

**PEMODELAN KEDEPAN 1-D DATA MAGNETOTELLURIK (MT)
YANG BEBAS DISTORSI**

**Juniar Hutahaean, Eidi Sihombing dan Winsyahputra Ritonga
Jurusan Fisika FMIPA Universitas Negeri Medan**

ABSTRAK

Suatu estimasi yang teliti terhadap distribusi konduktivitas material lapisan bawah permukaan bumi dari kurva respon permukaan 1-D sangat diperlukan untuk ketetapan interpretasi magnetotellurik (MT) sounding. Pada kenyataannya, konduktivitas listrik di bawah permukaan bumi bukan saja bergantung terhadap kedalaman, tetapi perubahan konduktivitas listrik secara lateral dapat menyebabkan distorsi terhadap kurva respon 1-D Magnetotellurik. Untuk mengatasi permasalahan ini, disusunlah suatu algoritma dengan mentransformasi respon impedansi permukaan menjadi respon logaritmik kompleks tak berdimensi yang invariant terhadap distorsi sehingga kesalahan perhitungannya tidak dipengaruhi faktor distorsi. Berdasarkan algoritma ini respon logaritmik permukaan dihitung secara rekursif dengan pendekatan linear melalui logaritma kontras konduktivitas antar lapisan.

Perangkat lunak ini diujicoba terhadap empat model lapisan bumi. Dari keempat model yang diajukan, semuanya memenuhi syarat batas sebagai kurva respon 1-D MT karena $-\pi/4 \leq \text{Im} \log s \leq \pi/4$, sedangkan bagian real kurva respon hanya bergantung pada harga σ_0 . Jika σ_0 makin besar maka bagian real kurva respon akan bergeser ke bagian atas dan sebaliknya, namun bentuknya tidak berubah. Karena itu, kurva respon logaritmik ini dapat digunakan sebagai kurva baku untuk estimasi distribusi konduktivitas lapisan material di bawah permukaan bumi 1-D.

Kata kunci: Estimasi konduktivitas material, Respon frekuensi.

I. PENDAHULUAN

Metoda magnetotellurik (MT) merupakan salah satu metoda elektromagnetik dalam geofisika yang digunakan untuk mengetahui struktur bawah permukaan berdasarkan perbedaan sifat listrik struktur. Berdasarkan perubahan komponen medan listrik dan medan magnetik akibat perbedaan sifat listrik tersebut dapat ditentukan distribusi konduktivitas listrik terhadap kedalaman. Metode magnetotellurik memanfaatkan medan elektromagnetik alamiah sebagai sumber gelombang dengan jangkauan frekuensi 10^{-4} – 10^4 Hz. Pada jangkauan frekuensi ini, metoda MT mampu mendeteksi lapisan bumi sampai kedalaman 100 km.

Data MT dalam bentuk pengukuran medan listrik dan medan magnetik atau biasa disebut fungsi respon bumi dapat dimodelkan secara numerik, baik permodelan kedepan maupun metoda inverse, dengan berbagai bentuk-bentuk sederhana. Permodelan inverse untuk struktur bumi berlapis (1-D) oleh peneliti terdahulu (7,15,20) digunakan untuk menentukan jumlah lapisan resistif dan konduktif berdasarkan respon permukaan. Metode inversi yang dilakukan oleh Oldenburg (17) berguna untuk menentukan konduktivitas sebagai fungsi kontinu kedalaman, terutama untuk menguji struktur kecil di bawah permukaan bumi. Namun kenyataan menunjukkan bahwa selain material bumi merupakan penghantar yang tidak homogen, tetapi juga konduktivitas listriknya mengalami perubahan secara lateral. Hal ini menyebabkan distorsi terhadap kurva respon 1-D MT yang pada akhirnya akan menghasilkan kesalahan sistematis dan akan menyulitkan interpretasi kuantitatif dari model regional yang dihasilkan.

Metode permodelan kedepan yang digunakan merupakan perluasan metoda yang dilakukan Schmucker (10)

dengan menyusun suatu algoritma dengan mentransformasi respon impedansi menjadi respon logaritmik tak berdimensi yang invariant terhadap pengaruh distorsi. Berdasarkan algoritma ini respon logaritmik permukaan dihitung secara rekursif dengan pendekatan linear melalui logaritma kontras konduktivitas antar lapisan. Parameterisasi ketebalan lapisan menjadi ketebalan dikali akar pangkat dua konduktivitas lapisan, sama seperti yang dilakukan oleh Nabetani and Rankin (15).

Hasil penelitian ini mengajukan suatu algoritma pemodelan kedepan data 1-D MT yang invariant terhadap distorsi statik. Sebagaimana diketahui bahwa respon medan elektromagnetik sangat bergantung pada variasi konduktivitas di bawah permukaan bumi, oleh karenanya, variasi konduktivitas lapisan terhadap kedalaman dapat diprediksi

Persamaan Medan Elektromagnetik

Semua fenomena elektromagnetik dapat diturunkan dari persamaan Maxwell berikut :

$$\begin{aligned} \nabla \cdot \mathbf{E} &= \frac{\phi}{\epsilon_0} ; \nabla \cdot \mathbf{B} = 0; \nabla \times \mathbf{E} = -\partial_t \mathbf{B}; \\ \nabla \times \mathbf{H} &= \mathbf{J} + \partial_t \mathbf{D} \end{aligned} \dots\dots\dots 1$$

Selain itu hukum dasar lainnya:

$$\nabla \cdot \mathbf{J} + \frac{\partial}{\partial t} \mathbf{D} = 0 \dots\dots\dots 2$$

disebut persamaan kontinuitas

dimana

- B** = medan induksi magnetic (Wb/m^2);
- H** = intensitas medan magnetic (A/m);
- E** = intensitas medan listrik (V/m);
- D** = medan pergeseran arus listrik (C/m^2);
- J** = medan rapat arus listrik (A/m^2);
- ϕ = rapat muatan listrik (C/m^3).

Dalam medium homogen isotropis berlaku hubungan: $\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}$, $\mathbf{D} = \epsilon \mathbf{E}$, dan

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \dots\dots\dots 3$$

dengan: σ = konduktivitas listrik, ϵ = permitivitas listrik dan μ = permeabilitas magnet medan listrik dan medan magnet bervariasi terhadap waktu :

$$\mathbf{E}(t) = \mathbf{E} \cdot e^{-i\omega t} \text{ dan } \mathbf{H}(t) = \mathbf{H} \cdot e^{-i\omega t} \dots 4$$

Sehingga diperoleh :

$$\nabla \times \mathbf{E} = i\omega\mu\mathbf{H} \text{ atau } \nabla \times \mathbf{H} = (\sigma - i\omega\epsilon)\mathbf{E} \dots\dots 5$$

Dengan melakukan operasi curl, kemudian menerapkan identitas vektor akan diperoleh persamaan Helmholtz:

$$\nabla^2 \mathbf{E} + (i\sigma\omega - \epsilon\omega^2)\mu\mathbf{E} = 0 \text{ dan}$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} + (i\sigma\omega - \epsilon\omega^2)\mu\mathbf{H} = 0 \dots\dots\dots 6$$

Persamaan ini adalah persamaan gelombang dalam domain frekuensi. Untuk material bumi dalam range frekuensi yang sering digunakan dalam eksplorasi magnetotellurik $\epsilon\omega \ll \sigma$ ⁽⁸⁾. Dari

$$\nabla^2 \mathbf{E} + k^2 \mathbf{E} = 0 \text{ dan } \nabla^2 \mathbf{H} + k^2 \mathbf{H} = 0 \dots\dots\dots 7$$

dimana $k^2 = i\omega\mu\sigma$. Persamaan 7) merupakan persamaan difusi yang sangat penting untuk merepresentasikan medium bumi khususnya dalam metode elektromagnetik. Permasalahan 1-D rapat arus induksi tidak berubah dalam bidang horizontal, sehingga resultan medan elektromagnetik menjadi :

$$\mathbf{E} = (E_x, 0, 0) \text{ dan } \mathbf{H} = (0, H_y, 0).$$

Persamaan gelombang dapat ditulis : $\left(\partial \frac{z}{x} + k^2\right) \begin{pmatrix} \vec{E} \\ \vec{H} \end{pmatrix} = 0$ Solusi

medan listrik dan medan magnet untuk masing-masing lapisan :

$$E_x^{(n)} = A_n e^{izk_n} + B_n e^{-izk_n} \dots\dots\dots 8$$

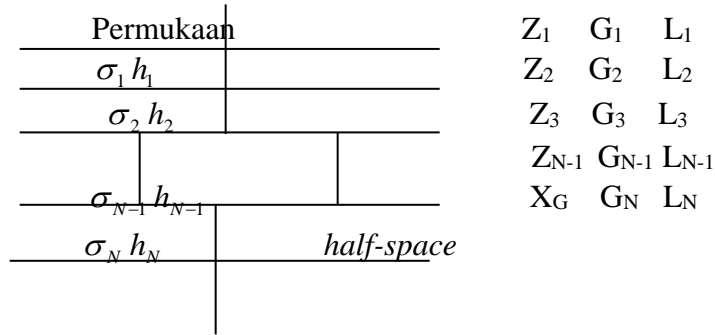
$$H_y^{(n)} = \frac{k_n}{\omega\mu} (A_n e^{izk_n} - B_n e^{-izk_n}) \dots\dots\dots 9$$

dimana : $n = 1, \dots, N$ dan Z = kedalaman. Kemampuan penetrasi (*skin depth*) medan elektromagnetik didefinisikan:

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\mu\omega\sigma}} = 503 \sqrt{\frac{1}{f\sigma}} \dots\dots\dots 10$$

menunjukkan penetrasi medan gelombang elektromagnetik tergantung pada konduktivitas lapisan dan frekwensi gelombang sumber

1.1 Impedansi Model N-Lapis Bumi



Gambar 1. Model N-Lapis bumi

Untuk menentukan impedansi elektromagnetik, diasumsikan medium terdiri dari N-lapis masing-masing lapisan mempunyai besaran fisis yang sama. Untuk memperoleh pernyataan tentang impedansi medium berlapis, terlebih dahulu ditentukan hubungan antara impedansi lapisan ke-1 dan ke-2. Impedansi pada kedalaman z dari permukaan bumi adalah:

$$Z(z) = \frac{\omega \mu (A_1 e^{izk_1} + B_1 e^{-izk_1})}{k_1 (A_1 e^{izk_1} - B_1 e^{-izk_1})} = \frac{\omega \mu \left[1 + \left(\frac{B_2}{A_2} \right) e^{-2izk_1} \right]}{k_1 \left[1 - \left(\frac{B_1}{A_1} \right) e^{-2izk_1} \right]} \dots 11$$

Bila kita menggunakan $\frac{B_1}{A_1} = e^{\ln\left(\frac{B_1}{A_1}\right)}$,

maka didapat:

$$Z(z) = \frac{\omega \mu}{k_1} \coth \left[izk_1 - \frac{1}{2} \ln \left(\frac{B_1}{A_1} \right) \right]$$

atau :

$$\ln \left(\frac{B_1}{A_1} \right) = 2 \left(izk_1 - \coth^{-1} \frac{k_1 Z(z)}{\omega} \right) \dots 12$$

Impedansi pada kedalaman z_1 :

$$Z(z_1) = \frac{\omega \mu}{k_1} \coth \left[iz_1 k_1 - \frac{1}{2} \ln \left(\frac{B_1}{A_1} \right) \right] \text{ dan}$$

Impedansi pada kedalaman z_2 :

$$Z(z_2) = \frac{\omega \mu}{k_1} \coth \left[iz_2 k_1 - \frac{1}{2} \ln \left(\frac{B_1}{A_1} \right) \right]$$

atau

$$Z(z_1) = \frac{\omega \mu}{k_1} \coth \left[i(z_1 - z_2)k_1 + \coth^{-1} \left(\frac{k_1 Z(z_2)}{\omega \mu} \right) \right]$$

untuk $z_1 = 0$ (permukaan) dan $z = h_1$ (permukaan lapisan ke-2), maka diperoleh:

$$Z(0) = \frac{\omega \mu}{k_1} \coth \left[-i h_1 k_1 + \coth^{-1} \left(\frac{k_1 Z(h_1)}{\omega \mu} \right) \right]$$

atau secara umum ditulis:

$$Z_{n-1} = \frac{\omega \mu}{k_{n-1}} \coth \left[-i h_{n-1} k_{n-1} + \coth^{-1} \left(\frac{k_{n-1} Z_n}{\omega \mu} \right) \right]$$

dengan demikian:

$$Z_{n-1} = \frac{\omega \mu}{k_{n-1}} \tanh \left[-i h_{n-1} k_{n-1} + \tanh^{-1} \left(\frac{k_{n-1} Z_n}{\omega \mu} \right) \right] Z_{n-1}$$

untuk $n = 2, 3, \dots, N$

Pada model bumi berlapis, syarat batas yang harus dipenuhi pada setiap bidang batas antar lapisan antara lain:

kontinuitas komponen tangensial medan elektromagnetik, kontinuitas komponen normal rapat arus dan intensitas medan magnet, dinyatakan oleh $Z_n(z)=Z_{n-1}(z)$ maka untuk lapisan ke N diperoleh:

$$Z_N = \frac{\omega \mu}{k_N} \dots\dots\dots 14$$

Z_N adalah impedansi pada permukaan lapisan ke-N (*half-space*). Persamaan 13) dapat juga ditulis dalam persamaan

$$\text{berikut: } Z_n = \frac{z_{n+1} + T_n}{S_n z_{n+1}}, n = 1,2,\dots\dots\dots 15$$

dimana:

$$T_n = W \sqrt{\rho_n} \tanh \left(\frac{W h_n}{\sqrt{\rho_n}} \right);$$

$$S_n = \frac{1}{W \sqrt{\rho_n}} \tanh \left(\frac{W h_n}{\sqrt{\rho_n}} \right);$$

$$W = \sqrt{-i\mu\omega}; \text{ dan}$$

$Z_N = W \sqrt{\rho_N}$. ke arah permukaan, nilai impedansinya mengandung informasi lapisan-lapisan di bawahnya. Pada impedansi permukaan terkandung seluruh informasi di bawah permukaan. Harga resistivitas semu dan fasa di permukaan dapat dihitung:

$$\rho_a(\omega) = \frac{1}{\sqrt{|W|}} Z_1^* Z_1 \quad \text{dan}$$

$$(\omega) = \tan^{-1} \frac{\text{Im}(z_1)}{\text{Re}(z_1)}$$

2. METODOLOGI
Pemodelan Kedepan (Forward)

Misalkan respon impedansi Z_{obs} berharga kompleks, dengan kesalahan δ_z dianggap random dan sama antara bagian real dan imajineranya, yang teramati untuk frekuensi sudut ω_j , untuk $j = 1,2, \dots, J$. permasalahannya adalah menginterpretasi $Z_{obs}(\omega_j)$ untuk model

konduktivitas yang terdiri dari $n = 1, 2, \dots, N-1$ bidang lapisan horizontal, masing-masing mempunyai konduktivitas listrik uniform δ_n (S/m) dan ketebalan h_n (m), berada di atas sebuah *half-space* yang merupakan penghantar uniform dengan konduktivitas δ_N untuk interpretasi 1-D maka $\text{Re } Z_{obs}(\omega) \geq 0$ dan $\text{Im } Z_{obs} \leq 0$. Suatu bentuk yang sesuai untuk masalah ke depan dapat diperoleh dengan mentransformasi Z_{obs} menjadi bentuk tak berdimensi^(10,11):

$$G_{obs}(\omega) = \sqrt{\frac{i\sigma}{\omega\mu}} Z_{obs}(\omega) \dots\dots\dots 16$$

Dimana σ_0 adalah penghantar half-space dan permeabilitas statik diasumsikan sama dengan ruang hampa = $4\pi \cdot 10^{-7} \text{ H/m}$. Untuk penghantar *half-space* seragam, G_{obs} akan berharga satu. Solusi untuk model lapisan horizontal diperoleh dari persamaan Maxwell dengan mengabaikan arus pergeseran. Solusi yang didasarkan pada algoritma yang diturunkan oleh Wait⁽¹¹⁾ adalah:

$$G_n(\omega) = \frac{R_n [G_{n+1}(\omega) + T_n(\omega)]}{[1 + G_{n+1}(\omega) + T_n(\omega)]} \dots\dots\dots 17$$

Untuk $n=1, 2, 3, \dots, N-1$, dimana didefinisikan:

$$T_n(\omega) = \tanh [(-i\mu\omega_0\omega)^{\frac{1}{2}} H_n] \dots\dots\dots 18$$

$$R_n = (\sigma_{n-1}/\sigma_n)^{1/2} \text{ dan}$$

$$H_n = h_n(\sigma_n/\sigma_0)^{1/2} \dots\dots\dots 19$$

Untuk *half-space* adalah:

$$G_N(\omega) = R_N \dots\dots\dots 20$$

Respon pada permukaan adalah $G_l(\omega)$ sama dengan $G_{obs}(\omega)$.

Dari besaran-besaran σ_n dan h_n akan dihitung H_n (ketebalan lapisan berskala) dan R_n (akar pangkat dua rasio konduktivitas). Untuk masalah ke depan, harga H_n digunakan untuk menghitung $T_n(\omega)$ yang akan digunakan untuk menghitung respon permukaan secara rekursif melalui persamaan 17).

Respon Logaritmik

Respon logaritma kompleks didefinisikan sebagai:

$$L_{obs}(\omega) = \ln G_{obs}(\omega) \dots\dots\dots 21$$

dimana: $-\pi/2 \leq \text{Im } L_{obs} \leq \pi/2$. Kesalahan δ dalam hal ini diasumsikan sama pada bagian real dan imajiner, diberikan oleh kesalahan relatif pada Z_{obs} , yaitu: $\delta(\omega) = \delta(\omega)/|Z_{obs}(\omega)|$. Untuk kasus 1-D maka $-\pi/4 \leq \text{Im } L_{obs} \leq \pi/4$. Bila dinyatakan dalam konduktivitas semu σ_a dan fase ϕ menjadi : $\text{Re } L_{obs} = 0.5 \ln (\sigma_o/\sigma_a)$, dengan $\sigma_o/\sigma_a = |G_{obs}|^2$ dan $\text{Im } L_{obs} = \pi/ - \phi$. Apabila 2ϕ dalam satuan radian diplot dengan $\ln \sigma_a$ maka besarnya kesalahn pada keduanya menjadi ekivalen. Harga σ_o didefinisikan sebagai rata-rata berbobot dari $\ln \sigma_a$, yaitu :

$$\ln \sigma_o = \sum_{j=1}^j w(\omega_j) \ln \sigma_a(\omega_j) \dots\dots 22$$

Untuk menentukan harga bobot W digunakan metode Fischer ⁽¹¹⁾. Harga σ_o diambil sedemikian hingga rata-rata berbobot $\text{Re } L_{obs} = 0$. Dengan adanya distorsi statik, σ_a menjadi σ_a/d^2 dan oleh karena itu σ_o berubah menjadi σ_o/d^2 melaluai persamaan (3.8), maka $G_{obs}(\omega)$ dan $L_{obs}(\omega)$ akan variant terhadap d . Karena itu, $L_{obs}(\omega)$ hasil pemodelan

ke depan dan kesalahan perhitungan ϵ tidak akan terikat dengan d , karena d hanya akan mengubah harga σ_o . Menentukan respon logaritmik dapat diperoleh dari persamaan 17) dengan mengambil $L_n = \ln G_n$ yaitu:

$$L_n(\omega) = X_n + 2 \tanh^{-1} \{E_n(\omega)\} \dots\dots\dots 23$$

Untuk $n = 1, 2, \dots, N-1$, dimana:

$$X_n = 0,5 \ln \frac{\sigma_{n-1}}{\sigma_n} \quad \text{dan}$$

$$E_n = \exp \left[-2(-i\mu \sigma_o \omega) \frac{1}{2} H_n \right] \dots\dots\dots 24$$

respon logaritma pada permukaan adalah $L_1(\omega)$ sama dengan $L_{obs}(\omega)$.

Linearisasi

Persamaan 26) adalah persamaan tak linear jika X_n tidak diketahui. Akan tetapi jika kontras konduktivitas lapisan kecil, yaitu jika R_n 100tatic sama dengan 1 sehingga $|X| \ll 1$ untuk $n = 2, 3, \dots, N$, maka persamaan tersebut menjadi linear. Sehingga solusi linearnya akan memenuhi pendekatan linear berikut:

$$L_n(\omega) \cong X_n + E_n(\omega)L_{n+1}(\omega) \dots\dots\dots 25$$

untuk $n=1, 2, \dots, N-1$. Persamaan 25) merupakan model penghantar *quasi-uniform*. Respon logaritmik permukaan menjadi:

$$L_{1(\omega)} = \sum_{n=1}^N D_n(\omega) X_n \dots\dots\dots 26$$

dimana,

$$D_n(\omega) = \exp [-2(-i\mu \sigma_o \omega) 1/2 \sum_{n=1}^{n-1} H_n] \dots\dots 27$$

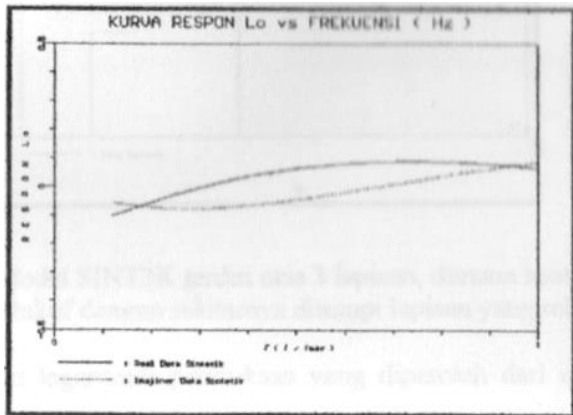
untuk $n=2, 3, \dots, N$ dan $D_1(\omega) = 1$. Untuk pemodelan ke depan digunakan

persamaan 27) untuk menghitung respon logaritmik permukaan.

4. PEMBAHASAN

Program pemodelan kedepan dibuat berdasarkan algoritma dengan mentransformasi respon impedansi permukaan menjadi respon logaritmik kompleks tak berdimensi yang invariant terhadap distorsi sehingga kesalahan perhitungan tidak dipengaruhi statik distorsi. Berdasarkan algoritma ini respon logaritmik permukaan dihitung secara rekursif dengan pendekatan linear melalui logaritma kontras konduktivitas antar lapisan. Program pemodelan kedepan dianalisa dengan menggunakan data sintetik untuk menguji perilakunya. Ujicoba dilakukan untuk empat model lapisan bumi.

Pengujian Perangkat Lunak Model SINT3R



Gambar 2. Kurva respon logaritmik terhadap frekuensi, $\sigma = 0,002$ S/m dan $f_{max} = 0,035$ Hz

Model SINT3R terdiri atas 3 lapisan, dimana suatu lapisan yang statik lebih resistif dengan sekitarnya ditutupi lapisan yang statik lebih tipis. Konduktivitas dan ketebalan masing-masing lapisan adalah: $\sigma = (0.00263,$

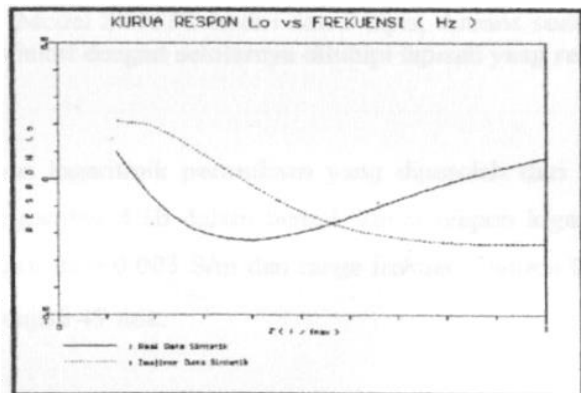
$0.00092, 0.00287)$ S/m dan $h = (20000, 49000)$ m.

Relogaritmik permukaan yang diperoleh dari model tersebut disajikan pada gambar 4.1 dalam bentuk kurva respon logaritmik terhadap frekuensi dengan $\sigma_0 = 0.002$ S/m dan range frekuensi antara 0.00051-0.035 hz yang dibagi menjadi 49 titik.

Pengujian Perangkat Lunak Model SINT3K

Model SINT3K terdiri dari 3 lapisan, dimana suatu lapisan yang statik lebih konduktif dengan sekitarnya ditutupi lapisan yang statik lebih tipis. Konduktivitas dan ketebalan masing-masing lapisan adalah : $\sigma = (0.00236, 0.0112, 0.00187)$ S/m dan $h = (20200, 49000)$ m.

Respon logaritmik permukaan yang diperoleh dari model tersebut disajikan pada gambar 4.2 dalam bentuk kurva respon logaritmik terhadap frekuensi dengan $\sigma_0 = 0.005$ S/m dan range antara 0.0005-0.035 Hz yang dibagi menjadi 49 titik.

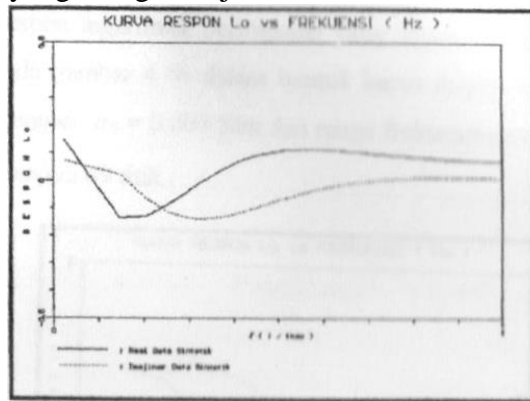


Gambar 3. Kurva respon logaritmik terhadap frekuensi, $\sigma = 0,005$ S/m dan $f_{max} = 0,035$ Hz

Pengujian Perangkat Lunak Model SINT3T

Model SINT3T terdiri atas 3 lapisan, dimana suatu lapisan yang statik lebih konduktif dengan sekitarnya ditutupi lapisan yang statik lebih tebal. Konduktivitas dan ketebalan masing-masing lapisan adalah : $\sigma = (0.00263, 0.0112, 0.00187)$ S/m dan $h = (49000, 20000)$ m.

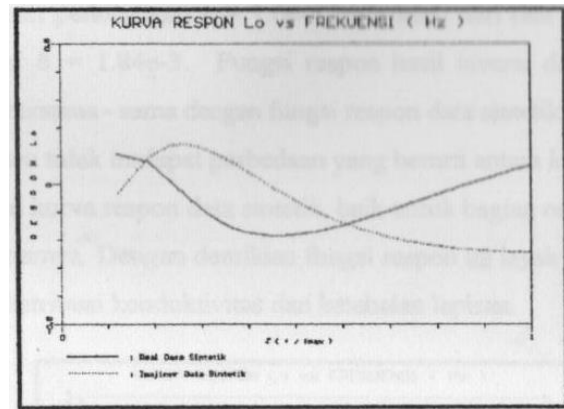
Respon logaritmik permukaan yang diperoleh dari model tersebut disajikan pada gambar 4.3 dalam bentuk kurva respon logaritmik terhadap frekuensi dengan $\sigma_0 = 0.003$ S/m dan range frekuensi antara 0.0001-0.2m Hz yang dibagi menjadi 49 titik.



Gambar. 4. Kurva respon logaritmik terhadap frekuensi, $\sigma = 0,003$ S/m dan $f_{max} = 0,2$ Hz

Pengujian Perangkat Lunak Model SINT4S

Model SINT4S terdiri atas 4 lapis berselang-selang antara yang resistif dengan yang konduktif. Konduktivitas dan ketebalan masing-masing lapisan adalah : $\sigma = (0.00263, 0.0112, 0.00187, 0.0105)$ S/m dan $h = (20200, 39000, 215000)$ m.



Gambar 5. Kurva Respon SINT4S dengan $\sigma = 0,005$ S/m dan $f_{maks} 0,035$ Hz

Respon logaritmik permukaan yang diperoleh dari model tersebut disajikan pada gambar 4.4 dalam bentuk kurva respon logaritmik terhadap frekuensi dengan $\sigma_0 = 0.005$ S/m dan range frekuensi antara 0.00051-0.035m Hz yang dibagi menjadi 49 titik.

Analisis Hasil dan Diskusi

Dari keempat model yang diajukan di atas, semuanya memenuhi syarat batas sebagai respon 1-D MT karena $-\pi/4 \leq \text{Im } L_{obs} \leq \pi/4$. Sedangkan bagian realnya tergantung pada σ_0 , dimana σ_0 makin besar maka bagian real kurva respon akan bergeser statik atas atau sebaliknya, namun bentuknya tidak berubah.

Pada kenyataannya, konduktivitas listrik material bumi bukanlah masalah 1-D, dimana perubahan konduktivitas listrik secara lateral dapat menyebabkan distorsi terhadap kurva respon 1-D MT. apabila ditinjau dari segi struktur konduktivitas statik, interpretasi kurva respon yang terdistorsi ini masih sah bila memenuhi keadaan berikut:

1. Jika lapisan penutup tipis, maka distorsi terhadap impedansi Z dapat diatasi dengan mengalikannya

dengan statik distorsi d berharga real positif dan tidak bergantung frekuensi, asalkan medan sumber mempunyai panjang gelombang yang cukup besar dibandingkan dengan ketebalan lapisan penutup⁽¹¹⁾. Frekuensi sedemikian rendah ini akan menyebabkan induksi diri statik cukup kecil, sehingga penetrasi EM cukup dalam dibandingkan dengan ketebalan lapisan penutup. Distribusi konduktivitas sepanjang permukaan yang tidak merata menyebabkan distorsi statik medan listrik oleh redistribusi arus listrik horizontal. Interpretasi medan listrik ini merupakan dasar metoda statik. Jika terdapat efek distorsi statik, maka Z (diperoleh dari konduktivitas σ dan ketebalan h) menjadi Dz , konduktivitas lapisan σ/d^2 dan ketebalan menjadi dh ⁽¹²⁾. Maka distorsi statik hanya menyebabkan pergeseran pada profil konduktivitas model terhadap kedalaman jika diplot dalam skala logaritmik tanpa mengalami perubahan bentuk. Perbedaan antara respon model dengan respon logaritmik pengamatan menjadi invariant terhadap harga d . oleh karena itu pemodelan kedepan 1-D MT ini dibuat untuk menghindari distorsi statik.

2. Jika perubahan konduktivitas lateral di setiap kedalaman lebih besar dibandingkan dengan skal horizontalnya, maka kurva respon akan mengalami sedikit distorsi. Keadaan ini mendukung interpretasi 1-D karena bagian-bagian kecil struktur konduktivitas lateral pada kedalaman yang lebih besar lebih sulit mendeteksinya.

5. KESIMPULAN DAN SARAN

Kesimpulan

Telah berhasil disusun perangkat lunak untuk pemodelan ke depan data 1-D magnetotellurik yang bebas distorsi dan dapat digunakan untuk keperluan estimasi distribusi konduktivitas lapisan bumi. Perangkat lunak ini diujicoba dengan menggunakan data sintetik terhadap empat model bumi berlapis. Hasil pengujian menunjukkan bahwa perangkat lunak ini cukup efektif dan akurat. Hasil pengujian juga cukup menunjukkan bahwa prosedur pemodelan kedepan ini dapat mendeteksi lapisan yang statik konduktif maupun yang statik resistif dengan sekitarnya. Kelemahan utama dari program pemodelan kedepan ini adalah dalam menentukan harga ketebalan lapisan berskala H_n yang dilakukan dengan cara mencoba-coba, namun demikian cara ini dapat memperbaiki tingkat akurasi.

Saran

Program ini masih banyak memerlukan penyempurnaan agar diperoleh hasil yang akurat dan hemat. Untuk itu penulis menyarankan:

1. Untuk menghindari cara mencoba-coba dalam menentukan ketebalan lapisan berskala H_n yang sering menyita waktu, maka perlu dicari cara statik namun tingkat akurasi masih dapat diperthankan.
2. Kurva respon hasil pemodelan ini dapat digunakan sebagai kurva standard dalam pencocokan kurva data lapangan yang mengalami distorsi statik untuk estimasi distribusi konduktivitas dan ketebalan lapisan bumi, asalkan data respon tersebut sudah

memenuhi syarat sebagai data 1-D MT.

3. Program pemodelan kedepan ini dapat digunakan untuk distribusi konduktivitas yang kontinu terhadap kedalaman, dan metode ini dapat dilanjutkan untuk dimensi yang lebih tinggi.

6. DAFTAR PUSTAKA

1. Abramovici, F., Landisman, M., and Shoham, Y., 1976, **Partial derivatives for the one – dimensional Magnetotelluric problems**, Geophys. J. R. Astr.Soc., vol. 44, p. 359-378.
2. Backus, G.E., and Gilbert, J. F., 1967, **Numerical aplications of a formulism for geophysical inverse problems**, Geophys. J. R. astr. Soc., vol 13, p. 247-276.
3. Cagniard, L., 1953, **Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting**, Geophysics, vol. 18, p. 605-635.
4. Coen, S., Quercia, F., and Mackiewicz, 1983, **Direct Inversion of One-Dimensional Magnetotelluric Data**, Journal of Geophysical research, vol. 88, p. 2407-2412.
5. Fischer, G., Schnegg, P. A., Peguiron, M., and Le Quang, B. V., 1981, **An-analytic one-dimensional magnetotelluric inversion scheme**, Geophys. J. R. astr. Soc., vol. 67, p. 257-278.
6. Fischer, G., and Le Quang, B. V., 1981, **Topography and minimization of the standard deviation in one-dimensional magnetotelluric modelling**, Geophysics. J. R astr. Soc., vol. 67, p. 279-292.
7. Jupp, D. L. B., and Vojoff, K., 1975, **Stable iterative methods for the inversion of geophysical data**, Geophys. J. R. astr. Soc., vol. 42, p. 957-976.
8. Kaufman, A. A. And Keller, G. V., 1981, **The magnetotlluric sounding**, Elsevier, New York.
9. Kunetz, G., 1972, **Processing and interpretation of magnetotelluric soundings**, Geophysics, vol. 37, p. 1005-1021.
10. Larsen, J. C., 1975, **Low frequency (0.1-6.0 cpd) electromagnetic study of deep mantle electrical conductivity beneath the Hawaiian Island**, Geophys. J. astr. Soc., vol. 43, p. 17-46.
11. ____1981, **A new technique for layered earth magnetotelluric inversion**, Geophysics, vol. 46, p.1247-1257.
12. Loewenthal, D., 1975, **Theoretical uniqueness of the magnetotelluric inverse problem for equal penetration discretizable model**, Geophys. J. R. Astr. Soc., vol. 43, p. 897-903.
13. Marquart, D. W., 1963, **An algorithm for least-square estimation of non linear parameters**, J. Soc. Indust. Appl. Math., vol. 11, p. 431-441.
14. Menke, W., 1984, **Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory**, Academic Press Inc, USA.
15. Nabetani, s., and Rankin, D., 1969, **An inverse method of magnetotelluric analysis of a multilayered earth**, Geophysics, vol. 34, p. 75-86.
16. Nakamura, S., 1993, **Applied Numerical Method in C**, Prentice – Hall International Edition, Singapore.

17. Oldenburg, D. W., 1979, **One-dimensional inversion of natural source magnetotelluric observation**, Geophysics, vol. 44, p. 1218 – 1244.
18. Tarantola, A., and Valette, B, 1987, **Inverse Problems Theory: Methods for Data Fitting and Model Parameter Estimation**, Elsevier, New York.
19. Whittall, K. P., and Oldenburg, D. W., 1986, **Inversion of Magnetotelluric data using a practical inverse scattering formulation**, Geophysics, vol. 51, p. 383-395.
20. Wu, F. T., 1986, **The inverse problem of magnetotelluric sounding**, in Vozof, K, ed. Magnetotelluric Methods, Geophysics Reprint series No. 5, Soc. Expl. Geophys, 409-416.