

# Pemodelan Sebaran Sistem Hidrotermal dan Identifikasi Jenis Batuannya dengan Metode CSAMT (Studi Kasus Gunungapi Ungaran)

Arif Ismul Hadi<sup>1</sup>, Kirbani Sri Brotospito<sup>2</sup> dan Wahyudi<sup>2</sup>

**Abstract:** The investigation of the hydrothermal system distribution and identification of its rock type has been done by CSAMT method at Ungaran Volcano area. The acquisition data has been done around 750 m x 100 m area with 4 lines at N75°E direction. Sounding site distanced 250 m, whereas the data was measured by Stratagem model 26716-01 Rev.D. Processing of the data was started by 1-D inversion of Robust method. The 1-D results were then used as the input of MT2D software. The results showed that subsurface resistivity were 8.6 to 46.4  $\Omega\text{m}$  estimated as hydrothermal system, 55.8 to 102.6  $\Omega\text{m}$  estimated as aquifer zone or permeable saturated zone, 145.3 to 495.7  $\Omega\text{m}$  estimated as pra-caldera rock associated with vapor dominated zone, and 1420.5 to 15.083  $\Omega\text{m}$  estimated as lava pile associated with basaltic and andesitic rock. The most prospective hydrothermal system area existed at all along line 4 on 30 to 140 m depth.

**Keywords:** hydrothermal system distribution, rock type, CSAMT method and Ungaran Volcano

## PENDAHULUAN

Metode CSAMT (*Controlled Source Audio-frequency Magneto-telluric*) merupakan salah satu metode survai dengan menggunakan sistem induksi elektromagnetik untuk mengetahui resistivitas listrik batuan bawah permukaan. Prinsip dasar metode CSAMT adalah medan elektromagnetik primer akan dipancarkan keseluruhan arah oleh dipol listrik yang digroundkan. Pada saat medan elektromagnetik primer mencapai permukaan bumi di daerah lain, maka medan elektromagnetik akan menginduksi arus pada lapisan-lapisan bumi yang dianggap konduktor. Arus tersebut

disebut sebagai arus *telluric* atau arus *eddy*. Adanya arus *telluric* pada lapisan-lapisan bumi ini menyebabkan timbulnya medan elektromagnetik sekunder yang kemudian dipancarkan kembali keseluruhan arah sampai di permukaan bumi. Pengukuran medan sekunder inilah yang dicatat oleh receiver untuk memperoleh informasi tentang pengukuran lapisan di bawah permukaan bumi. Informasi yang diperoleh berupa impedansi gelombang elektromagnetik sekunder yang dihasilkan rapat arus *telluric* pada masing-masing lapisan. Setiap lapisan mempunyai nilai konduktivitas yang berbeda-beda, sehingga

<sup>1</sup>) Staf Pengajar Jurusan Fisika, FMIPA, Universitas Bengkulu.  
e-mail: [ismulhadi@yahoo.com](mailto:ismulhadi@yahoo.com)

<sup>2</sup>) Staf Pengajar Program Studi Geofisika, Jurusan Fisika, FMIPA, Universitas Gadjah Mada.

medan elektromagnetik sekunder yang dihasilkan juga akan berbeda-beda bergantung pada jenis lapisannya. Metode CSAMT ini sudah banyak dimanfaatkan untuk penelitian panas bumi.

Penelitian ini bertujuan untuk mengetahui dan memodelkan sebaran sistem hidrotermal dan mengidentifikasi jenis-jenis batuan-nya di daerah prospek panas bumi Gunungapi Ungaran berdasarkan nilai resistivitas batuan-nya. Nilai resistivitas yang rendah di daerah gunungapi ini diduga sebagai sistem hidrotermal. Aspek penting dari sebuah model untuk sistem sebaran hidrotermal dalam daerah gunungapi akan menampakkan keberadaan sumber panas bumi.

Penurunan persamaan untuk metode MT maupun CSAMT dikembangkan mengikuti pendekatan Cagniard (1953). Asumsi dasar yang digunakan dalam pendekatan Cagniard tersebut: pertama, bumi dianggap lapisan horisontal dimana masing-masing lapisan mempunyai sifat homogen isotropis. Kedua, gelombang elektromagnetik alam yang berinteraksi dengan bumi merupakan gelombang bidang.

Persamaan Maxwell me-nyatakan bahwa setiap perubahan

medan magnet  $H$  akan menimbulkan medan listrik  $E$  atau sebaliknya. Dengan menganggap bahwa bumi bersifat homogen isotropis (Grant and West, 1965), sifat fisik medium tidak bervariasi terhadap waktu dan tidak ada suatu sumber muatan dalam medium yang ditinjau, sehingga diperoleh persamaan Maxwell dalam bentuk:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\mu \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t}, \dots\dots\dots (1)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma \mathbf{E} + \varepsilon \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t}, \dots\dots (2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = 0, \dots\dots\dots (3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{H} = 0, \dots\dots\dots (4)$$

Persamaan gelombang untuk medan listrik dan medan magnet secara terpisah yang merupakan fungsi waktu sebagai berikut:

$$\nabla^2 \mathbf{E} - \sigma \mu \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} - \varepsilon \mu \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} = 0 \text{ dan}$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} - \sigma \mu \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} - \varepsilon \mu \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial t^2} = 0 \dots\dots (5)$$

Apabila variasi terhadap waktu dinyatakan sebagai fungsi sinusoidal, maka akan diperoleh persamaan (Grant and West, 1965):

$$\mathbf{E}(\mathbf{r}, t) = \text{Re } \tilde{\mathbf{E}}(\mathbf{r}, \omega) e^{i\omega t}$$

dan

$$\mathbf{H}(\mathbf{r}, t) = \text{Re } \tilde{\mathbf{H}}(\mathbf{r}, \omega) e^{i\omega t}, \dots\dots (6)$$





Fluida dan batuan reservoir dalam sistem panas bumi biasanya saling bereaksi mengakibatkan alterasi (perubahan) fase padat dan cair, sehingga menghasilkan mineral baru. Perubahan fase ini disebabkan adanya sebaran temperatur yang berbeda-beda dalam reservoir panas bumi. Secara umum bentuk alterasi hidrotermal meliputi mineralogi, tekstur, dan respon kimia batuan termal maupun lingkungan kimianya berubah yang ditandai oleh kenampakan air panas, uap air, dan gas (Wohletz and Heiken, 1992).

#### METODOLOGI PENELITIAN

Daerah penelitian terletak pada posisi geografis  $7^{\circ}11'$  LS dan  $110^{\circ}20'$  BT (Van Padang, 1951) dengan ketinggian antara 890 – 1110 m di atas MSL, mencakup 4 buah lintasan pengukuran (arah  $N75^{\circ}E$ ) seluas  $750 \times 100$  m. Adapun masing-masing titik *sounding* pada lintasan tersebut berjarak 250 m.

Akuisisi data di lapangan menggunakan peralatan CSAMT model *Stratagem 26716 Rev. D*. Alat ini digunakan untuk mengukur intensitas medan listrik dan medan magnet dalam frekuensi tertentu (Geometrics, 2000), sedangkan proses pengolahan data digunakan

satu set komputer dengan perangkat lunak antara lain: *Fortran Visual Workbench*, *Surfer* versi 6.0, *MT1D*, *MT2D*, dan millimeter blok untuk pembuatan *gridding*.

Akuisisi data dimulai dengan melakukan pengesetan alat baik penerima maupun pemancar. Pada alat penerima dilakukan pengukuran terhadap jarak elektroda potensial utara selatan ( $E_y$ ) dan timur-barat ( $E_x$ ). Sensor magnetik juga diarahkan utara-selatan ( $H_y$ ) dan timur-barat ( $H_x$ ), dilevelkan dengan *water-pass*, kemudian dipendam agak dalam untuk menghindari adanya *noise*. *Setting* frekuensi dilakukan pada 3 *band* frekuensi: (*band 1*: 10 – 1 KHz), (*band 4*: 500 – 3 KHz), dan (*band 7*: 750 – 92 KHz), kemudian disetting *peak to peak* gelombangnya, sehingga data yang diperoleh baik dan akurat. Selanjutnya harga-harga dari panjang elektroda, posisi topografi ( $x, y, z$ ) baik dari pemancar maupun penerima dimasukkan ke dalam komputer untuk diproses pada saat dimulai akuisisi data.

Proses pengolahan data CSAMT dimulai dari data yang diperoleh yang terdiri dari frekuensi, koherensi, resistivitas semu dan fasa. Data *output* tersebut pada 3

*band* frekuensi masih terpisah, maka untuk menyusun agar data tersebut mempunyai jangkauan frekuensi rendah sampai tinggi, maka digunakan program ubah\_Z/susun\_Z. Dalam program ubah\_Z/susun\_Z dipilih nilai koherensi yang paling tinggi ( $\approx 1$ ). Data yang masih tersisa tersebut berupa: frekuensi, resistivitas semu, dan fasa. Pemilihan jumlah titik yang dipergunakan ditentukan berdasarkan kualitas data yang akan diinterpretasi.

Proses selanjutnya adalah menentukan nilai-nilai frekuensi yang mempunyai nilai yang sama dalam satu lintasan pengukuran sebagai masukan program inversi *MT1D* dan *MT2D*. Program inversi *MT1D* menggunakan pendekatan metode Robust, sedangkan inversi *MT2D* menggunakan pendekatan metode beda hingga. Masukan untuk *MT1D* berupa: tebakan awal jumlah lapisan, jumlah frekuensi, tebakan awal resistivitas, tebakan awal ketebalan, nilai-nilai frekuensi data lapangan, nilai-nilai resistivitas semu dan nilai-nilai fasa. Hasil keluaran program inversi *MT1D* berupa: kedalaman dan resistivitas sebenarnya pada satu titik *sounding*. Hasil inversi *MT1D* akan baik dan

diterima jika nilai *importance* data lapangan dan hasil perhitungan bernilai  $\approx 1$ .

Hasil inversi *MT1D* kemudian digunakan sebagai *input* *MT2D*, selanjutnya dibuat *grid model* resistivitas sebenarnya dengan arah titik *sounding* *x* dan kedalaman *z*. Titik simpul *grid* antara baris *x* dan kolom *z* menjadi nilai masukan resistivitas sebenarnya. Informasi yang dibutuhkan *MT2D* diantaranya: jumlah blok, jumlah titik *sounding*, *spacing* *grid* baris *x*, *spacing* *grid* kolom *z*, nilai model awal resistivitas sebenarnya, jumlah frekuensi, nilai-nilai frekuensi dan data lapangan. Selanjutnya program *MT2D* tersebut siap *dirun* sampai memperoleh nilai *error* yang paling minimal. Adapun hasil keluaran inversi *MT2D* berupa blok resistivitas sebenarnya pada arah lateral sebagai fungsi kedalaman.

Interpretasi data didasarkan pada kontras resistivitas batuan. Parameter-parameter tersebut dapat menaikkan dan menurunkan resistivitas batuan. Pori batuan yang terisi air akan memperlebar jangkauan nilai resistivitas batuan, yang mengakibatkan adanya *overlap* terhadap batuan lainnya, sehingga akan menyulitkan identifikasi jenis

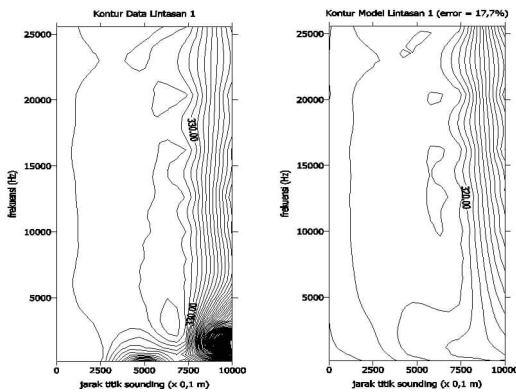
batuan (Schon, 1998). Untuk dapat mengidentifikasi jenis batuan secara tepat, maka tinjauan geologi daerah penelitian sangat penting untuk diketahui.

**HASIL DAN DISKUSI**

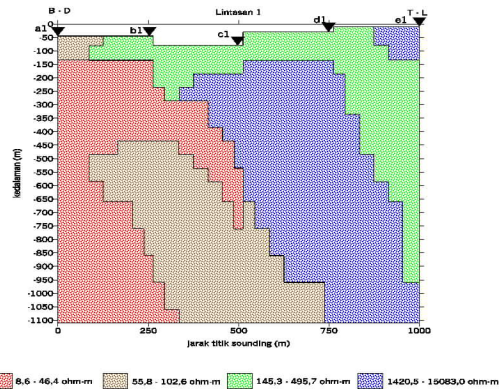
Data yang telah diolah dengan menggunakan software MT2D dapat dilihat hubungan antara

pola kontur *pseudo-section* resistivitas semu data lapangan dengan kontur *pseudo-section* resistivitas semu hasil perhitungan. Nilai resistivitas sebenarnya yang dihasilkan masing-masing blok adalah:

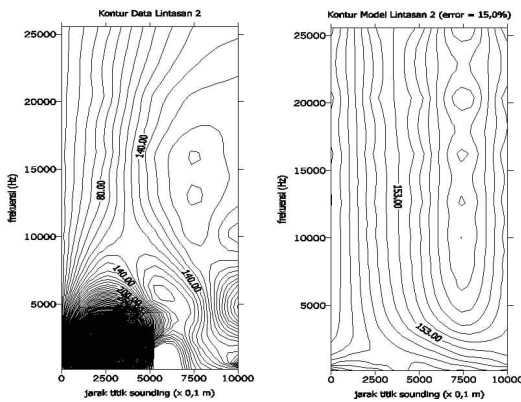
- Blok 1 = 8,6 – 46,4  $\Omega$ m.
- Blok 2 = 55,8 – 102,6  $\Omega$ m.
- Blok 3 = 145,3 – 495,7  $\Omega$ m.
- Blok 4 = 1420,5 – 15083  $\Omega$ m.



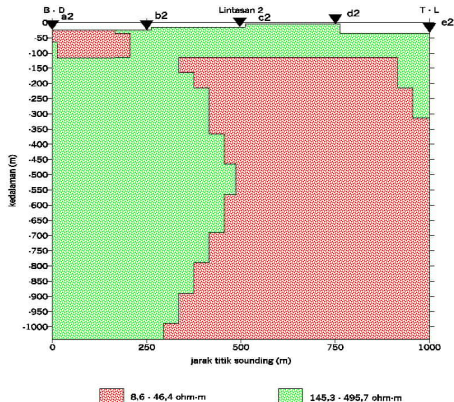
**Gambar 1.** Perbandingan kontur resistivitas semudata lapangan dan model pada lintasan 1



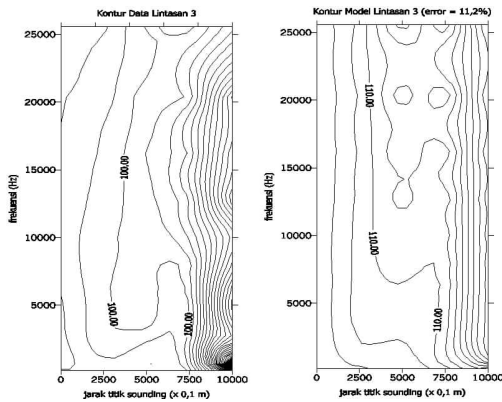
**Gambar 2.** Penampang 2-D resistivitas sebenarnya pada lintasan 1



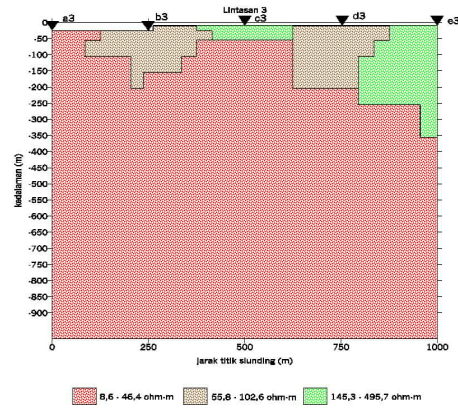
**Gambar 3.** Perbandingan kontur resistivitas semudata lapangan dan model pada lintasan 2



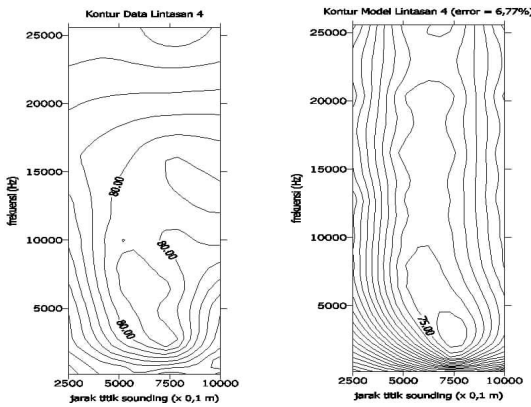
**Gambar 4.** Penampang 2-D resistivitas sebenarnya pada lintasan 2



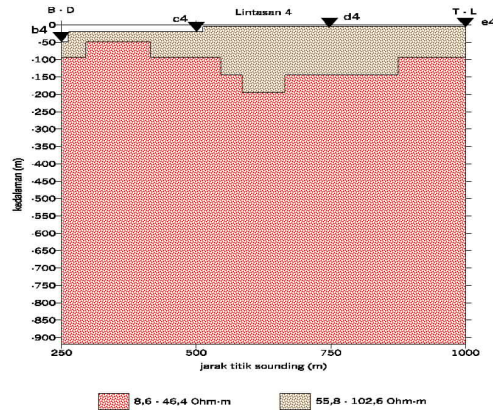
**Gambar 5.** Perbandingan kontur resistivitas semudata lapangan dan model pada lintasan 3



**Gambar 6.** Penampang 2-D resistivitas sebenarnya pada lintasan 3



**Gambar 7.** Perbandingan kontur resistivitas semudata lapangan dan model pada lintasan 4



**Gambar 8.** Penampang 2-D resistivitas sebenarnya pada lintasan 4

Pola kontur *pseudo-section* resistivitas semu data lapangan dengan kontur *pseudo-section* resistivitas semu hasil perhitungannya pada Gambar 1, 3, 5, dan 7, untuk penampang 2-D resistivitas sebenarnya yang diinterpretasi dapat dilihat pada Gambar 2, 4, 6, dan 8.

Berdasarkan hasil di atas dan model geoelektrik ideal

gunungapi menurut Lenat (1995), tampak bahwa daerah dengan resistivitas rendah (blok 1,  $\rho = 8,6-46,35 \Omega m$ ) merupakan daerah sistem hidrotermal. Namun pada titik *sounding*  $a_2$  dan  $a_3$  (di permukaan) diperkirakan bukan termasuk pada daerah ini, dimana resistivitas sebenarnya pada titik *sounding* tersebut  $\rho = (29,9-42,8 \Omega m)$  dan  $\rho =$



(35,8-42,7  $\Omega\text{m}$ ) disebabkan pada daerah tersebut berada pada lintasan sungai dan sawah yang mengandung air permukaan. Hal tersebut disebabkan karena sifat air dapat menurunkan resistivitas batuan berpori mendekati resistivitas air, sehingga mengakibatkan respon resistivitas yang rendah (Schon, 1998).

Daerah resistivitas rendah sampai sedang (blok 2,  $\rho = 55,8\text{--}102,6 \Omega\text{m}$ ) yang banyak berdekatan dengan sistem hidrotermal diperkirakan merupakan zona akuifer atau *saturated zone* yang permeabel. Nilai resistivitas sedang (blok 3,  $\rho = 145,3\text{--}495,7 \Omega\text{m}$ ) diperkirakan merupakan batuan pra-kaldera yang kemungkinan berasosiasi dengan daerah yang didominasi oleh uap air (*vapor-dominated zone*). Menurut Budiardjo, et al., (1997) dan Lenat (1995) batuan tersebut mempunyai *range* resistivitas  $\rho = 100\text{--}1000 \Omega\text{m}$ .

Untuk resistivitas tinggi (blok 4,  $\rho = 1420,5\text{--}15083 \Omega\text{m}$ ) diperkirakan merupakan *lava pile* (Lenat, 1995) yang berasosiasi dengan batuan basalt-andesit (Telford, et al., 1998). Menurut Lenat (1995) jangkauan resistivitas batuan tersebut berkisar  $\rho = 200\text{--}10.000 \Omega\text{m}$ , sedangkan menurut Telford, et

al. (1998) jangkauan resistivitas batuan tersebut berkisar  $\rho = 10\text{--}1,3 \times 10^7$  (untuk basalt) dan  $1,7 \times 10^2$  (untuk andesit). Dilihat dari satuan morfologi Gunungapi Ungaran, daerah penelitian ini termasuk satuan morfologi Gunungapi Ungaran muda, yang menghasilkan banyak aliran lava yang komposisinya antara basaltis sampai andesit.

Analisis hidrotermal didasarkan pada kekonduktifan suatu batuan, dimana semakin konduktif maka batuan tersebut sangat berhubungan dengan sistem hidrotermal. Dari hasil penelitian ini tampak bahwa daerah sistem hidrotermal yang paling prospektif berada pada lintasan 4 ( $\rho = 9,8\text{--}12 \Omega\text{m}$ ) pada kedalaman 30-140 m. Hal ini sangat berkaitan dengan adanya sumber mata air panas (*hot-spring*) di Desa Banaran yang terletak di atas lintasan 4. Dapat dikatakan bahwa medan panas bumi pada batuan berporositas tinggi, air panas akan menyebar secara lateral dekat permukaan.

## KESIMPULAN

Kesimpulan yang dapat diambil dari penelitian ini antara lain:

1. Berdasarkan nilai konduktivitasnya maka daerah resistivitas

dapat dibagi: resistivitas rendah (blok 1,  $\rho = 8,6-46,4 \Omega m$ ) diduga merupakan daerah sistem hidrotermal, daerah resistivitas rendah sampai sedang (blok 2,  $\rho = 55,8-102,6 \Omega m$ ) merupakan zona akuifer atau *saturated zone* yang permeabel, daerah resistivitas sedang (blok 3,  $\rho = 145,3-495,7 \Omega m$ ) merupakan batuan prakaldera yang berasosiasi dengan *vapor-dominated zone*, dan daerah resistivitas tinggi (blok 4,  $\rho = 1420,5-15.083 \Omega m$ ) merupakan *lava pile* yang berasosiasi dengan batuan basaltis sampai andesit.

2. Daerah sistem hidrotermal yang paling prospektif berada sepanjang lintasan 4 pada kedalaman 30-140 m.

#### DAFTAR PUSTAKA

- Budiardjo, B., Nugroho and Budihardi, M. 1997. Resource Characteristics of the Ungaran Field, Central Java, Indonesia. Seminar Nasional Sumber Daya Manusia Geologi Indonesia. Fakultas Teknologi Mineral. UPN "Veteran", Yogyakarta.
- Cagniard, L. 1953. Basic Theory of the Magnetotelluric Method of Geophysical Prospecting. J. Geophysics, 18: 605-635.
- Geometrics. 2000. Operation Manual for Stratagem Sistem Running IMAGEM Ver. 216 Geometrics Inc. 2190 Fortune Drive. San Jose. CA 95131, USA.
- Grant, F.S. and West, G.F. 1965. Interpretation Theory in Applied Geophysics. McGraw-Hill Inc. New York, USA.
- Jupp, D.B.L. dan Vozoff, K. 1976. Two-Dimensional Magnetotelluric Inversion. J. Geophysics, 50.
- Lenat, J.F. 1995. Resistivity in Volcanic Regions. <http://ghp712.geo.uni-leipzig.de/~geosf/research/ERT/volcres.html>.
- Schon, J.H. 1998. Physical Properties of Rock: Fundamental and Principles of Petrophysics. Pergamon, Leoben.
- Telford, W.M., Geldart, L.P. and Sheriff, R.E. 1998. Applied Geophysics Second Edition, Cambridge University Press, New York.
- Van Padang, N. 1951. Catalogue of the Active Volcanoes of the World Including Solfatara Fields. Part I Indonesia.
- White, D.E. 1967. Some Principles of Geyser Activity, Mainly from Steamboat Springs. Nevada.
- Wohletz, K. and Heiken, G. 1992. Volcanology and Geothermal Energy. University of California Press, Los Angeles.
- Zonge, K.L. and Hughes, L.J. 1988. Controlled Source Audio-frequency Magnetotellurics. Zonge Engineering and Research Organization Inc. Tucson, Arizona.