

PEMODELAN SISTEM PANAS BUMI BAWAH PERMUKAAN DENGAN METODE GEOLISTRIK TAHANAN JENIS DAERAH PROSPEK PANAS BUMI GUNUNGAPI HULU LAIS BAGIAN UTARA

Arif Ismul Hadi, Refrizon, dan Suhendra
Jurusan Fisika FMIPA Universitas Bengkulu.
Jl. Raya Kandang Limun Telp. (0736) 21170 ext. 234.
E-mail: ismulhadi@yahoo.com.

ABSTRAK

Penelitian ini bertujuan memodelkan sistem panas bumi bawah permukaan baik secara vertikal (*sounding*) maupun lateral (*mapping*) dengan metode geolistrik tahanan jenis di daerah prospek Gunungapi Hulu Lais bagian utara (Desa Karang Dapo dan Desa Semelako). Akuisisi data tersebut menggunakan peralatan geolistrik *Naniura Resistivitymeter* model *NRD22S* dengan konfigurasi Wenner (di Desa Karang Dapo) dan konfigurasi Schlumberger (di Desa Semelako). Data diolah dengan menggunakan software *Res2DINV*. Interpretasi data berdasarkan nilai resistivitas batuan dengan permukaan. Berdasarkan model sistem panas bumi bawah permukaan tersebut menunjukkan bahwa untuk daerah Karang Dapo kecenderungan nilai resistivitas sangat rendah yang berhubungan dengan sumber panas bumi ke arah Barat atau Barat Daya, sedangkan daerah Semelako secara keseluruhan nilai resistivitas yang sangat rendah ke arah Selatan menuju sumber panas bumi utama yang terdapat di Suban Besar. Daerah yang paling konduktif berada pada lintasan 1 dan titik sounding 2 dan batuan-batuan yang menyusun di sekitarnya berupa lava pile dan basalt.

Kata kunci: sistem panas bumi, metode geolistrik, tahanan jenis, Wenner, dan Schlumberger.

PENDAHULUAN

Indonesia memiliki potensi panas bumi terbesar di dunia, lebih dari 40 % potensi panas bumi dunia berada di Indonesia. Pada umumnya panas bumi dikembangkan di daerah *post-volcanic*. Daerah prospek panas bumi Indonesia berjumlah 244 daerah, dengan perkiraan potensi total sebesar 20.000 MWe yang setara dengan 349,63 juta barel ekuivalen minyak bumi setiap tahun. Begitu besarnya potensi yang dimiliki Indonesia, beberapa ilmuwan meramalkan bahwa Indonesia akan menjadi negara yang kaya raya dengan pembangunan energi panas bumi. Potensi panas bumi Indonesia sebesar itu baru dimanfaatkan sebesar 700 MWe atau 12,23 juta barel ekuivalen minyak per tahun, ini berarti baru sekitar 3,5% dari potensi yang ada (Wahyudi, 2004).

Berdasarkan data di atas dapat disimpulkan bahwa penggunaan energi panas bumi mampu menghemat penggunaan minyak bumi atau bahan bakar fosil lainnya sampai jutaan barel setiap tahunnya. Energi panas bumi merupakan jenis sumber energi yang menjadi dambaan manusia sejak lama, karena termasuk jenis energi yang tidak pernah habis dan terbarukan (*renewable*). Penentuan daerah panas bumi biasanya tidak lepas dari kenampakan panas bumi di permukaan. Adapun kenampakan panas bumi di permukaan seperti adanya tanah panas, tanah beruap, sumber mata air panas, fumarola, geyser dan lain-lain (Yunus, 1993).

Gunungapi Hulu Lais merupakan gunungapi tipe C yaitu gunungapi yang pusat erupsinya tidak diketahui dalam sejarah kegiatannya, tetapi masih memperlihatkan ciri-ciri kegiatan masa lampau yang ditunjukkan oleh lapangan fumarola (Sumintadiredja, 2000). Dari manifestasi yang nampak di permukaan dan hasil penelitian pendahuluan yang sudah dilaksanakan, perlu segera dilakukan penelitian lebih lanjut untuk mengetahui model sistem panas bumi, sehingga pada tahap selanjutnya dapat dimanfaatkan sebagai pembangkit tenaga listrik maupun pemanfaatan langsung (*direct use*), seperti sebagai penghangat ruangan, untuk pembibitan tanaman, sterilisasi, penghangat kolam pembibitan ikan, pengeringan komoditas pertanian, perkebunan, dan lain-lain.

Dalam rangka memanfaatkan potensi tersebut dengan optimal, maka perlu dilakukan survei geofisika bawah permukaan. Secara umum pengukuran geofisika untuk mengetahui parameter fisis batuan dan struktur geologi bawah permukaan (SNI, 1998). Untuk memperoleh informasi geologi yang lebih lengkap diperlukan beberapa penelitian geofisika yang saling melengkapi. Informasi tentang model sistem panas bumi sebagai fungsi kedalaman (*sounding*) dan lateral (*mapping*), diperoleh dengan mengukur besarnya resistivitas batuan bawah permukaan untuk berbagai lapisan. Salah satu metode geofisika untuk mengukur besarnya resistivitas batuan bawah permukaan adalah metode geolistrik.

Metode geolistrik merupakan salah satu metode survei dengan menggunakan sistem induksi arus listrik untuk mengetahui resistivitas batuan bawah permukaan. Pengukuran metode geolistrik ini dilakukan dengan cara menginjeksikan arus listrik melalui dua buah elektroda arus dan mengukur hasil perbedaan voltase pada dua elektroda potensial yang ditancapkan ke tanah (Loke, 2000). Karena efek usikan tersebut, maka arus akan menjalar melalui medium bumi dan menjalar ke arah radial. Besarnya arus radial tersebut dapat diukur dalam bentuk beda potensial pada suatu tempat tertentu di permukaan tanah, sehingga akan diperoleh informasi resistivitas batuan bawah permukaan (Hartantya, 2000). Variasi resistivitas batuan dapat menunjukkan perbedaan komposisi, ketebalan atau tingkat kontaminasi (Richter, 2005).

Apabila ditinjau sebuah rangkaian sederhana yang terdiri dari sumber arus (batere) yang terhubung seri dengan sebuah tahanan, maka arus yang mengalir dalam kawat loop akan terhambat oleh keberadaan hambatan tersebut. Pada ujung-ujung hambatan dapat diukur beda potensialnya. Beda potensial besarnya dirumuskan dalam hubungan empiris oleh G.S. Ohm (Tipler, 1996) sebagai berikut:

$$v = ir, \quad (1)$$

dengan v = beda potensial terukur (V), i = arus yang dilewatkan (A) dan r = hambatan (Ω).

Apabila hambatan tersebut berbentuk balok dengan luas penampang A , panjang l , dan hambatan r , maka dikenal parameter baru yang disebut sebagai hambatan jenis (resistivitas) sebagai (Sharma, 1997),

$$\rho = \frac{rA}{l}, \quad (2)$$

yang bersatuan ohm-jarak (dapat berupa m, ft, maupun cm).

Apabila ditinjau bahwa media yang dipakai adalah medium homogen setengah koordinat (*half-space*), garis-garis arus akan menjalar radial dan membentuk setengah bola. Apabila jarak titik pengukuran adalah d , maka persamaan (2) menjadi :

$$r = \frac{\rho d}{2\pi d^2} = \frac{\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{d} \right), \quad (3)$$

sehingga beda potensialnya akan memberikan:

$$v = ir = \frac{i\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{d} \right) = v_0 - v_d, \quad (4)$$

yang menunjukkan beda potensial di titik 0 dan potensial pada jarak d . Pada kasus dua titik arus sebagai *source* dan *sink* dan dengan menganggap titik 0 adalah sama, maka diperoleh persamaan:

$$v = ir = \frac{i\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{d_1} - \frac{1}{d_2} \right), \quad (5)$$

dengan d_1 dan d_2 adalah jarak dari titik amat ke kedua elektroda arus yang digunakan. Hukum Ohm merupakan deskripsi empirik dari sifat yang banyak dimiliki material (Tipler, 1996).

Pendekatan sederhana untuk mendapatkan hambatan jenis setiap batuan di bawah permukaan dilakukan dengan mengasumsikan bahwa bumi merupakan suatu medium yang homogen isotropis yang dikenal dengan istilah resistivitas semu. Jadi resistivitas semu (*apparent resistivity*) adalah resistivitas yang terukur di atas medium berlapis yang mempunyai perbedaan resistivitas dan ketebalan lapisan dianggap homogen isotropis. Untuk mendapatkan resistivitas yang sebenarnya dimana bumi mempunyai resistivitas yang heterogen diperoleh dengan cara membuat model dan diturunkan hubungan antara resistivitas semu dan resistivitas

sebenarnya (metode inversi) (Loke, 2000). Menurut Jupp dan Vozoff (1976) melalui pendekatan umumnya untuk numerikal inversinya digambarkan dengan model atau titik dengan struktur bumi berlapis. Struktur yang lebih umum dapat dimodelkan dalam struktur 2-D, yang konduktifitas regional bervariasi dalam satu arah (*strike direction*) dan data diperkirakan memotong *strike*.

Prinsip kerja metode geolistrik adalah mengalirkan arus listrik searah atau bolak-balik berfrekuensi rendah ke dalam bumi melalui dua elektroda arus, kemudian mengukur beda potensial yang timbul melalui dua elektroda potensial, sehingga nilai resistivitasnya dapat dihitung. Berdasarkan persamaan (5) dan notasi yang disesuaikan, maka akan terpenuhi persamaan,

$$v_{P1} = \frac{i\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{d_1} - \frac{1}{d_2} \right), \quad (6)$$

$$v_{P2} = \frac{i\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{d_3} - \frac{1}{d_4} \right), \quad (7)$$

sedangkan berdasarkan penggabungan persamaan (6) dan (7), maka beda potensial yang terukur pada kedua titik P_1 dan P_2 adalah:

$$v_{P1P2} = v_{P1} - v_{P2} = \frac{i\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{d_1} - \frac{1}{d_2} - \frac{1}{d_3} + \frac{1}{d_4} \right). \quad (8)$$

Persamaan (8) menunjukkan nilai beda potensial dari sebuah media dengan nilai resistivitas yang seragam di seluruh medium, atau mediumnya seragam, sedangkan pada medium tanah atau batuan, nilai resistivitas di setiap titik berbeda dan bidang ekuipotensial yang terbentuk dapat tidak beraturan, sehingga nilai resistivitas semu yang terukur di lapangan dapat dihitung dengan membalik persamaan (8) menjadi (Telford *et al.*, 1998),

$$\rho_a = 2\pi \frac{v_{P1P2}}{i} \left(\frac{1}{d_1} - \frac{1}{d_2} - \frac{1}{d_3} + \frac{1}{d_4} \right)^{-1}. \quad (9)$$

$$\rho_a = \left(2\pi \frac{v_{P1P2}}{i} \right) p, \quad (10)$$

dengan $2\pi p$ dikenal sebagai faktor geometri yang nilainya bergantung dari susunan (konfigurasi) elektroda yang digunakan. Berdasarkan tata letak elektrodanya, maka faktor geometri untuk konfigurasi *Wenner* (Loke, 2000) dan *Schlumberger* (Kearey *et al.*, 2002):

$$p_w = 2\pi a \quad \text{dan} \quad p_s = \frac{\pi L^2}{2l}. \quad (11)$$

Secara teknis, kedalaman rata-rata merupakan setengah jarak bentangan elektroda pada pengukuran bumi homogen isotropis (Al Hagrey dan Michaelson, 1999).

Adapun tujuan dari penelitian ini adalah memodelkan sistem panas bumi bawah permukaan baik secara vertikal (*sounding*) maupun lateral (*mapping*) dengan metode geolistrik tahanan jenis di daerah prospek Gunungapi Hulu Lais bagian utara (Desa Karang Dapo dan Desa Semelako).

BAHAN DAN METODE

Akuisisi data di lapangan menggunakan peralatan geolistrik *Naniura Resistivitymeter* model *NRD 22S*. Alat ini digunakan untuk mengukur resistivitas medium bawah permukaan yang dapat diasosiasikan dengan sebaran sistem panas bumi bawah permukaan. Berdasarkan tujuan dalam penelitian ini yaitu untuk mengetahui struktur geologi bawah permukaan yang diasosiasikan dengan sebaran sistem panas bumi sebagai fungsi kedalaman (*sounding*) dan lateral (*mapping*), sehingga cara yang paling baik adalah dengan menggunakan konfigurasi *Wenner* dan *Schlumberger* (Loke, 2000).

Pengolahan data dilakukan dengan memasukkan nilai-nilai arus, tegangan, dan faktor geometri (persamaan 11) ke dalam persamaan (10), sehingga akan diperoleh resistivitas semu

hasil pengukuran. Data ini kemudian dimasukkan ke dalam program inversi *Res2DINV*. Adapun input pada program tersebut adalah: spasi elektroda terkecil, tipe konfigurasi, jumlah data pengukuran, tipe *x-location* titik datum, *flag for I.P. data* (dalam satu kolom), serta titik datum, spasi elektroda, jumlah *x-location* titik datum, dan nilai *apparent resistivity* (dalam empat kolom) dan diakhiri penutup program. Program inversi ini akan menentukan nilai resistivitas sebenarnya dalam model blok resistivitas sebenarnya (*true resistivity*) bawah permukaan (Loke, 2000) yang selanjutnya siap untuk diinterpretasi. Nilai optimal dalam pemodelan inversi dicapai apabila *error* yang dihasilkan dalam model tersebut kecil (minimal) dengan melakukan iterasi program. Hal ini menunjukkan bahwa data perhitungan inversi yang dihasilkan mendekati data lapangan.

HASIL DAN DISKUSI

Pengambilan data geolistrik dilaksanakan di daerah dekat manifestasi panas bumi yakni di Desa Karang Dapo dan Desa Semelako. Akuisisi data geolistrik tersebut menggunakan konfigurasi Wenner (di Desa Karang Dapo) dan konfigurasi Schlumberger (di Desa Semelako). Pemilihan konfigurasi ini disesuaikan dengan kondisi lapangan setempat. Apabila diduga anomali resistivitas di daerah tersebut dangkal, digunakan konfigurasi Wenner dan sebaliknya apabila anomali resistivitas di daerah tersebut cukup dalam, maka digunakan konfigurasi Schlumberger. Penggunaan konfigurasi Wenner pada dasarnya adalah untuk mengetahui sebaran resistivitas secara lateral, sedangkan konfigurasi Schlumberger lebih sensitif untuk mengetahui keadaan resistivitas secara sounding (vertikal). Untuk konfigurasi Wenner terdiri dari empat buah lintasan dengan masing-masing jarak elektroda terkecil adalah 5 m. Panjang lintasan 1 dan lintasan 4 adalah 100 m, sedangkan lintasan 2 dan lintasan 3 adalah 65 m. Adapun konfigurasi Schlumberger terdiri dari tiga buah titik sounding dengan masing-masing jarak elektroda terkecil adalah 5 m. Untuk titik sounding 1 dan 2 panjang lintasannya 100 m, sedangkan titik sounding 3 dengan panjang lintasan 60 m.

Interpretasi data di atas didasarkan pada nilai resistivitas batuan bawah permukaan. Resistivitas merupakan parameter penting untuk mengkarakterisasi keadaan fisis bawah permukaan. Parameter tersebut bergantung pada litologi, sesar, terobosan magma, porositas, suhu, tekanan dan fluida yang mengisi batuan (Sutarno, 1993). Parameter-parameter tersebut dapat menaikkan dan menurunkan resistivitas batuan. Pori batuan yang terisi air akan memperlebar jangkauan nilai resistivitas batuan (Schon, 1998), sehingga tinjauan geologi daerah penelitian sangat diperlukan untuk mengetahui karakteristik batumannya (Loke, 2000). Adapun hasil pemrosesan data geolistrik dengan konfigurasi Wenner dan konfigurasi Schlumberger ditampilkan pada gambar 1 s/d 7.

Lintasan 1 (gambar 1) nilai resistivitas yang diperoleh di daerah tersebut (Karang Dapo) adalah 0,0242 s/d 336 m dengan arah lintasan Tenggara (Tg)-Barat Laut (BL). Untuk lintasan 2 (gambar 2) nilai resistivitas yang diperoleh adalah 12,5 s/d 178.170 m dengan arah lintasan Barat Daya (BD)-Timur Laut (TL). Untuk lintasan 3 (gambar 3) nilai resistivitas yang diperoleh adalah 10,7 s/d 113.239 m dengan arah lintasan Barat Daya (BD)-Timur Laut (TL), dan lintasan 4 (gambar 4) nilai resistivitas yang diperoleh adalah 18,8 s/d 402 m dengan arah lintasan BL-Tg. Lintasan 1 berada di sebelah Barat dari manifestasi yang muncul di permukaan (air panas 2), sedangkan lintasan 2 dan 3 berada tepat arah Barat Daya, sedangkan lintasan 4 berada di sebelah timur manifestasi yang muncul di permukaan.

Untuk titik sounding 1 (gambar 5) nilai resistivitas yang diperoleh di daerah tersebut (Semelako) adalah 4,49 s/d 2540 m dengan arah lintasan Utara (U)-Selatan (S). Titik sounding 2 (gambar 6) nilai resistivitas yang diperoleh adalah 0,686 s/d 5.087 m dan titik sounding 3 (gambar 7) nilai resistivitas yang diperoleh adalah 2,70 s/d 554 m dengan arah lintasan sama yakni Timur (T)-Barat (B). Titik sounding 1 dan 2 berada di sebelah Selatan dari manifestasi yang muncul di permukaan (air panas 1), sedangkan titik sounding 3 berada di sebelah Utaranya.

Pada lintasan 1 terdapat anomali resistivitas yang cukup mencolok pada kedalaman 12,4 m dengan nilai resistivitas yang sangat kecil (< 10 m). Nilai resistivitas yang sangat kecil ini diduga berkaitan dengan sumber panas bumi (Lenat, 1995), dimana semakin kecil nilai resistivitas, maka konduktivitas suatu bahan akan semakin besar. Menurut Schon (1998)

semakin naik suhu dan tekanan, maka nilai resistivitas batuan semakin berkurang (semakin konduktif). Daerah permukaan sampai kedalaman 12,4 m pada umumnya didominasi oleh sistem hidrotermal, sedangkan nilai resistivitas yang cukup besar 336 Ω m, pada kedalaman 3,75-9,26 m diduga sebagai lava pile. Menurut Lenat (1995) sistem hidrotermal mempunyai jangkauan nilai resistivitas 10-200 Ω m dan lava pile 200-10.000 Ω m.

Pada lintasan 2 terdapat nilai resistivitas cukup kecil yang diduga sebagai sistem hidrotermal dan nilai yang sangat konduktif pada kedalaman 3,75-6,38 m dan di bawahnya terdapat lapisan lava pile dan batuan basalt. Menurut Telford *et al.* (1998), batuan basalt mempunyai jangkauan resistivitas 10- $1,3 \times 10^7$ Ω m.

Pada lintasan 3 terdapat anomali resistivitas yang cukup kecil (sistem hidrotermal) dengan nilai resistivitas 10,7 Ω m mulai kedalaman 6,38 m dan ada kecenderungan bahwa nilai resistivitas menurun sesuai dengan kedalamannya. Batuan-batuan yang menyusun di sekitarnya berupa lava pile dan basalt.

Pada lintasan 4 terdapat anomali resistivitas yang cukup kecil dengan nilai 18,8 Ω m di permukaan. Lintasan ini berdekatan dengan aliran sungai yang mengandung air permukaan dan air yang berasal dari manifestasi air panas, sehingga diduga bahwa permukaan tersebut merupakan rembesan dari sistem hidrotermal. Batuan yang menyusun di sekitarnya berupa lava pile.

Pada sounding 1 terdapat anomali dengan nilai resistivitas sangat rendah yakni 4,49 Ω m yang berkaitan dengan sumber panas bumi. Nilai resistivitas ini berada di dekat permukaan dan pada kedalaman 87,2 m atau lebih di daerah sekitarnya. Batuan-batuan yang menyusun di sekitarnya berupa lava pile dan basalt.

Pada sounding 2 juga terdapat anomali dengan nilai resistivitas sangat rendah yakni 0,686 Ω m yang berkaitan dengan sumber panas bumi. Nilai resistivitas ini berada pada kedalaman 12,4 m yang dibatasi oleh *fresh water* dan pada kedalaman 87,2 m atau lebih. Menurut Lenat (1995) jangkauan nilai resistivitas untuk *fresh water* adalah 50-200 Ω m, sedangkan batuan di sekitarnya berupa lava pile. Pada kedalaman 87,2 m baik untuk sounding 1 maupun 2 diduga saling berkaitan satu sama lainnya. Hal ini dapat terjadi karena lintasan untuk sounding 1 dan 2 lokasinya berdekatan, sehingga anomali yang diperoleh di lokasi ini pada kedalamannya yang sama. Diduga anomali ini berhubungan langsung dengan sumber utama panas bumi.

Pada sounding 3 anomali resistivitas dengan nilai 2,70 Ω m juga berkaitan dengan sumber panas bumi. Nilai-nilai ini berada di permukaan dan pada kedalaman 12,4 m yang dibatasi oleh *fresh water*. Untuk nilai resistivitas kecil yang berada di permukaan diduga merupakan rembesan air panas yang berasal dari manifestasi yang nampak di permukaan dan dibatasi oleh *fresh water*. Kondisi ini disebabkan karena titik sounding berada dekat sumber manifestasi. Batuan-batuan yang menyusunnya berupa batuan lava pile.

Analisis sistem panas bumi didasarkan pada kekonduktivan suatu batuan, dimana semakin konduktif maka batuan tersebut sangat berhubungan dengan sistem panas bumi. Berdasarkan hasil di atas dan model geoelektrik ideal gunungapi menurut Lenat (1995), tampak bahwa daerah yang paling konduktif berada pada lintasan 1 (untuk konfigurasi Wenner) dan titik sounding 2 (untuk konfigurasi Schlumberger). Namun secara keseluruhan dapat disimpulkan bahwa untuk daerah Karang Dapo kecenderungan nilai resistivitas sangat rendah yang berhubungan dengan sumber panas bumi ke arah Barat atau Barat Daya, sedangkan daerah Semelako secara keseluruhan nilai resistivitas yang sangat rendah ke arah Selatan. Hasil-hasil ini ternyata sesuai dengan kondisi di lapangan bahwa sumber panas bumi utama yang terdapat di Suban Besar lokasinya di sebelah Barat Daya dari desa Karang Dapo dan di sebelah Selatan dari Desa Semelako. Ketiga lokasi manifestasi yang muncul di permukaan diduga saling berhubungan satu sama lain atau berasal dari sumber panas bumi yang sama.

KESIMPULAN

Berdasarkan model sistem panas bumi baik secara vertikal (*sounding*) maupun lateral (*mapping*) dengan metode geolistrik tahanan jenis di daerah prospek Gunungapi Hulu Lais dapat disimpulkan bahwa:

1. Untuk daerah Karang Dapo kecenderungan nilai resistivitas sangat rendah yang berhubungan dengan sumber panas bumi ke arah Barat atau Barat Daya, sedangkan daerah Semelako secara keseluruhan nilai resistivitas yang sangat rendah ke arah Selatan menuju sumber panas bumi utama yang terdapat di Suban Besar.
2. Daerah yang paling konduktif berada pada lintasan 1 (untuk konfigurasi Wenner) dan titik sounding 2 (untuk konfigurasi Schlumberger).
3. Batuan-batuan yang menyusun di sekitarnya berupa lava pile dan basalt.

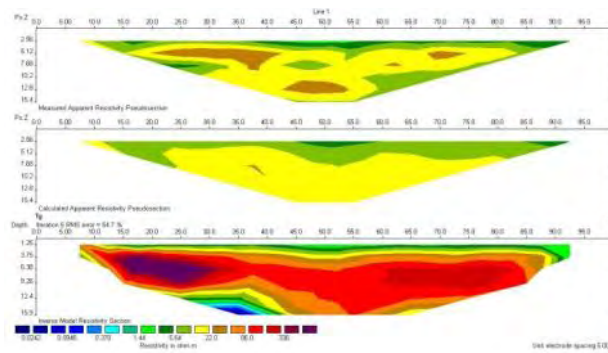
UCAPAN TERIMA KASIH

Penelitian ini merupakan bagian dari Penelitian Hibah Bersaing, untuk itu penulis ingin mengucapkan terima kasih setulusnya kepada Direktorat Pembinaan Penelitian dan Pengabdian Kepada Masyarakat, Direktorat Jenderal Pendidikan Tinggi atas dana yang diberikan melalui Penelitian Hibah Bersaing ini dan rekan-rekan mahasiswa Jurusan Fisika FMIPA Universitas Bengkulu dalam pengambilan data lapangan.

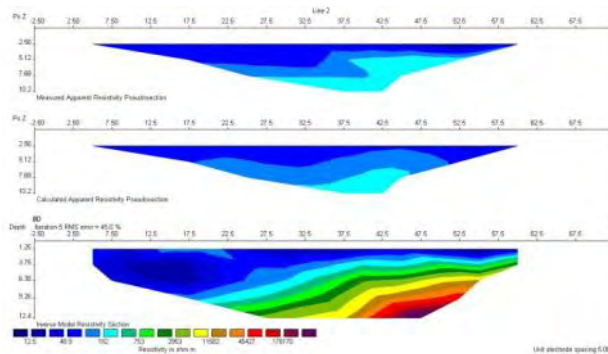
DAFTAR PUSTAKA

- Al Hagrey, S.A. and J. Michaelson, (1999), Resistivity and Percolation Study of Preferential Flow in Vadose Zone at Bokhorst, Germany. *J. Geophysics*, **64:3**, 746-753.
- Hartantya, E., 2000, *Survai Elektromagnetik*, UGM, Yogyakarta.
- Jupp, D.B.L. dan K. Vozoff, (1976), Two-Dimensional Magnetotelluric Inversion. *J. Geophysics*, **50**,
- Kearey, P., M. Brooks, and I. Hill, (2002), *An Introduction to Geophysical Exploration*, 3rd Edition, Blackwell Science Ltd., Malden, USA.
- Lenat, J.F., (1995), *Resistivity in Volcanic Regions*, <http://ghp712.geo.unileipzig.de/~geosf/research/ERT/volcres.html>.
- Loke, M.H., (2000), *Electrical Imaging Surveys for Environmental and Engineering Studies: A Practical Guide to 2-D and 3-D Surveys*, <http://www.geometrics.com>.
- Richter, H., 2005, *Geophysics Methods: Electrical Resistivity*, <http://www.hager-richter.com/resistivity.htm>.
- Schon, J.H., (1998), *Physical Properties of Rock: Fundamental and Principles of Petrophysics*, Pergamon, Leoben.
- Sharma, P.V., (1997), *Environmental and Engineering Geophysics*, Cambridge University Press, United Kingdom.
- SNI, (1998), *Klasifikasi Potensi Energi Panas Bumi di Indonesia*, SNI 13-5012-1998.ICS 73.020.
- Sumintadiredja, (2000), *Volkanologi*, Penerbit ITB, Bandung.
- Sutarno, D., (1993), Metoda Magnetotellurik, Teori, dan Aplikasinya, *J. Kontribusi Fisika*, **4**, 333-352.
- Telford, W.M., L.P. Geldart, and R.E. Sheriff, (1998), *Applied Geophysics*, 2nd ed., Cambridge University Press, New York.
- Tipler, P.A., (1996), *Fisika untuk Sains dan Teknik*, Jilid 2, Edisi Ketiga, Erlangga, Jakarta.
- Wahyudi, (2004), Penelitian Potensi Panas Bumi Daerah Prospek Gunungapi Ungaran, Jawa Tengah, Laporan Riset Unggulan Terpadu Bidang Energi, Kementerian Riset dan Teknologi RI, Lembaga Ilmu Pengetahuan Indonesia, Jakarta.
- Yunus, (1993), *Aplikasi Metode Geofisika Terpadu dalam Penyelidikan Sistem Geotermal*, UI, Jakarta.

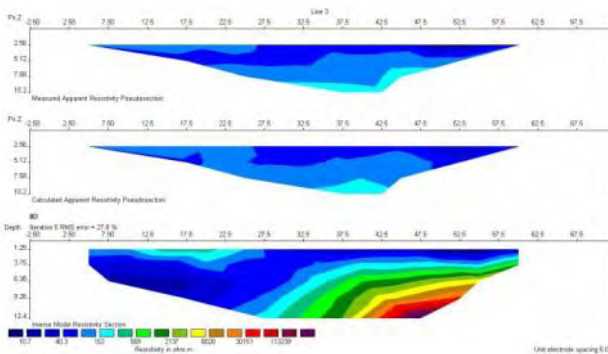
Lampiran



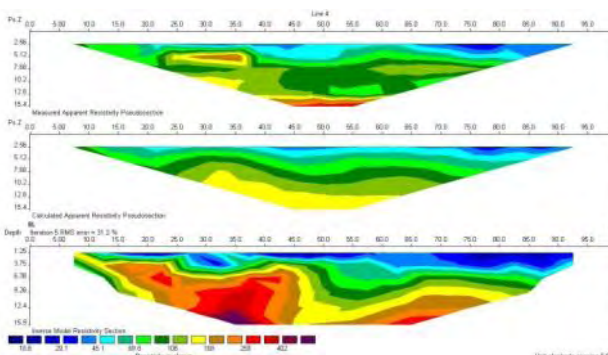
Gambar 1. Model 2-D penampang geolistrik konfigurasi Wenner lintasan 1 Karang Dapo.



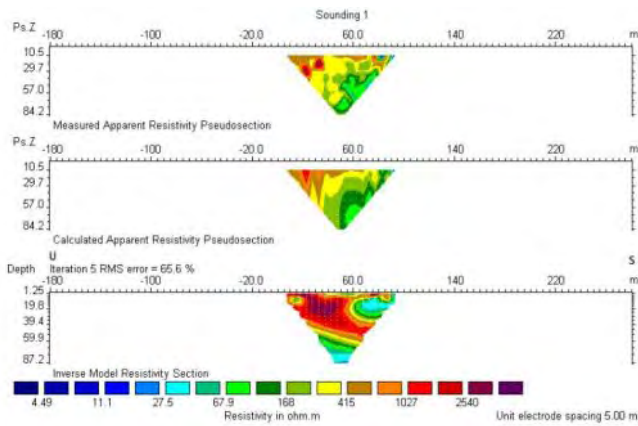
Gambar 2. Model 2-D penampang geolistrik konfigurasi Wenner lintasan 2 Karang Dapo.



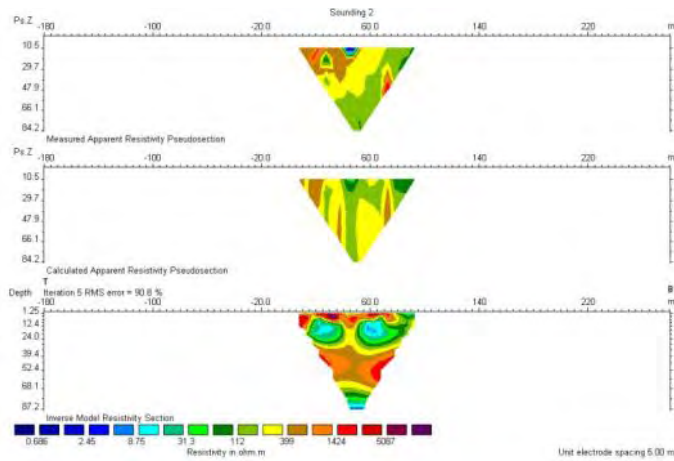
Gambar 3. Model 2-D penampang geolistrik konfigurasi Wenner lintasan 3 Karang Dapo.



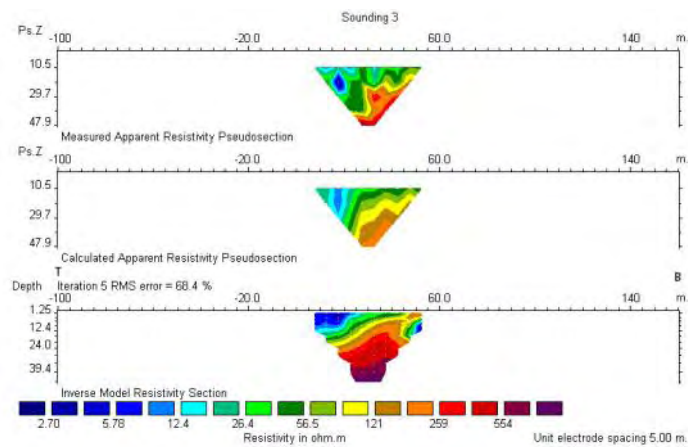
Gambar 4. Model 2-D penampang geolistrik konfigurasi Wenner lintasan 4 Karang Dapo.



Gambar 5. Model 2-D penampang geolistrik konfigurasi Schlumberger sounding 1 Semelako.



Gambar 6. Model 2-D penampang geolistrik konfigurasi Schlumberger sounding 2 Semelako.



Gambar 7. Model 2-D penampang geolistrik konfigurasi Schlumberger sounding 3 Semelako.