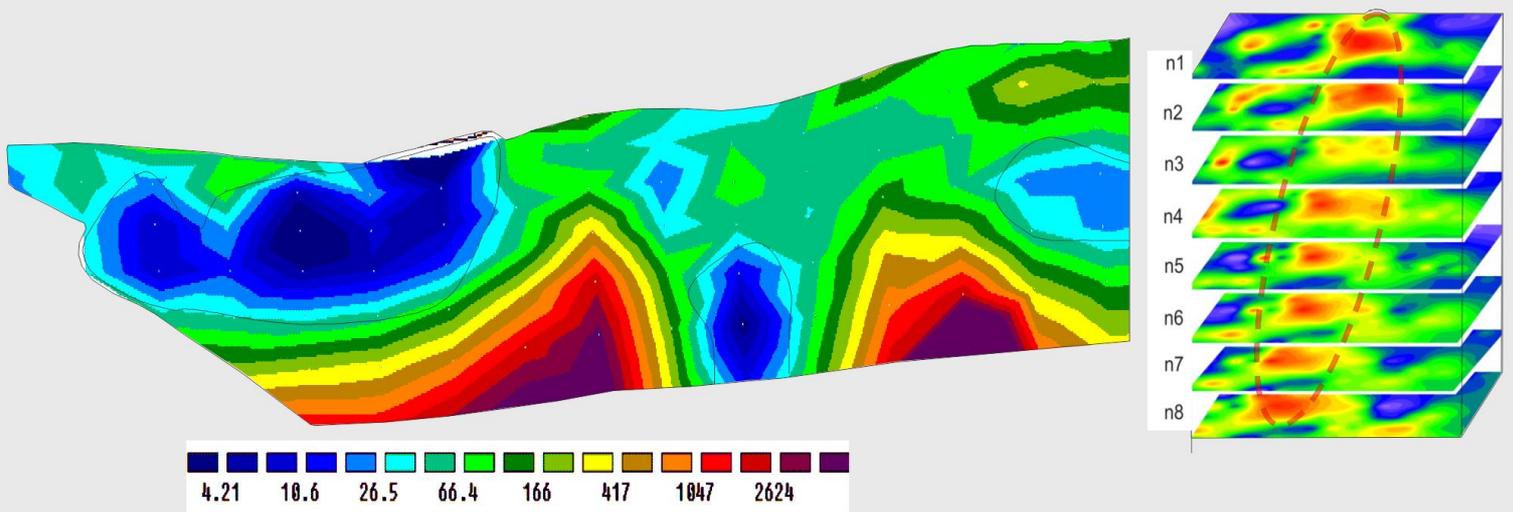


ISBN : 978-602-99344-4-1

METODE GEOLISTRIK

APLIKASI PADA STRUKTUR
BAWAH PERMUKAAN



Editor :
Sorja Koesuma

Penerbit :
Program Studi Fisika FMIPA
Universitas Sebelas Maret

METODE GEOLISTRIK

Aplikasi Pada Struktur Bawah Permukaan

Editor:
Sorja Koesuma

Desain Cover:
Zulaldi Yahya Dewangga

Editing:
Muhammad Nur Shodiq

Edisi Pertama, 2020
Cetakan Pertama, Januari 2020

Metode Geolistrik
Aplikasi Pada Struktur Bawah Permukaan
iv+81 halaman, 25 cm

ISBN 978-602-99344-4-1

Penerbit
Program Studi Fisika FMIPA Universitas Sebelas Maret
Jl. Ir. Sutami 36A Surakarta 57126 Jawa Tengah

KATA PENGANTAR

Dengan mengucapkan syukur Alhamdulillah kepada Tuhan Yang Maha Esa karena berkat curahan rahmat-Nya Buku "Metode Geolistrik: Aplikasi Pada Struktur Bawah Permukaan" dapat diselesaikan sesuai dengan rencana.

Salah satu mandate dalam Tri Dharma Perguruan Tinggi adalah Penelitian. Penelitian yang paling baik adalah penelitian yang membunmi, artinya membawa manfaat bagi kemaslahatan masyarakat umum, tidak berhenti hanya sebagai laporan penelitian. Buku ini memuat pembelajaran dari penelitian-penelitian yang dilaksanakan oleh penulis pada masing-masing *chapter* yang merupakan aplikasi dari Metode Geolistrik. Penyusun dan penulis berharap buku ini dapat sebagai referensi bagi peneliti dalam bidang penyelidikan struktur bawah permukaan. Buku ini dapat digunakan juga oleh mahasiswa tingkat akhir yang sedang menyusun skripsi dengan tema Metode Geolistrik.

Penyusun mengucapkan terima kasih atas bantuan dan dukungan semua pihak selama proses penyusunan buku ini, semoga apa yang diberikan mendapat balasan yang lebih baik.

Editor

DAFTAR ISI

Halaman Judul	i
Kata Pengantar	ii
Daftar Isi	iii
Metode Geolistrik	1
Penulis: Sorja Koesuma	
Aplikasi Metode Geolistrik untuk Identifikasi Akuifer	7
Pengukuran Geolistrik Resistivitas dengan Teknik Vertical Sounding untuk Mengidentifikasi Kedalaman Akuifer Air Tanah yang Prospek Dieksplorasi di Kawasan TPA Gunung Tugel Kabupaten Banyumas	
Penulis: Sehad	
Aplikasi Metode Geolistrik pada Daerah Longsor	21
Aplikasi Geolistrik Resistivitas untuk Melihat Struktur Perlapisan Batuan Daerah Longsor Miofmuti Desa Tunbaun Kecamatan Amarasi Barat Kabupaten Kupang	
Penulis: Abdul Wahid	
Aplikasi Metode Geolistrik untuk Identifikasi Potensi Tambang Garam	33
Identifikasi Potensi Tambang Garam Klakah Banjar Menggunakan Metode <i>Electrical Resistivity Tomography</i>	
Penulis: Budi Legowo	
Aplikasi Metode Geolistrik untuk Identifikasi Intrusi Air Laut	41
Studi Intrusi Air Laut dengan Metode Resistivitas Listrik Konfigurasi Wenner-Schlumberger di Kecamatan Pantai Cermin Kabupaten Serdang Bedagai	
Penulis: Susilawati, Rahmatsyah, Fitrikyanti Hasibuan	

Aplikasi Metode Geolistrik untuk Monitoring Air Tanah Dalam	51
Aplikasi Geolistrik untuk Monitoring Air Tanah Dalam di Mutihan Surakarta Penulis: Muhammad Nur Shodiq, Sorja Koesuma	
Aplikasi Metode Geolistrik untuk Arkeologi	59
Aplikasi Metode Geolistrik untuk Penyelidikan Arkeologi: Studi Kasus pada Situs Cot Sidi Abdullah, Aceh Utara Penulis: Nazli Ismail	
Aplikasi Metode Geolistrik untuk Penyelidikan Air Tanah pada Kawasan Karst	70
Penyelidikan Air Tanah pada Kawasan Karst Pulau Kaledupa Kabupaten Wakatobi dengan Metode VES Penulis: Jamhir Safani, Usmardin, Al Rubayin, Jahiddin	

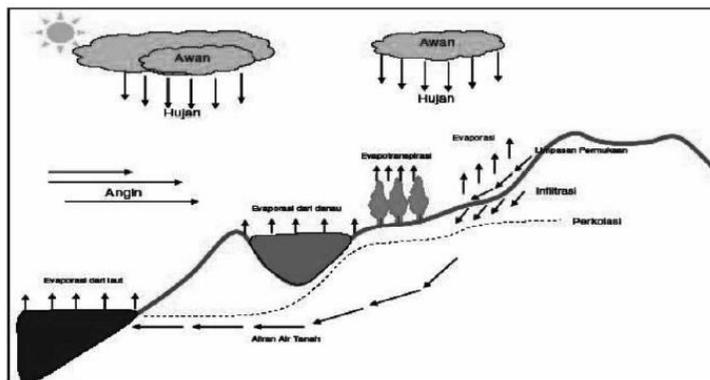
Metode Geolistrik

A. Air Tanah

Air tanah adalah air yang berada di bawah permukaan tanah yang mengisi rongga di sebuah lapisan pembawa air yang disebut sebagai lapisan akuifer dan merupakan bagian dari *fresh water*. Air tanah dapat lolos pada lapisan *permeable* seperti kerikil dan pasir sedangkan air tidak dapat lolos pada lapisan *impermeable* seperti lempung. Sifat batuan yang dilewati air mempengaruhi lolos tidaknya air tanah seperti resistivitas dan porositas. Berdasarkan litologi, akuifer dibedakan menjadi :

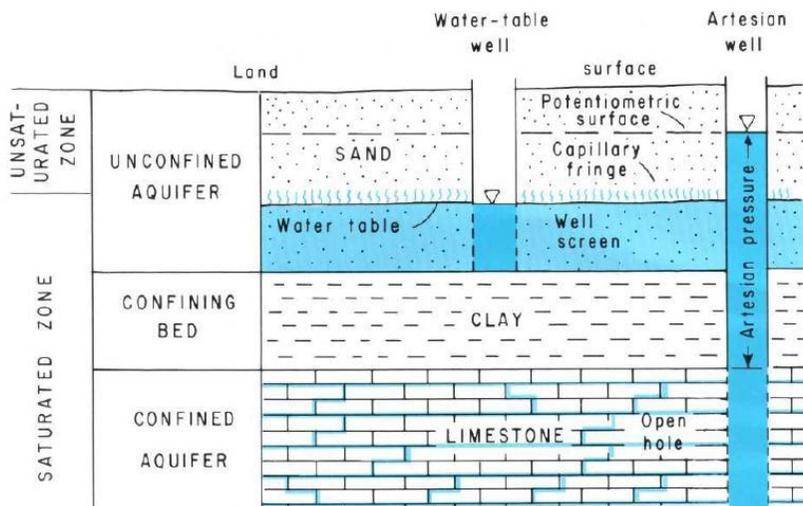
- Akuifer bebas: airtanah dalam akuifer tidak tertutup oleh lapisan kedap air dan merupakan akuifer yang mempunyai muka air tanah.
- Akuifer tertekan: airtanah terletak di bawah lapisan kedap air dan mempunyai tekanan yang lebih besar.
- Akuifer bocor: airtanah terletak diantara kedua tipe akuifer di atas, akuifer bebas dan akuifer tertekan.

Pembentukan air tanah melalui serangkaian proses yang disebut siklus hidrologi. Siklus hidrologi melibatkan air hujan sebagai sumber utamanya, yang sebagian akan menguap dan sebagian yang lain akan mengalir di permukaan sehingga terbentuk air tanah pada akuifer. Akuifer merupakan susunan batuan yang mampu menyimpan dan mengalirkan air[1].



Gambar 1. Siklus Hidrologi [2]

Berdasarkan terjadinya airtanah, semua batuan yang berada di dasar permukaan bumi diklasifikasikan sebagai *aquifer* dan *confining bed*. *Aquifer* adalah satuan batuan yang menghasilkan air. *Confining bed* adalah satuan batuan yang memiliki konduktivitas hidraulik rendah yang membatasi pergerakan airtanah. Airtanah berada pada *aquifer* di bawah dua kondisi yang berbeda. Ketika air hanya memenuhi bagian *aquifer*, permukaan atas dari zona saturasi yang kosong menjadi naik dan turun. Lapisan seperti ini disebut *unconfined aquifer* atau *water table aquifer*. Ketika air terisi penuh pada *aquifer* yang dilapisi oleh *confining bed*, air pada *aquifer* disebut *confined aquifer*[3].



Gambar 2. Klasifikasi akuifer[3]

B. Metode Geolistrik

Metode geolistrik merupakan metode geofisika yang memanfaatkan penjalaran arus listrik di dalam bumi. Metode ini bertujuan untuk mengetahui nilai resistivitas di bawah permukaan bumi. Nilai resistivitas bergantung pada susunan suatu material[4]. Eksplorasi geolistrik terdiri dari prinsip-prinsip dan teknik sangat beragam, dan memanfaatkan baik arus stasioner dan variabel yang dihasilkan baik buatan atau oleh proses alam. Dalam hal ini, arus dialirkan ke dalam tanah oleh dua elektroda, lalu perbedaan potensial diukur antara dua

elektroda yang lainnya[5]. Nilai resistivitas yang didapat dari pengukuran geolistrik merupakan nilai resistivitas semu. Nilai resistivitas semu bukan merupakan nilai resistivitas lapisan tanah yang sebenarnya, karena nilai resistivitas semu adalah nilai resistivitas tanah dengan anggapan bahwa bumi terdiri dari satu lapisan homogen saja[6]. Nilai resistivitas semu (ρ_a) dapat dihitung dengan persamaan sebagai berikut.

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I}$$

Dimana k merupakan nilai faktor geometri yang digunakan, ΔV adalah nilai beda potensial yang didapat dan I adalah nilai arus listrik. Pemilihan konfigurasi dalam akuisisi data juga akan mempengaruhi nilai resistivitas semu, karena setiap konfigurasi memiliki faktor geometri yang berbeda[6].

Metode Geolistrik *Sounding*

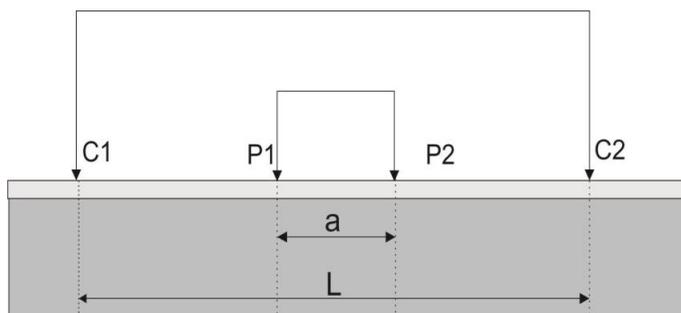
Metode resistivitas Sounding juga bisa dikenal sebagai resistivitas *drilling*, atau resistivitas *probing*. Hal ini terjadi karena pada metoda ini bertujuan untuk mempelajari variasi batuan di bawah permukaan bumi secara vertikal. Metode ini dilakukan dengan satu titik sounding dan dengan mengubah jarak elektroda. Perubahan jarak elektroda ini tidak dilakukan secara sembarang tetapi mulai dari jarak elektroda kecil kemudian membesar secara gradual. Jarak elektroda sebanding dengan kedalaman lapisan yang terdeteksi[7].

Metode Geolistrik *Mapping*

Metode ini merupakan metoda yang bertujuan untuk mempelajari variasi resistivitas batuan di bawah permukaan bumi secara horizontal. Oleh karena itu, pada metoda ini digunakan konfigurasi elektroda yang sama untuk semua titik pengamatan di permukaan bumi dengan lebih dari satu titik sounding, agar diperoleh kedalaman yang sama untuk tiap-tiap titik, setelah itu baru dibuat kontur iso-resistivitasnya[7].

Konfigurasi Schlumberger

Pada konfigurasi ini, pasangan elektroda arus dan elektroda tegangan juga memiliki titik tengah utama, namun jarak antara elektroda-elektroda yang berdekatan adalah berbeda. Misalkan jarak antar elektroda arus adalah L , dan jarak antar elektroda tegangan adalah a , maka diperoleh gambaran sebagai berikut.



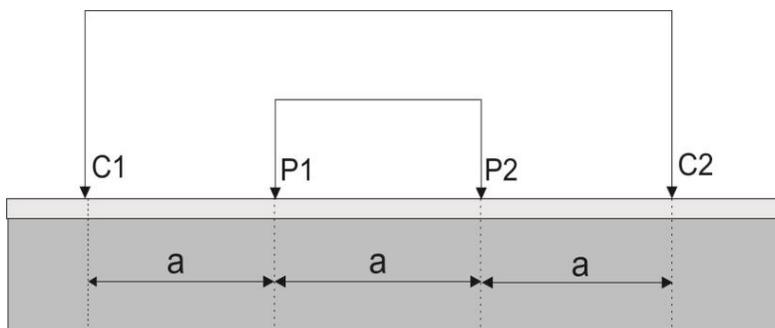
Gambar 3. Konfigurasi Schlumberger [8]

Faktor geometri untuk konfigurasi Schlumberger adalah

$$k = \pi \left(\frac{L^2 - a^2}{2a} \right)$$

Konfigurasi Wenner

Pada konfigurasi Wenner, pasangan elektroda arus dan elektroda tegangan memiliki sebuah titik tengah utama dan jarak antara elektroda-elektroda yang berdekatan adalah sama.



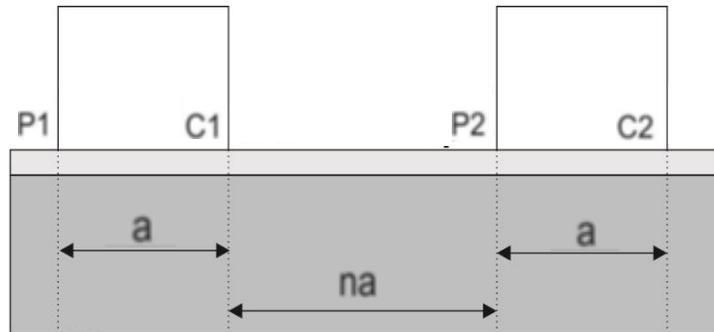
Gambar 4. Konfigurasi Wenner [8]

Nilai faktor geometri dari konfigurasi Wenner adalah

$$k = 2\pi a$$

Konfigurasi Dipole-dipole

Konfigurasi dipole-dipole menggunakan 4 buah elektroda. Susunan ke empat elektroda ditunjukkan oleh gambar berikut.



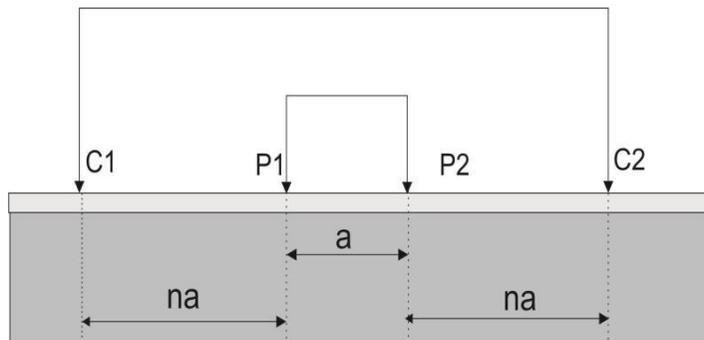
Gambar 5. Konfigurasi Dipole-Dipole [9]

Nilai faktor geometri dari konfigurasi dipole-dipole adalah

$$k = \pi n a (n+1)(n+2)$$

Konfigurasi Wenner – Schlumberger

Konfigurasi ini adalah gabungan antara konfigurasi Wenner alfa dengan konfigurasi Schlumberger. Berikut ini gambar dari konfigurasi Wenner alfa-Schlumberger.



Gambar 6. Konfigurasi Wenner alfa-schlumberger [10]

Nilai faktor geometri konfigurasi Wenner alfa-Schlumberger adalah

$$k = \pi (n^2 a + n a)$$

Referensi

- [1] Suyanto, I. (2013). Perbandingan Survei dan Analisis Data Geolistrik Sounding Daerah Pantai dan Pegunungan Studi Kasus Penyelidikan Air Tanah di Kabupaten Kendal Jawa Tengah. Indonesian. *Journal of Applied Physics*. Vol.3 No.2 halaman 117.
- [2] Asdak, C. (1995). *Hidrologi dan Pengelolaan Daerah Aliran Sungai*. Yogyakarta: UGM Press.
- [3] Heath Ralph C. (1983). *Basic Ground-water Hydrology*. U.S. Geological Survey, Reston, Virginia
- [4] Loke, M. H. (2004). Tutorial 2-D & 3-D Electrical Imaging Surveys.
- [5] Bhattacharya, P. K., & Patra. (1968). *Methods in Geochemistry and Geophysics*. London: Elsevier Publishing Company.
- [6] Reynold, J. (1997). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. England: John Wiley & Sons Ltd.
- [7] Hendrajaya, L. (1990). *Geolistrik Tahanan Jenis*. Bandung: Laboratorium Fisika Bumi, Jurusan FMIPA ITB.
- [8] Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*. America: Cambridge University Press.
- [9] Darsono, Nurlaksito, B., & Legowo, B. (2012). Identifikasi Bidang Gelincir Pemicu Bencana Tanah Longsor dengan Metode Resistivitas 2 Dimensi di Desa Pablengan Kecamatan Matesih Kabupaten Karanganyar. *Indonesian Journal of Applied Physics*, vol 2, 57-66.
- [10] Priambodo, I. C., Purnomo, H., Rukmana, N., & Juanda. (2011). Aplikasi Metode Geolistrik Konfigurasi Wenner-Schlumberger pada Survey Gerakan Tanah di Bajawa, NTT. *Buletin Vulkanologi dan Bencana Geologi*, vol 6, 1-10.

Pengukuran Geolistrik Resistivitas dengan Teknik Vertical Sounding untuk Mengidentifikasi Kedalaman Akuifer Air Tanah yang Prospek Dieksplorasi di Kawasan TPA Gunung Tugel Kabupaten Banyumas

Sehah

Program Studi Fisika, Fakultas Matematika dan Ilmu
Pengetahuan Alam, Universitas Jendral Soedirman
sehah.geophysics@gmail.com

Abstrak. Telah dilakukan pengukuran geolistrik resistivitas dengan teknik *vertical sounding* menggunakan konfigurasi Schlumberger untuk mengidentifikasi kedalaman lapisan akuifer air tanah di daerah TPA Gunung Tugel Kabupaten Banyumas Jawa Tengah. Hasil yang diperoleh adalah model resistivitas lapisan batuan bawah permukaan daerah TPA Gunung Tugel secara vertikal (1D). Berdasarkan hasil yang diperoleh, diperkirakan bahwa kedalaman lapisan akuifer air tanah dalam pada lintasan pertama (zona utara) adalah 38,7 meter hingga 106,8 meter dengan nilai resistivitas 188,6 Ωm . Lapisan akuifer ini diapit oleh lapisan kedap air yang padat dan kering, yaitu batulempung pasir di bagian atas dan batulempung di bagian bawah. Sementara itu kedalaman lapisan akuifer air tanah dalam pada lintasan kedua (zona selatan) adalah 82,2 meter hingga 132,4 meter dengan nilai resistivitas 150,4 Ωm . Lapisan akuifer ini diapit oleh lapisan kedap air yang padat dan kering, yaitu batulempung pasir di bagian atas dan batulempung di bagian bawah. Lapisan akuifer air tanah dalam (*deep aquifer*) pada kedua lintasan tersebut diperkirakan terdiri dari perselingan antara batupasir, batukapur, dan breksi dengan nilai resistivitas yang relatif besar. Namun lapisan batuan tersebut diestimasi memiliki banyak celah atau pori sehingga mudah dilalui oleh air tanah.

1. Pendahuluan

Keterbatasan air bersih dewasa ini merupakan suatu tantangan bagi manusia. Kelangkaan air bersih disebabkan dari berbagai faktor, diantaranya adalah semakin banyak pengguna air bersih dan semakin sedikit sumber air bersih di Bumi. Masalah menipisnya sumber air bersih, yang sebagian besar berasal dari air permukaan atau air tanah dangkal semakin parah, terutama saat musim kemarau. Daerah Gunung Tugel merupakan kawasan di Kabupaten Banyumas yang sering dilanda kekeringan pada saat musim kemarau. Selama ini, masyarakat setempat kesulitan mencari sumber air bersih (*freshwater*) yang layak dikonsumsi, sementara sebagian besar sumber air telah tercemar oleh limbah cair bawah permukaan (air lindi) hasil pembusukan limbah di Tempat Pembuangan Akhir (TPA) sampah Gunung Tugel [1]. Berdasarkan hasil pemetaan Dinas Sumberdaya Air, Pertambangan dan Energi Kabupaten Banyumas, bahwa tidak terdapat sumber air yang memadai di daerah ini,

karena hanya terdapat empat buah titik sumber air di Kelurahan Pamujan, dengan volume yang terbatas [2].

Untuk mengatasi kelangkaan sumber air bersih dan layak konsumsi di daerah Gunung Tugel, maka perlu dilakukan investigasi sumber air tanah dalam (*deep groundwater*) yang prospek dieksplorasi. Sedangkan untuk mengetahui keberadaan sumber air tanah dalam, perlu dilakukan survei Geofisika. Salah satu jenis survei Geofisika yang dapat digunakan untuk keperluan ini adalah metode Geolistrik Resistivitas, yaitu suatu metode pengukuran rekonstruksi model struktur geologi bawah permukaan, berdasarkan distribusi resistivitas atau resistivitas batuan dalam kerak bumi. Metode ini dilakukan dengan cara menginjeksikan arus listrik ke dalam bumi, sehingga arus terdistribusi ke seluruh medium lapisan batuan bawah permukaan. Dengan mengetahui jarak bentangan antar elektroda, arus listrik, dan beda potensial yang terjadi di dalam lapisan batuan, maka dapat dihitung nilai resistivitas lapisan batuan yang disebut sebagai resistivitas semu (*apparent resistivity*). Distribusi resistivitas semu lapisan batuan dimodelkan secara matematis sehingga diperoleh nilai resistivitas sebenarnya (*true resistivity*). Nilai resistivitas sebenarnya, selanjutnya diinterpretasi sehingga diperoleh informasi tentang susunan, struktur, jenis, dan kedalaman lapisan batuan atau struktur geologi bawah permukaan daerah penelitian secara vertikal satu dimensi (1D), termasuk lapisan akuifer air tanah [3].

Keberadaan sumber air tanah dalam di daerah TPA Gunung Tugel pernah diteliti menggunakan survei Geosonar oleh staf Dinas Pertanian Kabupaten Banyumas, yang menyatakan bahwa daerah Gunung Tugel berpotensi menyimpan sumber air yang melimpah di bawah lapisan batu cadas. Dalam istilah hidrogeologi, lapisan air tanah ini merupakan lapisan akuifer yang tertekan (*confined aquifer*). Lapisan akuifer adalah lapisan batuan bawah permukaan yang bersifat *permeable* sehingga mudah dilalui oleh air tanah (*groundwater*). Hasil survei ini ditindaklanjuti dengan pengeboran pada titik lokasi tertentu. Berdasarkan pengujian di laboratorium, diketahui bahwa air dari sumber tersebut layak dikonsumsi dan tidak tercemar rembesan air limbah TPA. Debit aliran air yang keluar diperkirakan mencapai 25 liter/detik, sehingga dapat digunakan mencukupi kebutuhan air sekitar 7.000 keluarga. Namun hingga saat ini hanya sekitar 2 liter per detik yang digunakan akibat terbatasnya jumlah titik pemboran [4].

Pengukuran Geolistrik Resistivitas dengan tujuan untuk memperoleh data susunan dan kedalaman lapisan batuan bawah permukaan secara vertikal, dilakukan menggunakan konfigurasi Schlumberger dengan teknik *vertical sounding*. Teknik tersebut memiliki kelebihan, yaitu dapat dimanfaatkan untuk melakukan penetrasi kedalaman yang lebih besar, sehingga menjadi solusi untuk menentukan struktur lapisan bawah permukaan di daerah penelitian. Desain pengukuran geolistrik dengan metode ini cukup sederhana, murah, dan tidak merusak lingkungan. Peralatan yang digunakan dalam pengukuran data memiliki respons yang cukup tinggi terhadap perubahan resistivitas lapisan batuan bawah permukaan, sehingga metode ini cocok digunakan untuk keperluan eksplorasi sumberdaya alam, terutama target survei yang bersifat dangkal [5].

2. Dasar Teori

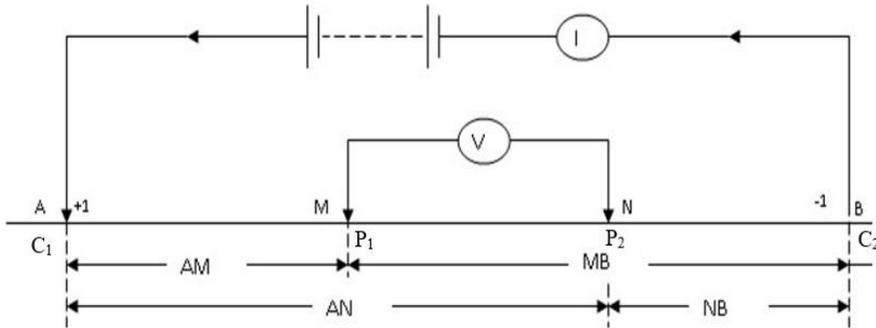
2.1. Konsep Dasar Geolistrik Resistivitas

Geolistrik merupakan salah satu dari berbagai metode yang ada dalam geofisika, yang mempelajari mengenai sifat aliran listrik di dalam bumi. Salah satu metode geolistrik yang sering diterapkan dalam eksplorasi sumber air tanah adalah metode resistivitas. Di dalam metode resistivitas ini dipelajari besaran medan potensial dan medan elektromagnetik yang diakibatkan dari aliran arus listrik secara alamiah (pasif) maupun secara buatan (aktif). Pada dasarnya metode ini didekati menggunakan konsep perambatan arus listrik di dalam medium homogen isotropis, dimana arus listrik menjalar ke segala arah dengan nilai yang sama besar. Berdasarkan hasil pengukuran ini, nilai resistivitas batuan bawah permukaan dapat diperkirakan. Nilai resistivitas batuan bawah permukaan berhubungan dengan variasi parameter geologi seperti kandungan mineral, komponen penyusun cairan, porositas, permeabilitas, dan derajat saturasi air di dalam batuan [6].

Pada metode geolistrik resistivitas, arus listrik diinjeksikan ke dalam bumi melalui dua buah elektroda arus. Beda potensial yang terjadi diukur melalui dua buah elektroda potensial; P_1 dan P_2 . Dari hasil pengukuran arus dan beda potensial untuk setiap jarak elektroda tertentu, dapat ditentukan variasi harga hambatan jenis masing-masing lapisan di bawah titik ukur (*titik sounding*). Umumnya, metode resistivitas hanya baik untuk eksplorasi dangkal, sekitar kurang dari 100 meter. Jika kedalaman lapisan lebih dari nilai tersebut, maka informasi yang diperoleh kurang akurat, akibat melemahnya arus listrik untuk jarak bentangan yang semakin besar. Karena itu, metode ini jarang digunakan untuk eksplorasi dalam, sebagai contoh eksplorasi minyak bumi dan gas alam. Metode resistivitas banyak digunakan dalam eksplorasi air tanah, memonitor pencemaran air tanah, eksplorasi panas bumi (*geothermal*), aplikasi geoteknik, pencarian bahan tambang, dan untuk penyelidikan di bidang arkeologi [7].

Skema survei geolistrik metode resistivitas dapat digambarkan seperti ditunjukkan pada Gambar 1. Berdasarkan gambar tersebut, beda potensial antara elektroda M dan M yang terjadi akibat arus yang mengalir dari elektroda A menuju elektroda B dapat dinyatakan dengan [8]:

$$V_M = \frac{\rho l}{2\pi} \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right] \quad (1)$$



Gambar 1. Skema akuisisi data geolistrik resistivitas dengan konfigurasi Schlumberger

Selanjutnya potensial di N akibat arus pada titik elektroda A dan B juga dapat dinyatakan dengan:

$$V_N = \frac{\rho l}{2\pi} \left[\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right] \quad (2)$$

Dengan demikian beda potensial antara titik M dan N dapat dinyatakan dengan persamaan:

$$\Delta V = V_M - V_N = \frac{\rho l}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right) \right] \quad (3)$$

Setelah diketahui nilai arus dan beda potensial, nilai resistivitas semu (*apparent resistivity*) lapisan batuan bawah permukaan dapat dihitung menggunakan persamaan:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (4)$$

dimana ρ_a adalah resistivitas semu, K adalah faktor geometri yang tergantung pada konfigurasi jarak elektroda, ΔV adalah beda potensial, dan I adalah kuat arus listrik. Faktor geometri (K) tergantung dari model konfigurasi atau susunan elektroda yang digunakan dalam pengukuran. Faktor ini merupakan faktor yang menunjukkan koreksi konfigurasi elektroda potensial dan arus yang digunakan dan sangat penting dalam pendugaan resistivitas batuan bawah permukaan. Berdasarkan persamaan (3) dan (4), nilai faktor geometri untuk konfigurasi Schlumberger dapat dirumuskan [8]:

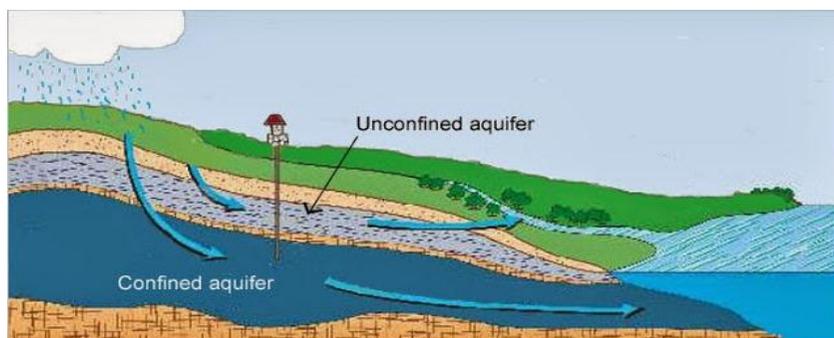
$$K = 2\pi \left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right) \right]^{-1} = \pi \left(\frac{a^2 - b^2}{2b} \right) \quad (5)$$

dimana a adalah jarak antara titik *sounding* ke titik M atau N, dan b adalah jarak antara titik *sounding* ke titik A atau B. Hasil pengukuran resistivitas semu pada metode geolistrik resistivitas 1D digunakan sebagai data masukan untuk memodelkan lapisan-lapisan batuan bawah permukaan serta menghitung nilai resistivitas sesungguhnya (*true resistivity*) dari setiap lapisan batuan tersebut secara inversi [9]. Berdasarkan data resistivitas sesungguhnya yang didukung informasi geologi, dapat diinterpretasi jenis-jenis litologi dan formasi batuan bawah permukaan di daerah penelitian yang berperan sebagai akuifer air tanah.

2.2. Akuifer Air Tanah

Akuifer merupakan formasi geologi yang jenuh sehingga berfungsi sebagai pemasok air dalam jumlah yang ekonomis (cukup untuk keperluan domestik, pertanian, peternakan, industri dan lainnya). Oleh karena itu formasi batuan ini dapat berfungsi untuk menyimpan dan mengalirkan air tanah. Untuk dapat berfungsi sebagai akuifer, suatu batuan haruslah berpori atau berongga yang berhubungan satu sama lain, sehingga air mudah mengalir dari rongga ke rongga [10]. Air tanah merupakan air yang tersimpan di bawah permukaan dan pergerakannya mengikuti hukum-hukum fluida. Keberadaannya di alam sangat “tergantung” dari ada atau tidaknya batuan yang dapat menyimpan dan mengalirkan air dalam jumlah yang signifikan. Tidak semua batuan dapat bertindak sebagai akuifer mengingat akan sangat tergantung terhadap ruang antar butiran (pori-pori batuan) dan permeabilitasnya. batupasir atau batuan sedimen berbutir kasar memiliki persyaratan untuk itu, terutama batuan-batuan yang belum terkompakan (*unconsolidated rock*), sehingga umur batuan juga cukup menentukan [10].

Batuan-batuan yang berumur tua biasanya telah mengalami kompaksi dan sementasi sehingga ruang antar butiran menjadi rapat termampatkan. Hal ini mengakibatkan batuan tidak bisa menampung dan meloloskan air dalam jumlah signifikan dan bahkan menjadi kedap air (*impermeable*). Dengan kata lain permeabilitas dan porositasnya kecil, demikian juga batuan beku dan batuan metamorfik. Pada zona-zona seperti ini sangat sulit sekali diharapkannya adanya air tanah kecuali batuan-batuan tersebut banyak mengandung rekahan (*fracture*) yang selanjutnya disebut sebagai akuifer rekahan. Batuan beku dan metamorfik memiliki porositas kecil akibat kristalnya yang saling *interlocking*. Kombinasi proses pelapukan (*weathering*) dan *fracturing* mengakibatkan meningkatnya porositas. Batuan yang memiliki rekahan porositasnya meningkat 2 – 5%, sedangkan akibat proses pelapukan porositasnya meningkat 30 – 60%. Akibatnya kemampuan air meresap ke dalam batuan menjadi lebih besar [11]. Skema profil akuifer air tanah di alam dapat dilihat pada Gambar 2.



Gambar 2. Skema akuifer air tanah dalam sistem hidrologi di alam

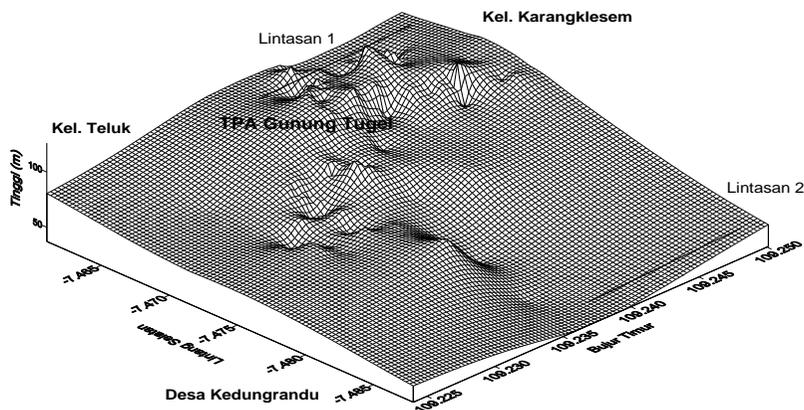
Menurut Reynold (1997), sebaran akuifer di dalam sistem hidrogeologi dikontrol oleh beberapa faktor antara lain: litologi, stratigrafi, dan struktur endapan geologi (*alluvium*) [12]. Sedangkan berdasarkan pengamatan di lapangan, akuifer air tanah sering dijumpai dalam suatu lahan atau cekungan air tanah. Secara teknis jenis akuifer airtanah dibedakan menjadi dua kelompok besar:

1. Akuifer bebas (*unconfined aquifer*) adalah lapisan akuifer air tanah yang hanya terisi sebagian oleh air dan terletak di atas lapisan yang kedap air. Permukaan air pada akuifer ini mempunyai tekanan hidrostatik sama dengan udara luar.
2. Akuifer tertekan (*confined aquifer*) adalah lapisan akuifer air tanah yang jenuh dimana seluruh volumenya dikelilingi oleh lapisan yang kedap air baik di bagian atas maupun bawah, sehingga mempunyai tekanan lebih besar dari tekanan udara luar.

Airtanah dapat terbentuk dari area pengisian (*recharge*) pada saat hujan turun. Air tanah memerlukan waktu harian, mingguan, bulanan, tahunan, puluhan tahun, ratusan tahun, bahkan ribuan tahun untuk tinggal di dalam akuifer atau cekungan air tanah, sebelum muncul kembali di zona luah (*discharge*) secara alami. Kemunculan air ke permukaan tergantung dari kedudukan zona jenuh air, topografi, kondisi iklim, dan karakteristik hidrolika akuifer. Oleh karena itu, jika dibandingkan dalam kerangka waktu umur manusia, maka air tanah sesungguhnya adalah salah satu sumber daya alam yang tidak terbarukan.

3. Metode Penelitian

Akuisisi data penelitian geolistrik resistivitas dilakukan secara langsung di daerah TPA Gunung Tugel, Kecamatan Patikraja, Kabupaten Banyumas, yang secara geografis terletak di selatan Kota Purwokerto. Akuisisi data dilakukan pada bidang yang relatif datar yang telah dipilih pada saat survei pendahuluan. Peta topografi daerah penelitian hasil pemetaan posisi menggunakan *Global Positioning System* (GPS) ditunjukkan pada Gambar 2. Pengolahan, pemodelan, dan interpretasi data dilakukan di Laboratorium Fisika Dasar, Fakultas Sains dan Teknik, Universitas Jenderal Soedirman Purwokerto. Peralatan yang diperlukan di dalam penelitian ini meliputi peralatan yang digunakan lapangan dan di laboratorium, seperti Tabel 1.



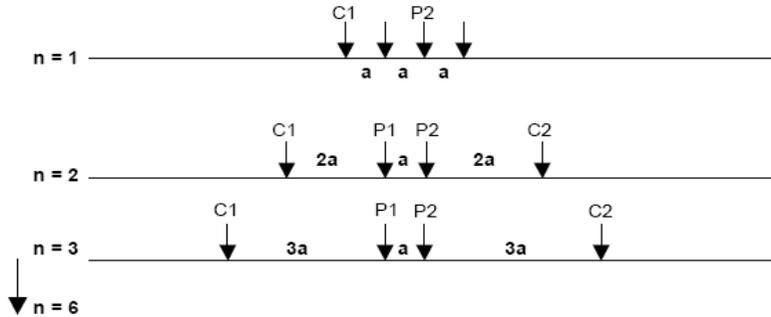
Gambar 2. Peta topografi daerah penelitian dan posisi lintasan pengukuran data resistivitas; daerah TPA Gunung Tugel Kabupaten Banyumas

Tabel 1. Peralatan penelitian yang digunakan di lapangan

No.	Nama Alat	Jumlah
1	Resistivitymeter, tipe NANIURA model NRD 22S	1 set
2	Multimeter digital	1 buah
3	Elektroda <i>stainless steel</i>	2 buah
4	Elektroda tembaga	2 buah
5	Elektroda besi	2 buah
6	Accu 12 V	2 buah
7	Pita ukur 250 meter	2 buah
8	Kabel 300 meter	2 buah
9	Palu	2 buah
10	Kabel penghubung dan Konektor	secukupnya
11	Kendaraan pengangkut peralatan	1 unit
12	<i>Global Positioning System</i> (GPS)	1 buah
13	Kamera digital	1 buah
14	Buku catatan dan alat tulis	1 set
15	Laptop lengkap dengan <i>printer</i>	1 set
16	Perangkat lunak (<i>software</i>) <i>RESIST 87</i>	1 paket
17	Perangkat lunak (<i>software</i>) <i>SURFER 7</i>	1 paket

Teknik pengukuran resistivitas dengan konfigurasi Schlumberger dilakukan dengan memvariasi jarak elektroda C_1 terhadap P_1 , dan C_2 terhadap P_2 seperti Gambar 3. Pemvariasian jarak elektroda ini dilakukan untuk mendapatkan informasi model struktur geologi dan litologi batuan bawah permukaan berdasarkan nilai resistivitasnya secara vertikal. Adanya perbedaan nilai resistivitas batuan bawah permukaan, tampak sangat jelas pada saat penentuan kedalaman lapisan batuan yang mempunyai nilai resistivitas berlainan [13]. Jarak bentangan elektroda potensial (P_1

dan P_2) dibuat berubah perlahan, sedang elektroda arus (C_1 dan C_2) digerakkan sesuai penambahan jarak bentangan elektroda, seperti Gambar 1. Jarak bentangan elektroda arus dan potensial mempengaruhi nilai faktor K . Semakin lebar jarak bentangan elektroda, maka informasi litologi (batuan) yang diperoleh juga semakin dalam.



Gambar 3. Pergerakan elektroda arus dalam survei geolistrik resistivitas dengan konfigurasi *Schlumberger*.

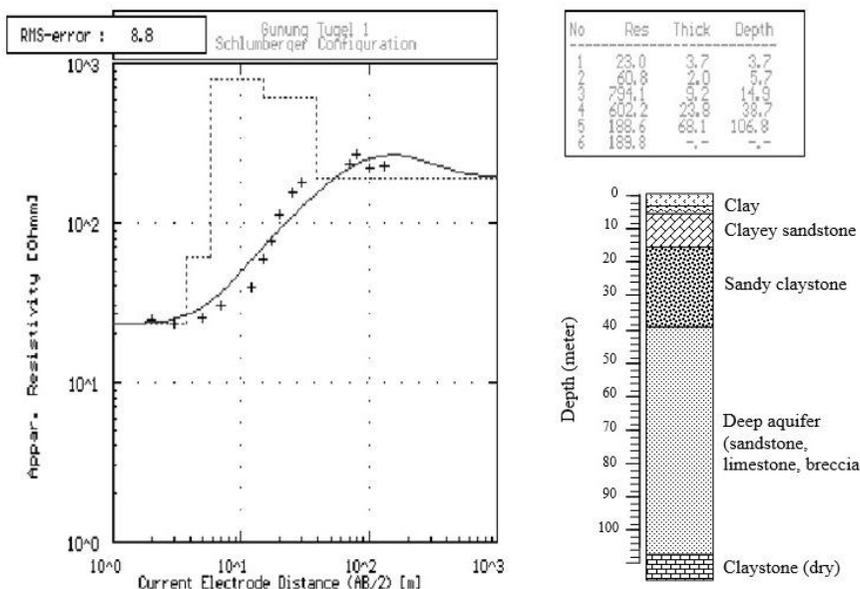
Proses pengolahan data menghasilkan data-data resistivitas semu untuk masing-masing lapisan batuan bawah permukaan. Data resistivitas semu digunakan sebagai acuan untuk memodelkan data resistivitas sesungguhnya (*true resistivity*) secara inversi menggunakan software Resist 87. Output-nya berupa kurva resistivitas sesungguhnya pada setiap lapisan batuan bawah permukaan versus kedalamannya. Berdasarkan kurva ini, kemudian dilakukan interpretasi untuk mengetahui jenis-jenis batuan, termasuk formasinya di setiap lapisan secara vertikal termasuk akuifer air tanah. Hal-hal yang diinterpretasi terkait karakteristik akuifer air tanah adalah kedalaman akuifer, formasi batuan, dan perkiraan debit aliran air yang terkandung.

4. Hasil dan Pembahasan

Pengukuran data geolistrik resistivitas menggunakan konfigurasi Schlumberger dengan teknik *vertical sounding* telah dilakukan di daerah TPA Gunung Tugel untuk menginterpretasi kedalaman akuifer air tanah dalam (*deep groundwater aquifer*) yang prospek dieksplorasi dan tidak tercemar oleh rembesan limbah cair bawah permukaan dari TPA. Pengukuran dilakukan di dua lokasi, yaitu sebelah utara dan sebelah selatan TPA Gunung Tugel dengan lintasan elektroda seperti telah terlihat pada Gambar 3. Data yang dihasilkan dari pengukuran resistivitas adalah arus, beda potensial, dan jarak spasi elektroda untuk model konfigurasi Schlumberger. Data ini diolah menggunakan Microsoft Excell 2003 sehingga diperoleh nilai faktor geometri k dan resistivitas semu (ρ_a). Nilai resistivitas semu pada setiap lapisan batuan, jumlah lapisan, dan jarak bentangan elektroda arus ($\frac{1}{2}AB$) digunakan sebagai data masukan (*input*) untuk pemodelan menggunakan *software* Resist 87. Jumlah lapisan batuan bawah permukaan diestimasi berdasarkan tebakan awal (*initial guest*) sebelum dilakukan iterasi. Hasil yang diperoleh dari pemodelan adalah jumlah lapisan serta nilai tahanan jenis sesungguhnya (*true resistivity*) untuk setiap lapisan batuan.

Dengan mengetahui nilai resistivitas sesungguhnya, maka jenis-jenis batuan dan material yang mengisi masing-masing lapisan dapat diperkirakan [12].

Berdasarkan tabel resistivitas jenis batuan dari Reynold [12] dan data formasi geologi daerah setempat [14], kurva pemodelan pada Gambar 4 dapat diinterpretasi. Lapisan batuan dengan nilai resistivitas 23,0 Ωm dan 60,8 Ωm diinterpretasi sebagai lempung (*clay*) kering, dengan kedalaman 0 – 5,7 meter. Lapisan batuan dengan nilai resistivitas 794,1 Ωm diinterpretasi sebagai batupasir lempungan (*clayey sandstone*) yang kering dan padat yang terletak pada kedalaman 5,7 – 14,9 meter. Lapisan batuan dengan nilai resistivitas 602,2 Ωm dan terletak di kedalaman 14,9 – 38,7 meter diinterpretasi sebagai batulempung pasiran (*sandy claystone*) yang padat dan kering. Lapisan batuan dengan nilai resistivitas 188,6 Ωm dan kedalaman 38,7 – 106,8 meter diinterpretasi sebagai batupasir, batukapur, dan batuan breksi. Meskipun nilai resistivitasnya tinggi, lapisan batuan tersebut diperkirakan banyak mengandung rongga-rongga dan pori-pori, sehingga berperan sebagai akuifer, yaitu akuifer air tanah dalam (*deep aquifer*). Adapun lapisan batuan dengan nilai resistivitas 189,8 Ωm dan kedalaman 106,8 meter hingga batas bawah yang tidak jelas diinterpretasi sebagai batulempung padat dan kompak (*cadas*).

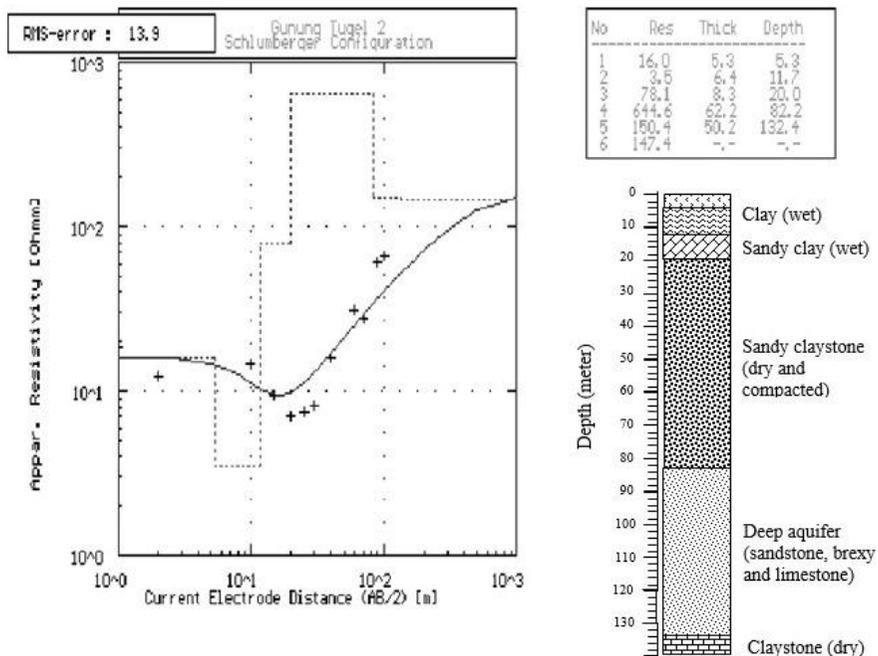


Gambar 4. Kurva pemodelan dan hasil interpretasi nilai resistivitas serta jenis lapisan batuan bawah permukaan pada lintasan pertama.

Interpretasi terhadap Gambar 5 berdasarkan tabel resistivitas jenis batuan dari Reynold [12] dan data formasi geologi setempat [14], memperoleh hasil bahwa lapisan batuan dengan resistivitas 16,0 Ωm dan 3,5 Ωm diinterpretasi sebagai lempung basah. Kedua lapisan batuan ini terletak di kedalaman 0 – 11,7 meter, yang

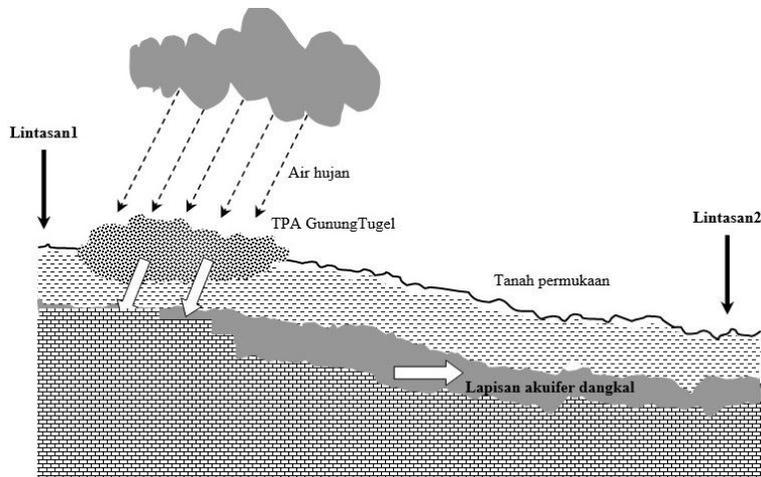
berperan sebagai *topsoil*. Lapisan batuan dengan resistivitas $78,1 \Omega\text{m}$ yang terletak pada kedalaman $11,7 - 20,0$ meter diinterpretasi sebagai lempung pasiran basah. Lapisan batuan ini diperkirakan sebagai akuifer air tanah dangkal (*shallow aquifer*) tetapi kurang potensial, kemungkinan akibat sebaran material yang permeabel tidak banyak. Lapisan batuan dengan resistivitas $644,6 \Omega\text{m}$ dan terletak pada kedalaman $20,0 - 82,2$ meter diinterpretasi sebagai batulempung pasiran yang padat dan kering, sehingga sulit ditembus oleh air. Lapisan tersebut berfungsi sebagai penutup bagi akuifer air tanah yang terdapat di bawahnya, sehingga tidak “memungkinkan” ada infiltrasi air dari lapisan di atasnya. Lapisan batuan dengan resistivitas $150,4 \Omega\text{m}$ diinterpretasi sebagai perselingan batupasir, batukapur, dan batuan breksi dengan banyak celah dan pori sehingga mudah ditembus oleh air tanah. Lapisan ini terletak pada kedalaman $82,2 - 132,4$ meter dan diinterpretasi sebagai akuifer air tanah dalam. Adapun lapisan batuan dengan nilai resistivitas $147,4 \Omega\text{m}$ dan kedalaman $132,4$ meter hingga batas yang tidak teridentifikasi, diinterpretasi sebagai batulempung yang padat, kering, dan kedap air. Lapisan batuan ini berfungsi sebagai penyangga lapisan akuifer dalam.

Pada lintasan pengukuran pertama tidak ditemukan lapisan akuifer dangkal, sedangkan pada lintasan kedua diperkirakan masih terdapat lapisan akuifer dangkal dengan debit air yang kecil. Hal ini terbukti dengan debit air yang kecil pada sumur-sumur warga. Selain debitnya kecil, kondisi fisis air diestimasi telah tercemar akibat rembesan air lindi hasil pembusukan sampah-sampah organik di TPA Gunung Tugel [15] seperti terlihat pada skema Gambar 6. Masuknya air lindi ke dalam lapisan akuifer adalah mengikuti siklus air di permukaan Bumi. Air lindi hasil pembusukan sampah organik di TPA bersama dengan air hujan berinfiltrasi memasuki pori-pori tanah permukaan menuju ke lapisan akuifer dangkal, sehingga mencemari sumber air tanah. Berdasarkan hasil pengukuran nilai daya hantar listrik (DHL) terhadap beberapa sampel air sumur di kawasan sekitar TPA, diketahui bahwa DHL rata-rata daerah penelitian adalah $0,0594 \text{ k}\Omega^{-1}$, dengan DHL tertinggi adalah $0,1449 \text{ k}\Omega^{-1}$ dan DHL terendah adalah $0,0209 \text{ k}\Omega^{-1}$ [15].



Gambar 5. Kurva pemodelan dan hasil interpretasi nilai resistivitas serta jenis lapisan batuan bawah permukaan pada lintasan kedua.

Lapisan akuifer dalam pada kedua lintasan pengukuran tersebut termasuk akuifer tertekan (*confined aquifer*) karena diapit oleh dua lapisan batuan yang bersifat kedap air, sehingga tekanan air pada akuifer ini lebih tinggi daripada tekanan air pada akuifer dangkal. Jenis formasi batuan pada lapisan akuifer dalam sesuai dengan informasi geologi; yaitu formasi Tapak. Formasi ini terdiri atas batupasir gampingan, napal, batupasir berbutir kasar, batulempung, dan breksi andesit [12]. Lapisan akuifer air tanah dalam, kemungkinan besar tidak tercemar oleh rembesan limbah cair TPA Gunung Tugel. Hal ini didasarkan pada nilai kedalaman lapisan yang diperoleh, yang relatif jauh dari jangkauan rembesan limbah TPA serta tertutup oleh lapisan kedap air yang relatif tebal. Lapisan akuifer air tanah dalam ini sangat prospek untuk dieksplorasi dan dimanfaatkan, sebab selain terbebas dari rembesan limbah TPA, debitnya diduga sangat besar, sehingga volume airnya kemungkinan juga besar.



Gambar 6. Skema pendugaan masuknya air lindi hasil pembusukan sampah ke dalam akuifer air tanah.

5. Kesimpulan dan Saran

5.1. Kesimpulan

Berdasarkan hasil yang diperoleh di dalam penelitian, dapat disimpulkan bahwa telah diperoleh model resistivitas lapisan batuan bawah permukaan daerah sekitar TPA Gunung Tugel Kabupaten Banyumas. Berdasarkan interpretasi model resistivitas batuan ini, diketahui bahwa lapisan akuifer air tanah dalam (*deep aquifer*) pada lintasan pertama (zona atas) terletak pada kedalaman 38,7 – 106,8 meter. Lapisan akuifer tersebut memiliki nilai resistivitas sebesar 188,6 Ωm , yang diinterpretasi sebagai perselingan batupasir, batukapur, breksi andesit, dan batulempung. Sedangkan lapisan akuifer air tanah dalam pada lintasan kedua (zona bawah) terletak pada kedalaman 82,2 – 132,4 meter. Lapisan akuifer ini memiliki resistivitas sekitar 150,4 Ωm , yang diinterpretasi sebagai perselingan antara batupasir, batukapur, dan breksi andesit. Akuifer air tanah dalam di daerah TPA Gunung Tugel diperkirakan prospek untuk dimanfaatkan, karena akuifer ini diapit oleh dua lapisan batuan yang kedap air sehingga kemungkinan airnya bersih dan tidak tercemar oleh air lindi hasil rembesan limbah cair TPA Gunung Tugel.

5.2. Saran

Penelitian yang dilakukan ini masih banyak kekurangan baik dari segi akuisisi data, pengolahan data, pemodelan, maupun interpretasi. Oleh karena itu, diperlukan beberapa perbaikan:

1. Jarak bentangan antar elektroda arus dan potensial perlu diperpanjang, agar hasil pemodelan dan interpretasi struktur geologi bawah permukaan dapat diperoleh lebih dalam (lebih dari 100 meter).

2. Pengukuran geolistrik resistivitas perlu dilakukan pada lintasan-lintasan lain di daerah sekitar TPA Gunung Tugel, untuk mengetahui potensi dan diskripsi arah aliran air tanah dangkal maupun air tanah dalam.
3. Teknik akuisisi data resistivitas perlu dilakukan menggunakan model konfigurasi lain dengan model dua dimensi, misalnya Wenner. Hal ini bermanfaat untuk memperkuat hasil penelitian dan mengurangi keraguan (*ambiguity*) pada hasil yang diperoleh.

6. Ucapan Terimakasih

Terimakasih penulis sampaikan kepada Rektor dan Ketua Lembaga Penelitian Universitas Jenderal Soedirman atas dana yang disediakan untuk kegiatan penelitian ini. Terimakasih juga disampaikan kepada Ketua Jurusan Fisika dan Kepala Laboratorium Fisika Eksperimen Fakultas MIPA UNSOED atas fasilitas peralatan Resistivitymeter Naniura dan peralatan penunjang lain yang disediakan. Serta terimakasih disampaikan bagi seluruh mahasiswa anggota tim survei yang telah bekerja dengan keras, kompak, sinergi, dan terkontrol dalam akuisisi data resistivitymeter di lapangan.

7. Referensi

- [1] Sehad, Cahyanto, W.T., Rousmawati, V., 2007. Studi Analisis Sebaran Daya Hantar Listrik Air Tanah di Sekitar Tempat Pembuangan Akhir Sampah Gunung Tugel Purwokerto. *Laporan Penelitian*. Lembaga Penelitian. Universitas Jenderal Soedirman. Purwokerto.
- [2] Suara Merdeka, 2004. Kesulitan Air Bersih Meluas (*online*). Edisi Kamis 19 Agustus 2004. <http://www.suaramerdeka.com>
- [3] Ngadimin dan Handayani, G., 2001. Aplikasi Metode Geolistrik untuk Monitoring Rembesan Limbah (Penelitian Model Fisik Laboratorium). *Jurnal Matematika dan Sains*. Vol.6 No.1. Hal: 43 – 53 April 2001.
- [4] Suara Merdeka, 2004. Penemuan Sumber Air Naikkan Harga Tanah (*online*). Edisi Senin 1 Nopember 2004. <http://www.suaramerdeka.com>
- [5] Priyantari dan Wahyono, 2005. Penentuan Bidang Gelincir Tanah Longsor Berdasar Sifat Kelistrikan Bumi. *Jurnal Ilmu Dasar*. Vol.6 No.2. Hal: 137 – 141.
- [6] Bagenda, N.A., 2017. Analisa Petrofisika dengan Metode Multimin pada Formasi Minahaki Lapangan “Y” Cekungan Banggai. *Skripsi*. Program Studi Geofisika FMIPA Universitas Hasanuddin. Makassar.
- [7] Yuristina, A.P., 2015. Pendugaan Persebaran Air Bawah Permukaan dengan Metode Geolistrik Konfigurasi Wenner-Schlumberger di Desa Tanggungharjo Kabupaten Grobogan. *Skripsi*. Jurusan Fisika FMIPA Universitas Negeri Semarang.
- [8] Telford, W.M., Gedaart, L.P., Sheriff, R.E. 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge. New York.

- [9] Azhar, 2001. *Pemodelan Fisis Metode Resistivity untuk Eksplorasi Batubara*. Tesis. Program Pascasarjana. Institut Teknologi Bandung (ITB). Bandung.
- [10] Mohammad, F., Mardiana, U., Yuniardi, Y., Firmansyah, Y., dan Alfadli, M.K., 2016. Potensi Air Tanah Berdasarkan Nilai Resistivitas Batuan di Kelurahan Cangkorah Kecamatan Batujajar Kabupaten Bandung Barat. *Bulletin of Scientific Contribution*. Vol. 14 No. 2. Hal: 141 – 152.
- [11] Anonim, 2012. *Jenis-Jenis Akuifer*. <http://ambangunp.blogspot.com/search?q=jenis+akuifer> (Diakses tanggal 12 Desember 2018).
- [12] Reynolds, J.M., 1997. *An Introduction to Applied and Enviromental Geophysics*. John Willey and Sons. New York.
- [13] Sehad dan Hartono, 2010. Investigasi Akuifer Air Tanah di Sekitar Lahan Pertanian Desa Kedungwuluh Kecamatan Kalimanah Kabupaten Purbalingga Jawa Tengah Berdasarkan Survei Geolistrik Resistivitas dengan Konfigurasi Wenner. *Jurnal Fisika Flux*. Vol. 7 No. 2. Hal: 101 – 109.
- [14] Asikin, S., Handoyo, A., Prastistho, B., 1992. *Peta Geologi Lembar Banyumas, Jawa*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi (P3G). Bandung.
- [15] Sehad dan Cahyanto W.T., 2009. Pengujian Daya Hantar Listrik Air Tanah di Sekitar Tempat Pembuangan Akhir Gunung Tugel Kabupaten Banyumas Menggunakan Prinsip Jembatan Wheatstone. *Jurnal Molekul*. Vol 4 No. 1. Hal: 39 – 47.

Aplikasi geolistrik resistivitas untuk melihat struktur perlapisan batuan daerah longsor Miofmuti Desa Tunbaun Kecamatan Amarasi Barat Kabupaten Kupang

Abdul Wahid

Program Studi Fisika, Fakultas Sains dan Teknik Universitas Nusa Cendana

awahid@staf.undana.ac.id

Abstrak. Telah dilakukan penentuan struktur perlapisan batuan dengan metode geolistrik resistivitas di wilayah longsor Meofmuti Desa Tunbaun Kecamatan Amarasi Barat Kabupaten Kupang. Penelitian ini bertujuan untuk melihat struktur perlapisan batuan bawah permukaan dengan metode geolistrik resistivitas konfigurasi dipole-dipole, yang menyebabkan terjadinya longsor. Penelitian ini menggunakan alat Geolistrik merek OYO Mc OHM-EL Model 2119. Analisis data penelitian menggunakan program *software Res2Dinv* untuk mendapatkan nilai resistivitas batuan dari struktur perlapisan batuan secara vertikal dan pola penyebaran batuan secara lateral. Berdasarkan nilai resistivitas batuan yang ada diduga jenis batuan yang tersikap di lokasi penelitian terdiri dari batu gamping, batu pasir dan batu marbel. Batu gamping dengan resistivitas sebesar 81,5-382 Ohm meter, batu pasir dengan resistivitas sebesar 382-3787 Ohm meter, batu marbel memiliki resistivitas 3789-17587 Ohm meter. Longsor pada lokasi penelitian diakibatkan karena ketidakstabilan lapisan batuan (dominasi batu pasir) di bawah permukaan.

1. Pendahuluan

Tanah longsor (*land slide*) merupakan bentuk erosi tanah dengan pengangkutan atau gerakan massa tanah pada suatu saat dengan volume yang besar. Secara alamiah telah tampak bahwa suatu daerah atau wilayah yang memiliki tatanan geologi berupa lembah atau tebing yang curam lebih mudah longsor dibandingkan dengan daerah lain. Pola patahan batuan, pelapisan batuan, ketebalan tanah lapuk, kemiringan curam, kandungan air yang tinggi, atau getaran gempa merupakan sifat geologis yang mempengaruhi proses longsor [1].

Secara geologi, areal yang terbentuk dari gerusan tanah yang menghasilkan material halus akan mudah lapuk oleh media erosi seperti air sehingga menjadikan tanah ini rawan longsor, Daerah Meofmuti Desa Tunbaun Kecamatan Amarasi Barat Kabupaten Kupang merupakan kawasan yang berpotensi terjadinya longsor. Secara nyata daerah ini dilihat dari kondisi geologis berupa lembah dan tebing yang curam. Kondisi infrastruktur berupa jalan negara yang menghubungkan desa Kotabes dan desa Tunbaun Kecamatan Amarasi Barat Kabupaten Kupang yang mengalami

kerusakan dan penyempitan akibat longsor. Oleh sebab itu perlu dilakukan kajian tentang pola perlapisan batuan bawah permukaan pada daerah tersebut.

Geofisika merupakan cabang dari ilmu yang mempelajari sifat-sifat fisika batuan, sehingga dapat diperoleh informasi jenis batuan yang ada dibawah permukaan bumi, salah satunya adalah metode geolistrik resistivitas yang memanfaatkan sifat kelistrikan batuan melalui sifat resistivitasnya dengan cara menginjeksikan arus listrik ke dalam tanah dan menangkap respon tegangan dan besar arus melalui pasangan elektroda yang dibentangkan [2].

Melalui analisis struktur perlapisan batuan berdasarkan nilai resistivitasnya dapat diketahui penyebab longsoran daerah penelitian, apakah diakibatkan oleh patahan atau kurang stabilnya lapisan batumannya.

2. Materi dan Metode

2.1. Teori Geolistrik

Geolistrik merupakan salah satu metode pengukuran nilai resistivitas yang mempelajari sifat aliran listrik di dalam bumi, dengan cara menginjeksikan arus listrik ke dalam bumi, dengan mengukur beda potensial serta arus yang terjadi dan dikaitkan dengan jenis konfigurasi elektroda yang dipakai akhirnya diperoleh nilai resistivitas perlapisan batuan di bawah permukaan [3]

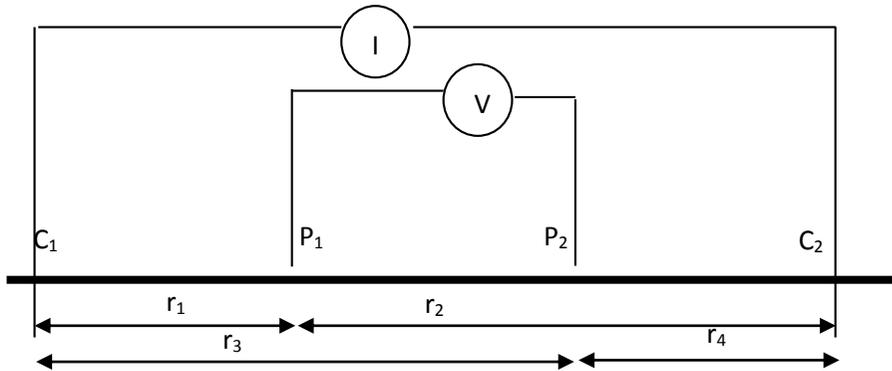
Berdasarkan tujuan penelitian, metode geolistrik resistivitas dapat dibagi menjadi dua kelompok besar yaitu [4]:

- 1. Metode Resistivitas Mapping*

Metode resistivitas mapping merupakan metode resistivitas yang bertujuan untuk mempelajari variasi resistivitas lapisan bawah permukaan secara horisontal.

- 2. Metode Resistivitas Sounding*

Metode resistivitas sounding merupakan metode resistivitas yang bertujuan untuk mempelajari variasi resistivitas lapisan bawah permukaan secara vertikal. Pada metode geolistrik resistivitas, arus listrik diinjeksikan ke dalam bumi dengan menggunakan dua elektroda arus (C_1 dan C_2), dan pengukuran beda potensial dengan menggunakan dua elektroda potensial (P_1 dan P_2), seperti pada gambar 1.



Gambar 1. Susunan Elektroda Survei Geolistrik[4].

Dengan:

- r_1 jarak dari titik P_1 ke sumber arus positif
- r_2 jarak dari titik P_1 ke sumber arus negatif
- r_3 jarak dari titik P_2 ke sumber arus positif
- r_4 jarak dari titik P_2 ke sumber arus negatif

Dari Gambar 1 , besarnya beda potensial antara titik P_1 dan P_2 adalah:

$$\Delta V = V_{P_1} - V_{P_2} = \left[\left\{ \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \right\} - \left\{ \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right\} \right] \quad (1)$$

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left\{ \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right\}$$

$$\rho = \frac{2\pi}{\left\{ \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right\}} \frac{\Delta V}{I} \quad (2)$$

Dari besarnya arus dan beda potensial yang terukur maka nilai resistivitas dapat dihitung dengan menggunakan persamaan:

$$\rho_s = K \left(\frac{\Delta V}{I} \right) \quad (3)$$

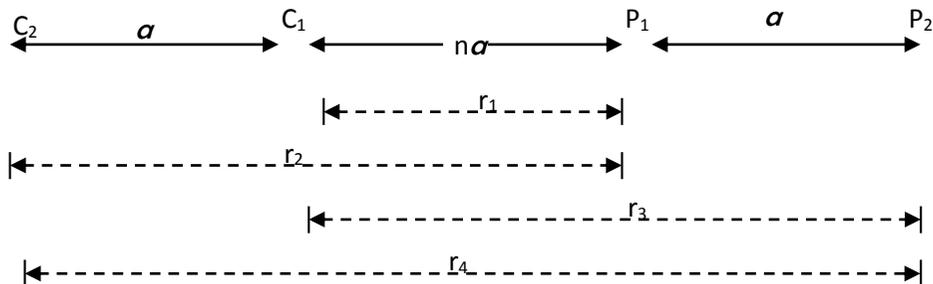
$$K = \frac{2\pi}{\left\{ \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right\}}$$

2.2. Konfigurasi Elektroda Dipole-Dipole

Konfigurasi Dipole pada prinsipnya menggunakan 4 buah elektroda yaitu pasangan elektroda arus (C_1 - C_2) yang disebut ‘*Current Dipole*’ dan pasangan elektroda potensial (P_1 - P_2) yang disebut ‘*Potential Dipole*’. Pada konfigurasi Dipole elektroda arus dan elektroda potensial bisa terletak tidak segaris dan tidak simetris.

Penyelidikan dengan konfigurasi elektroda dipole-dipole dapat dilakukan dengan *mapping*, untuk mempelajari variasi resistivitas bawah permukaan bumi secara horizontal, dan sounding untuk mempelajari variasi resistivitas bawah permukaan bumi secara vertikal.

Mapping dilakukan dengan jarak antara dipole potensial (P_1 - P_2) dan dipole arus (C_1 - C_2) tetap yakni a , seperti pada gambar 2 dengan perkataan lain, bahwa konfigurasi elektroda-elektroda menggunakan jarak yang tetap. Pada cara sounding jarak (a) diperbesar sesuai dengan kedalaman tembus yang diinginkan. Demikian pula jarak untuk masing-masing dipole diperbesar bila medan listrik pada daerah pengukuran terlalu lemah untuk dideteksi. Susunan elektroda dipole-dipole ditunjukkan pada gambar 2.



Gambar 2. Susunan elektroda dipole-dipole [5]

Apabila jarak antara dipole arus C_1 - C_2 sejauh a , jarak antara dipole potensial P_1 - P_2 sejauh a serta jarak antara dipole arus dan dipole potensial (C_1 - P_1) sejauh a , jika jarak antara dipole diperpanjang sejauh na , maka resistivitas semu dan faktor geometri untuk konfigurasi dipole-dipole adalah [2]:

$$K = n(n+1)(n+2)\pi a \quad (4)$$

$$\rho_s = n(n+1)(n+2)\pi a \frac{V}{I} \quad (5)$$

Dengan $n = 1, 2, 3, 4$.

2.3. Teori batuan dan tanah longsor

Batuan adalah massa dari satu atau lebih macam mineral yang membentuk satuan terkecil dari kerak bumi dan mempunyai komposisi kimia dan mineral yang tetap sehingga dengan jelas dapat dipisahkan satu dengan yang lain. Atau dengan kata lain, batuan adalah materi penyusun bumi yang terdiri dari mineral, bahan-bahan anorganik dan bahan-bahan vulkanik sehingga dengan jelas dapat dipisahkan satu dengan yang lain. Berdasarkan terjadinya, batuan digolongkan atas batuan beku, batuan sedimen, dan batuan metamorf [6].

Secara umum komposisi batuan di kerak bumi terdiri dari sekitar 95 % batuan beku dan hanya sekitar 5 % batuan sedimen dan batuan metamorf [7]. Batuan yang tersingkap di permukaan bumi adalah 75 % berupa batuan sedimen. Jenis batuan yang terlihat dipermukaan bumi dapat dilihat pada Tabel 1.

Tabel 1. Jenis batuan dan jumlahnya di permukaan bumi [7]

Batuan	Jumlah (%)
Serpih	52
Batuan gamping	7
Batu Pasir	15
Granit	15
Basal	3
Lain-lain	8

Tanah longsor akan terjadi di suatu tempat apabila memenuhi hal-hal berikut [6]:

1. Adanya lereng yang cukup curam memungkinkan volume besar tanah meluncur atau bergerak.
2. Adanya lapisan bawah permukaan yang kedap air dan lunak yang akan merupakan bidang luncur.
3. Terdapat cukup air dalam tanah sehingga lapisan tanah yang berada tepat di atas lapisan kedap air itu akan jatuh.

Berdasarkan corak gerakannya, tanah longsor dapat digolongkan menjadi beberapa jenis:

1. Guguran atau runtuh. Suatu guguran atau runtuh adalah jatuhnya sejumlah batuan atau bahan lain ke arah bawah dengan gerakan meluncur turun atau melenting di udara. Umumnya terjadi disepanjang jalan yang kanan-kirinya bertebing curam. Tebing batu atau tanah yang besar dan rapuh bisa menyebabkan kerusakan besar bila runtuh atau gugur.
2. Longsoran atau luncuran sejumlah besar bahan. Bila guguran hanya meluncurkan sejumlah kecil bahan dari permukaan yang lebih tinggi (hanya rontokan saja), longsoran atau luncuran besar ini melibatkan sejumlah besar bahan yang tadinya membentuk permukaan lebih tinggi, yang tergelincir ke bawah. Ini terjadi akibat lapuk atau rapuhnya suatu bagian atau beberapa bagian dari permukaan yang lebih tinggi.

3. Robohan. Sesuatu roboh apabila posisi semula yang membuatnya berdiri mantap mengalami perubahan sehingga kedudukannya goyah dan jatuh. Dalam kasus suatu tebing, keambrokan terjadi akibat gaya-gaya rotasi yang memindahkan posisi batuan. Karena perubahan ini, batuan mungkin terdorong ke posisi yang tidak stabil di puncak tebing. Keseimbangan hanya bertumpuk pada sudut tertentu yang masih berpijak. Bila terdapat pemicu yang menyebabkan titik tumpu itu berubah, maka batuan akan “terdorong” ke depan dan berjatuh ke dataran di bawahnya. Robohan ini tidak memerlukan banyak gerakan dan tak harus menyebabkan guguran atau longsoran batu.
4. Persebaran lateral. Bongkah-bongkah tanah yang berukuran besar bergerak melintang (horizontal) dengan retaknya pusat semula. Sebaran lateral biasanya terjadi di lereng-lereng landai, kurang dari 6 % dan umumnya menyebar sampai 3-5 meter (biasanya mencapai 30-50 meter bila kondisinya memungkinkan). Mula-mula biasanya terjadi patahan/sesar dari dalam, membentuk banyak rekahan di permukaan.
5. Aliran rombakan. Aliran tanah dan batuan yang longsor ini menyerupai cairan kental, kadang bergerak sangat cepat, dan bisa menjangkau beberapa kilometer. Biasanya terjadi setelah hujan lebat, meskipun air tidak selalu diperlukan untuk menyebabkan aliran ini. Aliran lumpur sedikitnya 50% diantaranya berupa pasir, lempung dan endapan.

2.4. Lokasi dan Waktu Penelitian

Lokasi penelitian ini adalah di Desa Tunbaun Kecamatan Amarasi Barat Kabupaten Kupang. Secara geografis Desa Tunbaun terletak di bagian timur kota Kupang yang berjarak \pm 42 km. Penentuan letak geografis lokasi penelitian terletak pada ($10^{\circ}15'450 - 10^{\circ}15'520$)LS dan ($123^{\circ}47'737 - 123^{\circ}47'891$)BT. Berada pada ketinggian 400-413 m di atas permukaan laut. Penelitian ini dilaksanakan pada tanggal 17 juni 2009 sampai dengan tanggal 10 juli 2009.

2.5. Prosedur Akuisisi Data

Prosedur pengambilan data dilapangan dilakukan dengan langkah-langkah sebagai berikut:

1. Survei lokasi penelitian, dalam survei ini dibutuhkan peta wilayah, peta geologi dan peta topografi untuk menentukan lokasi penelitian yang berpotensi, sesuai dengan tujuan awal penelitian.
2. Menentukan titik pengukuran, arah bentangan elektroda dibuat sama sehingga titik-titik ukur tetap berada pada satu garis lurus, banyak lintasan ukur yang dipergunakan adalah 3 lintasan dengan jarak antara lintasan yakni 5 m dan panjang tiap lintasan 300 m. Jarak antara tiap elektroda adalah 5 m dan perbesaran jarak (n) antara elektroda arus dan elektroda potensial diperbesar secara gradual dari $n = 1$ hingga $n = 20$.
3. Pengambilan data dengan konfigurasi dipole-dipole, pengukuran dilakukan dengan cara menempatkan elektroda-elektroda pengukuran berdasarkan konfigurasi dipole-dipole. Jarak antara tiap elektroda adalah 5 m dengan jarak

antara elektroda potensial P_1 - P_2 dan elektroda arus C_1 - C_2 tetap yakni $a = 5$ m sedangkan jarak antara kedua elektroda (C_1 - P_1) adalah $na = n \times 10$ m, dimana nilai n yang digunakan dalam penelitian ini adalah dari $n = 1$ sampai $n = 20$. Penempatan elektroda dan perubahan jarak elektroda ditunjukkan pada Gambar 2.

Pengukuran untuk $n = 1$ pada lintasan pertama, titik sounding terletak pada jarak 7.5 m dari elektroda C_2 dan P_2 . Pada pengukuran selanjutnya, elektroda-elektroda tersebut dipindahkan dengan jarak antara elektroda tetap. Untuk $n = 2$ pada lintasan yang sama, titik-titik sounding terletak pada jarak 10 m. Demikian pengukuran dengan cara yang sama dilakukan sampai $n = 20$ untuk tiap lintasan.

3. Hasil dan Pembahasan

3.1. Dasar Interpretasi Data Geolistrik

Sebagai dasar untuk melakukan interpretasi data geolistrik adalah tiap batuan memiliki daya hantar listrik dan nilai resistivitas. Pada batuan yang sama belum tentu memiliki nilai resistivitas yang sama, akan tetapi nilai resistivitas yang sama bisa dimiliki oleh batuan yang berbeda.

Beberapa aspek yang berpengaruh terhadap nilai resistivitas suatu bahan adalah:

1. Batuan sedimen yang bersifat lepas memiliki resistivitas lebih rendah bila dibandingkan dengan batuan sedimen padu dan kompak.
2. Batuan beku dan batuan metamorf memiliki nilai resistivitas tergolong tinggi.
3. Batuan yang basa dan mengandung air, nilai resistivitas rendah, semakin lebih rendah lagi bila air yang terkandung di dalamnya terasa asin.
4. Kandungan logam yang berada disekitar lokasi penelitian sangat berpengaruh terhadap nilai resistivitas batuan.

Analisis data hasil penelitian dengan cara komputasi iterasi atau yang dikenal dengan metode *inversi* dengan bantuan *Software Res2Dinv*. Hasilnya dapat digunakan untuk interpretasi pola perlapisan batuan, dengan dikorelasikan terhadap harga-harga resistivitas batuan yang terdapat pada tabel 2.

Tabel 2. Daftar Resistivitas Beberapa Batuan dan Air [5]

Material	Resistivity (Ωm)	Conductivity (Siemen/m)
Ignous Metamorphic Rocks		
✓ Granite	$5 \times 10^3 - 10^6$	$10^{-6} - 2 \times 10^{-4}$
✓ Basalt	$10^3 - 10^6$	$10^{-6} - 10^{-3}$
✓ Slate	$6 \times 10^2 - 4 \times 10^7$	$2,5 \times 10^{-8} - 1,7 \times 10^{-3}$
✓ Marble	$10^2 - 2,5 \times 10^8$	$4 \times 10^{-9} - 10^{-2}$
✓ Quartzite	$10^2 - 2 \times 10^8$	$5 \times 10^{-9} - 10^{-2}$
Sedimentary Rocks		
✓ Sandstone	$8 - 4 \times 10^3$	$2,5 \times 10^{-4} - 0,125$
✓ Shale	$20 - 2 \times 10^3$	$5 \times 10^{-4} - 0,05$
✓ Limestone	$50 - 4 \times 10^2$	$2,5 \times 10^{-3} - 0,02$
Soil and Waters		
✓ Clay	1 – 100	0,01 – 1
✓ Aluivium	10 – 800	$1,25 \times 10^{-3} - 0,1$
✓ Groundwater	10 – 100	0,01 – 0,1
✓ Seawater	0,2	5
✓ Iron	$9,074 \times 10^{-8}$	$1,102 \times 10^7$
✓ 0,01 M. Potasium chloride	0,708	1,413
✓ 0,01 M. Sodium chloride	0,843	1,185
✓ 0,01 M. Acetic acid	6,13	0,163
✓ Xylene	$6,998 \times 10^{16}$	$1,429 \times 10^{-17}$

3.2. Hasil Penelitian

Pengukuran data geolistrik konfigurasi dipole-dipole dilakukan pada VI lintasan dengan jarak titik ukur 5m dengan arah lintasan pengukuran timur tenggara-barat laut. Hasil pengukuran berupa nilai beda potensial (ΔV), kuat arus (I) dan resistansi (R). Selanjutnya dengan persamaan (4) dan (5), maka diperoleh nilai tahanan jenis semu seperti terlampir pada Lampiran I. Nilai ini akan dijadikan input data pada software *Res2Dinv* sehingga menghasilkan nilai tahanan jenis sebenarnya dan melihat visualisasi dua dimensi pola perlapisan batuan.

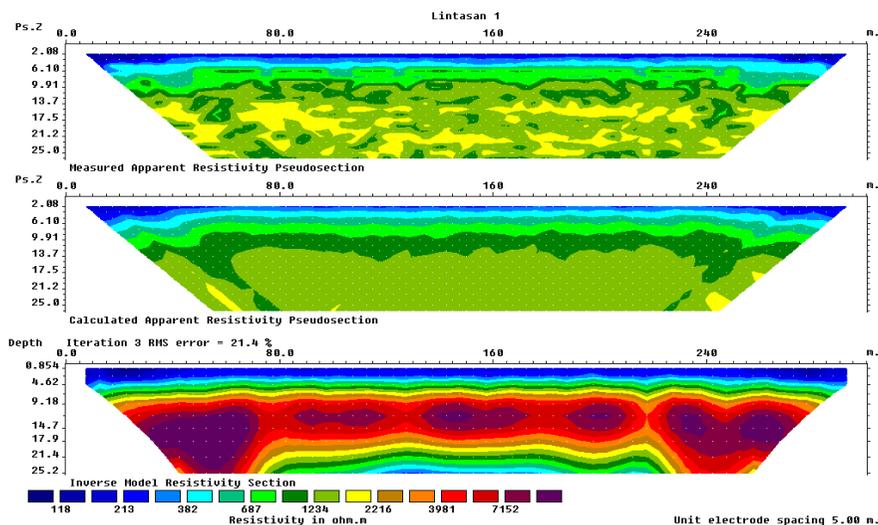
Berdasarkan hasil analisis output software *Res2Dinv* dari data lapangan diperoleh hasil berupa pola perlapisan batuan secara dua dimensi yang memberi informasi nilai resistivitas sebenarnya yaitu berkisar antara 81,5-17587 Ωm dengan kedalaman 0.854-25.2 m dari permukaan tanah. Berdasarkan nilai resistivitas kemudian dibandingkan dengan tabel 2 untuk menentukan jenis batuan yang ada di lokasi penelitian. Berdasarkan nilai resistivitas diduga batuan yang terdapat dilokasi penelitian yaitu batuan gamping, batuan pasir dan batuan marble.

3.3. Pembahasan

Untuk mendukung hasil analisis dan interpretasi serta klasifikasi lapisan batuan di atas maka dilakukan interpretasi untuk masing-masing lintasan ukur sebagai berikut:

a. Lintasan 1

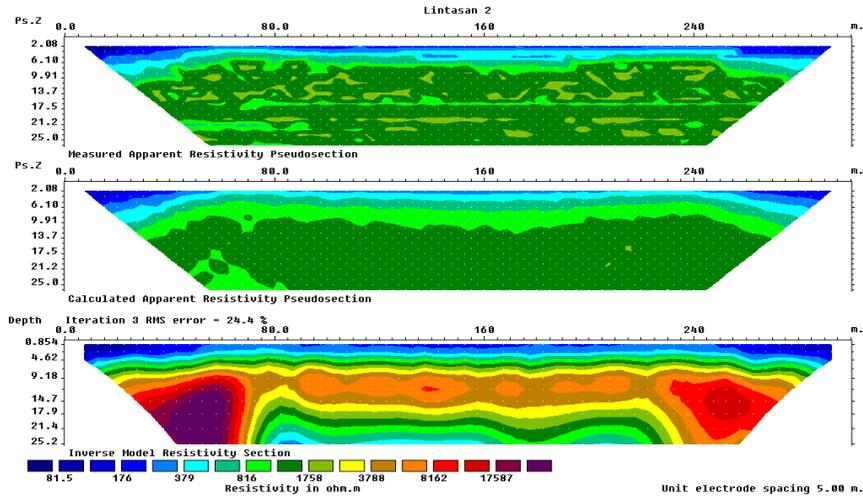
Nilai resistivitas yang terukur pada lintasan I yaitu, berkisar antara 118-7152 Ωm . Berdasarkan hasil sebaran nilai resistivitas tersebut diduga pada lintasan ini didominasi oleh batuan gamping, batuan pasir dan batuan marble. Batuan gamping memiliki resistivitas 118-382 Ωm , batuan pasir memiliki resistivitas 383-3981 Ωm dan batuan marble memiliki resistivitas 3982-7152 Ωm (Gambar 3).



Gambar 3. Hasil analisis *Res2Dinv* untuk lintasan 1.

b. Lintasan 2

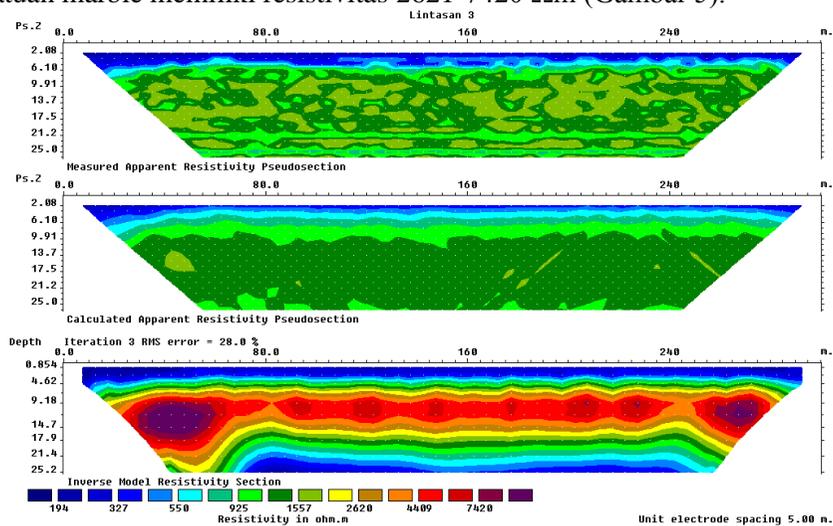
Nilai resistivitas yang terukur pada lintasan II yaitu, berkisar antara 81.5-17587 Ωm . Berdasarkan hasil sebaran nilai resistivitas tersebut diduga pada lintasan ini didominasi oleh batuan gamping, batuan pasir dan batuan marble. Batuan gamping memiliki resistivitas 81.5-379 Ωm , batuan pasir memiliki resistivitas 380-3788 Ωm dan batuan marble memiliki resistivitas 3789-17587 Ωm (Gambar 4).



Gambar 4. Hasil analisis *Res2Dinv* untuk lintasan 2.

c. Lintasan 3

Nilai resistivitas yang terukur pada lintasan III yaitu, berkisar antara 194-7420 Ωm . Berdasarkan hasil sebaran nilai resistivitas tersebut diduga pada lintasan ini didominasi oleh batuan gamping, batuan pasir dan batuan marble. Batuan gamping memiliki resistivitas 194-327 Ωm , batuan pasir memiliki resistivitas 328-2620 Ωm dan batuan marble memiliki resistivitas 2621-7420 Ωm (Gambar 5).



Gambar 5. Hasil analisis *Res2Dinv* untuk lintasan 3.

Berdasarkan tabel 2, sebaran dan lampiran I resistivitas batuan antara 81,5-17587 Ωm . Pada daerah penelitian merupakan batuan gamping, batuan pasir dan batuan marble dengan kedalaman 0.854-25.2 m dari permukaan tanah. Keberadaan dilokasi

penelitian yang tampak dari hasil longsoran yang terjadi ditemukan sedikit batuan marble, batuan gamping dan batuan pasir lebih mendominasi sehingga menyebabkan longsoran tersebut.

Berdasarkan peta Geologi Lembar Kupang–Atambua-Timor [8]. pengelompokan batuan berdasarkan kandungan air dalam batuan, batuan yang tersingkap di daerah penelitian merupakan formasi noole dan formasi batu putih yang tersusun oleh napal pasir dan berselang-seling pasir tufaan. Secara geologi batu pasir yang mengandung material tuf yang lapuk akan menghasilkan mineral lempung. Jalan sebagai jalan transportasi bertumpu di atas lempung maka berat dinamis lalu lintas berperan memperparah kerusakan jalan. Hal ini batuan lempung sensitif menyerap air dan mudah menjadi lunak sehingga rawan terjadinya longsor.

Bencana tanah longsoran dapat disebabkan karena adanya patahan di dalam bumi, tetapi setiap ada longsoran belum tentu ada patahan, longsoran bisa disebabkan oleh faktor-faktor lainnya. Adapun faktor-faktor yang menyebabkan longsor dilokasi penelitian adalah adanya lereng yang cukup curam memungkinkan volume besar tanah bergerak atau meluncur, adanya lapisan bawah permukaan yang kedap air dan lunak yang akan merupakan bidang luncur dan terdapat cukup air dalam tanah sehingga lapisan tanah yang berada tepat di atas lapisan kedap air itu akan jatuh karena ketidak stabilan lapisan batu pasir di atas permukaan.

4. Kesimpulan

Di lokasi penelitian ditemukan struktur perlapisan batuan yang terdiri dari tiga jenis lapisan batuan yakni: batu gamping, batu pasir dan batu marble. Di lokasi penelitian yang nampak di permukaan didominasi oleh batu pasir yang sifatnya tidak stabil, hal inilah yang di indikasikan menjadi penyebab terjadinya tanah longsor.

5. Daftar Pustaka

- [1] Paripurno E. T. 2007. *Berbagai Potensi Bencana Alam di Indonesia*. http://www.bapedajabar.go.it/bapeda_design/docs/perencanaan/20070524_071620.pdf.
- [2] Wahid, A. 2004. Penentuan Prospek Mineral Logam dengan Metode Geolistrik Resistivitas Dipole-dipole. *Jurnal Media Sains*, vol. 2, no. 2, Desember 2004, hal 38-42, no. ISSN 1829-751X, Mandiri.
- [3] Wahid, A. 2007. Analisis Keberadaan Batuan Gamping (*Limestone*) Berdasarkan Nilai Resistivitasnya. *Media Exacta, Journal of Science and Engineering*, vol.8, no.2, Juli 2007, hlm. 1056-1062, ISSN: 1412-3703, Mandiri.
- [4] Hendrajaya L. & Arief I., 1998. *Geolistrik Tahanan Jenis*. Laboratorium Fisika Bumi Jurusan Fisika FMIPA ITB, Bandung.
- [5] Loke M. H., 1999. *Introduction to Resistivity Surveys*. Penang, Malaysia.
- [6] Munir M. H., 2003. *Geologi Lingkungan*. Bayumedia, Jakarta.

- [7] Bowles J.E. & Hainin, J.K. 1984. *Sifat-Sifat Fisis dan Geoteknis Tanah (Mekanika Tanah)*. Erlangga, Jakarta
- [8] Rosidi. Tjokrosoepetro dan Gasfoer. 1996. *Peta Geologi Lembar Kupang-Atambua-Timor*. Teknik Geologi UGM Yogyakarta.

Identifikasi Potensi Tambang Garam Klakah Banjar menggunakan Metode *Electrical Resistivity Tomography*

Budi Legowo

Program Studi Fisika, Fakultas MIPA, Universitas Sebelas Maret
pakbeel@staff.uns.ac.id

Absatrak. Klakah Banjar terletak di Utara Bledug Kuwu, merupakan gunung lumpur terbesar di Jawa Tengah. "Segitiga Garam" di Kecamatan Kradenan merupakan tambang garam tradisional yang sudah beroperasi sejak puluhan tahun silam. Diperlukan studi tentang sebaran dan kedalaman sumber daya tambang garam daerah tersebut. Akusisi data menggunakan Resistivity meter OYO model 2119C, metode *Electrical Resistivity Tomography*, konfigurasi Wenner-Schlumberger. Berdasarkan distribusi nilai resistivitas, sumber air asin diindikasikan memiliki resistivitas 0,020 ohm.m sampai 0,190 ohm.m, berada pada kedalaman 30 hingga 93,8 meter. Analisa *Electrical Resistivity Tomography* menunjukkan bahwa Klakah Banjar memiliki potensi sumber garam yang sangat besar.

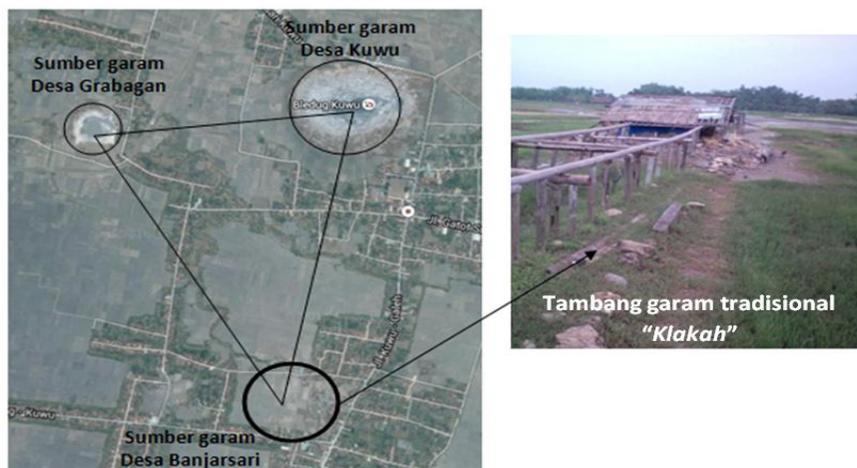
1. Pendahuluan

Klakah Banjar merupakan satu rangkaian sumber garam Desa Kuwu dan Desa Grabagan. Ketiga tambang garam tersebut menjadi segitiga garam Kecamatan Kradenan Kabupaten Grobogan Jawa Tengah. Produksi garam di wilayah tersebut dilakukan secara tradisional yaitu dengan cara dijemur di bawah sinar matahari dalam bilah bambu sehingga dinilai sangat tidak efektif, efisien dan ekonomis. Tambang garam tradisional ini sudah lama ditinggalkan oleh petani garam tidak kurang dari 10 tahun yang lalu. Rendahnya margin produksi merupakan alasan utama petani garam wilayah ini untuk beralih profesi [2].

Potensi tambang garam masih terlihat berdasarkan hasil pengamatan visual (permukaan) di lapangan. Sumur-sumur masih terisi dengan air garam yang ditunjukkan dengan penampakan garam yang mengering di sekeliling bibir sumur. Lahan yang tidak produktif karena tingginya salinitas tanah menguatkan potensi sumber garam daerah tersebut. Panas bumi dan manifestasi gunung lumpur (*mud vulcano*) daerah penelitian juga memberikan gambaran aktivitas bawah permukaan yang dapat menjamin ketersediaan sumber air garam atau air tanah dengan salinitas tinggi.

Kajian secara geofisika perlu dilakukan untuk mengetahui potensi tambang garam secara kualitatif dan kuantitatif. Fokus kajian adalah menentukan luasan sebaran sumber air dengan salinitas tinggi serta kedalaman lapisannya. Sifat fisis paling mendasar untuk membedakan air tanah dengan salinitas tinggi dan air tanah dengan

salinitas rendah (*fresh water*) adalah sifat kelistrikannya. Secara teoritis, air dengan salinitas tinggi memiliki resistivitas yang lebih rendah dari pada air dengan kadar salinitas rendah. Oleh karena itu, untuk dapat memperkirakan potensi tambang garam klakah Banjar dilakukan menggunakan metode geolistrik resistivitas tomografi.



Gambar 1. “Segitiga” garam Kecamatan Kradenan

2. Materi dan Metode

2.1. Riset Segitiga Garam Kradenan

Hingga saat ini potensi segitiga tambang garam Kecamatan Kradenan belum sepenuhnya di ketahui. Penelitian dalam upaya menentukan zonasi air garam khususnya di Bledug Kuwu telah dilakukan menggunakan metode Geolistrik konfigurasi Schlumberger. Zona air asin daerah ini terdeteksi antara 2 – 80 meter dengan rentang nilai resistivitas 0,05 – 0,46 Ωm [3]. Penyelidikan anomali bawah permukaan sumber garam menggunakan metode geolistrik Self Potential di daerah Bledug Kuwu juga memperoleh kedalaman lebih dari 40 meter [7].

Kajian potensi sumber garam tidak dapat dilepaskan dari rangkaian sumber garam yang ada di Kecamatan Kradenan. Bledug Kuwu sebagai manifestasi sumber garam dalam bentuk *mud volcano* aktif dikelilingi oleh sumber garam lain yang saling berhubungan yang memiliki *trend* arah Selatan. Secara berurutan terdapat sumber garam Cangkringan Desa Grabagan, sumber garam Desa Banjarsari dan sumber garam Desa Crewek. Jarak radius dari Bledug Kuwu \pm 4 kilometer [2]. Kandungan mineral sumber garam Bledug Kuwu dan daerah sekitarnya didominasi oleh Cl (12702,99 ppm), Na (8016,00 ppm), Ca (341,00 ppm), K (285,70 ppm dan unsur lain seperti Mg, SO₄, Li dan H₂S. Terdapat juga jejak gas metana dalam skala minor dengan karbon dioksida dalam gas terindikasi berasal dari diagenesa batuan karbonat [4]. Manifestasi geotermal terlihat dari adanya fumarola dan sumber air panas, serta aroma gas sulfatara yang sangat kuat disekitar lokasi sumber garam. Kondisi ini

sangat potensial untuk dikembangkan menjadi paket wisata edukasi kebumian (geo-wisata edukasi) [2].

Kajian budaya petani garam juga telah dilakukan dalam upaya mengidentifikasi strategi adaptasi permasalahan yang dihadapi. Patani garam wilayah kecamatan Kradenan, khususnya daerah Bledug Kuwu mengalami kesulitan produksi karena perubahan cuaca dan iklim yang tidak menentu, kondisi lumpur garam dan karakter air asin yang berubah-ubah serta pengetahuan teknologi pengolahan garam yang terbatas [5]. Kemampuan adaptasi budaya ini sangat penting digunakan sebagai pijakan penetapan teknologi produksi yang paling tepat digunakan di daerah penelitian setelah potensi produksi tambang garam dihitung secara menyeluruh.

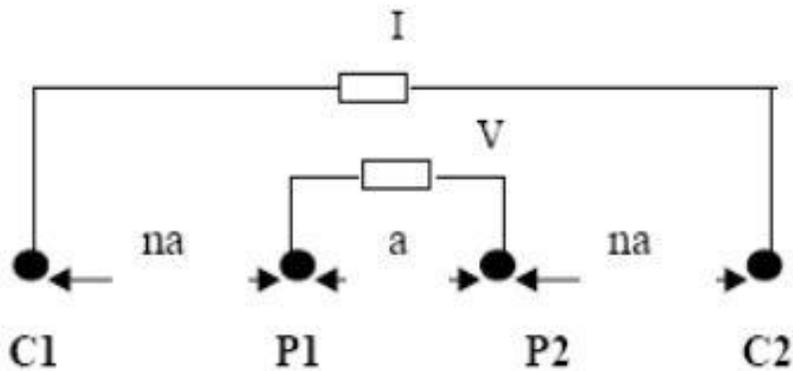
Potensi lain yang dimiliki daerah penelitian adalah potensi wisata. Baik berupa wisata pertanian atau pertambangan dan atau wisata eduteknologi. Hasil kajian habitus pengembangan desa wisata Kuwu menunjukkan besarnya potensi tersebut. Habitus dan modal ekonomi, modal sosial, modal budaya, serta modal simbolik masyarakat Desa Kuwu dapat dimanfaatkan dalam ranah pengembangan Desa Wisata Kuwu meskipun saat ini belum dimanfaatkan secara optimal [1].

2.2 *Electrical Resistivity Tomography (ERT)*

Nilai tahanan jenis batuan ditentukan oleh masing – masing tahanan jenis unsur pembentuk batuan. Hantaran listrik pada batuan yang ada didekat permukaan tanah , sebagian besar ditentukan oleh distribusi elektrolit yang ada dalam pori – pori batuan tersebut. Selain dari jenis batuan dan jumlah masing – masing unsure pembentuk batuan , tahanan jenis ditentukan juga oleh faktor – faktor : 1.Kesarangan (Porositas); 2. Hantaran jenis / tahanan jenis cairan yang ada dalam pori – pori batuan; 3.Temperatur; dan 4. Permeabilitas atau kesanggupan suatu bahan yang mempunyai pori – pori untuk mengalirkan cairan [6].

Electrical Resistivity Tomography (ERT) dengan konfigurasi Wenner-Schlumberger merupakan metode geolistrik yang menghasilkan penampang resistivitas 2 dimensi. Dimana sumbu vertikal merupakan kedalaman serta sumbu horizontal adalah jarak elektroda. Prinsip kerja dari metode geolistrik yaitu dengan memberikan arus ke bawah permukaan tanah sebesar I kemudian akan terukur beda potensial sebesar V diantara dua titik dipermukaan. Nilai resistivitas semu yang diperoleh dapat dihitung dengan persamaan :

$$\rho_a = K \left(\frac{V}{I} \right) \quad (1)$$



Gambar 2. Konfigurasi Wenner – Schlumberger.

dimana K adalah faktor konfigurasi dan untuk bernilai :

$$K = 2\pi n(n + 1)a \quad (2)$$

Nilai tahanan semu bergantung pada faktor geometri atau dengan kata lain bergantung pada susunan elektroda yang digunakan. Dalam pendugaan tahanan jenis digunakan asumsi-asumsi sebagai berikut: 1. Dibawah permukaan tanah terdiri dari lapisan-lapisan dengan ketebalan tertentu; 2. Bidang batas antar lapisan adalah horizontal; dan 3. Setiap lapisan dianggap homogen isotropis [8].

2.3. Lokasi Penelitian dan Prosedur Akuisi Data

Lokasi penelitian merupakan bagian dari segitiga garam kecamatan Kradenan dengan manifestasi mud volcano, sumur garam, fumarola dan sulfatara. Klakah Banjar sebagai fokus penelitian, secara geografis berada pada 07° 08' 48" Lintang Selatan dan 111° 06' 35' Bujur Timur Desa Banjarsari Kecamatan Kradenan kabupaten Grobogan Jawa Tengah [2].

Kajian potensi tambang garam klakah Banjar sebagai objek utama penelitian menggunakan metode ERT konfigurasi Wenner – Schlumberger menggunakan perangkat *Resistivitymeter* OYO Mc Ohm El model 2119 C milik Laboratorium Geofisika UNS. Pengukuran difokuskan pada identifikasi sebaran dan kedalaman sumber garam. Data hasil akuisisi geolistrik selanjutnya diolah menggunakan *software* Res2Dinv versi 3.5 untuk membuat penampang irisan melintang 2 dimensi daerah penelitian. Hasil pengolahan data ini fokus pada identifikasi sebaran dan kedalaman.



(a)



(b)

Gambar 3. (a) *Mud Volcano*, (b) Sumur garam Klakah Banjar



(a)



(b)

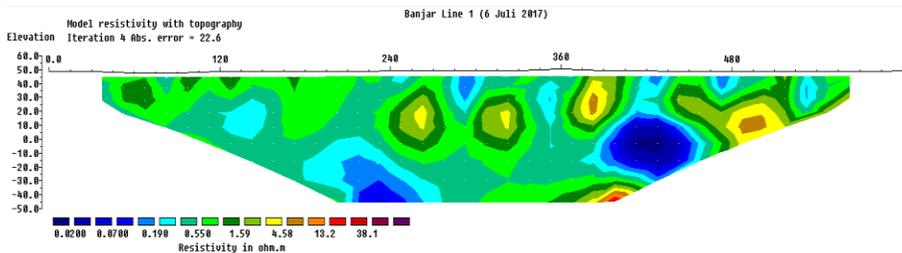
Gambar 4. (a) *Resistivitymeter* OYO Mc Ohm El model 2119C, (b) Lintasan pengambilan data

3. Hasil dan Pembahasan

3.1. Lintasan A – A'

Lintasan A – A' membentang dari selatan hingga ke utara dengan elevasi sebesar 50 meter. Pada lintasan A – A' memotong manifestasi permukaan berupa sumur – sumur air asin dan aliran lumpur. Berdasarkan hasil inversi diperoleh kedalaman total sedalam 93,8 meter. Indikasi sumber air dengan salinitas tertinggi memiliki interval resistivitas 0,01 hingga 0,07 Ωm (warna biru). Pada jarak 240 meter diindikasikan terdapat sumber air dengan salinitas tertinggi di kedalaman 78 meter yang di permukaan ditunjukkan dengan manifestasi sumur – sumur air garam. Kemudian

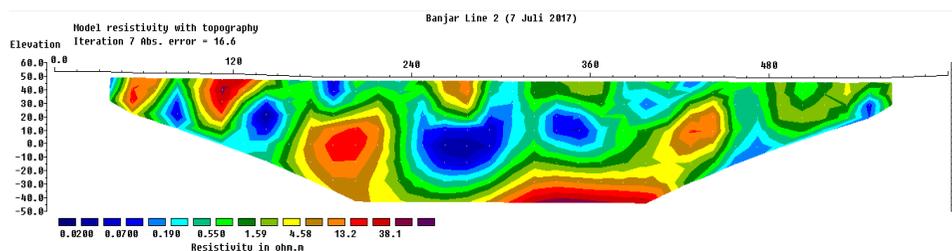
pada jarak 390 – 465 meter diindikasikan sumber air dengan salinitas tertinggi pada kedalaman 40 meter yang ditunjukkan aliran lumpur sebagai manifestasi permukaannya. Kemudian berdasarkan penampang resistivitas lintasan A – A' sebaran air asin tersebar hingga di seluruh lintasan, hal tersebut dibuktikan dengan hampir seluruh penampang didominasi oleh resistivitas dibawah 1 Ωm [2].



Gambar 4. Penampang resistivitas 2D lintasan A – A'.

3.2. Lintasan B – B'

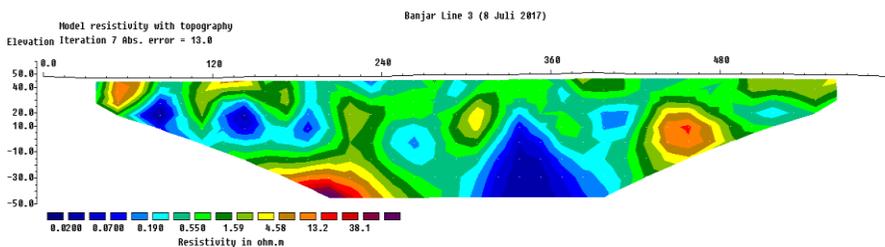
Lintasan B – B' membentang dari timur hingga ke barat dengan elevasi sebesar 50 meter. Pada lintasan B – B' tidak memotong manifestasi yang berada di permukaan (sumur – sumur air asin dan aliran lumpur), akan tetapi disekitar lintasan B – B' terdapat sumur warga yang memiliki kandungan garam cukup tinggi. Berdasarkan hasil inversi diperoleh kedalaman total sedalam 93,8 meter. Indikasi sumber air dengan salinitas tertinggi memiliki interval resistivitas 0,01 hingga 0,07 Ωm (warna biru). Pada jarak 120 – 150 meter diindikasikan terdapat sumber air dengan salinitas tertinggi di kedalaman 20,3 meter yang termasuk wilayah pemukiman warga. Kemudian pada jarak 240 – 360 meter diindikasikan sumber air dengan salinitas tertinggi pada kedalaman 40 meter yang mana di sebelah utara titik 300 lintasan B – B' terdapat aliran lumpur sebagai manifestasi permukaannya. Kemudian berdasarkan penampang resistivitas lintasan B – B' sebaran air asin tersebar hingga di seluruh lintasan namun tidak seluas lintasan A – A', hal tersebut dibuktikan dengan hampir seluruh penampang didominasi oleh resistivitas dibawah 1 Ωm [2].



Gambar 5. Penampang resistivitas 2D lintasan B – B'.

3.3. Lintasan C – C'

Lintasan C – C' membentang dari selatan hingga ke utara dengan elevasi sebesar 50 meter (sejajar dengan lintasan A – A'). Pada lintasan C – C' memotong manifestasi permukaan berupa sumur – sumur air asin. Berdasarkan hasil inversi diperoleh kedalaman total sedalam 93,8 meter. Indikasi sumber air dengan salinitas tertinggi memiliki interval resistivitas 0,01 hingga 0,07 Ωm (warna biru). Pada jarak 60 – 200 meter diindikasikan terdapat sumber air dengan salinitas tertinggi di kedalaman 20 meter yang di permukaan ditunjukkan dengan manifestasi sumur – sumur air garam. Kemudian pada jarak 300 – 390 meter diindikasikan sumber air dengan salinitas tertinggi pada kedalaman 40 meter yang mana pada sebelah barat lintasan C – C' terdapat aliran lumpur sebagai manifestasi permukaannya. Kemudian berdasarkan penampang resistivitas lintasan C – C' sebaran air asin tersebar hingga di seluruh lintasan, hal tersebut dibuktikan dengan hampir seluruh penampang didominasi oleh resistivitas dibawah 1 Ωm [2].



Gambar 4. 1. Penampang resistivitas 2D lintasan C – C'.

Berdasarkan kajian geolistrik Klakah Banjar, sebaran sumber air dengan salinitas sangat tinggi memiliki potensi cadangan yang sangat luas. Hal ini dikuatkan bahwa irisan setiap lintasan memiliki korelasi informasi resistivitas dan kedalaman yang seragam. Kandungan air dengan salinitas tinggi juga terdapat pada kawasan pemukiman warga [2].

4. Kesimpulan

Berdasarkan penampang resistivitas geolistrik didapatkan bahwa sumber air dengan salinitas sangat tinggi berada pada kedalaman 40 meter untuk setiap lintasannya. Hal tersebut menunjukkan bahwa cadangan air garam yang ada sangat luas. Sedangkan pada penampang resistivitas metode *audio magnetotelluric* didapatkan bahwa sebaran material dengan resistivitas rendah cukup besar yaitu hingga kedalaman 200 - 300 meter [2].

5. Daftar Pustaka

- [1] Ariyani, N. I. (2012). *Habitus Pengembangan Wisata Kuwu (Studi Kasus Desa Wisata Kuwu Kecamatan Kradenan Kabupaten Grobogan)*. Surakarta: Universitas Sebelas Maret.
- [2] Legowo, Budi (2017). *Identifikasi Potensi Tambang Garam Desa Banjarsari Kecamatan Kradenan Kabupaten grobogan sebagai Kajian Awal Produksi Garam Cair*. Laporan PDUPT. Surakarta: LPPMP UNS
- [3] Darman, D. C. (2012). Penerapan Metode Geolistrik untuk Identifikasi Pola Penyebaran Zona Asin di Bledug Kuwu, Grobogan , Jawa Tengah. *Indonesian Journal of Applied Physics* , 73-80.
- [4] Hanik, H. A. (2012). semburan Gas Bercampur Air di Desa Candi Pari, kecamatan Porong, kabupaten Sidoarjo, Jawa Timur. *Jurnal Lingkungan dan Bencana Geologi* , 1-19.
- [5] Haryanto, D. P. (2012). Kajian Strategi Adaptasi Budaya Petani Garam. *Komunitas* , 191-199.
- [6] Radulescu, V. F. (2006). Geoelectrical Measurements Applied to the Assessment of Groundwater Quality. *Coastal Zone and Deltas* , 107-110.
- [7] Rina, D. I. (2007). Interpretasi Bawah Permukaan dengan Metode Self Potential Daerah Bledug Kuwu Kradenan Grobogan. *Berkala Fisika* , 155-167.
- [8] Telford, W. M. (1990). *Applied Geophysics, 2nd Edition*. Cambridge: Cambridge University.

Studi Intrusi Air Laut dengan Metode Resistivitas Listrik Konfigurasi Wenner - Schlumberger di Kecamatan Pantai Cermin Kabupaten Serdang Bedagai

Susilawati^{1*}, Rahmatsyah², dan Fitrikeyanti Hasibuan³

^{1,3} Physics Department, Faculty of Mathematics and Natural Science, Universitas Sumatera Utara, Medan, 20155, Indonesia.

² Physics Department, Faculty of Mathematics and Natural Science, Universitas Negeri, Medan.

*Email : susilawati @usu.ac.id

Abstrak. Telah dilakukan penelitian tentang pendeteksian intrusi air laut dengan menggunakan metode resistivitas listrik. Tujuan penelitian adalah untuk mengetahui sampai sejauh mana penyebaran air laut akibat penyedotan air bawah tanah oleh manusia untuk keperluan sehari-hari dan memperoleh citra bawah permukaan berdasarkan nilai tahanan jenis. Pengambilan data menggunakan alat resistivimeter, konfigurasi Wenner-Schlumberger. Pengolahan data dilakukan menggunakan perangkat lunak Res2dinv yang hasilnya adalah berupa nilai resistivitas batuan dan citra resistivitas 2D bawah permukaan. Nilai resistivitas batuan pada lintasan I (jarak ± 1 km dari tepi pantai) berkisar antara $27,9 \Omega.m$ - $968 \Omega.m$, pada lintasan II (jarak ± 955 m dari tepi pantai) berkisar antara $14 \Omega.m$ - $508 \Omega.m$ dan pada lintasan III (jarak ± 980 m dari tepi pantai) berkisar antara $16,8 \Omega.m$ - $494 \Omega.m$. Hasil menunjukkan bahwa tidak ditemukan adanya intrusi air laut di daerah Pantai Cermin Kiri dilihat dari nilai resistivitas batuan. Dimana nilai resistivitas batuan yang terkena intrusi sebesar $0,5 \Omega.m$ - $5 \Omega.m$.

1. Pendahuluan

Air tanah merupakan suatu sumber alam yang dapat diperbaharui yang sifatnya terbatas dan memainkan peran yang sangat penting dalam penyediaan air bersih untuk berbagai keperluan. Penggunaan air tanah sebagai sarana kehidupan semakin meningkat baik untuk kebutuhan industri maupun untuk kebutuhan rumah tangga.

Kebutuhan air bersih akan terus meningkat. Peningkatan kebutuhan air bersih sebanding dengan bertambahnya jumlah penduduk dan berkembangnya suatu daerah. Semakin meningkatnya kebutuhan air bersih, maka eksploitasi air tanah akan semakin besar. Hal ini mengakibatkan persediaan air tanah semakin berkurang, berkurangnya kandungan air tanah pada lapisan akifer dapat mengakibatkan masuknya air laut (yang massanya lebih berat) ke dalam akifer [1].

Eksploitasi air tanah yang dilakukan secara berlebihan (penggunaan sumur bor) khususnya pada daerah berpantai atau pesisir dapat menyebabkan suatu persoalan

dimana air laut akan masuk dan terpenetrasi pada daerah pedalaman. Air laut akan menyusup ke zona air tanah. Peristiwa ini disebut intrusi air laut atau menyusupnya air laut ke daratan [1].

Wilayah Kecamatan Pantai Cermin merupakan salah satu wilayah yang memiliki luas 80.296 km², yang terdiri dari 12 desa dan ketinggian dari permukaan laut berkisar 1-50 m dan merupakan daerah pantai [2]. Dimana penduduk disekitar bibir pantai menggunakan sumur bor dan sumur gali, yang kemungkinannya sebagian sumur bor ataupun sumur gali tersebut terkena rembesan air laut. Sebagai konsekuensinya, perlu ditingkatkan sarana maupun prasarana seperti halnya pengadaan air bersih yang merupakan kebutuhan hidup di wilayah tersebut. Salah satu kemungkinan pengadaan air dari air bawah tanah, karena air tersebut dapat digunakan secara mudah dan ekonomis, yang diambil dengan cara penggalian tanah.

Berdasarkan uraian di atas, maka perlu diadakan penelitian mengenai studi intrusi air laut dengan metode resistivitas listrik konfigurasi Werner – Schlumberger di Desa Pantai Cermin Kiri Kecamatan Pantai Cermin Kabupaten Serdang Bedagai Provinsi Sumatera Utara, sebagai upaya untuk mengetahui sampai sejauh mana penyebaran air laut akibat penyedotan air bawah tanah (sumur) oleh manusia untuk keperluan sehari-hari dan memperoleh citra bawah permukaan berdasarkan nilai tahanan jenis.

Metodologi yang di usulkan dalam penelitian ini merupakan metoda pendugaan bawah permukaan, dengan melihat nilai resistivitas dari tiap material/ batuan. Metoda resistivitas listrik (geolistrik) merupakan metoda yang sering digunakan untuk eksplorasi geofisika struktur dangkal. Metoda geolistrik yang digunakan untuk mengukur resistivitas bumi dikenal dengan metoda geolistrik resistivitas. Berdasarkan kuat arus dan beda potensial yang terukur pada jarak elektroda yang berbeda, dapat diturunkan variasi harga resistivitas masing – masing lapisan bumi baik secara vertikal maupun secara lateral [3].

2. Metode Penelitian

2.1. Alat

peralatan yang digunakan pada penelitian ini adalah Resistivity Meter, alat ini digunakan untuk mengukur besarnya nilai tahanan jenis batuan. Elektroda arus dan elektroda potensial, alat ini digunakan untuk menginjeksikan arus kedalam bumi dan menangkap nilai beda potensial (ΔV) dan arus (I) yang terbentuk. Aki 12 volt, alat ini sebagai sumber energi ketika menginjeksikan arus listrik. Kabel Geolistrik, alat ini digunakan untuk menghubungkan elektroda dengan aki dan Resistivity Meter. Karet untuk menghubungkan kabel geolistrik dengan elektroda dan Global Positioning System (GPS) untuk menentukan titik koordinat tiap lintasan yang dapat dilihat pada Tabel 1.

Tabel 1. Letak koordinat lokasi penelitian

No	Lintasan	Koordinat LU	Koordinat BT
1	I (Satu)	03°38'452"	098°59'073"
2	II (Dua)	03°38'463"	098°59'072"
3	II (Tiga)	03°38'475"	098°59'064"

2.2. Survei Lapangan

Survei awal, yaitu pemilihan lokasi penelitian. Pada tahap ini akan dicari lokasi untuk lintasan pengukuran yang berada tidak jauh dari bibir pantai. dengan topografi yang mendatar, dan memiliki luas yang memungkinkan bisa membentangkan alat sesuai dengan banyak elektroda yang dipakai.

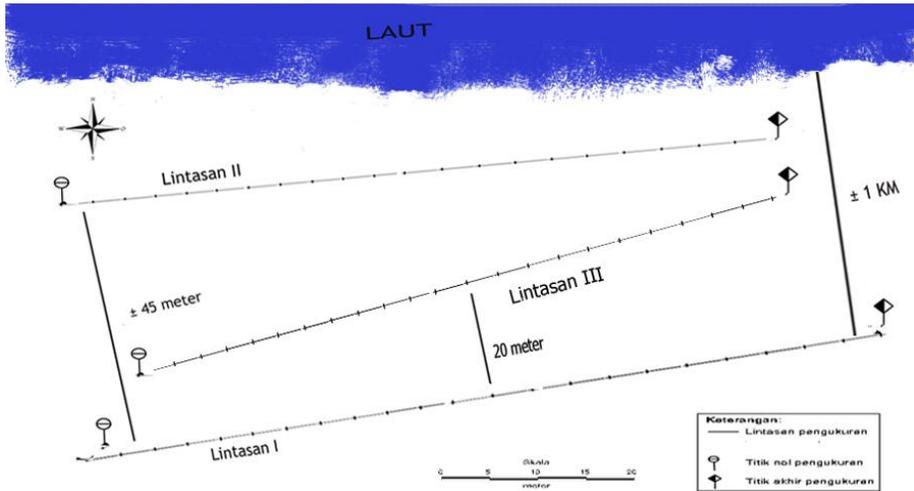
2.3. Lokasi Penelitian

Penelitian ini dilaksanakan di sekitar Wilayah Kecamatan Pantai Cermin, Desa Pantai Cermin Kiri yang lokasinya berjarak kurang lebih 1 km dari pantai, seperti terlihat pada Gambar 1. Dan letak lintasan pengukuran seperti pada Gambar 2.



Gambar 1. Lokasi penelitian di wilayah Desa Pantai Cermin Kiri [6]

PROFIL LINTASAN PENGUKURAN LAPANGAN BOLA DESA PANTAI CERMIN KIRI



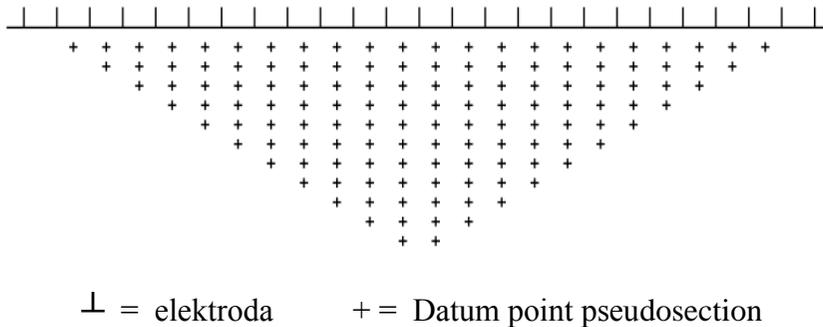
Gambar 2. Letak lintasan pengukuran

2.4. Teknik Pengambilan data

Setelah mendapatkan lokasi pengukuran, maka dilakukan pengukuran untuk masing-masing lintasan. Pada penelitian ini akan diteliti mengenai kedalaman intrusi air laut pada suatu tempat, konfigurasi elektroda yang digunakan adalah konfigurasi Wenner-Schlumberger dengan faktor geometri.

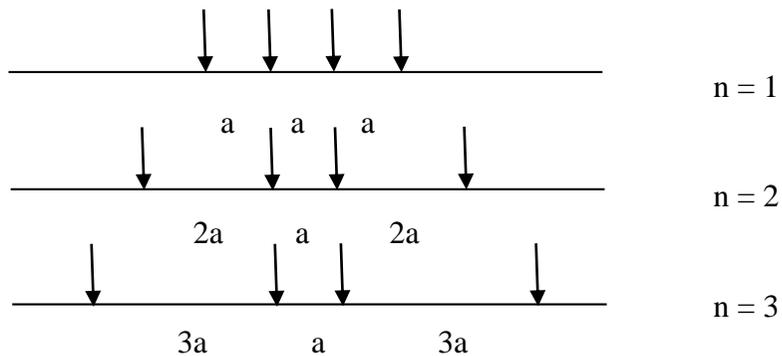
$$k = \pi \cdot n(n+1)a. \tag{1}$$

dengan : k = faktor geometri, n = lapisan data ke-n, dan a = jarak spasi elektroda. Dengan konfigurasi ini akan diketahui gambaran lapisan bawah permukaan secara vertikal dan horizontal [4] seperti Gambar 3.



Gambar 3. Model Penggridan Untuk Konfigurasi Wenner – Schlumberger

Konfigurasi Wenner – Schlumberger merupakan konfigurasi yang paling sering digunakan untuk pengukuran resistivitas, dimana sistem dengan elektroda yang diatur dengan jarak yang konstan seperti Gambar 4.



Gambar 4. susunan elektroda untuk Wenner – Schlumberger

Adapun langkah pengambilan data geolistrik tahanan jenis adalah sebagai berikut :ditenentukan lintasan pengukuran, ditentukan lebar antar elektroda (a), dilakukan pemasangan elektroda berdasarkan konfigurasi yang digunakan, yaitu konfigurasi Wenner-Schlumberger, diaktifkan alat ares yang kemudian akan menginjeksikan arus listrik kedalam tanah melalui kabel – kabel ares.

2.5. Pengumpulan Data

Data yang diperoleh berupa data primer yang diperoleh dari hasil pengukuran. Besaran pengukuran yang diukur adalah tegangan (V) dan arus (I). Data-data hasil pengukuran tersebut kemudian ditabulasikan ke dalam bentuk tabel.

2.6. Teknik Pengolahan Data

Data beda potensial (V) dan arus (I) yang diperoleh dari hasil pengukuran dapat digunakan untuk menghitung nilai tahanan jenis semu (ρ_a), dengan menggunakan konfigurasi Wenner - Schlumberger. tahanan jenis semu dapat dihitung berdasarkan Persamaan (2) [3] dan [5].

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I} \quad (2)$$

dengan : k = Faktor geometri.

Besarnya nilai tahanan jenis semu (ρ_a) akan dikelompokkan sesuai dengan kedalaman lapisan (n). Kemudian data-data yang telah tersusun diolah dengan menggunakan software Res2dinv. Sehingga diperoleh gambaran atau citra

mengenai keadaan bawah permukaan berdasarkan perbedaan nilai tahanan jenis [5].

2.7. Interpretasi

Hasil pencitraan bawah permukaan yang berupa gambaran warna yang dihasilkan oleh software Res2dinv kemudian diinterpretasikan berdasarkan nilai tahanan jenis tiap batuan. Dengan membaca panduan atau literature pada software tersebut, maka akan diketahui kedalaman intrusi air laut pada daerah tersebut.

3. Hasil dan Pembahasan

3.1. Nilai Tahanan Jenis Semu (Resistivitas Semu)

Hasil perhitungan tahanan jenis semu dengan menggunakan persamaan (2) dan faktor geometri k dengan menggunakan persamaan (1) untuk ketiga lintasan dapat dilihat pada Tabel 2, Tabel 3, dan Tabel 4.

Tabel 2. Nilai Resistivitas Semu Untuk Lintasan I

C1 [el]	C2 [el]	P1 [el]	P2 [el]	Aray	I [mA]	V [mV]	EP [mV]	AppRes [Ohmm]	St- dev [%]
0	3	1	2	WS	9.38	21.74	62.86	72.79	0.9
1	4	2	3	WS	17.09	39.03	31.78	71.71	1.9
2	5	3	4	WS	42.59	98.57	32.86	7.7	1.1

Tabel 3. Nilai Resistivitas Semu Untuk Lintasan II

C1 [el]	C2 [el]	P1 [el]	P2 [el]	Aray	I [mA]	V [mV]	EP [mV]	AppRes [Ohmm]	St- dev [%]
0	3	1	2	WS	6.67	21.67	57.7	102.06	0.2
1	4	2	3	WS	9.81	39.17	-83.37	125.42	2.9
2	5	3	4	WS	7.51	40.61	-30.46	169.96	0.9

Tabel 4. Nilai Resistivitas Semu Untuk Lintasan III

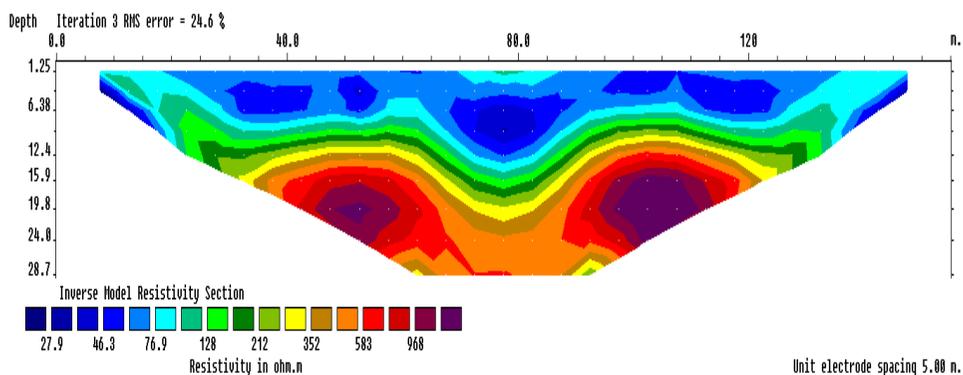
C1 [el]	C2 [el]	P1 [el]	P2 [el]	Aray	I [mA]	V [mV]	EP [mV]	AppRes [Ohmm]	St- dev [%]
0	3	1	2	WS	11.34	26.8	62.28	74.21	0
1	4	2	3	WS	18.32	39.76	-16.65	68.17	3.3
2	5	3	4	WS	17.15	40.61	11.,69	74.36	4

Nilai resistivitas batuan/ material tidak selalu sama. Untuk masing – masing batuan yang sama belum tentu memiliki harga resistivitas yang sama dan sebaliknya harga resistivitas yang sama dapat dimiliki oleh batuan yang berbeda.

3.2. Hasil Pencitraan Bawah Tanah Dengan Teknik Inversi Software Res2dinv

a. Lintasan I

Lintasan I terletak pada koordinat 03°38'452" LU dan 098°59'073" BT. Pengukuran data lapangan untuk lokasi pertama dilakukan sejajar dengan garis pantai yang berjarak ± 1 km dari pinggir pantai dengan rentang pengukuran 200 m yang terbagi menjadi 32 titik dengan jarak spasi 5m.

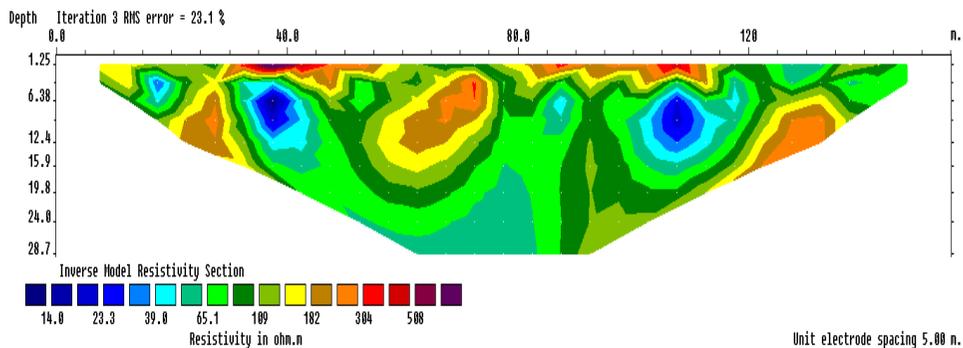


Gambar 5. Penampang Melintang Reistivitas Lapisan Bawah Permukaan Bumi Lintasan I.

Gambar 5 memperlihatkan penampang melintang model inversi dengan kedalaman maksimal 28.7 m dan harga resistivitas berkisar antara 27.9 Ω .m – 968 Ω .m dengan kesalahan iterasi 24.6 %. Dari bentuk penampang melintang terlihat bahwa susunan material/batuan tiap lapisan bawah permukaan bumi sangat bervariasi dan tidak beraturan, dilihat dari warna tiap lapisan yang berbeda dan tersusun secara acak. Hal ini menandakan bahwa susunan dan karakteristik lapisan bawah permukaan yang tidak merata.

b. Lintasan II

Lintasan II terletak pada koordinat 03°38'463" LU dan 098°59'072" BT. Pengukuran data lapangan untuk lokasi kedua dilakukan sejajar dengan garis pantai yang berjarak ± 0.955 km dari pinggir pantai dengan rentang pengukuran 200 m yang terbagi menjadi 32 titik dengan jarak spasi 5 m, jarak antara Lintasan I dengan Lintasan II berjarak ± 45 m, dimana Lintasan II lebih dekat dengan bibir pantai.

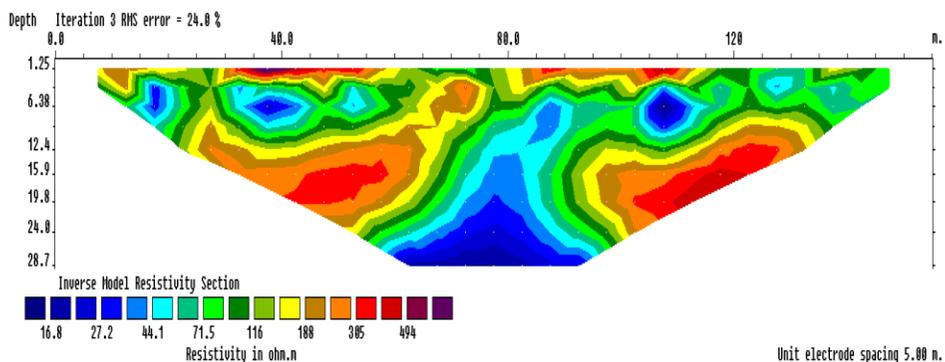


Gambar 6. Penampang Melintang Reistivitas Lapisan Bawah Permukaan Bumi Lintasan II.

Gambar 6 memperlihatkan penampang melintang model inversi dengan kedalaman maksimal 28.7 m dan harga resistivitas berkisar antara 14.0 Ω .m - 508 Ω .m dengan kesalahan iterasi 23.1 %. Dari bentuk penampang melintang terlihat bahwa susunan tiap lapisan bawah permukaan tidak selalu mendatar terhadap bidang vertikal, tetapi bervariasi secara acak sesuai dengan nilai reistivitasnya masing – masing berdasarkan jenis material atau batuan yang dikandungnya.

c. Lintasan III

Lintasan III terletak pada koordinat 03°38'475" LU dan 098°59'064" BT. Pengukuran data lapangan untuk lokasi ketiga dilakukan dengan posisi menyilang dengan garis pantai yang berjarak \pm 0.98 km dari pinggir pantai dengan rentang pengukuran 200 m yang terbagi menjadi 32 titik dengan jarak spasi 5m. Dimana Lintasan III menyilang antara Lintasan I dengan Lintasan II.



Gambar 7. Penampang Melintang Reistivitas Lapisan Bawah Permukaan Bumi Lintasan III.

Gambar 7 memperlihatkan penampang melintang model inversi dengan kedalaman maksimal 28.7 m dan harga resistivitas berkisar antara 16.8 Ω .m - 494 Ω .m dengan kesalahan iterasi 24.0 %. Dari bentuk penampang melintang terlihat bahwa susunan tiap lapisan bawah permukaan tidak selalu mendatar terhadap bidang vertikal, terdapat beberapa lapisan warna yang menunjukkan nilai resistivitasnya tersusun secara tidak beraturan dan bervariasi secara acak sesuai dengan nilai resistivitasnya masing – masing berdasarkan jenis material atau batuan yang dikandungnya.

3.3 Interpretasi

Lapisan pertama dengan nilai resistivitas berkisar antara 182 Ω .m – 508 Ω .m diwakili oleh orange sampai ungu dengan kedalaman 1.25 m -19.8 m diduga merupakan material yang terdiri dari lapisan kerikil, basalt, gamping, granit, batu tulis dan alluvium yang memiliki volume air yang sedikit terlihat pada nilai resistivitasnya yang besar sehingga memungkinkan tidak adanya air permukaan [3]. Lapisan kedua dengan nilai resistivitas berkisar antara 14.0 Ω .m – 39.0 Ω .m diwakili oleh warna biru tua sampai biru muda dengan kedalaman berkisar antara \pm 1.5 m – \pm 12.4 m bentangan \pm 15 m – \pm 40 m diduga merupakan lapisan air tanah permukaan dalam akuifer tanah endapan lumpur (alluvial) yang terdiri dari material batuan pasir, lempung dan batu tulis, volume air tanah permukaan yang sedikit [3]. Hal ini disebabkan karena proses penguapan air dari lapisan permukaan tanah lebih tinggi pada lapisan-lapisan di bawahnya, terutama di lokasi pantai sebagai akibat penyinaran oleh matahari yang terjadi secara langsung. Lapisan serupa juga terdapat pada bentangan \pm 85m – \pm 115 m.

Lapisan ketiga dengan nilai resistivitas 65.1 Ω .m – 182 Ω .m diwakili oleh warna hijau tua sampai kuning yang hampir terdapat pada setiap lapisan. Lapisan ini terdapat pada kedalaman berkisar antara 1.25 m – 28.7m. Diduga pada lapisan ini terkandung material berupa material batuan yang terdiri dari pasir, lempung, batu tulis dan alluvium yang terendam oleh air tawar [3]. Dari ketiga lintasan pengukuran tidak ditemukan adanya intrusi air laut, hal ini dilihat dari nilai resistivitas batuanannya. Lintasan I nilai resistivitasnya 27.9 Ω .m - 968 Ω .m, Lintasan II nilai resistivitasnya 14.0 Ω .m - 508 Ω .m dan Lintasan III nilai resistivitasnya 16.8 Ω .m - 494 Ω .m, dimana suatu lintasan terjadi intrusi jika nilai resistivitasnya 0.5 Ω .m - 5 Ω .m. Ini bisa dipengaruhi faktor jarak dari garis pantai semakin dekat jarak pengukuran dengan pantai nilai resistivitasnya akan semakin kecil, begitu juga sebaliknya semakin jauh jarak pengukuran dari bibir pantai maka nilai resistivitasnya makin besar. Pada ketiga lintasan hampir seluruhnya mempunyai susunan material yang sama seperti pasir, kerikil, batu kapur, lempung dan aluvium yang memungkinkan masih sukar ditembus oleh air laut.

Menurut [6] Porositas dan permeabilitas batuan juga sangat berpengaruh terhadap terjadinya intrusi air laut. Intrusi air laut akan terjadi jika air laut meresap memasuki air bawah tanah, hal ini bergantung pada nilai permeabilitas dan porositasnya. Semakin kecil nilai permeabilitas suatu batuan maka semakin susah untuk dilewati air resapan dari laut. Karena rongga - rongga pada batuan tersebut akan semakin

kecil. Begitu pula jika porositas batuan semakin besar kemungkinan air lolos semakin sukar. Hal ini dilihat dari kemampuan dari batuan tersebut menahan air. Jika porositasnya kecil air resapan laut akan mudah melewatinya.

4. Kesimpulan

Dari hasil pengolahan data pengukuran pada tiga lintasan yang berbeda di Kecamatan Pantai Cermin Desa Pantai Cermin Kiri maka dapat disimpulkan bahwa :

1. Hasil penelitian menunjukkan bahwa tidak terdeteksi adanya kandungan air laut / air asin pada ketiga lintasan pengukuran, sehingga tidak ditemukan adanya intrusi air laut. Hal ini dilihat dari nilai resistivitasnya yaitu pada lintasan I nilai resistivitasnya 27.9 Ω .m - 968 Ω .m, lintasan II nilai resistivitasnya 14.0 Ω .m - 508 Ω .m dan lintasan III nilai resistivitasnya 16.8 Ω .m - 494 Ω .m, dimana suatu lintasan terjadi intrusi jika nilai resistivitasnya 0.5 Ω .m – 5 Ω .m, sehingga tidak dapat ditentukan batas antara air tawar dengan air asin.
2. Pada lokasi pengukuran lintasan I yang berjarak kurang lebih 1 km sejajar garis pantai dengan panjang lintasan 155 m banyak mengandung Lapisan air tanah permukaan (groundwater) dalam akuifer tanah endapan lumpur (alluvial) yang terdiri dari campuran pasir (sand), garam batu (rock salt) dan lempung (clay) yang terendam air tawar dengan batuan tulis (shales).
3. Pada lokasi pengukuran lintasan II yang berjarak kurang lebih 0.955 Km sejajar garis pantai dengan panjang lintasan 200 m banyak mengandung Lapisan air tanah permukaan (groundwater) yang terdiri dari campuran batu tulis (shales), pasir (sand), alluvium (alluvium) dan kerikil (gravel).
4. Pada lokasi pengukuran lintasan III yang berjarak kurang lebih 0.98 m tegak lurus dengan garis pantai dengan panjang lintasan 200 m banyak mengandung Lapisan air tanah permukaan (groundwater) yang terdiri dari campuran pasir (sand), garam batu (rock salt), aluvium (alluvium) dan lempung (clay) yang terendam air tawar dengan batuan tulis (shales).

5. Daftar Pustaka

- [1] Sasrodarsono,S dan Takeda,K. 1993. Hidrologi untuk Pengairan. PT Pradnya Paramita.Jakarta.
- [2] www.serdangbedagaikab.go.id/bappeda/document/2012-1225=19=09=09cermin.pdf (diakses 12 januari 2013).
- [3] Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. and Keys, D.A. 1990. “Applied Geophysics, 2nd Edition”. Cambridge University Press, Cambridge: London, New York, Melbourne..
- [4] Loke, M.H. 1999. *Electrical Imaging Surveys for Environmental and Engineering Studies: A Practical Guide to 2-D and 3-D Surveys*. Malaysia: Penang.
- [5] Reynold J.M,1997. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*, John Wiley and Sons Ltd., New York.
- [6] Todd, D.K. 1980. *Graundwater Technologi Associate Profesori Of Civil Engineering California University*. John Wiley and Son. New York.

Aplikasi Geolistrik Untuk Monitoring Air Tanah Dalam di Mutihan Surakarta

Muhammad Nur Shodiq*, Sorja Koesuma

Program Studi Fisika, Fakultas MIPA, Universitas Sebelas Maret
Surakarta, Indonesia

*mnurshodiq22@student.uns.ac.id

Abstrak. Telah dilakukan monitoring air tanah dalam di daerah Mutihan, Kecamatan Laweyan, Kota Surakarta. Penelitian ini bertujuan untuk mengetahui perubahan kedalaman air tanah dalam dari tahun 2010, 2011 dan 2018 dengan menggunakan metode *Vertical Electrical Sounding* konfigurasi *Schlumberger*. Penelitian ini menggunakan alat *Resistivitymeter* OYO model 2119c McOHM-EL. Pengolahan data penelitian ini menggunakan *Software Progress* untuk mendapatkan nilai resistivitas lapisan sesungguhnya secara vertikal. Berdasarkan nilai resistivitas batuan dapat ditentukan kedalaman air tanah dalam. Pada tahun 2010 air tanah dalam berada pada kedalaman 10,13 meter dan mengalami penurunan pada tahun 2011 dimana air tanah dalam berada pada kedalaman 11,85 meter dan pada tahun 2018 air tanah dalam pada kedalaman 18,50 – 60,22 meter. Hasil tersebut dapat dipengaruhi oleh penambahan jumlah hotel dan pengguna sumur dalam di daerah tersebut.

1. Pendahuluan

Geolistrik merupakan metode geofisika yang memanfaatkan sifat kelistrikan suatu medium di bumi dan dilakukan dipermukaan bumi. Identifikasi medium tersebut dilakukan berdasarkan sifat resistivitas suatu medium [1]. Metode geolistrik ini merupakan salah satu metode yang sangat efektif dan cocok untuk eksplorasi dangkal misalnya menentukan kedalaman basement, akuifer air, intrusi air laut, eksplorasi geothermal, dan identifikasi tanah longsor [8]. Resistivitas merupakan suatu parameter bahan yang menunjukkan tingkat kemampuan bahan dalam menghambat arus listrik. Suatu bahan yang memiliki nilai resistivitas rendah dapat dengan mudah mengalirkan listrik. Nilai resistivitas dapat dituliskan sebagai berikut:

$$\rho = \frac{1}{\sigma} \quad (1)$$

Dimana σ merupakan nilai konduktivitas atau kemampuan bahan dalam mengalirkan arus listrik. Nilai resistivitas lapisan bumi diperoleh dengan mengasumsikan bahwa bumi merupakan medium homogen isotropis. Homogen isotropis dapat diartikan bahwa medium di bumi memiliki jenis yang sama dan memiliki kemampuan mengalirkan listrik ke segala arah dengan nilai yang sama .

Vertical Electrical Sounding (VES) merupakan suatu metode pengukuran geolistrik yang bertujuan untuk mengukur nilai resistivitas tiap lapisan bawah permukaan pada titik pengukuran secara vertikal [2]. Metode VES dapat dilakukan dengan

menggunakan konfigurasi Schlumberger, dimana konfigurasi ini dapat mendeteksi nonhomogenitas lapisan dengan membandingkan nilai resistivitas yang terukur secara vertikal [3].

Tabel 1. Nilai Resistivitas beberapa material [4]

No	Jenis Material	Range resistivitas (Ohm meter)
1	Aluvium dan pasir	10 – 800
2	Lempung kering	50 – 150
3	Kerikil	100 (basah) – 1400 (kering)
4	Lempung pasiran	30 – 215
5	Pasir dan kerikil	30 - 225
6	Top soil	250 – 1700
7	Kapur	50 – 150

Pada penelitian ini metode geolistrik digunakan untuk monitoring air tanah dalam. Air tanah merupakan sebuah komponen dari suatu siklus hidrologi, dimana siklus hidrologi merupakan hubungan curah hujan, aliran permukaan, infiltrasi, evapotranspirasi, dan air tanah [5].

2. Metode Penelitian

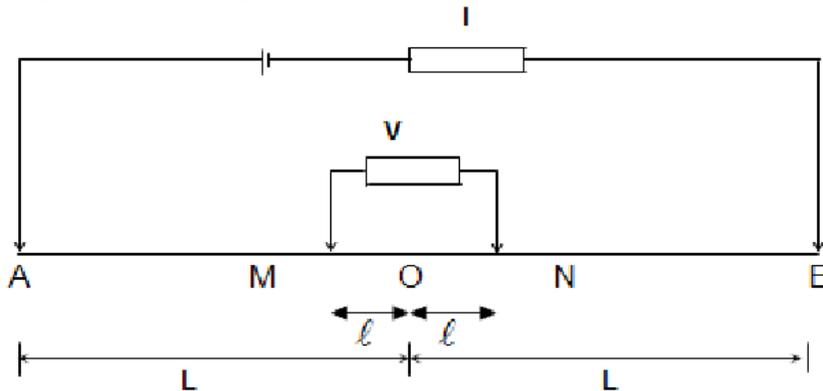
Penelitian ini dilakukan dengan metode VES konfigurasi Schlumberger di daerah Mutihan, Kecamatan Laweyan, Kota Surakarta. Metode VES dilakukan dengan cara menginjeksikan arus ke dalam permukaan melalui 2 elektroda arus dan mengukur beda potensial yang ditimbulkan dengan menggunakan 2 elektroda potensial seperti pada gambar 1. Pengukuran ini didapatkan nilai potensial (V) dan arus konstan yang diinjeksikan (I) sehingga dapat untuk menentukan nilai resistivitas semu (ρ) dengan menggunakan persamaan 2 :

$$\rho = k \frac{\nabla V}{I} \quad (2)$$

Dimana k adalah faktor geometri elektroda yang didapat dari persamaan 3 :

$$k = \pi \left(\frac{L^2 - \ell^2}{2\ell} \right) \quad (3)$$

Dimana L adalah jarak elektroda arus ke titik pengukuran dan ℓ adalah jarak elektroda potensial ke titik pengukuran [2].



Gambar 1. Metode Geolistrik Konfigurasi *Schlumberger* [2]

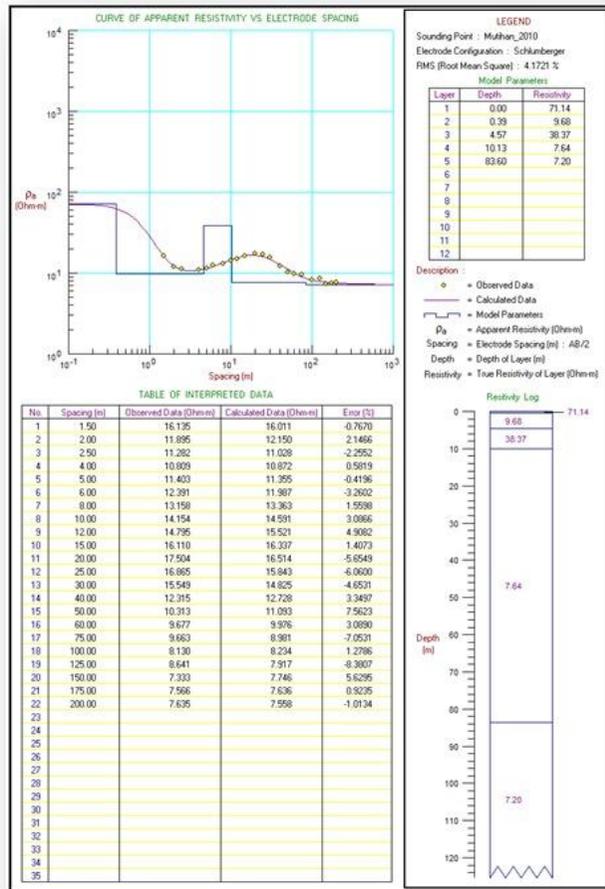
Alat yang digunakan dalam penelitian ini yaitu *Resistivitymeter* OYO model 2119c McOHM-EL. Pada alat tersebut nilai resistivitas yang terbaca bukan nilai resistivitas yang sebenarnya akan tetapi nilai resistivitas semu. Peralatan pendukung dalam penelitian ini yaitu Handy Talky untuk komunikasi antar operator, *global positioning system (GPS)* untuk penentuan posisi geografis. Nilai resistivitas sebenarnya didapat dengan mengolah nilai resistivitas semu menggunakan *Software Progress*.

3. Hasil dan Pembahasan

Pengukuran geolistrik resistivitas Konfigurasi Schlumberger dapat digunakan untuk monitoring air tanah dalam dengan menentukan kedalaman dan kontras resistivitasnya. Penelitian dilakukan di daerah Mutihan, Kecamatan Laweyan, Surakarta dalam rentang waktu 2010, 2011 dan 2018. Lokasi penelitian berada pada geologi aluvium, dimana aluvium terdiri dari lempung, lanau, lumpur, pasir, kerikil, kerakal, berangkal. Setiap material aluvium memiliki nilai resistivitas semu masing-masing seperti pada tabel 1. Nilai resistivitas semu yang didapat kemudian diolah menggunakan software *Progress* untuk mendapatkan nilai resistivitas sebenarnya. Nilai resistivitas sebenarnya tersebut dapat digunakan untuk menginterpretasikan lapisan yang ada dibawah permukaan, sehingga dapat untuk mengetahui kedalaman air tanah dalam dibawah permukaan tanah.

Pengukuran pertama dilakukan pada tahun 2010, didapatkan hasil inversi yang menunjukkan 5 lapisan litologi. Lapisan pertama dengan resistivitas 71,14 ohm meter pada kedalaman 0,0 – 0,39 meter diinterpretasikan sebagai kerikil. Lapisan kedua dengan resistivitas 9,68 ohm meter pada kedalaman 0,39 – 4,57 meter diinterpretasikan sebagai batupasir. Lapisan ketiga dengan nilai resistivitas 38,37 ohm meter pada kedalaman 4,57 – 10,13 meter diinterpretasikan sebagai kerikil. Lapisan keempat dan kelima dengan nilai resistivitas 7,64 dan 7,20 ohm meter pada

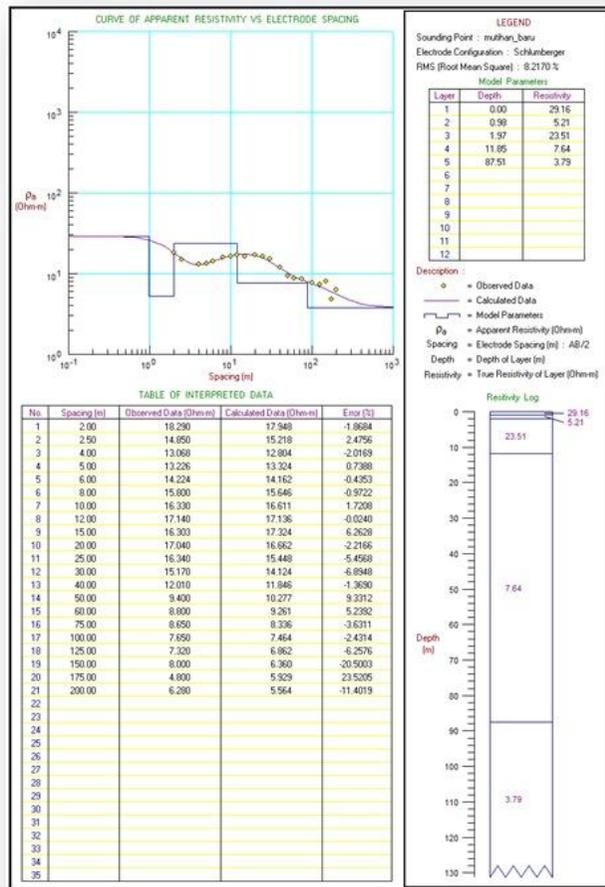
kedalaman 10,13 – 83,60 meter diinterpretasikan sebagai batupasir. Pada lapisan keempat dan kelima ini dapat diinterpretasikan sebagai akuifer air tanah.



Gambar 2. Log dan Kurva resistivitas batuan terhadap kedalaman di mutihan pada tahun 2010

Pengukuran kedua dilakukan pada tahun 2011, dimana hasil pengolahan didapat 5 lapisan litologi. Lapisan pertama memiliki resistivitas 29,16 ohm meter pada kedalaman 0 – 0,98 meter diinterpretasikan sebagai batupasir. Lapisan kedua memiliki resistivitas 5,21 ohm meter pada kedalaman 0,98 – 1,97 meter diinterpretasikan sebagai batupasir lempungan. Lapisan ketiga memiliki resistivitas 23,51 ohm meter pada kedalaman 1,97 – 11,85 meter diinterpretasikan sebagai batupasir. Lapisan keempat memiliki nilai resistivitas 7,64 ohm meter pada kedalaman 11,85 – 87,51 meter diinterpretasikan sebagai batupasir. Lapisan kelima memiliki nilai resistivitas 3,79 ohm meter pada kedalaman >87,51 meter

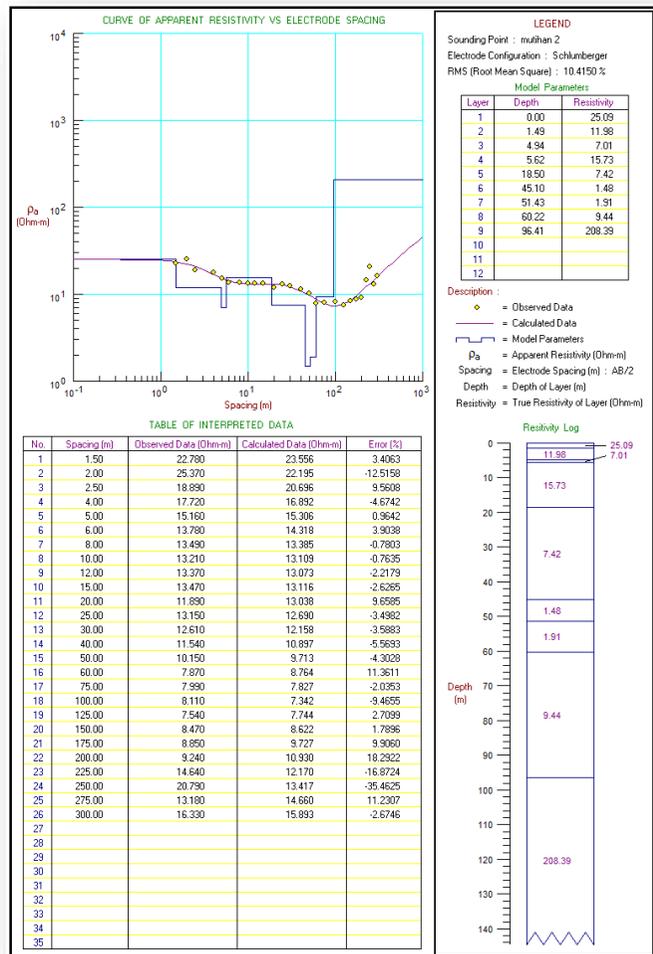
diinterpretasikan sebagai batupasir lempungan. Akuifer berada mulai pada lapisan keempat dan lima.



Gambar 3. Log dan Kurva resistivitas batuan terhadap kedalaman di mutihan pada tahun 2011

Pengukuran ketiga dilakukan pada tahun 2018, hasil dari pengolahan didapat 9 lapisan litologi. Lapisan pertama memiliki nilai resistivitas 25,09 ohm meter pada kedalaman 0 - 1,49 meter diinterpretasikan sebagai batupasir. Lapisan kedua memiliki resistivitas 11,98 ohm meter pada kedalaman 1,49 – 4,94 meter diinterpretasikan sebagai batupasir. Lapisan ketiga memiliki nilai resistivitas 7,01 ohm meter pada kedalaman 4,94 – 5,62 meter diinterpretasikan sebagai batupasir. Lapisan keempat memiliki nilai resistivitas 15,73 ohm meter pada kedalaman 5,62 – 18,50 meter. Diinterpretasikan sebagai batupasir. Lapisan kelima memiliki nilai resistivitas 7,42 ohm meter pada kedalaman 18,50 – 45,10 meter diinterpretasikan sebagai batupasir. Lapisan keenam dan ketujuh memiliki nilai resistivitas 1,48 dan

1,91 ohm meter pada kedalaman 45,10 – 60,22 meter diinterpretasikan sebagai batupasir lempungan. Lapisan kedelapan dengan resistivitas 9,44 ohm meter pada kedalaman 60,22 – 96,41 meter diinterpretasikan sebagai batupasir. Lapisan kesembilan dengan resistivitas 208,39 ohm meter pada kedalaman >96,41 meter diinterpretasikan sebagai kerakal.



Gambar 4. Log dan Kurva resistivitas batuan terhadap kedalaman di mutihan pada tahun 2018

Hasil pengukuran tersebut dapat digunakan sebagai monitoring air tanah dalam. Dalam rentang tahun 2010 hingga 2011 lapisan litologi bawah permukaan daerah penelitian berjumlah 5 lapisan, akan tetapi mengalami perubahan ketebalan lapisan sehingga mempengaruhi kedalaman air tanah dalam. Pada tahun 2010 prediksi kedalaman air tanah berada pada kedalaman mulai dari 10,13 meter, dimana pada

lapisan tersebut merupakan batupasir. Tahun 2011 prediksi kedalaman air tanah mengalami sedikit penurunan menjadi 11,85 meter yang berada pada lapisan batupasir dan batupasir lempungan. Tahun 2018 kedalaman air tanah dalam mengalami banyak penyusutan. Akuifer dalam berada pada kedalaman 18,50 – 60,22 meter. Dari hasil tersebut dapat dikatakan bahwa muka air tanah dalam mengalami penurunan dan pada tahun 2018 akuifer semakin menyusut.

Tabel 2. Perubahan kedalaman air tanah dalam.

Tahun	Kedalaman (meter)
2010	10,13
2011	11,85
2018	18,50

Bertambahnya jumlah pengguna sumur dalam dan hotel di Kota Surakarta menjadi salah satu penyebab perubahan kedalaman muka air tanah dalam dan perubahan ketebalan lithologi tiap lapisan. Hal tersebut dikarenakan hotel mengambil air tanah dalam sebagai sumber air bersih. Berdasarkan data badan pusat statistik kota surakarta jumlah hotel di kota surakarta pada tahun 2011 berjumlah 148 hotel [6], sedangkan pada tahun 2018 jumlah hotel di kota surakarta berjumlah 165 hotel [7]. Bertambahnya jumlah bangunan hotel juga dapat menyebabkan penurunan muka tanah, dikarenakan siklus air yang tidak berjalan dengan baik. Air tanah diambil terus - menerus sehingga tanah tidak kuat untuk menahan beban bangunan.

4. Kesimpulan

Tahun 2010 air tanah dalam diprediksi berada pada kedalaman 10,13 meter dan mengalami penurunan pada tahun 2011 dimana air tanah dalam berada pada kedalaman 11,85 meter, sedangkan pada tahun 2018 air tanah pada kedalaman 18,50 – 60,22 meter. Hasil tersebut dapat dipengaruhi oleh penambahan jumlah hotel dan pengguna sumur dalam di daerah tersebut.

5. Daftar Pustaka

- [1] Arif, Irwandy. (2016). *Geoteknik Tambang*. Jakarta: Gramedia Pustaka Utama.
- [2] Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., Keys, D.A., (1976), *Applied Geophysics, 1st Edition*, Cambridge University Press, Cambridge.
- [3] Widiarso DA, Pudjihadjo H, Prabowo W. (2012). *Potensi Air Tanah Daerah Kampus UNDIP Tembalang*. TEKNIK Vol.33(2), ISSN 0852-1697: 95.
- [4] Reynolds, J. (1997). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. England: John Wiley and Sons Inc.
- [5] Rejekiningrum, P. (2009). *Peluang Pemanfaatan Air Tanah Untuk Keberlanjutan Sumber Daya Air*. Jurnal Sumber Daya Lahan, 3(2): ISSN 1907 – 0799.
- [6] Tim Penyusun. (2011). *Kota Surakarta Dalam Angka 2011*. Badan Pusat Statistik Kota Surakarta.

- [7] Tim Penyusun. (2018). *Direktori Hotel dan Akomodasi Lainnya di Kota Surakarta*. Badan Pusat Statistik Kota Surakarta.
- [8] Koesuma, S. & Sulastoro. 2016. Identifying of ground water level by using geoelectric method in Karanganyar, Central Java, Indonesia. *Journal of Physics: Conference Series* 776. 012120.

Aplikasi metode geolistrik untuk penyelidikan arkeologi: Studi kasus pada situs Cot Sidi Abdullah, Aceh Utara

Nazli Ismail

Jurusan Fisika, FMIPA, Universitas Syiah Kuala, Darussalam, Banda Aceh
23111

nazli.ismail@unsyiah.ac.id

Abstrak. Samudra Pasai merupakan kerajaan Islam pertama di Asia Tenggara. Salah satu tinggalannya pada saat ini adalah reruntuhan struktur bangunan Cot Sidi Abdullah yang tertimbun endapan pasir. Situs tersebut perlu dilestarikan karena memiliki nilai sejarah penting dalam penyebaran Islam di Asia Tenggara pada abad XIII – XV M. Pada penelitian ini telah digunakan metode geolistrik konfigurasi Wenner untuk memetakan keberadaan bangunan tersebut. Data resistivitas semu diakuisisi pada lintasan sepanjang 41,5 m memotong zona yang diperkirakan terdapat struktur bangunan. Untuk meningkatkan resolusi model, pengukuran data dilakukan dengan spasi antarelektroda 0,5 m. Hasil pemodelan 2D menunjukkan bahwa keberadaan bangunan ditandai oleh sebaran nilai resistivitas tinggi ($> 450 \text{ Ohm-m}$) pada kedalaman 1 sampai 3 meter di bawah permukaan. Sedangkan endapan pasir relatif sangat konduktif karena dipengaruhi oleh tingginya salinitas di kawasan tersebut. Lokasi situs dikelilingi oleh muara sungai dan areal tambak sehingga keberadaannya semakin mempertegas keberadaan struktur di bawah permukaan. Model hasil inversi menunjukkan perbedaan nilai resistivitas yang kontras antara struktur dinding yang terbuat dari batu bata dengan endapan pasir di sekitarnya yang terintrusi air asin. Hasil eskavasi di lapangan memperkuat model tersebut, dasar struktur ditemukan sampai kedalaman 3 m dan ketinggian permukaan air tanah pada kedalaman 1 meter di bawah permukaan.

1. Latar Belakang

Metode Geofisika pada saat ini telah menjadi salah satu teknik yang berperan penting dalam bidang arkeologi karena kemampuannya yang dapat memetakan keberadaan suatu situs di bawah permukaan secara akurat, efektif dan cepat. Secara konvensional, pemetaan situs dalam bidang arkeologi dilakukan dengan cara penggalian atau eskavasi, cara demikian berpotensi merusak lahan yang diduga terdapat sumber daya arkeologi di dalamnya. Selain itu, proses eskavasi juga menyita waktu karena tidak ada informasi lokasi keberadaan situs sebelum penggalian. Sedangkan aplikasi metode geofisika untuk investigasi arkeologi dapat dilakukan tanpa harus mengganggu dan merusak keberadaan situs serta dapat memetakan keberadaan situs dengan cepat tanpa adanya proses penggalian.

Di antara semua metode geofisika, magnetik dan *Ground Penetrating Radar* (GPR) termasuk metode yang sering digunakan untuk kajian arkeologi [1]. Sedangkan metode geofisika lainnya, seperti metode gaya berat, elektromagnetik, dan geolistrik sering digunakan untuk eksplorasi mineral, akuifer, dan studi lingkungan, meskipun sebenarnya juga efektif digunakan mendeteksi benda yang dangkal seperti pada investigasi benda – benda arkeologis [2].

Aplikasi metode geolistrik untuk arkeologi, meskipun jarang dipublikasikan, telah diperkenalkan sejak awal pengembangan metode tersebut secara modern [3]. Sebagian besar sumber daya arkeologi terpendam pada kedalaman dekat permukaan. Oleh karena itu, metode geolistrik cocok digunakan untuk penyelidikan awal dalam survey arkeologi karena dalam pemakaiannya metode ini memiliki penetrasi yang relatif dangkal. Metode geolistrik mengukur tahanan jenis dengan mengalirkan arus ke dalam batuan atau tanah melalui elektroda. Arus yang diinjeksi tersebut terukur oleh elektroda potensial dengan menganggap bumi sebagai resistor. Sifat fisis yang ditinjau pada metode geolistrik adalah resistivitas [4].

Permasalahan utama aplikasi metode geofisika pada investigasi arkeologi terletak pada resolusi model yang dihasilkan. Pada kebanyakan metode geofisika, resolusi model dapat diperhalus dengan mengatur spasi titik-titik data pengukuran yang relatif dekat. Pada metode geolistrik resolusi model dapat dipertajam dengan merapatkan spasi antarelektroda. Semakin kecil jarak antarelektroda maka semakin jelas resolusi yang didapatkan. Sebagai contoh, untuk pencarian artefak berupa guci dan keramik digunakan spasi elektroda 1 meter [5] atau spasi 1 sampai 10 meter untuk pemetaan struktur bangunan berupa candi dan benteng [6]. Pada situs arkeologi yang geometri bangunannya lebih kecil atau tipis, seperti bangunan tembok yang terpendam, maka diperlukan jarak antarelektroda yang relatif lebih kecil lagi. Keandalan resolusi metode geolistrik terhadap pencitraan benda arkeologis yang relatif kecil dikaji pada penelitian. Kami sajikan studi kasus pada situs Cot Sidi Abdullah di wilayah Kuta Krueng, Kecamatan Samudera, Aceh Utara.

Situs bangunan purba ini dinamakan Cot Sidi Abdullah (CSA) karena terletak bersisian dengan Makam Sidi Abdullah. Menurut catatan sejarah, Sidi Abdullah adalah salah seorang menteri keuangan pada Kerajaan Samudra Pasai [7]. Belum diketahui secara pasti fungsi dari bangunan tersebut sampai saat ini. Berdasarkan pengamatan di lapangan, sebagian singkapan puing-puing yang tersebar di sekitar lokasi menunjukkan bahwa struktur bangunan situs CSA terbuat dari batu bata dan tertimbun pasir. Untuk memetakan keberadaan situs CSA, pada penelitian ini dilakukan akuisisi data dengan menggunakan metode geolistrik dengan jarak elektroda 0,5 m agar mendapatkan resolusi data yang baik sehingga diharapkan dapat menghasilkan gambaran objek bawah permukaan secara jelas. Selain itu, pada penelitian ini juga mencoba mencari letak dinding situs arkeologi di wilayah tersebut.

2. Dasar Teori

2.1. Geofisika arkeologi

Istilah arkeologi berasal dari bahasa Yunani, *archaeo* artinya "kuno" dan *logos* artinya "ilmu". Dengan demikian dapat didefinisikan bahwa arkeologi adalah disiplin ilmu yang mempelajari tentang perilaku manusia dimasa lalu, dilihat melalui sampel

jejak langsung yang mereka tinggalkan. Benda arkeologi adalah benda sisa – sisa peninggalan sejarah di masa lampau [8]. Secara lebih jelas, arkeologi mempelajari tentang kebudayaan masa lalu melalui kajian sistematis, baik melalui penemuan, dokumentasi, analisis dan interpretasi atas data bendawi yang ditinggalkan. Data arkeologi dapat berwujud artefak, ekofak, dan situs. Ketiga wujud benda arkeologi ini dapat memungkinkan dideteksi dengan menggunakan survey metode geofisika.

Benda – benda arkeologi yang tersembunyi di bawah permukaan tidak mungkin dideteksi hanya dengan melihat kondisi singkapan di lapangan, bahkan sebagian objek tidak dapat dipetakan melalui penggalian, dan hanya dapat dideteksi dengan analisis fisika. Dengan demikian dikembangkan metode geofisika untuk mendeteksi benda – benda arkeologi berdasarkan distribusi perbedaan sifat – sifat fisis bawah permukaan [9].

Pada tahun 1893 Letnan Jenderal Augustus berhasil mengidentifikasi selokan di bawah permukaan menggunakan variasi distribusi suara, sehingga aplikasi tersebut dicatat sebagai kajian arkeologis pertama dengan metode geofisika [10]. Metode geofisika yang digunakan dalam kajian arkeologi sebagian besar dikembangkan dari metode yang digunakan untuk eksplorasi mineral, geoteknik, dan kajian geologi. Berdasarkan sumber pembangkit, metode geofisika dibagi dalam dua kelompok utama yaitu pasif dan aktif. Metode magnetik dan gravitasi dikategorikan ke dalam geofisika pasif karena mengukur sifat fisis yang bersumber dari material terkubur itu sendiri. Sedangkan pada metode aktif dilakukan dengan memberikan gangguan ke bawah permukaan kemudian dilihat respon dari gangguan tersebut. Metode geolistrik termasuk salah satu metode aktif karena dalam pengukurannya, metode geolistrik dilakukan dengan menginjeksikan arus ke dalam bumi [4].

2.2. Metode geolistrik untuk kajian arkeologi

Sejauh ini metode geofisika masih sulit digunakan untuk pemetaan benda – benda arkeologi di bawah permukaan. Pemetaan benda - benda arkeologi memberikan tantangan tersendiri, karena peralatan geofisika didesain bukan untuk kajian khusus dalam arkeologi. Pada umumnya, metode geofisika untuk aplikasi geologi mendeteksi struktur yang relatif besar dan dalam. Sebaliknya dalam kajian arkeologi, objek yang dipetakan relatif dangkal, hanya beberapa meter dari permukaan bumi. Peralatan yang digunakan pun harus dipilih dengan kemampuan konfigurasi yang dapat memindai dimensi dan kedalaman objek. Tantangan lain dalam kajian arkeologi adalah kemampuan metode geofisika dalam mendeteksi benda-benda yang relatif kecil. Untuk mencapai hal ini maka tidak hanya dibutuhkan sensitivitas dari sebuah peralatan geofisika, tetapi juga jarak antar titik-titik pengukuran data yang rapat sehingga didapatkan resolusi yang tinggi [11].

Metode geolistrik merupakan salah satu metode geofisika yang telah dikembangkan sejak awal tahun 1900-an dan menjadi lebih mudah digunakan sejak tahun 1970-an [12]. Metode geolistrik menggunakan sumber buatan dengan memanfaatkan aliran arus listrik di bawah permukaan bumi. Bumi tersusun atas lapisan-lapisan batuan yang mempunyai nilai resistivitas yang berbeda-beda. Resistivitas menunjukkan kemampuan suatu batuan dalam menghambat arus listrik. Semakin besar nilai resistivitas suatu bahan maka semakin sulit bahan tersebut menghantarkan arus listrik, begitu pula sebaliknya [4]. Secara prinsip, metode geolistrik menggunakan

elektroda berupa logam yang dimasukkan ke dalam tanah untuk mendapatkan nilai resistivitas listrik dari material yang terukur. Benda arkeologi dapat dipetakan dengan baik ketika terdapat perbedaan resistivitas listrik yang kontras antara objek dengan keadaan sekitar [10].

2.3. Sifat kelistrikan objek arkeologi

Arus listrik yang mengalir pada material bumi melalui dua cara, yaitu konduktivitas elektronik dan konduktivitas elektrolit. Pada konduktivitas elektronik aliran arus terjadi melalui elektron bebas seperti pada material berbahan metal. Pada konduktivitas elektrolit arus mengalir melalui ion-ion air bawah tanah. Kasus lingkungan dan geoteknik kondisi elektrolit lebih umum digunakan, sedangkan untuk konduksi elektronik digunakan ketika terdapat mineral-mineral konduktif.

Nilai resistivitas suatu batuan dipengaruhi oleh enam faktor [4], yaitu:

- a) Semakin tinggi kandungan fluida pada suatu batuan, maka nilai resistivitas batuan tersebut semakin rendah.
- b) Semakin tinggi salinitas, maka nilai resistivitas akan semakin rendah.
- c) Semakin tinggi temperatur, maka semakin rendah nilai resistivitas.
- d) Semakin tinggi porositas batuan, maka akan semakin rendah nilai resistivitas.
- e) Semakin tinggi kandung lempung, maka akan semakin rendah nilai resistivitas.
- f) Semakin tinggi kandungan sifat logam pada suatu mineral, maka semakin rendah nilai resistivitas.

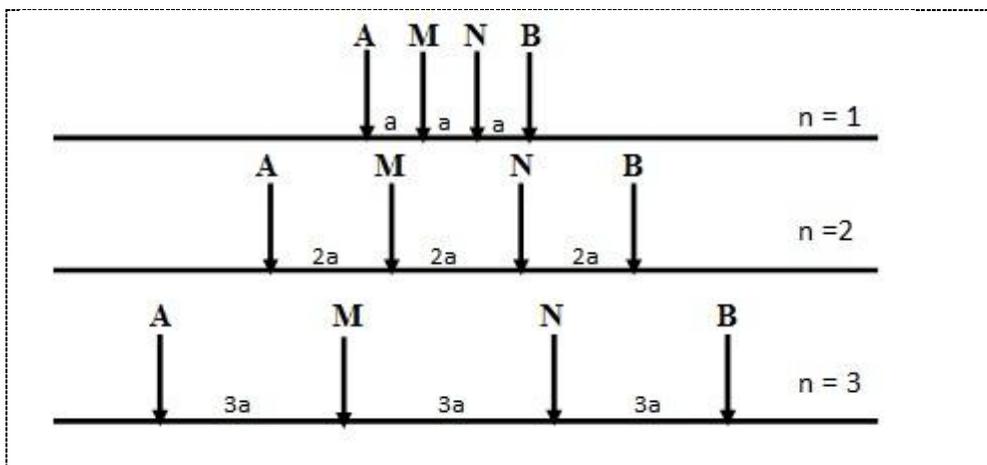
Sedangkan berdasarkan jenis batuan, Palacky (1987) secara umum menjelaskan bahwa sedimen yang tidak terkompaksi dengan baik memiliki resistivitas yang lebih rendah dari batuan sedimen lain seperti yang ditunjukkan oleh Gambar 1. Nilai resistivitas yang bergantung pada kadar porositas seperti pada material lempung. Material lempung umumnya mempunyai nilai resistivitas yang lebih rendah daripada material pasir. Hal ini disebabkan saturasi air yang mengisi batuan tersebut lebih besar, sehingga akan bersifat lebih konduktif [13].

Secara umum, benda – benda arkeologi terbuat dari keramik, besi, logam. Resistivitas material benda arkeologi tergantung dari bahan penyusun benda tersebut dan seberapa besar persentase kandungan fluida yang menjenuhi benda arkeologi tersebut. Hal ini disebabkan karena resistivitas material dipengaruhi oleh kondisi lokasi pengukuran [2]. Sebagai contoh, keramik memiliki nilai resistivitas yang rendah berkisar antara 32,19 – 52,19 Ωm . Batuan penyusun suatu situs purbakala terdiri dari jenis batuan andesit yang berkisar antara 750 – 500 Ωm dan lempung memiliki nilai 33 – 92,6 Ωm . Penyelidikan keberadaan bekas tungku pembakaran yang terbuat dari batu bata di Lejja, Nigeria menunjukan bahwa material tersebut memiliki nilai resistivitas di atas 1000 Ωm [14].

Bekas – bekas aktivitas manusia dapat dipetakan dengan menggunakan survei resistivitas. Material bangunan dan material dinding lebih resistif daripada tanah

sedimen begitu juga dengan rongga yang ada didalam dinding atau bangunan tersebut. Tetapi, seperti metode lain, metode ini memiliki kelemahan. Kelembaban dan komposisi mineral dari tanah dapat menentukan keberhasilan survei geolistrik dalam kondisi kering, karena konduksi listrik bisa menjadi lebih atau kurang stabil tergantung pada faktor-faktor tertentu. Selain itu, kualitas pengukuran juga dipengaruhi oleh kontak antara elektroda dan permukaan tanah, dan dengan waktu yang dihabiskan untuk mengambil setiap pembacaan [3]. Dengan menggunakan metode geolistrik, resolusi material yang ingin diteliti tergantung pada konfigurasi elektroda. Banyak jenis konfigurasi elektroda yang terdapat pada metode geolistrik seperti *wenner-schumberger*, *dipole – dipole*, *pole - dipole*. Pada penelitian ini digunakan konfigurasi *wenner*

Konfigurasi *wenner* dikembangkan oleh *Wenner* di Amerika. Konfigurasi ini memiliki atas 2 buah elektroda arus dan dua elektroda potensial. Konfigurasi ini terletak dalam satu garis simetris. Pada Gambar 2, jarak MN pada konfigurasi *Wenner* selalu sepertiga ($1/3$) dari jarak AB. Bila jarak AB diperlebar, maka jarak MN juga harus diubah sehingga jarak MN tetap sepertiga jarak AB ($AM = MN = AB$). Konfigurasi ini digunakan dalam pengambilan data secara lateral ataupun mapping [4].



Gambar 1. Susunan elektroda konfigurasi Wenner pada pengukuran metode geolistrik

3. Metode

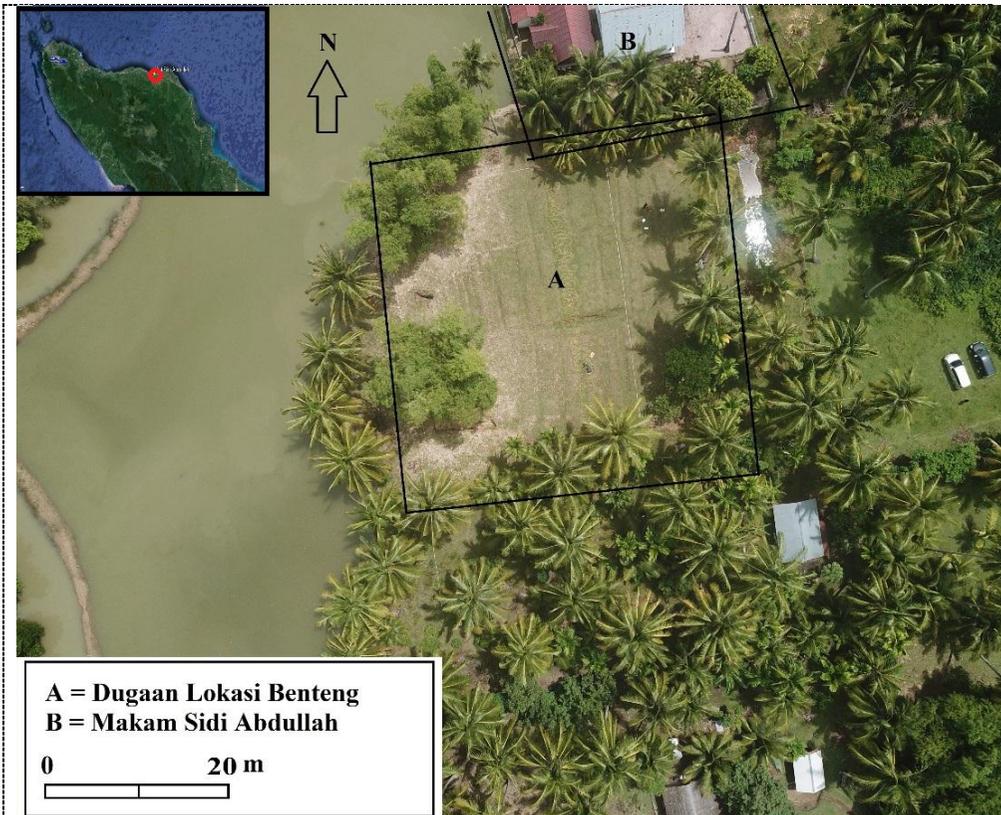
Proses akuisisi data dilakukan pada situs Cot Sidi Abdullah di Kuta Krueng, Kecamatan Samudera, Aceh Utara (Gambar 2.) menggunakan resistivimeter Super Sting R8/IP konfigurasi *Wenner*. Panjang lintasan 41,5 dan spasi elektroda 0,5 m dengan arah utara – selatan memotong lokasi yang diduga terdapat situs bangunan. Data yang diperoleh dari hasil pengukuran di lapangan adalah nilai resistivitas semu. Data resistivitas semu kemudian digunakan untuk mendapatkan model 2D resistivitas. Proses pemodelan menggunakan metode inversi *Smoothness Constraint*

Least Squares Res2Dinv (Loke, 2000) [15]. Keberadaan struktur bangunan situs diinterpretasikan dari model 2D distribusi resistivitas di bawah permukaan.

4. Hasil dan pembahasan

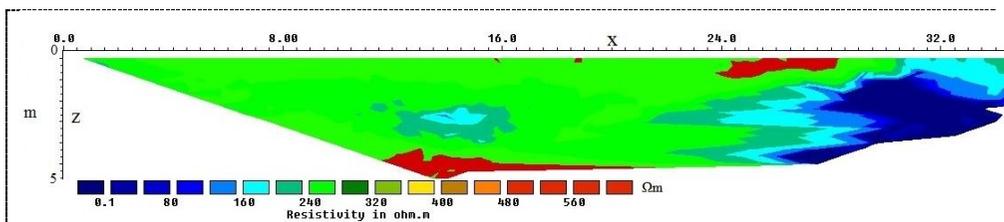
Resistivitas semu merupakan nilai resistivitas total secara keseluruhan sebagai respons dari keberadaan material bersifat konduktif atau resistif di bawah permukaan. Akan tetapi distribusi nilai resistivitas semu ini belum dapat memberikan bentuk geometri dan jenis material penyusun yang terdapat di bawah permukaan secara detail. Gambar 3 menunjukkan contoh penampang data resistivitas semu yang terukur dari satu bentangan yang memotong lokasi yang diduga terdapat struktur arkeologi. Secara umum model resistivitas semu menunjukkan 3 zona distribusi nilai resistivitas. Zona konduktif dengan nilai resistivitas semu berkisar antara 2.67 sampai 7 Ωm , zona resistif dengan nilai resistivitas semu berkisar antara 240 sampai 320 Ωm , dan zona sangat resistif dengan nilai resistivitas semu berada di atas 480 Ωm .

Secara keseluruhan zona resistif mendominasi sepanjang lintasan, kecuali pada sisi selatan lintasan pengukuran yang relatif konduktif. Pada bagian utara profil pengukuran terdapat resistor, tepatnya berada pada bentangan 0 sampai 24 meter hingga kedalaman 5 meter. Sedangkan zona konduktif terdapat pada jarak 30 meter hingga jarak 41,5 meter dengan kedalaman yang bervariasi dari 1 – 5 meter. Secara umum, zona konduktif tersebut terdapat pada bagian selatan area situs hingga luar bangunan situs yang berdekatan dengan area permukiman. Kontak kedua zona tersebut terdapat pada bagian selatan lintasan pengukuran, tepatnya pada jarak 24 sampai 40 meter membentuk pola yang miring.



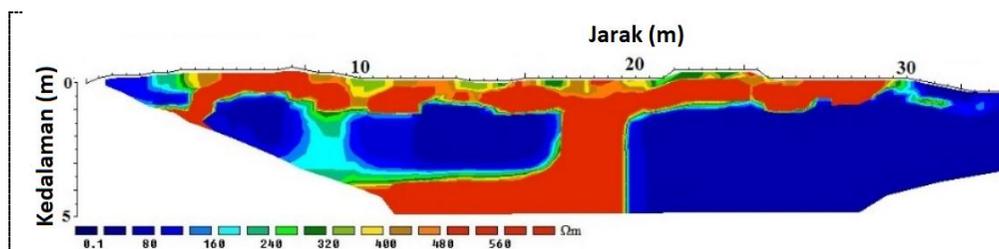
Gambar 2. Lokasi Pengukuran data pada situs Cot Sidi Abdullah, Aceh Utara, ditandai oleh lingkaran merah pada inset peta

Selain kedua zona tersebut, sepanjang profil bersifat resistif. Zona tersebut berada dekat permukaan, tepatnya terdapat pada bentangan 24 sampai 28 meter dengan kedalaman mencapai 1 meter dan juga pada kedalaman 5 meter pada bentangan jarak 11 meter sampai 20 meter. Namun demikian, model ini tidak menggambarkan kondisi bawah permukaan yang sebenarnya. Oleh karena itu, data resistivitas semu dimodelkan dengan perhitungan inversi Res2dinv [15].



Gambar 3. Distribusi nilai resistivitas semu hasil pengukuran.

Gambar 4 menunjukkan prediksi model 2D resistivitas berdasarkan hasil inversi data resistivitas semu hasil pengukuran. Secara keseluruhan, sepanjang profil didominasi oleh zona konduktif (ditunjukkan oleh warna biru pada Gambar 2). Sedangkan pada jarak 4 sampai 30 m terdapat resistor di dekat permukaan sampai dengan kedalaman 1 meter. Pada bagian tengah profil terdapat juga resistor dengan posisi vertikal sampai pada kedalaman 5 meter. Ketebalan resistor vertikal tersebut sekitar 3 meter yang memotong konduktor pada kedalaman di bawah 1 meter tersebut.



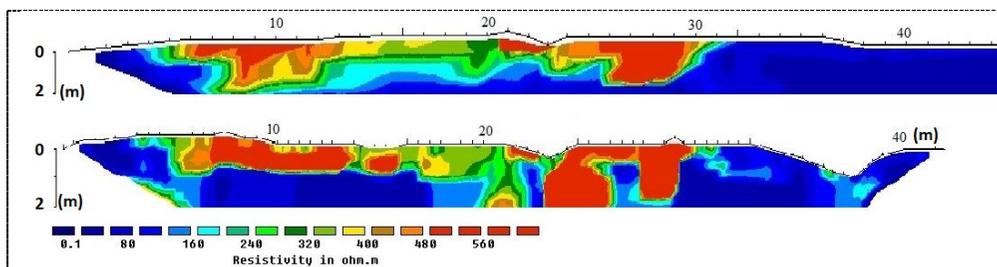
Gambar 4. Model resistivitas 2D hasil inversi.

Zona konduktif yang didapat pada model tersebut dapat diidentifikasi sebagai pasir yang terintrusi. Secara keseluruhan lokasi situs dikelilingi oleh areal tambak dan muara sungai. Keberadaan air permukaan tambak selama waktu pengukuran setinggi 20 cm sangat mempengaruhi data, sehingga menyebabkan konduktor di bawah permukaan tersebar secara merata. Sedangkan resistor yang terdapat pada jarak 2 sampai 30 meter dengan kedalaman sekitar 1 meter dapat diprediksi sebagai bangunan banteng yang tertimbun. Banteng yang terbuat dari susunan batu bata relatif lebih resistif karena tidak terserap oleh air permukaan. Pada investigasi dekat permukaan, keberadaan air biasanya ditandai oleh distribusi resistivitas antara 0,1 sampai 80 Ωm , sedangkan lapisan pasir dan kerikil biasanya memiliki nilai resistivitas di antara 100 sampai 400 Ωm , dan lapisan batuan yang kering memiliki nilai resistivitas 480 sampai 600 Ωm [16].

Khusus pada bentangan 17 meter sampai 20 meter terdapat resistor hingga kedalaman 5 meter kemungkinan besar berasal dari respon dinding bangunan yang berada di tengah banteng yang relatif dalam, dinding seperti ini juga teridentifikasi pada jarak sekitar 3 sampai 4 meter dan jarak 8 sampai 10 meter sepanjang profil. Beberapa bekas galian yang terdapat pada bagian dalam banteng menunjukkan bahwa tidak ditemukan lapisan berair di sana hingga pada kedalaman 2 meter. Sedangkan penggalian pada salah satu sudut sisi luar bangunan ditemukan air tanah pada kedalaman 1,5 meter di bawah permukaan. Oleh karena itu, Pada jarak 20 sampai 30 meter, bentuk dinding ini tidak terlihat jelas, kemungkinan besar bangunan tersebut telah terendam air permukaan yang berasal dari tambak dan sungai.

Untuk mempelajari ketajaman resolusi model, pada penelitian ini juga diuji kasus dengan spasi antarelektroda yang berbeda, masing-masing 0,5 meter dan 1 meter. Gambar 5 menunjukkan perbandingan model inversi pada profil yang sama dengan spasi antarelektroda yang berbeda pada lintasan yang lain. Kedua model menunjukkan 3 zona yang berbeda yaitu, zona konduktif, zona resistif, dan zona sangat resistif. Pada jarak spasi elektroda 1 meter zona konduktif terdapat pada area

selatan pengukuran. Zona tersebut terdapat pada bentangan 0 sampai 4 meter dan pada bentangan 32 sampai 56 meter hingga kedalaman 2 meter. Sedangkan zona resistif dan sangat resistif terdapat pada bentangan 4 sampai 30 meter hingga kedalaman 2 meter. Zona tersebut membentuk suatu pola berupa persegi panjang secara vertikal. Kedua zona ini terdapat di dalam kawasan bangunan situs.



Gambar 5. Perbandingan resolusi model hasil inversi berdasarkan perbedaan spasi antarelektroda masing-masing 1 m (atas) dan 0,5 m (bawah).

Sedangkan model penampang dengan spasi elektroda 0,5 meter menunjukkan zona konduktif pada bentangan 0 sampai 4 meter di sisi utara profil dengan kedalaman hingga 1 meter dari permukaan, bentangan 6 sampai 19 meter dengan kedalaman dengan kedalaman zona 1 sampai 2 meter di bawah permukaan, dan pada jarak 30 sampai 41,5 meter di sisi selatan profil dengan kedalaman hingga 2 meter dari permukaan. Sedangkan zona resistif dan sangat resistif terdapat pada bentangan 4 sampai 30 meter hingga kedalaman 2 meter dari permukaan. Sama halnya dengan model penampang model penampang yang dihasilkan dengan spasi elektroda 1 meter zona tersebut membentuk suatu pola berupa persegi panjang secara vertikal dan Zona ini terdapat di dalam kawasan bangunan situs.

Kedua model penampang resistivitas pada situs Cot Sidi Abdullah dengan jarak spasi elektroda yang berbeda (1 meter dan 0,5 meter) membentuk zona dan pola yang sama. Namun, perbandingan kedua model penampang ini menunjukkan bahwa model penampang dengan spasi elektroda 0,5 meter menghasilkan respon dan resolusi model yang lebih, serta pembagian zona yang lebih jelas dan detil. Hal ini dikarenakan datum yang terukur pada jarak spasi elektroda 0,5 meter lebih rapat, sehingga menghasilkan resolusi model yang lebih rapat. Model penampang dengan spasi elektroda 0,5 meter ini lebih cocok digunakan untuk merekonstruksi ulang bangunan situs Cot Sidi Abdullah tersebut.

5. Kesimpulan

Metode geolistrik juga efektif diterapkan untuk investigasi arkeologi. Perbedaan kontras nilai resistivitas yang tajam antara sumber daya arkeologi yang terpendam di dalam material penimbun mampu memetakan keberadaan objek arkeologi yang dicari. Pada situs Cot Sidi Abdullah, ditemukan nilai yang sangat kontras antara struktur bangunan yang terbuat dari batu bata dengan pasir penimbunan yang terintrusi dengan air asin dari sekitar situs. Resolusi model yang lebih tajam dapat diperoleh dengan mempendek spasi antarelektroda yang sesuai dengan dimensi

objek yang dicari. Semakin pendek spasi antarelektroda semakin detil kondisi bawah permukaan yang diperoleh.

6. Daftar Pustaka

- [1] J. C. Wynn, "A Review of Geophysical Methods Used in Archaeology," *Geoarchaeology: An International Journal*, vol. 1, no. 3, pp. 245 - 257, 1986.
- [2] J. W. Weymouth, R. Huggins and G. . R. Joh, "Geophysical Surveying of Archaeological Sites," in *Archaeological Geology*, Atlanta, Yale University Press, 1985, pp. 191-236.
- [3] R. Sala, E. Garcia and R. Tamba, "https://www.intechopen.com," Imma Ollich-Castanyer, IntechOpen, 9 May 2012. [Online]. Available: <https://www.intechopen.com/books/archaeology-new-approaches-in-theory-and-techniques/archaeological-geophysics-from-basics-to-new-perspectives>. [Accessed 4 April 2015].
- [4] W. M. Telford, L. P. Geldart and R. E. Sheriff, *Applied Geophysics*, Cambridge: Cambridge University Press, 1990.
- [5] M. J. S. Matias, "Electrical Methods In Archaeological Exploration," *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, vol. 44, no. 3 - 4, pp. 193-207, 2003.
- [6] A. Berutu, J. Hasibuan, H. Sakdiah and Rahmatsyah, "Studi Pendeteksi Dini Bawah Permukaan Situs Purbakala Berbasis Kombinasi Metode Geolistrik Dengan Geomagnetik di Tapanuli Tengah," *Jurnal Geliga Sains*, vol. 5, p. 8 – 15, 2017.
- [7] T. Muhammad, *Daulah Shalihiyah di Sumatera*, Lhokseumawe: CISAH, 2011.
- [8] D. L. Clarke, *Archaeology: the Loss Of Innocence*, London: Methuen, 1973.
- [9] K. Persson, *Integrated geophysical-geochemical methods for archaeological prospecting*, Stockholm: KTH, Land and Water Resources Engineering, 2005.
- [10] A. Clark, *Seeing Beneath the Soil: Prospecting methods in Archaeology*, New York: Bt. Bashboars. Ltd., 1996.
- [11] W. Zhaoa, E. Fortea, S. T. Levi, M. Pipana and G. Tian, "Improved high-resolution GPR imaging and characterization of prehistoric archaeological features by means of attribute analysis," *Journal of Archaeological Science*, vol. 54, pp. 77 - 85, 2015.
- [12] J. M. Reynolds, *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*, England: Jhon Wiley & Sons, 1997.
- [13] C. J. Palacky, "Resistivity characteristics of geological targets," in *Electromagnetic methods in applied geophysics Vol. 1 - Theory (Investigations in Geophysics No.3)*, Tulsa, OK, Society of Exploration Geophysicists, 1987, p. 53 – 129.

- [14] G. S. Ugwu and P. O. Ezema, "Seepage monitoring in an earth embankment dam by repeated resistivity measurements," *Asian Journal Of Science and Technology*, vol. 5, no. 3, pp. 260 - 264, 2014.
- [15] M. H. Loke, Tutorial : 2-D and 3-D electrical imaging surveys, Malaysia: Geotomo Software, 2015.
- [16] N. Ismail, G. Schwarz and L. B. Pedersen, "Investigation of groundwater resources using controlled-source radio magnetotellurics (CSRMT) in glacial deposits in Heby, Sweden," *Journal of Applied Geophysics*, vol. 73, pp. 74 - 83, 2011.

Penyelidikan Air Tanah pada Kawasan Karst Pulau Kaledupa Kabupaten Wakatobi dengan Metode VES

Jamhir Safani¹, Usmardin¹, Al Rubayin¹, Jahiddin¹

¹ Department of Geophysical Engineering, Halu Oleo University, Kendari, Indonesia

E-mail: jamhir.safani@uho.ic.id; jamhirsafani72@gmail.com

Abstract. Pulau Kaledupa yang merupakan pulau terbesar di gugusan kepulauan Wakatobi secara geologi didominasi oleh batuan sedimen klastik dengan bahan induk batu gamping koral, sehingga menjadikan wilayah ini mempunyai ketersediaan sumber air yang terbatas. Konflik kebutuhan air pun terjadi di tengah-tengah masyarakat, terutama masyarakat Desa Horuo yang menempati daratan Pulau Kaledupa dengan masyarakat Suku Bajo yang menempati kawasan laut di sekitar Desa Horuo. Penelitian ini bertujuan membantu menyelidiki keterdapatannya sumber-sumber air bawah permukaan yang dapat digunakan oleh masyarakat untuk memenuhi kebutuhannya, terutama di musim kemarau. Sekaligus juga bertujuan untuk mengurangi konflik atas sumber air di tengah masyarakat. Penyelidikan sumber air bawah permukaan dilakukan dengan menggunakan metode resistivitas listrik VES. Penyelidikan menunjukkan bahwa Desa Pajam Kecamatan Kaledupa Selatan dimana Line 1 dan Line 2 terdapat, mempunyai batuan penyusun yang didominasi oleh batuan gamping yang cukup dangkal antara 14 – 17 m. Keberadaan air pada lapisan alluvialnya merupakan air-dangkal. Sedangkan air-dalam kemungkinan berada dalam gua-gua gamping klastika pada zona yang lebih dalam. Berbeda halnya dengan Desa Horuo, lapisan aluvialnya cukup dominan hingga pada kedalaman beberapa puluh meter. Air-dalam berada pada lapisan alluvial ini, khususnya pada Line 4 dan Line 6 tempat dilakukan pengukuran. Penelitian ini merekomendasikan bahwa (a) suplay air untuk Desa Mantigola dapat memanfaatkan sumber air pada Line 6. Letak Line 6 berada di Pantai Horuo, di dekat jalan yang mengarah ke Desa Mantigola; (b) keterdapatannya air bawah permukaan di sekitar Line 4 juga direkomendasikan sebagai salah satu sumber air Desa Horuo; (c) untuk Desa Pajam Kecamatan Kaledupa Selatan, masih perlu dilakukan tracing keberadaan gua-gua air karst (gua-gua pada lapisan batu gamping).

1. Pendahuluan

Sejak dikeluarkannya Undang-Undang Republik Indonesia Nomor 29 Tahun 2003, gugusan kepulauan Wanci, Kaledupa, Tomia, Binongko, serta beberapa pulau kecil di sekitarnya ditetapkan sebagai satu Kabupaten baru yang disebut sebagai Kabupaten Wakatobi, dengan ibu kota kabupaten berkedudukan di Wangi-Wangi. Kabupaten ini merupakan hasil pemekaran dari kabupaten induknya, yaitu Kabupaten Buton.

Seiring perkembangannya, Kabupaten Wakatobi telah menjadi salah satu tujuan destinasi wisata bahari karena keindahan terumbu karangnya yang sangat khas. Perkembangan ini menuntut pula ketersediaan sumber-sumber penghidupan yang

cukup, termasuk ketersediaan sumberdaya air untuk memenuhi kebutuhan masyarakatnya.

Sebagai daerah yang secara geologi didominasi oleh batuan sedimen klastik dengan bahan induk berupa batu gamping koral [1], maka daerah seperti ini umumnya memiliki sedikit ketersediaan air permukaan. Hal ini karena batu gamping memiliki sifat mudah meloloskan air. Jumlah ketersediaan sumber air khususnya di Pulau Kaledupa sangat terbatas, sedangkan kebutuhan air masyarakat mengalami peningkatan seiring dengan pertambahan jumlah penduduknya.

Fakta yang ada saat ini adalah sebagian besar masyarakat Kaledupa, terutama masyarakat di Kecamatan Kaledupa Selatan dan masyarakat Suku Bajo yang menempati Desa Mantigola Kecamatan Kaledupa, membeli air dari Pulau Wanci untuk memenuhi kebutuhannya. Konflik air antara masyarakat daratan Desa Horuo dan masyarakat Bajo yang tinggal di kawasan laut-dangkal telah terjadi. Pemutusan pipa air, yang menghubungkan sumber air di Desa Horuo untuk kebutuhan masyarakat Bajo di Desa Mantigola, oleh masyarakat Desa Horua terjadi awal tahun 2019. Hal ini tentu perlu mendapat perhatian oleh banyak pihak. Oleh karena itu, penelitian ini dilakukan untuk penyelidikan sumber air bawah permukaan di Pulau Kaledupa yang nantinya dapat dimanfaatkan untuk memenuhi kebutuhan masyarakat dan pada gilirannya dapat dimanfaatkan untuk mengatasi konflik air di tengah masyarakat.

2. Geologi Daerah Penelitian



Gambar 1. Peta geologi Kaledupa Kabupaten Wakatobi

Dalam sebuah literature yang dipublikasi oleh [1] diuraikan bahwa gugusan kepulauan Wakatobi mulai terbentuk sejak zaman tersier sampai zaman Miosen akhir, akibat aktivitas sesar dan lipatan yang ada di kawasan tersebut, yang berupa sesar naik, sesar geser, sesar turun, serta lipatan. Hal ini tentunya tidak dapat dipisahkan dari aktivitas tektonik yang berlaku sejak zaman dulu hingga sekarang. Sebagaimana diketahui bahwa terdapat tiga lempeng makro yang sangat aktif yang berada di sekitar Laut Jawa bagian Timur, Pulau Sulawesi, Laut Banda, dan laut Flores yang menjadikan kawasan ini menjadi salah satu kawasan dinamis, yaitu lempeng Indo-Australia di sebelah selatan, lempeng Eurasia di sebelah barat, dan lempeng Filipina di sebelah utara ke arah timur laut [1]. Ketiga lempeng makro ini menyebabkan tekanan dan tarikan, baik dari arah barat-timur maupun utara-selatan. Sifat dinamis ketiga lempeng makro ini, juga mempengaruhi lempeng mikro di sekitarnya. Sebagaimana diuraikan dalam [2] bahwa lempeng dasar dari gugusan Kepulauan Wakatobi terbentuk akibat benturan dua mikro-kontinen, yaitu mikro-kontinen Buton-Tukang Besi dan Banggai-Sulu, terhadap ofiolit Sulawesi Timur yang terjadi dari 11 – 5 Ma. Benturan ini menyebabkan terpecahnya lempeng dasar Papua Nugini, dan salah satu bagiannya menjadi lempeng dasar Kepulauan Wakatobi. Setelah kompresi akibat adanya tabrakan antara kepingan benua dan ofiolit terjadilah peregangan yang mengakibatkan pensesaran bongkah. Kompresi dan peregangan ini menyebabkan terbentuknya cekungan sedimen Miosen-Pliosen, yaitu menjadi lingkungan dimana Molasa Sulawesi diendapkan. Cekungan ini pada awal pembentukannya memiliki banyak cekungan berlingkungan darat, dimana masing-masing cekungan kecil tersebut tidak saling berhubungan. Karena penurunan dasar cekungan berlangsung terus menerus sehingga berubah menjadi lingkungan laut dangkal dan mulai diendapkan pada Miosen awal. Cekungan ini terbentuk secara dominan oleh batuan sedimen klastik dengan bahan induk berupa batu gamping koral yang merupakan formasi geologi Qpl (Gambar 1).

3. Landasan Teori

Gambar 2 memperlihatkan pengukuran beda potensial (V) antara titik P_1 dan P_2 setelah arus listrik positif dan negatif ($+I$ dan $-I$) diinjeksikan kedalam bumi melalui elektroda arus C_1 dan C_2 . Beda potensial di titik P_1 oleh arus yang melewati elektroda C_1 dan C_2 adalah [3]:

$$V_{P_1} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (1)$$

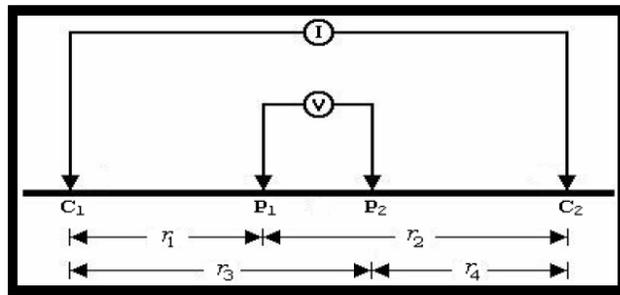
dengan r_1 adalah jarak elektroda potensial P_1 dengan elektroda arus C_1 , dan r_2 jarak elektroda potensial P_1 dengan elektroda arus C_2 . Tanda negatif pada persamaan (1) disebabkan oleh arus yang harus berlawanan pada elektroda arus ganda. Potensial yang terukur di titik P_2 adalah:

$$V_{P_2} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \quad (2)$$

dengan r_3 adalah jarak elektroda potensial P_2 dengan elektroda arus C_1 dan r_4 jarak elektroda potensial P_2 dengan elektroda arus C_2 . Oleh karena itu, beda potensial terukur di titik P_1 dan P_2 adalah:

$$V_{P_1P_2} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right) \quad (3)$$

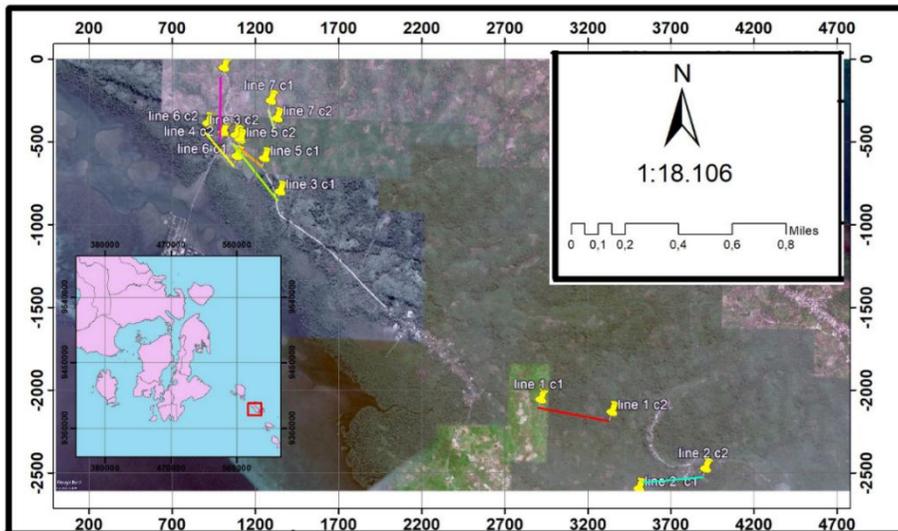
Persamaan (3) menggambarkan nilai beda potensial untuk sebuah medium yang bersifat homogen, yaitu medium dengan nilai resistivitas yang seragam. Sedangkan, kenyataannya medium bumi tidak beraturan, sehingga bidang ekuipotensial yang muncul akan sangat tidak beraturan. Oleh karena itu, dalam pengukuran di lapangan dikenal istilah resistivitas semu (*apparent resistivity*). Nilai resistivitas semu tergantung pada resistivitas lapisan-lapisan pembentuk formasi (medium yang tidak homogen).



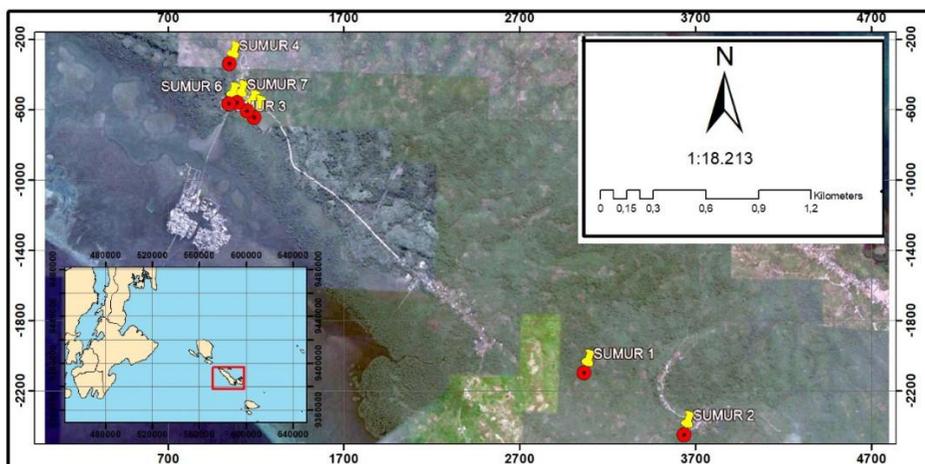
Gambar 2. Dua pasang elektroda arus dan potensial pada permukaan medium homogen isotropik dengan tahanan jenis ρ [3].

4. Pengukuran dan Gambaran Kondisi Lapangan Setiap Line

Penyelidikan air tanah pada penelitian ini dilakukan di dua kecamatan di Pulau Kaledupa Kabupaten Wakatobi, yaitu Kecamatan Kaledupa dan Kecamatan Kaledupa Selatan. Akuisisi data geolistrik dilakukan pada tanggal 21 - 22 April 2019. Pengukuran dibagi dalam tujuh bentangan (*line*). *Line 1* dan *Line 2* terletak di Kecamatan Kaledupa Selatan, sedangkan *Line 3* sampai *Line 7* dilakukan di Kecamatan Kaledupa (Gambar 3). Semua *Line* diatur untuk target pemodelan geologi bawah permukaan 1D yang diukur dengan metode *Vertical Electrical Sounding* (VES), kecuali *Line 5* untuk target pemodelan 2D. Namun, pemodelan 2D tidak disajikan pada manuskrip ini. Pengukuran dengan metode VES biasanya menggunakan susunan elektroda arus-potensial Schlumberger. Data keberadaan sumur air, baik yang berupa sumur gali maupun sumur bor, yang berada di sekitar lokasi penelitian juga dikumpulkan untuk menjadi data pembanding (Gambar 4).



Gambar 3: Peta lintasan pengukuran dengan metode VES di Pulau Kaledupa Kabupaten Wakatobi. Jumlah bentangan sebanyak tujuh lintasan (*line*). C_1 dan C_2 pada masing-masing bentangan menandakan posisi terjauh kedua elektroda arus (*current*).



Gambar 4: Titik data sumur warga yang berada di sekitar lintasan pengukuran di Pulau Kaledupa Kabupaten Wakatobi. Terdapat tujuh buah sumur yang digunakan sebagai pembandingan.



Gambar 5. Contoh bentangan pengukuran dengan metode geolistrik VES. Gambar ini mengilustrasikan pengukuran pada Line 1 dan sumur bor yang berjarak 4 m dari titik tengah bentangan.

Pengukuran dan kondisi lapangan Line 1

Line 1 berada di Dusun Palea, Desa Pajam Kecamatan Kaledupa Selatan. Panjang total bentangan 600 meter dengan titik tengah berada pada koordinat UTM (0585950, 9386266). Posisi terluar elektroda arus C_1 dan C_2 untuk bentangan ini secara berturut-turut masing-masing berada pada koordinat UTM (0585664, 9386365) dan (0586238, 9386268). Pada jarak sekitar 4 m dari titik tengah bentangan (ke arah utara) terdapat sumur bor (Sumur 1) dengan kedalaman sekitar 45 m (Gambar 5). Berdasarkan informasi warga, sumur gali ini sebenarnya telah mendapatkan lapisan pasir pada kedalaman 45 m, namun kondisi sumur kering. Didapatkan pula informasi dari warga bahwa pada kedalaman sekitar 6 m telah diperoleh air tanah berlumpur. Daerah pengukuran berupa tanah perkebunan yang berundak dengan nilai elevasi bervariasi dari 6 m sampai dengan 20 m dpl.

Pengukuran dan kondisi lapangan Line 2

Lokasi Line 2 berada di Desa Pajam (Palea – Jamaraka) Kecamatan Kaledupa Selatan dengan titik tengah bentangan berada pada koordinat UTM (0586700, 9385781). Posisi terluar elektroda arus C_1 dan C_2 untuk Line 2 masing-masing berada pada koordinat (0586995, 9385816) dan (0586459, 9385651). Pada jarak sekitar 200 m dari titik tengah bentangan, tepatnya pada posisi koordinat UTM (0586758, 9385776), terdapat sumur bor dengan kedalaman sekitar 18 m (Sumur 2). Posisi sumur tersebut memiliki elevasi 80 m dpl. Berdasarkan informasi dari warga setempat, penggalian sumur bor tersebut dihentikan pada saat kedalaman mencapai 18 meter karena air yang digunakan untuk pengeboran menerobos masuk ke lapisan batuan yang lebih dalam. Diduga air tersebut lolos melalui rongga (*cavity*), sebagaimana ciri pada kawasan karst yang tersusun oleh batuan gamping. Pada bagian lain, yaitu di sekitar titik terluar elektroda C_2 terdapat sumur air dengan kedalaman sekitar 10 m.

Pengukuran dan kondisi lapangan Line 3

Lokasi pengukuran berada di Dusun Humala, Desa Horuo Kecamatan Kaledupa. Koordinat titik tengah bentangan (*Line*) berada pada koordinat UTM (0583424, 9388294) dengan elevasi 9m dpl. Hasil survey terhadap sumur galian warga menunjukkan keberadaan *fresh water* dangkal (air tanah) pada beberapa lokasi, yang kami rangkum sebagai berikut:

- a. Sumur 3 (Gambar 3) berada di area Balai Desa Horuo dengan posisi koordinat UTM (0583246, 9388317) dengan Elevasi 14 m dpl. Sumur memiliki kedalaman maksimum 7m. Kedalaman muka air adalah 4m.
- b. Sumur 5 (Gambar 3) berada beberapa meter dari area Balai Desa Horuo, dengan posisi koordinat UTM (0583197, 9388363). Sumur ini memiliki elevasi 13m dpl. Kedalaman maksimum sumur sekitar 10m, dengan kedalaman muka air 4m.

Pengukuran dan Kondisi Lapangan Line 4

Line 4 juga berada di Dusun Humala Desa Horuo Kecamatan Kaledupa, koordinat titik tengah bentangannya berada pada koordinat UTM (0583045, 9388754). Panjang total bentangan pengukuran adalah 500 m. Ujung-ujung terjauh bentangan elektroda arus (C_1 dan C_2) masing-masing berjarak 250 m dari titik tengah dan secara berturut-turut masing-masing berada pada koordinat UTM (0583092, 9389024), dan (0583090, 9388505). Ujung-ujung bentangan C_1 dan C_2 untuk Line 4 ini masing-masing berada pada elevasi 30 m dan 20 m dpl. Titik tengah bentangan Line 4 berhimpit dengan lokasi sumur bor milik masyarakat, yaitu Sumur 4 (Gambar 3). Kedalaman sumur bor adalah sekitar 25m. Sumur bor ini tidak kering meski di musim kemarau. Area pengambilan data berjarak sekitar 70 m dari jalan raya.

Pengukuran dan kondisi lapangan Line 6

Pengukuran dilakukan di Desa Horuo (Perbatasan dengan Desa Mantigola) Kecamatan Kaledupa Kabupaten Wakatobi dengan posisi koordinat titik tengah bentangan yaitu (0583826, 9388377). Susunan elektroda arus dan elektroda potensial merujuk pada konfigurasi Schlumberger. Panjang total bentangan adalah 400 m. Hal ini karena kondisi lapangan yang tidak memungkinkan. Titik terjauh elektroda arus C_1 dan C_2 masing-masing berada pada posisi kordinat UTM (0583200, 9388312), dan (0582965, 9388575). Pada area survey terdapat aliran sungai berlumpur, vegetasi, dan kebun warga. Pada lokasi sekitar pengukuran terdapat beberapa sumur dengan kedalaman bervariasi antara 9 – 12 m.

5. Hasil Inversi dan Interpretasi

Hasil Inversi

Data resistivitas semu VES hasil pengukuran lapangan diinversi dengan memanfaatkan perangkat lunak Progress V3.0 untuk menghasilkan model estimasi 1D geologi bawah permukaan berdasarkan variasi nilai resistivitas batuan versus kedalaman. Namun sebelumnya terlebih dahulu dilakukan *smoothing* (atau penghalusan) terhadap data resistivitas semu terukur agar meminimalisasi *misfit* yang

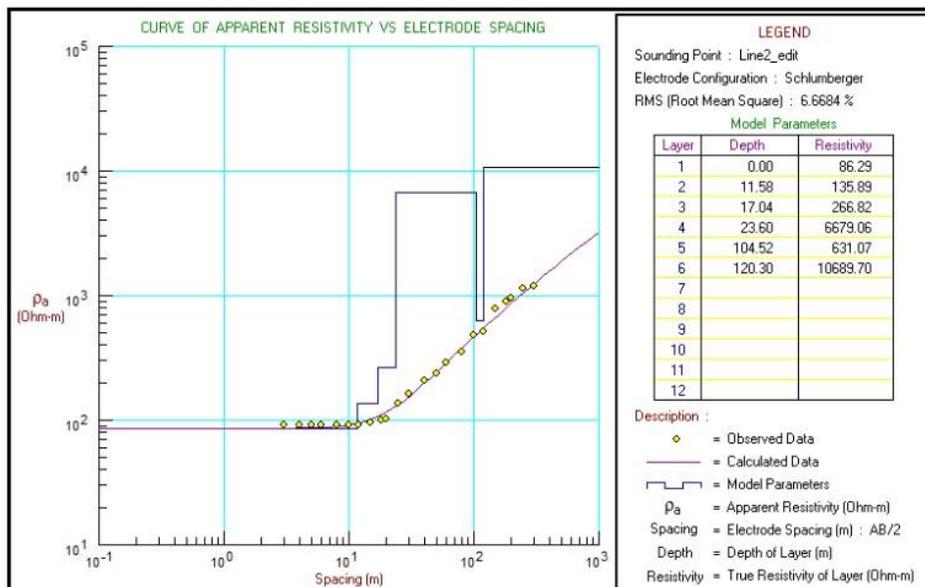
telalu besar antara data resistivitas semu terukur dan data resistivitas semu perhitungan.

Pada manuskrip ini, inversi terhadap data resistivitas semu hanya dilakukan untuk data pengukuran pada Line 1, Line 2, Line 3, Line 4, dan Line 6. Line 5 diarahkan untuk pemodelan 2D dan tidak disajikan pada manuskrip ini. Inversi data pada Line 7 tidak dilakukan karena menghasilkan data yang tidak realistik.

Gambar 5 menunjukkan model 1D resistivitas batuan versus kedalaman yang merupakan hasil inversi data resistivitas semu VES. Hasil inversi ini memberikan informasi tentang perbandingan antara kurva resistivitas semu terukur dan terhitung, tabulasi data resistivitas terukur dan terhitung beserta galatnya pada tiap-tiap spasi, model parameter, dan data log resistivitasnya. Inversi ini memanfaatkan data VES pada Line 2. Hasil inversi menunjukkan model inversi yang sangat baik. Hal ini ditunjukkan oleh kesesuaian yang sangat baik antara data resistivitas semu terukur dengan resistivitas semu terhitung pada seluruh zona kedalaman, dengan nilai misfit yang rendah, yaitu 6.67%. Proses inversi ini juga dilakukan untuk data VES pada bentangan lainnya, namun hasil inversinya tidak disajikan dalam bentuk seperti Gambar 5. Hasil inversi keseluruhan bentangan disajikan pada Tabel 1.

Interpretasi terhadap data inversi

Interpretasi terhadap data hasil inversi resistivitas listrik Line 1 disajikan Tabel 1. Merujuk pada informasi geologi dan stratigrafi wilayah Kaledupa, serta referensi nilai resistivitas batuan ([3], [4], [5], [6]) hasil pemodelan menunjukkan bahwa lapisan atas dengan resistivitas 21,14 ohm-m merupakan top soil yang bercampur dengan lempung. Top soil ini memiliki ketebalan sekitar 6 m. Di bawahnya terdapat lapisan dengan nilai resistivitas antara 30 – 43 ohm-m yang berada pada kedalaman 6 – 15 m, dan diinterpretasikan sebagai lapisan alluvial yang mengandung air tanah dangkal. Hal ini sesuai dengan fakta keberadaan sumur bor pada jarak 4 m dari titik pengukuran yang menunjukkan keberadaan air dangkal berlumpur (alluvial). Lapisan alluvial ini dilapisi oleh lapisan batu gamping yang sangat tebal dengan nilai resistivitas listrik antara 500 - 4243 ohm-m. Lapisan batu gamping ini lebih bersifat meloloskan air.



Gambar 5: Hasil inversi data resistivitas listrik VES pada Line 2. Kurva resistivitas semu vs jarak elektroda (kiri), parameter model (kanan).

Hasil inversi data VES pada Line 2 menunjukkan bahwa lapisan paling atas dengan nilai resistivitas 86.29 ohm-m dan dengan ketebalan sekitar 11 m dari permukaan diinterpretasikan sebagai top soil dengan material utamanya berupa lapukan gamping. Hal ini juga dikonfirmasi oleh adanya singkapan batuan gamping pada area pengukuran. Jenis top soil gamping ini bersifat meloloskan air. Di bagian bawah top soil ini terdapat lapisan dengan nilai resistivitas listrik sekitar 136 ohm-m pada rentang kedalaman 11 – 17 m. Berdasarkan nilai resistivitas dan informasi stratigrafi (geologi) daerah penelitian, lapisan ini diinterpretasikan sebagai lapisan alluvial mixing dengan napal. Napal lebih bersifat impermeable atau tidak meloloskan air, sehingga air yang diloloskan oleh top soil dapat ditampung di zona alluvial ini. Inilah kemungkinan yang menjadi alasan mengapa pada wilayah sekitar pengukuran terdapat sumur air dengan kedalaman sekitar 10 m. Pada kedalaman antara 17 - 24 m terdapat lapisan dengan resistivitas 266.82 ohm-m yang diinterpretasikan sebagai batu gamping koral yang bersifat meloloskan air. Ini juga yang mungkin menjadi alasan mengapa air bor lolos pada kedalaman 18 m. Di bawah lapisan batu gamping koral ini terdapat lapisan batu gamping klastik.

Interpretasi terhadap hasil inversi data VES pada Line 3 memberi gambaran litologi sebagai berikut. Lapisan paling atas dengan nilai resistivitas 13.73 ohm-m adalah top soil dengan ketebalan 2 m, dan dilapisi oleh lempung berpasir. Pada kedalaman antara 3 – 8 m terdapat lapisan dengan nilai resistivitas sekitar 20 ohm-m dan diinterpretasikan sebagai lapisan alluvial yang mengandung air, yang dilapisi oleh lempung yang bersifat impermeable dengan ketebalan 2 m. Hal ini sesuai dengan fakta keberadaan sumur galian di sekitar tempat pengukuran yang memiliki kedalaman maksimum 7 m dan kedalaman muka air 4 m.

Interpretasi terhadap hasil inversi data VES pada *Line 4* sebagaimana disajikan pada Tabel 1 digambarkan sebagai berikut. Berdasarkan nilai-nilai resistivitas yang diberikan dan dipadukan dengan informasi geologi yang ada, maka lapisan teratas dengan nilai resistivitas 6.13 ohm-m dan ketebalan sekitar 3 m adalah top soil. Di bawahnya terdapat lapisan alluvial dengan nilai resistivitas 12.11 ohm-m pada rentang kedalaman antara 3 – 23 m. Dari nilai resistivitasnya, lapisan alluvial seperti ini dapat mengandung air dengan kandungan yang kecil. Di bawah lapisan ini terdapat sebuah lapisan dengan nilai resistivitas sekitar 22 ohm-m, yang sangat sesuai untuk lapisan alluvial yang mengandung air. Lapisan ini berada pada kedalaman antara 23 – 29 m. Hasil interpretasi ini sesuai dengan data bor yang memiliki kedalaman 25 m, dan letaknya berhimpit dengan titik tengah *Line 4*. Lapisan dengan nilai resistivitas 96.29 ohm-m kemungkinan adalah endapan alluvial berupa kerikil dan kerakal yang juga mengandung air cukup besar. Selanjutnya, terdapat lapisan yang memiliki nilai resistivitas 155 ohm-m dan cukup tebal sampai pada kedalaman sekitar 92 m, yang diinterpretasikan sebagai napal dan bersifat impermeable atau tidak meloloskan air. Ini lah alasan mengapa pada lapisan alluvial di atas napal ini cenderung mengandung air. Lapisan napal ini dialas oleh lapisan dengan nilai resistivitas 220.37 ohm-m yang diduga sebagai batu gamping lempungan.

Hasil inversi data VES pada *Line 6* memberikan gambaran bahwa lapisan top soil memiliki resistivitas sekitar 10 ohm-m dengan ketebalan 10 m. Hal ini sangat realistis karena lokasi ini mendekati kawasan pantai yang agak landai yang mengarah ke Desa Mantigola, sehingga menjadi kawasan dimana proses sedimentasi terjadi secara terus menerus dalam waktu yang lama. Di bawah top soil, terdapat lapisan dengan resistivitas sekitar 93 ohm-m dengan kedalaman 10 – 15 m, yang diduga sebagai lapisan alluvial yang mengandung kerikil, kerakal dan pasir yang mengandung air dan dilapisi napal. Keterdapatannya sumur galian dengan kedalaman bervariasi antara 9 – 12 m di sekitar lokasi pengukuran mengkonfirmasi hasil interpretasi ini. Selanjutnya, di bawah lapisan ini terdapat lapisan alluvial yang lebih didominasi lempung. Pada kedalaman di bawah 45 m terdapat lapisan dengan nilai resistivitas sebesar 29.56 m, yang diduga sebagai lapisan alluvial yang mengandung air-dalam. Titik pengukuran ini sangat direkomendasikan menjadi sumber air untuk masyarakat Desa Matigola, mengingat letaknya yang langsung berhadapan dengan pantai dan laut yang mengarah ke Desa Mantigola.

6. Resume dan Rekomendasi

Resume

Hasil pengukuran dan interpretasi data resistivitas VES pada *Line 1* sampai *Line 6* disajikan dalam bentuk tabulasi, sebagaimana ditunjukkan pada Tabel 1. Pengolahan dan interpretasi data pada *Line 7* tidak dilakukan karena data yang dihasilkan tidak realistis dan mengandung banyak gangguan.

Desa Pajam dimana *Line 1* dan *Line 2* terdapat, mempunyai batuan penyusun yang didominasi oleh batuan gamping yang cukup dangkal antara 14 – 17 m. Keberadaan air pada lapisan alluvial merupakan air-dangkal. Sedangkan air-dalam kemungkinan berada dalam gua-gua gamping klastika pada zona yang lebih dalam.

Berbeda halnya dengan Desa Horuo, lapisan aluvialnya cukup dominan hingga pada kedalaman beberapa puluh meter. Air-dalam berada pada lapisan alluvial ini, khususnya pada *Line 4* dan *Line 6* sebagaimana ditunjukkan pada Tabel 1.

Rekomendasi

- Suplay air untuk Desa Mantigola dapat memanfaatkan sumber air pada *Line 6*. Letak *Line 6* berada di Pantai Horuo, di dekat jalan yang mengarah ke Desa Mantigola. Berdasarkan interpretasi geolistrik dan pertimbangan letak yang lebih ideal, maka *Line 6* ini merupakan sumber air yang paling sesuai untuk suplay ke Desa Mantigola.
- Keterdapatannya air bawah permukaan di sekitar *Line 4* juga direkomendasikan sebagai salah satu sumber air Desa Horuo.
- Untuk Desa Pajam, masih perlu dilakukan tracing keberadaan gua-gua air karst (gua-gua pada lapisan batu gamping).

Tabel 1. Rekapitulasi resistivitas listrik batuan dan jenis batuan penyusunnya

Bentangan n	Koordinat UTM		Kedalaman (m)	Ketebalan (m)	Resistivitas (ohm-m)	Batuan Penyusun
	X	Y				
Line 1 Desa Pajam	0585950	9386266	0.00 - 6.44	6.44	21.14	Top Soil
			6.44 – 8.16	1.72	42.38	Lapisan alluvial yang mengandung air
			8.16 – 14.96	6.80	30.58	Lapisan alluvial yang mengandung air
			14.96 – 25.51	10.55	562.90	Batu Gamping lempungan
			25.51 – 66.29	40.78	4242.74	Batu Gamping
			66.29 - ∞		31141.34	Batu Gamping
Line 2 Desa Pajam	0586700	9385781	0.00 – 11.38	11.38	86.29	Top Soil (lapukan gamping)
			11.38 – 17.04	5.66	135.89	Lapisan alluvial mengandung air + Napal
			17.04 – 23.60	6.56	266.82	Batu gamping koral
			23.6 – 104.52	80.86	6679.06	Batu Gamping klastika
			104.52–120.30	15.78	631.07	Batu gamping lempungan
			120.30 - ∞		10689.70	Batu Gamping
Line 3 Desa Horuo	0583424	9388294	0.00 - 2.20	2.20	13.73	Top Soil
			2.20 – 2.94	0.74	6.46	Lempung berpasir
			2.94 – 8.24	5.30	19.92	Aluvial mengandung air
			8.24 – 9.89	1.65	4.87	Lempung
			9.89 – 22.45	12.56	407.03	Batu gamping lempungan
			22.45 - ∞		9242.87	Batu gamping klastika

Line 4 Desa Horuo	0583045	9388754	0.00 – 3.08	3.08	6.13	Top Soil
			3.08 – 23.29	20.21	12.11	Lapisan alluvial mengandung sedikit air
			23.29 – 28.83	5.54	21.84	Lapisan alluvial mengandung air
			28.83 – 33.88	5.05	96.29	Lapisan alluvial (kerikil, kerakal) mengandung air
			33.88 – 91.26	67.38	155.09	Napal
			91.26 - ∞		220.37	Batu gamping lempungan
Line 6 Desa Horuo	0583826	9388377	0.00 – 10.09	10.09	9.82	Top Soil
			10.09 – 14.88	4.79	93.10	Lapisan alluvial (kerikil, kerakal, pasir) yang mengandung air dan dilapisi Napal
			14.88 – 44.96	30.08	10.72	Aluvial (di dominasi lempung)
			44.96 - ∞		29.561	Lapisan alluvial yang mengandung air-dalam

7. References

- [1] Daly, M.C., Cooper, M.A., Wilson, I., Smith, D.G., and Hooper, B.G.D., 1991, Cenozoic plate tectonics and basin evolution in Indonesia. *Marine and Petroleum Geology*, 8, 2-21.
- [2] Hamilton, W., 1979, *Tectonics of the Indonesian region*. USGS Professional Paper, 1078.
- [3] Telford, W.M., Goldrat, L.P., dan Sheriff, R.P., 1990, *Applied Geophysics 2nd ed*, Cambridge University Pres, Cambridge
- [4] Halide, H., 1984, *Tugas akhir Jurusan Fisika ITB*, Bandung.
- [5] Maemuna, S., Darsono, dan Legowo, B., 2017, Identifikasi akuifer di Sekitar kawasan karst Gombong Selatan Kecamatan Buayan Kabupaten Kebumen dengan metode geolistrik konfigurasi Schlumberger, *Jurnal Fisika dan Aplikasinya*, Volume 13, No. 2.
- [6] Puradimaja, D.J., Nurhandoko, B.E.B., dan Priyono, I., Aliran air tanah pada system akifer karst dan pendugaan dimensi gua dengan kombinasi metode geolistrik: inverse 2D dan Mise A'la Masse. *Studi Kasus Kawasan Buniayu, Sukabumi, Jawa Barat*. Proceeding HAGI, 2006, Bandung.