

*Skripsi Geofisika*

**TIPOLOGI SISTEM AKUIFER GUNUNGAPI ADANG DESA LABUANG  
RANO KECAMATAN TAPPALANG BARAT KABUPATEN MAMUJU**

**ILHAM  
H221 13 308**



**DEPARTEMEN GEOFISIKA  
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM  
UNIVERSITAS HASANUDDIN  
MAKASSAR**

**2020**



Optimization Software:  
[www.balesio.com](http://www.balesio.com)

**TIPOLOGI SISTEM AKUIFER GUNUNGAPI ADANG DESA LABUANG  
RANO KECAMATAN TAPPALANG BARAT KABUPATEN MAMUJU**

**SKRIPSI**

*Diajukan Sebagai Salah Satu Syarat Untuk Memperoleh Gelar Sarjana Sains  
Departemeni Geofisika  
Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam  
Universitas Hasanuddin*

**OLEH:**

**ILHAM**

**H221 13 308**

**DEPARTEMEN GEOFISIKA  
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM  
UNIVERSITAS HASANUDDIN  
MAKASSAR**

**2020**



**LEMBAR PENGESAHAN**

**TIPOLOGI SISTEM AKUIFER GUNUNGAPI ADANG DESA LABUANG  
RANO KECAMATAN TAPPALANG BARAT KABUPATEN MAMUJU**

**Makassar, Agustus 2020**

**Disetujui Oleh :**

Pembimbing Utama,



**Syamsuddin, S.Si, M.T**  
**NIP.19740115 200212 1 001**

Pembimbing Pertama,



**Muh. Fawzy Ismullah M., S.Si, M.T**  
**NIP. 19911109 201903 1 010**



## PERNYATAAN KEASLIAN

Dengan ini saya menyatakan bahwa skripsi ini merupakan karya orisinal saya dan sepanjang pengetahuan saya tidak memuat bahan yang pernah dipublikasikan atau ditulis oleh orang lain dalam rangka tugas akhir untuk sesuatu gelar akademik di Universitas Hasanuddin atau di lembaga pendidikan lainnya dimanapun, kecuali bagian yang telah dikutip sesuai kaidah yang berlaku. Saya juga menyatakan bahwa skripsi ini merupakan hasil karya sendiri dan dalam batas tertentu dibantu oleh pihak pembimbing.

Makassar, 17 Agustus 2020

Yang membuat pernyataan,



**Ilham**



## SARI BACAAN

Penelitian ini dilaksanakan di Desa Labuang Rano, Kecamatan Tappalang Barat, Kabupaten Mamuju. Daerah ini memiliki kondisi morfologi yang berbukit-bukit yang merupakan hasil dari rembesan erupsi Gunungapi Adang, dimana potensi air di permukaan tanah sangat kurang sehingga masyarakat di sekitar sulit dalam mengelolah perkebunannya. Maka dari itu perlu di lakukan penelitian untuk mengidentifikasi akuifer di bawah permukaan dengan metode geolistrik. Metode geolistrik yang digunakan dalam penelitian ini adalah metode resistivitas dengan konfigurasi wenner-schlumberger. Penelitian ini menggunakan data sekunder dengan 4 lintasan, panjang masing-masing lintasan 320 meter. Data yang diperoleh berupa nilai resistivitas semu dan beda potensial yang kemudian di olah di Res2DInv untuk menghasilkan penampang 2D. Hasil interpretasi menampilkan bahwa zona akuifer berada di lapisan kedua yang merupakan batuan breksi pada kedalaman yang berbeda-beda dari setiap lintasan mulai dari kedalaman antara 15-45 meter dengan nilai resistivitas 100-200  $\Omega$  m. Lapisan pertama merupakan batu pasir resistivitas <100  $\Omega$  m dan lapisan dasarnya adalah batu andesit resistivitas >200  $\Omega$  m. Berdasarkan jenis lapisannya maka di identifikasikan jenis akuifer pada daerah ini adalah akuifer semi tertekan.

**Kata Kunci** : Gunungapi Adang, Resistivitas, Wenner Schlumberger, Akuifer, kedalaman.



## ABSTRACT

This research was conducted in Labuang Rano Village, West Tappalang District, Mamuju Regency. This area has a hilly morphological condition which is the result of the seepage of the Adang Volcano eruption, where the water potential on the ground is very lacking so that the surrounding community has difficulty managing their plantations. Therefore, it is necessary to conduct research to identify subsurface aquifers using geoelectric methods. The geoelectric method used in this research is the resistivity method with the Wenner-schlumberger configuration. This study uses secondary data with 4 tracks, each length of 320 meters. The data obtained are in the form of pseudo resistivity values and potential differences which are then processed in Res2DInv to produce 2D cross sections. The interpretation results show that the aquifer zone is in the second layer which is breccia rock at different depths from each path starting from a depth of 15-45 meters with an average resistivity value of 100-200  $\Omega$  m. The first layer is sandstone with a resistivity  $<100$   $\Omega$  m and the base layer is andesite stone with a resistivity  $>200$   $\Omega$  m. Based on the type of layer, it is identified that the type of aquifer in this area is semi-confined aquifer.

**Keywords:** Adang Volcano, Resistivity, Wenner Schlumberger, Aquifer, depth.



## KATA PENGANTAR



Tiada kata yang pantas diucapkan kecuali puji syukur kehadiran Allah SWT atas limpahan Rahmat dan Karunia-Nya, Berupa kesehatan, kekuatan dan ilmu pengetahuan sehingga penulis masih dapat memberikan sumbangsinya dalam pengembangan ilmu pengetahuan dengan menyelesaikan penelitian ini, Insya Allah. Salawat dan salam semoga senantiasa tercurahkan kepada baginda Rasulullah Muhammad SAW, manusia dengan akhlaq paling mulia, toladan yang sebenarnya dan menjadi pemimpin di muka bumi ini yang tiada duanya.

Skripsi dengan judul “ **Tipologi Sistem Akuifer Gunungapi Adang, Desa Labuang Rano Kecamatan Tappalang Barat Kabupaten Mamuju**”, yang merupakan tugas akhir untuk melengkapi persyaratan mencapai gelar Sarjana Geofisika pada Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Hasanuddin.

Dalam tulisan ini, penulis menyadari bahwa penyelesaian skripsi ini tidak lepas dari bimbingan, bantuan, dukungan, serta motivasi dari berbagai pihak. Maka dari itu penulis memohon izin pada kesempatan ini untuk menghanturkan ucapan terimakasih yang tak terhingga khususnya kepada kedua orang tua penulis, bapak **Baharuddin** dan ibu **Nurmi** yang telah memberikan kasih sayang, harapan dan doa yang tak henti-

saudaraku yang telah memberi dukungan dan semangat **Irfan, Irmawati, Aulia, Aura, dan Asma** serta keluarga besarku yang selalu mendoakan yang



terbaik untuk penulis. Penulis juga ingin menyampaikan penghormatan dan rasa terima kasih yang tulus serta penghargaan yang sebesar-besarnya kepada :

1. Bapak **Syamsuddin S.Si, M.T** selaku pembimbing utama dan bapak **Muh. Fawzy Ismullah M., S.Si, M.T** selaku pembimbing pertama yang telah memberikan perhatian, bimbingan, nasihat dan masukan-masukan kepada penulis dalam menyelesaikan skripsi ini.
2. Bapak **Dr. Muh. Hamzah, S.Si, M.T** dan bapak **Dr. Ir. Muh. Altin Massinai, M.T, Surv** selaku penguji yang telah memberikan koreksi dan masukan dalam penulisan skripsi ini.
3. **Dr.Muh.Alimuddin Hamzah, M.Eng** selaku Ketua Departemen Geofisika Fakultas MIPA Unhas.
4. Bapak **Dr. Erfan, M.Si** selaku Sekretaris Departemen Geofisika Fakultas MIPA Unhas.
5. Dosen-dosen pengajar yang telah membagikan ilmunya serta memberi bimbingan selama perkuliahan dan menjadi orangtua kedua kami selama di bangku perkuliahan.
6. Staf pegawai Departemen Geofisika Pak **Anto** dan Pak **Putra**, maupun dari Fakultas Pak **Sangkala** dan Pak **Suardi** yang telah banyak membantu.
7. Kak **Papang, Farid**, almarhum kak **Ihzan** (semoga khusnul khotimah, Amin), dan Kak **Arto** ucapan terima kasih dari penulis atas segala bantuan dan bimbingannya dalam proses pengambilan data di lapangan .



8. Teman-teman seperjuangan dari maba Angker'13, **Syarifullah Bundang, Asnur Aziz (Ketua Himpunan Fisika 2015/2016) Bahrul Ulum (Ketua Istiqomah), Reskur (Sekum), Sultan (Kord. Pendidikan), Ardy, Iqbal, Iqlal, Astrid, Ika, Arfah, Asni, Opi, Ruzaini, Sahara, Ningsih, Wahyu (Kord. Humas), Cholid, Irfan(boy), Maher, Nisa, Desi Aulia, Ewi, Harista, Kasmia, Masni, Merisa, Nelli, Uyung, Nurwahida, Raodah, Stiva, Yunita, Tamlicha (kord. Kerohanian), Zulfitriah, Aqra, Dera, Desi Nirmalsari, Yanti, Nurlindah, Rabia, Rasmianti, Selvina, Zuhaa, Mugny (Kord. Dankes), Anca, Fikri, Takdir, Ade, Inna, Dwi, Nike, Fitriah, Fitti, Marhana, Hilda, Ajriah, Minu, Rani, Fatma, Sidar, Yulianti, Azizul (Ketua Angkatan Mipa), Ribas (Ketua Angkatan Fisika), Jayadi, Wahyudin, Husna, Nurfiyah, Rahmi, Suhana, Suarni, Jamriani, Rati (Bendum), Baso, Qomariah, Sudar dan Hena** terima kasih atas kebersamaannya dan dukungan hingga penulis dapat sampai di titik ini, semoga kebersamaan dan rasa kekeluargaan masih bisa terjalin hingga akhir hayat.
9. Teman-Teman MIPA 2013 yang selalu bersama menjaga nama baik KMF MIPA Unhas dan semoga tetap dalam ikatan persaudaraan. Salam **USE YOUR MIND BE THE BEST**
10. Kanda-kanda, Adik-adik 2014,2015,2016,2017 dan 2018 serta Alumni **Himafi MIPA Unhas**, semoga kita tetap dalam naungan kekeluargaan, **JAYALAH HIMAFI FISIKA NAN JAYA .**



11. Kak **Aby**, kak **Alam**, kak **Ruru**, dan kak **Tanto** yang selalu sempat meluangkan waktunya untuk memberikan semangat dan motivasi kepada penulis dalam menyelesaikan penelitiannya (grup WA : *Insya Allah Sarjana*).
12. Kanda-kanda dan adik-adik **EB5**, kak **Zaky**, kak **Fitraz**, kak **Bahar**, kak **Rahman**, kak **Inno**, kak **As'ad**, kak **Gazali**, kak **Dayat Latuconsina**, kak **Jabal**, kak **Ude'** adik **Firman**, dan adik **Jr** yang senantiasa mendoakan, mendukung dan memberikan dorongan, semangat, saat penulisan skripsi.
13. Semua pihak yang tidak sempat penulis sebutkan satu persatu, yang telah banyak memberi bantuan dan kemudahan dalam proses penulisan ini.

Semoga skripsi ini bermanfaat bagi pembaca maupun penulis. Penulis telah mengerahkan segala kemampuan dalam menyelesaikan skripsi ini, namun sebagai manusia yang memiliki kekurangan, penulis menyadari bahwa masih banyak kekurangan dan masih jauh dari kesempurnaan karena sesungguhnya kesempurnaan hanyalah milik Allah SWT. Oleh karena itu, kritik dan saran yang bersifat membangun dari Anda sangat penulis harapkan. Semoga Allah senantiasa melimpahkan Rahmat dan Hidayah-Nya. Amin.

*Wassalamu Alaikum Warahmatullahi Wabarakatuh*



## DAFTAR ISI

<b>LEMBAR SAMPUL</b> .....	i
<b>LEMBAR PENGESAHAN</b> .....	ii
<b>LEMBAR PERNYATAAN</b> .....	iii
<b>SARI BACAAN</b> .....	iv
<b>ABSTRACT</b> .....	v
<b>KATA PENGANTAR</b> .....	vi
<b>DAFTAR ISI</b> .....	x
<b>DAFTAR GAMBAR</b> .....	xii
<b>DAFTAR TABEL</b> .....	xii
<b>BAB I PENDAHULUAN</b> .....	1
I.1 Latar Belakang.....	1
I.2 Ruang Lingkup .....	3
I.3 Tujuan Penelitian.....	4
<b>BAB II TINJAUAN PUSTAKA</b> .....	5
II.1 Geologi Regional Kabupaten Mamuju.....	5
II.2 Air Tanah.....	6
II.2.1 Sifat Batuan sebagai Media Aliran Air.....	6
II.2.2 Tipologi Sistem Akuifer Endapan Gunungapi.....	7
II.3 Sifat Kelistrikan Batuan .....	8
II.3.1 Potensial Listrik Batuan.....	9
II.3.2Konduktifitas Listrik Batuan .....	10
II.4 Metode Geolistrik Tahanan Jenis.....	10
II.4.1 Persamaan Dasar Geolistrik.....	12
II.4.2 Elektroda Arus Tunggal di Dalam Bumi .....	13
II.4.3 Elektroda Arus Tunggal di Permukaan Bumi.....	14
II.4.4 Dua Pasang Elektroda Arus di Permukaan Bumi .....	14



II.4.5 Konsep Tahanan Jenis Semu dan Konfigurasi Elektroda....	16
II.4.6 Konfigurasi Elektroda Metode Resistivitas .....	17
II.4.7 Konfigurasi <i>Wenner Schlumberger</i> .....	18
II.5 Nilai Resistivitas Batuan .....	19
II.6 Teori Dasar Inversi.....	20
II.6.1 Pemodelan Inversi.....	26
II.6.2 Pemodelan ke Depan .....	27
II.6.3 Pemodelan ke Depan Resistivitas 2 Dimensi .....	28
<b>BAB III METODOLOGI PENELITIAN .....</b>	<b>30</b>
III.1 Lokasi Penelitian.....	30
III.2 Alat dan Bahan (Data).....	31
III.2.1 Alat .....	31
III.2.2 Bahan (Data).....	31
III.3 Tahap Penelitian.....	32
III.4 Bagang Alir.....	35
<b>BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN .....</b>	<b>36</b>
IV.1 Hasil.....	36
IV.2 Pembahasan .....	41
<b>BAB V PENUTUP.....</b>	<b>49</b>
V.1 Kesimpulan .....	49
V.2 Saran .....	50
<b>DAFTAR PUSTAKA.....</b>	<b>51</b>
<b>LAMPIRAN</b>	



## DAFTAR GAMBAR

Gambar II.1	Peta Geologi Lokasi Penelitian Lembar Mamuju .....	5
Gambar II.2	Tipologi Sistem Akuifer Endapan Gunungapi .....	8
Gambar II.3	Sumber arus tunggal di permukaan medium homogen isotropis .....	14
Gambar II.4	Dua pasang elektroda arus dan potensial pada permukaan medium homogen isotropis .....	15
Gambar II.5	Susunan umum konfigurasi yang sering digunakan dalam survei resistivitas dan faktor geometrinya.....	18
Gambar II.6	Susunan elektroda konfigurasi <i>Wenner Schlumberger</i> .....	19
Gambar III.1	Peta Lokasi Penelitian.....	30
Gambar IV.1	Peta Lintasan Pengambilan Data .....	36
Gambar IV.2	Penampang resistivitas lintasan 1 .....	38
Gambar IV.3	Penampang resistivitas lintasan 2.....	38
Gambar IV.4	Penampang resistivitas lintasan 3.....	39
Gambar IV.5	Penampang resistivitas lintasan 4.....	40
Gambar IV.6	Hasil penyederhanaan warna kontur perlapisan lintasan 1 .....	41
Gambar IV.7	Hasil penyederhanaan warna kontur perlapisan lintasan 2 .....	43
Gambar IV.8	Hasil penyederhanaan warna kontur perlapisan lintasan 3 .....	45
Gambar IV.9	Hasil penyederhanaan warna kontur perlapisan lintasan 4.....	46

## DAFTAR TABEL

Tabel II.1	Nilai Resistivitas Batuan .....	20
Tabel IV.1	Hasil Inversi Data Semua Penampang Resistivitas Daerah Penelitian.....	40
	2 Jenis Lapisan Daerah Penelitian. ....	48
	3 Sebaran, Kedalaman dan Jenis Akuifer .....	48



# BAB I

## PENDAHULUAN

### I.1 Latar Belakang

Air merupakan sumber kekayaan alam yang sangat dibutuhkan semua orang dalam kehidupan sehari-hari baik secara langsung maupun tidak langsung. Air tanah memiliki peran sangat penting karena merupakan sumber air utama untuk memenuhi kebutuhan hajat hidup orang banyak, seperti air minum, rumah tangga, industri, irigasi, dan pertambangan. Diperkirakan 70% kebutuhan air bersih penduduk dan 90% kebutuhan air industri berasal dari air tanah (Disperindag, 2012).

Air tanah adalah semua air yang terdapat pada lapisan mengandung air (akuifer) di bawah permukaan tanah, termasuk mata air yang muncul di permukaan tanah. Lebih dari 98% dari semua air di daratan tersembunyi di bawah permukaan tanah dalam pori-pori batuan dan bahan-bahan butiran. Sisa 2% terdapat di permukaan, seperti air di sungai dan danau (Febriawan dkk., 2016).

Metode geolistrik digunakan untuk menentukan distribusi sifat-sifat listrik medium bawah permukaan. Pengukuran ini dapat mengestimasi kondisi sifat-sifat listrik bawah permukaan. Kondisi sifat-sifat listrik bawah permukaan ini berhubungan dengan bermacam parameter geologi seperti: jenis mineral, porositas, kandungan air

dan kejenuhan air di dalam batuan (Telford dkk., 1990).



Nilai tahanan jenis dari perlapisan batuan yang telah diketahui dapat digunakan untuk mempelajari jenis material batuan, lapisan bawah permukaan, dan sebaran air bawah permukaan di daerah tersebut. Survey geolistrik ada dua metode pengukuran yaitu Metode *mapping* dan metode *sounding*, Metode *mapping* adalah metode geolistrik yang mempelajari resistivitas di bawah permukaan bumi secara horizontal sedangkan metode *sounding* adalah metode yang mempelajari resistivitas di bawah permukaan bumi secara vertikal. Survey geolistrik metode resistivitas *mapping* dan *sounding* menghasilkan informasi perubahan variasi harga resistivitas baik arah lateral maupun arah vertikal (Azhar dan Handayani, 2004).

Metode geolistrik resistivitas (tahanan jenis) ini memiliki beragam konfigurasi yaitu konfigurasi Wenner, konfigurasi Schlumberger, konfigurasi Wenner-Schlumberger, konfigurasi Pole-Dipole, konfigurasi Dipole-Dipole dsb. Penggunaan metode geolistrik resistivitas (tahanan jenis) ini memerlukan suatu konfigurasi elektroda agar mendapatkan nilai resistivitas (tahanan jenis) batuan yang sesuai dengan tujuan penyelidikan (Vebrianto, 2015).

Desa Labuang Rano adalah desa yang berada di Kecamatan Tapalang Barat Kabupaten Mamuju, secara geografis daerah ini berada di pesisir pantai di bawah bukit hasil rembesan Gunungapi Adang. Masyarakat di Desa Labuang Rano sebagian besar mata pencariannya sebagai nelayan dan perkebunan. Maka kami pandang

perlu dilakukan survey metode geolistrik resistivitas untuk membantu



pengelolaan air tanah di Desa Labuang Rano Kecamatan Tappalang Barat demi keperluan dalam perkebunan dan konsumsi sehari-hari.

## **I.2 Ruang Lingkup**

Ruang lingkup dari penelitian ini adalah identifikasi sebaran akuifer menggunakan geolistrik resistivitas (tahanan jenis) di Desa Labuang Rano, Kecamatan Tappalang Barat, Kabupaten Mamuju. Penelitian ini menggunakan metode geolistrik resistivitas (tahanan jenis) konfigurasi *Wenner Schlumberger*. Menggunakan data sekunder berupa arus, potensial, resistivitas semu, koordinat dan elevasi. Pengolahan data dengan *Software Res2dinv* dan interpretasi data untuk menentukan jenis lapisan, sebaran dan jenis akuifer.



### **I.3 Tujuan Penelitian**

Tujuan dari penelitian ini adalah :

1. Menentukan jenis lapisan bawah permukaan pada daerah penelitian.
2. Mengidentifikasi posisi sebaran akuifer berdasarkan parameter resistivitas (tahanan jenis) pada daerah penelitian.
3. Menentukan jenis akuifer di daerah penelitian.

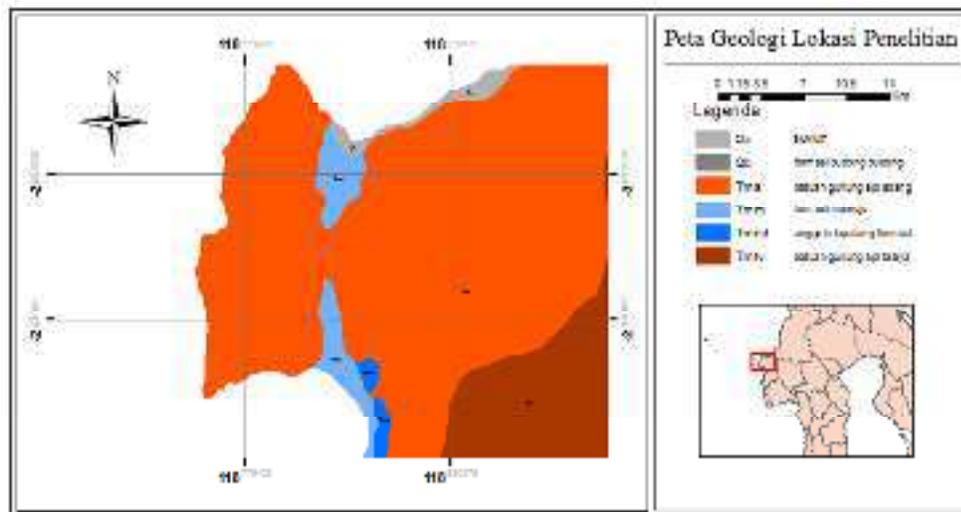


## BAB II

### TINJAUAN PUSTAKA

#### II.1 Geologi Regional Kabupaten Mamuju

Lembar Mamuju dibatasi oleh kordinat  $118^{\circ}30'$  -  $120^{\circ}$  BT dan  $2^{\circ}$  -  $3^{\circ}$  LS, yang luas daratannya 11.305 km<sup>2</sup>. Bagian utara batasnya adalah Lembar Pasangkayu; di umur Lembar Malili; di selatan Lembar Majene dan di barat Selat Makassar. Secara kepamongprajaan, Lembar ini termasuk dalam Kabupaten Mamuju, Kabupaten Majene, Kabupaten Polmas (Polewali-Mamasa), Kabupaten Tator (Tana Toraja) dan Kabupaten Luwu, Propinsi Sulawesi Selatan. (Ratman dan Atmawinata, 1985)



**Gambar II.1** Peta geologi lokasi penelitian lembar Mamuju (Modifikasi Ratman dan Atmawinata, 1985).



Berdasarkan gambar II.1 daerah penyelidikan terpengaruh oleh formasi Batuan Gunungapi Adang (Tma), Formasi ini terdiri tuf lapili, breksi bersisipan lava, batupasir dan batu lempung tufan.

## **II.2 Air Tanah**

Air tanah adalah air yang terdapat dalam lapisan tanah atau batuan di bawah permukaan tanah. Air tanah merupakan sumber air utama bagi makhluk hidup, khususnya bagi manusia. Akan tetapi dari tahun ke tahun persediaan airtanah yang ada di bumi ini kian menipis bahkan dikatakan untuk masa mendatang pesediaan airtanah di bumi ini akan habis jika manusia terus menerus mengeksploitasi airtanah dengan maksimal tanpa memikirkan pengelolaannya (Hendrayana dan Putra, 2008).

### **II.2.1 Sifat Batuan sebagai Media Aliran Air**

Berdasarkan litologinya, akuifer dapat dibedakan menjadi empat macam, yaitu (Massinai dkk., 2019):

#### **1. Akuifer Bebas**

yaitu akuifer dengan hanya memiliki satu lapisan pembatas impermeabel yang terletak di bagian bawahnya

#### **2. Akuifer Tertekan**

adalah akuifer jenuh air yang pada lapisan atas dan lapisan bawahnya memiliki lapisan impermeabel sebagai pembatasnya.



### 3. Akuifer Semi Tertekan

yaitu suatu akuifer jenuh air, dengan bagian atas dibatasi oleh lapisan setengah kedap air (nilai kelulusannya terletak antara akuifer dan akuitar) dan pada bagian bawah dibatasi oleh lapisan impermeabel.

### 4. Akuifer Menggantung

yaitu akuifer yang massa air tanahnya terpisah dari air tanah induk. Dipisahkan oleh suatu lapisan yang relatif impermeabel air yang begitu luas dan terletak di atas daerah jenuh air. Biasanya akuifer ini terletak di atas suatu lapisan formasi geologi yang impermeabel.

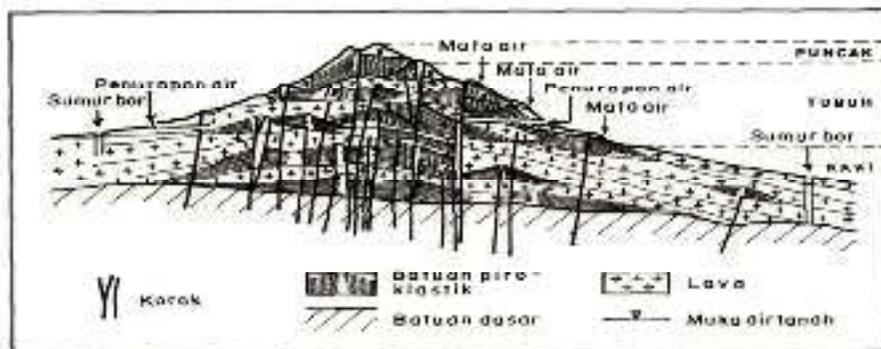
## II.2.2 Tipologi Sistem Akuifer Endapan Gunungapi

Secara morfologi, gunungapi terbagi atas 3 bagian. Sebagaimana terlihat pada Gambar II.3, yaitu daerah puncak dan kawah, daerah tubuh gunungapi dan kaki gunungapi. Pada masing-masing bagian ini, pembentukan dan penyebaran air tanah mempunyai sifat dan karakteristik tertentu.

Keberadaan air tanah di daerah ini umumnya pada batuan yang sangat berpori dan tidak kompak, berselang-seling dengan lapisan-lapisan aliran lava yang umumnya kedap air. Hal ini menyebabkan terakumulasinya air tanah yang cukup besar dan muncul sebagai mata air-mata air dengan debit bervariasi.



Selain sistem media pori, potensi air tanah pada daerah ini dijumpai pula pada akifer-akifer dengan sistem media rekahan yang banyak dijumpai pada lava. Rekahan tersebut terbentuk oleh kekar-kekar yang terjadi akibat proses pada saat pembekuannya ataupun akibat tektonik/vulkanisme. Di beberapa daerah mata air dengan sistem rekahan ini menunjukkan debit yang sangat besar. Sistem akuifer ini terdapat pada tubuh gunungapi dan daerah sekitarnya (Irawan dan Puradimaja, 2012).



**Gambar II.2** Tipologi sistem akuifer endapan gunungapi (Irawan dan Puradimaja 2012).

### II.3 Sifat Kelistrikan Batuan

Batuan merupakan suatu jenis materi sehingga batuan pun memiliki sifat kelistrikan. Sifat kelistrikan batuan adalah karakteristik dari batuan bila dialiri arus listrik ke dalamnya. Arus listrik ini dapat berasal dari alam sendiri akibat terjadinya ketidaksetimbangan atau arus listrik yang sengaja dimasukkan ke dalamnya (Hendrajaya dan Arif, 1988).



### II.3.1 Potensial Listrik Batuan

Potensial listrik alam atau potensial diri disebabkan karena terjadinya kegiatan elektrokimia atau kegiatan mekanik. Faktor pengontrol dari semua ini adalah air tanah. Potensial ini berasosiasi dengan pelapukan mineral pada batuan, perbedaan sifat batuan (kandungan mineral) pada kontak biologi, kegiatan bioelektrik dari material organik, gradian termal dan gradian tekanan. Potensial alam dapat dikelompokkan menjadi empat (Hendrajaya dan Arif, 1988) :

1. Potensial Elektrokinetik, potensial ini timbul bila suatu larutan bergerak melalui medium berpori
2. Potensial diffuse, potensial ini disebabkan bila terjadi perbedaan mobilitas ion dalam larutan yang memiliki konsentrasi berbeda.
3. Potensial Nerust, potensial ini timbul bila suatu elektroda dimasukkan ke dalam larutan homogen
4. Potensial mineralisasi, potensial ini timbul bila dua elektroda logam dimasukkan kedalam larutan homogen. Harga potensial ini paling besar nilainya bila dibanding dengan potensial lainnya. Biasanya potensial timbul pada zona yang mengandung banyak sulfida, graphite dan magnetic.



### II.3.2 Konduktifitas Listrik Batuan

Pada bagian batuan atom-atom terikat secara ionik atau kovalen karena adanya ikatan ini, maka batuan mempunyai sifat menghantarkan arus listrik. Aliran arus listrik dalam batuan dibagi atas 3 macam (Hendrajaya, 1990):

1. Konduksi Elektronik : Konduksi ini adalah tipe normal dari aliran arus listrik dalam batuan atau mineral. Hal ini terjadi jika batuan tersebut mempunyai banyak elektron bebas. Akibatnya arus listrik mudah mengalir dalam batuan.
2. Konduksi Elektrolitit : Konduksi jenis ini banyak terjadi pada batuan atau mineral yang bersifat porous dan pada porinya berisi larutan elektrolit. Dalam hal ini, arus listrik mengalir karena dibawa oleh ion-ion larutan elektrolit. Konduksi dengan cara ini lebih lambat dari pada konduksi elektronik.
3. Konduksi dielektrik: Konduksi terjadi pada batuan yang bersifat dielektrik artinya batuan tersebut mempunyai elektron bebas yang sedikit atau tidak ada sama sekali. Tetapi karena adanya pengaruh medan listrik eksternal, maka elektron dalam atom dipaksa berpindah dan berkumpul berpiasah dengan intinya sehingga terjadi polarisasi. Peristiwa ini sangat tergantung konduktivitas batuan yang bersangkutan.

### II.4 Metode Geolistrik Tahanan Jenis

semua metode resistivitas saat ini menggunakan sumber arus aktif yang  
kan ke dalam tanah melalui titik elektroda. Pengukuran ini dilakukan untuk



mengukur beda potensial di elektroda lainnya di sekitar aliran arus. Hal tersebut untuk menentukan pengaruh tahanan jenis semu bawah permukaan (Telford dkk., 1990).

Metode geolistrik tahanan jenis merupakan metode aktif yang mengalirkan arus listrik ke bawah permukaan. Namun, nilai maksimum beda potensial secara ideal jarang ditemukan karena keadaan bawah permukaan yang begitu kompleks. Kelemahan utamanya adalah memiliki sensitivitas yang tinggi dalam mengukur konduktivitas dekat permukaan atau biasa disebut memiliki *noise* sangat tinggi (Telford dkk., 1990).

Tujuan dari survei geolistrik adalah untuk menentukan distribusi resistivitas bawah permukaan dengan membuat pengukuran di permukaan tanah. Dari pengukuran ini, resistivitas sebenarnya di bawah permukaan dapat diperkirakan. Resistivitas tanah/batuan berhubungan dengan berbagai parameter geologi seperti kandungan mineral, kandungan fluida, porositas dan tingkat saturasi air di batuan. Survei resistivitas listrik telah digunakan di berbagai bidang diantaranya hidrogeologi, pertambangan, investigasi geoteknik dan survei lingkungan (Loke, 2001).

Metode geolistrik resistivitas (tahanan jenis) terbagi menjadi dua macam metode pengukuran, yaitu (Vebrianto, 2015) :

#### 1. Metode Resistivitas (Tahanan Jenis) *Mapping*

Metode resistivitas (tahanan jenis) *mapping* adalah metode geolistrik yang mempelajari resistivitas di bawah permukaan bumi secara horizontal.



2. Metode Resistivitas (Tahanan Jenis) *Sounding*

Metode resistivitas (tahanan jenis) *sounding* adalah metode geolistrik yang mempelajari resistivitas di bawah permukaan secara vertikal.

**II.4.1 Persamaan Dasar Geolistrik**

Konsep dasar pada geolistrik yaitu apabila sebuah medium homogen isotropik dialiri arus listrik, diketahui  $\delta\vec{A}$  adalah elemen permukaan dan  $\vec{j}$  adalah rapat arus ( $A/m^2$ ), maka arus yang terus masuk pada  $\delta\vec{A}$  adalah  $\vec{j} \cdot \delta\vec{A}$ . Rapat arus  $\vec{j}$  dan medan listrik  $\vec{E}$  akan berlaku hubungan berdasarkan hukum Ohm :

$$\vec{j} = \sigma \vec{E} \dots\dots\dots (II.1)$$

Dimana  $\vec{E}$  medan listrik dalam volt/meter dan  $\sigma$  adalah konduktivitas medium dalam siemens per meter (S/m). Medan listrik merupakan gradien dari potensial scalar:

$$\vec{E} = -\vec{\nabla}V \dots\dots\dots (II.2)$$

Persamaan (II.1) di substitusikan ke persamaan (II.2), sehingga di dapatkan :

$$\vec{j} = -\sigma \vec{\nabla} V \dots\dots\dots (II.3)$$

Apabila arusnya stasioner atau dengan kata lain tidak ada arus yang keluar ataupun yang masuk dalam suatu volume, maka dapat ditulis:

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{j} = 0 \dots\dots\dots (II.4)$$

medium homogen isotropik, maka  $\sigma$  adalah konstanta skalar dalam ruang

sehingga persamaan menjadi (Hendrajaya, 1990).

$$\nabla^2 V = 0 \dots\dots\dots (II.4)$$



## II.4.2 Elektroda Arus Tunggal di Dalam Bumi

Dengan mengasumsikan bumi homogen isotropis dan simetri bola, maka potensial  $V$  merupakan fungsi jarak  $r$  saja ( $V = V(r)$ ), maka persamaan Laplace dalam sistem koordinat bola adalah (Telford dkk., 1990) :

$$\nabla^2 V = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left( r^2 \frac{\partial v}{\partial r} \right) \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 v}{\partial \theta^2} = 0 \dots\dots\dots(\text{II.5})$$

Mengingat bumi dianggap homogen dan dalam keadaan statis, maka yang ditinjau hanya sumbu  $r$  saja, maka arah  $\theta$  dan  $\phi$  diabaikan sehingga persamaan di atas menjadi

$$\nabla^2 V = \frac{1}{r^2} \frac{d}{dr} \left( r^2 \frac{dV}{dr} \right) = 0 \dots\dots\dots(\text{II.6})$$

Jika persamaan II.6 diintegalkan dua kali berturut-turut menghasilkan:

$$\int \frac{d}{dr} \left( r^2 \frac{dV}{dr} \right) = 0 \rightarrow r^2 \frac{dV}{dr} = C1 \rightarrow \frac{dV}{dr} = \frac{C1}{r^2} \dots\dots\dots(\text{II.7})$$

Maka solusi akhirnya sebagai berikut :

$$V_{(r)} = -\frac{C1}{r} + C2 \dots\dots\dots(\text{II.8})$$

Dimana  $C1$  dan  $C2$  adalah konstanta. Dengan menerapkan syarat batas bahwa potensial pada jarak tak-hingga berharga nol ( $V = 0, r = \infty$ ), maka  $C2 = 0$ .

$$V_{(r)} = -\frac{C1}{r} \dots\dots\dots(\text{II.9})$$

Apabila sumber arus berada di dalam bumi, maka ekuipotensialnya berbentuk bola, sehingga arus yang mengalir di permukaan bola dengan radius  $r$  adalah:

$$I = A J \quad \text{dengan} \quad J_{(r)} = -\sigma \frac{dV}{dr} \dots\dots\dots(\text{II.10})$$

$$I = 4\pi r^2 \left( -\sigma \frac{dV}{dr} \right) \dots\dots\dots(\text{II.11})$$



Persamaan II.7 di substitusi ke persamaan II.11, Maka diperoleh ;

$$C_1 = -\frac{1}{4\pi\sigma} = -\frac{I\rho}{4\pi} \dots \dots \dots (II.12)$$

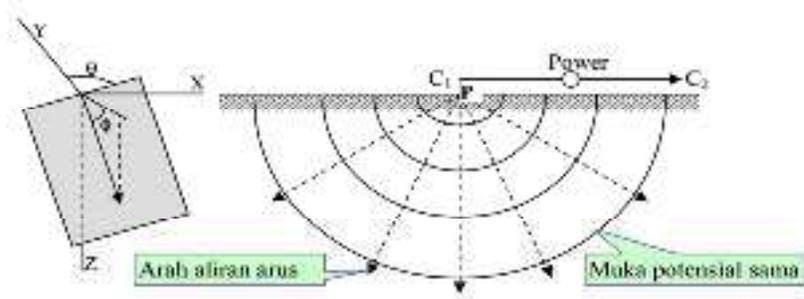
Kemudian, Persamaan II.12 di substitusi ke persamaan II.9, Maka diperoleh :

$$V(r) = \frac{I\rho}{4\pi r} \quad \text{atau} \quad \rho = 4\pi r \frac{V}{I} \dots \dots \dots (II.13)$$

### II.4.3 Elektroda Arus Tunggal di Permukaan Bumi

Apabila kasus sumber arus di permukaan bumi ekuipotensialnya berbentuk setengah bola dengan luas  $2\pi r^2$  seperti pada (Gambar II.4), sehingga potensial di sekitar arus di permukaan menjadi :

$$V(r) = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad \text{atau} \quad \rho = 2\pi r \frac{V}{I} \dots \dots \dots (II.14)$$

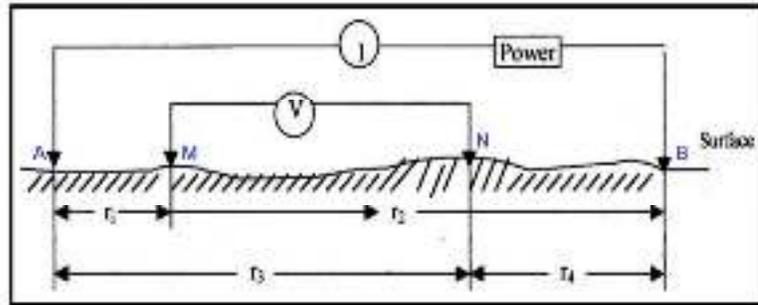


**Gambar II.3** Sumber arus tunggal di permukaan medium homogen isotropis (Loke, 2001)

### II.4.4 Dua Pasang Elektroda Arus di Permukaan Bumi

elektroda memiliki jarak tertentu (Gambar II.5), potensial pada titik di an yang letaknya antara dua elektroda arus, potensial pada setiap titik di an akan di pengaruhi oleh kedua elektroda arus.





**Gambar II.4** Dua pasang elektroda arus dan potensial pada permukaan medium homogen isotropis (Reynolds, 1997)

Untuk menentukan potensial antara dua titik yang ditimbulkan oleh sumber arus listrik A dan B, maka dua elektroda potensial misalnya M dan N ditempatkan di dekat sumber. Potensial di titik M yang ditimbulkan arus A dan B adalah :

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \dots\dots\dots (II.15)$$

Dan di N potensial yang ditimbulkan adalah :

$$V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \dots\dots\dots (II.16)$$

Sehingga beda potensial antara titik M dan N adalah (Telford dkk., 1990):

$$\Delta V = V_M - V_N \dots\dots\dots(II.17)$$

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left\{ \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left( \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right\} \dots\dots\dots(II.18)$$

dengan

$r_1$ : Jarak dari sumber arus A ke titik M

dari sumber arus B ke titik M

dari sumber arus A ke titik N

dari sumber arus B ke titik N



### II.4.5 Konsep Tahanan Jenis Semu dan Konfigurasi Elektroda

Apabila diasumsikan bumi bersifat homogen isotropik, resistivitas yang terukur merupakan resistivitas sebenarnya dan tidak bergantung pada spasi elektroda. Dalam pengukuran geolistrik, objek yang diukur adalah medium batuan yang tidak homogen, sehingga tahanan jenis yang terukur adalah tahanan jenis semu (*apparent resistivitas*). Harga tahanan jenis semu tergantung pada tahanan jenis lapisan-lapisan pembentuk formasi dan sebaran medium sebagai akibat keadaan geologi bawah permukaan serta spasi dan susunan elektroda (Ibrahim, 1990).

Anggapan medium berlapis yang ditinjau misalnya terdiri dari dua lapis dan mempunyai resistivitas berbeda ( $\rho_1$  dan  $\rho_2$ ) dalam pengukuran medium inidianggap medium satu lapis homogen yang memiliki satu harga tahanan jenis yaitu tahanan jenis semu ( $\rho a$ ) (Hendrajaya, 1990).

Pada pengukuran metode geolistrik tahanan jenis yang diukur adalah selisih potensial antara dua elektroda potensial dari kedua elektroda arus, sehingga menghasilkan persamaan sebagai berikut :

$$\rho = \frac{2\pi}{\frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} + \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4}} \frac{\Delta V}{I} \dots\dots\dots (II.19)$$

Nilai tahanan jenis yang diperoleh pada persamaan II.19 merupakan nilai tahanan jenis semu, Sehingga dapat ditulis sebagai berikut:

$$\rho a = K \frac{\Delta V}{I} \dots\dots\dots (II.20)$$



$$K = \frac{2\pi}{\frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} + \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4}} \dots\dots\dots(\text{II.21})$$

$\rho a$  adalah resistivitas semu dan K merupakan faktor geometri yang tergantung oleh konfigurasi elektroda di permukaan (Hendrajaya, 1990).

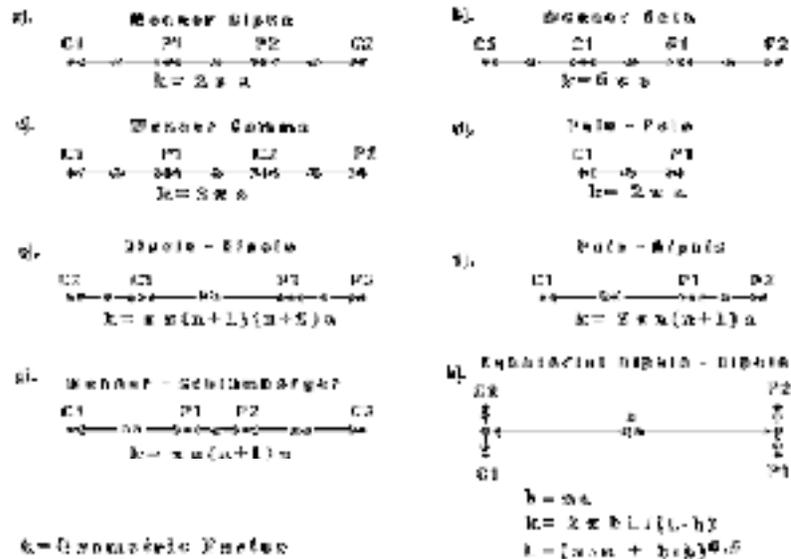
Tahanan jenis batuan sangat dipengaruhi oleh banyaknya fluida yang terkandung di dalam pori batuan beku dan metamorf secara khas memiliki harga resistivitas yang tinggi, bergantung pada presentase rekahan yang terisi oleh air tanah. Sedangkan batuan sedimen yang umumnya lebih porous, memiliki harga resistivitas yang lebih rendah dibandingkan dengan batuan beku dan metamorf (Loke, 2001).

#### II.4.6 Konfigurasi Elektroda Metode Resistivitas (Tahanan Jenis)

Pada metode geolistrik resistivitas (tahanan jenis), arus listrik dialirkan ke dalam bumi melalui dua elektroda arus, kemudian besarnya potensial yang timbul diukur di permukaan bumi melalui dua buah elektroda potensial. Besarnya beda potensial antara kedua elektroda potensial tersebut selain bergantung pada besarnya arus yang dialirkan ke dalam bumi, juga bergantung pada letak kedua elektroda potensial tersebut terhadap letak kedua elektroda arus yang dipakai. Dalam hal ini tercakup juga pengaruh keadaan batuan yang dilewati arus listrik tersebut (Lantu, 2010).

Secara umum beberapa jenis konfigurasi elektroda metode resistivitas (tahanan jenis) yang sering digunakan dalam survei resistivitas (tahanan jenis) dan faktor lainnya (Loke, 2001)





**Gambar II.5** Susunan umum konfigurasi yang sering digunakan dalam survei resistivitas (tahanan jenis) dan faktor geometrinya (Loke, 2001).

Masing-masing konfigurasi elektroda di atas mempunyai kelebihan dan kekurangan. Suatu permasalahan mungkin lebih baik dilakukan dengan suatu macam konfigurasi elektroda, tetapi belum tentu permasalahan tersebut dapat dipecahkan jika digunakan macam konfigurasi yang lainnya. Oleh karena itu, sebelum melakukan pengukuran, harus diketahui dengan jelas tujuannya sehingga kita dapat memilih jenis konfigurasi yang mana yang akan dipakai (Telford dkk., 1990).

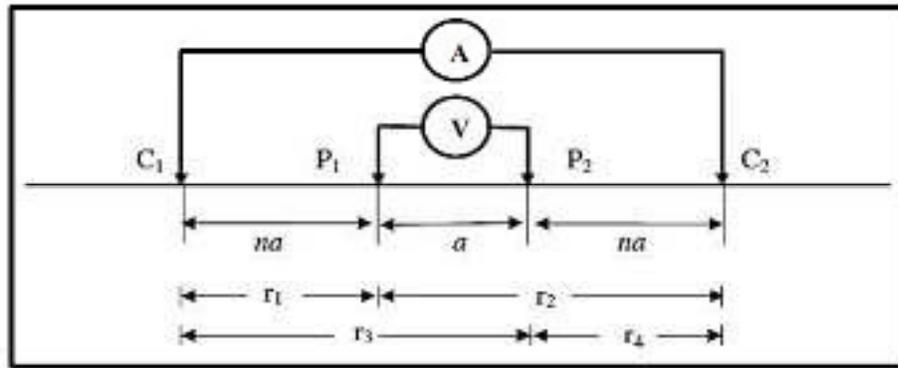
### II.4.7 Konfigurasi *Wenner Schlumberger*

Konfigurasi *Wenner Schlumberger* yang digunakan ketika melakukan pengukuran di

dengan C1 dan C2 adalah elektroda-elektroda arus, P1 dan P2 adalah



elektroda-elektroda potensial,  $a$  adalah spasi elektroda,  $n$  adalah perbandingan jarak antara elektroda  $C_1$  dan  $P_1$  dengan spasi  $a$  seperti diilustrasikan pada (Gambar II.8)



**Gambar II.6** Susunan elektroda konfigurasi *Wenner Schlumberger* (Loke, 2001).

- |               |                               |                |
|---------------|-------------------------------|----------------|
| $C_1$ & $C_2$ | : Elektroda Arus              | $r_1 = na$     |
| $P_1$ & $P_2$ | : Elektroda Potensial         | $r_2 = a + na$ |
| $a$           | : Spasi elektroda terkeci (m) | $r_3 = na + a$ |
|               |                               | $r_4 = na$     |

Sehingga untuk konfigurasi Wenner Schlumberger, rumus untuk menghitung faktor geometrinya menjadi (Loke, 2001):

$$K = \pi n (n + 1) a \dots \dots \dots (II.22)$$

**II.5 Nilai Resistivitas Batuan**

Nilai resistivitas batuan tergantung dari derajat kekompakan dan besarnya presentase fluida yang mengisi batuan. Bagaimanapun nilai dari beberapa jenis biasanya overlap. Hal ini disebabkan karena resistivitas dari batuan



dipengaruhi oleh beberapa faktor yaitu : kandungan lempung, ketersediaan air tanah, jenis dan karakteristik fisik batuan, mineralogi batuan, dan sebagainya.

Tabel II.1 Nilai resistivitas batuan (Sedana dkk., 2015)

No.	Jenis Batuan	Resistivitas ( $\Omega.m$ )
1	Lempung	1 – 100
2	Lanau	10 - 200
3	Batu Lempur	3 - 70
4	Kuarsa	$10 - 2 \times 10^8$
5	Batu Pasir	1 – 1.000
6	Batu Kapur	100 – 500
7	Lava	$100 - 5 \times 10^4$
8	Air Tanah	0.5 - 300
9	Breksi	75 – 200
10	Andesit	100 - 200
11	Tufa	20 – 100
12	Konglomerat	$2 \times 10^3 - 10^4$

## II.6 Teori Dasar Inversi

Proses inversi adalah suatu proses pengolahan data lapangan yang melibatkan teknik penyelesaian matematika dan statistik untuk mendapatkan informasi yang berguna mengenai distribusi sifat fisis objek di bawah permukaan (Supriyanto, 2007). Pada metode inversi geofisika, model yang dicari berupa representasi matematika bagian dari bumi yang memberi respons yang sesuai dengan hasil pengukuran yang kemudian model tersebut didiskritisasi. Diskritisasi model dapat dilakukan dengan tiga cara, pertama membagi model menjadi blok-blok kecil yang lebarnya sama dengan jarak terkecil antara elektroda. Selanjutnya, membagi model menjadi blok-blok yang

berapa lapisan pertamanya dibagi dua secara vertikal maupun horisontal dari g pertama. Dan tahap ketiga, blok-blok yang pada beberapa lapisan



pertamanya hanya dibagi dua secara horizontal saja. Hal ini disebabkan resolusi metode resistivitas berkurang dengan bertambahnya kedalaman, maka lebih efektif jika blok yang dibagi dua hanya lapisan pertama dan kedua saja (Loke, 2004).

Setiap titik pada diskritasi model tersebut kemudian diberikan suatu parameter berupa nilai resistivitas yang nilainya sama dengan yang diinginkan oleh penginversi juga hasil pengukuran. Sedangkan respon model merupakan data sintetik yang dihitung dengan hubungan secara matematika berdasarkan pada model yang dengan parameter yang dimilikinya. Hubungan antara model dan respon model baik untuk model dua dimensi maupun model tiga dimensi dapat diselesaikan dengan menggunakan metode *finite difference* (loke, 2004).

Pada metode optimasi, sebuah model awal dimodifikasi dengan metode iterasi hingga beda antara respon model dan hasil pengukuran dapat direduksi (Loke, 2004). Data yang terukur dapat ditulis dalam sebuah vektor kolom  $y$ :

$$y = col(y_1, y_2, \dots, y_m) \dots \dots \dots (II.23)$$

Dimana  $m$  adalah banyaknya pengukuran. Respon model  $f$  dapat ditulis dengan cara yang sama dalam bentuk:

$$f = col(f_1, f_2, \dots, f_m) \dots \dots \dots (II.24)$$

Pada nilai resistivitas, lebih mudah digunakan logaritma dari nilai *true resistivitas* untuk hasil pengukuran respon model dan parameter model. Parameter model dapat

ntasikan oleh vektor  $q$  berikut ini:

$$q = col(q_1, q_2, \dots, q_n) \dots \dots \dots (II.25)$$



Dimana  $n$  adalah banyaknya parameter model. Dan beda antara hasil pengukuran dan respon model diberikan oleh persamaan :

$$g = y - f \dots\dots\dots(\text{II.26})$$

Pada metode optimasi *least square*, model awal dimodifikasi hingga jumlah kuadrat kesalahan  $E$  dari selisih antara respon model dan hasil pengukuran dapat diperkecil:

$$E = g^T g \dots\dots\dots(\text{II.27})$$

Untuk mengurangi kesalahan pada persamaan II.26 maka persamaan Gauss-Newton (persamaan II.27) digunakan untuk menentukan perubahan dalam parameter model yang seharusnya dapat mengurangi jumlah kuadrat kesalahan.

$$J^T J \Delta q_j = J^T g; \Delta q = (J^T J)^{-1} J^T g \dots\dots\dots(\text{II.28})$$

Dimana  $\Delta q$  adalah vector perubahan parameter model dan  $J$  adalah turunan parsial pada matriks Jacobian. Elemen matriks jacobian diberikan oleh persamaan:

$$J_{ij} = \frac{\partial f_i}{\partial q_j} \dots\dots\dots (\text{II.29})$$

Persamaan II.39 merepresentasikan perubahan model pada respon model ke- $i$  ( $i^{\text{th}}$  parameter model) yang disebabkan oleh karena perubahan parameter model ke- $j$  ( $j^{\text{th}}$  model parameter). Setelah melakukan perhitungan vektor perubahan parameter, maka didapatkan sebuah model baru yang diperoleh dari persamaan II.30.

$$q_{j+1} = q_j + \Delta q_j \dots\dots\dots(\text{II.30})$$

ikasinya, persamaan kuadrat terkecil sederhana (persamaan II.28) jarang n secara independen pada proses inversi geofisika. Pada beberapa kondisi duk matriks mungkin bernilai tunggal, sehingga persamaan kuadrat terkecil



tidak memiliki penyelesaian untuk  $\Delta q$ . Terdapat masalah umum lainnya bahwa produk matriks  $J^T J$  mendekati tunggal (singular).

Hal ini dapat disebabkan apabila model awal yang buruk yang sangat berbeda dengan model optimum yang digunakan. Perubahan parameter vektor dihitung dengan menggunakan persamaan II.28 dapat memiliki komponen yang terlalu besar, sehingga model baru yang dihitung menyebabkan memiliki nilai yang tidak realistis. Salah satu metode untuk menghindari masalah tersebut adalah dengan menggunakan modifikasi MarquardtLevenberg (Loke, 2004) untuk persamaan Gauss-Newton yang dalam bentuk persamaan II.31 :

$$(J^T J + \lambda I) \Delta q_j = J^T g \dots \dots \dots (II.31)$$

Dengan

$$\Delta q = [J^T J + \lambda I]^{-1} J^T g$$

dimana I adalah matriks identitas. Faktor pengali  $\lambda$  disebut sebagai faktor *Marquard* atau dengan istilah *damping factor* dan metode ini disebut juga sebagai *the ridge regression method* (Loke, 2004). *Damping factor* secara efektif membatasi range nilai sehingga komponen-komponen vector parameter perubahan dan mengikutsertakan  $\Delta q$  dalam perhitungan.

Pada metode Gauss Newton (persamaan II.28), saat perhitungan berusaha meminimalkan jumlah kuadrat pada perbedaan vektor dan modifikasi metode

*dt-Levenberg* juga meminimalkan kombinasi dari besarnya perbedaan vektor meter perubahan vektor. Metode ini telah berhasil digunakan dalam inversi



data resistivitas *sounding* dimana model terdiri dari beberapa lapisan-lapisan. Namun ketika jumlah parameter model sangat besar, seperti model inversi dua dimensi dan tiga dimensi yang terdiri dari banyaknya sel-sel yang berupa kotak-kotak, maka model yang dihasilkan oleh metode *Marquardt-Levenberg* dapat memiliki distribusi resistivitas yang berada pada daerah yang bernilai resistivitas rendah atau resistivitas tinggi yang tidak merepresentasikan kondisi sebenarnya. (Loke, 2004).

Permasalahan ini dapat di atasi, persamaan kuadrat terkecil Gauss-Newton dimodifikasi lebih sehingga dapat meminimalkan variasi-variasi spasial pada parameter-parameter model tersebut. Metode kuadrat terkecil *smoothness-constraint* (Loke, 2004) terdapat dalam bentuk persamaan II.32 :

$$(J^T J + \lambda F) \Delta q_j = J^T g - \lambda F q_j \dots \dots \dots (II.32)$$

dengan,

$$\Delta q = [J^T J + \lambda F]^{-1} J^T g$$

$$F = \alpha_x C_x^T C_x + \alpha_y C_y^T C_y + \alpha_z C_z^T C_z$$

dan  $C_x$ ,  $C_y$ , dan  $C_z$  merupakan matriks (*smoothing matrices*) pada arah  $x, y, z$  dan  $\alpha_x$ ,  $\alpha_y$ ,  $\alpha_z$  suatu besaran nilai relatif yang diberikan pada pada arah  $x, y, z$ .

$F = \alpha_x C_x^T C_x + \alpha_y C_y^T C_y + \alpha_z C_z^T C_z$  dapat digunakan untuk meminimalkan kuadrat perubahan spasial atau *roughness* pada nilai resistivitas model. Metode ini

merupakan metode optimasi *smoothness-constrained normalisasi  $l_2$*  (*norm* *smoothness-constrained optimization method*). Metode ini cenderung menyebabkan model dengan variasi nilai resistivitas yang *smooth*.



Metode pendekatan ini dapat diterima jika resistivitas di bawah permukaan yang sebenarnya bervariasi dengan sifat yang halus dan bergradasi pada kondisi bawah permukaan yang sesungguhnya. Pada beberapa kasus, kondisi geologi di bawah permukaan terdiri dari sejumlah daerah yang secara internal hampir homogen tetapi dengan batas-batas yang tajam (*sharp boundaries*) antara wilayah yang berbeda. Untuk kasus seperti tersebut, persamaan inversi II.32 dapat dimodifikasi untuk meminimalkan perubahan secara absolut pada nilai resistivitas model (Loke, 2004), sehingga terkadang dapat memberikan hasil model bawah permukaan yang signifikan lebih baik. Metode ini secara umum dikenal sebagai metode optimasi normalisasi *smoothness-constrained* (*norm smoothness-constrained optimization method*) atau lebih dikenal juga sebagai metode inversi blok (*blocky inversion method*). Salah satu metode yang sederhana untuk menerapkan normalisasi  $l_1$  adalah dengan menggunakan formulasi kuadrat terkecil yang dikenal sebagai metode kuadrat iterasi reweighted atau *iteratively reweighted least-squares method* (Loke, 2004). Persamaan II.32 dapat dimodifikasi menjadi persamaan II.34 :

$$(J^T J + \lambda F_R) \Delta q_j = J^T R_d g - \lambda F_R q_k \dots \dots \dots (II.33)$$

dengan,

$$\Delta q = [J^T J + \lambda F_R]^{-1} J^T g$$

$$F_R = \alpha_x C_x^T R_m C_x + \alpha_y C_y^T R_m C_y + \alpha_z C_z^T R_m C_z$$

$C_d$  dan  $R_m$  adalah *weighting matrices* sehingga elemen-elemen yang berbeda yang tidak sesuai (data misfit) dan vektor-vektor model yang roughness



diberikan bobot yang sama dalam proses inversi. Persamaan II.33 menyediakan suatu cara yang dapat dimodifikasi lebih lanjut jika dibutuhkan yang termasuk informasi mengenai geologi di bawah permukaan. Sebagai contoh, jika diketahui bahwa variasi resistivitas di bawah permukaan kemungkinan terbatas pada wilayah tertentu (*limited zone*), maka nilai faktor peredaman  $\lambda$  (Loke, 2004) dapat diubah sedemikian rupa sehingga perubahan yang lebih signifikan diperbolehkan pada kondisi wilayah tersebut.

### II.6.1 Pemodelan Inversi

Pemodelan inversi (*inverse modeling*) adalah parameter model yang diperoleh secara langsung dari data. Menke (1984) mendefinisikan teori inversi sebagai suatu kesatuan teknik atau metode matematika dan statistika untuk memperoleh informasi yang berguna mengenai suatu sistem fisika berdasarkan observasi terhadap sistem tersebut. Sistem fisika yang dimaksud adalah fenomena yang kita tinjau, hasil observasi terhadap sistem adalah data sedangkan informasi yang ingin diperoleh dari data adalah model atau parameter model (Grandis, 2009).

Proses inversi yaitu melakukan analisis terhadap data lapangan dengan cara melakukan *curve fitting* (pencocokan kurva) antara model matematika dan data lapangan. Tujuan dari proses inversi adalah untuk mengestimasi parameter fisis

yang tidak diketahui sebelumnya (*unknown parameter*). Proses inversi terbagi level-level tertentu mulai dari yang paling sederhana seperti fitting garis untuk



data seismik refraksi sampai kepada level yang rumit seperti tomografi akustik dan *matching* (pencocokan) kurva resistivitas yang multidimensi.

Kesesuaian antara respons model dengan data pengamatan umumnya dinyatakan oleh suatu fungsi objektif yang harus diminimumkan. Proses pencarian minimum fungsi objektif tersebut berasosiasi dengan proses pencarian model optimum. Jika suatu fungsi mencapai minimum maka turunannya terhadap variabel yang tidak diketahui di titik minimum tersebut berharga nol. Karakteristik minimum suatu fungsi tersebut digunakan untuk pencarian parameter model. Secara umum, model dimodifikasi sedemikian hingga respons model menjadi *fit* dengan data. Proses tersebut jelas bahwa pemodelan inversi hanya dapat dilakukan jika hubungan antara data dan parameter model (fungsi pemodelan ke depan) telah diketahui (Grandis, 2009).

### II.6.2 Pemodelan ke Depan

Pemodelan ke depan (*forward modeling*) menyatakan proses perhitungan “data” yang secara teoritis akan teramati di permukaan bumi jika diketahui harga parameter model bawah permukaan tertentu. Perhitungan data teoritis tersebut menggunakan persamaan matematik yang diturunkan dari konsep fisika yang mendasari fenomena yang ditinjau. Pemodelan data geofisika akan dicari suatu model yang menghasilkan respons yang cocok atau *fit* dengan data pengamatan atau data lapangan. Dengan

, model tersebut dapat dianggap mewakili kondisi bawah permukaan di pengukuran data (Grandis, 2009).



Hubungan antara data dengan parameter model secara umum dapat dinyatakan oleh persamaan berikut (Grandis, 2009) :

$$d = g(m) \dots \dots \dots (II.34)$$

dengan  $g$  adalah suatu fungsi pemodelan kedepan yang merupakan fungsi non-linear dari parameter model,  $d$  merupakan data pengukuran dan  $m$  adalah model bawah permukaan.

### II.6.3 Pemodelan ke Depan Resistivitas 2 Dimensi

Tahap *processing* data *apparent resistivity* dan *apparent chargeability* terdiri dari proses inversi data dengan menggunakan perangkat lunak Res2DInv yang kemudian menginterpolasi data sehingga didapatkan nilai resistivitas dan chargeabilitas yang sebenarnya, Res2DInv adalah program komputer yang secara otomatis akan menentukan dua-dimensi (2-D) model resistivitas dibawah permukaan dari data yang diperoleh hasil survei geolistrik (Loke, 2014).

Tahap selanjutnya yaitu menganalisis penampang dua dimensi hasil inversi oleh perangkat lunak berdasarkan nilai resistivitas, chargeabilitas dan zona alterasi. Perangkat lunak Res2DInv menggunakan algoritma *Least Square* saat proses dilakukan. (Loke, 2004), menyatakan bahwa algoritma *Least Square* dalam perangkat lunak Res2DInv terdiri atas dua macam algoritma, yakni:



*Standard Smoothness-Constrain Least Square Inversion*, digunakan untuk zona dengan batas antar material cenderung gradual atau tidak

memiliki kontak yang tajam.

- b. *Robust Constrain Least Square Inversion*, digunakan untuk zona dengan batas kontak antar material yang tajam misalnya zona patahan atau kontak batuan intrusif-lapisan mineral logam.

Res2DInv dikembangkan untuk meginterpolasi dan menampilkan kumpulan data besar (sekitar 200 hingga 100.000 titik data) dengan jumlah elektroda (sekitar 25 hingga 16.000 elektroda). Survei biasanya dilakukan dengan sistem di mana elektroda disusun sepanjang garis dengan jarak konstan antara elektroda yang berdekatan. Model 2-D yang dihasilkan oleh Res2DInv terdiri dari sejumlah besar blok persegi panjang proses interpolasi data set, Sebaran dan ukuran blok secara otomatis dihasilkan oleh software berdasarkan analisis matematik menggunakan distribusi titik data sebagai acuan awal. Kedalaman dari baris bawah blok ditetapkan kira-kira sama dengan kedalaman objek investigasi dari titik data dengan jarak elektroda (Edward, 1977).

