

**SKRIPSI**

**ANALISIS HIDROGEOLOGI BERDASARKAN NILAI  
RESISTIVITAS MENGGUNAKAN METODE  
GEOLISTRIK DI KABUPATEN POLEWALI  
MANDAR, SULAWESI BARAT**

**Disusun dan diajukan oleh:**

**HAZYIM MANSUR  
D111 20 1039**



**PROGRAM STUDI SARJANA TEKNIK PERTAMBANGAN  
FAKULTAS TEKNIK  
UNIVERSITAS HASANUDDIN  
GOWA  
2024**

**LEMBAR PENGESAHAN SKRIPSI**

**ANALISIS HIDROGEOLOGI BERDASARKAN NILAI  
RESISTIVITAS MENGGUNAKAN METODE  
GEOLISTRIK DI KABUPATEN POLEWALI  
MANDAR, SULAWESI BARAT**

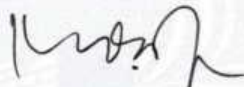
Disusun dan diajukan oleh

**Hazyim Mansur  
D111201039**

Telah dipertahankan di hadapan Panitia Ujian yang dibentuk dalam rangka Penyelesaian Studi Program Sarjana Program Studi Sarjana Teknik Pertambangan Fakultas Teknik Universitas Hasanuddin Pada tanggal 13 Agustus 2024 dan dinyatakan telah memenuhi syarat kelulusan

Menyetujui,

Pembimbing Utama,



Dr. Eng. Ir. Muhammad Ramli, M.T.  
NIP. 196807181993091001

Ketua Program Studi,



Dr. Ir. Aryanti Virtanti Anas, S.T., M.T.  
NIP. 197010052008012026



## PERNYATAAN KEASLIAN

Yang bertanda tangan di bawah ini:

Nama : Hazyim Mansur  
NIM : D111201039  
Program Studi : Teknik Pertambangan  
Jenjang : S1

Menyatakan dengan ini bahwa karya tulisan saya berjudul

{Analisis Hidrogeologi Berdasarkan Nilai Resistivitas Menggunakan Metode Geolistrik di Kabupaten Polewali Mandar, Sulawesi Barat}

Adalah karya tulisan saya sendiri dan bukan merupakan pengambilan alihan tulisan orang lain dan bahwa skripsi yang saya tulis ini benar-benar merupakan hasil karya saya sendiri.

Semua informasi yang ditulis dalam skripsi yang berasal dari penulis lain telah diberi penghargaan, yakni dengan mengutip sumber dan tahun penerbitannya. Oleh karena itu semua tulisan dalam skripsi ini sepenuhnya menjadi tanggung jawab penulis. Apabila ada pihak manapun yang merasa ada kesamaan judul dan atau hasil temuan dalam skripsi ini, maka penulis siap untuk diklarifikasi dan mempertanggungjawabkan segala resiko.

Segala data dan informasi yang diperoleh selama proses pembuatan skripsi, yang akan dipublikasi oleh Penulis di masa depan harus mendapat persetujuan dari Dosen Pembimbing.

Apabila dikemudian hari terbukti atau dapat dibuktikan bahwa sebagian atau keseluruhan isi skripsi ini hasil karya orang lain, maka saya bersedia menerima sanksi atas perbuatan tersebut.

Gowa, 13 Agustus 2024

Yang Menyatakan



Hazyim Mansur



## ABSTRAK

**HAZYIM MANSUR.** *Analisis Hidrogeologi Berdasarkan Nilai Resistivitas Menggunakan Metode Geolistrik di Kabupaten Polewali Mandar, Sulawesi Barat* (dibimbing oleh Dr. Eng. Ir Muhammad Ramli, MT)

Air merupakan sumber daya alam penting bagi kehidupan di Bumi. Salah satu sumber air utama adalah air tanah. Persediaan air tanah di Indonesia cukup melimpah, namun distribusinya tidak merata dan bergantung pada kondisi geologi serta curah hujan di suatu wilayah. Potensi keberadaan air tanah dapat diketahui dari hasil analisis eksplorasi air tanah dengan menggunakan metode geolistrik. Penelitian ini dilakukan untuk menganalisis kondisi air tanah pada Kabupaten Polewali Mandar, Provinsi Sulawesi Barat yang terbagi menjadi delapan belas titik penelitian, menggunakan metode geolistrik resistivitas dengan konfigurasi *Schlumberger*. Hasil interpretasi lapisan batuan bawah permukaan pada daerah penelitian ditemukan beberapa lapisan yaitu Lempung, Batupasir, Pasir, batupasir tufaan, Lanau, Batulanau pasiran, Batugamping, Batugamping pasiran, Batuserpih, Breksi vulkanik, Lava basal, Lava andesit, Tufa vulkanik, Tufa breksi, Granit, Diorit, Syenit, dan Granodiorit. Hasil analisis lapisan akuifer menunjukkan terdapat dua jenis lapisan akuifer yaitu akuifer bebas yang terletak pada elevasi 41 meter hingga 5 m dengan ketebalan rata-rata 30 m dan pada elevasi 18,8 m hingga -14,9 m dengan ketebalan rata-rata 10 m serta lapisan akuifer tertekan pada elevasi 4 m hingga -134 m dengan ketebalan lapisan rata-rata ketebalan lapisan 60 m.

Kata Kunci: Air tanah, Akuifer, Geolistrik



## ABSTRACT

**HAZYIM MANSUR.** *Hydrogeological Analysis Based on Resistivity Values Using Geoelectric Method in Polewali Mandar Regency, West Sulawesi (supervised by Dr. Eng. Ir Muhammad Ramli, MT)*

*Water is an essential natural resource for life on Earth. One of the main sources of water is groundwater. In Indonesia, groundwater supply is quite abundant, but its distribution is uneven and depends on geological conditions and rainfall in a given region. The potential presence of groundwater can be determined through groundwater exploration analysis using the geoelectric method. This study was conducted to analyze groundwater conditions in Polewali Mandar Regency, West Sulawesi Province, which is divided into eighteen research points, using the geoelectric resistivity method with the Schlumberger configuration. The interpretation results of the subsurface rock layers in the study area identified several layers, including Clay, Sandstone, Sand, Tuffaceous Sandstone, Silt, Silty Sandstone, Limestone, Sandy Limestone, Shale, Volcanic Breccia, Basalt Lava, Andesite Lava, Volcanic Tuff, Tuff Breccia, Granite, Diorite, Syenite, and Granodiorite. The analysis of the aquifer layers showed the presence of two types of aquifer layers: an unconfined aquifer located at an elevation of 41 meters to 5 meters with an average thickness of 30 meters, and at an elevation of 18.8 meters to -14.9 meters with an average thickness of 10 meters; and a confined aquifer at an elevation of 4 meters to -134 meters with an average layer thickness of 60 meters.*

*Keywords: Groundwater, Aquifer, Geoelectric*



## DAFTAR ISI

LEMBAR PENGESAHAN SKRIPSI .....	i
PERNYATAAN KEASLIAN.....	ii
ABSTRAK .....	iii
ABSTRACT .....	iv
DAFTAR ISI.....	v
DAFTAR GAMBAR .....	vi
DAFTAR TABEL.....	viii
DAFTAR SINGKATAN DAN ARTI SIMBOL .....	ix
DAFTAR LAMPIRAN.....	x
KATA PENGANTAR .....	xi
BAB I PENDAHULUAN .....	1
1.1 Latar Belakang .....	1
1.2 Rumusan Masalah .....	2
1.3 Tujuan Penelitian .....	2
1.4 Manfaat Penelitian .....	2
1.5 Ruang Lingkup.....	3
BAB II TINJAUAN PUSTAKA.....	4
2.1 Air Tanah .....	4
2.2 Akuifer .....	9
2.3 Metode Geolistrik .....	13
2.4 Resistivitas Batuan.....	22
BAB III METODE PENELITIAN.....	28
3.1 Lokasi Penelitian.....	28
3.2 Pengambilan Data .....	30
3.3 Pengolahan Data .....	34
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN .....	41
4.1 Kondisi Daerah Penelitian .....	41
4.2 Interpretasi Data Geolistrik.....	42
4.3 Penampang Titik Geolistrik .....	80
4.4 <i>Fence Diagram</i> Titik Geolistrik.....	85
BAB V KESIMPULAN DAN SARAN.....	86
5.1 Kesimpulan .....	86
5.2 Saran.....	86
DAFTAR PUSTAKA .....	87



## DAFTAR GAMBAR

Gambar 1	Klasifikasi air tanah berdasarkan kedalamannya .....	5
Gambar 2	Diagram posisi <i>relative</i> beberapa istilah yang berkaitan dengan air bawah permukaan.....	6
Gambar 3	Klasifikasi lapisan batuan berdasarkan perilaku terhadap air .....	10
Gambar 4	Jenis-jenis akuifer.....	12
Gambar 5	Rangkaian listrik sederhana resistansi.....	15
Gambar 6	Rangkaian listrik .....	16
Gambar 7	Aliran dari suatu sumber arus dalam bumi yang homogen <i>isotropic</i> .....	17
Gambar 8	Konfigurasi <i>Schlumberger</i> .....	19
Gambar 9	Susunan elektroda arus dan potensial dalam pengukuran resistivitas metode <i>Wenner</i> .....	19
Gambar 10	Susunan elektroda arus dan potensial metode <i>Dipole-Dipole</i> .....	20
Gambar 11	Rentang nilai resistivitas beberapa batuan .....	26
Gambar 12	Peta tunjuk lokasi penelitian .....	30
Gambar 13	Proses orientasi lapangan .....	31
Gambar 14	Proses pemasangan patok elektroda .....	32
Gambar 15	Proses penyambungan <i>resistivity meter</i> dengan kabel serabut <i>roll</i> ....	32
Gambar 16	Melakukan pengukuran awal .....	33
Gambar 17	Mencatat nilai hasil pembacaan <i>resistivity meter</i> .....	33
Gambar 18	Data hasil penelitian pada <i>Microsoft Excel</i> .....	34
Gambar 19	Grafik hubungan resistivitas semu dengan konfigurasi elektroda ....	35
Gambar 20	Memasukkan data pada <i>software IPI2win</i> .....	35
Gambar 21	Tampilan kurva log awal.....	36
Gambar 22	Kurva hasil pengolahan data .....	36
Gambar 23	Memasukkan data koordinat dan elevasi setiap titik penelitian.....	37
Gambar 24	Menambahkan data litologi tiap titik penelitian.....	37
Gambar 25	Model litologi pada titik penelitian .....	38
Gambar 26	Garis penampang titik penelitian.....	38
Gambar 27	<i>Cross section</i> titik-titik penelitian .....	39
Gambar 28	<i>Fence diagram</i> titik-titik penelitian.....	39
Gambar 29	Bagan alir penelitian.....	40
Gambar 30	Peta geologi daerah penelitian.....	42
Gambar 31	Kurva pengolahan data GL-01 .....	44
Gambar 32	Model litologi pada titik GL-01 .....	45
Gambar 33	Kurva pengolahan data GL-02 .....	46
Gambar 34	Model litologi pada titik GL-02 .....	47
Gambar 35	Kurva pengolahan data GL-03 .....	48
Gambar 36	Model litologi pada titik GL-03 .....	49
Gambar 37	Kurva pengolahan data GL-04 .....	50
Gambar 38	Model litologi pada titik GL-04 .....	51
Gambar 39	Kurva pengolahan data GL-05 .....	52
Gambar 40	Model litologi pada titik GL-05 .....	53
Gambar 41	Kurva pengolahan data GL-06 .....	54
Gambar 42	Model litologi pada titik GL-06 .....	55



Gambar 47 Kurva pengolahan data GL-07 .....	56
Gambar 48 Model litologi pada titik GL-07 .....	57
Gambar 51 Kurva pengolahan data GL-08 .....	58
Gambar 52 Model litologi pada titik GL-08 .....	59
Gambar 49 Kurva pengolahan data GL-09 .....	60
Gambar 50 Model litologi pada titik GL-09 .....	61
Gambar 53 Kurva pengolahan data GL-10 .....	62
Gambar 54 Model litologi pada titik GL-10 .....	64
Gambar 55 Kurva pengolahan data GL-11 .....	65
Gambar 56 Model litologi pada titik GL-11 .....	66
Gambar 59 Kurva pengolahan data GL-12 .....	67
Gambar 60 Model litologi pada titik GL-12 .....	68
Gambar 61 Kurva pengolahan data GL-13 .....	69
Gambar 62 Model litologi pada titik GL-13 .....	70
Gambar 37 Kurva pengolahan data GL-14 .....	71
Gambar 38 Model litologi pada titik GL-14 .....	72
Gambar 39 Kurva pengolahan data GL-15 .....	73
Gambar 40 Model litologi pada titik GL-15 .....	74
Gambar 43 Kurva pengolahan data GL-16 .....	75
Gambar 44 Model litologi pada titik GL-16 .....	76
Gambar 41 Kurva pengolahan data GL-17 .....	77
Gambar 42 Model litologi pada titik GL-17 .....	78
Gambar 63 Kurva pengolahan data GL-18 .....	79
Gambar 64 Model litologi pada titik GL-18 .....	80
Gambar 67 <i>Cross section</i> 1 .....	81
Gambar 68 <i>Cross section</i> 2 .....	82
Gambar 69 <i>Cross section</i> 3 .....	83
Gambar 70 <i>Cross section</i> 4 .....	84
Gambar 71 <i>Fence diagram</i> .....	85
Gambar 72 Dokumentasi pengukuran pada titik GL-05 .....	110
Gambar 73 Dokumentasi pengukuran pada titik GL-07 .....	110
Gambar 74 Dokumentasi pengukuran pada titik GL-09 .....	111
Gambar 75 Dokumentasi pengukuran pada titik GL-10 .....	111
Gambar 76 Dokumentasi pengukuran pada titik GL-11 .....	112
Gambar 77 Dokumentasi pengukuran pada titik GL-12 .....	112
Gambar 78 Dokumentasi pengukuran pada titik GL-13 .....	113
Gambar 79 Dokumentasi pengukuran pada titik GL-14 .....	113
Gambar 80 Dokumentasi pengukuran pada titik GL-15 .....	114
Gambar 81 Dokumentasi pengukuran pada titik GL-17 .....	114
Gambar 82 Dokumentasi pengukuran pada titik GL-18 .....	115





## DAFTAR TABEL

Tabel 1	Kriteria daerah CAT dan <i>Non-CAT</i> .....	7
Tabel 2	Konfigurasi metode geolistrik.....	20
Tabel 3	Nilai resistivitas beberapa macam material .....	25
Tabel 4	Nilai resistivitas batuan .....	27
Tabel 5	Hasil interpretasi data GL-01 .....	45
Tabel 6	Hasil interpretasi data GL-02.....	47
Tabel 7	Hasil interpretasi data GL-03.....	48
Tabel 8	Hasil interpretasi data GL-04.....	51
Tabel 9	Hasil interpretasi data GL-05.....	52
Tabel 10	Hasil interpretasi data GL-06.....	55
Tabel 11	Hasil interpretasi data GL-07.....	56
Tabel 12	Hasil interpretasi data GL-08.....	59
Tabel 13	Hasil interpretasi data GL-09.....	61
Tabel 14	Hasil interpretasi data GL-10.....	63
Tabel 15	Hasil interpretasi data GL-11.....	65
Tabel 16	Hasil interpretasi data GL-12.....	67
Tabel 17	Hasil interpretasi data GL-13.....	70
Tabel 18	Hasil interpretasi data GL-14.....	72
Tabel 19	Hasil interpretasi data GL-15.....	74
Tabel 20	Hasil interpretasi data GL-16.....	76
Tabel 21	Hasil interpretasi data GL-17.....	78
Tabel 22	Hasil interpretasi data GL-18.....	80



## DAFTAR SINGKATAN DAN ARTI SIMBOL

Lambang/Singkatan	Arti dan Keterangan
CAT	Cekungan Air Tanah
V	Beda potensial
I	Arus listrik
R	Resistansi
$\rho$	Hambatan jenis
L	Panjang lintasan
A	Luas penampang
$\rho_{\alpha}$	Resistivitas semu
K	Faktor geometri



## DAFTAR LAMPIRAN

Lampiran 1 Peta citra satelit daerah penelitian .....	90
Lampiran 2 Peta geologi daerah penelitian .....	91
Lampiran 3 Data hasil pengukuran lapangan.....	92
Lampiran 4 Dokumentasi lapangan .....	110
Lampiran 5 Lembar Asistensi .....	116



## KATA PENGANTAR

Puji syukur penulis panjatkan atas kehadiran Allah SWT. yang karena berkat rahmatnya penulis dapat menyusun dan menyelesaikan tugas akhir ini yang berjudul “Analisis Hidrogeologi Berdasarkan Nilai Resistivitas Menggunakan Metode Geolistrik pada Kabupaten Polewali Mandar, Sulawesi Barat”. Tugas akhir ini disusun sebagai salah satu syarat lulus Mata Kuliah Skripsi Departemen Teknik Pertambangan, Fakultas Teknik, Universitas Hasanuddin.

Penulis mengucapkan terima kasih kepada Dinas Pekerjaan Umum dan Penataan Ruang (PUPR) Kabupaten Polewali Mandar yang telah memberi kepercayaan kepada penulis untuk melakukan penelitian terkait tugas akhir ini. Terima kasih sebesar-besarnya penulis ucapkan kepada kepala Laboratorium Lingkungan Tambang Bapak Dr. Eng. Ir. Muhammad Ramli, M.T selaku dosen pembimbing yang telah membimbing dan membantu penulis selama pengerjaan skripsi berlangsung. Tidak lupa pula penulis ucapkan kepada Bapak Asta Arjunoarwan Hatta, S.T., M.T., selaku dosen yang membimbing selama kegiatan penelitian berlangsung. Terima kasih juga untuk kedua orang tua, kakak, dan adik-adik penulis yang selalu memberikan dukungan doa selama penelitian berlangsung hingga penyelesaiannya, serta teman-teman yang tidak dapat penulis sebutkan satu persatu yang telah membantu selama pelaksanaan penelitian berlangsung hingga penyelesaian laporan Tugas Akhir ini.

Penulis menyadari masih banyak kekurangan dan keterbatasan sepanjang proses penelitian dan penulisan tugas akhir ini. Oleh karena itu, kritik dan saran yang konstruktif sangat penulis harapkan guna kesempurnaan penulisan untuk kedepannya. Harapan penulis, laporan penelitian tugas akhir ini dapat berguna dan dapat bermanfaat dalam dunia akademik, serta menjadi pembelajaran positif bagi semua pihak.

Gowa, 13 Agustus 2024

Hazyim Mansur



# BAB I PENDAHULUAN

## 1.1 Latar Belakang

Air adalah salah satu sumber daya alam yang esensial bagi kelangsungan hidup semua makhluk di Bumi. Kehidupan manusia dan ekosistem bumi bergantung pada ketersediaan air yang cukup dan berkualitas. Kehadiran air tidak hanya vital untuk konsumsi manusia tetapi juga mendukung berbagai aktivitas termasuk pertanian, industri, dan kegiatan domestik. Dalam pandangan (Kodoatie, 2005) air dianggap sebagai elemen utama yang memungkinkan kehidupan terjadi di Bumi. Sumber air selain berasal dari air hujan dan air permukaan juga berasal dari air tanah. Air tanah adalah salah satu komponen utama dalam siklus hidrologi yang memiliki peran penting dalam menyediakan pasokan air bagi berbagai kebutuhan manusia dan ekosistem. Air tanah didefinisikan sebagai air yang terdapat di dalam pori-pori dan celah-celah batuan di bawah permukaan tanah. Air tanah biasanya berasal dari air hujan yang meresap ke dalam tanah melalui proses infiltrasi. Proses ini kemudian diikuti oleh penyimpanan dan pergerakan air di dalam lapisan tanah atau akuifer (Todd & Mays, 2005).

Air tanah mempunyai peranan penting bagi kehidupan dan penghidupan rakyat Indonesia. Sampai saat ini, sebagian besar masyarakat menggantungkan kebutuhan air dari air tanah, baik untuk keperluan minum dan rumah tangga maupun untuk memenuhi kebutuhan pertanian, industri, perkantoran, serta pelayanan umum. Keberadaan air tanah di Indonesia cukup melimpah, tetapi tidak setiap tempat terdapat air tanah. Keberadaan air tanah di suatu tempat sesuai dengan kondisi geologi dan curah hujannya. Air tanah terdapat di bawah permukaan tanah, pada suatu wadah alami yang disebut Cekungan Air Tanah (Budiarjo & Hendrayana, 2019). Salah satu metode yang sering digunakan untuk mengeksplorasi air tanah adalah metode geolistrik, khususnya metode *Schlumberger*. Metode geolistrik ini mengukur resistivitas tanah dengan

atkan elektroda pada permukaan tanah dan mengukur perbedaan potensial tara elektroda dengan jarak tertentu. Dengan menganalisis resistivitas



tanah di berbagai kedalaman, kita dapat memperkirakan distribusi air tanah, ketebalan akuifer, dan karakteristik hidrogeologi lainnya (Sharma, 1997).

Kabupaten Polewali Mandar merupakan salah satu daerah di Sulawesi Barat yang memiliki potensi sumber daya air yang penting bagi keberlangsungan aktivitas masyarakat. Namun, informasi mendetail mengenai kondisi hidrogeologisnya masih sangat terbatas. Oleh karena itu, penelitian ini penting untuk dilakukan guna memberi pemahaman dan informasi yang lebih dalam tentang potensi air tanah berdasarkan lapisan akuifer di daerah tersebut, sehingga dapat digunakan sebagai dasar untuk pengelolaan yang lebih efektif dan berkelanjutan. Dengan memahami karakteristik hidrogeologi dan distribusi air tanah secara lebih komprehensif, akan memungkinkan untuk mengidentifikasi potensi-potensi baru yang dapat dimanfaatkan secara optimal.

## 1.2 Rumusan Masalah

Rumusan masalah dari penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Bagaimana karakteristik lapisan batuan di bawah permukaan tanah berdasarkan nilai resistivitas batuan dan peta geologi di daerah penelitian ?
2. Bagaimana tipe dan distribusi lapisan akuifer air tanah di daerah penelitian ?

## 1.3 Tujuan Penelitian

Tujuan dari dilakukannya penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Menginterpretasi karakteristik lapisan batuan di bawah permukaan tanah berdasarkan nilai resistivitas batuan dan peta geologi di daerah penelitian.
2. Menganalisis tipe dan distribusi lapisan akuifer air tanah di daerah penelitian.

## 1.4 Manfaat Penelitian

Penelitian ini dapat memberikan manfaat yang signifikan dalam konteks pengelolaan sumber daya air tanah di Kabupaten Polewali Mandar, Sulawesi Barat.

Penelitian ini dapat memberikan pemahaman yang lebih dalam tentang potensi air wilayah tersebut. Informasi yang diperoleh dari penelitian ini dapat landasan untuk pengambilan keputusan yang lebih tepat dalam angan sumber daya air tanah, seperti lokasi pengeboran sumur yang



optimal dan strategi pengelolaan yang berkelanjutan. Selain itu, hasil penelitian ini juga dapat menjadi acuan bagi pemerintah daerah dan pihak terkait dalam perencanaan pengelolaan lingkungan dan pembangunan wilayah, termasuk dalam mitigasi risiko bencana alam terkait sumber daya air. Informasi yang dihasilkan dari penelitian ini juga diharapkan dapat memberikan manfaat yang signifikan bagi masyarakat, pemerintah, dan para pakar dalam proses pengambilan keputusan terkait masalah air tanah.

### 1.5 Ruang Lingkup

Ruang lingkup penelitian ini dilakukan di daerah Kabupaten Polewali Mandar, Sulawesi Barat. Batasan penelitian berupa analisis hidrogeologi berupa interpretasi lapisan batuan dan lapisan akuifer pada daerah penelitian. Metode penelitian yang dilakukan dalam pengambilan data penelitian ini adalah metode geolistrik menggunakan alat *Resistivity meter* dengan konfigurasi *Schlumberger*. Pengolahan dan analisis data dilakukan di Laboratorium Hidrologi dan Lingkungan Tambang. Data yang diperoleh diolah menggunakan *software Microsoft Excel*, *IPI2win*, dan *Hydro GeoAnalyst*. *IPI2win* digunakan untuk mengetahui nilai resistivitas dan kedalaman lapisan pada daerah penelitian yang kemudian akan digunakan dalam interpretasi lapisan bawah permukaan. *Hydro GeoAnalyst* digunakan untuk membuat litologi dari hasil interpretasi lapisan bawah permukaan daerah penelitian.



## BAB II TINJAUAN PUSTAKA

### 2.1 Air Tanah

Air tanah merupakan komponen dari siklus air di alam yang terletak di bawah permukaan tanah. Pembentukan air tanah ini merupakan bagian dari daur hidrologi, suatu proses alami di mana air di alam berpindah tempat secara berurutan dan terus-menerus (Kodoatie, 2012). Air tanah adalah sumber primer yang dimanfaatkan oleh masyarakat untuk memenuhi kebutuhan sehari-hari mereka. Meskipun sebagian besar dari sumber air permukaan saat ini dialokasikan untuk kepentingan seperti pertanian, industri, pembangkit listrik, dan keperluan domestik, namun penggunaan air tanah masih sering terbatas pada keperluan seperti konsumsi air minum, keperluan rumah tangga, dan kegiatan industri serta pertanian yang hanya dilakukan pada wilayah dan musim tertentu. Peran air tanah sebagai pelengkap sumber daya air permukaan untuk memenuhi kebutuhan air yang semakin meningkat dapat dipahami karena beberapa keuntungan yang dimilikinya, termasuk kualitas air yang umumnya baik, biaya investasi yang relatif rendah, dan kemampuan untuk dimanfaatkan di lokasi yang membutuhkannya (Azwar, 2009).

Air tanah berdasarkan kedalamannya dibagi menjadi dua yaitu (Kumalasari & Satoto, 2011):

1. Air Tanah Dangkal

Air tanah dangkal adalah air tanah terjadi karena daya proses peresapan air dari permukaan tanah. Air tanah dangkal terdapat pada kedalaman 15 meter, ditinjau dari segi kualitasnya air tanah dangkal dikategorikan agak baik dan dari segi kuantitas kurang baik, tergantung pada musim.

2. Air Tanah Dalam

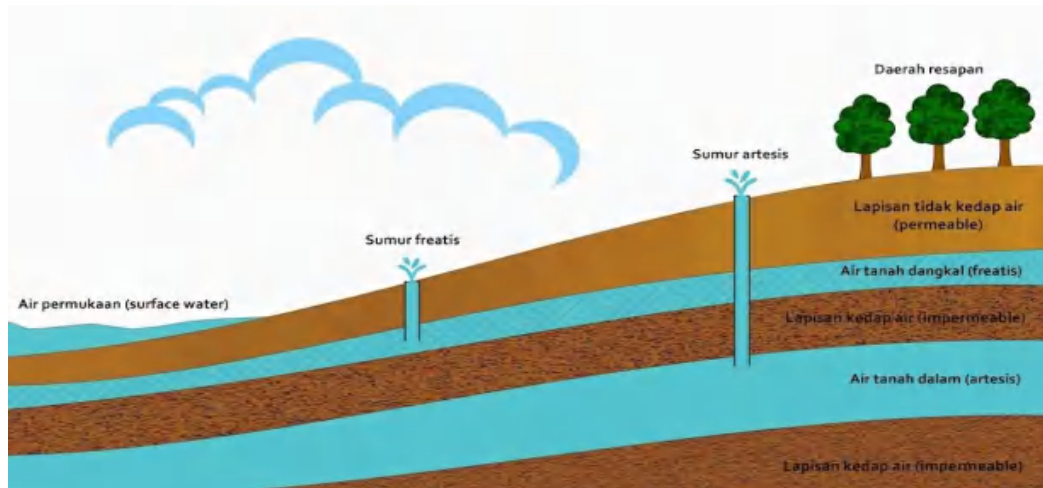
Air tanah dalam adalah air tanah yang pengambilannya harus menggunakan bor dan memasukkan pipa ke dalamnya sampai kedalaman 100-300 m. Jika tekanan air tanah besar, maka air dapat menyembur keluar, sumur ini disebut

ur artesis. Air ini terdapat di antara dua lapisan kedap air. Lapisan di antara dua lapisan kedap air tersebut disebut lapisan akuifer. Pengambilan air tanah dalam, tak semudah pada air tanah dangkal. Dalam hal ini harus





digunakan bor dan memasukkan pipa ke dalamnya sehingga dalam suatu kedalaman. Jika air tidak dapat ke luar dengan sendirinya, maka digunakan pompa untuk membantu pengeluaran air tanah dalam.



Gambar 1 Klasifikasi air tanah berdasarkan kedalamannya

Air tanah ditemukan di dalam akuifer, di mana pergerakan air tanah berlangsung sangat lambat dengan kecepatan arus berkisar antara  $10^{-10}$  hingga  $10^{-3}$  meter/detik. Kecepatan ini dipengaruhi oleh porositas dan permeabilitas lapisan tanah, serta proses pengisian kembali air. Perbedaan utama antara air tanah dan air permukaan adalah kecepatan pergerakannya yang sangat lambat dan waktu tinggalnya yang lama, dapat mencapai puluhan hingga ratusan tahun. Akibat pergerakan yang sangat lambat dan waktu tinggal yang lama tersebut, air tanah akan mengalami kesulitan dalam pemulihannya jika terjadi pencemaran (Effendi, 2003).

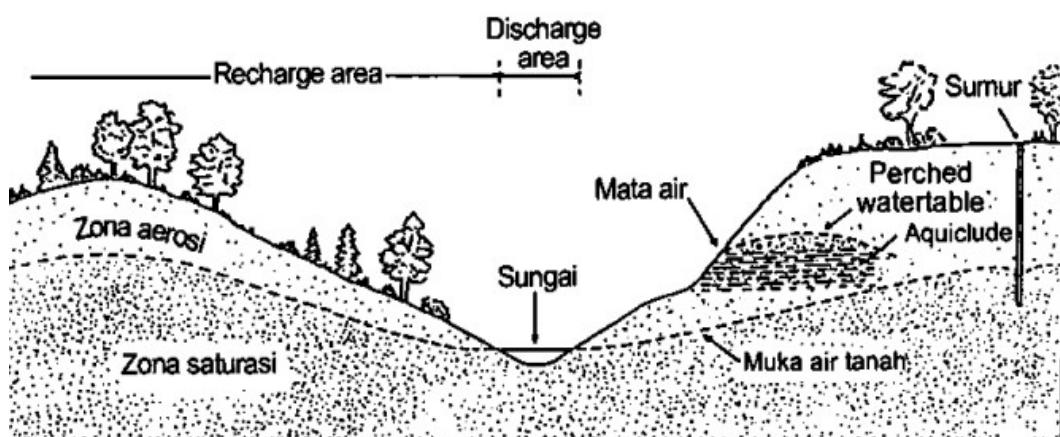
Air tanah merupakan istilah yang merujuk pada air yang terdapat di dalam ruang antar butiran tanah atau *regolith*, yang secara alami mengalir ke permukaan tanah melalui pancaran atau rembesan (Magetsari, 2000). Mayoritas air tanah berasal dari proses hujan, di mana air hujan yang meresap ke dalam tanah menjadi bagian dari air tanah tersebut, kemudian mengalir perlahan-lahan menuju laut atau mengalir langsung di dalam tanah atau di permukaan, dan bergabung dengan aliran sungai. Jumlah air yang meresap ke dalam tanah dipengaruhi oleh berbagai faktor,

kondisi topografi, jenis dan kondisi permukaan tanah, vegetasi, serta tjan. Misalnya, di lereng yang curam dan tertutup oleh material *ibel*, persentase air yang mengalir di permukaan akan lebih banyak



daripada yang meresap ke dalam tanah, sedangkan di lereng yang landai dan memiliki permukaan yang permeabel, persentase air yang meresap akan lebih tinggi (Prastistho, et al., 2018).

Sebagian dari air yang meresap ke dalam tanah tidak bergerak jauh karena tertahan oleh gaya tarik molekuler, membentuk lapisan di antara butiran-butiran tanah. Sebagian lainnya menguap kembali ke atmosfer, sementara sisanya menjadi cadangan bagi tumbuhan selama belum terjadi hujan. Air yang tidak tertahan dekat permukaan tanah akan menembus ke bawah hingga mencapai zona di mana seluruh ruang antara partikel sedimen atau batuan terisi dengan air, yang disebut zona jenuh air. Di dalam zona jenuh air ini, terdapat air tanah yang umumnya dikenal sebagai air tanah. Batas atas dari zona ini disebut sebagai muka air tanah. Di atasnya, terdapat lapisan tanah, sedimen, atau batuan yang tidak sepenuhnya terisi dengan air, yang disebut zona aerasi. Muka air tanah cenderung mengikuti topografi permukaan tanah, meskipun tidak selalu berada dalam posisi horizontal. Jika tidak ada hujan, muka air tanah di bawah bukit akan turun perlahan-lahan hingga sejajar dengan lembah. Namun, kondisi ini tidak berlangsung secara permanen karena hujan akan kembali mengisi sumber daya air tanah. Daerah di mana air hujan meresap ke dalam tanah hingga mencapai zona jenuh air disebut sebagai daerah rembesan atau *recharge area*, sedangkan daerah di mana air tanah keluar disebut sebagai *discharge area* (Prastistho, et al., 2018).



ambar 2 Diagram posisi *relative* beberapa istilah yang berkaitan dengan air bawah permukaan

menurut Undang-undang Nomor 11 Tahun 1974 tentang Pengairan, air tanah adalah suatu wilayah yang dibatasi oleh batas hidrogeologis,

tempat semua kejadian hidrogeologis seperti proses pengimbuhan, pengaliran, dan pelepasan air tanah berlangsung. Secara teknis, cekungan air tanah dapat didefinisikan sebagai batas yang digunakan untuk mengelola sumber daya air dari air tanah. Cekungan air tanah merupakan daerah penting dalam penyediaan sumber daya air tanah karena merupakan tempat pertemuan dari beberapa aliran air tanah (Aryanto & Priyana, 2018).

Di Indonesia cekungan air tanah terbagi menjadi dua jenis utama, yakni akuifer bebas (*unconfined aquifer*) dan akuifer tertekan (*confined aquifer*). Akuifer bebas merupakan tipe akuifer yang terisi sepenuhnya dengan air, di mana lapisan pembatasnya, yang dikenal sebagai *aquitard*, hanya berada di bagian bawahnya, sementara tidak ada *aquitard* di bagian atasnya muka air tanah menjadi batasnya. Sementara itu, akuifer tertekan adalah jenis akuifer yang juga terisi penuh dengan air, namun dibatasi oleh lapisan *akuiklud* di atas dan di bawahnya dengan tekanan air yang lebih tinggi daripada tekanan atmosfer. Pada lapisan pembatasnya, tidak ada aliran air yang mengalir (*no flux*) (Kodoatie, 2005). Menurut (Bear, 1979), akuifer tertekan adalah jenis akuifer di mana lapisan batasnya di bagian bawah terdiri dari formasi yang tidak dapat dilewati oleh air, sehingga menyebabkan muka air tanah naik di atas formasi bawah yang tertekan. Variasi keberadaan akuifer ini dapat terjadi di dalam lapisan bawah permukaan tanah.

Tabel 1 Kriteria daerah Cekungan Air Tanah (CAT) dan Bukan Cekungan Air Tanah (Non-CAT)

No	Daerah CAT	Daerah Non-CAT
1	Mempunyai batas hidrogeologis yang dikontrol oleh kondisi geologis atau kondisi hidraulik air tanah	Tidak mempunyai batas hidrogeologis
2	Mempunyai daerah imbuhan dan daerah lepasan air tanah dalam satu sistem pembentukan air tanah	Tidak mempunyai daerah imbuhan dan daerah lepasan air tanah
3	Memiliki satu kesatuan sistem akuifer	Tidak memiliki satu kesatuan sistem akuifer



Potensi Cekungan Air Tanah (CAT) di Indonesia mencakup sebanyak 421 CAT, dengan total potensi air tanah dalam akuifer bebas dan akuifer tertekan mencapai 517 miliar meter kubik per tahun, serta luas total CAT mencapai 1.127 kilometer persegi. Berdasarkan definisi CAT, Daerah Bukan CAT (Non-CAT) merujuk pada wilayah yang tidak terbatas oleh batas hidrogeologis dan bukan tempat terjadinya semua proses hidrogeologis, seperti pengisian, pengaliran, dan pelepasan air tanah. Wilayah ini juga tidak memiliki sistem akuifer yang terintegrasi. Daerah Non-CAT mengacu pada wilayah yang tidak memiliki batas hidrogeologis yang terkendali oleh kondisi geologis dan hidraulik air tanah, tidak memiliki daerah pengisian dan pelepasan air tanah yang terdapat dalam satu sistem pembentukan air tanah, serta tidak memiliki sistem akuifer yang terpadu (Kodoatie, 2012).

Perbedaan dalam potensi kelembaban total dan kemiringan antara dua lokasi dalam lapisan tanah dapat mengakibatkan pergerakan air di dalam tanah. Air akan mengalir dari area yang memiliki potensi kelembaban tinggi menuju area yang memiliki potensi kelembaban yang lebih rendah. Keseimbangan hidrologi dapat terjadi ketika tenaga yang mendorong air sebanding dengan jumlah tenaga gravitasi potensial dan tenaga hisap potensial. Semakin tinggi permukaan air tanah, semakin kecil tenaga hisap potensialnya. Ini berarti bahwa semakin besar tenaga hisap atau pompa, air tanah akan semakin kering. Ketika permukaan air tanah turun akibat pengeboran air tanah, maka akan terbentuk cekungan permukaan air tanah (Asdak, 2023). Menurut penelitian oleh (Sosrodarsono & Takeda, 1977), penurunan volume air tanah akan terlihat melalui perubahan struktur fisik air tanah, seperti penurunan permukaan air tanah atau penurunan tekanan air tanah secara berkelanjutan. Sebagai akibatnya, fasilitas pemompaan akan mengalami penurunan, dan jika penurunan tersebut melebihi batas tertentu, maka fungsi pemompaan akan terganggu dan menyebabkan ketersediaan air tanah menjadi terbatas.

Pemanfaatan air tanah melalui sumur-sumur dapat menghasilkan lengkungan penurunan muka air tanah yang dikenal sebagai *depression cone*. Semakin tinggi pengambilan air tanah, maka semakin curam lengkung permukaan air tanah di sumur akan terbentuk, hingga mencapai keseimbangan baru jika terjadi dari daerah resapan. Keseimbangan air tanah yang baru ini hanya akan



terjadi jika laju pengambilan air tanah lebih kecil daripada pengisian oleh air hujan di daerah resapan. Laju pengambilan air tanah dari sejumlah sumur yang jauh lebih besar daripada pengisian akan menyebabkan lengkungan penurunan muka air tanah antara sumur satu dengan yang lainnya dan dapat menyebabkan penurunan muka air tanah secara permanen. Penurunan muka air tanah di daerah pantai dapat mengakibatkan intrusi air asin sehingga air-air di wilayah daratan akan bersifat asin sehingga daya gunanya menjadi berkurang (Ashriyati, 2011).

Menurut (Arsyad, 2010) pengambilan air tanah harus mengikuti prinsip efisiensi untuk memastikan penggunaannya yang optimal dan tidak digunakan secara berlebihan. Untuk menjaga ketersediaan air tanah secara berkelanjutan, penting untuk memanfaatkan dan melestarikan baik air permukaan maupun air tanah secara terpadu. (Sujatmiko, 2009) mengemukakan bahwa penggunaan air permukaan dan air tanah sebagai satu sistem penyediaan air diharapkan dapat memberikan manfaat optimal secara teknis dan ekonomis, dengan memandang keduanya sebagai bagian yang tak terpisahkan dalam pengelolaan sumber daya air. Menurut Kepmen ESDM Nomor : 1451.K/ 10/ MEM/ 2000, prinsip efisiensi dalam pengelolaan air dilakukan dengan mengintegrasikan penggunaan air permukaan dan air tanah. Prioritas dalam memenuhi kebutuhan air untuk berbagai keperluan adalah menggunakan sumber air permukaan, sementara air tanah digunakan sebagai tambahan pasokan air. Selain itu, penggunaan air tanah memiliki prioritas untuk memenuhi kebutuhan air minum dan rumah tangga.

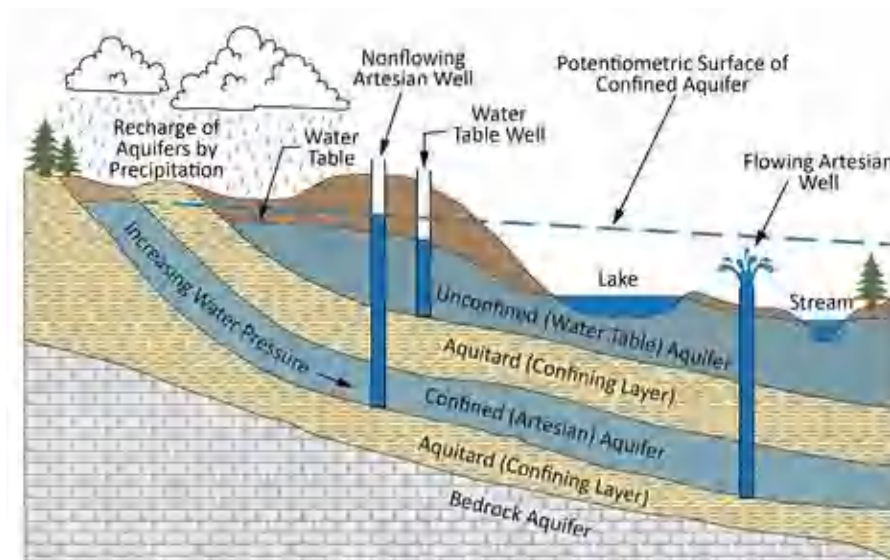
## 2.2 Akuifer

Air tanah merupakan bagian integral dari siklus hidrologi alami, terdapat di dalam lapisan batuan di bawah permukaan tanah dan meliputi distribusi, penyebaran, dan pergerakan air tanah, dengan penekanan pada keterkaitannya dengan kondisi geologi suatu daerah (Danaryanto & Said, 2004). Berdasarkan perilaku batuan terhadap air, terdapat beberapa karakteristik batuan yang dapat diidentifikasi, yaitu sebagai berikut:



akuifer, yang merupakan lapisan batuan yang mampu menampung dan mengalirkan air dalam jumlah yang cukup dan ekonomis, seperti pasir, di bawah permukaan tanah.

2. *Akuiklud*, yaitu lapisan batuan yang mengandung air tetapi tidak dapat mengalirkannya dengan signifikan, seperti lempung.
3. *Akuitard*, lapisan batuan yang mengalirkan air dengan lambat secara horizontal namun cukup signifikan secara vertikal, contohnya lempung pasiran.
4. *Akuiflug*, merupakan lapisan batuan yang tidak dapat menampung atau mengalirkan air, seperti granit.



Gambar 3 Klasifikasi lapisan batuan berdasarkan perilaku terhadap air

Akuifer berasal dari bahasa latin yaitu *aqui* dari kata *aqua* yang berarti air dan kata *ferre* yang berarti membawa, jadi akuifer adalah lapisan pembawa air (Todd D. K., 1955). Akuifer adalah lapisan tanah yang mengandung air, di mana air ini bergerak di dalam tanah karena adanya ruang antar butir-butir tanah. Akuifer adalah lapisan bawah tanah yang mengandung air dan mampu mengalirkan air. Hal ini disebabkan karena lapisan tersebut bersifat *permeable* yang mampu mengalirkan air baik karena adanya pori-pori pada lapisan tersebut ataupun memang sifat dari lapisan batuan tertentu. Contoh batuan pada lapisan akuifer adalah pasir, kerikil, batu pasir, batu gamping rekahan (Herlambang, 1996).

Berdasarkan litologi, akuifer dapat diklasifikasikan menjadi empat kelompok, (doatie & Sjarief, 2010):

akuifer Bebas (*Unconfined Aquifer*)



Akuifer bebas adalah jenis akuifer yang lapisan pembatasnya atau *aquitard*, hanya terdapat di bagian bawahnya dan tidak ada lagi pembatas di bagian atasnya yakni pada muka air tanah. Air tanah dalam akuifer ini tertutup oleh lapisan *impermeable*. Permukaan air tanah di sumur dan air tanah bebas merupakan permukaan air bebas yang juga menjadi batas antara zona yang jenuh. Akuifer ini sering disebut sebagai *Phriatic aquifer* atau *free aquifer*.

## 2. Akuifer Tertekan (*Confined Aquifer*)

Akuifer tertekan adalah jenis akuifer yang terisi penuh dengan air di mana lapisan atas dan bawahnya merupakan lapisan yang kedap air sebagai pembatas. Akuifer ini dipastikan tidak memiliki aliran air. Tekanan air dalam akuifer ini lebih tinggi daripada tekanan atmosfer. Oleh karena itu, akuifer ini dikenal sebagai *pressure aquifer* atau *non-leaky aquifer*.

## 3. Akuifer Setengah Tertekan atau Akuifer Bocor

Akuifer setengah tertekan atau disebut juga *semiconfined aquifer* adalah jenis akuifer yang terisi penuh dengan air dengan lapisan setengah kedap air di bagian atasnya dan lapisan kedap air di bagian bawahnya. Kemungkinan masih ada aliran air ke dalam akuifer ini di lapisan pembatasannya bagian atas. Akuifer ini juga dikenal sebagai *leaky-artesian aquifer*.

## 4. Akuifer Menggantung (*Perched Aquifer*)

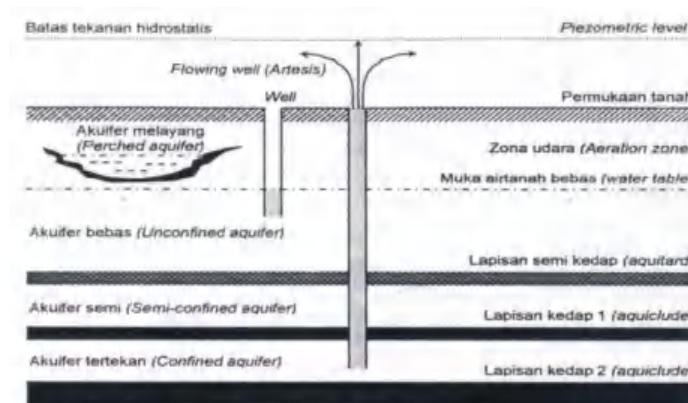
Akuifer menggantung adalah jenis akuifer di mana massa air tanahnya terpisah dari air tanah induk, dipisahkan oleh lapisan yang relatif kedap air yang luasnya cukup besar dan terletak di atas daerah yang jenuh air. Akuifer ini biasanya terletak di atas lapisan formasi geologi yang kedap air. Kadang-kadang, lapisan bawahnya bukanlah lapisan yang murni kedap air, melainkan merupakan akuifer yang dapat memberikan distribusi air kepada akuifer di bawahnya.

Terdapat tiga parameter penting yang menentukan karakteristik akuifer yaitu tebal akuifer, koefisien lolos atau permeabilitas, dan hasil jenis. Tebal akuifer diukur mulai dari permukaan air tanah (*water table*) sampai pada suatu lapisan yang

semi kedap air (*impermeable*) termasuk *aquiclude* dan *aquifuge*. litas merupakan kemampuan suatu akuifer untuk meloloskan sejumlah air lalu penampang 1 m<sup>2</sup>. Nilai permeabilitas akuifer sangat ditentukan oleh



tekstur dan struktur mineral atau partikel-partikel atau butir-butir penyusun batuan. Semakin kasar tekstur dengan struktur lepas, maka semakin tinggi batuan meloloskan sejumlah air tanah. Sebaliknya, semakin halus tekstur dengan struktur semakin tidak teratur atau semakin mampat, maka semakin rendah kemampuan batuan untuk meloloskan sejumlah air tanah. Setiap jenis batuan mempunyai nilai permeabilitas yang berbeda dengan jenis batuan yang lainnya. Hasil jenis adalah kemampuan suatu akuifer untuk menyimpan dan memberikan sejumlah air dalam kondisi alami. Besarnya cadangan air tanah atau hasil jenis yang dapat tersimpan dalam akuifer sangat ditentukan oleh sifat fisik batuan penyusun akuifer (tekstur dan struktur butir-butir penyusunnya). Menurut (Fetter, 1988) akuifer memiliki berbeda-beda karakteristik akibat keragaman geologinya, maka sifat-sifat hidrolis, persebaran dan volumenya pun berbeda-beda. Formasi geologi dalam hal ini adalah akuifer dapat diidentifikasi dengan menggunakan metode geofisika. Salah satu metode geofisika yang banyak di gunakan yaitu metode geolistrik tahanan jenis. Material atau batuan dengan rongga atau pori-pori akan banyak memiliki tingkat tahanan jenis (resistivitas) yang beda dengan material atau batuan yang memiliki sedikit pori-pori (Zohdy, Eaton, & Mabey, 1980).



Gambar 4 Jenis-jenis akuifer

Tidak semua formasi litologi dan kondisi geomorfologi merupakan akuifer yang baik. Berdasarkan pengamatan lapangan, akuifer dijumpai pada bentuk lahan

berikut (Todd D. K., 1980):

1. Lahan aliran air (*water course*)





Bentuk lahan di mana materialnya terdiri dari aluvium yang mengendap di sepanjang alur sungai sebagai bentuk lahan dataran banjir serta tanggul alam. Bahan aluvium itu biasanya berupa pasir dan kerikil.

2. Dataran (*plain*)

Bentuk lahan berstruktur datar dan tersusun atas bahan aluvium yang berasal dari berbagai bahan induk sehingga merupakan akuifer yang baik.

3. Lembah antar pegunungan (*intermontane valley*)

Merupakan lembah yang berada di antara dua pegunungan dan materialnya berasal dari hasil erosi dan gerak massa batuan dari pegunungan di sekitarnya.

4. Lembah terkubur (*buried valley*)

Lembah yang tersusun oleh material lepas yang berupa pasir halus sampai kasar.

### 2.3 Metode Geolistrik

Penelitian mengenai eksplorasi sumber daya alam di bawah permukaan bumi yang relatif dangkal umumnya dilakukan menggunakan metode geolistrik (Hanifa, Ibrahim, & Siregar, 2016). Penggunaan metode ini pertama kali diperkenalkan oleh Conrad Schlumberger pada tahun 1912. Metode geolistrik telah terbukti menjadi salah satu metode paling akurat dalam berbagai bidang eksplorasi, termasuk eksplorasi mineral, pencarian air tanah, penelitian tentang pencemaran air tanah, perencanaan konstruksi bangunan, dan penemuan situs arkeologi yang terpendam (Wahyudi, Azwar, & Muhandi, 2021). Metode geolistrik memiliki beragam teknik, di antaranya metode potensial diri (*self potensial/SP*), metode resistivitas/tahanan jenis, dan polarisasi terinduksi (*induced polarization*) (Reynolds, 1997).

Metode geolistrik merupakan salah satu teknik yang sangat umum digunakan dalam berbagai aplikasi, terutama dalam konteks geologi, eksplorasi sumber daya mineral, panas bumi, arkeologi, dan studi hidrologi. Pendekatan ini telah terbukti efektif dalam mengevaluasi sifat aliran listrik di bawah permukaan tanah (Wijaya, 2015). Penerapan metode geolistrik dapat menghasilkan gambaran inversi yang

ikan struktur bawah permukaan tanah, mengidentifikasi lapisan-lapisan embunyi di dalamnya, serta memperkirakan kemungkinan keberadaan air dan deposit mineral pada kedalaman tertentu (Frans, As'ari, & Tamuntuan,



2015). Pendekatan ini membuka peluang besar dalam pemahaman dan penelitian terhadap *subsurface* geologi serta potensi sumber daya yang terkandung di dalamnya, yang merupakan informasi penting dalam pengembangan berbagai sektor seperti eksplorasi mineral, mitigasi risiko bencana, dan perencanaan pengelolaan sumber daya alam secara berkelanjutan.

Metode geolistrik pertama kali muncul pada awal tahun 1830 ketika seorang ahli geologi yang bernama Robert Were Fox melakukan serangkaian eksperimen terhadap aliran alami arus pada biji besi sulfida. Fox berhasil mengamati fenomena yang terjadi di bawah permukaan dengan menggunakan konsep medan listrik. Dari titik awal ini, metode geolistrik telah mengalami perkembangan yang signifikan, menghasilkan berbagai teknik dan interpretasi baru yang kini telah menjadi lebih mudah, efisien, dan ekonomis dalam penggunaannya. Hal ini menandai evolusi penting dalam pemahaman dan penerapan metode geolistrik dalam berbagai disiplin ilmu, memperluas cakupan penelitian dan aplikasinya dalam eksplorasi geologi, survei lingkungan, dan pengelolaan sumber daya alam (Syukri, 2020).

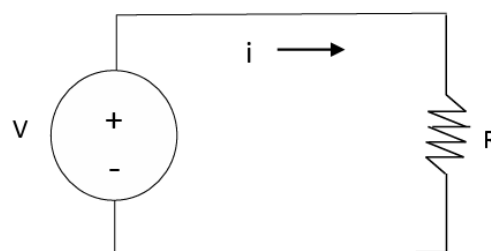
Prinsip dasar metode geolistrik melibatkan penggunaan arus listrik yang disuntikkan ke dalam tanah melalui sepasang elektroda arus. Pada saat arus ini mengalir, beda potensial yang terbentuk antara dua elektroda potensial dapat diukur. Data arus dan beda potensial yang diperoleh untuk setiap jarak tertentu antara elektroda, dapat digunakan untuk mengidentifikasi variasi dalam nilai tahanan jenis di setiap lapisan bawah permukaan tanah yang diamati. Pemanfaatan dua elektroda arus dan dua elektroda potensial pada metode ini memungkinkan deteksi sifat aliran listrik di bawah permukaan tanah. Penggunaan metode ini dalam eksplorasi seperti pencarian sumber daya minyak masih terbatas, terutama karena keefektifannya terbatas pada eksplorasi dangkal, dengan kedalaman maksimum sekitar 200 meter. Kedalaman yang lebih besar dari itu dapat mengurangi akurasi karena arus yang mengalir cenderung menjadi lebih lemah dan tidak stabil akibat dari perubahan resistensi yang semakin besar seiring dengan jarak (Simpson, 2015).

Salah satu metode yang umum digunakan dalam survei geolistrik adalah resistivitas, yang bertujuan untuk mempelajari sifat resistivitas dan struktur batuan di dalam bumi. Prinsip dasar dari metode ini melibatkan penyuntikan arus listrik ke permukaan tanah melalui sepasang elektroda, diikuti dengan



pengukuran beda potensial menggunakan sepasang elektroda lainnya (Wijaya, 2015). Pengukuran di bawah permukaan dengan menggunakan arus yang sama menyebabkan variasi dalam beda tegangan akan terdeteksi dan memberikan informasi tentang karakteristik struktur yang dilalui (Broto & Afifah, 2008). Salah satu parameter kunci dari resistivitas adalah kemampuannya untuk menganalisis kondisi fisik bawah permukaan bumi, memungkinkan klasifikasi berbagai material yang ada di dalamnya (Telford, Geldart, & Sheriff, 1990). Dalam metode resistivitas, arus listrik disuntikkan ke dalam bumi melalui dua elektroda arus, sementara potensialnya diukur menggunakan dua elektroda potensial. Permukaan ekipotensial terbentuk di bawah elektroda arus, dengan asumsi bahwa bumi adalah medium homogen dan isotropis, memungkinkan kita untuk memahami pola aliran arus pada permukaan ekipotensial tersebut (Hendrajaya & Arif, 1990).

Prinsip mendasar dari metode geolistrik merujuk pada Hukum Ohm, yang pertama kali diperkenalkan oleh George Simon Ohm. Menurut Hukum Ohm, beda potensial yang terjadi di kedua ujung suatu medium akan berbanding lurus dengan arus listrik yang mengalir melalui medium tersebut, dan akan berbanding terbalik dengan luas penampangnya (Lowrie, 2007). Konsep ini dapat dipahami lebih lanjut melalui gambaran sederhana sebuah rangkaian listrik resistansi yang ditunjukkan dalam Gambar 5.



Gambar 5 Rangkaian listrik sederhana resistansi

Gambaran sederhana di atas dapat ditulis pada persamaan berikut:

$$V = I \cdot R \quad (1)$$

dengan  $V$  mewakili beda potensial antara dua elektroda dalam satuan volt dan  $I$  arus listrik yang disuntikkan dalam satuan ampere. Hukum Ohm menyatakan bahwa resistansi ( $R$ ) dari medium tersebut dianggap sebagai konstanta yang bergantung pada besar arus ( $I$ ). Meskipun demikian, terdapat situasi di



mana resistansi tidak mempertahankan nilai konstan, yang menunjukkan bahwa elemen-elemen tersebut bersifat non-linier atau tidak linier. Kendati resistansi elemen non-linier masih dapat didefinisikan melalui persamaan  $R = V/I$ , namun dalam hal ini resistansi tidak bergantung pada besarnya arus ( $I$ ) (Suyoso, 2003).

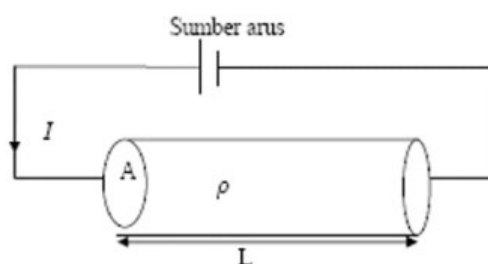
Suatu kawat dengan panjang  $L$  (dalam satuan meter), luas penampang  $A$  (dalam satuan meter persegi), dan nilai resistivitas  $\rho$  (dalam satuan ohm-meter), sebagaimana yang diilustrasikan dalam Gambar 6, maka resistansi  $R$  dapat dinyatakan dalam rumusan yang telah dijelaskan (Lowrie, 2007):

$$R = \rho \cdot \frac{L}{A} \quad (2)$$

dengan  $R=V/I$ , sehingga resistivitas (Ohm-meter) adalah:

$$\rho = \frac{V}{I} \cdot \frac{A}{L} \quad (3)$$

dengan  $\rho$  adalah hambatan jenis bumi (ohm-meter),  $V$  adalah potensial (volt),  $I$  adalah arus listrik (ampere,)  $L$  panjang lintasan (meter), dan  $A$  adalah luas penampang (meter<sup>2</sup>)



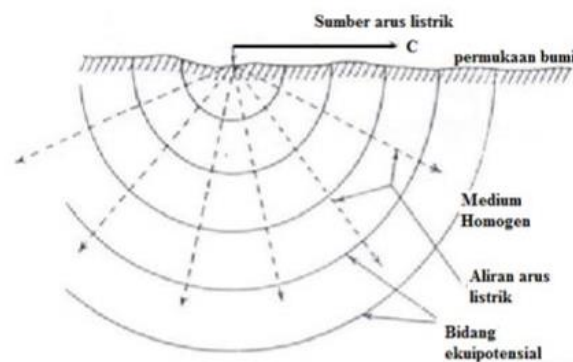
Gambar 6 Rangkaian listrik

Persamaan yang telah disajikan digunakan khususnya untuk medium yang homogen, sehingga dapat menghasilkan nilai tahanan jenis yang sesungguhnya, yang disebut juga *true resistivity*. Pada kasus medium yang tidak homogen, hasil pengukuran akan mencerminkan nilai tahanan jenis semu, yang disebut juga *apparent resistivity*. Nilai tahanan jenis semu pada pengukuran lapangan dipengaruhi oleh karakteristik tahanan jenis dari setiap lapisan batuan yang diukur,



ode pengukuran yang digunakan, termasuk konfigurasi elektroda yang n. Batuan yang merupakan penyusun struktur bawah permukaan dapat nilai tahanan jenisnya secara sederhana dengan mengasumsikan bahwa tersebut adalah homogen dan isotropis (Santoso, 2002).

Dalam upaya memahami aliran arus listrik di dalam bumi, pendekatan yang paling sederhana adalah dengan mengasumsikan bahwa bumi adalah homogen dan isotropis atau dengan kata lain bahwa setiap lapisan batuan memiliki resistivitas yang seragam. Ketika arus listrik disuntikkan ke permukaan bumi yang homogen, arus tersebut akan tersebar secara merata ke segala arah ke dalam lapisan tanah. Data arus dan beda potensial yang dihasilkan oleh elektroda dapat dianalisis untuk menentukan nilai tahanan jenis masing-masing lapisan di bawah permukaan tanah (Effendy, 2012). Konsep ini dapat diilustrasikan dengan menggunakan gambar yang disajikan di bawah ini, memberikan pemahaman visual yang lebih baik mengenai proses ini.



Gambar 7 Aliran dari suatu sumber arus dalam bumi yang homogen isotropic

Pada kenyataannya nilai potensial yang terukur merupakan pengaruh dari lapisan-lapisan tersebut hal ini dikarenakan bumi tersusun dari lapisan-lapisan dengan resistivitas yang berbeda-beda. Sehingga harga resistivitas yang diukur seolah-olah merupakan harga resistivitas untuk satu lapisan saja. Dalam hal ini resistivitas yang terukur sebenarnya adalah resistivitas semu ( $\rho_\alpha$ ). Dimana besarnya resistivitas semu ( $\rho_\alpha$ ) adalah:

$$\rho_\alpha = \frac{2\pi}{\left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4}\right)\right]} \cdot \frac{\Delta V}{I} \quad (4)$$

Atau



$$\frac{\Delta V}{I} \quad (5)$$

$$\frac{2\pi}{\left[\frac{1}{r_2} - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4}\right)\right]} \quad (6)$$

dengan  $K$  adalah faktor geometri, yaitu besaran koreksi letak kedua elektroda potensial terhadap letak elektroda arus,  $\rho_{\alpha}$  adalah resistivitas semu,  $\Delta V$  adalah beda potensial.

Resistivitas semu merujuk pada nilai resistivitas yang merepresentasikan karakteristik suatu lapisan tertentu. Nilai resistivitas yang sebenarnya diperoleh dari nilai resistivitas semu yang diolah lebih lanjut. Resistivitas semu dapat ditentukan menggunakan persamaan (5). Menurut (Telford, Geldart, & Sheriff, 1990) dalam mempelajari resistivitas di bawah permukaan dengan metode resistivitas, ada beberapa asumsi dasar yang perlu dipertimbangkan yaitu:

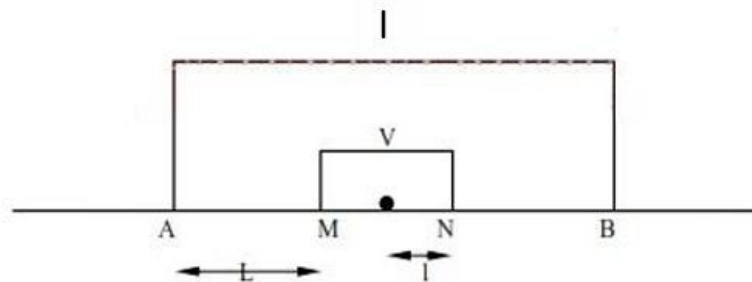
1. Di bawah permukaan tanah, terdapat berbagai lapisan yang dipisahkan oleh bidang batas horizontal, dengan perbedaan resistivitas yang terdapat antara batas-batas lapisan batuan tersebut.
2. Setiap lapisan batuan diasumsikan homogen isotropik dan memiliki ketebalan tertentu, kecuali untuk lapisan terbawah yang dianggap memiliki ketebalan yang tak terbatas.
3. Batas antara dua lapisan dianggap sebagai batas antara dua hambatan jenis yang berbeda.
4. Selain itu, dalam konteks bumi, tidak ada sumber arus lain selain arus listrik searah yang diinjeksikan di atas permukaan tanah.

Beragam metode dan konfigurasi digunakan dalam survei geolistrik yang dipilih berdasarkan kebutuhan dan tujuan spesifik penelitian atau eksplorasi. Pemilihan metode ini sangat tergantung pada karakteristik struktur geologis yang diteliti, tingkat kebisingan yang ada di lokasi survei, serta sensitivitas dari elektroda atau perangkat geolistrik yang digunakan. Terdapat beberapa konfigurasi metode geolistrik yang umum digunakan. Beberapa konfigurasi yang biasa digunakan yaitu:

1. *Schlumberger*

Konfigurasi ini sering digunakan untuk eksplorasi geolistrik dengan susunan seperti di bawah ini:



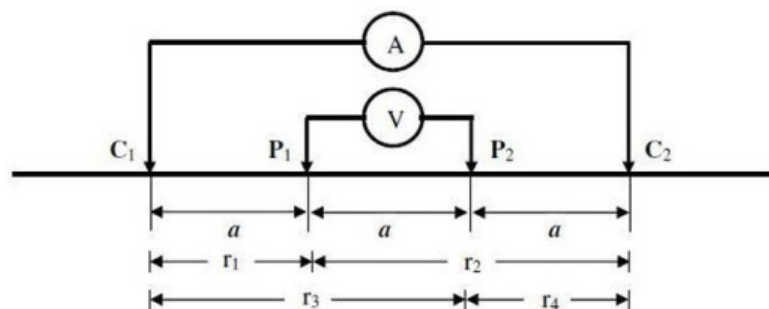


Gambar 8 Konfigurasi *Schlumberger*

Metode ini digunakan untuk menelusuri nilai resistivitas beserta dengan kedalamannya. Prinsip kerjanya adalah dengan menginjeksi serta memperluas dua elektroda yang menghantarkan arus (A dan B) dan dengan menginjeksikan dua elektroda lainnya (M dan N) yang menghantarkan beda potensial di titik yang sama.

## 2. *Wenner*

*Wenner* menciptakan konfigurasi ini dan sering menggunakan konfigurasi ini untuk eksplorasi geolistrik dengan susunan seperti di bawah ini:



Gambar 9 Susunan elektroda arus dan potensial dalam pengukuran resistivitas metode *Wenner*

Konfigurasi *Wenner* merupakan salah satu konfigurasi yang sering digunakan dalam eksplorasi geolistrik dengan susunan jarak spasi sama panjang ( $r_1 = r_4 = a$  dan  $r_2 = r_3 = 2a$ ). Jarak antara elektroda arus adalah tiga kali jarak elektroda potensial, jarak potensial dengan titik *soundingnya* adalah  $2/a$ , maka jarak masing elektroda arus dengan titik *soundingnya* adalah  $2/3a$ . get kedalaman yang mampu dicapai pada metode ini adalah  $2/a$ . Dalam isisi data lapangan susunan elektroda arus dan potensial diletakkan simetri gan titik *sounding*.



Dari gambar 9 di atas terlihat bahwa jarak  $C_1P_1 = C_2P_2 = a$  dan jarak  $C_1P_2 = C_2P_1 = 2a$ , dengan menggunakan persamaan Resistivitas semu maka diperoleh:

$$K = \frac{2\pi}{\left[\left(\frac{1}{a} - \frac{1}{2a}\right) - \left(\frac{1}{2a} - \frac{1}{a}\right)\right]} \quad (7)$$

$$K = 2\pi a \quad (8)$$

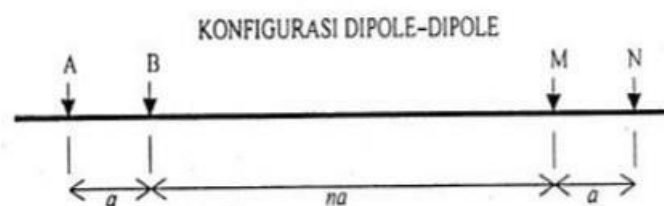
Sehingga faktor geometri untuk konfigurasi Wenner adalah:

$$K_W = 2\pi a \quad (9)$$

$$\rho_W = K_W \cdot R \quad (10)$$

### 3. *Dipole-Dipole*

Pada metode *dipole-dipole*, elektroda yang mengalirkan arus dan beda potensial terpisah dengan jarak sedangkan elektroda potensial dan elektroda arus terpisah sejauh  $na$  dengan  $n$  adalah bilangan bulat. Metode *dipole-dipole* mempunyai susunan seperti di bawah ini:



Gambar 10 Susunan elektroda arus dan potensial dalam pengukuran resistivitas metode *Dipole-Dipole*

dimana A dan B merupakan elektroda yang dialiri oleh arus sedangkan M dan N adalah elektroda potensial,  $n$  adalah faktor ekspansi atau nilai bilangan bulat dan  $a$  ialah jarak antar elektroda yang digunakan untuk setiap pengukuran. Pemisahan antara dipol selalu berupa kelipatan ( $n$ ) dari  $a$ .

Tabel 2 Konfigurasi metode geolistrik

Konfigurasi	Keterangan
<i>Dipole-dipole</i>	Konfigurasi <i>dipole-dipole</i> pada dasarnya memiliki keunggulan dalam pelaksanaannya, mampu mengatasi beberapa kelemahan yang dimiliki oleh konfigurasi <i>Schlumberger</i> dan <i>Wenner</i> , terutama terkait dengan kebutuhan akan kabel dan waktu yang





Konfigurasi	Keterangan
<i>Pole-pole</i>	<p>diperlukan untuk mengubah bentangan elektroda yang relatif lebih pendek. Selain itu, konfigurasi ini juga dapat diterapkan dalam kegiatan pemetaan, di mana pengukuran dilakukan dengan fokus pada hasil lateral.</p> <p>Konfigurasi <i>Pole-Pole</i> diketahui memiliki keunggulan dalam mendeteksi nilai resistivitas di bawah permukaan tanah. Meskipun demikian, jarang sekali konfigurasi ini digunakan dalam survei geolistrik untuk prosedur <i>sounding</i>. Pendekatan ini lebih difokuskan pada pencatatan gradien potensial atau intensitas medan listrik dengan memanfaatkan pasangan elektroda detektor potensial yang ditempatkan dalam jarak yang relatif lebih dekat daripada elektroda arus. Konfigurasi <i>Pole-Pole</i> melibatkan penggunaan satu elektroda arus dan satu elektroda potensial, dengan nilai resistivitas semuanya ditentukan melalui persamaan yang sama dengan konfigurasi <i>Wenner</i>.</p>
<i>Pole-dipole</i>	<p>Konfigurasi <i>pole-dipole</i> adalah salah satu metode elektroda yang menggambarkan adanya satu titik sumber arus dan satu titik ukur potensial. Metode <i>pole-dipole</i> lebih cepat dibandingkan dengan metode <i>Wenner</i> dan <i>Schlumberger</i> karena sifatnya yang <i>multi-channel</i>. Dalam praktiknya, konfigurasi ini efektif untuk menjangkau area secara horizontal, meskipun tidak sepeka terhadap gangguan <i>noise telurik</i> seperti yang terjadi pada konfigurasi <i>pole-pole</i>. Metode <i>pole-dipole</i> tidak bisa mendeteksi homogenitas batuan di dekat permukaan yang bisa berpengaruh terhadap hasil perhitungan.</p>
<i>Wenner</i>	<p>Konfigurasi ini menonjol dalam akurasi pembacaan karena memiliki nilai eksentrisitas yang relatif kecil, yakni sekitar 1/3. Metode ini sering digunakan untuk penyelidikan tanah dan melakukan pemetaan tanah secara horizontal. Selain itu, metode ini juga terkenal dengan kualitas sinyal yang baik.</p>



Konfigurasi	Keterangan
	Namun, salah satu kekurangannya adalah ketidakmampuannya dalam mendeteksi homogenitas batuan yang terletak dekat dengan permukaan.
<i>Schlumberger</i>	Konfigurasi ini dapat diterapkan baik dalam pemetaan resistivitas maupun <i>sounding</i> resistivitas. Perbedaannya dengan konfigurasi <i>Wenner</i> terletak pada penempatan elektroda-elektroda. Meskipun demikian, prosedur pelaksanaannya tetap sama, di mana dalam pemetaan resistivitas, jarak antara elektroda tetap untuk setiap titik pengukuran (titik <i>sounding</i> ), sedangkan dalam <i>sounding</i> resistivitas, jarak antara elektroda secara bertahap disesuaikan untuk setiap titik pengukuran. Penggunaan konfigurasi ini dapat menghasilkan resolusi yang tinggi secara vertikal, sehingga konfigurasi <i>Schlumberger</i> sering digunakan dalam survei <i>sounding</i> .
<i>Wenner-Schlumberger</i>	Konfigurasi ini mengadopsi jarak tetap antara elektroda (digunakan dalam pembuatan model resistivitas 2D) yang sensitif terhadap struktur horizontal dan vertikal dengan baik.

## 2.4 Resistivitas Batuan

Resistivitas merupakan ukuran yang menunjukkan karakteristik khas dari suatu bahan dalam kemampuannya untuk menghantarkan arus listrik, diukur dalam satuan ohm-meter ( $\Omega\text{m}$ ). Satu ohm-meter ( $\Omega\text{m}$ ) merujuk pada tingkat hambatan bahan yang memiliki panjang 1 meter dan luas penampang 1 meter persegi. Nilai resistivitas suatu bahan ditentukan oleh sifat-sifatnya yang unik. Dalam konteks ini, bahan yang memiliki mineral penyusun yang sama dapat memiliki nilai resistivitas yang berbeda jika perbandingannya berbeda. Faktor geometri tidak memengaruhi nilai resistivitas, karena nilai ini hanya bergantung pada jenis mineral penyusunnya.

Jenis mineral yang terdapat dalam tanah memengaruhi sifat fisik tanah, yang inkan jenis dan kondisi tanah tersebut. Komposisi tanah meliputi butiran (olid), air, dan udara, yang merupakan fase dan elemen utama yang uruhi resistivitas tanah (Telford, Geldart, & Sheriff, 1990).



Di antara berbagai sifat fisik mineral dan batuan, resistivitas menunjukkan variasi yang paling signifikan. Meskipun variasi nilai kepadatan, kecepatan gelombang, dan radioaktivitas relatif kecil, yakni dalam rentang sekitar  $10^{-5}$ , resistivitas mineral menunjukkan perbedaan yang jauh lebih besar. Nilai resistivitas mineral logam, dengan nilai sekitar  $10^{-5} \Omega\text{m}$ , dan kadar air yang rendah, serta batuan dengan butiran kecil seperti gabro, mencapai  $10^{-7} \Omega\text{m}$ . Rentang nilai resistivitas ini mungkin mencakup dari perak murni, yang memiliki resistivitas sekitar  $1,6 \times 10^{-8} \Omega\text{m}$ , hingga sulfur murni, yang memiliki resistivitas sekitar  $10^1 \Omega\text{m}$ . Secara umum, bahan konduktor didefinisikan sebagai bahan dengan resistivitas kurang dari  $10^{-5} \Omega\text{m}$ , sedangkan bahan isolator memiliki resistivitas lebih dari  $10^7 \Omega\text{m}$  dan di antara keduanya, terdapat semikonduktor. Logam dan grafit termasuk dalam kategori konduktor karena mengandung jumlah elektron bebas yang besar, sementara semikonduktor mampu mengalirkan arus dengan gerakan elektron yang lebih sedikit (Telford, Geldart, & Sheriff, 1990).

Setiap batuan memiliki karakteristik unik dan berbeda-beda terkait dengan sifat kelistrikannya. Salah satu aspek penting dari sifat kelistrikan batuan adalah resistivitas atau tahanan jenis, yang mengindikasikan kemampuan batuan tersebut untuk menghantarkan arus listrik, baik yang timbul secara alami maupun yang sengaja diinduksi. Semakin tinggi nilai resistivitas suatu bahan, semakin sulit bagi bahan tersebut untuk menghantarkan arus listrik dan begitu pula sebaliknya, semakin rendah nilai resistivitasnya, semakin mudah bahan tersebut menghantarkan arus listrik. Sifat kelistrikan dari batuan dipengaruhi oleh dua parameter utama, yaitu nilai resistivitas dari lapisan batuan dan ketebalannya. Selain kedua parameter utama tersebut, terdapat pula parameter turunan lain yang memengaruhi sifat kelistrikan batuan, seperti konduktansi longitudinal, resistansi transversal, resistivitas transversal, dan resistivitas longitudinal (Prameswari, Bahri, & Parnadi, 2012).

Sifat kelistrikan batuan merujuk pada respon kelistrikan batuan ketika dialiri arus listrik. Aliran arus listrik di dalam batuan dipengaruhi oleh beberapa faktor,

porositas batuan serta kandungan air yang terperangkap di dalam pori-an. Berdasarkan nilai resistivitasnya, batuan dapat diklasifikasikan ke a kategori utama. Kategori pertama adalah konduktor baik, dengan nilai



resistivitas antara  $10^{-6}$  hingga  $1 \Omega\text{m}$ . Kategori kedua adalah konduktor sedang, yang memiliki nilai resistivitas antara 1 hingga  $10^7 \Omega\text{m}$ . Kategori ketiga adalah isolator, dengan nilai resistivitas lebih dari  $10^7 \Omega\text{m}$ . Aliran listrik di dalam batuan dan mineral dapat dikelompokkan ke dalam tiga jenis, yaitu (Telford, Geldart, & Sheriff, 1990):

#### 1. Konduksi Elektronik

Elektron yang bebas dalam batuan dan mineral memungkinkan terjadinya konduksi elektronik, di mana arus listrik dapat mengalir dengan mudah melalui mereka. Kemampuan suatu batuan untuk menghantarkan arus listrik tidak hanya bergantung pada keberadaan elektron bebas, faktor lainnya seperti resistivitas juga memegang peranan penting. Dalam konteks ini, batuan dengan resistivitas tinggi memiliki hambatan yang lebih besar terhadap aliran listrik, sehingga sulit untuk dialiri arus listrik. Ketika arus listrik mengalir melalui berbagai jenis batuan, karakteristik resistivitas ini menjadi faktor yang menentukan seberapa mudah atau sulit arus tersebut bisa melewatinya. Selain resistivitas, karakteristik lain seperti komposisi mineral dan struktur kristal juga dapat mempengaruhi cara batuan dan mineral menghantarkan listrik.

#### 2. Konduksi Elektrolit

Konduksi Elektrolit umumnya terjadi pada batuan yang memiliki sifat konduktor yang buruk dan resistivitas yang tinggi. Fenomena konduksi elektrolit sering terjadi pada batuan atau materi yang bersifat berpori, di mana pori-pori tersebut dapat diisi oleh larutan elektrolit. Batuan-batuan ini kemudian berperan sebagai konduktor elektrolit, di mana arus listrik diangkut oleh ion-ion elektrolit yang terdapat dalam air. Konduktivitas dan resistivitas dari batuan berpori bergantung pada volume dan distribusi pori-porinya. Konduktivitas akan meningkat seiring dengan peningkatan kandungan dalam batuan, sementara resistivitas akan meningkat ketika kandungan air dalam batuan berkurang.



nduksi Dielektrik

nduksi Dielektrik terjadi pada batuan yang memiliki sifat dielektrik, yang arti batuan tersebut memiliki sedikit atau bahkan tidak ada elektron bebas

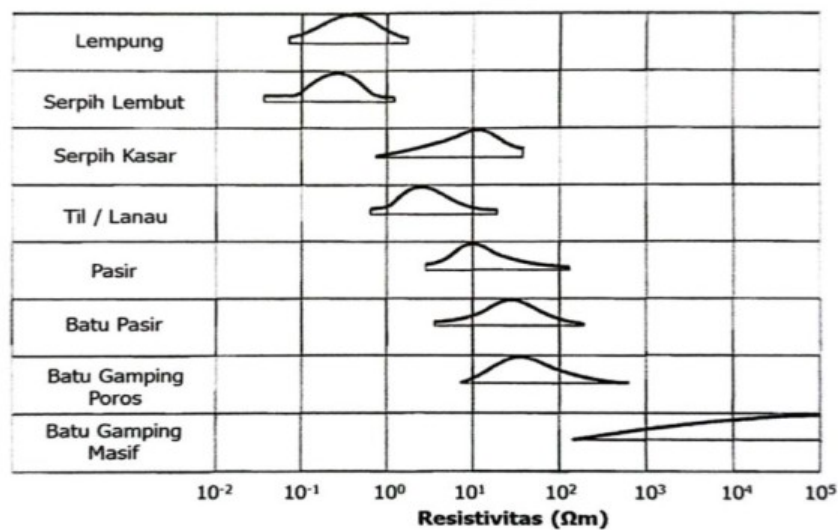
sama sekali. Meskipun demikian, pengaruh medan listrik eksternal dapat menyebabkan elektron dalam atom batuan bergerak dan berkumpul terpisah dari inti atomnya, menyebabkan terjadinya polarisasi. Fenomena ini bergantung pada sifat konduksi dielektrik yang unik dari setiap batuan yang terlibat.

Tabel 3 Nilai resistivitas beberapa macam material

<b>Material</b>	<b>Resistivitas (<math>\Omega\text{m}</math>)</b>
Udara	~
Pirit ( <i>Pyrite</i> )	0,01 – 100
Kuarsa ( <i>Quartz</i> )	500 – $8 \times 10^5$
Kalsit ( <i>Calcite</i> )	$1 \times 10^{12}$ – $1 \times 10^{13}$
Garam batu ( <i>Rock salt</i> )	30 – $1 \times 10^{13}$
Granit ( <i>Granite</i> )	200 – $1 \times 10^5$
Andesit ( <i>Andesite</i> )	$1,7 \times 10^2$ – $4,5 \times 10^4$
Basal ( <i>Basalt</i> )	10 – $1,3 \times 10^7$
Batugamping ( <i>Limestone</i> )	500 – $1 \times 10^4$
Batupasir ( <i>Sandstone</i> )	200 – 8000
Batu tulis ( <i>Shales</i> )	20 – 2000
Pasir ( <i>Sand</i> )	1 – 1000
Lempung ( <i>Clay</i> )	1 – 100
Air tanah ( <i>Ground water</i> )	0,5 – 300
Air laut ( <i>Sea water</i> )	0,2
Magnetit ( <i>Magnetite</i> )	0,01 – 1000
Kerikil kering ( <i>Dry gravel</i> )	600 – 1000
Aluvium ( <i>Alluvium</i> )	10 – 800
Kerikil ( <i>Gravel</i> )	100-600

Sumber: (Telford, Geldart, & Sheriff, 1990)





Gambar 11 Rentang nilai resistivitas beberapa batuan (Todd dan Mays, 2005)

Informasi tentang nilai resistivitas dapat memberikan pemahaman mendalam mengenai kondisi di bawah permukaan. Tidak semua batuan atau mineral memiliki nilai resistivitas yang serupa. Variasi komposisi material dalam batuan mengakibatkan nilai resistivitas yang beragam. Perbedaan nilai resistivitas ini disebabkan oleh keragaman jenis tanah dan batuan yang terdapat di lokasi tersebut (Hendrajaya & Arif, 1990). Menurut (Reynolds, 1997), nilai resistivitas pada setiap jenis batuan dipengaruhi oleh sejumlah faktor yang bervariasi yaitu:

1. Kandungan air dalam batuan memiliki pengaruh signifikan terhadap nilai resistivitasnya. Kandungan air yang tinggi menyebabkan nilai resistivitas batuan menjadi rendah.
2. Komposisi mineral dalam batuan juga berperan dalam menentukan nilai resistivitasnya. Kandungan mineral yang tinggi menyebabkan nilai resistivitas batuan menjadi rendah.
3. Porositas batuan turut memengaruhi nilai resistivitas. Jika pori-pori batuan terisi air, resistivitasnya akan lebih rendah daripada batuan yang kering.
4. Kelarutan garam dalam air dan dalam batuan juga menjadi faktor penting. Kelarutan garam akan meningkatkan kandungan ion dalam air, yang menyebabkan resistivitasnya menjadi rendah dan berperan sebagai konduktor.



Faktor-faktor di atas menyebabkan nilai resistivitas batuan yang muncul pada lapisan penyusun bumi berbeda-beda.

Tabel 4 Nilai resistivitas batuan

<b>Jenis Batuan</b>	<b>Resistivitas (<math>\Omega\text{m}</math>)</b>
Gambut dan Lempung	8 – 50
Lempung Pasiran dan Lapisan Kerikil	40 – 250
Pasir dan Kerikil Jenuh	40 – 100
Pasir dan Kerikil Kering	100 – 3000
Batulempung, Napal, dan Serpih	8 – 100
Batupasir dan Batukapur	100 – 4000

Sumber: (Verhoef, 1994)

