

BAB II

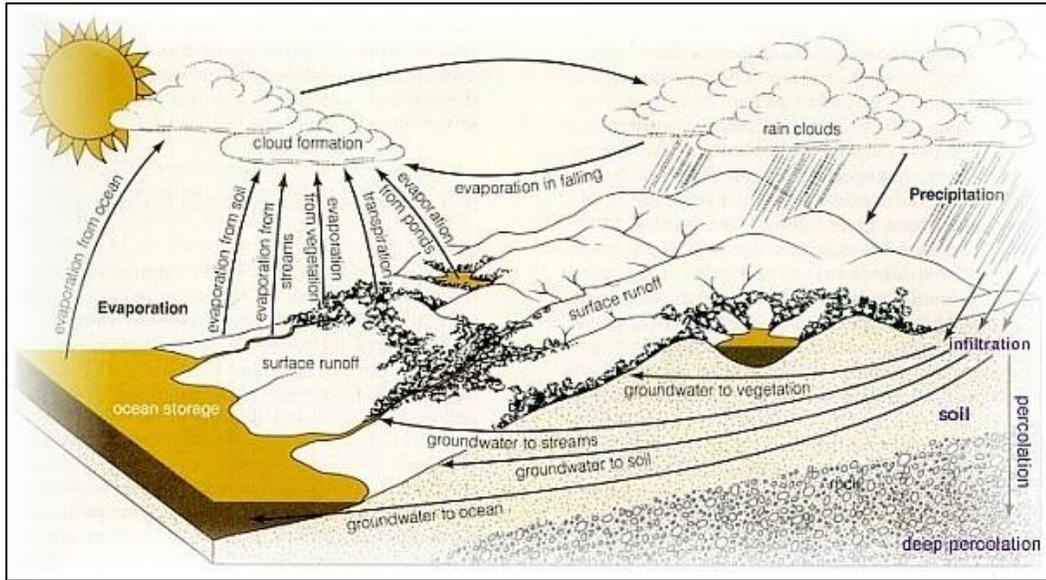
TEORI DASAR

2.1 Air Tanah

Air Tanah merupakan air yang menempati celah-celah tanah atau pada pori-pori batuan yang tersimpan dan mengalir di bawah permukaan tanah [9]. Air tanah terbagi menjadi dua, air tanah dangkal yang terletak tidak jauh dari permukaan yang berasal dari air hujan yang diikat oleh akar pohon dan air tanah dalam yang terletak lebih dalam dari permukaan yang berasal dari air hujan proses absorpsi serta *filtrasi* oleh batuan dan mineral di dalam tanah. Sehingga berdasarkan prosesnya, air tanah dalam lebih jernih dari air tanah dangkal [10]. Peranan air tanah sangat penting karena air tanah menjadi sumber air utama untuk memenuhi kebutuhan pokok makhluk hidup, seperti air minum, rumah tangga, industri, irigasi, pertambangan, perkotaan dan lainnya, serta sudah menjadi komoditi ekonomis bahkan di beberapa tempat sudah menjadi komoditi strategis.

Air tanah terbentuk dari air hujan dan proses terbentuknya berdasarkan siklus hidrologi pada Gambar 2.1. Daur air dimulai dari kondisi pemanasan air yang ada dilaut, darat, sungai, danau dan sebagainya dan mengalami evaporasi (penguapan) keangkasa (*atmosphere*). Penguapan ini mengalami kondensasi dan menjadi partikel-partikel es dan membentuk sebuah awan. Pada keadaan jenuh uap air (awan) itu akan menjadi bintik-bintik air yang selanjutnya akan turun (*precipitation*) dalam bentuk hujan, salju dan es. Air yang turun dari atmosfer kemudian sebagian akan meresap kedalam tanah (*infiltrasi*) dan sebagian akan tertampung sementara dalam cekungan-cekungan permukaan tanah. Air yang meresap kedalam tanah mula-mula akan meresap ke zona tak jenuh (*zone of aeration*) kemudian terus meresap makin dalam (*percolate*) sampai zona jenuh air dan akan menjadi air tanah. Proses pengaliran pada zona tidak jenuh dapat berlangsung akibat perbedaan tekanan, perbedaan kadar lengas tanah, tekanan kapiler maupun akibat pengisapan oleh akar tumbuhan (*root water uptake*) [11]. Pergerakan air tanah dapat secara lateral dan

vertikal yang dipengaruhi oleh keadaan morfologi, hidrologi, dan keadaan geologi sekitar. Pengaruh hidrologi adalah kuantitas presipitasi, pengaruh iklim, dan daya infiltrasi serta banyaknya penguapan. Sedangkan pengaruh faktor geologi adalah perbedaan bentuk besar butir, lapisan batuan, dan struktur geologi.



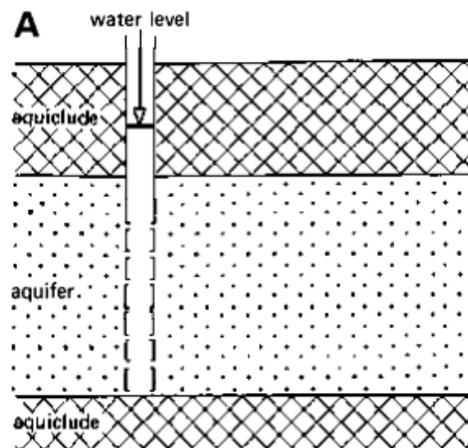
Gambar 2.1 Siklus Hidrologi Air Tanah [12].

Air tanah berasal dari berbagai sumber. Air yang berasal dari hujan yang meresap kedalam tanah disebut air meteorik. Terdapat juga air tanah yang terjebak pada pori-pori bebatuan disaat bebatuan terbentuk yang dimana dapat berasal dari air tawar atau air laut yang bermineral tinggi disebut air fosil atau air *connate*. Aktivitas magma di dalam bumi dapat membentuk air tanah disebut air juvenil. Dari ketiga sumber air ini sumber air terbesar yaitu air meteorik [13]. Kedalaman air tanah di semua tempat tidak sama tergantung pada tebal tipisnya lapisan permukaan di atasnya dan kedudukan lapisan tanah. Kedalaman air tanah dapat dicerminkan dengan kedalaman sumur di lokasi pengukuran. Volume air yang meresap ke dalam tanah tergantung dari jenis lapisan batumannya. Lapisan yang mudah dilalui oleh air tanah disebut lapisan tidak kedap air (*permeable*), seperti lapisan yang terdapat pada pasir atau kerikil. Lapisan yang sulit dilalui air tanah disebut lapisan kedap air (*impermeable*), seperti lapisan lempung [14].

Berdasarkan sifat batuan terhadap air tanah, terdapat klasifikasi air tanah yaitu akuifer, akuitar, akuiklud dan akuifug [15]. Akuifer adalah lapisan batuan yang dapat menyimpan dan meneruskan air dalam jumlah yang cukup berarti. Akuifer disebut juga lapisan pembawa air. Batuan pada akuifer bersifat permeabel, misalnya pasir, kerikil. Akuitar (*Aquitard*) adalah lapisan batuan yang dapat menyimpan dan meneruskan air dalam jumlah yang terbatas, misalnya lempung. Akuiklud (*Aquiclude*) adalah lapisan batuan yang dapat menyimpan air, tetapi tidak dapat meneruskan air dalam jumlah yang berarti, misalnya shale, tuf, lempung. Akuifug (*Aquifuge*) adalah lapisan batuan yang tidak dapat menyimpan dan meloloskan air. Akuifug bersifat kedap air (tidak dapat menyimpan), misalnya granit, batuan yang kompak.

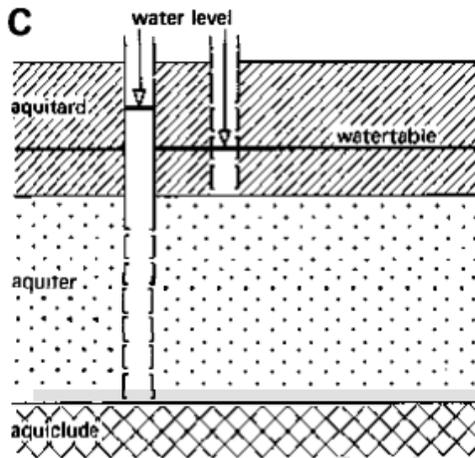
Sedangkan berdasarkan litologinya, akuifer dapat dibedakan menjadi [16][17], yaitu:

1. Akuifer tertekan (*confined aquifer*) merupakan akuifer yang batas lapisan atas dan lapisan bawah adalah lapisan tidak tembus air atau kedap air. Akuifer ini terisi penuh oleh air tanah sehingga pengeboran yang menembus akuifer ini akan menyebabkan naiknya muka air tanah di dalam sumur bor yang melebihi kedudukan semula.



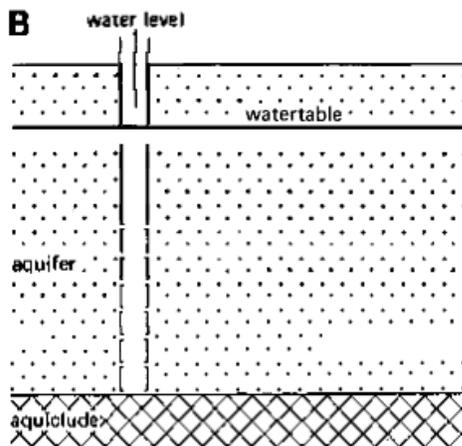
Gambar 2.2 Sistem Akuifer Tertekan (*Confined Aquifer*) [18].

2. Akuifer semi tertekan (*semi confined aquifer*) atau disebut juga *leaky aquifer* merupakan akuifer yang jenuh air dan pada lapisan atas atau lapisan bawah masih mampu meluluskan atau dilewati air meskipun sangat kecil. Gambar 2.3 menjelaskan ilustrasi akuifer semi tertekan yang mana akuifer berada diantara lapisan atas akuitar dan lapisan bawah akuiklud.



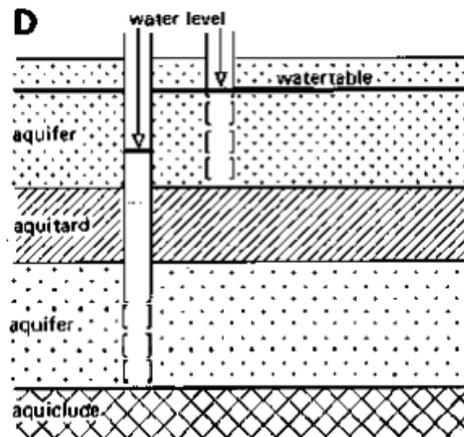
Gambar 2.3 Sistem Akuifer semi tertekan (*semi confined aquifer*) [18].

3. Akuifer bebas (*unconfined Aquifer*) merupakan akuifer jenuh air (*saturated*) dimana lapisan pembatasnya kedap air, hanya pada bagian bawahnya dan tidak ada pembatas di lapisan atasnya (batas di lapisan atas berupa muka air tanah atau *water table*). Gambar 2.4 menjelaskan ilustrasi akuifer bebas yang mana lapisan atas merupakan akuifer dan lapisan bawah berupa akuiklud.



Gambar 2.4 Sistem Akuifer bebas (*unconfined Aquifer*) [18].

4. Akuifer setengah bebas (*semi unconfined aquifer*) merupakan jenis akuifer peralihan antara akuifer setengah tertekan dengan akuifer bebas. Dimana, lapisan bawahnya yang merupakan lapisan kedap air, sedangkan lapisan atasnya merupakan material berbutir halus, sehingga pada lapisan penutupnya masih memungkinkan pergerakan air. Gambar 2.5 menjelaskan ilustrasi akuifer setengah bebas yang mana lapisan atasnya berupa akuitar atau akuifer dan lapisan bawahnya berupa akuiklud.



Gambar 2.5 Sistem Akuifer setengah bebas (*semi unconfined aquifer*)[18].

2.2 Metode Geolistrik

Metode geolistrik adalah salah satu metode geofisika aktif, yang bertujuan untuk mengetahui sifat-sifat kelistrikan pada lapisan batuan di bawah permukaan tanah dengan cara menginjeksikan arus listrik ke dalam tanah. Metode geolistrik dapat digunakan untuk eksplorasi mineral, sumber air tanah, penentuan ketebalan lapisan tanah bagian atas, kedalaman *bedrock*, penelitian panas bumi dan lain-lain. Metode geolistrik juga digunakan dalam pemetaan bawah permukaan, reservoir air dan dapat juga mengetahui pola aliran air tanah baik dangkal ataupun dalam sehingga dapat mengetahui letak penyimpanan air tanah dari model geometri yang didapatkan. Metode geolistrik juga dapat dikenal dengan metode Potensial, Induksi Polarisasi (IP), Resistivitas (Tahanan Jenis). Pada penelitian metode geolistrik yang digunakan adalah metode tahanan Jenis.

Metode geolistrik resistivitas (tahanan jenis) merupakan suatu metode pendugaan kondisi bawah permukaan bumi dengan memanfaatkan injeksi arus listrik ke dalam bumi melalui dua elektroda arus. Kemudian beda potensial yang terjadi diukur dengan menggunakan dua elektroda potensial. Dari hasil pengukuran arus dan beda potensial untuk jarak elektroda tertentu, dapat ditentukan variasi harga hambatan jenis masing-masing lapisan di bawah titik ukur. Hambatan jenis/resistivitas adalah sifat/kemampuan suatu bahan untuk menghambat arus listrik yang melaluinya. Suatu bahan yang memiliki resistivitas yang semakin besar akan menjadikan arus listrik semakin sulit untuk mengalir. Metode resistivitas atau metode tahanan jenis lebih efektif dan cocok digunakan untuk eksplorasi yang bersifat dangkal, jarang memberikan informasi lapisan pada kedalaman lebih dari 300 m.

Berdasarkan pada tujuan penyelidikan, metode geolistrik tahanan jenis terbagi menjadi 2 jenis [19], yaitu:

1. Metode resistivitas *mapping*

Pada metode ini bertujuan untuk mempelajari variasi resistivitas bawah permukaan secara horizontal. Oleh karena itu pada metode ini digunakan konfigurasi elektroda yang sama untuk semua titik pengamatan di permukaan bumi. Untuk selanjutnya diolah sehingga menghasilkan kontur resistivitasnya.

2. Metode resistivitas *sounding*

Pada metode ini bertujuan untuk mempelajari variasi resistivitas bawah permukaan secara vertikal. Pada metode ini, pengukuran potensial dilakukan dengan mengubah-ubah jarak elektroda. Pengubahan jarak elektroda ini dilakukan dari jarak terkecil kemudian diperbesar secara gradual. Jarak ini akan sebanding dengan kedalaman lapisan yang akan terdeteksi. Pembesaran jarak elektroda tersebut dilakukan apabila memiliki peralatan geolistrik yang memadai dimana alat tersebut harus bisa menghantarkan arus listrik yang besar dan atau memiliki sensitivitas yang tinggi (sehingga mampu mendeteksi perbedaan potensial yang kecil).

Prinsip dari metode resistivitas adalah mengalirkan arus searah pada permukaan tanah sehingga beda potensial pada dua titik dapat diukur. Konsep dasar dari metode resistivitas adalah Hukum Ohm, yaitu hubungan antara arus yang dialirkan dan beda potensial yang terukur [20]. Resistansi dirumuskan:

$$R = \frac{V}{I} \quad (2.1)$$

dengan,

R : Resistansi (Ω)
 V : Potensial (V)
 I : Arus Listrik (A)

Oleh karena medium di bawah permukaan bumi tidak homogen (sejenis), maka terdapat pengertian hambatan jenis (resistivitas) yang bergantung dari pemasangan elektroda arus dan potensial atau faktor geometri (k), sehingga dapat dirumuskan dengan persamaan:

$$\rho = k \frac{V}{I} \quad (2.2)$$

dengan,

ρ : Tahanan jenis (Ωm)
 k : Faktor Geometri (m)
 V : Tegangan listrik (V)
 I : Arus listrik (A)

2.3 Sifat Listrik Dalam Batuan

Aliran arus listrik di dalam batuan atau mineral dapat digolongkan menjadi 3 macam, yaitu konduksi secara elektronik, konduksi secara dielektrik, dan konduksi secara elektrolitik [20].

2.3.1 Konduksi Secara Elektrolitik

Konduksi secara elektrolitik, Konduksi ini terjadi apabila batuan atau mineral mempunyai banyak elektron bebas. Karena hal ini arus listrik dialirkan dalam batuan atau mineral oleh elektron-elektron bebas tersebut. Aliran listrik ini dipengaruhi oleh sifat ataupun karakteristik dari masing-masing batuan yang dilaluinya.

2.3.2 Konduksi Secara Elektrolitik

Konduksi secara elektrolitik, sebagian besar batuan merupakan konduktor yang buruk dan memiliki resistivitas yang sangat tinggi. Namun pada kenyataannya batuan biasanya bersifat poros dan memiliki pori-pori yang terisi oleh fluida, terutama air. Akibatnya batuan-batuan tersebut menjadi konduktor elektrolit, dimana konduksi arus listrik dibawa oleh ion-ion elektrolit dalam air konduktivitas dan susunan pori-porinya. Konduktivitasnya akan semakin besar jika kandungan air dalam batuan bertambah banyak, dan sebaliknya resistivitas akan semakin besar jika kandungan air dalam batuan berkurang.

Oleh karena itu hubungan antara resistivitas dengan porositas batuan yang terisi penuh oleh air pori, dinyatakan dalam persamaan Archie 1:

$$\rho_1 = \rho_w a \emptyset^{-m} \quad (2.3)$$

sedangkan untuk porositas batuan yang porositasnya tidak jenuh air terisi air, dinyatakan dalam persamaan Archie 2:

$$\rho_t = \rho_b S_w^{-n} = \rho_w a \emptyset^{-m} S_w^{-n} \quad (2.4)$$

Dimana, \emptyset adalah porositas, a adalah konstanta untuk mencirikan jenis, karakter batuan seperti tekstur, bentuk dan lain-lain, ρ_1 adalah resistivitas batuan dari permukaan, lubang bor yang sudah terukur, ρ_w adalah resistivitas jenis air pengisi pori yang diukur dari air formasi ataupun dihitung, ρ_t adalah resistivitas batuan tidak jenuh air, ρ_b adalah resistivitas batuan bila jenuh terisi air formasi, m adalah yang mencirikan karakter sementasi, S_w adalah fraksi pori-pori yang berisi air (saturasi) dan n adalah faktor kejenuhan air. Untuk nilai n yang sama, schlumberger menyarankan $n = 2$

2.3.3 Konduksi Secara Dielektrik

Konduksi secara dielektrik, konduksi ini terjadi jika batuan atau mineral bersifat dielektrik terhadap aliran arus listrik, artinya terjadi polarisasi saat batuan atau mineral tersebut dialiri arus listrik.

2.4 Tahanan Jenis Semu

Bumi diasumsikan sebagai bola padat yang mempunyai sifat homogen isotropis, resistivitas yang terukur merupakan resistivitas sebenarnya dan tidak tergantung atas spasi elektroda. Bumi pada kenyataannya terdiri atas lapisan-lapisan dengan nilai resistivitas yang berbeda-beda, sehingga potensial yang terukur merupakan pengaruh dari lapisan-lapisan tersebut. Resistivitas semu dirumuskan dengan [21]:

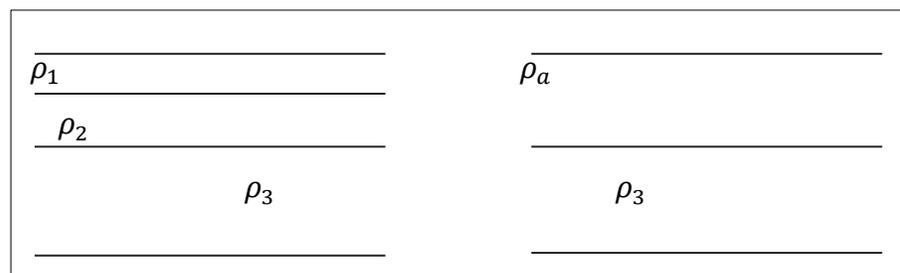
$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I} \quad (2.5)$$

dengan,

$$k = \left(\frac{2\pi}{\frac{1}{r_1} \frac{1}{r_2} \frac{1}{r_3} \frac{1}{r_4}} \right) \quad (2.6)$$

dimana, ρ_a (resistivitas semu), ΔV (beda potensial), I (kuat arus), k (faktor geometri) dari susunan elektroda. Nilai k dapat berubah sesuai dengan perubahan jarak spasi elektroda dalam penelitian.

Bumi merupakan medium berlapis-lapis yang masing-masing lapisan mempunyai harga resistivitas yang berbeda. Resistivitas semu merupakan suatu konsep abstrak yang di dalamnya terkandung keterangan tentang kedalaman dan sifat suatu lapisan tertentu. Konsep resistivitas semu bisa dilihat pada Gambar 2.2.



Gambar 2.6 Konsep Tahanan Jenis Semu pada Medium Lapisan [22].

Semisal medium yang ditinjau terdiri dari 2 lapis dan mempunyai nilai resistivitas yang berbeda (ρ_1 dan ρ_2). Dalam pengukuran, medium ini akan dianggap sebagai 1 lapisan yang homogen dan mempunyai 1 harga resistivitas yaitu ρ_a (*apparent resistivity*) atau resistivitas semu. Dengan konduktansi lapisan fiktif sama dengan jumlah konduktansi masing-masing lapisan $\sigma_a = \sigma_1 + \sigma_2$.

Untuk medium berlapis, harga resistivitas semu ini merupakan fungsi jarak bentangan (jarak antar elektroda arus). Untuk jarak antar elektroda arus yang kecil akan memberikan ρ_a yang harganya mendekati ρ batuan di dekat permukaan. Sedang untuk jarak bentangan yang besar, ρ_a yang diperoleh akan mewakili harga ρ batuan yang lebih dalam.

2.5 Resistivitas Batuan

Tahanan jenis merupakan sifat fisika yang menunjukkan kemampuan material untuk menghambat aliran arus listrik [23]. Semakin besar nilai resistivitas suatu batuan maka akan semakin sulit untuk batuan tersebut menghantarkan arus listrik. Terdapat beberapa jenis material yang dapat menghantarkan arus listrik yaitu konduktor, semikonduktor dan isolator. Konduktor adalah material yang dapat menghantarkan arus listrik dengan baik karena memiliki banyak elektron bebas. Konduktor memiliki konduktivitas yang baik. Isolator adalah material yang tidak dapat menghantarkan arus listrik dengan baik karena memiliki sedikit elektron bebas. Semikonduktor adalah material yang dapat menghantarkan arus listrik dengan baik, namun tidak sebaik konduktor.

Terdapat rentang nilai kelistrikan dari setiap batuan yang ada dan hal ini akan membantu dalam penentuan jenis batuan berdasarkan harga resistivitasnya atau sebaliknya yang dapat dilihat pada Tabel 2.1.

Tabel 2.1 *Resistivity* Batuan Sedimen [20].

Jenis Batuan	Kisaran <i>Resistivity</i> (Ωm)
<i>Consolidated Shales Argillites</i>	$20 - 2 \times 10^3$
<i>Conglomerates</i>	$10 - 8 \times 10^2$
<i>Sandstones</i>	$2 \times 10^3 - 10^4$
<i>Limestones</i>	$1 - 6.4 \times 10^8$
<i>Dolomite</i>	$50 - 10^7$
<i>Unconsolidated Wet Clay</i>	$3,5 \times 10^2 - 5 \times 10^3$
<i>Marls</i>	20
<i>Clays</i>	3 - 70
<i>Alluvium and Sands</i>	1 - 100
<i>Oil Sands</i>	10 - 800
	4 - 800

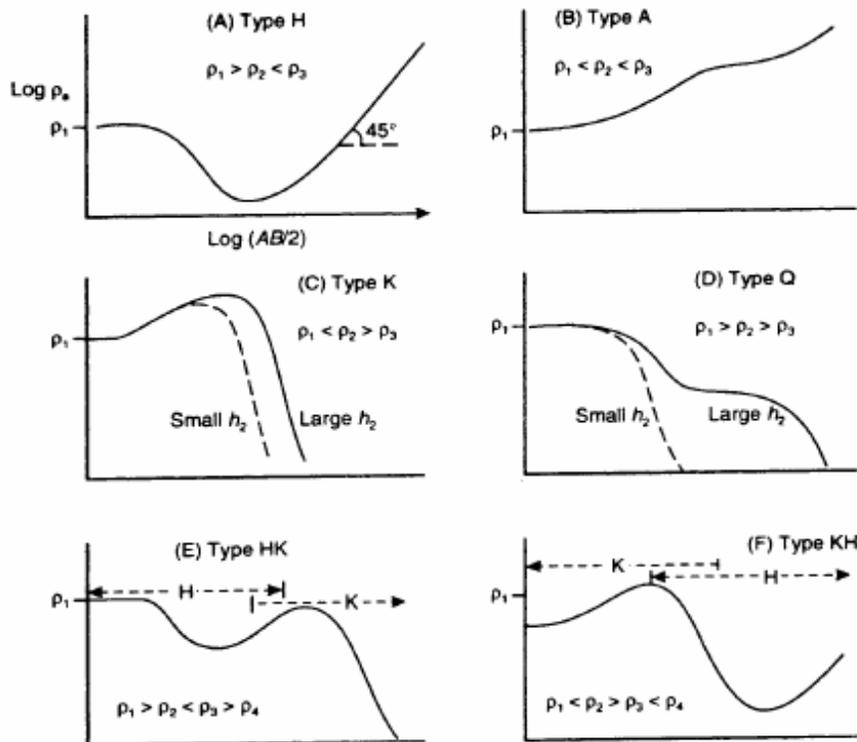
Adapun Tabel 2.2, menunjukkan rentang nilai resistivitas berdasarkan interpretasi batuan hasil pengukuran geolistrik tahanan jenis yang dilakukan di Kampus ITERA.

Tabel 2 2 Rentang Nilai Resisitivitas dan Litologi Batuan ITERA [8].

Nilai Resistivitas	Litologi
$<20 \Omega\text{m}$	<i>tuffaceous claystone</i> (lempung tufaan) Batuan tuf berbutir halus yang memiliki kandungan <i>clay</i> . Sifatnya <i>impermeable</i> dan tidak dapat menjadi akuifer
$20 - 80 \Omega\text{m}$	<i>tuffaceous sandstones</i> (pasir tufaan) Batuan tuf yang memiliki kandungan pasir dengan ukuran butir menengah - kasar. Sifatnya <i>permeabel</i> dengan porositas baik dan dapat menjadi akuifer tertekan.
$80 - 150 \Omega\text{m}$	<i>Tuff</i> Batuan tuf dengan ukuran butir kasar, terletak pada bagian yang relatif dangkal dari permukaan/pada bagian bawah tanah penutup. Batuan ini juga dapat berperan menjadi akuifer.
$>150 \Omega\text{m}$	<i>Tuff</i> Batuan tuf dengan ukuran butir halus dan kompak.

2.6 Vertical Electrical Sounding (VES)

VES adalah salah satu teknik pengukuran geolistrik yang bertujuan untuk memperkirakan variasi nilai resistivitas sebagai fungsi dari kedalaman dari suatu titik pengukuran. Untuk mendapatkan kedalaman investasi maka pada titik *sounding* pengukuran dapat dilakukan dengan jarak antar elektroda yang berbeda. Perubahan jarak elektroda dilakukan dari jarak terkecil kemudian membesar secara gradual. Perubahan jarak elektroda ini sebanding dengan kedalaman lapisan batuan yang terdeteksi. Semakin besar jarak elektroda maka semakin dalam lapisan yang terdeteksi. Hasil pengukuran *sounding* yang didapatkan akan diolah dengan metode pencocokan kurva [24]. Dari setiap tipe kurva *sounding* memberikan informasi mengenai jumlah lapisan, ketebalan lapisan, dan nilai resistivitas dari setiap lapisan batuan.

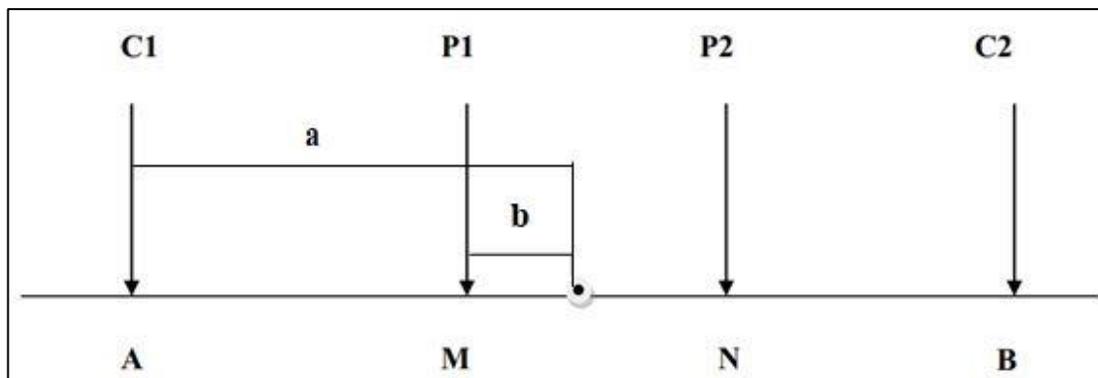


Gambar 2.7 Kurva *Sounding* Sebagai Fungsi Kedalaman [20].

Gambar 2.3 merupakan kurva *sounding* yang memperlihatkan empat tipe kurva *sounding* sesuai dengan variasi resistivitas untuk kasus empat lapisan, yaitu tipe A, tipe H, tipe K, dan tipe Q. Dan dua tipe kurva HK dan KH merupakan variasi resistivitas untuk lebih dari empat lapisan. Kurva ini menggambarkan hubungan antara jarak elektroda arus ($AB/2$), nilai resistivitas semu (ρ_a), nilai resistivitas sebenarnya (ρ), distribusi kedalaman dan ketebalan lapisan-lapisan nilai resistivitas sebenarnya. Hubungan antara jenis dan susunan material bawah permukaan bumi terhadap variabel-variabel VES akan tampak lebih mudah dipahami melalui representasi dari hasil interpretasi tabel nilai resistivitas sebenarnya pada kurva VES [25].

2.7 Konfigurasi *Schlumberger*

Elektroda A dan B disebut elektroda arus, sedangkan elektroda M dan N disebut elektroda potensial. Gambar 2.8 menggambarkan skema konfigurasi ini dimana elektroda arus diletakkan di kedua ujung susunan elektroda sedangkan elektroda potensial diletakkan dibagian tengah. Prinsip konfigurasi *Schlumberger* idealnya jarak MN lebih kecil dari AB, sehingga jarak MN secara teoritis tidak berubah. Perubahan jarak MN yang didapatkan tidak lebih besar dari 1/5 jarak AB [8], [26], dan [27].



Gambar 2.8 Skema Konfigurasi *Schlumberger* [28].

Penyusunan elektroda arus dan elektroda tegangan yang berbeda seperti Gambar 2.4, mengakibatkan penggunaan faktor geometri yang berbeda. Faktor geometri atau dilambangkan dengan k merupakan besaran yang penting dalam pendugaan tahanan jenis vertikal maupun horizontal.

Besarnya faktor geometri pada konfigurasi *Schlumberger* [28], adalah:

$$r1 = C1P1 = \frac{AB}{2} - \frac{MN}{2} = a - b$$

$$r2 = C2P1 = \frac{AB}{2} + \frac{MN}{2} = a + b$$

$$r3 = C1P2 = \frac{AB}{2} + \frac{MN}{2} = a + b$$

$$r4 = C2P2 = \frac{AB}{2} - \frac{MN}{2} = a - b$$

dari persamaan (2,6), maka:

$$k = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{r1} - \frac{1}{r2} - \frac{1}{r3} + \frac{1}{r4}\right)}$$

$$k = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{a-b} - \frac{1}{a+b} - \frac{1}{a+b} + \frac{1}{a-b}\right)}$$

$$k = \frac{2\pi}{2\left(\frac{1}{a-b}\right) - 2\left(\frac{1}{a+b}\right)}$$

$$k = \frac{\pi}{\left(\frac{1}{a-b}\right) - \left(\frac{1}{a+b}\right)}$$

$$k = \frac{\pi(a-b)(a+b)}{2b}$$

$$k = \frac{\pi(a^2-b^2)}{2b} \quad (2.7)$$