BAB II
TEORI DASAR

2.1 Metode Geolistrik Resistivitas

Metode Geolistrik Resistivitas adalah salah satu metode geofisika aktif yang menggunakan sumber buatan dengan menginjeksikan listrik melalui elektroda ke dalam bumi. Metode Geolistrik merupakan salah satu metode pengukuran geofisika yang menitikberatkan pada potensial listrik dari berbagai resistivitas batuan di bawah permukaan bumi. Metode ini berguna untuk mengetahui persebaran resistivitas bawah permukaan yang akan diinterpretasi untuk mengetahui informasi geologi bawah permukaan. Metode ini menggunakan konsep dasar Hukum Ohm yang menggambarkan hubungan antara tegangan *V* pada penghantar dan arus *I*. Dapat ditulis dalam rumus berikut:

$$V = IR \qquad (1)$$

dimana

R : Resistansi (Ω)

I : Kuat arus (A)

V : Tegangan (V)

2.1.1 Prinsip Metode Geolistrik Resistivitas

Prinsip kerja metode Resistivitas adalah mempelajari aliran listrik di dalam bumi dan cara mendeteksinya di permukaan bumi. Dalam hal ini meliputi pengukuran potensial, arus, dan medan elektromagnetik yang terjadi baik secara alamiah maupun akibat injeksi arus ke dalam bumi (buatan). Penginjeksikan arus ke dalam bumi melalui dua elektroda dapat menimbulkan beda potensial. Hasil pengukuran arus dan beda potensial untuk setiap jarak elektroda yang berbeda dapat digunakan untuk menurunkan variasi harga resistivitas lapisan di bawah titik ukur (*sounding point*) (Wuryantoro, 2007).

Metode Geolistrik Resistivitas lebih efektif digunakan eksplorasi yang sifatnya dangkal, dan jarang memberikan informasi lapisan di kedalaman lebih dari 100 meter. Jika kedalamannya lebih dari harga tersebut, maka informasi yang diperoleh kurang akurat. Hal tersebut disebabkan bentangan yang besar dengan

maksud mendapatkan penetrasi kedalaman di atas 100 meter, maka arus yang mengalir ke bawah permukaan semakin lemah dan tidak stabil akibat perubahan bentangan yang semakin besar. Oleh karena itu metode ini jarang digunakan untuk eksplorasi minyak tetapi lebih banyak digunakan dalam bidang *engineering geology* seperti penentuan kedalaman *basement* (batuan dasar), pencarian reservoir (tandon) air, dan eksplorasi *geothermal* (panas bumi).

Metode Geolistrik Resistivitas dilakukan dengan menggunakan arus listrik searah yang diinjeksikan melalui dua buah elektroda arus ke dalam bumi, lalu mengamati beda potensial yang terbentuk melalui dua buah elektroda potensial yang berada di tempat lain (Telford dkk, 1990). Beda potensial diukur dengan voltmeter dan dari harga pengukuran tersebut dapat dihitung resistivitas batuan dengan menggunakan rumus sebagai berikut:

$$\rho_a = \left(\frac{\Delta V}{I}\right).K \qquad (2)$$

Dimana

ρ_a : Resistivitas semu (Ωm)

ΔV : Beda potensial (V)

I : Kuat arus (A)

K : Faktor geometri

2.1.2 Sifat Kelistrikan Batuan

Sifat kelistrikan batuan adalah karakteristik dari batuan dalam menghantarkan arus listrik. Batuan dapat dianggap sebagai medium listrik seperti pada kawat penghantar listrik, sehingga mempunyai resistivitas. Resistivitas batuan adalah hambatan dari batuan terhadap aliran listrik. Resistivitas batuan dipengaruhi oleh porositas, kadar air, dan mineral. Nilai resistivitas dapat dilihat pada **Tabel 2.1**. Batuan berpori yang terisi oleh air maka nilai resistivitas listriknya berkurang dengan bertambahnya kandungan air. Begitu pula sebaliknya, nilai resistivitas listriknya akan bertambah dengan berkurangnya kandungan air dalam batuan (Telford dkk, 1990). Aliran arus listrik di dalam batuan dapat digolongkan menjadi tiga macam, yaitu konduksi secara elektronik, konduksi secara elektrolitik, dan konduksi secara dielektrik.

1. Konduksi Secara Elektronik

   Konduksi ini terjadi jika batuan atau mineral mempunyai banyak elektron bebas sehingga arus listrik dialirkan dalam batuan atau mineral oleh elektron-elektron bebas tersebut. Aliran listrik ini juga dipengaruhi oleh karakteristik masing-masing batuan yang dilewatinya. Salah satu karakteristik batuan tersebut adalah resistivitas yang menunjukan kemampuan batuan untuk menghantarkan arus listrik.

2. Konduksi Secara Elektrolitik

   Sebagian besar batuan merupakan penghantar yang buruk dan memiliki resistivitas yang sangat tinggi. Batuan biasanya bersifat *porous* dan memiliki pori-pori yang terisi oleh fluida, terutama air. Batuan-batuan tersebut menjadi penghantar elektrolitik, di mana konduksi arus listrik dibawa oleh ion-ion elektrolitik dalam air. Konduktivitas dan resistivitas batuan *porous* bergantung pada volume dan susunan pori-porinya. Konduktivitas akan semakin besar jika kandungan air dalam batuan bertambah banyak, dan sebaliknya resistivitas akan semakin besar jika kandungan air dalam batuan berkurang. Menurut hukum Archie:

   $$\rho_e = \alpha\emptyset^{-m} S^{-n} \rho_w \qquad (3)$$

   Dimana:

   ρ_e : Resistivitas batuan

   $\alpha\emptyset$: Porositas

   S : Fraksi pori-pori yang berisi air

   ρ_w : Resistivitas air

   m : Faktor sedimentasi

   a, n : Konstanta

3. Konduksi Secara Dielektrik

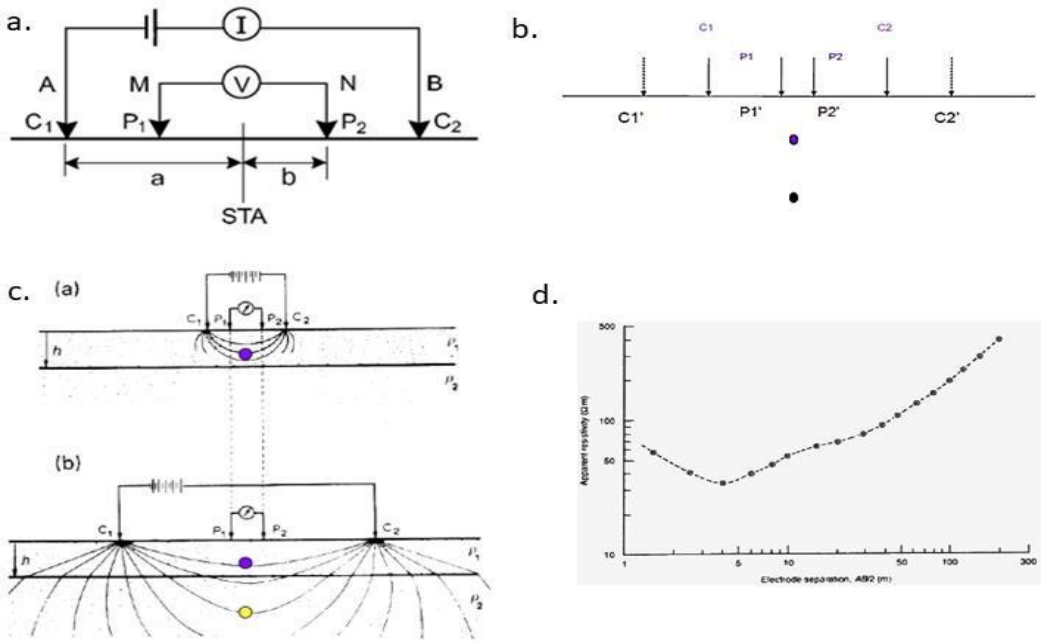
   Konduksi pada batuan atau mineral bersifat dielektrik terhadap aliran listrik, artinya batuan atau mineral tersebut mempunyai elektron bebas sedikit, bahkan tidak ada sama sekali, tetapi karena adanya pengaruh medan listrik dari luar maka elektron dalam bahan berpindah dan berkumpul terpisah dari inti, sehingga terjadi polarisasi.

Tabel 2.1 Nilai resistivitas batuan (Telford dkk, 1990)

Material	**Resistivitas (Ωm)**
Udara (*Air*)	~
Pirit (*Pyrite*)	0.01-100
Kwarsa (Quartz)	500-800000
Kalsit (*Calcite*)	$1x10^{12}$ - $1x10^{13}$
Garam Batu (*Rock salt*)	30 - $1x10^{13}$
Granit (*Granite*)	200 - 10000
Andesit (*Andesite*)	$1.7x10^{2}$ - $45x10^{4}$
Basalt basah (*wet*)	1000 - $4x10^{4}$
Basalt kering (*dry*)	10 - $1.3x10^{7}$
Gamping (*Limestone*)	500-10000
Batu pasir (*Sandstone*)	200-8000
Batu tulis (*Shales*)	20-2000
Pasir (Sand)	1-1000
Lempung (*Clay*)	1-100
Air tanah (*Ground* w*ater*)	0.5-300
Air asin (*Sea water*)	0.2
Magnetit (*Magnetite*)	0.01-1000
Kerikil kering (*Dry gravel*)	600-10000
Aluvium (*Alluvium*)	10-800

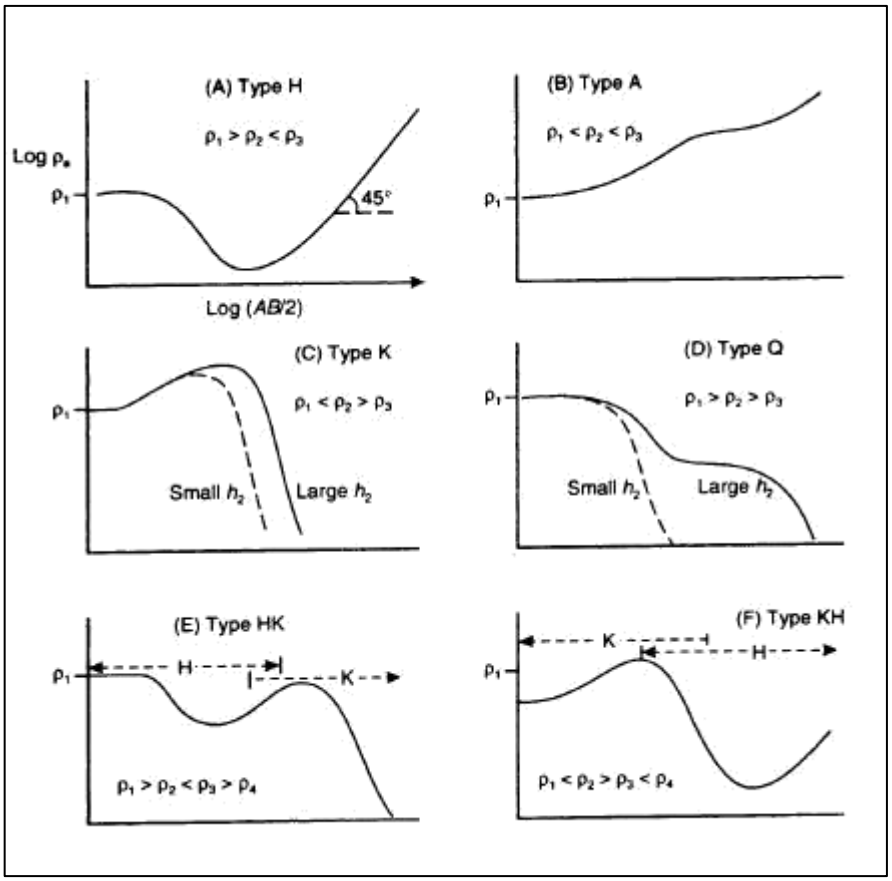
2.1.3 Pengukuran *Vertical Electrical Sounding* (VES)

Pengukuran *Vertical Electrical Sounding* (VES) merupakan pengukuran metode Geolistrik Resistivitas untuk mempelajari persebaran nilai resisitivitas di bawah permukaan yang sensitif terhadap variasi distribusi resisitivitas secara vertikal di bawah permukaan. VES merupakan pengukuran yang dilakukan pada satu titik dengan jarak elektroda bervariasi dari jarak elektroda kecil untuk elektroda besar secara bertahap **Gambar 2.1**. Jarak elektroda akan sebanding dengan kedalaman lapisan batu terdeteksi. Semakin dalam lapisan batuan, semakin besar jarak elektroda (Rizka dan Satiawan, 2019).



Gambar 2.1 Pengukuran arus VES (a) menentukan konfigurasi (b) menentukan titik datum (c) ukuran pada satu titik datum dengan elektroda jarak bervariasi dari jarak elektroda kecil untuk elektroda besar secara bertahap (d) merekonstruksi titik datum AB / 2 dan ρa pada grafik *sounding* (Rizka dan Satiawan, 2019)

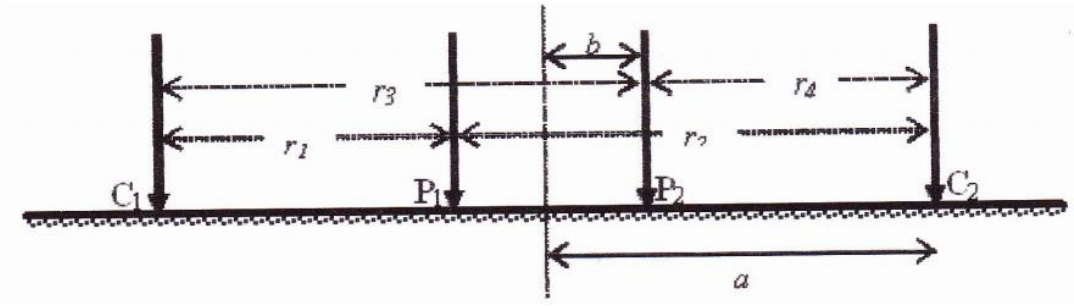
Pada metode VES pengukuran pada suatu titik *sounding* dilakukan dengan cara mengubah-ubah jarak elektroda. Perubahan jarak elektroda dilakukan dari jarak elektroda kecil kemudian membesar secara gradual. Jarak elektroda ini sebanding dengan kedalaman lapisan batuan yang terdeteksi. Semakin besar jarak elektroda, semakin dalam lapisan batuan yang terdeteksi. Hasil yang didapat dari pengukuran VES adalah kurva resistivitas. Secara umum pada metode VES dikenal enam jenis kurva yaitu kurva H, A, K, Q, HK, KH. Bentuk dari kurva H, A, K, Q, HK, KH dapat dilihat pada **Gambar 2.2**. Dari setiap kurva akan memberikan informasi mengenai jumlah lapisan, ketebalan lapisan, dan nilai resistivitas dari setiap lapisan batuan.



Gambar 2.2 Kurva *sounding* secara umum (Telford dkk, 1990)

2.1.4 Konfigurasi Schlumberger

Konfigurasi yang digunakan dalam penelitian ini yaitu konfigurasi Schlumberger seperti pada **Gambar 2.3**. Dalam konfigurasi tersebut jarak elektroda arus berjarak lebih jauh dari pada elektroda potensial. Arus diinjeksikan melalui elektroda C_1C_2, dan pengukuran beda potensial dilakukan oleh elektroda $P_1\ P_2$. Dalam hal ini $a=\frac{1}{2}\ C_1C_2$ dan $b=\frac{1}{2}\ P_1\ P_2$. Perubahan jarak $P_1\ P_2$ hendaknya tidak lebih besar dari $\frac{1}{5}$ jarak C_1C_2 (Telford et al, 1990).



Gambar 2.3 Skema konfigurasi Schlumberger (Telford dkk, 1990)

Hasil dari konfigurasi Schlumberger memiliki resolusi yang baik secara vertikal. Untuk menghitung faktor geometri pada konfigurasi Schlumberger sebagai berikut:

$$K = \pi\left(\frac{a^2-b^2}{2b}\right) \qquad (2)$$

Dimana

K : faktor geometri konfigurasi (m)

a : jarak antara titik tengah dengan C (m)

b : jarak antara titik tengah dengan P (m)

2.2 Metode *Well Logging*

Well Logging dapat digunakan untuk mengetahui sifat fisika suatu batuan dengan menggabungkan dua metode, yaitu: interpretasi data rekaman *log* (*log interpretation*) di lapangan dan analisis batuan inti (*core analysis*) di laboratorium. Sedangkan *logging* merupakan kegiatan untuk mendapatkan data *log*. *Log* adalah suatu grafik kedalaman atau waktu dari satu set data yang menunjukan parameter yang diukur berkesinambungan di dalam sebuah sumur. *Logging* dapat memberikan data yang diperlukan untuk mengevaluasi secara kuantitatif banyaknya sumber daya di lapisan batuan pada situasi dan kondisi yang sesungguhnya. Grafik *log* memberikan informasi yang dibutuhkan untuk mengetahui sifat-sifat batuan dan cairan (Dewanto dkk, 2019). Jenis *log* yang digunakan pada penelitian ini sebagai berikut.

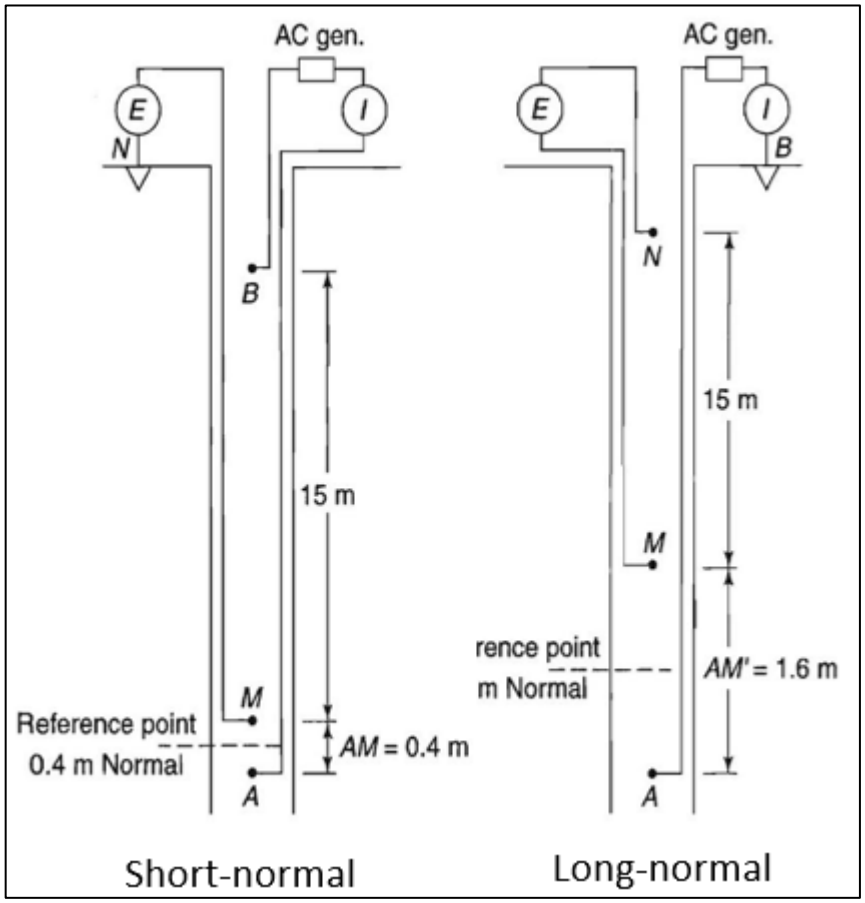
2.2.1 *Log* Resistivitas

Log resistivitas adalah suatu alat yang dapat mengukur tahanan batuan dalam suatu formasi beserta isinya. Tahanan ini tergantung pada porositas efektif, salinitas air, formasi, dan banyaknya hidrokarbon dalam pori-pori batuan (Umar dan Setiawan, 2017).

Resistivitas suatu batuan adalah suatu kemampuan batuan untuk menghambat jalannya arus listrik yang mengalir melalui batuan tersebut. Nilai resistivitas rendah apabila batuan mudah untuk mengalirkan arus listrik, sedangkan nilai resistivitas tinggi apabila batuan sulit untuk mengalirkan arus listrik. *Log*

resistivitas digunakan untuk mendefinisikan zona akuifer air tanah, mengindikasikan zona permeabel dengan mendeterminasi porositas resistivitas, karena batuan dan matrik tidak konduktif, maka kemampuan batuan untuk menghantarkan arus listrik tergantung pada fluida dan pori (Wardana, 2019).

Pengukuran *log* resistivitas ada beberapa susunan pada saat pengukuran yaitu secara normal atau *normal resistivity logging*, umumnya banyak digunakan dalam pelaksanaan pengukuran. Bila jarak antara elektrode arus dan elektrode potensial = 40,6 cm, disebut *short normal* (SN). Sedangkan bila jarak antara elektroda arus dan potensial = 162,6 cm adalah *long normal* (LN) (**Gambar 2.4**) (Umar dan Setiawan, 2017). *Short normal* digunakan untuk mengukur resistivitas pada zona tercampur lumpur dan *long normal* digunakan untuk mengukur resistivitas formasi yang tidak tercampur lumpur.



Gambar 2.4 *Log* resistivitas *short normal* dan *long normal* (Hudson, 1996)

Pengukuran *log* resistivitas dimulai dari dasar lubang bor hingga ke permukaan tanah. Pengukuran dilakukan pada tiap meter hingga mencapai permukaan tanah. Tiap meter akan diukur nilai potensial dan resistivitasnya, baik

itu *short resistivity* maupun *long resistivity* sehingga didapatkan informasi tentang nilai resistivitas dan potensial lapisan tiap meter. Nilai potensial dan resistivitas baik itu *short resistivity* maupun *long resistivity* yang didapatkan dari pengukuran. Setelah itu dianalisis, maka didapatkan nilai resistivitas dan potensial dari dasar sumur hingga ke permukaan tanah (Umar dan Setiawan, 2017).

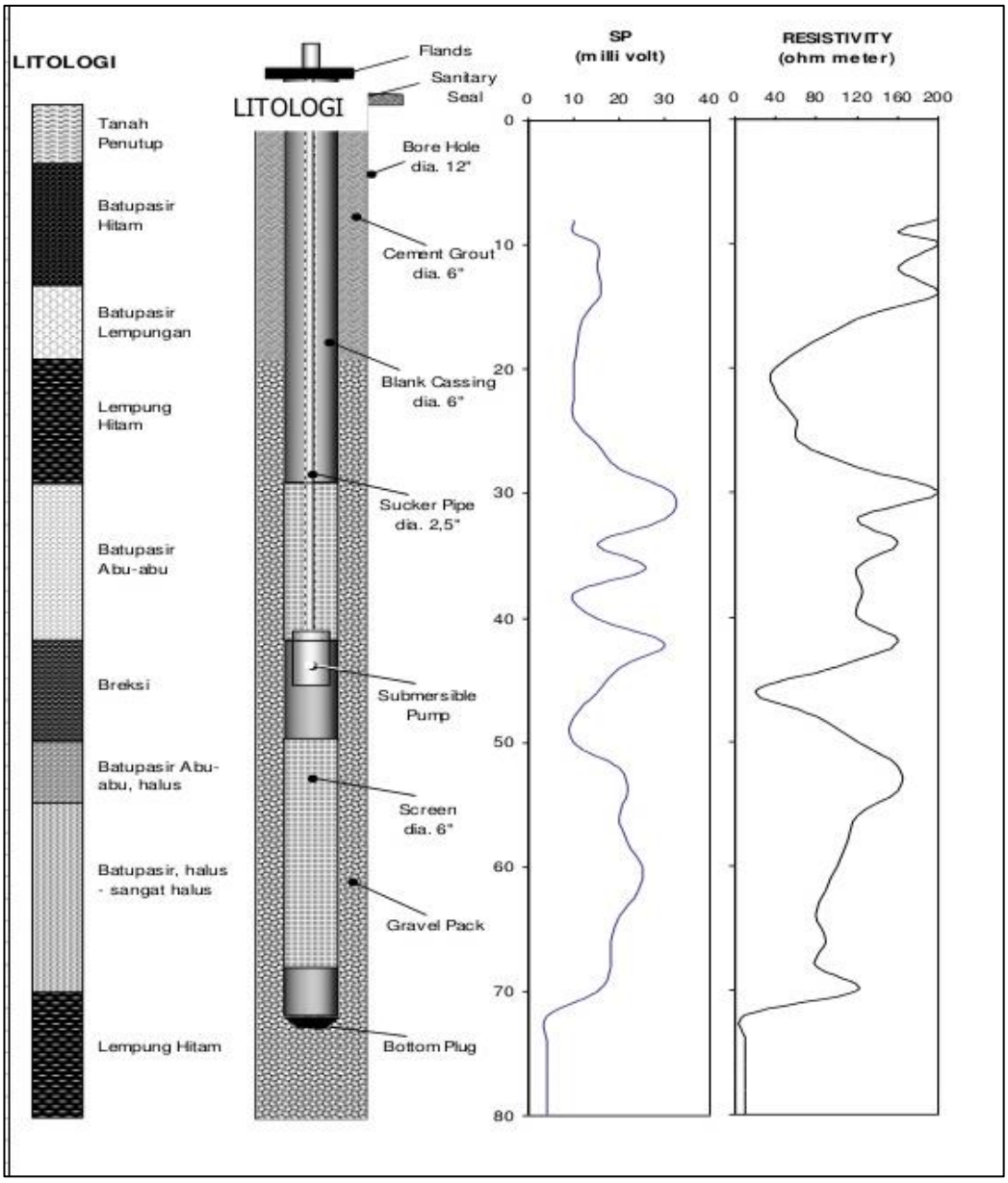
2.2.2 *Spontaneous Potentials Log* (SP)

Log SP adalah rekaman perbedaan potensial listrik antara elektroda di permukaan dengan elektroda yang terdapat di lubang bor yang bergerak naik dan turun. Supaya SP dapat berfungsi maka lubang harus diisi oleh lumpur konduktif (Umar dan Setiawan, 2017).

Log SP hanya dapat menunjukkan lapisan permeabel, namun tidak dapat mengukur harga absolut dari permeabilitas maupun porositas dari suatu formasi. *Log* SP sangat dipengaruhi oleh beberapa parameter seperti resistivitas formasi, air lumpur pemboran, ketebalan formasi dan salinitas air formasi. Jika salinitas air formasi dalam lapisan lebih besar dari salinitas lumpur maka kurva SP akan berkembang negatif dan jika salinitas air formasi dalam lapisan lebih kecil dari salinitas lumpur maka kurva SP akan berkembang positif. Apabila salinitas air formasi dalam lapisan sama dengan salinitas lumpur maka defleksi kurva SP akan menunjukkan garis lurus sebagaimana pada *shale* **(Gambar 2.5)**(Partika, 2019).

Log SP dapat digunakan untuk:

1. Indentifikasi lapisan permeabel
2. Mencari batas lapisan permeabel dan korelasi antar sumur
3. Menentukan nilai resistivitas air formasi (Rw)
4. Memberikan indikasi kualitatif lapisan serpih



Gambar 2.5 Contoh respon *log SP* dan *log* resistivitas (Suning, 2016)

2.3 Air Tanah

2.3.1 Pengertian Air Tanah

Air tanah merupakan air yang terdapat di bawah permukaan pada zona jenuh atau air yang mengisi rongga-rongga pori tanah atau batuan. Air tanah merupakan salah satu komponen dalam siklus hidrologi yang berlangsung di alam saat ini. Air tanah terbentuk dari air hujan yang meresap ke dalam tanah di daerah resapan air tanah dan mengalir melalui media lapisan batuan yang bertindak sebagai lapisan pembawa air dalam satu cekungan air tanah yang berada di bawah permukaan tanah menuju ke daerah keluaran.

Gambar 2.6 Penampang bawah tanah (Cornelia, 2008)

Sebagian air yang meresap tidak bergerak jauh karena tertahan oleh daya tarik molekuler sebagai lapisan pada butiran-butiran tanah. Sebagian menguap lagi ke atmosfir dan sisanya merupakan cadangan bagi tumbuhan selama belum ada hujan. Air yang tidak tertahan dekat permukaan menerobos ke bawah sampai zona dimana seluruh ruang terbuka pada sedimen atau batuan terisi air (jenuh air). Air dalam zona saturasi (*zone of saturation*) ini dinamakan air tanah (*ground water*). Batas atas zona ini disebut muka air tanah (*water table*) dapat dilihat pada **Gambar 2.6**. Lapisan tanah, sedimen atau batuan di atasnya yang tidak jenuh air disebut zona aerasi (*zone of aeration*). Muka air tanah umumnya tidak horisontal, tetapi lebih kurang mengikuti permukaan topografi di atasnya. Apabila tidak ada hujan maka muka air di bawah bukit akan menurun perlahan-lahan sampai sejajar dengan lembah. Namun hal ini tidak terjadi, karena hujan akan mengisi (*recharge*) lagi. Daerah dimana air hujan meresap ke bawah (*precipitation*) sampai zona saturasi dinamakan daerah rembesan (*recharge area*) dan daerah dimana air tanah ke luar dinamakan *discharge area* (Alfisyahrin, 2015)

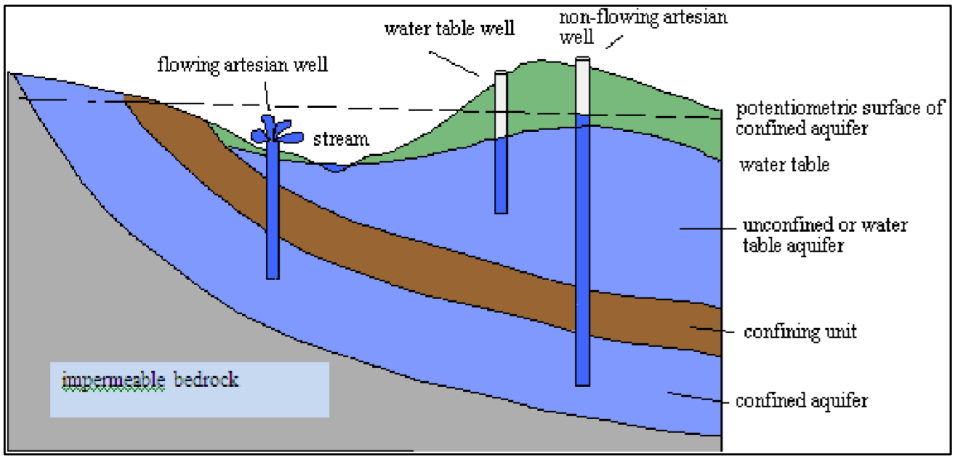
2.3.2 Klasifikasi Air Tanah

Air tanah terdapat pada formasi geologi yang dapat menyimpan air dalam jumlah besar. Berikut beberapa klasifikasi air tanah terhadap lapisan batuan (Cornelia, 2008):

1. Akuifer (lapisan pembawa air) adalah lapisan batuan jenuh air di bawah permukaan tanah yang dapat menyimpan dan meneruskan air dalam jumlah yang cukup, misalnya pasir.
2. Akuiklud (lapisan batuan kedap air) adalah lapisan batuan jenuh air yang mengandung air tapi tidak mampu melepaskan dalam jumlah yang berarti, misalnya lempung.
3. Akuitard (lapisan batuan lambat air) adalah suatu lapisan batuan yang sedikit lulus air dan tidak mampu melepaskan air dalam arah mendatar, tetapi melepaskan air cukup berarti ke arah vertikal, misalnya lempung pasiran.
4. Akuifug (lapisan batuan kedap air) adalah lapisan batuan kedap air yang tidak mampu mengandung dan meneruskan air, misalnya granit.

2.3.3 Tipe Akuifer

Akuifer merupakan suatu formasi geologi yang terpenting dalam penyediaan airtanah, jika kondisi memungkinkan air dapat mengalir melewatinya. Akuifer didefinisikan sebagai suatu formasi geologi yang dapat menyimpan dan meneruskan air dalam jumlah yang cukup (Cornelia, 2008).



Gambar 2.7 Sistem akuifer (Darsono, 2016)

Kondisi alami dan distribusi akuifer, akuiklud dan akuitar dalam sistem geologi dikendalikan oleh litologi, stratigrafi dan struktur dari material simpanan geologi pada **Gambar 2.6**. Di alam dikenal ada beberapa akuifer, yaitu:

1. Akuifer bebas (*unconfined aquifer*) merupakan akuifer yang dibatasi bagian atasnya oleh muka air bertekanan sama dengan tekanan luar (1 atm) dan di bagian bawahnya oleh lapisan kedap air.
2. Akuifer tertekan (*confined aquifer*) adalah lapisan permeabel jenuh air yang dibatasi bagian atas dan bawahnya oleh lapisan kedap air, akibatnya tekanan airtanah lebih tinggi dari pada tekanan atmosfer.
3. Akuifer setengah tertekan (*semi confined aquifer*) disebut juga *leaky aquifer* adalah lapisan jenuh air yang pada bagian atas dan bawahnya dibatasi oleh lapisan yang kelulusan airnya lebih kecil dari kelulusan akuifer itu sendiri, bocoran dapat terjadi dari akuifer ke lapisan penutup atau sebaliknya.