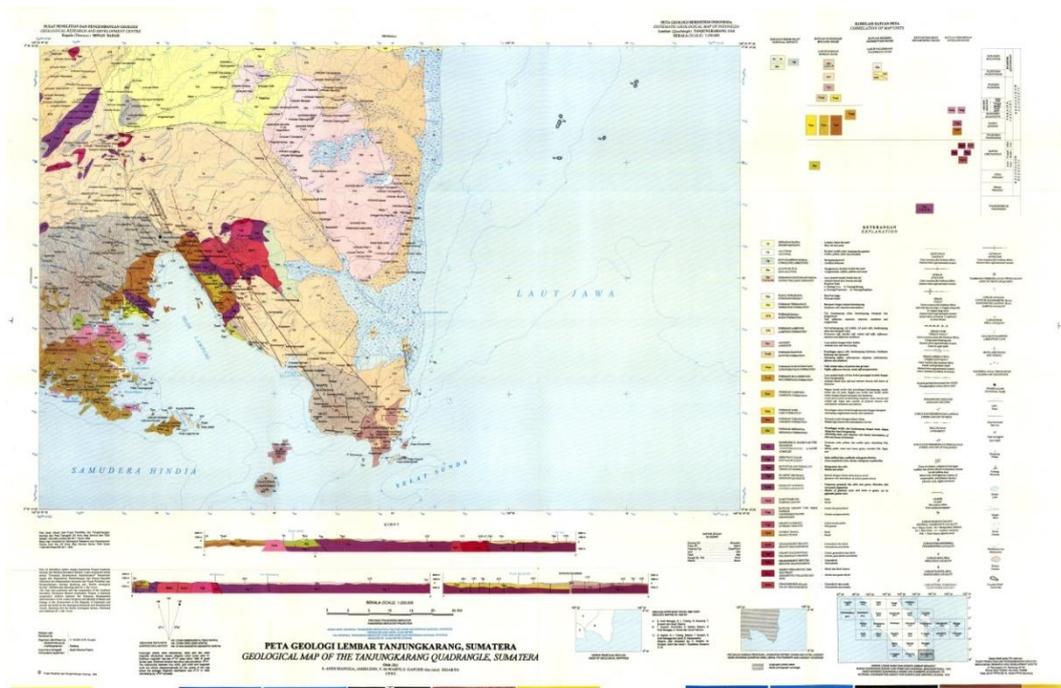


BAB II TEORI DASAR

2.1 Geologi Regional

Geologi regional ini harus diperhatikan untuk memberikan gambaran umum tentang kondisi geologi di daerah penelitian dan untuk memudahkan dalam interpretasi hasil penelitian. Secara umum Provinsi Lampung terletak pada geologi regional Tanjung Karang, yang dapat dilihat pada (Gambar 2.1).

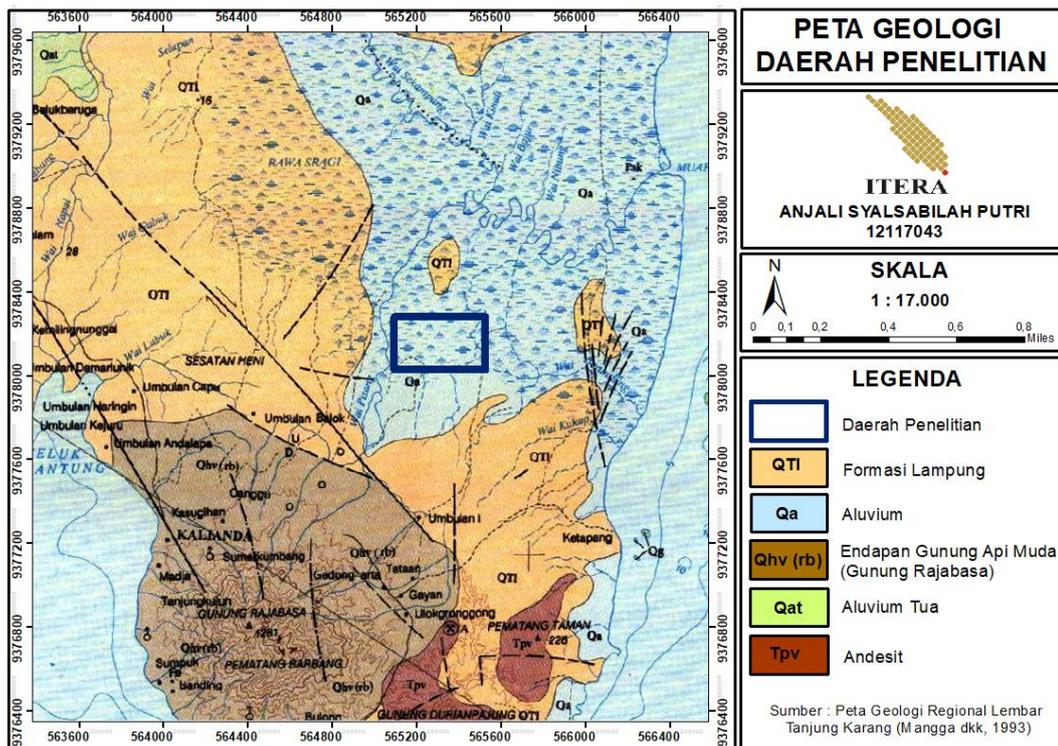


Gambar 2.1 Peta Geologi Lembar Tanjung Karang (Mangga dkk., 1993).

Dilihat dari segi morfologi, bagian Timur dan Timur Laut merupakan dataran bergelombang, bagian Tengah dan Barat Daya berupa pegunungan terjal, dan pesisir berbukit sampai datar. Dataran bergelombang menempati 60% wilayah dan terdiri dari endapan Vulkaniklastik Tersier – Kuartar dan Aluvium. Ada tiga urutan stratigrafi di Lembar Tanjung Karang, yaitu pra-Tersier, Tersier, dan Kuartar.

2.2 Geologi Daerah Penelitian

Lokasi daerah penelitian ini berada di Desa Sidoharjo, Kecamatan Way Panji, Kabupaten Lampung Selatan. Berdasarkan peta geologi regional, daerah penelitian ini merupakan daerah yang termasuk ke dalam Lembar Tanjung Karang yang didominasi oleh satuan Aluvium (Qa) yang terdiri dari kerakal, kerikil, pasir, lempung dan gambut. Dapat dilihat dari (Gambar 2.2) peta geologi regional Lembar Tanjung Karang, di sekitar daerah penelitian disusun oleh Formasi Lampung (QTI) tersusun atas tuff berbatu apung, tuff riolitik, tuff padu tuffit, batulempung tufaan dan batupasir tufaan. Satuan Sedimen Vulkanik Muda (Qhv rb) tersusun atas lava yang tersusun atas basal andesit dan tuff di Gunung Rajabasa. Satuan Aluvium Tua (Qat) terdiri dari batuan konglomerat, kerakal, kerikil dan pasir. Satuan Andesit (Tpv) terdiri dari batuan andesit, lava andesit dengan kekar lembar.



Gambar 2.2 Peta regional daerah penelitian (Mangga dkk., 1993)

2.3 Air Tanah

Air tanah adalah suatu bentuk air yang terdapat di bawah permukaan tanah. Sebagian besar air tanah diterima melalui hujan, meskipun dapat juga diperoleh melalui infiltrasi air permukaan dan disebut sebagai air meteorik. Selanjutnya, air tanah dapat berasal dari *conic water*, yaitu air yang terkandung atau terperangkap pada saat pembentukan batuan sedimen. Lalu ada *juvenile water*, yaitu air tanah yang berasal dari aktivitas magma (*juvenile water*).

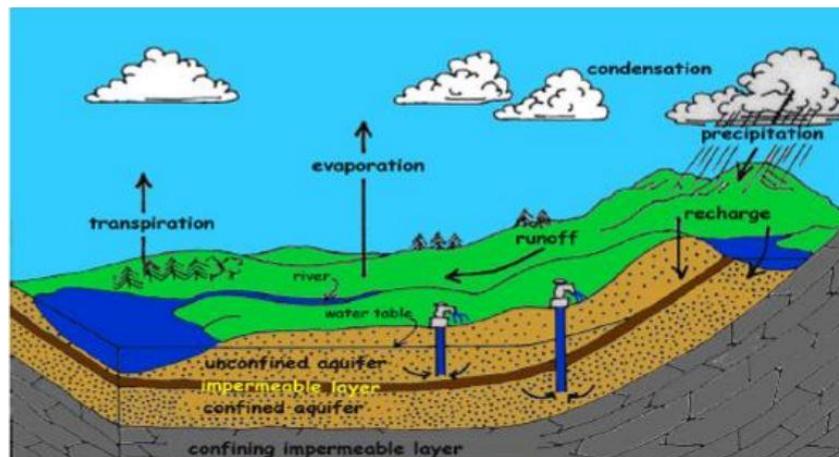
Air hujan akan meresap ke dalam tanah dan menjadi bagian dari sistem air tanah, baik yang bergerak perlahan mengalir ke laut atau langsung mengalir ke dalam tanah. Dibutuhkan waktu dan ruang agar air dapat meresap ke dalam tanah. Air akan menembus ke dalam zona dimana semua ruang terbuka di sedimen atau batuan terisi air jika disimpan di dekat permukaan. Air di zona jenuh dikenal sebagai air tanah, dan muka air tanah adalah batas atas zona ini, sedangkan zona aerasi adalah batas bawah.

2.4 Sistem Akuifer

Akuifer adalah formasi batuan yang menahan air tanah. Akuifer yang juga dikenal sebagai pembawa air (lapisan *permeable*), adalah lapisan batuan dengan struktur yang memungkinkan air tanah mengalir (Diyana dkk., 2018). Menurut para ahli, kata akuifer berasal dari bahasa latin yaitu *aqui* yang berasal dari *aqua* yang berarti air dan kata *ferre* yang berarti membawa, mengandung arti bahwa akuifer merupakan lapisan pembawa air (Todd, 1995). Sedangkan menurut Herlambang (1996) adalah lapisan tanah yang menyimpan air dan mengalir melalui tanah karena adanya ruang antar butir tanah. Karakteristik akuifer ditentukan oleh tiga parameter utama, yaitu ketebalan akuifer, koefisien pelepasan atau permeabilitas. Pasir, kerikil batupasir, dan batugamping retak merupakan contoh yang terdapat pada lapisan akuifer.

Menurut Krussman dan Ridde (1970), berdasarkan kadar kedap air dari batuan yang melingkupi akuifer terdapat beberapa jenis akuifer, yaitu akuifer terkungkung (*confined aquifer*), akuifer setengah terkungkung (*semi confined*

aquifer), akuifer setengah bebas (*semi unconfined aquifer*), dan akuifer bebas (*unconfined aquifer*). Lapisan atas dan bawah dari akuifer terkungkung ini dipisahkan oleh penghalang kedap air merupakan akuifer terkungkung. Akuifer setengah terkungkung ini terdiri dari lapisan atas dan lapisan bawah yang hanya dapat melewati sedikit air (lambat). Akuifer setengah bebas adalah akuifer dimana lapisan atas terdiri dari bahan berbutir halus, memungkinkan air mengalir melalui lapisan penutup sementara lapisan bawah kedap air. Akuifer bebas merupakan akuifer dengan lapisan atas yang memiliki permeabilitas tinggi, sehingga tekanan udara di permukaan air sama dengan atmosfer. Dan untuk jenis-jenis akuifer ditunjukkan pada (Gambar 2.3) berikut.



Gambar 2.3 Jenis-jenis akuifer (Shiddiqy, 2014)

Adapun jika dilihat jenis akuifer menurut litologinya, maka akuifer ini dapat dibedakan menjadi 4 jenis, yaitu (Wuryantoro, 2017):

a. Akuifer Bebas atau Akuifer Tidak Tertekan (*Unconfined Aquifer*)

Akuifer jenis ini merupakan akuifer tertutup oleh lapisan kedap air, dan merupakan akuifer dengan muka air tanah yang dapat disebut akuifer jenuh air (*saturated*). Lapisan pembatas adalah lapisan *permeable*, tetapi hanya pada bagian bawah. Batas di lapisan atas berupa muka air tanah, muka air tanah di sumur dan air tanah bebas adalah permukaan air bebas yang merupakan batas antara zona yang jenuh. Akuifer jenuh disebut juga sebagai *phreatic aquifer* atau *free aquifer*.

- b. **Akuifer Tertekan (*Confined Aquifer*)**
Akuifer ini adalah akuifer di mana air tanah terletak di bawah lapisan kedap air dan yang tekanannya lebih besar dari tekanan atmosfer. Air mengalir pada lapisan batas (tidak ada fluks) karena akuifer tertekan merupakan akuifer jenuh air dan dibatasi oleh lapisan atas dan bawah.
- c. **Akuifer Bocor (*Leakage Aquifer*)**
Akuifer ini didefinisikan sebagai akuifer dimana air terkekang di bawah lapisan setengah kedap air sehingga akuifer ini terletak antara akuifer bebas dan akuifer tertekan.
- d. **Akuifer Semi Tertekan (*Semi Confined Aquifer*)**
Akuifer ini adalah akuifer yang jenuh air, dimana lapisan atas dibatasi oleh lapisan *semi-permeable* atau masih memungkinkan pergerakan air meskipun sangat kecil dan bagian bawah dibatasi oleh lapisan yang kedap air.

2.5 Metode Geolistrik

Metode Geolistrik merupakan metode geofisika yang mencakup pengukuran potensial dan arus yang terjadi secara alami atau sebagai akibat dari injeksi arus ke dalam bumi untuk mempelajari sifat aliran listrik yang ada di dalam bumi. Tujuan dari survei geolistrik ini adalah untuk mengetahui distribusi resistivitas di bawah permukaan dengan membuat pengukuran di permukaan tanah. Resistivitas tanah berkaitan dengan berbagai parameter geologi, seperti kandungan mineral dan cairan, porositas, derajat patahan, persentase patahan yang terisi air tanah dan derajat saturasi air pada batuan (Dzulfahmi dkk., 2019).

Prinsip kerja metode geolistrik adalah mengukur nilai resistivitas atau tahanan jenis dengan mengalirkan arus listrik melalui elektroda arus (*current electrode*) ke dalam batuan atau tanah, kemudian beda potensial yang terjadi diterima oleh elektroda potensial. Beda potensial antara kedua elektroda tersebut diukur dengan voltmeter dan dari harga pengukuran tersebut dapat dihitung tahanan jenisnya. Menurut Bisri (1991) ada beberapa macam aturan pendugaan lapisan bawah permukaan tanah dengan geolistrik ini, antara lain aturan *Wenner*, aturan *Schlumberger*, *dipole-dipole* dan sebagainya. Prosedur pengukuran masing-

masing konfigurasi bergantung pada variasi resistivitasnya terhadap kedalaman yaitu pada arah vertikal (*sounding*) atau arah lateral (*mapping*).

Metode resistivitas menggunakan Konfigurasi *Schlumberger* dilakukan dengan cara mengkondisikan spasi antar potensial adalah konstan, sedangkan spasi elektroda arus diubah secara bertahap (Sheriff, 2002). Dalam survei dangkal yang kedalamannya kurang dari 1000 kaki, metode geolistrik resistivitas ini biasanya akan lebih efektif. Oleh karena itu metode ini banyak digunakan dalam bidang *engineering geology* seperti penentuan kedalaman batuan dasar, mencari *reservoir* air, eksplorasi panas bumi, geofisika lingkungan, dan sebagainya (Wahyudi, 2001).

2.3.1 Prinsip Dasar Metode Resistivitas

Resistivitas (tahanan jenis) adalah besaran yang mewakili tingkat hambatan suatu material terhadap arus, yang diberi simbol ρ . Hambatan listrik R suatu bahan sebanding dengan panjang penghantar L dan berbanding terbalik dengan luas penampang penghantar A . Prinsip dasar metode geolistrik resistivitas adalah Hukum Ohm, yang menggambarkan hubungan antar tegangan (V) dan arus (I). Dapat dituliskan sebagai persamaan rumus berikut:

$$V = IR \quad (2.1)$$

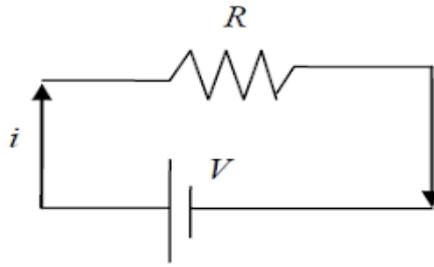
Dimana :

V : Tegangan (V)

I : Kuat arus (A)

R : Resistansi (Ω)

Dan berdasarkan rumus diatas, Hukum Ohm menyatakan bahwa besar potensial atau tegangan antara kedua ujung penghantar adalah sama dengan hasil perkalian resistansi dan kuat arus. Hal ini diasumsikan bahwa R itu konstan dan tidak tergantung pada I . Berikut merupakan rangkaian dari resistansi, kuat arus, dan tegangan pada (Gambar 2.4) berikut:



Gambar 2.4 Rangkaian dari resistansi, arus, dan tegangan (Muallifah, 2009)

2.3.2 Konsep Resistivitas Semu

Dalam eksplorasi geolistrik, jarak elektroda jauh lebih kecil dari jari-jari bumi, sehingga bumi dapat dianggap sebagai medium setengah tak berhingga. Pengukuran yang dilakukan dengan konfigurasi apapun (pada medium setengah tak berhingga) harus memberikan nilai *true resistivity*. Karena bumi sebenarnya tidak bersifat homogen dan isotropis, maka resistivitas yang diukur dalam geolistrik bukanlah resistivitas sebenarnya tapi disebut sebagai resistivitas semu atau *apparent resistivity*. Dengan mengasumsikan bahwa bumi homogen dan isotropis. Asumsi tersebut dapat memberikan gambaran yang menunjukkan besaran resistivitas tidak bergantung pada jarak elektroda. Tetapi hal tersebut tidak berlaku pada kondisi bumi sesungguhnya, karena bumi terdiri dari lapisan-lapisan dengan resistivitas berbeda, perbedaan lapisan bumi tersebut menyebabkan resistivitas yang terukur bergantung pada jarak elektroda potensial (Todd & Mays, 2005).

$$\rho_{\alpha} = K \frac{\Delta V}{I} \quad (2.2)$$

Dimana:

ρ_{α} : Resistivitas semu (Ωm)

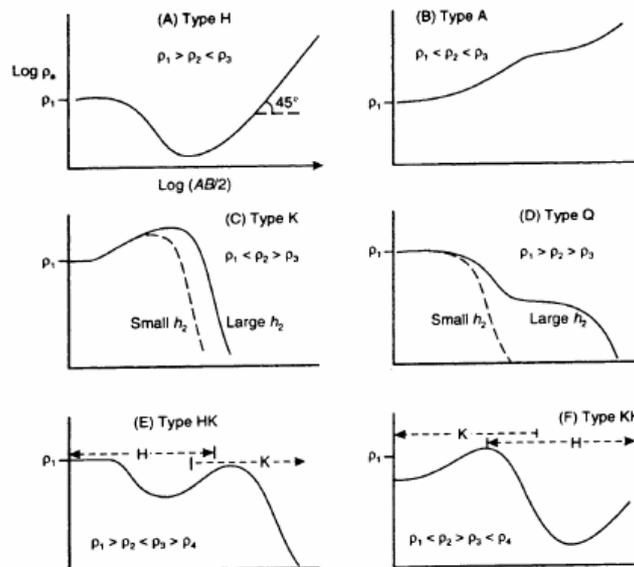
K : Faktor geometri (m)

ΔV : Beda potensial (V)

I : Kuat arus (A)

2.3.3 Pengukuran *Vertical Electrical Sounding* (VES)

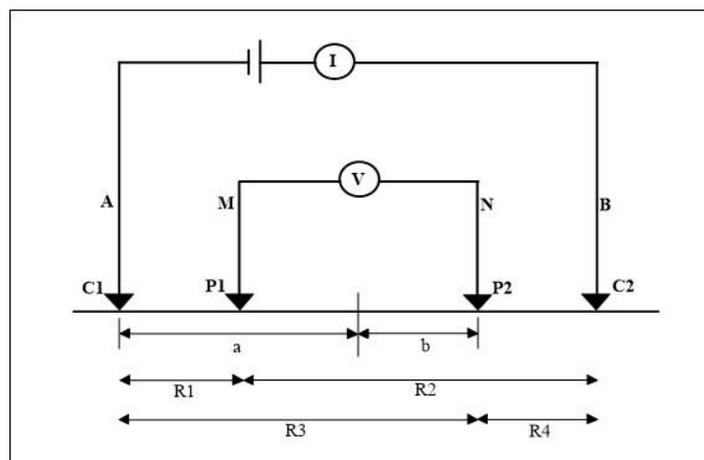
Metode *Vertical Electrical Sounding* ini cocok untuk eksplorasi dangkal, seperti eksplorasi air tanah, analisa struktur lapisan tanah untuk tujuan geoteknik, serta pencarian mineral logam. Metode VES merupakan metode pengukuran resistivitas 1D yang digunakan untuk mencari nilai variasi resistivitas vertikal bawah permukaan. Metode VES ini memanfaatkan sifat penjalaran arus listrik yang diinjeksikan ke dalam tanah dengan menggunakan dua buah elektroda, kemudian akan diukur respon beda potensial antara kedua elektroda yang ditancapkan ke permukaan. Berdasarkan informasi nilai arus listrik yang diinjeksikan dan besarnya respon beda potensial yang terukur, maka dapat dihitung nilai resistivitas semu batuan. Pada metode ini, pengukuran pada suatu titik sounding dilakukan dengan cara mengubah-ubah jarak elektroda. Perubahan jarak elektroda ini dilakukan dari jarak elektroda terkecil kemudian membesar secara gradual. Jarak elektroda ini sebanding dengan kedalaman lapisan batuan yang terdeteksi. Semakin besar jarak elektroda, semakin dalam formasi batuan yang terdeteksi. Metode VES diketahui memiliki enam jenis kurva, yaitu kurva tipe H, A, K, Q, HK, dan KH. Masing-masing kurva tersebut akan memberikan informasi mengenai jumlah lapisan, ketebalan lapisan, dan nilai resistivitas dari setiap lapisan batuan, seperti terlihat pada (Gambar 2.5).



Gambar 2.5 Kurva resistivitas secara umum (Telford Dkk., 1990)

2.3.4 Konfigurasi *Schlumberger*

Konfigurasi ini diambil dari nama Conard Schlumberger yang mempelopori metode geolistrik pada tahun 1920-an. *Schlumberger* merupakan salah satu konfigurasi geolistrik yang paling umum digunakan. Konfigurasi ini memberikan hasil dalam bentuk log 1D yang memanjang ke bawah (vertikal). Konfigurasi *Schlumberger* menggunakan empat buah elektroda dengan dua buah elektroda potensial dan dua buah elektroda arus disusun dalam satu garis lurus, dan jarak elektroda potensial lebih kecil dari jarak elektroda arus. Dalam konfigurasi ini penamaan elektrodanya adalah A dan B sebagai C_1 dan C_2 , M dan N sebagai P_1 dan P_2 . Elektroda arus A dan B dipindahkan sesuai jarak yang telah ditentukan, sedangkan elektroda potensial M dan N hanya dipindahkan pada jarak tertentu dengan syarat jarak $MN \leq 1/3$ (jarak $AB/2$) (Todd, 1980). Pada konfigurasi *Schlumberger* secara prinsip adalah mengubah jarak elektroda arusnya. Namun jika elektroda arus semakin jauh dari elektroda potensialnya, maka potensial yang diterima elektroda arus akan mengecil. Dan hal ini dapat dilakukan untuk menjaga sensitivitas pengukuran. Adapun susunan elektroda Konfigurasi *Schlumberger* ditunjukkan pada Gambar 2.6.



Gambar 2.6 Konfigurasi elektroda *Schlumberger* (Santoso., 2002)

Prinsip dari Konfigurasi *Schlumberger* idealnya jarak MN dibuat sekecil-kecilnya, sehingga jarak MN secara teoritis tidak berubah tetapi karena keterbatasan

kepekaan alat ukur, maka pada saat jarak AB sudah relatif besar maka jarak MN hendaknya diubah. Perubahan jarak MN hendaknya tidak lebih besar dari 1/5 jarak AB (Asra, 2012). Keunggulan dari konfigurasi ini adalah mampu mendeteksi adanya non-homogenitas lapisan batuan pada permukaan, dengan membandingkan nilai resistivitas semu ketika terjadi perubahan jarak elektroda MN/2. Adapun kelemahan dari konfigurasi ini adalah pembacaan tegangan elektroda MN lebih kecil terutama ketika AB yang relatif jauh, sehingga dibutuhkan peralatan pengirim arus dengan tegangan DC sangat tinggi. Faktor geometri Konfigurasi *Schlumberger* adalah sebagai berikut:

$$K = \pi \left(\frac{a^2 - b^2}{2b} \right) \quad (2.3)$$

Dimana:

- K : faktor geometri konfigurasi (m)
- a : jarak antara titik tengah dengan C (m)
- b : jarak antara titik dengan P (m)

2.6 Sifat Kelistrikan Batuan

Metode geolistrik menggunakan kontras sifat resistivitas (tahanan jenis) dari formasi batuan yang di bumi dan digunakan untuk mengetahui struktur geologi bawah permukaan. Batuan tersebut tersusun dari berbagai mineral dan memiliki sifat kelistrikan. Aliran arus listrik yang terdapat pada batuan dan mineral dapat dibedakan menjadi beberapa jenis. Menurut Telford (1982), aliran arus listrik tersebut dapat dibedakan menjadi tiga jenis, yaitu konduksi secara elektronik, konduksi secara elektrolit, dan konduksi secara dielektrik.

a. Konduksi Secara Elektronik

Konduksi ini dapat terjadi ketika batuan atau mineral memiliki banyak elektron bebas dan arus listrik dapat mengalir dengan mudah pada batuan. Sifat atau karakteristik masing-masing batuan yang dilaluinya juga mempengaruhi aliran arus listrik. Salah satunya adalah resistivitas (tahanan jenis) (Hurun, 2016).

b. Konduksi Secara Elektrolitik

Batuan yang digunakan sebagai penghantar elektrolitik biasanya bersifat porus dan memiliki pori-pori yang terisi oleh fluida, terutama air. Konduksi arus listrik ini mengalir dengan dibawa oleh ion-ion elektrolitik dalam air. Jika kadar air di dalam batuan meningkat, maka konduktivitasnya akan semakin besar. Begitupun sebaliknya jika kadar air di dalam batuan berkurang maka konduktivitasnya akan semakin kecil. Sedangkan untuk resistivitasnya, jika kandungan air dalam batuan berkurang maka resistivitasnya akan semakin besar. Pada saat kandungan air dalam batuan bertambah, maka resistivitasnya akan semakin kecil.

c. Konduksi Secara Dielektrik

Konduksi ini terjadi pada batuan atau mineral yang dengan sedikit atau tanpa elektron bebas. Batuan dan mineral pada konduksi ini biasanya bersifat dielektrik terhadap arus listrik.

Berdasarkan nilai resistivitasnya maka batuan ataupun mineral alam dapat dibedakan menjadi 3 yaitu konduktor baik, konduktor sedang, dan isolator. Dan (Tabel 2.1) berikut adalah tabel nilai resistivitas batuan.

Tabel 2.1 Tabel resistivitas batuan (Telford dkk., 1990)

Material	Resistivitas (Ωm)
Udara (<i>Air</i>)	~
Pirit (<i>Pyrite</i>)	0.01 – 100
Kwarsa (<i>Quartz</i>)	500 – 8×10^3
Kalsit (<i>Calcite</i>)	1×10^{12} – 1×10^{13}
Garam Batu (<i>Rocksalt</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>)	$10 - 1.3 \times 10^7$
Gamping (<i>Limestone</i>)	$500 - 1 \times 10^4$
Batu pasir (<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 asin (<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