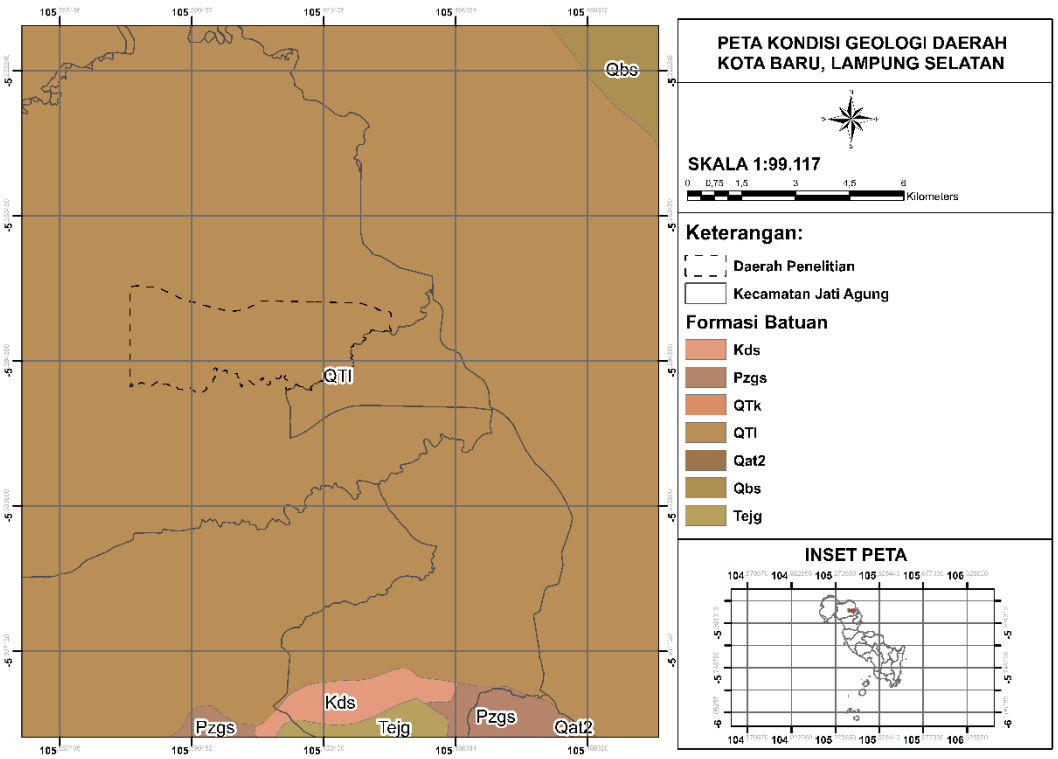
BAB II
TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Kondisi Geologi

Gambar 2.1 menunjukkan peta kondisi geologi Provinsi Lampung dan letak daerah Kota Baru. Provinsi Lampung terletak pada daerah Paparan Sunda tepatnya pada Lempeng *Indo-Australia* dan Lempeng *Eurasia* [5].

Berdasarkan peta geologi daerah penelitian bisa diketahui bahwa Provinsi Lampung tersusun dari berbagai formasi.



Gambar 2.1. Peta kondisi geologi Lampung.

Berdasarkan peta geologi regional pada gambar 2.1 lokasi penelitian (yang ditunjukkan oleh titik-titik hitam) wilayah Kota Baru memiliki satu jenis formasi yaitu formasi Lampung, yang di dominasi oleh batuan tuff berbatu apung. Dimana tuff merupakan endapan piroklastik berupa abu vulkanik yang berasal dari proses

pelapukan batuan gunung api, dengan massa dasar tufa seperti debu yang berfragmen batu apung dan berongga.

2.2 Air Tanah

Air tanah adalah air yang berada di dasar permukaan tanah dengan lapisan jenuh air, tekanan hidrostatis pada air tanah lebih besar dibandingkan dengan tekanan udara. Air tanah merupakan sumber daya alam yang sangat dibutuhkan dalam keberlangsungan hidup sehari-hari [6].

Keberadaan air tanah dan jumlah air tanah di suatu wilayah berbeda-beda hal ini di sebabkan oleh ketebalan dari lapisan penutup, akuifer dan curah hujan yang turun.Akuifer merupakan lapisan batuan yang jenuh terhadap air, lapisan ini dapat menyimpan air tanah dan meneruskan air tanah. Air tanah memiliki banyak kelebihan dibandingkan dengan air permukaan diantaranya yaitu [7]:

1. Sebagai pemenuh kebutuhan hidup sehari-hari
   Hal ini di sebabkan oleh banyaknya ketersediaan air tanah yang melimpah di setiap tahunnya hal ini dipengaruhi dengan curah hujan yang turun di suatu daerah.
2. Penyedia pasokan air bersih
   Hal ini di pengaruhi oleh kandungan air tanah yang jauh lebih bersih dan sehat serta telah mengalami proses penyaringan air secara alami.

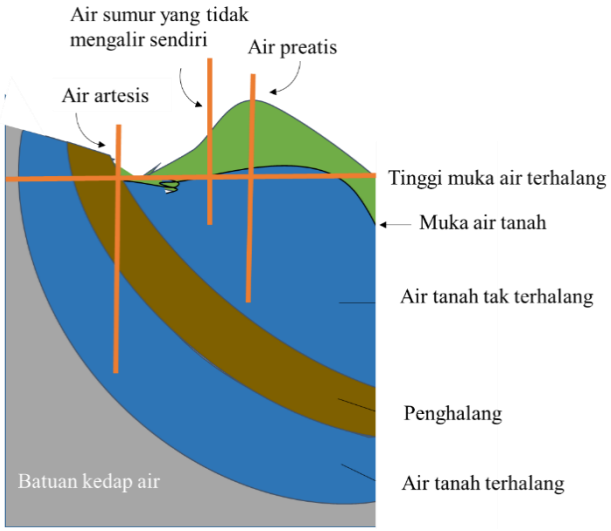
Sedangkan untuk air permukaan merupakan air hujan yang tidak meresap ke bawah permukaan (infiltrasi), air permukaan biasanya di pergunakan untuk [8]:

1. Irigasi
   Air permukaan pada sungai dan danau biasanya dipergunakan masyarakat untuk pertanian terutama pada saat musim kemarau.
2. Pembangkit listrik
   Air permukaan yang berada di sungai biasanya dimanfaatkan sebagai pembangkit listrik.

Air merupakan salah satu sumber daya alam yang terbarui, ketersediaan air dipengaruhi beberapa faktor salah satunya iklim. Daerah dengan iklim curah

hujan yang tinggi maka ketersediaan air tanahnya akan jauh lebih banyak, dibandingkan dengan daerah yang curah hujannya rendah [9]. Proses terjadinya air tanah yaitu air hujan yang mengalir pada permukaan (sungai, rawa dan danau), air tersebut akan meresap ke dalam tanah menuju lapisan yang jenuh air (akuifer). Porositas dan permeabilitas mempengaruhi banyaknya air tanah yang akan meresap, hal ini di pengaruhi oleh ukuran butiran mineral. Ukuran butiran mineral yang besar akan jauh lebih mudah untuk meloloskan air (permeable) melalui celah pori-pori suatu batuan. Sehingga air yang meresap ke bawah permukaan tanah jauh lebih banyak. Kondisi material pada permukaan tanah juga mempengaruhi banyaknya air yang meresap ke bawah permukaan tanah [10].

Air yang telah mengalir melalui celah pori-pori batuan akan mengalir menuju lapisan yang jenuh terhadap air (akuifer), akuifer biasa di sebut juga sebagai reservoir air tanah. Gambar 2.2 menunjukkan pembagian air tanah yaitu air tanah preatis dan air tanah artesis [11].



Gambar 2. 2. Gambar permukaan air tanah (Digambar ulang oleh penulis).

a. Air Tanah Preatis

Air tanah preatis adalah air tanah yang letaknya tidak jauh dari permukaan tanah serta berada di atas lapisan tanah yang kedap air (*impermeable*) dan kadar airnya dipengaruhi oleh musim saat musim kemarau, air tanah preatis jumlahnya lebih sedikit. Air tanah preatis akan lebih banyak pada saat musim

penghujan, air tanah preatis dimanfaatkan untuk air sumur. Kisaran kedalaman 15-40 meter di bawah permukaan tanah.

b. Air Tanah Artesis

Air tanah artesis adalah air bawah tanah yang terletak di antara dua lapisan kedap air dan dalam keadaan tertekan karena beban di atasnya berupa batuan penimbun. Air tanah artesis berada di dalam pori-pori batuan atau disebut dengan akuifer, dengan kisaran kedalaman lebih dari 40 meter di bawah permukaan tanah.

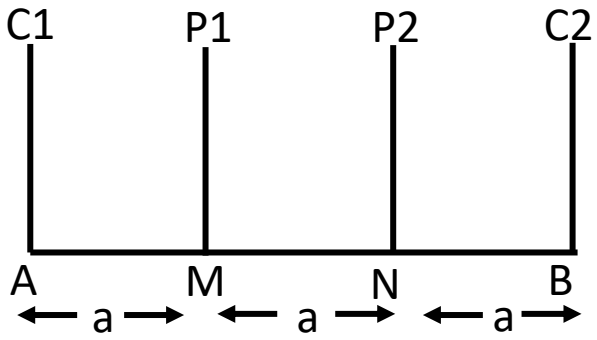
2.3 Geolistrik

Untuk mengetahui kondisi bawah permukaan bumi maka diperlukan suatu metode pengukuran, metode ini didasarkan pada pengamatan gejala-gejala gangguan yang terjadi pada kedalaman normal. Salah satu metode pengukuran yang dapat digunakan yaitu geolistrik. Geolistrik adalah salah satu metode geofisika yang dimanfaatkan untuk mempelajari sifat aliran listrik di dalam bumi dan eksplorasi dangkal pada permukaan tanah seperti penentuan kedalaman batuan dasar *(bedrock)*, eksplorasi air tanah, dan eksplorasi geothermal. Metode geolistrik dilakukan dengan cara menginjeksikan arus listrik DC ke dalam bumi melalui elektroda-elektroda arus dan potensial. Kemudian mengukur besarnya tegangan dan kuat arus yang ada di bawah permukaan tanah dan diperoleh nilai potensial dan arus, untuk menghitung tahanan jenis *(resistivity)* material di dalam permukaan bumi [12].

Metode geolistrik terbagi menjadi dua metode pengukuran, yaitu secara *mapping* dan *sounding*. *Mapping* merupakan metode Geolistrik yang mempelajari resistivitas di bawah permukaan secara horizontal, sedangkan *sounding* merupakan metode geolistrik yang mempelajari resistivitas di bawah permukaan bumi secara vertikal [13].

Prinsip kerja dari metode geolistrik ini yaitu arus dilewatkan pada suatu medium konduktor seperti kawat, untuk memperoleh nilai potensial dan arus di bawah permukaan tanah. Menggunakan dua elektroda arus (C1-C2) seperti pada gambar 2.3, kemudian diukur distribusi potensial (P1-P2) yang dihasilkan.

Semakin besar jarak elektroda arus (C1-C2) maka struktur bawah permukaan yang dapat terukur akan semakin dalam, dan variasi dari tahanan jenis akan didapatkan apabila jarak dari masing-masing elektroda diubah, jarak elektroda diubah sesuai dengan konfigurasi yang akan digunakan [14].



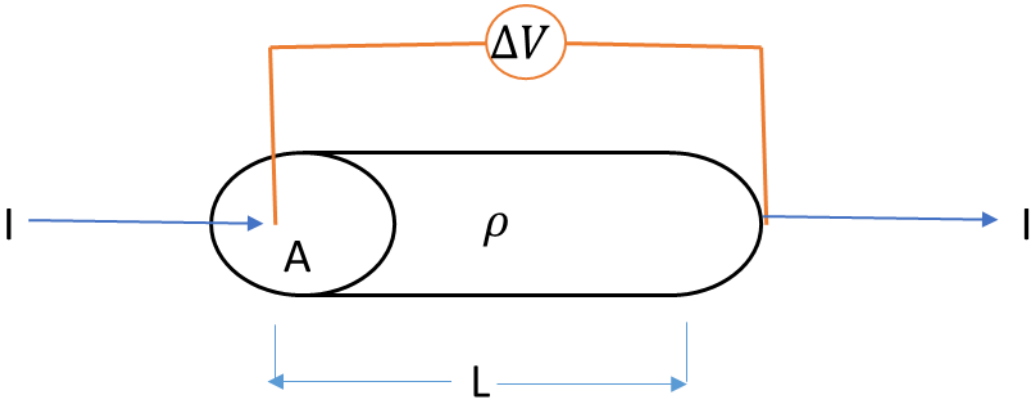
Gambar 2.3. Elektroda arus dan elektroda potensial.

Pada metode geolistrik diasumsikan bahwa bumi bersifat homogen isotropik. Bersifat homogen yaitu bumi memiliki banyak lapisan tanah di bawah permukaan akan dianggap hanya memiliki satu lapisan tanah di bawah permukaan dengan nilai resistivitas yang sama. Sedangkan bumi bersifat isotropik yaitu bumi di ukur gradien panas bumi setiap tempat akan memiliki nilai temperatur yang besarnya sama [13].

Metode geolistrik resistivitas memiliki banyak konfigurasi yaitu konfigurasi *Wenne*r, konfigurasi *Schlumberger*, konfigurasi *Wenner-Schlumberger*, konfigurasi *Pole-Dipole*, konfigurasi *Dipole-Pole*, sehingga untuk mendapatkan nilai resistivitas di bawah permukaan memerlukan suatu konfigurasi elektroda yang sesuai dengan tujuan penelitian dan kondisi lapangan [13].

2.3.1 Resistansi dan Resistivitas

Hukum Ohm menyatakan bahwa kuat arus dalam suatu rangkain berbanding lurus dengan tegangan pada ujung-ujung rangkain dan berbanding terbalik dengan hambatan rangkain. Hukum Ohm merupakan hukum dasar yang digunakan pada metode geolistrik.



Gambar 2.4. Resistansi dan resistivitas (digambar ulang oleh penulis).

$$\Delta V = R\,I \tag{2.1}$$

$$R = \frac{V}{I} \tag{2.2}$$

Dengan :

ΔV : tegangan (volt)

I : arus (ampere)

R : resistansi (ohm),

Resistansi (R) merupakan daya hambat listrik dari suatu material yang dialiri oleh arus listrik, dan merupakan fungsi dari sifat material. Untuk bahan yang sama resistansi akan berbanding lurus dengan panjang (L) dan akan berbanding terbalik dengan luas penampangnya (A), atau $R \sim L$ dan $R \sim 1/A$. Selanjutnya untuk menghilangkan kebergantungan harga resistansi pada ukuran bahannya maka resistansi dinormalisasi dengan membagi R dengan panjang (L) dan $1/A$ sehingga akan diperoleh besaran dari resistivitas (ρ) [15].

$$\rho = \frac{R\,A}{L} \tag{2.3}$$

Normalisasi pada resistansi (R) akan menghasilkan besaran resistivitas (ρ) yang tidak akan bergantung pada ukuran dari suatu bahan karena resistivitas menggambarkan sifat dari suatu bahan atau biasa disebut tahanan jenis suatu

bahan atau daya hambat jenis. Resistivitas merupakan kemampuan untuk menghantarkan arus listrik dari suatu bahan. Konsep dari resistivitas diterapkan pada material bumi atau formasi batuan dengan cara menggunakan metode geolistrik [16].

2.3.2 Resistivitas Batuan

Setiap batuan memiliki nilai hambatan jenis masing-masing, nilai resistivitas yang sama bisa dimiliki oleh batuan-batuan berbeda. Hal ini karena tergantung pada umur batuan, kandungan elektrolit, massa jenis batuan, jumlah mineral yang dikandung, porositas, permeabilitas, dan sebagainya [17].

Berdasarkan nilai resistivitasnya, batuan digolongkan menjadi tiga yaitu:

1. Konduktor baik yaitu 10^{-6} Ωm < ρ<1 Ωm
2. Konduktor pertengahan yaitu 1 Ωm < ρ<10^{7} Ωm
3. Isolator yaitu ρ>10^{7} Ωm

Tabel 2.1 menunjukkan nilai variasi resistivitas material bumi ditunjukkan oleh tabel berikut.

Tabel 2. 1. Nilai resistivitas batuan [18].

Bahan	Resistivitas (Ωm)
Lempung	1-100
Kwarsa	10 - $2x10^{8}$
Lanau	10 -200
Kalsit	$1x10^{12}$ - $1x10^{13}$
Batu lumpur	3 – 70
Mika	$9x10^{12}$ - $1x10^{14}$
Tufa	20-100
Batuan Gamping	50 – $1x10^{7}$
Batuan Serpih	20 – $1x10^{3}$
Batu Pasir	200-8000
Air Tanah	0,5 – 300
Air Laut	0,2

Berikut nilai resistivitas batuan yang dianggap reservoir air tanah berdasarkan penelitian disekitar wilayah lokasi pembangunan Masjid Agung Kota Baru dan tabel 2.2.

Tabel 2.2 Rentang resistivitas [19] [20].

Nilai Resistivitas (Ωm)	Litologi
<20	Lempung tufaan. Batuan tuff berbutir halus yang memiliki kandungan clay. Sifatnya *impermeable* dan tidak dapat menjadi akuifer.
20-80	Pasir tufaan atau air tanah. Batuan tuff yang memiliki kandungan pasir dengan ukuran butir menengah-kasar. Sifatnya *permeable* dengan porositas baik dan dapat menjadi akuifer.
80-100	Tuff Batuan tuff dengan ukuran butir kasar, terletak pada bagian yang relative dangkal dari permukaan atau pada bagian bawah tanah penutup. Batuan ini juga dapat berperan menjadi akuifer.
>100	Lempung pasiran

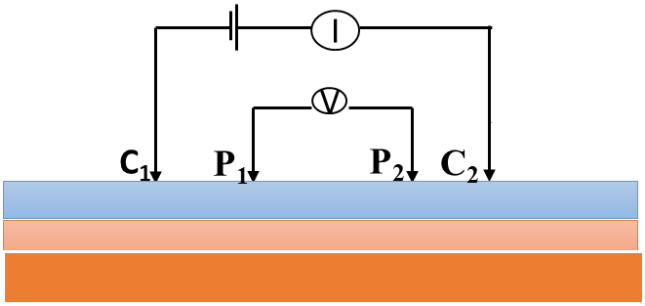
2.3.3 Resistivitas Semu

Resistivitas semu merupakan nilai resistivitas pada suatu batuan yang dipoeroleh dari hasil pengolahan data nilai resistivitas batuan di bawah permukaan tanah. Untuk menentukan pemodelan di bawah permukaan tanah secara kualitatif [21]. Metode geolistrik tahanan jenis diasumsikan pada anggapan bahwa bumi mempunyai sifat homogen isotropis. Dengan adanya asumsi ini, tahanan jenis yang terukur merupakan tahanan jenis yang sebenarnya dan tidak tergantung pada spasi elektroda. Namun pada kenyataannya bumi tersusun dari berbagai lapisan-lapisan dengan nilai resistivitas yang berbeda-beda, sehingga nilai potensial yang terukur merupakan pengaruh dari lapisan-lapisan tersebut. Resistivitas yang terukur sebenarnya adalah resistivitas semu (ρa) [21]. Besarnya resistivitas semua (ρa) adalah:

$$\rho_a = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4}\right)} \frac{\Delta V}{I} \tag{2.4}$$

Atau

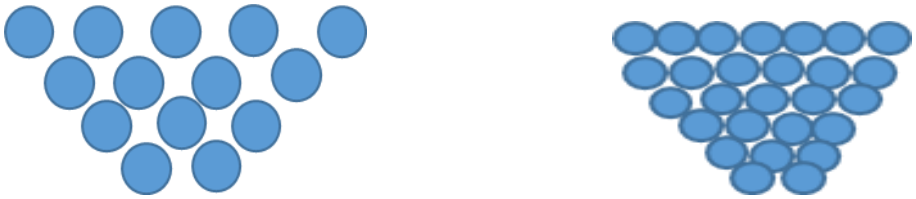
$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \tag{2.5}$$



Gambar 2.5. Resistivitas semu.

2.3.4 Porositas dan Permeabilitas

Porositas adalah perbandingan volume rongga-rongga pori terhadap volume total dari seluruh batuan. Porositas menentukan banyaknya air yang dapat dikandung dalam batuan. Hal ini dapat dilihat pada gambar 2.6 yaitu porositas dipengaruhi oleh besar dan bentuk butir material penyusun batuan tersebut, susunan butiran dan ukuran pori, jika butiran suatu mineral lebih kecil maka kemampuan untuk meloloskan air akan lebih sulit atau biasa disebut dengan lapisan *impermeable*, tetapi apabila butiran suatu mineral lebih besar maka kemampuan untuk meloloskan air akan mudah karena air mengalir melalui celah pori-pori suatu butiran mineral tersebut (*permeable*) [22].



a) Butiran mineral lebih besar. b) Butiran mineral lebih kecil.

Gambar 2. 6. Porositas dan permeabilitas (Digambar ulang oleh penulis).

Semua jenis tanah bersifat *permeable,* dimana air dapat mengalir dengan bebas melalui ruang-ruang kosong (pori-pori) antar partikel tanah atau yang disebut dengan permeabilitas. Tekanan pori diukur relatif terhadap tekanan atmosfir, dan tekanan lapisan tanah sama dengan tekanan atmosfir, yang disebut dengan muka air tanah. Jika ukuran partikel semakin kecil, ukuran pori-porinya akan semakin kecil dan koefisien permeabilitasnya akan semakin rendah [11]. Perbandingan volume rongga biasanya dinyatakan dalam persen. Volume.

$$\phi = \frac{\text{volume pori}-\text{pori}}{\text{volume keseluruhan batuan}} \times 100\% \qquad (2.6)$$

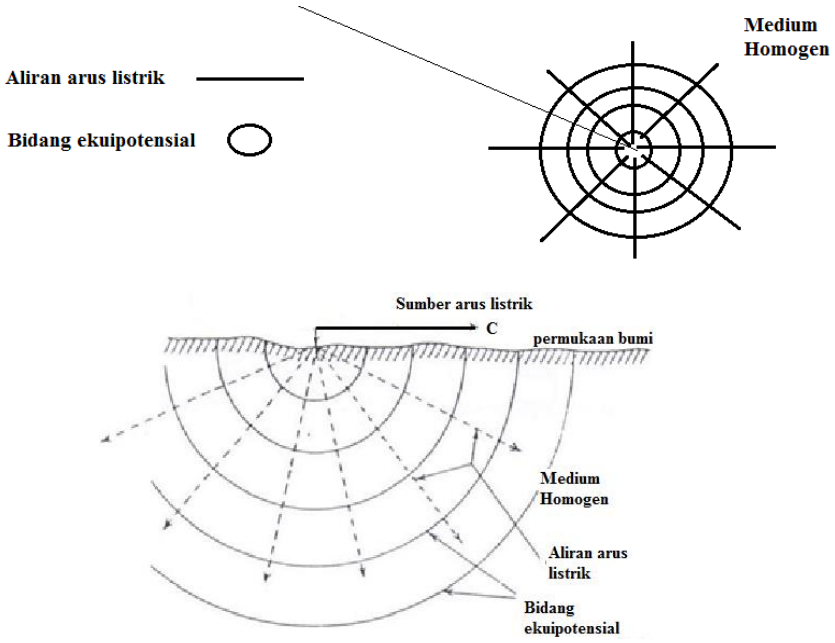
Permeabilitas bergantung pada faktor-faktor seperti besarnya rongga-rongga dan derajat hubungan antar rongga. Batuan yang porositasnya rendah umumnya permeabilitasnya akan rendah dan batuan yang memiliki porositas tinggi tidak selalu memiliki nilai permeabilitas tinggi, karena besarnya hubungan antar rongga sangat menentukan. Pada tekanan yang normal air akan menempel ketat ditempatnya sehingga permeabilitasnya rendah. Tabel 2.3 memperlihatkan nilai porositas dan permeabilitas berbagai batuan.

Tabel 2. 3. Nilai porositas berbagai batuan [10].

Batuan	Porositas (%)	Permeabilitas (cm/jam)
Lempung	45-55	0,0008
Pasir	35-40	10,42-187,5
Kerikil	30-40	625-1875
Pasir dan kerikil	20-35	-
Batu pasir	10-20	0,83-12,92
Serpih	1-10	-
Batu gamping	1-10	3,93
Cadas/tuff	-	0,83

2.3.5 Perumusan Dasar Metode Geolistrik

Metode geolistrik diasumsikan Bumi bersifat homogen isotropis, yaitu resistivitas dari setiap lapisan sama. Prinsip dasar metode geolistrik yaitu mengukur respon potensial dari elektroda potensial yang diakibatkan oleh arus listrik yang diinjeksikan ke dalam Bumi melalui elektroda arus, hal ini yang mendasari perumusan teoritis dari metode geolistrik didasari dengan prinsip perhitungan potensial listrik dari suatu medium tertentu yang diakibatkan sumber arus listrik di permukaan Bumi. Arus (*I*) yang diinjeksikan ke dalam Bumi yang homogen dan isotropis dari sebuah elektroda tunggal, arus listrik tersebut menyebar ke segala arah dalam permukaan ekuipotensial yang berupa permukaan setengah bola seperti pada gambar 2.7 [23].



Gambar 2.7. Aliran arus listrik dan bidang ekuipotensial.

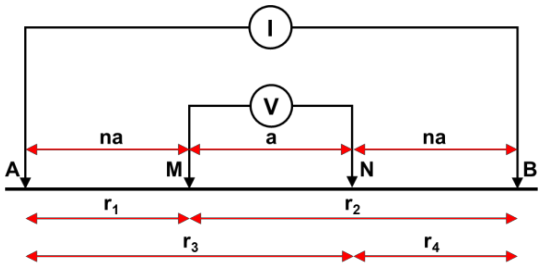
Harga resistivitas listrik suatu formasi bawah permukaan dapat ditentukan dengan persamaan.

$$V(\mathrm{r}) = \mathrm{I}\rho/(4\pi r) \tag{2.7}$$

Untuk permukaan yang dialiri arus setengah bola mempunyai luas $2\pi r^2$, maka

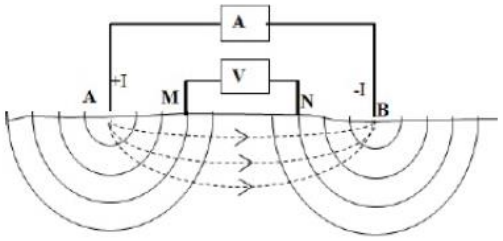
$$V = \left(\frac{I\rho}{2\pi}\right)\frac{1}{r} \quad \text{atau} \quad \rho = \frac{2\pi r V}{I} \tag{2.8}$$

Gambar 2.8 menggambarkan pemasangan empat buah elektroda, jarak dari kedua arus tersebut tidak besar, maka potensial disetiap titik dekat dengan permukaan akan dipengaruhi oleh kedua elektroda arus. Sehingga ekuipotensial yang didapatkan dari kedua titik sumber bersifat lebih kompleks dari sumber arus tunggal. Semakin besar jarak antar elektroda maka akan semakin dalam tanah di bawah permukaan yang terukur [24].



Gambar 2.8 Elektroda erus dan elektroda Potensial.

Adanya prinsip bidang ekuipotensial, akan didapatkan bahwa pengukuran potensial di permukaan tanah dan di dalam tanah akan memperoleh hasil beda potensial yang sama.



Gambar 2.9. Eletroda arus, elektroda potensial dan garis-garis ekuipotensial.

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi}\left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM}\right] \qquad (2.9)$$

$$V_N = \frac{\rho I}{2\pi}\left[\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN}\right] \qquad (2.10)$$

Maka selisih beda potensial antara titik M dan N

$$V = V_M - V_N$$

$$V = -\frac{\rho I}{2\pi}\left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM}\right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN}\right)\right] \qquad (2.11)$$

Maka didapat persamaan untuk menentukan resistivitas yaitu

$$\rho = 2\pi \left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right]^{-1} \frac{\Delta V}{I}$$
$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad (2.12)$$

Dimana K merupakan faktor geometri dengan nilai

$$K = \frac{2\pi}{\left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right) \right]} \quad (2.13)$$

Pengambilan data dengan jarak spasi elektroda dibuat sama
AM = MN = NM = a, maka *AM = NB = a* dan *MB = AN = 2a*, maka persamaannya menjadi persamaan 2.13.

$$K = 2\pi a \quad (2.14)$$

2.3.6 Metode Konfigurasi Wenner

Konfigurasi *Wenner* memiliki susunan elektroda yang terletak pada satu garis lurus dengan titik tengah, dengan pengambilan data secara mapping. Konfigurasi *Wenner* memiliki kelebihan dengan resolusi vertikal yang baik, dan sensitivitas terhadap perubahan lateral yang tinggi tetapi lemah pada penetrasi arus kedalaman di bawah permukaan. Pada konfigurasi Wenner jarak antara elektroda arus dan elektroda potensial adalah sama [21]. Gambar 2.8 menggambarkan susunan elektroda konfigurasi *Wenner*.

2.3.7 Metode Konfigurasi Schlumberger

Prinsip kerja konfigurasi Schlumberger pada akuisisi geolistrik dilakukan secara *sounding* untuk mengetahui penetrasi kedalaman bawah permukaan. Berdasarkan gambar 2.8, untuk jarak elektroda *MN* dibuat kecil, tidak ada perubahan pada jarak elektroda *MN*.

Jarak elektroda arus *AB* dipindahkan sampai panjang bentangan yang telah ditentukan. Jarak untuk elektroda *A* dan *M* atau *B* dan *N* kelipatan dari panjang bentangan *MN*, untuk penempatan bentangan pada elektroda potensial *MN* dan elektroda arus *AB* adalah 1/5 jarak *AB*/2. Faktor geometri (*K*) untuk konfigurasi

Schlumberger dapat ditentukan dengan persamaan berikut dengan melihat gambar 2.8 sebagai susunan elektroda dari konfigurasi Schlumberger [25]

r1 = na

r2 = na + a

r3 = na + a

r4 = na

$$k = \pi an(n+1) \tag{2.15}$$

Tahanan jenis semu medium yang terukur dihitung berdasarkan persamaan.

$$\rho_a = K\frac{\Delta V}{I} \tag{2.16}$$

Dengan,

ρ : resistivitas semu

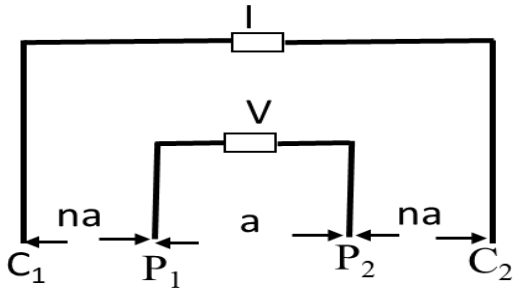
ΔV : potensial yang terukur antara elektroda P1 dan P2

I : arus listrik yang mengalir ke tanah melalui elektroda C1 dan C2

K : faktor geometri

2.3.8 Metode Konfigurasi Wenner-Schlumberger

Wenner-Schlumberger adalah konfigurasi dengan sistem aturan spasi yang konstan yaitu dengan catatan faktor “n" pada konfigurasi Wenner-Schlumberger adalah perbandingan jarak antara elektroda C1-P1 (atau C2-P2) dengan spasi antara P1-P2 [26].

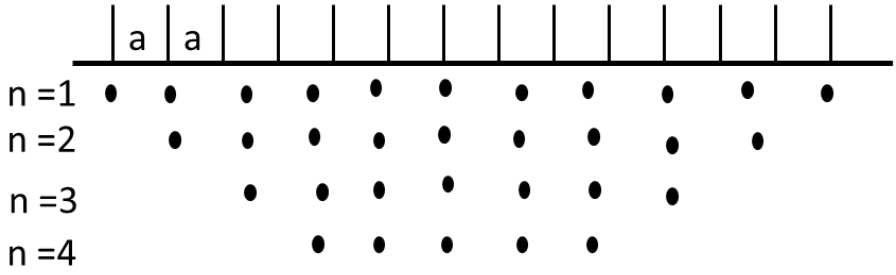


Gambar 2.10. Susunan elektroda konfigurasi Wenner-Schlumberger (Digambar ulang oleh penulis).

Adapun rumusan resistivitas dari konfigurasi Wenner-Schlumberger ini adalah sama seperti persamaan 2.16. Konfigurasi Wenner-Schlumberger mempunyai penetrasi maksimum kedalaman 15% lebih baik dari konfigurasi Wenner. Faktor

geometri dari konfigurasi elektroda Wenner-Schlumberger bisa dilihat pada persamaan 2.15 [26].

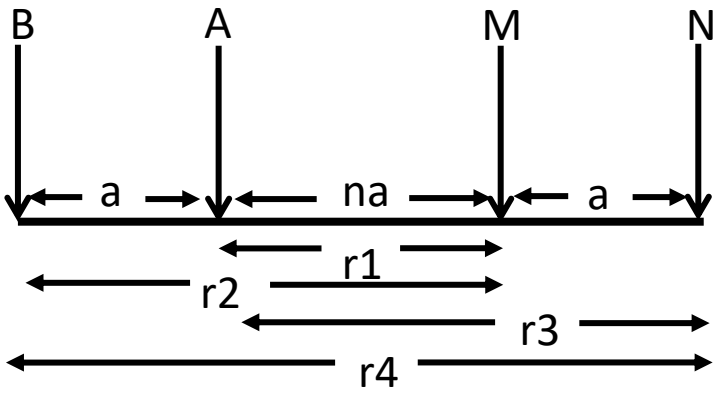
Pengukuran metode geolistrik menggunakan metode Wenner-Schlumberger dilakukan dengan memasangkan elektroda arus dan elektroda potensial pada suatu lintasan yang lurus. Kemudian elektroda arus dipindahkan sepanjang lintasan yang ditentukan, sedangkan elektroda potensial akan dipindahkan jika jarak elektroda potensial dan arus semakin jauh. Elektroda yang tetap berfungsi untuk titik ukur pengambilan data dapat menyamping kedalam bumi, sedangkan elektroda yang berpindah tempat berfungsi sebagai penentu titik ukur dan kedalaman titik ukur lapisan bumi. Selanjutnya elektroda yang tetap dipindah sebesar n pada jarak elektroda sehingga membentuk suatu luas bangun datar, yaitu trapesium terbalik.



Gambar 2.11 Desain pengambilan data lapangan (Digambar ulang oleh penulis).

2.3.9 Metode Konfigurasi Dipole-dipole

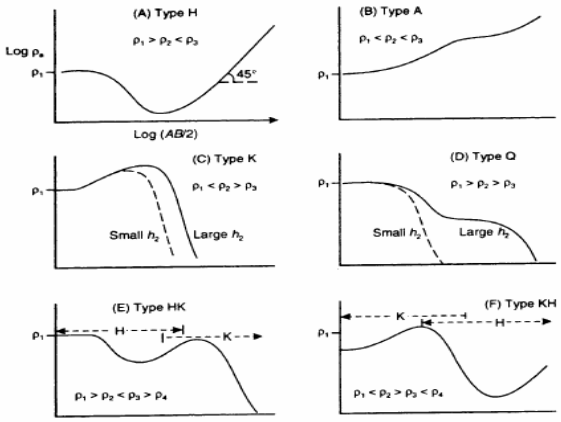
Metode pengukuran dengan konfigurasi Dipole-dipole dilakukan dengan menggunakan dua elektroda arus dan potensial yang terpisah dengan jarak a. elektroda arus dan potensial di bagian dalam system konfigurasi terpisah sejauh na. gambar 2.12 menujukkan posisi elektroda arus dan potensial pada saat pengambilan data [27].



Gambar 2.12. Konfigurasi Dipole-dipole.

2.4 Pengukuran Satu Dimensi

Pengukuran satu dimensi merupakan pengukuran untuk mendapatkan informasi variasi dari resistivitas sebagai fungsi dari kedalaman pada suatu titik pengukuran. Pengukuran satu dimensi biasa dikenal dengan *vertical electrical sonding* (VES). Jarak antar elektroda pada saat dilakukan pengukuran dibuat bervariasi, karena jarak elektroda menentukan kedalaman investigasi [28]. Pengukuran VES umumnya menggunakan konfigurasi elektroda Wenner dan Schlumberger, untuk mempermudah interpretasi bisa dilakukan berdasarkan dengan kurva *sounding* [29]. Secara umum pada metode pengukuran VES dikenal dengan enam jenis kurva yaitu kurva tipe H, A, K, Q, HK dan KH dapat dilihat pada Gambar 2.9. Setiap tipe kurva akan memberikan informasi mengenai jumlah lapisan, ketebalan lapisan dan nilai resistivitas dari setiap lapisan batuan.



Gambar 2.12 Kurva sonding [24].