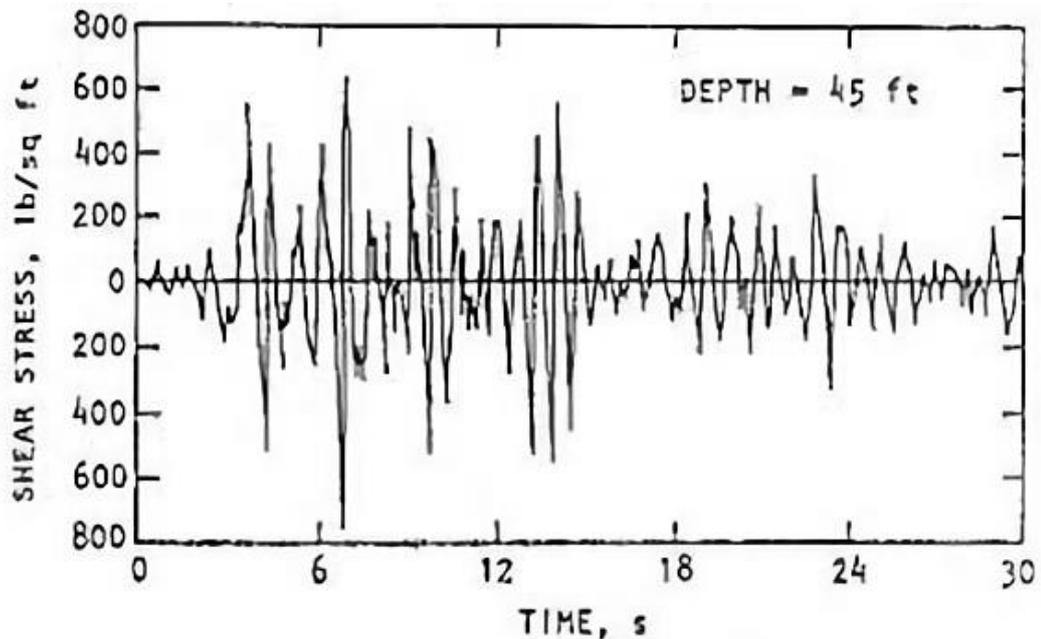


BAB II TEORI DASAR

2.1 Likuifaksi

Pada tahun 1964 di Niigata, Jepang terjadi gempa bumi yang mengakibatkan kerusakan senilai lebih dari US\$1 miliar dan mayoritas kerusakan yang terjadi berkaitan dengan likuifaksi. Peristiwa tersebut menjadi salah satu penelitian pertama yang dilakukan untuk mengkaji fenomena likuifaksi yang terjadi. Likuifaksi merupakan fenomena dimana tanah kehilangan kekuatannya diwaktu yang singkat yang disebabkan oleh getaran gempa yang terjadi. Penyebab utama yang mengakibatkan likuifaksi pada saat gempa terjadi merupakan dikarenakan terdapat peningkatan tekanan air pori (*excess pore water pressure*) akibat tegangan siklik (tegangan geser bolak-balik) dalam getaran tanah. Tegangan siklik terjadi dikarenakan perambatan ke atas dari gelombang geser yang bersumber dari pusat pelepasan energi. Hal ini membuat tanah mengalami tegangan geser secara berturut-turut. Tegangan geser sesungguhnya bersifat *random* namun bersifat siklik (bolak-balik) [5]. Variasi tegangan geser dari respon analisis dapat dilihat pada Gambar 2.1 di bawah ini.



Gambar 2.1 Variasi Tegangan Geser dari Respon Analisis [5].

Adanya tegangan siklik tadi mengakibatkan struktur tanah pasir akan mengecil volumenya. Namun dikarenakan peristiwa tersebut terjadi secara cepat, maka pengecilan volume tadi dicegah dikarenakan air yang tidak sempat keluar dari pori tanah dan mengakibatkan pengalihan tegangan ke air pori dan pengurangan tegangan kontak antar partikel tanah. Jika tegangan air pori mendekati harga tegangan total elemen tanah pada kedalaman yang akan diteliti maka elemen tanah tersebut akan mengalami deformasi yang besar. Secara teoritis deformasi terjadi dengan tidak terbatas namun pada tanah pasir maka deformasi akan lebih cepat terjadi.

Proses terjadinya likuifaksi pada lapisan pasir akan terjadi dengan kombinasi antara kepadatan *related* tanah dan tegangan keliling serta getaran yang tertentu. Hal ini dapat terjadi pada kedalaman manapun meskipun berada di dekat permukaan. Hal ini bergantung pada kondisi pasir dan tingkat getaran yang terjadi akibat gempa. Namun pencairan terhadap lapisan pasir dapat terjadi jika pengaliran air oleh peristiwa pencairan yang terjadi akibat lapisan yang ada di bawahnya.

2.1.1 Fenomena Likuifaksi

Pada tanah yang non-kohefif dan bersifat jenuh, terjadinya peningkatan maupun penurunan pada beban pada kondisi yang tidak teralirkan disebabkan oleh terjadinya pemadatan yang akan meningkatkan tekanan air pori dan menurunnya tegangan efektif. Fenomena likuifaksi yang terjadi dikarenakan oleh peristiwa ini dibagi menjadi dua yaitu:

2.1.1.1 Flow Liquefaction

Flow liquefaction terjadi karena tegangan geser yang dibutuhkan untuk keseimbangan massa tanah lebih besar daripada kekuatan geser tanah pada keadaan cair. Deformasi yang terjadi karena *flow liquefaction* disebabkan oleh tegangan geser statik. Tegangan siklik membuat tanah menjadi dalam keadaan yang tidak stabil, dimana terjadi penurunan kekuatan yang disebabkan oleh tegangan static dan dapat menyebabkan terjadinya *flow failure*. Keruntuhan yang disebabkan oleh *flow liquefaction* dapat dilihat dengan adanya perubahan yang terjadi secara tiba-tiba

dari keadaan sebelumnya. *Flow liquefaction* lebih jarang terjadi namun memiliki pengaruh yang besar.

2.1.1.2 Cyclic Mobility

Jika fenomena likuifaksi *cyclic mobility* yang terjadi akan menyebabkan deformasi permanen yang akan terjadi dalam skala yang besar dan terjadi selama guncangan gempa bumi. *Cyclic mobility* terjadi tegangan siklik lebih kecil daripada kekuatan geser tanah pada saat keadaan cair. Deformasi yang terjadi dari hasil *cyclic mobility* akan terus bertambah selama adanya guncangan gempa bumi dan hal ini terjadi karena tegangan geser siklik dan static. Deformasi sering disebut *lateral spreading* (sebaran lateral) dapat terjadi jika tanah memiliki kemiringan atau pada lapisan tanah yang datar namun berdekatan dengan sumber air.

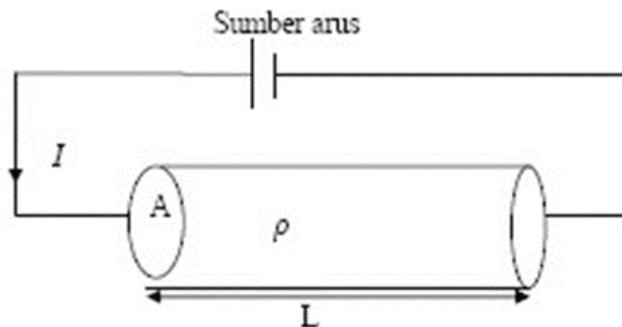
Terdapat peristiwa khusus dari *cyclic mobility* yaitu *level ground liquefaction*. *Level ground liquefaction* dalam skala besar dapat terjadi dikarenakan adanya pergerakan yang acak dan disebut dengan *ground oscillation* (osilasi tanah) selama guncangan gempa dan hanya mengakibatkan perubahan pada tanah secara lateral dalam skala yang kecil. Terjadinya keruntuhan *level ground liquefaction* dapat disebabkan karena terdapat aliran air yang terjadi selama gempa yang meningkatkan tekanan air pori. Selain oleh aliran air, keruntuhan *level ground liquefaction* dapat terjadi setelah berhentinya guncangan pada permukaan. Tanda-tanda yang dapat diperhatikan jika terjadi keruntuhan *level ground liquefaction* yaitu dengan terjadinya penurunan yang semakin dalam, adanya genangan pada dataran yang lebih rendah dan terjadinya *sand boil*.

2.2 Sifat Kelistrikan Bumi

2.2.1 Konsep Dasar Resistivitas

Konsep dasar metode geolistrik merupakan Hukum Ohm yang pertama kali dicetuskan oleh George Simon Ohm yang menyatakan bahwa beda potensial (volt) yang timbul di ujung-ujung suatu medium berbanding lurus dengan arus listrik (ampere) yang mengalir pada medium tersebut. Selain itu, ia juga membuat pernyataan bahwa tahanan listrik berbanding lurus dengan panjang medium dan

berbanding terbalik dengan luas penampang [6]. Tahanan listrik pada medium yang timbul dapat dilihat pada Gambar 2.2 di bawah ini.



Gambar 2.2 Tahanan listrik pada medium yang timbul [7].

Resistivitas pada suatu medium merupakan tahanan atau hambatan yang diberikan oleh medium tersebut terhadap arus listrik yang melaluinya. Maka jika semakin besar hambatan yang ada akan semakin besar resistivitasnya.

$$V \sim I \quad (2.1)$$

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

R merupakan nilai resistansi atau faktor tetap yang juga disebut sebagai hambatan atau tahanan listrik (ohm atau Ω). Dimana arus listrik didefinisikan sebagai perubahan jumlah muatan listrik positif (dq) yang melewati penampang penghantar dalam arah yang tegak lurus terhadap perubahan waktu (dt).

Kuat medan listrik pada sebuah medium penghantar akan sebanding dengan beda potensial ΔV dan akan berbanding terbalik dengan panjang medium penghantar l , maka persamaannya:

$$E = \frac{\Delta V}{l} \quad (2.3)$$

Besaran rapat arus listrik (J) adalah arus listrik tiap satuan luas medium penghantar:

$$J = \frac{I}{A} \quad (2.4)$$

$$J = \sigma E \quad (2.5)$$

Dimana σ merupakan nilai konduktivitas medium penghantar sedangkan ρ merupakan nilai resistivitas dari medium penghantar. Pada hal ini, medium berupa medium homogen isotropis yang nilai konduktivitas dan nilai resistivitas dari mediumnya memiliki hubungan seperti berikut:

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad (2.6)$$

Berdasarkan persamaan (2.3), (2.4), dan (2.5) terdapat hubungan. Dimana hubungannya sebagai berikut:

$$I = \sigma A \frac{\Delta V}{l} \quad (2.7)$$

Dengan mensubstitusikan persamaan (2.2) dan (2.6) pada (2.7) maka didapati harga resistivitas untuk sebuah medium penghantar dengan persamaan:

$$R = \rho \frac{l}{A} \quad (2.8)$$

Dan diketahui jika pada persamaan (2.8) merupakan nilai resistivitas sebenarnya (*true resistivity*) [7].

2.2.2 Sifat Kelistrikan Bumi Homogen Isotropis

Lapisan bumi bersifat homogen isotropis merupakan sebuah pendekatan sederhana dalam menentukan tahanan jenis lapisan batuan yang ada di bumi. Arus tunggal akan menyebabkan timbulnya distribusi potensial, dimana arus yang mengalir didasari oleh hukum kekekalan muatan yaitu:

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{j} = -\frac{\partial q}{\partial t} \quad (2.10)$$

Dimana \vec{j} merupakan rapat arus dan q merupakan rapat muatan. Jika jumlah muatan tetap maka persamaannya adalah

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{j} = 0 \quad (2.11)$$

$$\vec{E} = -\vec{\nabla} V \quad (2.12)$$

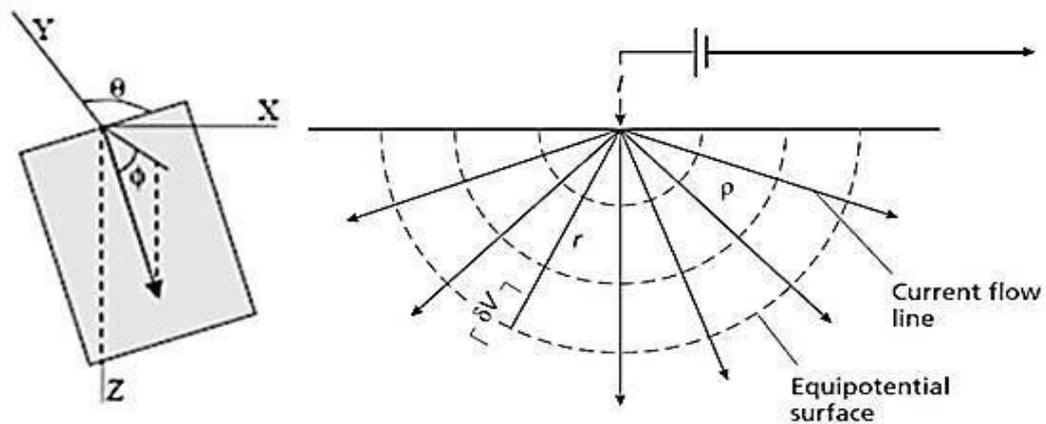
Dengan mensubstitusikan persamaan (2.5) dan (2.12) maka mendapatkan persamaan sebagai berikut:

$$\vec{j} = -\sigma \vec{\nabla} V \quad (2.13)$$

Pada medium homogen isotropis maka arah \vec{j} sama dengan arah \vec{E} dan σ dan memiliki nilai yang konstan. Pada medium homogen isotropis diketahui jika ρ memiliki nilai yang konstan, maka σ bernilai konstan. Sehingga didapat persamaan Laplace berikut:

$$\nabla^2 V = 0 \quad (2.14)$$

Model bumi yang berbentuk setengah bola homogen isotropis memiliki nilai konduktivitas udara yaitu nol. Oleh karena itu, arus I yang dialiri melalui sebuah elektroda pada titik P di permukaan akan tersebar ke semua arah dengan besar yang sama. Potensial pada suatu jarak r dari titik P merupakan fungsi r [8]. Ilustrasi aliran arus tunggal di permukaan medium homogen isotropis dapat dilihat pada Gambar 2.3 di bawah ini.



Gambar 2.3 Arus tunggal di permukaan medium homogen isotropis [7].

Persamaan Laplace yang memiliki hubungan dengan kondisi ini dalam koordinat bola yaitu:

$$\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2} \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \phi^2} = 0 \quad (2.15)$$

Arus yang mengalir simetris terhadap arah θ dan ϕ pada arus tunggal, maka V konstan sehingga diperoleh persamaan:

$$\frac{\partial^2 V}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial V}{\partial r} = 0 \quad (2.16)$$

Oleh karena itu, potensial di setiap titik yang berhubungan dengan sumber arus pada permukaan bumi yang homogen isotropis yaitu:

$$V = \frac{1}{r} \frac{I\rho}{2\pi} \quad (2.17)$$

atau

$$\rho = 2\pi r \frac{\Delta V}{I} \quad (2.18)$$

2.2.3 Konsep Resistivitas Semu

Menurut [8] menyatakan jika bumi bersifat homogen maka arus yang mengalir berbentuk melingkar dan keluar dari sumbernya maka akan membentuk permukaan yang setengah bola. Namun, jika bumi bersifat homogen isotropis maka akan menghasilkan nilai resistivitas yang sebenarnya yang tidak bergantung pada spasi elektroda. Namun bumi memiliki beberapa lapisan yang bernilai resistivitas yang berbeda yang akan mempengaruhi nilai potensial yang diukur pada setiap lapisan.

Resistivitas ditentukan oleh resistivitas semu yang dihitung dari pengukuran beda potensial. Dimana, resistivitas semu memiliki persamaan berikut:

$$\rho_a = K \left(\frac{\Delta V}{I} \right) \quad (2.19)$$

Keterangan:

ρ_a = resistivitas semu (Ωm)

K = faktor geometris (m)

ΔV = beda potensial (V)

I = kuat arus (A)

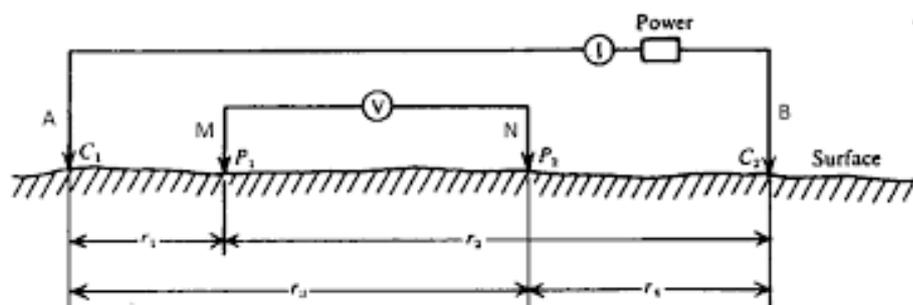
2.3 Metode Geolistrik Resistivitas

Metode geolistrik merupakan salah satu dari metode yang ada dalam geofisika. Metode geolistrik pertama kali digunakan pada tahun 1912 oleh Conrad

Schlumberger. Metode geolistrik merupakan metode yang mempelajari sifat listrik di dalam bumi dan cara mendeteksinya di permukaan bumi. Metode geolistrik digunakan untuk mengetahui lapisan-lapisan batuan atau material yang memiliki nilai resistivitas atau hambatan jenis yang berbeda-beda. Tujuan dari survei geolistrik adalah untuk menentukan distribusi nilai resistivitas dari pengukuran yang dilakukan di permukaan tanah [9].

Metode geolistrik bisa digunakan untuk eksplorasi yang bersifat dangkal dengan memberikan informasi lapisan kedalaman tidak lebih dari 300 atau 450 meter. Hal tersebut membuat metode ini jarang digunakan dalam eksplorasi hidrokarbon namun sering digunakan untuk bidang geologi seperti penentuan kedalaman batuan dasar, pencarian *reservoir* air, eksplorasi *geothermal*, serta geofisika teknik dan lingkungan.

Metode geolistrik mempelajari sifat aliran listrik di dalam bumi. Pendeteksian di permukaan yang meliputi pengukuran medan potensial, arus, dan gelombang elektromagnetik yang terjadi secara alami maupun dengan bantuan injeksi arus ke dalam bumi. Pada saat melakukan injeksi arus ke dalam bumi maka akan melalui dua elektroda arus (C_1, C_2). Pengukuran beda potensial diukur dengan dua elektroda potensial (P_1, P_2). Adanya aliran arus listrik maka akan menimbulkan potensial listrik di dalam tanah. Tegangan listrik yang terjadi di permukaan dapat diukur dengan voltmeter yang dihubungkan dengan dua elektroda potensial. Ilustrasi susunan elektroda pada survei geolistrik dapat dilihat pada Gambar 2.4 di bawah ini.



Gambar 2.4 Susunan Elektroda Pada Survei Geolistrik Tahanan Jenis [7].

Berdasarkan hasil pengukuran arus dan beda potensial untuk setiap jarak elektroda yang berbeda dapat diturunkan variasi harga hambatan jenis masing-masing lapisan di bawah titik ukur. Beda potensial di antara titik P₁ dan P₂ sebagai berikut:

$$\Delta V = V_{P1} - V_{P2} \quad (2.20)$$

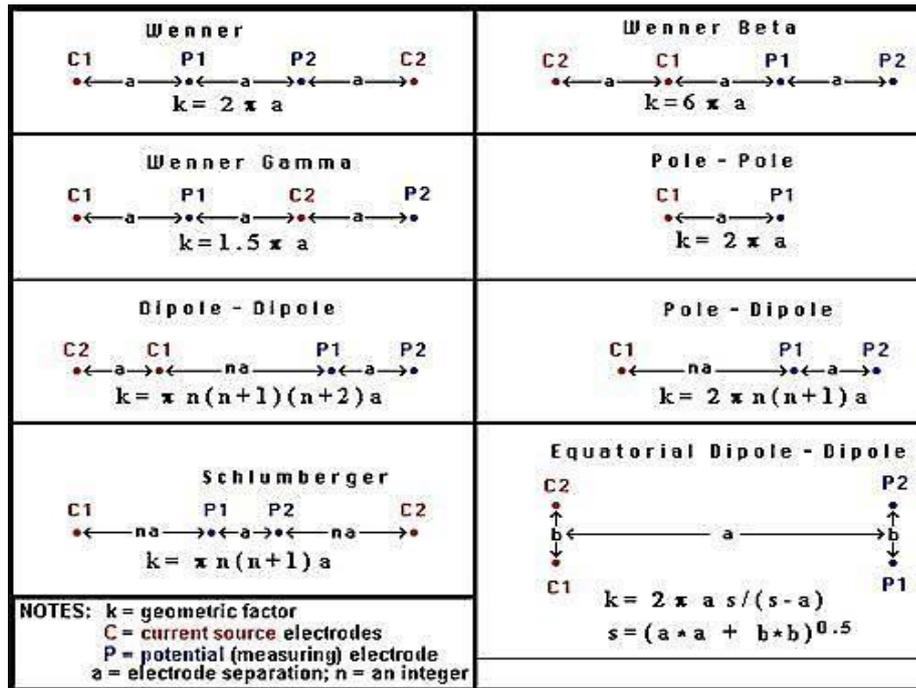
$$\Delta V = \frac{\rho l}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right) \quad (2.21)$$

Faktor geometri adalah besaran koreksi terhadap perbedaan pada letak titik elektroda, yang dihitung dengan:

$$K = \frac{2\pi}{\left(\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right)} \quad (2.22)$$

Hasil dari pengukuran di lapangan dengan metode geolistrik berupa nilai faktor konfigurasi, beda potensial, dan arus. Dari semua hasil yang didapatkan maka akan diolah dan menjadi nilai resistivitas. Besaran nilai resistivitas semu ditentukan berdasarkan persamaan konfigurasi yang digunakan pada setiap pengukurannya. Nilai resistivitas yang didapatkan bukan nilai resistivitas bawah permukaan melainkan nilai semu yang berupa nilai permukaan homogen yang memberikan nilai resistivitas yang seragam untuk susunan elektroda yang sama.

Berdasarkan konfigurasi elektroda arus, terdapat beberapa jenis resistivitas tahanan jenis. Pada setiap konfigurasi elektroda pada metode ini memiliki factor geometri yang berbeda. Jenis konfigurasi yaitu: *Wenner Alpha*, *Wenner Beta*, *Wenner Gamma*, *Pole-pole*, *Dipole-dipole*, *Pole-dipole*, *Wenner-Schlumberger*, *Schlumberger*, dan *Equatorial Dipole-dipole* yang dapat dilihat pada Gambar 2.5 di bawah ini.

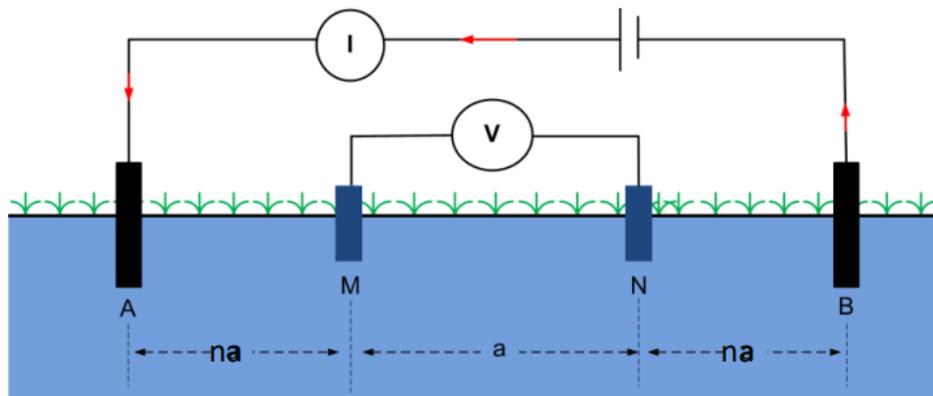


Gambar 2.5 Konfigurasi Elektroda metode Geolistrik Resistivitas [10].

2.3.1 Konfigurasi Wenner-Schlumberger

Konfigurasi *Wenner-Schlumberger* merupakan konfigurasi gabungan dari konfigurasi *Wenner* dan konfigurasi *Schlumberger*. Menurut [11] konfigurasi *Wenner-Schlumberger* digunakan berdasarkan penataan elektroda-elektrodanya. Berdasarkan konfigurasi *Wenner* dan konfigurasi *Schlumberger*, keduanya memiliki kesamaan dalam urutan elektroda, namun terdapat perbedaan pada saat melakukan pengukurannya. Pada saat melakukan pengukuran menggunakan konfigurasi *Wenner-Schlumberger*, pada $n = 1$ menggunakan konfigurasi *Wenner* sedangkan pada saat pengukuran $n \geq 2$ menggunakan konfigurasi *Schlumberger*.

Menurut [12], konfigurasi *Wenner-Schlumberger* merupakan konfigurasi yang memiliki sistem aturan spasi yang bersifat konstan dengan catatan faktor n . Pada konfigurasi ini perbandingan jarak antara elektroda A-M atau B-N dengan jarak antara A-B. Jika jarak antara elektroda potensial (M dan N) merupakan a maka jarak antara elektroda arus (A dan B) adalah $2na+a$. Ilustrasi susunan elektroda pada konfigurasi *Wenner-Schlumberger* dapat dilihat pada Gambar 2.6 di bawah ini.



Gambar 2.6 Elektroda Arus dan Potensial pada Konfigurasi *Wenner-Schlumberger* [13].

Dari gambar di atas dapat diketahui jika jarak $AM = NB = na$ dan jarak $MN = a$, dengan demikian maka:

Berdasarkan persamaan (2.22), faktor geometri (K) konfigurasi *Wenner-Schlumberger* yaitu:

$$K = n(n + 1)\pi a \quad (2.23)$$

Dan berdasarkan persamaan (2.21) yang disubstitusikan ke persamaan (2.18) maka resistivitas semu (ρ_a) yaitu:

$$\rho_a = n(n + 1)\pi a \frac{\Delta V}{I} \quad (2.24)$$

2.3.2 Sifat Batuan

Batuan memiliki karakteristik yang berbeda antara satu dengan yang lain pada sifat kelistrikannya. Salah satunya ialah resistivitas (tahanan jenis) yang menunjukkan kemampuan bahan tersebut untuk menghantarkan arus listrik yang berasal dari alam atau diinjeksikan. Nilai resistivitas yang semakin besar pada suatu benda, maka akan semakin sulit juga untuk menghantarkan arus listrik, dan berlaku sebaliknya [14].

Pada batuan, atom terikat secara ionik dan kovalen yang menyebabkan batuan memiliki sifat untuk menghantarkan arus listrik. Aliran arus listrik dalam batuan ataupun mineral digolongkan menjadi tiga golongan, yaitu:

1. Konduksi secara elektronik yang terjadi jika batuan atau mineral mengandung banyak elektron bebas sehingga arus listrik dialirkan dalam batuan atau mineral oleh elektron bebas yang di dalamnya.
2. Konduksi secara elektrolitik yang terjadi jika batuan ataupun mineral bersifat porous dan memiliki pori-pori yang terisi oleh fluida. Hal ini menyebabkan batuan menjadi konduktor elektrolitik yang mana konduksi arus listrik dibawa oleh ion-ion elektrolitik dalam air.
3. Konduksi secara dielektrik yang terjadi jika batuan ataupun mineral memiliki sifat dielektrik terhadap arus listrik dimana batuan atau mineral ini mengandung electron bebas yang sedikit atau bahkan tidak memiliki. Electron yang berada di dalam batuan dapat berpindah dan berkumpul yang terpisah dari inti yang disebabkan oleh pengaruh medan listrik di luar.

Nilai resistivitas yang ada di batuan sangat dipengaruhi oleh material, densitas, porositas, ukuran, dan bentuk pori-pori batuan, kandungan air, kualitas, dan suhu. Nilai resistivitas menurut Telford dapat dilihat pada Tabel 2.1 di bawah ini.

Tabel 2.1 Resistivitas Batuan dan Mineral [9].

Material	Resistivitas (Ωm)
Udara	~
Pirit (<i>pyrite</i>)	0,01 – 100
Kwarsa (<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>)	$10 - 1,3 \times 10^7$
Batu gamping (<i>limestones</i>)	$500 - 1 \times 10^4$
Batu pasir (<i>sandstones</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

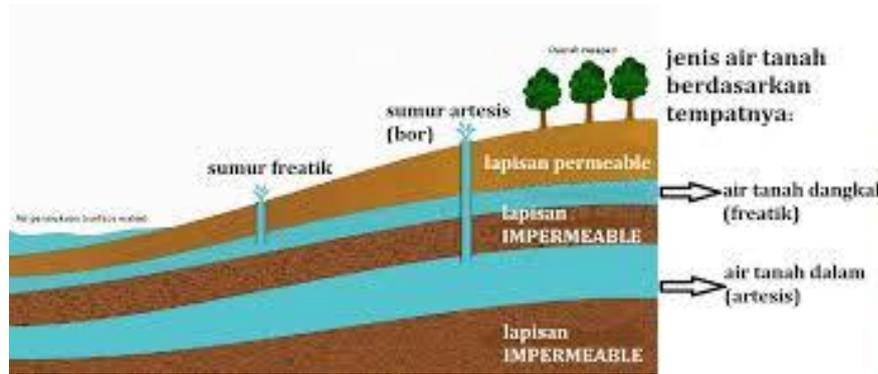
2.4 Muka Air Tanah Dangkal

Menurut [15] air tanah merupakan air yang bergerak di dalam tanah yang terdapat di dalam ruang antar butir-butir tanah yang meresap ke dalam tanah dan bergabung membentuk lapisan tanah yang disebut akuifer. Lapisan tanah yang mudah dilalui oleh air tanah disebut dengan lapisan permeable, sedangkan lapisan yang sulit dilalui oleh air tanah disebut dengan lapisan *impermeable*. Pergerakan air tanah dari atas menuju ke bawah dan sebaliknya. Air tanah yang bergerak secara horizontal dipengaruhi oleh hukum hidrolika dimana air bergerak secara horizontal dikarenakan adanya perbedaan gradien hidrolis. Hukum *Darcy* memiliki peranan besar pada gerakan air tanah dimana hukum tersebut berbunyi “volume air tanah yang melalui batuan berbanding lurus dengan tekanan dan berbanding terbalik dengan tebal lapisan”.

Jika dilihat dari kedudukan air tanah terhadap permukaan, maka air tanah dibagi menjadi dua, yaitu [16]:

1. Air tanah dangkal (*phreatic*), umumnya berasosiasi dengan akuifer tak tertekan yang merupakan air tanah dalam akuifer tertutup lapisan *impermeable*. Letak akuifer ini berada di dekat permukaan sekitar 15 sampai 40 meter di bawah permukaan.
2. Air tanah dalam, umumnya berasosiasi dengan akuifer tertekan yang merupakan air tanah yang terletak di bawah lapisan kedap air (*impermeable*) dan mempunyai tekanan lebih besar dari pada atmosfer. Kedalaman dari air tanah ini kisaran lebih dari 40 meter.

Ilustrasi kedudukan air tanah terhadap permukaan air tanah dapat dilihat pada Gambar 2.7 di bawah ini.



Gambar 2.7 Letak Air Tanah [16].

2.5 SPT (*Standard Penetration Test*)

Uji Penetrasi Standar (SPT) merupakan tes penetrasi dinamis *in-situ* yang dirancang untuk memberikan informasi tentang sifat-sifat geoteknik tanah. Pengujian ini dilakukan guna mengestimasi nilai kerapatan relatif dari lapisan tanah yang diuji [17].

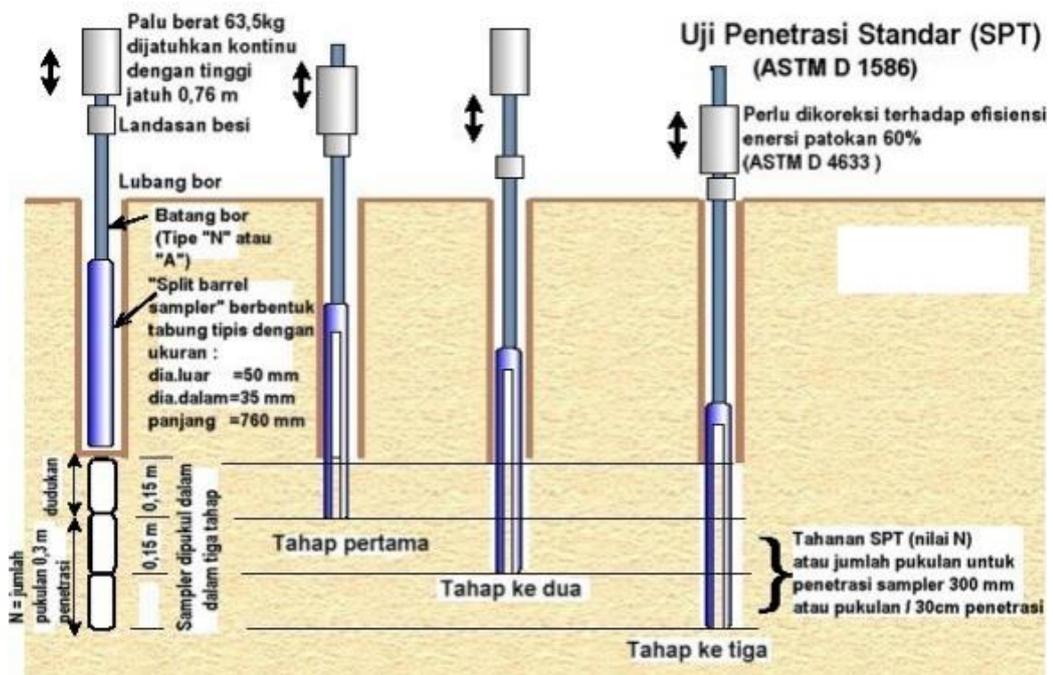
Jika mengacu pada SNI 4153:2008 dan ASTM D-1586-6, pengujian SPT ini dilakukan dengan memasukkan (memancangkan) sebuah *split spoon sampler* (tabung pengambilan contoh tanah yang dapat dibuka dalam arah memanjang) dengan diameter tabung 50 mm dan panjang 500 mm. Dimana *split spoon sampler* dimasukkan ke dalam tanah pada bagian dasar dari sebuah lubang bor. Pengujian ini dilakukan di setiap lubang bor dengan interval 2 meter. Jika adanya indikasi tanah keras pada saat melakukan pengujian ini maka akan diartikan sebagai lapisan tanah dengan nilai SPT (N-SPT) diatas 50 pukulan atau 30 cm sebanyak tiga kali pada tiga kedalaman berturut-turut. Pada prinsip pelaksanaan pengujian ini dengan memukul sebuah tabung standar kedalam lubang bor sedalam 450 mm dengan menggunakan palu 63,5 kg yang dijatuhkan dari ketinggian 760 mm. Dalam pengujian ini, perhitungan yang dilakukan ialah jumlah pukulan untuk melakukan penetrasi sedalam 150 mm. Jumlah yang digunakan adalah pada penetrasi sedalam 300 mm terakhir. Gambar ilustrasi uji SPT dapat dilihat pada Gambar 2.8.

Harga N (nilai SPT) didapatkan dari hasil jumlah dari jumlah pukulan kedua dan ketiga pada saat melakukan uji SPT. Dan berdasarkan nilai yang diperoleh dari hasil

perhitungan tersebut, maka dapat disimpulkan jenis kepadatan pada suatu lapisan tanah seperti Tabel 2.2 di bawah ini:

Tabel 2.2 Tabel N-SPT [17].

N-SPT	Kepadatan
< 4	Sangat tidak padat
4-10	Tidak padat
10-30	Kepadatan sedang
30-50	Padat
>50	Sangat padat



Gambar 2.8 Skema Urutan Uji Penetrasi Standar (SPT) [18].