

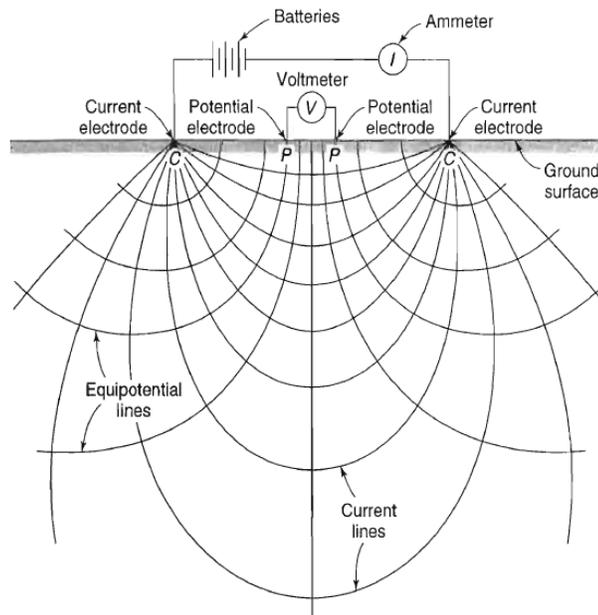
BAB II

DASAR TEORI

2.1 Metode Geolistrik

Metode geolistrik pertama kali dilakukan oleh Conrad Schlumberger pada tahun 1912. Salah satu metode geolistrik adalah metode resistivitas atau tahanan jenis. Metode ini mempelajari struktur bawah permukaan berdasarkan beda nilai resistivitas pada batuan terhadap kedalaman. Survei resistivitas listrik telah digunakan selama beberapa dekade di hidrogeologis, pertambangan, dan investigasi geoteknis [5]. Metode geolistrik adalah salah satu metode dalam geofisika yang digunakan untuk menyelidiki kondisi bawah permukaan dengan memanfaatkan sifat-sifat aliran listrik dengan cara mengalirkan arus listrik DC (*Direct Current*) yang mempunyai tegangan tinggi ke dalam tanah. Injeksi arus listrik ini menggunakan dua buah elektroda arus A dan B yang ditancapkan ke dalam tanah dengan jarak tertentu. Semakin panjang AB maka aliran arus listrik dapat menembus lapisan batuan lebih dalam. Sedangkan dua buah elektroda potensial yang berada di dalam konfigurasi digunakan untuk mengukur beda potensialnya [6].

Survei geolistrik di lapangan dilakukan dengan cara mengalirkan arus ke dalam tanah melalui 2 elektroda arus (C1 dan C2) dan responsnya (beda potensial) diukur melalui 2 elektroda potensial (P1 dan P2). Berdasarkan konfigurasi elektroda dan respon yang terukur maka sifat kelistrikan batuan yang berada di bawah permukaan dapat diperkirakan [7]. Prinsip pengukuran geolistrik dapat dilihat pada Gambar 2.1.



Gambar 2.1 Prinsip Pengukuran Geolistrik [8].

Metode geolistrik dapat dibagi menjadi 2 macam berdasarkan sumber arus listrik yaitu [9]:

- a. Metode aktif yaitu metode geolistrik dimana sumber arus listrik yang digunakan dialirkan ke dalam tanah atau batuan di bawah permukaan bumi, kemudian efek potensialnya diukur di dua titik permukaan tanah dengan jalan menggunakan aktivitas elektrokimia alami.
- b. Metode pasif yaitu metode geolistrik yang menggunakan arus listrik yang terjadi akibat aktivitas elektrokimia dan elektromekanik dalam material-material penyusun batuan. Beberapa metode geolistrik yang memanfaatkan adanya sumber arus listrik alami yaitu *Self Potential (SP)* dan *Magnetotelluric*.

Menurut [10], sebagaimana dikutip oleh [11], berdasarkan tujuannya, cara pengukuran resistivitas terdiri dari dua yaitu:

1. Metode Resistivitas *Sounding*

Metode ini bertujuan untuk mempelajari variasi resistivitas batuan yang ada di bawah permukaan bumi secara vertikal. Pada saat pengukuran di lapangan, spasi elektroda (arus dan potensial) diperbesar secara bertahap sesuai dengan konfigurasi

elektroda yang digunakan. Semakin panjang bentangan jarak elektrodanya, maka semakin dalam pula lapisan batuan yang dapat ditembus, meskipun masih dalam batas-batas tertentu.

2. Metode Resistivitas *Mapping*

Metode ini bertujuan untuk mempelajari variasi resistivitas batuan yang ada di bawah permukaan bumi secara lateral atau horizontal. Pada saat pengukuran di lapangan, spasi elektroda (arus dan potensial) dibuat sama untuk semua titik di permukaan bumi. Hasil dari pengukuran ini dapat dijadikan sebagai peta kontur berupa sebaran nilai resistivitasnya.

2.1.1 Sifat Kelistrikan Batuan

Batuan tersusun dari berbagai mineral serta memiliki sifat kelistrikan. Sifat kelistrikan pada suatu batuan artinya terdapat karakteristik batuan yang dapat menghantarkan atau menghambat arus listrik. Hambatan atau resistivitas yang dimiliki batuan dipengaruhi oleh porositas, kadar air, dan mineral. [12] menjelaskan bahwa aliran arus listrik pada batuan dan mineral dibagi menjadi tiga macam, yaitu:

1. Konduksi Secara Elektronik (Ohmik)

Konduksi secara elektronik dapat terjadi jika batuan atau mineral memiliki jumlah elektron bebas yang besar, sehingga elektron bebas yang ada pada batuan atau mineral tersebut dapat dialirkan listrik.

2. Konduksi Secara Elektrolitik

Batuan secara umum memiliki resistivitas yang tinggi dan merupakan penghantar yang buruk. Hal ini disebabkan karena batuan memiliki pori-pori yang terisi oleh fluida, terutama oleh air. Konduksi arus listrik yang ada pada batuan dibawa oleh ion-ion elektrolitik dalam air, sehingga batuan tersebut menjadi penghantar elektrolitik. Volume dan susunan pori-pori batuan porus mempengaruhi besar nilai konduktivitas dan resistivitas. Nilai konduktivitas akan semakin besar jika kandungan air pada batuan berjumlah besar, dan sebaliknya nilai resistivitas akan semakin besar jika kandungan air pada batuan dalam jumlah sedikit [13].

3. Konduksi Secara Dielektrik

Konduksi pada batuan mineral bersifat dielektrik terhadap aliran listrik, hal ini menunjukkan bahwa batuan atau mineral tersebut memiliki elektron bebas dalam jumlah sedikit, bahkan tidak ada sama sekali, adanya pengaruh medan listrik dari luar menyebabkan elektron dalam bahan berpindah dan berkumpul terpisah dari inti, sehingga terjadi polarisasi [13].

Berdasarkan harga resistivitas listriknya, batuan dan mineral digolongkan menjadi tiga macam [12], yaitu:

1. Konduktor baik : $10^{-8}\Omega\text{m} < \rho < 1 \Omega\text{m}$
2. Konduktor pertengahan : $1 \Omega\text{m} < \rho < 10^7 \Omega\text{m}$
3. Isolator : $\rho > 10^7 \Omega\text{m}$

Berdasarkan kemampuan suatu material menghantarkan arus listrik harga tahanan jenis beberapa material dapat dilihat pada Tabel 2.1 di bawah ini.

Tabel 2.1 Nilai Resistivitas Batuan Sedimen [12].

Nama Batuan	Resistivitas Batuan (Ωm)
<i>Consolidated Shales</i>	$20 - 2 \times 10^3$
<i>Argillites</i>	$10 - 8 \times 10^2$
<i>Conglomerates</i>	$2 \times 10^3 - 10^4$
<i>Sandstones</i>	$1 - 6,4 \times 10^8$
<i>Limestones</i>	$50 - 10^7$
<i>Dolomite</i>	$3,5 \times 10^2 - 5 \times 10^3$
<i>Unconsolidated Wet Clay</i>	20
<i>Marls</i>	3 - 70
<i>Clays</i>	1 - 100
<i>Alluvium and Sands</i>	10 - 800
<i>Oil Sands</i>	4 - 800

2.1.2 Metode Resistivitas

Metode resistivitas merupakan salah satu metode geolistrik yang digunakan untuk menyelidiki struktur bawah permukaan berdasarkan perbedaan nilai resistivitas pada batuan. Metode resistivitas merupakan salah satu metode aktif dimana energi yang dibutuhkan diperoleh dari penginjeksian arus ke dalam bumi terlebih dahulu. Metode ini bertujuan untuk mengidentifikasi bahan galian, endapan mineral, panas bumi (*geothermal*), batubara dan pencarian akuifer air tanah [12].

Prinsip dasar metode resistivitas adalah mengalirkan arus searah pada permukaan tanah sehingga beda potensial pada dua titik dapat diukur. Teori dasar dari metode resistivitas adalah Hukum Ohm, yaitu hubungan antara arus yang dialirkan dan beda potensial yang terukur [12].

Prinsip dasar metode resistivitas adalah Hukum Ohm. Dimana hambatan diperoleh dengan mengukur beda potensial dan arus yang dilewatkan dalam suatu penghantar.

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

Keterangan:

R : Resistansi (Ω)

V : Potensial (V)

I : Arus listrik (A)

Karena medium bawah permukaan bumi tidak homogen (sejenis), maka ada pengertian hambatan jenis (resistivitas/ ρ) yang nilainya dipengaruhi oleh pemasangan elektroda arus dan potensial atau faktor geometri (k), selain tegangan yang terbaca (V) dan arus dikirimkan (I).

Di bawah ini merupakan persamaan umum resistivitas semu:

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

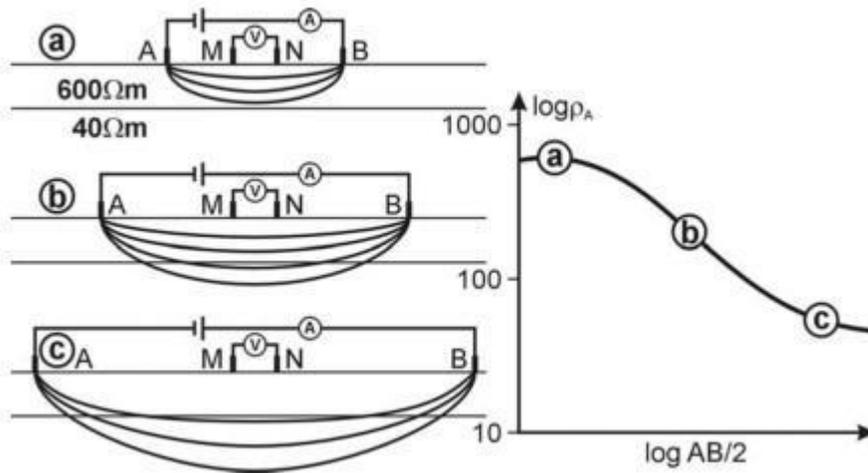
Keterangan:

ρ : Resistivitas (Ωm) ΔV : Beda potensial (V)

k : Faktor geometri (m) I : Arus listrik (A)

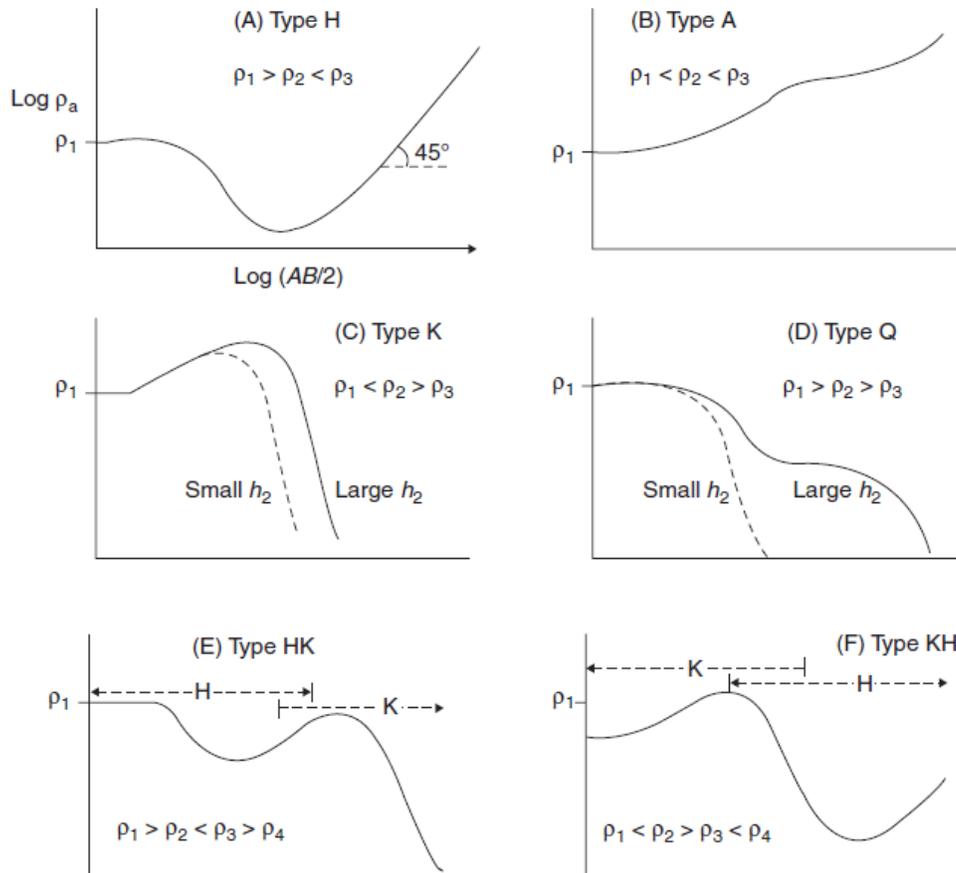
2.1.3 Vertical Electrical Sounding (VES)

Di dalam metode geolistrik resistivitas terdapat beberapa teknik pengukuran, salah satunya yaitu *Vertical Electrical Sounding* (VES). Teknik pengukuran ini merupakan teknik yang digunakan untuk mempelajari persebaran nilai resistivitas di bawah permukaan yang sensitif terhadap variasi distribusi resistivitas secara vertikal di bawah permukaan. Teknik ini sangat cocok untuk menentukan kedalaman dan nilai resistivitas untuk struktur batuan berlapis rata, seperti lapisan sedimen, atau kedalaman ke permukaan air. Konfigurasi yang sering digunakan untuk investigasi VES adalah konfigurasi *Schlumberger*. Agar garis arus menembus lapisan batuan bawah permukaan secara vertikal, pada saat pengukuran titik tengah harus dijaga tetap pada koordinat tersebut sementara jarak antar elektroda semakin meningkat. Jarak elektroda akan sebanding dengan kedalaman lapisan batu yang terdeteksi. Semakin dalam lapisan batu, semakin besar pula jarak elektrodanya [7]. Konfigurasi *Schlumberger* untuk investigasi VES dapat dilihat pada Gambar 2.2.



Gambar 2.2 Konfigurasi *Schlumberger* [14].

Pada Gambar 2.3 merupakan jenis kurva resistivitas yang didapatkan dari hasil pengukuran VES menurut [15]. Terdapat enam jenis kurva yaitu kurva H, A, K, Q, HK, dan KH. Kurva H, A, K, dan Q merupakan kurva dengan tiga lapisan batuan sedangkan kurva HK dan KH merupakan kurva dengan empat lapisan batuan.



Gambar 2.3 Kurva Resistivitas Semu [15].

2.1.4 Kofigurasi Schlumberger

Konfigurasi *Schlumberger* merupakan konfigurasi yang tersusun atas dua buah elektroda arus dan dua buah elektroda potensial. Elektroda arus terdiri dari elektroda A dan B, sedangkan pada elektroda potensial terdiri dari elektroda M dan N. Pada konfigurasi *Schlumberger*, nilai MN harus lebih kecil dari nilai AB, sehingga jarak MN secara teoritis tidak mengalami perubahan, tetapi karena adanya keterbatasan kepekaan

peralatan pengukuran maka ketika jarak AB sudah relatif besar jarak MN harus diubah. Jarak MN idealnya dibuat sekecil-kecilnya, tetapi hendaknya tidak lebih besar dari 1/5 jarak AB.

Pada konfigurasi *Schlumberger* ini terdapat keunggulan dan kekurangan. Keunggulan konfigurasi ini adalah kemampuan untuk mendeteksi adanya non-homogenitas lapisan batuan pada permukaan, yaitu dengan membandingkan nilai resistivitas semu ketika terjadi perubahan jarak elektroda MN/2 [14]. Sedangkan kekurangannya yaitu pembacaan tegangan pada elektroda MN lebih kecil terutama untuk jarak AB yang relatif jauh, sehingga untuk mendapatkan tingkat akurasi data yang lebih detail dibutuhkan alat ukur multimeter yang memiliki tingkat akurasi tinggi yang dapat menampilkan nilai skala millivolt. Pengaturan konfigurasi *Schlumberger* dapat dilihat pada Gambar 2.2 mengenai jarak antar elektroda dan susunan elektroda.

Pada konfigurasi *Schlumberger*, memiliki susunan elektroda yang dipengaruhi oleh jarak spasi elektroda arus dan elektroda potensial yang berbeda. Menurut [12], harga k (faktor geometri) dapat ditentukan sebagai berikut

$$k = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4}\right)} \quad (2.3)$$

Berdasarkan Gambar 2.3, maka didapatkan persamaan di bawah ini

$$k = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{a-b} - \frac{1}{b+a} - \frac{1}{b+a} + \frac{1}{a-b}\right)} \quad (2.4)$$

$$k = \frac{2\pi(a^2-b^2)}{4b} \quad (2.5)$$

Maka persamaan faktor geometri untuk konfigurasi *Schlumberger* yaitu

$$k = \frac{\pi(a^2-b^2)}{2b} \quad (2.6)$$

Persamaan resistivitas semu merujuk pada persamaan (2.2), dituliskan kembali menjadi

$$\rho_a = k \left(\frac{\Delta V}{I}\right) \quad (2.7)$$

Substitusikan nilai k pada persamaan (2.6), sehingga didapatkan

$$\rho_a = \left(\frac{\pi(a^2-b^2)}{2b}\right) \left(\frac{\Delta V}{I}\right) \quad (2.8)$$

Keterangan:

I : Kuat Arus (A)

ΔV : Tegangan yang diukur (V)

ρ_a : Resistivitas Semu (Ωm)

k : Faktor geometri (m)

$r1$: Jarak C1 ke P1 (m)

$r2$: Jarak C2 ke P1 (m)

$r3$: Jarak C1 ke P2 (m)

$r4$: Jarak C2 ke P2 (m)

a : Jarak antara titik tengah ke C1 atau C2 (m)

b : Jarak antara titik tengah ke P1 atau P2 (m)

2.1.5 Inversi Data Geolistrik

Fungsi permodelan kedepan (*forward modelling*) pada metode geolistrik dengan model 1D diformulasikan sebagai persamaan integral Hankel yang menyatakan resistivitas semu ρ_a sebagai fungsi dari resistivitas dan ketebalan ($\rho_a h_k$) tiap lapisan, $k = 1, 2, 3, \dots, n$ dan n adalah jumlah lapisan.

$$\rho_a = S^2 \int_0^{\infty} T(\lambda) J_1(\lambda_1) \lambda d\lambda \quad (2.9)$$

S adalah setengah jarak antar elektroda arus ($AB/2$) untuk konfigurasi *Schlumberger*, J_1 adalah fungsi Bessel orde satu dan $T(\lambda)$ adalah fungsi transformasi resistivitas yang dinyatakan oleh formulasi rekursif Pekeris [16]:

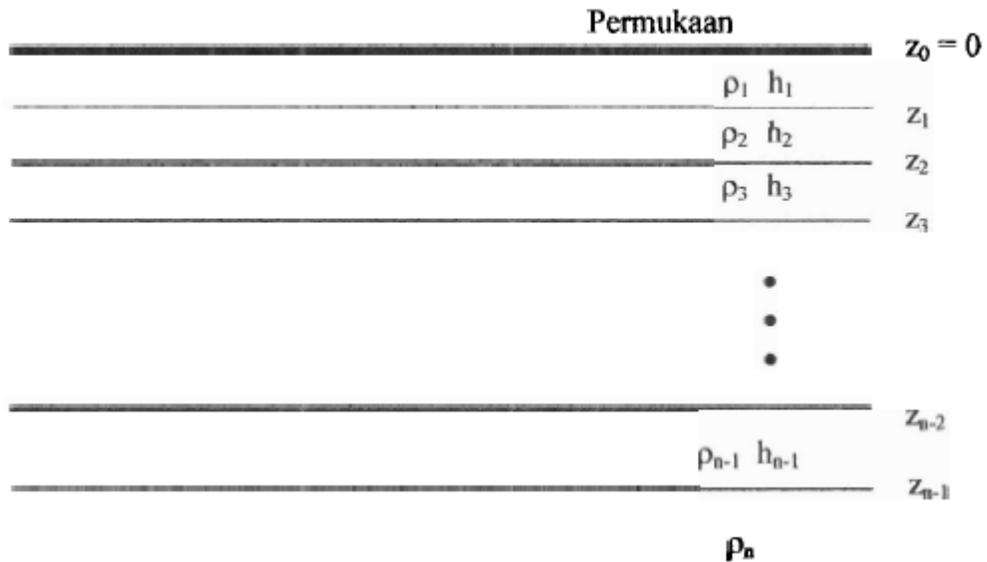
$$T_1(\lambda) = \frac{T_{k+1} + \rho_k \tanh(\lambda h_k)}{1 + T_{k+1}(\lambda) \tanh \frac{\lambda h_k}{\rho_k}}; k = n - 1, \dots, 1 \quad (3.0)$$

Perhitungan persamaan (2.9) dapat dilakukan dengan metode filter linier yang secara umum dinyatakan dengan persamaan berikut:

$$\rho_a = \sum_k T_k(\lambda) f_k \quad (3.1)$$

Dimana f_k adalah harga koefisien filter linier yang diturunkan oleh Ghosh [16]. Dari persamaan (2.9), (3.0), dan (3.1) terlihat bahwa hubungan antar data resistivitas (ρ_a) dengan parameter model resistivitas dan ketebalan lapisan ($\rho_a h_k$) adalah sangat tidak linier.

Dalam konteks permodelan inversi geolistrik 1D data dinyatakan sebagai $d = [\rho_a^i]$ yaitu resistivitas semu dengan $i = 1, 2, 3, \dots, N$ dan N adalah jumlah data sesuai dengan variabel bebas $AB/2$. Model resistivitas bawah permukaan 1D adalah $m = [\rho_a h_k]$, $k = 1, 2, 3, \dots, n$. Dalam hal ini jumlah parameter model adalah $M = 2n - 1$ karena pada model 1D terdiri dari n lapisan terdapat n harga resistivitas dan $n-1$ harga ketebalan lapisan (lapisan terakhir dianggap mempunyai ketebalan tak hingga) dapat dilihat pada Gambar 2.4 yang berarti bahwa parameterisasi model bersifat tak homogen.



Gambar 2.4 Model Resistivitas 1D yang terdiri dari n Lapisan Horizontal [17].

Persamaan pemodelan kedepan geolistrik 1D umumnya dinyatakan sebagai $d = g(m)$. Mengingat persamaan yang menghubungkan data dengan parameter model cukup kompleks maka turunan parsial orde pertama terhadap setiap parameter model sangat sulit diperoleh melalui pendekatan beda hingga (*finite difference*) sebagai berikut:

$$\left[\frac{\partial g_i(m)}{\partial m_k} \right] = \frac{g_i(m/m_k + \Delta m_k) - g_i(m/m_k)}{\Delta m_k} \quad (3.2)$$

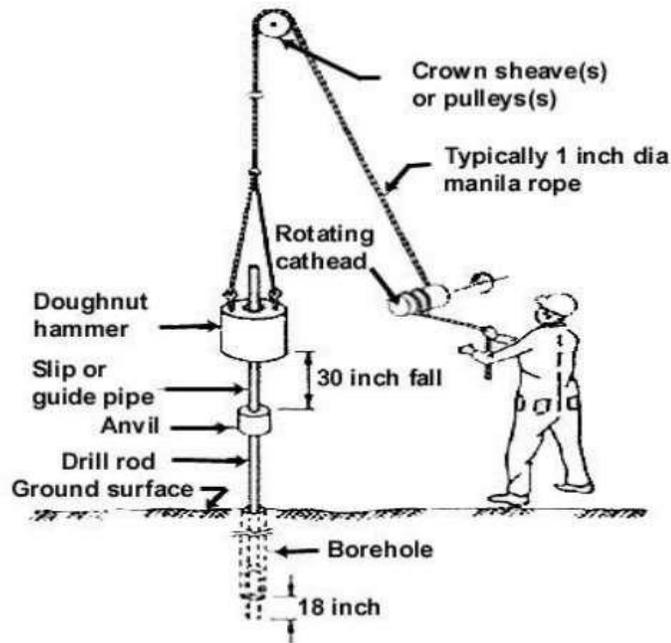
Setiap elemen matriks Jacobi memerlukan dua kali pemodelan kedepan, pertama untuk model m dan kedua untuk satu model sebagai akibat dari pertubasi suatu elemen parameter model m_k . Baris matriks Jacobi ke- I menyatakan perubahan respons model akibat pertubasi semua elemen parameter model dengan indeks- k . Matriks Jacobi

secara lengkap menggambarkan respons model atau data perhitungan akibat perubahan parameter model.

2.2 SPT (Standard Penetration Test)

SPT (*Standard Penetration Test*) atau pengujian statis yang menggunakan mesin bor untuk mengambil sampel tanah. Pengujian di laboratorium bertujuan untuk mengetahui sifat-sifat tanah (gradasi butiran, kadar air, modulus geser, berat jenis, dan struktur tanah). SPT (*Standard Penetration Test*) pada awalnya adalah proses pengambilan sampel tanah dengan menggunakan tabung. Karena diameter tabung berukuran kecil sehingga tidak memungkinkan untuk mengambil sampel tanah dalam keadaan asli. Proses pengambilan sampel ini kemudian dikembangkan menjadi beberapa fungsi yaitu selain sebagai pengambilan sampel juga berfungsi sebagai pengukur kekuatan dan kepadatan tanah [18].

Prinsip kerja alat ini yaitu dengan memasukkan tabung pada lubang bor dengan cara dipukul masuk ke tanah ketika tabung sudah masuk ke dalam tanah setiap pada kedalaman 15 cm maka jumlah pukulan dihitung. Jumlah pukulan ini disebut *N value*. Kemudian tabung dikeluarkan dari tabung untuk mengambil sampel tanah. Sampel tanah yang didapatkan kemudian dibawa ke laboratorium untuk diuji keteknikan sampel tanah tersebut [18]. Mekanisme untuk mendapatkan data SPT dapat dilihat pada Gambar 2.5.



Gambar 2.5 Mekanisme pengukuran SPT [19].

2.2.1 Hubungan SPT dan Kecepatan Gelombang Geser (V_s)

Beberapa hubungan N SPT dengan parameter kecepatan gelombang geser (V_s) telah dikembangkan oleh beberapa peneliti terdahulu dan digunakan dalam aplikasi geoteknik. Persamaan yang digunakan untuk menentukan nilai V_s adalah sebagai berikut [20].

$$V_s = 130 + 7.5 N \quad (2.9)$$

Menurut [21], berikut merupakan keterangan jenis tanah:

Tabel 2.2 Klasifikasi Jenis Tanah [21].

Simbol	Jenis Material
A	Batuan keras $V_s > 1524$ m/s
B	Batuan: $762 < V_s < 1524$ m/s
C	Tanah keras, sangat padat dan batuan lunak: $365,76 < V_s < 762$ m/s
D	Tanah sedang: $182,88 < V_s < 365,76$ m/s
E	Tanah lunak $V_s < 182,88$ m/s
F	Tanah khusus yang membutuhkan investigasi geoteknik spesifik dan Analisis respons spesifik situs

Di bawah ini merupakan tabel hasil nilai resistivitas dan N-SPT berdasarkan penelitian sebelumnya.

Tabel 2.3 Nilai Resistivitas dan N-SPT.

No.	Resistivitas (Ωm)	N-SPT	Tipe Material	Sumber
1	4,5	30	Lanau	[22]
2	15,5 – 269	-	Basalt	[1]
3	61 – 349,97	15 – 50	Batupasir	[23]
4	>100	-	Lapisan Keras	[24]
5	>100	-	Pasir-Gampingan	[25]
6	103,67 – 6861,04	50	Pasir Berbutir Kasar	[26]
7	200 – 516	9 – 50	Batupasir	[27]
8	>250	>50	Batupasir Breksi dan Granodiorite	[28]
9	>1000	50	Pelapukan Sekis	[29]
10	1680 – 3027	28 – 50	Batupasir Kerikil	[30]