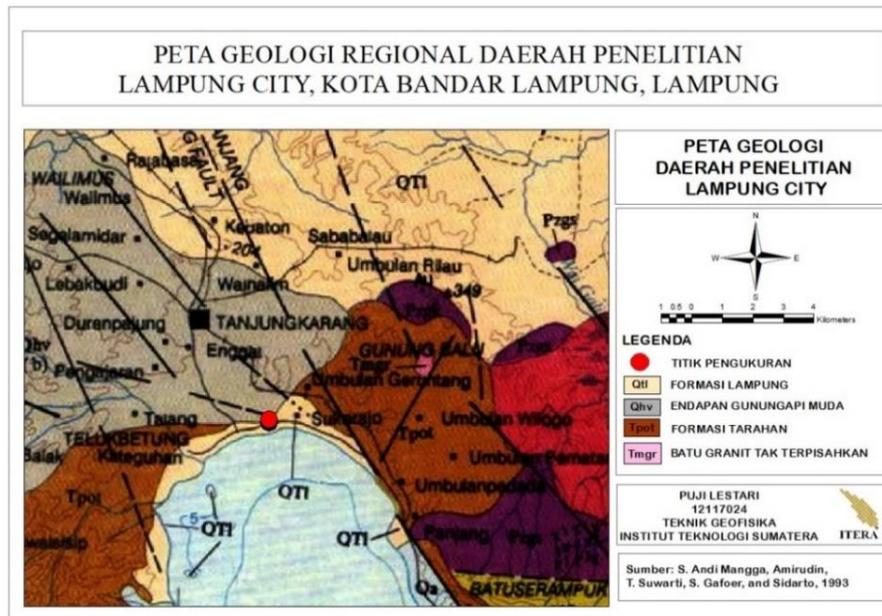


BAB II LANDASAN TEORI

2.1 Geologi Regional Daerah Penelitian

Penyelidikan geologi daerah Lampung telah dilakukan oleh para ahli Geologi yang berasal dari Belanda. Kemudian penyelidikan di daerah Lampung dilaksanakan oleh beberapa perusahaan pertambangan yang dimulai pada tahun 1970. Lampung terletak pada koordinat 103.2° - 105° BT dan 2.9° - 6.4° LS. Provinsi Lampung memiliki 13 Kabupaten dan dua Kota Madya, dengan luas kurang lebih $35.288,35$ km². Provinsi Lampung dibatasi dengan beberapa provinsi diantaranya Bengkulu dan Sumatera Selatan di sebelah Utara, Laut Jawa di sebelah Timur, Selat Sunda di sebelah Selatan dan Samudera Hindia di sebelah Barat (Gumuntur, 2008).

Berdasarkan peta geologi Mangga dkk. (1993), Bandar Lampung memiliki tatanan yang kompleks. Batuan dasar terdiri dari batuan metamorf. Lampung memiliki empat struktur geologi, pertama Formasi Gunung Kasih yang berumur Pra-Paleozoikum sebagai batuan dasar, lokasi penelitian merupakan bagian dari satuan Formasi Lampung yang berumur Quarter-Tersier (QTL). Formasi QTL merupakan lapisan yang mendominasi hampir seluruh irisan Lembar Tanjung Karang seperti tuf berbatu apung, tuf riolitik, tuf pada tufit, batu lempung tuffan, dan batupasir tufan. Tuf di daerah penelitian merupakan hasil endapan vulkanik pleistosen, tersebar luas di seluruh Lembar Tanjung Karang. Daerah di dekat wilayah penelitian terdiri dari Sekis way galih (*Pzgs*), Satuan Formasi Tarahan (*Tpot*) dan Satuan Endapan Gunungapi Muda (*Qhv*).



Gambar 2.1 Peta Geologi Daerah Penelitian (Mangga dkk.,1993).

2.2 Teori Dasar

2.2.1 Metode Geolistrik

Geolistrik merupakan metode geofisika yang meninjau sifat arus listrik yang mengalir melalui bumi. Deteksi pengukuran mencakup potensial listrik, arus, dan medan elektromagnetik yang terjadi secara alami yang dihasilkan oleh injeksi listrik ke bumi. Menurut Burger (1992), metode geolistrik dapat dibagi menjadi dua kategori menurut sumbernya.

1. Geolistrik aktif adalah metode yang memerlukan adanya injeksi arus listrik kedalam bumi, dan efek potensial diukur pada dua titik permukaan tanah dengan aktivitas elektrokimia alami.
2. Geolistrik pasif adalah metode yang menggunakan arus listrik alami sehingga tidak memerlukan adanya injeksi arus listrik terlebih dahulu. Salah satu contoh pemanfaatan arus listrik alami meliputi *Self Potential* (SP) dan *Magnetotelluric*.

Metode geolistrik resistivitas adalah teknik untuk mempresentasikan lapisan bawah permukaan bumi berdasarkan nilai resistivitas pada tiap lapisan batuan. Prinsip kerja geolistrik resistivitas dengan melakukan penginjeksian arus listrik ke permukaan tanah melalui satu pasang elektroda dan mengukur beda potensial

dengan pasangan elektroda lainnya. Apabila arus listrik dialirkan ke dalam medium dan diukur beda potensial (tegangan), maka nilai hambatan dapat dihitung.

Geolistrik lebih efisien untuk eksplorasi relatif dangkal, dan menyampaikan informasi lapisan kedalaman hingga 300 atau 450 meter. Metode ini lebih sedikit digunakan dalam eksplorasi hidrokarbon, akan tetapi lebih sering digunakan dalam *engineering geology* seperti penetapan kedalaman dasar, eksplorasi *reservoir* air, eksplorasi geothermal, dan geofisika lingkungan.

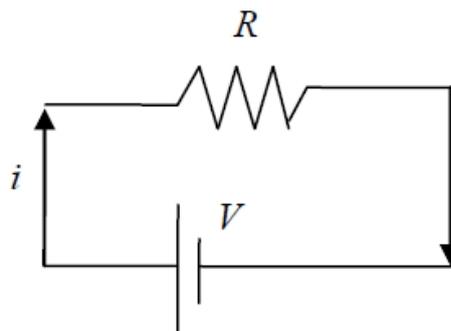
2.2.2 Prinsip Dasar Metode Resistivitas

Konsep dasar metode geolistrik adalah hukum Ohm yang dikemukakan oleh George Simon Ohm (Gambar 2.2). Pada tahun 1826, Ohm mengadakan percobaan untuk mendefinisikan sangkut paut antara tegangan (V) dengan bahan konduktor dan arus (I) dengan rentang karakteristik parameter konduktor bahan. Parameter itu disebut resistansi (R), yang mendeskripsikan menjadi hasil bagi tegangan (V) dan arus (I), sehingga dapat ditulis sebagai berikut

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

atau,

$$V = IR \quad (2.2)$$

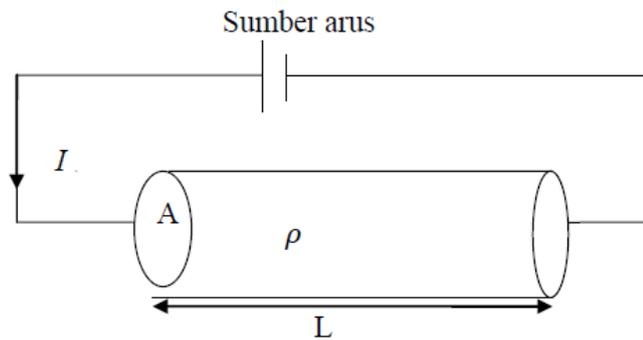


Gambar 2.2 Rangkaian Resistansi, Arus, dan Tegangan.

Menurut hukum Ohm, besar tegangan di antara ujung-ujung penghantar sama dengan resistansi dikali kuat arus (Gambar 2.2). Nilai resistansi (R) konstan, tetapi ada di mana resistansi tidak konstan pada kondisi tertentu. Nilai R tidak bergantung pada besarnya I (Suyoso, 2003). Seperti dapat dilihat dari konduktor silinder

(Gambar 2.3), besarnya hambatan (R) bahan berbanding lurus dengan panjang (L) dan resistivitas (ρ) serta berbanding terbalik dengan luas penampang (A), seperti dituliskan pada persamaan berikut

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (2.3)$$



Gambar 2.3 Silinder Konduktor (Nurhidayah, 2013).

untuk mendapatkan nilai resistivitas maka persamaan 2.1 dilakukan substitusi dengan persamaan (2.3), sehingga menjadi:

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} \frac{A}{L} \quad (2.4)$$

Dimana ρ adalah *resistivitas* (Ωm), ΔV merupakan potensial (V), I adalah arus (A), dan A merupakan luas penampang resistor (m^2).

Pada pengukuran di lapangan, nilai resistivitas semu tergantung pada resistivitas formasi batuan yang diuji dan konfigurasi yang digunakan. Batuan bumi berlaku seperti resistor dan resistivitasnya hanya dapat diukur dengan mengasumsikan media homogen isotropis. Geolistrik resistivitas merupakan metode aktif karena arus mengalir ke dalam lapisan bumi melalui elektroda arus, dan potensial diukur melalui elektroda potensial. Hasil nilai potensial yang terukur, besarnya arus yang diinjeksikan, dan nilai faktor geometri dari susunan konfigurasi elektroda bisa digunakan untuk resistivitas batuan di bawah titik pengukuran.

2.2.3 Konsep Resistivitas Semu (*Apparent Resistivity*)

Metode geolistrik resistivitas memiliki karakteristik isotropik yang seragam. Sehingga dianggap tahanan jenis yang diukur merupakan tahanan jenis sebenarnya

dan tidak ada hubungan dengan jarak elektroda. Namun, bumi sebenarnya terdiri dari lapisan resistif yang berbeda, dan potensi yang diukur adalah pengaruh dari lapisan ini. Sehingga resistivitas yang didapat bukan harga resistivitas sebenarnya, tetapi resistivitas yang terukur ialah resistivitas semu (Reynolds, 2005). Berdasarkan (Reynolds, 2005) persamaan resistivitas semu dinyatakan sebagai berikut

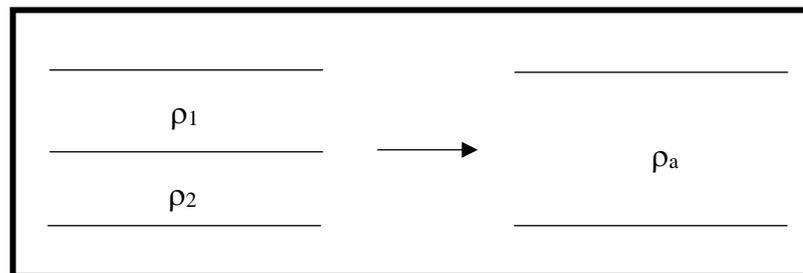
$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (2.5)$$

dengan,

$$K = \frac{2\pi}{\left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right]} \quad (2.6)$$

Faktor geometri merupakan koreksi untuk posisi dua elektroda potensial terhadap elektroda arus. Mengukur ΔV (beda potensial) dan I (Kuat Arus), maka resistivitas bisa ditentukan ρ .

Bumi dikatakan memiliki banyak lapisan dan setiap lapisan memiliki resistivitas yang berbeda. Resistivitas semu merupakan resistivitas media homogen imajiner yang terdiri dari dua lapisan yang memiliki nilai resistivitas berbeda (ρ_1 dan ρ_2) dan diasumsikan seperti medium satu lapis homogen yang memiliki satu nilai resistivitas ρ_a ditunjukkan pada Gambar 2.4.



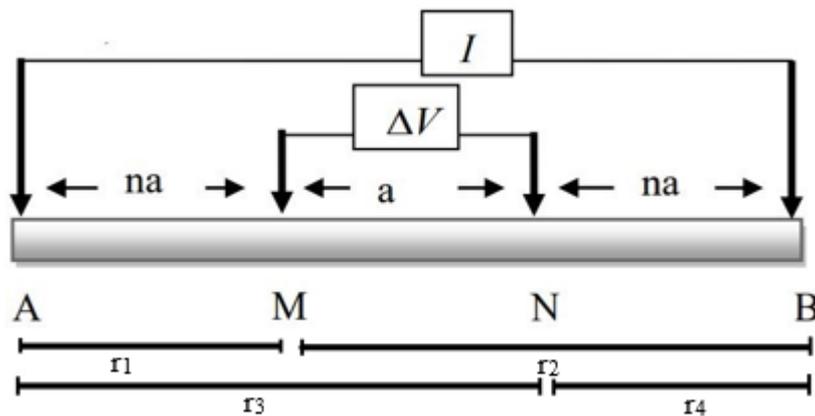
Gambar 2.4 Konsep Resistivitas Semu pada Medium Berlapis.

2.2.4 Konfigurasi Wenner – Schlumberger

Metode geolistrik menggunakan berbagai konfigurasi dalam suatu pengukuran, salah satunya merupakan konfigurasi *Wenner-Schlumberger*. Konfigurasi *Wenner-Schlumberger* merupakan kombinasi dari konfigurasi *Wenner* dan konfigurasi *Schlumberger*. Konfigurasi ini mirip dengan cara spasi yang tetap dengan catatan

susunan elektroda dalam konfigurasi *Wenner-Schlumberger* sama dengan susunan elektroda dalam konfigurasi *Wenner*. Namun, ada perbedaan jarak antara elektroda arus dan potensial. Pada konfigurasi *Wenner-Schlumberger*, spasi masing-masing elektroda tidak sama karena spasi antara elektroda arus A dan elektroda potensial M atau spasi elektroda arus B dan elektroda potensial N adalah na dan spasi antara elektroda potensial (M-N) adalah a .

Konfigurasi *Wenner-Schlumberger* berbeda saat pengukuran. Pengukuran pertama ($n = 1$) berlaku konfigurasi *Wenner*. Pengukuran berikutnya ($n \geq 2$) menggunakan konfigurasi *Schlumberger* (Vebrianto, 2016).



Gambar 2.5 Konfigurasi *Wenner-Schlumberger* Utiya, 2015 (Modifikasi).

Berdasarkan gambar di atas, jarak masing-masing elektroda potensial terhadap elektroda arus dapat ditentukan sebagai berikut:

$$r_1 = na \quad (2.7)$$

$$r_2 = na + a = a(n + 1) \quad (2.8)$$

$$r_3 = na + a = n(a + 1) \quad (2.9)$$

$$r_4 = na \quad (2.10)$$

dengan mengacu pada persamaan 2.6 sehingga nilai faktor geometri (K) konfigurasi *Wenner-Schlumberger* adalah sebagai berikut:

$$K = 2\pi \left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right]^{-1}$$

$$K = 2\pi \left[\left(\frac{1}{na} - \frac{1}{a(n+1)} \right) - \left(\frac{1}{a(n+1)} - \frac{1}{na} \right) \right]^{-1}$$

$$\begin{aligned}
K &= 2\pi \left[\left(\frac{a(n+1) - na}{na^2(n+1)} \right) - \left(\frac{na - (n+1)a}{na^2(n+1)} \right) \right]^{-1} \\
K &= 2\pi \left[\frac{a+a}{na^2(n+1)} \right]^{-1} \\
K &= 2\pi \left[\frac{2a}{na^2(n+1)} \right]^{-1} \\
K &= 2\pi \left[\frac{na(n+1)}{2} \right] \\
K &= \pi na(n+1)
\end{aligned} \tag{2.11}$$

Keterangan:

r_1 = Jarak A ke M (m)

r_2 = Jarak B ke M (m)

r_3 = Jarak A ke N (m)

r_4 = Jarak B ke N (m)

K = Faktor Geometri (m)

Maka tahanan jenis semu (persamaan (2.3)) untuk konfigurasi *Wenner-Schlumberger* dapat ditentukan sebagai berikut:

$$\rho a = \pi na(n+1) \frac{\Delta V}{I} \tag{2.12}$$

Keterangan:

ρa = Resistivitas Semu (Ωm)

ΔV = Beda Potensial (V)

I = Arus (A)

Konfigurasi *Wenner-Schlumberger* baik untuk cakupan horizontal maupun vertikal. Kedalaman penetrasi maksimum konfigurasi ini sekitar 15% lebih besar dari konfigurasi *Wenner*. Dalam prakteknya, potensial antara elektroda M dan N berkurang ketika jarak elektroda faktor n bertambah. Nilai maksimum n yang digunakan dalam pengamatan lapangan yang sebenarnya 8. Untuk meningkatkan kedalaman penyelidikan, jarak antara elektroda potensial M dan N meningkat menjadi $2a$ dan pengukuran diulang untuk n sama dengan 1, 2, 3, 4, dan seterusnya. Selanjutnya jarak antara elektroda potensial M dan N meningkat menjadi $3a$.

2.2.5 Sifat Batuan

Batuan memiliki sifat listrik, dan ukurannya tergantung pada media pembentuk batuan. Sifat kelistrikan dapat menyebabkan beban batuan yang tidak seimbang, baik pada gangguan keseimbangan alam dan batuan maupun aliran yang disengaja. (Dobrin, 1981). Nilai resistivitas batuan dapat dipengaruhi oleh beberapa faktor seperti porositas, permeabilitas, kandungan mineral dan kepadatan batuan. Adapun ragam harga resistivitas batuan bumi dapat dilihat pada Tabel 2.1.

Tabel 2.1 Resistivitas batuan dan mineral (Telford dkk., 1990).

No	Material	Resistivitas (Ωm)
1	Pirit (<i>pyrite</i>)	0,01 – 100
2	Kwarsa (<i>quartz</i>)	500 – 8×10^5
3	Kalsit (<i>calcite</i>)	1×10^{12} – 1×10^{13}
4	Batuan garam (<i>rock salt</i>)	30 – 1×10^{13}
5	Granit (<i>granite</i>)	200 – 1×10^5
6	Andesit (<i>andesite</i>)	$1,7 \times 10^2$ – $4,5 \times 10^4$
7	Basalt (<i>Basalt</i>)	10 – $1,3 \times 10^7$
8	Batu Gamping (Limestone)	500 – 1×10^4
9	Batu Pasir (sandstone)	200 – 8000
10	Batu tulis (shale)	20 – 2000
11	Pasir (sand)	1 – 1000
12	Lempung (clay)	1 – 100
13	Air Tanah	0,5 – 300
14	Air Laut	0,2
13	Magnetit (<i>magnetite</i>)	0,01 – 1000
14	Kerikil Kering (<i>dry grave</i>)	600 – 1000
15	Aluvium (<i>alluvium</i>)	10 – 800
16	Kerikil (<i>gravel</i>)	100 – 600
17	Tuff	10^3 – 10^5

Aliran arus listrik pada batuan atau mineral terbagi menjadi tiga macam yaitu konduksi elektrolit, konduksi elektronik, dan konduksi secara dielektrik (Milsom, 2003).

a. Konduksi Secara Elektronik

Konduksi ini terjadi apabila batuan atau mineral memiliki elektron bebas yang menyebabkan arus mengalir melalui batuan atau mineral dan dipengaruhi oleh sifat masing-masing batuan yang dialiri arus tersebut. Karakteristik batuan tersebut dengan melihat nilai resistivitasnya. Semakin tinggi resistivitas bahan, semakin pelik bahan tersebut untuk menghantarkan listrik dan sebaliknya. Semakin rendah nilai resistivitas maka semakin mungkin menghantarkan listrik.

b. Konduksi Secara Elektrolit

Konduksi secara elektrolit adalah batuan atau mineral yang dapat menghantarkan arus listrik karena batuan atau mineral tersebut bisa menahan dan meluluskan fluida. Semakin besar kandungan fluida pada batuan, maka semakin kecil harga resistivitasnya dan semakin tinggi harga konduktivitas listriknya.

c. Konduksi Secara Dielektrik

Konduksi secara dielektrik terjadi pada saat batuan atau mineral dengan sedikit atau tanpa elektron bebas (Hurun, 2016). Pengaruh medan listrik dari luar akan mengakibatkan berpindahannya elektron kemudian berkumpul terpisah dari inti dan terjadi polarisasi.

2.2.6 Teori Inversi

Inversi pada geofisika berguna untuk mencari informasi mengenai model yang dapat memberikan respon yang mirip dengan nilai pengukuran di lapangan. Pemodelan inversi ini merupakan mekanisme modifikasi model agar diperoleh kecocokan antara data perhitungan dan pengamatan secara otomatis. Menentukan model bawah permukaan yang mempunyai respon sesuai dengan data terukur dalam parameter tertentu. Pada *software* RES2DINV ini menggunakan inversi non-linier dengan pendekatan linier.

Pada permasalahan non-linier, hubungan antara data hasil pengukuran (d) dengan parameter model (m) dan g merupakan suatu fungsi pemodelan kedepan (*forward modelling*). Fungsi g dinyatakan dalam notasi vektor untuk menyatakan komponen yang berasosiasi dalam vektor (Grandis, 2009).

$$d = g(m) \quad (2.13)$$

Misalkan solusi inversi pada persamaan (2.13) merupakan model m yang merupakan model awal m_0 yang telah di perturbasi dengan Δm untuk memperoleh kecocokan yang lebih baik antara respon model dengan data:

$$m = m_0 + \Delta m \quad (2.14)$$

$$d = g(m_0 + \Delta m) \quad (2.15)$$

Apabila persamaan (2.15) dituliskan kembali dalam komponennya maka diperoleh:

$$d_i = g_i(m_0^{(j)} + \delta m_j) \quad (2.16)$$

Dimana $i = 1, 2, 3, \dots, N$ dan $j = 1, 2, \dots, M$ dengan N dan M adalah masing-masing jumlah data dan jumlah parameter model.

Ekspansi taylor orde pertama fungsi $g(m)$ disekitar suatu model awal m_0 dengan menggunakan notasi komponen persamaan (2.16) menghasilkan:

$$g_i(m_0^{(j)} + \delta m_j) \approx g_i(m_0^{(j)}) + \left. \frac{\partial g_i}{\partial m_j} \right|_{m_0} \delta m_j + O(\delta m_j) \quad (2.17)$$

Dengan $O(\delta m_j)$ adalah suku sisa turunan orde ke-dua dan orde-orde lebih tinggi. Kemudian substitusikan persamaan (2.17) ke dalam persamaan (2.16) dengan mengabaikan suku sisa sehingga menghasilkan persamaan sebagai berikut:

$$d_i = g_i(m_0^{(j)}) + \left. \frac{\partial g_i}{\partial m_j} \right|_{m_0} \delta m_j \quad (2.18)$$

Suku ke dua pada ruas kanan persamaan (2.18) adalah turunan parsial fungsi $g(m)$ terhadap suatu elemen parameter model m yang membentuk matriks Jacobi atau *Jacobian Matrix*

$$J_{ij} = \frac{\partial g_i}{\partial m_j} \quad (2.19)$$

Kemudian dilakukan substitusi kembali pada persamaan (2.18)

$$d_i - g_i(m_0^{(j)}) = J_{ij} \delta m_j \quad (2.20)$$

Bentuk lengkap dalam notasi matriks (2.20) adalah:

$$d - g(m_0) = \underline{J}_0 \Delta m_0 \text{ atau } \Delta d_0 = \underline{J}_0 \Delta m_0 \quad (2.21)$$

\underline{J}_0 merupakan matriks jacobi yang dievaluasi pada $m = m_0$. Dengan menganggap persamaan (2.21) sama dengan persamaan linier, maka dapat dikatakan bahwa data digantikan perturbasi data dan model menjadi perturbasi model. Sementara matriks

kernel diganti dengan matriks jacobini yang menyatakan perubahan data prediksi akibat dari perubahan atau perturbasi model. Berdasarkan analogi solusi inversi dalam bentuk Δm_0 dari suatu permasalahan yang dapat dinyatakan oleh persamaan (2.21)

$$\Delta m_0 = \left[\underline{J_0^T} \underline{J_0} \right]^{-1} \underline{J_0^T} (d - g(m_0)) \quad (2.22)$$

Persamaan (2.22) menyatakan perturbasi yang diperlukan terhadap suatu model awal m_0 untuk memperoleh hasil yang baik yaitu $m = m_0 + \Delta m_0$. Respons model diharapkan lebih *fit* dengan data. Dengan mengingat sifat non linier dari fungsi yang menghubungkan data dengan parameter model (*forward modelling*) maka pendekatan dengan orde pertama tidak langsung menghasilkan model optimum. Karena itu dilakukan proses perturbasi model dilakukan terhadap model awal m_0 secara iteratif sampai memperoleh konvergensi menuju solusi optimum. Dengan demikian pada iterasi ke-(n+1) perturbasi dilakukan model hasil iterasi sebelumnya dengan menggunakan persamaan:

$$m_n = \left[\underline{J_n^T} \underline{J_n} \right]^{-1} \underline{J_n^T} (d - g(m_n)) \quad (2.23)$$

2.2.7 Tanah dan Pondasi

Istilah ‘tanah’ biasanya digunakan oleh para ahli geologi untuk menggambarkan gumpalan atau komposisi butiran, partikel mineral dan fragmen atau komposisi organik yang terikat secara relatif longgar antara butir dalam formasi batuan keras di permukaan. Semua mineral tanah merupakan hasil pelapukan batuan. Tanah merupakan salah satu hal terpenting yang berkaitan dengan industri konstruksi. Tanah adalah pondasi yang menopang bangunan dan memiliki pengertian mengenai fungsi-fungsi serta karakteristiknya tanah bila adanya pembebanan terhadapnya. Tanah terbentuk dari pelapukan batuan. Proses pelapukan batuan dibagi ke dalam dua bagian, yaitu:

- a. Pelapukan Fisika (*Disintegration*) merupakan proses pelapukan yang terjadi karena faktor fisika, seperti perubahan temperatur, pembekuan dan pencairan, proses perusakan oleh tanaman, binatang dan atau es di dalam celah batuan.
- b. Pelapukan Kimia (*Decomposition*) merupakan proses pelapukan kimia yang terjadi sebagai akibat dari reaksi kimia, misalnya oksidasi. Proses pelapukan

kimiawi dipercepat di bawah pengaruh suhu tinggi dan adanya zat organik. Beberapa faktor yang mempengaruhi proses pelapukan yaitu cuaca, topografi, waktu, sejarah geologi dan jenis batuan.

Pada geoteknik diperlukan adanya penyelidikan tanah. Perlu dilakukan survei tanah untuk lapisan tanah dan karakteristik tanah untuk perencanaan pondasi dan konstruksi. Menurut Rahardjo (2005), penyelidikan tanah ini bertujuan untuk memperoleh informasi sebagai berikut:

- a. Memperoleh informasi tentang lapisan tanah dan batuan.
- b. Memperoleh penjelasan tentang kedalaman muka air tanah.
- c. Memperoleh penjelasan tentang sifat fisis dan mekanis tanah atau batuan.
- d. Menentukan kriteria tanah untuk analisis.

Tanah pondasi mempunyai pengelompokkan khusus dalam rancangan pembangunan yaitu hasil dan perkiraan penyelidikan tanah, perkiraan standar kemiringan lereng, perkiraan pemilihan bahan, perkiraan muai dan susut, penentuan jenis konstruksi dan peralatan untuk konstruksi, perkiraan kemampuan membangun, rencana pekerjaan pembuatan lereng dan tembok penahan tanah, dan lain-lain (Sosrodarsono, 2020).

Sebelum melakukan survei tanah, perlu mengumpulkan informasi tentang kondisi tanah seperti topografi, vegetasi, bangunan, jalan akses, kegunaan regional, peraturan setempat dan besarnya beban. Menurut Sosrodarsono (2000), hal-hal yang diperlukan selain peta geologi dan informasi perkembangan serta pengamatan dan penyelidikan, diantaranya adalah:

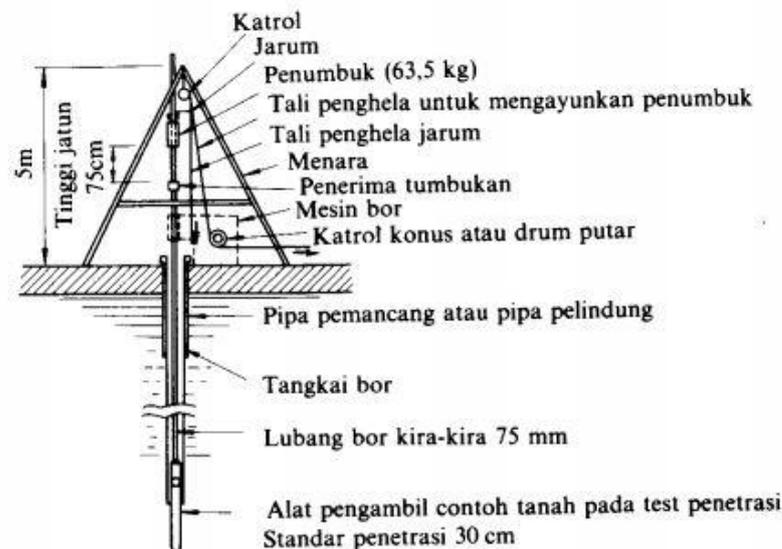
- a. Lokasi singkapan dan pengkajian tanah,
- b. Topografi dan geografi,
- c. Lokasi jalan dan bangunan,
- d. Keadaan permukaan tanah dan tumbuhan,
- e. Kondisi air tanah dan letak mata air, dan
- f. Kondisi saluran-saluran yang ada.

Perancangan penyelidikan tanah pula mencakup pemilihan jumlah titik bor, kedalaman, dan ukuran sampel. Jika keadaan tanah pada saat pemboran seragam, jumlah titik pemboran sedikit, dan lapisan tanah acak, maka diperlukan banyak titik

pemboran untuk menghitung penampang yang melewati titik pemboran (Raharjo, 2005). Ada beberapa metode pemboran yang tersedia salah satunya adalah pengujian pendugaan penetrasi standar (SPT).

2.2.8 Standard Penetration Test (SPT)

Uji penetrasi standar (SPT) merupakan uji penetrasi dinamis in-situ yang dipersiapkan untuk menyampaikan informasi mengenai sifat geoteknik tanah. SPT dilakukan untuk memperkirakan kerapatan relatif lapisan tanah yang diuji. Metode SPT ini merupakan metode yang sangat ekonomis, untuk mengumpulkan informasi bawah tanah dan hampir 85% penentuan pondasi menggunakan metode ini. Selama pengujian SPT, ada beberapa alat yang akan digunakan saat uji tanah antara lain tabung yang bisa dilepas (*split, tube, split spoon*) mempunyai *driving shoe* untuk penetrasi sehingga tidak mudah rusak. Karena SPT dilengkapi dengan *top coupling*, maka dapat dihubungkan dengan batang bor (*drill rod*).



Gambar 2.6 Alat Uji SPT (*Standard Penetration Test*) (Sosrodarsono, 2000).

Analisis tanah SPT dilakukan dengan mengumpulkan contoh tanah dengan alat yang ditunjukkan pada Gambar 2.6. Pengambilan contoh tanah dilakukan dengan cara mengebor tanah yang akan diuji yaitu dengan cara merakit mata bor dan menempatkan pada titik yang ditentukan sampai kedalaman uji. Kemudian bor

yang telah terisi tanah dinaikkan dan diperiksa kemudian dicatat jenis tanah, warna, dan kedalaman tanahnya (Virman, 2013). Pengeboran dilakukan dengan *split spoon sampler* secara vertikal kemudian dipukul menggunakan *hammer* dan mencatat jumlah pukulan tiap 15 cm, penumbuk standar memiliki berat 63,5 kg dan dijatuhkan dari ketinggian 75 cm. Kemudian catat nilai tumbukan sebanyak tiga kali (N_1, N_2, N_3) dimana nilainya adalah $N = N_2 + N_3$. Selanjutnya *split spoon sampler* diangkat dan dimasukkan kedalam plastik untuk pengujian laboratorium.

2.2.9 SPT dan Gelombang Geser

SPT adalah suatu metode untuk mengukur kekuatan atau kepadatan tanah. Teknik pengujian dilakukan dengan memberikan beban berulang pada lubang bor sesuai dengan kekerasan lapisan tanah. Semakin tinggi nilai N semakin keras tanah tersebut. Uji penetrasi standar juga dilakukan untuk mengetahui nilai-N yang akan digunakan sebagai daya dukung tanah. Aspek geoteknik yang paling penting adalah Kecepatan gelombang geser (V_s). Kecepatan geser secara tak langsung mempengaruhi adanya daya dukung tanah seperti stabilitas lereng, perancangan dinding penahan, dan perencanaan perkerasan. Berbagai penelitian terkait hubungan antara SPT-N dan kecepatan geser (V_s) dari berbagai variable jenis tanah, ukuran butir, dan kandungan air (V_s). Kumar (2016) menyampaikan bahwa hubungan untuk nilai V_s dari data N-SPT adalah

$$V_s = 130 + 7.5 N \quad (2.8)$$

Berikut merupakan tabel klasifikasi jenis tanah hubungan antara V_s dan SPT.

Tabel 2.1 Klasifikasi Tanah dan Hubungan V_s dan SPT (SNI 1726-2002) (Badan Standardisasi Nasional, 2012).

Jenis Tanah	V_s rata-rata	Nilai hasil SPT Rata- Rata	Klasifikasi
Batuan Keras	$V_s \geq 1500$	N/A	A
Batuan	$750 < V_s \leq 1500$	N/A	B
Tanah Keras	$V_s \geq 350$	$N \geq 50$	C
Tanah Sedang	$175 \leq V_s < 350$	$15 \leq N < 50$	D

Tanah Lunak	$V_s < 175$	$N < 15$	E
Tanah khusus	Diperlukan investigasi geoteknik spesifik dan analisis respon spesifik situs		F