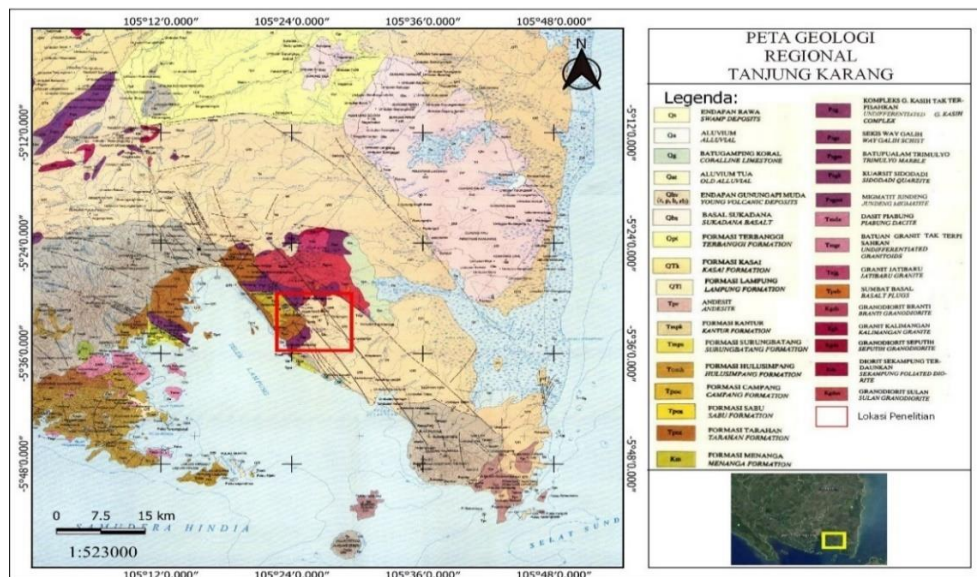


BAB II LANDASAN TEORI

2.1 Geologi Regional

Berdasarkan dari Peta Geologi Lembar Tanjungkarang, secara umum daerah penelitian terbagi menjadi tiga satuan morfologi yaitu: dataran bergelombang di bagian Timur dan Timur Laut, pegunungan terjal di bagian tengah dan Barat Daya dan daerah pantai berbukit hingga datar (Mangga dkk., 1993). Daerah dataran bergelombang terdiri dari endapan vulkanoklastik Tersier-Kuarter dan *alluvium* dengan ketinggian beberapa puluh meter atas muka air laut. Dataran bergelombang menempati sekitar 60% luas lembar yang terdiri dari endapan *alluvial* dan vulkanik. Pegunungan Bukit Barisan terdiri dari batuan beku dan *metamorf* dan batuan gunungapi muda. Lereng-lereng umumnya curam dengan ketinggian berkisar antara 500-1.680 m di atas permukaan laut. Untuk daerah pantai berbukit sampai datar memiliki topografi yang beraneka ragam, seringkali terdiri dari perbukitan kasar mencapai 500 m di atas permukaan laut dan terdiri dari batuan gunungapi tersier, kuarter, dan terobosan. Batuan yang banyak dijumpai di wilayah Lampung adalah batuan beku dan batuan sedimen. Adapun kenampakan peta geologi regional Lembar Tanjungkarang sesuai dengan lokasi penelitian dapat dilihat pada Gambar 2.1.



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

Jika dilihat secara fisiografinya, lembar peta Lembar Tanjungkarang dapat dibagi menjadi delapan grup fisiografi utama: pegunungan (*Mountain Group*), perbukitan (*Hilly group*), vulkan (*Volcanic Group*), dataran (*Plain Group*), dataran *tuff* masam (*Acid Tuff Plain Group*), perbatasan laut (*Marine*), aluvial (*Alluvial Group*) dan aneka bentuk (*Miscellaneous Group*). Fisiografi dari daerah penelitian masuk ke dalam grup perbukitan (*Hilly Group*) dan dataran *tuff* masam (*Acid Tuff Plain Group*). Grup perbukitan sebagian besar terbentuk dari bahan yang sama dengan pegunungan, tetapi beberapa perbukitan terdapat batuan intrusif (granit) dan batuan *metamorf* (skis dan gneis). Sedangkan grup dataran *tuff* masam pada daerah penelitian ini dibedakan dari grup dataran karena penyebarannya yang luas dan perbedaan batuan induknya.

Formasi yang termasuk kedalam daerah penelitian ini ialah sebagai berikut:

a. Formasi Lampung (QTI)

Formasi Lampung (QTI) diendapkan di lingkungan *terrestrial-fluvial*, air payau mendidih tak selaras satuan-satuan yang lebih tua dan ditindih tak selaras oleh endapan kuartar, berbentuk jemari dengan formasi kasai dan lajur busur belakang. Terdiri dari *tuff* riolit-dasit dan vulkano klastika *tuff*-an.

b. Formasi Tarahan (Tpot)

Formasi Tarahan (Tpot) terdiri dari batuan yang utama yaitu *tuff* dan breksi *tuff* dengan sedikit lava, ditindih dengan andesit-*basalt*. Batuan prioklastika dari Formasi Tarahan (Tpot) kearah mendatar berubah menjadi turbidit Formasi Campang (Tpoc) yang terdiri dari batuan lempung, serpih, klastika, gampingan, *tuff*, dan breksi konglomerat.

c. Endapan Gunungapi Muda (Qhv)

Qhv (r, p, b, rb) berjenis endapan gunungapi muda (Gunungapi Ratai, Pesawaran, Betung, dan Rajabasa). Tersebar di seluruh area Bukit Barisan. Terdiri dari lava andesit-*basalt*, breksi dan *tuff*. Lava berwarna abu-abu kehitaman, berjenis afanitik dan porfiritik.

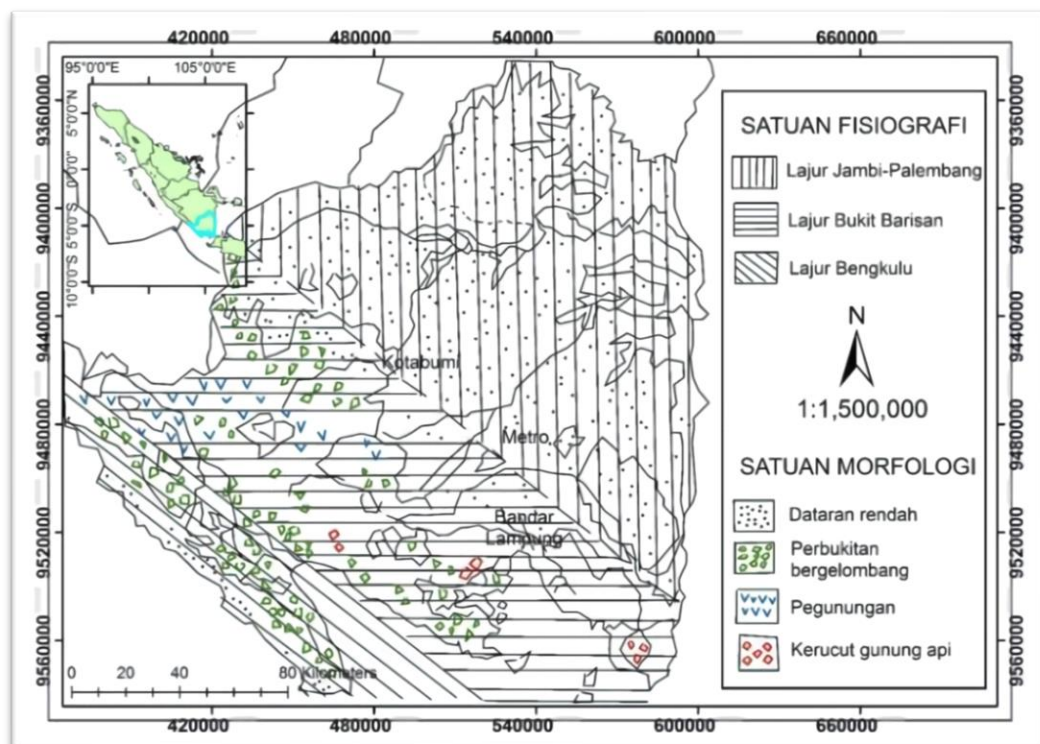
d. Sekis Way Galih (Pzgs)

Terbentuk pada era paleozoikum, termasuk ke dalam jenis batuan malihan (*metamorf rock*). Terdiri dari sekis amfibol hijau dan amfibol orthogenesis dioritan.

e. Dasit Piabung (Tmda)

Merupakan daerah Dasit Piabung, yang terdiri dari dasit yang berumur Miosen awal.

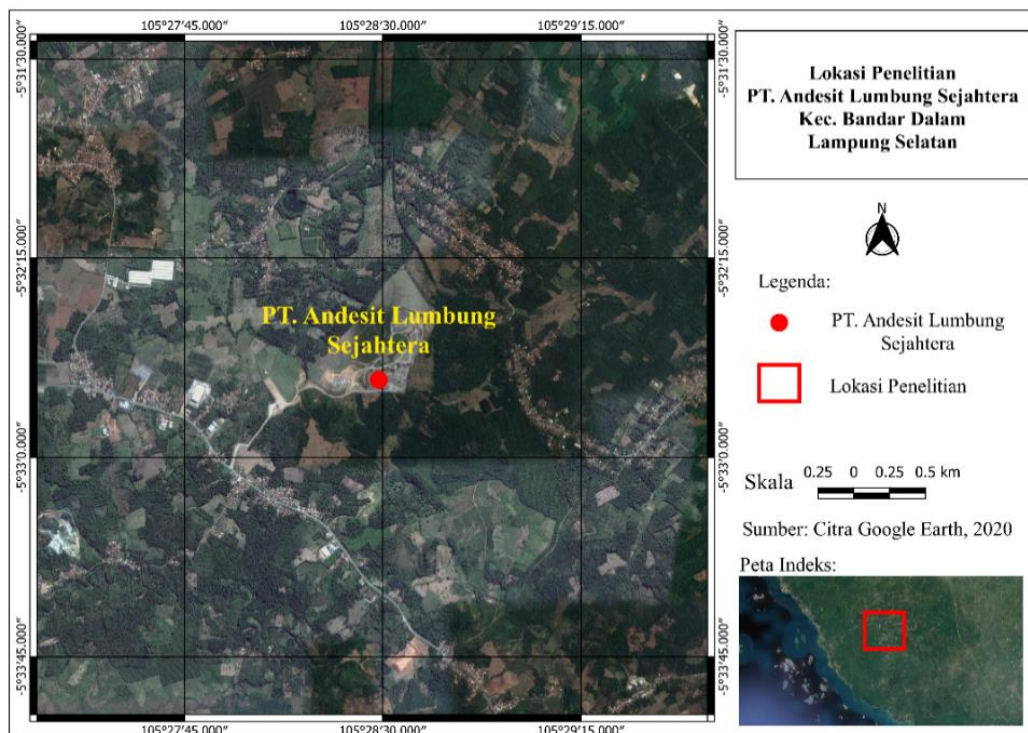
Daerah ini terbentuk karena aktivitas tektonik, terletak pada grup pegunungan (*Mountain Group*) dan grup vulkan (*Volcanic Group*) terutama di bagian selatan. Bahan pembentuk batumannya berupa bahan *tuff*, batuan andesit, batuan sedimen, batuan plutonik masam (granit), dan batuan *metamorf*. Terletak di antara ketinggian 15-375 mdpl. Bentuk wilayah berbukit, berlereng sedang sampai curam dengan kemiringan lebih dari 16% (Buurman dkk., 1988). Fisiografi daerah Tanjungkarang dapat dilihat pada Gambar 2.2.



Gambar 2.2 Fisiografi Lampung (Mangga dkk., 1993).

2.2 Daerah Penelitian Tugas Akhir

Daerah penelitian tugas akhir ini secara administratif terletak di Desa Bandar Dalam, Kecamatan Sidomulyo, Kabupaten Lampung Selatan. Dimana lokasi penelitiannya berada di PT. Andesit Lumbung Sejahtera terletak di Jl. Lintas Sumatera, Bandar Dalam Kec. Sidomulyo, Kabupaten Lampung Selatan, Lampung 35353. Secara astronomis PT. Andesit Lumbung Sejahtera terletak pada $105^{\circ}27'57.619''$ – $105^{\circ}28'51.336''$ Bujur Timur dan $5^{\circ}32'11.271''$ – $5^{\circ}32'58.201''$ Lintang Selatan.



Gambar 2.3 Peta Daerah Penelitian (*Citra Google Earth, 2020*).

Jika dilihat secara khusus, daerah penelitian ini terdiri dari beberapa Formasi yang mempengaruhi diantaranya: Formasi Aluvium, Formasi Batugamping Koral, Formasi Aluvium Tua, Formasi Endapan Gunungapi Muda, Formasi Lampung, Formasi Campang, Formasi Surungbatang, Formasi Hulusimpang, Formasi Sumbat *Basalt*, Formasi Dasit Mabung, Formasi Batuan Granit Tak Tepisahkan, Formasi Sekis Way Galih, dan Formasi Granodiorit Sulan. Formasi Aluvium terdiri dari batuan kerakal, kerikil, pasir, lempung dan gambut. Formasi Batugamping Koral terdiri dari batugamping koral yang asalnya dari lautan yang bergerak karena proses pergerakan lempeng Indo-Australia. Formasi dari Aluvium Tua terdiri dari

batuan konglomerat, kerikil, dan batu pasir. Formasi Endapan Gunungapi Muda terdiri dari batuan lava (andesit-*basalt*), breksi, dan *tuff* yang berasal dari erupsi Gunung Ratai, Gunung Betung, Gunung Pesawaran, dan Gunung Rajabasa. Formasi Lampung terdiri dari batuan *tuff*, batu lempung, batu pasir, dan konglomerat. Formasi Campang pada bagian bawah terdiri dari perselingan batu lempung, serpih, breksi dan *tuff*. Bagian atas terdiri dari breksi aneka bahan dengan sisipan batu pasir dan batu lanau. Formasi Surungbatang didominasi oleh batuan *tuff*-an. Formasi Hulusimpang terdiri dari batuan andesit *basalt*, *tuff* dan breksi gunungapi dengan lensa batu gamping. Pada Formasi *Basalt* didominasi batuan *basalt*. Sama hal nya dengan Formasi *Basalt*, Formasi Dasit Piabung didominasi oleh batuan dasit. Formasi Batuan Granit banyak didominasi oleh batuan granit dan *granodiorite*. Formasi Sekis Way Galih banyak didominasi oleh batuan sakis amfibol hijau dan amfibolit orthogenes dioritan, dan pada Formasi Granodiorit Sulan terdiri dari batuan granodiorite dan tonalit.

2.3 Batu Andesit

Batuan andesit merupakan batuan vulkanik paling banyak ditemukan pada daerah busur pulau dan batas benua, terutama pada sabuk di atas zona *Benioff*. Dilihat secara regional, andesit diklasifikasikan dengan batuan *basalt* dan riolit, atau keduanya. Sedangkan dilihat dari tekstur, kebanyakan andesit adalah batuan porfiritik dengan fenokris menonjol pada plagioklas dan mineral mafik (Williams dkk., 1954). Batuan andesit biasanya berwarna abu-abu dengan fenokris-fenokris *hornblend* dengan bentuk jarum memanjang. Kandungan dari batuan andesit juga ikut memengaruhi penamaannya, untuk andesit yang mengandung *hornblend* disebut dengan andesit *hornblend*, sedangkan yang banyak mengandung *piroksen* disebut andesit-*piroksen*. Batuan lelehan andesit yang berumur pra-tersier disebut porfirit (Kartili dan Marks, 1963).

Magma diorit merupakan komposisi pembentuk dari batuan andesit, nama ini berasal dari pegunungan Andes di Amerika Selatan. Karena terbentuk dari lelehan diorit maka kandungan mineralnya seperti diorit. Banyak gunungapi di Indonesia yang pada umumnya menghasilkan batuan andesit. Batuan andesit banyak terdapat

di sekitar gunung-gunung api dan tempat penemuan yang terkenal terletak di Gunung Mesigit di Jawa Barat (Kartili dan Marks, 1963). Di sekitar Samudra Pasifik, batuan andesit banyak ditemui di gabungan gunungapi Andes, Amerika Tengah, Barat Laut Amerika Serikat, Jepang, Indonesia, dan Barat Daya busur pulau Pasifik (Wiliams dkk., 1954).

2.3.1 Proses Terbentuknya Batuan Andesit

Potensi batuan vulkanik yang berada di wilayah Lampung dan sekitarnya berkaitan dengan keberadaan gunungapi muda, baik batuan yang merupakan hasil pembekuan magma dalam atau hasil erupsi permukaan. Gunungapi yang tersebar di kedua sisi pulau, yaitu Lampung Selatan terdapat Gunung Ratai, Gunung Betung, kompleks Gunung Rajabasa, Gunung Sebesi, dan Gunung Anak Krakatau. Di wilayah lain seperti Banten, gunungapi yang memungkinkan ikut mempengaruhi proses terbentuknya batuan vulkanik di wilayah Lampung adalah Gunung Karang, Gunung Pulasari, dan Gunung Panaitan (Zaenudin dkk., 2016). Berdasarkan citra analisis morfologi daerah Tarahan dan sekitarnya pada penelitian yang dilakukan oleh Zaenudin, dkk pada tahun (2016) mengindikasikan bahwa perbukitan bergelombang kuat tersusun atas batuan keras, dalam hal ini batuan beku atau *metamorf*, sedangkan morfologi daerah bergelombang rendah hingga dataran diinterpretasikan sebagai litologi yang kurang keras (batuan sedimen dan *tuff*).

Berdasarkan Peta Geologi Lembar Tanjungkarang geologi Lampung bagian Selatan dibagi menjadi dua wilayah yaitu Tarahan dan sekitarnya serta Bakauheni dan sekitarnya. Menurut (Mangga dkk., 1993) daerah Tarahan dan sekitarnya tersusun oleh beberapa satuan batuan yang berumur kapur hingga kuartar. Batuan tertua yang tersingkap adalah Granodiorit Sulan, yang terdiri atas granodiorit dan diorit, merupakan batuan beku dalam komposisi intermediet-sedikit asam, diperkirakan berumur kapur lebih 66 juta tahun yang lalu. Batuan yang lebih muda berumur Eosen yaitu sumbat *basalt* dimensi dan sebarannya tidak terlalu besar dan menerobos batuan lain. Satuan berikutnya adalah sekis Way Galih, yang terdiri atas batuan *metamorf skiss* amfibol dan amfibolit hijau, menyebar di bagian Selatan satuan granodiorit. Satuan berikutnya yang lebih muda adalah Formasi Tarahan,

yang terdiri atas asosiasi batuan *tuff* dengan breksi sisipan rijang, berumur Oligosen, penyebarannya memanjang di bagian Barat dari Utara ke Selatan. Satuan berikutnya yang lebih muda ialah Formasi Sabu, terdiri dari breksi konglomeratan dan batupasir berumur Oligosen akhir, Formasi Surungbatang berupa tuf, breksi tufan, *tuff* pasiran dan *grewake* berumur pliosen, dan Formasi Lampung berupa *tuff* lapilli, batu lempung *tuff*-an, dan batupasir *tuff*-an, berumur kuartar. Penyebaran Formasi Lampung ini paling luas menyebar dari tengah ke arah Selatan Timur. Menurut Zaenudin, secara umum terdapat 3 jenis litologi dominan yang dijumpai di Tarahan yaitu andesit *basalt*, andesit dan *tuff* lapili.

2.3.2 Karakterisasi Batuan Andesit

Batuan andesit merupakan salah satu batuan vulkanik yang banyak mengandung unsur mineral setelah batuan *basalt* (Fisher dan Schminke, 1984). Batuan andesit merupakan batuan jenis *intermediate* yang terbentuk dari proses pendinginan magma pada permukaan bumi ataupun oleh aktivitas gunungapi. Akibat adanya perbedaan suhu pada saat terbentuknya batuan andesit di permukaan batuan andesit terdiri dari batuan padat, pori, dan antara (Khosama, 2012). Batuan andesit merupakan jenis batuan ekstrusi yaitu batuan beku yang terbentuk di luar permukaan bumi (Lapresto dkk., 2011). Batuan ini bersifat masif, keras, dan tahan dari pelapukan hujan (Rinawan, 2019). Batuan andesit menunjukkan tekstur kasar yang kandungan mineralnya terdiri dari *olivine*, *piroksen*, *hornblend*, dan plagioklas. Umumnya batuan andesit memiliki warna segar keabu-abuan (Hardiyono, 2013). Batuan andesit memiliki kandungan silikat yang cukup tinggi (SiO_2), alkali *feldspar* terkandung dalam jumlah yang sedikit, sedangkan untuk kuarsa hadir sebagai pembentuk mineral gelas.

2.3.3 Kegunaan Batuan Andesit

Batuan andesit banyak digunakan dalam bahan dasar pembuatan infrastruktur seperti fondasi jalan raya, jembatan, irigasi, material dalam pembuatan gedung-gedung, dan masih banyak lagi. Batuan andesit yang biasa digunakan dalam pembangunan infrastruktur biasanya berbentuk agregat dari pertambangan. Alasan penggunaannya batuan andesit dalam bahan pokok untuk pembuatan infrastruktur

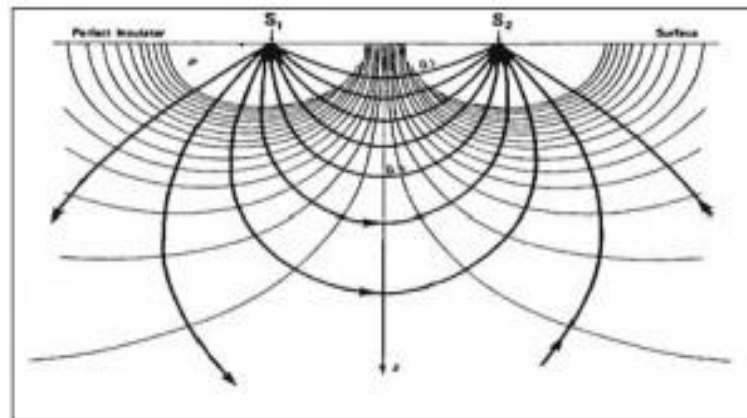
adalah karena sifatnya yang tahan terhadap pengaruh fluida dari luar dikarenakan memiliki kandungan silika (SiO_2) yang cukup tinggi. Selain digunakan dalam skala besar, batuan andesit cukup sering digunakan dalam skala rumah tangga yaitu sebagai ornamen hiasan dinding atau batu alam untuk lantai rumah. Pemanfaatan batuan andesit tidak hanya dimanfaatkan oleh perusahaan-perusahaan besar tetapi juga masyarakat ikut menambang secara tradisional (Ridwan dkk., 2000). Tidak semua batuan andesit yang berhasil ditambang akan digunakan sebagai bahan pokok infrastruktur. Hanya yang lolos uji laboratorium saja yang bisa digunakan. Kualitas batuan andesit yang memenuhi syarat sebagai bahan baku infrastruktur harus memperhatikan faktor sebagai berikut: ukuran, bentuk, kekuatan, massa jenis, daya tahan, kuat geser, dan sebagainya (Wisonir dkk., 2018).

2.4 Metode Geolistrik

Metode geolistrik merupakan salah satu metode geofisika yang mempelajari sifat aliran listrik di dalam bumi dengan cara mendeteksi dari permukaan bumi. Metode ini merupakan salah satu metode survei geofisika aktif untuk menginvestigasi kondisi bawah permukaan tanah berdasarkan prinsip bahwa setiap jenis batuan atau material mempunyai nilai tahanan jenis. Diantaranya meliputi pengukuran potensial, pengukuran arus medan elektromagnetik, yang terjadi baik secara alami maupun akibat adanya gangguan (injeksi arus) ke dalam bumi. Metode geolistrik mempunyai 2 jenis yaitu dengan sumber alami dan sumber buatan, untuk sumber alami diantaranya: Metode *Self Potential*, *Magnetotelluric*, dan *Audio Magnetotelluric*. Sedangkan untuk sumber buatan diantaranya: *Reistivity* (tahanan jenis), *Induced Polarization* (IP), dan *Contolled Source Audio Frequency Magnetotelluric* (CSAMT) (Reynolds, 1997). Tujuan dari survei geolistrik adalah untuk mengetahui kondisi di bawah permukaan berdasarkan distribusi nilai *resistivity* (tahanan jenis) dari setiap batuan (Telford dkk., 1990).

Prinsip dasar dari metode ini adalah menginjeksikan arus ke bawah permukaan bumi melalui dua buah elektroda arus dan melakukan pengukuran nilai tegangan di antara dua buah elektroda potensial. Sehingga dihasilkan nilai tegangan yang terukur pada alat. Dari nilai tegangan tersebut dapat ditentukan variasi nilai

resistivitas masing-masing lapisan bawah permukaan (Reynolds, 1997). Pada umumnya metode ini hanya efektif untuk eksplorasi dangkal berkisar kedalaman 60 meter. Oleh karena itu metode ini jarang digunakan untuk eksplorasi minyak dan gas bumi. Metode ini umumnya digunakan untuk pendeteksi *reservoir* air, kedalaman batuan dasar, dan penentuan bidang lemah/bidang gelincir (Rahmawati, 2009).



Gambar 2.4 Pola Aliran Arus dan Bidang Ekipotensial Antara Dua Elektroda Arus dengan Polaritas Berlawanan (Herman, 2001).

Terdapat 2 macam metode pengambilan data pada metode geolistrik, yaitu: metode geolistrik resistivitas *mapping* dan metode geolistrik resistivitas *sounding*. *Mapping* merupakan jenis pengambilan data yang bertujuan untuk mempelajari variasi resistivitas lapisan bawah permukaan secara horizontal. Sedangkan *sounding* bertujuan untuk mempelajari variasi resistivitas lapisan bawah permukaan secara vertikal (Waluyo, 1984). Berdasarkan Hukum Ohm maka besar arus listrik (I) yang mengalir di suatu material yang dapat menghantarkan arus listrik akan berbanding lurus dengan beda potensial (ΔV) dan berbanding terbalik dengan resistansinya. Sesuai dengan persamaan Hukum Ohm di bawah ini:

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

Keterangan:

R = Resistansi (Ω)

I = Arus (A)

ΔV = Beda potensial (V)

2.5 Teori Inversi Non-Linier dengan Pendekatan Linier

Dalam bidang geofisika bumi dimanfaatkan sebagai objek penyelidikan menggunakan prinsip-prinsip dasar fisika. Penelitian pada geofisika dilakukan untuk mengetahui kondisi di bawah permukaan bumi melibatkan pengukuran di atas permukaan bumi dari parameter-parameter fisika yang dimiliki oleh material dalam hal ini adalah batuan di dalam bumi. Untuk mencari informasi mengenai model yang dapat memberikan respon yang mirip dengan nilai pengukuran di lapangan digunakan teori inversi geofisika. 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 metode geolistrik parameter yang ingin dicari berupa nilai resistivitas dan kedalaman. Pada *software Res2Dinv* ini menggunakan inversi non-linier dengan pendekatan linier.

Pada permasalahan non-linier, hubungan antara data hasil pengukuran di lapangan (d) dengan parameter model (m) merupakan suatu fungsi pemodelan kedepan (*forward modelling*). Hubungan antara data dengan parameter model secara umum dapat dinyatakan oleh persamaan persamaan berikut:

$$d = G(m) \quad (2.2)$$

Persamaan tersebut dapat pula digunakan untuk menyatakan hubungan antara data dengan parameter model yang direpresentasikan oleh suatu fungsi non-linier. Dalam hal ini g adalah fungsi pemodelan kedepan yang merupakan fungsi non-linier dari parameter model. Fungsi g dinyatakan dalam notasi vektor untuk menyatakan adanya komponen yang berasosiasi dengan komponen data (Grandis, 2009).

Kita misalkan solusi inversi pada persamaan (2.2) adalah model m yang merupakan model awal m_0 yang telah dilakukan perturbasi (iterasi) dengan Δm untuk memperoleh respon model yang *fit* dengan data:

$$m = m_0 + \Delta m \quad (2.3)$$

$$d = g(m_0 + \Delta m) \quad (2.4)$$

Jika persamaan (2.4) ditulis kembali bersamaan dengan komponennya maka diperoleh:

$$d_i = g_i(m_0(j) + \delta m_j) \quad (2.5)$$

Dimana $i = 1, 2, 3, \dots, n$ dan $j = 1, 2, 3, \dots, m$ 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 (2.5) akan diperoleh:

$$g_i(m_0^{(j)} + \delta m_j) \approx g_i(m_0^{(j)}) + \left. \frac{\partial g_i}{\partial m_j} \right|_{m_0} \delta m_j + O(\delta m_j) \quad (2.6)$$

Dengan $O(\delta m_j)$ adalah sisa suku yang melibatkan turunan orde ke-2 dengan orde-orde lebih tinggi. Kemudian substitusikan persamaan (2.6) kedalam persamaan (2.5) dengan mengabaikan sisa suku tersebut menghasilkan persamaan sebagai berikut:

$$d_i = g_i(m_0^{(j)}) + \left. \frac{\partial g_i}{\partial m_j} \right|_{m_0} \delta m_j \quad (2.7)$$

Suku ke-2 ruas kanan persamaan (2.7) adalah turunan parsial dari fungsi $g(m)$ terhadap suatu elemen parameter model m yang membentuk matriks Jacobi atau *Jacobian Matrix* berikut:

$$J_{ij} = \frac{\partial g_i}{\partial m_j} \quad (2.8)$$

Kemudian substitusikan kembali pada persamaan (2.7):

$$d_i - g_i(m_0^{(j)}) = J_{ij} \delta m_j \quad (2.9)$$

Bentuk lengkap dama notasi matriks persamaan (2.9) adalah:

$$d - g(m_0) = J_0 \Delta m_0 \text{ atau } \Delta d_0 = j_0 \Delta m_0 \quad (2.10)$$

j_0 merupakan matriks *jacobian* yang dievaluasi pada $m = m_0$. Dengan menganggap persamaan (2.10) sama dengan persamaan linier, maka akan dikatakan bahwa data digantikan perturbasi data dan model menjadi perturbasi model. Sementara matriks kernel diganti dengan matriks *jacobian* 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 berikut:

$$\Delta m_0 = \left[\underline{J_0^T} \underline{J_0} \right]^{-1} \underline{J_0^T} (d - g(m_0)) \quad (2.11)$$

Persamaan (2.11) menyatakan perturbasi yang diperlukan terhadap suatu model awal m_0 untuk memperoleh hasil yang baik yaitu $m = m_0 + \Delta m_0$. Respon model m

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 yang dilakukan terhadap model awal m_0 secara iteratif hingga diperoleh konvergensi menuju solusi optimum. Dengan demikian pada iterasi ke-(n+1) perturbasi dilakukan model hasil iterasi sebelumnya dengan menggunakan persamaan:

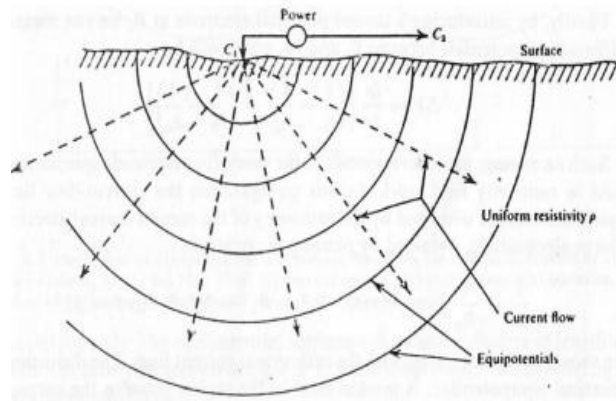
$$m_n = \left[\underline{J}_n^T \underline{J}_n \right]^{-1} \underline{J}_n^T (d - g(m_n)) \quad (2.12)$$

2.6 Aliran Listrik di dalam Bumi

Metode pendekatan yang paling sederhana dalam mempelajari secara teoritis tentang aliran arus listrik di dalam bumi adalah dengan menganggap bahwa bumi merupakan medium homogen-isotropis (Telford dkk., 1990). Saat memasukkan arus pada elektroda seperti pada Gambar 2.5 dan Gambar 2.6, akan menyebabkan beda potensial pada lapisan bawah permukaan. Terdapat dua jenis penjalaran arus elektroda yakni dengan elektroda tunggal dan dua elektroda.

2.6.1 Elektroda Berarus Tunggal di Permukaan Bumi

Jika sebuah elektroda tunggal yang dialiri arus listrik diinjeksikan pada permukaan bumi yang homogen isotropis, maka akan terjadi aliran arus yang menyebar dalam tanah secara radial. Aliran arus yang keluar dari titik sumber membentuk medan potensial dengan kontur *equipotential* berbentuk setengah bola di bawah permukaan. Dimana udara di atasnya memiliki nilai konduktivitas nol, oleh karena itu garis potensialnya akan berbentuk setengah bola dapat dilihat pada Gambar 2.5. Garis tersebut disebut dengan garis *equipotential*, yaitu medan listrik titik sumber di dalam bumi dianggap memiliki simetri bola (Bahri, 2005).



Gambar 2.5 Penjalaran Arus Tunggal di bawah Permukaan Bumi (Telford dkk., 1990).

Aliran arus yang keluar dari titik sumber membentuk medan potensial dengan garis *equipotential* berbentuk setengah permukaan bola di bawah permukaan. Dalam hal ini arus mengalir melalui setengah permukaan bola, maka arus yang mengalir melewati permukaan tersebut adalah:

$$I = 2\pi r^2 J \quad (2.2)$$

dimana,

$$J = -\sigma \frac{dV}{dr} \quad (2.3)$$

kemudian memasukkan persamaan (2.2) pada (2.1) menjadi:

$$I = -2\pi r^2 \sigma \frac{dV}{dr} \quad (2.4)$$

dengan,

$$\frac{dV}{dr} = \frac{A}{r^2} \quad (2.5)$$

lalu persamaan (2.5) disubstitusikan ke persamaan (2.4) menjadi:

$$I = -2\pi \sigma A \quad (2.6)$$

sehingga,

$$A = -\frac{I\rho}{2\pi} \quad (2.7)$$

kemudian selesaikan persamaan (2.5):

$$dV = \frac{A}{r^2} dr \quad (2.8)$$

sehingga diperoleh:

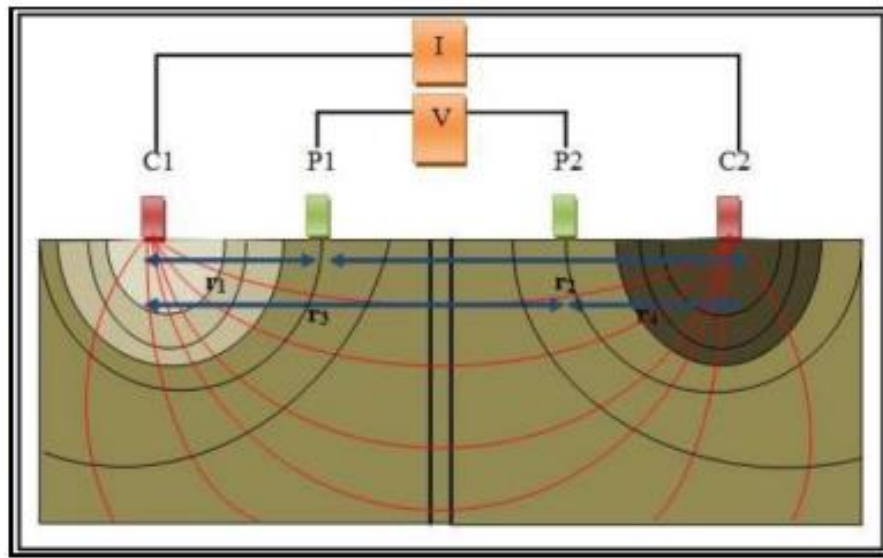
$$V = -\frac{A}{r} \quad (2.9)$$

kemudian masukkan persamaan (2.7) pada (2.9) maka diperoleh persamaan sebagai berikut:

$$V = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad (2.10)$$

2.6.2 Elektroda Dua Arus Titik di Permukaan Bumi

Dua elektroda untuk mengalirkan arus C_1 dan C_2 kemudian diukur beda potensial pada 2 titik dengan elektroda P_1 dan P_2 . Apabila terdapat elektroda arus C_1 yang terletak pada medium yang dianggap homogen kemudian dirangkai dengan elektroda C_2 dan di antara keduanya terdapat elektroda potensial P_1 dan P_2 yang diletakkan dengan jarak tertentu seperti pada Gambar 2.6.



Gambar 2.6 Penjalaran Dua Arus Pada Suatu Medium (Lutfinur dkk.,2013).

Maka potensial yang berada ditengah elektroda potensial tersebut dipengaruhi oleh kedua elektroda arus. Oleh karena itu, potensial P_1 (V_1) yang disebabkan C_1 ialah:

$$V_1 = - \frac{A_1}{r_1} \quad (2.11)$$

dan potensial P_2 (V_2) yang disebabkan C_2 adalah:

$$V_2 = - \frac{A_2}{r_2} \quad (2.12)$$

sehingga potensial total pada P_1 (V_{p1}) adalah:

$$V_{p1} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (2.13)$$

dengan cara yang sama kita dapat mendapatkan potensial total pada P_2 (V_{p2}):

$$V_{p2} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \quad (2.14)$$

Maka apabila kita ingin mencari beda potensial (ΔV) antar dua elektroda adalah:

$$\Delta V = V_{p1} - V_{p2} \quad (2.15)$$

sehingga kita dapat mengukur beda potensial total antara P_1 dan P_2 yaitu (ΔV) adalah:

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left\{ \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right\} \quad (2.16)$$

dimana

$$k = 2\pi \left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right]^{-1} \quad (2.17)$$

dengan demikian nilai resistivitas berdasarkan persamaan (2.16) adalah:

$$\rho = k \frac{\Delta V}{I} \quad (2.17)$$

Keterangan:

ΔV = Beda Potensial (V)

I = Kuat arus (A)

P = Resistivitas (Ωm)

r_1 = Jarak C_1 ke P_1 (m)

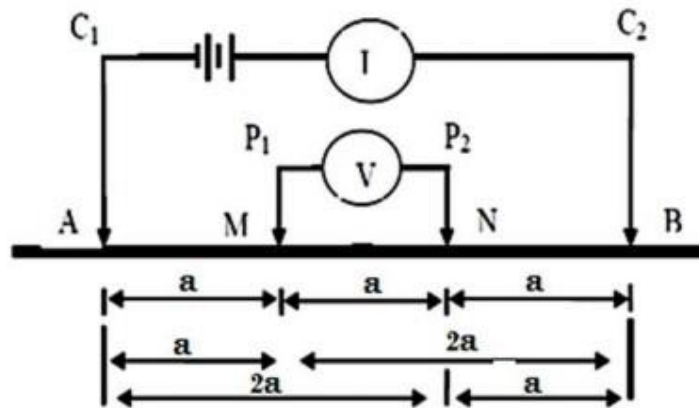
r_2 = Jarak C_1 ke P_2 (m)

r_3 = Jarak C_2 ke P_1 (m)

r_4 = Jarak C_2 ke P_2 (m)

2.7 Konfigurasi Wenner

Konfigurasi *Wenner* diperkenalkan oleh *Wenner* pada tahun 1915. Konfigurasi *Wenner* cukup populer dipergunakan untuk data geolistrik 2D. Konfigurasi *Wenner* merupakan salah satu konfigurasi dalam eksplorasi geofisika dengan susunan elektroda terletak dalam satu garis yang simetris terhadap titik tengah. Konfigurasi ini memiliki kelebihan yaitu resolusi vertikal yang bagus, sensitif terhadap perubahan nilai resistivitas secara lateral tetapi lemah terhadap penetrasi arus terhadap kedalaman (Saputro dan Winingsih, 2019). Bentuk susunan elektroda konfigurasi *Wenner* dapat dilihat pada Gambar 2.7.



Gambar 2.7 Bentuk Susunan Elektroda Konfigurasi Wenner (Reynolds, 1997).

Konfigurasi ini terdiri dari dua elektroda arus (AB) dan dua elektroda potensial (MN). Elektroda arus ditempatkan pada bagian luar dan elektroda potensial ditempatkan pada bagian dalam. Dengan jarak antar elektroda sebesar a . Pengukuran dilakukan dengan memindahkan semua elektroda secara bersamaan dengan jarak na selalu sama ($AM = MN = NB$). Dari gambar di atas terlihat bahwa jarak $AM = NB = a$ dan jarak $AN = MB = 2a$. Faktor geometri dari Konfigurasi Wenner adalah:

$$k = 2\pi \left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right]^{-1} \quad (2.18)$$

selesaikan persamaan (2.18)

$$k = \frac{2\pi}{\left\{ \frac{2}{a} - \frac{2}{2a} \right\}} \quad (2.19)$$

sehingga diperoleh faktor geometri dari konfigurasi Wenner adalah:

$$k = 2\pi a \quad (2.20)$$

Dimana:

k = Faktor Geometri (m)

a = Jarak Antar Elektroda (m)

Masukkan persamaan (2.20) ke dalam persamaan (2.17) maka akan didapatkan rumus resistivitas semu/*apparent resistivity* (ρ):

$$\rho = 2\pi a \frac{\Delta V}{I} \quad (2.21)$$

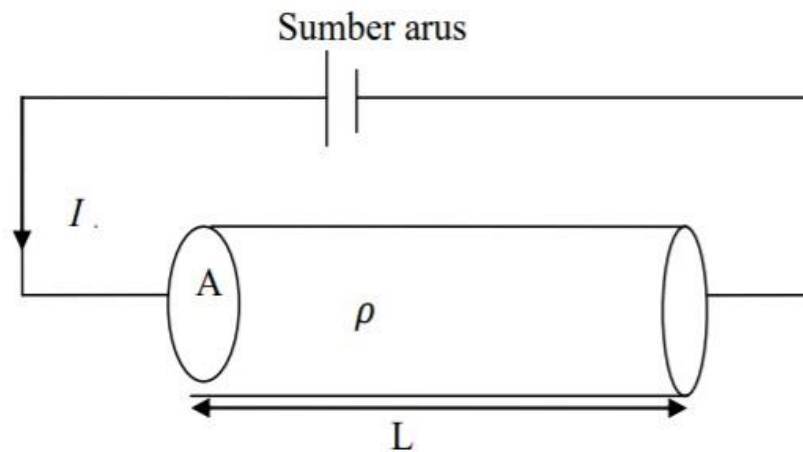
2.8 Sifat Listrik Batuan

Sifat kelistrikan suatu batuan adalah karakteristik dari setiap batuan apabila dialirkan arus listrik ke dalamnya. Batuan di alam dianggap seperti medium listrik yang dapat menghantarkan arus listrik seperti kawat konduktor, sehingga mempunyai nilai tahanan jenis atau resistivitas. Tahanan jenis batuan adalah karakteristik batuan yang menunjukkan kemampuan batuan tersebut untuk menghambat arus listrik.

Sifat konduktivitas atau daya hantar listrik tanah dan batuan di permukaan bumi dipengaruhi beberapa faktor antara lain: jumlah fluida, kadar garam/salinitas air serta bagaimana air di distribusikan dalam tanah dan batuan tersebut. Konduktivitas listrik dari batuan yang mengandung fluida ditentukan juga oleh sifat fluida yang terkandung, yakni elektrolit (larutan garam dalam fluida yang terisi dari anion dan kation yang bergerak bebas dalam fluida pada batuan tersebut). Batuan berpori ataupun tanah yang terisi fluida, nilai resistivitasnya akan ikut berpengaruh tergantung dari jenis fluida pengisi batuan tersebut (Telford dkk., 1990). Menurut (Telford dkk., 1990) aliran listrik di dalam batuan dan material dapat digolongkan menjadi tiga jenis, yaitu: konduksi elektronik, konduksi elektrolitik, dan konduksi dielektrik.

2.8.1 Konduksi Secara Elektronik

Konduksi ini terjadi jika batuan atau mineral memiliki banyak elektron bebas sehingga arus listrik dialirkan dalam batuan atau mineral oleh elektron-elektron bebas tersebut. Aliran listrik ini juga dipengaruhi oleh sifat atau karakteristik masing-masing batuan yang dilewatinya. Salah satu sifat atau karakteristik batuan tersebut adalah resistivitas (tahanan jenis) yang menunjukkan kemampuan batuan tersebut untuk menghambat arus listrik. Resistivitas mempunyai pengertian yang berbeda dengan resistansi, dimana resistivitas tidak hanya bergantung pada bahan tetapi juga pada faktor geometri atau bentuk bahan tersebut. Sedangkan resistansi tidak bergantung pada faktor geometri (Lowrie, 2007). Semakin besar nilai resistivitas suatu batuan atau material maka semakin sulit bahan tersebut untuk menghantarkan arus listrik, begitu pula sebaliknya.



Gambar 2.8 Silinder Konduktor (Nurhidayah, 2013).

Jika ditinjau suatu silinder dengan panjang L (m), luas penampang A (m²), dan resistivitas ρ (Ωm). Seperti pada Gambar 2.8 maka R dapat dirumuskan: (Hendrajaya dan Idham, 1990).

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (2.22)$$

Keteranagn:

R = Resistansi (Ω)

ρ = Resistivitas (Ωm)

L = Panjang Silinder (m)

A = Luas Penampang (m²)

2.8.2 Konduksi Secara Elektrolitik

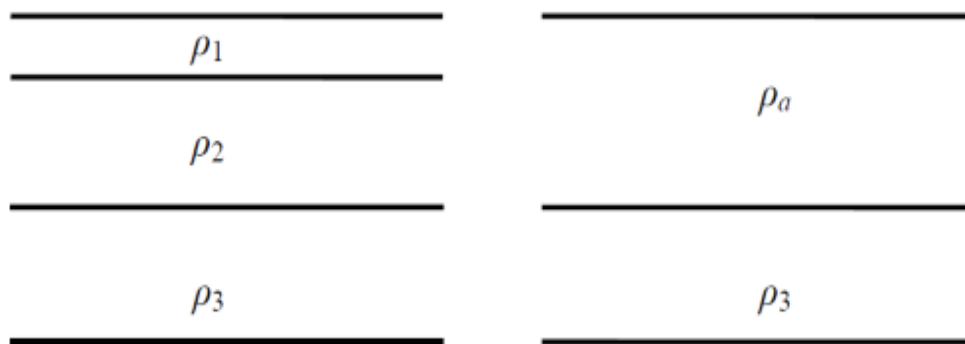
Konduksi elektrolitik terjadi ketika batuan atau material yang berpori tersebut terisi oleh fluida elektrolitik seperti air. Akibatnya batuan-batuan tersebut bersifat konduktor elektrolitik, konduksi di mana arus listrik dibawa oleh ion-ion elektrolitik dalam air tersebut. Konduktivitas dan resistivitas batuan bergantung pada *volume* dan susunan pori-porinya. Konduktivitas akan semakin besar jika kandungan air di dalam batuan atau material bertambah, dan sebaliknya resistivitas akan semakin besar jika kandungan air dalam batuan atau material berkurang (Lowrie, 2007).

2.8.3 Konduksi Secara Dielektrik

Konduksi ini terjadi apabila batuan atau material bersifat dielektrik terhadap aliran arus listrik, artinya batuan atau material tersebut tidak memiliki banyak elektron bebas atau bahkan tidak ada sama sekali. Elektron dalam batuan berpindah dan berkumpul terpisah dalam inti karena adanya pengaruh medan listrik dari luar, sehingga terjadi polarisasi (Lowrie, 2007).

2.9 Resistivitas Semu

Pada metode geolistrik diasumsikan bahwa bumi bersifat homogen isotropis. Dengan asumsi ini, resistivitas yang terukur merupakan resistivitas semu (*apparent resistivity*) dan tidak bergantung pada elektroda. Tetapi, pada kenyataannya bumi terdiri dari lapisan-lapisan dengan ρ berbeda-beda, sehingga potensial yang terukur merupakan pengaruh dari lapisan-lapisan tersebut.



Gambar 2.9 Medium Berlapis dengan Variasi Resistivitas (Rahmawati, 2009).

Maka nilai resistivitas yang terukur bukan hanya nilai resistivitas untuk satu lapisan saja. Resistivitas semu merujuk pada Persamaan (2.17) yaitu:

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I} \quad (2.23)$$

Dengan ρ_a merupakan resistivitas semu (Ωm) yang bergantung pada jarak antar elektroda. Dan sebaliknya untuk kasus medium tak homogen, bumi diasumsikan berlapis-lapis dengan masing-masing lapisan memiliki nilai resistivitas yang berbeda. Resistivitas semu merupakan nilai resistivitas dari suatu medium fiktif homogen yang *equivalen* dengan medium berlapis yang ditinjau. Sebagai contoh medium berlapis yang ditinjau misalnya terdiri dari dua lapis yang mempunyai resistivitas yang berbeda (ρ_1 dan ρ_2) dianggap sebagai medium satu lapis homogen

yang mempunyai satu nilai resistivitas yaitu resistivitas semu ρ_a (Rahmawati, 2009).

2.10 Resistivitas Batuan

Faktor yang mempengaruhi nilai resistivitas batuan antara lain yaitu densitas, porositas, ukuran butir, permeabilitas, dan kandungan fluida. Dengan demikian tidak ada kepastian nilai resistivitas untuk setiap batuan karena nilai ini merupakan nilai rentang karena masih memiliki nilai ambiguitas. Oleh karena itu, untuk mendapatkan nilai resistivitas perpotongan antar batuan (*cut-off*) selain ditinjau dari kondisi geologi daerah penelitian, penelitian sebelumnya, dan tabel referensi nilai resistivitas batuan sebagai berikut:

Tabel 2.1 Variasi Resistivitas Batuan (Telford dkk., 1990).

Material	Resistivitas (Ωm)	Material	Resistivitas (Ωm)
<i>Pyrite</i> (Pirit)	0,01-1x10 ²	<i>Shales</i> (Serpil)	20 – 2x10 ³
<i>Quartz</i> (Kwarsa)	5x10 ² – 8x10 ⁵	<i>Sand</i> (Pasir)	1 – 1x10 ³
<i>Calcite</i> (Kalsit)	1x10 ¹² – 1x10 ¹³	<i>Clay</i> (Lempung)	1 – 1x10 ²
<i>Rock salt</i> (Garam batu)	30 – 1x10 ¹³	<i>Groundwater</i> (Air tanah)	0,5 – 3x10 ²
<i>Granite</i> (Granit)	2x10 ² – 1x10 ⁵	<i>Sea water</i> (Air asin)	2x10 ⁻¹
<i>Andesite</i> (Andesit)	17x10 ¹ – 45x10 ⁴	<i>Magnetite</i> (Magmatit)	1 x10 ⁻² – 1 x10 ³
<i>Basalt</i> (Basal)	2x10 ² – 1x10 ⁵	<i>Drygravel</i> (Kerikil Kering)	6 x10 ² – 1 x10 ⁴
<i>Limestones</i> (Gamping)	5x10 ² – 1x10 ⁵	<i>Alluvium</i> (Aluvium)	10 – 80
<i>Sandstones</i> (Batupasir)	2x10 ² – 8x10 ³	<i>Gravel</i> (Kerikil)	1 x10 ² – 6x10 ²
Breksi	7,5 – 2x10 ²	<i>Silt</i> (Lanau)	10 – 2x10 ²
<i>Marls</i>	3 – 7x10 ¹	<i>Tuff Vulkanik</i>	20 – 1x10 ²

(Batulumpur)			
Konglomerat	$2 \times 10^3 - 1 \times 10^4$	Lava	$1 \times 10^2 - 1 \times 10^4$

Tabel 2.2 Resistivitas Batuan dan Biji Mineral (Milsom, 2003).

Material	Resistivitas (Ωm)	Material	Resistivitas (Ωm)
<i>Topsoil</i>	$50 - 1 \times 10^2$	<i>Graphitic schist</i>	$10 - 5 \times 10^2$
<i>Loose sand</i>	$5 \times 10^2 - 5 \times 10^3$	<i>Slates</i> (Batu tulis)	$5 \times 10^2 - 5 \times 10^5$
<i>Gravel</i>	$1 \times 10^2 - 6 \times 10^2$	<i>Quartzite</i> (Kwarsit)	$5 \times 10^2 - 8 \times 10^5$
<i>Clay</i> (Lempung)	$1 - 1 \times 10^2$	<i>Pyrite</i> (Pirit)	$1 \times 10^{-2} - 1 \times 10^2$
<i>Weathered bedrock</i>	$1 \times 10^2 - 1 \times 10^3$	<i>Pyrrhotite</i>	$1 \times 10^{-3} - 1 \times 10^{-2}$
<i>Sandstones</i> (Batu Pasir)	$2 \times 10^2 - 8 \times 10^3$	<i>Chalcopryrite</i>	$5 \times 10^{-3} - 1 \times 10^{-1}$
<i>Limestones</i> (Gamping)	$5 \times 10^2 - 1 \times 10^4$	Galena	$1 \times 10^{-3} - 1 \times 10^2$
<i>Greenstones</i>	$5 \times 10^2 - 2 \times 10^5$	<i>Sphalerite</i>	$1 \times 10^3 - 1 \times 10^6$
<i>Gabbro</i>	$1 \times 10^2 - 5 \times 10^5$	Magnetit	$1 \times 10^{-2} - 1 \times 10^3$
<i>Granite</i> (Granit)	$2 \times 10^2 - 1 \times 10^5$	<i>Cassiterite</i>	$1 \times 10^{-3} - 1 \times 10^4$
<i>Basalt</i> (Basal)	$2 \times 10^2 - 1 \times 10^5$	Hematit	$1 \times 10^{-2} - 1 \times 10^6$