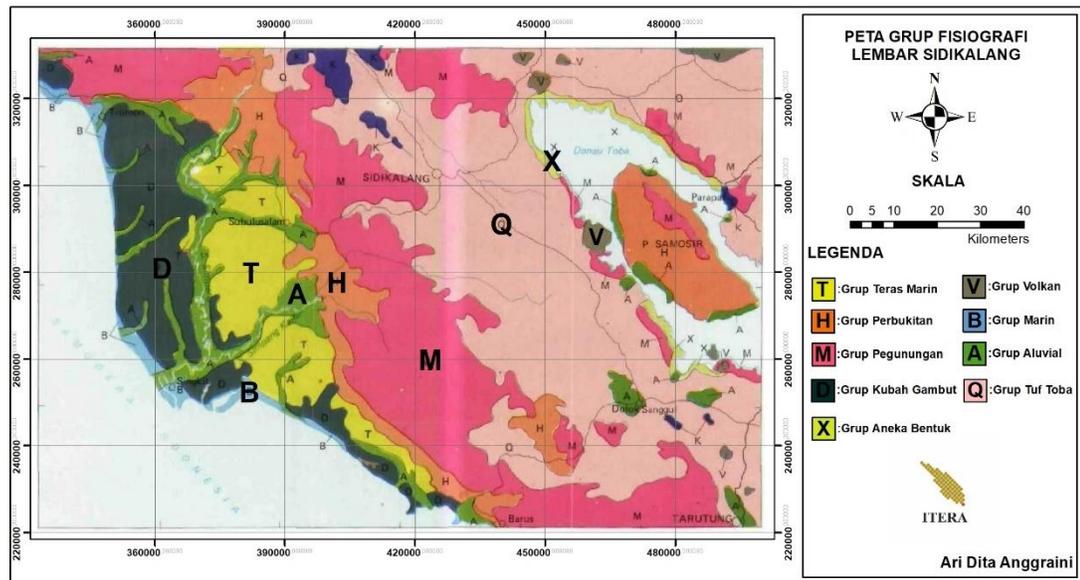


BAB II LANDASAN TEORI

2.1 Fisiografi

Berdasarkan Darul dkk. (1989), fisiografi pada lembar geologi regional Sidikalang yang ditunjukkan pada Gambar 2.1 dapat dibagi menjadi 6 (enam) grup utama yaitu:



Gambar 2.1 Peta Grup Fisiografi Lembar Sidikalang (Darul dkk., 1989).

a. Rangkaian Pegunungan Barisan

Hampir dari seluruh rangkaian pegunungan Barisan masuk ke dalam grup pegunungan, grup ini memanjang dari arah Barat Laut hingga Tenggara.

b. Kaki Perbukitan

Kaki Perbukitan masuk ke dalam grup Perbukitan. Pada umumnya perbukitan ini terjadi akibat adanya aktivitas tektonik yang lebih muda dengan perbedaan tinggi kurang dari 300 m, dan tersusun oleh batuan yang lebih muda dibandingkan pada batuan yang ada pada rangkaian pegunungan Barisan, terutama pada vulkan tersier.

c. Teras Marin

Teras Marin merupakan lanjutan dari persebaran Kaki Perbukitan. Daerah ini merupakan hasil pengendapan Pra-Marin dan Marin Tua yang diangkat dan ketinggiannya mencapai hingga 10-50 m dpl. Sebagian daerah pada Teras Marin banyak yang telah tererosi berat, sedangkan pada bagian yang ketinggiannya lebih rendah umumnya belum tererosi.

d. Dataran Rendah

Secara morfologis, daerah dataran rendah terbagi menjadi 3 kategori utama, yaitu Marin, Aluvial, dan Kubah Gambut. Grup Marin terdiri dari jalur sempit yang tersebar di sepanjang pantai, membentuk beting pantai dan lembah-lembah antar beting. Grup Aluvial terdiri dari sabuk *meander* dan rawa belakang dari sungai-sungai yang berasal dari pegunungan Barisan. Sebagian besar dari dataran rendah tertutup grup Kubah Gambut, grup ini dapat ditemui di sepanjang pantai barat, antara beting pantai dan lembah sungai.

e. Plato Toba

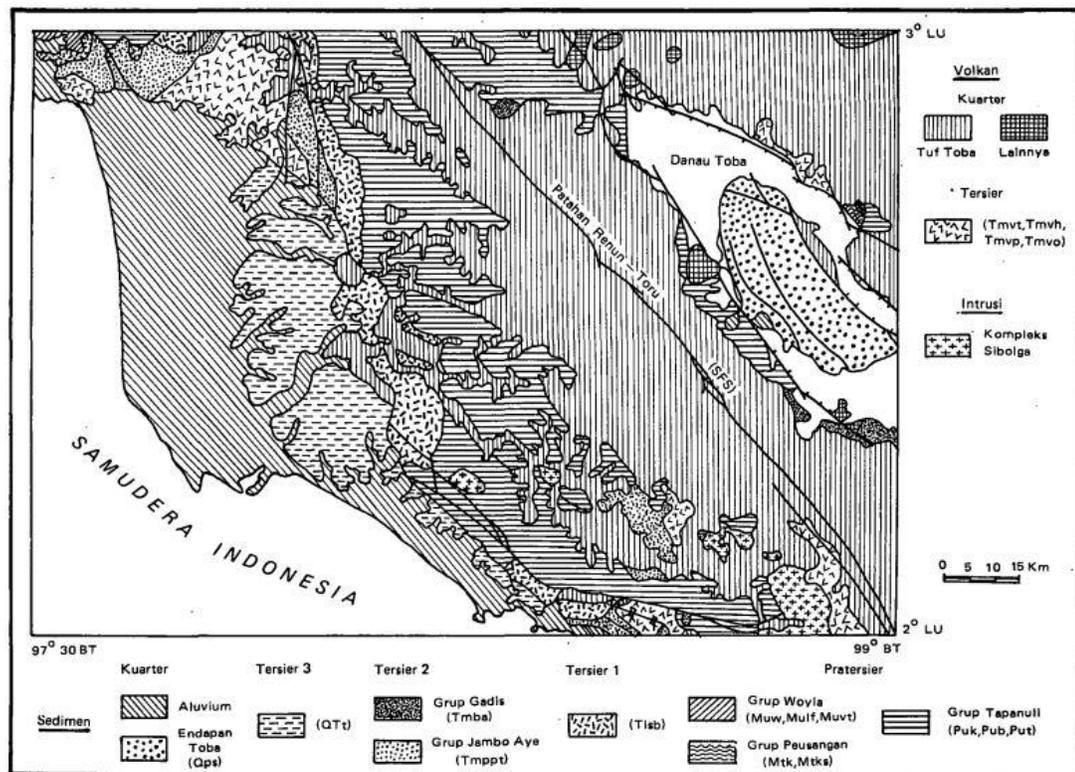
Plato Toba masuk ke dalam grup Tuf Toba yang terbentuk oleh *ignimbrite* hasil erupsi Volkan Toba. Aliran abu masam ini (dasit dan liparit) sangat tebal dan terkadang membentuk sebuah plato yang mencapai ketinggian kurang lebih 1900 m di daerah yang memiliki lereng terjal disebelah selatan Pulau Samosir dan lerengnya melandai dari Danau Toba ke arah Timur Laut dan Barat Daya.

f. Depresi Toba

Depresi ini dahulunya ialah pusat erupsi dari volkan Toba. Ciri dari depresi ini yaitu terdapat lereng yang sangat terjal antara danau dan plato Toba yang tinggi maksimumnya mencapai 1000 m pada bagian Barat Daya dan adanya Pulau Samosir.

2.2 Stratigrafi

Berdasarkan umurnya pada Peta Geologi Bagan Lembar Sidikalang yang ditunjukkan pada Gambar 2.2, stratigrafi pada lembar Sidikalang dapat dibagi menjadi Pra Tersier, Tersier dan Kuarter (Darul dkk., 1989).



Gambar 2.2 Peta Geologi Bagan Lembar Sidikalang (Darul dkk., 1989).

a. Pra Tersier

Rangkaian Pegunungan Barisan terbentuk oleh batuan Paleozoik dan Mezoik. Grup ini banyak memiliki batuan dengan kandungan metamorfik rendah yang terdiri dari berbagai batuan.

b. Tersier

Hampir seluruh grup Perbukitan terbentuk oleh batuan Tersier, pada peta geologi batuan Tersier terbagi menjadi tiga kategori yaitu Tersier I, II dan III. Batuan pada Tersier I terdiri dari batupasir halus, batudebu marin, dan parimarin. Pada Tersier II disusun oleh batudebu dan batupasir *arkose*. Pada Tersier III disusun oleh batuan

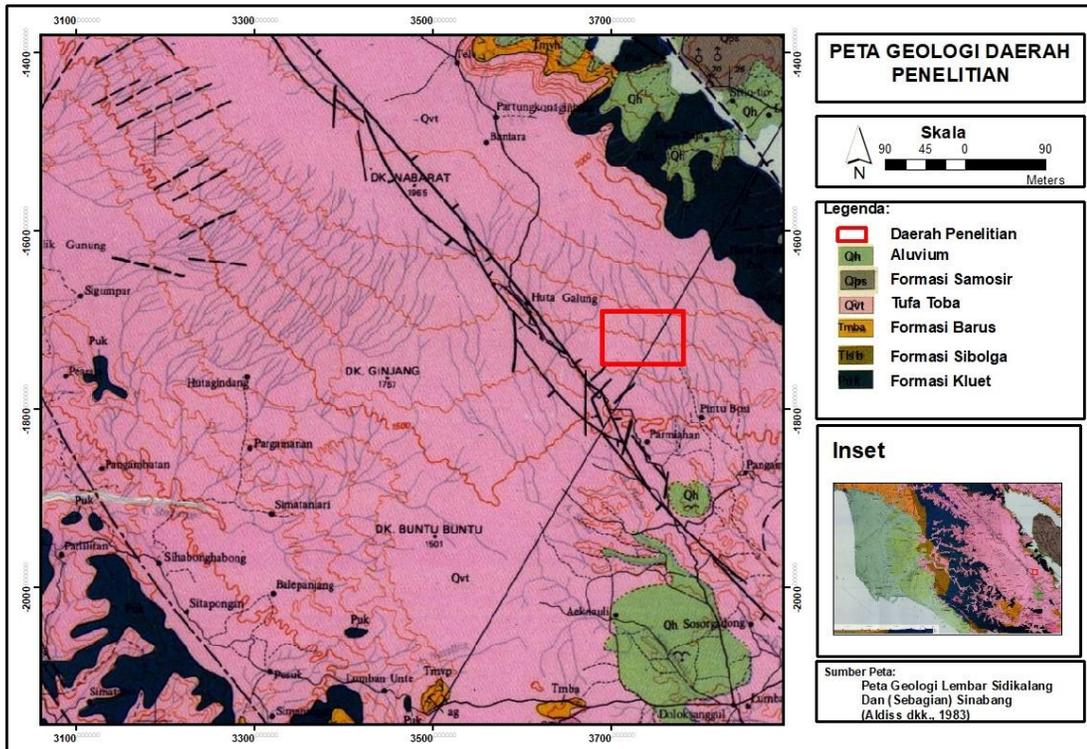
sedimen yang membentuk sebuah teras marin yang terdiri dari pasir, konglomerat, debu, liat, gambut dan tufa campuran.

c. Kuartar

Pada batuan Kuartar Sebagian besar terdiri dari tuf *ignimbrite* yang terbentuk oleh berbagai erupsi Toba. Sebagian dari tuf ini menyatu, dan terdiri dari berbagai komposisi dan tekstur.

2.3 Geologi Daerah Penelitian

Berdasarkan Peta Geologi Regional Lembar Sidikalang oleh Aldiss dkk. (1983), daerah penelitian disusun oleh satuan grup Tufa Toba (Qvt) yang diperlihatkan pada Gambar 2.3. Grup Tufa Toba (Qvt) ini terdiri dari tufa berkomposisi riodasit yang sebagian teralaskan, dan berumur Plistosen.

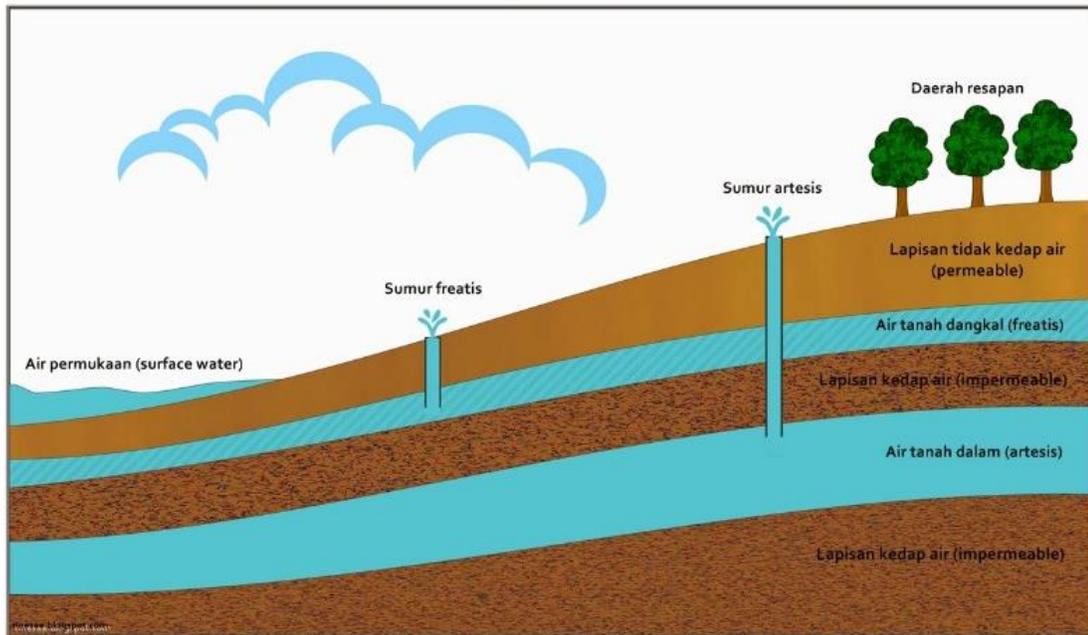


Gambar 2.3 Peta Geologi Daerah Penelitian (Aldiss dkk., 1983).

2.4 Teori Dasar

2.4.1 Air Tanah

Air tanah merupakan air yang berada di dalam ruang antar butir tanah yang meresap ke dalam tanah dan bergabung membentuk sebuah lapisan tanah yang disebut sebagai akuifer (Todd, 1980).

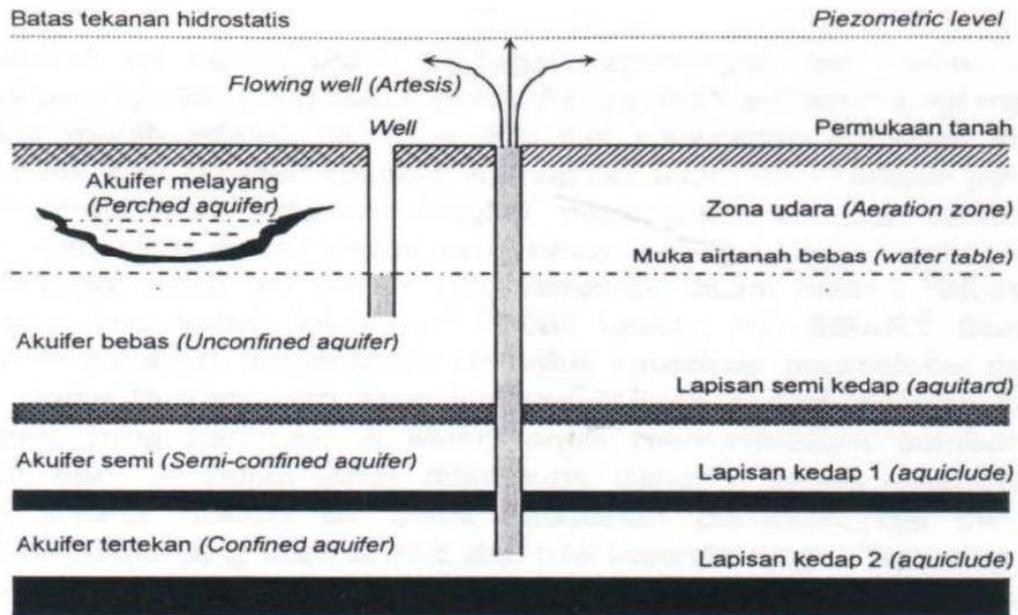


Gambar 2.4 Air Tanah Berdasarkan Letaknya (Plummer & Geary, 1995).

Berdasarkan letaknya yang ditunjukkan pada Gambar 2.4 air tanah dikelompokkan menjadi dua jenis, yaitu air tanah dangkal (*freatis*) dan air tanah dalam (*artesis*). Air tanah dangkal merupakan air tanah yang letaknya berada di atas lapisan kedap air (*impermeable*), dan letaknya tidak terlalu dalam. Sedangkan air tanah dalam merupakan air tanah yang letaknya diantara dua lapisan kedap air (*impermeable*), dan letaknya lebih dalam dibandingkan dengan air tanah dangkal (Soekamto, 1995).

2.4.2 Akuifer

Akuifer merupakan lapisan di bawah permukaan tanah yang dapat menyimpan air dan mampu meloloskannya (*permeable*) (Suharyadi, 1984). Menurut Wuryantoro (2007) berdasarkan litologinya yang ditunjukkan pada Gambar 2.5, akuifer dibedakan menjadi empat jenis yaitu:



Gambar 2.5 Tipe Akuifer (Santosa & Adji, 2014).

1. *Akuifer bebas (Unconfined Aquifer)*
Akuifer bebas merupakan akuifer dimana muka air tanah nya merupakan batas dari zona jenuh air.
2. *Akuifer tertekan (Confined Aquifer)*
Akuifer tertekan merupakan akuifer dimana air tanah terletak di bawah lapisan kedap air (*impermeable*) dan memiliki tekanan yang lebih besar dibandingkan tekanan pada atmosfer.
3. *Akuifer semi bebas (Semi Unconfined Aquifer)*
Yaitu akuifer dimana lapisan bawahnya merupakan lapisan kedap air, sedangkan pada lapisan penutupnya merupakan lapisan dengan material berbutir halus, sehingga masih memungkinkan adanya gerakan air pada lapisan penutupnya.

4. Akuifer melayang (*Perched Aquifer*)

Sebuah akuifer dikatakan akuifer melayang jika di dalam *zone aerasi* terbentuk sebuah akuifer yang terbentuk di atas lapisan kedap air.

Struktur geologi akan mempengaruhi arah pergerakan air tanah, tipe serta potensi akuifer. Sedangkan stratigrafi yang tersusun atas beberapa lapisan batuan akan berpengaruh terhadap akuifer, ketebalan akuifer, kedalaman akuifer, dan kedudukan air tanah. Umur dan jenis suatu batuan juga berpengaruh terhadap daya hantar listrik, serta dapat juga menentukan kualitas air tanah (Wuryantoro, 2007).

Berdasarkan perlakuannya terhadap air tanah, lapisan batuan selain akuifer dibedakan menjadi akiklud (*aquiclude*), akitar (*aquitard*), dan akifug (*aquifuge*). Akiklud adalah lapisan yang masih memungkinkan untuk menyimpan air, akan tetapi tidak mampu mengalirkannya, contohnya lempung dan lanau. Untuk keperluan praktis, akiklud dipandang sebagai lapisan kedap air (*impermeable*). Akitar adalah lapisan yang semi kedap air, akitar mampu mengalirkan air namun dengan laju yang sangat lambat jika dibanding dengan akuifer. Akifug merupakan lapisan kedap yang tidak mampu menyimpan air serta tidak mampu mengalirkannya (Shiddiqy, 2014).

2.4.3 Metode Geolistrik

Metode geolistrik adalah salah satu metode geofisika yang mempelajari sifat-sifat aliran listrik pada batuan di bawah permukaan bumi. Tujuan dari metode ini yaitu untuk memperkirakan sifat kelistrikan batuan di bawah permukaan yang berhubungan dengan kemampuannya untuk menghantarkan arus listrik (konduktivitas) atau menghambat arus listrik (resistivitas) (Hendrajaya & Arif, 1990).

Menurut Burger (1992) berdasarkan sumber arus listriknya, metode geolistrik digolongkan menjadi dua macam yaitu:

- a. Metode aktif yaitu metode geolistrik dimana sumber arus listriknya sengaja diinjeksikan kedalam tanah, kemudian efek potensialnya akan diukur di dua titik permukaan tanah dengan cara menggunakan aktivitas elektrokimia alami.

- b. Metode pasif yaitu metode geolistrik yang menggunakan arus listrik yang terjadi karena disebabkan adanya aktivitas elektromekanik dan elektrokimia di dalam material penyusun batuan.

2.4.4 Metode Resistivitas

Metode resistivitas merupakan metode geolistrik yang bertujuan untuk mengetahui persebaran nilai resistivitas di bawah permukaan bumi. Metode resistivitas ini bekerja menggunakan suatu konfigurasi elektroda dengan cara menginjeksikan arus listrik searah (DC) ke bawah permukaan bumi melalui elektroda arus yang kemudian diukur melalui elektroda potensial. Metode resistivitas mengasumsikan bahwa bumi merupakan sebuah resistor yang besar (Kearey dkk., 2002).

Metode resistivitas biasanya hanya digunakan untuk eksplorasi yang dangkal pada kedalaman sekitar 100 m. Karena jika kedalaman lapisan melebihi nilai tersebut, maka informasi yang didapat akan kurang akurat, karena arus listrik listrik akan melemah pada bentangan yang semakin besar. Oleh sebab itu, metode resistivitas jarang digunakan untuk eksplorasi dalam (Loke, 1999).

Berdasarkan pada tujuan penyelidikannya, metode geolistrik resistivitas terbagi menjadi dua macam yaitu *mapping* dan *sounding*. Teknik *mapping* memberikan informasi lapisan bawah permukaan secara horizontal, sedangkan pada teknik *sounding* memberikan informasi lapisan bawah permukaan secara vertikal (Ezeh & Ugwu, 2010).

Konsep dasar dari metode resistivitas adalah hukum Ohm. Pada tahun 1826, George Simon Ohm melakukan percobaan untuk menentukan hubungan antara tegangan V pada konduktor dan arus I yang melalui konduktor dalam batas-batas karakteristik parameter konduktor. Parameter itu disebut resistansi R , yang didefinisikan sebagai hasil bagi tegangan V dan arus I , sehingga dapat ditulis sebagai:

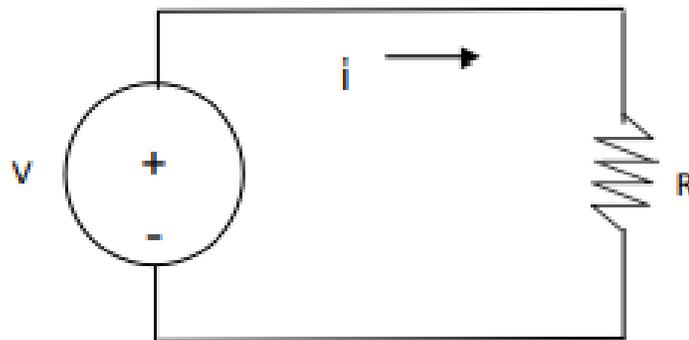
$$R = \frac{V}{I} \tag{2.1}$$

atau

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

dengan R adalah resistansi (Ω), V adalah besar tegangan (V), dan I adalah besar kuat arus (A).

Hukum Ohm menyatakan bahwa potensial atau tegangan antara kedua ujung konduktor adalah sama dengan hasil kali dari resistansi dan kuat arus. Asumsikan bahwa R tidak tergantung I , dan R adalah konstan (Suyoso, 2003). Hubungan antara resistansi, kuat arus dan tegangan dapat ditunjukkan oleh Gambar 2.6.



Gambar 2.6 Hubungan resistansi, kuat arus, dan tegangan (Lowrie, 2007).

Karena medium di bawah permukaan bumi non homogen, maka terdapat pengertian resistivitas atau hambatan jenis. Nilai resistivitas ini dipengaruhi oleh pemasangan elektroda arus dan elektroda potensial atau faktor geometri (k), selain dari tegangan yang terbaca (V) dan arus dikirimkan (I) (Lowrie, 2007). Berikut merupakan persamaan umum resistivitas semu:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (2.3)$$

Keterangan:

ρ_a : Resistivitas semu (Ωm)

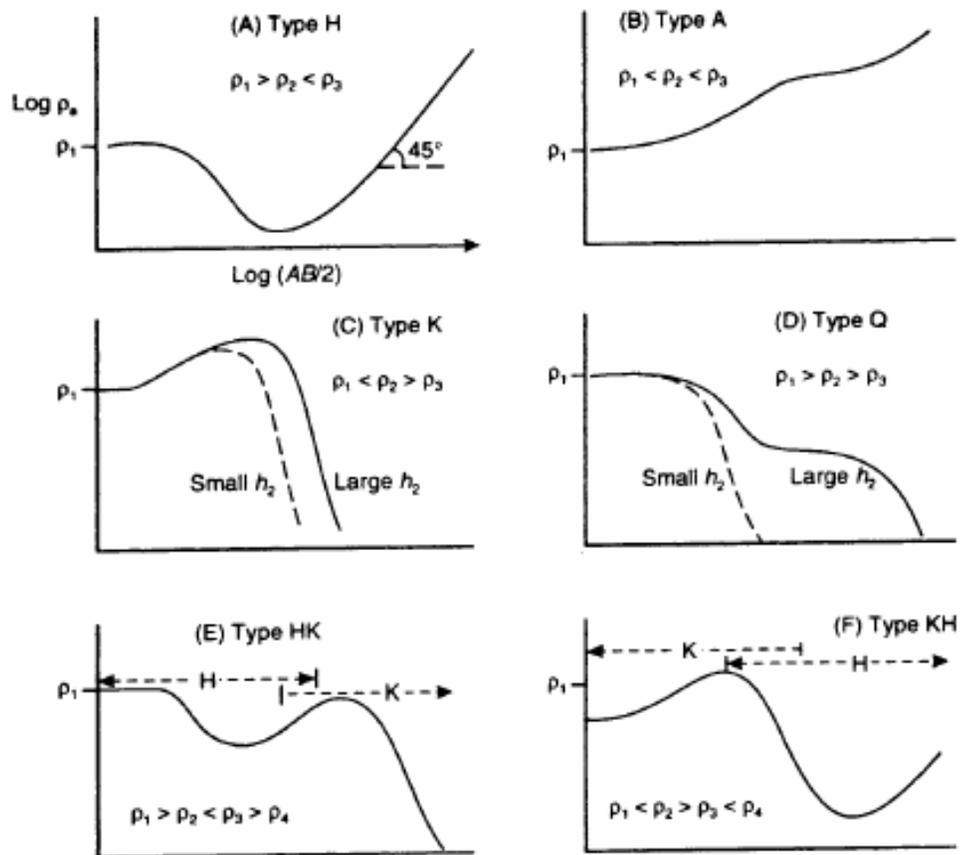
K : Faktor geometri (m)

ΔV : Beda potensial (V)

I : Kuat arus (A)

2.4.5 Vertical Electrical Sounding (VES)

Vertical Electrical Sounding (VES) adalah metode pengukuran resistivitas 1D untuk mendapatkan variasi nilai resistivitas di bawah permukaan bumi secara vertikal (Santoso, 2002). Hasil yang didapatkan dari pengukuran VES yaitu kurva resistivitas (*curve matching*). Kurva resistivitas adalah proses konstruksi kurva terbaik yang disesuaikan dengan serangkaian titik data (Batayneh, 2011). Kurva resistivitas digunakan untuk mengetahui informasi lapisan di bawah permukaan bumi berdasarkan perbedaan nilai resistivitas lapisan dibawah permukaan. Berdasarkan bentuk kurva nya, lapisan bawah permukaan dapat dikelompokkan menjadi tipe H, A, K, Q, HK, dan KH. Tipe kurva resistivitas dalam VES dapat dilihat pada Gambar 2.7.

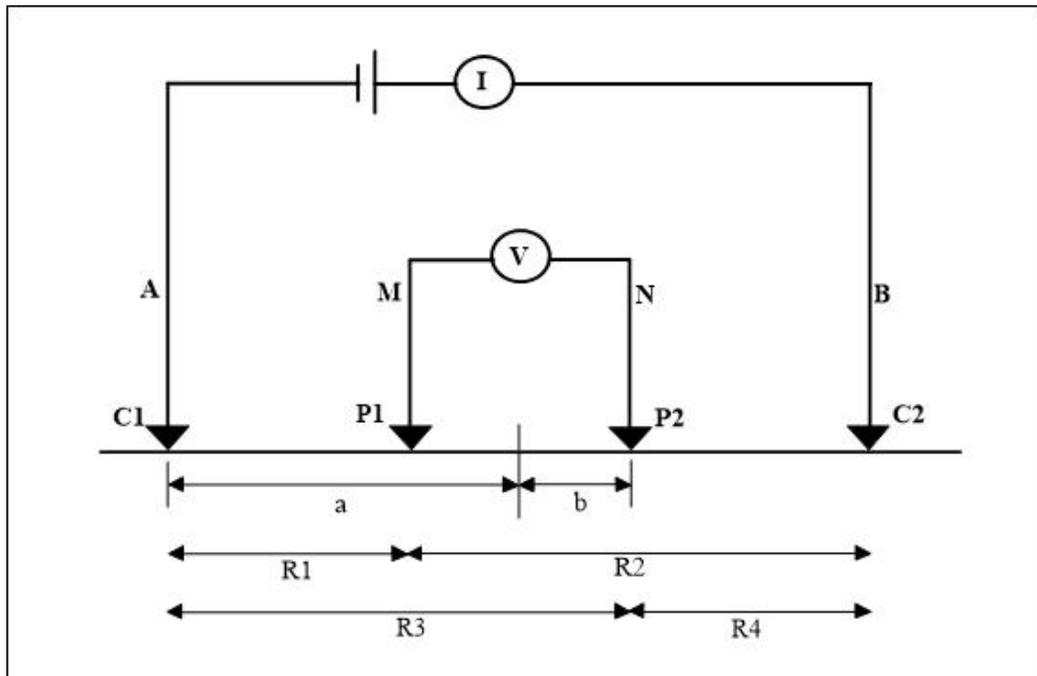


Gambar 2.7 Tipe kurva dalam VES (Telford dkk., 1990).

2.4.6 Konfigurasi *Schlumberger*

Pada metode geolistrik resistivitas konfigurasi *Schlumberger*, bumi diasumsikan sebagai bola padat yang memiliki sifat homogen isotropis. Berdasarkan asumsi tersebut, seharusnya nilai resistivitas yang terukur merupakan nilai resistivitas yang sebenarnya dan tidak tergantung terhadap spasi elektroda. Akan tetapi, faktanya bumi ini terdiri dari beberapa lapisan dengan nilai resistivitas yang berbeda sehingga nilai potensial yang terukur bukan berupa nilai resistivitas untuk satu lapisan saja, tetapi berbeda lapisan (Wuryantoro, 2007).

Prinsip dari konfigurasi *Schlumberger* ini idealnya jarak MN dibuat sekecil mungkin, sehingga jarak MN secara teoritis tidak berubah namun dikarenakan adanya keterbatasan kepekaan alat ukur, maka jarak MN hendaknya dirubah ketika jarak AB sudah relatif besar. Perubahan jarak MN hendaknya tidak melebihi 1/5 dari jarak AB (Asra, 2012).



Gambar 2.8 Konfigurasi *Schlumberger* (Santoso, 2002).

Dalam menghitung nilai resistivitas semu diperlukan bilangan faktor geometri (K) yang nilainya bergantung pada jarak $AB/2$, jarak $MN/2$, dan jenis konfigurasi. Faktor

geometri (K) merupakan besaran penting dalam pendugaan resistivitas baik secara horizontal ataupun vertikal. Perhitungan bilangan konstanta (K) ini berdasarkan Santoso (2002) dan mengacu pada Gambar 2.8 adalah:

$$\begin{aligned}
 K &= \frac{2\pi}{\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} + \frac{1}{R_3} + \frac{1}{R_4}} \\
 K &= \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{a-b} + \frac{1}{a+b} + \frac{1}{a+b} + \frac{1}{a-b}\right)} \\
 K &= \frac{2\pi}{2\left(\frac{1}{a-b}\right) + 2\left(\frac{1}{a+b}\right)} \\
 K &= \frac{\pi}{\left(\frac{1}{a-b}\right) + \left(\frac{1}{a+b}\right)} \\
 K &= \frac{\pi(a+b)(a-b)}{2b} \\
 K &= \frac{\pi(a^2 - b^2)}{2b} \tag{2.4}
 \end{aligned}$$

Keterangan:

K : Faktor geometri (m)

π : 3,141592654

a : Jarak AB/2 (m)

b : Jarak MN/2 (m)

2.4.7 Sifat Kelistrikan Batuan

Sifat kelistrikan batuan adalah sifat dari suatu batuan saat dialiri arus listrik kedalamnya. Arus listrik dapat berasal dari alam itu sendiri atau arus listrik yang sengaja diinjeksikan terhadap suatu lapisan. Aliran arus listrik pada suatu batuan dan mineral dapat dikelompokkan menjadi 3 jenis yaitu konduksi elektronik, konduksi elektrolitik dan konduksi dielektrik (Telford dkk., 1990).

a. Konduksi elektronik

Konduksi ini merupakan tipe konduksi normal dari aliran arus listrik dalam suatu batuan atau mineral. Konduksi secara elektronik ini dapat terjadi jika suatu batuan atau mineral terdapat banyak kandungan elektron bebas, sehingga arus listrik mudah mengalir pada batuan.

b. Konduksi elektrolitik

Konduksi ini sering terjadi pada suatu batuan atau mineral yang bersifat porous dan pori-pori tersebut terisi dengan larutan elektrolit. Sebagian besar batuan merupakan konduktor yang buruk dan mempunyai nilai resistivitas yang sangat tinggi, akan tetapi faktanya batuan biasanya bersifat porous dan memiliki pori-pori yang terisi oleh fluida (terutama air) sehingga batuan tersebut menjadi konduktor elektrolitik dimana konduksi arus listrik dibawa oleh ion-ion elektrolitik dalam air. Nilai resistivitas dan konduktivitas pada batuan porous sangat bergantung pada volume dan susunan porinya. Nilai resistivitas akan semakin besar jika kandungan air pada suatu batuan berkurang, sebaliknya nilai konduktivitas akan semakin besar jika kandungan air pada suatu batuan bertambah banyak. Menurut persamaan Archie:

$$\rho_e = a\varphi^{-m}S^{-n}\rho_w \quad (2.5)$$

dimana ρ_e merupakan resistivitas batuan (Ωm), φ adalah porositas, S adalah fraksi pori-pori yang berisi air, dan ρ_w adalah resistivitas air, sedangkan a , m dan n adalah konstanta. Biasanya, $0,5 \leq a \leq 2,5$, $1,3 \leq m \leq 2,5$, dan $n = 2$, untuk nilai n yang sama (Lowrie, 2007).

c. Konduksi dielektrik

Konduksi dielektrik merupakan konduksi yang terjadi apabila pada suatu batuan atau mineral bersifat dielektrik terhadap aliran arus listrik, yang berarti bahwa batuan atau mineral tersebut memiliki elektron bebas sedikit bahkan tidak ada sama sekali. Namun, karena adanya pengaruh medan listrik dari luar maka elektron berpindah dan berkumpul terpisah dari inti sehingga terjadi polarisasi.

Berdasarkan nilai resistivitasnya, batuan atau mineral dapat dikategorikan menjadi tiga yaitu konduktor baik, konduktor sedang, dan isolator. Konduktor baik terjadi apabila nilai resistivitas pada suatu batuan atau mineral sangat kecil, antara $10^{-8} - 1 \Omega\text{m}$. Konduktor sedang terjadi apabila nilai resistivitas pada suatu batuan atau mineral berkisar antara $1 - 10^7 \Omega\text{m}$. Isolator terjadi apabila pada suatu batuan atau mineral tidak dapat menghantarkan arus listrik sehingga nilai resistivitasnya akan sangat tinggi yaitu lebih besar dari $10^7 \Omega\text{m}$. Nilai resistivitas dari batuan ditunjukkan pada Tabel 2.1.

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

Material	Resistivitas (Ωm)
Udara (<i>Air</i>)	~
Pirit (<i>Pyrite</i>)	0,01-100
Kwarsa (<i>Quartz</i>)	500-800000
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>)	200-10000
Andesit (<i>Andesite</i>)	$1,7 \times 10^2 - 45 \times 10^4$
Basal (<i>Basalt</i>)	200-10.0000
Gamping (<i>Limestone</i>)	500-10000
Batu pasir (<i>Sandstone</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 Asin (<i>Sea water</i>)	0,2
Magnetit (<i>Magnetite</i>)	0,01-1000
Kerikil kering (<i>Dry gravel</i>)	600-10000
Aluvium (<i>Alluvium</i>)	10-800
Kerikil (<i>Gravel</i>)	100-600

2.4.8 Inversi Data Geolistrik 1-D

Menurut Grandis (2009), pada pemodelan 1-D model bumi dianggap berlapis horizontal (Gambar 2.9) sehingga resistivitas hanya bervariasi terhadap kedalaman. Pendekatan ini dianggap cukup memadai untuk kondisi geologi tertentu yaitu di lingkungan sedimen sampai kedalaman yang tidak terlalu besar. Data geolistrik diperoleh melalui pengukuran dengan konfigurasi elektroda tertentu dengan jarak antar elektroda yang makin besar untuk memperoleh informasi pada kedalaman yang makin besar pula (*sounding*).

Fungsi pemodelan kedepan pada metode geolistrik dengan model 1-D diformulasikan sebagai persamaan integral Hankel yang menyatakan resistivitas-semu (ρ_a) sebagai fungsi dari resistivitas dan ketebalan (ρ_k, h_k) tiap lapisan, $k=1, \dots, n$ dan n adalah jumlah lapisan:

$$\rho_a = s^2 \int_0^{\infty} T(\lambda) J_1(\lambda s) \lambda d\lambda \quad (2.6)$$

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:

$$T_k(\lambda) = \frac{T_{k+1}(\lambda) + \rho_k \tan h(\lambda h_k)}{1 + T_{k+1}(\lambda) \tan(\lambda h_k) / \rho_k}; k = n - 1, \dots, 1 \quad (2.7)$$

Perhitungan Persamaan (2.7) dapat dilakukan dengan metode filter linier yang secara umum dinyatakan oleh persamaan berikut:

$$\rho_a = \sum_k T_k(\lambda) f_k \quad (2.8)$$

dimana f_k adalah harga koefisien filter linier yang diturunkan oleh Ghosh (Koefoed, 1979). Dari persamaan-persamaan tersebut di atas tampak bahwa hubungan antara data resistivitas-semu (ρ_a) dengan parameter model resistivitas dan ketebalan lapisan (ρ_k, h_k) adalah sangat tidak linier.

Dalam konteks pemodelan inversi geolistrik 1-D, data dinyatakan sebagai $d = [\rho_a^i]$ yaitu resistivitas-semu dengan $i = 1, 2, \dots, N$ dan N adalah jumlah data sesuai variabel

bebas $AB/2$. Model resistivitas bawah permukaan 1-D adalah $m = [\rho_k, h_k]$, $k = 1, 2, \dots, n$. Dalam hal ini, jumlah parameter model adalah $M = 2n - 1$ karena pada model 1-D yang terdiri dari n lapisan terdapat n harga resistivitas dan $n - 1$ harga ketebalan lapisan (lapisan terakhir dianggap memiliki ketebalan tak-hingga, Gambar 2.9). Dengan demikian parameterisasi model bersifat tidak homogen.

Pemodelan inversi data geolistrik *sounding* 1-D dilakukan sesuai algoritma inversi non-linier dengan pendekatan linier. Dalam hal ini digunakan faktor redaman dan teknik *Singular Value Decomposition* (SVD) untuk menstabilkan proses inversi.

Persamaan pemodelan kedepan (*forward modeling*) geolistrik 1-D secara umum dinyatakan oleh:

$$d = g(m) \quad (2.9)$$

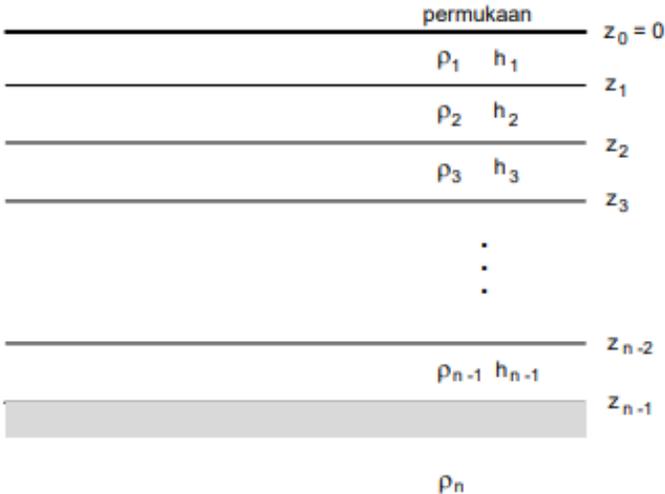
Mengingat persamaan yang menghubungkan data dengan parameter model cukup kompleks maka turunan parsial orde pertama terhadap setiap parameter model sangat sulit diperoleh secara analitik dan eksplisit. Oleh karena itu untuk memperoleh elemen Matriks Jacobi dilakukan melalui pendekatan beda-hingga (*finite-difference*) sebagai berikut:

$$\left[\frac{\partial g_i(m)}{\partial m_k} \right] \approx \frac{g_i(m|m_k + \Delta m_k) - g_i(m|m_k)}{\Delta m_k} \quad (3.0)$$

Setiap elemen Matriks Jacobi memerlukan dua kali pemodelan kedepan, pertama untuk model m dan kemudian untuk model yang sama namun dengan elemen ke- k dari m diperturbasi dengan Δm_k . Besarnya perturbasi umumnya berkisar antara 5% sampai 10% dari harga parameter model.

Berdasarkan Persamaan (3.0) tampak bahwa kolom matriks Jacobi ke- k berasosiasi dengan perubahan respons model (pada semua elemen data perhitungan dengan indeks- i) sebagai akibat dari perturbasi suatu elemen parameter model m_k . Baris matriks Jacobi ke- i menyatakan perubahan respons model (pada satu elemen data perhitungan ke- i) akibat perturbasi semua elemen parameter model dengan indeks- k . Matriks

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



Gambar 2.9 Model resistivitas 1-D (Grandis, 2009).