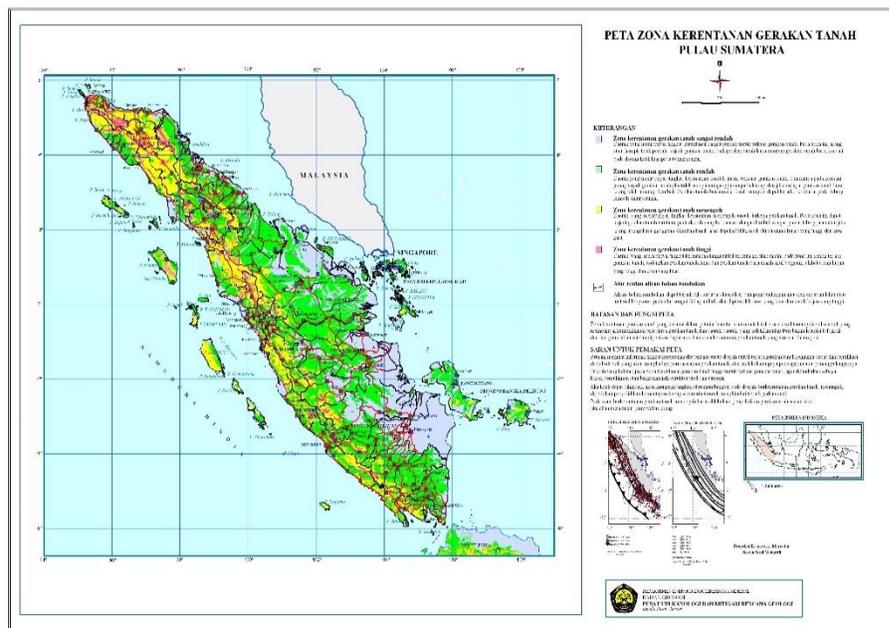


## BAB II

### TINJAUAN PUSTAKA

#### 2.1 Tanah Longsor

Longsor atau sering disebut gerakan tanah adalah suatu peristiwa geologi yang terjadi karena pergerakan massa batuan atau tanah dengan berbagai tipe tanah dan jenis seperti jatuhnya bebatuan atau gumpalan besar tanah [4]. Tanah longsor merupakan salah satu bencana alam terbesar, menyebabkan kerusakan yang luar biasa setiap tahun dan berisiko yang signifikan untuk komunikasi dan infrastruktur [5]. Selain itu, ada potensi kejadian tanah longsor yang dapat meningkat di masa depan karena perubahan iklim. Tanah longsor yang diidentifikasi sebagai gerakan massa batuan, puing-puing atau tanah, dapat dipicu oleh beberapa faktor eksternal, faktor eksternal tersebut seperti curah hujan yang intens, gempa yang mengguncang, dan perubahan tingkat air dan erosi sungai yang menyebabkan peningkatan mendadak pada geser stress atau penurunan kekuatan geser lereng.



Gambar 2.1 Peta zona kerentanan gerakan tanah Pulau Sumatera [6].

Pada gambar 2.1 terlihat peta zona kerentanan pergerakan tanah di Pulau Sumatra, secara Tektonik Pulau Sumatra tersusun atas dua bagian utama, sebelah barat didominasi oleh keberadaan Lempeng samudera, sedangkan pada sebelah timur merupakan keberadaan Lempeng benua. Pulau Sumatra terbentuk akibat Lempeng Samudra Hindia menunjam di bawah Lempeng Eurasia yang mengakibatkan adanya zona subduksi yang mengakibatkan pembentukan sebaran gunung api pada bagian barat Pulau Sumatera, sehingga Pulau Sumatra berpotensi besar terjadinya letusan gunung api. Adapun hasil erupsi gunung api menghasilkan endapan yang tersebar pada beberapa tempat seperti lereng-lereng dan pegunungan, yang mengakibatkan erosi dan pelapukan hasil erupsi gunung api dan berpotensi mengalami longsoran.

Secara umum kejadian longsor disebabkan oleh dua faktor yaitu faktor pendorong dan faktor pemicu, faktor pendorong adalah faktor-faktor yang yang mempengaruhi kondisi material sendiri, sedangkan faktor pemicu adalah faktor yang menyebabkan bergesernya material tersebut [7]. Proses terjadinya tanah longsor diawali oleh air yang meresap kedalam tanah akan menambah bobot tanah, jika air tersebut menembus sampai tanah kedap air yang berperan sebagai bidang gelincir, maka tanah menjadi licin dan tanah pelapukan di atasnya akan bergerak mengikuti lereng dan keluar lereng. Pada prinsipnya tanah longsor terjadi bila gaya pendorong pada lereng lebih besar dari gaya penahan, gaya penahan umumnya dipengaruhi oleh kekuatan batuan dan kepadatan tanah, sedangkan gaya pendorong dipengaruhi oleh besarnya sudut kemiringan lereng, air, beban dan berat jenis tanah batuan, adapun pemicu utama kelongsoran tanah adalah air hujan. Tanah longsor banyak terjadi di perbukitan dengan ciri-ciri kecuraman lereng lebih dari 30 derajat, curah hujan tinggi, terdapat lapisan tebal (lebih dari 2 meter) di atas tanah atau batuan yang lebih keras, dan tanah lereng terbuka yang dimanfaatkan sebagai pemukiman, ladang, sawah atau kolam.

Zona labil merupakan suatu wilayah yang menunjukkan daerah itu mempunyai kondisi tanah yang terus bergeser, pergeseran tanah ini dapat terjadi karena longsor, retakan tanah atau bisa juga daerah itu dilalui patahan bumi. Geseran tanah yang sering terjadi adalah tanah longsor yang merupakan proses perpindahan massa tanah secara alami dari tempat yang tinggi ke tempat yang lebih rendah. Longsoran umumnya terjadi bila

tanah sudah tidak mampu menahan berat lapisan tanah di atasnya karena ada penambahan beban pada permukaan lereng dan berkurangnya daya ikat antar butiran tanah akibat tidak ada pohon keras (berakar tunggang).

## **2.2 Klasifikasi Longsor**

Longsor menunjukkan gerakan ke bawah dan ke luar dari bahan-bahan pembentuk lereng yang terdiri dari batuan alam, tanah, isian artifisial, atau kombinasi bahan-bahan tersebut. Massa yang bergerak dilanjutkan dengan tiga jenis gerakan utama, yaitu jatuh, meluncur, dan mengalir atau kombinasi ketiga gerakan tersebut. Tanah longsor dapat diklasifikasikan ke dalam dua tipe yakni berdasarkan tipe pergerakan dan tipe material yang terlibat, Adapun material dalam massa tanah longsor adalah batu dan tanah. Jenis gerakan menjelaskan bagaimana massa tanah longsor dipindahkan [8]. Gerakan tanah longsor diklasifikasikan menjadi lima jenis, yaitu:

### **2.2.1 Jatuhan (*falls*)**

Jatuhan merupakan tipe gerakan tanah longsor yang disebabkan oleh pergerakan massa material geologi berupa tanah atau batuan yang terlepas dari tebing atau lereng yang curam akibat gravitasi. Pada tipe ini massa tanah atau batuan lepas dari suatu lereng atau tebing curam dengan sedikit atau tanpa terjadi pergeseran (tanpa terjadi longsor), kemudian meluncur sebagian di udara seperti jatuh bebas, loncat, ataupun menggelinding.

### **2.2.2 Jungkiran (*Topple*)**

Jungkiran merupakan tipe gerakan tanah memutar ke depan dari beberapa blok tanah atau batuan terhadap titik pusat putaran di bawah massa batuan oleh gaya gravitasi dan gaya dorong dari massa batuan dibelakangnya atau gaya yang di timbulkan oleh tekanan air yang mengisi rekahan batuan. Tipe gerakan tanah ini biasa terjadi pada tebing yang sangat curam sampai tegak dan tidak mempunyai bidang longsor.

### **2.2.3 Gelinciran (*slides*)**

Gelinciran merupakan gerakan tanah menuruni lereng oleh penyusun lereng, melalui bidang gelincir pada lereng. Retakan berbentuk lengkung tapal kuda pada bagian permukaan lereng merupakan tanda awal dari gelinciran ini.

#### 2.2.4 Sebaran (*spreads*)

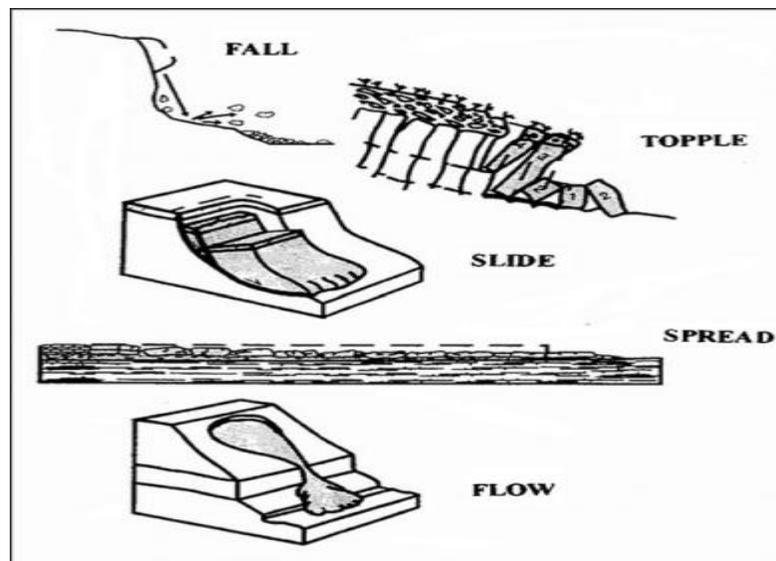
Pancaran lateral (*lateral spread*) adalah material tanah atau batuan yang bergerak dengan cara perpindahan translasi pada bagian dengan kemiringan landai sampai datar. Pergerakan terjadi pada lereng yang tersusun atas tanah lunak dan terbebani oleh massa tanah di atasnya. Pembebanan inilah yang mengakibatkan lapisan tanah lunak tertekan dan mengembang ke arah lateral.

#### 2.2.5 Aliran (*flows*)

Aliran (*flows*) yaitu aliran massa yang berupa aliran fluida kental. Aliran pada bahan rombakan dapat dibedakan menjadi aliran bahan rombakan (*debris*), aliran tanah (*earth flow*) apabila massa yang bergerak didominasi oleh material tanah berukuran butir halus, dan aliran lumpur (*mud Flow*) apabila massa yang jenuh air.

#### 2.2.6 Amblesan (*Land-Subsidence*)

Amblesan (*Land Surface*) adalah gerakan ke bawah di permukaan bumi dari suatu datum, sehingga ketinggian muka tanah berkurang dari semula. Amblesan terjadi pada penambangan bawah tanah, penyedotan air tanah yang berlebihan, proses pengikisan tanah dan pelarutan pada batugamping, serta pada daerah yang dilakukan proses pemadatan tanah.



Gambar 2.2 Jenis-jenis pergerakan tanah [9].

### 2.3 Bidang Gelincir Tanah Longsor

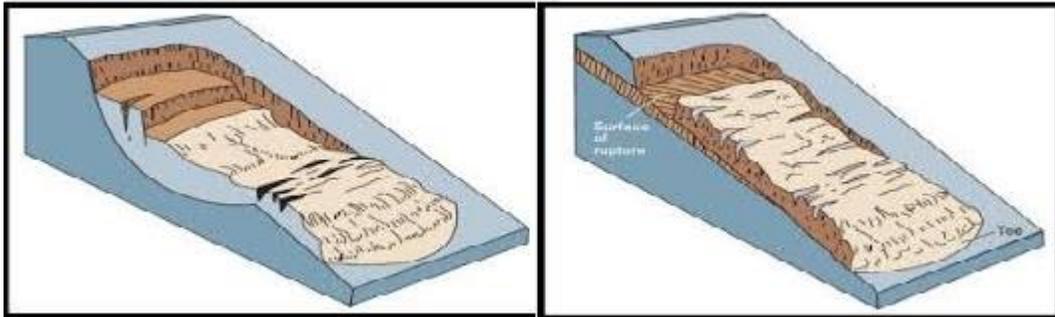
Salah satu komponen yang sangat berpengaruh pada terjadinya tanah longsor adalah bidang gelincir (*slip surface*). Tanah longsor bergerak pada suatu bidang gelincir yang merupakan bidang yang menjadi landasan Bergeraknya massa tanah. Bidang gelincir sendiri merupakan bidang yang kedap air dan licin yang biasanya berupa lapisan lempung. Tanah yang akan bergerak bila terjadi kelongsoran adalah bagian tanah yang berada di atas bidang gelincir tersebut. Bidang gelincir berada diantara bidang yang stabil (*bedrock*) dan bidang yang bergerak atau bidang yang tergelincir. *bedrock* sendiri merupakan batuan dasar kokoh (*consolidated*) terendap dan terkubur di bawah tanah atau berada di bawah lapisan tanah yang lain yang tidak kokoh (*unconsolidated*) [8].

Metode yang dapat digunakan untuk mengidentifikasi bidang gelincir adalah metode geofisika resistivitas, metode ini bersifat tidak merusak lingkungan, biaya relatif murah dan mampu mendeteksi peralihan lapisan tanah sampai kedalaman beberapa meter di bawah permukaan tanah. Secara umum banyak digunakan dalam penyelidikan masalah lingkungan maupun masalah eksplorasi mineral dalam tanah dan dapat dimanfaatkan untuk survei daerah rawan longsor, khususnya untuk menentukan ketebalan lapisan yang berpotensi longsor, kedalaman bidang gelincir serta litologi peralihan bawah permukaan [10].

Batuan yang berperan sebagai bidang gelincir memiliki nilai tahanan jenis yang berbeda dengan batuan lainnya. Bidang gelincir di daerah longsor ditandai dengan adanya dua lapisan tanah/batuan yang nilai tahanan jenisnya sangat kontras. Bidang gelincir ini biasanya terdiri dari lapisan keras dan lapisan lunak, apabila terjadi hujan lapisan yang keras (kedap air) akan menjadi licin, lapisan yang lunak akan bergerak melalui lapisan kedap dimana lapisan kedap berperan sebagai bidang gelincir dan lapisan lunak berperan sebagai material longsor. Material longsor dicirikan dengan nilai-nilai resistivitas yang rendah dan bidang longsor ditandai dengan material yang memiliki resistivitas tinggi.

Bidang gelincir merupakan bidang yang bersifat menahan air (permeabilitas rendah), bersifat padat yang memungkinkan tanah pelapukan bergerak di atasnya. Longsor sering terjadi pada lereng-lereng yang mempunyai lapisan batuan kedap air, batuan

kedap air ini biasanya memiliki pori-pori relatif kecil dan memiliki nilai tahanan jenis yang besar. Secara geolistrik, dalam menentukan struktur geser/bidang gelincir dari batuan gunung api dapat diketahui bahwa batuan ini memiliki nilai tahanan jenis 100-200  $\Omega$ m. Karakteristik bidang gelincir terlihat pada gambar 2.3.



Gambar 2.3 karakteristik bidang gelincir (a) *rotation slide*, dan (b) *translational slide* [6].

Berdasarkan gambar 2.3 terlihat bahwa bidang gelincir terdiri dari dua jenis, yaitu *rotation slip* (bidang gelincir rotasi) dan *translational slip* (bidang gelincir rata atau sejajar dengan permukaan lereng). Jenis bidang gelincir menentukan jenis longsor yang terjadi, bidang gelincir *rotation slip* memiliki karakteristik dimana bidang longsor melengkung ke atas sehingga sering terjadi massa bergerak dalam satu kesatuan, longsoran ini memiliki material penyusun yang relatif homogen, dan dipengaruhi oleh dimensi volume tanah, kemiringan lereng, dan panjang lereng. Sedangkan bidang gelincir translasi terjadi apabila lereng yang memiliki material tanah tidak padat yang dibatasi pada bagian bawah oleh lapisan dasar dengan posisi relatif sejajar dengan permukaan lereng, longsoran bisa terjadi pada musim hujan, dikarenakan beban lereng menjadi lebih berat akibat infiltrasi air hujan.

Bidang gelincir diperoleh dari kontras resistivitas antar dua batuan yang saling berdekatan, didukung oleh curah hujan yang tinggi dan bidang yang cukup terjal. Terdapat 7 klasifikasi kemiringan lereng pada tabel 2.1.

Tabel 2.1 Klasifikasi kemiringan lereng [6].

Kemiringan lereng	Sudut (°)
-------------------	-----------

Datar	0°-2°
Landai	2°-4°
Miring	4°-8°
Agak curam	8°-16°
Curam	16°-35°
Sangat curam	35°-55°
Terjal	>55°

Secara umum bidang gelincir memiliki ciri-ciri yaitu bidang antar lapisan batuan, bidang yang terletak antara tanah penutup dengan batuan dasar, bidang hubung antara batuan yang retak dengan batuan kuat, bidang batas antara batuan yang bersifat permeabel dan impermiabel, dan bidang batas antara tanah yang lunak dengan tanah yang padat. Ciri-ciri bidang gelincir menunjukkan bahwa longsor akan sering terjadi bila air masuk melalui batuan yang retak-retak dan batuan yang melewatkan air lama-kelamaan akan sampai pada batuan kedap air yang menambah massa dari batuan yang retak-retak sehingga batuan tersebut akan bergerak di atas batuan kedap air dan menjadi material longsor.

Kedalaman bidang gelincir dari permukaan tanah sangat penting bagi deskripsi longsor, dimana kedalaman bidang gelincir diukur dari permukaan. Secara umum terdapat empat kelas kedalaman bidang gelincir yaitu sangat dangkal (lebih kecil dari 1,5 m), dangkal (1,5 m s.d. 5 m), dalam (5 m s.d. 20 m), dan sangat dalam (lebih dari 20 m). Kedalaman bidang gelincir perlu untuk diketahui karena dapat mengetahui seberapa besar resiko longsor yang terjadi, semakin dalam bidang gelincir, tingkat bahaya longsor akan semakin besar sebaliknya, semakin dangkal bidang gelincir, tingkat bahaya longsor semakin kecil [11].

#### **2.4 Bahaya Gerakan Tanah**

Berdasarkan jenis dan kecepatan gerakan tanah dapat dibedakan menjadi runtuhan, robohan, longsoran, pencaran lateral secara aliran, aliran bahan rombakan (*debris flow*), rayapan, dan campuran dari beberapa jenis gerakan tanah. Kecepatan gerakan

tanah dapat terjadi dari sangat lambat hingga sangat cepat/tiba-tiba, gerakan tanah sangat cepat umumnya terjadi pada lereng sedang sampai terjal sehingga jika terjadi bencana berpotensi menimbulkan korban jiwa dan kerusakan bangunan infrastruktur, sedangkan gerakan tanah lambat sering terjadi pada daerah yang landai berupa rayapan sehingga sangat jarang menimbulkan korban jiwa, tetapi merusak bangunan infrastruktur dan pemukiman [6].

## 2.5 Metode Geolistrik

Metode geolistrik adalah metode geofisika yang dapat menginterpretasi jenis batuan atau mineral di bawah permukaan berdasarkan sifat kelistrikan dari batuan penyusunnya [12]. Tujuan dari metode ini adalah untuk mengetahui sifat kelistrikan medium batuan di bawah permukaan yang berhubungan dengan kemampuannya untuk mengantarkan listrik atau resistivitas [13].

Tujuan dari survei Geolistrik adalah untuk menentukan distribusi resistivitas bawah permukaan dengan melakukan pengukuran di permukaan tanah, dari pengukuran tersebut resistivitas sebenarnya dari permukaan bumi dapat diperkirakan. Resistivitas tanah berkaitan dengan berbagai parameter geologi seperti mineral dan konten fluida, porositas, dan derajat kejenuhan air di batuan. Survei resistivitas listrik telah digunakan selama beberapa dekade di *hidrogeological*, pertambangan, dan investigasi *geotechnical*, dan baru-baru ini digunakan untuk survei lingkungan [14].

Secara garis besar metode geolistrik dibagi menjadi menjadi dua macam yaitu geolistrik yang bersifat pasif dan geolistrik yang bersifat aktif. geolistrik secara pasif adalah geolistrik dimana energi yang yang dibutuhkan telah ada sebelumnya, sehingga tidak perlu adanya injeksi/pemasukan arus terlebih dahulu. tipe geolistrik jenis ini disebut metode potensial diri (*self potential*) dimana pengukuran pada metode potensial diri dilakukan pada lintasan tertentu dengan tujuan untuk mengukur beda potensial antara dua titik yang berbeda sebagai  $V_1$  dan  $V_2$  dan cara pengukurannya dengan menggunakan dua buah prouspot dimana tahanannya selalu diusahakan sekecil mungkin. Sedangkan geolistrik yang bersifat aktif adalah geolistrik dimana energi yang dibutuhkan ada, akibat penginjeksian arus ke dalam bumi terlebih dahulu oleh

elektroda arus, geolistrik jenis ini ada dua metode yaitu metode resistivitas (*Resistivitymeter*) dan polarisasi terimbas (*induced polarization*).

Setiap media mempunyai sifat respon yang berbeda terhadap aliran listrik yang melaluinya, hal ini tergantung pada tahanan jenis masing-masing yang dimiliki media. Pada metode ini, arus listrik diinjeksikan kedalam bumi melalui dua buah elektroda arus dan beda potensial yang terjadi diukur melalui dua buah elektroda potensial, dari hasil pengukuran arus dan beda potensial untuk setiap jarak elektroda berbeda kemudian dapat diturunkan variasi harga hambatan jenis masing-masing lapisan bawah permukaan bumi di bawah titik ukur (*Sounding Point*). Jadi metode resistivitas ini mempelajari tentang perbedaan resistivitas batuan dengan cara menentukan perubahan resistivitas terhadap kedalaman. Setiap medium pada dasarnya memiliki sifat kelistrikan yang dipengaruhi oleh batuan penyusun/komposisi mineral, homogenitas batuan, kandungan mineral, kandungan air, permeabilitas, tekstur, suhu, dan umur geologi. beberapa sifat kelistrikan ini adalah potensial listrik dan resistivitas listrik.

## 2.6 Prinsip Dasar Metode Resistivitas

Konsep dasar metode resistivitas adalah hukum Ohm, pada tahun 1826 George Simon Ohm melakukan eksperimen menentukan hubungan antara tegangan  $V$  pada penghantar dan arus  $I$  yang melalui penghantar dalam batas-batas karakteristik parameter pengantar. Parameter ini disebut dengan resistansi  $R$ , yang didefinisikan sebagai hasil bagi antara tegangan  $V$  dan arus  $I$  sehingga dituliskan:

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

Keterangan:

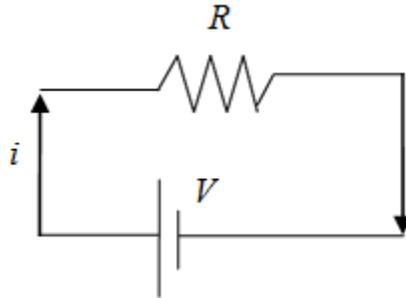
$R$  : resistansi bahan (ohm).

$I$  : adalah besar kuat arus (ampere).

$V$ : adalah besar tegangan (volt).

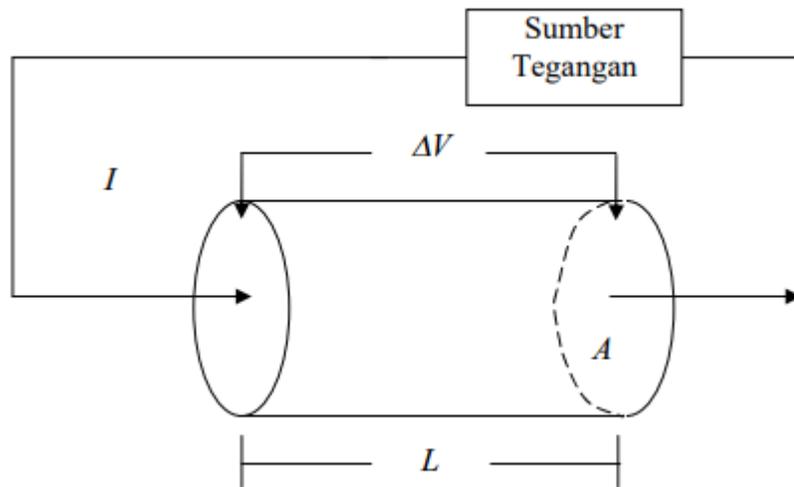
Hukum Ohm menyatakan bahwa potensial atau tegangan antara ujung-ujung penghantar adalah sama dengan hasil kali resistansi dan kuat arus, hal ini diasumsikan

bahwa  $R$  tidak tergantung  $I$ , bahwa  $R$  adalah konstan (tetap). Hubungan resistansi, kuat arus, dan tegangan ditunjukkan pada gambar 2.4 berikut:



Gambar 2.4 Hubungan Resistansi, Arus, dan Tegangan [14].

Pengukuran pada geolistrik dilakukan dengan menentukan distribusi potensial listrik pada permukaan tanah, sehingga nilai tahanan jenis tanah dapat diketahui. resistivitas listrik suatu batuan dapat didefenisikan sebagai berikut:



Gambar 2.3 Sampel batuan yang dialiri arus [15].

Pada gambar di atas merupakan kawat dengan Panjang  $L$  (meter), luas penampang  $A$  (meter<sup>2</sup>), yang dialiri arus  $I$ . Jika dilihat dari kawat tersebut maka resistivitas  $\rho$  dapat dirumuskan:

$$\rho = R \frac{A}{L} \quad (2.2)$$

Keterangan:

$\rho$  = Resistivitas material ( $\Omega\text{m}$ ).

$R$  = Tahanan ( $\Omega$ ).

$L$  = Panjang material (m).

$A$  = luas penampang material ( $\text{m}^2$ )

Dari persamaan (2.1) dan (2.2) diperoleh persamaan:

$$\rho = \frac{VA}{IL} \quad (2.3)$$

Keterangan:

$V$  = beda potensial (volt).

$I$  = kuat arus yang melalui bahan (ampere).

Pada persamaan di atas, umumnya digunakan untuk material yang bersifat homogen sehingga hasil yang akan didapatkan adalah resistivitas sesungguhnya (*true resistivity*).

Dalam prakteknya dalam pengukuran geolistrik, objek yang diukur adalah bumi dengan bentuk tidak homogen karena resistivitas batuan tidak sama, sehingga resistivitas yang terukur adalah resistivitas semu (*apparent resistivity*). Nilai resistivitas semu tergantung pada tahanan jenis lapisan-lapisan pembentuk formasi geologi/batuan, spasi elektroda, dan faktor geometri. Adapun bentuk umum dari resistivitas semu adalah:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (2.4)$$

Keterangan:

$\rho_a$  = Resistivitas semu ( $\Omega\text{m}$ )

$K$  = Faktor geometri (m)

$\Delta V$  = Beda potensial (V)

$I$  = Kuat arus (A)

Pendekatan untuk mendapatkan resistivitas batuan di bawah permukaan bumi adalah dengan mengasumsikan bumi sebagai medium yang isotropik, misalkan arus listrik dengan rapat arus  $\vec{J}$  dialirkan kedalam bumi maka arus tersebut mengalir melalui suatu elemen luas  $\vec{A}$  yang dapat ditulis sebagai:

$$I = \vec{j} \cdot \vec{A} \quad (2.5)$$

$$\vec{j} = \frac{I}{\vec{A}} \quad (2.6)$$

$$\vec{j} = \sigma \cdot \vec{E} \quad (2.7)$$

Hubungan rapat arus  $\vec{j}$  dan medan listrik  $\vec{E}$  dinyatakan dalam hukum Ohm:

$$\vec{j} = \frac{1}{\rho} \vec{E} \quad (2.8)$$

Dimana:

$\vec{E}$  = Medan listrik (volt/meter)

$\rho$  = Resistivitas medium ( $\Omega\text{m}$ )

$\frac{1}{\rho}$  = Konduktivitas medium ( $\sigma$ ) dengan satuan ohm/meter.

Medan listrik merupakan gradien dari potensial skalar yang dinyatakan:

$$\frac{1}{A} = -\frac{1}{\rho} \frac{dv}{dr} \quad (2.9)$$

Untuk sistem yang simetri (misalnya bola) dan kondisi homogen isotropis, potensial hanya berupa fungsi  $r$ , dengan  $r$  adalah jarak dari sumber arus ke titik pengukuran.

Pada sistem ini potensialnya menurun sepanjang  $r$ , maka medan listriknya:

$$E = -\nabla V \quad (2.10)$$

Jika  $A$  adalah luas setengah bola ( $2\pi r^2$ ), maka dapat ditulis:

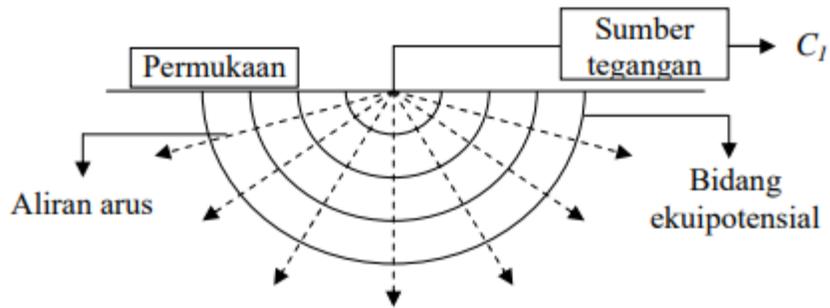
$$V = -\frac{I\rho}{2\pi} \int_{\infty}^r \frac{dr^1}{dr^2} \quad (2.11)$$

Maka didapatkan penyelesaian:

$$V = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (2.12)$$

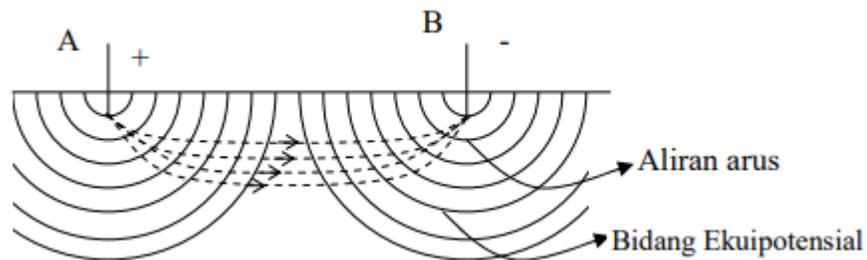
Dengan  $C$  adalah suatu konstanta.

Arus listrik mengalir kedalam bumi yang homogen isotropik melalui elektroda arus, maka arus mengalir ke segala arah dalam bumi, Misalkan elektroda titik yang mengirimkan arus ditempatkan dipermukaan homogen isotropis. Sebagai model bumi sederhana dan udara di atasnya mempunyai konduktivitas nol, tampak bahwa permukaan equipotensial berupa permukaan setengah bola  $= 2\pi r^2$  sedangkan garis aliran arus medan listriknya pada arah radial [15].



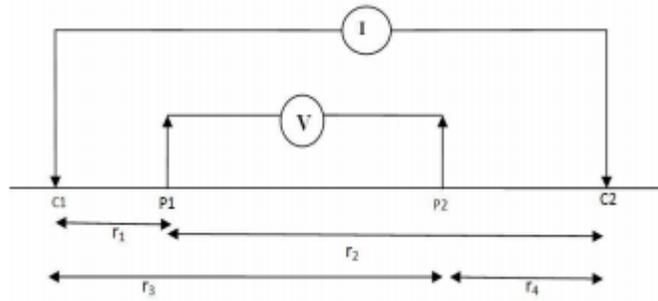
Gambar 2.4 Sumber arus tunggal dipermukaan medium homogen isotropis [15].

Pada gambar 2.5 dapat dilihat bahwa aliran arus listrik selalu tegak lurus terhadap equipotensial. Dalam bidang tiga dimensi, permukaan equipotensial yang terletak di tengah-tengah kedua sumber arus berupa bidang setengah lingkaran.



Gambar 2.5 Dua titik arus yang berlawanan polaritasnya di permukaan bumi [14].

Pada gambar 2.6 terlihat bahwa arus listrik yang diinjeksikan ke dalam permukaan bumi bergerak dari positif ke negatif dengan A sebagai sumber (*source*), dengan arus listrik yang menjalar ke segala arah. Umumnya metode resistivitas menggunakan empat buah elektroda yaitu dua elektroda arus dan dua elektroda beda potensial, dengan menginjeksikan arus listrik melalui elektroda arus dan pengukuran tegangan yang terjadi diukur menggunakan elektroda beda potensial, seperti ditunjukkan pada gambar 2.7.



Gambar 2.6 susunan elektroda arus dan potensial dalam pengukuran resistivitas [12].

Seperti pada gambar 2.7 terlihat potensial di titik  $P_1$  adalah [15]:

$$V_{P_1} = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (2.13)$$

Diberikan  $r_1$  dan  $r_2$  adalah jarak elektroda potensial  $P_1$  terhadap elektroda-elektroda arus, sedangkan potensial  $P_2$  adalah:

$$V_{P_2} = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \quad (2.14)$$

Disini  $r_3$  dan  $r_4$  adalah jarak potensial  $P_2$  terhadap elektroda-elektroda arus. Dengan demikian beda potensial antara titik  $P_1$  dan  $P_2$ :

$$\Delta V = V_{P_1} - V_{P_2} \quad (2.15)$$

Sehingga dapat ditulis:

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

Maka besarnya tahanan jenis semu dapat ditulis:

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} 2\pi \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right)^{-1} \quad (2.17)$$

Keterangan:

$\Delta V$  = beda potensial antara  $P_1$  dan  $P_2$  (volt)

$I$  = besarnya arus yang diinjeksikan elektroda  $C_1$  dan  $C_2$  (ampere)

$r_1$  = jarak antara  $C_1$  dan  $P_1$  (meter)

$r_2$  = jarak antara  $C_2$  dan  $P_1$ (meter)

$r_3$  = jarak antara  $C_1$  dan  $P_2$ (meter)

$r_4$  = jarak antara  $C_2$  dan  $P_2$ (meter)

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

## **2.7 Sifat Kelistrikan Batuan**

Batuan tersusun dari berbagai mineral dan mempunyai sifat kelistrikan. Beberapa batuan tersusun dari satu jenis mineral saja, sebagian kecil lagi dibentuk oleh gabungan mineral, dan bahan organik serta bahan-bahan vulkanik. Sifat kelistrikan batuan adalah karakteristik dari batuan dalam menghantarkan arus listrik, batuan dapat dianggap sebagai medium listrik seperti pada kawat penghantar listrik, sehingga mempunyai tahanan jenis (resistivitas).

Resistivitas batuan adalah hambatan dari batuan terhadap aliran listrik. Resistivitas batuan dipengaruhi oleh porositas, kadar air, dan mineral [16]. Menurut [15], aliran arus listrik di dalam batuan dan mineral dapat digolongkan menjadi tiga macam, yaitu konduksi secara elektronik, konduksi secara elektrolitik, dan konduksi secara dielektrik.

### **2.7.1 Konduksi Secara Elektronik**

Konduksi ini terjadi jika batuan atau mineral mempunyai banyak elektron bebas, sehingga arus listrik dialirkan dalam batuan atau mineral oleh elektron-elektron tersebut.

### **2.7.2 Konduksi Secara Elektrolitik**

Sebagian besar batuan merupakan penghantar yang buruk dan memiliki resistivitas yang sangat tinggi, batuan biasanya bersifat porus dan memiliki pori-pori yang terisi oleh fluida, terutama air. Batuan-batuan tersebut menjadi penghantar elektrolitik, dimana konduksi arus listrik dibawa oleh ion-ion elektrolitik dalam air. Konduktivitas dan resistivitas batuan porus tergantung pada volume dan susunan pori-porinya,

konduktivitas akan semakin besar jika kandungan air dalam batuan bertambah banyak, sebaliknya resistivitas akan semakin besar jika kandungan air dalam batuan berkurang.

### 2.7.3 Konduksi Secara Dielektrik

Konduksi pada batuan atau mineral bersifat dielektrik terhadap aliran listrik, artinya batuan atau mineral tersebut mempunyai elektron bebas sedikit bahkan tidak ada sama sekali, tetapi karena adanya pengaruh medan listrik dan luar maka elektron dalam bahan berpindah dan berkumpul terpisah dari inti sehingga terjadi polarisasi.

Berdasarkan nilai resistivitas listrik, batuan dan mineral dapat dibedakan sebagai berikut:

Konduktor Baik :  $10^{-8} < \rho < 1 \Omega\text{m}$

Konduktor Pertengahan :  $1 < \rho < 10^7 \Omega\text{m}$

Isolator :  $\rho > 10^7 \Omega\text{m}$

Table 2.2 Variasi Resistivitas Batuan [15].

Material-material	Resistivitas( $\Omega$ )	Material-material	Resistivitas( $\Omega$ )
Pirit	$1 \times 10^{-2} - 1 \times 10^2$	serpih	$2 \times 10^1 - 2 \times 10^3$
kwarsa	$5 \times 10^2 - 8 \times 10^5$	pasir	$1 \times 10^0 - 1 \times 10^3$
Kalsit	$1 \times 10^{12} - 1 \times 10^{13}$	lempung	$1 \times 10^0 - 1 \times 10^2$
Garam Batu	$3 \times 10^1 - 1 \times 10^{13}$	Air Tanah	$5 \times 10^{-1} - 3 \times 10^2$
Granit	$2 \times 10^2 - 1 \times 10^5$	Air Asin	$2 \times 10^{-1}$
Andesit	$1,7 \times 10^2 - 45 \times 10^4$	Magnetit	$1 \times 10^{-2} - 1 \times 10^3$
Basal	$2 \times 10^2 - 1 \times 10^5$	Kerikil kering	$6 \times 10^2 - 1 \times 10^2$
Gamping	$5 \times 10^2 - 1 \times 10^5$	aluvium	$1 \times 10^1 - 8 \times 10^1$
Batu Pasir	$2 \times 10^2 - 1 \times 10^5$	kerikil	$1 \times 10^2 - 6 \times 10^2$
Breksi	$75 \times 10^{-1} - 2 \times 10^2$	lanau	$1 \times 10^1 - 2 \times 10^2$
Batu Lumpur	$3 \times 10^0 - 7 \times 10^1$	Vulkanik	$1 \times 10^1 - 1 \times 10^2$
Konglomerat	$2 \times 10^3 - 1 \times 10^4$	Lava	$1 \times 10^2 - 1 \times 10^4$

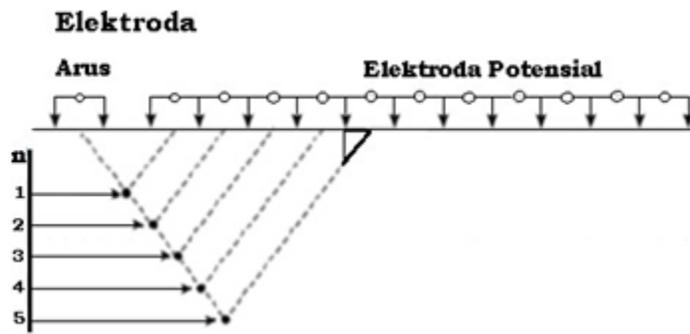
Tabel 2.3 Resistivitas Batuan dan Biji Mineral [17].

Material-material	Resistivitas( $\Omega$ )	Material-Material	Resistivitas $\Omega$ )
<i>Topsoil</i>	$1 \times 10^2 - 1 \times 10^2$	<i>Graphic Schist</i>	$1 \times 10^1 - 2 \times 10^2$
<i>Loose Sand</i>	$5 \times 10^2 - 5 \times 10^3$	Batu Tulis	$5 \times 10^2 - 5 \times 10^5$
<i>Gravel</i>	$1 \times 10^2 - 6 \times 10^2$	Kwarsit	$5 \times 10^2 - 8 \times 10^5$
Lempung	$1 \times 10^0 - 1 \times 10^2$	Pirit	$1 \times 10^{-2} - 1 \times 10^2$
<i>Weathered Bedrock</i>	$1 \times 10^2 - 1 \times 10^3$	<i>Pyrrhotite</i>	$1 \times 10^{-3} - 1 \times 10^{-2}$
Batu Pasir	$2 \times 10^2 - 8 \times 10^3$	<i>Chalcopyrite</i>	$5 \times 10^{-3} - 1 \times 10^{-1}$
Gamping	$5 \times 10^2 - 1 \times 10^5$	Galena	$1 \times 10^{-3} - 1 \times 10^2$
<i>grenstones</i>	$5 \times 10^2 - 2 \times 10^5$	<i>Sphalerite</i>	$1 \times 10^3 - 1 \times 10^6$
<i>Gabro</i>	$1 \times 10^2 - 5 \times 10^2$	Magnetit	$1 \times 10^2 - 6 \times 10^2$
Granit	$2 \times 10^2 - 1 \times 10^5$	<i>Cassiterite</i>	$1 \times 10^{-3} - 1 \times 10^4$
Basal	$2 \times 10^2 - 1 \times 10^5$	Hematit	$1 \times 10^{-2} - 1 \times 10^6$

## 2.8 Konfigurasi Dipole-Dipole

Pada dasarnya, peletakan posisi elektroda secara substansial sangat mempengaruhi hasil pengambilan data. Konfigurasi yang berbeda memiliki sensitivitas yang berbeda untuk ketidak homogenan bawah permukaan dan juga resistensi yang berbeda terhadap noise, konfigurasi elektroda pasti mempengaruhi pembacaan arus dan potensial. Untuk dapat membandingkan pengukuran dengan konfigurasi elektroda yang berbeda, nilai yang diukur harus dikoreksi untuk efek konfigurasi elektroda.

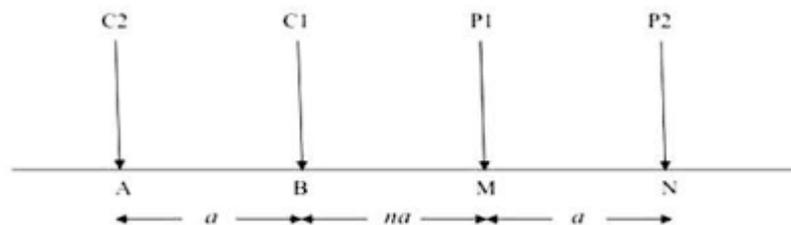
Metode geolistrik resistivitas konfigurasi dipole-dipole dapat diterapkan untuk tujuan mendapatkan gambaran bawah permukaan pada objek yang lebih dangkal dibandingkan dengan metode sounding lainnya seperti konfigurasi wenner dan konfigurasi schlumberger karena sangat sensitif pada bidang horizontal. Metode ini sering digunakan dalam survei-survei resistivitas karena rendahnya efek elektromagnetik yang ditimbulkan antara sirkuit arus dan potensial [12].



Gambar 2.7 Pemodelan konfigurasi dipole-dipole [12].

Pada prinsipnya konfigurasi dipole-dipole menggunakan 4 buah elektroda yaitu pasangan elektroda arus yang disebut ‘current dipole AB’ dan pasangan elektroda potensial yang disebut ‘potensial dipole MN’. Pada konfigurasi dipole-dipole, elektroda arus dan elektroda potensial bisa terletak tidak segaris dan tidak simetris, untuk menambah kedalaman penetrasi maka jarak ‘current dipole’ dan ‘potensial dipole’ diperpanjang, sedangkan jarak elektroda potensial dibuat tetap.

Konfigurasi dipole-dipole lebih banyak digunakan dalam eksplorasi mineral-mineral sulfida dan bahan-bahan tambang dengan kedalaman relatif dangkal, hasil akhir dipole-dipole berupa penampang, baik secara horizontal maupun vertikal.



Gambar 2.8 Rangkaian Elektroda konfigurasi dipole-dipole [12].

Dari gambar 2.9 terlihat bahwa untuk konfigurasi dipole-dipole kedua elektroda potensial diletakkan diluar elektroda arus, gambaran susunan konfigurasi dipole-dipole yaitu jarak  $r_1$  adalah  $C_1$  sampai  $P_1$ ,  $r_2$  adalah  $C_2$  sampai  $P_1$ ,  $r_3$  adalah  $C_1$  sampai  $P_2$ , dan Jarak  $r_4$  adalah  $C_2$  sampai  $P_2$ .

Maka dapat ditulis:

$$R_1 = na$$

$$R_2 = (na+a)$$

$$R_3 = (na+a)$$

$$R_4 = (na+2a)$$

Untuk tiap konfigurasi dalam metode resistivitas memiliki faktor geometri dan tiap konfigurasi memiliki faktor geometri yang berbeda, sehingga diperoleh nilai faktor geometri pada konfigurasi dipole-dipole. Dari persamaan 2.17 dapat di tulis:

$$k = \frac{2\pi}{\left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4}\right)\right]} \quad (2.19)$$

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

$$k = 2\pi \left\{ \left( \frac{(na+a) - na}{na(na+a)} \right) - \left( \frac{(na+2a) - (2a+a)}{(na+a)(na+2a)} \right) \right\}^{-1}$$

$$k = 2\pi \left\{ \left( \frac{a}{na(na+a)} \right) - \left( \frac{a}{(na+a)(na+2a)} \right) \right\}^{-1}$$

$$k = 2\pi \left\{ \left( \frac{a}{(na)^2 + na^2} \right) - \left( \frac{a}{(na)^2 + 3na^2 + 2a^2} \right) \right\}^{-1}$$

$$k = 2\pi \left\{ \left( \frac{a}{(n^2+n)a^2} \right) - \left( \frac{a}{(n^2+3n+2)a^2} \right) \right\}^{-1}$$

$$k = 2\pi \left\{ \left( \frac{1}{(n^2+n)a} \right) - \left( \frac{1}{(n^2+3n+2)a} \right) \right\}^{-1}$$

$$k = 2\pi \left\{ \frac{1}{a} \left( \frac{a}{(n^2+n)} \right) - \left( \frac{a}{(n^2+3n+2)} \right) \right\}^{-1}$$

$$k = 2\pi a \left\{ \left( \frac{n^2+3n+2-n^2-n}{(n^2+n)(n^2+n^2+3n+2)} \right) \right\}^{-1}$$

$$k = 2\pi a \left\{ \left( \frac{2n+2}{(n^4+4n^3+5n^2+2n)} \right) \right\}^{-1}$$

$$k = 2\pi a \left\{ \frac{2}{n} \left( \frac{n+1}{(n^3+4n^2+5n+2)} \right) \right\}^{-1}$$

$$k = 2\pi a \times \frac{n}{2} \left\{ \left( \frac{n+1}{(n^3 + 4n^2 + 5n + 2)} \right) \right\}^{-1}$$

$$k = 2\pi a n \left\{ \left( \frac{n+1}{(n^2 + 3n + 2)(n+1)} \right) \right\}^{-1}$$

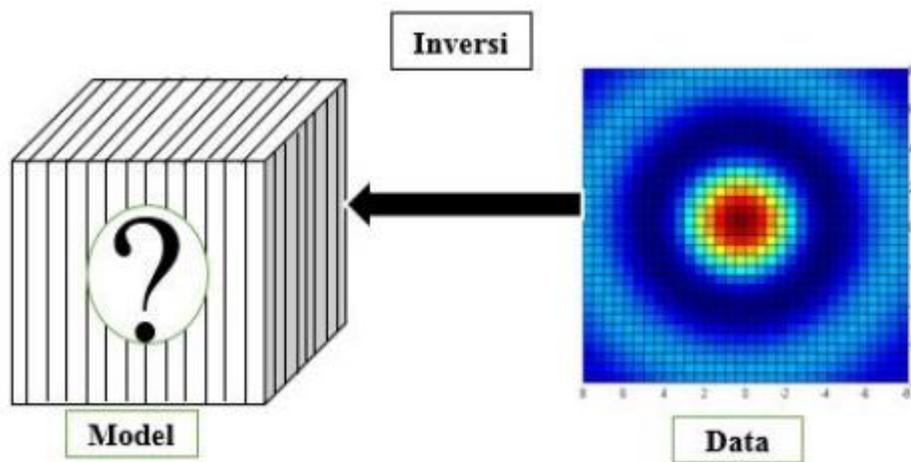
$$k = \pi a n (n^2 + 3n + 2) \tag{2.20}$$

Maka dapat dirumuskan:

$$k = \pi a n (n + 2)(n + 1) \tag{2.21}$$

### 2.9 Inversi Pada Pemodelan

Inversi merupakan suatu metode matematis dan statistik untuk memperoleh informasi yang berguna mengenai suatu sistem fisika berdasarkan observasi terhadap sistem tersebut [18]. Sistem fisika bersesuaian dengan fenomena yang akan ditinjau, sedangkan hasil observasinya bersesuaian dengan data, hasil informasi yang ingin diperoleh merupakan suatu parameter model yang sesuai dengan sistem fisis yang ada. penggambaran pemodelan inversi ditunjukkan pada gambar berikut:



Gambar 2.9 Inversi geofisika dari data ke model [18].

Pada gambar 2.10 terlihat bahwa inversi bertujuan untuk mendapatkan pemodelan hasil observasi yang pada dasarnya merupakan proses *try and error* dengan melakukan modifikasi pada parameter pemodelan sehingga didapatkan kecocokan antara data perhitungan inversi dan data lapangan. Hubungan antara data/respon dengan parameter model adalah linier, akan tetapi permasalahan dalam geofisika kebanyakan berupa non linier.

$$d = H(m)$$

2.22

Dengan ketentuan:

$d$  = data/respon.

$m$  = menunjukkan parameter model.

$H$  = fungsi pemodelan kedepan yang menghubungkan data/respon dari parameter model secara linier.

Survei tomografi telah dikembangkan untuk operasi pada komputer mikro, teknik ini didasarkan pada metode kuadrat-terkecil yang dibatasi kehalusan dan metode ini menghasilkan model bawah permukaan dua dimensi (2D) dari resistivitas semu pseudosection [19]. Pada iterasi pertama, model bumi homogen digunakan sebagai model awal dimana nilai turunan parsial resistivitas semu dapat dihitung secara analitis, untuk iterasi selanjutnya metode kuasi-newton digunakan untuk memperkirakan turunan parsial yang mengurangi waktu dan memori komputer ruang yang dibutuhkan sekitar delapan dan dua belas kali, masing-masing dibandingkan dengan metode kuadrat terkecil konvensional. Pengujian dengan berbagai model komputer dan data dari survei lapangan menunjukkan bahwa teknik ini tidak sensitif terhadap gangguan secara acak dan menyatu dengan cepat.

Survei tomografi listrik dapat digunakan untuk memetakan area dengan permukaan bawah tanah yang kompleks geologi dimana survei resistivitas konvensional atau survei profil tidak memadai, survei semacam ini biasanya menggunakan angka (25 atau lebih) elektroda diletakkan pada garis lurus dengan jarak konstan. Pada data dari survei ini biasanya disusun dan diberi kontur dalam bentuk pseudesection, yang memberikan gambaran perkiraan dari resistivitas bawah permukaan, namun data inversi diperlukan untuk mendapatkan model yang lebih akurat dari resistivitas bawah permukaan. Salah satu pendekatan yang digunakan untuk menginterpretasikan data adalah *trial-and-error forward modelling* dengan model bumi dua dimensi (2D) menggunakan metode beda hingga atau elemen hingga, namun pendekatan ini memakan waktu dan membutuhkan ahli geofisika berpengalaman [18]. Banyak penelitian telah dilakukan tentang penggunaan teknik inversi otomatis, ini biasanya menggunakan teknik pengoptimalan non-linier untuk meningkatkan model awal yang sederhana. Metode

optimasi kuadrat terkecil Gauss-Newton telah dikenal luas digunakan dan telah terbukti menjadi teknik yang kuat dan menyatu dengan cepat.

Data lapangan yang didapat saat akuisisi merupakan respon keadaan geologi bawah permukaan akibat perbedaan sifat fisis seperti chargebilitas, resistivitas, densitas, dan lain-lain, sehingga model inversi yang diinginkan dapat merepresentasikan keadaan geologi bawah permukaan.

Model inversi dapat dimodifikasi secara iterasi sehingga respon model menyerupai hasil pengukuran. Adapun data pengukuran dapat ditulis dalam vektor kolom  $y$  sebagai berikut:

$$y = (y_1, y_2, \dots, y_i) \quad (2.23)$$

$i$  merupakan jumlah data atau banyaknya pengukuran yang dilakukan. Adapun respon model  $f$  dapat ditulis dengan persamaan berikut:

$$f = (f_1, f_2, \dots, f_i) \quad (2.24)$$

Pada data resistivitas, biasanya menggunakan logaritma dari nilai *true resistivitymeter* untuk hasil pengukuran respon model dan parameter model. Dimana parameter model dapat diwakili oleh vektor  $q$  pada persamaan berikut:

$$q = (q_1, q_2, \dots, q_n) \quad (2.25)$$

Dengan  $n$  merupakan banyaknya parameter model. Hasil pengukuran dan respon model memiliki perbedaan yang dapat dinyatakan dalam vektor  $g$  sebagai berikut:

$$g = y - f \quad (2.26)$$

Metode *least-square* memodifikasi model awal untuk memperkecil kesalahan jumlah kuadrat ( $E$ ) dari beda antara respon model dengan hasil pengukuran.  $E$  dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$E = g^T g \quad (2.27)$$

Dengan menggunakan persamaan *Gauss-Newton*, kesalahan  $E$  dapat dikurangi sehingga mendapatkan parameter model berbeda.

$$J^T J \Delta q_i = J^T g \quad (2.28)$$

Dimana  $\Delta q$  adalah vektor perubahan parameter model, dan  $J$  adalah turunan parsial pada matriks Jacobian. Adapun elemen pada matriks Jacobian diberikan oleh persamaan sebagai berikut:

$$J = \frac{\partial f}{\partial g} \quad (2.29)$$

Setelah mengetahui vektor perubahan parameter model maka model baru akan diperoleh dengan menggunakan persamaan:

$$q_{k+1} = q_k + \Delta_{qk} \quad (2.30)$$

Pada keadaan tertentu, matriks  $\mathbf{J}^T \mathbf{J}$  menjadi matriks tunggal dan persamaan *least-square* tidak memiliki penyelesaian pada  $q$ , hal tersebut terjadi karena model awal yang buruk dan berbeda dari model optimal yang digunakan. Vektor perubahan yang diketahui dari persamaan  $(\mathbf{J}^T \mathbf{J})_{qi}$  terkadang bernilai terlalu besar sehingga model baru yang didapatkan menjadi tidak realistis. Untuk menghindari permasalahan seperti ini, maka digunakan modifikasi *Marquardt-Levenberg* pada persamaan *Gauss-Newton* sebagaimana dijelaskan pada persamaan berikut ini:

$$(\mathbf{J}^T \mathbf{J} + \lambda \mathbf{I}) \Delta_{qk} = \mathbf{J}^T \mathbf{g} \quad (2.31)$$

Dengan

$\mathbf{I}$  = matriks identitas

$\lambda$  = faktor redaman