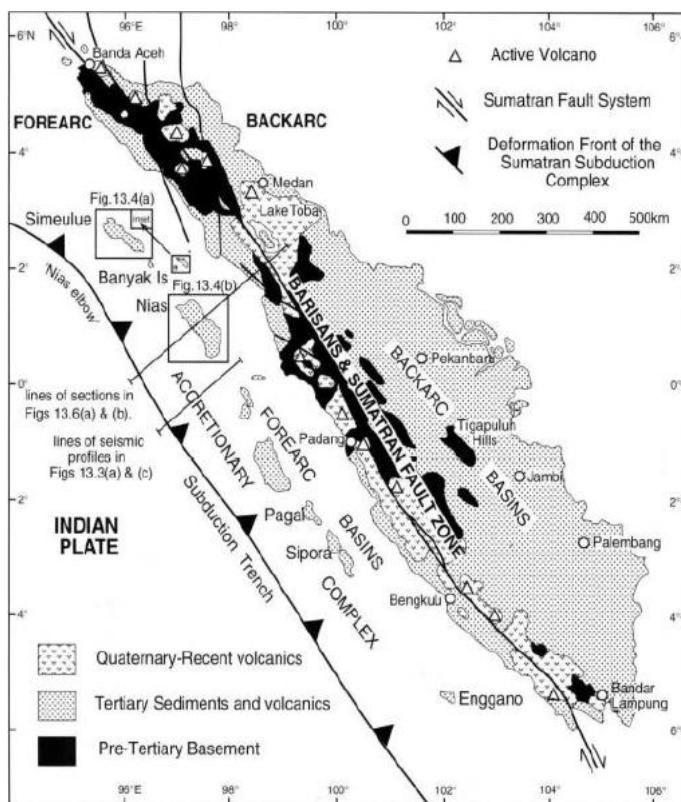


BAB II LANDASAN TEORI

2.1 Geologi Regional

Sumatera memiliki jajaran pegunungan vulkanik dari Selatan ke Utara, hal ini disebabkan oleh pergerakan lempeng yang berkembang yaitu pertemuan antara lempeng Indo-Australia dan lempeng Eurasia mengarah pada terbentuknya zona subduksi akibatnya terbentuk struktur yang salah satunya berupa Sesar Semangko. Dari peristiwa tersebut, Sumatera memiliki tiga bagian zona cekungan yang terbentuk yaitu, cekungan busur depan (*fore arc basin*), zona magmatik (*magmatic arc*), dan cekungan busur belakang (*back arc basin*). Menurut Pulonggono (1992) dan Barber (2005), Cekungan Sumatera Selatan merupakan *back arc basin* yang terbentuk melalui tiga fase (Gambar 2.1).



Gambar 2.1 Fase Tektonik Sumatera (Barber, 2005).

Fase pertama berupa fase kompresional yang terjadi pada masa Jura Akhir hingga Kapur Awal karena adanya subduksi lempeng Samudra Hindia ke bawah lempeng Benua Eurasia yang menyebabkan pola tegasan *simple shear* pada Cekungan Sumatera Selatan ini. Sistem pola tegasan ini berkembang menjadi sesar geser,

pembentukan sesar geser ini menjadi zona lemah yang diintrusi batuan granitoi. Batuan granitoi inilah yang mengisi zona lemah menjadi tinggian purba.

Selanjutnya fase ke dua yaitu berupa fase ekstensional yang terjadi pada Kapur Akhir sampai Tersier Awal dimana fase ini mengalami pemekaran lempeng yang mengakibatkan terbentuknya cekungan kemudian menjadi *basement* dari cekungan Sumatera Selatan. Hal ini karena terbentuknya blok tinggian (*horst*) dan depresi (*graben*). Pada fase ini terbentuk juga sesar normal yang berarah N-S dan sesar strike *slip-fault* yang berarah WNW-ESE.

Fase ketiga terjadi pada Miosen sampai Resen berupa kompresional yang mengakibatkan terjadinya pengangkatan tepi cekungan. Pada fase ini mulai terbentuk kelurusan bukit barisan yang memiliki trend 320° E. Kejadian ini juga menyebabkan terbentuknya struktur berupa sesar *strike slip-fault* pada waktu Miosen Tengah yang mengakibatkan adanya aktivitas vulkanik yang terus meningkat di Pulau Sumatera ini. Zona subduksi mengalami perubahan konvergensi *oblique* yang berarah N 6° E menyebabkan terbentuknya struktur regional di Pulau Sumatera yang disebut sebagai Sesar Semangko. Fase kompresi pada zaman Plio-Plistosen mengakibatkan adanya perlipatan dan pengangkatan yang berarah barat laut serta mengakhiri pengendapan tersier dan membuat aktivitas vulkanik menjadi aktif.

Menurut Ginger dan Fielding, (2005) stratigrafi Cekungan Sumatera Selatan dimulai dari yang berumur tertua hingga termuda disusun oleh batuan dasar, batuan metamorf, dan batuan beku, Formasi Lahat/Lemat, Formasi Talang akar, Formasi Baturaja, Formasi Gumai, Formasi Air Benakat, Formasi Muara Enim, Formasi Kasai dan Endapan alluvium.

1. Batuan Pre Tersier / *Basement*

Batuan dasar pada Cekungan Sumatra Selatan berasal dari kompleks batuan beku Mesozoik, batuan metamorf dan batuan karbonat Paleozoik-Mesozoik.

2. Formasi Lahat/Lemat

Formasi Lahat atau Lemat menjadi awal sedimentasi Cekungan Sumatra Selatan yang terjadi pada masa Eosen-Oligosen. Formasi Lahat terendapkan secara tidak selaras yang dimulai dari sedimen terestrial misalnya sedimen klastik yang

memiliki kandungan tuff, dan klastika dari batuan dasar yang disebut *granite wash*. Setelahnya terjadi proses *subsidence* yang perlahan berlanjut, membentuk cekungan hingga lingkungannya berubah dari *fluvial* menjadi *lacustrine*. Pengendapan pada lingkungan transisi ini menghasilkan sedimen yang disebut Formasi Lemat dengan litologi batupasir, batulanau, serpih serta batubara.. Formasi Lahat dan Lemat ini diduga memiliki hubungan *disconformity*.

3. Formasi Talang Akar

Formasi Talang Akar terendapkan tidak selaras di atas formasi Lahat pada zaman Oligosen hingga Awal Miosen. Bagian bawah formasi Talang Akar tersusun dari batupasir, serpih, batulanau, sisipan batubara, dan memiliki sifat non karbonat. Bagian atas formasi ini mulai terdapat kandungan batuan karbonatan.

4. Formasi Baturaja

Formasi Baturaja secara tidak selaras terendapkan diatas formasi Talang Akar pada masa Miosen Awal. Formasi ini tersusun atas serpih, batupasir, dan batugamping. Batugamping di sini didominasi oleh batugamping klastik, tetapi terdapat pula batugamping terumbu di bagian intrabasinal *high*.

5. Formasi Gumai

Formasi Gumai terbentuk setelah Miosen Awal sampai Miosen Tengah. Formasi Gumai terdiri dari serpih laut dalam, batulanau karbonatan, diselingi batugamping klastik yang berukuran halus. Di bagian atas formasi Gumai terdapat batupasir yang tidak karbonatan.

6. Formasi Air Benakat

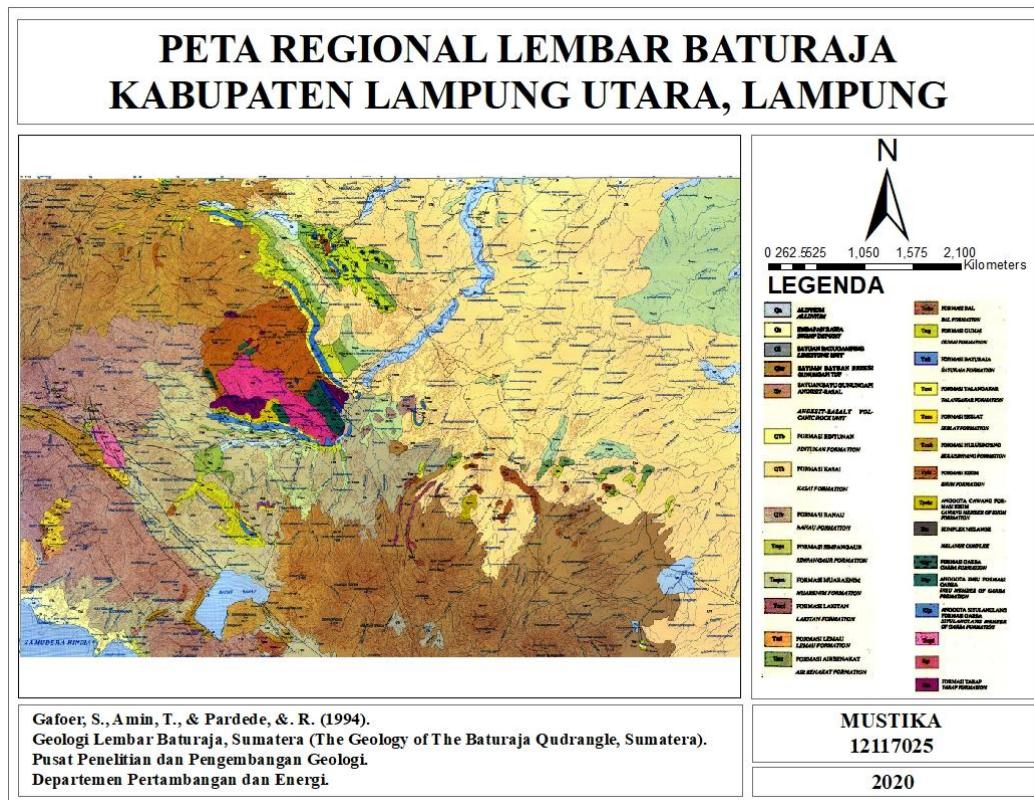
Formasi Air Benakat terendapkan secara selaras di atas formasi Gumai di zaman Miosen Tengah, yang tersusun atas litologi batupasir berkandungan material vulkanik, dan batulanau.

7. Formasi Muara Enim

Di zaman Miosen Akhir, formasi Muara Enim terendapkan. Litologi formasi ini hampir sama dengan formasi Air Benakat, namun tidak terdapat serpih laut dalam.

8. Formasi Kasai

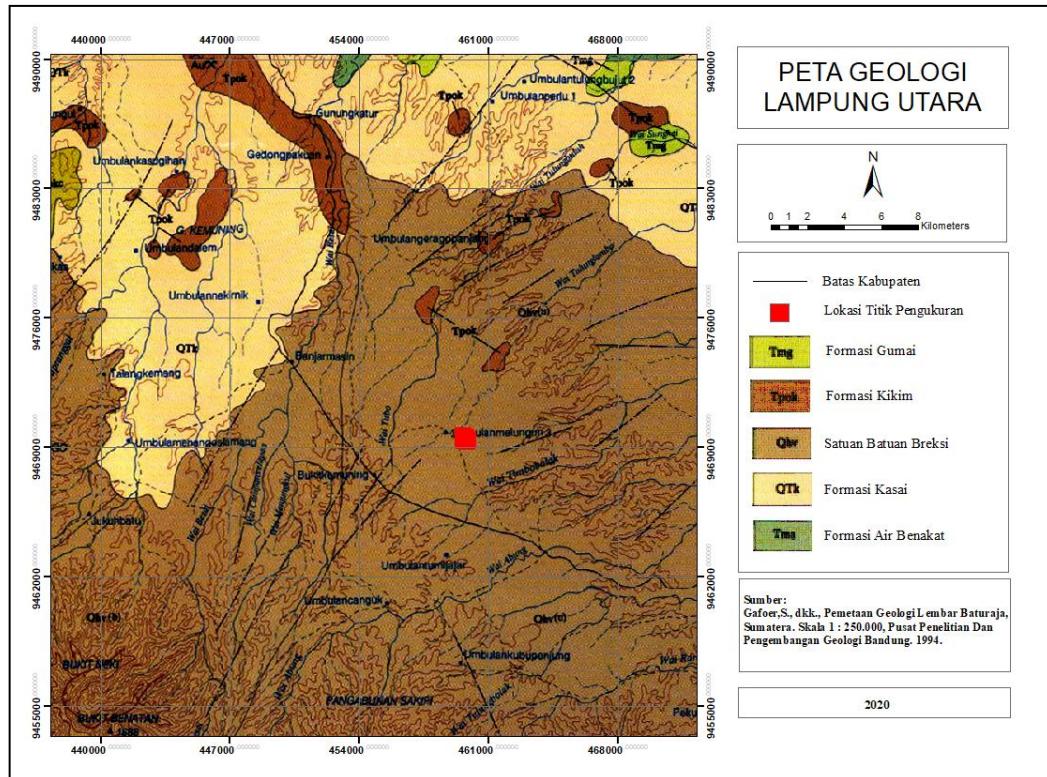
Formasi kasai merupakan formasi termuda dari Cekungan Sumatera Selatan yang terbentuk pada masa Pliosen. Litologi formasi Kasai tersusun atas tuff, batulempung, dan batupasir vulkaniklastik.



Gambar 2.2 Peta geologi lembar Baturaja (Gafoer dkk., 1994).

2.2 Geologi Daerah Penelitian

Berdasarkan peta geologi Lembar Baturaja, daerah penelitian terletak pada formasi *Quarter Holocene Vulkanic* (Qhv) atau Satuan Batuan Breksi. Formasi Qhv tersusun atas batuan gunungapi yang berada pada Lajur Barisan dengan jenis batuan breksi gunungapi, lava dan tuff bersusunan andesit-basal yang besumber dari Bukit Benatan, Bukit Punggur, Gunung Raya, Gunung Kukusan, Gunung Seminung, Bukit Nanti, Bukit Jambul, Bukit Lumut dan Bukit Ulusabu. Formasi ini berumur Kuarter tepatnya sejak zaman Plistosen hingga Holosen. Adapun peta geologi daerah penelitian dapat dilihat pada Gambar 2.3.



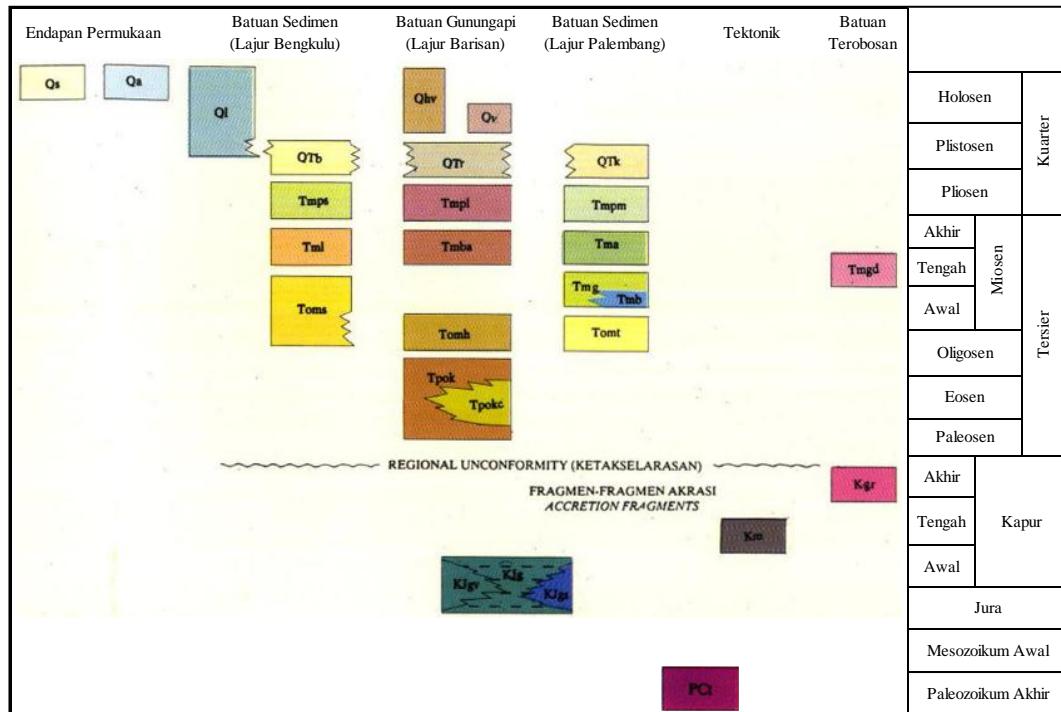
Gambar 2.3 Peta Geologi Regional Daerah Penelitian (Gafoer dkk., 1994).

Formasi Qhv tersusun atas 3 kelompok batuan yaitu Batuan Vulkanik Kuarter, Batuan Piroklastik Kuarter-Tersier, dan Batuan Vulkanik Tersier. Masing-masing kelompok batuan dibagi lagi ke dalam beberapa satuan batuan, sebagai berikut:

- a. Batuan Gunungapi Kuarter (Qhv dan Qv) yang telah berumur berkisar Plistosen hingga Holosen. Tersusun dari batuan gunungapi Seminung yang terdiri dari lava andesit basaltik, dan breksi lahar dengan sisipan tuff pasiran, lalu lava andesit dari batuan gunungapi Kukusan, batuan gunungapi Pesagi yaitu lava andesit, breksi lahar serta batuan gunungapi Sekincau yaitu breksi lahar.
- b. Batuan Piroklastik yang disusun oleh Tuff Liwa atau Tuff Ranau (Qtr) yang memiliki umur berkisar Plio-Plistosen.
- c. Batuan vulkanik Tersier yang terdiri atas breksi gunungapi dari Formasil Bal berumur Miosen Tengah hingga Miosen Akhir dan batuan gunungapi basaltis-andesitis dari Formasi Hulusimpang yang berumur Oligosen hingga Miosen Awal.

Stratigrafi pada daerah penelitian ini tersusun atas batuan gunungapi Kuarter (Qv) dan Qhvs) yang menindih selaras dengan Tuff Ranau (QTr), dimana tersebar luas

di daerah penelitian. Tuff Ranau (QTr) menindih tidak selaras dengan Formasi Bal (Tmba) dan Formasi Tmba menindih tidak selaras dengan Formasi Hulusimpang. Stratigrafi pada daerah penelitian dapat dilihat dari skala waktu geologinya pada Gambar 2.4.



Gambar 2.4 Skala Waktu Geologi (Gafoer dkk., 1994).

2.3 Teori Dasar

2.3.1 Metode Geolistrik

Metode geolistrik merupakan metode geofisika yang dapat dipergunakan dalam eksplorasi. Metode ini dapat memetakan kondisi di bawah permukaan dengan parameter berupa resistivitas batuan. Batuan sendiri akan memiliki respon yang berbeda terhadap resistivitas sehingga yang dapat menginterpretasikan keragaman batuan bawah permukaan. Parameter geologi seperti fluida, mineral, dan porositas dapat mempengaruhi nilai resistivitas yang dihasilkan. Survei terhadap resistivitas telah dipergunakan selama bertahun – tahun pada kasus *hidrogeological*, pertambangan, dan investigasi *geotechnical*. Namun dewasa ini survei resistivitas juga telah dipergunakan dalam survei lingkungan (Loke, 1999). Pada umumnya metode geolistrik dibagi menjadi dua, yaitu :

1. Geolistrik yang bersifat pasif

Metode ini menggunakan energi yang telah ada secara alamiah sehingga tidak memerlukan adanya injeksi/pemasukan arus listrik terlebih dahulu. Salah satu contoh jenis metode ini adalah *Self Potential* (SP).

2. Geolistrik yang bersifat aktif

Metode ini membutuhkan energi melalui penginjeksian arus kedalam bumi terlebih dahulu dengan bantuan elektroda arus. Contoh metode geolistrik jenis ini, yaitu metode Resistivitas (*Resistivity*) dan Induksi Polarisasi (*Induced Polarization*).

Studi mengenai geolistrik dapat dipahami sebagai proses penjalaran arus listrik melalui medium di bawah permukaan yang terdiri dari lapisan batuan dengan nilai resistivitas yang berbeda dengan menganggap bumi itu bersifat homogen isotropis. Aplikasi metode geolistrik ini dapat berupa grafik, peta resistivitas maupun beda potensial, serta penampang 2D dan 3D.

2.3.2 Prinsip Dasar Metode Resistivitas

Metode resistivitas didasari oleh konsep Hukum Ohm. Eskperiment mengenai hubungan antara tegangan (V) pada suatu penghantar dengan arus listrik (I) yang melewati penghantar tersebut dalam batas-batas karakteristik parameter penghantar pernah dilakukan oleh George Simon Ohm pada tahun 1826. Parameter tersebut adalah resistansi (R), yang dapat didefinisikan sebagai hasil bagi tegangan (V) dan arus (I), sehingga dituliskan seperti berikut :

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

atau

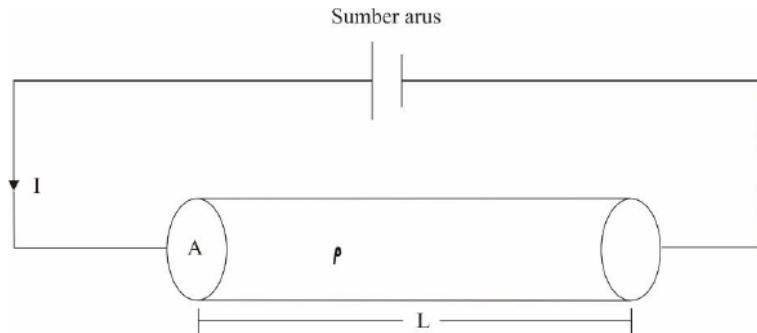
$$V = IR \quad (2.2)$$

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

Dari rumus tersebut, hukum Ohm menyatakan bahwa nilai R konstan atau tetap, karena R tidak tergantung pada besar I , namun resistansi tidak konstan pada kondisi tertentu. Elemen-elemen demikian dikatakan tidak linier atau non-linier. Meskipun demikian, R suatu elemen non-linier masih didefinisikan oleh persamaan (2.1) (Sudirham, 2012). Jika ditinjau dari suatu silinder konduktor (Gambar 2.5) dengan

panjang L , luas penampang A , dan resistivitas ρ , maka dengan mengacu pada Burger (1992), R dapat dirumuskan sebagai berikut

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



Gambar 2.5 Silinder Konduktor (Nurhidayah, 2013)

Pada persamaan (2.1) dilakukan substitusi dengan persamaan (2.3), sehingga diperoleh persamaan resistivitas berikut:

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

dimana ρ adalah resistivitas (Ωm), ΔV adalah beda potensial (V), I adalah arus listrik (A), A adalah luas penampang resistor (m^2) dan L adalah panjang medium (m). Persamaan (2.4) digunakan untuk medium yang homogen pada sampel batuan, sehingga akan terukur nilai resistivitas yang sebenarnya (*True Resistivity*).

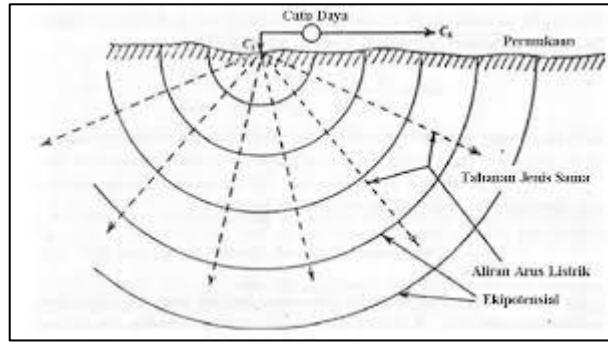
2.3.3 Aliran Listrik dalam Bumi

Ketika memasukkan dua arus pada elektroda seperti pada Gambar 2.6 dan 2.7, potensial yang dekat pada titik permukaan akan dipengaruhi oleh kedua arus elektroda tersebut. A dan B merupakan elektroda arus yang akan menginjeksikan arus ke bawah permukaan bumi. Perbedaan nilai potensial yang dihasilkan akan diterima oleh M dan N yang merupakan elektroda potensial.

1. Titik Arus Tunggal di Permukaan

Aliran listrik di dalam bumi dapat dipelajari secara sederhana dengan mengasumsikan bahwa bumi homogen dan isotropis. Aliran arus akan menyebar ke segala arah di bawah permukaan tanah apabila elektroda tunggal yang teraliri listrik diinjeksikan pada permukaan bumi. Akan terbentuk garis potensial berbentuk

setengah bola bila udara di atas peukaan memiliki konduktivitas nol seperti pada Gambar 2.6.



Gambar 2.6 Titik arus tunggal di permukaan (Telford dkk., 1990).

Aliran arus yang keluar dari titik sumber membentuk medan potensial dengan kontur ekuipotensial berbentuk permukaan setengah bola di bawah permukaan bumi. Oleh karena itu, arus yang mengalir melalui permukaan setengah bola dan arus yang mengalir melewati permukaan tersebut yang berjari-jari r (Telford dkk., 1990), dapat dituliskan sebagai berikut:

$$I = 2\pi r^2 J \quad (2.5)$$

dimana,

$$J = -\sigma \frac{dV}{dr} \quad (2.6)$$

maka,

$$I = -2\pi r^2 \sigma \frac{dV}{dr} \quad (2.7)$$

dengan,

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

sehingga,

$$I = -2\pi \sigma A \quad (2.9)$$

lalu dengan menganggap variabel A adalah suatu konstanta, penyelesaian persamaan (2.8) adalah sebagai berikut:

$$\frac{dV}{dr} = \frac{A}{r^2}$$

$$dV = \frac{A}{r^2} dr$$

$$\int_V^0 dV = A \int_r^\infty \frac{1}{r^2} dr$$

$$[V]_V^0 = A \left[-\frac{1}{r} \right]_r^\infty$$

$$V = -\frac{A}{r} \quad (2.10)$$

substitusikan persamaan (2.9) pada (2.10), diperoleh

$$V = \frac{I}{2\pi\sigma r} \quad (2.11)$$

diketahui, bahwa resistivitas merupakan kebalikan dari konduktivitas yang dinyatakan dalam persamaan berikut

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad (2.12)$$

dengan mensubstitusikan persamaan (2.12) pada (2.11), diperoleh

$$V = \left(\frac{I\rho}{2\pi} \right) \frac{1}{r} \quad (2.13)$$

dimana V adalah beda potensial, I adalah kuat arus yang dialirkan pada medium.

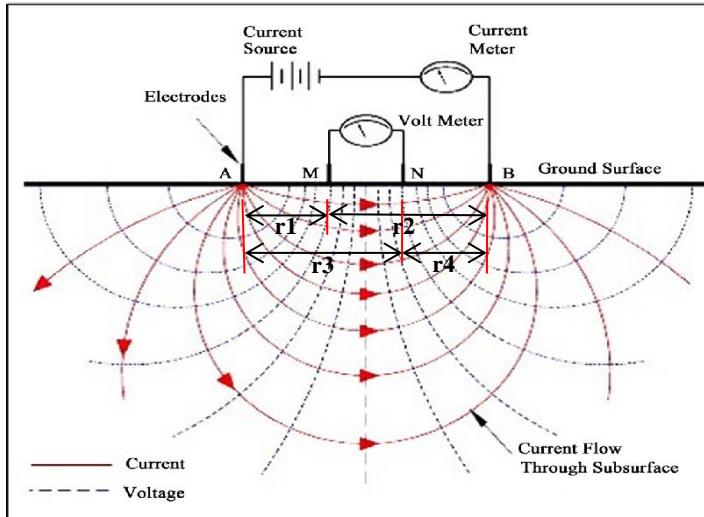
Maka nilai resistivitas listrik pada medium tersebut adalah:

$$\rho = 2\pi r \frac{V}{I} \quad (2.14)$$

Persamaan di atas merupakan persamaan resistivitas pada permukaan setengah bola (Telford dkk., 1990).

2. Titik Arus Ganda di Permukaan

Arus listrik diinjeksikan melalui elektroda arus A dan B serta nilai beda potensial diperoleh pada elektroda M dan N. garis ekuipotensial yang didapatkan akibat adanya sumber arus ganda di permukaan yaitu tegak lurus terhadap garis arus listrik. Nilai potensial yang didapatkan dari elektroda M dan N dengan jarak tertentu akan dipengaruhi oleh arus listrik pada elektroda arus A dan B (Telford dkk., 1990).



Gambar 2.7 Dua elektroda arus dan dua elektroda potensial di permukaan tanah homogen isotropis pada resistivitas (Alotaibi dkk., 2019)

Dengan mengacu pada persamaan (2.13), potensial total di titik M adalah sebagai berikut

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (2.15)$$

dimana r_1 dan r_2 merupakan jarak elektroda potensial M terhadap elektroda-elektroda arus. Sedangkan potensial total pada titik N adalah:

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

dimana r_3 dan r_4 merupakan jarak elektroda potensial N terhadap elektroda-elektroda arus. Maka beda potensial (ΔV) antara titik M dan N yaitu

$$\begin{aligned} \Delta V &= V_M - V_N \\ \Delta V &= \frac{I\rho}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right] \end{aligned} \quad (2.17)$$

Dengan demikian, nilai resistivitas pada suatu medium adalah

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad (2.18)$$

dengan,

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

Keterangan:

ΔV = Beda potensial antara M dan N (V)

V_M = Beda potensial M (V)

V_N = Beda potensial N (V)

- I = Kuat arus (A)
 ρ = Resistivitas (Ω m)
 K = Faktor geometri (m)
 $r1$ = Jarak A ke M (m)
 $r2$ = Jarak B ke M (m)
 $r3$ = Jarak A ke N (m)
 $r4$ = Jarak B ke N (m)

2.3.3 Sifat Kelistrikan Batuan

Batuan terdiri atas beragam mineral yang menyebabkan adanya sifat kelistrikan di dalam batuan. Batuan dapat pula tersusun atas satu jenis meneral saja ataupun gabungan mineral, bahan organik dan bahan vulkanik. Karakteristik batuan salah satunya adalah menghantarkan arus listrik atau dapat disebut sebagai sifat kelistrikan batuan. Batuan dapat menjadi medium penghantar listrik dan mempunyai tahan jenis atau resistivitas. Dimana resistivitas batuan merupakan kemampuan dalam menghambat aliran arus listrik. Aliran arus listrik di dalam batuan dan mineral dibagi menjadi tiga macam (Telford dkk., 1990), yaitu :

1. Konduksi Secara Elektronik (Ohmik)

Batuan ataupun mineral akan memiliki kondisi ini apabila memiliki jumlah elektron bebas yang banyak dan menyebabkan arus listrik mengalir pada elektron bebas tersebut (Lowrie, 2007).

2. Konduksi Secara Elektrolitik

Batuan dapat menjadi penghantar elektrolitik apabila memiliki pori yang terisi oleh fluida dan menyebabkan konduksi arus terbawa dalam ion – ion elektronitik di dalam fluida tersebut. Volume dan susunan pori mempengaruhi tingkat konduktivitas dan resistivitas batuan. Dimana konduktivitas berbanding lurus dengan kandungan fluida di dalam batuan sedangkan resistivitas berbanding terbalik dengan kandungan fluida di dalam batuan (Lowrie, 2007).

3. Konduksi Secara Dielektrik

Batuan yang memiliki elektron bebas sedikit ataupun tidak sama sekali akan memiliki sifat dielektrik, namun adanya medan listrik dari luar yang mempengaruhi

maka elektron dalam batuan dapat berpindah dan terkumpul terpisah dari inti dan menyebabkan terjadinya polarisasi (Lowrie, 2007).

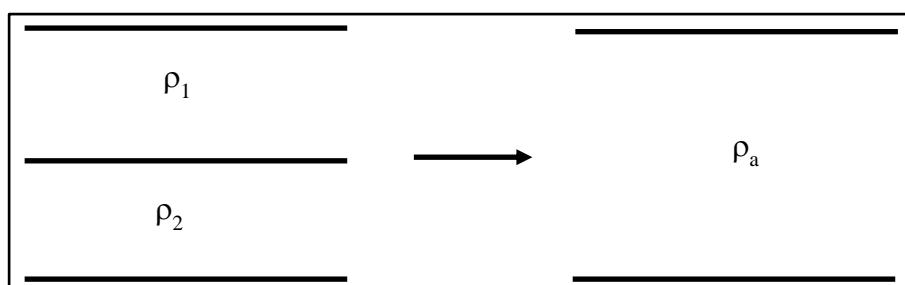
2.3.4 Resistivitas Semu

Metode geolistrik resistivitas didasarkan pada anggapan bahwa bumi mempunyai sifat homogen isotropis. Dengan asumsi ini, resistivitas yang terukur merupakan resistivitas yang sebenarnya dan tidak tergantung pada spasi elektroda. Namun pada kenyataannya bumi tersusun atas lapisan-lapisan dengan resistivitas yang berbeda-beda, sehingga potensial yang terukur merupakan pengaruh dari lapisan-lapisan tersebut. Karenanya, harga resistivitas yang terukur seolah-olah merupakan harga untuk satu lapisan saja. Resistivitas yang terukur sebenarnya adalah resistivitas semu (ρ_a) (Reynold, 2005). Besar resistivitas semu (Milsom, 2003) dapat dinyatakan dalam bentuk sebagai berikut:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (2.20)$$

Dimana K adalah faktor geometri, yaitu besaran koreksi letak kedua elektroda potensial terhadap letak kedua elektroda arus. Dengan mengukur V dan I maka dapat ditentukan harga resistivitas (ρ_a) (Reynold, 2005).

Bumi diasumsikan berlapis-lapis dengan masing-masing lapisan mempunyai harga resistivitas yang berbeda. Resistivitas semu merupakan resistivitas dari suatu medium fiktif homogen yang ekuivalen dengan medium berlapis yang ditinjau, seperti Gambar 2.8. Semisal medium berlapis yang ditinjau terdiri dari dua lapis yang mempunyai harga resistivitas yang berbeda (ρ_1 dan ρ_2) dianggap sebagai medium satu lapis homogen yang mempunyai satu harga resistivitas yaitu resistivitas semu ρ_a , dengan konduktansi masing-masing lapisan (Rahmawati, 2009).



Gambar 2.8 Medium berlapis dengan variasi harga resistivitas (Milsom, 2003)

Beberapa hal yang mempengaruhi nilai resistivitas semu (Hurun, 2016) adalah sebagai berikut:

1. Ukuran butir yang menyusun batuan, semakin kecil besar butir maka semakin baik meloloskan arus listrik, sehingga mereduksi nilai resistivitas;
2. Komposisi mineral dari batuan, semakin meningkat kandungan mineral *clay* akan mengakibatkan menurunnya nilai resistivitas;
3. Kandungan air, air tanah atau air permukaan merupakan media yang mereduksi nilai resistivitas;
4. Kelarutan garam dalam air di dalam batuan akan mengakibatkan meningkatnya kandungan ion dalam air sehingga berfungsi sebagai konduktor; dan
5. Kepadatan, semakin padat batuan akan meningkatkan nilai resistivitas.

2.3.5 Resistivitas Batuan

Resistivitas merupakan sifat fisika yang menunjukkan kemampuan material dalam menghambat aliran arus listrik. Berdasarkan kemampuan dalam menghantarkan arus listrik, material dikelompokkan menjadi tiga, yaitu konduktor, semikonduktor dan isolator. Konduktor merupakan material yang dapat menghantarkan arus listrik dengan baik karena banyak memiliki elektron bebas, sebaliknya isolator merupakan material yang tidak dapat menghantarkan listrik dengan baik karena tidak memiliki elektron bebas. Semikonduktor merupakan material dapat menghantarkan arus listrik, namun tidak sebaik konduktor.

Berdasarkan nilai resistivitasnya (Telford dkk., 1990), secara umum batuan dan material dapat dikelompokkan menjadi 3, yaitu:

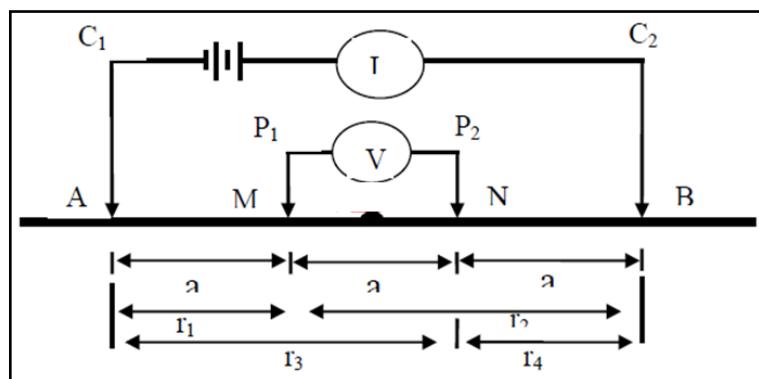
1. Konduktor baik : $10^{-8} \Omega m < \rho < 1 \Omega m$,
2. Semikonduktor : $1 \Omega m < \rho < 10^7 \Omega m$
3. Isolator : $\rho > 10^7 \Omega m$

Tabel 2.1 Nilai resistivitas batuan (Telford dkk., 1990).

No	Jenis Batuan	Resistivitas Batuan (Ωm)
1	Granit (Granite)	$2 \times 10^2 - 1 \times 10^5$
2	Andesit (Andesite)	$1,7 \times 10^2 - 4,5 \times 10^4$
3	Basal (Basalt)	$2 \times 10^2 - 1 \times 10^5$
5	Batu Pasir (Sandstone)	$2 \times 10^2 - 8 \times 10^3$
6	Lanau (Shale)	$2 \times 10^1 - 2 \times 10^3$
7	Pasir (Sand)	$1 - 1 \times 10^3$
8	Lempung (Clay)	$1 - 1 \times 10^2$
9	Air Tanah (Ground Water)	$5 \times 10^{-1} - 3 \times 10^2$
10	Kerikil (Gravel)	$1 \times 10^2 - 6 \times 10^2$
11	Konglomerat (Conglomerates)	$2 \times 10^3 - 1 \times 10^4$
12	Tuffs	$1 \times 10^3 - 1 \times 10^5$

2.3.6 Konfigurasi Wenner

Konfigurasi *Wenner* adalah salah satu konfigurasi dalam metode geolistrik dengan susunan elektroda arus dan potensial terletak dalam satu garis yang simetris terhadap titik tengah ($r1 = r4 = a$ dan $r2 = r3 = 2a$). Target kedalaman yang mampu dicapai dengan konfigurasi *Wenner* adalah $\frac{a}{2}$ (Saputro, 2017). Pada konfigurasi ini jarak antara elektroda arus dan elektroda potensial adalah sama, seperti Gambar 2.9. Konfigurasi *Wenner* memiliki kelebihan yaitu, resolusi horizontal yang baik, sensitivitas terhadap lateral yang baik tetapi kurang baik terhadap penetrasi arus terhadap kedalaman.



Gambar 2.9 Susunan elektroda konfigurasi *Wenner* (Arriqo, 2014).

Dari gambar di atas bahwa jarak $AM = NB = a$ dan jarak $AN = MB = 2a$, sehingga dapat ditentukan faktor geometrinya dengan mengacu pada persamaan (2.19) adalah

$$\begin{aligned}
K &= \frac{2\pi}{\left\{ \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right\}} \\
K &= \frac{2\pi}{\left\{ \left(\frac{1}{a} - \frac{1}{2a} \right) - \left(\frac{1}{2a} - \frac{1}{a} \right) \right\}} \\
K &= \frac{2\pi}{\left\{ \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right\}} \\
K &= \frac{2\pi}{\frac{2}{a} - \frac{2}{2a}} \\
K &= \frac{2\pi}{\frac{4a-2a}{2a}} \\
K &= \frac{2\pi}{\frac{2a}{2a^2}} \\
K &= \frac{2\pi}{\frac{1}{a}} \\
K &= 2\pi a
\end{aligned} \tag{2.21}$$

Pada konfigurasi *Wenner* ini jika semakin besar jarak elektroda maka makin dalam tanah yang dapat diukur. Konfigurasi ini digunakan untuk pengukuran *mapping* dan *sounding*. *Mapping* adalah untuk mengetahui variasi resistivitas secara lateral sedangkan *sounding* adalah untuk memperkirakan variasi resistivitas sebagai fungsi kedalaman titik pengukuran.

2.3.7 Definisi Batuan Andesit

Andesit adalah batuan vulkanik paling banyak ditemukan pada daerah busur pulau dan batas benua, terutama pada sabuk di atas zona Benioff. Secara regional, andesit diasosiasikan dengan basalt dan riolit, atau keduanya. Secara tekstur, kebanyakan andesit adalah batuan porfiritik dengan fenokris menonjol pada plagioklas dan mineral mafik (Williams dkk., 1954). Batuan andesit ini biasanya berwarna kelabu dengan fenokrist-fenokrist hornblenda dalam bentuk jarum panjang. Andesit yang mengandung hornblenda disebut andesit hornblenda, sedangkan yang banyak mengandung piroksin disebut andesit-piroksin, sementara bebatuan lelehan andesit yang berumur Pra-Tersier biasanya disebut porfirit (Katili dan Marks, 1963).

Batuan andesit terbentuk dari lelehan magma diorit, nama yang berasal dari pegunungan Andes di Amerika Selatan. Oleh karena terbentuk dari lelehan diorit maka komposisi mineralnya seperti diorit. Gunungapi-gunungapi sekarang terlebih-lebih di Indonesia pada umumnya menghasilkan batuan andesit. Batuan andesit banyak terdapat di sekitar gunungapi-gunungapi dan tempat penemuan yang terkenal ialah Gunung Mesigit di Jawa Barat (Katili dan Marks, 1963). Disekitar Samudra Pasifik, andesit banyak terbesar di gabungan gunungapi Andes, Amerika Tengah, barat laut Amerika Serikat, Jepang, Indonesia, dan barat daya busur pulau Pasifik (Williams dkk., 1954).

2.3.8 Karakteristik Batuan Andesit

Andesit merupakan salah satu batuan vulkanik yang memiliki unsur mineral yang kaya akan kandungan mineralnya setelah basalt (Fisher dan Schmincke, 1984). Batuan andesit merupakan batuan *intermediate* yang terjadi hasil pendinginan magma pada permukaan bumi ataupun aktivitas gunung api. Akibat perbedaan suhu pada saat pendinginan batuan andesit secara umum terdiri dari batuan padat, pori dan antara (Khosama, 2012). Batuan andesit ini bersifat masif, keras dan tahan terhadap hujan (Rinawan, 2000).

Andesit merupakan batuan yang menunjukkan tekstur kasar yang memiliki kandungan mineral terdiri dari olivin, piroksen, hornblend dan plagioklas. Secara umum, batuan beku andesit berwarna segar abu-abu (Hardiyono, 2013). Kandungan utama andesit ialah kandungan silikat yang tinggi atau SiO_2 , alkali feldspar hadir dalam jumlah yang kecil, sedangkan kuarsa hadir sebagai pembentuk mineral gelas. Batuan andesit yang merupakan jenis aliran lava berbutir kasar dan merupakan batuan yang tertua di kawasan pegunungan.

2.3.9 Kegunaan Batu Andesit

Batuan andesit banyak digunakan sebagai bahan pokok pembangunan infrastruktur seperti jembatan, jalan raya, irigasi, landasan terbang, pelabuhan serta gedung-gedung, dan lain-lain. Batuan andesit yang umum digunakan untuk keperluan infrastruktur ini sudah berbentuk agregat dari pertambangan. Batuan andesit banyak digunakan karena memiliki daya tahan yang kuat terhadap berbagai cuaca dan tahan lama. Hal ini dikarenakan andesit banyak mengandung Silika (SiO_2). Tidak semua batuan andesit lolos uji sebagai bahan dasar konstruksi. Batuan andesit yang bisa digunakan untuk fungsi ini harus melewati serangkaian tes yaitu uji kuat tarik, kuat tekan, kuat geser, densitas. Hasil tes ini akan memperlihatkan elastisitas batuan dan sifat fisika lainnya. Sehingga dapat dipilih batuan mana yang dapat digunakan. Selain itu, fungsi batu andesit dalam skala rumah tangga juga seringdigunakan sebagai ornamen hiasan dinding rumah atau batu alam tempel, sebagai lantai pada pinggir kolam, dan sebagai kap/penutup lampu taman.