

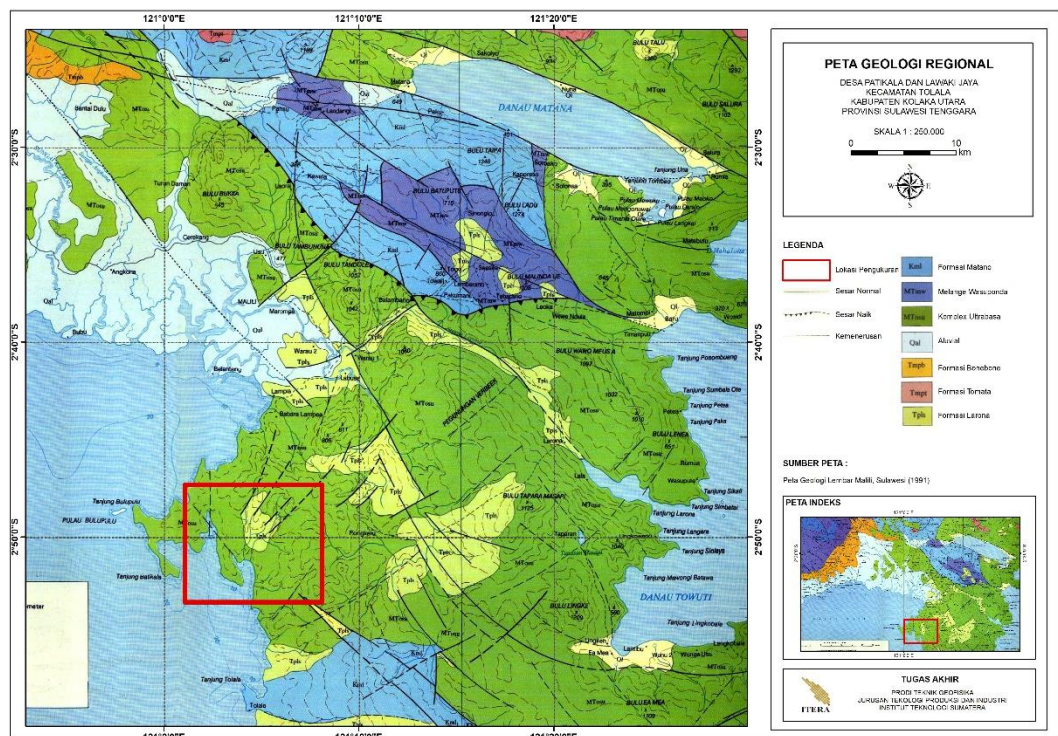
BAB II

KAJIAN TEORI

2.1 Geologi Regional

Daerah penelitian berada pada Desa Lawaki Jaya dan Desa Patikala Kabupaten Kolaka Utara termasuk ke dalam Lembar Malili. Secara geografis Kabupaten Kolaka Utara berada pada koordinat $02^{\circ}00' - 05^{\circ}00'$ Lintang Selatan dan $120^{\circ}45' - 121^{\circ}60'$ Bujur Timur dan berbatasan dengan Kabupaten Luwu Timur dibagian utara, Kabupaten Kolaka dan Perairan Teluk Bone dibagian selatan, bagian barat berbatasan dengan Perairan Teluk Bone dan untuk bagian timur berbatasan dengan Kabupaten Kolaka dan Konawe.

Berdasarkan peta geologi Simandjuntak dkk. (1991), daerah penelitian dibagi menjadi daerah pegunungan, daerah pegunungan, daerah karst, dan daerah pedataran yang dapat dilihat pada Gambar 2.1.



Gambar 2.1 Peta geologi lembar Malili, Sulawesi (Simandjuntak dkk., 1991).

Kabupaten Kolaka Utara memiliki nilai elevasi 0 – 2790 meter diatas permukaan air laut. Berdasarkan RPIJM (2019), kondisi unsur geografis terbesar dan menonjol di daerah Kabupaten Kolaka Utara mencakup:

1. Relief yang paling tinggi adalah gunung, Gunung Mengkola (2.790 m) merupakan gunung tertinggi di daerah selatan terletak di jalur Pegunungan Mengkoku yang memanjang dari Barat Laut – Tenggara, Gunung Tangkelemboke (1.782 m) berada pada bagian Timur yang berada pada jalur Pegunungan Tangkelemboke yang memanjang dari Barat Laut - Tenggara, Gunung Bululingke (1.209 m) dan Gunung Bulu Eamea (1.109 m) yang berada di jalur Pegunungan Verbeek juga memanjang dari Barat Laut – Tenggara; dan
2. Sungai–sungai yang pada relief topografi dari tinggi ke relief yang lebih rendah yaitu paparan laut, tampak dari persebaran sungai terdapat Sungai Lasalo mengalir ke arah tenggara menuju Teluk Lasolo di timur Sulawesi Tenggara dan berbagai sungai lainnya mengalir ke arah barat dan selatan yang kemudian akan bermuara di Teluk Bone.

Berdasarkan RPIJM (2019), kondisi fisiografis Kabupaten Kolaka Utara dibentuk oleh tiga jalur pegunungan meliputi:

1. Pegunungan Verbeek yang berada di sebelah utara dan memanjang dari Barat Laut – Tenggara bergerak dari Sulawesi Tengah – Sulawesi Selatan sampai dengan perbatasan Sulawesi Selatan dan Sulawesi Tenggara;
2. Pegunungan Tangkelemboke yang berada di bagian tengah Kabupaten Kolaka Utara dan menerus ke Kabupaten Konawe dan Kabupaten Kolaka, yang berarah Barat Laut - Tenggara; dan
3. Pegunungan Mengkoka/ Menkonga berada pada bagian selatan dari Kabupaten Kolaka Utara, yang berarah Barat Laut – Tenggara sampai Kabupaten Kolaka.

Berdasarkan RPIJM (2019), tinjauan keadaan geohidrologi di wilayah Kabupaten Kolaka Utara meliputi kondisi air permukaan yaitu:

1. Hujan yang jatuh pada permukaan daerah resapan kemudian akan mengalir melalui Daerah Aliran Sungai (DAS). Kabupaten Kolaka Utara membagi wilayah DAS menjadi DAS Pompenbngan-Larona dan DAS Toari-Lasusua yang dikelompokkan ke dalam sub DAS masing-masing; dan

2. Pola aliran sungai di Kabupaten Kolaka Utara terbagi menjadi yang mengalir dari timur ke barat (ke Teluk Bone) dan yang mengalir dari Selatan/Tenggara ke arah Utara/Timur Laut ke Danau Towuti. Sehingga dapat dilihat penarikan batas Kabupaten Kolaka Utara dengan Kabupaten Konawe dan Kabupaten Kolaka yang merupakan batas alam yaitu “*Morpholoical Water Devided*” atau batas pemisah air secara geomorfologi.

Gambaran geologi di Kolaka Utara dapat dilihat dari satuan geomorfologi (RPIJM, 2019).

1. Geomorfologi Kabupaten Kolaka Utara dilihat pada peta geologi, maka wilayah ini dibagi menjadi:
 - a. Geomorfologi lipatan dan patahan yang hampir menempati seluruh wilayah Kabupaten Kolaka Utara;
 - b. Morfologi dengan perbukitan karst yang terletak pada daerah selatan Kabupaten Kolaka Utara mencakup 15%; dan
 - c. Dataran pantai dan alluvial dengan rentang luas daerahnya berkisar 5% terletak pada daerah Teluk Bone dan lembah sungai yang ada.

2. Satuan Batuan

Kabupaten Kolaka Utara terdiri dari batuan yang berumur tua hingga muda, terurai sebagai berikut:

- a. Batuan Malihan atau biasa disebut dengan batuan metamorf berumur Paleozoikum tersusun atas batuan sekis, genes, filit, kuarsit dan pualam (marmer) yang tersebar hampir pada seluruh wilayah Kabupaten Kolaka Utara;
- b. Marmer berumur Paleozoikum yang tersusun oleh batuan marmer dan batu gamping;
- c. Batuan Terobosan berumur Trias yang mengintrusi batuan berumur Paleozoikum, yang tersusun oleh batuan apilit kuarsa, andesit dan latit kuarasa;
- d. Formasi Tokala berumur Trias yang tersusun atas batugamping, kalsilutit, batupasir, serpih, napal dan sedikit batu sabak;
- e. Formasi Meluhu berumur Trias yang tersusun atas kuarsit, batupasir, filit, batu sabak, batugamping, dan batu lanau;

- f. Batuan Ofiolit berumur Kapur yang terdiri batuan peridotit berupa harzburgit, dunit, dan serpentinit dan batuan ultrabasa (gabbro);
- g. Formasi Pandua berumur Miosen Atas disusun oleh konglomerat, batu pasir, dan batu lempung; dan
- h. Formasi Matano berumur Paleosen terusun atas batugamping hablur, kalsilit, napal, dan serpih.

3. Struktur Geologi

Pada Kabupaten Kolaka Utara terdapat patahan geologi yang disebabkan oleh kelanjutan dari *Sesar Sorong* yang membentuk *Sesar Palu Koro* yang terjadi pada kerak Samudera Pasifik (RPIJM, 2019). Pola patahan pada daerah ini dibagi menjadi:

- a. Pola pergerakan *Sesar Palu Karo* ke arah Barat Laut – Tenggara yang membentuk Danau Towuti, Danau Matono dan Danau Poso pada bagian Utara. Kemudian dibagian bawahnya terdapat *Sesar Lasolo*; dan
- b. Pola patahan dari arah Timur Laut melintang sampai ke arah Barat Daya, pola selanjutnya memotong dari arah Barat Laut hingga ke arah Tenggara.

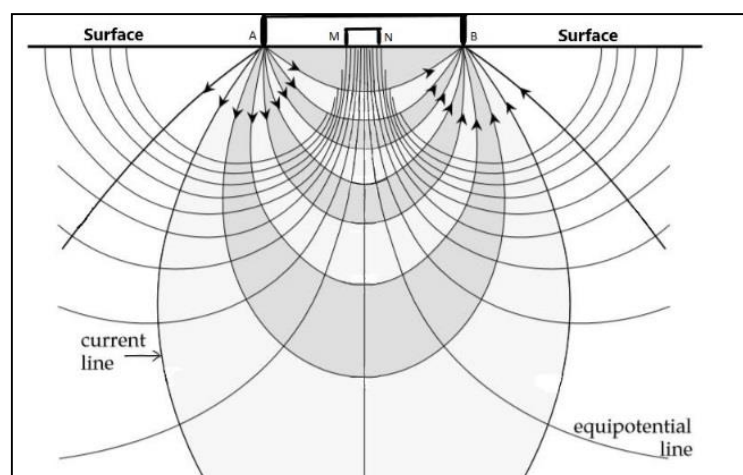
2.2 Geologi Daerah Penelitian

Berdasarkan Peta Geologi Lembar Malili oleh Simandjuntak dkk. (1991). Daerah penelitian berada di Formasi Ultrabasa (MTosu) dan Formasi Larona (Tpls) yang diperlihatkan pada Gambar 2.2. Formasi Kompleks Ultrabasa (MTosu) tersusun atas harzburgit, lherzolit, wehrilit, webterit, serpentit, dan dunit. Formasi Larona (Tpls) tersusun atas batuan konglomerat, batupasir, batulempung dengan sisipan tufa.

lapisan memiliki ketebalan minimal 25 cm untuk menunjukkan delaminasi. Batupasir berwarna coklat keabu-abuan dengan butiran kasar, tersusun dalam bentuk stek, serta lapisan kuarsa dan piroksen yang cukup padat, di beberapa tempat tersusun berlapis-lapis dengan ketebalan hingga 20 cm, ada juga batupasir berwarna hijau. dengan butiran kasar, komposisinya hampir seluruhnya terdiri dari fragmen batuan ultrabasa, ketebalan lapisan 3-10 cm, tekstur padat, dan pelapisan baik. Lempung abu-abu berlapis baik, terdapat dalam konglomerat atau batupasir berkapur padat, dan mengandung fosil gastropoda, setiap lapisan setebal 10 cm. Tuf abu-abu padat berbutir halus berupa sisipan batupasir setebal 10 cm (Simandjuntak dkk., 2007).

2.3 Metode Geolistrik

Geolistrik adalah sebuah metode geofisika untuk mempelajari sifat-sifat arus listrik bumi dan bagaimana arus listrik terdeteksi di permukaan bumi. (Saputra, 2014). Metode geolistrik yang paling efektif dalam survei air tanah adalah menggunakan Metode resistivitas. Dalam metode ini, perbedaan resistivitas digunakan sesuai dengan batuan, kondisi kadar air, dan jumlah rongga pada lapisan batuan. Metode resistivitas adalah untuk mengukur nilai resistivitas. Metode ini berkerja dengan menginjeksikan arus ke dalam tanah untuk mendapatkan beda potensial (lihat Gambar 2.3), kemudian memperoleh informasi tentang hambatan jenis batuan (Prasthito dkk., 2018).



Gambar 2.3 Prinsip pengukuran geolistrik (Lowrie, 2007).

Salah satu dari empat elektroda yang disusun terus menerus, dua elektroda dengan muatan berbeda, digunakan untuk mengalirkan arus ke tanah, dua lainnya adalah perbedaan potensial, besar yang dihasilkan oleh arus, digunakan untuk mengukur muatan listrik yang ada di bawah permukaan (Prasthito dkk., 2018). Perbedaan nilai hasil pengukuran arus dan beda potensial tiap celah elektroda dapat menyebabkan nilai hambatan tiap lapisan bawah tanah berubah. (Suyanto, 2013).

Resistivitas batuan merupakan kegunaan dari konfigurasi elektroda serta parameter-parameter listrik batuan. Arus yang hendak dialirkan ke dalam tanah berbentuk arus (DC) ataupun arus bolak-balik yang berfrekuensi rendah. Agar menjauhi dampak polarisasi, potensial otomatis, serta menjauhi pengaruh kapasitansi tanah, ialah kecenderungan tanah untuk menaruh muatan hingga digunakan arus bolak-balik yang berfrekuensi rendah (Bhattacharya dkk., 1968).

Metode geolistrik mengasumsikan bahwa bumi mempunyai sifat homogen isotropis. Dalam keadaan yang sebenarnya masing-masing susunan tanah tidak homogen sebab bumi mempunyai ciri susunan yang berbeda-beda, sehingga nilai resistivitas yang hendak diperoleh ialah nilai resistivitas yang mewakili nilai resistivitas dari segala susunan yang dilalui oleh garis ekuipotensial. Dengan mengenali arus yang diinjeksikan serta mengukur beda potensial, hingga mendapatkan nilai tahanan jenis tanah. Nilai tahanan jenis tanah yang diperoleh ini disebut dengan resistivitas semu (Telford dkk., 1990).

2.3.1 Sifat Listrik Batuan

Pada batuan serta mineral aliran arus listrik bisa digolongkan jadi 3, konduksi secara elektronik, dielektrik, serta secara elektrolitik yang dipengaruhi oleh porositas batuan serta jumlah air yang terperangkap dalam pori-pori batuan (Telford dkk., 1990).

1. Konduksi Secara Elektronik

Konduksi elektronik terjalin kala batuan serta mineral memiliki banyak elektron bebas sehingga bisa mengalirkan arus listrik di dalamnya. Banyaknya elektron bebas yang terdapat di dalamnya menjadikan konduksi secara elektronik ialah wujud keahlian dari aliran dalam batuan logam. Sifat dari tiap-tiap batuan yang dilaluinya pengaruhi aliran listrik (Telford dkk., 1990).

2. Konduksi Secara Dielektrik

Dipengaruhi oleh terdapatnya medan listrik dari luar yang menimbulkan terganggunya peran dari elektron- elektron sehingga elektron berpindah serta berkumpul terpisah dari inti serta memunculkan polarisasi. Konduksi secara dielektrik ini terjalin kala batuan ataupun mineral mempunyai jumlah elektron bebas yang sedikit ataupun bahkan tidak memilikinya sama sekali (Telford dkk., 1990).

3. Konduksi Secara Elektrolitik

Arus listrik bisa mengalir disebabkan karena terdapatnya sifat elektrolit dari larutan yang mengisi pori-pori batuan. Konduksi secara elektrolit ini bisa ditemui pada batuan yang mempunyai porositas yang besar serta mempunyai pori-pori yang diisi oleh fluida. Batuan-batuan tersebut menjadi konduktor elektrolitik, dimana konduksi arus listrik dibawa oleh partikel elektrolit ke dalam air. Konduktivitas menjadi besar apabila air yang terdapat di dalam batuan meningkat, serta pula kebalikannya. Dilihat dari nilai resistivitasnya terus menjadi besar bila kandungan air dalam batuan menurun. Sebagian besar batuan mempunyai nilai resistivitas yang besar ialah konduktor yang kurang baik (Telford dkk., 1990).

2.3.2 Resistivitas Batuan

Variasi dari resistivitas lapisan tanah bawah permukaan dapat diungkap dengan cara mengetahui beda potensial listriknya, setelah melakukan injeksi arus listrik. Pengukuran dilakukan dengan menggunakan sepasang elektroda arus dan potensial yang akan melakukan pembacaan nilai kelistrikan tanah dan batuan yang diperoleh (Ray dkk., 1989).

Dasar dari perhitungan yang dilakukan adalah menggunakan Hukum Ohm, dengan menghubungkan antara arus listrik yang mengalir pada sebuah material yang sifatnya konduktif dengan tegangan listrik yang dihasilkan. Secara matematis (Loke, 2000) dapat ditulis:

$$\Delta V = IR \quad (2.1)$$

Dengan:

ΔV = Beda Potensial (V)

I = Arus Listrik (I)

R = Resistansi (Ω)

Perbedaan dari pengertian sifat hambatan (resistansi) yang dimiliki oleh arus listrik ketika melalui suatu material dengan resistivitas. Resistivitas listrik tidak hanya dipengaruhi oleh jenis material tetapi juga dipengaruhi oleh bentuk geometri material yang dilewati oleh arus listrik. Dengan begitu, bentuk geometri dan tahanan listrik suatu material merupakan sangat penting di dalam menentukan nilai resistivitas suatu material (Erfan, 2019), dengan hubungan matematis sebagai berikut:

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

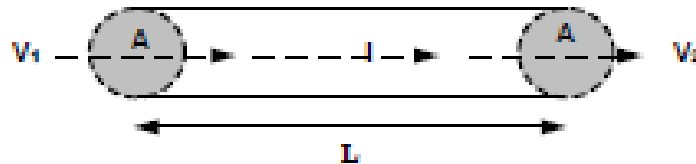
Dengan:

R = Resistansi (Ω)

ρ = Resistivitas (Ωm)

L = Perubahan panjang penampang (m)

A = Luas permukaan penampang (m^2)



Gambar 2.4 Arus listrik merata dan sejajar dalam sebuah silinder dengan beda potensial antara kedua ujungnya (Waluyo, 1984).

Dari persamaan Hukum Ohm dan resistansi dilakukan substitusi untuk menghasilkan hubungan matematis dalam penentuan harga tahanan jenis atau resistivitas (Asmaranto, 2012).

$$\rho = \frac{A \Delta V}{I L} \quad (2.3)$$

Dengan:

ρ = Tahanan jenis (Ωm)

V = Tegangan (V)

I = Arus listrik yang melewati bahan berbentuk silinder (A)

A = Luas penampang (m^2)

L = Panjang (m)

Dengan menggunakan sifat-sifat batuan, nilai resistivitas batuan diukur saat hambatan arus tidak mengalir. Faktor-faktor yang mempengaruhi resistivitas batuan adalah jenis mineral penyusun batuan, porositas larutan yang memenuhi porositas batuan, dan derajat kejenuhan batuan. Banyaknya air yang terkandung dalam tanah mempengaruhi nilai tahanan tanah. Semakin tinggi kadar air media, semakin rendah nilai resistansi, dan sebaliknya. (Asmaranto, 2012).

Hubungan nilai resistivitas dan jenis batuan menurut Prasthito dkk. (2018) adalah:

- a. Semakin tinggi salinitas air tanah, semakin rendah resistivitas batuan;
- b. Nilai resistivitas batuan yang tidak terkonsolidasi lebih rendah dari pada batuan yang terkonsolidasi;
- c. Tidak ada batasan yang jelas antara nilai resistivitas tiap batuan;
- d. Tahanan jenis batuan bervariasi, tidak hanya lapisan yang satu terhadap lapisan yang lain tetapi juga di dalam satu lapisan batuan; dan
- e. Batuan yang di dalam pori-porinya mengandung air maka akan memiliki hambatan jenis yang lebih rendah begitu pula sebaliknya. Kandungan air di dalam batuan akan menunjukkan harga resistivitas.

Resistivitas sebenarnya dari material dapat dihitung menurut persamaan (2.3). Istilah resistivitas semu (*apparent resistivity*) ditemukan karena bumi dan lapisan-lapisan di bawahnya merupakan material yang tidak homogen. Nilai pada pengukuran resistivitas adalah fiktif yang termasuk dalam pengukuran adalah ekuivalen yang meneliti struktur bumi di bawah permukaan, yang merupakan struktur berlapis (Wijaya, 2015).

Oleh karena itu, nilainya berubah dengan mempertimbangkan faktor nilai resistensi yang sebenarnya. (Telford dkk., 1990) melalui persamaan berikut:

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

Dengan:

ρa = Resistivitas Semu (Ωm)

K = Faktor Geometri (m)

ΔV = Beda Potensial (V)

I = Arus Listrik (I)

Koefisien K dalam persamaan (2.4) berhubungan dengan konfigurasi potensial elektroda dan arus yang digunakan dan merupakan faktor geometri material. (Syam dkk., 2019).

Besarnya tahanan dari sifat kelistrikan batuan dinyatakan dengan perantara tahanan jenisnya. Tahanan jenis berbanding terbalik dengan daya hantar listrik (Asmaranto, 2012) sehingga

$$\rho = \frac{1}{\sigma} \quad (2.5)$$

Dengan:

ρ = Tahanan jenis (Ωm)

σ = Daya hantar listrik (S/m)

Dalam sifat fisik batuan dan mineral, resistivitas memiliki banyak nilai yang berbeda. Mineral logam bervariasi nilainya dari $10^{-8} \Omega m$ hingga $10^7 \Omega m$. Begitu juga dengan yang lainnya, dengan variasi dari komposisi akan menghasilkan rentan nilai resistivitas yang beragam. Sehingga nilai resistivitas maksimum adalah $1,6 \times 10^{-8}$ sampai $10^{16} \Omega m$ (Prasthito dkk., 2018).

Konduktor didefinisikan sebagai bahan dengan resistivitas $10^{-8} \Omega m$, sedangkan isolator memiliki nilai resistivitas lebih dari $10^7 \Omega m$. Di antara kedua bahan ini adalah bahan semikonduktor. Pada bahan semikonduktor memiliki jumlah elektron yang tidak banyak sedangkan pada konduktor memiliki banyak elektron bebas dengan mobilitas yang sangat tinggi (Prasthito dkk., 2018).

Berdasarkan harga nilai resistivitasnya batuan dan mineral menurut Telford dkk. (1990) dibagi menjadi:

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

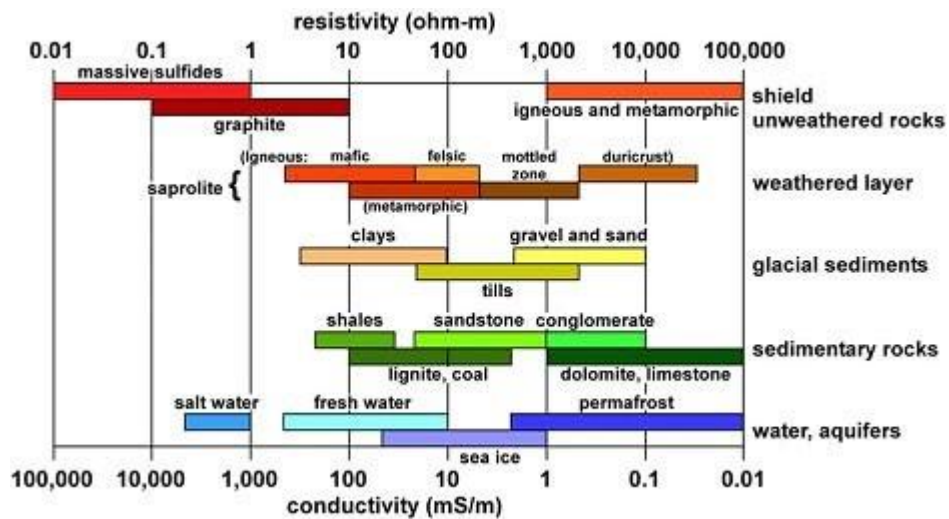
Kebanyakan mineral akan membentuk batuan penghantar listrik yang kurang baik. Secara umum air tanah berisi dari campuran terlarut yang dapat menambah kemampuannya untuk menghantarkan listrik, meskipun air tanah bukanlah konduktor yang baik (Prasthito dkk.,2018). Resistivitas material bumi ditunjukkan pada Tabel 2.1.

Tabel 2.1 Harga resistivitas batuan beku dan metamorf (Telford dkk., 1990).

Rock Type	Resistivity Range (Ωm)
Granite	$3 \times 10^2 - 10^6$
Granite Porphyry	$4,5 \times 10^3$ (wet) – $1,3 \times 10^6$ (dry)
Feldspar Porphyry	4×10^3 (wet)
Albite	3×10^2 (wet) – $3,3 \times 10^3$ (dry)
Syenite	$10^2 - 10^6$
Diorit	$10^4 - 10^5$
Diorit Porphyry	$1,9 \times 10^3$ (wet) – $2,8 \times 10^4$ (dry)
Porphyryte	$10 - 5 \times 10^4$ (wet) – $3,3 \times 10^3$ (dry)
Carbonatized Porphyry	$2,5 \times 10^3$ (wet) – 6×10^4 (dry)
Quartz Porphyry	$3 \times 10^2 - 9 \times 10^5$
Quartz Diorite	$2 \times 10^4 - 2 \times 10^6$ (wet) – 1.8×10^5 (dry)
Porphyry (Various)	$60 - 10^4$
Dacite	2×10^4 (wet)
Andesite	$4,5 \times 10^4$ (wet) – $1,7 \times 10^5$ (dry)
Diabase Porphyry	10^3 (wet) – $1,7 \times 10^5$ (dry)
Diabase (various)	$20 - 5 \times 10^7$
Lavas	$10^2 - 5 \times 10^4$
Gabbro	$10^3 - 10^6$
Basalt	$10 - 1,3 \times 10^7$ (dry)
Olivine Norite	$10^3 - 6 \times 10^4$ (wet)
Peridotite	3×10^3 (wet) – $6,5 \times 10^3$ (dry)
Hornfels	8×10^3 (wet) – 6×10^7 (dry)
Schists (calcareous and mica)	$20 - 10^4$
Tuffs	2×10^3 (wet) - 10^5 (dry)
Graphite Schist	$10 - 10^2$
Slates (various)	$6 \times 10^2 - 4 \times 10^7$
Gneiss (various)	6.8×10^4 (wet) – 3×10^6 (dry)
Marble	$10^2 - 2,5 \times 10^8$ (dry)
Skarn	2.5×10^2 (wet) – $2,5 \times 10^8$ (dry)
Quartzites (various)	$10 - 2 \times 10^8$

Tabel 2.2 Resistivitas batuan sedimen (Telford dkk., 1990).

Rock Type	Resistivity Range (Ωm)
Consolidated Shales	$20 - 2 \times 10^3$
Argillites	$10 - 8 \times 10^2$
Conglomerates	$2 \times 10^3 - 10^4$
Sandstones	$1 - 6.4 \times 10^8$
Limestones	$50 - 10^7$
Dolomite	$3.5 \times 10^2 - 5 \times 10^3$
Unconsolidated Wet Clay	20
Marls	3 – 70
Clays	1 – 100
Alluvium and Sands	10 – 800
Oil Sands	4 - 800



Gambar 2.5 Tabel nilai resistivitas material bumi (Palacky, 1987).

Tabel 2.3 Nilai Resistivitas Batuan (Santoso & Subagio, 2016)

Rock Type	Resistivity Range (Ωm)
Batuan Peridotit	900 - 6000
Batuan Peridotit, kromit rendah	790 - 1972
Batuan Peridotit, kromit sedang	900 - 4216
Batuan Peridotit, kromit tinggi	900 - 6000
Pasir, fragmen batuan peridotit, gravel, kromit sedang	146 - 295
Pasir, fragmen batuan peridotit, gravel, kromit tinggi	296 - 400
Pasir	<72
Soil	12 - 129
Soil, lempung, batuan peridotit lapuk	130 - 233

Batuan peridotit, lempung	<127
---------------------------	------

Tabel 2.4 Harga Resistivitas Spesifik Batuan (Suyono, 1978)

Material	Resistivitas (Ωm)
Air Pemasukan	80 - 200
Airtanah	30 - 100
Silt - Lempung	10 - 200
Pasir	100 - 600
Pasir dan Kerikil	100 - 1000
Batu Lumpur	20 - 200
Batu Pasir	50 - 500
Konglomerat	100 - 500
Tufa	20 - 200
Kelompok Andesit	100 - 2000
Kelompok Granit	1000 - 10000
Kelompok Chert, Slate	200 - 2000

2.3.3 Metode Tahanan Jenis

Resistivitas adalah hambatan arus searah yang mengalir dari medium atau zat yang tegak lurus terhadap dua bidang yang saling berhadapan. Besarnya hambatan tergantung pada ukuran elemen peleburan (Asmaranto, 2012).

Resistivitas adalah teknik penelitian geofisika yang digunakan untuk memetakan struktur tanah. Berdasarkan prinsip distribusi resistivitas, dari setiap resistivitas tidak memiliki nilai yang sama. Hidrogeologi untuk membedakan lempung dengan permeabilitas rendah antara air tawar dan air laut, akuifer berpasir, batuan lunak dan material lempung, akuifer padat berpori dan ukiran batu, rekahan penahan air. Resistivitas bumi diukur dengan arus dan beda potensial (Kirsch, 2006).

Batuan sebagai konduktor listrik yang baik dipengaruhi oleh faktor berikut:

- Kandungan mineral
- Kandungan air
- Hambatan ion bebas didalamnya
- Struktur dan tekstur batuan

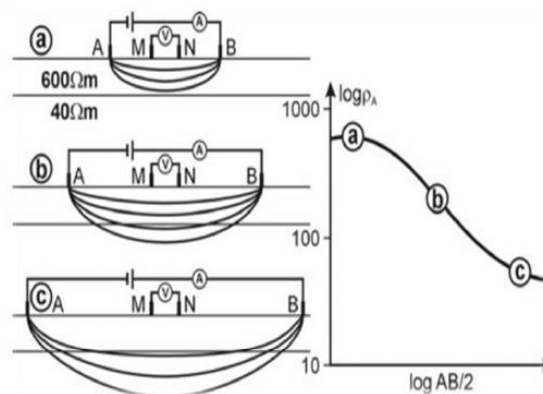
Mineral yang membentuk suatu batuan memiliki nilai resistivitas tinggi. Adanya material cair pada celah porinya akan membuat nilai resistivitas menjadi kecil. Batuan dengan material kompak akan memiliki nilai resistivitas tinggi apabila

dibandingkan dengan material lepas, bergantung dengan tingkat kejunahan air tawar yang dimilikinya. Untuk batuan lempung memiliki nilai resistivitas yang paling rendah (Asmaranto, 2012).

Metode resistivitas merupakan salah satu metode yang digunakan untuk mengetahui perubahan resistivitas suatu batuan pada arah horizontal dan vertikal dengan menggunakan alat geolistrik. Konfigurasi beberapa posisi elektroda dapat digunakan untuk mendapatkan resistivitas sebenarnya dari setiap lapisan batuan. Salah satunya adalah konfigurasi *Schlumberger* (Asmaranto, 2012).

2.3.4 Pengukuran *Vertical Electrical Sounding* (VES)

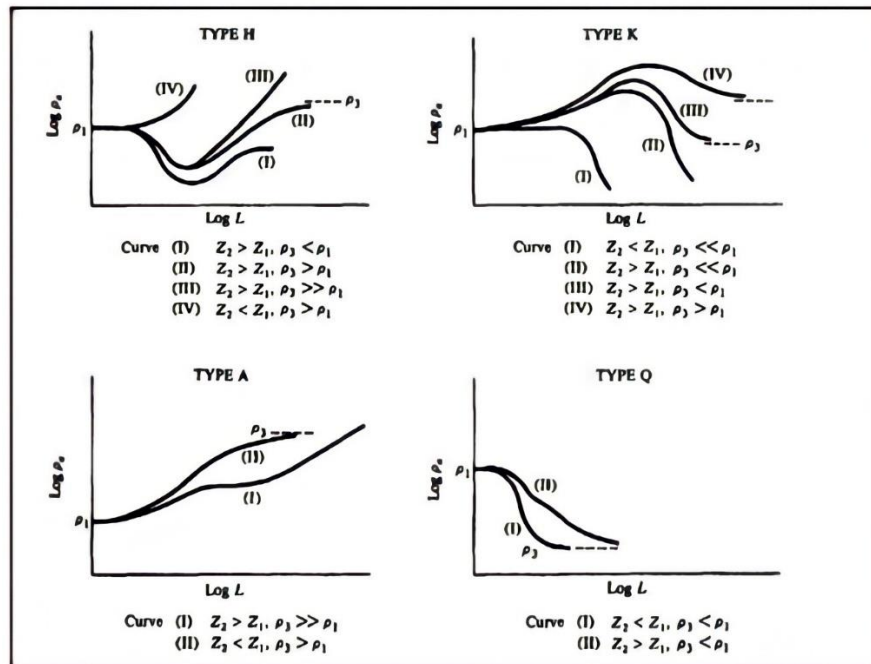
Metode penyelidikan geolistrik menggunakan konfigurasi *Schlumberger* dan menerapkan. Pada prinsipnya jarak antara elektroda arus (A) sama dengan jarak antara ke elektroda (B). Elektroda potensial (MN) terletak di dalam elektroda arus dan berada di tengah pengukuran. (Dobrin dkk., 1988).



Gambar 2.6 Konfigurasi *Schlumberger* (Kirsch, 2006).

Pengukuran *Vertical Electrical Sounding* (VES) adalah metode penelitian untuk menentukan distribusi nilai resistansi bawah tanah dengan mengukur nilai resistivitas. Teknik ini digunakan untuk menentukan kedalaman dan ketahanan struktur batuan berlapis homogen seperti sedimen dan kedalaman air. Konfigurasi yang paling umum digunakan adalah konfigurasi *Schlumberger*. Dengan menjaga titik pusat konstan saat jarak antara elektroda berubah. Ini akan memungkinkan arus mengalir secara vertikal seperti yang ditunjukkan pada Gambar 2.5. Jarak elektroda sebanding dengan kedalaman batuan yang terdeteksi. Semakin besar jaraknya,

semakin dalam lapisan batuan (Lowrie, 2007). Berikut ini merupakan tipe kurva *sounding*.

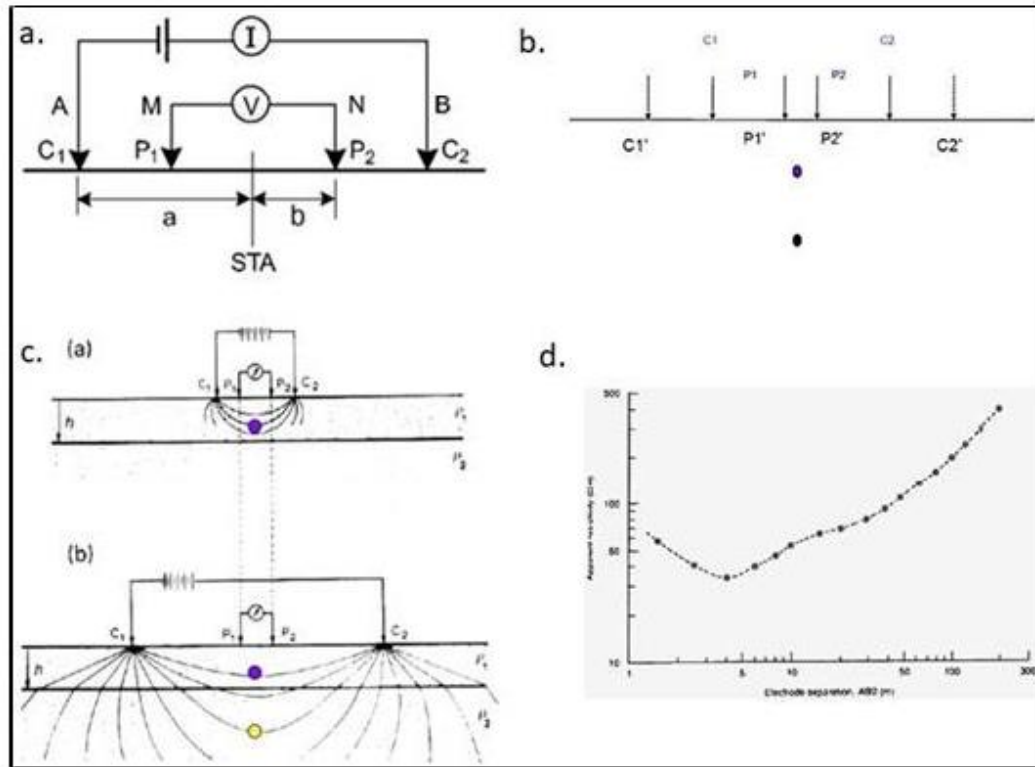


Gambar 2.7 Tipe kurva *sounding* (Telford dkk., 1990).

2.3.5 Konfigurasi *Schlumberger*

Penggunaan metode geolistrik pertama kali dicetuskan oleh Conrad Schlumberger pada tahun 1912. Metode *Schlumberger* merupakan metode yang digunakan untuk mengkarakterisasi batuan bawah tanah dengan biaya penelitian yang relatif murah (Asmaranto, 2012).

Faktor geometri merupakan faktor yang digunakan untuk mengalikan guna mencari nilai resistivitas dari resistensinya. Sedangkan konfigurasi elektroda yang digunakan adalah konfigurasi *Schlumberger* (Maemuna dkk., 2017).



Gambar 2.8 (a) Konfigurasi *Schlumberger* (b) Titik datum metode sounding (c) Pengukuran pada titik sounding dengan variasi spasi elektroda dari yang terkecil (d) Rekonstruksi grafik antara $AB/2$ dan resistivitas semu (Rizka & Setiawan, 2019).

Berdasarkan model konfigurasi pada Gambar 2.8 (a) di atas dan menurut Reynolds (1997) maka faktor geometrinya dapat dihitung sebagai berikut:

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

$$K = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{a} - \frac{1}{b}\right) - \left(\frac{1}{a} + \frac{1}{b}\right) - \left(\frac{1}{a} + \frac{1}{b}\right) - \left(\frac{1}{a} - \frac{1}{b}\right)}$$

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

$$K = 2\pi \left[\frac{2}{a-b} - \frac{2}{a+b} \right]^{-1}$$

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

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

$$K = 2\pi \left[\frac{4b}{a^2 - b^2} \right]^{-1}$$

$$K = \pi \left[\frac{a^2 - b^2}{2b} \right] \quad (2.6)$$

Dengan keterangan sebagai berikut:

K = Faktor geometri (m)

$r1$ = Jarak C1 ke P1 (m)

$r2$ = Jarak C2 ke P1 (m)

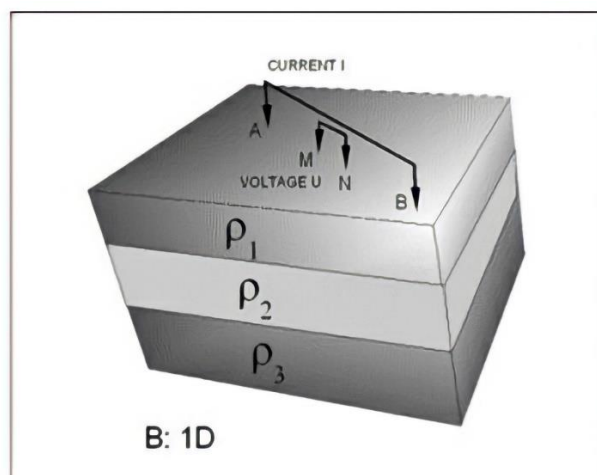
$r3$ = Jarak C1 ke P2 (m)

$r4$ = Jarak C2 ke P2 (m)

a = Jarak antara titik tengah ke C1 atau C2 (m)

b = Jarak antara titik tengah ke P1 atau P2 (m)

Kelemahan dari metode ini adalah dapat mempengaruhi hasil perhitungan ketika homogenitas batuan di dekat permukaan tidak dapat dideteksi. Pada konfigurasi ini, jarak ideal elektroda potensial MN yang dihasilkan adalah sekecil mungkin, sehingga jarak MN teoritis tidak berubah. Namun karena keterbatasan alat ukur, maka perlu dilakukan perubahan jarak MN bila jarak AB relatif besar. Variasi jarak MN kurang dari 1/5 jarak AB (Asmaranto, 2012).



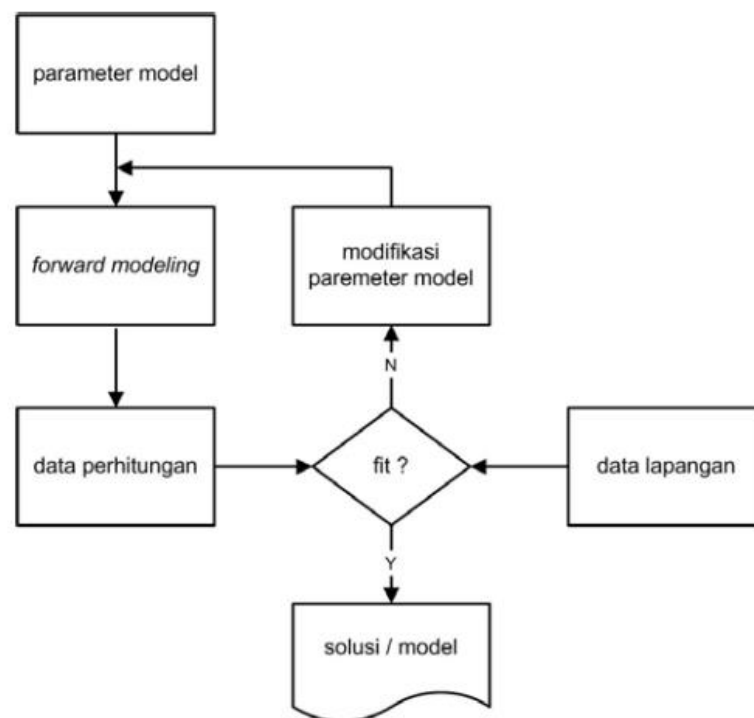
Gambar 2.9 Susunan elektroda untuk pengukuran resistivitas semu pada lapisan tanah berlapis (Kirsch, 2006).

Keunggulan konfigurasi Schlumberger adalah dapat mendeteksi keberadaan lapisan batuan yang tidak seragam di permukaan. Yaitu, dengan membandingkan nilai resistivitas semu ketika jarak elektroda MN diubah (Asmaranto, 2012).

2.3.6 Inversi Data Geolistrik 1D

Dalam pemodelan data geofisika, akan dicari model yang menghasilkan respon yang cocok atau *fit* dengan data yang telah diperoleh saat pengamatan atau data lapangan. Dengan demikian model yang didapatkan dapat merepresentasikan kondisi bawah permukaan di tempat pengukuran data. Untuk memperoleh kesesuaian anantara data teoritis (respon model) dengan data lapangan maka dapat dilakukan dengan proses coba-coba (*trial and error*) dengan mengubah harga parameter model

Saat memodelkan data yang diperoleh dari observasi atau data lapangan akan menghasilkan respon yang sesuai. Sehingga model yang dihasilkan dapat menunjukkan kondisi tanah di lokasi pengukuran data. Dapat dilakukan melalui tahapan *trial and error* dengan memvariasikan harga parameter model untuk mencocokkan data teoritis (respon model) dengan data lapangan (Grandis, 2009).



Gambar 2.10 Teknik pemodelan dengan cara mencoba-coba dan memodifikasi parameter model hingga diperoleh kecocokan antara data perhitungan dan data lapangan

Dalam pemodelan inversi merupakan “kebalikan” dari *forwar modeling* karena parameter model diambil langsung dari data. Pemodelan inversi adalah proses yang ditunjukkan pada Gambar 2.10, tetapi mekanisme mengubah parameter model agar lebih sesuai dengan data yang dihitung dan diamati secara otomatis. Pemodelan inversi disebut *data fitting* karena mengambil parameter dari model yang menghasilkan respon yang cocok dengan data yang diamati. Hubungan antara respon model dan data yang diamati direpresentasikan sebagai fungsi tujuan yang harus diminimalkan. Proses pencarian nilai minimum mengharuskan fungsi tujuan dikaitkan dengan proses pencarian model terbaik. Ketika suatu fungsi mencapai minimum dalam perhitungan, turunan dari fungsi yang tidak diketahui pada suatu titik akan menjadi minimum. Model dimodifikasi untuk menghasilkan respon yang sesuai dengan data. Inversi yang bekerja pada *software* IPI2Win adalah inversi *non-linier* dengan pendekatan inversi *least-square* yang menggunakan inversi kuadrat terkecil karena invers tersebut digunakan untuk mencari solusi/model terbaik dengan kriteria error kuadrat terkecil.(Grandis, 2009).

2.4 Air Tanah

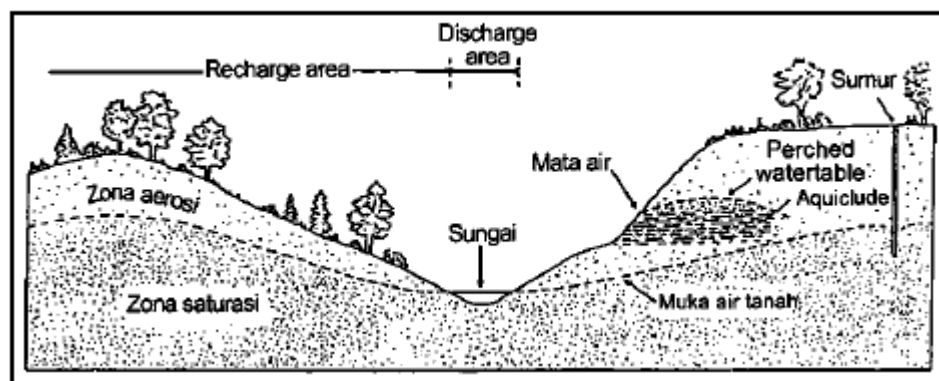
2.4.1 Pengertian Air Tanah

Air tanah adalah sumberdaya alam terbarukan yang berperan penting, dikarenakan air tanah ini adalah sumber utama guna memenuhi kebutuhan manusia dalam pemanfaatan air seperti untuk mandi, mencuci, minum, memasak dan lainnya. Air yang terinfiltrasikan ke dalam tanah kemudian mengisi celah-celah pori di dalam tanah hingga kondisi tanah menjadi jenuh. Setelah itu air akan bergerak secara horizontal sebagai aliran antara (*interflow*) dan secara vertikal sebagai perkolasi. Air yang terperkolasi akan mengisi tampungan air tanah yang disebut sebagai air tanah (Todd, 1980)

Air tanah berasal dari air hujan yang mengisi celah-celah batuan di dalam tanah. Jumlah air yang terserap bergantung dengan ruang yang tersedia dan juga waktu, kemiringan lereng, kondisi material pada permukaan tanah serta jenis dari vegetasi, dan curah hujan. Apabila curah hujan cukup besar tetapi daerahnya memiliki kelerengan yang curam, ditutupi oleh material yang impermeabel akan

menyebabkan jumlah air yang mengalir di permukaan lebih banyak dibandingkan dengan air yang terserap di dalam tanah. Saat hujan yang turun dengan intensitas yang sedang, dengan lereng yang cukup datar serta memiliki permukaan yang impermeabel, maka jumlah air yang terserap ke dalam tanah lebih banyak (Prasthito dkk., 2018).

Air di dekat permukaan yang tidak tertahan akan menerobos kebawah hingga sampai di zona dengan batuan yang jenuh air. Air tanah terdapat pada zona saturasi. Perbatasan antara air tanah dengan zona saturasi disebut dengan muka air tanah. Pada bagian atasnya terdapat lapisan yang tidak menyimpan air adalah zona aerasi. Muka air tanah berbentuk sesuai dengan topografi daerahnya. Daerah dibawah permukaan tempat meresapnya air hujan sampai *recharge area* dan tempat keluarnya air disebut *discharge area* (Prasthito dkk., 2018).



Gambar 2.11 Diagram memperlihatkan posisi relatif beberapa istilah yang berkaitan dengan air bawah permukaan (Fetter, 1988).

Air tanah dapat ditemukan pada daerah yang memiliki formasi batuan yang dapat menyimpan air atau lapisan akuifer yang dapat mengikat air dengan jumlah yang cukup besar. Pada daerah yang semipermeabel dapat ditemukannya juga air tanah tetapi tidak dapat mengalirkannya dalam waktu yang cepat (Prasthito dkk., 2018).

2.4.2 Klasifikasi Air Tanah

Menurut Supadi (2005), klasifikasi airtanah dalam struktur geologi yang digunakan untuk penyimpanan dan pelepasan air adalah sebagai berikut:

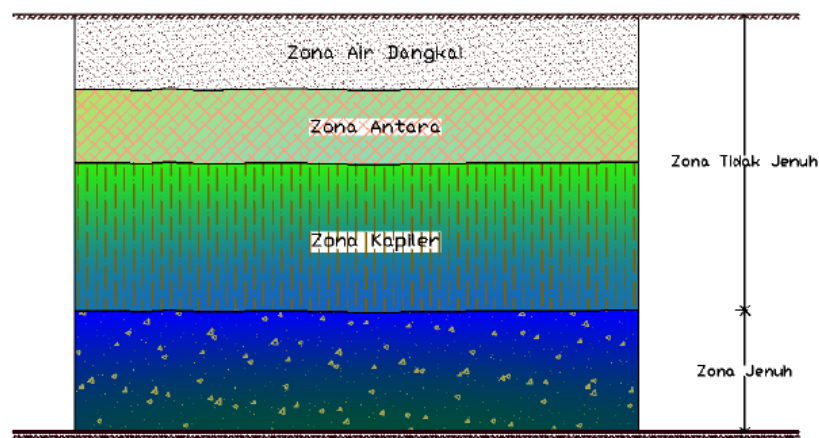
1. Akuifer (*Aquifer*) dapat didefinisikan sebagai lapisan tanah yang dapat mengalirkan air dan menyimpan serta mengeluarkan air tanah dalam jumlah yang memadai;
2. Akuitar (*Aquitards*) lapisan batuan yang tersusun untuk menyimpan air, tetapi hanya dapat mengalir secara terbatas;
3. Akuiklud (*Aquiclude*) adalah lapisan yang dapat menahan air tetapi tidak dapat melewatkan air dalam jumlah yang banyak. Hal ini terjadi karena nilai konduktivitasnya relatif kecil; dan
4. Akuifug (*Aquifuge*) adalah lapisan yang tidak dapat menahan air atau kedap air.

2.4.3 Penyebaran Vertikal Air Tanah

Penyebaran air tanah secara vertikal dibagi menjadi zona jenuh dan tak jenuh. Pada zona tak jenuh terbagi menjadi zona air dangkal, zona kapiler, dan zona antara (Prasthito dkk., 2018).

1. Zona Jenuh

Pada zona jenuh seluruh rongga-rongga batuan akan terisi oleh air. Lapisan batuan pada bagian bawah dari zona ini adalah lapisan yang tidak dapat meloloskan air atau kedap air. Dengan batuan penyusunnya berupa batuan dasar (*bedrock*) atau tanah liat. Air tanah dapat ditemukan pada zona ini. Lapisan yang menahan gaya gravitasi akan menampung air dalam zona ini (Bisri, 1991).



Gambar 2.12 Penyebaran vertikal air tanah (Bisri, 1988).

2. Zona Tidak Jenuh

Zona tak jenuh terletak di atas zona jenuh ke permukaan. Air di zona ini disebut air dangkal atau air terapung. Ketidakjenuhan ini dibagi menjadi:

a. Zona Kapiler

Zona kapiler terletak di antara muka air tanah dan batas kenaikan kapiler. Kenaikan dan distribusi air di daerah ini berasal dari media berpori. Dengan membandingkan ruang pori kapiler dengan kenaikan kapiler, semakin tinggi kenaikan di atas permukaan tanah, semakin tinggi kejenuhan akan berkurang (Soemarto, 1995).

b. Zona Antara

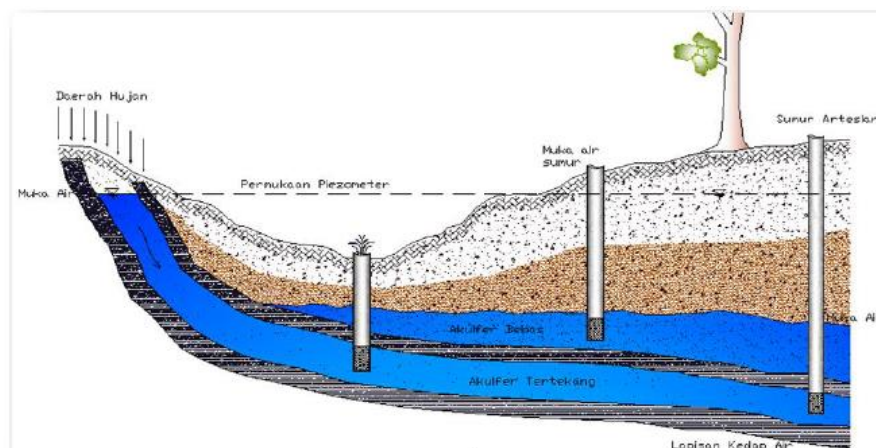
Zona ini terletak pada zona perairan dangkal hingga batas bawah zona kapiler, dan ketebalan zona tengah sangat bervariasi. Zona antara berfungsi sebagai titik kontak air untuk mengalir ke permukaan air tanah. Air dangkal terletak dari permukaan tanah ke zona akar utama. Lapisan tanah di daerah ini merupakan lapisan yang tidak jenuh, kecuali ada air hujan atau air irigasi di atas tanah. (Soemarto, 1995).

c. Zona Air Dangkal

Zona perairan dangkal terletak dari permukaan tanah hingga zona akar utama. Lapisan tanah di daerah ini merupakan lapisan yang tidak jenuh, kecuali ada air hujan atau air irigasi di atas tanah. Air di perairan dangkal dapat dibagi menjadi air higroskopis, air kapiler dan air gravitasi (Soemarto, 1995).

2.4.4 Tipe Akuifer

Akuifer menurut bahasa yaitu *aqua* yang berarti air dan *fere* yang berarti keterdapatan. Sehingga akuifer adalah lapisan yang mengandung air atau lapisan permable (Suharyadi, 1984).

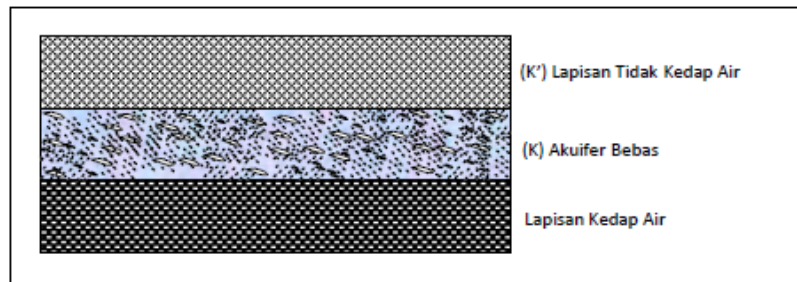


Gambar 2.13 Akuifer tertekan dan bebas (Harlan dkk, 1989).

Menurut Suharyadi (1984) berdasarkan litologi dan permeabilitas suatu lapisan bawah permukaan, akuifer dapat dibedakan menjadi:

1. Akuifer Bebas (*Unconfined Aquifer*)

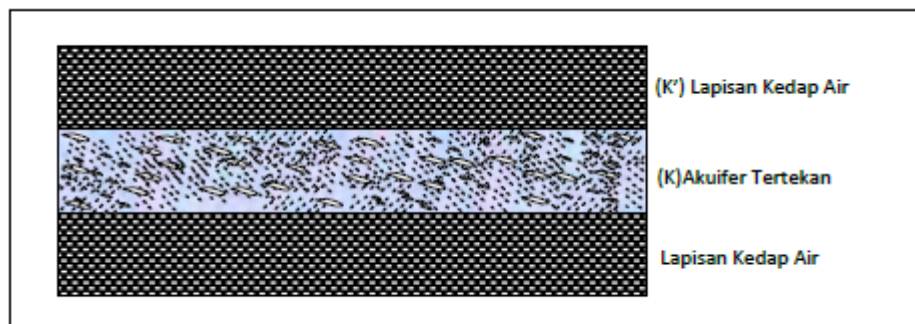
Akuifer Bebas dibatasi oleh lapisan yang kedap air pada bagian bawahnya dan pada lapisan batuan di atasnya merupakan lapisan yang tidak kedap air. Pembatas antara lapisan batuan yang kedap air dengan akuifer disebut dengan muka air tanah.



Gambar 2.14 Akuifer bebas (Runi, 2012).

2. Akuifer Tertekan (*Confined Aquifer*)

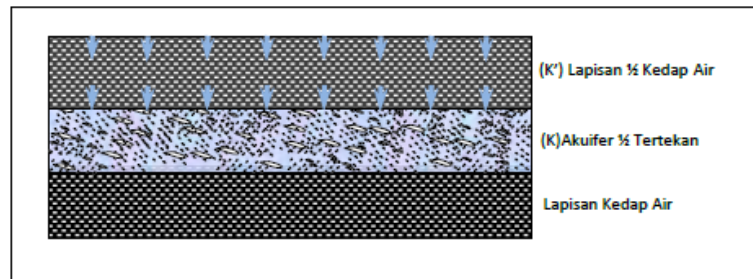
Akuifer tertekan dibatasi oleh lapisan batuan yang kedap air pada bagian atas dan bawahnya. Air tidak akan mengalir pada lapisan pembatasnya. Jika dibandingkan dengan tekanan pada atmosfer, maka tekanan air pada lapisan ini memiliki nilai yang lebih besar.



Gambar 2.15 Akuifer Tertekan (Runi, 2012).

3. Akuifer Setengah Tertekan (*Semiconfined Aquifer*)

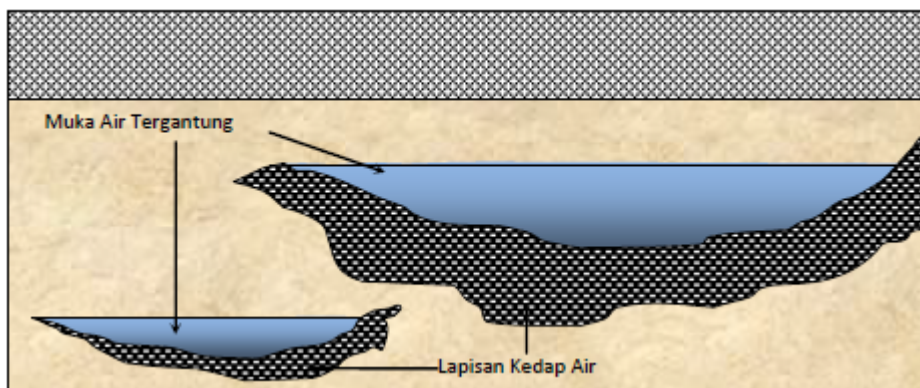
Akuifer setengah tertekan pada bagian atasnya dibatasi oleh lapisan yang tidak sepenuhnya kedap air, sehingga masih terdapat air yang mengalir pada lapisan ini dan untuk lapisan bawahnya merupakan lapisan yang kedap air.



Gambar 2.16 Akuifer setengah tertekan (Runi, 2012).

4. Akuifer Menggantung (*Perched Aquifer*)

Pada akuifer menggantung terdapat lapisan kedap air yang cukup luas dan kedap terhadap air merupakan pembatas antara massa air tanah dan air tanah induk. Sehingga massa air tanah akan terpisah dengan adalah akuifer dengan massa air tanah terpisah dari air tanah induk.



Gambar 2.17 Akuifer menggantung (Runi, 2012).

2.4.5 Daerah Terdapatnya Air Tanah

Keberadaan akuifer di alam dapat dibedakan menjadi dua jenis menurut bahan penyusunnya:

1. Material Lepas

Keberadaan airtanah dalam material lepas, dan empat jenis menurut daerah pembentukannya, yaitu (Prasthito dkk., 2018) dibedakan menjadi empat yaitu:

a. Daerah Dataran

Keberadaan air tanah pada daerah ini didapatkan ketika hujan turun atau dekat dengan sungai. Dengan daerah dataran yang sangat luas memiliki endapan dengan material lepas seperti kerikil dan pasir.

b. Daerah Aluvial

Pada daerah ini keberadaan muka air tanah akan mempengaruhi potensi air tanah, apabila muka air tanah terdapat pada daerah yang lebih tinggi, jika dibandingkan dengan daerah aluvial maka potensi air tanahnya sangat besar. Penentuan debit air tanah dipengaruhi oleh permeabilitas, ketebalan lapisan akuifer dan penyebarannya.

c. Daerah Lembah Mati

Pada daerah ini disebut dengan lembah mati dikarenakan tidak dilalui oleh aliran air sungai, tetapi memiliki potensi air tanah yang besar. Karena tidak dilalui oleh aliran sungai, maka merupakan suatu lembah yang tidak dilewati oleh aliran sungai. Potensi air tanahnya besar, tetapi jumlah air yang diterimanya tidak.

d. Daerah Lembah Antar Gunung

adalah daerah lembah yang dikelilingi oleh pegunungan, dikelilingi oleh material lepas yang cukup besar, seperti pasir dan kerikil, untuk menampung air.

2. Material Kompak

Potensi air tanah pada material kompak cukup besar menurut Suharyadi (1984) terdapat pada material:

a. Batugamping

Rekahan pada batugamping berpotensi sebagai akuifer, dengan celah-celahnya akan terisi oleh air. Jenis dari batugamping juga menentukan dalam bertindak sebagai akuifer.

b. Batuan Beku Dalam

Air tanah pada batuan ini terdapat pada batuan beku yang memiliki banyak rekahan. Sehingga air dapat mengisi antar celah batumannya.

c. Batuan Vulkanik

Rekahan dan lubang-lubang gas pada batuan vulkanik primer dapat meloloskan air. Batuan vulkanik yang berumur muda dapat dikatakan sebagai akuifer yang baik.