

BAB II

DASAR TEORI

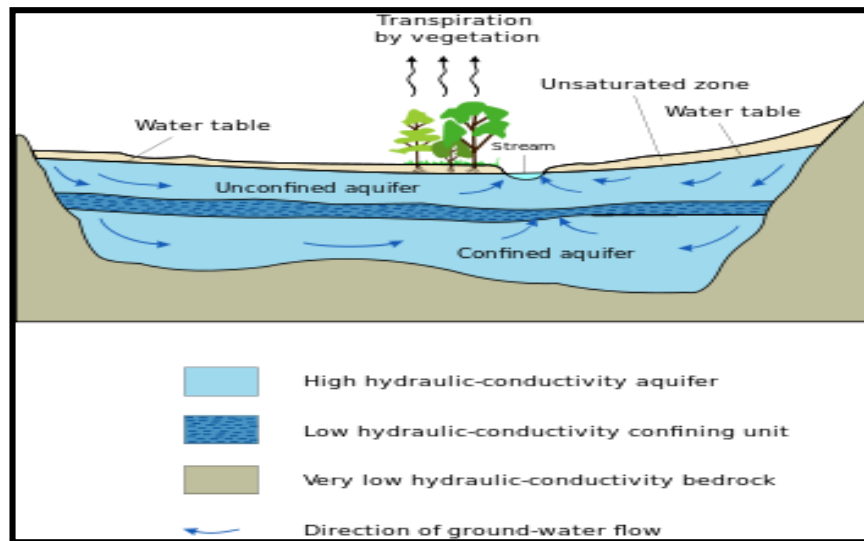
A. Air tanah dan akuifer

Air merupakan salah satu kebutuhan utama manusia, sehingga ada ilmu pengetahuan khusus yang membahas tentang air yaitu hidrologi. Hidrologi adalah ilmu tentang air baik di atmosfer, di permukaan bumi, dan di dalam bumi, tentang terjadinya, perputarannya, serta pengaruhnya terhadap kehidupan yang ada di alam ini (Shiddiqy, 2014).

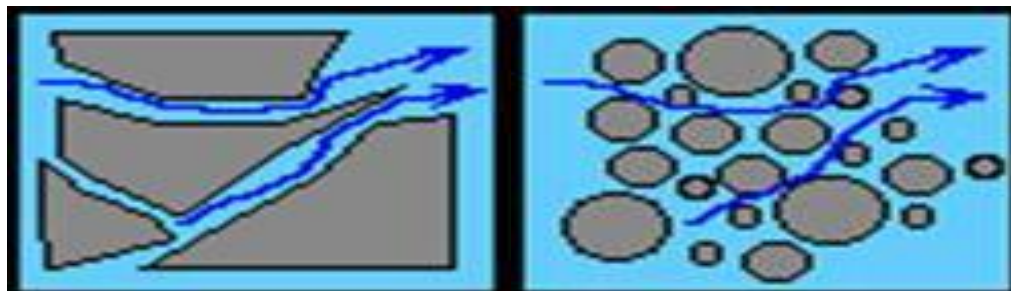
Air tanah didefinisikan sebagai air yang terdapat di bawah permukaan bumi. Salah satu sumber utamanya adalah air hujan yang meresap ke bawah lewat lubang pori di antara butiran tanah. Air yang berkumpul di bawah permukaan bumi ini disebut akuifer.

Ada beberapa pengertian akuifer berdasarkan pendapat para ahli, Todd (1955) menyatakan bahwa akuifer berasal dari bahasa latin yaitu *aqui* dari kata *aqua* yang berarti air dan kata *ferre* yang berarti membawa, jadi akuifer adalah lapisan pembawa air. Herlambang (1996) menyatakan bahwa akuifer adalah lapisan tanah yang mengandung air, di mana air ini bergerak di dalam tanah karena adanya ruang antar butir-butir tanah. Berdasarkan kedua pendapat, dapat disimpulkan bahwa akuifer adalah lapisan bawah tanah yang mengandung air dan mampu mengalirkan air. Hal ini disebabkan karena lapisan tersebut bersifat *permeable* yang mampu mengalirkan air baik karena adanya pori-pori pada lapisan tersebut ataupun memang sifat dari lapisan batuan tertentu. Contoh batuan pada lapisan

akuifer adalah pasir, kerikil, batu pasir, batu gamping rekahan. Akuifer dan aliran air pada pori-pori ditunjukkan oleh Gambar 2 dan 3.



Gambar 2. Akuifer di bawah tanah (Shiddiqy, 2014)



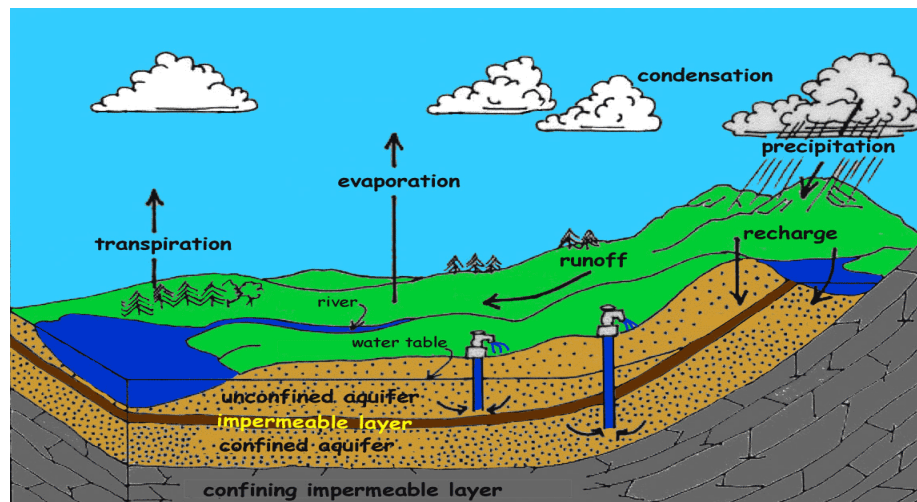
Gambar 3. Aliran air pada pori-pori antar butir tanah (Shiddiqy, 2014)

Terdapat tiga parameter penting yang menentukan karakteristik akuifer yaitu tebal akuifer, koefisien lolos atau permeabilitas, dan hasil jenis. Tebal akuifer diukur mulai dari permukaan air tanah (*water table*) sampai pada suatu lapisan yang bersifat semi kedap air (*impermeable*) termasuk *aquiclude* dan *aquifuge*. Permeabilitas merupakan kemampuan suatu akuifer untuk meloloskan sejumlah air tanah melalui penampang 1 m². Nilai permeabilitas akuifer sangat ditentukan

oleh tekstur dan struktur mineral atau partikel-partikel atau butir-butir penyusun batuan. Semakin kasar tekstur dengan struktur lepas, maka semakin tinggi batuan meloloskan sejumlah air tanah. Sebaliknya, semakin halus tekstur dengan struktur semakin tidak teratur atau semakin mampat, maka semakin rendah kemampuan batuan untuk meloloskan sejumlah air tanah. Dengan demikian, setiap jenis batuan akan mempunyai nilai permeabilitas yang berbeda dengan jenis batuan yang lainnya. Hasil jenis adalah kemampuan suatu akuifer untuk menyimpan dan memberikan sejumlah air dalam kondisi alami. Besarnya cadangan air tanah atau hasil jenis yang dapat tersimpan dalam akuifer sangat ditentukan oleh sifat fisik batuan penyusun akuifer (tekstur dan struktur butir-butir penyusunnya) (Anonim, 2006).

Menurut Krussman dan Ridder (1970), berdasarkan kadar kedap air dari batuan yang melingkupi akuifer terdapat beberapa jenis akuifer, yaitu: Akuifer terkungkung (*confined aquifer*), akuifer setengah terkungkung (*semi confined aquifer*), akuifer setengah bebas (*semi unconfined aquifer*), dan akuifer bebas (*unconfined aquifer*). Akuifer terkungkung adalah akuifer yang lapisan atas dan bawahnya dibatasi oleh lapisan yang kedap air. Akuifer setengah terkungkung adalah akuifer yang lapisan di atas atau di bawahnya masih mampu meloloskan atau dilewati air meskipun sangat kecil (lambat). Akuifer setengah bebas merupakan peralihan antara akuifer setengah terkungkung dengan akuifer bebas. Lapisan bawahnya yang merupakan lapisan kedap air, sedangkan lapisan atasnya merupakan material berbutir halus, sehingga pada lapisan penutupnya masih dimungkinkan adanya gerakan air. Akuifer bebas lapisan atasnya mempunyai

permeabilitas yang tinggi, sehingga tekanan udara di permukaan air sama dengan atmosfer. Air tanah dari akuifer ini disebut air tanah bebas (tidak terkungkung) dan akuifernya sendiri sering disebut *water-table aquifer*. Jenis-jenis akuifer ditunjukkan pada Gambar 4.



Gambar 4. Jenis-jenis Akuifer (Shiddiqy, 2014)

Todd (1980) menyatakan bahwa tidak semua formasi litologi dan kondisi geomorfologi merupakan akuifer yang baik. Berdasarkan pengamatan lapangan, akuifer dijumpai pada bentuk lahan sebagai berikut:

1. Lintasan air (*water course*)

Bentuk lahan di mana materialnya terdiri dari aluvium yang mengendap di sepanjang alur sungai sebagai bentuk lahan dataran banjir serta tanggul alam. Bahan aluvium itu biasanya berupa pasir dan kerikil.

2. Dataran (*plain*)

Bentuk lahan berstruktur datar dan tersusun atas bahan aluvium yang berasal dari berbagai bahan induk sehingga merupakan akuifer yang baik.

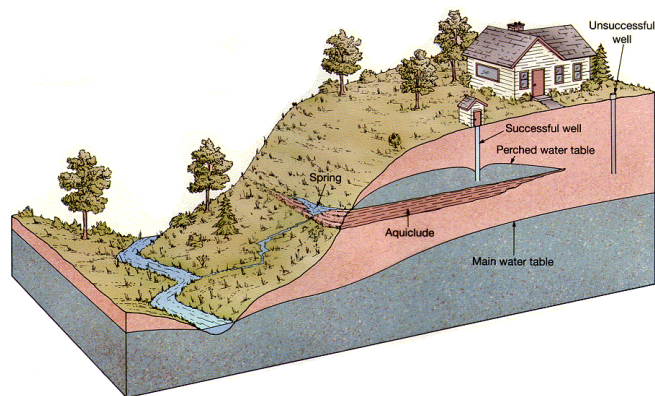
3. Lembah antar pegunungan (*intermontane valley*)

Merupakan lembah yang berada di antara dua pegunungan dan materialnya berasal dari hasil erosi dan gerak massa batuan dari pegunungan di sekitarnya.

4. Lembah terkubur (*buried valley*)

Lembah yang tersusun oleh material lepas yang berupa pasir halus sampai kasar.

Berdasarkan perlakuannya terhadap air tanah, terdapat lapisan-lapisan batuan selain akuifer yang berada di bawah permukaan tanah. Lapisan-lapisan batuan tersebut dapat dibedakan menjadi: *Aquiclude*, *aquitard*, dan *aquifuge*. *Aquiclude* adalah formasi geologi yang mungkin mengandung air, tetapi dalam kondisi alami tidak mampu mengalirkannya, misalnya lapisan lempung, serpih, tuf halus, lanau. Untuk keperluan praktis, *aquiclude* dipandang sebagai lapisan kedap air. Letak *aquiclude* ditunjukkan pada Gambar 5.



Gambar 5. Letak Aquiclude (Shiddiqy, 2014)

Aquitard adalah formasi geologi yang semi kedap, mampu mengalirkan air tetap dengan laju yang sangat lambat jika dibanding dengan akuifer. Meskipun demikian dalam daerah yang sangat luas, mungkin mampu membawa sejumlah besar air antara akuifer yang satu dengan lainnya. *Aquifuge* merupakan formasi kedap yang tidak mengandung dan tidak mampu mengalirkan air.

B. Metode Geolistrik

Metode geolistrik merupakan salah satu metode geofisika yang mempelajari sifat aliran listrik di dalam bumi. Dalam hal ini meliputi pengukuran potensial, arus dan medan elektromagnetik yang terjadi baik secara alamiah ataupun akibat injeksi arus ke dalam bumi (Anonim, 2012).

Metode geolistrik secara garis besar dibagi menjadi dua jenis, yaitu geolistrik yang bersifat pasif dan geolistrik yang bersifat aktif. Pada geolistrik yang bersifat pasif, energi yang dibutuhkan telah ada terlebih dahulu sehingga tidak diperlukan adanya injeksi atau pemasukan arus terlebih dahulu. Geolistrik jenis ini disebut *Self Potential* (SP). Pada geolistrik yang bersifat aktif, energi yang dibutuhkan ada karena penginjeksian arus ke dalam bumi terlebih dahulu. Geolistrik jenis ini dibagi menjadi dua metode, yaitu metode resistivitas (tahanan jenis) dan polarisasi terimbas (*induced polarization*) (Saputro, 2012).

Tiap-tiap media mempunyai sifat yang berbeda terhadap aliran listrik yang melaluinya, hal ini tergantung pada tahanan jenisnya. Pada metode geolistrik, arus listrik diinjeksikan ke dalam bumi melalui dua buah elektroda arus. Dari hasil pengukuran arus dan beda potensial untuk setiap jarak elektroda kemudian dapat

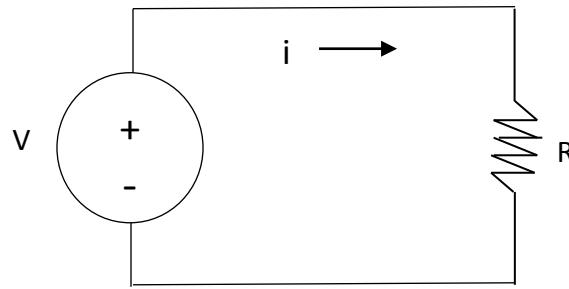
diturunkan nilai variasi hambatan jenis masing-masing lapisan bawah permukaan bumi, di bawah titik ukur (*sounding point*).

Metode geolistrik lebih efektif bila dipakai untuk eksplorasi yang sifatnya relatif dangkal. Metode ini jarang memberikan informasi lapisan kedalaman yang lebih dari 300 atau 450 meter. Oleh karena itu, metode ini jarang digunakan untuk eksplorasi hidrokarbon, tetapi lebih banyak digunakan untuk bidang *engineering geology* seperti penentuan kedalaman batuan dasar, pencarian reservoir air, eksplorasi geotermal, dan juga untuk geofisika lingkungan.

Metode geolistrik dilakukan dengan cara menginjeksikan arus listrik dengan frekuensi rendah ke permukaan bumi yang kemudian diukur beda potensial di antara dua buah elektroda potensial. Pada keadaan tertentu, pengukuran bawah permukaan dengan arus yang tetap akan diperoleh suatu variasi beda tegangan yang mengakibatkan variasi nilai resistansi. Nilai resistansi akan membawa suatu informasi tentang struktur dan material yang dilewatinya.

1. Prinsip Dasar Metode Resistivitas

Konsep dasar metode geolistrik adalah Hukum Ohm yang pertama kali dicetuskan oleh George Simon Ohm. George Simon Ohm menyatakan bahwa beda potensial yang timbul di ujung-ujung suatu median berbanding lurus dengan arus listrik yang mengalir pada medium tersebut, dan berbanding terbalik dengan luas penampangnya. Gambar 6 menunjukkan rangkaian listrik sederhana resistansi, dan pernyataan di atas dapat di tuliskan dalam persamaan 1 (Lowrie, 2007).



Gambar 6. Rangkaian listrik sederhana resistansi

$$V = I R \quad (1)$$

dengan V adalah beda potensial antara dua elektroda (volt), I adalah arus listrik yang diinjeksikan (ampere). Menurut Hukum Ohm diasumsikan bahwa R tidak tergantung I , bahwa R adalah konstan (tetap), tetapi terdapat kondisi dimana resistansi tidak konstan. Elemen-elemen demikian dikatakan tidak linier atau non linier. Meskipun demikian, resistansi suatu elemen non-linier masih didefinisikan oleh $R=V/I$, tetapi R tidak tergantung I (Suyoso, 2003).

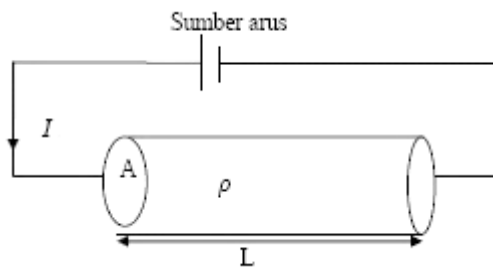
Jika ditinjau suatu kawat dengan panjang L (meter), luas penampang A (meter²), dan resistivitas ρ (ohm-meter), seperti digambarkan pada Gambar 7, maka resistansi R dapat dirumuskan sebagai (Lowrie, 2007):

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (2)$$

dengan $R=V/I$, sehingga resistivitas (Ohm-meter) adalah

$$\rho = \frac{V A}{I L} \quad (3)$$

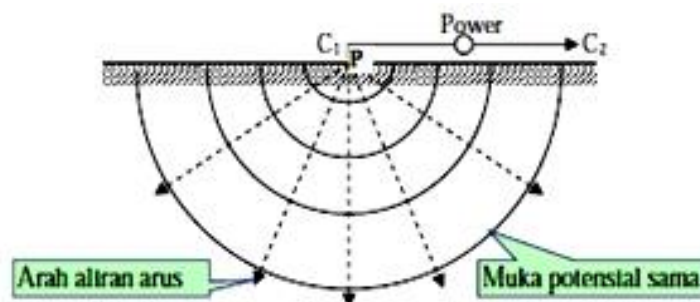
dengan ρ adalah hambatan jenis bumi (ohm-meter), V adalah potensial (volt), I adalah arus listrik (ampere,) L panjang lintasan (meter), A adalah luas penampang (meter²).



Gambar 7. Kawat dengan panjang L , luas penampang A yang dialiri arus listrik I

Persamaan di atas digunakan untuk medium yang homogen sehingga akan terukur nilai tahanan jenis yang sesungguhnya (*True Resistivity*) sedangkan untuk medium yang tidak homogen akan terukur nilai tahanan jenis semu (*Apparent Resistivity*). Pada pengukuran di lapangan, nilai tahanan jenis semu tergantung pada tahanan jenis lapisan-lapisan batuan yang terukur dan metode pengukuran (konfigurasi elektroda). Batuan penyusun di dalam bumi yang berfungsi sebagai resistor dapat diukur nilai tahanan jenisnya secara sederhana dengan mengasumsikan bahwa mediumnya merupakan medium yang homogen isotropis (Santoso, 2002).

Kawat yang dialiri arus kemudian diasumsikan menjadi *half-space* atau permukaan medium homogen isotropis seperti pada Gambar 8.



Gambar 8. Sumber arus tunggal di permukaan medium homogen isotropis (Loke, 2004)

Sehingga persamaan 3 dapat diubah bentuk menjadi persamaan 4 (Flathe 1976):

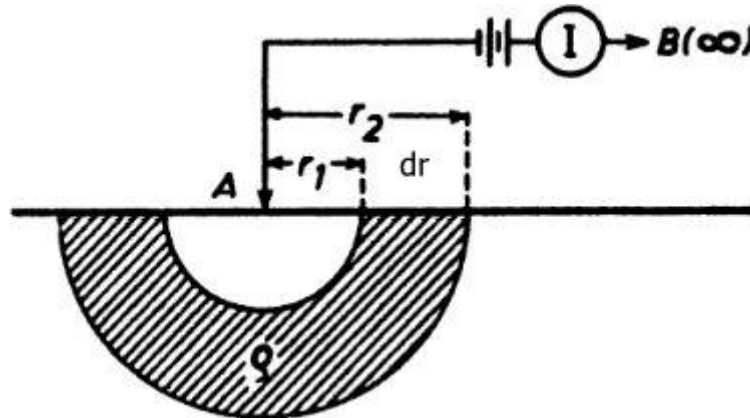
$$\frac{V}{L} = \frac{I}{A} \rho \quad (4)$$

Pada bagian sisi kiri muncul medan listrik E (volt/meter), sedangkan pada bagian kanan muncul rapat arus j (ampere/m²), sehingga persamaan 4 dapat diubah dalam bentuk persamaan 5.

$$E = j\rho \quad (5)$$

2. Bumi Homogen Isotropis

Pendekatan yang dilakukan adalah lapisan bumi dianggap bersifat homogen isotropis untuk menentukan tahanan jenis lapisan-lapisan batuan bumi. Persamaan 1 kita terapkan pada bumi, kawat yang dialiri arus kita rubah menjadi bumi yang dialiri arus listrik atau diinjeksikan arus listrik, seperti pada Gambar 9.



Gambar 9. Elektroda arus diinjeksikan ke dalam bumi (Flathe, 1976)

Berdasarkan Gambar 9 persamaan 1 dapat diubah, L sama dengan dr kulit bola. A sama dengan luas permukaan $\frac{1}{2}$ bola yaitu $2\pi r^2$, karena luas permukaan bola $4\pi r^2$. Resistansi R diubah menjadi dR , sehingga persamaan yang didapatkan adalah (Flathe, 1976):

$$dR = \frac{dr}{2\pi r^2} \rho \quad (6)$$

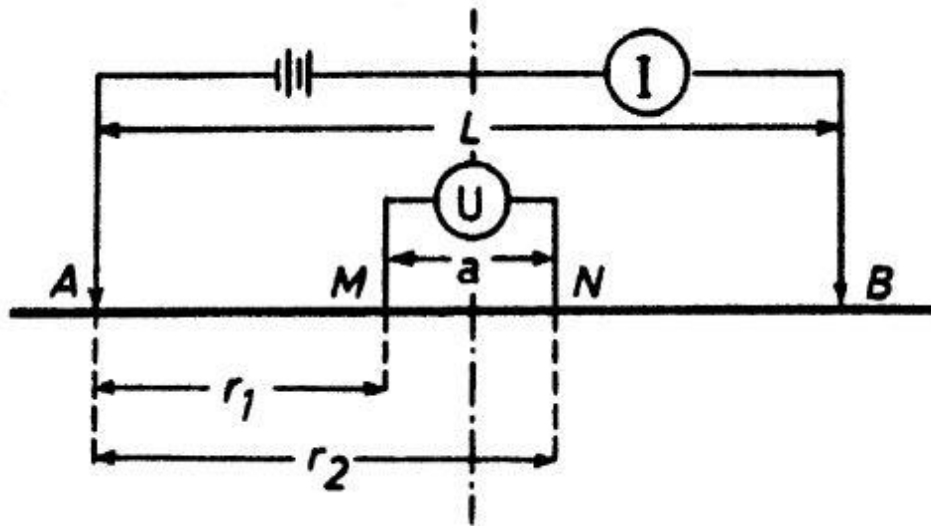
Kemudian ruas kanan dan kiri diintegrasikan mulai dari r_1 sampai r_2 . Maka akan didapatkan persamaan $R_{1.2}$ yang ditunjukkan oleh persamaan 7.

$$R_{1.2} = \frac{\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (7)$$

$$\rho = \frac{R_{1.2} 2\pi}{\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right)} = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right)} \frac{\Delta V}{I} \quad (8)$$

3. Elektroda Ganda

Persamaan 8 merupakan hasil yang didapatkan pada penginjeksian arus dengan elektroda arus tunggal, sedangkan pada kondisi penginjeksian dengan menggunakan elektroda ganda maka akan seperti pada Gambar 10.



Gambar 10. Rangkaian elektroda ganda (Flathe, 1976)

Jika jarak AB atau jarak antar elektroda arus adalah L dan jarak antar elektroda potensial MN adalah l maka jarak dari A ke M adalah (Flathe, 1976):

$$\overline{AM} = \frac{L}{2} - \frac{l}{2}$$

dan jarak dari A ke N

$$\overline{AN} = \frac{L}{2} + \frac{l}{2}$$

Berdasarkan persamaan 7

$$R_{1.2} = \frac{\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) = \frac{V_{1.2}}{I}$$

Maka kita dapat memasukkan r_1 dan r_2 dengan AM dan AN, sehingga akan didapatkan persamaan 9 (pada elektroda arus A terhadap elektroda potensial M dan N).

$$V_{1.2} = V_{MN}^{(A)} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{\frac{L-l}{2}} - \frac{1}{\frac{L+l}{2}} \right) \quad (9)$$

Pada elektroda B terhadap elektroda potensial M dan N juga berlaku persamaan yang sama yaitu persamaan 9, sehingga didapatkan persamaan 10, 11 dan 12:

$$V_{MN} = V_{MN}^{(A)} + V_{MN}^{(B)} = 2 V_{MN}^{(A)} \quad (10)$$

$$V_{MN} = \frac{I\rho}{\pi} \left(\frac{l}{\left(\frac{L}{2}\right)^2 - \left(\frac{l}{2}\right)^2} \right) \quad (11)$$

$$\rho = \frac{\pi}{l} \left[\left(\frac{L}{2}\right)^2 - \left(\frac{l}{2}\right)^2 \right] \frac{\Delta V}{I} = k \frac{\Delta V}{I} \quad (12)$$

sehingga:

$$k = \frac{\pi}{l} \left[\left(\frac{L}{2}\right)^2 - \left(\frac{l}{2}\right)^2 \right] = \pi \left(\frac{L^2 - l^2}{2l} \right)$$

C. Kelistrikan Batuan

Setiap batuan memiliki karakteristik tersendiri dalam hal sifat kelistrikannya. Salah satu sifat batuan adalah resistivitas (tahanan jenis) yang menunjukkan kemampuan bahan tersebut untuk menghantarkan arus listrik, baik berasal dari alam ataupun arus yang sengaja diinjeksikan. Semakin besar nilai resistivitas suatu bahan maka semakin sulit bahan tersebut menghantarkan arus listrik, begitu pula sebaliknya (Prameswari dkk., 2012).

Pada bagian batuan, atom-atom terikat secara ionik atau kovalen. Karena adanya ikatan ini maka batuan mempunyai sifat menghantarkan arus listrik. Aliran arus listrik dalam batuan atau mineral dapat digolongkan menjadi tiga macam, yaitu: konduksi secara elektronik, konduksi secara elektrolitik, dan konduksi secara dielektrik (Anonim, 2012).

Konduksi secara elektronik terjadi jika batuan atau mineral mempunyai banyak elektron bebas sehingga arus listrik dialirkan dalam batuan atau mineral oleh elektron-elektron bebas tersebut. Aliran listrik ini juga dipengaruhi oleh sifat atau karakteristik masing-masing batuan yang dilewatinya. Salah satu sifat dan karakteristik batuan tersebut adalah resistivitas.

Konduksi secara elektrolitik terjadi jika batuan atau mineral bersifat porous dan memiliki pori-pori yang terisi oleh fluida, terutama air. Akibatnya batuan-batuan tersebut menjadi konduktor elektrolitik, di mana konduksi arus listrik dibawa oleh ion-ion elektrolitik dalam air. Konduktivitas akan semakin besar jika kandungan air dalam batuan bertambah banyak.

Konduksi secara dielektrik terjadi jika batuan atau mineral bersifat dielektrik terhadap aliran arus listrik, artinya batuan atau mineral tersebut mempunyai elektron bebas sedikit, bahkan tidak sama sekali. Elektron dalam batuan berpindah dan berkumpul terpisah dalam inti karena adanya pengaruh medan listrik di luar.

Nilai resistivitas batuan tergantung macam-macam materialnya, densitas, porositas, ukuran dan bentuk pori-pori batuan, kandungan air, kualitas dan suhu. Akuifer yang terdiri atas material lepas seperti pasir dan kerikil mempunyai nilai resistivitas kecil, karena lebih mudah untuk menyerap air tanah. Nilai resistivitas batuan ditunjukkan pada Tabel 1.

Tabel 1. Resistivitas batuan dan mineral (Telford, 1990)

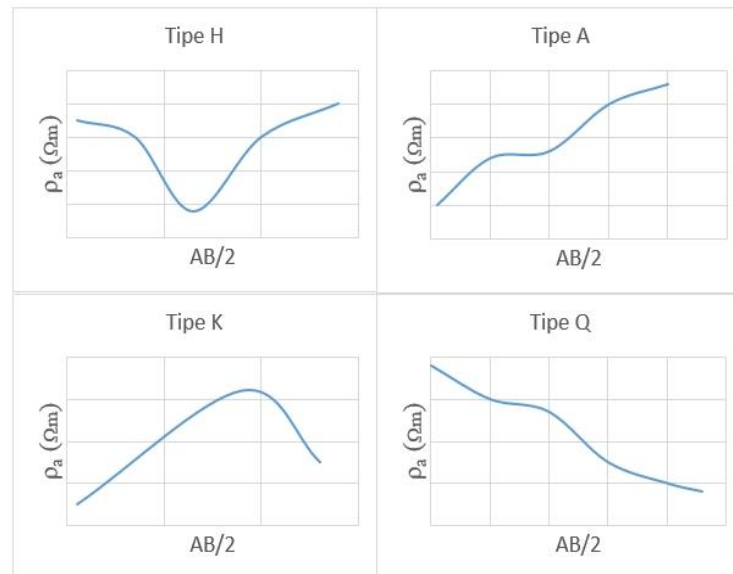
Material	Resistivitas (Ωm)
Udara	$\sim$
Pirit (<i>pyrite</i>)	0.01 – 100
Kwarsa (<i>quartz</i>)	$500 - 8 \times 10^5$
Kalsit (<i>calcite</i>)	$1 \times 10^{12} - 1 \times 10^{13}$
Garam batu (<i>rock salt</i>)	$30 - 1 \times 10^{13}$
Granit (<i>granite</i>)	$200 - 1 \times 10^5$
Andesit (<i>andesite</i>)	$1.7 \times 10^2 - 4.5 \times 10^4$
Basal (<i>basalt</i>)	$10 - 1.3 \times 10^7$
Batu gamping (<i>limestones</i>)	$500 - 1 \times 10^4$
Batu pasir (<i>sandstones</i>)	200 – 8000
Batu tulis (<i>shales</i>)	20 – 2000
Pasir (<i>sand</i>)	1 – 1000
Lempung (<i>clay</i>)	1 – 100
Air tanah (<i>ground water</i>)	0.5 – 300
Air laut (<i>sea water</i>)	0.2
Magnetit (<i>magnetite</i>)	0.01 – 1000
Kerikil kering (<i>dry gravel</i>)	600 – 1000
Aluvium (<i>alluvium</i>)	10 – 800
Kerikil (<i>gravel</i>)	100 – 600

D. Interpretasi data dengan *curve matching*

Batuan dapat terdiri atas satu, dua, tiga lapisan atau lebih. Untuk batuan yang hanya terdiri dua lapis dapat diinterpretasikan dengan menggunakan lengkung baku (*master curve*) yang variasi resistivitas dan ketebalan lapisannya dapat digambarkan dalam dua jenis lengkung baku (masing-masing merupakan set dari beberapa kurva resistivitas semu sebagai fungsi $1/2 AB$), yaitu lengkung baku dengan $\rho_1 > \rho_2$ dan lengkung baku dengan $\rho_1 < \rho_2$ (ρ_1 adalah nilai resistivitas pada lapisan 1 dan ρ_2 adalah resistivitas pada lapisan 2) (Saputro, 2012).

Dalam interpretasi metode geolistrik konfigurasi *Schlumberger* dikenal adanya 2 tipe lengkung baku (*standard* atau *master*) dan 4 tipe lengkung bantu. 2 tipe lengkung baku tersebut adalah lengkung baku untuk struktur 2 lapis yang menurun (bila $\rho_2 < \rho_1$) dan lengkung bantu untuk struktur 2 lapis yang menaik (bila $\rho_2 > \rho_1$). Sedang 4 tipe lengkung bantu adalah lengkung bantu tipe H, A, K, dan Q (Saputro, 2012).

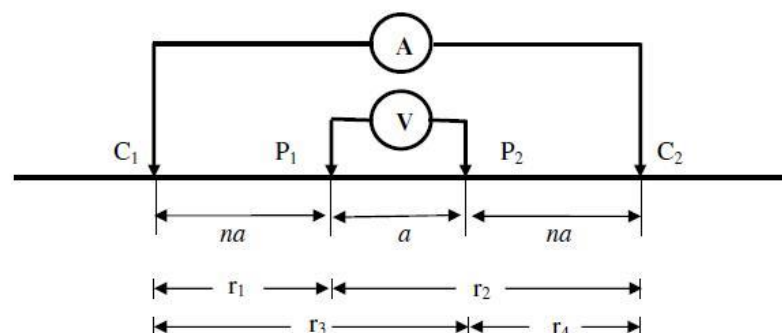
Lengkung bantu tipe H yaitu lengkung bantu yang dipakai bila pada lengkung resistivitas semunya terlihat berbentuk pinggan (minimum di tengah). Lengkung bantu tipe K yaitu lengkung bantu yang harus dipakai bila pada lengkung resistivitas semunya terlihat lengkungan berbentuk lonceng. Lengkung bantu tipe A yaitu lengkung bantu yang dipakai bila pada lengkung resistivitas semunya terlihat nilai yang selalu naik. Lengkung bantu tipe Q yaitu lengkung bantu yang harus dipakai apabila pada lengkung resistivitas semunya terlihat nilai yang cenderung selalu turun. Gambar 11 menunjukkan tipe-tipe lengkung bantu.



Gambar 11. Tipe-tipe lengkung bantu (Telford, 1990)

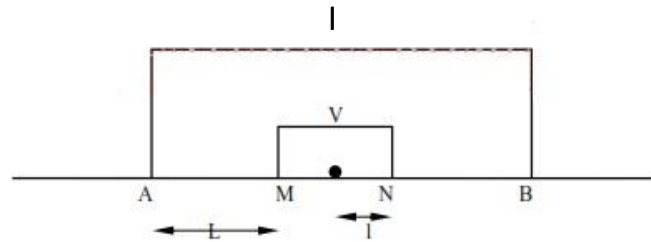
E. Pemasangan elektroda

Resistivitas yang diperoleh bergantung pada cara pemasangan elektroda arus dan potensial. Dalam metode geolistrik tahanan jenis ada beberapa cara pemasangan atau konfigurasi elektroda. Konfigurasi ini bergantung pada letak elektroda arus dan potensial. Gambar 12 menunjukkan susunan elektroda. Hubungan antara beda potensial, tahanan jenis dapat dilihat pada persamaan 1 sampai 12.

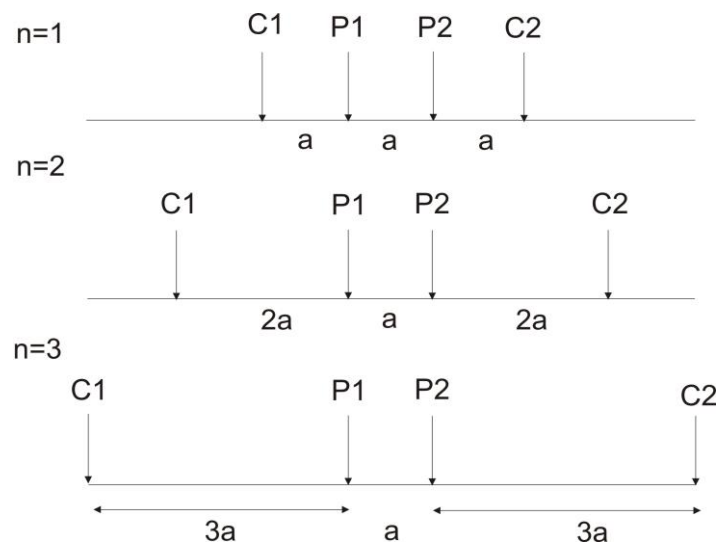


Gambar 12. Susunan elektroda arus dan potensial (Saputro, 2012)

Metode geolistrik terdiri dari beberapa konfigurasi, yaitu konfigurasi *Wenner*, konfigurasi *Schlumberger*, konfigurasi *Dipole-dipole*, dan konfigurasi *Mise Ala Mase*. Konfigurasi *Schlumberger* digunakan untuk pengukuran dengan variasi nilai resistivitas terhadap kedalaman. Adapun susunan elektroda untuk konfigurasi *Schlumberger* ditunjukkan pada Gambar 13 dan 14.



Gambar 13. Konfigurasi *Schlumberger* (Halik, 2008)



Gambar 14. Rangkaian elektroda konfigurasi *Schlumberger* (Atmaja, 2011)

Pada Gambar 13 dan 14, MN (P1 dan P2) digunakan sebagai elektroda potensial dan AB (C1 dan C2) sebagai elektroda arus. Nilai resistivitas untuk konfigurasi ini diberikan oleh persamaan 12.

F. Jenis-jenis Batuan

Secara umum batuan terbagi atas 3 bagian, yaitu: batuan beku, batuan sedimen, dan batuan malihan atau metamorf.

1. Batuan beku (*Igneus Rock*)

Batuan beku terbentuk sebagai akibat pembekuan magma pada permukaan bumi (dalam batolit), pipa magma atau kawah (*vent*), *sill*, *dike* (retas), dan di atas permukaan bumi (lelehan).

a. Batuan beku intrusif (*intrusive rocks*)

Batuan beku ini terbagi pula menjadi: batuan beku dalam, batuan beku porfir, dan batuan beku afanitik. Batuan beku dalam (*plutonik*) terjadi sebagai akibat pembekuan magma yang jauh di dalam bumi. Batuan beku ini dicirikan dengan komposisi kristal berukuran besar atau kasar (faneritik), dan mudah dibedakan secara mata telanjang (megaskopis). Plutonik diambil dari nama dewa bangsa Yunani kuno, dewa penguasa bumi. Contoh batuan beku intrusif adalah granit, granodiorit, diorit, sianit, gabro. Batuan beku porfir terbentuk di sekitar pipa magma atau kawah, komposisi kristal beragam, ada yang besar atau kasar dan sedang (porfiritik), contoh: granit porfir, riolit porfir, granodiorit porfir, dasit porfir, diorit porfir, andesit porfir. Batuan beku afanitik memiliki tekstur kristal yang halus, contoh: andesit, dasit, basal, latit, riolit, trakit.

b. Batuan beku ekstrusif (*extrusive rocks, volcanic rocks*)

Terbentuk sebagai akibat magma atau lava yang mengalir ke permukaan bumi kemudian membeku akibat proses pendinginan yang cepat, dicirikan dengan

komposisi kristal yang sangat halus (*amorf*), contoh: obsidian, *pitchstone*, lava, perlit, felsir, basal.

2. Batuan sedimen (*Sedimentary Rock*)

Batuan sedimen (endapan) terbentuk sebagai akibat pengendapan material yang berasal dari pecahan, bongkah batuan yang hancur karena proses alam, kemudian terangkut oleh air, angin, es, dan terakumulasi dalam satu tempat (cekungan), kemudian termampatkan menjadi satu lapisan batuan baru. Batuan sedimen mempunyai ciri berlapis sebagai akibat terjadinya perulangan pengendapan. Batuan sedimen dibagi menjadi: batuan sedimen klastik, batuan sedimen organik, dan batuan sedimen kimia. Batuan sedimen klastik terbentuk sebagai akibat kompaksi dari material batuan beku, batuan sedimen lain, dan batuan malihan, dengan ukuran butir beragam. Karena pembentukan tersebut diakibatkan oleh angin, air, atau es, maka disebut juga batuan sedimen mekanik (*mechanical sediment*), contoh: batu gamping, batu pasir, batu lempung, breksi, konglomerat, tilit, batu lanau, arkosa (batu pasir felspar), *arenaceous* (serpih pasir), *argillaceous* (serpih lempungan), *carbonaceous* (serpih gampingan). Batuan sedimen organik adalah batuan sedimen yang mengandung sisa organisme yang terawetkan, contoh: batu bara terbentuk dari timbunan dari sisa-sisa tumbuhan di dasar danau (rawa-rawa berubah menjadi gambut, selanjutnya menjadi batu baramuda atau batu bara). Batuan sedimen kimia yaitu batuan yang terangkut dalam bentuk larutan kemudian diendapkan secara kimia di tempat lain, contoh: evaporasi dari air laut dan air danau.

3. Batuan malihan atau metamorf (*Metamorphic Rock*)

Batuan malihan atau metamorf adalah batuan yang terbentuk dari batuan asal (batuan beku, sedimen, metamorf) yang mengalami perubahan temperatur, tekanan, atau temperatur dan tekanan secara bersamaan dalam waktu yang lama yang berakibat pada pembentukan mineral-mineral baru dan tekstur batuan yang baru (Nandi, 2010).

G. Patahan Opak

Patahan atau sesar adalah suatu rekahan pada batuan yang terbentuk ketika salah satu bagian yang retak bergeser relatif terhadap bagian yang lain. Sesar terjadi karena batuan mengalami efek tegangan yang melampaui kekuatan elastisitasnya. Pergeseran blok batuan yang retak tersebut dapat terjadi dalam ukuran jarak yang sangat kecil sampai dengan skala yang lebih besar atau disebut dengan daerah sesar skala regional (Williams, 2004).

Sesar yang masih aktif sampai sekarang salah satu contohnya sesar Opak di Kabupaten Bantul. Jika terjadi gempa bumi maka daerah yang paling terkena dampak besar kerusakan yaitu daerah sekitar jalur sesar Opak, karena selain adanya sesar, formasi geologinya juga berpengaruh pada kerusakan. Stratigrafi daerah sekitar sesar Opak dari Kecamatan Jetis sampai Kecamatan Kretek tersusun oleh empat formasi yaitu Formasi Merapi muda yang tersusun oleh tufaan, tanah berpasir, aliran lava andesit, tanah berlempung, breksi serta endapan lahar. Formasi Sentolo yang tersusun oleh batupasir, serpih, tuf, breksi, konglomerat, lempung dan batupasir. Formasi Nglanggran yang tersusun oleh

perselingan breksi lapili, batupasir tufa, serta breksi andesit. Formasi Wonosari yang tersusun oleh batugamping serta batupasir. Formasi adalah suatu susunan batuan yang mempunyai keseragaman ciri-ciri geologis yang nyata, baik terdiri dari satu macam jenis batuan, maupun perulangan dari dua jenis batuan atau lebih yang terletak di permukaan bumi atau di bawah permukaan.

H. Geologi Daerah Penelitian

Secara geografis lokasi penelitian berada di Dusun Paten, Desa Srihardono, Kecamatan Pundong, Kabupaten Bantul yang terletak pada $7^{\circ}55'18,39''$ LS sampai $7^{\circ}57'09,72''$ LS dan $110^{\circ}19'22,26''$ BT sampai $110^{\circ}22'56,06''$ BT. Menurut Rumidi dan Rosidi (1995) geologi Kabupaten Bantul terdiri dari tiga jenis batuan yaitu batuan beku, batuan sedimen, dan endapan. Berdasarkan tiga jenis batuan tersebut dapat diperinci menjadi tujuh formasi yaitu formasi Yogyakarta, formasi Sentolo, formasi Sambipitu, formasi Semilir, formasi Nglanggran, formasi Wonosari, dan Gumuk Pasir. Formasi adalah suatu susunan batuan yang mempunyai keseragaman ciri-ciri geologi yang nyata, baik terdiri dari satu macam jenis batuan, maupun perulangan dari dua jenis batuan atau lebih yang terletak di permukaan bumi atau di bawah permukaan bumi. Berikut penguraian dari masing-masing formasi:

1. Formasi Yogyakarta

Formasi Yogyakarta merupakan susunan selang-seling pasir, kerikil, dan lempung. Formasi ini muncul dari lereng tengah sampai bawah gunung merapi ke

selatan sampai Bantul dan sekitarnya. Bagian ini berupa tuff, pasir, kerikil, breksi. Formasi ini mempunyai ketebalan yang semakin menipis ke arah selatan.

2. Formasi Sentolo

Formasi Sentolo berumur awal Miosen sampai Pliosen. Formasi ini dijumpai di bagian barat laut Bantul (Babadan, Ngasem, Kalilugu, Banjarharjo), barat Bantul (Ngalahan, Gotakan) dan sebelah barat daya Bantul (Krembungan dan Glagahan). Batuan penyusun formasi Sentolo berupa batu gamping dan batu pasir napalan. Formasi Sentolo mempunyai ketebalan sekitar 950 meter. Formasi Sentolo bagian bawah tersusun atas napal, tuff, dan konglomerat. Formasi Sentolo bagian tengah tersusun atas kalkarenit, batu gamping berlapis dan batu gamping napalan. Formasi Sentolo bagian atas tersusun atas batu gamping berlapis.

3. Formasi Sambipitu

Formasi Sambipitu terbentuk pada zaman Miosen Tengah yang terbentuk 6 juta tahun dan berlangsung selama setengah juta tahun yang lalu. Litologi formasi Sambipitu terdiri atas perselingan antara batu pasir, serpih, lempung, dan terdapat sisipan lanau. Formasi Sambipitu terbentuk pada Miosen awal sampai Miosen tengah.

4. Formasi Semilir

Formasi Semilir terbentuk pada zaman Miosen bawah sampai Miosen tengah yang tersusun oleh lapisan breksi, batu lempung, dan tuff. Formasi Semilir ini terletak di sebelah timur sungai Opak, dengan ketebalan 1200 meter.

5. Formasi Nglanggran

Formasi Nglanggran memiliki litologi yang terdiri atas breksi vulkanik, lava, dan breksi aliran batu vulkanik, dengan sisipan batu pasir vulkanik dan batu pasir kerikilan vulkanik. Formasi Nglanggran terbentuk pada zaman Miosen tengah dengan ketebalan 150 meter.

6. Formasi Wonosari

Formasi Wonosari tersusun atas batu gamping kerangka, kalkarenit, dan batu gamping bioklastik. Susunan batuan memiliki ciri membentuk struktur terumbu. Formasi Wonosari mempunyai ketebalan sekitar 500 meter.

7. Gumuk Pasir

Gumuk pasir adalah gundukan bukit atau igir dari pasir yang terhembus angin. Gumuk pasir dapat dijumpai pada daerah yang memiliki pasir sebagai material utama, dan kecepatan angin tinggi untuk mengikis dan mengangkut butir pasir. Gumuk pasir tersusun atas endapan pasir halus sampai pasir kasar yang terdapat di sepanjang pantai selatan dengan ketebalan sekitar 40 meter.