BAB II

TEORI DASAR

2.1 Metode Geolistrik

Metode Geolistrik adalah suatu teknik investigasi dari permukaan tanah untuk mengetahui lapisan-lapisan batuan atau material berdasarkan pada prinsip bahwa lapisan batuan atau masing-masing material mempunyai nilai resistivitas atau hambatan jenis yang berbeda-beda. Tujuan dari survei ini adalah untuk menentukan distribusi nilai resistivitas dari pengukuran yang dilakukan di permukaan tanah Metode Geolistrik terdiri atas beberapa bagian salah satunya yaitu resistivitas atau tahanan jenis. Metode Resistivitas merupakan salah satu dari kelompok metode Geolistrik yang digunakan untuk mempelajari keadaan bawah permukaan dengan cara mempelajari sifat aliran listrik di dalam batuan di bawah permukaan bumi (Telford et al., 1990).

Resistivitas batuan menjadi perhatian khusus untuk hidrogeologi yang memungkinkan untuk membedakan antara air tawar dan air asin, antara akuifer berpasir batuan lunak dan material lempung, antara batuan keras akuifer berpori/pecahan batuan dan batu lempung yang memiliki permeabel rendah dan batu napal antara rekahan yang menahan air dan batuan induk padatnya. Tahanan dari tanah diukur dengan arus yang disuntikkan dan menghasilkan perbedaan potensial pada permukaan. Dibutuhkan dua pasang elektroda yaitu pasangan elektroda pertama A dan B digunakan untuk menginjeksi arus, sedangkan pasangan elektroda kedua elektroda M dan N adalah untuk menghitung besar beda potensial pengukuran. Di dalam metode Geolistrik Resistivitas terdapat 2 metode dalam pengambilan data, yaitu: metode Geolistrik Resistivitas *mapping* dan metode Geolistrik Resistivitas *sounding* atau *Vertical Electrical Sounding* (VES). Metode resistivitas *mapping* adalah metode resistivitas bertujuan untuk memberikan gambaran penampang variasi resistivitas lapisan tanah bawah permukaan secara horizontal. Sedangkan metode Geolistrik Resistivitas *sounding* bertujuan untuk

memberikan gambaran lapisan variasi resistivitas satuan di dalam permukaan bumi secara vertikal (Kirsch, 2006).

Metode Geolistrik Resistivitas lebih efektif jika digunakan untuk eksplorasi yang sifatnya dangkal, jarang digunakan untuk memberikan informasi lapisan pada kedalaman lebih dari 2 km atau 4 km. Metode Resistivitas ini umumnya digunakan untuk mengetahui lapisan di bawah permukaan sampai kedalaman 300-500 m, sangat berguna untuk mengetahui kemungkinan kedalaman adanya lapisan akuifer Umumnya yang dicari adalah *confined aquifer* yaitu lapisan akuiferyang diapit oleh lapisan batuan kedap air pada bagian bawah dan bagian atas. *Confined aquifer* ini mempunyai *recharge* yang relatif jauh, sehingga ketersediaan air tanah di bawah titik bor tidak terpengaruh oleh perubahan cuaca setempat. Metode ini dapat mendeteksi adanya lapisan tambang yang mempunyai kontras resistivitas dengan lapisan batuan pada bagian atas dan bawahnya. Bisa juga untuk mengetahui perkiraan kedalaman *bedrock* untuk fungsi bangunan. Metode resistivitas juga dapat untuk menduga adanya panas bumi di bawah permukaan. Berdasarkan elektroda-elektroda arus, dikenal beberapa jenis Geolistrik Resistivitas (Kirsch, 2006).

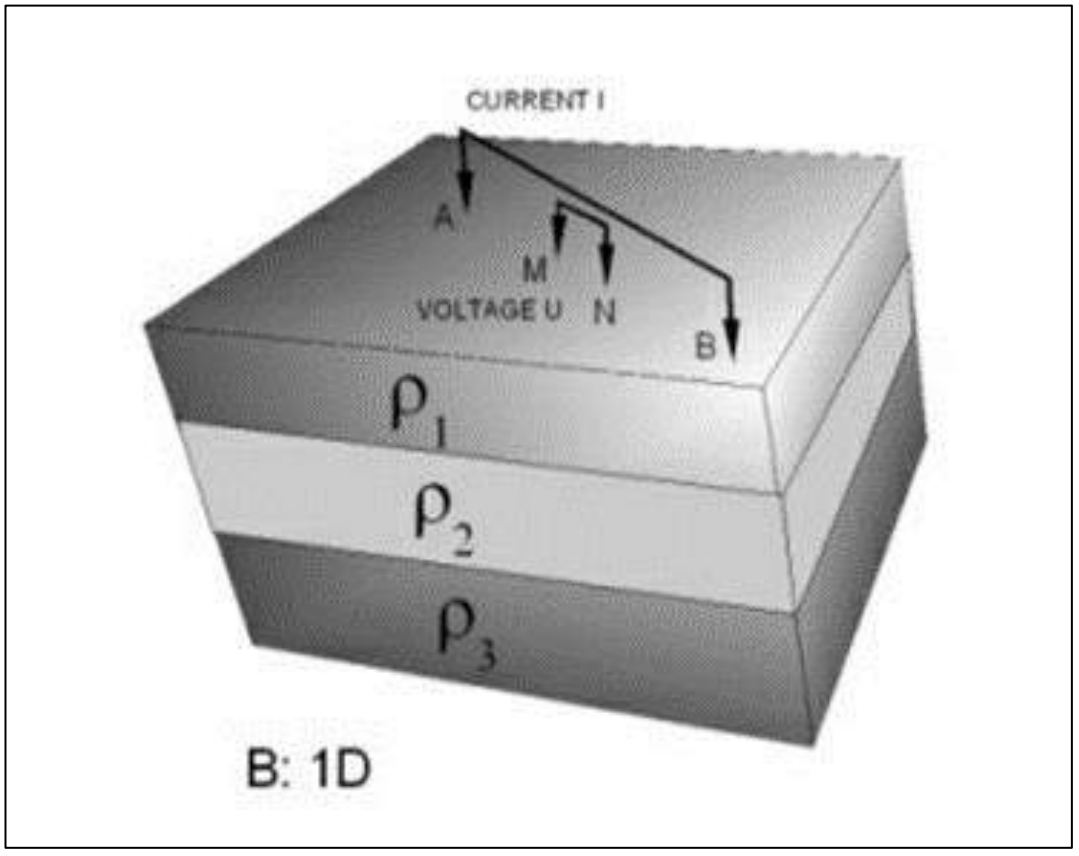
Nilai resistivitas di bawah permukaan diperoleh dari penginjeksian arus dan akan diperoleh perbedaan nilai beda potensial di permukaan. Secara umum susunan dari elektroda digambarkan pada Gambar 2.1. Dua buah pasang elektroda terdiri dari: A dan B digunakan untuk menginjeksi arus, kemudian elekroda M dan N merupakan nilai beda potensial. Untuk lapisan tanah yang homogen dan konfigurasi elektroda yang berubah-ubah dengan nilai resistivitas ρ dengan satuan pengukuran Ωm (Ohm.meter) yang relevan sebagai parameter petrofisika sehingga dapat dihitung dari arus I (*ampere*)dan beda potensial V (*volt*) dengan persamaan:

$$\rho_A = K\frac{V}{I} \qquad (1)$$

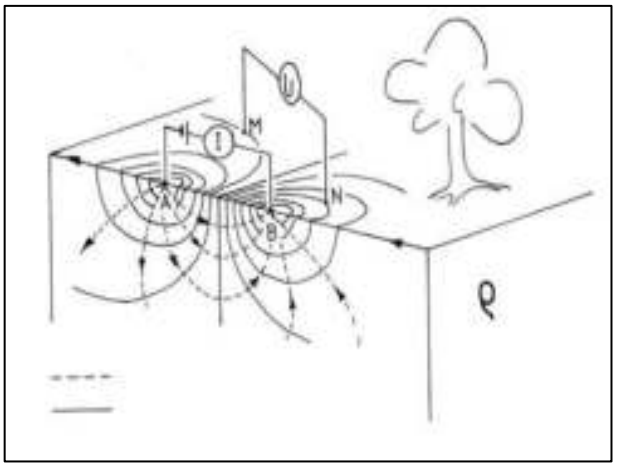
Dengan *K* merupakan faktor geometri yang dapat dihitung dari jarak elektroda dengan:

$$K^{-1} = \frac{1}{2\pi}\left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM}\right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN}\right)\right] \quad (2)$$

Skema aliran arus dan medan potensial untuk bawah permukaan yang homogen digambarkan pada Gambar 2.1 dan Gambar 2.2.



Gambar 2. 1Bentuk perubahan elektroda untuk pengukuran resistivitas semu pada tanah berlapis(Kirsch, 2006)



Gambar 2. 2 Skema aliran arus dan medan potensial bawah permukaan yang homogen(Kirsch, 2006)

2.1.1 Sifat Listrik Batuan

Batuan yang ada di bumi tersusun dari berbagai jenis mineral dan memiliki sifat kelistrikan masing-masing. Beberapa batuan ada yang terdiri dari satu jenis mineral saja, sebagian kecil lainnya terbentuk oleh gabungan-gabungan mineral yang ada, dan bahan-bahan organik serta bahan vulkanik. Sifat kelistrikan batuan adalah karakteristik dari batuan dalam menghantarkan arus litrik. Resistivitas batuan adalah hambatan dari batuan terhadap aliran listrik. Aliran arus listrik di dalam batuan dan mineral dapat digolongkan menjadi tiga macam, yaitu konduksi secara elektronik, konduksi secara elektrolitik, dan konduksi secara dielektrik (Telford et al., 1990).

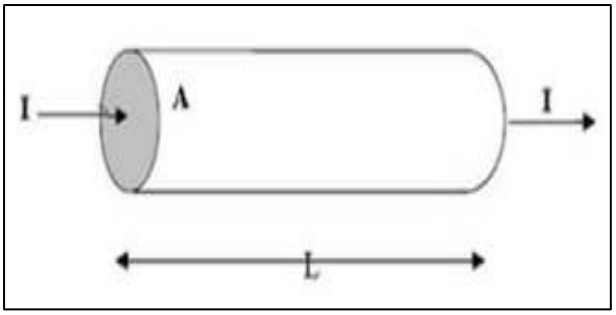
a. Konduksi Secara Elektronik

Konduksi ini terjadi jika batuan atau mineral mempunyai banyak elektron bebas sehingga arus listrik dialirkan dalam batuan atau mineral oleh elektron-elektron bebas tersebut. Aliran listrik ini juga dipengaruhi oleh sifat atau karakteristik masing-masing batuan yang dilewatinya. Salah satu sifat atau karakteristik batuan tersebut adalah resistivitas (tahanan jenis) yang menunjukkan kemampuan bahan untuk menghantarkan arus listrik. Semakin besar nilai resistivitas suatu bahan maka

semakin sulit bahan tersebut menghantarkan arus listrik, begitu pula sebaliknya. Resistivitas mempunyai pengertian yang berbeda dengan resistansi (hambatan), dimana resistansi tidak hanya tergantung pada bahan tetapi juga bergantung pada faktor geometri atau bentuk bahan tersebut. Sedangkan resistivitas hanya bergantung pada faktor geometri.

Jika ditinjau suatu silinder dengan panjang L (m), luas penampang A (m^2), dan resistivitas ρ (Ωm), seperti diilustrasikan pada Gambar 2.3, maka R dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$R = \rho \frac{L}{A} \tag{3}$$



Gambar 2. 3Silinder konduktor(Telford et al., 1990)

Secara fisis rumus tersebut dapat diartikan jika panjang silinder konduktor dinaikkan, maka resistansi akan meningkat, dan apabila diameter silinder konduktor diturunkan yang berarti luas penampang A berkurang maka resistansi juga meningkat, ρ adalah resistivitas (tahanan jenis) dalam Ωm.

b. Konduksi Secara Elektrolit

Sebagian besar batuan merupakan konduktor yang buruk dan memiliki resistivitas yang sangat tinggi. Namun pada kenyataannya batuan biasanya bersifat porus dan memiliki pori-pori yang terisi oleh fluida, terutama air. Akibatnya batuan-batuan tersebut menjadi konduktor elektrolitik, dimana konduksi arus listrik dibawa oleh

ion-ion elektrolitik dalam air. Konduktivitas dan resistivitas batuan bergantung pada volume dan susunan pori–porinya. Konduktivitas akan semakin besar jika kandungan air dalam batuan bertambah banyak, dan sebaliknya resistivitas akan semakin besar jika kandungan air dalam batuan berkurang.

Menurut persamaan Archie hubungan secara empiris antara tahanan jenis efektif batuan sebagai fungsi dari porositas (ϕ), fraksi dan pori yang terisi fluida (Sw) dan tahanan jenis fluida pengisi pori (ρ_w):

$$\rho = a\phi^{-m}s^{-n}\rho_w \quad (4)$$

dengan ρ dan ρ_w masing-masing adalah tahanan jenis batuan efektif dan tahanan jenis fluida dalam pori. Konstanta a, m, dan n merupakan parameter-parameter litologi masing-masing turtuositas, faktor sementasi, dan eksponen saturasi. Turtuositas adalah koefisien yang bergantung pada litologi, berkisar antara 0.6 sampai 2. Faktor sementasi adalah derajat yang menggambarkan daya ikat antara matriks batuan dan pori. Sedangkan eksponen saturasi adalah derajat saturasi air dalam formasi (Hadi dan Virgo, 2007).

c. Konduksi Secara Dielektrik

Konduksi ini terjadi jika batuan atau mineral bersifat dielektrik terhadap aliran arus listrik, artinya batuan atau mineral tersebut mempunyai elektron bebas yang sedikit, bahkan tidak ada sama sekali. Elektron dalam batuan berpindah dan berkumpul terpisah dalam inti karena adanya pengaruh medan listrik di luar, sehingga terjadi polarisasi. Konduktivitas listrik batuan merupakan kuantitas fisik yang menggambarkan kemampuan bahan mengakibatkan arus listrik. Konduktivitas bahan ini umumnya bergantung pada besar, struktur, fluida pengisi pori, distribusi pori, serta konduktivitas antar pori batuan, kecuali pada batuan yang bersifat konduktif seperti lempung. Besaran yang memiliki satuan Ωm^{-1} ini merupakan besaran skalar dan kebalikan dari resistivitas listrik bahan (Said, 2009).

2.1.2 Resistivitas Batuan

Harga tahanan jenis (resistivitas) batuan tergantung pada macam-macam materialnya, densitas, porositas, ukuran dan bentuk pori-pori batuan, kandungan air, serta kualitas dan suhu. Dengan demikian tidak ada kepastian harga tahanan jenis untuk setiap macam batuan pada akuifer yang terdiri dari material lepas (Telford et al., 1990). Berdasarkan kemampuan suatu material menghantarkan arus listrik harga tahanan jenis beberapa material dapat dilihat pada Tabel 2.1 dan Tabel 2.2. Secara umum berdasarkan nilai resistivitas, batuan dan mineral dapat dikelompokkan menjadi tiga, yaitu:

1. Konduktor baik : $10^{-8} < \rho < 1$ Ωm
2. Konduktor menengah : $1 < \rho < 10^{7}$ Ωm
3. Isolator : $\rho > 10^{7}$ Ωm

Tabel 2. 1Nilai resistivitas batuan sedimen (Telford et al., 1990)

Batuan	Resistivitas Batuan(Ωm)
Consolidated shales	20–2 x10^{3}
Argillites	10–8 x10^{2}
Conglomerates	2 x10^{3}–10^{4}
Sandstones	1–6,4 x10^{8}
Limestones	50–10^{7}
Dolomite	3,5 x10^{2}5x10^{3}
Unconsolidated wet clay	20
Marls	3–70
Clays	1–100
Alluvium and sands	10–800
Oil sands	4–800

Tabel 2. 2Nilai resistivitas batuan beku dan metamorf(Telford et al., 1990)

Batuan	Resistivitas Batuan (Ωm)
Granite	3 x 10^2–10^6
Granite porphyry	4,5 x 10^3 (basah)–1,3 x 10^6 (kering)
Feldspar porphyry	4 x 10^3 (basah)
Albite	3 x 10^2 (basah)–3,3 x 10^3 (kering)
Syenite	10^2–10^6
Diorite	10^4–10^5
Diorite porphyry	1,9 x 10^3 (basah)–2,8 x 10^4 (kering)
Porphyrite	10 – 5 x 10^4 (basah)–3,3 x 10^3 (kering)
Carbonatized porphyry	2,5 x 10^3 (basah)–6 x 10^4 (kering)
Quartz porphyry	3 x 10^2–9 x 10^5
Quartz diorite	2 x 10^4–2 x 10^6 (basah)–1,8 x 10^5 (kering)
Porphyry (various)	60– 0^4
Dacite	2 x 10^4 (basah)
Andesite	4,5 x 10^4 (basah)–1,7 x 10^5 (kering)
Diabase porphyry	10^3 (basah)–1,7 x 10^5 (kering)
Diabase (various)	20–5 x 10^7
Lavas	10^2–5 x 10^4
Gabbro	10^3–10^6
Basalt	10–1,3 x 10^7 (kering)
Olivine norite	10^3–6 x 10^4 (basah)
Peridotit	3 x 10^3 (basah)–6,5 x 10^3 (kering)
Hornfels	8 x 10^3 (basah)–6 x 10^7 (kering)
Schist	20–10^4
Tuffs	2 x 10^3 (basah)–10^5 (kering)
Graphite schist	10–10^2
Slates (carious)	6 x 10^2–4 x 10^7
Gneiss (various)	6,8 x 10^4 (basah)–3 x 10^6 (kering)
Marmer	10^2–2,5 x 10^8 (kering)
Skarn	2,5 x 10^2 (basah)–2,5x 10^8 (kering)
Quatzites (various)	10–2 x 10^8

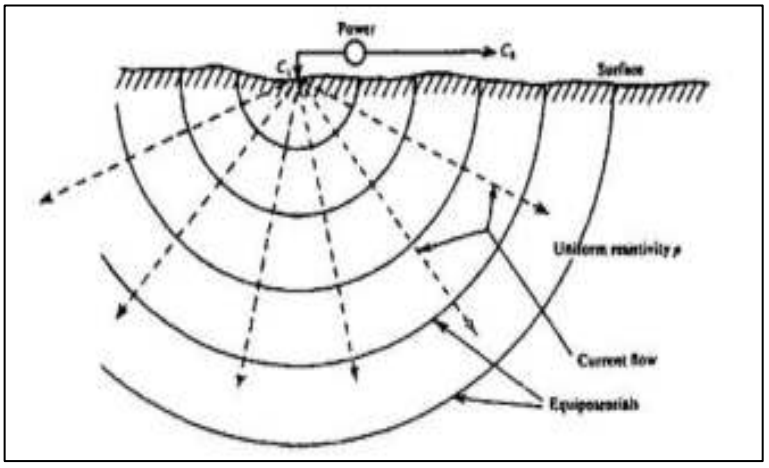
2.1.3 Aliran Listrik di dalam Bumi

Saat memasukkan dua arus pada elektroda seperti pada Gambar 2.4 dan 2.5. Potensial yang dekat pada titik permukaan akan dipengaruhi oleh kedua arus elektroda tersebut. *C1* dan *C2* merupakan elektroda arus yang akan menginjeksi

arus ke bawah permukaan bumi. Perbedaan nilai potensial yang dihasilkan akan ditangkap oleh *P1* dan *P2* yang merupakan elektroda potensial (Telford et al., 1990).

a. Titik Arus Tunggal di Permukaan

Metode pendekatan yang paling sederhana dalam mempelajari secara teoritis tentang aliran arus listrik di dalam bumi adalah bumi dianggap homogen dan isotropis. Jika sebuah elektroda tunggal yang dialiri arus listrik diinjeksikan pada permukaan bumi yang homogen isotropis, maka akan terjadi aliran arus yang menyebar dalam tanah secara radial. Apabila udara di atasnya memiliki konduktivitas nol, maka garis potensialnya akan berbentuk setengah bola dapat dilihat pada Gambar 2.4.



Gambar 2. 4Titik arus tunggal di permukaan(Telford et al., 1990)

Aliran arus yang keluar dari titik sumber membentuk medan potensial dengan kontur ekuipotensial berbentuk permukaan setengah bola di bawah permukaan. Dalam hal ini arus mengalir melalui permukaan setengah bola maka arus yang mengalir melewati permukaan tersebut adalah:

$$I = 2\pi r^2 J = -2\pi r^2 \sigma \frac{dv}{dr} = -2\pi\sigma A \qquad (4)$$

Dimana:

I= kuat arus (A)

r= jarak elektroda pertama (meter)

σ= Konduktivitas (siemens/m)

A= luas area penampang (m^2)

J = rapat arus listrik = $-\sigma \frac{dv}{dr}$ (5)

Untuk konstanta integrasi A dalam setengah bola yaitu:

$$A = -\frac{I\rho}{2\pi} \quad (6)$$

Sehingga diperoleh

$$V=\frac{A}{r} = \left(\frac{I\rho}{2\pi}\right)\frac{1}{r} \quad (7)$$

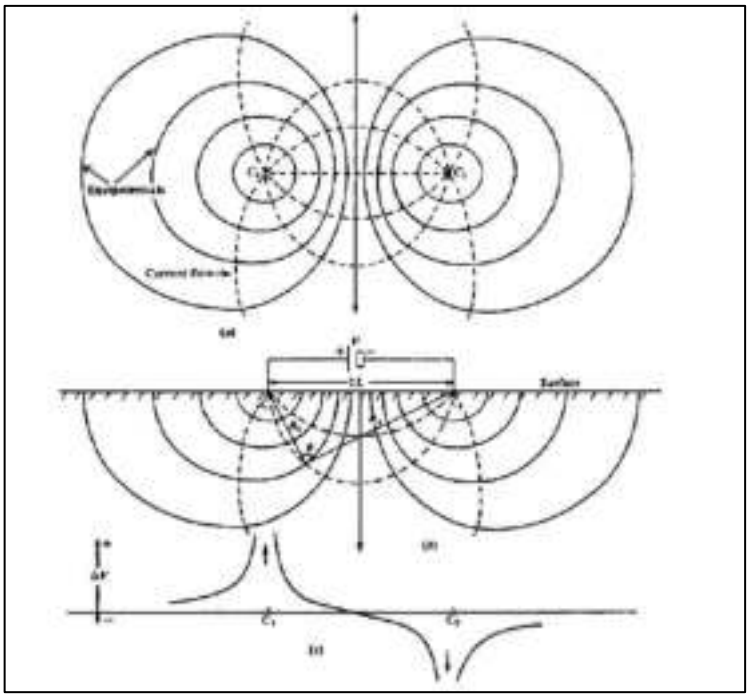
Dimana ΔV= beda potensial (*volt*), *I* = kuat arus (*ampere*) yang dilalui oleh bahan (*ampere*). Maka nilai resistivitas listrik yang diberikan oleh medium adalah:

$$\rho = 2\pi r \frac{V}{I} \quad (8)$$

Persamaan (8) merupakan persamaan ekuipotensial permukaan setengah bola yang tertanam di bawah permukaan tanah.

b. Dua Titik Arus di Permukaan

Dua elektroda untuk mengalirkan arus *C1* dan *C2* kemudian beda potensial diukur pada 2 titik dengan dua elektroda potensial *P1* dan *P2*. Apabila terdapat elektroda arus *C1* yang terletak pada permukaan suatu medium homogen, terangkai dengan elektroda arus *C2* dan diantaranya ada dua elektroda potensial *P1* dan *P2* yang dibuat dengan jarak tertentu diperlihatkan pada Gambar 2.5, maka potensial yang berada di dekat titik elektroda tersebut bisa dipengaruhi oleh kedua elektroda arus (Telford et al., 1990).



Gambar 2. 5Medan ekuipotensial dan aliran arus pada dua titik arus di permukaan (a) Sketsa arus (b) Bagian arah vertikal (c) Variasi medan potensial pada permukaan sepanjang garis lurus pada titik ukur(Reinhard, 2006)

Oleh karena itu potensial *P1* yang disebabkan arus di *C1* adalah:

$$V_1 = -\frac{A_1}{r_1} \tag{8}$$

Dimana:

$$A_1 = -\frac{I\rho}{2\pi} \tag{9}$$

Karena arus pada kedua elektroda adalah sama dan arahnya berlawanan, maka potensial *P1* yang disebabkan arus di *C2* adalah:

$$V_2 = -\frac{A_2}{r_2} \tag{10}$$

Dimana:

$$A_2 = -\frac{I\rho}{2\pi} \tag{11}$$

Karena arus pada dua elektroda besarnya sama dan berlawanan arah sehingga diperoleh potensial total di *P1*:

$$V_1 + V_2 = \frac{I\rho}{2\pi}\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) \quad (12)$$

Dengan cara yang sama diperoleh potensial total di *P2* yaitu:

$$V_1 + V_2 = \frac{I\rho}{2\pi}\left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4}\right) \quad (13)$$

Sehingga dapat diperoleh beda potensial antara titik *P1* dan *P2* yaitu:

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi}\left[\left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4}\right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4}\right)\right] \quad (14)$$

Dengan:

ΔV : beda potensial antara *P1* dan *P2* (V)

I : kuat arus (A)

ρ : resistivitas (Ωm)

A1, A2 : konstanta integrasi dalam setengah bola

R1 : jarak C1 ke P1

R2 : jarak C2 ke P1

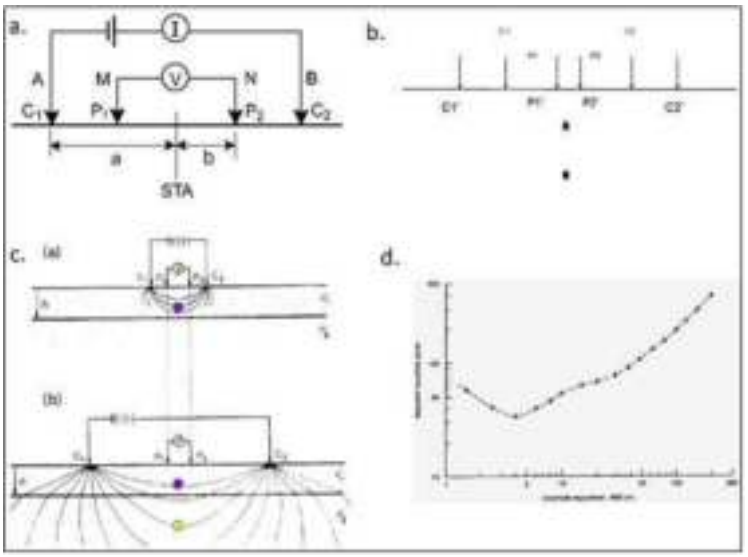
R3 : jarak C1 ke P2

R4 : jarak C2 ke P2

2.2.4 KonfigurasiSchlumberger

Metode Geolistrik Resistivitas terdiri dari beberapa konfigurasi, salah satunya adalah konfigurasi Schlumberger. Konfigurasi Schlumbergerini biasanya digunakan dalam pengukuran *Vertical Electrical Sounding* (VES). Metode Geolistrik yang umumnya sering digunakan adalah untuk menggunakan 4 buah elektroda yang terletak dalam satu garis lurus serta simetris terhadap titik tengah, yaitu 2 buah elektroda arus (AB) di bagian luar dan 2 buah elektroda tegangan (MN)

di bagian dalam.Dengan asumsi bahwa kedalaman lapisan batuan yang bisa ditembus oleh arus listrik ini sama dengan separuh dari jarak elektroda arus (yang dimisalkan dengan elektroda arus A dan elektroda arus B) dapat bernilai AB/2 (apabila digunakan arus listrik DC). Sehingga dapat diperkirakan pengaruh dari injeksi aliran arus listrik ini berbentuk setengah bola dengan jari-jari AB/2 (Reinhard, 2006). Pengukuran VES dilakukan pada suatu titik dengan jarak elektroda bervariasi dari jarak terkecil hingga terbesar secara bertahap dapat dilihat pada Gambar 2.6.



Gambar 2. 6Konfigurasi Schlumberger

(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 ρ_a(Rizka dan Satiawan, 2019)

Pada Gambar 2.6 bagian a, elektroda A dan B akan dialirkan arus sedangkan nilai beda potensial ΔVP ada konfigurasi Schlumberger seperti pada Gambar 2.6 bagian c idealnya pada jarak MN dibuat sekecil-kecilnya. Elektroda M dan N digunakan sebagai elektroda potensial dan elektroda A dan B sebagai elektroda arus. Pada konfigurasi Schlumberger ini, nilai MN < nilai AB. Sehingga jarak MN secara teoritis tidak mengalami perubahan, tetapi karena adanya keterbatasan kepekaan

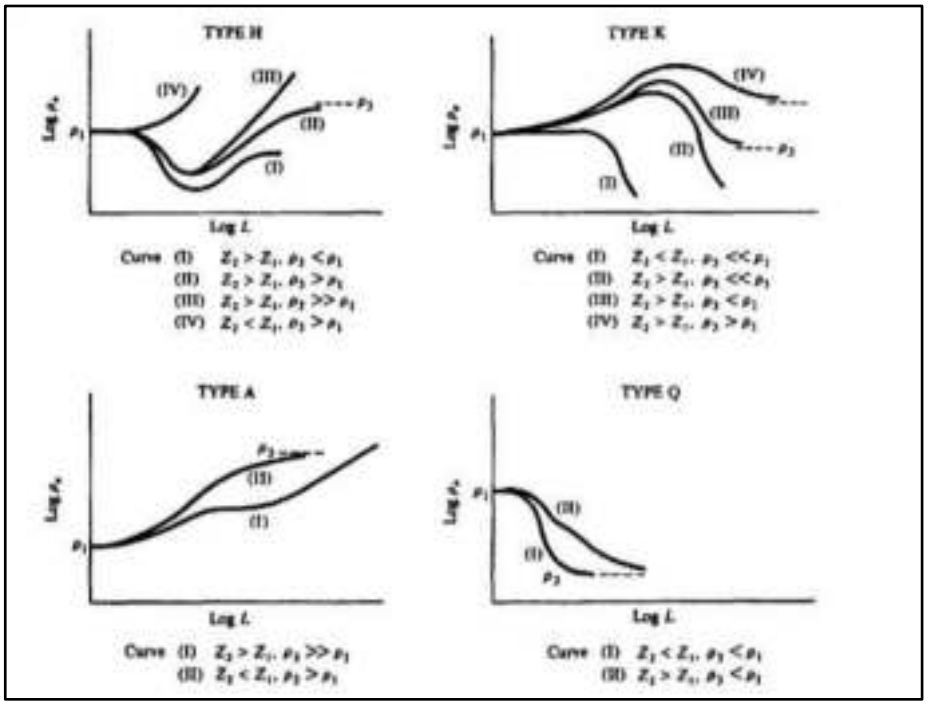
peralatan pengukuran, maka ketika jarak AB sudah relatif besar maka jarak MN haru dirubah. Perubahan jarak MN hendaknya tidak lebih besar dari 1/5 jarak AB (Ashari dkk., 2014). Besar nilai resistivitas dapat dihitung dari persamaan sebagai berikut:

$$\rho_A = K\frac{V}{I} \tag{14}$$

Besarnya nilai *K* ditentukan berdasarkan konfigurasi yang di pakai. Pada Gambar 2.6 bagian b terdapat ilustrasi konfigurasi Schlumberger dengan faktor geometri yang digunakan sebagai berikut:

$$\mathrm{K} = \pi\left(\frac{a^2-b^2}{2b}\right) \tag{15}$$

Variasi nilai resistivitas secara kualitatif berdasarkan kedalaman dapat dianalisis dengan kurva *sounding*. Kurva *sounding* diperoleh berdasarkan plot AB/2 dengan nilai resistivitasnya. Berdasarkan kurva *sounding* terdapat empat tipe kurva dengan variasi resistivitas kedalaman dengan asumsi tiga lapisan yang ada, yaitu tipe H, tipe A, tipe K, dan tipe Q (Gambar 2.7) (Rizka dan Satiawan, 2019).



Gambar 2. 7 Tipe kurva *sounding*(Telford et al., 1990)

2.2 Air Tanah

2.2.1 Pengertian Air Tanah

Air tanah adalah air yang bergerak dalam tanah yang terdapat di dalam ruang-ruang antara butir-butir tanah yang meresap ke dalam tanah dan bergabung membentuk lapisan tanah yang disebut akuifer (Todd dan Mays, 2005). Air tanah merupakan salah satu komponen dalam suatu siklus hidrologi yang berlangsung di alam saat ini. Air tanah terbentuk dari air hujan yang meresap ke dalam tanah di daerah resapan air tanah dan mengalir melalui media lapisan batuan yang bertindak sebagai lapisan pembawa air dalam satu cekungan air tanah yang berada di bawah permukaan tanah menuju ke daerah keluaran. Air tanah dapat ditemukan di rongga berpori batuan sedimen yang tidak terkonsolidasi maupun yang terkonsolidasi dan lapisan lapuk, kekar serta celah-celah batuan, pada zona sesar, dan pada goa karst (Kirsch, 2006).

2.2.2 Klasifikasi Air Tanah

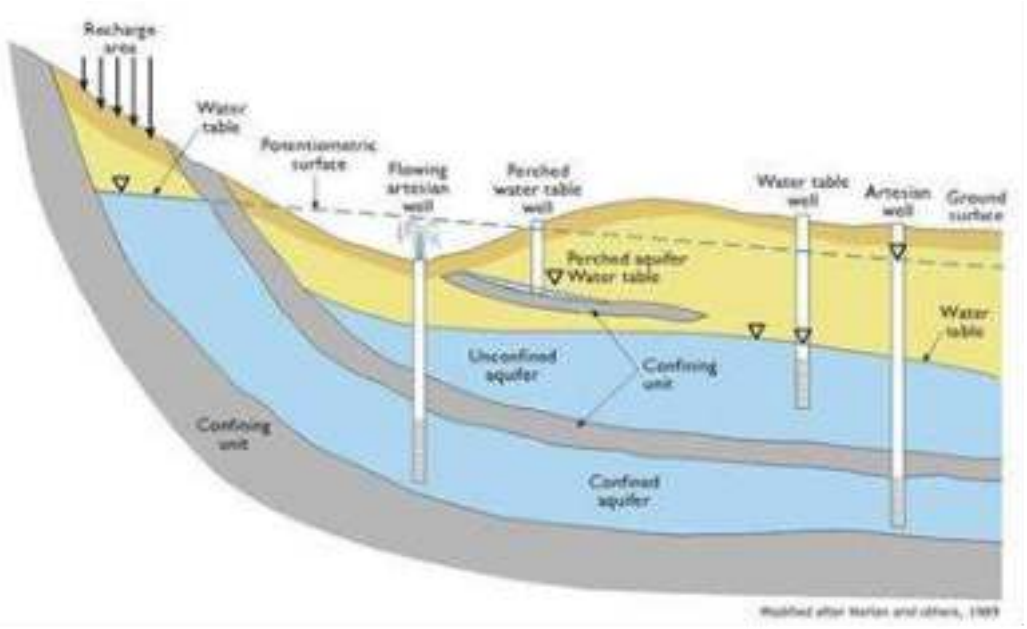
Air tanah muncul dari berbagai formasi geologi yang ada, yang sering dikenal dengan akuifer. Pada umumnya akuifer sangat luas dan lapisannya dapat tumpang tindih, dapat didefinisikan sebagai lapisan impermeabel yang saling berdekatan satu sama lain (Todd dan Mays, 2005). Jadi, ada berbagai jenis tipe lapisan impermeabel dalam batuan, jenis-jenis lapisan tersebut yaitu:

1. Akuifer (lapisan pembawa air) adalah lapisan batuan jenuh air di bawah permukaan tanah yang dapat menyimpan dan meneruskan air dalam jumlah yang cukup, misalnya pasir.
2. Akuiklud (lapisan batuan kedap air) adalah suatu lapisan batuan jenuh air yang mengandung air tetapi tidak mampu melepaskannya dalam jumlah berarti, misalnya lempung.
3. Akuifug (lapisan kedap air) adalah suatu lapisan batuan kedap air yang tidak mampu mengandung dan meneruskan air, misalnya granit.
4. Akuitard (lapisan batuan lambat air) adalah suatu lapisan batuan yang sedikit lulus air dan tidak mampu melepaskan air dalam arah mendatar, tetapi mampu melepaskan air cukup berarti ke arah vertikal, misalnya lempung pasiran.

2.2.3 Tipe Akuifer

Air tanah ditemukan pada formasi geologi permeabel yang dikenal sebagai akuifer. Akuifer merupakan suatu batuan/formasi yang mempunyai kemampuan menyimpan dan mengalirkan air tanah dengan jumlah yang berarti. Jenis-jenis akuifer terdapat tiga jenis dan diilustrasikan pada Gambar 2.8 (Kruseman dan de Ridder, 2000), yaitu:

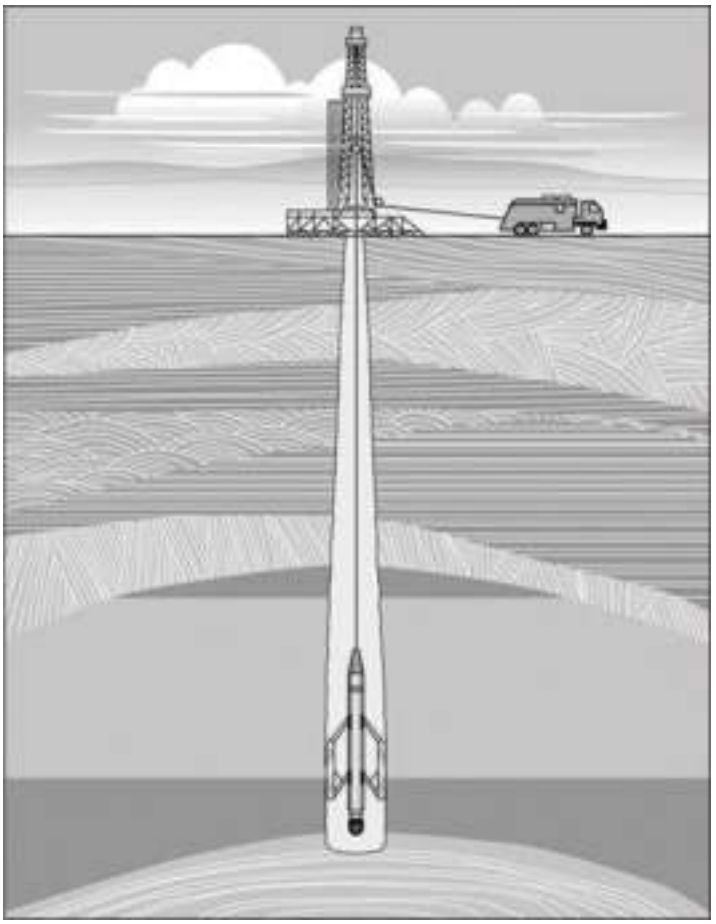
1. Akuifer bebas (*unconfined aquifer*), juga dikenal sebagai akuifer muka air (*waterable aquifer*), dibatasi di bawah oleh akuiklud, tetapi tidak dibatasi oleh lapisan pemisah di atasnya. Batas atasnya adalah lapisan muka air yang bebas naik dan turun. Umumnya lapisan ini berada pada kedalaman < 20m.
2. Akuifer tertekan (*confined aquifer*), dibatasi di atas dan di bawah oleh akuiklud. Pada akuifer tertekan, tekanan air biasanya lebih tinggi dari ada tekanan atmosfer, sehingga jika dilakukan pengeboran akuifer tersebut, maka air di dalamnya berdiri di atas puncak lapisan akuifer tersebut atau bahkan di atas permukaan tanah. Umumnya lapisan ini berada pada kedalaman >40m.
3. Akuifer bocor (*leaky aquifer*), juga dikenal sebagai akuifer semitertekan, adalah akuifer yang batas atas dan bawahnya adalah akuitar dan yang lainnya adalah akuiklud. Air bebas bergerak melalui akuitar ke atas atau ke bawah.



Gambar 2. 8 Tipe akuifer(Rizal dan Kuryanto, 2015)

2.3 Metode *Well Logging*

Sejarah mencatat metode *Well Logging* pertama kali digunakan pada tahun 1927 di sebuah sumur di ladang minyak kecil di Pechelbronn, Alsace, di Provinsi sebelah Timur Laut Perancis.*Log* yang digunakan adalah *log* listrik dengan grafik tunggal resistivitas dari sebuah formasi batuan. *Well logging* dalam bahasa Prancis disebut *carrotage electrique* yang berarti *electrical coring* (Ellis dan Singer, 2008). Sejak itu, metode geofisika *Well Logging* berkembang pesat dalam perkembangan eksplorasi minyak, geoteknik, mineral, air tanah dan industri geotermal (Ofwona, 2010). Proses pengeboran melibatkan beberapa parameter, yang secara skematis diilustrasikan pada Gambar 2.9.



Gambar 2. 9 Ilustrasi *logging* pada sumur eksplorasi(Ellis dan Singer, 2008)

2.3.1 Tipe-Tipe *Log*

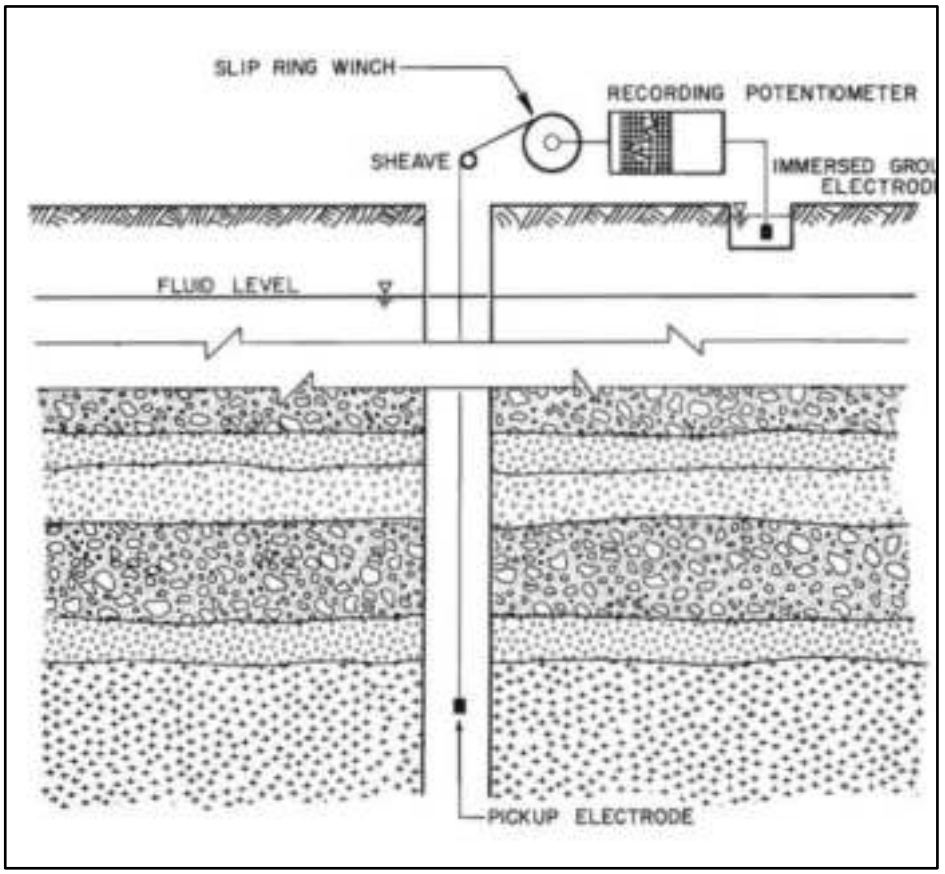
Well Logging memberikan rekaman analog atau digital secara kontinyu yang dapat digunakan untuk menginterpretasikan litologi, ketebalan lapisan, lapisan potensial akuifer, permeabilitas, porositas, *bulk density*, dan kadar air. Sumber, pergerakkan, dan karakteristik kimia dan fisika air tanah juga dapat disimpulkan. Evaluasi tentang sistem air tanah dengan menggunakan metode *log* geofisika dimulai ketika faktor lingkungan mempengaruhi respon *log* geofisika. Evaluasi tersebut membutuhkan pemahaman tentang hubungan antara respon *log* geofisika dan properti batuan, model, persamaan eksperimental, dan prinsip-prinsip yang mempengaruhi respon *log* itu sendiri. Peralatan *logging* geofisika dikembangkan terutama untuk *logging* lubang dangkal, seperti untuk pengeboran air dan eksplorasi mineral dapat lebih diandalkan, dan dapat dikalibrasi dengan standar yang sama dengan standar yang digunakan pada pengeboran minyak (Hudson, 1996).

Evaluasi reservoar menggunakan analisis *log* geofisika di sumur minyak sudah sangat maju dan dipahami dengan baik. Sebagian besar upaya aplikasi pada air tanah adalah pengembangan atau variasi teori yang dibuat untuk interpretasi *log* sumur minyak. Sebuah kesamaan telah ditemukan di lingkungan laboratorium, tetapi hubungan ini kurang baik digunakan di lapangan karena jauh lebih luas rentang kondisinya yang sering tidak stabil dalam percobaan laboratorium. Teknik *logging* geofisika yang paling sering digunakan dalam pengeboran air adalah *log* listrik. Beberapa tipe *log* listrik antara lain: *short* dan *long resistivity,* dan *spontaneous potential*(Peterson et al., 1969).

a. *Log* SP (*Spontaneous Potensial*)

Spontaneous electrical potential logs, atau yang dikenal dengan SP menunjukkan potensial listrik yang ditemukan di dalam bumi, dimana definisi *log* SP sendiri adalah perekaman nilai beda potensial antara elektroda yang bergerak sepanjang lubang bor dengan elektroda yang diam di atas permukaan (Asquith dan Gibson, 1993). *Log* SP adalah salah satu metode *logging* tertua yang dikembangkan oleh

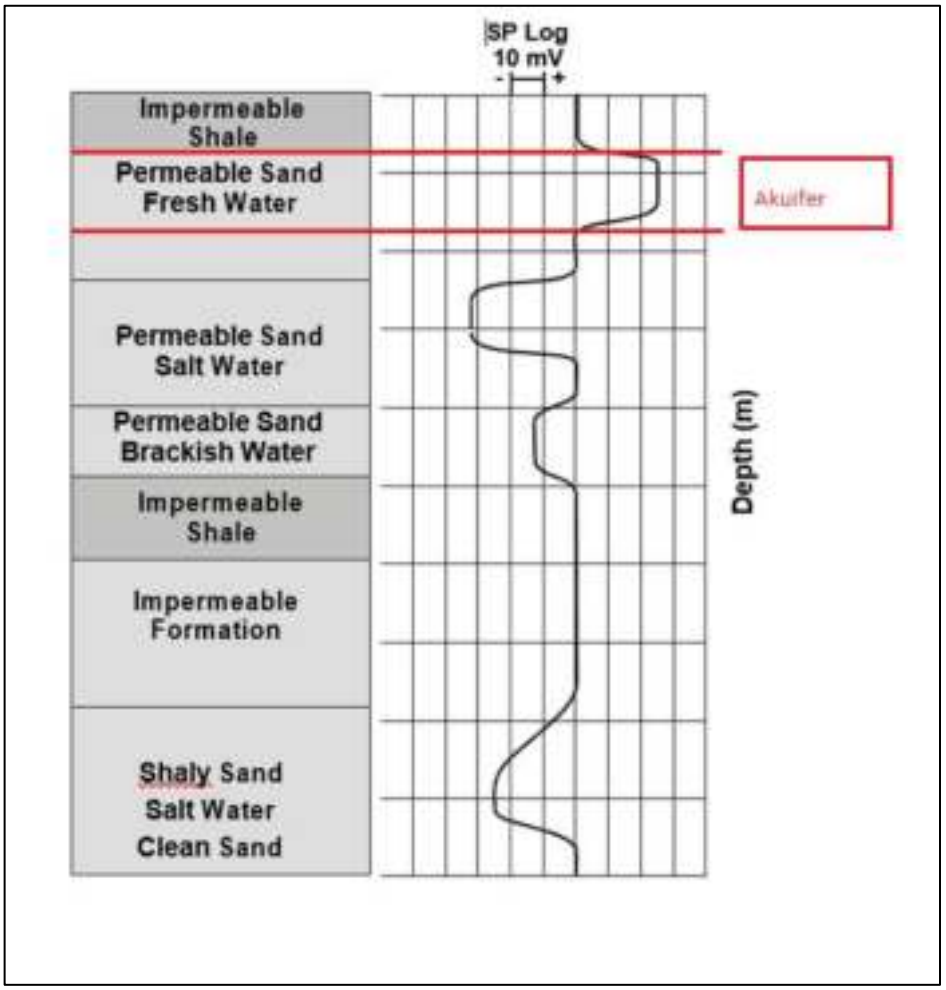
perusahaan Schlumberger (Chopra et al., 2005). Pada penerapannya *log* SP berfungsi untuk mengidentifikasi lapisan permeabel, menentukan batas-batas lapisan permeabel dan menentukan resistivitas air formasi (Rw), serta memberikan indikasi kualitatif pada lapisan serpih (Harsono, 2013). Ilustrasi pengukuran *log* SP dapat dilihat pada Gambar 2.10.



Gambar 2. 10 Skema pengukuran pada *log* SP(Peterson et al., 1969)

Identifikasi lapisan permeabel pada *log* SP akan menunjukkan sebuah garis simpangan atau yang dikenal dengan kurva SP. Kurva SP umumnya berupa garis lurus yang disebut sebagai garis dasar serpih, sedangkan pada formasi permeabel kurva SP akan menyimpang dari garis dasar serpih dan mencapai konstan pada lapisan permeabel yang cukup tebal, yaitu garis pasir. Penyimpangan SP dapat ke kiri atau ke kanan tergantung pada kadar garam dari air formasi dan filtrasi lumpur. *Log* SP tidak dapat direkam di dalam lubang sumur yang diisi oleh lumpur yang tak

konduktif karena diperlukan medium yang dapat menghantarkan arus listrik antara elektroda alat dan formasi. Jika filtrasi lumpur dan kadar garam air formasi (resistivitas) hampir sama, penyimpangan SP akan kecil dan kurva SP menjadi kurang berguna (Harsono, 2013).



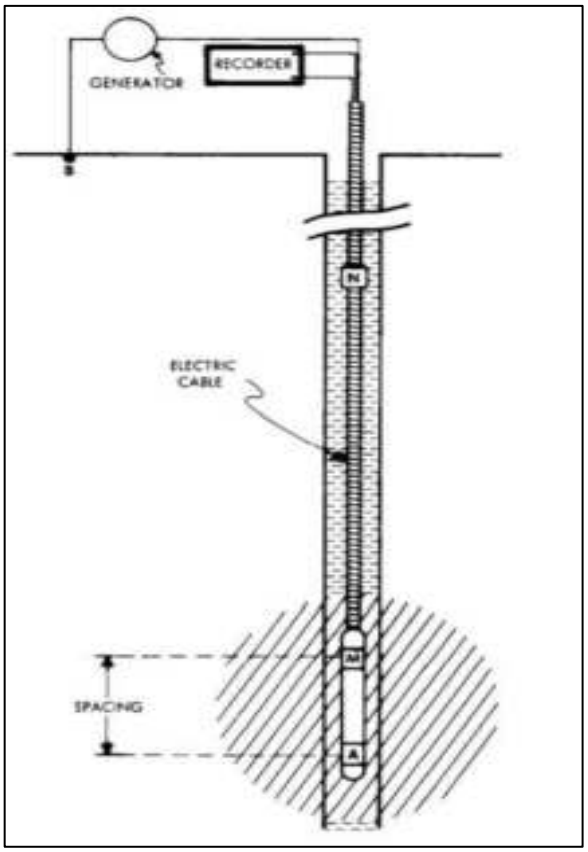
Gambar 2. 11 Tipe respon *log* SP(Ellis dan Singer, 2008)

Dalam pengeboran air umumnya hanya dilakukan analisis secara kualitatif untuk mengidentifikasi formasi payau atau air garam. Kesulitan dalam melakukan analisis secara kuantitatif dikarenakan oleh resistivitas semu yang menyimpang dari resistivitas sebenarnya pada lapisan tipis (*geometricerror*) (McConnel, 1988), sehingga *log* SP hanya hanya mampu mengidentifikasi lapisan permeabel, tanpa mengukur harga dari permeabilitas maupun porositas dari suatu formasi

(Harsono,1997). Pada lapisan permeabel (Gambar 2.11) yang mengandung air asin, defleksi kurva SP akan berkembang negatif (ke arah kiri dari *shale base line*). Pada lapisan permeabel yang mengandung air tawar atau zona akuifer, defleksi kurva SP akan berkembang positif (ke kanan arah dari *shale base line*).

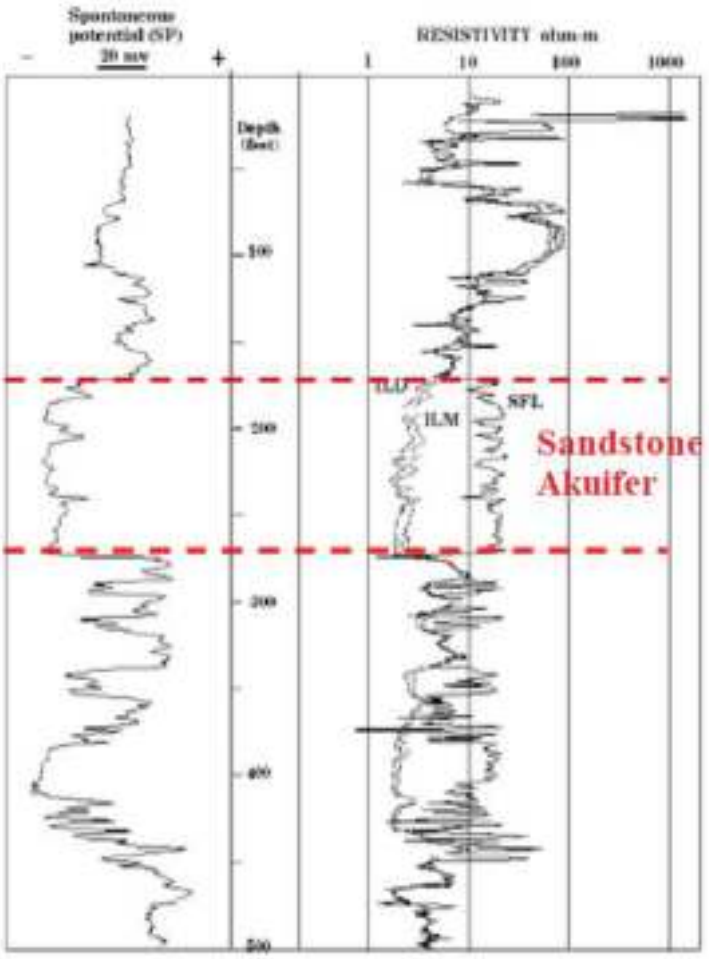
b. *Log* Resistivitas

Log resistivitas adalah pengukuran resistivitas suatu formasi, dimana resistivitas formasi diukur dengan cara mengalirkan aliran arus listrik kedalamnya (Rider, 2002). Resistivitas ini mencerminkan batuan dan fluida yang terkandung di dalam pori-porinya. Nilai resistivitas rendah apabila batuan mudah untuk mengalirkan arus listrik, sedangkan nilai resistivitas tinggi apabila batuan sulit untuk mengalirkan arus listrik. *Log* resistivitas merupakan suatu plot antara sifat-sifat listrik lapisan yang ditembus lubang bor dengan kedalaman. Sifat-sifat ini diukur dengan berbagai variasi konfigurasi elektroda yang diturunkan ke dalam lubang bor. Untuk batuan yang pori-porinya terisi mineral-mineral air asin atau *clay* maka akan menghantarkan listrik dan mempunyai resistivitas yang rendah dibandingkan dengan pori-pori yang terisi minyak, gas maupun air tawar. Oleh karena itu lumpur pemboran yang banyak mengandung garam akan bersifat konduktif dan sebaliknya (Yuliora dkkc., 2015). Skema pengukuran pada metode *log* resistivitas dapat dilihat pada Gambar 2.12.



Gambar 2. 12Skema pengukuran log resistivitas(Guyod, 1972)

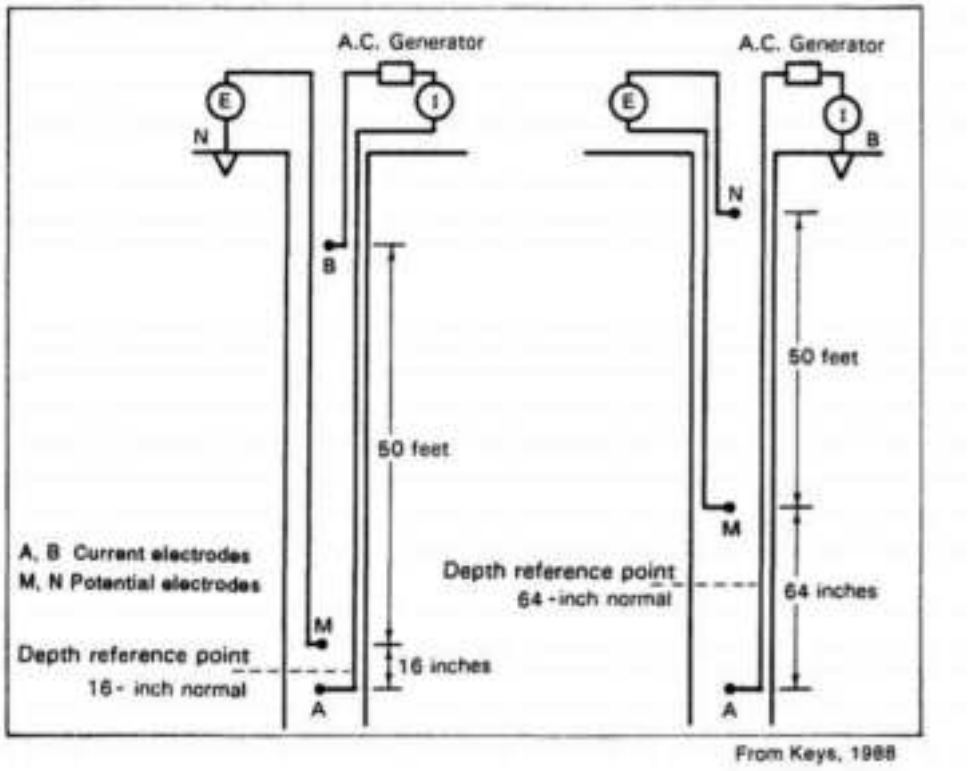
Log resitivitas digunakan untuk mendeterminasi zona akuifer yang memberikan gambaran adanya zona permeabel dengan mendeterminasi suatu porositas batuan, dan dikarenakan batuan dan matrik tidak konduktif maka kemampuan batuan dalam menghantarkan arus listrik bergantung pada fluida dan pori (Hodlur et al., 2006). Penentuan lapisan akuifer pada *log* resistivitas dapat dilihat berdasarkan nilai resitivitas pada batuan yang menjadi akuifernya, yang menjadi batuan akuifer umumnya adalah formasi batupasir yang memiliki nilai resistivitas tinggi (Gambar 2.13). Formasi batupasir biasnya terdiri dari batulempung (*mudstone* dan *shale*) dan batupasir (*conglomerate, sandstone,* dan *siltstone*), dimana lapisan dengan kandungan air tanah yang terbatas berada pada batulempung, dan akuifer air tanah yang cukup berada pada batupasir (Huang et al., 2014).



Gambar 2. 13Respon log resistivitas(Pryor, 1956)

Log resistivitas mengukur nilai restivitas semu dari sutau volume pada formasi yang berada di sekitar elektroda pengeboran. Investigasi kedalaman yang diperoleh relatif terhadap resistivitas dan ketebalannya (Hudson, 1996). Susunan elektroda pada *log* resistivitasnormal atau *normal resistivity logging* umunya banyak digunakan dalam pelaksanaan pengukuran (Gambar 14). Bila jarak antara elektroda arus dan elektroda potensial = 40,6 cm, disebut *short normal* (SN). Sedangkan bila jarak antara elektroda arus dan potensial = 162,6 cm adalah *long normal* (LN) (Yuningsih dan Soewaeli, 2009). *Short normal* menunjukan nilai resistivitas pada zona invasi lumpur dan berguna untuk menemukan batas-batas formasi, sedangkan *long normal* akan menunjukan nilai resistivitas di luar zona yang diinvasi dan

berguna untuk memperoleh informasi tentang fluida pada lapisan permeabel (Ngah et al., 2018).



Gambar 2. 14Konfigurasi elektroda *log* resistivitas (*long normal resistivity* LN64 dan *short normal resistivity* SN16)(Hudson, 1996)

2.4 Geostatistika Hidrogeologi

Geostatistika pada awalnya berkembang di bidang industri pertambangan dari tahun 1950-an. Seterusnya, hingga sekarang diterapkan secara luas dalam ilmu lingkungan untuk pemetaan, pemantauan dan manejemen (Oliver dan Webster, 2015). Geostatistika sendiri menurut Schabenberger dan Gotway (2015) adalah metode statistik yang digunakan untuk melihat hubungan antar variabel yang diukur pada titik tertentu dengan variabel yang sama diukur pada titik dengan jarak tertentu dari titik pertama (data spasial) dan digunakan untuk mengestimasi parameter di tempat yang tidak diketahui datanya.

Geostatistika berdasarkan teori *variable* regional telah diaplikasi di hampir semua topik hidrogeologi seperti estimasi parameter untuk pemodelan yang akurat untuk pengelolaan air tanah seperti, merancang jaringan pemantauan air tanah yang optimal, memperkirakan parameter pada lokasi yang tidak terukur, pembuatan model air tanah (diskritisasi optimal), kalibrasi model yang tidak akurat menggunakan estimasi *erorr* dan digunakan dalam memutuskan model yang baik untuk memprediksi (Ahmed, 2001). Karena variabel dianggap memiliki pengaruh satu sama lain, konsep pertama terkait dengan variogram nilai yang ingin kita perkirakan. Perkiraan ini berhubungan dengan kesamaan atau perbedaan, dinyatakan sebagai semi-varians, antara nilai pada tempat yang berbeda dengan jarak pemisahan (*lag*) dan arahnya. Jarak bahwa variabel-variabel yang saling mempengaruhi satu sama lain disebut rentang variogram dan merupakan konsep penting karena setelah jarak itu, variabel tidak berpengaruh satu sama lain (Baba et al., 2014).

Berdasarkan teori spasial acak dengan memperhitungkan dan memodelkan korelasi spasial, geostatistika memberikan prediksi pada variabel lingkungan yang kurang baik dengan varian minimum yang tidak dilakukan oleh metode lain. Teknik prediksi umum tersebut dikenal dengan kriging. Kriging membutuhkan model matematika untuk menggambarkan kovariansi spasial, biasanya disebut dengan variogram, yang dalam parameternya digunakan sebagai komponen utama dari geostastistika. Keberhasilan teknik kriging dan estimasi variogram tergantung pada pengambilan sampel secara memadai tanpa bias dan dengan konfigurasi yang sesuai (Oliver dan Webster, 2015).

2.4.1 Variogram

Variogram memegang peranan utama dalam analisis data geostatistika. Variogram adalah metode analisis keragaman data spasial yang didasarkan pada pengukuran jarak (Wackernagel, 1994). Analisis variogram merupakan satu tahapan dalam geostatistik yang mendeskripsikan variasi dalam sebuah parameter sebagai sebuah fungsi jarak pisah. Analisis ini didasarkan pada suatu prinsip bahwa dua titik yang berdekatan akan lebih memiliki kemungkinan untuk mempunyai nilai parameter

yang mirip dibandingkan dengan dua titik yang berjauhan (Aisha et al., 2018). Variogram dilambangkan dengan $2\gamma(.)$, sedangkan setengah dari variogram disebut sebagai variogram yang dilambangkan dengn $\gamma(.)$. Secara umum, ada dua aspek penting dalam variogram, yaitu seberapa mirip dua nilai antara dua titik yang berdekatan dan seberapa jauh jarak dua titik sebelum mereka. Secara umum terdapat dua jenis variogram, yaitu variogram eksperimental dan variogram teoritis.

2.4.1.1 Variogram Eksperimental

Variogram eksperimental adalah variogram yang dihitung berdasarkan data yang ada. Hal ini dilakukan dengan menggunakan persamaan di bawah ini (Isaaks, 2016):

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(X_i + h) - Z(X_i)]^2 \quad (15)$$

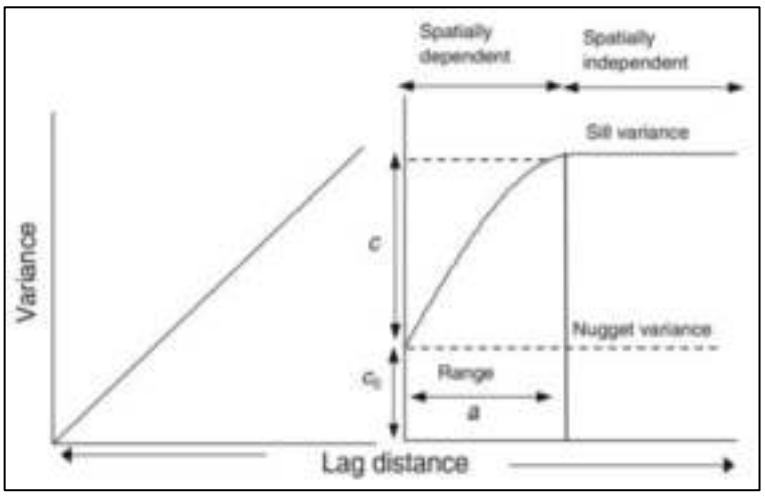
Keterangan:

$\gamma(h)$: Variogram eksperimental

$N(h)$: Banyaknya pasangan titik yang mempunyai jarak h

$Z(X_i)$: Nilai data di titik X

$Z(X_i + h)$: Nilai data di titik $(X_i + h)$



Gambar 2. 15 Variogram eksperimental(Oliver dan Webster, 2015)

Gambar 2.15 merupakan contoh variogram eksperimental. Terdapat tiga komponen atau parameter dalam variogram, yaitu *sill, range,* dan nugget. Berikut penjelasan dari masing-masing komponen (Oliver dan Webster, 2015):

1. *Sill* adalah adalah nilai variogram pada saat besarnya jarak konstan atau pada saat permukaan variogram berubah menjadi datar. Digunakan juga untuk menyatakan "*amplitude*" dari komponen tertentu pada variogram. Nilai *sill* dan varians data bisa sama besarnya. Secara matematika, *sill* dilambangkan dengan $\gamma(\infty) = M$, yang menginformasikan bahwa dua variabel acak yang dipisahkan oleh jarak yang panjangnya tak berhingga tidak berkorelasi. Dengan kata lain setelah variogram mencapai *sill* mengindikasikan tidak adanya korelasi antar sampel.
2. *Range* adalah jarak atau *lag* pada saat variogram mencapai nilai *sill,* dengan asumsi bahwa autokorelasi sama dengan 0 di luar *range.*
3. Nugget adalah nilai variogram di mana *lag* mendekati nol. Nugget menunjukkan varians pada jarak atau lag yang sangat kecil (*microscale*), termasuk kesalahan dalam pengukuran.

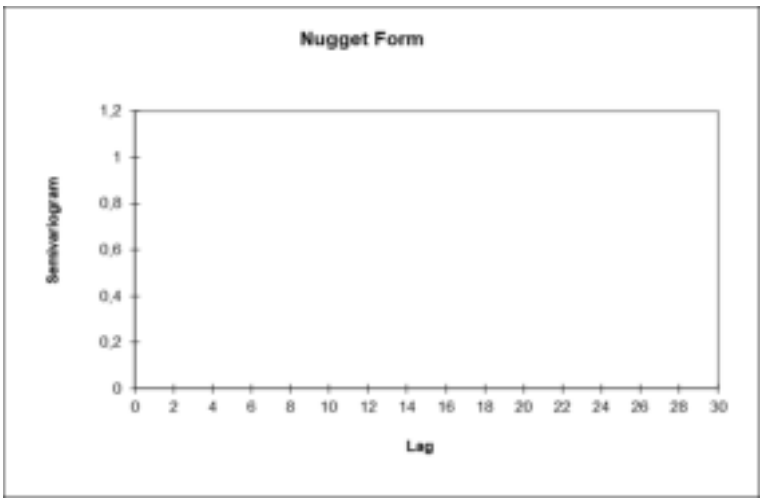
2.4.1.2 Variogram Teoritis

Variogram teoritis merupakan variogram yang mempunyai bentuk kurva mendekati variogram eksperimental. Untuk tujuan analisis lebih lanjut variogram eksperimental harus diganti dengan variogram teoritis. Pengantian ini bertujuan agar model variogram sesuai dengan karakteristik variabel yang diestimasi. Dalam analisis data geostatistika, proses pencocokan antara variogram eksperimental dengan variogram teoritis ini disebut analisis struktural (*structural analysis*). Selain itu analisis struktural juga bisa dilakukan dengan cara perbandingan *mean square error* (MSE) dari masing-masing variogram teoritis (Baba et al., 2014). Model variogram digunakan untuk menentukan parameter yang digunakan untuk estimasi (kriging). Model variogram yang sering digunakan terdiri dari lima jenis (Baba et al., 2014), yaitu:

a. Variogram model *nugget*

$$\gamma(h)=\begin{cases}0 \text{ if } h=0\\ c \ otherwise\end{cases} \quad (16)$$

Variogram model *nugget* dinyatakan dalam persamaan (16), dimana model ini merupakan respon acak alami (tanpa gangguan) tanpa korelasi antara nilai-nilai yang tidak berdekatan (Armstrong, 1998).



Gambar 2. 16Variogram model *nugget*(Armstrong, 1998)

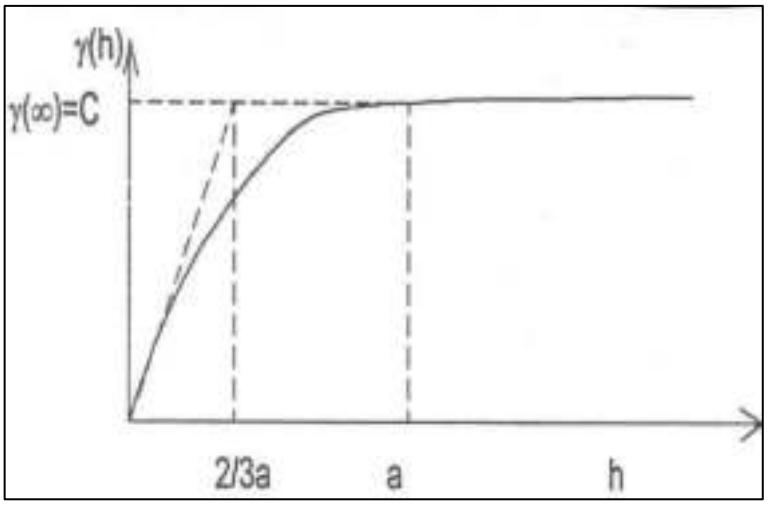
b. Variogram model *spherical*

$$\gamma(h)= \{ c_0 + c \ ((1.5 \ (\frac{h}{a}) - 0.5(\frac{h}{a})^3) \ (for \ h < a) \quad (17)$$

$$\gamma(h)= c_0 + c \ (for \ h \leq a) \quad (18)$$

$$\gamma(h)= 0 \ (for \ h = 0) \quad (19)$$

Variogram model *spherical* dinyatakan dengan persaman 17, 18, dan 19, dimana $c_0 + c$ adalah *sill*, c_0 adalah *nugget*, dan a adalah *range*. Untuk semua nilai $c_0, c,$ dan a adalah positif (Lemay, 1995). Pada Gambar 2.17 merupakan bentuk dari *spherical* model.



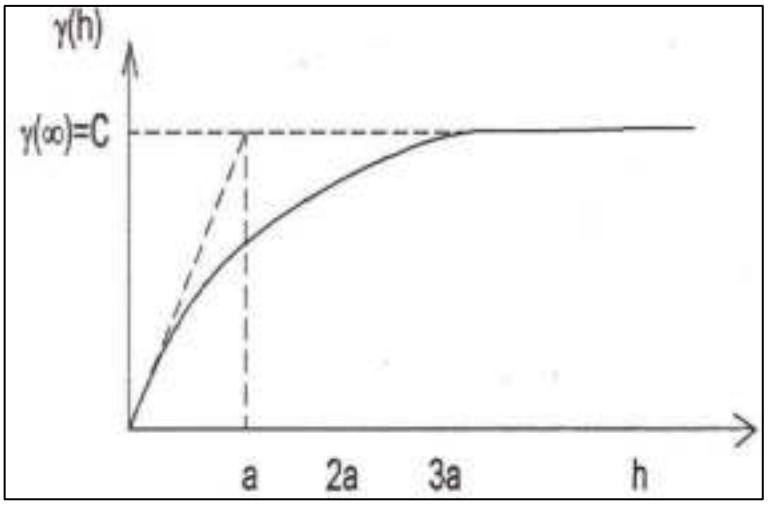
Gambar 2. 17Variogram model *spherical*(Armstrong, 1998)

Model *spherical* merupakan model yang paling sering digunakan. Bentuk spherical model secara umum sesuai dengan variabel yang diamati dan mempunyai ekspresi polinomial yang sederhana. Bentuk grafik kenaikannya hampir linier sampai pada satu jarak tertentu, kemudian mencapai nilai tetap(Armstrong, 1998).

c. Variogram model *exponential*

$$\gamma(h)=c_0 + c\,(1- exp^{-(\frac{h}{a})})\ (for\ h < a) \quad (20)$$

Variogram model *exponential* dinyatakan dengan persamaan (20), dimana a adalah *range* dari titik simpangan antara garis tangensial variogram dan *sill* (c). Untuk model ini, *range* merupakan nilai di mana variogram mencapai 95 persen dari *sill,* karena *range* secara praktis untuk model ini adalah 3a (Armstrong, 1998).



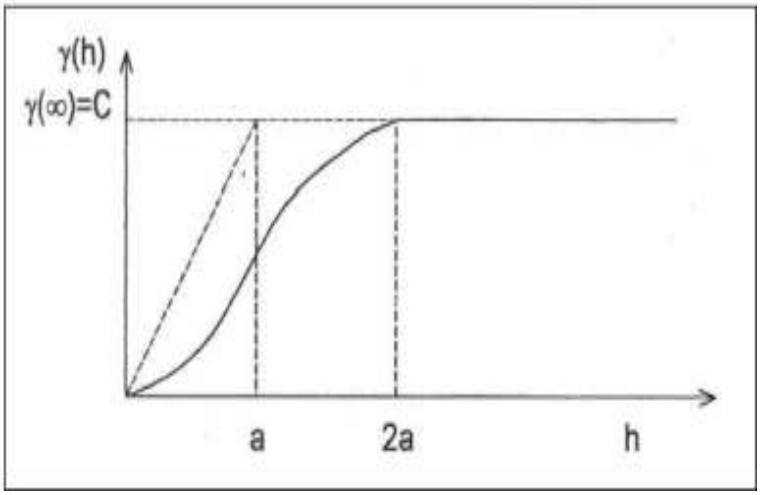
Gambar 2. 18 Variogram model *exponential*(Armstrong, 1998)

Pada model *exponential* terjadi peningkatan yanag sangat curam dan mencapai nilai *sill* secara asimptotik (Romaji et al., 2016). Model ini (Gambar 2.18) hampir mirip dengan *spherical* model, hanya pada model eksponensial nilai awal variogram akan meningkat lebih cepat tetapi hanya mengarah pada *sill* dan tidak benar-benar mencapai nilai tersebut (Armstrong, 1998).

d. Variogram model *gaussian*

$$\gamma(h)=c_0+ c\ (1- \exp\ (\frac{-3h^2}{a^2}))\ (for\ h < a) \quad (21)$$

Variogram model gaussian dinyatakan dengan persamaan (21). Model gaussian merupakan bentuk kuadrat dari eksponensial yang menghasilkan bentuk parabolik pada jarak yang dekat. Model ini menggambarkan fenomena variabel yang bersifat kontinu secara ekstrim (Armstrong, 1998). Pada Gambar 2.19 merupakan bentuk dari variogram model *gaussian.* Berdasakan hasil eksperimen, sering kali terjadi ketidakstabilan secara numerik bilamana model ini digunakan tanpa efek *nugget* (Armstrong, 1998).

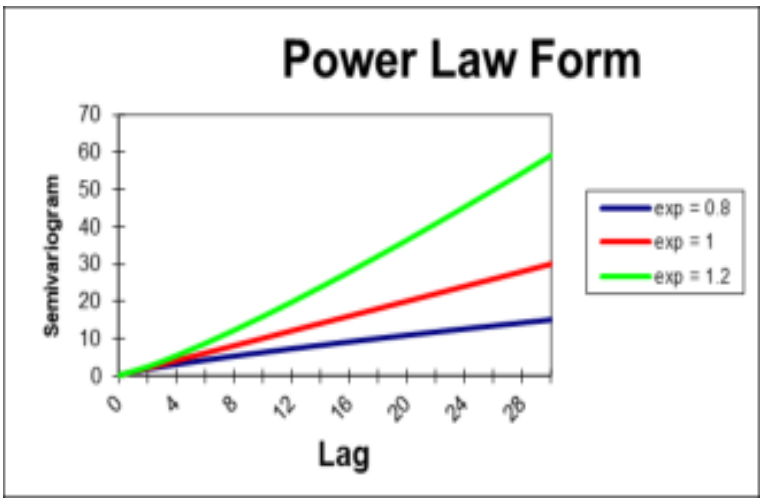


Gambar 2. 19 Variogram model *gaussian*(Armstrong, 1998)

e. Variogram model *power*

$$\gamma(h)=c_0 h^w \ (with\ 0 < w < 2) \tag{22}$$

Variogram model *power*/pangkat dinyatakan dengan persamaan (22), dimana parameter *w* adalah pangkat sembarangdengan rentang nilai 0 <*w*< 2 (Setiyowati, 2015). Kemudian jika nilai dari *w*= 1 maka membentuk garis lurus. Bentuk dari model *power* dengan w= 0,8 dan w= 1,2 terdapat pada Gambar 2.20.



Gambar 2. 20 Variogram model *power*(Armstrong, 1998)

2.4.2 Tes Validasi Silang

Validasi silang adalah motode yang digunakan untuk membantu dalam penentuan model variogram yang terbaik (M. A. Oliver dan Webster, 2014). Teknik yang dilakukan dalam metode validasi silang ini adalah dengan cara membandingkan nilai yang diestimasikan dengan nilai observasi pada lokasi penelitian (Mert dan Dag, 2018). Model variogram yang dipilih adalah serangkaian fungsi matematika yang menggambarkan hubungan spasial. Model yang sesuai dipilih dengan mencocokkan bentuk kurva variogram eksperimental dengan bentuk kurva fungsi matematik **(**teoritis) (Arétouyap et al., 2016). Berikut ini merupakan beberapa persamaan yang digunakan untuk melakukan validasi sialng:

a. *Mean error*

$$ME = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}[Z*(x_i) - Z(x_i)] \quad (23)$$

b. *Mean square error*

$$MSE = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left[\frac{Z*(x_i) - Z(x_i)}{\sigma^2(x_i)}\right] \quad (24)$$

c. *Root mean square error*

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}[Z*(x_i) - Z(x_i)]^2} \quad (25)$$

dimana $\sigma^2(x_i)$ adalah variansi kriging pada lokasi x_i, $Z*(x_i)$ dan $Z(x_i)$ adalah nilai estimasi dan nilai observasi pada masing-masing lokasi x_i.