

BAB II

DASAR TEORI

2.2.1 Geolistrik

Metode geolistrik adalah metode yang paling banyak digunakan untuk mencari berbagai aplikasi terutama dalam keperluan geologi, pencarian sumberdaya mineral, panas bumi, arkeologi, bahkan hingga studi dalam bidang hidrologi. Penggunaan metode geolistrik ini digunakan untuk mengetahui sifat aliran listrik yang ada di bawah permukaan bumi (Wijaya 2015). Dengan menggunakan metode geolistrik maka dapat diperoleh gambar inversi penampang bawah permukaan tanah, lapisan – lapisan di bawah permukaan tanah, serta dapat menentukan kemungkinan terdapatnya air tanah dan mineral dalam kedalaman tertentu (B., As'ari, et al 2015).

Sejarah geolistrik melalui perjalanan yang terbilang cukup panjang. Menurut artikel yang dituliskan oleh Muhammad Syukri dalam bukunya yang berjudul Dasar – Dasar Metode Geolistrik (Syukri 2020), metode geolistrik ini mulai muncul pada awal tahun 1830 saat seorang geologi yang bernama Robert Were Fox melakukan eksperimennya terhadap arus alamiah pada suatu biji besi sulfida yang dijebak oleh arus lalu melihat sesuatu di bawah permukaan dengan menggunakan konsep medan listrik. Lalu dari eksperimen yang dilakukannya ini berkembang berbagai metode dan berbagai interpretasi yang hingga saat ini penggunaannya semakin lebih mudah, lebih efisien, dan lebih ekonomis (Syukri 2020).

Hingga saat ini pengaliran arus sendiri dapat melalui berbagai macam teknik, masing-masing digolongkan berdasarkan sifat listrik atau karakteristik material yang berbeda. Di bawah aksi medan listrik eksternal, diferensiasi ini dimanifestasikan dalam resistivitas listrik dan konduktivitas listrik serta polarisasinya. Mengetahui investigasi geolistrik yang bervariasi dan diantaranya sering digunakan dalam pencarian mineral, hidrogeologi, eksplorasi geologi, geofisika teknik. Maka untuk mengetahui metodenya, dapat disesuaikan dengan setiap situasi untuk mendapatkan hasil yang maksimal.

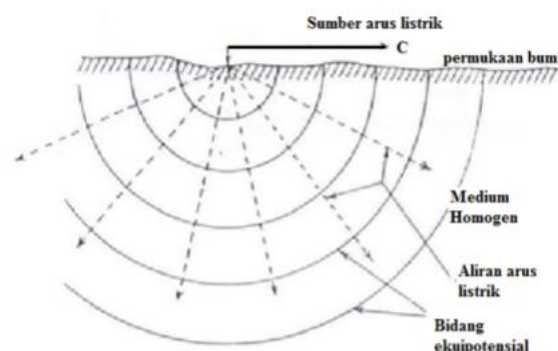
Prinsip kerja dari Metoda Geolistrik ini ialah dengan arus listrik yang diinjeksikan ke

dalam bumi melalui dua buah elektoda arus. Melalui dua buah elektroda potensial, beda potensial yang terjadi dapat diukur dan dari hasil pengukuran arus dan beda potensial untuk setiap jarak elektroda tertentu, dapat menentukan variasi harga tahanan jenis masing-masing lapisan di bawah titik ukur (Simpem 2015). Dengan penginjeksian dua buah elektroda arus dan elektroda beda potensial maka dapat dideteksi sifat aliran listrik di bawah permukaan tanah tersebut.

Namun metode ini jarang digunakan untuk eksplorasi dalam seperti eksplorasi minyak. Karena metode ini hanya efektif untuk eksplorasi dangkal yaitu dengan kedalaman maksimum 200 meter. Jika lebih dari itu maka dapat dianggap kurang akurat karena arus yang mengalir akan semakin lemah dan tidak stabil akibat perubahan bentangan yang semakin besar.

2.1 Konsep Dasar Metode Geolistrik

Untuk mempelajari aliran arus listrik dalam bumi maka pendekatan yang paling sederhana yaitu dengan cara menganggap bumi homogen isotropis. Atau menganggap bahwa setiap lapisan batuan memiliki resistivitas yang sama. Maka saat elektroda diinjeksikan untuk menghantarkan arus listrik pada permukaan bumi yang homogen, arus akan menyebar ke segala arah ke dalam lapisan tanah. Dan hasil daripada arus dan beda potensial yang dihantarkan melalui elektroda, maka dapat ditentukan harga tahanan jenis untuk masing – masing lapisan di bawah permukaan tanah (Effendy V 2015). Ilustrasinya terdapat di dalam gambar di bawah



Gambar 2.1 Aliran yang berasal dari suatu sumber arus dalam bumi yang homogen isotropic

Namun pada kenyataannya, nilai potensial yang terukur merupakan pengaruh dari lapisan-lapisan tersebut hal ini dikarenakan bumi tersusun dari lapisan-lapisan dengan

resistivitas yang berbeda-beda. Sehingga harga resistivitas yang diukur seolah-olah merupakan harga resistivitas untuk satu lapisan saja. Dalam hal ini resistivitas yang terukur sebenarnya adalah resistivitas semu (ρ_a).

Dimana besarnya resistivitas semu (ρ_a) adalah:

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

Atau

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (2)$$

dengan:

$$K = \frac{2\pi}{\left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4}\right)\right]} \quad (3)$$

dengan K adalah faktor geometri, yaitu besaran koreksi letak kedua elektroda potensial terhadap letak elektroda arus, ρ_a adalah resistivitas semu, ΔV adalah beda potensial.

2.2 Resistivitas

Resistivitas atau tahanan jenis (ρ) ialah kemampuan pada suatu bahan atau medium dalam menghambat arus listrik (Jannah 2009). Adapula Resistivitas listrik adalah salah satu metode geofisika yang menyelidiki struktur bawah permukaan dengan menggunakan sifat - sifat kelistrikan batuan. Mengukur sifat batuan serta fluida yang terdapat di sela - sela pori batuan seperti air, minyak, dan gas disepanjang lubang bor dengan cara mengukur sifat tahanan kelistrikannya juga merupakan fungsi resistivitas. Dalam rangka mendeskripsikan besaran resistivitas batuan dilakukan dengan menggunakan Ohm Meter, dan biasanya dibuat dalam skala logarithmic dengan nilai antara 0.2 sampai dengan 2000 Ohm Meter.

Setiap batuan mempunyai sifat dan karakteristiknya sendiri termasuk dalam hal kelistrikannya (Prameswari 2012). Dan metode resistivitas ini dilakukan karena sudah dapat dibuktikan secara ilmiah bahwa pada hakikatnya batuan fluida dan hidrokarbon di dalam bumi

memiliki nilai resistivitas tertentu. Pengukuran resistivitas ini sudah banyak dipakai untuk berbagai keperluan, terutama dalam memperkirakan air tanah, mineral, dan lapisan batuan yang berada di bawah permukaan. Setiap bahan ataupun material akan mempunyai tahanan atau resistansi jika dialirkan arus listrik. Nilai resistivitas ini bergantung kepada karakteristik suatu bahan, konduktivitas hidrolik, transmisivitas, porositas, dan kandungan airnya.

Pada metode resistivitas mempunyai konsep dasar, yaitu menggunakan Hukum Ohm. Hukum Ohm tersebut ditemukan oleh George Simon Ohm pada tahun 1826 yang didapat melalui eksperimen untuk menentukan tegangan V pada penghantar dan arus I melalui penghantar (Ii 2005). Dasar teori mengenai metode resistivitas didasari berdasarkan hukum Ohm yaitu tegangan (V) suatu material bergantung pada kuat arus (I) dan berbanding terbalik dengan hambatan listrik atau resistansi (R) yang dirumuskan oleh persamaan:

$$V = I.R \quad (4)$$

Studi hambatan listrik dari geofisika dipahami pada konteks aliran arus yang mengalir melalui medium di bawah permukaan yang terdiri dari lapisan bahan dengan nilai resistivitas yang berbeba-beda. Resistivitas dari bahan di definisikan sebagai ukuran berapa baik bahan dalam menghambat aliran listrik (Muallifah 2009). Semakin besar resistivitas pada batuan maka semakin sulit aliran listrik akan mengalir. Sehingga sifat kelistrikan dapat diprediksi dan dipelajari lebih lanjut.

Nilai resistivitas beberapa jenis litologi batuan dan materialnya dapat dilihat melalui tabel di bawah ini :

Tabel 2.1 Nilai resistivitas batuan (Verhoef 1994)

Jenis Batuan	Resistivitas (Ωm)
Gambut dan Lempung	8 – 50
Lempung Pasiran dan Lapisan Kerikil	40 – 250
Pasir dan Kerikil Jenuh	40 – 100

Pasir dan Kerikil Kering	100 – 3000
Batu Lempung, Napal dan Serpih	8 – 100
Batu Pasir dan Batu Kapur	100 – 4000

Tabel 2.2 Kisaran nilai resistivitas material bawah permukaan (Telford 1990)

Material	Resistivitas (Ωm)
Pirit (Pyrite)	0,01 – 100
Kwarsa (Quartz)	500 – 8×10^5
Kalsit (Calcite)	10^{12} – 10^{13}
Batuan Garam	$30 - 10^{13}$
Granit	$200 - 10^5$
Andesit (Andesite)	$1,7 \times 10^2 - 45 \times 10^4$
Basal (Basalt)	$200 - 10^5$
Gamping (Limestones)	$500 - 10^4$
Batu Pasir (Sandstone)	200 – 8.000
Shales (Serpih)	20 – 2.000
Pasir (Sand)	1 – 1000
Lempung (Clay)	1 – 100
Air Tanah (Ground Water)	0,5 – 300
Air Asin (Sea Water)	0,2
Kerikil Kering (Dry Gravel)	$600 - 10^3$
Aluvium (Alluvium)	10 – 800
Kerikil (Gravel)	100– 600

2.3 Konfigurasi Geolistrik

Metode dan konfigurasi yang digunakan dalam geolistrik ini pun beragam sesuai dengan kebutuhan dan tujuan yang akan ditempuhnya seperti apa. Serta pemilihan metode ini bergantung pada tipe struktur, noise yang ada pada lokasi tersebut, dan sensitivitas pada elektroda atau alat geolistrik yang digunakan. Diantaranya metode geolistrik mempunyai

Aisyah Dewi Rulyadi, 2021

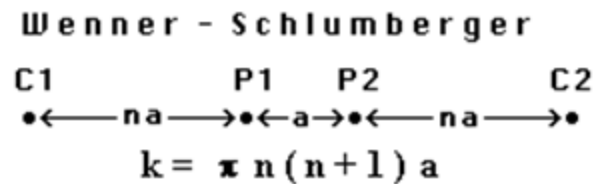
PENENTUAN NILAI PARAMETER GEOHIDROLIK MELALUI ANALISIS PENDEKATAN EMPIRIS PENGUKURAN METODE GEOLISTRIK STUDI KASUS DI WILAYAH CIKOLE LEMBAH BANDUNG

Universitas Pendidikan Indonesia | repository.upi.edu | perpustakaan.upi.edu

konfigurasi :

a. Schlumberger

Konfigurasi ini sering digunakan untuk eksplorasi geolistrik dengan susunan seperti dibawah ini :

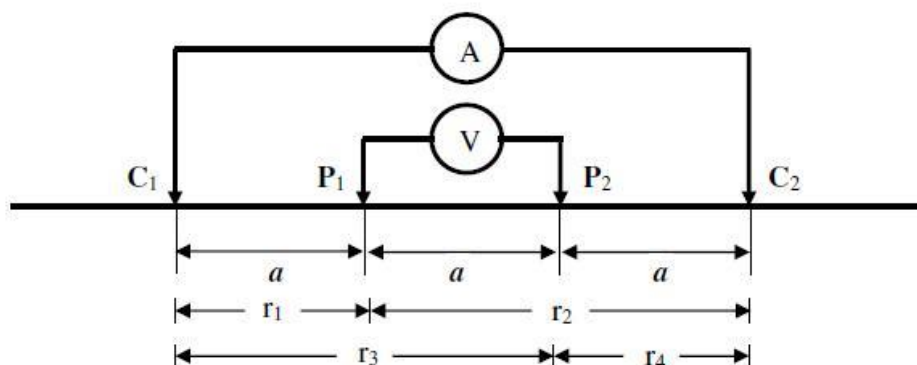


Gambar 2.2 Susunan elektroda arus dan potensial dalam pengukuran resistivitas metode Schlumberger

Metode ini digunakan untuk menelusuri nilai resistivitas beserta dengan kedalamannya. Prinsip kerjanya adalah dengan menginjeksi serta memperluas dua elektroda yang menghantarkan arus (C1 dan C2) dan dengan menginjeksikan dua elektroda lainnya (P1 dan P2) yang menghantarkan beda potensial di titik yang sama.

b. Wenner

Wenner menciptakan konfigurasi ini dan sering menggunakan konfigurasi ini untuk eksplorasi geolistrik dengan susunan seperti dibawah ini :



Gambar 2.3 Susunan elektroda arus dan potensial dalam pengukuran resistivitas metode Wenner

Sumber : <https://www.google.com/url?sa=i&url=http%3A%2F%2Fivanmiftahulfikri92.blogspot.com>

Konfigurasi Wenner merupakan salah satu konfigurasi yang sering digunakan dalam eksplorasi geolistrik dengan susunan jarak spasi sama panjang ($r1 = r4 = a$ dan $r2 = r3 = 2a$). Jarak antara elektroda arus adalah tiga kali jarak elektroda potensial, jarak

potensial dengan titik sounding-nya adalah $2/a$, maka jarak masing elektroda arus dengan titik soundingnya adalah $2/3a$. Target kedalaman yang mampu dicapai pada metode ini adalah $2/a$. Dalam akuisisi data lapangan susunan elektroda arus dan potensial diletakkan simetri dengan titik sounding. Pada konfigurasi Wenner jarak antara elektroda arus dan elektroda potensial adalah sama. Susunan elektroda arus dan potensial diletakkan simetri dengan titik sounding untuk mengakuisisi data lapangan.

Dari gambar 2.3 diatas terlihat bahwa jarak $AM = NB = a$ dan jarak $AN = MB = 2a$, dengan menggunakan persamaan Resistivitas semu maka diperoleh:

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

$$K = 2\pi a \quad (5)$$

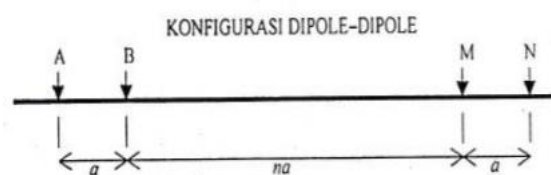
Sehingga faktor geometri untuk konfigurasi Wenner adalah:

$$K_w = 2\pi a \quad (6)$$

$$\rho_w = K_w R \quad (7)$$

c. Dipole – dipole

Pada metode dipole – dipole, elektroda yang mengalirkan arus dan beda potensial terpisah dengan jarak a (waluyo, 2010). Sedangkan elektroda potensial dan elektroda arus terpisah sejauh na dengan n adalah bilangan bulat. Metode dipole – dipole mempunyai susunan seperti dibawah ini :



Gambar 2. 4 Susunan elektroda arus dan potensial dalam pengukuran resistivitas metode Dipole - Dipole

dimana C1 dan C2 merupakan elektroda yang dialiri oleh arus sedangkan P1 dan P2 adalah elektroda potensial, n adalah faktor ekspansi atau nilai bilangan bulat dan a ialah jarak antar elektroda yang digunakan untuk setiap pengukuran. Pemisahan antara dipol selalu berupa kelipatan (n) dari a .

Metoda ini dipakai untuk penelitian saya karena metode ini dirasa mempunyai beberapa keunggulan diantaranya adalah memiliki harga yang lebih ekonomis dibandingkan dengan metoda schlumberger dan wenner .

Disebutkan pada penelitian Priambodo (Priambodo 2011) yang dijelaskan dalam artikel ilmiah (Marcella Koyonga*, 2017) mengatakan bahwa; beda potensial yang terjadi pada elektroda MN dan disebabkan karena injeksi arus yang dialirkan ke elektroda AB maka akan menghasilkan persamaan :

$$\Delta V = V_M - V_N \quad (8)$$

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \cdot \left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right] \quad (9)$$

$$\rho = 2\pi \left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right]^{-1} \quad (10)$$

atau dapat disingkat nilai tahanan jenis (ρ) :

$$\rho = K \cdot (\Delta V / I) \quad (11)$$

Maka dengan satuan (I) atau arus dengan Ampere, beda potensial (ΔV) dengan volt, dan tahanan jenis (ρ) dalam meter maka factor geometri elektroda ialah:

$$K = 2\pi \left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right] \quad (12)$$

2.2.2 Geohidrolik

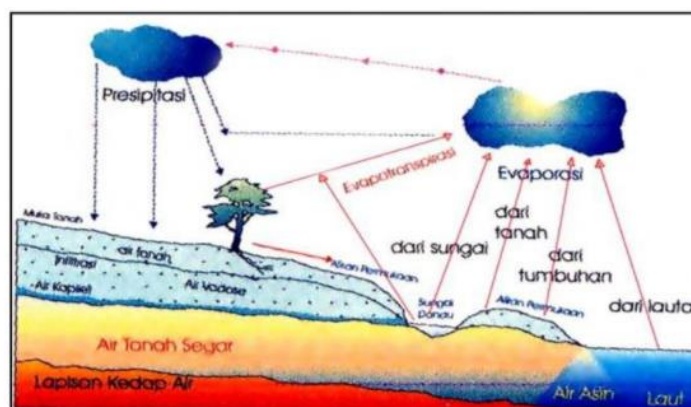
Hidrologi airtanah mengandung penjelasan yang berkaitan tentang kejadian, distribusi, serta pergerakan air di bawah permukaan bumi. Geohidrologi mempunyai konotasi yang identik dengan hidrogeologi hanya saja geohidrologi lebih menekankan kepada unsur geologinya (Tood 2005). Hidrogeologi sendiri pada dasarnya mempunyai definisi yang lebih menekankan kepada terjadinya distribusi, pergerakan, hingga interaksi geologis air dalam kerak bumi. Pada hidrogeologi dilakukan penelitian mengenai alirasi air serta karakterisasi dalam akuifer. Sedangkan pada hidrologi adalah ilmu yang mendiskusikan perairan Bumi, bagaimana proses terjadinya, sirkulasinya, distribusinya, sifat kimianya dan fisiknya, dan bahkan reaksinya dengan lingkungan serta termasuk hubungannya dengan makhluk hidup (McGuire 1993).

2.4.1 Air tanah

Menurut Soemarto, dan dijelaskan dalam buku Tata Ruang Air Tanah serta ditulis oleh Robert J.Kodoatie mengatakan bahwa Air tanah merupakan unsur air yang singgah dalam rongga – rongga di dalam lapisan geologi dan terdapat wilayah jenuh dimana terdapat lapisan yang berada di bawah permukaan tanah, (Sumarto 1989). Air yang berada pada wilayah jenuh tersebut disebut dengan air tanah atau *groundwater*. Dan pada kedalaman tertentu, batuan serta pori – pori tanah menjadi jenuh disebabkan karena air (*saturated*). Saat air tersebut tersimpan di dalam pori – pori batuan dan akan mengalir ke dalam danau, sungai, hingga laut (McKenzie et al. 2012; Wang 2012).

2.4.2 Siklus Hidrologi

Siklus hidrologi ialah kumpulan dari proses air yang bersirkulasi di bumi dari mulai air yang menguap karena adanya evaporasi atau panas dari energi matahari yang menyebabkan air di bumi menguap lalu uapan tersebut membentuk satu kesatuan yang disebut dengan awan, lalu saat awan tersebut kelebihan muatan maka aturun hujan atau disebut dengan presipitasi, saat turun hujan air akan mengalir di atas permukaan dan sebagian lagi akan terserap ke permukaan lalu mengalir hingga ke sungai, danau, hingga laut. Kejadian ini terulang terus menerus maka dari itu, bisa dibilang air adalah unsur yang tidak pernah habis atau biasa disebut (*renewable resources*).



Gambar 2.5 Siklus hidrologi

Sumber : Air Tanah, M Bisri

Namun penting untuk kita ketahui dimana letak air tanah yang akan didapat. Salah

Aisyah Dewi Rulyadi, 2021

PENENTUAN NILAI PARAMETER GEOHIDROLIK MELALUI ANALISIS PENDEKATAN EMPIRIS PENGUKURAN METODE GEOLISTRIK STUDI KASUS DI WILAYAH CIKOLE LEMBAANG BANDUNG

Universitas Pendidikan Indonesia | repository.upi.edu | perpustakaan.upi.edu

satunya kita dapat mengetahui kategori air tanah yang mempunyai siklus hidrologi Daerah CAT atau Cekungan Air Tanah dan siklus hidrologi yang tidak berada di daerah CAT. Dengan perkiraan yang cukup, maka air tanah akan lebih mudah didapatkan.

2.4.3 Karakteristik Batuan Pembawa Airtanah

Lapisan yang tepat berada di bawah tanah serta mengandung dan dapat mengalirkan air disebut dengan lapisan akuifer (Pepper 2015). Melalui akuifer ini air tanah dapat diambil karena lapisan akuifer mengandung formasi batuan yang dapat melepas dan mengalirkan air dalam jumlah yang banyak dan air yang keluar dalam jumlah yang banyak dapat membentuk mata air. Disebutkan di dalam artikel ilmiah penelitian Ian L Pepper, Gentry, Terry J yang berjudul “*Environmental Microbiology 3rd Edition*” (Pepper 2015). Pada lapisan kerak bumi terbagi menjadi dua bagian yaitu zona jenuh atau biasa disebut *freatik* yang mempunyai area ruang kosong yang terisi sepenuhnya oleh air contohnya seperti akuifer, akuitard, dan sebagainya. Dan zona tidak jenuh atau biasa disebut *vados* dimana zona ini merupakan area di bawah permukaan yang masih memiliki ruang untuk diisi oleh lebih banyak air atau dapat diartikan area tersebut masih kosong atau belum terisi oleh air.

1. Jenuh

Kondisi ini muncul ketika terdapat *pressure head* air lebih besar dibanding tekanan atmosfer. Maka dipastikan bahwa tekanan ukur dalam kondisi tersebut bernilai lebih dari nol.

2. Tak jenuh

Pada kondisi tak jenuh merupakan kondisi area yang berada di atas permukaan air tanah dengan *pressure head* yang bernilai negative atau dapat diartikan tekanan atmosfer lebih besar dibanding dengan *pressure head*.

Terdapat klasifikasi mengenai akuifer agar memudahkan peneliti dalam melakukan pendekatan atau prediksi pengukuran di penelitiannya. Karakterisasi lapisan tanah berdasarkan sifat dalam menyimpan dan mengalirkan air terbagi menjadi :

a. Akuifug

Merupakan suatu lapisan yang tidak dapat menampung air serta melepas air atau sama sekali kedap terhadap air dengan susunan batuan yang sedemikian rupa. Contohnya adalah batuan granit keras, kuarsit, serta lapisan batuan yang padat atau batuan sedimen

yang tersemen penuh (Bisri 2012).

b. Akuitard

Lapisan yang dapat menyimpan dan mengalirkan air dengan jumlah yang terbatas dengan susunan batuan yang sedemikian rupa. Contohnya terdapat apabila ada kebocoran yang terjadi diantara akuifer dan akuiklud (Bisri 2012).

c. Akuiklud

Lapisan yang dapat menampung air tetapi tidak dapat melepas air dalam jumlah yang cukup di dalam susunan batuan yang sedemikian rupa sehingga tidak dapat menghantarkan air maka dari itu nilai konduktivitasnya sangat kecil. (Bisri 2012).

2.2.3 Uji Coba Pemompaan atau *Pumping Test*

Umumnya metode ini digunakan untuk kebutuhan irigasi atau pemanfaatan air tanah (K. M. Arsyad 2018). Pemanfaatan ini sudah dilakukan dari waktu yang cukup lama di Indonesia, yaitu pada tahun 1960 hingga 1970-an. Penggunaan metode *pumping test* ini perlu dilakukan untuk menyeimbangkan aspek ada atau tidaknya lapisan akuifer (Rakhmat, Juandi, and Malik 2019).

Metode uji pemompaan langsung atau *pumping test* merupakan metode yang digunakan untuk mengetahui jenis – jenis karakteristik akuifer secara teknis (Bhagya 2015). Metode ini dilakukan dengan pemompaan air dari sumur dengan debit tertentu, lalu penurunan muka air akan dihitung selama pemompaan berlangsung serta mengamati saat muka air kembali pulih. Setiap selang waktu tertentu dalam penurunan muka air, pengukuran debit diperiksa dan dicatat dengan benar (Rakhmat, Juandi, and Malik 2019).

Mengingat proses uji pemompaan dilakukan di lapangan dan sangat memerlukan kesiapan yang cukup, maka kesiapan dalam uji pemompaan penting serta tidak bisa diabaikan (K. M. Arsyad 2018). Alat yang dibutuhkan untuk melakukan uji pemompaan atau *pumping test* diantaranya terdapat :

1. Pompa air

Dalam melakukan penelitian uji pemompaan, alat yang paling krusial diantaranya adalah pompa air. Alat pompa air terbagi menjadi beberapa jenis yaitu pompa isap (*suction pumps*), pompa turbin (*turbine pumps*), pompa jet (*jet pumps*), pompa selam .

(*submersible pumps*), dan pompa tiup (*air lift pumps*). Alat – alat pompa tersebut digunakan untuk memompa air dari sumur.



Gambar 2.6 Pompa Centrifugal dikopel dengan elektromotor



Gambar 2.7 Pompa Turbine



Gambar 2.8 Pompa Submersible

Keempat tipe pompa tersebut mempunyai karakteristik dan fungsinya masing – masing. Maka dari itu, penting untuk kita sadari bahwa penggunaan pompa harus

Aisyah Dewi Rulyadi, 2021

PENENTUAN NILAI PARAMETER GEOHIDROLIK MELALUI ANALISIS PENDEKATAN EMPIRIS PENGUKURAN METODE GEOLISTRIK STUDI KASUS DI WILAYAH CIKOLE LEMBANG BANDUNG

Universitas Pendidikan Indonesia | repository.upi.edu | perpustakaan.upi.edu

dipelajari lebih dalam agar sesuai dengan rencana penelitian.

2. Pengukur waktu

Pada saat uji pemompaan berlangsung hingga kondisi muka air habis, waktu harus dicatat dan diukur menggunakan stopwatch ataupun jam. Pengukuran juga berlangsung ketika air yang tadinya habis kembali muncul hingga berada di keadaan semula atau keadaan steady. Namun jangan lupa untuk mengkalibrasi waktu setiap kali pengukuran berlangsung.

3. Pengukur Muka Air Tanah

Agar lebih mudah dalam mengukur debit air maka digunakan alat untuk mengukur muka air tanah dalam sumur. Alat ini biasa disebut dengan alat water level sounding, atau deep meter.

Di dalam alat ini terdapat sensor pada ujung kabel yang kemudian diteruskan ke detector. Alat ini nantinya akan dimasukkan ke dalam sumur sehingga memudahkan peneliti dalam membaca kedalaman air muka tanah.



Gambar 2.9 Water Level Sounding Atau Deep Meter, Alat Pengukur Kedalaman Muka Air Tanah

4. Pengukur Debit Air

Pengukuran debit air diantaranya terdapat penampung dengan pengukur waktu yang dilakukan untuk mengetahui volumenya. Berikutnya ambang pengukur yang dipasang di ujung saluran, sehingga permukaan air yang melewati ambang pengukur ini

akan diketahui ketinggiannya dan akan didapatkan debit pengeluarannya. lalu terdapat pipa Orifice yang apabila terdapat aliran air maka air akan naik ke suatu ketinggian dalam pipa.

Singkatnya, uji pemompaan atau pumping test ini mempunyai prinsip kerja, yaitu terjadi saat permukaan tanah sudah dibor hingga membentuk lubang atau sumur, lalu debit air tanah dan ketinggian muka air tanah statis diukur. Sesudah itu dilakukan pemompaan air tanah. Estimasi waktu dan tinggi muka air tanah pada saat proses pemompaan air tanah harus dihitung. Proses pemompaan berlangsung hingga air tanah tersebut habis. Lalu pemompaan dihentikan pada saat kondisi air tanah berada di kondisi *steady* (Bhagya 2015). Pada saat pompa dimatikan, tinggi muka air tanah akan naik kembali hingga keadaan semula (Todd dan Mays 2005) dan rentang waktu saat air berada dalam kondisi *steady* hingga air tanah kembali ke keadaan semula harus dihitung. Proses ini disebut dengan *recovery* atau pemulihan dari tinggi permukaan air tanah. Metode *recovery test* ini nantinya akan digunakan untuk mendapatkan nilai Transmisivitasnya. Dengan rumus perhitungan transmisivitas :

$$T = \frac{2,3 Q}{4\pi \Delta s} \quad (13)$$

Dimana T adalah Transmisivitas dengan satuan $m^2/hari$; Q debit pemompaan ($m^3/detik$); dan Δs merupakan nilai slope dari grafik semilog antara residual drawdown dengan waktu pemompaan (Todd dan Mays 2005).

Transmisivitas juga dapat diartikan hasil dari produk rata-rata konduktivitas hidrolik dan ketebalan dari akuifer. Pada material yang mempunyai rongga atau retakan, transmisivitas efektif dapat didefinisikan (K. M. Arsyad 2018) :

$$T = \sqrt{T_{f(x)} \cdot T_{f(y)}} \quad (14)$$

dengan f mengacu pada fungsi retakan dalam arah x dan y pada poros utama permeabilitas.

Jika selama pemompaan, permukaan air tanah mencapai keseimbangan yang tetap, maka dapat dilakukan perhitungan nilai konduktivitas hidrolik. Konduktivitas hidrolik ini mempunyai satuan unit panjang per waktu (P.Krusemen and Ridder 1991). Selain daripada itu,

konduktivitas hidrolis dapat didefinisikan sebagai volume air yang bergerak melalui media berpori dalam satuan waktu pada luas yang diukur. Parameter ini pun bergantung kepada lebar dan kerapatan retakan. Retakan tersebut dapat menyebabkan meningkatnya konduktivitas hidrolis dari material yang padat. Rumus perhitungan untuk mencari nilai konduktivitas hidrolis :

$$K = \left(\frac{0,732 Q}{h_2 - H_2} \right) \log \frac{R}{r} \quad (15)$$

Dengan K = Konduktivitas hidrolis (m/hari); Q = debit pemompaan ($m^3/detik$); h = tebal akuifer (m); H = Tinggi dari permukaan lapisan kedap air hingga permukaan air yang sedang dipompa; $R = 42,3$ m atau Konstanta Jari jari lingkarang pengaruh (m); r = jari – jari sumur pompa (m).

2.2.4 Parameter Geohidrolis

3.1 Transmissivitas

Transmissivitas adalah kapasitas dari akuifer dalam mentransmisikan atau menyalurkan air ke seluruh system akuifer (Ekanem et al. 2020a). Parameter ini tergolong parameter yang sangat penting dalam cakupan bidang parameter hidrolis ini. Transmissivitas sangat bergantung kepada bentuk, jumlah, dan keterkaitan ruang hampa atau struktur permeabilitas. Maka dari itu persamaan yang dipakai untuk menentukan besar transmissivitas adalah dengan menggunakan hubungan antara T dan parameter Dar – Zarrouk yang diberikan sebagai :

$$T = K\sigma T_R = \frac{KS_L}{\sigma} = Kh \quad (16)$$

dengan T adalah transmissivitas hidrolis, K adalah konduktivitas hidrolis, S_L adalah konduktansi longitudinal, dan h adalah ketebalan lapisan, T_R adalah *transverse resistance*.

3.2 Konduktivitas Hidrolis

Konduktivitas hidrolis merupakan parameter atau ukuran yang dapat menggambarkan kemampuan tanah dalam menghantarkan air (Dariah and Mazwar, n.d.). Dan kadar air tanah

sangat mempengaruhi tingkat kemampuan tanah dalam menghantarkan laju air. Konduktivitas hidrolis ini mempunyai satuan Panjang per waktu karena didefinisikan sebagai volume air yang akan bergerak melalui batuan berpori dalam satuan waktu. Parameter konduktivitas hidrolis ini bergantung pada kerapatan serta lebarnya retakan yang ada pada media atau batuan tersebut.

Parameter konduktivitas hidrolis ini dikatakan sama apabila akuifer di suatu wilayah bersifat homogen. Namun apabila terdapat perbedaan konduktivitas hidrolis dalam suatu wilayah maka dapat dikatakan akuifer bersifat heterogen. Pada arah yang berbeda, konduktivitas hidrolis akan menghasilkan nilai yang berbeda atau dapat disebut dengan akuifer anisotropik. Dan apabila konduktivitas hidrolis bernilai sama di semua arah, maka dapat dikatakan akuifer isotropik.

Parameter konduktivitas hidrolis ini dihitung menggunakan Kozeny – Carman. Persamaan model beruang, yang dinyatakan sebagai (Lloyd 1991):

$$K \approx \left(\frac{\delta_w g}{\mu_d} \right) \left(\frac{d_m^2}{180} \right) \left(\frac{\phi^3}{(1-\phi^2)} \right) \quad (17)$$

dimana δ_w adalah massa jenis air, d_m adalah ukuran butir rata-rata sedimen, dan μ_d adalah viskositas dinamis air.

2.2.5 Pendekatan Empiris Parameter Hidrolis menggunakan Data Geolistrik

Karakterisasi unit geolistrik terbagi menjadi 2 parameter pokok. Yaitu parameter resistivitas (ρ) dan parameter ketebalan (h). Selain kedua parameter tersebut, terdapat dua parameter kelistrikan lainnya yang dapat diperoleh dari resistivitas lapisan dan ketebalan. Parameter ini dikenal sebagai parameter Dar-Zarrouk (Maillet 1947), termasuk konduktansi longitudinal (S_L) yang dinyatakan dalam Sie-mens (S) dan resistansi transversal (T_R) yang dinyatakan dalam ohm-meter kuadrat (Xm^2).

Untuk lapisan tertentu, secara matematika S_L dapat dinyatakan

$$S_L = \frac{h}{\rho} \quad (18)$$

dan T_R dapat dihitung sebagai

$$T_R = \rho \cdot h \quad (19)$$

Untuk lapisan Ke- n maka dari dua parameter tersebut dapat dihitung;

$$S_L = \sum_i^n \frac{h_i}{\rho_i} \quad (20)$$

$$T_R = \sum_i^n \rho_i \cdot h_i \quad (21)$$

dimana i adalah jumlah lapisan ($i = 1, 2, 3, \dots, n$).

S_L untuk lapisan tertentu menunjukkan ketidakpraktisan mengetahui baik resistivitas lapisan yang sebenarnya dan ketebalan lapisan, dan dengan demikian menimbulkan kesetaraan lapisan (Van Overmeeren 1989). Parameter Dar-Zarrouk dapat berguna dalam studi perlindungan akuifer dan penilaian sifat hidrologi akuifer (Henriet 1976; Utom et al. 2012).

3.2.1 Persamaan Archie

Media berpori terdiri dari mineral, pecahan batuan dan ruang kosong. Padatan, kecuali mineral lempung tertentu (seperti pasir serpih, yang menghasilkan konduktivitas listrik), bersifat non-konduktif. Sifat akuifer seperti porositas (ϕ), bentuk pori dan sementasi diagenetik mempengaruhi aliran arus listrik melalui formasi tertentu (Ekanem et al. 2020b).

Faktor pembentukan menurut persamaan Archie (Archie 1942) adalah:

$$F = \frac{\rho_b}{\rho_w} = a\phi^{-m} \quad (22)$$

dimana ρ_b adalah tahanan jenis akuifer, ρ_w adalah resistivitas air, m adalah eksponen sementasi, dan a adalah faktor geometri pori. F yang diberikan oleh Persamaan. 5 hanya mewakili faktor

pembentukan sedimen yang bebas tanah liat, bersih, dan terkonsolidasi. Persamaan 5 tidak valid untuk kasus situasi geologi yang kompleks di mana terdapat serpihan, lempung, pasir najis dan campuran pasir, puing, dan kerikil.

3.2.2 Metode Niwas dan Singhal

Pada metode yang diciptakan oleh Niwas dan Singhal melalui penelitiannya yang berjudul “Estimation of aquifer transmissivity from Dar-Zarrouk parameters in porous media” (Niwas and Singhal 1981) Dijelaskan bahwa menurut hukum fundamental yang dijelaskan oleh Darcy, debit fluida, Q , dapat diberikan sebagai:

$$Q = KIA \quad (23)$$

dan bentuk diferensial dari hukum Ohm maka :

$$J = \sigma E \quad (24)$$

dimana K adalah konduktivitas hidrolis, I adalah gradien hidrolis; A adalah luas penampang tegak lurus terhadap arah aliran; J adalah arus kepadatan; dan σ adalah konduktivitas listrik = $1 / \rho$, ρ adalah resistivitas. Memperhatikan prisma bahan akuifer yang memiliki satuan penampang luas dan ketebalan h , dua hukum dasar dapat digabungkan. Karena itu:

$$T = KoR \text{ dan } T = K / \sigma C \quad (25)$$

dimana T adalah transmissivitas yang diperoleh dengan mengalikan akuifer ketebalan dengan konduktivitas hidrolis akuifer; dan R adalah resistansi transversal dari akuifer, dan diperoleh dengan mengalikan akuifer ketebalan dan resistivitas (ρh), di mana C adalah konduktansi longitudinal dari akuifer, dan dapat dihitung dengan mengalikan akuifer tebal dan ketebalannya σ konduktivitas ($h\sigma$). Dengan persamaan sebelumnya maka dapat memberikan hubungan analitis pada transmissivitas yang disebut parameter Dar-Zarrouk.

Dengan mengestimasi nilai resistivitas yang didapat melalui pengukuran dan test pemompaan yang diberikan oleh Kelly (1977) maka persamaan Akuifer transmissivitas dapat dicapai dengan menggunakan persamaan

$$T = 1.55 \cdot R \quad (26)$$

$$T = K \cdot h \quad (27)$$

dimana T merupakan nilai transmisivitas, K adalah konduktivitas hidrolik, dan h adalah tebal akuifer.

3.2.3 Metode Higold

Menurut penelitian yang sudah dilakukan oleh Paul C. Heigold (Heigold et al. 1979), melalui pendekatan konsep yang dikenalkan oleh Archie (1942) yang bersisi mengenai factor fromasi batuan dan kaitannya dengan porositas maka jika dihubungkan dengan persamaan Hukum Darcy's akan menghasilkan parameter konduktivitas hidrolik yang dapat dituliskan melalui persamaan di bawah :

$$H = \frac{k\gamma}{\mu} \quad (28)$$

dimana k adalah konstanta dan disebut dengan permeabilitas. Setelah dilakukan pengukuran maka didapatkan konstanta atau nilai koefisien. Yaitu :

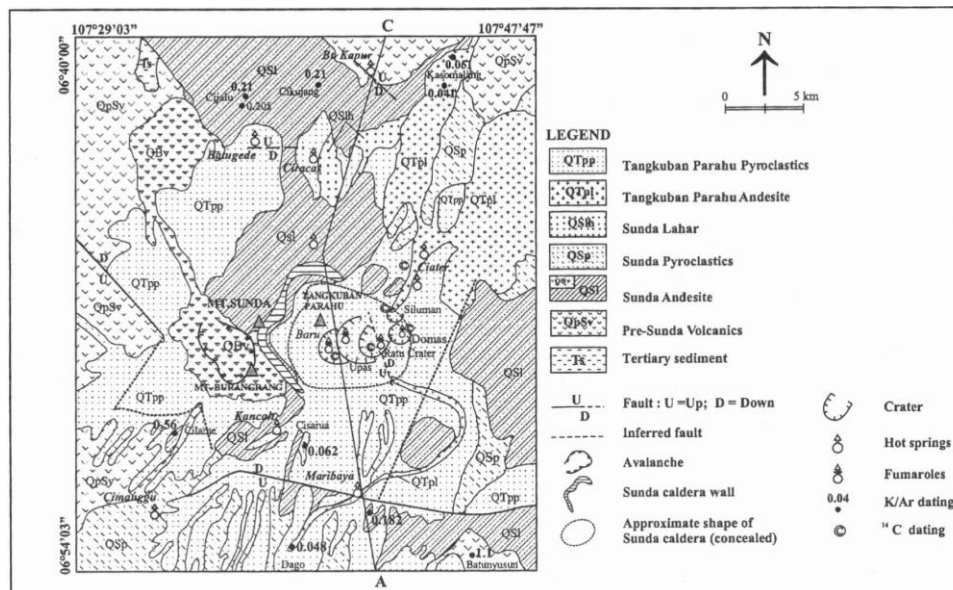
$$K = 386.40 R_{rw}^{-0.93283} \quad (29)$$

$$K = \frac{T}{h} \quad (30)$$

dengan k adalah konduktivitas hidrolik, R_{rw} merupakan resistivitas air dari akuifer jenuh.

2.2.6 Studi Area

Pengambilan data ini dilaksanakan di daerah Cikole, Bandung yang berada pada koordinat $6^{\circ}46'53,7''$ LS $107^{\circ}38'10.6''$ BT. dengan membentangkan garis sepanjang 560meter menggunakan 56 elektroda yang masing – masing berjarak 10 meter lalu dihubungkan melalui kabel elektroda. Elektroda – elektroda yang sudah ditancapkan ke dalam tanah akan digunakan untuk menghantarkan arus dan beda potensial, lalu tegangan yang dihasilkan akan langsung terukur dan resistivitas akan terkalkulasi di dalam alat geolistrik AGI SuperSting R8 tersebut.



Gambar 2.10 Peta Geologi Daerah Tangkuban Perahu

Sumber : (Nasution et al. 2004)

Berdasarkan penelitian yang dibuat oleh (Arifin 2020) litologi penyusun yang terdapat di daerah penelitian berupa lava andesit, aliran serta endapan piroklastik, dan lava basalt. Dan penelitian yang dibuat oleh Silitonga et al. (1973) terdapat beragam unit batuan di area penelitian dengan umur batuan yang relatif tua hingga umur batuan yang terbaru, diantaranya terdapat Alluvium (Qa), Colluvium (Qc), Sandy Tuff (Qyd), Breksi dan Agglomerate (Qyb), Batu Apung Tuf (Qyt), Produk Vulkanik Muda Tidak Terdiferensiasi (Qyu), Produk Vulkanik Tua Tidak Terdiferensiasi (Qvu), Produk Vulkanik Tua (Qob), Formasi Tjitalang (Pt) dan Formasi Kaliwangu (Pk). Aluvium (Qa) terdiri dari Caly, lanau, pasir dan kerikil terutama endapan aliran Holocene. Colluvium (Qc) terutama puing-puing dari produk vulkanik tua. Unit batuan tersebut terbentuk karena daerah penelitian mempunyai jarak yang relative dekat dengan Gunung Tangkubanperahu, Gunung sunda, dan Gunung Tampomas.

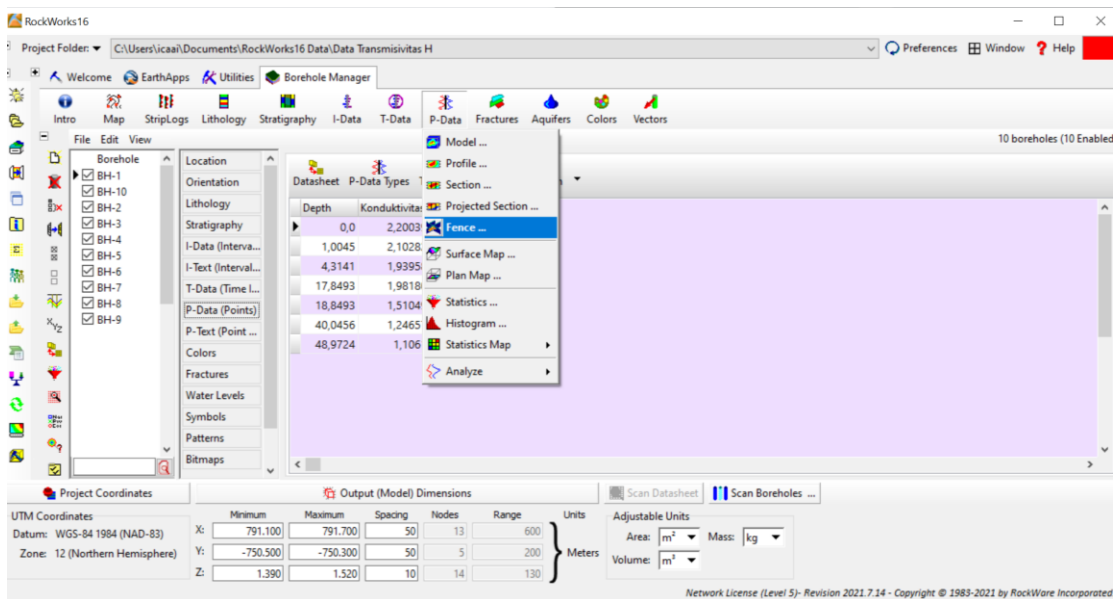
2.2.7 Perangkat Lunak *software Rockworks*

Fitur *Fence*

Aisyah Dewi Rulyadi, 2021

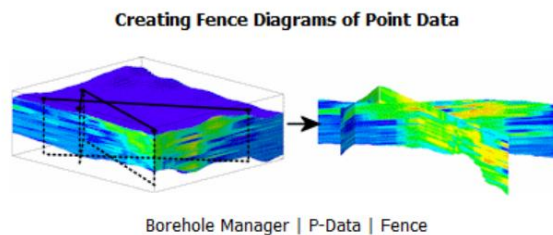
PENENTUAN NILAI PARAMETER GEOHIDROLIK MELALUI ANALISIS PENDEKATAN EMPIRIS PENGUKURAN METODE GEOLISTRIK STUDI KASUS DI WILAYAH CIKOLE LEMBAH BANDUNG

Universitas Pendidikan Indonesia | repository.upi.edu | perpustakaan.upi.edu



Gambar 2.11 Perangkat Lunak Software Rockworks 16

Dengan memasukkan data borehole di bagian Location dan P-Data maka fitur Fence dapat digunakan. Fitur ini digunakan peneliti untuk menghasilkan visualisasi diagram dari data nilai konduktivitas hidrolis dan transmisivitas hidrolis.



Gambar 2.12 Membuat Diagram Fence di Software Rockworks 16

Perangkat ini dapat merepresentasikan keadaan di bawah permukaan tanah lubang bor secara 3 dimensi dari poin data sampel berisi kedalaman dan variabel parameter lainnya. Fitur ini pun dapat digambar oleh pengguna, sehingga dapat disesuaikan dengan keinginan dan kreasi pengguna. Pengguna dapat memotong panel pada berbagai posisi dan dengan jarak panel dan konfigurasi yang berbeda. Filter ini juga dapat mengeliminasi data yang dianggap melenceng, sehingga error yang didapatkan akan semakin kecil