

BAB III

LANDASAN TEORI

3.1 Air Tanah

Air tanah adalah sejumlah air di bawah permukaan bumi yang dapat dikumpulkan dengan sumur-sumur, terowongan, sistem *drainase* atau dengan pemompaan. Dapat juga disebut aliran yang secara alami mengalir ke permukaan tanah melalui pancaran atau rembesan (Bouwer, 1978; Freeze dan Cherry, 1979; Kodoatie, 1996). Sedangkan menurut Soemarto (1989) air tanah adalah air yang menempati rongga-rongga dalam lapisan geologi.

Air tanah dapat dibedakan menjadi air pada daerah yang tak jenuh dan air pada daerah jenuh. Daerah tak jenuh umumnya terdapat pada bagian teratas dari lapisan tanah dicirikan oleh gabungan antara material padatan, air dalam bentuk air *adsorpsi*, air kapiler dan air infiltrasi, serta gas atau udara. Daerah tak jenuh ini disebut sebagai zona *vadose*, sedangkan air yang tersimpan di zona ini disebut *soil moisture* atau air *vadose*. Kelebihan *soil moisture* ditarik oleh gaya gravitasi ke bawah. Proses ini dikenal sebagai *gravity drainage*. Pada kedalaman tertentu, pori-pori batuan atau tanah akan terjenuhkan oleh air. Bagian atas dari daerah jenuh-air ini dinamakan muka air tanah. Sedangkan air yang tersimpan di daerah jenuh-air ini disebut air tanah.

Berdasarkan asal mula air tanah dan sejarah pembentukannya air tanah ini dapat berasal dari air yang berada dalam siklus hidrologi (air hujan) dan air yang bukan merupakan bagian dari hidrosfer (siklus hidrogeologi) seperti air hasil proses pembentukan larutan magma, air yang terperangkap oleh proses-proses geologi

seperti pembentukan formasi dalam cekungan sedimentasi, penurunan muka air laut, proses pengangkatan dan proses lainnya.

Model air tanah sendiri akan dimulai pada daerah resapan air tanah atau disebut juga daerah imbuhan air tanah (*recharge zone*). Daerah ini adalah wilayah dimana air yang berada di permukaan tanah baik air hujan ataupun air permukaan mengalami proses penyusupan (infiltrasi) secara gravitasi melalui lubang pori tanah, batuan, dan celah pada tanah atau batuan.

Proses penyusupan ini terakumulasi dalam satu titik dimana air tersebut menemui suatu lapisan atau struktur batuan yang bersifat kedap air (*impermeable*). Titik akumulasi ini akan membentuk suatu zona jenuh air (*saturated zone*) yang seringkali disebut dengan daerah luapan air tanah (*discharge zone*). Perbedaan kondisi fisik secara alami akan mengakibatkan air dalam zonasi ini akan bergerak atau mengalir baik secara gravitasi, perbedaan tekanan, kontrol struktur batuan dan parameter lainnya. Kondisi inilah yang disebut aliran air tanah. Daerah aliran air tanah ini selanjutnya disebut sebagai daerah aliran (*flow zone*).

Aliran air tanah diterangkan dengan hukum Darcy bahwa laju aliran melalui media sarang berbanding lurus dengan *head loss*, luas penampang, dan berbanding terbalik dengan panjang akuifer. Air tanah mengalir dari potensial head yang lebih tinggi ke potensial head yang lebih rendah, dimana kecepatan aliran air tanah dipengaruhi kelulusan media (konduktivitas hidrolis) dan besarnya gradien hidrolisnya.

3.2 Akuifer

Akuifer adalah formasi geologi yang mampu menyimpan dan meneruskan air dalam jumlah yang berarti (banyak). Pasir dan kerikil yang tidak terkonsolidasi, batupasir, batugamping dan dolomit, batuan plutonik serta metamorfik yang

terkekarkan merupakan contoh unit batuan yang dikenal membentuk suatu akuifer (Fetter, 1988).

Lapisan pembatas atau *confining layers* merupakan unit geologi yang relative kedap-air yang keberadaannya berdekatan dengan satu akuifer atau lebih.

Terdapat beberapa jenis lapisan pembatas yaitu:

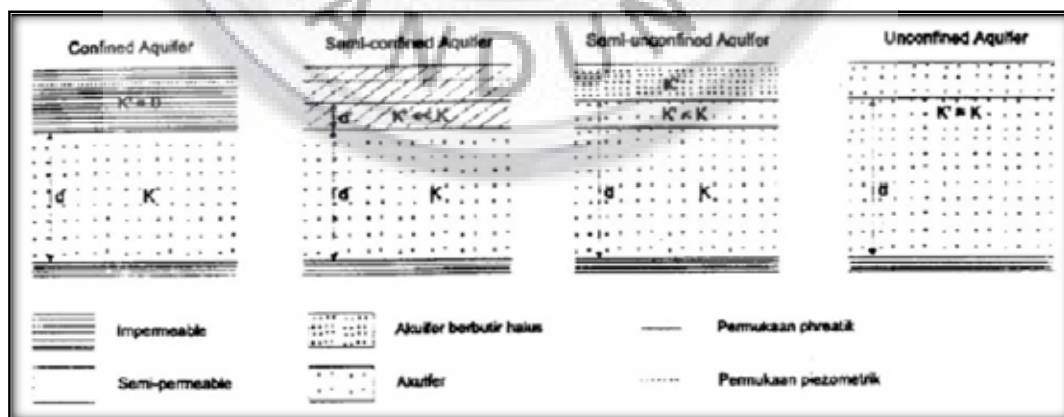
- a. *Aquifuge* (akuifug) adalah lapisan batuan atau tanah yang *impermeabel* atau tidak lulus air sehingga tidak memiliki kemampuan untuk menyimpan dan meluluskan air, contohnya batu granit yang *massif*.
- b. *Aquiclude* (akuiklud) adalah lapisan batuan atau tanah yang dapat menyimpan air tetapi tidak dapat mengalirkannya, misalnya lempung.
- c. *Aquitard*, yaitu suatu lapisan pembatas yang mampu menyimpan dan meneruskan air walaupun sangat lambat.

Berdasarkan nilai permeabilitas batuan, akuifer dibedakan menjadi empat jenis seperti diperlihatkan pada Gambar 3.1.

- a) Akuifer bebas, yaitu akuifer yang dibatasi lapisan impermeabel di bawahnya serta muka air tanah pada batas atasnya. Umumnya akuifer ini terdapat pada bagian atas lapisan batuan atau tanah, yang berada dalam kesetimbangan dengan udara luar. Air tanah yang terdapat pada akuifer ini disebut juga air tanah bebas (*phreatic*).
- b) Akuifer tertekan, yaitu akuifer yang merupakan lapisan permeabel yang jenuh air dan dibatasi oleh lapisan-lapisan impermeabel pada bagian atas dan bawahnya. Akibat adanya lapisan impermeabel pada bagian atasnya, maka tekanan muka air tanahnya tidak sama dengan tekanan atmosfer sehingga akuifer tersebut berada dalam keadaan tertekan. Muka air tanah pada akuifer ini disebut juga muka air tanah tertekan (*potentiometric*). Jika

tekanan pisometrik lebih tinggi dari permukaan tanah maka disebut air tanah artesis.

- c) Akuifer setengah tertekan, akuifer ini merupakan lapisan jenuh air yang pada bagian atas dan bawahnya dibatasi oleh lapisan yang kelulusannya jauh lebih kecil dari kelulusan akuifer itu sendiri. Karena kelulusan lapisan penutup cukup kecil maka aliran pada lapisan ini dapat diabaikan. Untuk mendeteksi pergerakan air pada akuifer jenis ini perlu dipasang *piezometer* pada lapisan semi permeabel di atas dan di bawahnya jika ada, maupun pada lapisan akuifer itu sendiri.
- d) Akuifer setengah bebas, yaitu jika lapisan *semi permeabel* yang berada di atas akuifer memiliki kelulusan yang cukup besar dibandingkan nilai kelulusan lapisan akuifer, sehingga aliran pada lapisan tersebut tidak dapat diabaikan, maka akuifer tersebut dapat digolongkan sebagai akuifer setengah tidak tertekan. Akuifer ini mempunyai sifat antara akuifer tertekan dan setengah tertekan.



Sumber : Todd, 1988

Gambar 3.1
Jenis-jenis Akuifer

Berdasarkan material geologi yang menyusunnya akuifer dibedakan atas beberapa macam yaitu :

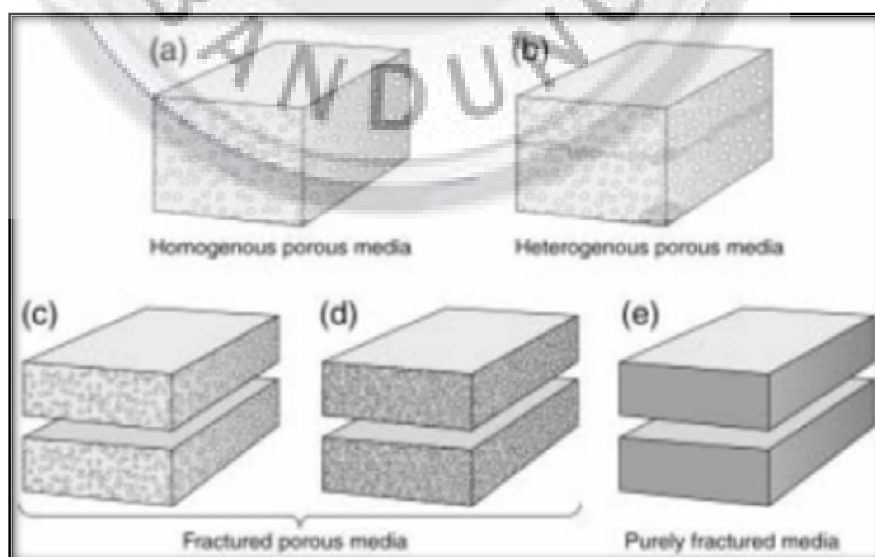
- 1) Akuifer pori

2) Akuifer rekahan

3) Akuifer karst

Akuifer pori merupakan jenis akuifer yang sering dijumpai. Akuifer pori tersusun oleh material geologi yang sarang (*porous*) dengan nilai permeabilitas yang cukup besar. Air yang masuk ke dalam akuifer ini mengisi dan mengalir melalui poripori yang ada pada batuan. Biasanya akuifer pori terbentuk pada batuan sedimen.

Akuifer *karst* adalah akuifer yang terbentuk pada daerah yang tersusun oleh batugamping. Air yang jatuh di daerah ini masuk dan mengisi rongga atau rekahan yang terbentuk pada batu gamping. Karena sifat batu gamping yang mudah melarut bila terkena air, lama kelamaan rongga dan rekahan yang ada akan semakin membesar dan menjadi tempat penyimpanan air. Sedangkan akuifer rekahan atau *fractured rock aquifer* merupakan akuifer yang medium penyimpan dan penerus airnya berupa rekahan-rekahan pada massa batuan. Berikut ini pada Gambar 3.2 ditunjukkan jenis akuifer berdasarkan material geologi penyusunnya.



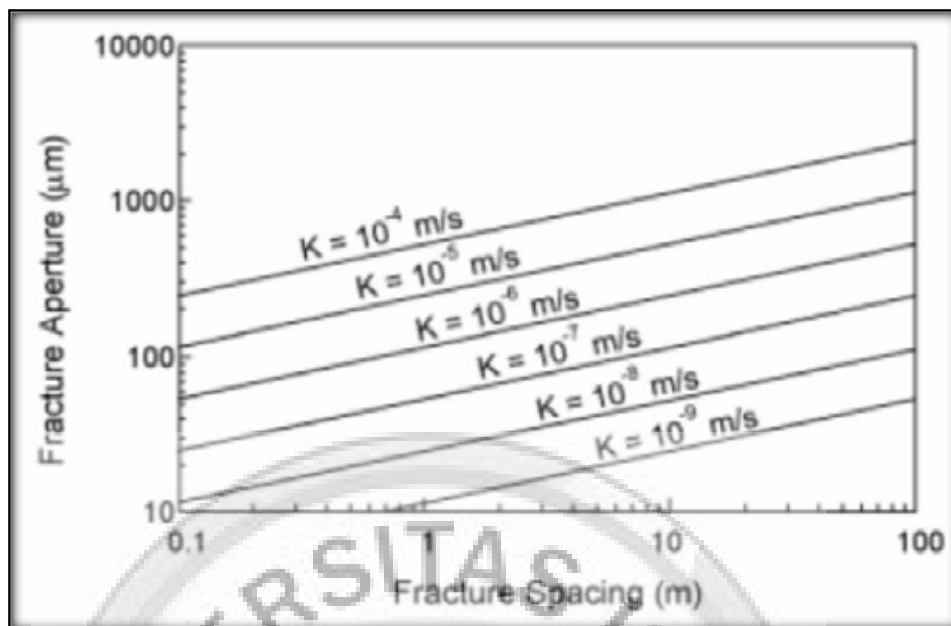
Sumber : Todd, 1988

Gambar 3.2
Media Penyusun Akuifer

3.2.1 Akuifer Rekahan (*Fractured Aquifer*)

Bidang diskontinu seperti kekar-kekar, rekahan, dan zona hancuran pada massa batuan mengambil peranan yang besar dalam pergerakan aliran air tanah dan membentuk suatu sistem akuifer rekahan. Rekahan-rekahan pada batuan tersebut membentuk jalur-jalur yang kompleks sebagai saluran tempat mengalirnya air. Batuan yang menyusun akuifer ini sendiri dapat bersifat permeabel atau tidak.

Massa batuan yang terkekarkan (*fractured rock*) dapat dianggap sebagai batuan utuh (*intact rock*) yang dipisah-pisahkan oleh bidang-bidang diskontinyu. Walaupun batuan itu sendiri bersifat *impermeabel*, namun keberadaan bidang-bidang diskontinu tersebut dapat menaikkan nilai permeabilitas massa batuan secara keseluruhan (permeabilitas ekuivalen). Hal tersebut tidak seperti pada akuifer pori yang mana air mengalir melalui butiran-butiran materialnya saja, pada akuifer rekahan air mengalir melalui rekahan-rekahan yang terbentuk pada batuan atau melalui material pengisi rekahan yang biasanya bersifat permeabel. Keterhubungan antara bidang-bidang diskontinu pada massa batuan dan karakteristik bidang diskontinu berupa orientasi bidang diskontinu, lebar bukaan kekar (*fracture aperture*) dan jarak antar kekar (*fracture spacing*) ini akan mempengaruhi nilai porositas dan permeabilitas (K) massa batuan. Pengaruh karakteristik bidang diskontinu ini terhadap nilai permeabilitas massa batuan dapat dilihat pada grafik di Gambar 3.3.



Sumber : Cook, 2003

Gambar 3.3

Grafik Hubungan Antara Lebar Bukaian Kekar, Jarak Antar Kekar dan Permeabilitas Batuan

Sifat permeabilitas pada batuan yang terkekarkan memiliki karakteristik seperti berikut :

- Mempunyai dua porositas
- Porositas sekunder bertindak sebagai sifat utama
- Adanya pengebaran pada batuan
- Bersifat heterogen
- Memiliki sifat isotropi atau anisotropi
- Nilai permeabilitas perlu diuji secara langsung

3.2.2 Sifat- Sifat Akuifer Rekahan

3.2.2.1 Porositas

Porositas (n) didefinisikan sebagai persentase volume pori (V_p) terhadap volume keseluruhan batuan (V). Porositas dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$n = V_p / V_o$$

Porositas ada dua jenis yaitu porositas primer dan porositas sekunder. Porositas primer ini diakibatkan oleh adanya pori-pori antar butir dalam tanah atau batuan. Sedangkan porositas sekunder adalah porositas yang diakibatkan oleh adanya rongga berupa rekahan, pelarutan dan proses geologi lainnya. Lapisan tanah yang *porous* (sarang) memiliki ruang-ruang di antara butir-butir padatnya. Ruang itu disebut pori dan berisi fluida (cairan atau gas). Pori-pori tersebut dapat terbentuk pada saat terbentuknya batuan maupun terbentuk akibat pelapukan atau akibat retakan dan rekahan yang terjadi pada batuan.

3.2.2.2 Permeabilitas

Permeabilitas merupakan parameter yang menyatakan kemudahan air atau fluida lainnya untuk mengalir melalui pori-pori yang menghubungkan satu sama lain yang membentuk jejaring saluran kapiler tak beraturan yang rumit dalam suatu medium (dalam hal ini tanah atau batuan). Permeabilitas atau sering juga disebut dengan konduktivitas hidraulik dinyatakan dalam satuan panjang per waktu. Percobaan yang dilakukan oleh Darcy pada tahun 1856 menggambarkan aliran tanah serta pengertian tentang permeabilitas, yang dikenal sebagai hukum Darcy :

$$Q = -KA \frac{dh}{dl}$$

Keterangan rumus diatas adalah dengan Q yaitu jumlah air yang mengalir melalui suatu satuan luas A dengan gradient hidrolis sebesar dh/dl . Faktor proporsionalitas K disebut konduktivitas hidrolis yang memiliki satuan (L/T).

Kondisi bidang diskontinu pada massa batuan yang terkekarkan seperti lebar bukaan yang terlalu besar akan menyebabkan aliran air tanah menjadi turbulen di dalam massa batuan sehingga hukum Darcy tidak lagi dapat diterapkan.

Perbedaan distribusi nilai dan arah permeabilitas di dalam massa batuan akan mempengaruhi anisotropi dan heterogenitas suatu formasi massa batuan.

Permeabilitas mempunyai arah, dimana ke arah x dan y biasanya mempunyai permeabilitas lebih besar dari pada ke arah z. Sistem ini disebut anisotropi. Apabila permeabilitas tersebut seragam ke arah horizontal maupun vertikal disebut sistem isotropik. Pada batuan yang terkekarkan anisotropi massa batuan dikontrol oleh perbedaan orientasi bidang diskontinu, sedangkan *heterogenitas* dipengaruhi oleh keragaman density dan lebar bukaan kekar.

Batuan beku merupakan batuan yang secara alami memiliki permeabilitas awal yang kecil dan juga porositas yang rendah. Kristal-kristal yang terbentuk di dalam batuan mengakibatkan sedikit sekali terbentuk bukaan sebagai medium perpindahan fluida. Pengecualian dapat terjadi pada batuan vulkanik, yang dapat memiliki permeabilitas awal yang tinggi. Jika bukaan-bukaan yang terdapat dalam batuan tersebut besar dan terhubung dengan baik, maka permeabilitasnya juga semakin besar.

Permeabilitas sekunder dapat terbentuk pada batuan yang memiliki struktur kekar, dimana semakin banyak kekar yang terbentuk akan semakin tinggi permeabilitasnya. Hal lain yang dapat memperbesar nilai permeabilitas adalah pelapukan, yang mana meningkatnya penguraian atau disintegrasi pada batuan akan mengakibatkan bertambahnya ruang pori.

3.2.2.3 Transmisivitas

Transmisivitas adalah kecepatan air yang dibawa melewati satu meter lebar akuifer untuk membawa air (UNESCO, 1981). Istilah *Transmisivitas* atau *transmisivitas* pertama kali diajukan oleh Theis (1935) untuk menggambarkan sifat transportasi akuifer. *Transmisivitas* pada suatu medium sarang yang isotrop dan cairan yang homogen menggambarkan jumlah cairan dengan viskositas dan gradien hidraulik tertentu yang mengalir tegak lurus melalui suatu bidang selebar 1 m dan setinggi lapisan akuifer.

3.2.2.4 Storage Coefficient (*Storativitas*)

Storage coefficient atau koefisien penyimpanan didefinisikan sebagai volume air yang dilepaskan atau disimpan tiap satuan luas penampang yang tegak lurus 30 permukaan akuifer pada tiap perbedaan head hidrolik pada permukaan tersebut. Koefisien penyimpanan merupakan suatu besaran tanpa satuan yang melibatkan volume air dalam akuifer. *Storage Coefficient* atau *storativitas* adalah koefisien cadangan air bawah tanah yang dapat disimpan atau dilepaskan oleh suatu akuifer setiap satu satuan luas akuifer pada satu satuan perubahan kedudukan muka air bawah tanah atau bidang piezometrik (Todd, 1995).

3.2.2.5 Radius of Influence

Radius of influence adalah radius pengaruh pemompaan dari suatu sumur dimana pada jarak R_o , muka air tanah tidak lagi terpengaruh dengan pemompaan. Nilai R_o dapat dihitung dengan mengikuti persamaan berikut.

$$R_o = \sqrt{2,25 \times T \times \frac{t}{S}}$$

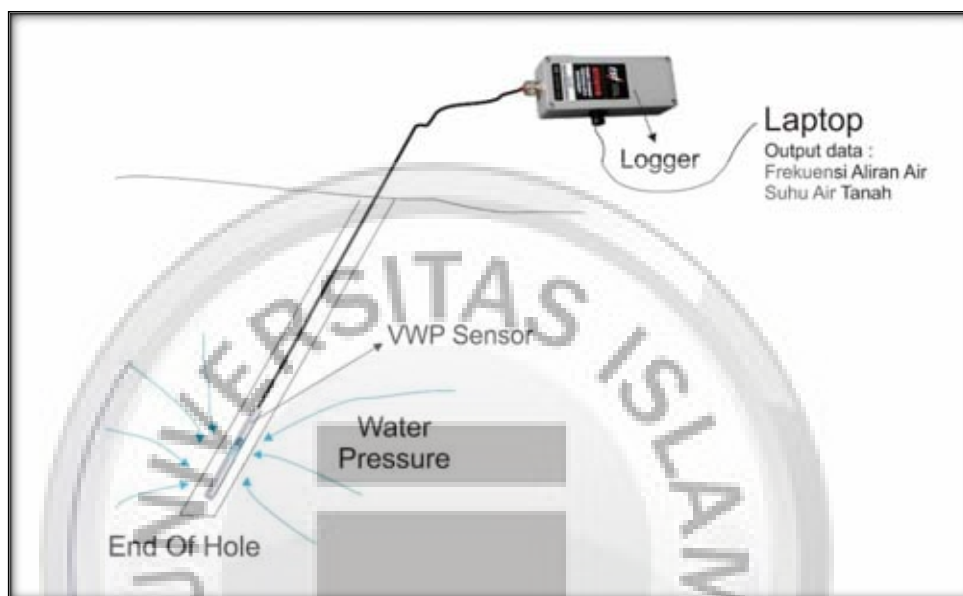
Dimana R_o adalah *radius of influence* (m), T adalah transmisivitas ($m^2/hari$), t adalah waktu pemompaan (hari), dan S adalah storativitas.

3.3 Pengamatan Muka Air tanah

Pengamatan muka air tanah dilakukan sebelum dilakukannya pengujian akuifer. Hal ini bertujuan agar sebelum dilakukannya pengujian dapat diketahui terlebih dahulu posisi atau *level* muka air tanah yang ada disekitar lokasi pengamatan. Pengamatan ini dilakukan ketika semua *variable* peubah posisi muka air tanah adalah tetap kecuali adanya *injeksi* dan atau dilakukannya pemompaan. Pengamatan muka air tanah dilakukan menggunakan alat bernama *piezometer*. *Piezometer* adalah salah satu *instrument* geoteknik yang sering digunakan untuk

pemantauan *ground water level*. Alat ini mengukur tekanan statis dari fluida yang melawan sistem gravitasi, sehingga alat ini tidak akan terpengaruhi oleh kenaikan air yang seketika terjadi dalam suatu media pengukuran.

Berikut prinsip kerja VWP yang dijelaskan pada gambar 3.4 dibawah ini.



Sumber : Pengamatan Data Lapangan TA PT NHM 2015

Gambar 3.4
Skema Kerja Vibrating Wire Piezometer

Prinsip kerja alat ini yaitu mengkonversi tekanan air menjadi sinyal frekuensi melalui alat *diaphragm* dan kawat baja pra-tekanan (*pre-tensioned steel wire*). VWP didesain untuk mengetahui perubahan tekanan pada *diaphragm* yang menyebabkan perubahan tekanan pada kawat-kawat yang terhubung. Sehingga ketika terjadi perubahan tekanan, kawat tersebut akan bergetar dan meneruskan sinyal pada alat pembaca (*logger*).

Kuadrat frekuensi berbanding langsung dengan tekanan dalam *diaphragm*. Selain mengukur frekuensi dari lubang pengamatan, VWP juga mengukur suhu air tanah yang berada pada lubang tersebut. Sehingga data yang dibaca pada VWP ini terdiri dari data frekuensi dan data suhu air tanah yang kemudian akan diolah menjadi data tekanan air pori dan kedudukan air tanah (*water level*) disekitar lokasi

pengamatan. Berdasarkan data *pressure* hasil pembacaan dapat diperoleh keadaan muka air tanah dengan menggunakan rumus berikut berdasarkan VWP Guidens Book 2014.

$$PP = ((FI - FA) \times PC) + ((TA - TF) \times TC)$$

$$WL = (RLC - \text{VWP depth} + \left(\frac{PP}{9,8}\right))$$

Keterangan :

- PP = *Pore Pressure* (KPa)
 FI = *Frequensi Instalation* (Hz)
 FA = *Frequensi Actual* (Bar)
 PC = *Pressure Coefficient* (KPa/Hz² x 10⁻³)
 TA = *Thermal Actual* (°C)
 TF = *Thermal Factory* (°C)
 TC = *Thermal Coefficient* (KPa/°C)
 WL = *Water Level* (mRL)
 RLC = *Request Level Collar* (mRL)

3.4 Uji Akuifer

Untuk mengetahui karakteristik hidrolik akuifer serta potensi air tanah maka perlu dilakukan pengujian. Jenis-jenis pengujian yang umum dilakukan:

3.4.1 Uji Packer

Uji *packer* dilakukan dengan cara menginjeksikan air bertekanan ke dalam lubang bor untuk mendapatkan koefisien kelulusan air dan nilai Lugeon dari batuan tersebut Uji packer menggunakan lapisan pembungkus (*packer*) untuk mengisolasi

interval batuan dalam lubang bor yang akan diuji. Namun dalam beberapa percobaan biasanya telah ditentukan panjang interval dari setiap pengukuran.

. Perhitungan nilai konduktivitas hidrolik didasarkan dengan menggunakan persamaan berikut :

$$k = \frac{Q}{2\pi \times L \times h} \times \ln \frac{L}{r}$$

Keterangan :

k = koefisien permeabilitas (cm/detik)

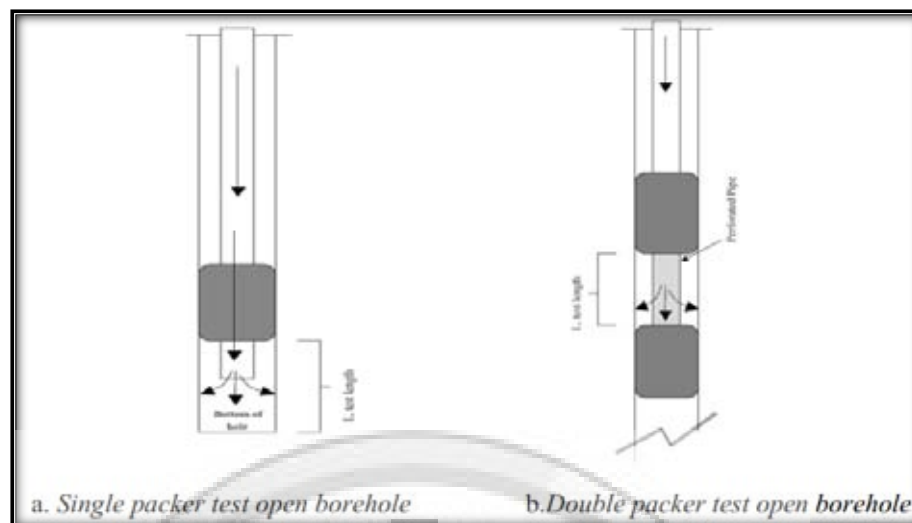
Q = debit air yang masuk (cm³/detik)

L = panjang seksi yang diuji (cm)

h = $h_p + h_s$ (cm)

r = jari-jari lubang bor (cm)

Uji ini dimulai setelah dijumpai muka air tanah. Pengujian dilakukan setelah lubang bor terlebih dibersihkan dari sisa-sisa tanah dan batuan hasil pemboran dengan melakukan menyemprotkan air pemboran (*flushing*) yang bertujuan untuk mendapatkan hasil uji yang dapat dipercaya. Uji *packer* dapat dilaksanakan dengan menggunakan satu atau dua lapisan pembungkus (*packer*). Berikut pada Gambar 3.5 ditunjukkan sketsa jenis alat uji *packer*.



Sumber : Todd, 1988

Gambar 3.5
Jenis – Jenis Packer Test

Hal penting yang perlu diingat ketika melakukan pengujian ini adalah sebaiknya uji ini dilaksanakan pada lapisan yang jenuh air dan setiap pengujian pada masing-masing tekanan dilaksanakan secara kontinu hingga dicapai kondisi tunak atau kondisi dimana muka air tanah konstan terhadap waktu.

Setelah uji *packer*, dilakukan perhitungan Nilai Lugeon. Nilai Lugeon didefinisikan sebagai tingkat kecepatan aliran air dalam satuan liter per menit pada kondisi air bertekanan 1 Mpa per satuan meter panjang material yang diuji.

$$1 \text{ Lu} = 1 \text{ Liter / menit / meter pada tekanan 1 Mpa}$$

Metode ini sebagian besar digunakan untuk masalah *rock grouting* dalam pekerjaan geoteknik. Nilai Lugeon adalah angka yang menunjukkan kemampuan tanah atau batuan mengalirkan air dan dinyatakan dalam satuan Lugeon, dimana satu Lugeon artinya banyaknya air dalam liter per menit yang masuk kedalam tanah melalui lubang bor (SNI 2411-2008). Perhitungan nilai Lugeon menggunakan rumus

:

$$Lu = \frac{10 \times Q}{p \times L}$$

Keterangan :

Lu = Nilai Lugeon

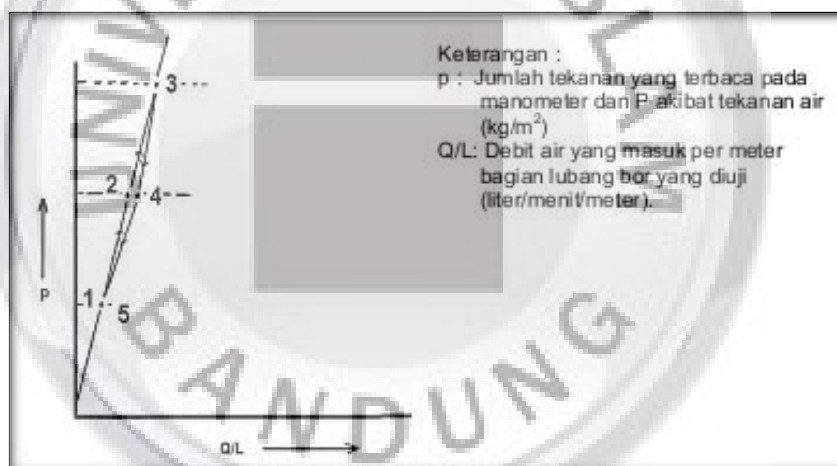
Q = Debit air yang masuk (liter/menit)

p = Tekanan uji (kg/cm²)

L = Panjang bagian yang diuji (m)

Penentuan nilai Lugeon dilakukan dengan menafsirkan pola grafik aliran p-Q/L, dimana :

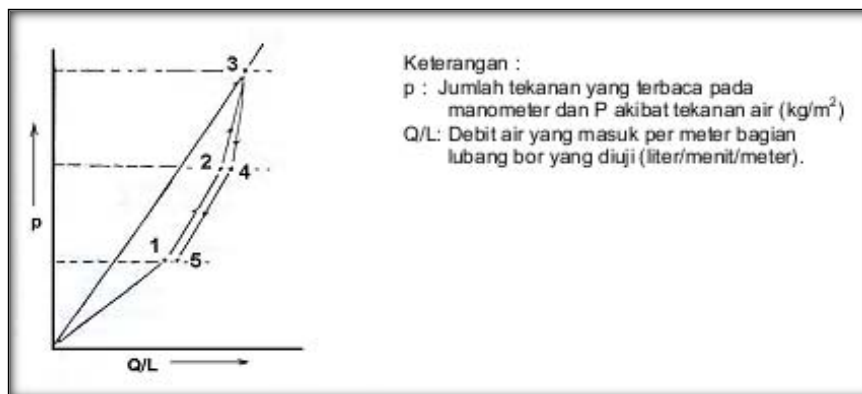
- Kondisi laminar, grafik aliran p-Q/L untuk kondisi ini berbentuk seperti pada Gambar 3.6. Nilai Lugeon ditentukan dari nilai rata-rata hasil perhitungan tersebut.



Sumber : SNI 2411-2008

Gambar 3.6
Grafik Aliran p-Q/L untuk Kondisi Laminar

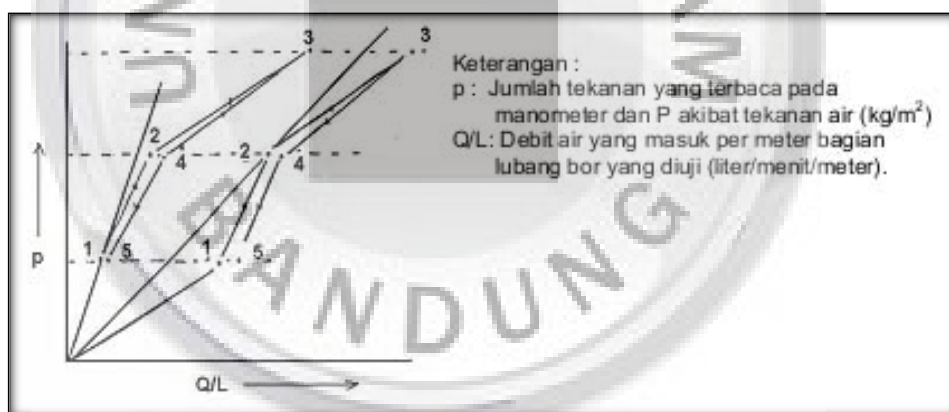
- Kondisi turbulen, grafik aliran p-Q/L untuk kondisi ini berbentuk seperti pada Gambar 3.7. Nilai Lugeon yang digunakan adalah hasil perhitungan dari nilai Lugeon terkecil pada tekanan tertinggi.



Sumber : SNI 2411-2008

Gambar 3.7
Grafik Aliran p-Q/L untuk Kondisi Turbulen

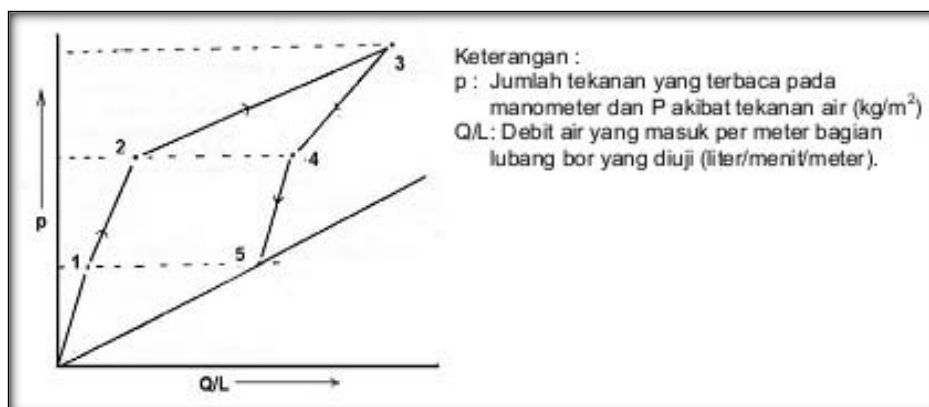
- Kondisi dilasi, grafik aliran p-Q/L untuk kondisi ini berbentuk seperti pada Gambar 3.8. Nilai Lugeon yang digunakan adalah hasil perhitungan nilai yang terkecil pada tekanan rendah, atau pada tekanan menengah apabila hasilnya lebih kecil dari pada hasil uji pada tekanan rendah.



Sumber : SNI 2411-2008

Gambar 3.8
Grafik Aliran p-Q/L untuk Kondisi Dilasi

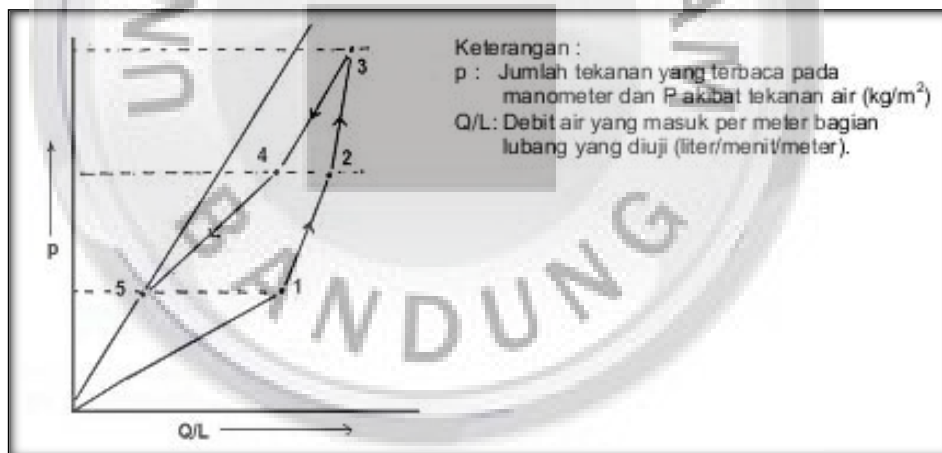
- Kondisi pengikisan, grafik aliran p-Q/L untuk kondisi ini berbentuk seperti pada Gambar 3.9. Nilai Lugeon yang digunakan adalah hasil perhitungan nilai Lugeon yang tertinggi dari hasil uji pada tekanan rendah yang terakhir.



Sumber : SNI 2411-2008

Gambar 3.9
Grafik Aliran p-Q/L untuk Kondisi Pengikisan

- Kondisi penyumbatan, grafik aliran p-Q/L untuk kondisi ini berbentuk seperti pada Gambar 3.10. Nilai Lugeon yang digunakan adalah hasil perhitungan nilai Lugeon yang terkecil dari hasil uji pada tekanan rendah yang terakhir.



Sumber : SNI 2411-2008

Gambar 3.10
Grafik Aliran p-Q/L untuk Kondisi Penyumbatan

Penentuan jenis aliran dan pemilihan nilai Lugeon dapat juga dilakukan menggunakan seperti pada Tabel 3.1 dibawah ini.

Tabel 3.1
Penentuan Jenis Aliran dan Nilai Lugeon

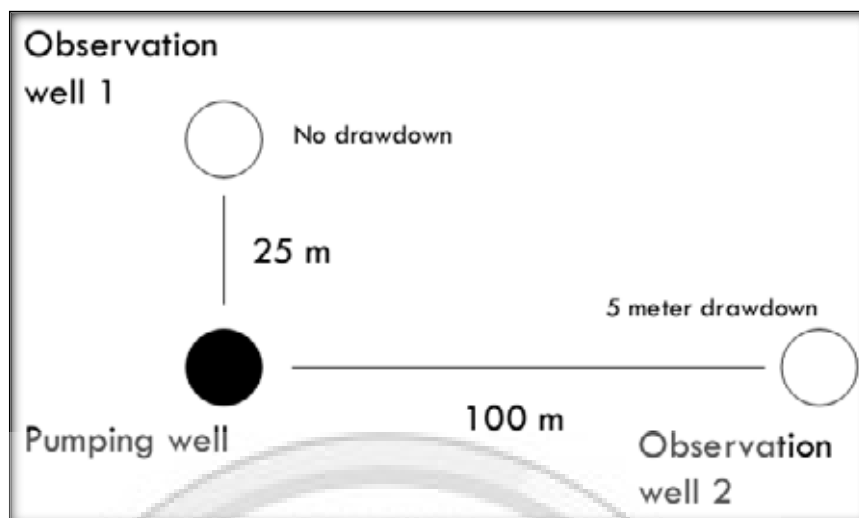
No	Urutan Pengaliran	Skala Tekanan	Skala Nilai Lugeon	Penentuan Jenis Aliran	Pemilihan Nilai Lugeon
1	Airan I Airan II Airan III Airan IV Airan V			Nilai Lugeon yang hampir sama (Aliran Laminar)	Nilai rata-rata
2	Airan I Airan II Airan III Airan IV Airan V			Nilai Lugeon terkecil terjadi pada tekanan tertinggi (Aliran Turbulen)	Nilai Lugeon terkecil pada tekanan tertinggi
3	Airan I Airan II Airan III Airan IV Airan V			Nilai Lugeon yang tertinggi terjadi pada tekanan tertinggi (Aliran Dilasi)	Nilai Lugeon dari nilai Lugeon yang terkecil dan tekanan yang terendah
4	Airan I Airan II Airan III Airan IV Airan V			Nilai Lugeon meningkat sesuai dengan pengaliran (Aliran Pengkisan)	Nilai Lugeon yang tertinggi
5	Airan I Airan II Airan III Airan IV Airan V			Nilai Lugeon menurun sesuai dengan tahapan pengaliran (Aliran Penyumbatan)	Nilai Lugeon yang terkecil. Biasanya terjadi pada akhir pengaliran/aliran

Sumber : SNI 2411-2008

Kurva tingkat kecepatan aliran terhadap tekanan akan menunjukkan perbedaan karakteristik tergantung permeabilitas formasi batuan dan perubahan yang terjadi selama air diinjeksikan selama percobaan.

3.4.2 Uji Pemompaan

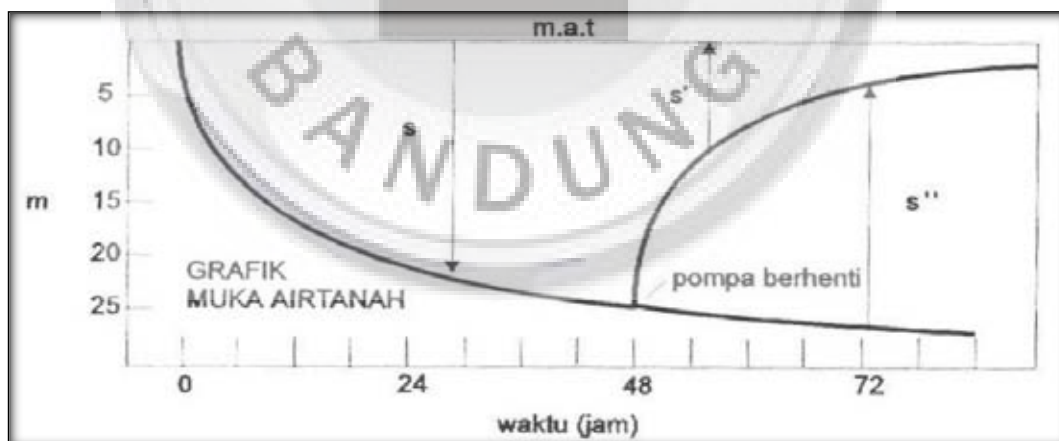
Selain uji *packer*, pengujian sifat permeabilitas batuan dapat dilakukan dengan uji pemompaan. Uji pemompaan merupakan tahapan yang dilakukan untuk menguji kapasitas debit dari akuifer yang berada disekitar lubang pemboran dengan tujuan mengetahui sifat permeabilitas atau karakteristik akuifer pada batuan yang diuji. Pengujian ini dilakukan untuk memperkirakan nilai *transmissivity*, *storage coefficient*, dan *radius of influence*. Dalam pengujian pemompaan diperlukan lebih dari satu sumur, satu sumur berfungsi sebagai sumur pompa dan sumur lainnya berfungsi sebagai sumur observasi. Jarak antar sumur tersebut antara 25-100 m atau menyesuaikan dengan lokasi yang memungkinkan. Sketsa contoh lokasi uji pemompaan ditunjukkan pada Gambar 3.11.



Sumber : Irwan Iskandar, *Bahan Ajar Permeability in Fractured Rock* 2015

Gambar 3.11
Contoh Sketsa Uji Pemompaan

Jika sebuah sumur yang dipompa dengan debit konstan Q , maka akan terbentuk sebuah kerucut penurunan muka air tanah yang pada waktu t mencapai jarak maksimal. Berikut contoh grafik uji pemompaan yang ditunjukkan pada Gambar 3.12.



Sumber : Untung Soedarsono, 1998

Gambar 3.12
Grafik Muka Air Tanah

Pada keadaan ini terdapat dua macam kondisi yang mungkin terjadi yaitu:

- Kondisi *unsteady* (s) atau tidak tunak adalah kondisi dimana muka air tanah merupakan fungsi dari waktu.

- Kondisi *steady* (s') atau tunak adalah kondisi dimana muka air tanah konstan terhadap waktu.

Pengujian pemompaan dapat dilakukan dengan beberapa cara, diantaranya yaitu pemompaan dengan debit konstan, pompa uji dengan penurunan Muka air (*drawdown*) konstan, pompa uji bertingkat, pompa uji dengan debit berbeda, dan pompa uji untuk akuifer ganda. Dalam penelitian ini pengujian pemompaan dilakukan dengan pemompaan debit konstan. Pengujian ini dimana pompa uji dilaksanakan dengan mengandalkan debit pemompaan konstan selama pompa uji berlangsung. Prosedur pelaksanaan uji pompa ini adalah dengan mencatat perubahan ketinggian muka air tanah selama pemompaan sampai didapatkan kondisi *steady*. Ketika kondisi *steady* telah dicapai maka pompa dimatikan dan kembali dilakukan pencatatan terhadap perubahan ketinggian muka air tanah sampai dicapai kondisi ketinggian muka air tanah pada keadaan awal sebelum dilakukan pengujian.

Waktu pengukuran perubahan ketinggian muka air tanah dilakukan dengan mengikuti aturan interval pembacaan pengujian pemompaan dengan debit konstan yaitu pada menit ke- 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 20, 30, 45, 60, 75, 90, 105, 120 dan seterusnya setiap 30 menit dan setiap jam hingga keadaan muka air tanah tetap terhadap waktu (Untung Sudarsono, 1998).

Data hasil uji pemompaan dapat diklasifikasikan dalam dua kategori kondisi. Kondisi pertama yaitu menunjukkan penurunan muka air tanah terhadap waktu selama pemompaan berlangsung (*drawdown*) sedangkan kondisi kedua yaitu kenaikan muka air tanah terhadap waktu setelah pemompaan dihentikan (*recovery*).

Dalam perhitungan uji pemompaan ini ditetapkan beberapa asumsi untuk mempermudah perhitungan. Asumsi yang digunakan adalah (Seyhan, 1990) :

1. Akuifer homogen, horizontal, dan isotropis

2. Akuifer memiliki ketebalan yang sama
3. Akuifer memiliki panjang yang tak terhingga
4. Aliran air tanah adalah horizontal
5. Aliran air tanah pada lapisan semi permeable adalah vertical
6. Sumur pompa menembus seluruh akuifer yang jenuh
7. Untuk kondisi tidak tunak, radius sumur adalah nol
8. Air tanah tidak dapat dimampatkan
9. Koefisien simpanan dan permeabilitas merupakan invariant waktu
10. Pelepasan air dari akuifer terjadi secara mendadak.

Perhitungan uji pemompaan dilakukan dengan Metoda Cooper dan Jacob, metoda ini dapat digunakan dengan asumsi akuifer yang diujikan merupakan akuifer tertekan, akuifer homogen dan isotropic, akuifer dipompa dengan debit konstan, aliran pada sumur berupa aliran tak *steady*, nilai $u < 0,01$ dimana $u = r^2S/4Tt$ (Krusemen and De Ridder, 1991). Metoda Cooper dan Jacob terdiri dari dua jenis perhitungan, antara lain :

- a. Aquifer tertekan - kondisi *unsteady* metode Cooper – Jacob atau metode garis lurus yang dipengaruhi oleh konsep waktu yang dilakukan secara grafis. Pada metoda ini nilai transmisivitas dan nilai storativitas dapat dihitung dengan persamaan berikut :

$$T = \frac{2,3Q}{4\pi \Delta s}$$

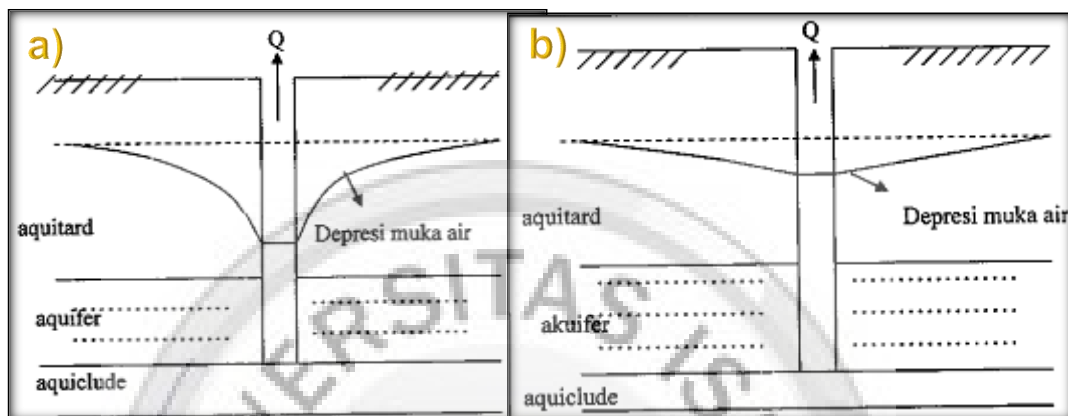
Keterangan :

T = Transmisivitas (m²/hari)

Q = Debit Pemompaan (m³/hari)

Δs = Penurunan Muka Air Tanah (m)

Nilai transmisivitas yang cenderung meningkat menunjukkan depresi muka air akibat pemompaan pada sumur tersebut lebih datar dan lebar, sedangkan bila nilai transmisivitas relatif menurun maka depresi muka air tanah akan lebih dalam atau curam seperti yang ditunjukkan pada Gambar 3.13 (Krusemen and De Ridder, 1991).



Sumber : Lukman Sjarif, 2003

Gambar 3.13

a) Depresi m.a.t dengan Transmisivitas Rendah, b) Depresi m.a.t dengan Transmisivitas Tinggi

Nilai storativitas dapat dihitung dengan persamaan dibawah ini.

$$S = \frac{2,25 T t_0}{r^2}$$

Keterangan :

S = Storativitas

T = Transmisivitas (m²/hari)

t₀ = Waktu saat *drawdown* sama dengan nol (menit)

r₀ = Jarak saat *drawdown* sama dengan nol (m)

Sedangkan nilai konduktivitas hidrolik atau nilai koefisien permeabilitas dapat dihitung dengan persamaan berikut ini.

$$K = T / D$$

Keterangan :

K = Konduktivitas Hidrolik (m/hari)

D = Tebal Akuifer (m)

Dalam Krusemen and De Ridder (1991), ilmuan bernama Bouwer (1978) membuat klasifikasi nilai konduktivitas hidrolik pada berbagai jenis batuan atau material seperti pada Gambar 3.14.

Geological classification	K (m/d)
Unconsolidated materials:	
Clay	10^{-8} – 10^{-2}
Fine sand	1 – 5
Medium sand	5 – 2×10^1
Coarse sand	2×10^1 – 10^2
Gravel	10^2 – 10^3
Sand and gravel mixes	5 – 10^2
Clay, sand, gravel mixes (e.g. till)	10^{-3} – 10^{-1}
Rocks:	
Sandstone	10^{-3} – 1
Carbonate rock with secondary porosity	10^{-2} – 1
Shale	10^{-7}
Dense solid rock	$< 10^{-5}$
Fractured or weathered rock (Core samples)	Almost 0 – 3×10^2
Volcanic rock	Almost 0 – 10^3

Sumber : Krusemen and De Ridder, 1991

Gambar 3.14
Klasifikasi Nilai Konduktivitas Hidrolik Berdasarkan Jenis Batuan dan Material

b. Metoda recovery Cooper & Jacob

Jika sebuah sumur dilakukan uji pemompaan selama periode waktu t dan kemudian pemompaan berhenti maka akan terjadi kenaikan muka air tanah selama waktu t' . Kenaikan muka air tanah ini disebut penurunan residu (*residual drawdown*) yaitu perbedaan tinggi muka air tanah sebelum pemompaan (*original water level before pumping*) dikurangi tinggi muka air tanah setelah waktu t' setelah pompa dimatikan. Prinsip ini dapat dimodelkan dalam persamaan numerik, jika h_0 adalah tinggi muka air tanah awal, h' tinggi muka air tanah pada waktu t uji pemulihan, t waktu selama pemompaan, t' waktu setelah pompa dimatikan. Jika nilai S dan S' konstan dan nilai T juga konstan maka secara matematis persamaan diatas dapat disederhanakan menjadi:

$$\Delta s = \frac{2,3Q}{4\pi T} \log \frac{t}{t'}$$

Keterangan:

$\Delta s'$ = Nilai penurunan residu atau *residual drawdown* (meter).

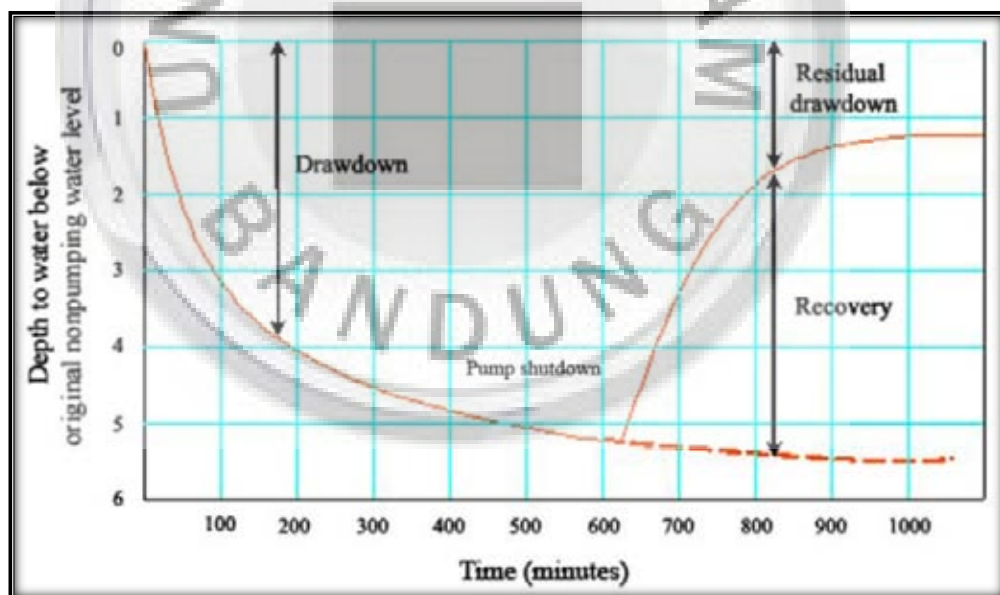
Q = Debit pemompaan (m^3/s)

T = Transmisivitas (m^2/s)

t = Interval waktu pemompaan + waktu uji pemulihan (detik)

t' = Waktu selama uji pemulihan (detik)

Data hasil pengamatan uji pemompaan disajikan dalam bentuk grafik yang menunjukkan kurva penurunan dan kenaikan muka air tanah setelah uji pemompaan yang ditunjukkan pada Gambar 3.15.



Sumber: Cook, 2003

Gambar 3.15
Kurva Penurunan dan Pemulihan Muka Air tanah Terhadap Waktu

c. Aquifer tertekan - kondisi "steady"

$$\Delta s' = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{r_2}{r_1}$$

Keterangan:

$\Delta s'$ = nilai penurunan residu atau *residual drawdown* (meter).

Q = Debit pemompaan (m^3/s)

T = Transmisivitas (m^2/s)

r1 = interval waktu pemompaan + waktu uji pemulihan (detik)

r2 = waktu selama uji pemulihan (detik)

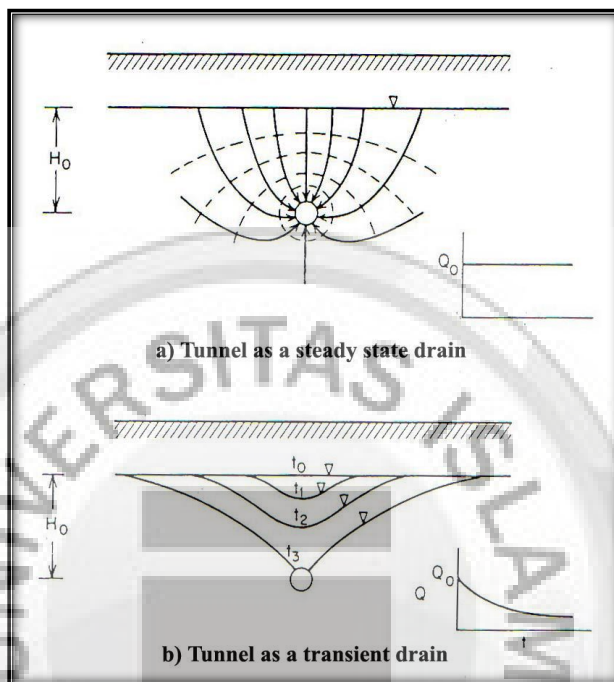
3.5 Aliran Air tanah dalam Lubang Buka (Groundwater Inflow into Tunnel)

Parameter yang menunjukkan besarnya debit air tanah yang masuk ke dalam lubang bukaan sangat penting untuk diketahui sebagai langkah awal untuk mendesain sistem pencegahan dan penyaliran air tanah yang masuk ke dalam lubang bukaan. Dalam kasus lain telah dibuktikan bahwa sangat mungkin mengurangi debit air tanah ini melalui teknik perkuatan (*grouting*) pada dinding lubang bukaan selama proses penggalian. Namun langkah ini akan sangat sulit diterapkan jika debit air tanah yang keluar cukup besar.

Perilaku aliran air tanah didalam lubang bukaan dapat dikelompokkan dalam dua jenis (Freeze dan Cherry, 1979) Gambar 3.16, yaitu:

1. *Tunnel as a steady state drain* yaitu perilaku aliran air tanah sepanjang lubang bukaan pada medium yang *homogen, isotropik* dimana muka air tanah dianggap konstan terhadap waktu. Namun metode masih dapat dipergunakan sekalipun pada massa batuan yang *heterogen* dan anisotropik selama tidak terjadi penurunan muka air tanah karena keberadaaan lubang bukaan.

2. *Tunnel as a transient drain* yaitu perilaku aliran air tanah sepanjang lubang bukaan dimana muka air tanah mengalami penurunan mengikuti fungsi waktu.



Sumber : Freeze & Cherry, 1979

Gambar 3.16
Perilaku Air tanah Dalam Lubang Bukaan

Berdasarkan perilaku ini, aliran air tanah yang masuk ke dalam lubang bukaan yang akan dihadapi selama penggalian yaitu:

- Aliran air tanah regional sepanjang lubang bukaan (*regional inflows*), dicirikan dengan debit aliran yang cukup kecil dan semakin lama semakin turun. Jenis aliran seperti ini dapat dianalisis menggunakan metoda steady state drain.
- Aliran air tanah yang sangat besar pada muka terowongan (*catastrophic inflows*), tipe aliran ini sangat sulit untuk diprediksi. Debit aliran mungkin saja sangat besar pada awalnya namun menurun secara drastis setelah beberapa saat.

Menurut Goodman et al (1965), berdasarkan asumsi muka air tanah konstan terhadap waktu maka debit air tanah yang masuk ke dalam lubang bukaan dengan radius r dapat diprediksi dengan formula (freeze & cherry, 1979):

$$q = \frac{2\pi Kh}{2,3 \log\left[2\frac{h}{r}\right]}$$

Nilai q adalah debit air yang masuk ke dalam lubang bukaan per satuan panjang terowongan, k adalah nilai konduktivitas hidrolik batuan, dan h adalah nilai tekanan hidrolik.

