

HİDROJEOLOJİ DERS NOTLARI

Doç. Dr. İrfan Yolcubal

Kocaeli Üniversitesi

Jeoloji Mühendisliği Bölümü

KOCAELİ

BÖLÜM 1.

1. Giriş

Hidrojeoloji, kısaca yeraltı suyu jeolojisi anlamına gelmektedir. Yeraltı suyu'nun kökeni, yeraltındaki hareketi, karakteri ve yüzey sularıyla olan etkileşimi hidrojeolojinin ana çalışma konularını oluşturmaktadır. Yeraltı suyu sistemlerini ve onun yüzey sularıyla olan etkileşimini araştırmakta kullanılan arazi yöntemleri de saha hidrojeolojisinin çalışma konularını kapsamaktadır. Yeraltının jeolojisinin sondaj, jeofizik, ya da diğer örnekleme metotları kullanarak tespiti, yeraltı suyunun akış yönünün ve hızının belirlenmesi ve değerlendirilmesi, sığ yeraltı çökellerindeki ve akiferlerdeki su kirliliği hareketinin modellenmesi, kirliliğin yeraltı suyu sistemlerine olan etkisinin araştırılması, yeraltı suyu kirliliğinin temizlemesi için metotlar geliştirilmesi ve bu metotların uygulanışı ve başarısının test edilmesi gibi konularda hidrojeolojinin çalışma konularını oluşturmaktadır.

Hidrojeoloji çalışma konusu itibariyle birçok bilim dalıyla yakından ilişkilidir (Tablo 1.1).

Jeomorfoloji Stratigrafi Tektonik Topografya	Yeraltı suyu akımının meydana geldiği hazne kayacın makroskopik jeolojik özellikleri
Mineraloji ve Petrografi Kimya Biyoloji	Jeolojik ortamın fiziksel, kimyasal ve biyolojik özellikleri
Meteoroloji	Su bütçesi parametrelerinin ölçülmesi ve izlenmesi
Fizik Akışkanlar Mekaniği Matematik İstatistik	Akışkanların hareketi Akışkanın ve hazne kayacın özellikleri Yeraltı suyu hareketinin matematiksel modellenmesi

Tablo 1.1. Hidrojeolojinin diğer disiplinlerle olan ilişkisi.

1.1. Hidrojeoloji'nin Tarihçesi

3000–5000 yıl önce Çin	Pompaj Kuyuları Maden suyunun sağlık alanında kullanımı
Milattan önce 5. yüzyıl Yunanistan	Miletus'un Hikâyelerinden: <ul style="list-style-type: none">• Karaların su üzerinde yüzdüğünden• Deniz suyunun rüzgârın etkisiyle yerin iç kısımlarına girdiğinden ve kayalardaki basıncın etkisiyle deniz suyunun yüzeye doğru yükseldiğinden bahsetmiştir.
Milattan önce 4. yüzyıl Yunanistan	Aristotle: <ul style="list-style-type: none">• Deniz suyunun buharlaşıp kara üzerine tekrar yağış olarak düştüğünden• Kayaç boşluklarındaki soğuyan havanın yeraltı suyunu oluşturduğundan• Kayaçların, sudaki kimyasal bileşiklerin kaynağı olduğundan bahsetmiştir.
Milattan önce 1. yüzyıl Roma	Pollio: <ul style="list-style-type: none">• Yağmur ve kar sularının kayaçların içlerine doğru süzülmesinden• Suyun doğadaki döngüsünden bahsetmiştir.
Milattan sonra 1000 yılı İran	Karadi: <ul style="list-style-type: none">• Suyun döngüsünden• Su kalitesinden• Arazi deneylerinden bahsetmiştir.
1674 Fransa	Perrault: <ul style="list-style-type: none">• Yağış miktarlarını ölçen aletlerden alınan verilerden• Sen nehrinden ayrılan su miktarının ilk tespiti• İlk sayısal Hidroloji
1684 Fransa	Mariotte: <ul style="list-style-type: none">• Perrault'aya benzer gözlemler• Süzülme, su taşıyan ve geçirimsiz tabakalardan, yağış ve akifer beslemesinden bahsetmiştir.• Hidroloji'nin babası
1693	Edmund Halley:

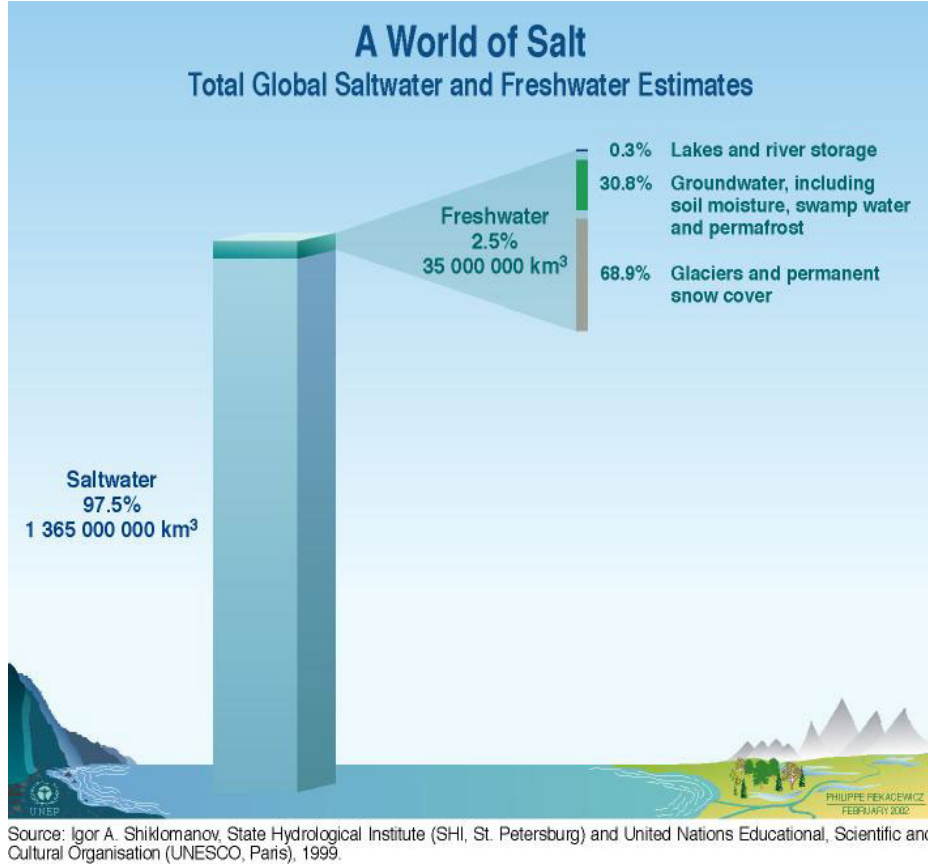
	<ul style="list-style-type: none"> • Yeterli miktardaki suyun okyanuslardan buharlaştığını gösteren buharlaşma deneyi
1802 Fransa	Lamarck: <ul style="list-style-type: none"> • Hidrojeoloji terimi
1856 Fransa	Darcy: <ul style="list-style-type: none"> • Poröz ortamdaki suyun hareketinden Dupuit: <ul style="list-style-type: none"> • Yeraltı suyunun kuyulara doğru olan akışından Forchheimer: <ul style="list-style-type: none"> • Poröz ortamda suyun hareketinin matematiksel ifadesi
1902 Avusturya	Suess: <ul style="list-style-type: none"> • Juvenil suyun magmatik kökenli olduğundan Gofer: <ul style="list-style-type: none"> • Fosil suların eski jeolojik dönemlerde kabukta oluştuğundan
Modern	1950'den günümüze

Tablo 1.2. Hidrojeoloji'nin tarihçesi

1.3. Dünyada Su Rezervlerin Dağılımı

Şekil 1.1'de görülebileceği gibi, dünyadaki su rezervlerinin %97,5'ü okyanus ve denizlerde yer almaktadır. Dünyadaki tatlı su rezervleri açısından bakacak olursak, yeraltı suları dünyamızdaki tatlı su kaynaklarının dörtte üçünü oluşturmaktadır. Tatlı sular rezervlerini kullanılabilirlik açısından düşündüğümüzde (Buzullar hariç), yeraltı suları hemen hemen tatlı su kaynaklarının tamamına yakın bir kısmını oluşturmaktadır:

- Yeraltı suları %95
- Göller, nehirler %3,5
- Toprağın nemi %1,5

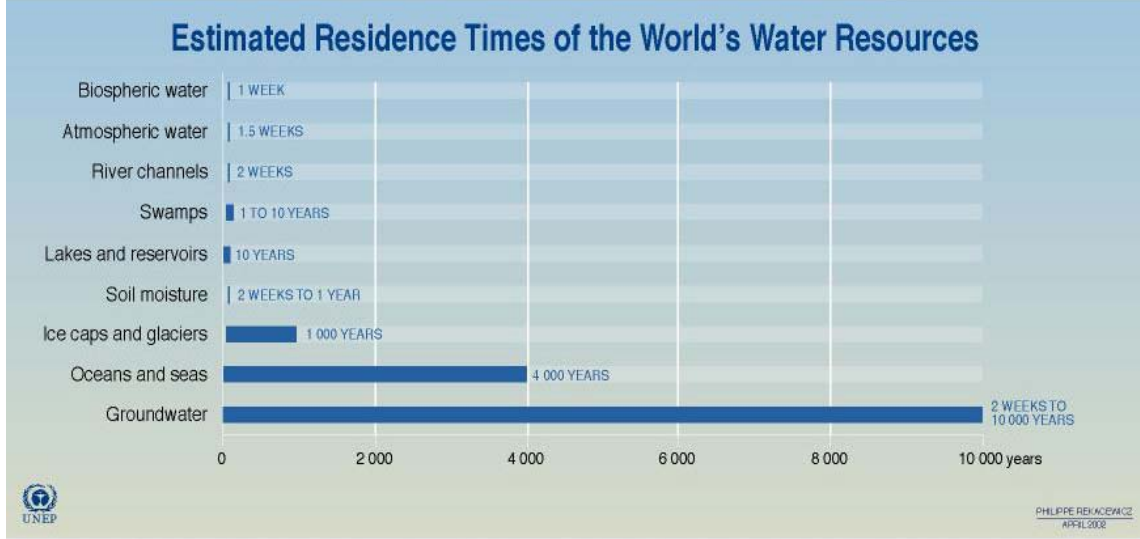


Şekil 1.1 Dünyadaki su kaynaklarının dağılımı.

Suyun değişik sistemlerde kalış süresine bakacak olursak, nehirlerde bu yaklaşık 2 haftalık gibi bir zaman, yeraltı suyunda ise daha yavaş hareket ettiğinden dolayı ise 2 hafta–10000 yıl arasında bir değerdedir (Şekil 1.2).

Suyun yenilenme zamanı ya da sistemde kalış süresi (Residence Time)=

$$\frac{\text{Rezervuar hacmi}}{\text{Rezervuara akan suyun debisi}}$$



Şekil 1.2. Dünyadaki su kaynaklarının ortalama sistemde kalış süreleri ya da yenilenme süreleri.

Su kaynaklarını genel anlamda 4 ana grupta toplanabilir:

1. Yüzeysel sular (Surface water) : Nehir, göl, çay, deniz ve okyanuslar
2. Atmosferik sular (Atmosferic water): Yağmur, kar, dolu
3. Yeraltı sular (Groundwater)
4. Kozmik sular (Cosmic water): Uzaydan meteoritlerle gelmiş olan juvenil sular.

1.4. Yer altı suyunun Düşey Toprak Profiline Dağılımı

Yeraltı suyu gözeneklerin suyla doluluk oranına göre düşey yönde iki zona ayrılabilir: Doygun zonda (zone of saturation) gözeneklerin tamamı su ile doludur. Bu zonun üstünde yer alan havalanma zonunda (zone of aeration) gözeneklerde hem hava hem de su bulunmaktadır. Şekil 1.3'de yeraltı suyunun dağılımını göstermektedir. Yağmur suları yeraltına süzülürken, yer çekiminin etkisi altında derinlere doğru hareket etmekte ve belli bir geçirimsiz tabaka üzerinde bulunan formasyonun gözeneklerinde toplanmaktadırlar.

Doygun zonun üst kısmı su tablası (water table veya phreatic surface) ile sınırlanmaktadır. Toprağın suya doygunluğu aslında su tablasının üstünde belli bir mesafeye kadar devam etmektedir. Bu mesafe toprağın türüne göre değişmektedir. Kuyular, pınarlar, ve nehirler doygun bölgedeki sudan beslenmektedir.

Havalanma zonu yeraltı suyu tablası ile yer yüzeyi arasında kalan bölgedir. Havalanma zonu genelde 3 alt zondan oluşmaktadır: Toprak suyu zonu, orta zon ya da vadoz suyu zonu, ve kapiler ya da kılçallık sacağı.

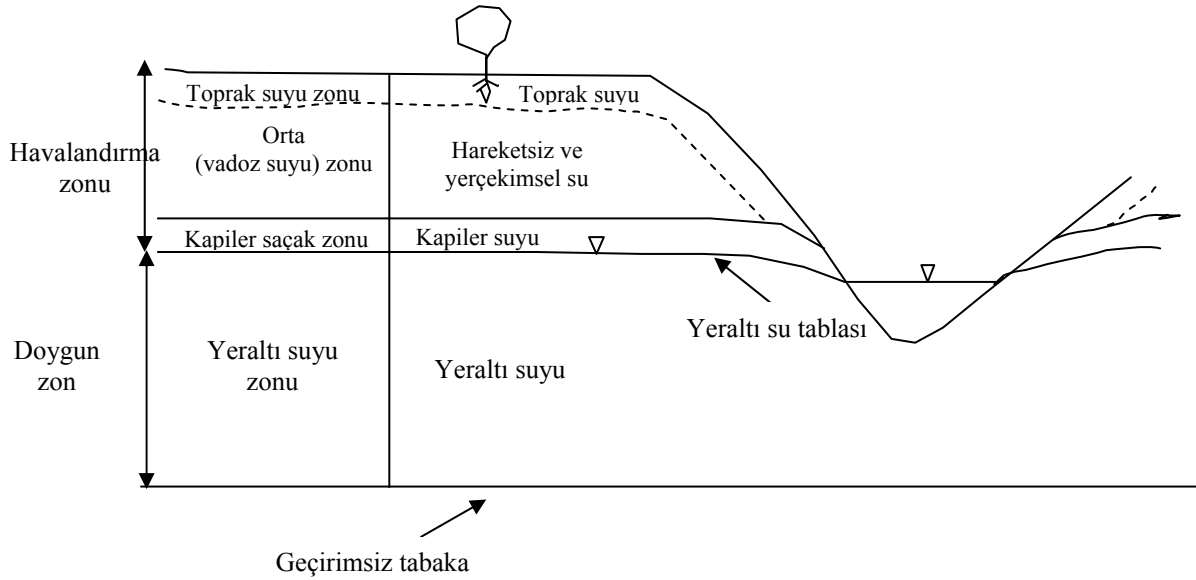
Toprak suyu zonu yer yüzeyine yakın bir zon olup aşağıya doğru kök zonuna kadar uzanmaktadır. Bu zondaki su dağılımı, yer yüzeyindeki mevsimsel ve günlük yağışlardaki, sulamadaki, hava sıcaklığındaki ve nem oranındaki değişimlerden ve sık bir su tablasının varlığından etkilenmektedir: Toprak suyu zonunda yer alan su süzülmeyle aşağıya doğru, buharlaşma ve bitkisel terleme ile de yukarıya doğru hareket etmektedir.

Orta zon, toprak suyu zonunun alt sınırı ile kapilere zonun üst sınırı arasında kalan bölgedir. Yeraltı suyu seviyesinin çok yüksek olduğu durumlarda bu zon mevcut değildir. Kısa süreli normalin üstündeki yağışlarda, geçici olarak bu zondaki toprak suya tamamıyla doygun hale gelebilir. Bu gibi durumlarda kapiler sacağı, toprak suyu zonuna kadar hatta yer yüzeyine kadar uzanabilir. Bu zondaki suya yerçekimi ile akan su (gravitational water) denilmektedir.

Yağışın az olduğu zamanlarda uzun bir süre yerçekimin etkisi altında drenaja mazur kalan toprakta geri kalan su miktarına arazi kapasitesi (field capacity) denir. Arazi kapasitesinin altında, toprak kapiler su içermektedir. Kapiler sular (Capillary water) tanelerin çevresini devamlı bir film şeklinde kaplamakta olup yüzeysel gerilim etkisi ile tanelerin etrafında ince bir tabaka şeklinde tutunmaktadır. Yüzeysel gerilim sıvıların yüzeylerine özgü bir olaydır. Burada yüzey moleküllerinin birbiri arasında, sıvı kitlesinin içindeki moleküller arasında bulunandan daha fazla bir kohezyon mevcut olup bu nedenle sıvı yüzeyi gerilmiş elastik bir ince tabaka şeklinde hareket etmektedir. Bu sular kapiler kuvvetler etkisi altında hareket etmekte olup, bitkiler tarafından kullanılabilir.

Belli bir nem oranının altında, topraktaki su artık bitkiler tarafından alınamamaktadır ve bu su atmosferik su buharı ile dengeli olarak havalanma bölgesi içinde bulunmakta ve toprakrakı tanelerinin yüzeylerine çok kuvvetlice tutunmaktadır. Bu sulara higroskopik su (hygroscopic water) denilmektedir. Su yerçekimi hareketi ile veya kapiler kuvvetle hareket etmeye muktedir olmayıp sadece sıcaklık vasıtasıyla atılabilirler.

Kapiler zon veya kılcal saçığı yeraltı suyu tablasından yukarıya doğru uzanan bir zondur. Bu zonun kalınlığı toprağın özelliklerine ve gözenek boyutlarının üniformluğuna bağlıdır. Kapiler saçığının kalınlığı iri taneli malzemelerde sıfır ile 2/3 m arasında ince taneli malzemelerde (örneğin killerde) ise daha fazladır. Yeraltı suyu tablasının hemen üst kısmında hemem hemen toprak suya doygundur. Kapilare saçak zonunda suyun hareketi yatay ve düşey yönde olabilir. Eğer yeraltı suyu tablasının altındaki doygun zonun kalınlığı kapiler zonun kalınlığından fazla ise kapiler saçak zondaki suyun hareketi dikkate alınmayabilir.



Şekil 1.3. Yeraltı suyunun düşey toprak profilinde dağılımı.

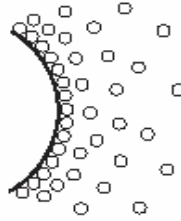
1.5. Toprakta Taneler ile Temas Halinde Bulunan Sular

Harekesiz higroskopik sular (Hygroscopic immobile water) : Tane yüzeyindeki ilk bir veya üç su molekül tabakası moleküller arasındaki çekime bağlı olarak tane yüzeyinde tutunmaktadır. Bu su molekülleri 150 °C sıcaklıkta tane yüzeyinden uzaklaştırılabilir.



Hareketli higroskopik su (Hygroscopic mobile water): İlk üç su tabakasından sonra bulunan 10 ile 20 arasındaki su molekülü tabakası 90 °C sıcaklıkta tane yüzeyinden uzaklaştırılabilir. Killerin içerdiği suyun yaklaşık %15-20'si iri taneli malzemelerdeki suyunda %5'den daha az oranı bu tür sulardır.

Hareketli higroskopik sular mineralojiye bağlı olarak da değişmektedir. Örneğin, Kuvars (0.9%), Feldispat (%8-16), Mikalarda (%36-48)



Zar suyu (Pellicular, pendular vada adhesive water): Higroskopik su tabakası üstünü bir film şeklinde saran sulardır. Hareketlidirler ve buldukları yerde, moleküller arasındaki çekim kuvvetlerine bağlı olarak yer alırlar.

Serbest su (Free water): Yerçekimi etkisiyle hareket eden sular serbest sulardır.

1.6. Yer altı Suların Sınıflandırılması

Meteorik sular (Meteoric water): Günümüz hidrolojik döngüsüne katılan atmosferik kökenli olan sulardır. Yağmur sularının zemin içerisine süzülmesiyle oluşurlar. Günümüz

hidrolojik döngüsüne katıldıkları içinde bu tür sular yağmur sularıyla aynı kimyasal bileşime sahiptirler, fakat zamanla buldukları ortam ile bir kimyasal dengeye ulaşmaktadırlar. Meteorik sular hidrojeolojinin ilgi alanındadır. Bunun başlıca sebebi de sığ yeraltı ortamında bulunmasından kaynaklanmaktadır.

Konne veya formasyon suları (Connate or formation water): Sedimanların gözeneklerinde sedimantasyon sırasında hapsolmuş olan konne sular bir zamanlar hidrolojik döngünün bir parçasıydılar. Çok yavaş hareket ettikleri için buldukları ortamla bir kimyasal dengeye ulaşma imkanı bulmuşlardır.

Juvenil Sular (Juvenile water): Yerkabuğu'nun derinliklerinden türeyen sulardır. Bu tür sular günümüz hidrolojik döngünün bir parçası değildirler ancak bir zamanlar hidrolojik döngüye katılmış olabilirler. Magmatik sular juvenil sulara örnek olarak verilebilir. Duraylı oksijen ve hidrojen izotopları meteorik sular içerisinde %1'den fazla olmayan juvenil sular bulunduğunu işaret etmektedir.

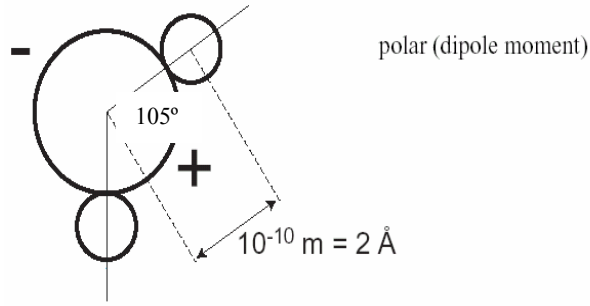
- Manto: En büyük kaynak: 2×10^{22} Kg
- Kabuk: $2 \times 10^{21} - 4 \times 10^{21}$ Kg

Fosil Sular (Fossil water): Fosil sular çok eski sular olup yaşları kuvaterner dönemine kadar uzanmaktadır. Örneğin, Sahara çölü birkaç bin yıl önce yeraltına süzölmüş önemli miktarlarda tatlı su içermektedir. Hidrolojik döngünün bir parçasıdır. Fosil sulara diğeri bir örnekte konne sulardır. Genelde tuzludurlar ve yaşları çökellerin oluşum zamanını göstermektedir.

Termal Sular (Thermal water): Yeraltında ısıtılan ve karışık yollar izleyerek yer yüzeyine ulaşan sıcak kaynak sularıdır. Hidrolojik döngünün bir parçasıdır.

1.7. Suyun Fiziksel ve Kimyasal Özellikleri

Su, bir oksijen atomunun iki hidrojen atomu ile Şekil 1.4'deki şekilde düzenlenmesi ile oluşmaktadır. Oksijen atomu hidrojen atomlarına simetrik olmayan bir şekilde bağlanmakta olup bu simetrisizlik dengesiz bir yük dağılımına sebep olmakta ve su molekülüne polar yani kutuplu bir özellik kazandırmaktadır. Bu suyun çok iyi bir çözüdür olmasını sağlamaktadır.



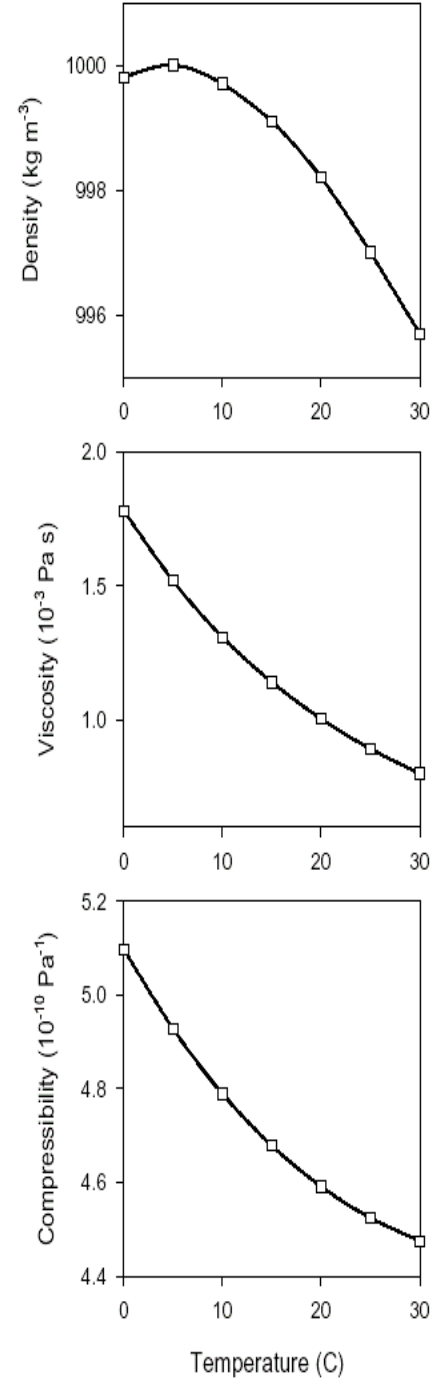
Şekil 1.4.Su Molekülü'nün Yapısı.

Katı haldeki suyun (buz) yoğunluğu sıvı haldeki suyun yoğunluğundan önemli derecede küçüktür. Sıvı fazda su en yüksek yoğunluğuna 4 °C'de ulaşmaktadır. Bu sıcaklığın altında, sıcaklık azaldıkça suyun yoğunluğunda da önemli bir derecede düşüş gözlenmektedir (Şekil 1.5).

g = specific weight (kN m^{-3}) Özgöl ağırlık
 ρ = specific density (kg m^{-3}) Yoğunluk
 μ = dynamic viscosity (Pa s) Dinamik viskozite
 ν = kinematic viscosity ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) Kinematik viskozite
 β = compressibility (Pa^{-1}) Sıkıştırılabilirlik

Temperature ($^{\circ}\text{C}$)	Density (kg m^{-3})	Dynamic viscosity (10^{-3} Pa s)	Compressibility (10^{-10} Pa^{-1})
0	999.8	1.781	5.098
5	1000.0	1.518	4.928
10	999.7	1.307	4.789
15	999.1	1.139	4.678
20	998.2	1.002	4.591
25	997.0	0.890	4.524
30	995.7	0.798	4.475
Range (%)	0.43	55.2	12.22

Data from de Marsily, 1986, Quantitative Hydrogeology, Academic Press, 440 p.



Şekil 1.5.Suyun fiziksel özelliklerinin sıcaklık ile değişimi.

Suyun İzotopik Bileşimi:

Oksijenin üç kararlı izotopu vardır:

- ^{16}O (yaygın, %99.76)
- ^{18}O (nadiren, 0.20%)
- ^{17}O (çok nadiren, 0.04%)

Hidrojenin iki kararlı izotopu vardır:

- ^1H (yaygın, %99.984)
- ^2H Deteryum (Deterium) (nadir, 0.016%)

Hidrojenin radyoaktif izotopu:

- ^3H , trityum (tritium)

Trityumun yarılanma süresi (half-life) : 12.3 yıl

^3H 'in ^3He 'e beta yarılanması, beta parçacıklarının yada elektronların üretilmesi ve nötronların protonlara dönüşümü sonucunda meydana gelir.

Trityumun yarılanması, genç (bir kaç on yıl) yeraltı sularının yaşlarının tespiti için kullanılmaktadır.

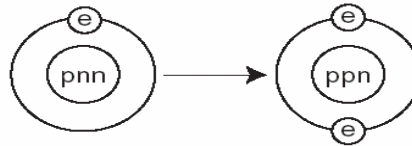
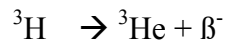
Değişik oksijen ve hidrojen izotoplarının kombinasyonu üç çeşit su üretmektedir.

- $^1\text{H}^{16}\text{O}$ normal su
- $^2\text{H}^{16}\text{O}$ ağır su
- $^2\text{H}^{18}\text{O}$ ağır su

Z: Kütle numarası
N: Atom numarası

Z = 8	^{16}O	^{17}O	^{18}O
N =	8	9	10

Z = 2	^3He	^4He	
Z = 1	^1H	^2H	^3H
N =	0	1	2



p: proton, n: nötron, e: elektron

Bölüm 2. YüzeY Suyu Hidrolojisi: Hidrolojik Bilanço Elemanlarının Değerlendirilmesi

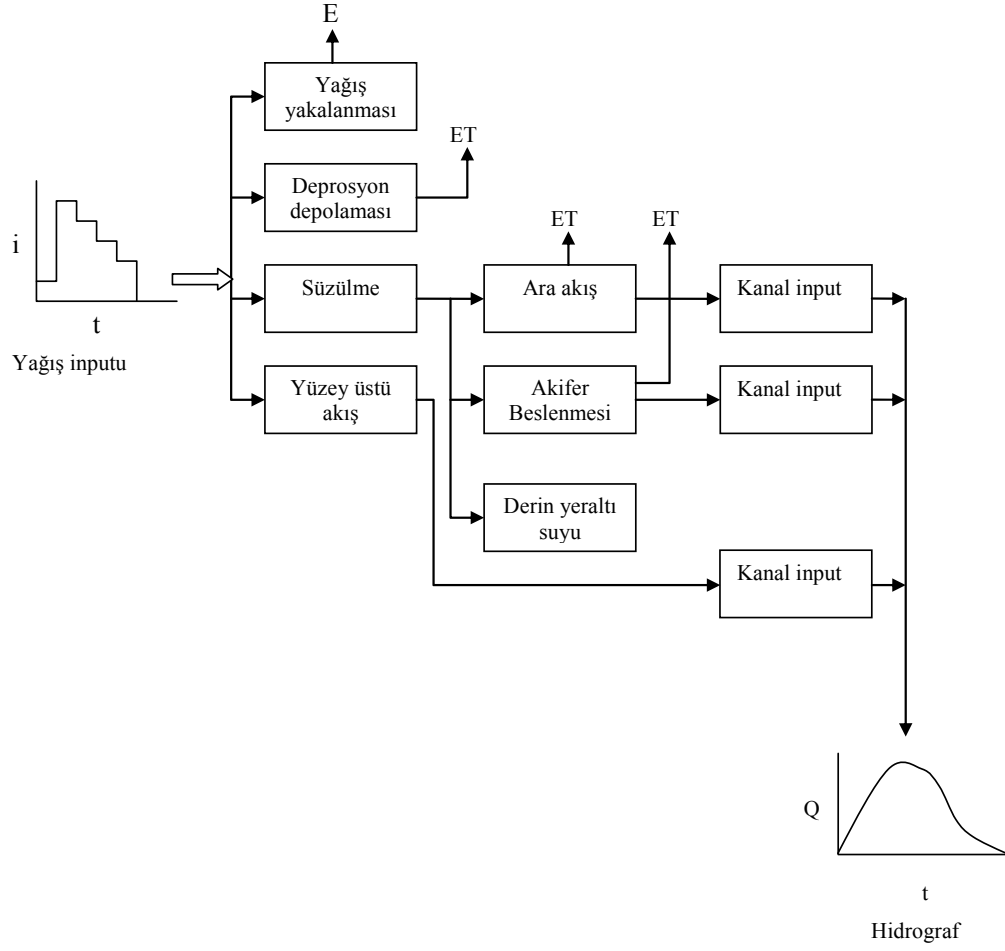
2.1. Hidrolojik Döngü ve Su Bütçesi

Suyun atmosfer, karalar ve okyanuslar arasındaki sürekli döngüsüne hidrolojik döngü denmektedir. Hidrolojik döngü güneş enerjisiyle desteklenen açık bir sistemdir. Bu sistemde yer alan süreçler Şekil 2.1'de gösterilmektedir. Su okyanuslar ve kara yüzeyinden buharlaşmaktadır. Buharlaşan su buharı kara yada okyanuslar üzerinde yoğunlaşmaya ve yağış olarak düşünceye kadar atmosferde taşınır ve yükselir. Karalar üzerine düşen yağışın bir kısmı bitki örtüsü tarafından yakalanabilir, yüzeysel akışa dönüşebilir, yeraltına süzülebilir, yeraltı akışı haline geçebilir ve yüzey akışı olarak akarsulara taşınabilir. Bitkiler tarafından tutulan suyun ve yüzey akışının büyük bir kısmı ise atmosfere terleme ve buharlaşma yoluyla tekrar geri dönebilir. Yeraltına süzülen su daha derinlere sızarak yeraltı suyunu, akiferleri besleyebilir ve daha sonra kaynaklar olarak ortaya çıkabilir, akarsulara sızabilir ve son olarak denizlere boşalabilir yada hidrolojik döngü devam ederken atmosfere geri buharlaşabilir (Şekil 2.2). Döngünün parçası olan bu süreçler sürekli olarak meydana gelmektedir.

Hidrolojik döngü basit bir kavram olmasına rağmen, fenomen çok kompleks ve giriftir. Olay, yalnızca büyük bir döngü değil; kıtasal, bölgesel ve yerel boyutta birbiriyle bağlantılı birçok döngüden meydana gelir. Küresel hidrolojik döngüde toplam su hacmi esasen sabit kalmasına rağmen suyun dağılımı kıtalar üzerinde, bölgeler ve yerel drenaj havzaları içerisinde sürekli olarak değişmektedir.

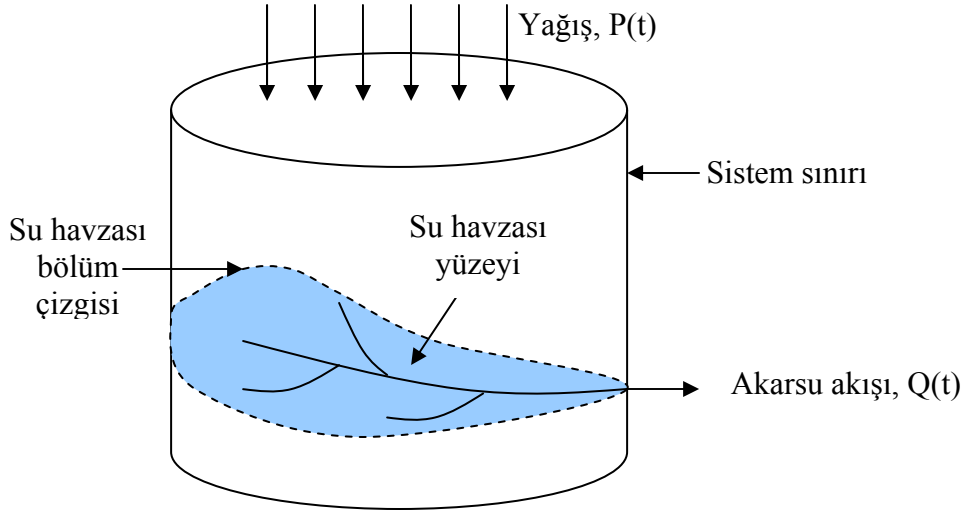


Şekil 2.1. Suyun doğada döngüsü



Şekil 2.2. Yağış girdisinin hidrolojik sistemde dağılımı (Viessman ve Lewis, 2002'den değiştirilmiştir). E=Buharlaşma, ET=Buharlaşma-Terleme, i =yağış miktarı, t =zaman, Q =akarsuyun debisi.

Hidrolojik sistem; bir sınırla çevrilen, su ve diğer girdileri kabul eden, onları içerisinde yöneten ve çıktılar üreten uzayda tanımlanan bir yapı yada hacimdir. Hidrolojik sistem olarak su havzası ise belirli bir yerde akarsuya doğru drenaj olan kara alanıdır (Şekil 2.3). Su havzası bölüm çizgisi ise drenajı belirli bir akarsuya doğru akan alanı drenajı akarsudan uzağa akan alandan ayıran bölüm hattıdır.



Şekil 2.3. Hidrolojik sistem olarak su havzası.

Herhangi bir hidrolojik sistem için oluşturulan su bütçesi denklemi belirli bir zaman içerisinde, sisteme giren ve sistemden ayrılan tüm akımları ve sistemde depolanan su miktarını hesaba katmaktadır. Bütçe denkleminde sisteme giren akışlar pozitif miktarlar, sistemden ayrılan akışlar ise negatif miktarlar olarak gösterilir. Su bilanço analizi kütle korunumu prensibine dayanmaktadır ve basitçe şu şekilde ifade edilebilir.

$$I - Q = \frac{dS}{dt}$$

Burada;

I= Sisteme giren akım miktarı ($m^3/yıl$)

Q= Sistemden ayrılan akım miktarı ($m^3/yıl$)

dS/dt = Belirli bir zamanda depodaki su miktarındaki değişim ($m^3/yıl$)

Hidrolojik döngünün ana elemanları Yağış (P), Buharlaşma (E), Terleme (T), Süzülme yada infiltrasyon (I), Akış (R), Yeraltı suyu akımı (G) gibi süreçlerden oluşmaktadır. Genelde hesaplamalarda kolaylık açısından, buharlaşma ve terleme süreçleri tek bir terim evapotranspirasyon (ET) olarak ifade edilir. Yukarıda basitçe ifade edilen su bütçe

denklemini Şekil 2.1’de ifade edilen küresel sistem için yazarsak genel su bütçesi denklemini aşağıdaki şekilde ifade edilebilir.

$$P - R - G - E - T = \Delta S \text{ (depodaki değişim)}$$

Bu denkleminde dikkat edilmesi gereken husus, süzülmenin (I) yüzey sisteminden kayıp ve yeraltı suyuna kazanç olmasından dolayı genel bütçede birbirlerini iptal etmesi ve yer almamasıdır. Hidrolojik denklemindeki her bir değişkenin birimi drenaj havzası üzerindeki su derinliği (cm) cinsinden temsil edilebilir. Bu ölçüler drenaj alanının ya da su havzasının yüzey alanı ile çarpıldığında ise su hacmini temsil eder.

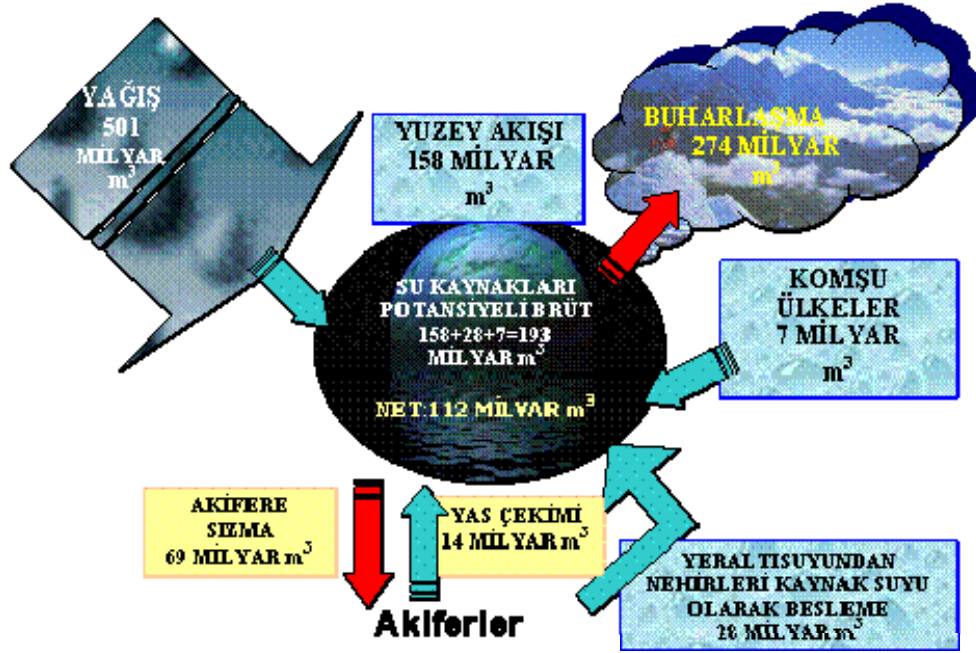
Sisteme giren ve sistemden ayrılan ölçü miktarları ve türleri sistemin ölçeğine ve aynı zamanda hidrojeologun hidrolojik döngünün hangi bölümüyle ilgilendiğine bağlı olarak değişebilir. Hidrolojik denklemindeki tüm süreçler uygulanan her zaman dönem için mutlaka eşit olmalıdır. Bu eşitlik belli bir zaman dilimindeki sisteme gelen ve sistemden ayrılan tüm akımları doğru olarak hesaba katmamızla mümkün olacaktır. Tam bir eşitlik elde etmek; veri eksikliği, ölçüm aletlerinin yetersizliği ve uygulanan varsayımlardan dolayı zordur. Su bütçesi denklemleri tüm hidrolojik modellemelerinin temelini oluşturmaktadır.

Su bütçe analizlerinin kullanım şekillerinden biri de bütçeyi oluşturan diğer değişkenlerin miktarları ile ilgili tahminlerin makul olması durumunda, bir bölgede meydana gelen Evapotranspirasyon (ET) miktarının hesaplanabilmesidir. Geniş akarsu havzalarında (~binlerce km²), yeraltı suyu sistemi sınırları çoğunlukla yüzey suyu ayırım hattını izler. Bu varsayımın geçerli olduğu durumlarda, sisteme giren ve sistemden ayrılan yeraltı suyu akımları yok varsayılabilir (G=0). Ayrıca, uzun dönemlerde (genellikle ≥ 5 yıl) sistemde depolanan su miktarında normalin üzerinde mevsimsel azalmalar ve artışlar genellikle büyük su havzalarında birbirlerini dengeleme eğilimindedir ve bu durumlarda, depodaki değişimin (ΔS) 0 olduğu varsayılabilir. Bu iki varsayım altında, su bütçesi denklemini aşağıdaki sade şekilde yazılabilir:

$$P - R - ET = 0$$

P ve R biliniyor ise evapotranspirasyonun(ET) miktarı için yaklaşık bir tahmin yapılabilir. Hidrolojik bütçenin değişkenlerinden herhangi birine bağlı olarak denklemin çözülmesi diğer değişkenlerin miktarlarının kabul edilebilir tahminleri ile mümkündür. Bu durum her zaman kolay değildir. Bazen veri eksikliği ve verilerin arzulanan formatta olmaması ile karşılaşılabilir. Belirli özel koşullar altında, bu gibi sorunları aşmak için basitleştirici bir takım varsayımlar yapılabilir. Asıl zorluk, veri toplama ve gözleme programlarının yaygınlaştırılmasıdır. Böylece hidrolojik problemleri çözmeye kullanılan modeller daha iyi geliştirilebilir.

Devlet Su İşlerinin Türkiye'nin su potansiyelini belirlemek amacıyla yürüttüğü çalışmalarda Şekil 2.4'de özetlenen su bilançosu çıkartılmıştır. Buna göre, Türkiye'ye düşen toplam yağış yılda 501 milyar m³'dür. Bunun 274 milyar m³'ü buharlaşma ve terleme yoluyla atmosfere geri dönmekte, 69 milyar m³'lük bölümü yeraltı suyunu beslemekte, 158 milyar m³'lük kısmı ise yüzey akışına geçmektedir. Yeraltı suyunun 28 milyar m³'ü pınarlar vasıtasıyla yerüstü suyuna tekrar katılmaktadır. Buna ek olarak komşu ülkelerden ülkemize gelen yılda ortalama 7 milyar m³ su bulunmaktadır. Böylece ülkemizin brüt yerüstü suyu potansiyeli 193 milyar m³ olmaktadır. Fakat günümüz teknik ve ekonomik şartları çerçevesinde, çeşitli amaçlara yönelik olarak tüketilebilecek yerüstü suyu potansiyeli yurt içindeki akarsulardan 95 milyar m³, komşu ülkelerden yurdumuza gelen akarsulardan 3 milyar m³ olmak üzere yılda ortalama toplam 98 milyar m³, 14 milyar m³ olarak belirlenen yeraltı suyu potansiyeli ile birlikte ülkemizin tüketilebilir yerüstü ve yeraltı su potansiyeli yılda ortalama toplam 112 milyar m³ olmaktadır.



Şekil 2.4. Türkiye'nin su bilançosu (<http://www.dsi.gov.tr/topraksu.htm>).

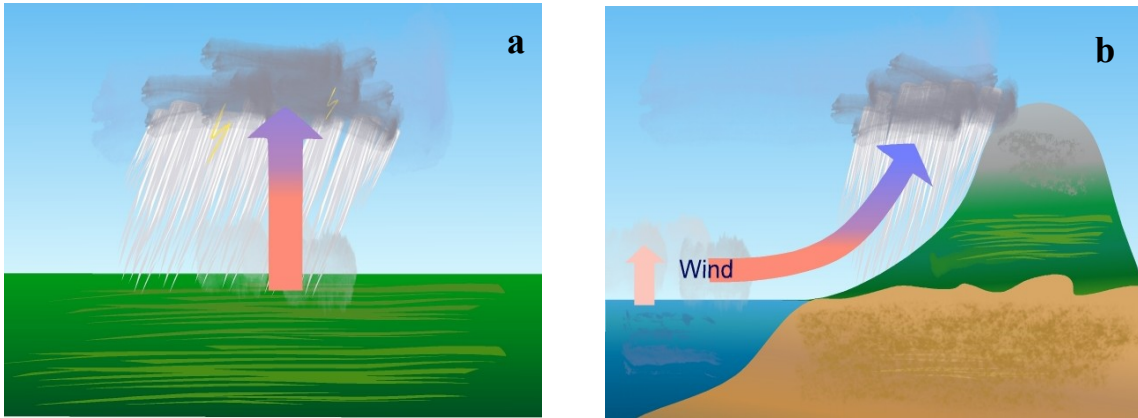
Aşağıdaki bölümlerde su bilançosunu oluşturan değişkenlerin ölçüm ve değerlendirilmeleri hususlarına sırası ile değinilecektir.

2.2 Yağış

Yağış, hidrolojik döngünün ana girdisidir. Yağmur, kar, dolu ve bunların çisenti ve sulu sepken gibi varyasyonları şeklinde meydana gelir. Yağışın biçimi ve miktarı; rüzgâr hızı, sıcaklık ve atmosferik basınç gibi birçok iklimsel faktörden etkilenmektedir. Yağış için atmosferik nem gereklidir ancak yeterli bir koşul değildir. Yağış meydana gelmeden önce atmosferik nem yukarıya doğru yükselmeye ve bunun neticesinde soğumaya, yoğunlaşmaya ve damlaların büyümesine maruz kalmalıdır. Yağış çoğunlukla hava hareketini oluşturan koşullara göre sınıflandırılır. Bunlar;

- Konvektif Yağışlar: Havanın yer yüzeyinde aşırı ısınması neticesindedir. Bu durum havanın düşey yükselmesine ve genişlemesine neden olur ve yağış oluşur (Şekil 2.5a). Tropik bölgelerin tipik bir yağış türüdür.

- b) Siklonik Yağışlar: Yüksek basınçlı bölgelerden düşük basınçlı bölgelere doğru hava kütesinin hareketi ile ilişkilidir. Basınç farklılığı yer yüzeyinin eşit olmayan ısı farklılığından kaynaklanır. Sıcak ve soğuk hava kütlelerinin karşılaşma alanlarında oluşan yağışlardır. Yeryüzündeki yağışların önemli bir bölümünü bu tip yağışlar oluşturur. Akdeniz iklim bölgelerinde kış aylarında cephesel yağışlar görülür.
- c) Orografik Yağışlar: Nemli hava kütlelerinin sıra dağların rüzgar tarafındaki cephesi üzerinden mekanik olarak kaldırılması ile meydana gelir (Şekil 2.5b). Bu süreçte önemli olan faktörler yükseklik, lokal eğim, kara eğiminin yönü ve nem kaynağıdır. Orografik yağış verilerini değerlendirirken bölgeyi yükseklikten başka etkilerin kabul edilebilir derecede sabit olduğu zonlara ayırmak yaygındır. İsohyte (eş yağış eğri haritaları) haritaların oluşturulmasında kullanmak için bu zonların her biri için yağış miktarı ile yükseklik arasında bir ilişki geliştirilir. Bu konu ileriki bölümlerde ayrıntılı olarak ele alınacaktır. Orografik yağışlar en çok kıyıya paralel uzanan dağların denize dönük yamaçlarında görülür. Genelde yağışın miktarı ve sıklığı dağın rüzgar alan cephesinde en fazla, rüzgar almayan cephesinde ise en azdır. Türkiye’de Toroslar ve Kuzey Anadolu Dağlarında yamaç yağışı belirgindir.



Şekil 2.5. Yağış oluşum şekilleri a) Konvektif yağış b) Orografik yağış
(<http://upload.wikimedia.org>).

Yağış miktarı coğrafik, zamansal ve mevsimsel olarak değişmektedir. Yağış miktarındaki hem bölgesel hem de zamansal değişimlerin bilinmesi hidrolojik çalışmalarda ve su kaynaklarının planlanmasında önemlidir.

Bir noktaya düşen yağışın derinliği yağışölçer (raingage) veya pluviyometre (pluviometer) denilen standart aletlerle ölçülür (Şekil 2.6). Yağış miktarı birim alana düşen yağış derinliği (mm) veya ağırlığı olarak (kg.m^{-2}) olarak ifade edilir. Suyun yoğunluğunun 1000 kg.m^{-3} olarak kabul edilmesi halinde her iki birim de birbirine eşittir. Yağışölçerler ölçme şekli bakımından ağırlık ve yükseklik ölçen, kaydetme şekli açısından ise her yağış sonrası deposunda biriken su miktarını kaydeden ve yağış süresince sürekli kayıt yapan olarak sınıflandırılırlar. En yaygın devamlı olarak kayıt tutmayan yağışölçer tipi, Amerika Meteoroloji Müdürlüğünün standart 8 inç yağışölçeridir. Bu cihazla arzu edilen herhangi bir aralıkta ölçüm alınabilir ancak çoğunlukla bu günlük yapılıdır. Cihaz kalibredir; şöyle ki, içerisine ölçüm çubuğu yerleştirildiğinde eşdeğer yağış derinliğini gösterir. Bu tip yağışölçerler yalnızca dönemsel yağış miktarları ölçülmek istenildiğinde faydalıdır, ancak yağış miktarının



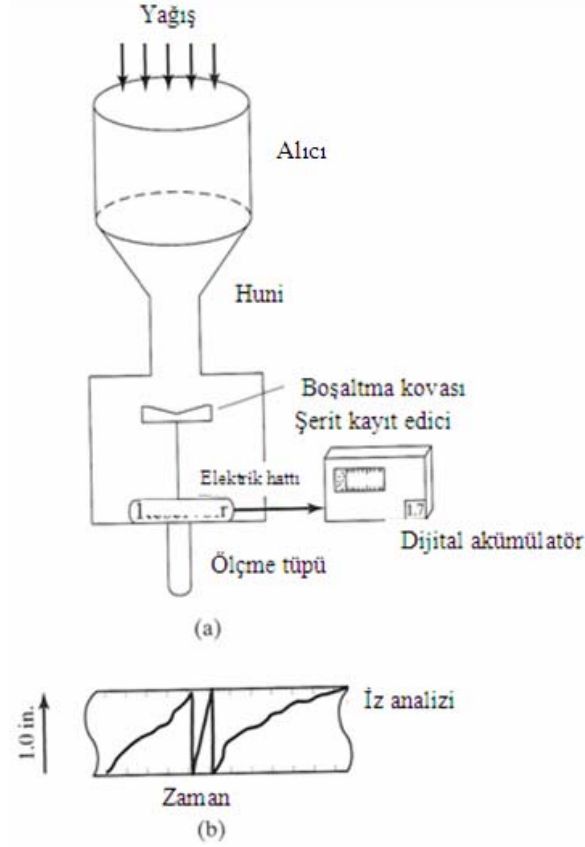
Şekil 2.6. Yağışölçer (<http://www.novalynx.com>).

zamana göre dağılımını belirlemede kullanılmaz. Yağış boyunca kayıt yapan yağışölçerler, sürekli olarak yağış miktarını ve oluşum zamanını algırlar. Bu tip yağışölçerler ağırlık kaydeden ve yükseklik kaydeden (tipping bucket gauges) olmak üzere iki çeşittir. Ağırlık ölçen tipler, genellikle bir haftalık süre boyunca çalışırlar ve her seferinde kayıt kağıtları değiştirilmelidir. Yağış derinliğinin zamana göre değişimini

gösteren eğriler ise çıktıdır. Yükseklik ölçen tipler ise her yağış miktarını, yağış belirlenen bir seviyeye ulaştığında (genellikle 0,01 inç veya 1 mm) algılar (Şekil 2.7). Her seferinde kovadaki su seviyesi istenilen düzeye ulaştığında otomatik olarak boşaltılır ve bu olay kayıt kağıdına veya veri kaydediciye (datalogger) işlenir. Böylelikle yağış miktarının (mm) zamana göre değişimi yani yağışın şiddeti kayıt edilir. Belirli bir yağışölçerde ölçülen noktasal yağış miktarları toplam yağış miktarı ya da yağış şiddeti olarak grafiklenebilir. İlk bahsi geçen grafik kümülatif yağış kütlesi olarak atfedilir ve belirli bir sahadaki yağışın karakterini ve sıklığını belirlemede değişik sahanak yağışları için analiz edilebilir. Hiyetograf (yağış şiddeti paterni) yağışın şiddetinin (mm/saat) zamana göre değişiminin grafiğidir ve çoğunlukla hidrolojik matematiksel modellerde girdi olarak kullanılır ve yağış büyüklüğüne karşı su havzasının tepkisi tahmin edilmeye çalışılır.

Yağış ölçümleri ayrıca uydu sensorları ve radarları kullanarak ta yapılabilir. Radar genellikle yağışın hareketini belirlemek için kullanılır. Kantitatif değerlendirmeler yapmak için de kullanılabilir. Radar tarafından sunulan bilgiler gerçek zamanda oldukça geniş alanları kapsamaktadır ve 5-15 dakikalık zaman ölçeğinde yaklaşık 5 km'lik bir çözünürlüğe sahiptir. Radarlar, yalnızca noktasal ölçümler yapan yağışölçerlerin aksine geniş alan üzerindeki yağış hakkında bilgi sunmaktadırlar.

Kentsel alanlarda, yağış miktarındaki değişkenliği tanımlayabilmek için her 250 km² lik alan için genelde 5 ile 10 arasında yağışölçer istasyonları içeren bir ağ gereklidir. Bu tür ölçüm ağlarını kurmak ve çalışabilirliğini muhafaza etmek çok pahalıdır.



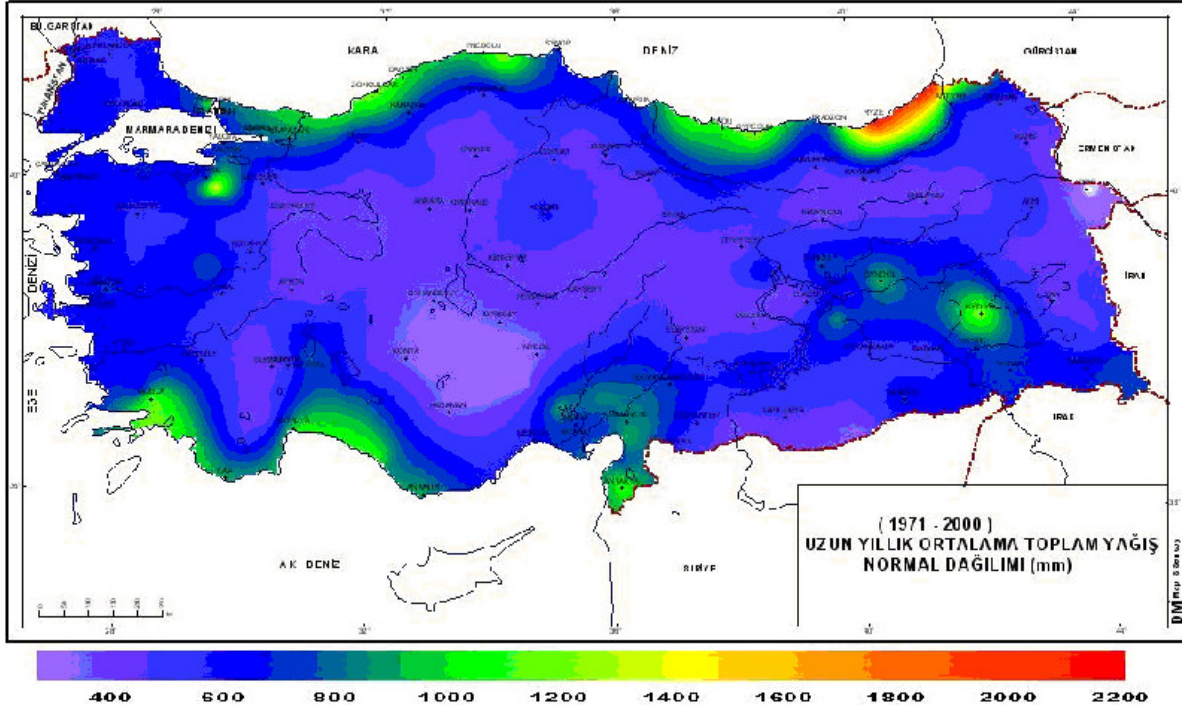
Şekil 2.7. a) Yükseklik ölçen yağışölçer. b) Kayıttaki sinyaller 1 inçlik her yağıştan sonra 0 çizgisine geri dönmektedir. Sinyal çizgisinin eğimi yağmurun şiddetini (inç/saat) kayıt etmektedir (Wiessman & Levis 2003’ den değiştirilmiştir).

Kar ölçümleri, standart ve devamlı kaydeden yağışölçerler, kar tablası, kar çubuğu ve uzaktan algılama yöntemleri ile yapılabilir. Bu tür yağmurölçerler genellikle rüzgar etkisini azaltmak için yağışölçer siperi ile çevrilir ve eritme aracı ile donatılmıştır; böylelikle kar ölçülebilir suya dönüştürülebilir. Kar tablaları en az 40 cm x 40 cm boyutlarında olup daha önceden birikmiş olan kar örtüsü üzerine yerleştirilen işaret tablasıdır. Böylelikle yeni düşen kar kolaylıkla diğerlerinden ayırt edilebilir, çekilip alınabilir ve derinliği ölçülebilir. Kar çubuğu kar kalınlığının ölçümünü kolaylaştırmak üzere üzeri ölçeklendirilmiş sabit çubuktur. Tek bir istasyonda kar derinliğinin doğrudan ölçülmesi genellikle geniş alanlar üzerindeki karın dağılımı hakkında tahminler yapmamızda çok faydalı değildir. Çünkü ölçüm derinliği sürüklenme ve rüzgar nedeniyle temsil edici olmayabilir. Bu problemi aşmak için kar etüdü teknikleri geliştirilmiştir. Bu

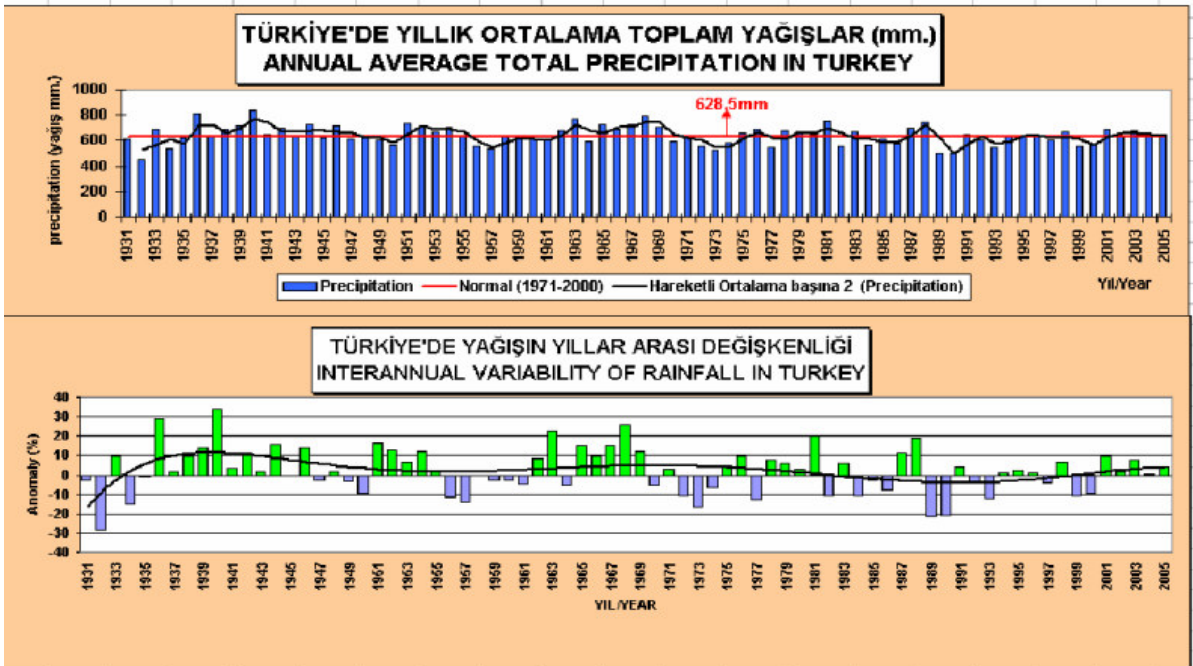
gibi etütler kar ölçüm güzergahı üzerindeki değişik noktalarda kar yığınının derinliği, kar örtüsünün su eşdeğeri (bir kar örtüsünün eritilmesiyle elde edilecek suyun düşey kalınlığı), yoğunluğu ve kalitesi hakkında bilgi verirler. Kar derinliği cm birimi cinsinden tarif edilir. Tüm kar eritildiğinde meydana gelen su derinliğine kar su eşdeğeri denir [$SWE (mm) = 0,01 d_s \rho_s$; burada d_s (cm) kar derinliği, ρ_s (kg/m^3) kar yoğunluğu=100 kg/m^3 çoğunlukla varsayılır]. Yeni yağmış kar için eşdeğer su derinliği, kar yığını derinliğinin yaklaşık 1/10'una eşit kabul edilir. Kar yoğunluğu birim hacimdeki kar yığınının kütesidir. Kütleyle sıvı su içeriği, hacme ise doğal hava boşlukları dahildir. Karın kalitesi kar yığınının buz içeriği ile ilişkilidir ve oransal olarak ifade edilir. Hızlı erime dönemleri haricinde kar kalitesi genellikle 0,95'dir. Kar etüdü güzergah hattı normalde 10'dan az olmayan bir dizi örnekleme noktasından oluşur. Bu istasyonlar önceden belirlenen geometrik bir şekil içerisinde birbirlerinden 15-30 m uzaklıkta yer alırlar. Noktalar kalıcı bir şekilde işaretlenir; böylelikle aynı nokta her yıl etüt edilebilir.

Türkiye'de yağışlar düzenli olarak Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü tarafından, yağış istasyonlarında ölçülür. Bu ölçümler aylık bültenler olarak yayınlanmaktadır. Belli dönemler için isteniyorsa kuruma başvurularak temin edilebilir.

Türkiye yağış açısından çok çeşitlilik göstermektedir (Şekil 2.8). Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü verilerine göre, Türkiye'nin özellikle dağlık olan kıyı bölgelerinde yağış boldur (1000 – 2500 mm/yıl). Kıyılarından iç bölgelere gidildikçe yağış azalır. Marmara ve Ege bölgelerinde, Doğu Anadolu'nun yaylalarında ve dağlarında yağış 500 – 1000 mm/yıl'dır. İç Anadolu'nun birçok yerinde ve Güneydoğu Anadolu'da yağış 350–500 mm/yıl'dır. Yıllık yağış zaman serisi grafiği ülkemizde yağıştaki salınımları göstermektedir (Şekil 2.9). Türkiye yıllık ortalama yağışı 630 kg civarındadır. Bu grafikten 72-73, 89-90, 99-2000 yıllarında normalin altında yağışlar görülmektedir. Bu dönemlerde kuraklık yaşadığımızı görmekteyiz.



Şekil 2.8. Türkiye’de yıllık yağış ortalamasının dağılımı
<http://www.meteoroloji.gov.tr/2006/zirai/zirai-calismalar.aspx?subPg=e>.



Şekil 2.9. Türkiye’de yıllık ortalama toplam yağışlar ve yağışın yıllara göre değişkenliği
<http://www.meteoroloji.gov.tr/2006/zirai/zirai-calismalar.aspx?subPg=e>.

2.2.1 Noktasal ve alansal yağışın hesaplanması

Yağış miktarı belirli lokasyonlara kurulmuş yağışölçerler vasıtasıyla kayıt edilir. Elde edilen veriler, o lokasyonun yakın çevresindeki yağışın karakterini ve şiddetini belirlememize izin verir. Noktasal yağış verileri müşterek olarak yağmur ve karın alansal değişimini tahmin etmek için kullanılır. Ayrıca bu veriler yağış şiddet-süre-yinelenme eğrilerinin (Belirli bir yörede yağış sürelerine bağlı olarak yağış miktarının oluşma olasılıklarını gösteren eğri) üretilmesinde kullanılır.

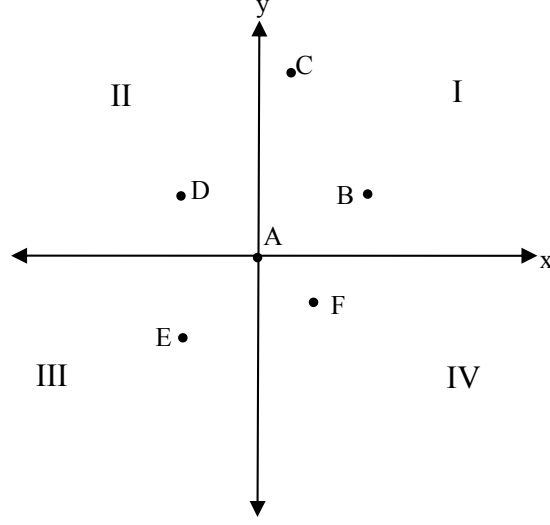
Belirli bir lokasyona düşen yağış miktarını tahmin etmek için bazen o noktanın etrafında kurulmuş yağışölçerlerde kaydedilen yağış miktarlarını kullanmak gerekir. Kullanılan metod tahmin yapılan noktayı çevreleyen istasyonlardaki değerlerin ağırlıklı ortalamasına dayanmaktadır. İstasyonların ağırlıkları (W), ilgili noktadan olan uzaklıklarının (D) karelerinin toplamının tersidir. Böylece;

$$D^2 = x^2 + y^2$$
$$W = \frac{1}{D^2}$$
$$P = \frac{\sum_i P_i W_i}{\sum_i W_i}$$

Bunu Şekil 2.10'de görülen örnek üzerinde uygulayarak A noktasındaki yağış miktarını hesaplayalım. A noktasından geçen x -y eksenlerini çizip, onu çevreleyen B, C, D, E, F noktalarının mutlak koordinatları belirlenir. Bu kayıtlar Tablo 2.1'in 3. ve 4. kolonlarında verilmektedir. A noktasındaki yağış miktarı, diğer 5 noktanın bir ağırlıklı ortalaması olarak hesaplanır. Her birinin ağırlığı(W) = $\frac{1}{D^2} = \frac{1}{\Delta x^2 + \Delta y^2}$. A noktasındaki yağış

miktarı $P(A) = \frac{\sum (P_i W_i)}{\sum W_i}$ dır. Yağış miktarının sadece 2 komşu bölgede bilinmesi gibi

özel hallerde (örneğin I ve II. kısım), yağış miktarı $P(A) = \sum (P_i W_i)$ dır. Bu özel durumda tahmin edilen sonuçlar çevredeki en yüksek yağıştan daima az, en küçük yağıştan da daha büyük olacaktır.



Şekil 2.10. A noktası yağış istasyonunu çevreleyen dört bölge.

Nokta	Yağış(mm)	ΔX	ΔY	D^2	W	P x W
A	***	***	***	***	***	***
B	40	4	2	20	0,050	2,0
C	45	1	6	37	0,027	1,21
D	38	3	2	13	0,077	2,93
E	50	3	3	18	0,056	2,80
F	43	2	2	8	0,125	5,38
Toplam	***	***	***	***	0,335	14,32

Tablo 2.1. A noktasına yakın yağışölçerler verileri kullanarak A noktasındaki yağış miktarının hesaplanması.

$$P(A) = \frac{\sum (P * W)}{\sum W} = \frac{14,32}{0,335} = 42,75mm$$

Birçok hidrolojik analizlerde, yağış miktarının noktasal değerinden ziyade alansal dağılımını bilmek önemlidir. Belirli bir alan üzerindeki yağışın ortalama derinliği, iyi bir şekilde gözlemlenen bir alan için daha doğru tahmin edilebilir. Bir su havzasına düşen ortalama yağışın bulunması için bazı yöntemler geliştirilmiştir. Bunlardan yaygın olarak kullanılanları; aritmetik ortalama, eş yağış eğrileri (İsohyet) ve poligon (Thiessen) yöntemleridir.

Bir havzaya düşen ortalama yağış miktarını belirlemenin en basit yolu, incelenen havzada mevcut yağışölçerlere ait yağış miktarı değerlerinin aritmetik ortalamasını almaktır.

$$P_{ortalama} = \frac{\sum_i^n P_i}{n} = \frac{P_1 + P_2 + P_3 + \dots + P_n}{n}$$

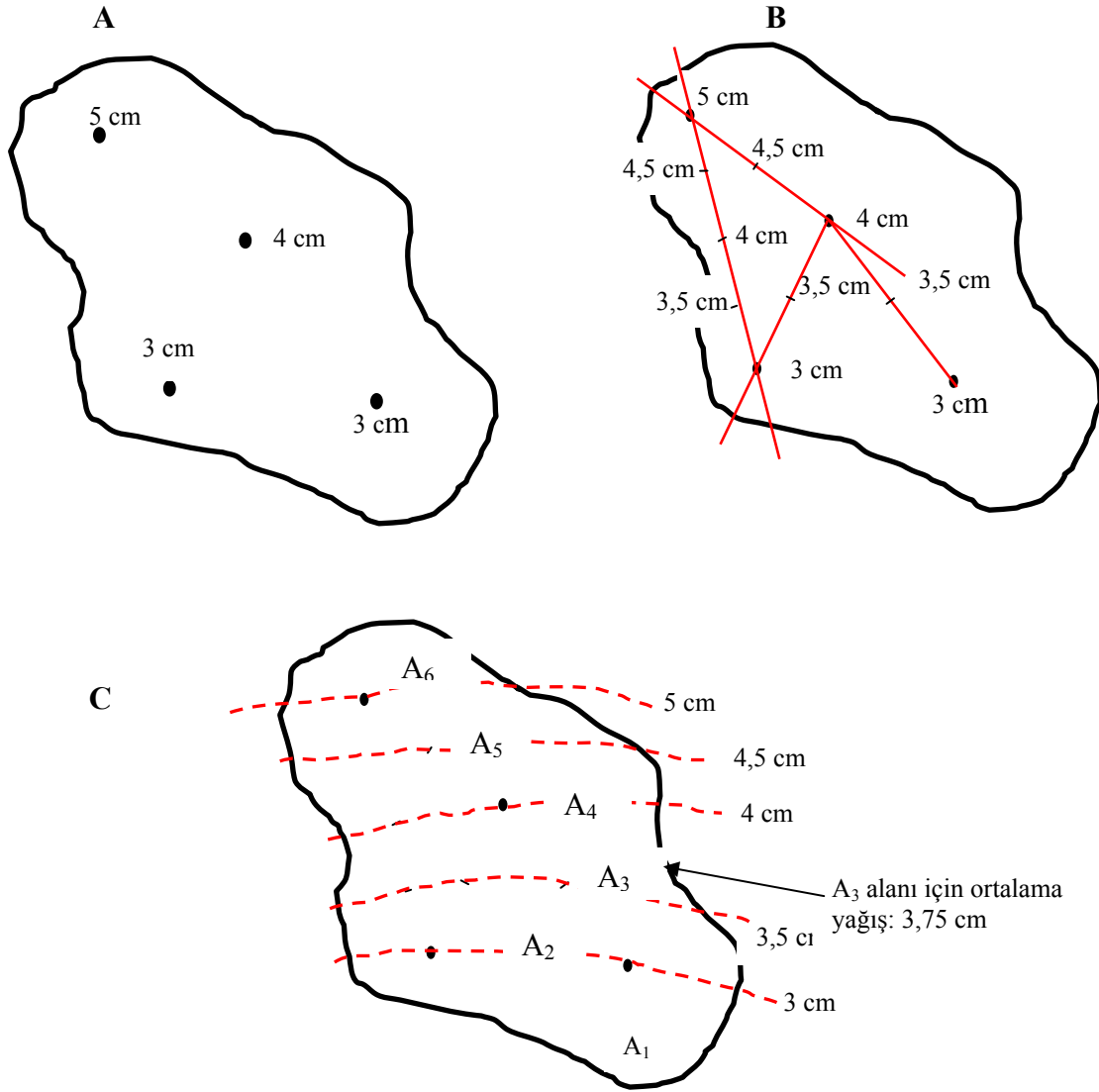
Burada $P_{ortalama}$ havzaya düşen yağışın ortalama su derinliği (mm), n ise toplam istasyon sayısıdır. Şekil 2.11’de verilen havzada meydana gelen ortalama yağış miktarı,

$$P_{ortalama} = \frac{3 + 3 + 4 + 5}{4} = 3,75cm \text{ dir.}$$

Bu yöntem, alan topografyası düzenli, yağışölçerler havza içerisinde düzenli dağılmış ise ve istasyonlardaki ölçümler, alanda meydana gelen ortalama yağış miktarından çok farklı olmamaları halinde başarılı sonuçlar verir.

Diğer yaygın olarak kullanılan yöntemler, isohyet ve thiessen yöntemleridir. İsohyet metodu yağış ölçüm istasyonları arasında yapılan interpolasyona dayanmaktadır. Topoğrafik haritaları oluştururken çizilen eş yükseklik eğrilerinin hesaplanmasına benzer teknikler kullanılarak eş yağış kontur eğrileri çizilir. Eş yağış eğrilerini doğru çizebilmek için yaygın bir istasyon ağı gereklidir. İsohyet yöntemi, orografik etkileri ve sağanak morfolojisini kapsayabilir ve yağış paterninin doğru haritasını temsil edebilir. İsohyet haritalarını oluşturmanın ilk adımı, uygun bir haritanın üzerine yağışölçerlerin lokasyonlarını işaretlemek ve yağış miktarlarını yanlarına yazmaktır. İkinci olarak, istasyonlar arasında interpolasyon yapılır ve belirlenmiş aralıklarla yağış miktarları haritalanır. Eş yağış derinliğine sahip noktalar birleştirilerek isohyet eğrileri oluşturulur. Alansal ortalama yağış miktarı, isohyet eğrileri arasında kalan alanlara düşen yağışların

ağırlıklı ortalamasıdır (Şekil 2.11, Tablo 2.2). Bu yöntem, bir alan üzerine düşen ortalama yağış miktarını belirlemede kullanılan en doğru yöntemdir, fakat metodun doğru uygulanışı yağışın alansal değişkenliğine etki eden topografik ve diğer etkilerin dikkatle irdelenmesini ve hesaba katılmasını gerektirmektedir. Bu yöntemin dezavantajı her analiz için eş yağış eğrilerinin yeniden çizilmesi ve alanların yeniden ölçülmesine gereksinim duyulmasıdır.



Şekil 2.11. İsohyet haritalarının oluşturulması.

P _i (cm)	A _i (km ²)	P _{i, ortalama} (cm)	W _i =A _i /A _T	P _{i,ortalama} * W _i
>5	1.0	5,25*	0,088	0,462
4,5	1,5	4,75	0,133	0,631
4	2,0	4,25	0,177	0,752
3,5	2,0	3,75	0,177	0,663
3	2,25	3,25	0,2	0,65
<3	2,5	2,5*	0.22	0,55
Toplam	11,25			3,708 cm Toplam ortalama yağış

*tahmini

Tablo 2.2. Ortalama yağışın İsohyte yöntemi ile hesaplanması. Ölçümler Şekil 2.11 örneği üzerinde gerçekleştirilmiştir. Alan değerleri, örnek üzerinde hesaplamaların nasıl yapıldığı göstermek amacıyla yaklaşık olarak alınmıştır.

Tüm alan üzerindeki ortalama yağış miktarı veya derinliği (cm)=

$$\frac{\sum A_i * P_{i,ortalama}}{\sum A_i} = \sum W_i * P_{i,ortalama}$$

$$W_i = \text{Alanların ağırlığı} = \frac{A_i}{\sum A_i}$$

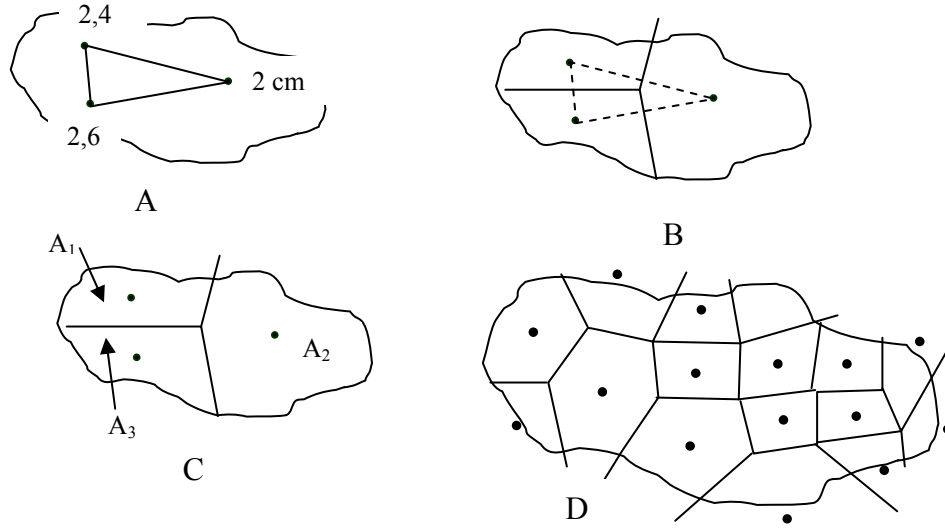
P_{i,ortalama}=Her bir eş yağış eğrisi arasındaki alana düşen ortalama yağış miktarı (cm)

A_i= Alan (km²)

Eş yağış eğrileri günümüzde kolaylıkla bilgisayar ortamında SURFER gibi çizim programları kullanılarak oluşturulabilir. Bu işlemi yapabilmek için istasyon koordinatları ve istasyonlara ait belirli dönemlere ait (aylık, yıllık) ortalama yağış miktarları programa veri olarak sunulmalıdır. Eş yağış eğrileri arasındaki alan planimetre ile ölçülür.

Thiessen metodunda ise, yağışölçer istasyonları merkez olarak kullanılarak, inceleme alanı poligonal alt bölgelere ayrılır. Her bir istasyonun bulunduğu alt bölgenin tüm

alandaki ağırlığı kullanılarak tüm havzaya düşen ortalama yağış hesaplanır. Bu yöntemde drenaj havzası üzerine yağışölçer istasyonları yerleştirildikten sonra yağış miktarları yanlarına işlenir. Harita üzerinde birbirlerine yakın istasyonlar çizgi ile birleştirilir. İki istasyon arasındaki hattın orta noktasından dikler çıkılarak poligonlar oluşturulur. Çizime ortada bulunan istasyonla başlamak ve poligon ağını dışa doğru geliştirmek en iyi uygulamadır. Daha sonra her bir poligonun alanı ölçülerek istasyonlara ait ağırlıklar belirlenir ve bu bilgiler yardımıyla drenaj alanına düşen ortalama yağış miktarı hesaplanır. Bu metot orografik etkilerden dolayı dağlık alanlar için uygun değildir. Bunun nedeni dağlık alanlarda bir sırta önemli miktarda yağış düşerken diğer sırta az miktarda yağış düşebilmesidir. Böyle bölgelerde Thiessen ve isohyete yöntemi yanlış sonuçlar verebilir. Bitki örtüsü etütleri ile sahada kurak ve nemli yamaçlar tespit edilebilir ve bu bilgiler eş yağış eğrileri ile birlikte yorumlanarak doğru tahminler yapılabilir. Thiessen ağı, belirli bir yağışölçer konfigürasyonu için sabittir, fakat yağışölçerlerden birinin yeri değiştirilirse poligonlar yeniden oluşturulmalıdır (Şekil 2.12).



Şekil 2.12. Thiessen yöntemi ile poligonların oluşturulması. A) Birbirine yakın yağışölçer istasyonlarının çizgi ile birleştirilmesi. B) Her bir hattın orta noktasından dik çizgilerin çizilmesi ve poligonların birleştirilmesi. C) Thiessen ağırlıklarının hesaplanması (A₁, A₂, A₃...). D) Tamamlanmış bir poligon ağı örneği.

P_i (cm)	A_i (km ²)	$W_i = A_i/A_T$	$P_i * W_i$
2	4,0	0,488	0,976
2,4	2,0	0,243	0,583
2,6	2,2	0,268	0,696
Toplam	8,2		2,25 cm Toplam ortalama yağış

Tablo 2.3. Ortalama yağışın Thiessen metodu ile hesaplanması. Şekil 2.12’de verilen örnek üzerinde uygulanmıştır.

$$\text{Tüm alana düşen ortalama yağış} = \frac{\sum A_i * P_i}{\sum A_i} = \sum W_i * P_i$$

2.2.2. Ortalama yıllık yağış verilerin değerlendirilmesi ve yorumlanması

Su bütçesi analizlerinde çoğunlukla ortalama yıllık yağış verilerine ihtiyaç duyulur. Bir havzadaki yeraltı su seviyesinin değişiminin değerlendirilmesinde, akiferlerin beslenme ve boşalım miktarlarındaki değişkenliklerin yorumlanmasında ve akiferlerin emniyetli verimlerinin hesaplanmasında ortalama yıllık yağış verileri kullanılır. Kaynak beslenimlerinin ve boşalımının ve kuyu hidrograflarının yorumlanmasında aylık ortalama yağış değerleri de kullanılabilir. Bir havzada farklı rasat yıllarına ait ortalama yağış verilerinde bazı dönemlerde kuraklık veya aşırı yağışlar nedeniyle genel ortalamadan sapmalar meydana gelebilir. Bu sapma miktarlarının değerlendirilmesi de su kaynaklarının emniyetli bir şekilde yönetilmesinde gereklidir.

Balıkesir-Bigadiç Kocadere Havzasında 1987-2005 rasat dönemine ait 3 yağış istasyonundan alınan yıllık toplam yağış miktarları Tablo 2.4’de verilmiştir. Bu bilgileri kullanarak örnek havzadaki yıllık yağış miktarının uzun yıllar ortalaması, yıllık yağış miktarındaki değişkenlik derecesi, yıllık yağış miktarlarının alt ve üst emniyetli miktarları ve eklenik sapma eğrileri oluşturulacaktır.

Rasat Yılları	Yıllık Toplam Yağış (P _i , mm)	Sapma (mm) (ΔP _i =P _i -P _{ortalama})	Eklenik Sapma (mm) (ΔP _{i, eklenik} =ΔP _{i-1, eklenik} + ΔP _i)
1987	629,30	50,48	50,48
1988	536,00	-42,82	7,66
1989	442,70	-136,12	-128,46
1990	483,10	-95,72	-224,18
1991	661,10	82,28	-141,91
1992	403,70	-175,12	-317,03
1993	536,90	-41,92	-358,95
1994	491,40	-87,42	-446,37
1995	646,60	67,78	-378,59
1996	524,00	-54,82	-433,41
1997	541,00	-37,82	-471,23
1998	810,10	231,28	-239,95
1999	820,00	241,18	1,23
2000	516,60	-62,22	-60,99
2001	506,10	-72,72	-133,72
2002	760,30	181,48	47,76
2003	625,70	46,88	94,64
2004	543,30	-35,52	59,12
2005	519,70	-59,12	0,00
P_{ortalama} (mm)	578,82		
Standart sapma (σ)	117,53		
Değişim katsayısı (Cv)	0,203		
Alt emniyet sınır (P_{ortalama} - σ), mm	461,29		
Üst emniyet sınır (P_{ortalama} + σ), mm	696,35		

Tablo 2.4. Balıkesir-Bigadiç Kocadere Havzasında 1987-2005 rasat dönemine ait yıllık toplam yağış verileri (Acar ve diğ., 2005).

19 yıllık dönemde havzada meydana gelen ortalama yıllık yağış miktarı tüm rasat yıllarına ait yağış verilerinin aritmetik ortalamasıdır.

$$P_{\text{ortalama}} (\text{cm}) = \frac{\sum_{i=1}^{n=19} P_i}{n} = \frac{10997,60}{19} = 578,82 \text{ mm}$$

Burada P_i , rasat yılına ait toplam yağış miktarını (mm) n, ise toplam rasat yılını temsil etmektedir.

Yıllık toplam yağış miktarlarının yıllık ortalama yağış miktarından sapma miktarları standart sapma ile hesaplanır.

$$\text{Standard sapma} = \sigma = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (P_i - P_{ortalama})^2} = 117,532 \text{ mm}$$

% 68 güven aralığında yıllık ortalama yağışın emniyetli alt ve üst sınırları;

$$\text{Alt emniyetli sınır} = P_{ortalama} - \sigma = 578,82 - 117,532 = 461,29 \text{ mm}$$

$$\text{Üst emniyetli sınır} = P_{ortalama} + \sigma = 578,82 + 117,532 = 696,35 \text{ mm}$$

Havzadaki yağış istasyonlarının düzenli yağışa sahip olup olmadığını belirlenmek için değişim katsayısını hesaplamak gerekir. Boyutsuz bir kavram olması nedeniyle diğer istasyonlarla da karşılaştırma olanağı sağlar. Değişim katsayısı (C_v), rasat dönemindeki yıllık ortalama yağış miktarının standart sapmasının aritmetik ortalamasına oranıdır.

$$C_v = \frac{\sigma}{P_{ortalama}} = \frac{117,532}{578,82} = 0,203$$

Değişim katsayısı küçük olan istasyonlar daha düzenli yağış alan ve yağış rejimi en iyi olan alanı temsil eder. Bu tür istasyonların civarında bulunan su kuyularında yeraltı suyu seviyelerindeki değişimler de daha düzenli meydana gelir.

Kümülatif (eklenik) sapma eğrisi, zamana göre yıllık yağışların ortalama yıllık yağıştan sapma değerlerinin matematik toplamını (kümülatif) gösteren eğridir. Akiferlerin yıllık yeraltı suyu bilançolarının hazırlanmasında, akiferlerin yıllık boşalım ve beslenme miktarlarının yorumlanmasında; ortalama yıllık yağış ve ortalama yıllık yağıştan eklenik sapma eğrisi değerlerine öncelikle ihtiyaç duyulmaktadır. Yağış verilerinin değerlendirilmesinde mutlaka bu çalışmaların yapılması gerekir.

Eklenik sapma eğrilerin oluşturulmasında izlenecek yolu ve hesaplamaları Tablo 2.4'de verilen bir örnek havza üzerinde yürütelim. Bu tür hesaplamalar Excel programında kolaylıkla yapılabilir. Hesaplamalarda ilk adım olarak,

1. Yağış istasyonlarına ait yıllık toplam yağışların aritmetik ortalaması alınır.
2. Daha sonra, rasat süresi boyunca yıllık yağışların yıllık ortalama yağış miktarından olan sapmaları hesaplanır. Bu işlem her yıl için ayrı yapılır (Tablo 2.4).

$$\Delta P_i = P_i - P_{ortalama}$$

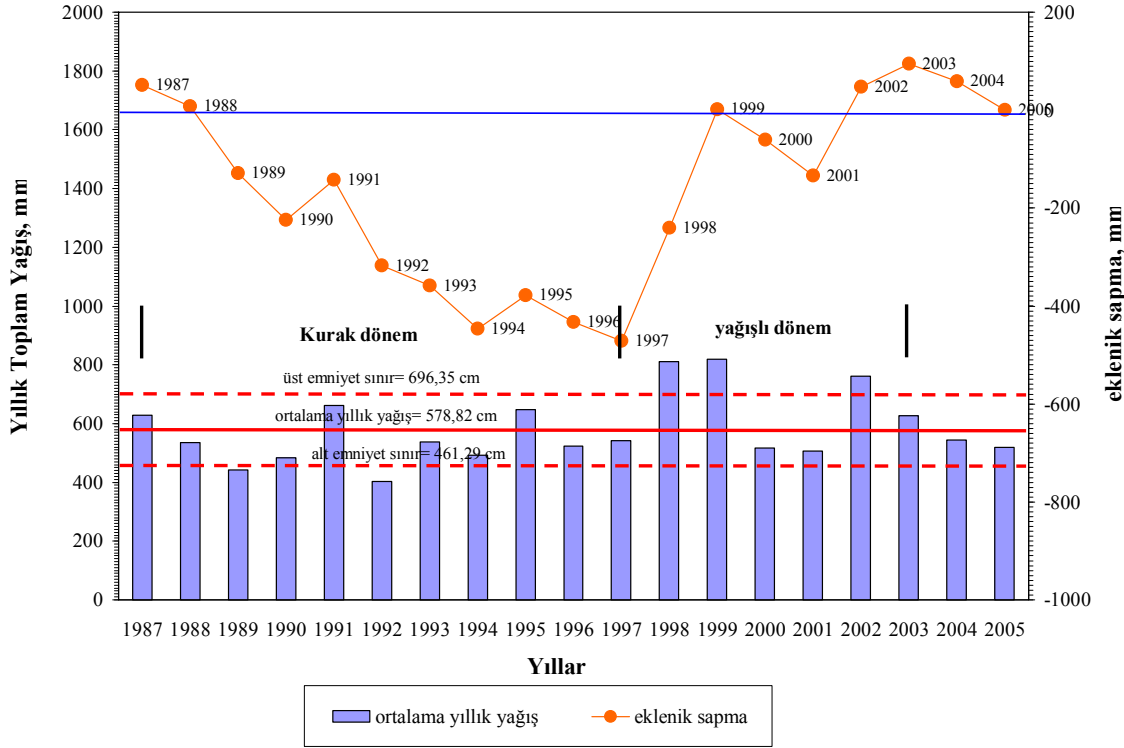
Burada ΔP ortalama yıllık yağıştan olan sapma miktarını, i ise ait olduğu yılı temsil etmektedir.

3. Hesaplanan sapma değerlerinin yıllara göre kümülatif toplamından eklenik sapma değerleri hesaplanır ve yıllara göre değişimi grafiklenir.

$$\Delta P_{i,eklenik} = \Delta P_{i-1,eklenik} + \Delta P_{i-1}$$

Burada $\Delta P_{i,eklenik}$ belirli bir yıla(i) kadar olan kümülatif(eklenik) sapma miktarını temsil etmektedir.

Eklenik sapma eğrisi ile yıllık toplam yağış miktarları aynı grafikte, eklenik sapma eğrisi üstte yıllık toplam yağış miktarları ise altında yer alacak şekilde grafiklenir (Şekil 2.13). Grafikte görüldüğü gibi 1987-1997 ve 1999-2001 yılları arasında eklenik sapma miktarı azalmaktadır. Bu dönem kurak dönemi temsil etmektedir. 1997-1999 ve 2001-2003 arasında eklenik sapmadaki artış ise yağışlı dönemi temsil etmektedir.

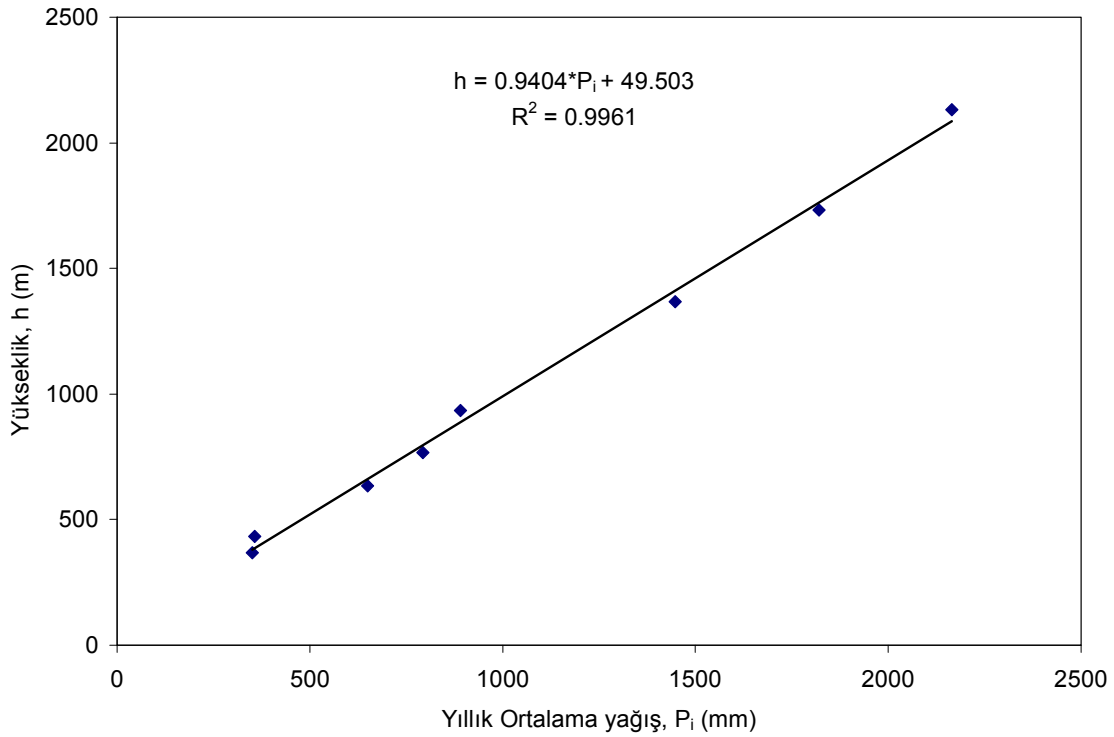


Şekil 2.13. Balıkesir-Bigadiç Kocadere Havzasına ait yıllık toplam yağışın ve eklenik sapmanın zamana göre değişim grafiği.

2.2.3. Orografik denklemin belirlenmesi

Orografik denklem bir havzada yağışın yüksekliğe bağlı değişimini ifade eder. Orografik (Topoğrafik) etkilerden dolayı havzada meydana gelen yağışın her yerde düzenli bir dağılım göstermesi beklenemez. Ortalama yıllık yağış miktarlarının hesaplanmasında orografik etkilerden kaynaklanan hataları gidermek için bir havzada yağışın yükseklikle değişimini bilmek gerekmektedir. Bu ancak incelenen havzada mevcut yağışölçüm istasyonlarının havzadaki yükseklik farklılığını temsil edecek şekilde yerleştirilmiş olması ile sağlanabilir. Ancak bu, teknik zorluklar nedeniyle her zaman mümkün olmayabilir. Yüksek kotlarda meydana gelen yağış miktarları bazen benzer yağış rejimine ve topografyaya sahip komşu havzaların orografik denkleminde yararlanılarak tahmin edilebilir. Orografik denklemin hesaplanabilmesi için ilk olarak farklı kotlarda bulunan istasyonlardaki yıllık ortalama yağış miktarlarına ihtiyaç vardır. Bu verilerin x-y dağılım

grafikleri oluşturulur. Daha sonra regresyon analizi yapılarak iki değişken arasındaki korelasyon belirlenmeye çalışılır. Bu işlem Excel'de çok hızlı bir şekilde yapılabilir. Şekil 2.14'de bir havzada yükseklik ve ortalama yıllık yağış miktarı arasındaki ilişki grafiklenmiştir. Doğrusal regresyon analizi ile edilen orografik denklem ayrıca verilmiştir. Doğrunun eğimi havzanın fiziksel ve hidrolojik özelliklerine bağlı olarak değişebilir, çünkü bir havzaya düşen yağış miktarı birçok faktöre bağlıdır. Orografik denklemden yararlanılarak istasyonların bulunmadığı kotlar arasındaki yağış miktarlarını tahmin etmek mümkündür.



Şekil 2.14. Bir havzaya ait orografik denklemin belirlenmesi.

2.3. Buharlaşma ve Terleme

Buharlaşma, hidrolojik döngüde su transferinin ana sürecini oluşturmaktadır. Sıvı yada katı fazda olan suyun su buharı haline dönüşmesi ve atmosfere karışması sürecine buharlaşma denir. Solar radyasyon, buharlaşmanın meydana geldiği yüzey ile onu üzerleyen hava arasındaki buhar basıncı farklılığı, sıcaklık, rüzgar hızı ve atmosferik

basınç gibi meteorolojik faktörler ve buna ek olarak enlem, yükseklik, buharlaşma yüzeyinin tabiatı ve buharlaşan suyunun kimyası gibi diğer faktörler buharlaşmayı denetler. Buharlaşma miktarı; solar radyasyon, su ve hava arasındaki buhar basıncı farkı ve rüzgar hızı ile doğru orantılı; suyun erimiş tuz içeriği, atmosferik basınç ve havanın nem oranı ile ise ters orantılıdır.

Terleme veya transpirasyon ise bitkilerin kökleri ile aldıkları suyu yaprakları ile atmosfere su buharı şeklinde bırakmalarınıdır. Bitkilerin kökleri doymayan ortamlardaki topraktan ve hatta eğer yeraltı su tablası yüzeye yakınsa doymayan ortamlardan da su almaktadırlar (Bazı ağaçlar 10 m veya daha uzun köklere sahiptirler). Bitkilerin bu terleme olayı topraktaki su oranını azaltmaktadır. Toprağın nem oranının belli bir seviyenin altına düşmesi durumunda bitkiler artık topraktan su alamazlar. Toprağın sahip olduğu bu nem oranına solma noktası denir ve her bitki için bu değer farklıdır.

Evapotranspirasyon (ET) ise kısaca su buharının bitkilerin yüzeyinden ve topraktan olan birleşik kaybına denir. Saha koşullarında buharlaşmayı terlemeden tamamen ayırmak mümkün değildir. Aslında hidrolojik bütçe analizlerinde önemli olan su havzasından olan toplam su kaybının veya evapotranspirasyonun bilinmesidir. Serbest su yüzeyinden meydana gelen buharlaşma miktarının, bitki terlemesi ile oluşan su kaybının yada zemin neminin buharlaşma miktarının ayrı ayrı bilinmesi önemli değildir.

Arazi şartlarında belirli bir alanda ve zaman biriminde serbest su yüzeyinden, kar kütlesinden, topraktan ve bitkilerden meydana gelen toplam su kaybına gerçek yada toplam evapotranspirasyon denir. Bir havzadaki meteorolojik şartlar tarafından sınırlanan maksimum su kaybına ise potansiyel evapotranspirasyon denir. Toprağın sınırsız oranda nem içeriğine sahip olması durumunda hesaplanan potansiyel ET gerçek ET'ye eşittir ve maksimum buharlaşma miktarını temsil eder. Toprağın suyu depolama kapasitesinin sınırlı olması durumunda ise gerçek evapotranspirasyon potansiyel evapotranspirasyondan daha küçüktür. Potansiyel ET yağıştan fazla olduğu aylarda, su

ihtiyacının bir bölümü toprakta depolanmış sudan karşılanır. Mevcut su içeriği tükendiği zaman gerçek buharlaşma yağış miktarı ile sınırlı kalır.

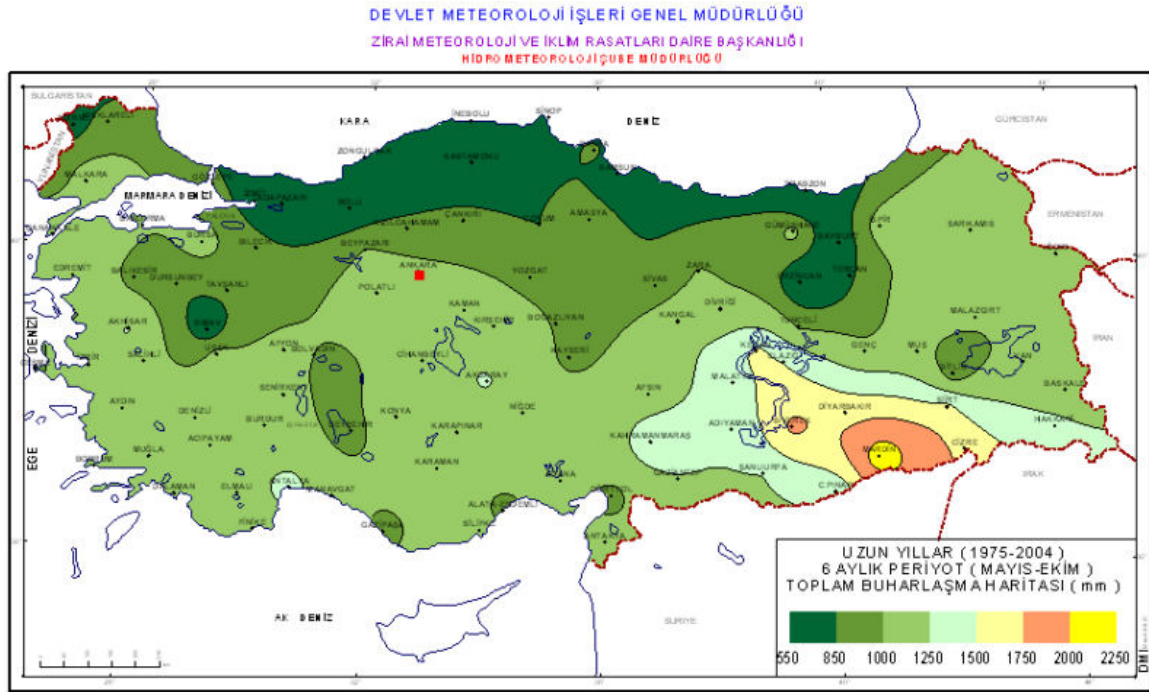
Buharlaşma miktarı birim zamanda birim yüzey alanından buharlaşan su miktarıdır. Buharlaşma miktarı genellikle tüm alandan birim zamanda buharlaşan suyun kapladığı derinliğe eş değerdir. Birim zaman genelde bir gündür. Buharlaşma miktarı mm cinsinden okunur. Buharlaşma miktarları doğrudan aletlerle ölçülür veya ampirik formüller kullanılarak hesaplanır. Don mevsimi boyunca buharlaşma ölçüm aletlerinin kullanılmaması nedeniyle, bu mevsimdeki buharlaşma miktarlarının bulunmasında ampirik metotlardan faydalanılır. Bu metotlardan en sık kullanılanları ileri kısımlarda ayrıntılı ele alınacaktır.

Geniş serbest su yüzeylerinden meydana gelen buharlaşma standart tavalar yardımıyla doğrudan ölçülebilir. Tava metodu, en ucuz yöntemdir ve çoğunlukla yıllık buharlaşma hakkında iyi tahminler sunar. Ancak, tavalarda su derinliğinin az olması, boyutlarının küçük olması ve ayrıca tavanın ısınmasından doğabilecek kayıplar nedeniyle gerçekten daha fazla buharlaşma meydana gelir. Bu nedenle tavalardan elde edilen buharlaşma değerlerinin belli katsayılar kullanılarak düzeltilmesi gereklidir. Her çeşit tava için farklı katsayı kullanmamak için standart tavalara geliştirilmiştir. Bunlardan bir tanesi ve en yaygın olanı "Class A Pan" US Weather Bureau tarafından yapılan 112,9 cm yada 120,7 cm çaplarında, 25,4 cm derinliğinde bir standart tavadır (Şekil 2.15). Tava, tahtalar yardımıyla zeminden 30 cm yukarı yerleştirilir ve su seviyesi üstten 5 cm aşağıdadır (referans seviyesi). Tavadaki su seviyesi referans seviyesinden 2,5 cm den fazla aşağı düşerse tavaya ilave su eklenerek referans seviyesine getirilir. Tavadaki su seviyesi her gün ölçülür. Tavaya eklenen su, yağış miktarı ve su seviyesindeki azalma not edilir. Aşırı ve şiddetli yağışların olduğu yerlerde tavalara iyi sonuç vermez. Ölçüme uygulanacak düzeltme tava katsayısı ölçümün yapıldığı bölgenin iklimine ve bitki örtüsüne bağlı olarak değişir. Bu tava yardımıyla bulunan buharlaşma genelde 0.70 ile çarpılarak buharlaşma miktarı hesaplanır. Buharlaşma havuzları rasat parklarının yağış, rüzgar ve güneş almaya müsait yerlerine kurulur.



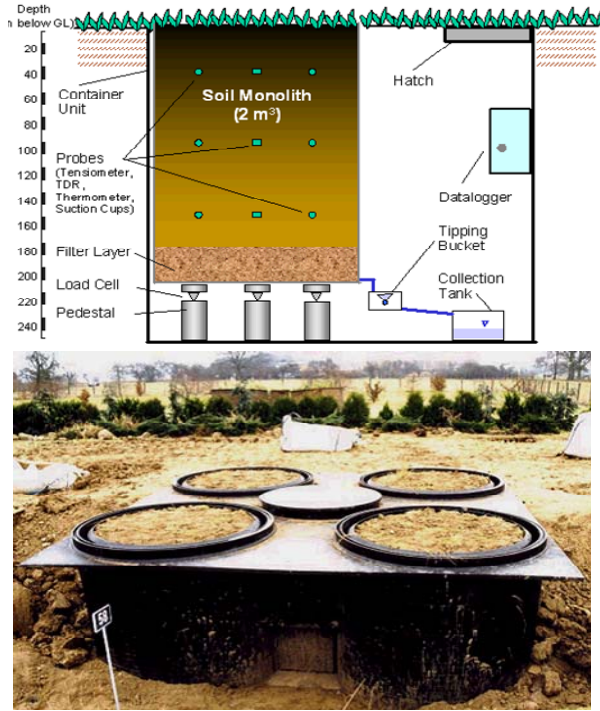
Şekil 2.15. Class A tip buharlaşma tavası (<http://www.crh.noaa.gov>).

Meteoroloji Genel Müdürlüğü bünyesinde çalışan 265 büyük klima istasyonununun 178 tanesinde açık su yüzeyinde buharlaşma ölçümü yapılmaktadır. Türkiye'nin uzun yıllar (1975-2004) 6 aylık periyot (mayıs-ekim) toplam buharlaşma haritası Şekil 2.16'de gösterilmektedir. Türkiye'nin Mayıs-Ekim uzun yıllık buharlaşma miktarlarının alansal dağılımı, Güney Doğu Anadolu'da buharlaşmanın fazla olduğunu göstermektedir.



Şekil 2.16. Türkiye'nin 1975-2004 yılları arasında 6 aylık periyotta (Mayıs-Ekim) toplam buharlaşma (mm) haritası.

Bitkilerin terlemesi ile uzaklaşan su miktarını kesin bir şekilde hesaplamak oldukça güçtür. Bunun nedeni, birçok değişkenin bu süreçte yer almasıdır ve terleme değerlerinin bir bölgeden diğerine çok değişken olmasıdır. Terleme, laboratuvarlarda buharlaşmanın önlediği ve su kaybının teraziler ile ölçülmesine dayanan tanklar kullanarak yapılabilir. Geniş ölçekli havzalarda, terleme miktarının hesaplanması mevcut koşullar altında imkansız gibidir. Arazide terleme ölçümleri, lizimetre kullanarak yapılır. Lizimetreler; su bütçesinin korunduğu, üzeri çimen yada ekin ile kaplı, içi toprakla doldurulmuş ve yeraltına gömülmüş silindirik tanklardır (Şekil 2.17). Terleme, bitki örtüsü ile kaplı alanların su bütçe hesaplamalarında önemli bir parametredir. Terleme miktarı bitki türü, sayısı, toprak nemi ve çeşidi, mevsim, sıcaklık, ortalama yıllık yağış gibi birçok faktöre bağlıdır. Bu nedenle, kesin bir ölçüm yapmak çok zordur. Birçok durumda, hidrojeologlar için toplam buharlaşma-terlemeyi (bitkilerden olan terleme + buharlaşma) bilmek daha önemlidir.



$$E_T = S_i + P_R + I_R - S_f - D_E$$

E_T = bir döneme ait buharlaşma ve terleme

S_i = zemin suyunun başlangıçtaki hacmi

P_R = Lizimetreye düşen yağış

I_R = Lizimetreye eklenen sulama suyu

S_f = zemin suyunun son hacmi

D_E = zeminden süzülen fazla su

Şekil 2.17. Lizimetre düzeneği ve ET için düzenekteki su bütçesi (http://www.regional.org.au/au/asssi/supersoil2004/s15/oral/1083_meissnerr.htm).

2.3.1 Potansiyel evapotranspirasyonun hesaplanması

Bir drenaj havzasından meydana gelen gerçek evapotranspirasyon miktarı ilk olarak sınırsız su mevcudiyeti varsayılarak hesaplanan potansiyel evapotranspirasyonun (PET) belirlenmesiyle başlar. Daha sonra, toprakta gerçekte mevcut bulunan nem miktarı dikkate alınarak PET değeri düzeltilir. Potansiyel evapotranspirasyonu hesaplamak için geliştirilen birçok teorik ve ampirik model vardır: Penman, Thorthwaite, Turc ve zirai uygulamalar için geliştirilen Blaney-Criddle metotları gibi. Aşağıda, hidrolojik çalışmalarda sıklıkla kullanılan bu metotlardan iki tanesi ele alınmıştır.

2.3.1.1. Penman yöntemi ile potansiyel evapotranspirasyonun hesaplanması

Penman'ın kütle taşınımı ve enerji bütçesi teorilerini birleştirerek geliştirdiği metot, iklimsel veriler kullanılarak potansiyel evapotranspirasyonun tahmininde kullanılan en yaygın ve güvenilir yaklaşımlardan biridir. Penman formülü; evapotranspirasyonun (ET) meydana geldiği yüzey tarafından kazanılan ısınımsal enerji miktarı ile doğrudan bağlantılı olduğunu göstermektedir.

$$ET = \frac{\Delta H + 0,27E}{\Delta + 0,27}$$

Burada;

ET - Günlük potansiyel evapotranspirasyon değeri (mm.su.gün⁻¹)

Δ - Mutlak sıcaklıktaki havanın doygun su buharı basıncı grafiğinin eğimi(mmHg/°F). Bu değer Şekil 2.18'den okunabilir.

E- günlük buharlaşması (mm)

H - Buharlaşma yüzeyinde kullanılan güneş enerjisi miktarı (mm.su.gün⁻¹)

E ve H aşağıdaki formüller yardımıyla hesaplanabilir:

$$E = 0,35(e_a - e_d)(1 + 0,0098u_2)$$

Burada;

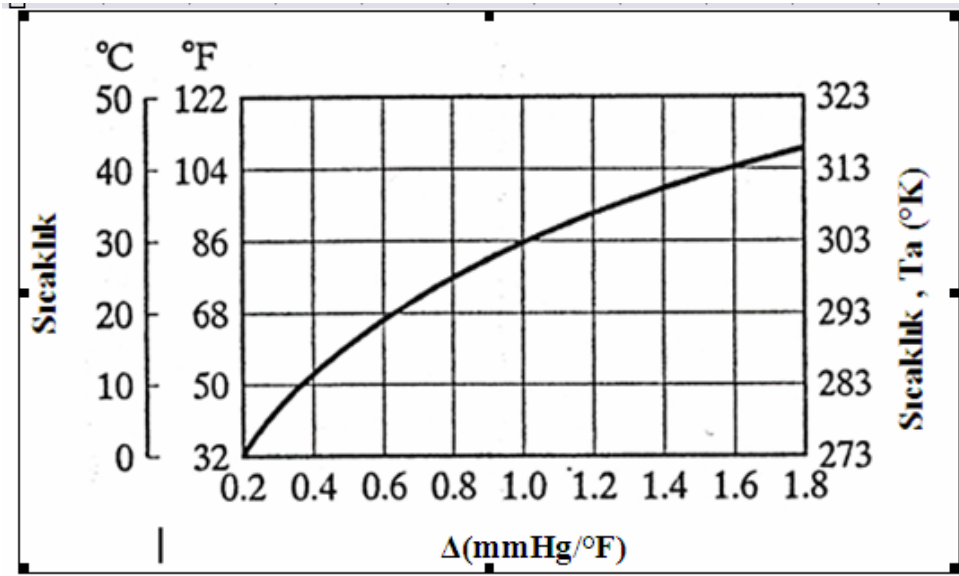
u_2 = Yüzeyden 2 metre yükseklikteki rüzgarın günlük ortalama hızı (mil/gün)

e_a = Ortalama hava sıcaklığında doymuş su buharı basıncı (mmHg). Bu değer Şekil 2.19'den okunabilir.

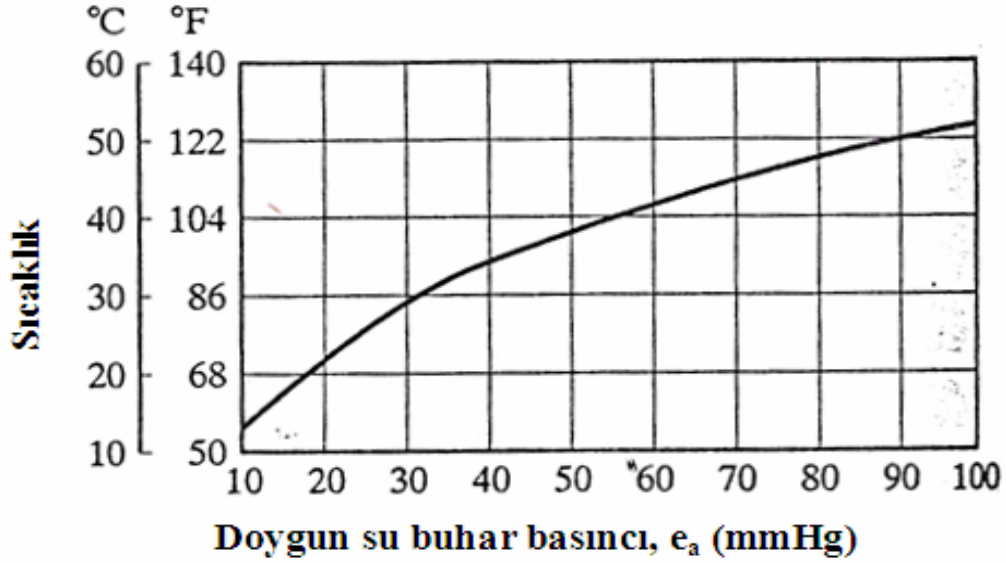
e_d = Havanın çığlaşma noktasındaki doymuş buhar basıncı (mmHg)

$$e_d = R_H * e_a$$

R_H = Havanın aylık ortalama bağıl nem değeri (boyutsuz)



Şekil 2.18. Penman denkleminde kullanılan Δ ile sıcaklık ilişkisi (Viessman & Lewis, 2003'den değiştirilmiştir).



Şekil 2.19. Doygun su buharı basıncı (e_a) ile sıcaklık arasındaki ilişki (Viessman & Lewis, 2003'den değiştirilmiştir).

Buharlaştırma yüzeyinde kullanılan güneş enerjisi miktarını hesaplamak için kullanılan denklem:

$$H = R(1-r)(0,18+0,55S) - B(0,56 - 0,092e_d^{0,5})(0,10+0,90S)$$

Burada;

$S = n/N =$ gerçek güneşlenme süresinin(n) olası maksimum güneşlenme süresine(N) oranı (boyutsuz)

$R =$ Aylık ortalama atmosfer üstü güneş enerjisi miktarı (mm.su.gün^{-1}). Bu değer, Türkiye'nin bulunduğu enlemlere göre her ay için Tablo 2.5'den bulunabilir.

$r =$ Yansıtma yüzeyinin tahmini yüzdesi. Yansıtma katsayısının tipik değerleri 0,05 ile 0,12 arasında değişmektedir.

$B =$ Sıcaklığa bağlı bir katsayı. Aşağıdaki formül yardımıyla hesaplanır.

$$B = \sigma T_a^4$$

Burada;

$\sigma =$ Boltzman katsayısı ($2,01 \times 10^{-9} \text{ mm/gün}$)

$T_a =$ Sıcaklık ($^{\circ}\text{K}$)'dır.

Enlem	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0°K	14,5	15,0	15,2	14,7	13,9	13,4	13,5	14,2	14,9	15,0	14,6	14,3
10 °K	12,8	13,9	14,8	15,2	15,0	14,8	14,8	15,0	14,9	14,1	13,1	12,4
20 °K	10,8	12,3	13,9	15,2	15,7	15,8	15,7	15,3	14,4	12,9	11,2	10,3
30 °K	8,5	10,5	12,7	14,8	16,0	16,5	16,2	15,3	13,5	11,3	9,1	7,9
36 °K	7,0	9,2	11,9	14,3	16,2	16,7	16,4	14,9	12,6	10,2	7,5	6,4
38 °K	6,4	9,7	11,6	14,1	16,2	16,8	16,4	14,8	12,3	9,8	7,1	6,0
40°K	6,0	8,3	11,0	13,9	15,9	16,7	16,3	14,8	12,2	9,3	6,7	5,5
42 °K	5,8	8,1	10,8	13,8	16,0	16,9	16,4	14,5	11,6	9,0	6,4	5,0
50 °K	3,6	5,9	9,1	12,7	15,4	16,7	16,1	13,9	10,5	7,1	4,3	3,0
60 °K	1,3	3,5	6,8	11,1	14,6	16,5	15,7	12,7	8,5	4,7	1,9	0,9

Tablo 2.5. Aylık ortalama atmosfer üstü güneş enerjisi miktarı (mm.su.gün⁻¹) (Viessman & Lewis, 2003'den değiştirilmiştir).

Sonuçta, hesaplanan değerlerin Penman formülünde yerine konulması ile bölgenin günlük potansiyel evapotranspirasyon değeri mm.su.gün⁻¹ olarak belirlenir. Her ayın gün sayısı göz önüne alınarak aylık, aylık değerlerin toplamı ile de yıllık potansiyel evapotranspirasyon değeri bulunur.

2.3.1.2. Thornthwaite metodu ile potansiyel evapotranspirasyonun hesaplanması

Thornthwaite, potansiyel evapotranspirasyon terimini bitki kullanımı için toprakta hiçbir zaman su noksanlığı olmadığında meydana gelecek su kaybı olarak tanımlamıştır. Bu, sistemin evapotranspirasyon ile kaybedeceği su miktarının üst sınırı temsil etmektedir. Thornthwaite metodu, bitki yoğunluğu ve büyümesinin etkilerini dikkate almayıp, yalnızca meteorolojik koşullara bağlı olarak potansiyel evapotranspirasyonu (ET) hesaplamaktadır. Bu metotta hesaba katılan iki ana faktör aylık ortalama hava sıcaklığı ve gün ışığı saatidir. Özellikle nemli bölgelerde yıllık potansiyel ET'nin tahmininde başarılı

sonuçlar verir. Potansiyel evapotranspirasyonun tahmini aylık düzeyde aşağıdaki eşitlik yardımıyla hesaplanır:

$$PET_m = 16N_m \left(\frac{10T_m}{I} \right)^a \text{ mm}$$

Burada m ayları (1, 2, 3...12), N_m gün ışığı saati ile ilişkili aylık enlem düzeltme katsayısını (Tablo1.6), T_m aylık ortalama hava sıcaklığını ($^{\circ}\text{C}$), I yıllık ısı indeksi, a sabit katsayıyı temsil etmektedir.

$$I = \sum i_m = \sum \left(\frac{T_m}{5} \right)^{1,514} \quad m = 1 \dots 12$$

$$i_m = \left(\frac{T_m}{5} \right)^{1,514} \quad T_m > 0$$

$$i_m = 0 \quad T_m \leq 0$$

ve

$$a = 6.7 \cdot 10^{-7} \cdot I^3 - 7.7 \cdot 10^{-5} \cdot I^2 + 1.8 \cdot 10^{-2} \cdot I + 0.49$$

Bu yöntemde, iklim istasyonunda kaydedilen ölçümlerden aylık ortalama hava sıcaklıkları hesaplanarak yılın her ayı için potansiyel evaporasyon tahmini yapılabilir. Penman metodu ile karşılaştırıldığında Thornthwaite değerleri potansiyel ET miktarını abartma eğerilimdedir. Bu özellikle, yüksek sıcaklıklı yaz aylarında belirgindir. Halbuki, Penman tahmini diğer meteorolojik faktörleri de hesaba katmaktadır.

AYLAR												
Enlem	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
4 °N	0,88	0,85	1,03	1,09	1,20	1,20	1,22	1,16	1,03	0,97	0,87	0,86
35 °N	0,87	0,85	1,03	1,09	1,21	1,21	1,23	1,16	1,03	0,97	0,86	0,85
36 °N	0,87	0,85	1,03	1,10	1,21	1,22	1,24	1,16	1,03	0,97	0,86	0,84
37 °N	0,86	0,84	1,03	1,10	1,22	1,23	1,25	1,17	1,03	0,97	0,85	0,83
38 °N	0,85	0,84	1,03	1,10	1,23	1,24	1,25	1,17	1,04	0,96	0,84	0,83
39 °N	0,85	0,84	1,03	1,11	1,23	1,24	1,26	1,18	1,04	0,96	0,84	0,82
40 °N	0,84	0,83	1,03	1,11	1,24	1,25	1,27	1,18	1,04	0,96	0,83	0,81
41 °N	0,83	0,83	1,03	1,11	1,25	1,26	1,27	1,19	1,04	0,96	0,82	0,80
42 °N	0,82	0,83	1,03	1,12	1,26	1,27	1,28	1,19	1,04	0,95	0,82	0,79

Tablo 2.6. Potansiyel evapotranspirasyon enlem düzeltme katsayıları

Tablo 2.7’de Thornthwaite metodu ile potansiyel ve gerçek evapotranspirasyonun hesaplanmasında yürütülen hesaplamalar sunulmuştur. Hesaplamalar, Erzincan ilinde (39 N enlemi) 1945-1998 yılları arasında ölçülen aylık ortalama hava sıcaklık ve yağış verilerini kullanarak gerçekleştirilmiştir. Bu hesaplamalara ek olarak Erzincan ili hidrolojik bilançosu çıkartılmıştır ayrıca potansiyel ve gerçek evapotranspirasyon diyagramı (Şekil 2.20) oluşturulmuştur. Bu hesaplamalar Excel programında hızlı ve basit bir şekilde yapılabilir. Mart ayı (III) için yapılan hesaplamalar örnek olarak aşağıda verilmiştir. Topraktaki faydalı su yedeği 100 mm olarak varsayılmıştır.

$$i_{III} = \left(\frac{T_{III}}{5} \right)^{1,514} = \left(\frac{3,40}{5} \right)^{1,514} = 0,56, \quad N_{III} = 1,03; \quad 39 \text{ N enlemi için, } I = \sum i_m = 50,57$$

$$a = 6,7 * 10^{-7} * 50,57^3 - 7,7 * 10^{-5} * 50,57^2 + 1,8 * 10^{-2} * 50,57 + 0,49 = 1,29$$

$$PET_{III} = 16 * 1,03 * \left(\frac{10 * 3,40}{50,57} \right)^{1,29} = 9,89; \quad \text{düzeltilmiş } PET_{III}$$

$$\text{gerçek } ET_{III} = PET_{III} = 9,89; \quad PET_m < P_{III}$$

ERZİNCAN	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Toplam
T °C	-3,60	-1,70	3,40	10,40	15,50	19,70	23,70	23,70	18,90	12,00	5,40	-0,4	
İ	0,00	0,00	0,56	3,03	5,55	7,97	10,55	10,55	7,49	3,76	1,12	0,00	50,57
Düzeltilmemiş Potansiyel Evapotranspirasyon (mm)	0,00	0,00	9,60	40,42	67,50	91,87	116,52	116,52	87,11	48,58	17,41	0,00	
Gün ışığı için enlem düzeltme katsayısı (39 N)	0,84	0,83	1,03	1,11	1,24	1,25	1,27	1,18	1,04	0,96	0,83	0,81	
Düzeltilmiş Potansiyel Evapotranspirasyon(mm)	0,00	0,00	9,89	44,86	83,71	114,84	147,98	137,49	90,59	46,64	14,45	0,00	
Yağış (P, mm)	29,3	31,3	38,1	51,9	51,4	31,8	9,8	6,6	13,6	38,6	35,3	29,2	366,90
İhtiyaç duyulan ilave su (mm)					32,31	83,04	138,18	130,89	76,99	8,04			
Bitkilere faydalı su yedeği (mm)	100	100	100	100,00	67,69	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	20,85	50,05	
Su fazlası	29,30	31,30	28,21	7,04	0	0	0	0	0	0	0	0	
Su noksanı						15,35	138,18	130,89	76,99	8,04			
Su Akışı (mm)	29,30	31,30	28,21	7,04									95,84
Gerçek Evapotranspirasyon	0,00	0,00	9,89	44,86	83,71	99,49	9,80	6,60	13,60	38,60	14,45	0,00	321,00

İhtiyaç duyulan ilave su (mm)= Talebi karşılamak için depodan ihtiyaç duyulan sulan sudur =(Yağış - P_{ET}),fark negatif olduğu zaman

Su fazlası, aylık talebi karşılamak için ihtiyaç duyulan yağıştan fazlasıdır. Su fazlası= Yağış - P_{ET}, eğer sonuç > 0 ve faydalı su yedeği arazi kapasitesinde ise.

Su noksanı, yağış ve faydalı su yedeğinin aşan talebini karşılamak için ihtiyaç duyulan su miktarıdır.

Su noksanı= ihtiyaç duyulan su (güncel) – bitkiler için faydalı su yedeği (bir önceki aya ait), fark pozitif olduğu zaman

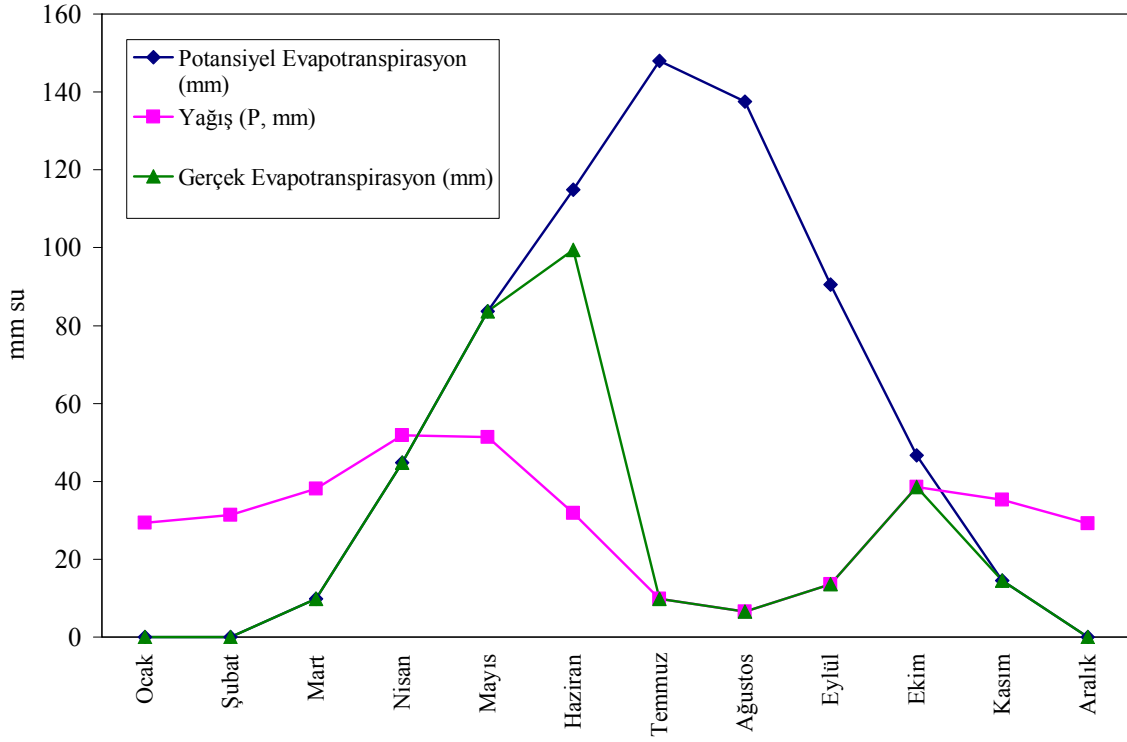
Bitkiler için faydalı su yedeği, toprakta depolanan sudur. Asla 0'dan az yada arazi kapasitesinden fazla olamaz. Bu örnekte arazi kapasitesi 100 mm olarak varsayılmıştır.

Bitkiler için faydalı su yedeği= [(bir önceki ayın faydalı su yedeği) + Yağış- P_{ET}] >arazi kapasitesi ise faydalı su yedeği arazi kapasitesine eşittir. Aksi durumda çıkan sonuca eşittir.

Yüzey akışı, yağış potansiyel evapotranspirasyondan fazla ve faydalı su yedeğinde arazi kapasitesinde olduğu zaman kaybedilen su miktarıdır.

Yüzey akışı= su fazlası (güncel aya ait), eğer faydalı su yedeği arazi kapasitesine eşit ise

Tablo 2.7. Erzincan ili örneği üzerinde Thornthwaite metodu ile potansiyel ve gerçek evapotranspirasyonun hesaplanması ve hidrolojik bilanço.



Şekil 2.20. Erzincan iline ait potansiyel ve gerçek evapotranspirasyon diyagramı.

Bir havzaya düşen toplam yağışın, toplam akıştan farkı alınarak da buharlaşma hesaplanabilir. Bu metot ancak uzun yıllar yağış ve akış ölçümleri var ise güvenilir olabilir (Bknz., 2.1).

2.4. Akış

Akış, bir alana düşen yağışın bir kısmının zemin içerisinde yada yüzeyinden yüzey su kaynaklarına (göller, dereler, nehirler vb.) doğru olan hareketine denir. Akışın düşük geçirgenlikli veya geçici olarak suya doymun zemin yüzeyleri üzerinde yada kanal yakınlarında devamlı olan suya doymun zonlar üzerinde meydana gelen türlerine yüzey akışı; yeraltı su tablası üzerindeki bölgede yüzey altı akışı şeklinde akarsulara boşalan kısmına da iç akış denir. Çoğu amaçlar için akış terimi sadece yüzey akışını ifade etmektedir. Yüzey akışını etkileyen faktörler meteorolojik ve fiziksel etkenler olmak üzere 2 grupta sınıflanabilir. Meteorolojik faktörler, yağışın türü (yağmur, kar vb), şiddeti, miktarı, süresi, drenaj havzası üzerindeki alansal dağılımı, havzada meydana

gelen önceki yağış ve sonuçta oluşan zemin nemi ve evapotranspirasyonu etkileyen diğer şartlardan oluşmaktadır. Yüzey akışını etkileyen fiziksel etkenler ise arazi kullanımı, bitki örtüsü ve bitki örtüsü tarafından yağışın tutulma oranı, zemin türü ve yüzeyin su depolama kapasitesi, drenaj alanı, havza şekli, yükseklik, topografya (özellikle sahanın eğimi, drenaj ağı şekilleri ve havzada akışı önleyen yada geciktiren göller, rezervuarlar gibi depresyon alanlarının varlığı şeklinde tanımlanabilir. Yüzey akışı yağmurun şiddeti, zeminin maksimum doygunluk seviyesini, zeminin suyu absorbe etme hızını (infiltrasyon kapasitesi) aştığında ve tüm yüzey depresyon alanları kapasitesini doldurduğunda meydana gelir. Yüzey akış oranı yağmurun şiddetine ve infiltrasyon oranına bağlıdır. İnfiltrasyon oranı nispeten düşük ve yağmurun şiddeti yüksek ise yüzey akış oranı fazla gerçekleşecektir.

Bir drenaj havzasında meydana gelen akışı ifade etmede yaygın olarak kullanılan ölçü birimi $m^3/yıl$ 'dır. Buna ek olarak akış miktarı($m^3/yıl$) drenaj alanına (km^2) bölünerek tüm havza üzerinde mm su derinliği cinsinden de ifade edilebilir. Bir diğer kullanılan ölçü birimi de $l/s/km^2$ 'dir.

Bir drenaj alanında meydana gelen yağışın ne kadarının akışa geçtiği, akış katsayısı (R_c) ile belirlenir. Bir drenaj havzasının akış katsayısı, drenaj alanı üzerinde meydana gelen ortalama yıllık akışının ortalama yıllık yağışa oranıdır. Farz edelim ki bir akarsuyun yıllık ortalama akımı $R = 10 \times 10^6 m^3/yıl$, drenaj alanına düşen yıllık ortalama yağış ise $500 mm/yıl$, drenaj alanı ise $100 km^2$ olsun. Bu durumda drenaj alanına düşen toplam yıllık yağış $= 0,5 m \times 10 \times 10^7 m^2 = 5 \times 10^7 m^3/yıl$ olur. Drenaj alanın akış katsayısı, $R_c = 10 \times 10^6 / 5 \times 10^7 = 0,2$ elde edilir. Bu değer drenaj alanına düşen yağışın %20 sinin akışa geçtiğini göstermektedir.

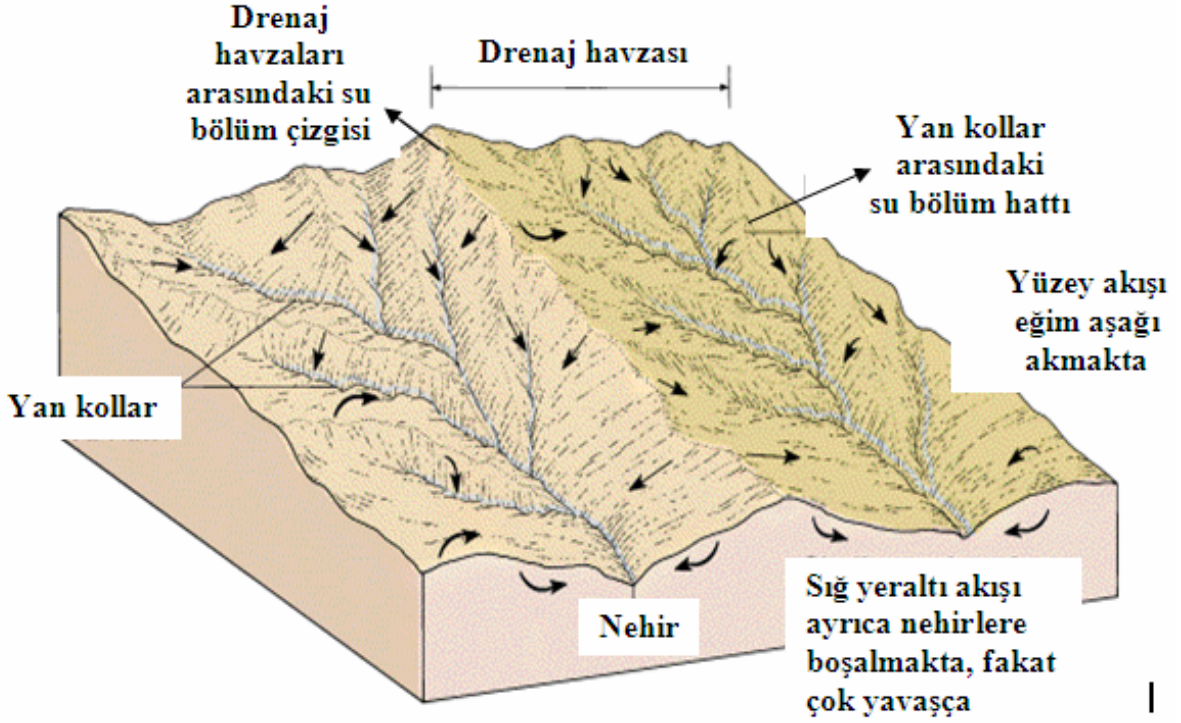
Su havzalarında yürütülen bir çok hidrojeolojik çalışmada, havza içerisinde belirli bir yağış rejimi için meydana gelen yüzey akışın akarsu akımına dönüşen miktarını doğru bilmek havzalara ait su bilançolarının hazırlanmasında oldukça önemlidir. Akarsu akımı, suyun tanımlanmış doğal bir kanal boyunca gerçekleşen akışıdır. Bir drenaj havzasında belirli bir noktada ve zaman zarfında meydana gelen akarsu akım oranı yada debisi o

noktanın memba tarafında vuku bulan hidrolojik süreçlerin ve depolamaların tamamını bütünleştirir. Akarsu akımı, drenaj havzasında oluşan akışlardan (iç ve yüzey akış kombinasyonu), akiferden meydana gelen yeraltı suyu boşalımlardan (baz akım) ve kanal üzerine doğrudan düşen yağıştan beslenir.

Akarsu akımı yıl içerisindeki akış rejimlerine göre 3'e ayrılırlar. Devamlı Akarsular (Perennial) yıl içerisinde asla kurumuzlar, devamlı akış sergilerler. Bu tür akarsu rejimleri devamlı olarak yeraltı sularından beslenirler. Bunun için yeraltı su tablasının kanal yatağı ile kesişmesi gerekir. Devamlı olmayan akarsularda (Ephemeral) sadece yağıştan sonra akım gözlenir, diğer zamanlarda kururlar. Fasilalı Akarsular (Intermittent) ise yılın yağışlı döneminde akış sergilerler; kurak dönemlerinde ise kururlar. Yeraltı suyundan beslenme sadece yağışlı dönemlerde meydana gelebilir.

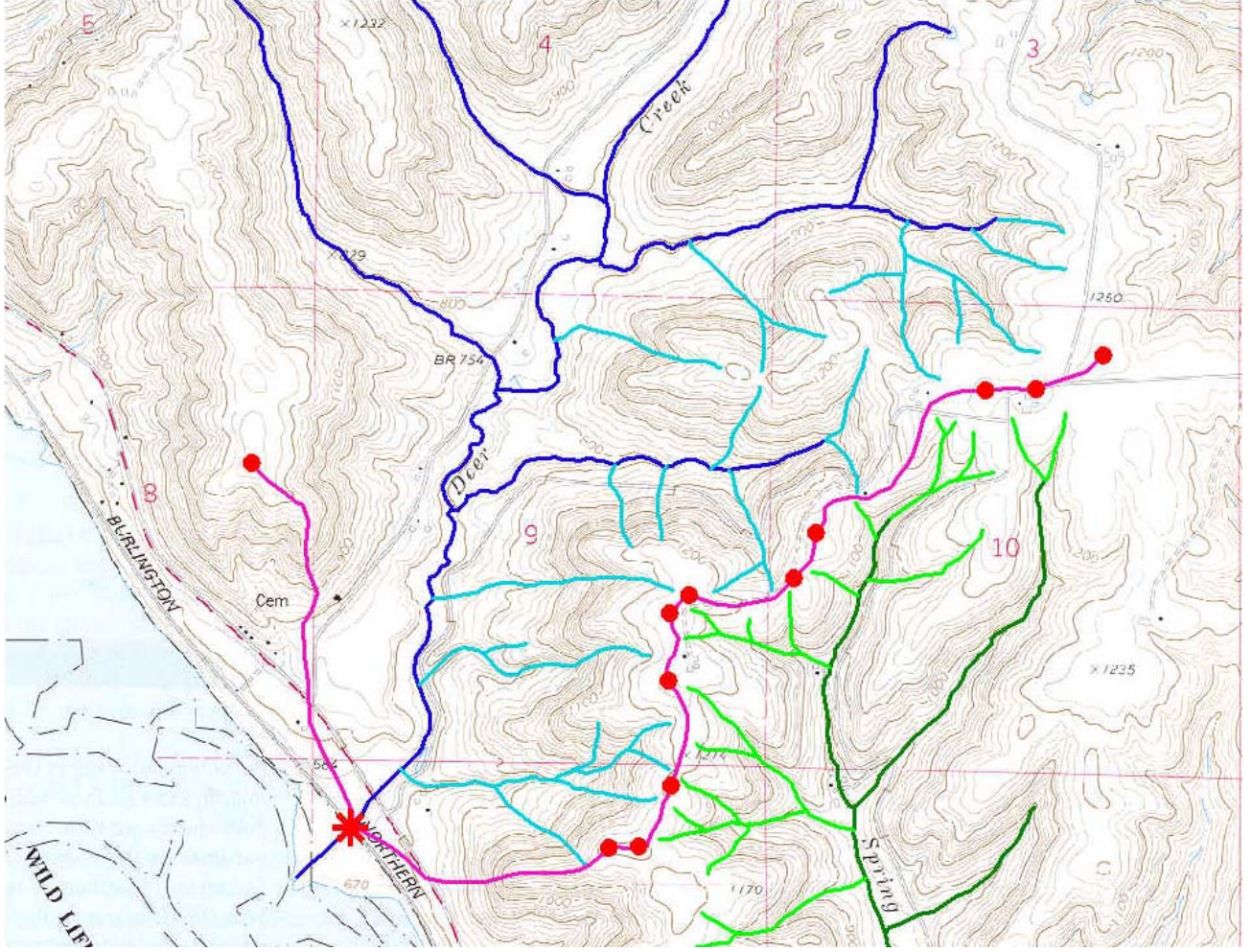
2.4.1. Akarsu drenaj alanın belirlenmesi

Akarsular genellikle bir ana kol ve bu ana kola bağlı birçok yan koldan oluşurlar. Yağış sonucu akışa geçen sular bu yan kollardan ana kola su taşırlar. Seçilen bir alanda veya tüm akarsu boyunca bu kolların bütününü içerisinde alan ve topografik olarak tepe noktalarından geçen alan "Drenaj Alanı" veya Su Toplama Havzası olarak tanımlanır (Şekil 2.21). Havzanın tüm sularının içine aktığı drenaj havzasındaki kola ana akarsu kolu denir. Ana akarsu kolunun bulunduğu alan drenaj havzasının en düşük kotlu yeridir. Drenaj havzasının sınırı drenaj bölüm çizgisi olarak tanımlanır ve tipik olarak drenaj havasının en yüksek kotlu noktalarından geçer.



Şekil 2.21. Akarsu drenaj havzaları (Montgomery, 2006'dan değiştirilmiştir).

Drenaj havzası belirlenirken izlenen ilk adım akarsuyun havzadan ayrıldığı noktayı tanımlamaktır. Bu nokta akarsu boyunca herhangi bir yere yerleştirilebilir. Tipik olarak bu nokta incelenen akarsuyun bir başka akarsuyla kesiştiği yere yakın bir yere konur. İkinci adım ana drenaj ağını tanımlamaktır. Topografik haritalar üzerinde ana akarsular ve dereler koyu ve kesikli mavi çizgiler şeklinde gösterilir. Drenaj havzasındaki akarsular ve dereler üzerlerinden geçilerek işaretlenir. Üçüncü adım yan kolları eklemektir. Bu kollar topoğrafik haritada gösterilmemiştir. Önceden çizilen ana akarsu kollarından başlayarak ilave bu yan kollar eklenebilir. Dördüncü adım komşu sınırdış drenaj ağlarını (dereleri ve akarsuları) tanımlamaktır. 2. ve 3. adımda tekrarlanan adımlar komşu drenaj havzalar için de tekrarlanır. Daha sonra drenaj havzasını çevreleyen sırtları ve tepeleri belirlemektir. Beşinci adım drenaj havzaları arasındaki tepelerin ve sırtların en yüksek noktalarını bulmaktır. Bulunan bu zirveler işaretlendikten sonra birleştirilerek havzanın su bölüm çizgisi çizilir (Şekil 2.22). Drenaj ağını kapsayan ve tepelerden geçen hatların oluşturduğu alan milimetrik kağıt, planimetre, veya günümüzde en uygun olarak bilgisayar yardımıyla hesaplanabilir.



Şekil 2.22. Drenaj ağının oluşturulması. Mavi çizgi ana akarsu kolunu, açık mavi çizgiler ana kolu besleyen yan kolları, yeşil çizgilerde komşu drenaj havzasındaki ana ve yan kol dereleri temsil etmektedir. Kırmızı noktalar ana ve yan kolları sınırlayan tepelerin zirve noktalarını göstermektedir. Pembe çizgi drenaj havasının su bölüm çizgisini temsil etmektedir. Kırmızı yıldız işareti ise ana akarsu kolunun havzayı terk ettiği noktayı temsil etmektedir (http://www.ivcc.edu/phillips/geology/db_divide/).

2.4.2. Akarsu akımların ölçülmesi

Akarsu akımı yada debisi ölçümleri genellikle 1) belirli bir referans düzlemi üzerinde sürekli su seviye kayıtları alma 2) su seviyesi ve debisi arasında bir ilişki (anahtar eğrisi) kurma ve 3) seviye kayıtlarını debi ölçümlerine dönüştürme aşamalarını içerir. Akarsu akımının izlendiği istasyonlara akım gözlem istasyonu denir. Akım gözlem istasyonunun

yeri için en önemli koşullar 1) istasyondaki su seviyesini kontrol eden ve seviye debi ilişkisini belirleyen mansap hidrolik kontrollerinin duraylı olması ve debi değişimlerine hassas olması, 2) seviye-debi ilişkisinin zaman içerisinde değişiyor olmaması, 3) debideki ölçülebilir değişiminin seviyedeki ölçülebilir değişime eş olması ve 4) yüksek akımlarda dahi kolaylıkla girilebilir olmasıdır. Akım gözlem istasyonlarında bir kayıt edici düzenli aralıklarla genellikle 15 dakikada bir su yüzeyi kotunun devamlı kaydını alır. Manuel debi ölçümlerinin yapılacağı yerlerin, akımın düzenli ve su hızlarının mevcut akım ölçerlerle doğru bir şekilde ölçülebileceği (tipik hızlar 0,03-6 m/s) düzgün bir kanal kesitine sahip olması gerekir.

Ülkemizde düzenli akarsu ölçümü yapan kurumlar Elektrik İşleri Etüd İdaresi (EİEİ) ve Devlet Su İşleri (DSİ)'dir. Bu ölçümler her hidrolojik yıl (Ekimden bir sonraki yılın Eylül sonuna kadar) için akım yıllıklarında yayımlanırlar.

2.4.2.1 Seviye ölçümleri

Akarsularda seviye ölçümleri, dinlendirme kuyusu içinde şamandıra ve kablo düzeneği yada gazlı limnigraf ile yapılır (Şekil 2.23). İlk düzenekte, yukarı aşağı hareket ederken kayıt cihazını etkinleştiren şamandıra aletini barındıran, akarsu kanalına bağlantılı bir dinlendirme kuyusu kullanılır. Gaz limnigraf türü donanımlar kuru hava yada azotu bir orifisten kanal yatağı içerisine aktarırlar. Akış seviyesi değişirken orifis üzerindeki su derinliği basınç değişimine sebep olur. Bu durum gaz kaynağına bağlı manometrede bir değişimle sonuçlanır ve seviyenin zamana göre değişimini yansıtmakta kullanılır. Her iki düzenekte veriler bir veri alıcısı tarafından otomatik kaydedilebileceği gibi ve kayıt kağıdına da işlenebilir.

Küçük derelerde seviye ölçümlerinde ise parshal savağı ve diğer tür savaklar yaygın olarak kullanılır (Şekil 2.24). Doğru şekilde kurulduğunda ve muhafaza edildiklerinde basit ve doğru debi ölçümleri sunabilirler. Etkili olabilmeleri için savakların yerleştirildikleri kanalda genellikle 15 cm yada daha fazla düşüm gerekir. En yaygın olarak kullanılan savaklar dikdörtgen ve üçgen savaklardır.

Bu yapay düzenekler önceden saptanmış anahtar eğrilerine sahiptir, fakat debi ölçümleri uygulayarak bu savakların kalibre edilmesi tavsiye edilir.

Dikdörtgen savaklar için

$$Q = 1,84(L - 0,2H)H^{3/2}$$

Üçgen savaklar için,

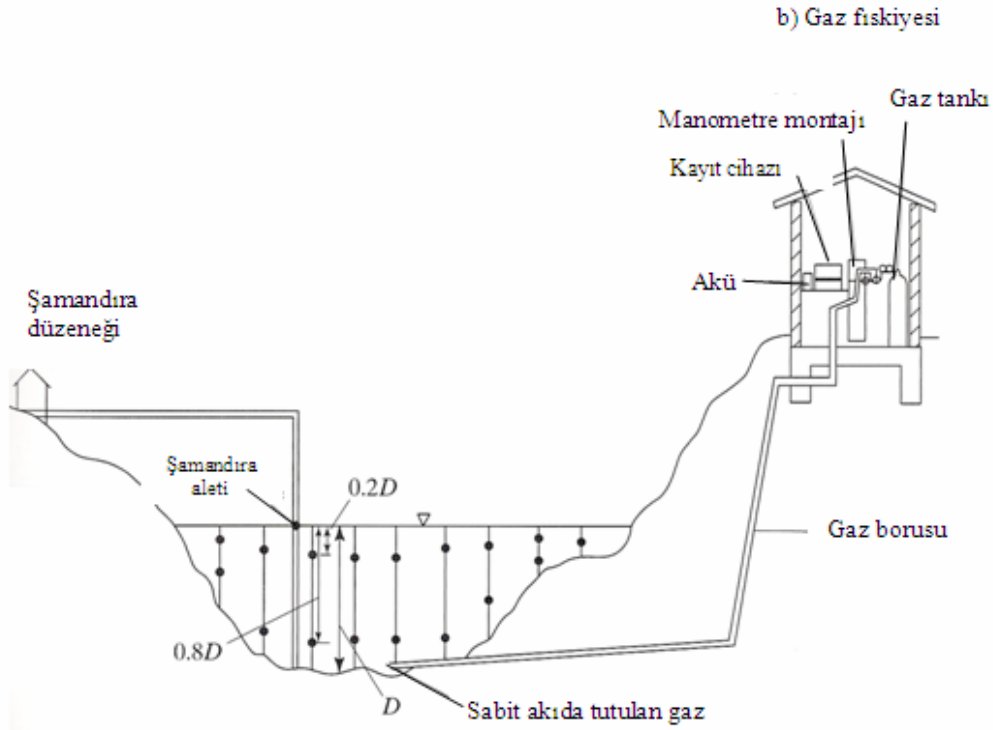
$$Q = 1,379(H)^{5/2}$$

Burada;

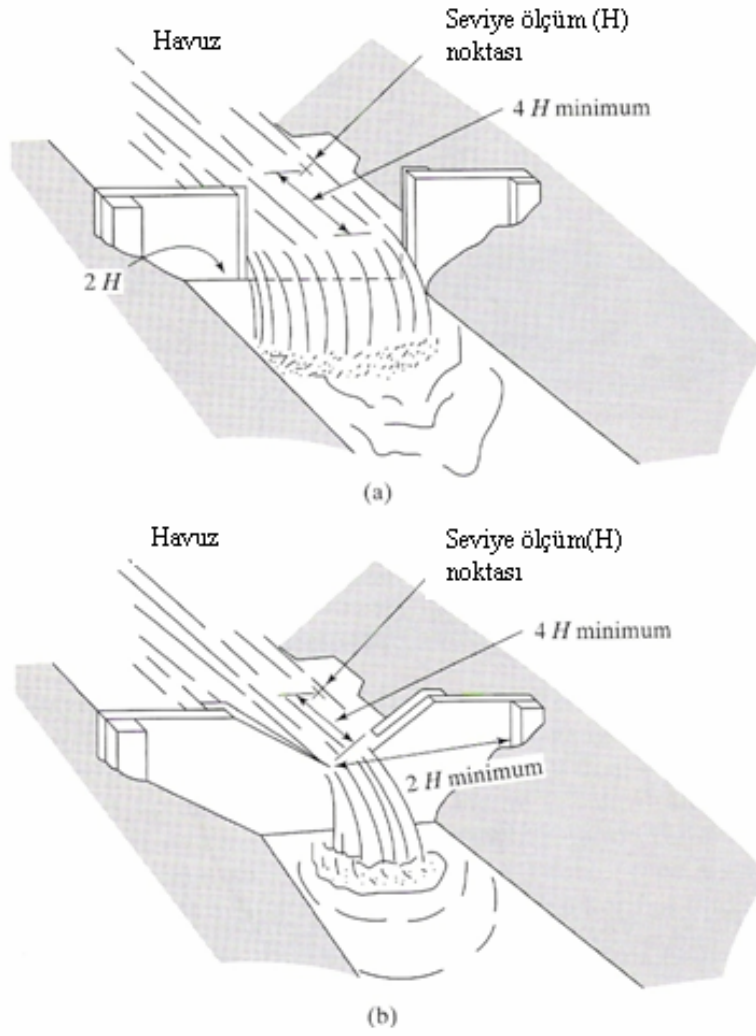
Q- debi ($m^3 s^{-1}$)

L- Savak zirvesinin uzunluğu (m)

H- savak zirvesi üzerinde su seviyesinin yüksekliği (m)



Şekil 2.23. Tipik bir akarsu rasat istasyonu kesitinde seviye ölçüm düzenekleri (Maidment, 1993'den değiştirilmiştir).



Şekil 2.24. Savakların sahada kurulması. a) Dikdörtgen savak b) Üçgen savak (Viessman & Levis, 2003'den değiştirilmiştir).

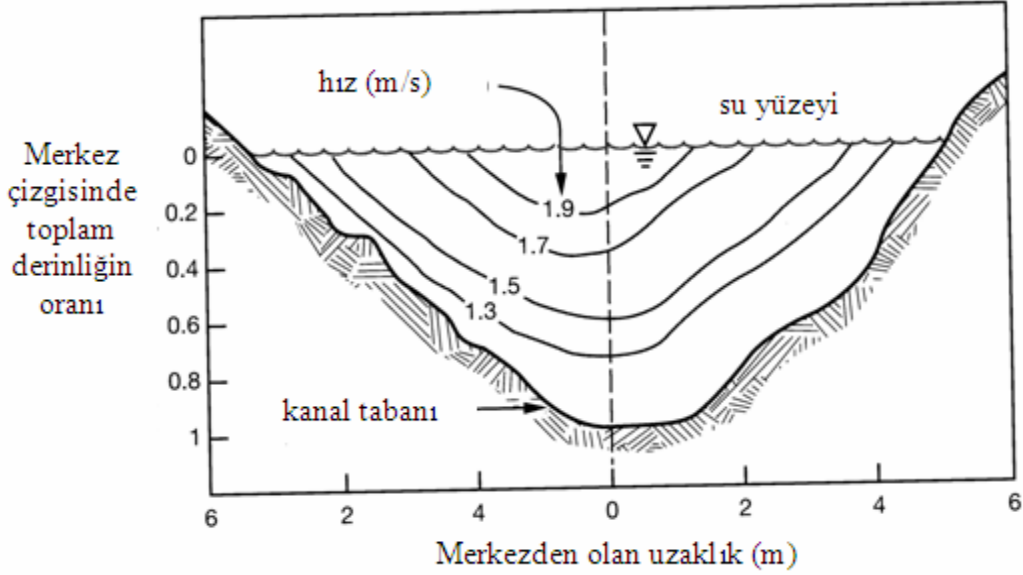
2.4.2.2. Debi ölçümleri

Akarsu kanalının belirli bir kesitinden birim zamanda geçen su hacmine akarsuyun debisi denir.

$$Q = \sum_{i=1}^n v_i A_i$$

Q = Debi ($m^3 sn^{-1}$); v = Hız ($m sn^{-1}$); A = Kesit alanı; i = ait olduğu kesim dilimi

Akarsu debisinin hesaplanabilmesi için, ölçümün yapıldığı kanal kesit alanının ve o kesitteki akarsuyun ortalama hızının bilinmesi gerekmektedir. Akarsuyun hızı kesit içerisinde değişim göstermektedir. Akarsuyun hızı kanalın ortasında yüzeyde en fazla, kenarlarda ve akarsu kanalının tabanında ise en azdır (Şekil 1.25). Bu yüzden akarsuyun ortalama hızını bulmak için birçok noktada hız ölçümü yapmak gereklidir.



Şekil 2.25. Bir akarsu yatağında hız profili.

Akarsuyun hızını ölçmede birçok donanım kullanılır. Mulineler en sık kullanılan donanımlar arasında yer alır. Mulineler, dönme hızı suyun hızı ile orantılı olan bir pervaneden ibarettirler. Ölçüm çubuğu üzerine yerleştirilmiş olanları düşük hızlı sığ akarsularda akarsuyun içersine girerek kullanılırken, bir botun ön tarafına yerleştirilmiş ve bir makarayla suda askıda tutulan düzenekler ise derin akarsularda ve taşkın anlarında hız ölçümlerinde kullanılırlar (Şekil 2.26).



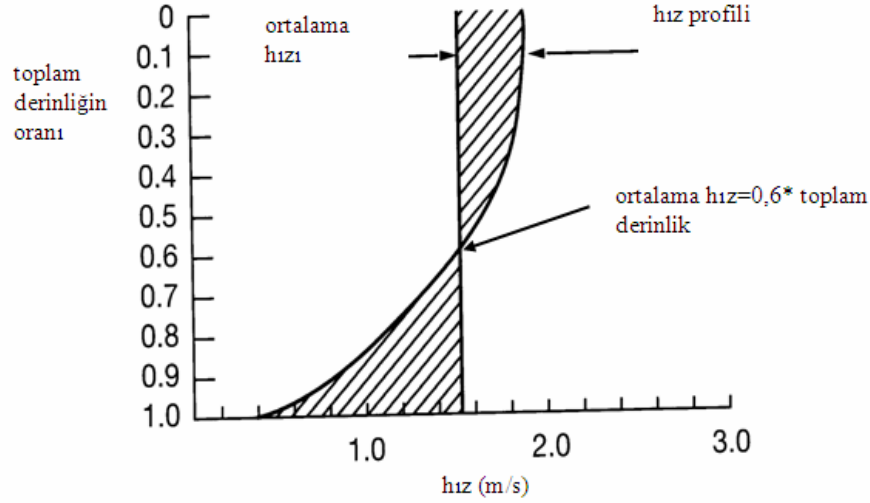
Şekil 2.26. Akarsu akımının hızını belirlemek için kullanılan muline türleri

Mulineler mevcut değilse ya da kullanılamaz ise filatörler nispeten daha az doğru bir hız ölçümü metodu sunarlar. Filatörlerin büyük bir kısmı su içerisinde; böylelikle rüzgardan etkilenmezler. Bilinen bir mesafeyi seyahat etme zamanı ölçülür ve hız belirlenir. Kullanıldığı kesit aralığının üniform akışlı ve düz, filatörün seyahat süresi ise en az 20 s olmalıdır. Eğer yüzey filatörleri kullanılırsa ölçülen hız düşey kesitte tahmini bir hıza dönüştürülür. Tipik olarak, düşey bir kesitte ortalama hız yüzeyde ölçülen hızın 0,86 ile çarpılması ile elde edilir. Kimyasal yöntemle hız ölçümünde, içerisine bir izleyici çözültisi (tuzlar, filorosin boyası) katılmış olan bir akarsuyun seyrelme derecesinin ölçülmesiyle akarsuyun hızı ve kesit alanı ile çarpılarak da debisi ölçülür. Pahalı bir yöntem olmasına karşın ultrasonik yöntemlerde akarsuyun hızının üç boyutlu ölçülmesinde kullanılır.

2.4.2.2.1 Debi hesaplamalarında hız-alan metodu

Belirli bir seviyede akarsuyun debisi, kesit alanında derinlik ve hız ölçümlerinden hesaplanır. Hız ölçümleri muline ile kesit boyunca belirli aralıklar ile belirlenmiş düşey hatlarda ölçülür. Hız ölçümlerinin yapıldığı düşey kesitler arasındaki mesafe, toplam akımın %10'unu aşmamalıdır. Her bir düşey kesitte hız, mulineyi belirli bir derinliğe indirerek gerçekleştirilir. Düşey kesitte ortalama hız, tipik olarak toplam derinliğin yüzeyden 0,6 katı bir mesafede meydana gelir. 0,76 metreden daha az derinlikteki

akarsularda düşey kesitteki ortalama hız ölçümü yaygın olarak toplama derinliğin yüzeyden 0,6 katı mesafede yapılır (Şekil 2.27).



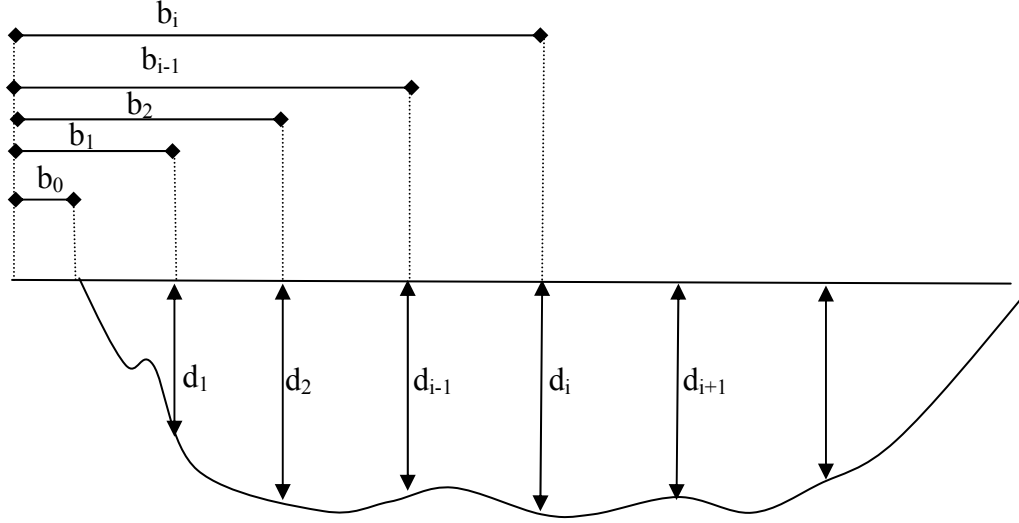
Şekil 2.27. Akarsu kanalında düşey kesitte su hızının derinlikle değişimi.

Bundan daha derin düşey su kesitlerinde ortalama hız ölçümleri ise, toplam su derinliğinin yüzeyden 0,2 ve 0,8 katı mesafede ölçülerek ve ortalaması alınarak hızlar tahmin edilir. Taşkınlar sırasında derinlik belirlenemediği zaman hız ölçümü su yüzeyinin hemen altında gerçekleştirilir. Derinlik ölçümleri taşkın geçtikten sonra yapılır ve standart hız eğrilerinden türetilen katsayılar düşey kesitte ortalama hızı tahmin etmede kullanılabilir.

Hız-alan yöntemi, akarsu yatağının geometrik özelliklerinden faydalanmaya dayanan bir yöntemdir (Şekil 2.28). Kesit alanı boyunca her düşey hatta akarsuyun ortalama hızı belirlenir. 2 düşey kesit çizgisi arasında kalan alan için ortalama hız, her iki düşey kesitte ölçülen hızların ortalamasıdır. Bu kesit alanı için debi, kesit alanının ortalama hız ile çarpılması ile elde edilir. Her bir kesitten hesaplanan debiler toplanarak, akarsuyun bütün kesit alanında meydana gelen toplam akış miktarı hesaplanır.

$$Q_i = v_i \left(\frac{b_{i+1} - b_{i-1}}{2} \right) d_i$$

Burada b , düşey kesit noktasının kanalın kenarından olan uzaklığı, d kanalın derinliği, v_i ise akarsuyun kesit alanı içerisindeki hızıdır.



Şekil 2.28. Hız-alan yöntemi ile debi ölçümünde kesit alanının çıkartılması.

2.4.2.2.2 Debi hesaplamalarında eğim-alan metodu

Akarsuyun debisini hesaplamada ihtiyaç duyulan hız yada diğer ölçümleri yapmak bazı hallerde mümkün olmayabilir. Bu, büyük akarsu taşkınlarında sıkça karşılaşılan bir durumdur. Bir taşkın sırasında meydana gelen maksimum debiyi hesaplamada kullanılır. Bunun için taşkın sırasında kanal boyunca en az üç farklı kesitte maksimum su seviyesi yüksekliği krest eşeli yardımıyla ya da taşkından hemen sonra moloz izlerinden çıkartılır. Kesit alanları ve bu kesit alanları arasındaki su seviyesi eğimi etüt edilir ve ortalama hız belirlenir. Hız Manning formülünden hesaplanır ve sonuç olarak ilgili maksimum debi hesaplanır.

$$v = \left(\frac{1}{n} \right) R^{2/3} S^{1/2}$$

Burada;

v = Hız (m/sn)

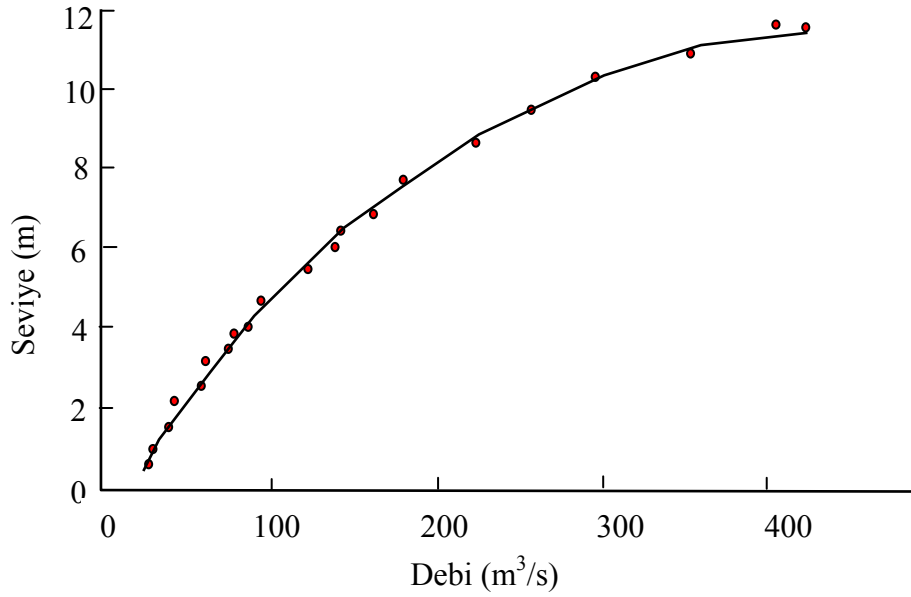
n = Manning pürüzlülük katsayısı (Bu katsayının değeri çoğu akarsularda 0,02-0,15 arasında değişmektedir.

S= Kanalin eğimi

R= Kesit alanının kanalın ıslanmış çevresine oranı

2.4.2.2.3. Seviye-debi anahtar eğrilerinden debi hesaplanması

Akım ölçüm aletlerinin olduğu yerlerde, su seviye değişimlerinin gözlemlenmesi alışlagelmiş bir uygulamadır. Seviye ölçümlerini debiye dönüştürmek için anahtar eğriler kullanılır. Anahtar eğri, farklı akım rejimlerinde akarsudaki su seviyesi ile akarsu debisi arasında ilişkiyi göstermektedir. Regresyon analizi yapılarak iki değişken arasındaki ilişkinin denklemi çıkartılır. Bu denklem yardımıyla seviye değerleri debiye dönüştürülür. Bu seviye-debi ölçümleri akarsu yatağında olası değişiklikleri yansıtmak için sıkça tekrarlanarak anahtar eğriler güncelleştirilir (Şekil 2.29).



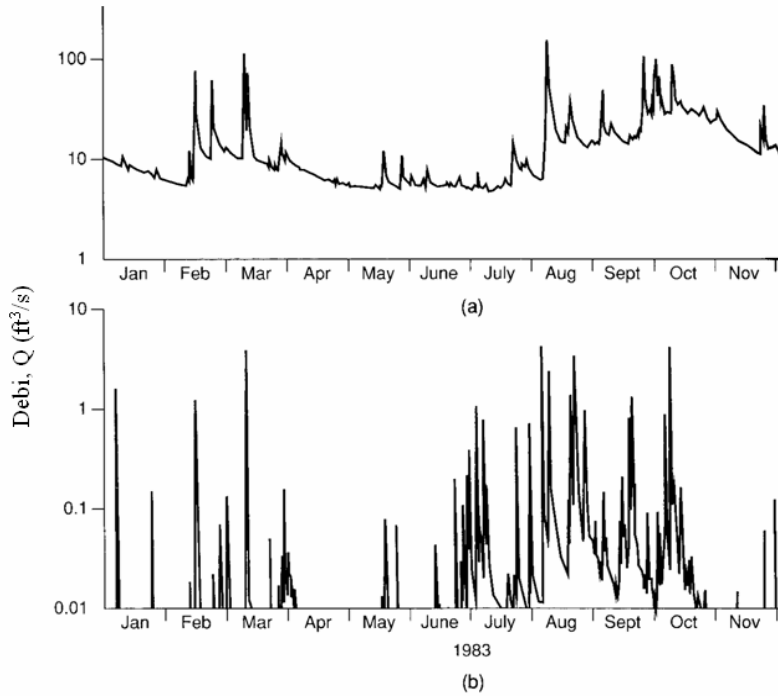
Şekil 2.29. Akarsu seviye- debi değişim eğrisi (anahtar eğri).

2.4.3. Akarsu hidrografları ve hidrograf analizi

Akarsu hidrografı, debinin ya da su seviyesinin zamana göre değişimini gösteren grafiklerdir. Hidrograf, bir su havzasındaki fiziksel ve meteorolojik koşulların bir kombinasyonundan kaynaklanır ve iklim, hidrolojik kayıplar, yüzey akışı ve baz akımının entegre etkilerini gösterir. Hidrologlar pik debileri belirlemede ölçülmüş ya da hesap edilmiş hidrograflara ihtiyaç duyarlar; böylelikle güvenli akımları barındıran hidrolojik

yapılar tasarlayabilirler. Hidrograflar, akım oranının zamana göre değişimini sunduğundan dolayı hidrograf üzerindeki herhangi iki nokta arasında eğrinin altında kalan alan belirli bir zaman aralığında ilgili gözlem istasyonundan geçen toplam suyun hacmini verir. Hidrograf analizi, bir havzada meydana gelen yüzey akış miktarının hesaplanmasında en yaygın olarak kullanılan metottur. Hem pik akım oranının hem de toplam akış hacminin bilinmesi su havzası çalışmalarının (bilançoların çıkartılması gibi) ve su sağlayan ve taşkın kontrolü yapan yapılarının tasarımında oldukça önemlidir.

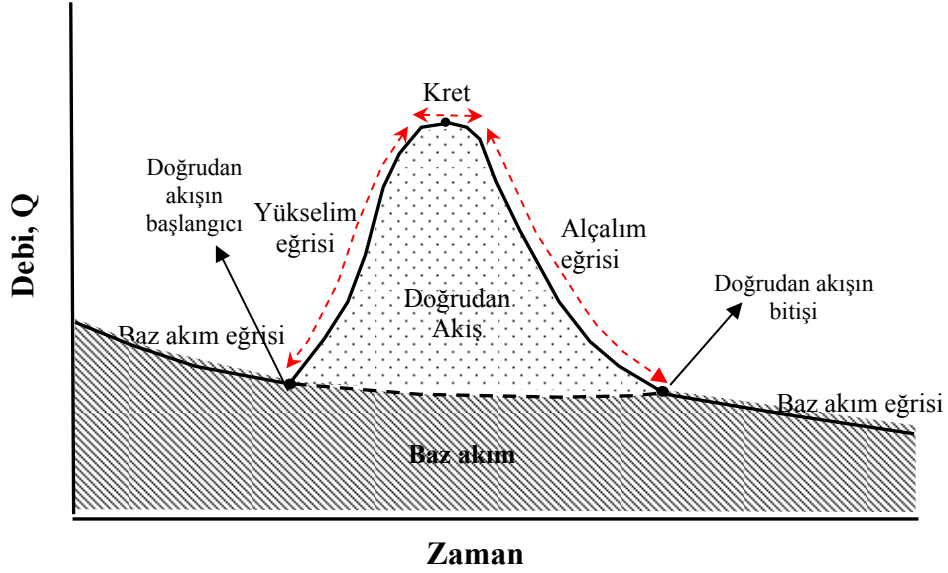
Şekil 2.30'de devamlı ve fasılalı akan akarsu akımlarına ait yıllık hidrograf örneklerinde akarsu debisinin yıl boyunca değişimi sunulmaktadır. Şekil 2.30a'da görülen hidrograf devamlı akan bir akarsuya aittir. Sivri uçlu çubuklar şeklinde görülen hızlı akımlara sağanak yağışlar sebep olur. Baz akım, kurak ocak-şubat aylarında ve yaz döneminde belirgindir. İkinci hidrograf kış ve yaz sağanak dönemleri boyunca çoğunlukla akış gösteren mevsimsel, devamlı olmayan bir akarsuya aittir (Şekil 2.30b). Yaz ayları boyunca baz akım gözlenmezken akarsu akımının hiç gözlenmediği uzun dönemler vardır. Akarsu debisindeki mevsimsel değişimler aylık hidrograflarda daha ayrıntılı görülür.



Şekil 2.30. a) Devamlı ve b) Fasılalı akan akarsu hidrografları (yıllık) (Maidment, 1993).

Bir akarsu hidrografi dört bileşenden oluşur: 1) yüzey akışı, 2) iç akış, 3) baz akım ve 4) akarsu yüzeyine yağış. İç akış ve akarsu yüzeyine düşen yağış bileşenlerini hidrograf üzerinde ayırmak normalde mümkün değildir. Akarsu yüzeyine düşen yağışın toplam akıma katkısı oldukça azdır. Bu süreçler çoğu hidrograf analizlerinde bağımsız olarak ele alınmak yerine yüzey akış ile gruplanırlar. Dolayısıyla, hidrografi doğrudan akış ve baz akım olmak üzere iki kısma ayırmak pratikte alışılmış bir uygulamadır (Şekil 2.31). Doğrudan akış, yeraltı suyu haricinde akışa olan diğer tüm katkıların toplamını kapsamaktadır. Baz akımı ise yeraltı suyundan kaynaklanmaktadır. Baz akım ve doğrudan akışın toplamı toplam akış hidrografını oluşturur. Baz akım toplam akış hidrografından ayrılarak bir havzada meydana gelen doğrudan akış miktarı belirlenebilir.

Tipik bir hidrograf; yükselme eğrisi, kret, alçalma eğrisi ve baz akım eğrisi ile karakterize edilir (Şekil 2.31). Yükselme eğrisi, yağışın etkisinin akarsu üzerinde görülmeye başladığı ve akımın pik bir değere doğru yükselmekte olduğu bölüme hidrografta karşılık gelir. Kret, hidrografın tepesini ve akarsu akımının maksimum (pik) değere ulaştığı bölümü, alçalma eğrisi ise yağış durduktan sonra akarsu akımının yüzey akış, iç akış ve baz akım etkisi altında azaldığı bölümü temsil eder. Doğrudan akışın bitişini takiben, kurak dönem akımı medyana gelir. Sıfırdan farklı akım oranları yeraltı suyundan boşalımı ve akarsu kanalının kenarından depolanan suyun tahliyesini yansıtmaktadır. Eğrinin eğimindeki değişim, bu zaman aralığında kanal içerisine yüzey akışının olmadığını gösterir. Çoğu su havzalarında, yeraltı suyu boşalımı sürekli meydana gelmektedir. Dolayısıyla hidrografın yükselim, alçalım ve kret kısımlarının bir kısmını oluştururlar. Yeraltı suyu boşalımı kendi hidrografını oluşturur; buna baz akım hidrografi denir.



Şekil 2.31. Hidrograf bileşenleri.

1.4.3.1. Baz akım eğrisi

Toplam akış hidrografının doğrudan akış ve baz akım bileşenlerinin ayrımlanmasında birkaç teknik kullanılır. Bu tekniklerin çoğu baz akım eğrilerinin analizine dayanmaktadır. Baz akım eğrisi tedricen akım oranının azalması ile karakterize edilir. Bu azalım üstel bir fonksiyon ile ifade edilir. Akiferlere doğru bir akış olmadığında ve memba tarafından olan tüm yeraltı suyu boşalmaları ilgili akım gözlem istasyonunda yakalandığı durumlarda baz akım eğrisi aşağıdaki şekilde tarif edilebilir:

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t}$$

Burada;

Q_0 = Belirlenmiş bir başlangıç debisi(m^3/s)

Q_t = Q_0 akımından sonra herhangi bir t zamanındaki debi (m^3/s)

α = Alçalım veya boşalım katsayısı ($gün^{-1}$)

t= Azalım başlangıcından itibaren geçen zaman (gün)

e= Doğal logaritma tabanı=2,7128

Sıkça kullanılan zaman birimi büyük havzalar için gün, küçük havzalar için ise saat ya da dakikadır. Yarı logaritmik kağıtta t lineer ölçekte olmak üzere lnQ-t azalım eğrisi grafiği grafiklendiğinde eğri doğrusallık göstermektedir. Doğrunun eğimi havzanın boşalım katsayısını vermektedir.

Havza jeolojisi ile yakından ilişkili olmalarından dolayı çoğu su havzalarında baz akım eğrileri genelde durağan olmasına karşın boşalım katsayıları buharlaşma ve donma döngüleri gibi mevsimsel etkilerden dolayı değişme gösterirler. Baz akım eğrilerinde ilgili boşalım debilerinin vuku bulduğu zamanlar arasında akiferin deposundan ayrılan yeraltı suyunun hacmi (S) aşağıdaki eşitlik yardımıyla hesaplanabilir:

$$S = \frac{Q_t - Q_0}{\ln \alpha}$$

Baz akım eğrilerinin analizinde verilerin akarsu gözlem istasyonundan alınması ön koşuldur. Veriler yağışsız dönemleri yansıtmalı ve gözlem istasyonunun membasında akımı düzenleyecek yapılar olmaması gerekir.

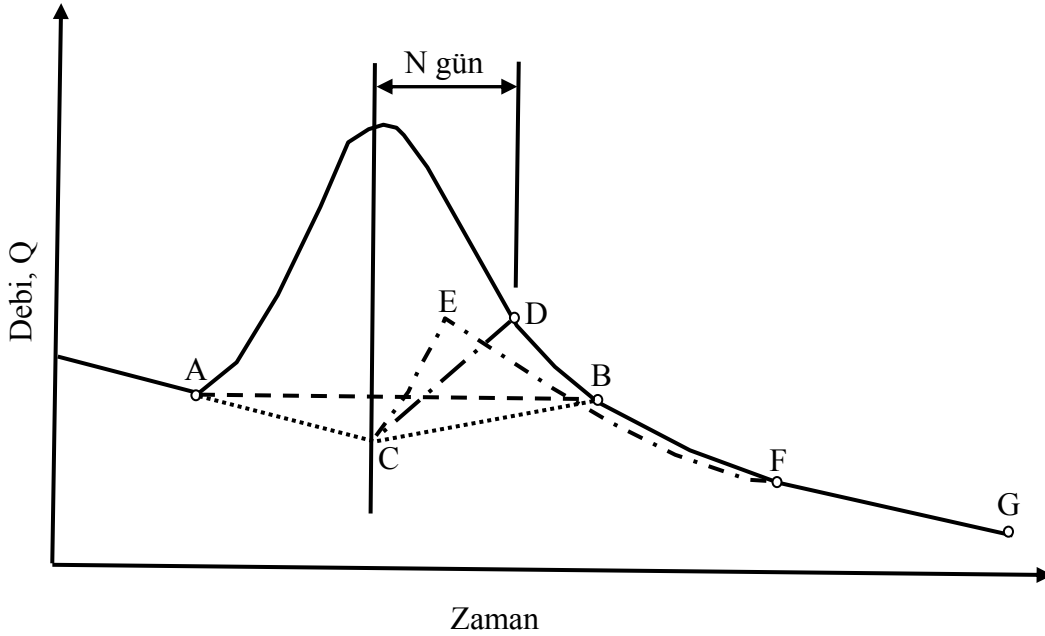
Baz akımın gerçek miktarı bilinmediği durumlarda akarsu hidrograflarından baz akım hidrografını ayırmada birkaç grafiksel metod kullanılır. Baz akımı toplam akım hidrografından ayırmada kullanılan en basit teknik, doğrudan akışın başladığı noktadan (A) baz akım oranının doğrudan akışın başladığı andaki debiyeye eşit olduğu hidrograf alçalım eğrisi üzerindeki kesişme noktasına (B) yatay bir çizgi çizmektir (Şekil 1.32). Bir ikinci metod, başlangıçtaki baz akım eğrisini pik akım oranının altına gelecek şekilde düz bir projeksiyon yapar (A'dan C'ye). Daha sonra pik debiden N gün sonrasını temsil eden hidrograf üzerindeki D noktası, yatay bir çizgi ile C noktasıyla birleştirilir. Pik akımdan N gün sonra kara akışın sonlandığı kabul edilmektedir.

$$N = 0,827 * A^{0,2}$$

Burada N, pik akımdan sonra geçen zaman (gün), A ise drenaj havzasının büyüklüğüdür (km²).

Üçüncü teknik, akarsu hidrografının FG kısmındaki verilerden elde edilen baz akım eğrisi denklemini kullanarak baz akım azalım eğrisini geliştirmeye ve daha sonra F noktasının solunda kalan tüm baz akımların geri hesaplanmasına dayanmaktadır. F

noktası hesaplanan eğrinin gerçek eğriden sapmaya başladığı noktayı ve doğrudan akışın bittiği anı temsil etmektedir. Eğri hidrografın kret kısmı ile alçalım eğrisinin başlangıcı büküm noktasının altındaki keyfi bir E noktasına doğru geri kestirimi yapılır ve eğrinin C ile arasında olan şekli, isteğe bağlı olarak tayin edilir. Genellikle kullanılan dördüncü bir metotta A ile F noktası arasında bir hat çizmektir. Beşinci yaygın olarak kullanılan metotta A noktasının gerisindeki (solundaki) eğim boyunca AC hattı çizilir ve daha sonra C ve B noktalarını birleştirilir. Tüm bu metotlar kısmen sübjektif olmalarından ötürü yaklaşık bir sonuç verirler. Amerikan Jeolojik Etütler Birimi (U.S.G.S) tarafından geliştirilen HYSEP adlı ücretsiz bir yazılım, hidrograf ayırma işlemlerinde etkin ve hızlı bir şekilde kullanılabilir.



Şekil 2.32. Hidrograf ayırma tekniklerinin gösterimi.

2.4.3.2. Alçalım eğrisinden yeraltı suyu besleniminin belirlenmesi (Meyboom Metodu)

Meyboom metodu birbirini takip eden iki yada daha fazla yıla ait hidrograf verilerini kullanarak bir havzadaki yeraltı suyu beslenimini hesaplamada kullanılmaktadır. Önceki

kısımlarda bahsedildiği gibi baz akım azalım denkleminin zamanla logaritmik değiştiğini göstermektedir. Akarsu hidrografi Q logaritmik ölçekte, t ise lineer ölçekte olacak şekilde grafiklendiğinde, alçalım eğrisi Şekil 2.33’de gösterildiği gibi doğrusallık gösterir. Bu metotta baz akımın tamamıyla serbest akiferden boşalan yeraltı suyundan oluştuğu varsayılmaktadır. Gerçekte havzada yeraltı suyu tüketimi varsa, bu kullanımların analiz sırasında hesaba katılması gerekir.

Yıllık alçalım, kurak mevsim boyunca uzun dönemli azalım olarak yorumlanır. Hidrografın tam bir alçalım bölümünde akarsuya olan toplam potansiyel yeraltı suyu boşalımı (V_{tp}),

$$V_{tp} = \frac{Q_0 t_1}{2,3}$$

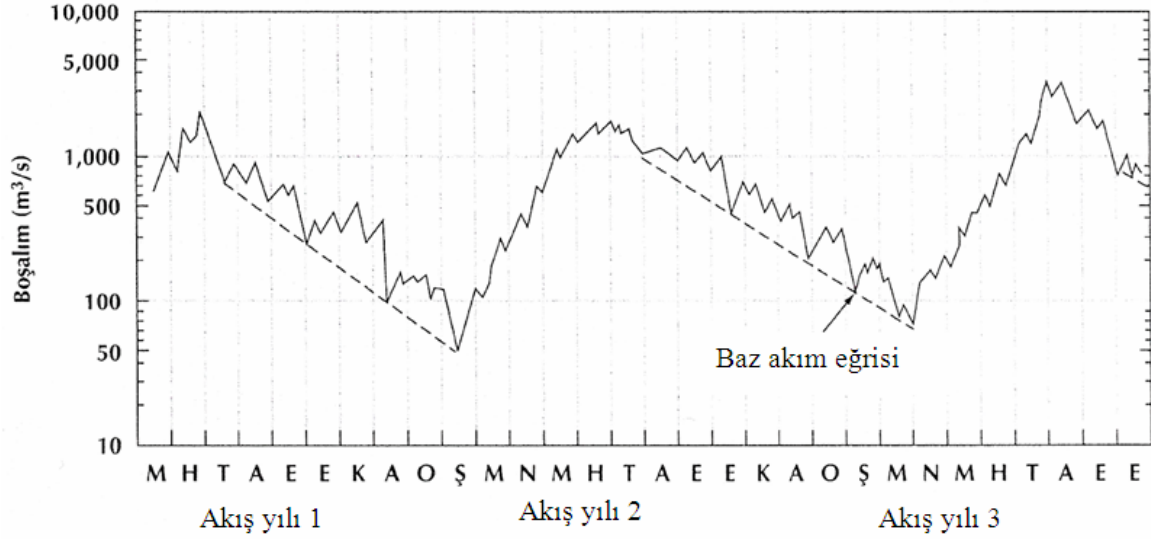
Burada Q_0 alçalımın başlangıcındaki debisi, t_1 alçalım indeksi ve alçalım başlangıç debisinin Q_0 ’dan $0,1Q_0$ ’a düşmesi için geçen zamandır.

Alçalımın sonundaki geri kalan potansiyel yeraltı suyu boşalımı (V_t),

$$V_t = \frac{V_{tp}}{10^{(t/t_1)}}$$

t, alçalımın başlangıcı ile sonu arasında geçen zamandır.

Bir sonraki yıla ait alçalım eğrisinin başlangıcındaki toplam potansiyel yeraltı suyu boşalımı hesaplanır. Her ikisi arasındaki fark alçalım eğrileri arasında meydana gelen yeraltı suyu beslenimidir.

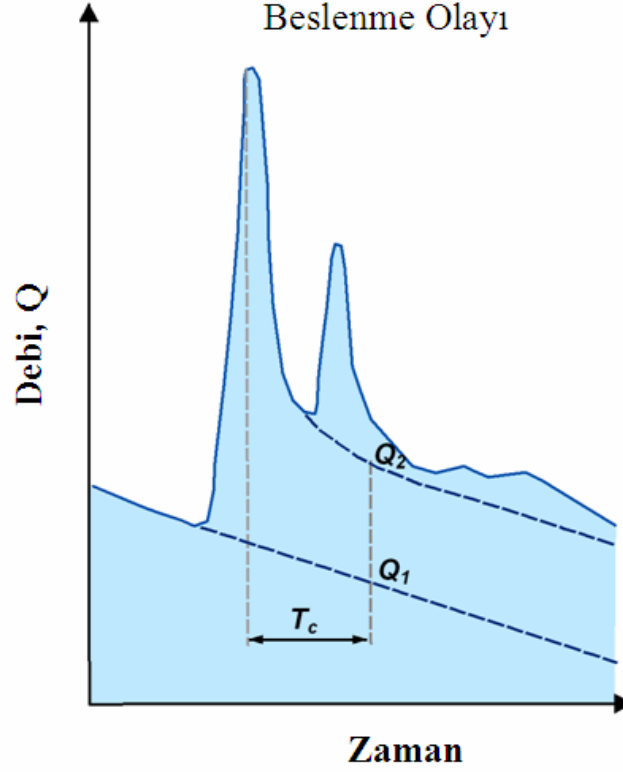


Şekil 2.33. Kurak dönem baz akım alçalımını gösteren yarı logaritmik akarsu hidrografi (Fetter, 2001).

Alçalım eğrisi yerdeğiştirme metodu (Rorabaugh Metodu) ise, bir akış dönemi boyunca bir dizi yeraltı suyu beslenimi meydana geldiği durumlarda kullanılır. Metot bir yağış olayı sırasında alçalım eğrisinin yukarı doğru yer değiştirmesine dayanmaktadır. Yeraltı suyu beslenme miktarı yukarı doğru yer değiştirme büyüklüğü ile belirlenebilir. Bu metot yeraltı suyu besleniminin drenaj havzası içerisinde dağılımının az ya da çok eşit olarak dağıldığı ve drenaj havzasından akarsulara yada pınarlara olan tüm yeraltı suyu boşalmalarının hızlı olduğu drenaj havzalarında uygulanabilir. Rorabaugh metodu baz akımın tamamıyla serbest akifer boşalımından oluştuğunu ve akarsu kanalının akiferi tam olarak kat ettiği varsaymaktadır. Bu metotta, yağış olayı sırasında yeraltı suyu sisteminin toplam beslenimi, hidrografik pikten sonraki kritik bir zamanda akarsuya olan toplam potansiyel boşalımının yaklaşık iki katıdır. Dolayısıyla yağış olayından ötürü meydana gelen yeraltı suyu beslenme hacmi (G) akarsu hidrografından aşağıdaki eşitlik yardımıyla tahmin edilebilir.

$$G = \frac{2(Q_2 - Q_1)t_1}{2.3026}$$

Burada Q_1 bir önceki azalım eğrisinden tahmin edilen kritik zamandaki (T_c) baz akım miktarı, Q_2 yağış olayı sonrası azalım eğrisinden hesaplanan kritik zamandaki baz akım oranı, t_1 ise alçalım indeksini temsil etmektedir (Şekil 2.34).



Şekil 2.34. Rorabaugh metodu ile akifer besleniminin hesaplanması.

Alçalım eğrisi yer değiştirme yönteminde izlenen prosedür sırasıyla şu şekilde özetlenebilir (Şekil 2.34):

- 1) Akarsu hidrografından alçalım indeksi hesaplanır.
- 2) Kritik zaman eşitlikten hesaplanır. $T_c = 0,2144t_1$
- 3) Hidrograf üzerinde pik debisinden sonraki kritik zaman bulunur ve akarsu alçalım eğrileri tahmin edilir.
- 4) Yağış öncesi alçalım eğrisi ekstrapolasyon yapılarak Q_1 hesaplanır.
- 5) Yağış sonrası alçalım eğrisi ekstrapolasyon yapılarak Q_2 hesaplanır.
- 6) Bu parametreler kullanılarak potansiyel yeraltı suyu beslenimi hesaplanır.

2.4.3.3 Kaynak suyu hidrograflarından akifer beslenimlerinin hesaplanması

Kurak dönemlerde, akiferlerden kaynak suları aracılığıyla meydana gelen boşalımlardan yararlanılarak akiferlerin beslenme miktarları da hesaplanabilmektedir. Kurak dönemde, buharlaşma oranı yağıştan olan mevcut nemi aştığında, akifere olan beslenme minimum olur ve yeraltı suyu seviyesi alçalım gösterir. Bu kaynak hidrografındaki alçalım, akarsu hidrograflarının alçalım eğrilerinde olduğu gibi üstel bir fonksiyonla ifade edilebilir.

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t}$$

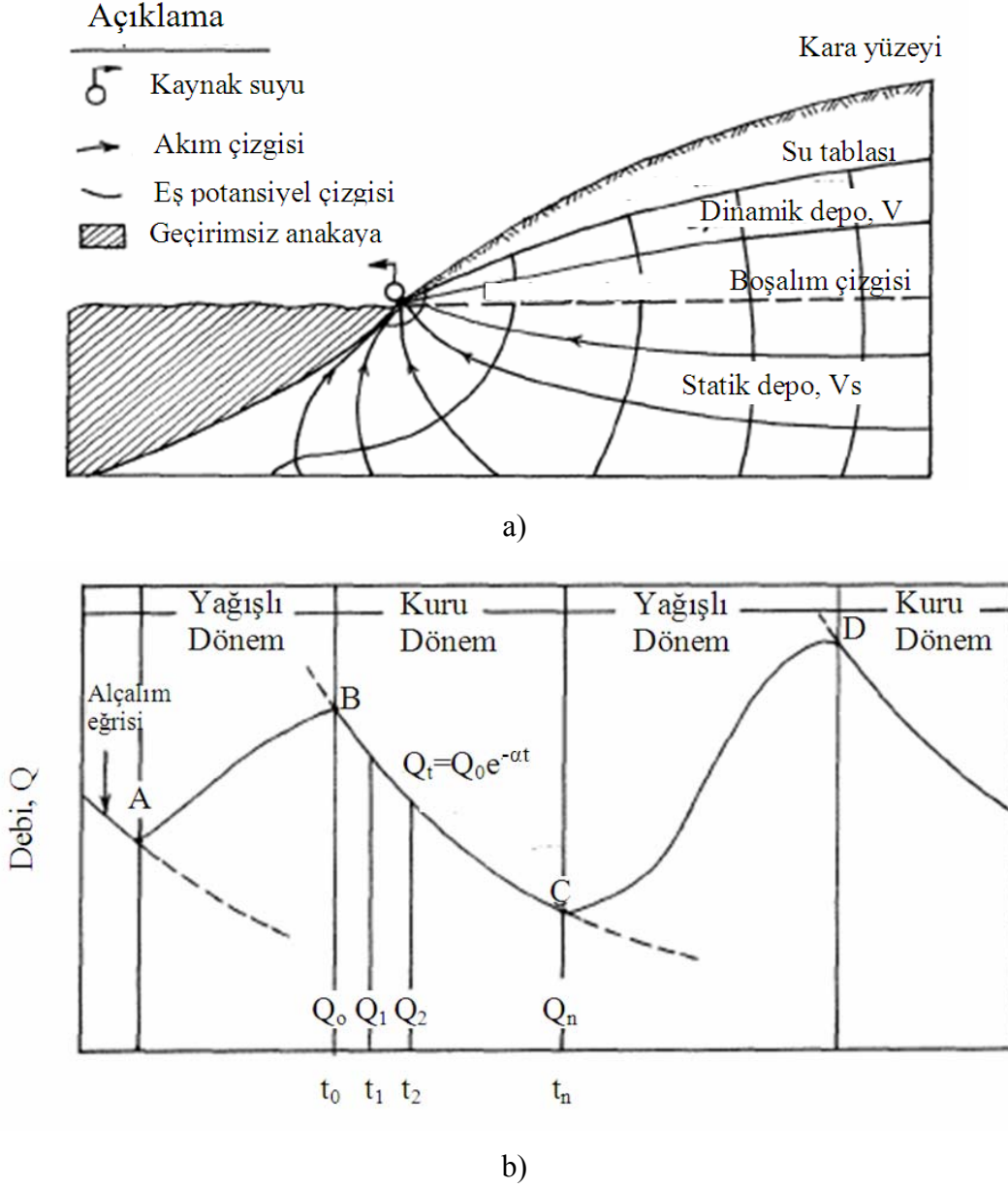
Burada Q_0 ve Q_t sırasıyla ölçüm periyodunun başında ve belirli bir t zamanındaki kaynak debisi, α , alçalım yada boşalım katsayısıdır ve büyüklüğü akiferin depolama katsayısı, transmisivitesi ve drenaj alanının geometrisine bağlıdır. Bu fonksiyon lineer rezervuarın boşalım karakterini göstermektedir. Lineer rezervuar modelinde boşalım depo hacmi ile doğru orantılıdır ($Q=\alpha V$). Bu model gözenekli ve karstik akiferlerin depolarından olan boşalımlarının değerlendirilerek akifer beslenimlerinin hesaplanmasında yaygın bir şekilde kullanılmaktadır (Şekil 2.35).

$$V = \frac{86400 Q_0}{\alpha} e^{-\alpha t}$$

Burada V , dinamik depo yada akiferin depolama kapasitesi (m^3); Q_0 , alçalım başlangıcında yeraltı suyu boşalımı (m^3/s); α boşalım katsayısıdır ($gün^{-1}$); t is alçalım süresidir ($gün$).

Belirli bir alçalım süresi için ($\Delta t=t_0-t_n$), alçalımın sonundaki dinamik deponun hacmi aşağıdaki şekilde hesaplanabilir.

$$V_n = V_0 + G - Q$$



Şekil 2.35. Tipik bir a) akifer boşalım kesiti ve b) hidrografi (Korkmaz, 1990).

Burada V_n , alçalım dönemi sonundaki dinamik depo (m^3); V_0 , alçalım dönemi başındaki dinamik depo (m^3); G , Δt zamanı boyunca meydana gelen akifer beslenimi (m^3); Q , bir su yılı boyunca meydana gelen yeraltı suyu boşalımdır (m^3). Bir su yılı boyunca meydana gelen yeraltı suyu boşalımı kaynak suyu hidrografından tahmin edilebilir. Bir su yılının sonunda (t_n) dinamik deponun hacmi ile, başındaki (t_0) dinamik deponun hacmi

arasındaki fark (ΔV) bir su yılı içinde dinamik deponun hacminde meydana gelen değişimi tanımlamaktadır.

Bir su yılı içerisinde meydana gelen akifer besleniminin hacmi,

$$G=Q \pm \Delta V$$

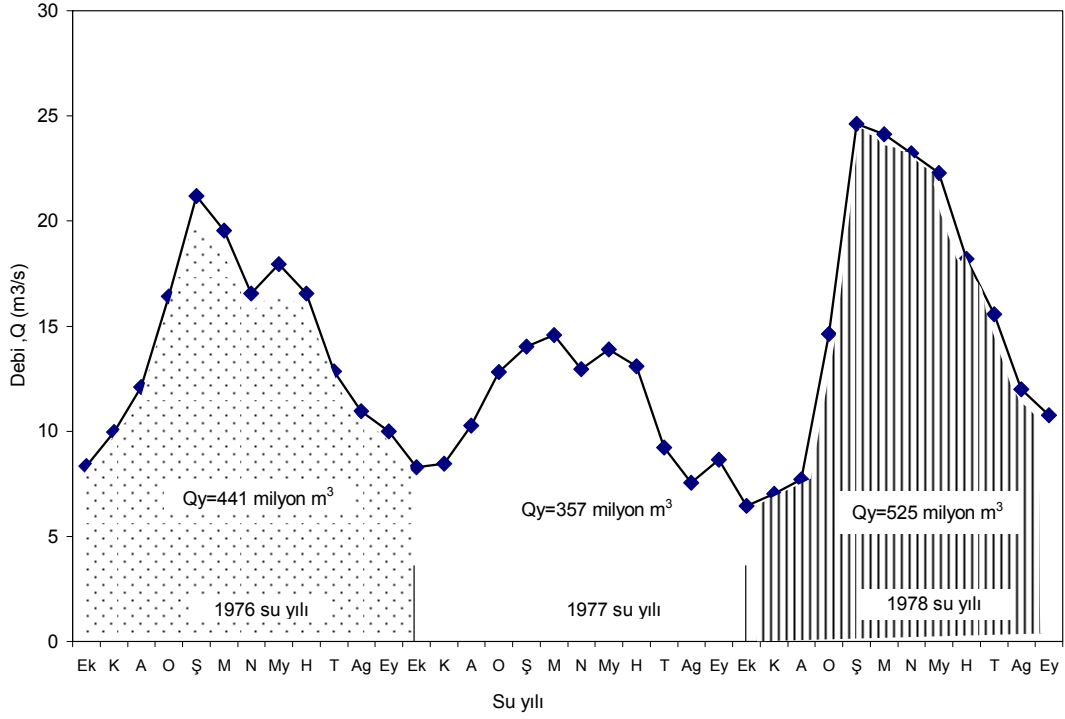
Farklı su yıllarına ait ortalama yıllık yağış ile yıllık akifer boşalmaları arasında yağış-boşalım ilişkisi kurularak ta akifer beslenimleri belirlenebilir. Yıllık boşalmı dinamik su hacmine göre büyük olan akiferlerde, yıllık yağışlar ile boşalmalar arasında doğrudan bir ilişki vardır. Boşalmaları yıllık yağışların etkisi altında olan akiferlerde yağış-boşalım ilişkilerinden faydalanılarak sağlıklı bir şekilde akiferlerin beslenimi tayin edilebilir. Yağış-boşalım ilişkilerinde, farklı su yıllarına ait veriler yıllık ortalama yağış (mm) x ekseninde ve akiferden olan yıllık boşalım ($m^3/yıl$) ise y ekseninde olacak şekilde grafiklenir ve ilişkinin (doğrunun) denklemi bulunur. Doğrunun y eksenini kestiği nokta beslenimin olmadığı yağış miktarını vermektedir.

Antalya ili yakınlarında bulunan Kırkgöz karstik kaynağı üzerinde 1976-1978 yılları arasında yapılan aylık ortalama debi ölçümleri Tablo 2.8'de sunulmaktadır (Korkmaz, 1990). Bu verileri kullanarak ilgili su yılları içinde meydana gelen akifer boşalım ve beslenim hacimlerini ve karstik akiferin boşalım katsayısını hesaplayalım.

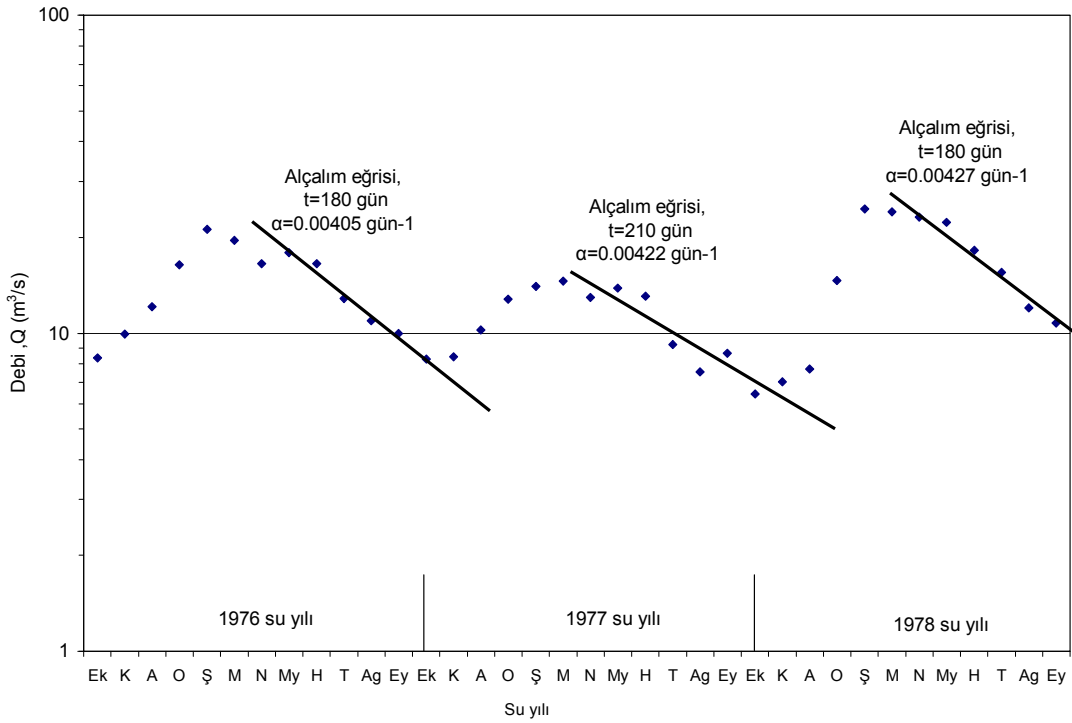
Su yılı	Ek	K	A	O	Ş	M	N	My	H	T	Ag	Ey
1976	8,35	9,951	12,1	16,4	21,2	19,55	16,564	17,946	16,546	12,854	10,94	9,987
1977	8,276	8,441	10,256	12,81	14,02	14,57	12,96	13,887	13,088	9,213	7,545	8,643
1978	6,437	7,03	7,721	14,641	24,618	24,12	23,213	22,294	18,203	15,554	11,987	10,758

Tablo 2.8. 1976-1978 yılları arasında Kırkgöz kaynağından meydana gelen ortalama aylık boşalmalar (m^3/s).

İlk olarak kaynak hidrograflarını oluşturalım. İlgili su yılı için akiferden meydana gelen boşalım miktarı eğrinin altında kalan alana eşittir (Şekil 2.36). Daha sonra hidrograflar yarı logaritmik ölçekte grafiklenerek, hidrografın alçalım eğrisinden geçen doğrunun eğimi hesaplanır, böylelikle akiferin boşalım katsayısı belirlenmiş olur (Şekil 2.37, Tablo 2.9)



Şekil 2.36. 1976-1978 yılları arasında Kırkgöz kaynak hidrografı ve kaynak boşalım miktarları.



Şekil 2.37. Kırkgöz kaynak hidrograflarından akifer boşalım katsayılarının hesaplanması.

Su yılı	$\Delta t(\text{gün})$	$Q_o(\text{m}^3/\text{s})$	$Q_n(\text{m}^3/\text{s})$	$\alpha(\text{gün}^{-1})$
1976	180	23,2	11,2	0,00405
1977	210	16,5	6,8	0,00422
1978	180	24,4	11,3	0,00427
		ortalama α (gün^{-1})		0,00418

Tablo 2.9. Kırkgöz kaynağında ilgili su yıllarına ait boşalım katsayıları ve alçalım eğrisi bilgileri.

Daha sonra Tablo 2.9'da elde edilen verileri kullanarak ilgili su yılları için alçalım

süresince akiferin dinamik deposu $V = \frac{86400Q_o}{\alpha} e^{-\alpha t}$ eşitliği yardımıyla

hesaplanır. Daha sonra alçalımın başlangıcındaki dinamik depodan çıkartılarak dinamik depodaki değişim hesaplanır. Her su yılı için akifer beslenimi, akifer boşalımı ile dinamik depo değişimin toplamıdır (Tablo 2.10).

Su yılı	Dinamik depo		Dinamik depo değişimi	Boşalım	Beslenme
	V_o (milyon m^3)	V_n (milyon m^3)	ΔV (milyon m^3)	Q (milyon m^3)	G (milyon m^3)
1976	178,1	176,6	-1,5	441	439,5
1977	176,6	137,3	-39,3	357	317,7
1978	137,3	216,9	79,6	525	604,6

Tablo 2.10. Kırkgöz kaynağının 1976-1978 yıllarına ait bilançosu.

2.5. İnfiltrasyon veya Süzülme

İnfiltrasyon; yağışın yer yüzeyinden yeraltına doğru hareket ettiği, toprak suyunu yenilediği, akiferleri beslediği, ve kurak periyotlar boyunca akarsu akışlarını desteklediği bir süreçtir. İnfiltrasyon oranı, bir sahada yüzey akışının gerçekleşmesi için gerekli yağış girdisinin büyüklüğünü ve belli bir kanal sistemine olan yüzey akış girdisinin zamanlamasını etkiler. Dolayısıyla, infiltrasyon hidrolojik modelin önemli bir bileşenidir. İnfiltrasyonun hızı; bitki örtüsünün dağılımı ve türü, yüzeyin durumu,

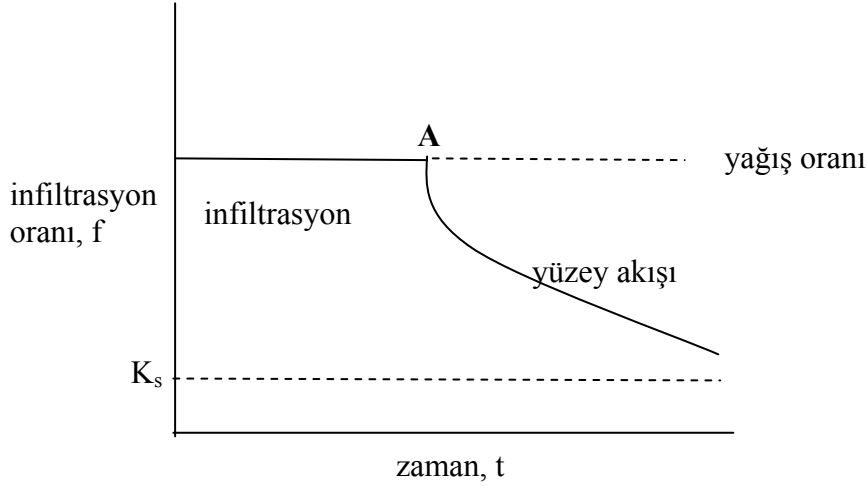
sıcaklık, yağışın şiddeti, toprağın fiziksel özellikleri ve su kalitesi gibi birçok faktöre bağlıdır. Suyun yüzey tabakası içerisinde iletilme oranı yüzeyin koşullarına çok bağlıdır. Örneğin, ince daneli malzemelerin yıkanması yüzeyi sızdırmaz yapabilir, öyle ki infiltrasyon oranları onun altında yer alan zemin oldukça geçirgen olsa da az olur. Su arayüzeyi geçtikten sonra aşağı doğru hareket hızı yeni ortamın iletilme özellikleri tarafından kontrol edilir. Yerin altında mevcut depolama hacmi ayrıca infiltrasyon oranını etkileyen diğer bir faktördür.

Belirli bir drenaj havzası içerisinde, zeminin infiltrasyon kapasitesi genellikle hem lokasyona hem de zamana bağlı olarak değişim göstermektedir. Alansal değişimler zemin türlerinin ve bitki örtüsünün farklılığından kaynaklanmaktadır. Bu tip değişime yer vermek için kullanılan genel prosedür toplam alanı yaklaşık olarak uniform toprak ve bitki örtüsü özelliklerine sahip alt bölgelere ayırmaktadır.

Şekil 2.38'da görüleceği gibi yağış süresince toprak yüzeyi doymuşluğa ulaşıncaya kadar, infiltrasyon oranı sabit kalır ve yüzeye uygulanan yağışın şiddetine eşittir. Toprak yüzeyinin doymuşluğa ulaştığı A noktasında, toprağın suyu iletebileceği maksimum oranda (infiltrasyon kapasitesinde) infiltrasyon gerçekleşir. Zaman ilerledikçe infiltrasyon kapasitesi toprağın doymuş hidrolik iletkenliğine (K_s) eşit oluncaya kadar azalmaya devam eder. Nihai infiltrasyon oranı Şekil 2.38'da kesikli çizgiyle gösterilen K_s oranında gerçekleşir. Şekil 2.38'daki A noktası yüzey akışının başladığı ve gerçek infiltrasyon oranının (f) yağışın şiddetinden ziyade infiltrasyon kapasitesine (f_p) eşit olduğu andır. Bu noktaya gelme süresi belirli bir zemin türü için başlangıçtaki zeminin nem içeriğine ve yağışın şiddetine bağlıdır. Bu noktadan sonraki zamanda infiltrasyon eğrisinin şekli bu faktörler tarafından ayrıca etkilenir. Resmedilen bu infiltrasyon süreci ideal toprak koşullarına dayanmaktadır. Maalesef bu gibi koşullar doğal sistemlerde yinelenmez.

İnfiltrasyon süreci kompleks bir olaydır. Pratikte nadiren rastlanılan en ideal koşullarda dahi (uniform toprak özellikleri ve bilinen akışkan özellikleri) infiltrasyon sürecini karakterize etmek zordur. Bundan dolayı infiltrasyon prosesleri üzerine önemli sayılabilecek sayıda derecede çalışma vardır. Bu çabaların çoğu arazi gözlemlerine ve

gözenekli ortamlarda doygun akış mekanizmalarına dayanarak ampirik denklemler ve bu denklemlerin çözümlerini geliştirmek ile ilgilidir.



Şekil 2.38. Belirli bir yağış şiddeti için infiltrasyon oranının zamana göre değişimi

Horton infiltrasyon kapasitesini belirlemek için geliştirdiği modelde aşağıdaki ilişkiyi geliştirmiştir (Şekil 2.39):

$$f_p = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt}$$

Burada;

f_p = Belirli bir t zamanında infiltrasyon kapasitesi (m/sn)

k = İnfiltrasyon kapasitesinin azalma oranını temsil eden bir sabit katsayı (sn^{-1})

f_c = Dengedeki infiltrasyon kapasitesi (m/sn)

f_0 = Başlangıçtaki infiltrasyon kapasitesi (m/sn)

t = İnfiltrasyonun başlangıcından itibaren geçen zaman (sn)

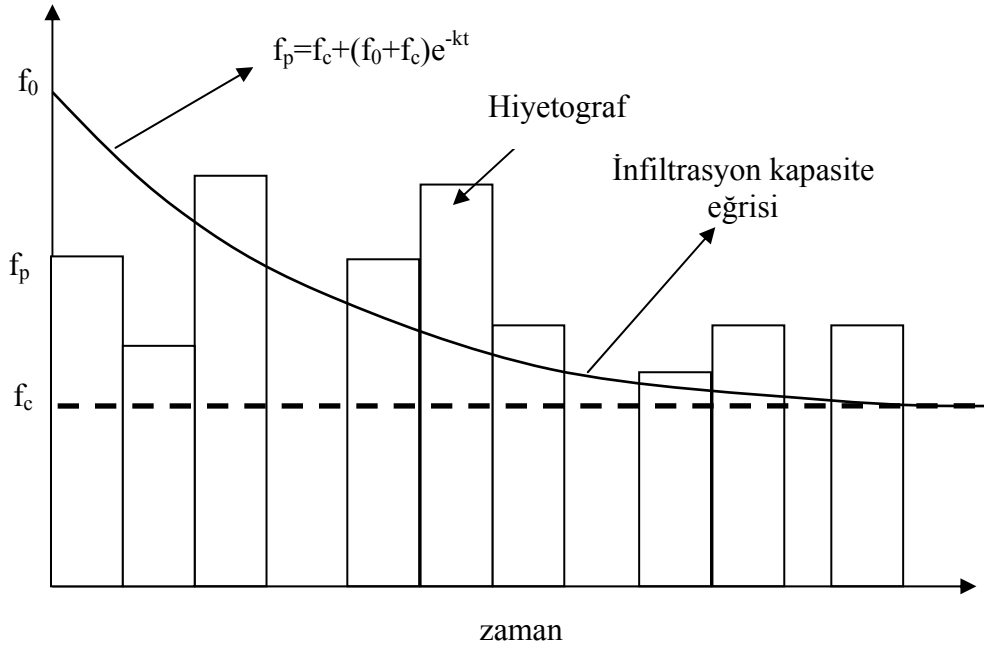
Horton modeli, yağış miktarı infiltrasyon kapasitesini aşarsa, infiltrasyonun üstel bir fonksiyonla azalma eğiliminde olduğunu göstermektedir (Şekil 2.39). Basit bir denklem olmasına karşın f_0 ve k değerlerinin belirlenmesindeki zorluklar bu modelin kullanımını sınırlamaktadır.

Herhangi bir zaman aralığında eğrinin altındaki alanın büyüklüğü o zaman aralığında infiltrasyona uğrayan suyun derinliğini temsil etmektedir. Bazen bir alanda meydana gelen infiltrasyonu tanımlama da infiltrasyonun yağışa olan oranı yani infiltrasyon katsayısı kullanılsa da

$$[\text{İnfiltrasyon (f) / Yağış (P)}] \times 100 = \text{İnfiltrasyon katsayısı}$$

infiltrasyonu mm cinsinden kullanmak daha doğrudur. İnfiltrasyon oranı genellikle mm/dakika cinsinden ifade edilir.

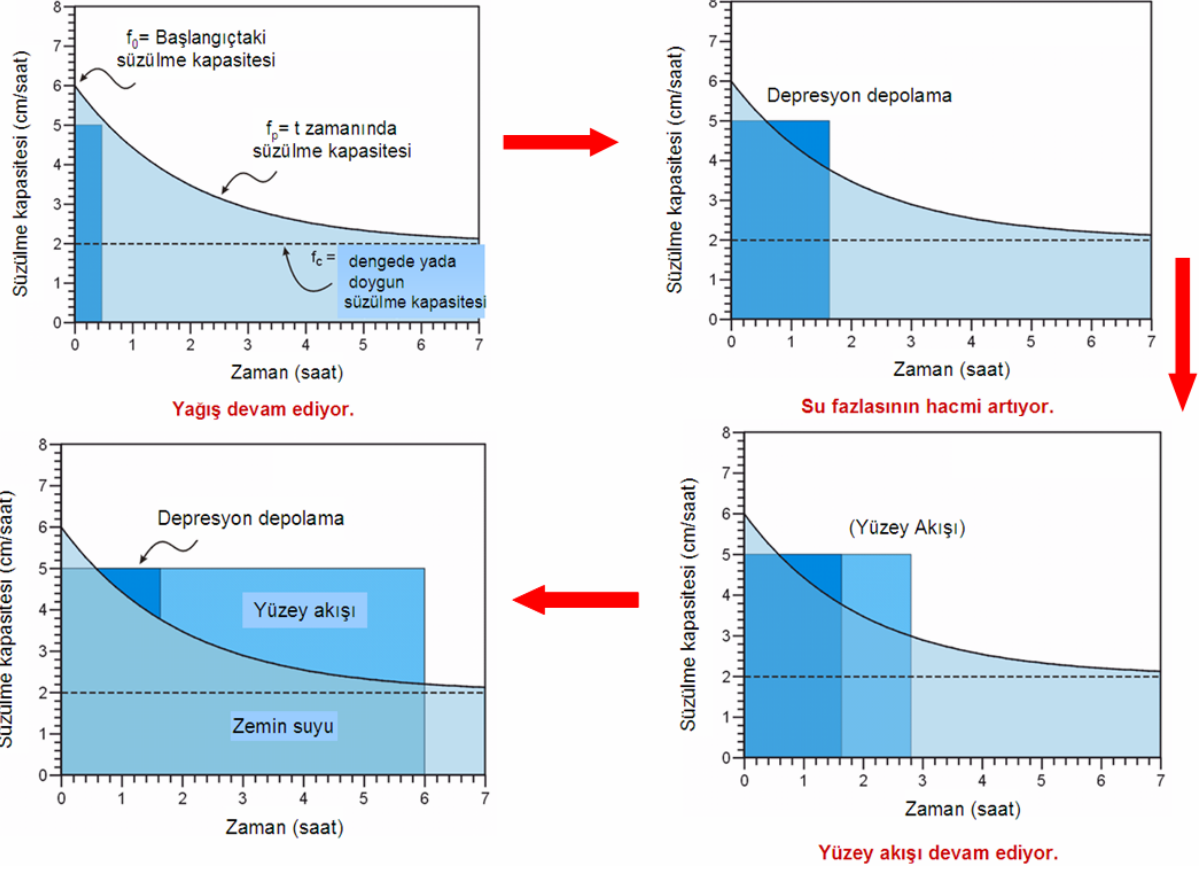
İnfiltrasyonun zamana bağlı olarak değişimi gözlemlenerek ve Şekil 2.39'de gösterildiği gibi f-t grafiği geliştirilerek f_0 ve k değerleri tahmin edilebilir. Eğriden iki farklı f ve t veri seti seçerek ve Horton eşitliğinde yerine koyarak parametre değerleri hesaplanabilir.



Şekil 2.39. Horton infiltrasyon eğrisi ve hiyetograf.

İnfiltrasyon kapasitesi ve yağış arasındaki ilişki Şekil 2.40'da görülmektedir.

Yağışın yüzey akışı, depresyon depolama ve kara akışa bölünmesi

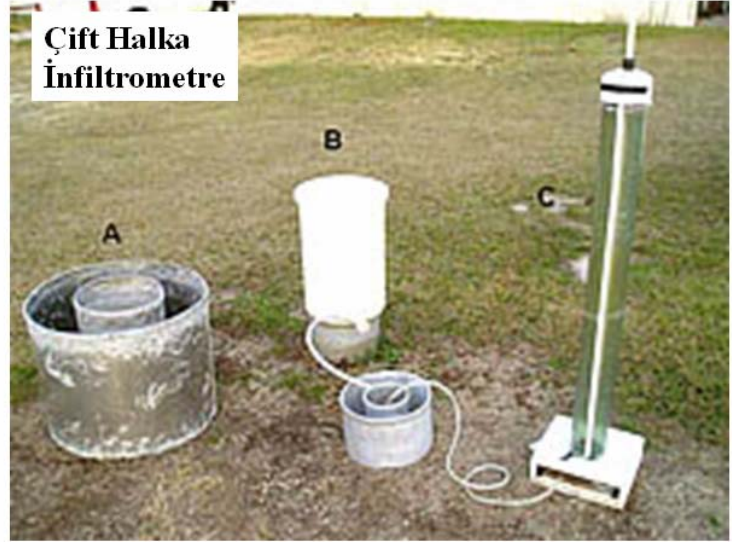


Şekil 2.40. İnfiltrasyon kapasitesi ve yağış arasındaki ilişki

2.5.1 İnfiltrasyon oranının belirlenmesi

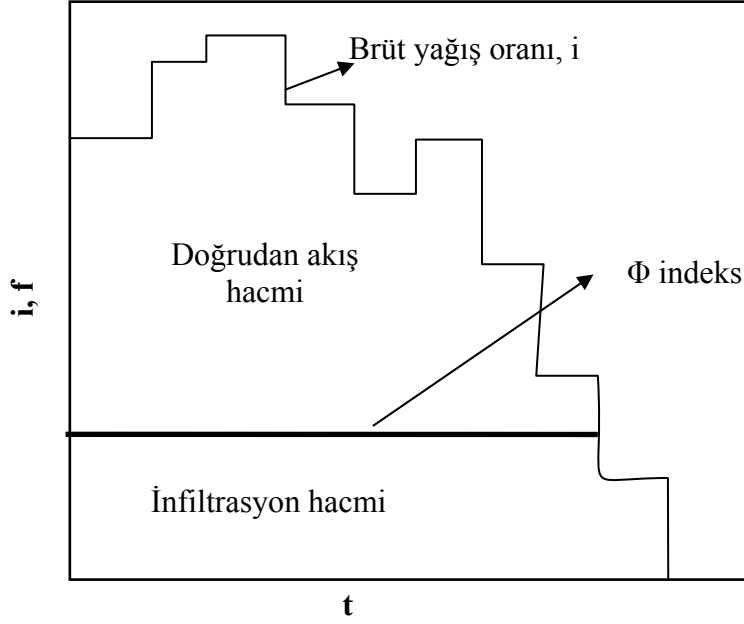
Toprağın infiltrasyon kapasitesini belirlemede yaygın olarak kullanılan metotlar hidrograf analizi ve infiltrometre çalışmalarıdır. İnfiltrometreler genellikle yağmur simülatörü olarak sınıflandırılabilirler. Yağmur simülatörlerinde, yapay yağmur belli bir küçük test alanı üzerine uygulanır ve infiltrasyon, yağış ve yüzey akışı gözlemlerinden hesaplanır (yüzeyde ve çukur alanlarda su birikimini dikkate de alarak). İnfiltrometreler, yer

yüzeyinin altına yerleştirilen halka veya silindirik kaplardır (Şekil 2.41). Su üzerlerine uygulanır ve sabit derecede tutulur. İnfiltrasyon hızı ile ilgili gözlemler, su miktarının eklenme oranına bakılarak yapılır. Bu ölçümler sadece yapılan alan için doğru sonuçlar vermekle birlikte tüm alan için genelleme yapmakta kullanılmamalıdır.



Şekil 2.41. İnfiltrometre türleri (<http://users.rowan.edu/~everett/projects/fldex/Inf2.jpg>)

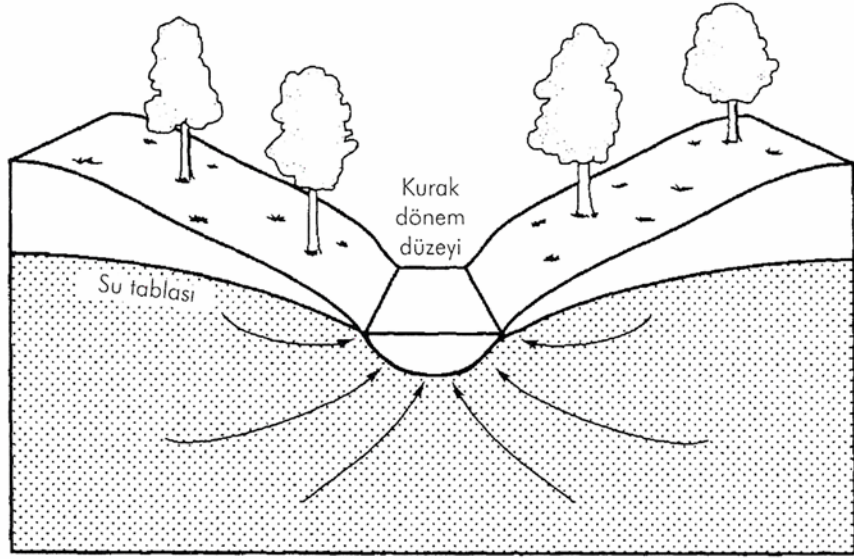
Hidrograf analizlere dayanan infiltrasyon tahminleri infiltrometreler üzerinde avantajları vardır. Fakat bu tahminlerin doğruluk derecesi yağış ve yüzey akışının ölçüldüğü doğruluk derecesinden daha iyi değildir. Çoğu durumlarda asıl yağış ile doğrudan akış miktarı arasındaki fark infiltrasyona uğramış su miktarı olarak düşünebilir. Φ indeks metodu olarak bilinen bu yöntem, infiltrasyonun yağış boyunca üniform olduğunu varsaymaktadır (Şekil 2.42). Bu metot yeraltı drenajının fazla olduğu ve ileri derecede bitki örtüsünün su yakalama potansiyelinin olduğu alanlarda uygulanamaz.



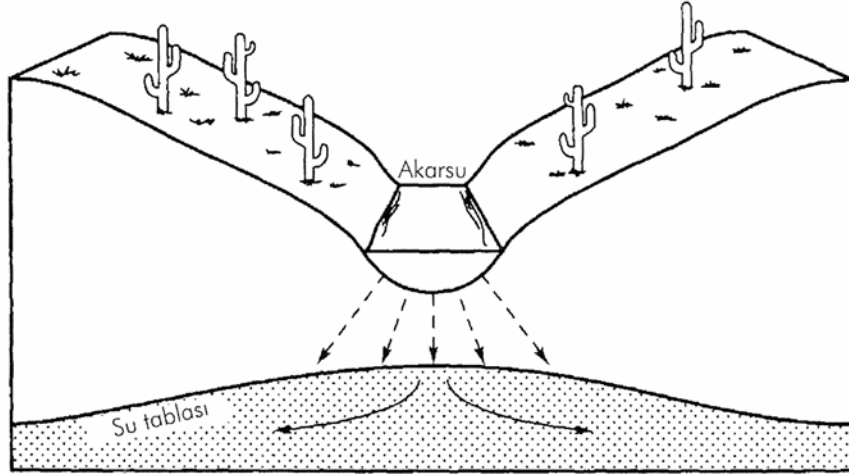
Şekil 2.42. Φ indeks metodu.

2.6. Yeraltı akışı ile yerüstü akışı arasındaki ilişkiler

Yağışsız dönemde akarsu akışı yeraltından gelen akış (baz akım veya kurak dönem sellenmesi) ile sağlanır(Şekil 2.43a). Yeraltı suları yağış olmadığı için beslenemez ve yeraltı su seviyesi giderek alçalır ve akarsuda akış tamamen kesilir. Buharlaşma ve terleme yeraltı su seviyesinin yüzeye yakın olduğu devam eder. Yağışsız dönemin sonunda yağışlı dönem başladığında, yağışın bir kısmı bitkiler tarafından, bir kısmı toprak tarafından toprak doymun olana kadar tutulur. Yağışın fazlası yüzeysel akış olarak görülür, bunun bir kısmı da yeraltına sızarak yeraltısularını besler (Şekil 2.43b). Buharlaşma oldukça azalır.



A



B

Şekil 2.43. Yerüstü ve yeraltı suyu ilişkisi A. Yeraltı suyu nehri besler. B. Nehir yeraltı suyunu besler.

Kaynakça

Bu bölüm aşağıdaki kaynaklardan derlenerek hazırlanmıştır.

Acar, O., Yolcu, G., Özden, N., Taysun, K.Ş., 2005. Balıkesir-Bigadiç Kocadere Havzası Yağış ve Akımlarının Araştırılması. Proje No: 87110D01.

Bedient, P.B., Huber, W.C., 2002. Hydrology and floodplain Analysis. Third Edition. Prentice Hall.

Chow, V.T., Maidment, D.R, Mays, L.W., 1988. Applied Hydrology. McGraw Hill

Fetter, C.W.. 2001. Uygulamalı Hidrojeoloji (Çeviren Mustafa Afşimli &Kamil Kayabali), Fourth edition, Prentice Hall.

Freeze, R.A., Cherry, J.A., Groundwater, 1979, Prentice Hall.

Korkmaz, N.Ö., 1990. The estimation of groundwater recharge from spring hydrographs. Hydrological Sciences, 35(2).

Maidment, D.R.,1993. Handbook of hydrology. McGraw Hill.

Montgomery, C.W., 1996. Environmental Geology. 7TH Edition.

Viessman, W., Lewis, G.L., Introduction to Hydrology, 2003, Fifth edition, Prentice Hall.

Faydalanılan Web Siteleri

<http://www.dsi.gov.tr/topraksu.htm>

<http://www.novalynx.com>

<http://www.meteoroloji.gov.tr/2006/zirai/zirai-calismalar.aspx?subPg=e>

<http://www.meteoroloji.gov.tr/2006/zirai/zirai-calismalar.aspx?subPg=e>

<http://www.crh.noaa.gov>

http://www.regional.org.au/au/asssi/supersoil2004/s15/oral/1083_meissnerr.htm

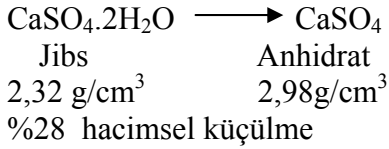
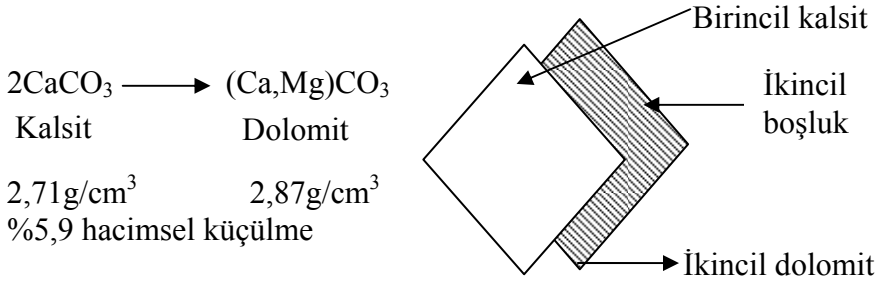
http://www.ivcc.edu/phillips/geology/db_divide/

<http://upload.wikimedia.org>

<http://users.rowan.edu/~everett/projects/fldex/Inf2.jpg>

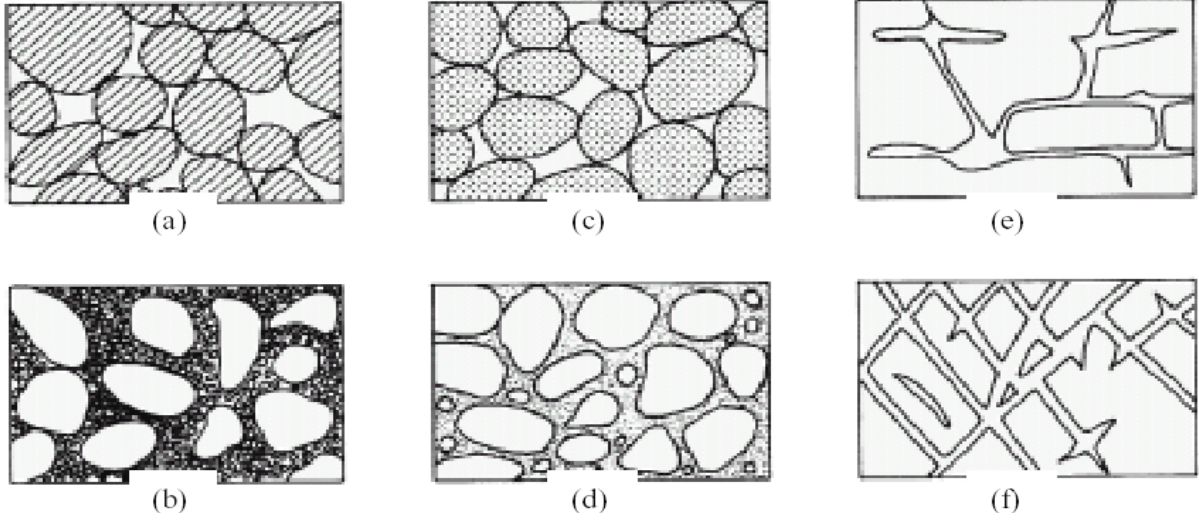
BÖLÜM III. GÖZENEKLİ ORTAMLARIN GENEL ÖZELLİKLERİ

İki türlü gözeneklikten (boşluk veya porozite) bahsedebiliriz. Birincil gözeneklilik kayacın (örneğin kumtaşı, kiltası gibi) pekişmeden önce, sedimantasyon ve diyajenez sırasında taneleri arasında kalan boşluklardır. İkincil gözeneklilik ise, sedimantasyon sonrası fiziksel (tektonik hareketler), kimyasal ve biyolojik faktörlerin etkisiyle oluşan boşluklardır. İkincil boşluklara çatlaklar, kırıklar, solüsyon boşlukları, toprak içinde yaşayan canlıların (solucan vb.) oluşturdukları boşlukları örnek verebiliriz. Toplam boşluk hacmi, birincil ve ikincil boşluk hacminin toplamına eşittir. Bazalt, granit gibi kayalarda boşluklar, kırık ve çatlakların neden olduğu açıklıklardan oluşurlar. Kireçtaşı gibi karbonatlı kayalarda oluşan karstik boşluklarda karbondioksitçe zengin suların karbonat kayaları zaman içerisinde çözmesi ile oluşan cm boyutundan mağara boyutundaki boşluklardır. Minerallerin metamorfizma sonucu birbirlerini dönüşmesi sonucu da ikincil boşluklar oluşabilir. Örneğin, kalsitin metamorfizma sonucu dolomite dönüşmesi ile kayacın boşluk hacminde % 5,9 azalma görülür.



Jeolojik birimlerde gözlenen boşluklar mikron ölçeğinde olabildiği gibi karstik kireçtaşlarında olduğu gibi mağara ölçeğinde de olabilir. Doğal malzemelerin boşlukları genellikle malzeme içerisinde homojen bir dağılım göstermezler. Boşlukların bazıları birbirleri ile bağlantılıdır, bazıları ise yeraltı suyu hareketinin dışında kalan bağlantısız boşluklardır. Birbirleriyle çeşitli oranlarda bağlantıları olan, kayaç veya sedimanlar içerisinde düzenli veya düzensiz bir dağılım gösteren boşlukları olan katılar gözenekli ortam olarak tanımlanabilirler. Birbirleri ile bağlantılı olan gözenek boşlukları *etkin*, bağlantılı veya değil toplam boşluklara da *toplam* boşluk adı verilir.

Pekişmiş (kaya) ve pekişmemiş malzemelerdeki (çökeller) boşluklar, kırık ve çatlaklar hidrojeolojik çalışmalarda önemlidir. Yeraltı suyu ve zemin suyu bu malzemelerinin boşluklarında bulunur. Jeolojik birimlerde gözlenen boşluk (gözenek) türleri Şekil 3.1'de gösterilmiştir.



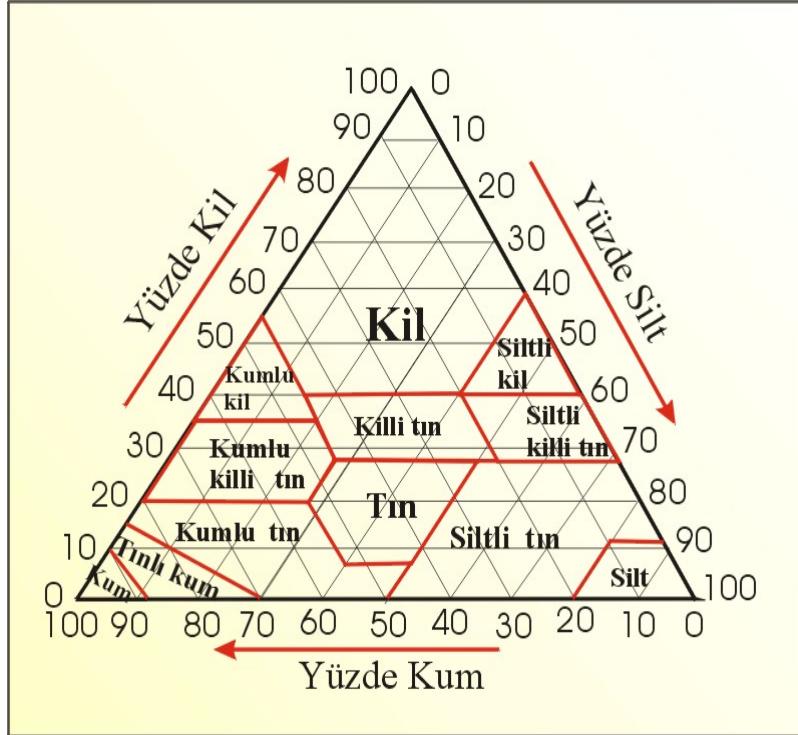
Şekil 3.1. Gözeneklilik türlerine örnekler.

- İyi boylanmış sedimanter malzemeler (yüksek porozite)
- Kötü boylanmış sedimanter malzemeler (düşük porozite)
- Gözenekli tanelerden oluşan iyi boylanmış sedimanter malzeme (yüksek porozite)
- İyi boylanmış sedimanter malzemenin taneleri arasındaki boşluklar mineral cökmesine maruz kalmıştır (düşük porozite)
- Karstik boşluklar (porozite yüksek yada düşük olabilir).
- Sedimanter malzemedeki çatlaklar (porozite yüksek yada düşük olabilir).

Pekişmemiş çökeller değişik çaplarda (boyutlarda) tanelerden oluşurlar. Bu çökeller, oluştukları tanelerin boylarına göre adlandırılırlar. Çeşitli tane boyutu sınıflandırmaları mevcuttur. En yaygın olarak kullanılanları, USDA (U.S. Department of Agriculture) ve ASTM (American Soil Testing of Materials) tarafından geliştirilen sınıflandırmalardır. USDA sınıflandırmasında, zemin tane boyutlarına göre 4 gruba ayrılır: çakıl, kum, kil ve silt (Tablo 3.1). Zeminin tekstürü, malzemenin kum, kil ve silt boyutlu tanelerinin göreceli olarak kütleli oranlarına göre verilir (Şekil 3.2). Örneğin, %60 kum, %30 silt ve %10 kilden oluşan bu malzeme “kumlu tın(mil)” dokusundadır.

Tablo 3.1 USDA tane boyu sınıflaması







Kil	0 - 2	µm
Silt	2 - 50	µm
	çok ince	50 - 100
	İnce	0.1 - 0.25
Kum	orta	0.25 - 0.50
	İri	0.5 - 1
	çok iri	1 - 2
	İnce	0.6 - 1.9
Çakıl		
	İri	1.9 - 7.6



Şekil 3.2.Zeminlerin tekstürel olarak sınıflamasında kullanılan USDA üçgen diyagramı

Tane boyutu analizi pekişmemiş çökellerin tane boyutlarının göreceli oranlarını belirlemek için kullanılır. İri taneli çökeller için, tane boyutu dağılımı elek analizi yöntemi ile belirlenir (Şekil 3.3). Bu yöntemde zemin örneği sırasıyla elek açıklığı küçülen bir seri eleklerden geçirilir. En son eleğin açıklığı 0,05 mm'dir. Her bir elekte kalan kütle ölçülür ve toplam malzeme kütesine bölünerek göreceli oransal katkısı

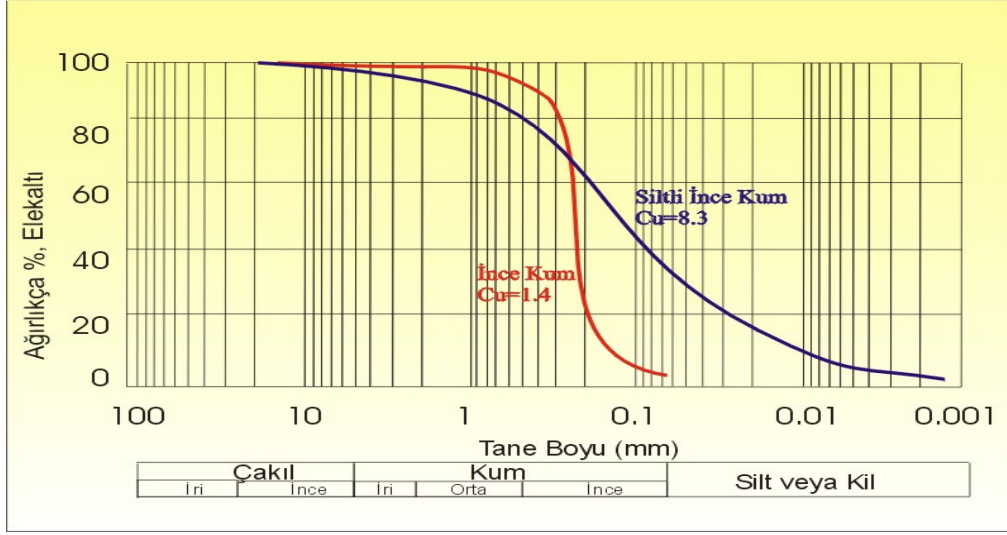
belirlenir. Tane boyutu 0,05 mm den küçük olan malzemeler için tane boyutu dağılımı, sedimentasyon metodu kullanılarak (pipet metodu, hidrometre metodu) belirlenir. Sedimentasyon metodu, suda askıda bulunan farklı boyuttaki tanelerin göreceli çökme hızlarına dayanan bir metottur.

ASTM	mm		Elek üstünde kalan ağırlık		
			(gram)	%	Eklenik %
10	2.00		140.8	28.2	28.2
20	0.85		313.9	62.8	91.0
40	0.42		15.2	3.0	94.0
60	0.25		20.5	4.1	98.1
100	0.15		8.5	1.7	99.8
			1.1	0.2	100.0



Şekil 3.3. Elek analiz yöntemi.

Elek analizi ve sedimentasyon metodu ile belirlenen malzemelerin, daha sonra yarı logaritmik ölçekle yatay eksenle tane boyu, dikey eksenle elek altı (elek üstü) yüzdesi olmak üzere tane boyu dağılım eğrisi oluşturulur (Şekil 3.4). Şekilde dikey eksenle belirli bir çaptan büyük olan tanelerin yüzdesini göstermektedir. Malzemenin %10 nu geçiren elek açıklığına veya %90' ının üzerinde kaldığı elek açıklığına “etkin tane çapı”, d_{10} ; malzemenin %50'sinin kaldığı elek açıklığına eşdeğer dane çapı ise “ortalama tane çapı”, d_{50} olarak adlandırılır.



Şekil 3.4. Tane Boyu Dağılım Eğrisi.

Pekişmemiş malzemelerin tane boyutu dağılımı ifade etmekte kullanılan bir diğer parametrede üniformluk (tek biçimlilik) katsayısıdır (uniformity coefficient). C_u ile gösterilir, boyutsuz bir ifadedir. Malzemenin %60'ını geçiren elek açıklığının malzemenin % 10'unu geçiren elek çapına(etkin dane çapı) oranıdır.

$$C_u = \frac{d_{60}}{d_{10}}$$

Şekilde görüldüğü gibi üniform malzemelerde baskın olarak tek tip bir tane boyutu hakimdir. Bu malzemenin tane boyutu dağılım grafiklerinde tane boyutu değişimi keskin sınırlarla gözlemlenir. Üniform olmayan malzemeler değişik boyutlarda tanelerden oluşmakta olup, tane boyutu dağılım eğrileri daha yayvandır. Üniformluk katsayısı azaldıkça, malzeme tek tip bir tane boyutu hakim olmaktadır. İyi boylanmış malzemelerin üniformluk katsayıları ≤ 5 bir değer almaktadır. Kötü boylanmış (üniform olmayan) malzemelerin üniformluk katsayısı $5 < C_u \leq 15$, iyi derecelenmiş malzemelerin C_u değeri ise $C_u > 15$ üzerindedir. Üniformluk katsayısı 1'e eşit ise malzeme tek tip bir tane çapından oluşmaktadır.

Porozite veya gözeneklilik

Porozite(n), pekişmiş veya pekişmemiş malzemenin boşluk hacminin (V_v) toplam hacmine(V_T) oranıdır. Porozitenin birimi yoktur yani boyutsuzdur. Malzemenin su tutma ve iletme potansiyelini etkileyen bir parametredir. Boşluklu bir malzemenin ne kadar su içerebileceğinin bir göstergesidir.

$$n = \frac{V_v}{V_T} = \frac{V_v}{V_w + V_a + V_s} \quad \text{yada} \quad n(\%) = \frac{V_v}{V_T} \times 100$$

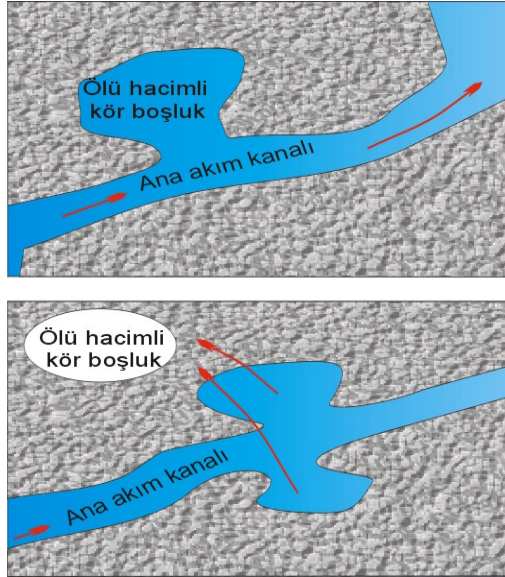
V_v = boşlukların hacmi [cm^3]
 V_s = katıların hacmi [cm^3]
 V_T = örneğin toplam hacmi [cm^3]
 V_w = örneğin boşluklarındaki suyun hacmi [cm^3]
 V_a = örneğin boşluklarındaki havanın hacmi [cm^3]

Laboratuarda malzemenin porozitesi toplam hacmi bilinen bir örnek alınarak gerçekleştirilir. Numune etüv fırında sabit bir ağırlığa ulaşmaya kadar $105\text{ }^\circ\text{C}$ de kurutulur. Bu yöntem, numunelerin tane yüzeyinde tutunan suyu uzaklaştırmaktadır, fakat bazı minerallerin bünyesindeki suya etki etmemektedir. Kurutulan örnek daha sonra hacmi bilinen su içerisine batırılır ve doymun hale gelinceye kadar kapalı bir hazne içerisinde kalmasına izin verilir. Boşlukların hacmi, başlangıçtaki suyun hacminden doymun hale ulaşan numune alındıktan sonra hazne içerisinde kalan su hacmi çıkarılarak elde edilir. Bu laboratuvar metodu, etkin bir porozite değeri vermektedir çünkü birbirleri ile bağlantılı olmayan, su içeren küçük gözenekleri dikkate almamaktadır. Etkin porozite (n_e) yeraltısu akımının mevcut olduğu gözenekliliktir. Malzemenin birbirleri ile bağlantılı olan boşluklarının hacminin toplam hacmine oranıdır.

$$n_e = \frac{V_C}{V_T}$$

V_C = Birbiri ile bağlantılı boşlukların hacmi [cm^3]

Gözenekli ortamlarda su kör cepler oluşturan gözeneklerde bulunabilir. Burada depolanan su genel akıma katılmayan ölü hacimler oluşturur ve etkin gözenekliliği azaltır (Şekil 3.5).

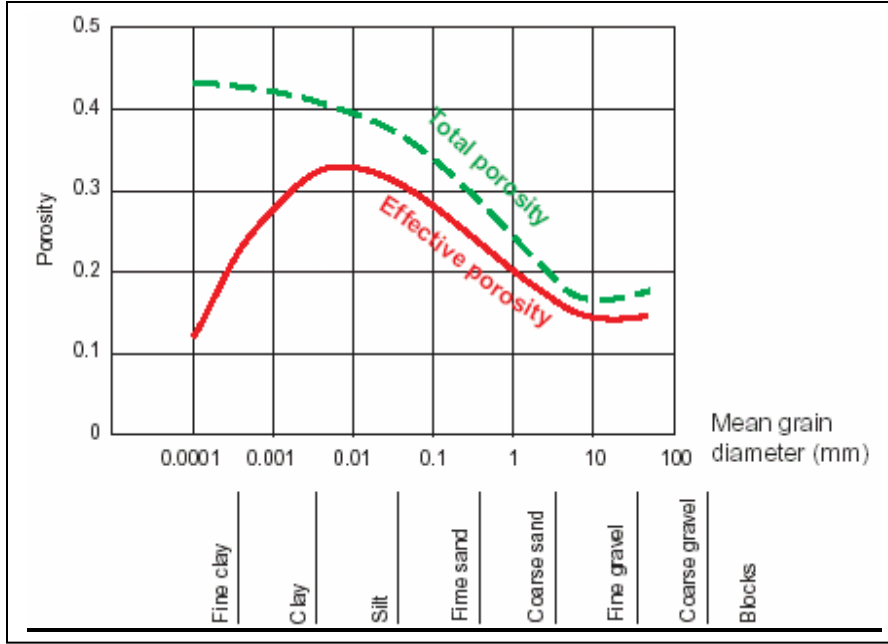


Şekil 3.5. Etkin gözenekliliği düşüren ölü hacimli kör boşluklar

Hidrojeolojik çalışmalarında, gözenekli ortamda bulunan ancak herhangi bir nedenle yararlanılmak üzere alınamayan suyu da kapsayan ve boşluk hacminin toplam hacme

oranı şeklinde tanımlanan **toplam gözeneklilik** yerine, **etkin gözenekliliği** bilmek daha faydalıdır, çünkü suyu tutan ve ileten boşlukları ifade etmektedir.

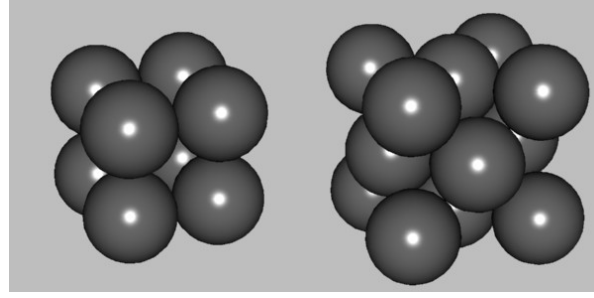
Şekil 3.6'da görüldüğü gibi, toplam porozite ile etkin porozite arasındaki fark killi topraklarda daha fazla olup, tane boyutu arttıkça bu fark azalmaktadır. Killi topraklarda toplam porozite ile etkin porozite arasında görülen bu büyük farklılık, killi toprağın gözeneklerin büyük bir kısmının birbiri ile bağlantılı olmamasından kaynaklanmaktadır. Kum ve çakıllı topraklarda ise durum tam tersidir bu nedenle bu gibi malzemelerde toplam porozitenin etkin porozite'ye eşit olduğunu kabul edebiliriz.



Toplam porozite > Etkin porozite

Şekil 3.6. Farklı litolojik birimlerde etkin ve toplam porozite arasındaki ilişki

Bir toprak numunesinin porozitesini çoğunlukla tane boyutu dağılımı ve tanelerin dizilişi belirlemektedir. Aynı tane çapına sahip tanelerin kübik sistemde dizilişleri 47,65 % lik bir porozite oluştururken, rombohedral sistemde dizilişleri ise 25,95 % lik bir porozite oluşturmaktadır (Şekil 3.7). Her iki dizilişte taneler eş çaplı olduğundan, porozite tane boyutundan bağımsızdır. Eğer malzemenin tane boyutu değişim gösterirse, porozite hem tane boyutuna hem de tane boyutu dağılımına bağlıdır.

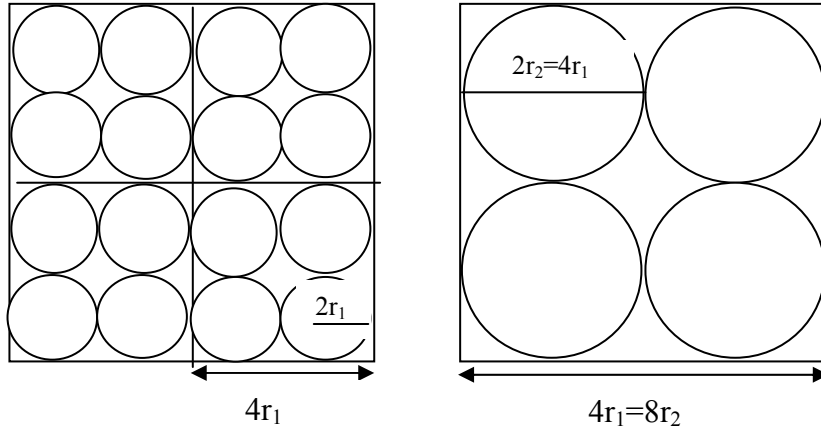


a

b

Şekil 3.7. Eş boyutlu danelerin kübik (a) ve rombohedral (b) dizilimleri

- a) **Tane boyutu:** İki kutu düşünelim. Bir tanesi basket topları ile diğeri de pinpon topları ile dolu olsun. Doğal olarak basket topları ile dolu kutunun porozitesinin diğlerinden daha fazla olduğunu düşünebiliriz. Çünkü basket topları arasındaki boşluklar pinpon toplarının arasındaki boşluklara göre daha fazladır. Ancak gerçekte durum böyle değildir. Boşluk hacminin toplam hacme oranı ölçüğe bağlı olarak değişmemektedir (eğer tanelerin dizilimi her iki durumda aynı ise).



V_s = tanelerin hacmi

$V_T = V_s + V_v$

$$n = \frac{V_V}{V_T} = \frac{V_V - V_{Solids}}{V_T} = 1 - \frac{8 \cdot \frac{4}{3} \cdot \pi r^3}{(4r)^3} = \left(1 - \frac{\pi}{6}\right) \approx 0.476$$

Sonuç olarak belli bir geometri için porozitenin dane boyutuna bağlı olmadığını söyleyebiliriz.

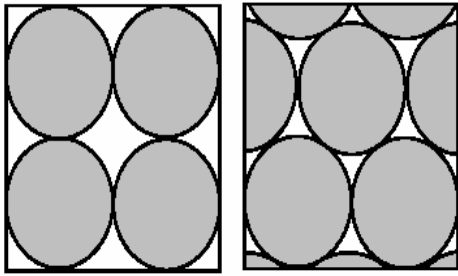
Tanelerin yuvarlaklığı gözenekliliğe etki eden bir diğer faktördür. Yuvarlaklık arttıkça gözeneklilik küçülür.

b) Tane boyutu dağılımı:

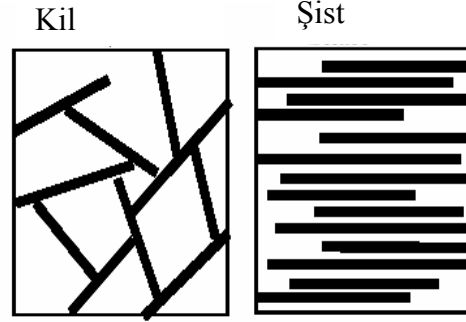
Genelde tane boyutu dağılımı iyi olan sedimanlar kötü olanlara göre daha büyük bir poroziteye sahiptirler. Bunun nedeni, tane boyutu dağılımı üniform olmayan sedimanlarda iri taneler arasındaki boşlukları küçük boyutlu danelerin doldurmasıdır.

c) Tanelerin paketlenme veya diziliş şekilleri:

Malzemenin porozitesini etkileyen önemli faktörlerden biri de tanelerin paketlenme veya diziliş şekilleridir. Aşağıdaki şekilde de görüleceği gibi, tanelerin farklı şekillerde istiflenmeleri numunenin porozitesini azaltabilir. Porozite'yi etkileyen bir diğer etkende danelerin şeklidir. Örneğin, killerde plakaya benzer tane yapılarının birbirleri arasında köprü oluşturmalarından dolayı %50-70 gibi yüksek bir porozite oluşmaktadır. Killerin yüksek basıncın etkisiyle şistlere dönüşümü esnasında, plakaların yeniden düzgün bir şekilde istiflenmesi porozitenin azalmasına neden olmaktadır.



Dane dizilişindeki değişme sonucunda porozitenin azalması



Plakaların yeniden düzenlenmesi sonucunda porozitenin azalması

Gözeneklilik, pekişmemiş denizel killerde % 70, kırık – çatlak bulundurmeyen masif kristalen kayalarda % 0,1'den küçük olmak üzere çok değişik değerler alabilmektedir (Tablo 3.2).

Sedimanter kayalar ve pekişmemiş çökeller genellikle yüksek gözenekliliğe sahiptirler. Magmatik ve metamorfik kayalar ise genellikle düşük birincil gözeneklilik ve bazen önemli sayılabilecek ikincil gözenekliliğe sahiptirler.

Table 3.2. Farklı gözenekli ortamların porozite değerleri (Freeze and Cherry, 1979).

Malzeme türü	n (%)
Konsolide olmamış sedimanlar	25-40
Çakıl	
Kum	25-50
Silt	35-50
Kil	40-70
Kayaçlar	5-50
Çatlaklı bazalt	
Karstik kireçtaşı	5-50
Kumtaşı	5-30
Kireçtaşı, dolomite	0-20
Şeyl	0-10
Çatlaklı kristalen kaya	0-10
Masif kristalen kaya	0-5

Suya doymun bir toprakta porozite, tüm gözenekler su ile dolu olduğu için toprağın su muhtevasına eşittir. Bu gibi durumlarda, toplam porozite, doymun toprak numunesinin ağırlığını tartarak, onu daha sonra kurutarak ve tekrar tartarak hesaplanabilir. Doymun ve kuru numune ağırlıkları arasındaki fark, suyun yoğunluğunu 1 g cm^{-3} varsayarsak suyun ağırlığına eşittir ve boşluk hacmini hesaplamada kullanılabilir.

Porozite ayrıca aşağıdaki eşitliği kullanarak ta hesaplanabilir.

$$n = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s}$$

Burada

ρ_b kuru birim hacim ağırlık [g cm^{-3}]

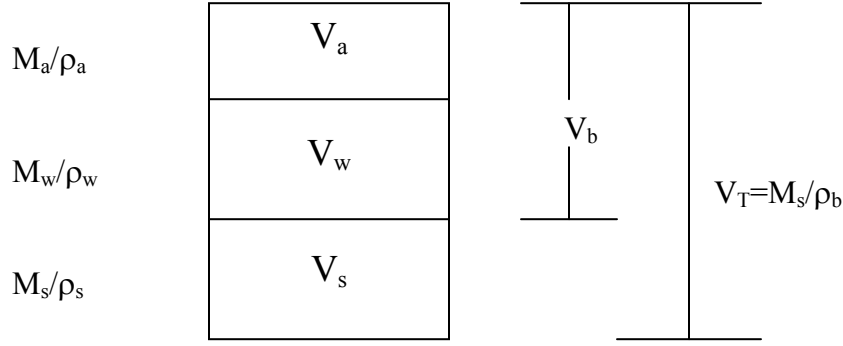
ρ_s dane birim hacim ağırlık [g cm^{-3}].

Dane birim hacim ağırlık için, toprağının ana bileşeninin silika kumu olduğuna dayanarak $2,65 \text{ g cm}^{-3}$ gibi bir değer sıkça kullanılır.

Bu formül yalnızca suya doymun ortamlar için geçerlidir.

Yukarıdaki eşitliğin inceleyecek olursak

$$M_s = \rho_s \cdot V_s = \rho_b \cdot V_T$$



Gözenekli Bir Ortamda Katı, Sıvı ve Hava Fazları Arasındaki İlişkiler

Burada

M_a : Havanın ağırlığı

M_s : Örneğin kuru ağırlığı

M_w : Suyun ağırlığı

V_T : Toplam hacim

V_a : Havanın hacmi

V_s : Katı kısmın hacmi

V_w : Suyun hacmi

ρ_b : Kuru birim hacim ağırlık

ρ_a : Havanın yoğunluğu

ρ_s : Dane birim hacim ağırlık

ρ_w : Suyun yoğunluğu

Bu durumda gözenekliliğin tanımından

$$n = 1 - \left(\frac{V_s}{V_T} \right) = 1 - \frac{M_s / \rho_s}{M_T / \rho_b} = 1 - \frac{M_s / \rho_s}{M_s / \rho_b} = 1 - \frac{1 / \rho_s}{1 / \rho_b} = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s}$$

yazılabilir. Yoğunluk yöntemi toplam gözenekliliği verir.

Kuru birim hacim ağırlık(ρ_b)

Matematiksel olarak, toprağın kuru birim ağırlığı katıların kuru ağırlığının toprak numunesinin toplam hacmine oranıdır.

$$\rho_b = \frac{M_s}{V_T} = \frac{M_s}{V_s + V_w + V_a}$$

Burada;

M_s = katıların kuru ağırlığı [g]

V_T = örneğin toplam hacmi [cm^3]

Kuru birim ağırlığı toprağın yapısını ölçmek için kullanılan bir parametredir. Toprağın kuru birim ağırlığı, toprağın yapısında özellikle tanelerinin dizilişlerindeki farklılıklardan kaynaklanan değişiklikler yüzünden değişmektedir. Şişen topraklarda toprağın kuru birim ağırlığı toprağın su muhtevasına bağlı olarak değişmektedir. Dolayısıyla sabit bir değere sahip parametre değildir. Bir toprak numunesinin kuru birim ağırlığı belirlemek için, ilk önce araziden alınan örnek hacmi ölçülür. Toprak numunesi daha sonra 105 °C de kurutulur ve kuru ağırlığı tartılır.

Dane birim hacim ağırlığı (ρ_s), kuru katıların ağırlığının (M_s) katıların hacmine (V_s) oranıdır.

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s}$$

Boşluk oranı

Mühendislikte daha çok kullanılan bir terim olan **Boşluk oranı (e)** malzemenin boşluklarının hacminin (V_v) katı hacme oranıdır(V_s).

$$e = \frac{V_v}{V_s}$$

$$V_T = V_v + V_s$$

$$V_s = V_T - V_v \text{ ise } e = \frac{V_v}{V_T - V_v} \text{ ve her iki tarafı } V_T \text{ 'e bölersek } e = \frac{V_v / V_T}{V_T - V_v / V_T} \text{ o halde}$$

$$e = \frac{n}{1 - n} \text{ bulunur.}$$

Boşluk oranı değerleri 0-3 arasında yer almaktadır.

Su Muhtevası

Toprağın su muhtevası kütle cinsinden(θ_g) yada hacim cinsinden(θ_v) ifade edilebilir. Gravimetrik(kütlesel) su muhtevası, suyun ağırlığının toprak numunesinin kuru ağırlığına oranıdır ve genellikle % olarak ifade edilir. Toprak numunesinin kuru hali referans olarak alınırsa gravimetrik su muhtevası aşağıdaki şekilde ifade edilebilir. Su muhtevası boyutsuzdur.

$$\theta_g \% = [(\text{örneğin doğal ağırlığı} - \text{örneğin kuru ağırlığı}) / \text{örneğin kuru ağırlığı}] \times 100$$

Hacimsel su muhtevası(θ_v), suyun yoğunluğunu 1 g cm^{-3} kabul edersek, suyun hacminin örneğin toplam hacmine oranıdır.

$$\theta_v = \frac{V_w}{V_T} = \frac{V_w}{V_s + V_a + V_w}$$

Gravimetrik ve hacimsel su muhtevası arasındaki ilişki aşağıdaki gibidir.

$$\theta_v = \theta_g \left[\frac{\rho_b}{\rho_w} \right]$$

Doygun ortamlarda $n = \theta$, doymayan topraklarda $n > \theta$.

Toprağın su içeriğini ifade etmede kullanılan bir diğer parametre de suya doygunluk oranıdır(S). Gözenekli bir ortamdaki boşlukların suya doluluk oranlarının bir ifadesi olan doygunluk (S), boşluklarda bulunan su hacminin (V_w), boşluk hacmine oranı olarak tanımlanmaktadır.

$$S = \frac{V_w}{V_v} \times 100$$

Buna göre, boşlukların tamamen su ile dolu olması durumunda suya doygunluk $S = \% 100$ olacaktır.

Özgül Verim (S_y) ve Özgül Tutma(S_r):

Suya doygun bir malzemeden yerçekimi etkisiyle alınabilen suyun hacminin malzemenin toplam hacmine oranıdır.

$$S_y = V_w / V_T$$

Burada,

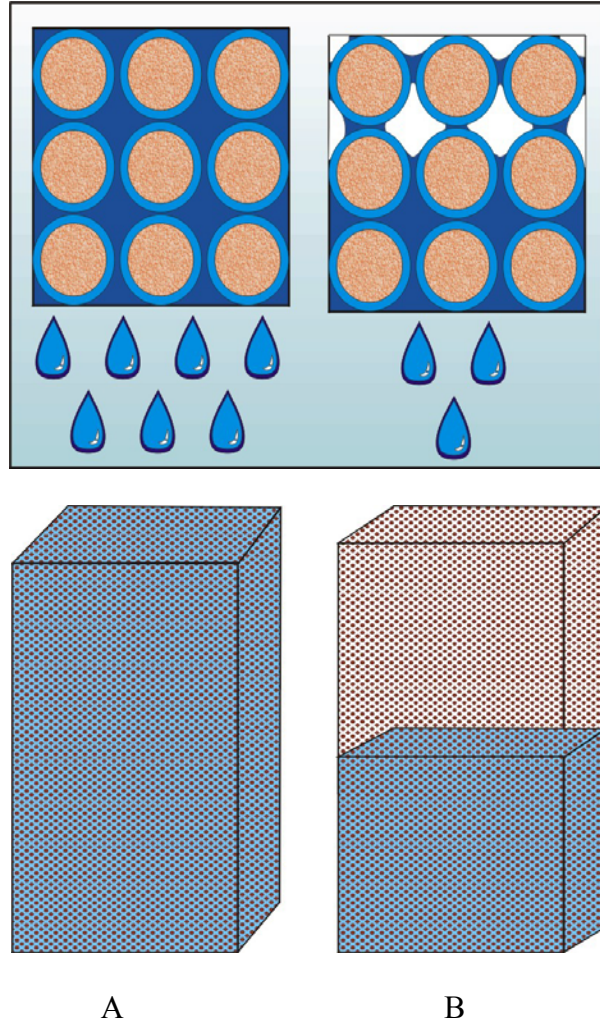
S_y = özgül verim

V_w = yerçekimi etkisi ile alınabilen su hacmi (cm^3)

V_T = toplam hacim (cm^3)

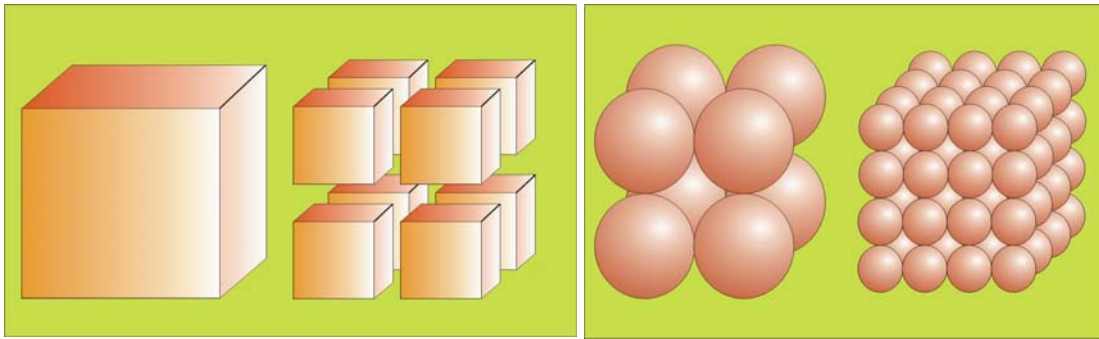
şeklinde verilebilir.

Su molekülleri, yüzey gerilme kuvvetleri etkisiyle tane yüzeylerinde tutunurlar. Eğer yerçekimi bir mineral tanesini çevreleyen su filmi üzerinde bir kuvvet uygularsa, su filminin bir kısmı çekilir ve aşağıya doğru damlar. Geri kalan su filmi artan bir yüzey gerilmesi sonucu daha incelecek ve sonunda yerçekimi kuvveti yüzey gerilme kuvveti tarafından dengelenecektir. Özgül verimin su muhtevasında, yerçekimsel drenaj durur. (Şekil 3.7).



Şekil 3.7. Etkin porozite ve özgül verin arasındaki ilişki. A= suya doymun kayacın hacmi, B= yerçekimi etkisiyle alınan sudan sonra kayacın su içeriği.

Eğer iki örneğin porozitesi birbirine eşit, fakat birinin ortalama tane boyutu diğerinden daha küçük ise, daha ince taneli örneğin yüzey alanı daha geniş olacaktır. Buna ek olarak, su başlıca daha küçük gözeneklerde tutunacaktır. Sonuç olarak, daha fazla su ince danelerin yüzeyinde tutunabilir. Danelerin yüzey alanının (S_s) toplam hacime (V_T) oranı olarak ($\sigma_s = S_s/V_T$) tanımlanan özgül yüzey alanı, tane boyu ile ilişkilidir (Şekil 3.8).



Kenar Uzunluğu	Küp Sayısı	Toplam Yüzey
1 cm	1	6 cm ²
0.1 cm	1000	60 cm ²
0.01 cm	100000	600 cm ²
0.001 cm	100000000	6000 cm ²
1 μ	1000000000000	6 m ²
0.1 μ	1015	60 m ²
0.01 μ	1018	600 m ²
1 mμ	1021	6000 m ²

Şekil 3.8. Küp şeklindeki taneler için hacim-yüzey alanı ilişkisi

Bir kayaç yada toprağın özgül tutması, yerçekimi kuvveti etkisi ile alınamayan, kılcal kuvvetler etkisiyle gözeneklerde tutunan su hacminin malzemenin toplam hacmine oranıdır.

$$S_r = V_r / V_T$$

Burada,

S_r = özgül tutma

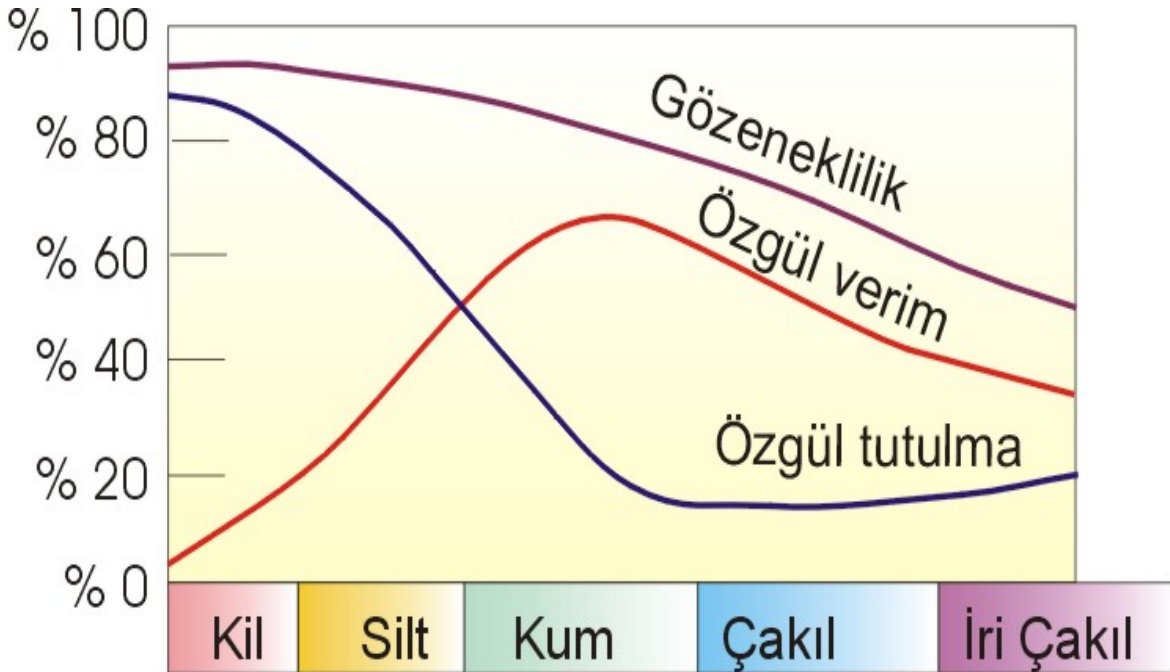
V_r = kılcal kuvvetlerle gözeneklerde tutulan su hacmi (cm³)

V_T = toplam hacim (cm³)'dir.

Özgül verim ve özgül tutmanın toplamı toplam porozite'ye eşittir.

$$n = \frac{V_v}{V_T} = \frac{V_r + V_w}{V_T} = \frac{V_r}{V_T} + \frac{V_w}{V_T} = S_r + S_y$$

Özgül tutma dane boyutu azaldıkça artar. Öyle ki, kil %50 porozite'ye ve %48 özgül tutuma sahip olabilir. Şekil 3.9.özgül verim, özgül tutma, gözeneklilik ve tane boyutu arasındaki ilişkiyi göstermektedir. İnce taneli malzemelerde, gözeneklilik iri taneli malzemelere oranla fazla olmasına karşın, bu gözeneklerin büyük bir kısmı birbirleri ile bağlantılı olmadığından özgül verimi iri taneli malzemelere oranla düşüktür.



Şekil 3.9. Gözeneklilik, özgül verim, özgül tutma ve dane boyutu ilişkisi

Yararlanılan Kaynaklar

Ekmekçi, M., Hidrojeoloji ders notları, Hacettepe Üniversitesi, (Şekillerin bazıları bu kaynaktan alınmıştır)

Fetter, C.W., Applied Hydrogeology, Fourth Edition, 2001. Prentice Hall.

Freeze, R.A., Cheery, J. A., Yeraltısuyu, 2003, Gazi Kitabevi.

BÖLÜM IV. GÖZENEKLİ ORTAMDA YERALTISUYUNUN HAREKETİ

Hidrolik yük (Hydraulic head) ve akım potansiyeli (fluid potential):

Yeraltında her noktada akışkanın bir mekanik, termal ve kimyasal enerjisi vardır. Yeraltısuyu akımları için, akışkanın tek bir fazda ve sıcaklığının sabit olduğunu varsayarsak kimyasal ve termal enerjilerin akışkanın toplam enerjisine katkısı çok sınırlıdır, ihmal edilebilir. Dolayısıyla, gözenekli ortamlarda su akımının basitçe mekanik bir olay olduğunu söyleyebiliriz.

Yeraltısuyu akımının olabilmesi için, akışkanın gözenekli ortamda hareketini sağlayan kuvvetlerin, hareket halindeki akışkan ile gözenekli ortamın taneleri arasında meydana gelen sürtünme kuvvetlerini yenmesi gerekmektedir. Bu hareket esnasında sürtünmeden dolayı mekanik enerjinin bir kısmı ısı enerjisine dönüşmektedir. Bu ısı enerjisinin geriye mekanik enerjiye dönüşümü mümkün değildir. Akışkanın gözenekli ortamda bir noktadan diğer bir noktaya hareketini sağlayan itici güç, akışkanın iki nokta arasındaki enerji potansiyellerinin farklılığından kaynaklanmaktadır.

Suyun sahip olduğu enerji potansiyeli, birim su kütleini ($m=1$) belirli bir referans noktasından başka bir noktaya hareket ettirmek için sistemin yapması gereken iş miktarı veya gerekli enerji miktarıdır. Bu enerji aslında göreceli bir kavram olup belli bir referans noktasına göre ölçülmektedir. Hubbert (1940) gözenekli ortamlarda akışkanın akımının daima akışkanın enerji potansiyelin yüksek olduğu yerden düşük olduğu yere doğru olduğunu ifade etmektedir.

Şimdi yeraltında gözenekli bir ortamda birim su kütleini belli bir referans noktasından başka bir noktaya hareket ettirmek için yapılması gereken işi hesaplayalım:

z = Referans noktasından olan

yükseklik

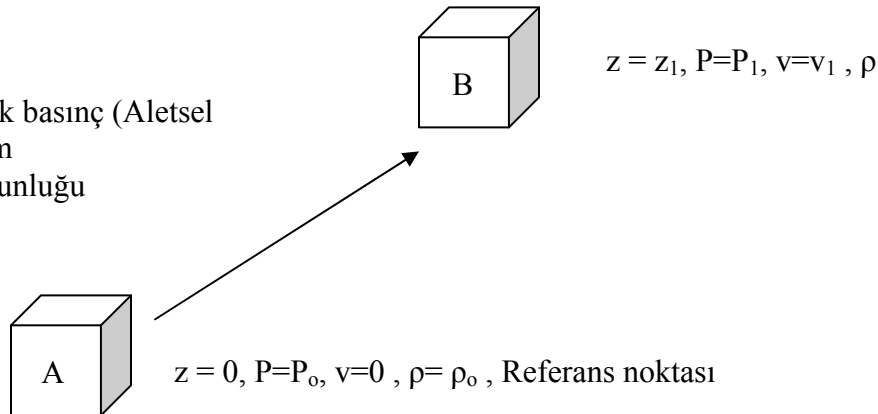
P = Basınç

v = Hız

P_o = Atmosferik basınç (Aletsel

basınç) = 0 atm

ρ = suyun yoğunluğu



Bu iş temel olarak üç kısımdan oluşmaktadır:

1. Bir su kütleini $z=0$ referans yüksekliğinden $z=z_1$ yüksekliğine kaldırmak için gravite'ye karşı yapılan iş miktarı.

$$W_g = \text{Kuvvet} \times \text{uzaklık} \\ = m \times g \times (z_1 - z_0) = \text{Potansiyel enerjideki değişim}$$

m = kütle

g = gravite

W_g = yerçekimine karşı yapılan iş

2. Bir su kütleini $v=0$ 'dan $v=v_1$ 'e hızlandırmak için yapılan iş

$$W_v = \frac{m (v_1 - v_0)^2}{2} = \text{Kinetik enerjideki değişim}$$

3. Bir su kütleinin basıncını $P=0$ 'dan $P=P_1$ 'e çıkartmak için yapılması gereken iş

$$W_p = \int_{P_0}^P V dP = m \int_{P_0}^P \frac{1}{\rho} dP = \text{Elastik enerjideki değişim}$$

$$\text{Toplam enerji} = W_T = m g (z_1 - z_0) + \frac{m (v_1 - v_0)^2}{2} + m \int_{P_0}^P \frac{1}{\rho} dP$$

Eşitliğin her iki tarafını m 'e bölersek,

$$\text{Enerji potansiyeli veya akım potansiyeli} = \Phi = \frac{W_T}{m} \quad [m^2/sn^2]$$

$$\Phi = g (z_1 - z_0) + \frac{(v_1 - v_0)^2}{2} + \int_{P_0}^P \frac{1}{\rho} dP$$

Sürtünmesiz akımlarda toplam enerji sabit kalmaktadır yani enerji muhafaza edilmektedir. Yukarıdaki eşitlik **Bernoulli formülü** olarak bilinmektedir.

Yeraltısuyu akım sistemlerine Bernoulli formülünü sadeleştirecek bir kaç varsayım yapabiliriz:

1. Gözenekli ortamda yeraltısuyu akımının hızı çok küçük olduğundan, hız farklılığından kaynaklan enerji potansiyelin toplam akım potansiyele katkısı, Bernoulli formülündeki diğer terimlerle karşılaştırıldığında çok küçük olduğundan ihmal edilebilir, yani $(v-v_0)^2=0$.
2. Bernoulli formülünde integrali çözebilmemiz için, akışkanın yoğunluğunun basınca bağlı olarak nasıl değiştiğini yani basınç ile yoğunluk arasındaki matematiksel ilişkiyi bilmemiz gerekmektedir. Bu ilişkiye su için değerlendirecek olursak,

$$\rho \cong \rho_0 [1 + \beta(P - P_0)]$$

β = Sıkıştırılabilirlik katsayısı= $4.4 \times 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N} (\text{Pa}^{-1})$ su için

β , belli bir su kütlesi üzerinde uygulanan basınç miktarındaki artışa karşın suyun hacminde meydana gelebilecek değişmeyi ifade etmektedir. Su için β değeri çok küçük olduğundan

$$\beta(P-P_0) \ll 1$$

$$\rho = \rho_0$$

Dolayısıyla ρ entegralin dışarısına çıkarılabilir.



$$\int_{P_0}^P \frac{1}{\rho} dP \rightarrow \frac{1}{\rho} \int_{P_0}^P dP$$

Bernoulli eşitliğini tekrar yazacak olursak,

$$\Phi = g(z_1 - z_0) + \frac{P - P_0}{\rho}$$

Her iki tarafıda g 'ye bölersek,

$$\frac{\Phi}{g} = h = (z_1 - z_0) + \frac{P - P_0}{\rho g}$$

$z_0 = 0$; $P_0 = 0$ (Referans noktası)

$$h = z + \frac{P}{\rho g}$$

$$\Psi = \frac{P}{\rho g}$$

$$h = z + \Psi$$

$h = \frac{W_T}{mg}$ [m, cm] = hidrolik yük : Birim ağırlıktaki su kütlesini belli bir referans noktasından farklı bir noktaya getirmek için gerekli enerji miktarıdır.

Hidrolik yükün iki bileşeni vardır.

z = yerçekimi veya kot yükü [m, cm], ölçüm yapılan noktanın referans noktasından (genelde deniz seviyesi = 0m) olan yüksekliğinden kaynaklanmaktadır.

Ψ = basınç yükü [m, cm], referans noktasından belli bir yükseklikte bulunan ölçüm noktasındaki suyun basıncından kaynaklanmaktadır.

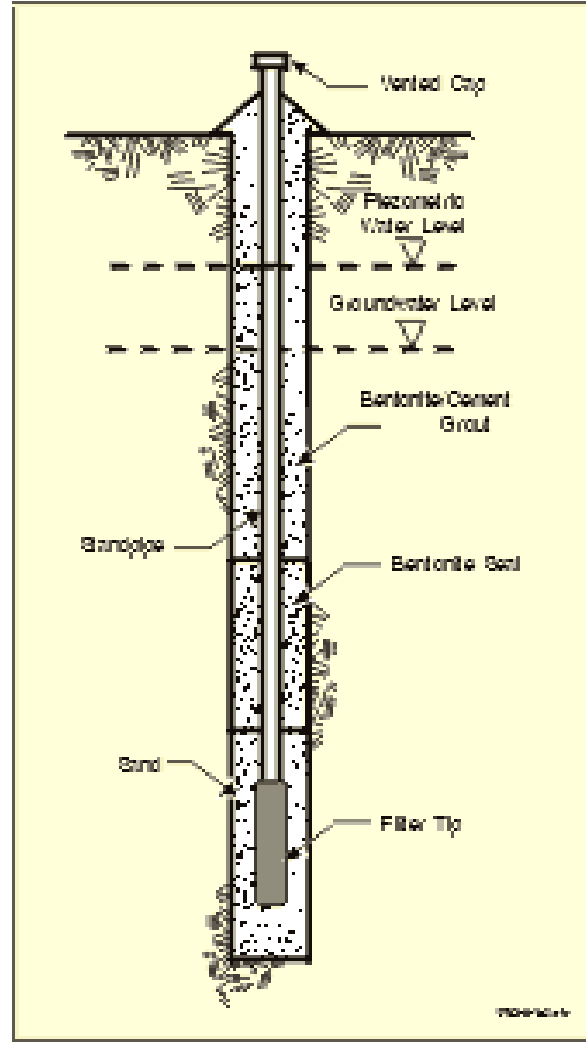
Yukarıdaki eşitlik, yeraltı suyu akışını anlamada gerekli bir ilişkidir. Gözenekli ortamlarda suyun hareketi hidrolik yükün büyük olduğu yerden küçük olduğu yere doğrudur. Yeraltı suyu sistemlerinde birim su kütlesinin enerjisini yani akım potansiyelini doğrudan tespit etmemiz çok zordur. Onun yerine, kolayca ölçebileceğimiz hidrolik yük kullanılmaktadır.

Hidrolik yük ölçümleri, yeraltı suyu akımını karakterize etmek (örneğin, akımın yönü ve hidrolik eğim miktarı), akiferlerin hidrolik özelliklerini (K, T, ve S) belirlemek ve bir bölgedeki yeraltı suyu kaynaklarının çekiminin etkilerini değerlendirmek için gerekli olan önemli bir bilgidir. Laboratuvarlarda, hidrolik yük su seviyesi kotunun belirlendiği manometre kullanarak ölçülür. Arazide, yeraltının doygun bölgesindeki belirli noktadaki hidrolik yükü ölçmek için piyezometreler kullanılır. Piyezometre aslında ince uzun bir borudan başka bir şey değildir. Piyezometrelerin üst ve alt kısmı açıktır. Su seviyesi piyezometre içerisinde ölçüm noktasındaki basınç yüküne eşit seviyeye ulaşmaya kadar yükselir. Piyezometredeki su seviyesi kotunun referans noktası olan deniz seviyesinde olan yüksekliğine hidrolik yüke eşittir. Arazide piyezometrede yükü ölçmenin en yaygın yolu piyezometre su seviyesine olan uzaklığın ve piyezometre borusunun tavan kısmının kotunun bilinmesi gereklidir. Piyezometredeki hidrolik yük, piyezometre borusunun tavan kotunu piyezometredeki su derinliğinden çıkartarak hesaplanır. Ölçümlerde hataya sebep olmamak için piyezometrenin dış duvarı boyunca kenar sızıntısını önlenmesi gereklidir. Bu zemine sokulmuş borular için bir problem teşkil etmeyebilir. Sondaj gerektiren derin tertibatlar için piyezometre ile kuyu deliği arasındaki anülüsün bentonit yada harç ile doldurulması gerekir. Piyezometrenin ölçüm yapılan alt uçuna, sıkça akifer malzemesinin boru içerisine girmesini önleyecek kuyu filteresi

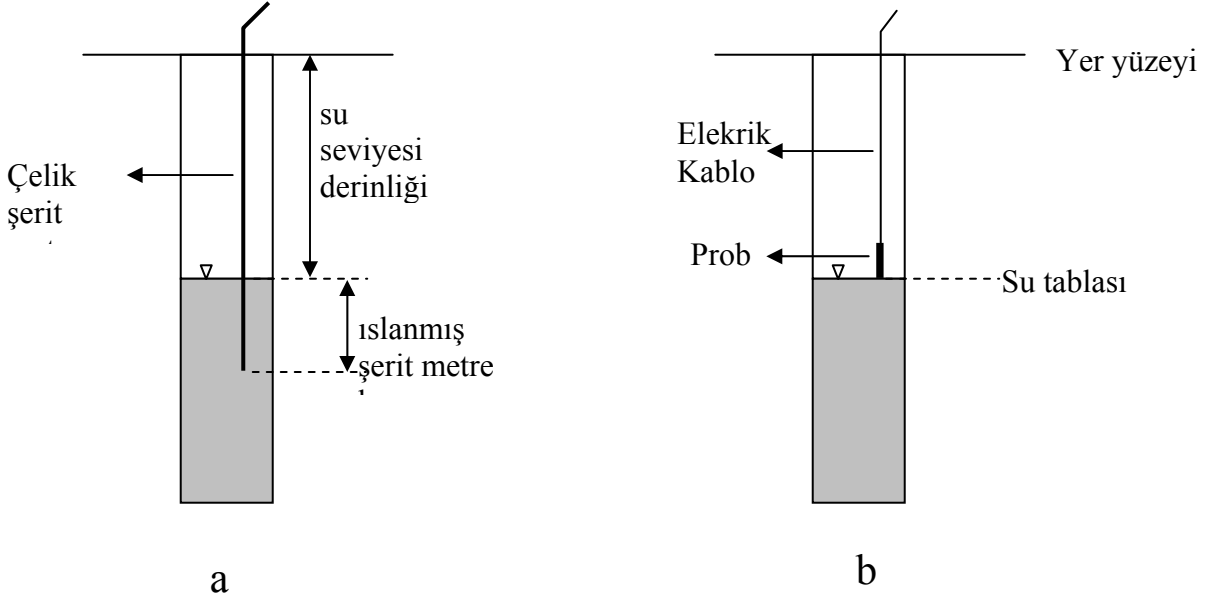
yerleştirilir. Piyezometrenin üst kısmı yeryüzeyinin üzerinde son bulur ve havalandırma deliği içerir. Her piyezometrenin üst kısmının kotu belirlenir.

Farklı derinliklerde son bulan piyezometrelerden elde edilen veriler doygun bölgede suyunu düşey yöndeki hareket yönünün belirlenmesinde ipuçları sunar. Farklı kuyu delikleri içerisine yerleştirilmiş piyezometre grupları piyezometre kümesi olarak adlandırılır. Aynı kuyu deliği içerisinde yerleştirilmiş piyezometrelere, piyezometre yuvası denir. Piyezometre yuvası içerisinde yapılan su seviyesi ölçümleri düşey hidrolik eğimi belirlemek için kullanılır.

Kuyulardaki su seviyesine olan derinliğin ölçülmesinde kullanılan metotlar (1) çelik metre şeridi, (2) kuyu düdüğü, (3) bubblers, (4) basınç dönüştürücü, (5) şamandıra şeklinde çalışan su seviyesi kayıt cihazı ve (6) akustik metotlar. Bunlardan, kuyu düdüğü en yaygın olarak kullanılanlardan biridir



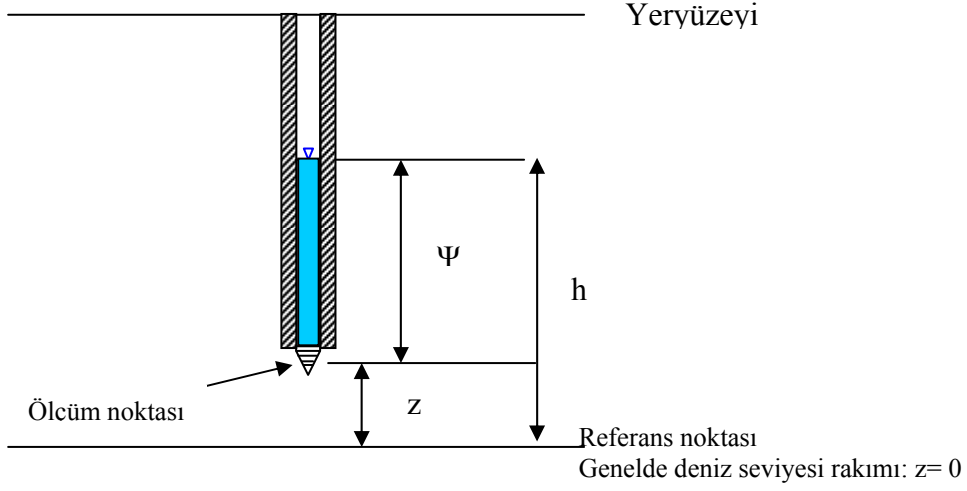
Şekil. Piyezometre kuruluşu



Şekil a) Çelik şerit metre, b) kuyu düdüğü



Şekil. Kuyu düdüğü (electric sounder).



Şekil. Hidrolik yükün bileşenleri.

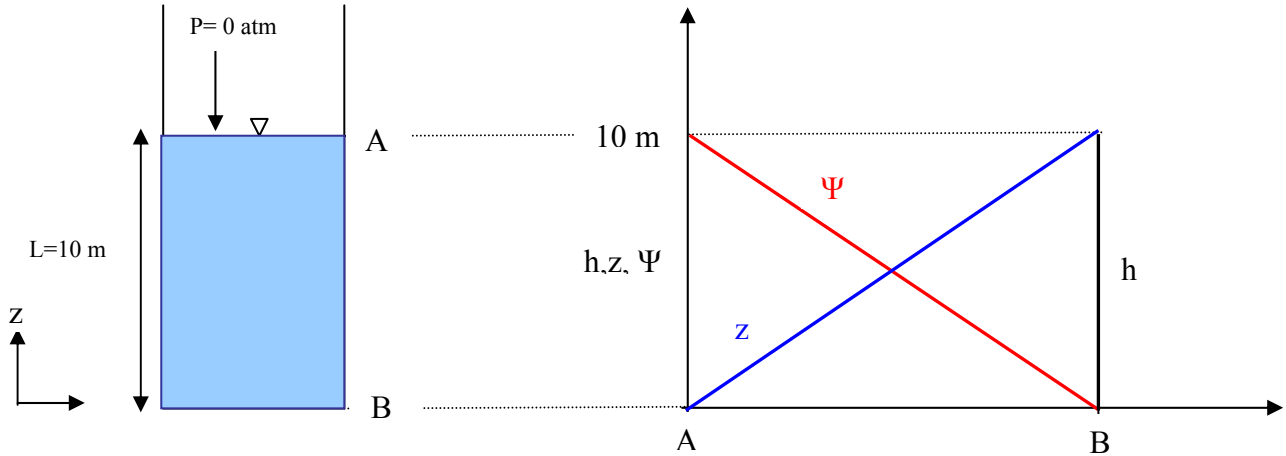
h = piyezometredeki su seviyesinin referans noktasından olan yüksekliği

z = ölçüm yapılan noktanın referans noktasından olan yüksekliği

Deniz seviyesi sıkça referans noktası olarak seçilir.

Ψ = piyezometredeki su seviyesinin ölçüm yapılan noktadan olan yüksekliği

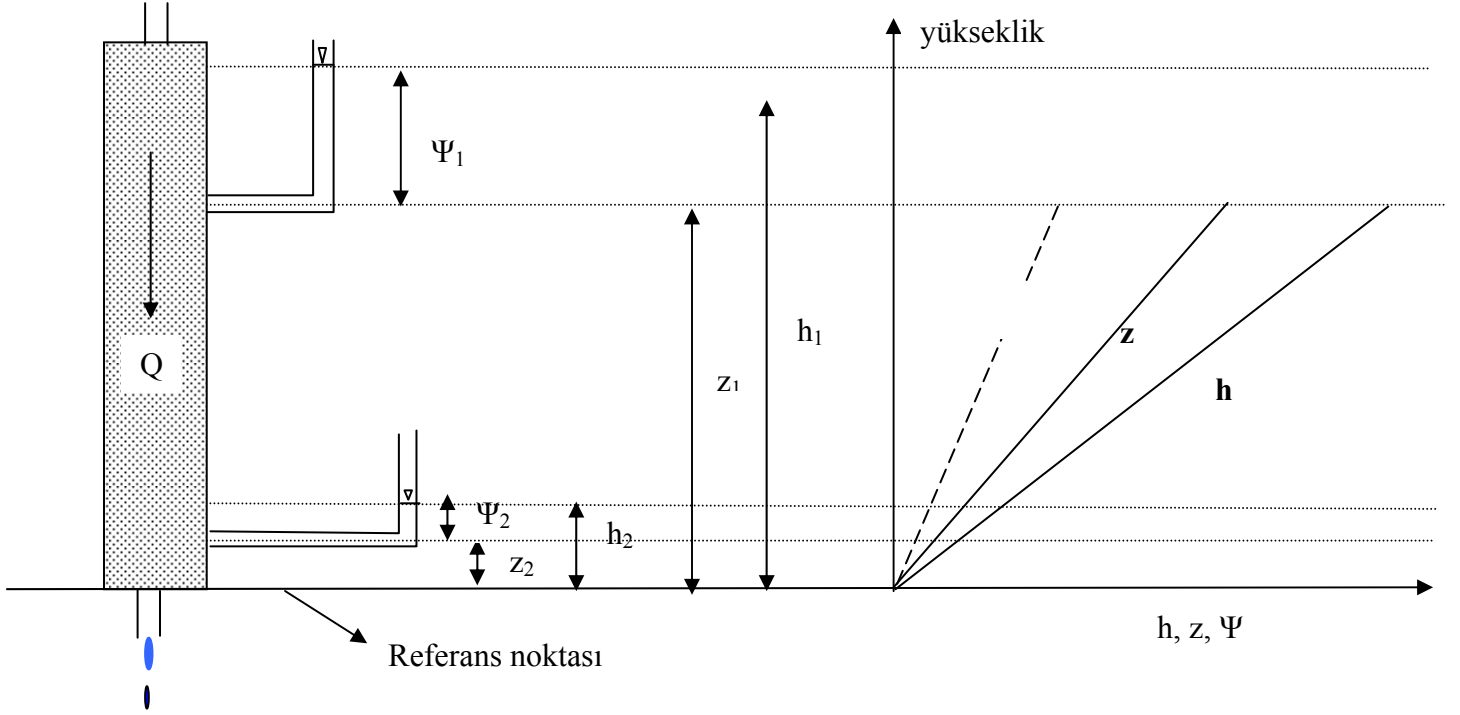
Örnek olarak, statik su ile dolu silindirik bir kap düşünelim ve bu kap boyunca hidrolik yük ve bileşenlerinin bir değişimine bakalım.



A noktasındaki basınç atmosferik yani $P_A=0$ atm.

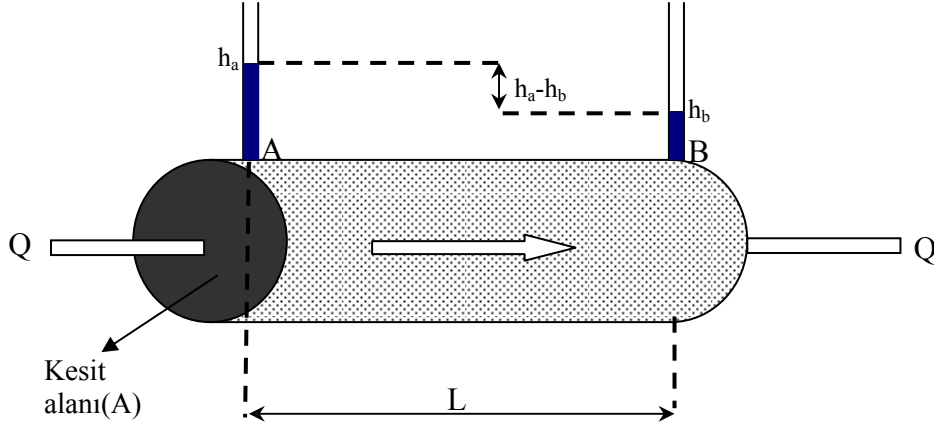
B noktasındaki basınç o noktadaki suyun ağırlığından kaynaklanmakta olup hidrostatik bir basınçtır $P_B= \rho gL$ ($L= B$ noktası üzerindeki su seviyesinin yüksekliği). Bu nedenle, A ve B noktaları arasındaki basınç değişimi doğrusaldır.

Yukarıdaki şekilde görülebileceği gibi silindirik kaptaki su statik olduğundan A ve B noktaları arasında hidrolik yük sabittir. Silindirik kaptaki su dinamik olsaydı, hidrolik yük dağılımı nasıl olurdu? Şimdi bu konuya bir bakalım.



DARCY DENEYİ

Fransız hidrolik mühendis Henry Darcy 1856 yılında Şekil'de gösterilen düzeneğe benzer silindirik kum kolunda suyun hareketini inceleyerek kendi adını taşıyan kanunu geliştirmiştir. Darcy deneyinde, kolon homojen kum malzemesi ile doldurulduktan sonra her iki tarafından kapatılır. Su, kolon içerisine belirli bir basınç altında kolon girişinden uygulanır ve ortam suya doymun hale gelinceye ve kolona giren ve kolondan çıkan suyun debisi eşit oluncaya kadar suyun kolon içerisinde hareketine izin verilir. Su basınçları suyun akış yönünde kolonun her iki uçuna yerleştirilen manometreler yardımıyla ölçülür.



Şekil. Darcy deney düzeneği (Orijinal deney düzeneği düşey yöndedir.)

Darcy yaptığı kolon deneylerinde aşağıdaki sonuçlara ulaşmıştır:

- 1) Suyun debisi (Q) kolonun iki ucu arasında meydana gelen hidrolik yük kaybı ($h_b - h_a$) ile doğru orantılıdır. $Q \propto (h_b - h_a)$
- 2) Suyun debisi akış yolunun uzunluğu ile (dL) ters orantılıdır. $Q \propto \frac{1}{dL}$
- 3) Suyun debisi (Q) kolonun kesit alanı (A) ile doğru orantılıdır. $Q \propto A$

Bu deney sonuçları matematiksel olarak aşağıdaki şekilde ifade edilebilir:

$$Q = -KA \frac{dh}{dL} = -KA \frac{(h_b - h_a)}{dL}$$

Bu ifade **Darcy kanunu** olarak bilinmektedir.

Burada;

Q = Suyun debisi (discharge) [$m^3 sn^{-1}$]

A = Kolonun kesit alanı (cross-sectional area) [m^2]

dL = A ve B noktaları arasındaki uzaklık [m]

h = Hidrolik yük (hydraulic head) [m]

$dh = h_b - h_a$: A ve B noktaları arasındaki hidrolik yük kaybı [m]

$\frac{dh}{dL}$ = Hidrolik eğim (hydraulic gradient) [] boyutsuz; yeraltısuyu akım yönünde birim

uzunluktaki hidrolik yük azalmasına hidrolik eğim denilmektedir.

K = Darcy formülünde sabit bir oransallık katsayısı olan K , hidrolik iletkenlik (hydraulic conductivity) olarak tanımlanır. [$m sn^{-1}$]. İleriki konularda ayrıntılı olarak ele alınacaktır.

Darcy formülündeki negatif (-) işareti, suyun hareketinin hidrolik yükün azaldığı yönde olduğu göstermektedir.

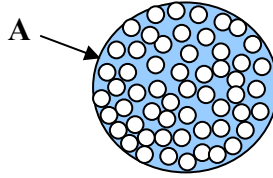
Darcy kanunu aşağıdaki gibi de ifade edilebilir.

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



$$\frac{Q}{A} = q = -K \frac{dh}{dL}$$

q = özgül debi yada darcy hızı (specific discharge or darcian velocity) [$m sn^{-1}$]



Özgül debi yada darcy hızı suyun gerçek hızı değildir. Kesit alanı A , boşluk ve danelerin kapladığı alanın toplamıdır. Özgül debi, suyun toplam kesit alanı boyunca olan hızını ifade etmektedir. Fakat suyun hareketi bu kesit alanının sadece bir bölümünde yani birbirleri ile bağlantılı gözenekler içerisinde meydana gelmektedir. Bu nedenle gerçek hız (average linear velocity), özgül debiyi etkin porozite'ye bölerek hesaplanır.

$$v = \frac{q}{n_e}$$

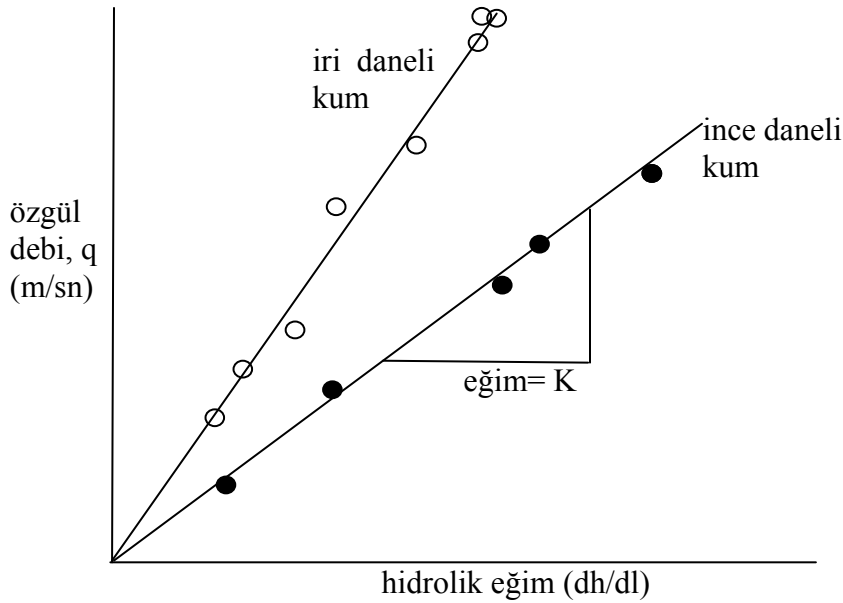
Burada;

v = gerçek hız [$m\ sn^{-1}$]

n_e = etkin porozite yada gözeneklilik []

Gerçek hız (v) zahiri hızdan (q) büyüktür. Çünkü suyun hareketi sadece ortamın gözeneklerinde meydana gelmektedir.

Aşağıdaki şekilde orijinal darcy deneyinde farklı iki kum örneği için özgül debinin hidrolik eğime göre grafiği görülmektedir. Burada orantı katsayısı K , doğrunun eğimidir ve birimi $m.sn^{-1}$ 'dir.

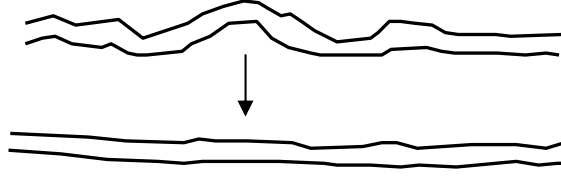


Darcy kanunu matematiksel olarak ispatı olmayan deneysel verilere dayalı bir kanundur. Gözenekli ortamlarda suyun hareketinin matematiksel olarak ifade etmek için akışkanlar mekaniğinin temel prensiplerinden faydalanılmaktadır. Mikroskobik ölçekte gözenekli ortamlarda su moleküllerinin izlediği yollara bakacak olursak şu sonuçlara varabiliriz:

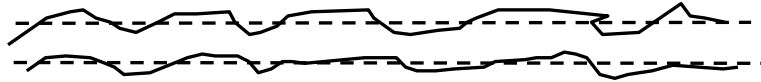
1. Suyun izlediği yollar dolambaçlıdır.
2. Dolambaçlı bu yolların geometrisini tanımlamak çok zordur.
3. Gözeneklerin büyüklükleri değişmektedir. Bu genel olarak gözenekli ortamda suyun hareketini matematiksel olarak ifade etmeyi zorlaştırmaktadır.

Bu sebeple, gözenekli ortamlardaki kompleks su hareketini matematiksel olarak ifade edebilmek için problemi basitleştirmemiz gerekmektedir. Bu anlamda,

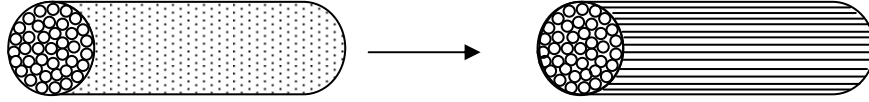
1. Suyun gözenekli ortamda izlediği yolların dolambaçlı değil düzgün olduğu düşünülmüştür.



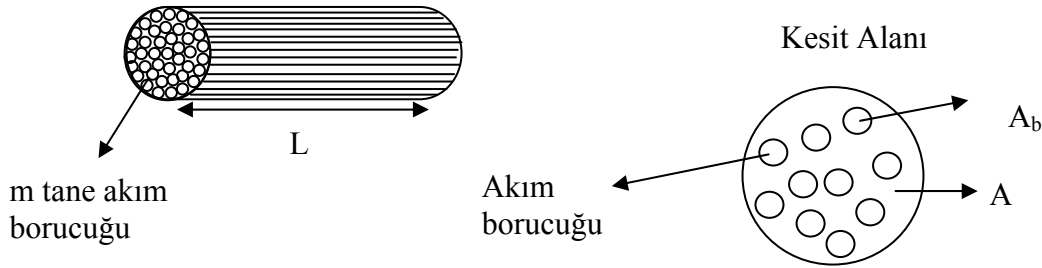
2. Gözeneklerin büyüklüklerinin değişken değil sabit olduğu düşünülmüştür.



3 Gözenekli ortamın benzer çaplı birbirine paralel ve düzgün bir çok silindirik akım borucuklarından oluştuğu düşünülmüştür.



a yarıçaplı, birbirine paralel m tane akım borucuğundan oluşan gözenekli bir ortam düşünelim. Burada;



A = gözenekli ortamın kesit alanı

A_b = akım borucuğunun kesit alanı

A_T = bütün akım borucuklarının kesit alanı = $m A_b = m\pi a^2$

a = akım borucuğunun yarıçapı

L = akım borucuğunun uzunluğu

m borucuktan oluşan gözenekli ortamın porozitesi,

$$n = \frac{A_T}{A} = \frac{m\pi a^2}{A}$$

$$A = \frac{m \pi a^2}{n}$$

bir borucuktaki su akımının debisi,

$$Q = - \rho g \frac{\pi a^4}{8 \mu} \frac{dh}{dL}$$

Bu eşitlik **Poiseuille kanunu** olarak bilinmektedir.

Gözenekli ortam m tane borucuktan meydana geldiğine göre, bu borucuklardan akan toplam suyun debisi (Q_T),

$$Q_T = mQ$$

Gözenekli ortamın birim kesit alanından geçen akım miktarı yada özgül debi(q)

$$\frac{Q_T}{A} = q = - \frac{na^2 \rho g}{8 \mu} \frac{dh}{dL}$$

Yukarıdaki formüllerde de ifade edildiği gibi gözenekli bir ortamdaki suyun hareketini kontrol eden faktörler

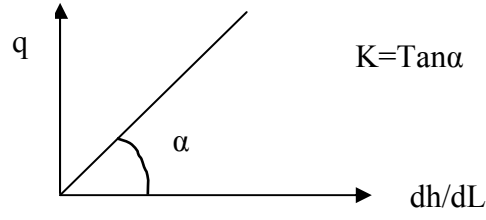
1. gözenekli ortamın kesit alanı (A)
2. ortamın porozitesi (n)
3. borucukların veya gözeneklerin büyüklüğü (a)
4. hidrolik eğim (dh/dL)
5. akışkanın yoğunluğu(ρ) ve viskozitesi (μ)
6. gözeneklerin şekli, dizilimi, ve pürüzlülüğü. Poiseuille kanunundaki 1/8 katsayısı, silindirik borucukların geometrisi ifade eden sabit bir sayıdır. Bu sayı gözeneklerinin şekline, pürüzlülüğüne vb. bağlı olduğundan her bir değişik geometri için farklı olacaktır.

Darcy kanunu ile Poiseuille kanunun karşılaştırılması

$$\text{Darcy Kanunu} \quad \frac{Q}{A} = q = -K \frac{dh}{dL}$$

- Deneysel verilere dayalı bir kanun

- Darcy kanunda, bir orantı katsayısı olan K, özgül debi ile hidrolik eğim arasındaki doğrusal ilişkinin eğimidir.



Darcy kanuna göre K (hidrolik iletkenlik), birim hidrolik eğim altında birim kesit alanı üzerinden gözenekli bir ortamın ileteceği su miktarıdır.

Poiseuille Kanunu
$$\frac{Q}{A} = q = -\frac{na^2 \rho g}{8\mu} \frac{dh}{dL}$$

- Kavramsal bir modele dayanarak üretilen bir kanun
- Gözenekli bir ortamın birbirine paralel eş yarıçaplı bir çok borucuktan oluştuğu varsayılmıştır.

Darcy kanunu, Poiseuille kanunu ile karşılaştırıldığında, her iki formülünde birbirine benzerlik gösterdiğini söyleyebiliriz.

$$q = -K \frac{dh}{dL} \quad \frac{Q}{A} = q = -\frac{a^2 \rho g}{8\mu} \frac{dh}{dL}$$

$$K = \left(\frac{a^2}{8} \right) \left(\frac{\rho g}{\mu} \right)$$

Bu benzerlik, Darcy formülünde aslında bir oransallık katsayısı olan K'nın

- hem ortamın fiziksel özelliklerine {porozite (n), gözeneklerin yarıçapı (a), tane boyutu dağılımına, tanelerin şekline, yüzeylerin pürüzlülüğüne, tanelerin paketlenme şekline vb. }
- hem de akışkanın özelliklerine {viskozite (μ), yoğunluk (ρ)} bağlı olarak değişebileceğini göstermektedir. Akışkanın viskozitesi ve yoğunluğu kendi sıcaklığının bir fonksiyonudur. Dolayısıyla, K'nın değeri suyun sıcaklığına bağlı olarak değişecektir.

Gözeneklerin yarıçapı nicel olarak ölçülebilir bir kavram değildir. Fakat, malzemenin dane büyüklüğünün veya çapının gözeneklerin büyüklüğü hakkında nitel olarak bir gösterge teşkil edeceği düşünülmektedir. Örnek,

- Çakıl → büyük gözenekli
- Silt → küçük gözenekli

Bu gözlemlere dayanarak, bir kayacın veya sedimanın hidrolik iletkenliğini (K) ifade edecek olursak,

$$K = (cd^2) \left(\frac{\rho g}{\mu} \right)$$

$$K = k \left(\frac{\rho g}{\mu} \right)$$

$$k = c(d_{10})^2$$

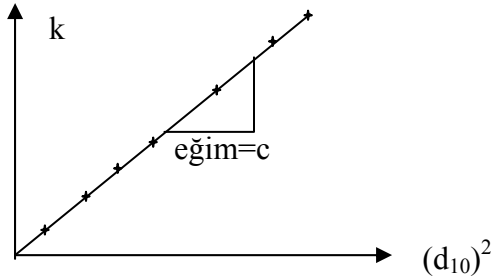
k= özgül veya gerçek geçirgenlik(intrinsic permeability). Birimi cm^2 'dir. Bir diğer geçirgenlik birimide **darcy** 'dir. Hidrojeolojide yaygın olarak kullanılmayan bir birim olup daha çok petrol mühendisliği alanında kullanılmaktadır.

$$1 \text{ darcy} = 0.987 \times 10^{-8} \text{ cm}^2$$

$$1 \text{ darcy} = 9.613 \times 10^{-4} \text{ cm/sn (T=20 } ^\circ\text{C'deki su için)}$$

c= şekil faktörü []. Yeni bir oransallık katsayısıdır ve boyutsuzdur. Malzemenin dane boyutu dağılımını, tanelerin şeklini, tane yüzeylerin pürüzlülüğünü, tanelerin paketlenme şeklini, gözeneklerin şeklini ve ayrıca gözenekli ortamda su akım yollarının dolambaçlılığını yansıtan bir katsayıdır. Her ortam için c katsayısı değişmektedir.

d= medyan dane büyüklüğü (d_{50}) yada etkin tane çapı (d_{10}). Birimi cm 'dir. Genellikle tane çapının d_{10} ' e eşit olduğu kabul edilir. d_{10} elek analizi yöntemi ile belirlenir.



Eğer k'yı [cm^2] ve d_{10} 'i [cm] olarak alırsak;

killer için c=45

kumlar için c=100

Özgül veya gerçek geçirgenlik (k), yalnızca ortamın özelliklerine bağlıdır. Temel olarak, özgül geçirgenlik su akışının meydana geldiği gözeneklerin büyüklüğünün bir fonksiyonudur. Ortalama tane çapının karesi ne kadar büyük olursa, akıma karşı koyacak kuvvete o kadar az olur.

Bazı eski kitaplarda, K geçirgenlik katsayısı olarak ifade edilmektedir. Buda ister istemez K ile k 'nın karıştırılmasına ve kavram karmaşasına neden olmaktadır. *Bu noktadan itibaren notlarda, K hidrolik iletkenlik olarak; k ise geçirgenlik olarak tanımlanacaktır.*

Sedimanların Geçirgenliği Konsolide olmamış iri taneli çökeller, yeraltısuyu potansiyeli açısından en verimli ortamları temsil etmektedir. Bunun gibi, killer çok düşük geçirgenliklerinden dolayı, katı atık depone alanlarının tabanlarının izole edilmesi gibi mühendislik amaçlı uygulamalarda sıkça kullanılmaktadır. Aşağıdaki tabloda da görüleceği gibi, konsolide olmamış çökellerin geçirgenlikleri çok geniş bir değer aralığında yer almaktadır. Geçirgenlik, gözenek büyüklüğünün bir fonksiyonudur. Sediman taneleri ne kadar küçük olursa, suyun temas edeceği yüzey alanında o kadar geniş olur. Bu su akışına karşı koyan sürtünme kuvveti artırır, dolayısıyla malzemenin geçirgenliği azalır. İyi boylanmış çökellerin geçirgenliği, tane büyüklüğü ile doğru orantılıdır.

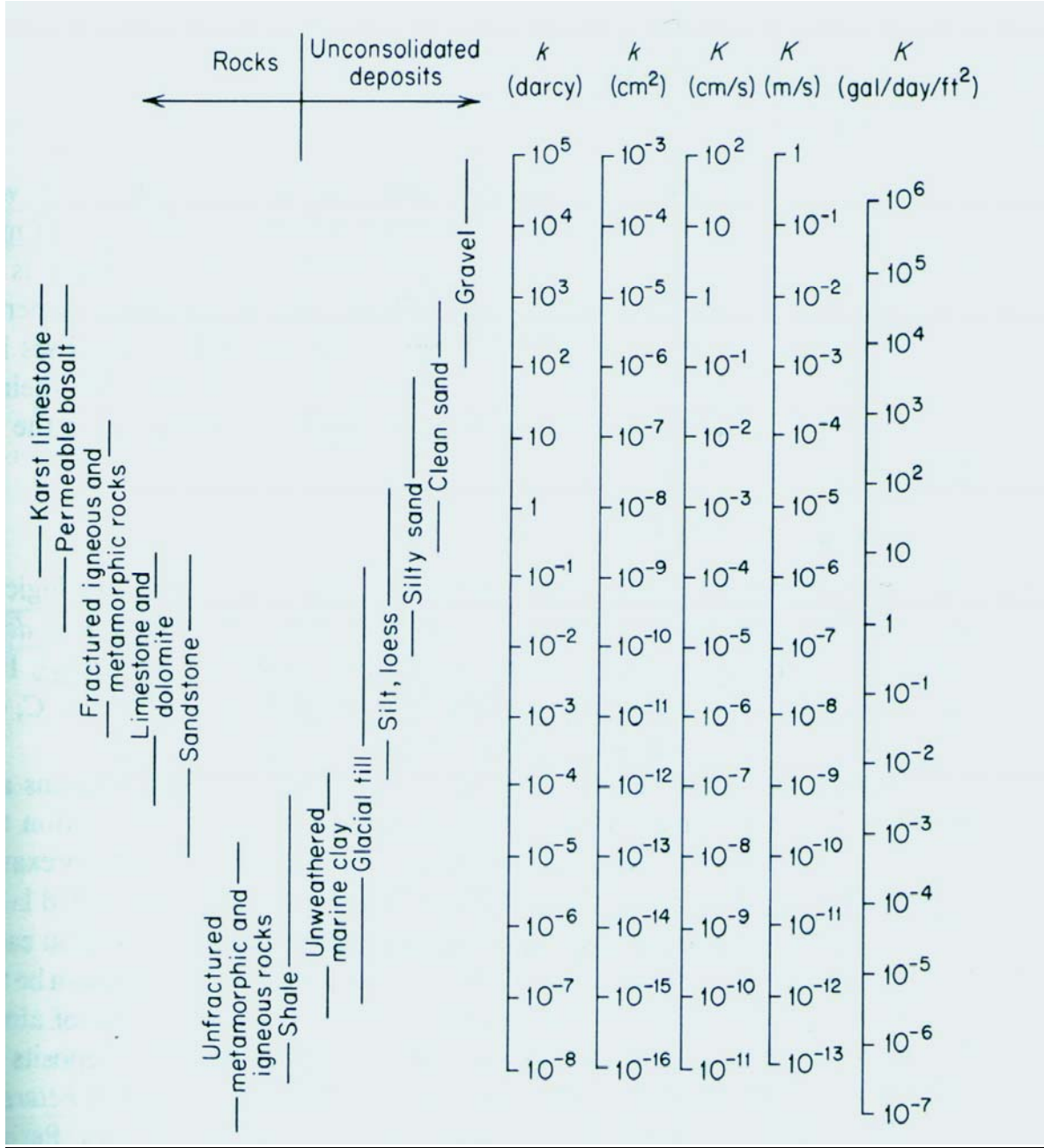
Kayaçların Geçirgenliği Kayaçların geçirgenliği, sahip oldukları birincil ve ikincil gözenekliliklerin bir sonucudur. Gözenekliliklerin büyüklüğü, gözeneklerin birbirleri ile bağlantılılık oranı, ve porozite gibi etkenlerin hepsi kayaçların geçirgenliğini için önemlidir. Kırıntılı sedimanter kayaçlar, konsolide olmamış çökellerinkine benzer birincil geçirgenlik karakterine sahiptirler. Fakat diyajenez, çimentolanma ve sıkışma yoluyla birbirine yakın gözenekleri bağlayan boğazların boyutunu azaltabilir. Bu, kırıntılı sedimanter kayacın birincil porozitesinde büyük bir etki yapmaksızın, kayacın geçirgenliği önemli derecede azaltabilir. Birincil geçirgenlik ayrıca tabaka düzlemleri gibi sedimanter yapılardan da kaynaklanabilir.

Kristalen kayalar (ister magmatik, metamorfik yada kimyasal orijinli olsun) düşük porozitelerine ek olarak düşük birincil geçirgenliklere sahiptirler. İç içe geçmiş kristal yapıları arasında çok sınırlı boşluklar yer alır. Dolayısıyla, akışkanlar bu boşluklar boyunca kolaylıkla hareket edemezler. Volkanik kayaçlar bunun dışındadır ve yüksek birincil geçirgenliğe sahip olabilirler. Eğer gözenekler geniş ve birbirleri ile iyi derecede bağlantılı ise, sonucunda yüksek geçirgenlik mevcut olabilir.

İkincil geçirgenlik kayaçlarda kırılma yoluyla gelişebilir. Geçirgenlikteki artış başlangıçta çatlak açıklıklarının sayısı ve büyüklüğünden kaynaklanmaktadır. Su çatlaklar içerisinde hareket ederken, kayacı oluşturan mineraller çözünebilir ve çatlaklar genişler. Bu kayacın geçirgenliğini artırır. Mağmatik kayalar solüsyon genişlemesinden çok etkilenmelerine rağmen, kimyasal olarak çökelmiş kayaçlar (kireçtaşı, dolomit, jips, tuz) solüsyon genişlemesine en fazla yatkındırlar. Sedimanter kayaçların tabaka düzlemleri arasındaki boşluklar solüsyonlar vasıtasıyla ayrıca genişleyebilir. Ayrışma, kayaçların geçirgenliğinde bir artışa sebep olabilir. Kayaç bozularken yada parçalanırken, gözeneklerin büyüklüğü ve sayısı, çatlaklar ve eklemler artabilir.

Tablo. Bazı kayaç ve çökellerin hidrolik iletkenlik ve geçirgenlik değerleri.

Kayaçlar	Konsolide olmamış çökeller
----------	----------------------------------



Gravel= çakıl; clean sand= temiz kum; silty sand = siltli kum; silt, loess= silt, lös; Glacial till= Buzul tili; Unweathered marine clay= Bozuşmamış deniz kili; Shale= Şeyl; Unfractured metamorphic and igneous rocks= çatlaksız metamorfik ve derinlik kayaları; Karst limestone= karstik kireçtaşı; Permeable basalt= Geçirimli bazalt; Fractured igneous and metamorphic rock= çatlaklı magmatik ve metamorfik kayalar; Limestone and dolomite= kireçtaşı ve dolomit, Sandstone= Kumtaşı; Unfractured igneous and metamorphic rock= çatlaksız magmatik ve metamorfik kayaç.

Gözenekli ortamın hidrolik iletkenliğinin belirlenmesi

Gözenekli ortamların hidrolik iletkenliği akiferlerin performansını değerlendirmede, kirleticilerin yeraltı ortamlarında kaderinin ve taşınımalarının belirlenmesinde gerekli önemli bir bilgidir. Örneğin, yeraltı su kaynaklarının yönetimi ile ilgili sorunlar için, akiferlerin su depolama ve iletme potansiyellerini hesaplamak için ortamın hidrolik iletkenliği bilmek gerekmektedir. Kirlenmiş akiferlerin temizlenmesi ile ilgili çalışmalarda, kirlenmiş sahada hidrolik iletkenliğinin dağılımı hakkında bilgiler, kirliliğin yayılma hızını ve yayılma istikametinde bulunan kuyuların ve önem arz eden yerlerin kirlenmeden etkilenip etkilenmeyeceğini belirlemede gereklidir.

Gözenekli ortamların hidrolik iletkenliği laboratuarda ve arazide ölçülebilir. Laboratuvar ölçümleri arazide toplanan örselenmiş yada örselenmemiş örnekler üzerinde gerçekleştirilir. Örselenmemiş numenin alınması genellikle kayalar gibi konsolide olmuş malzemeler için mümkündür. Fakat, kum ve çakıl gibi konsolide olmamış sedimanlar için örselenmemiş numune almak çok zordur. Hidrolik iletkenlik ölçümleri ortamın belirli bir hacmini temsil eden karot numuneleri üzerinde gerçekleştirilir. Burada, örneğin ortamın genelini temsil ettiği varsayılır. Fakat yeraltı ortamını kendine özgü heterojenliğinden dolayı, tek bir örnek nadiren ortamın hidrolik iletkenliği hakkında doğru bir bilgi sunar. Dolayısıyla, sahada malzemenin hidrolik iletkenliğinin dağılımını temsil etmek için çok sayıda örnek almak gereklidir. Laboratuvar ölçümleri arazi ölçümleri ile karşılaştırıldığında hızlı, ucuz ve daha kolaydır.

Laboratuvar Metotları

Doygun ortamların hidrolik iletkenliklerini ölçmek için üç metot yaygın olarak kullanılır. Bunlar tane boyutu dağılımı, sabit seviyeli permeametre, düşen seviyeli permeametre.

Dane boyutu dağılımı

Doygun topraklarının hidrolik iletkenliği tane boyutu dağılımlarından hesaplanabilir. Doymuş toprakların hidrolik iletkenliğini ortalama tane çapı ile ilişkilendiren bir takım formüller mevcuttur. Bunlardan en yaygın olarak bilineni Hazen formülüdür. Hazen formülü etkin tane çapı yaklaşık 0,1-3,0 mm arasında olan kumlar için uygulanabilir. Hazen formülü,

$$K = c(d_{10})^2$$

Burada;

K = hidrolik iletkenlik (cm/sn)

d_{10} = etkin dane çapı (cm)

c = şekil faktörü

Tablo. Bazı ortamların c değerleri

Çok ince kum, kötü boylanmış	40-80
İnce kum	40-80
Orta irilikte kum, İyi boylanmış	80-120
İri kum, kötü boylanmış	80-120
İri kum, iyi boylanmış, temiz	120-150

Shepherd (1989) yayınlanmış 19 veri setine dayanarak hidrolik iletkenlikle tane büyüklüğünü ilişkilendiren aşağıdaki formülü geliştirmiştir.

$$K = cd_{50}^j$$

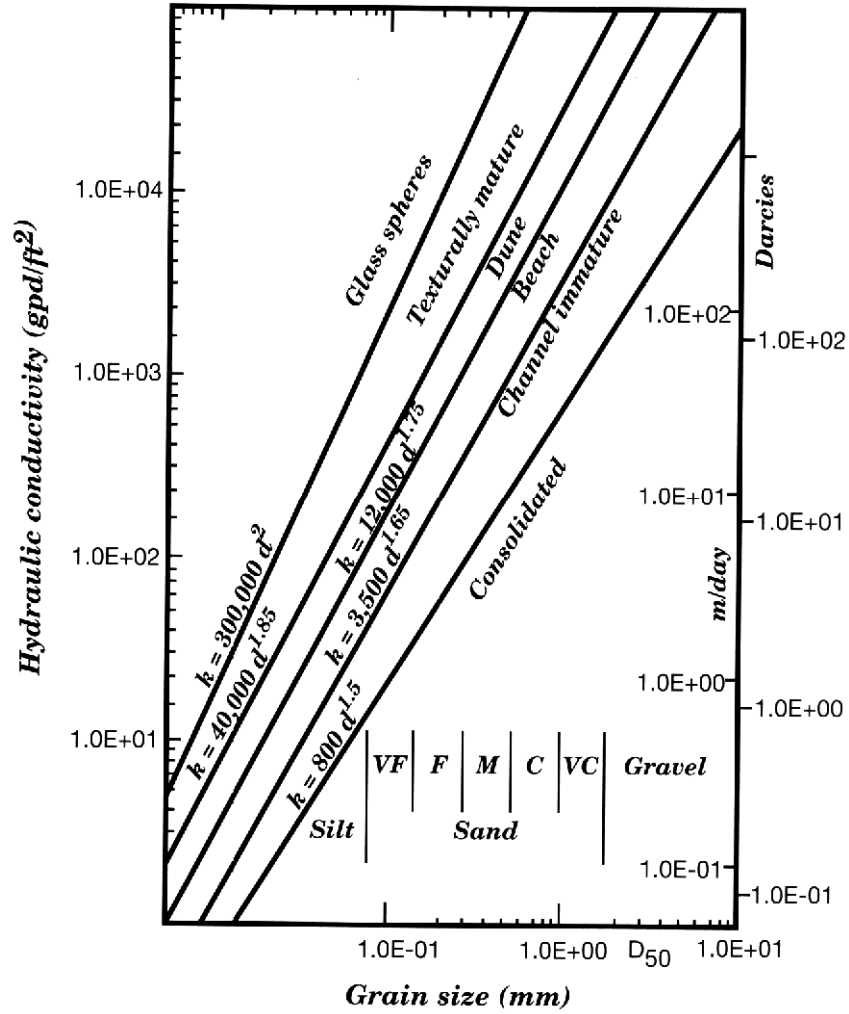
Burada;

c= şekil faktörü

d_{50} = medyan dane boyutu (mm)

j= üst katsayısı

j değeri tekstürel olarak olgunlaşmamış sedimanlar için 1,1; tekstürel olarak olgunlaşmış sedimanlar için ise 2,05 değerleri arasında değişmektedir. Aşağıdaki şekil'de farklı gözenekli ortamlar için hidrolik iletkenliğin tane boyutuna göre değiştiğini göstermektedir.



Şekil. Farklı gözenekli ortamların hidrolik iletkenliklerinin tane boyutuna göre değişimi (VF: çok ince, F: ince, M: orta C: iri, VC: çok iri Shephard, 1989).

Permeametre

Laboratuarda malzemenin hidrolik iletkenliğini belirlemede kullanılan aletlere permeametre denir. Permeametreler kaya yada sediman örneğini tutan bir kapalı bölme sahiptir. Konsolide olmamış örnekler, permeametre bölmesi içerisine yerleştirilir. Eğer örnekler arazide alındıkları numune kapları içerisinde bırakılırlarsa (bu durumda daimi permeametre örnek haznesi olurlar), konsolide olmamış malzemelerden alınan örselenmemiş numunenin hidrolik iletkenliğini belirlemek mümkün olur. Eğer sediman örnekleri, permeametre içerisinde tekrardan sıkıştırılırsa, sedimanlar sadece örselenmemiş numunelerin K 'sına yaklaşık bir değer gösterecektir. Tekrardan sıkıştırılmış numunenin hidrolik iletkenliği sıkışma yoğunluğuna bağlıdır.

Sabit seviyeli permeametre

Sabit seviyeli permeametre deneyi kum ve çakıl gibi gevşek malzemelerde yapılmaktadır. Sabit seviyeli permeametrelerde, permeametre içerisine sürekli su ilave edilerek, deney sırasında permeametrenin her iki ucunda hidrolik yük sabit tutulur. Sahadakine benzer hidrolik iletkenlik değerleri deneyde sağlamak önemlidir. Permeametrenin iki ucu arasındaki hidrolik yük kaybı asla örneğin uzunluğunun yarısından fazla olmamalıdır. Bunun nedeni darcy kanununu geçersiz kılan türbülans akım koşullarının permeametrede oluşmasını engellemektedir. Debi ölçümleri test sırasında farklı zamanlarda kayıt edilir. Örneğin hidrolik iletkenliği kolaylıkla Darcy yasasından hesaplanabilir.

$$K = \frac{VL}{Ath}$$

Burada;

K= hidrolik iletkenlik

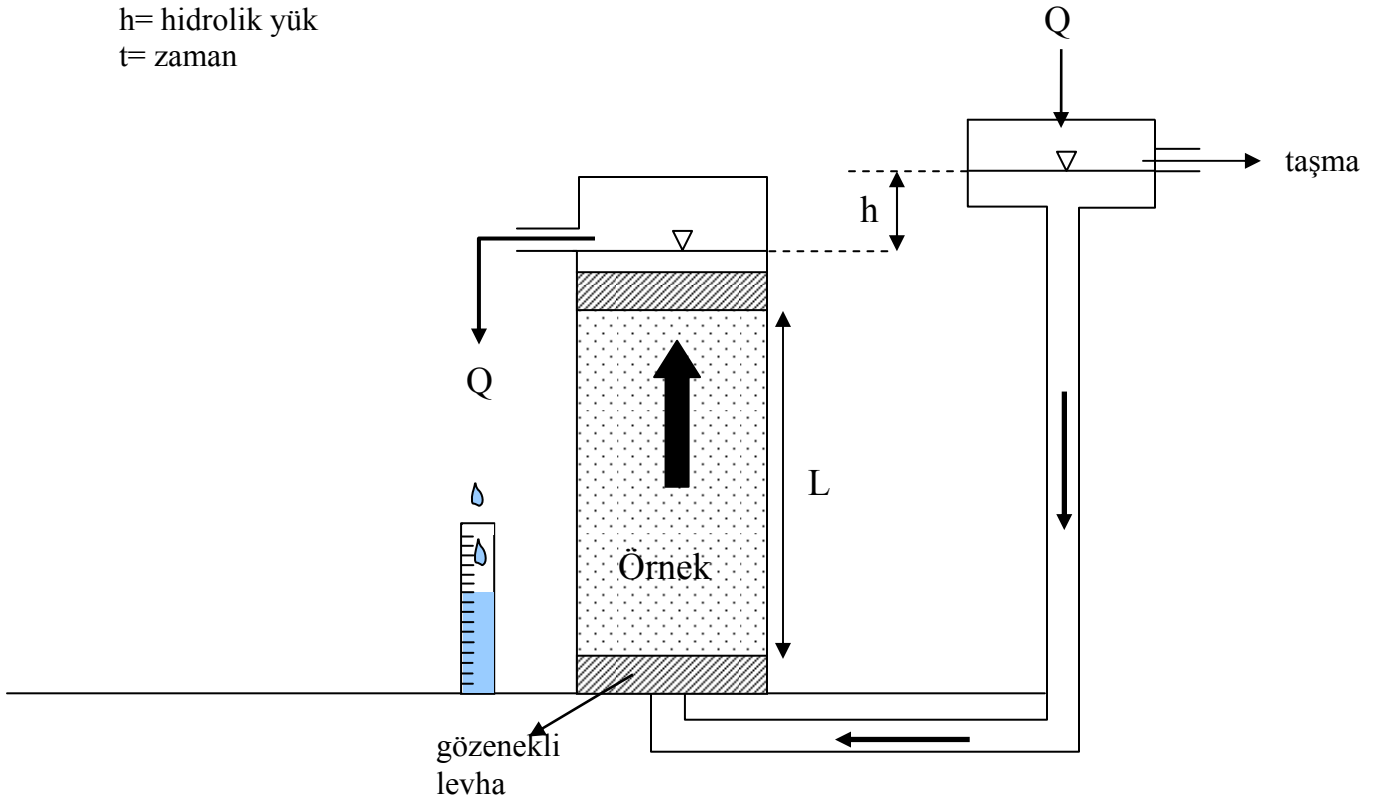
L= örneğin uzunluğu

A= permeametrenin kesit alanı

V= belirli bir t zamanında toplanan su hacmi

h= hidrolik yük

t= zaman



Şekil. Sabit seviyeli permeametre düzeneği.

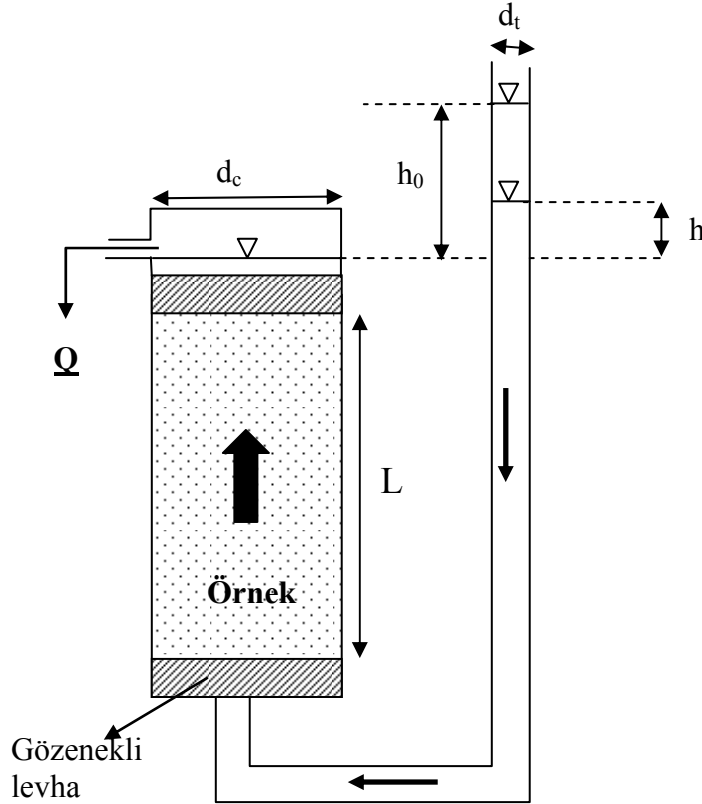
Sabit seviyeli permeametre deneyin aşamalarını kısaca şöyle sıralanabilir.

1. Örneği permeametre içerisine düzgün bir şekilde yerleştirilir.
2. Örneği suyu doymun hale getirmek için permeametre içerisinde yukarıdan aşağıya doğru olacak şekilde bir akım sağlanır.
3. Kolonun taban ve tavanında hidrolik yükleri sabit tutmaya çalışılır
4. Sık aralıklarla (Δt) farklı hidrolik eğimlerde mezürde biriken su miktarlarını ölçerek Q 'yı hesaplayın.
5. Farklı Q ve hidrolik eğim değerlerini grafikte çizerek ikisi arasındaki doğrusal ilişkiyi tespit edin.
6. Doğrunun eğim değeri = $K\pi r^2$

$$Q = \text{Hacim}(V) / \text{Zaman}(t)$$

Düşen seviyeli permeametre deneyi

Düşen seviyeli permeametre deneyi, düşük geçirgenliğe sahip kil gibi kohezif malzemelerde uygulanır.



Şekil. Düşen seviyeli permeametre deney düzeneği

Deneyin ilk iki aşaması sabit seviyeli permeametre deneyine benzerdir. Düşen seviyeli permeametrede, tüpteki su seviyesinin düşmesine izin verilir ve daha sonra

permeametrede su akışı duruncaya kadar sık aralıklarla hidrolik yük ölçümleri yapılır. Bu deneyde hidrolik yükün h_0 'dan h_1 'e düşmesi için geçen zaman (t) hesaplanır. L, d_c , d_t zaten bilinmekte olup, verileri aşağıdaki formülde yerine koyarak K hesaplanır.

$$K = \frac{(d_c)^2 L}{(d_t)^2 t} \ln \frac{(h_0)}{(h_1)}$$

d_c = permeametrenin çapı

d_t = ince tüpün çapı

L=örneğin uzunluğu

h_0 = başlangıçtaki hidrolik yük

h_1 = t zamanı sonrası hidrolik yük

t= h_0 'dan h_1 'e düşünceye kadar geçen zaman

Arazi Testleri

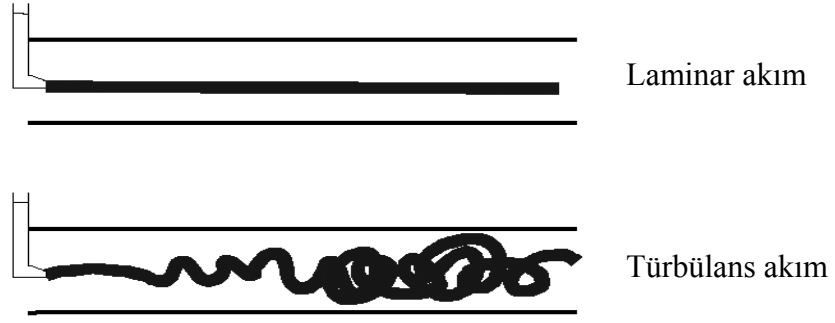
Arazide akiferi oluşturan jeolojik birimin hidrolik iletkenliklerini, pompaj deneyleri (akifer testleri) ile tespit edebiliriz. Arazide yapılan bu ölçümler daha büyük ölçekte yapılmakta olup formasyonun K'sı hakkında daha doğru bilgi edinmemizi sağlamaktadır. Akifer testleri ileriki konularda ele alınacaktır.

Darcy Kanununun geçerliliği

Darcy deneyinde şu varsayımlar yapılmıştır:

1. üniform bir ortam
2. sıkıştırılmayan bir akışkan
3. tek bir fazın varlığı (sadece su)
4. izotermal bir akışkan
5. sabit kesit alanı
6. sabit bir akım (akım zamana bağlı değişmemektedir.)
7. laminar akım

Darcy kanunun geçerli olabilmesi için yukarıdaki şartların var olması gerekmektedir. 2 türlü akım vardır: laminar akım, türbülans akım. Görsel olarak bir akımın laminar veya türbülans olup olmadığı boyalı bir suyun, temiz bir su ortamındaki hareketine bakarak anlayabiliriz.



Laminar akım'da, akım iplikçikleri birbirine paraleldir ve hareketin hızı çok yavaştır. Yeraltısı akımı laminar bir akımdır. Türbülanslı akımda, akım iplikçikleri kaotik bir yapıya sahiptir yani düzensizdir. Laminar akımlara göre akımın hızı çok daha fazladır. Bir akımın laminar veya türbülanslı olup olmadığı **Reynolds katsayını** hesaplayarak tespit edilmektedir.

$$R_e = \frac{vl\rho}{\mu} = \frac{\text{ivmelenmeden kaynaklanan kuvvetler}}{\text{sürtünmeden kaynaklanan kuvvetler}}$$

sürtünmeden kaynaklanan kuvvetler >> ivmelenmeden kaynaklanan kuvvetler :

Laminar akım, Küçük R_e değerleri

Tam tersi bir durum söz konusu ise akım : türbülanslı bir akım ve büyük R_e değerleri

R_e = Reynolds katsayısı [] boyutsuz

v = suyun hızı

ρ = suyun yoğunluğu

l = gözeneklerin karakteristik büyüklüğü veya dane çapı

μ = suyun dinamik viskozitesi

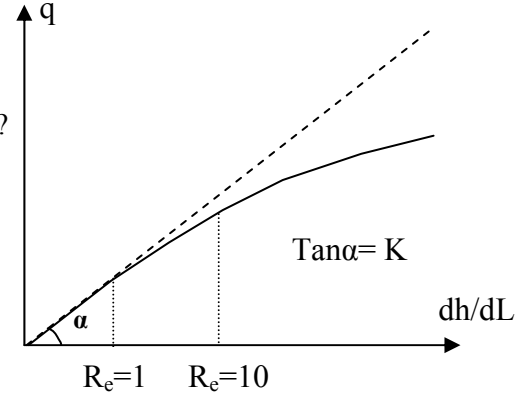
Bir akımın laminar yada türbülanslı olup olmadığı akışkanın hızına, yoğunluğuna, viskozitesine ve ortamın gözeneklerinin büyüklüğüne yada tane çapına bağlıdır. Laminar ve türbülanslı akımları, tüm akım sistemlerinde tanımlayacak evrensel R_e değerleri yoktur.

Yeraltısuyu akım sistemleri için,

$Re \leq 1$ Laminar akım \rightarrow Darcy kanunu geçerli

$1 < Re \leq 10$ Geçiş zonu \rightarrow Darcy kanunun geçerliliği ?

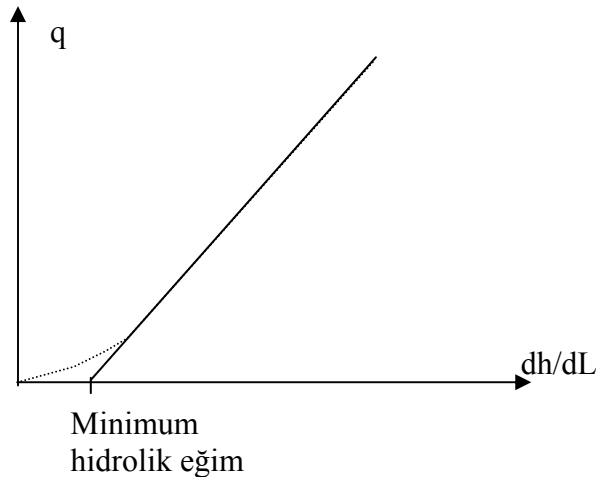
$Re > 10$ Türbülanslı akım \rightarrow Darcy kanunu geçersiz.



Darcy kanuna göre özgül debi (q) hidrolik eğim (dh/dL) ile doğru orantılıdır. Hidrolik eğimin yüksek olduğu hallerde yada $Re > 10$ olduğu durumlarda q ve dh/dL arasındaki ilişki artık doğrusallıktan uzaklaşmaktadır.

Darcy kanunun alt sınırı

Hidrolik eğimin çok küçük olduğu killi topraklarda Darcy kanunu geçerli değildir. Çünkü, belli bir minimum hidrolik eğimin altında killi topraklarda yeraltısuyu akımı meydana gelmemektedir. Bunun ana sebeplerinden biri minerallerin moleküler yapısındaki elektrik yük dengesizliği sonucunda oluşan elektrostatik kuvvetler küçük gözeneklerde tutulan su moleküllerinin viskozitesine artırmakta ve akımı yavaşlatmaktadır. Deneysel çalışmalarda killi topraklarda suyun hareket edebilmesi için hidrolik eğimin belli bir sınır değerinin üstünde olması gerekmektedir.



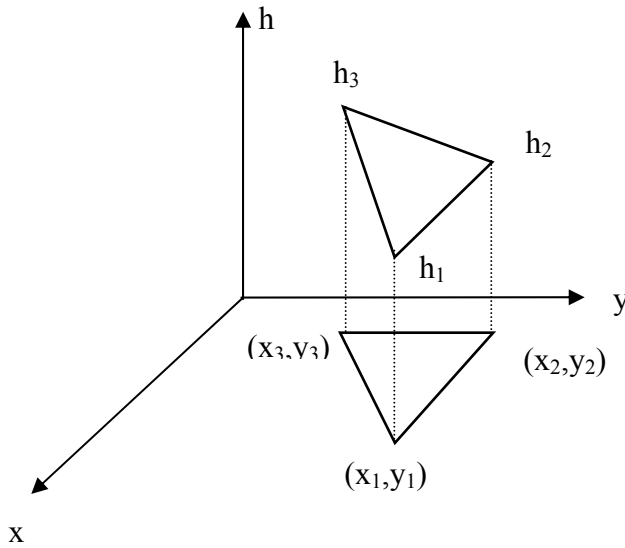
Hidrolik Eğimin Hesaplanması

Hidrolik eğim yeraltısuyu akımı için itici kuvveti temsil etmektedir. Hidrolik eğim, Darcy kanununda tanımlandığı gibi akım yönünde birim uzunluktaki hidrolik yük azalmasıdır. İki piyezometre arasındaki hidrolik eğim.

$$\frac{dh}{dl} = \frac{[(\psi_2 + z_2) - (\psi_1 + z_1)]}{(z_2 - z_1)} = \frac{(h_2 - h_1)}{(z_2 - z_1)}$$

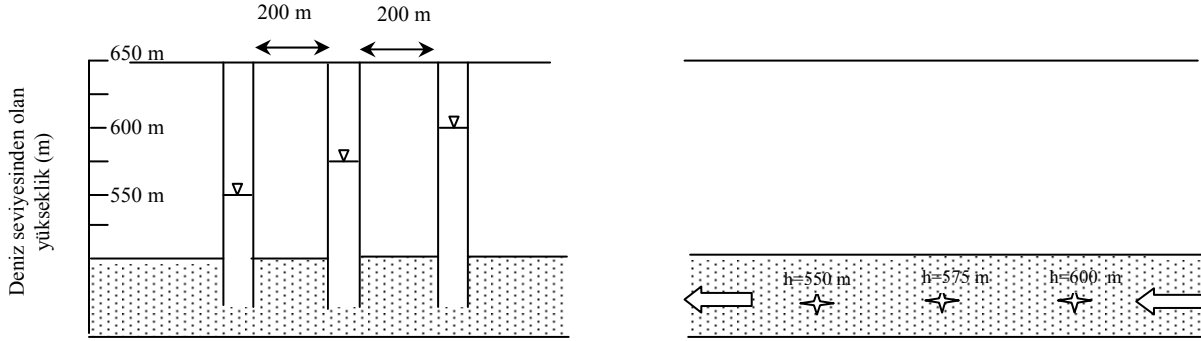
Burada 1 ve 2 alt üstleri piyezometre numaralarını temsil etmektedir. Hidrolik eğim hem doğrultusu hem de büyüklüğü ile karakterize edilen bir vektördür. Hidrolik eğimin x, y, ve z eksenlerinde 3 bileşeni vardır. Her bir bileşen, o eksen boyunca hidrolik yükün ne hızla değiştiğini göstermektedir. İki boyutlu akım için, hidrolik eğimin akım yönünde hem yatay hem de düşey bileşkesi vardır. Hidrolik eğimin doğrultusu hidrolik yük değişiminin en hızlı olduğu doğrultu ile çakışmaktadır. Bu doğrultu hidrolik iletkenliğin yöne bağlı değişmediği durumlarda ($K_x=K_y=K_z$) eş hidrolik yük çizgilerine dik yöndedir ve yeraltısu akım doğrultusu ile çakışmaktadır.

Belirli bir sahada, hidrolik eğimin yatay bileşkesini belirlemek için yeraltında aynı seviyeye yerleştirilen üç veya daha fazla kuyuda yada piyezometrede su seviyesi ölçümleri gerekmektedir. Üç kuyu ile çevrelen bir alanda yeraltısuyu akımının doğrultusunu ve yatay hidrolik eğimini belirlemede üç nokta probleminden yararlanır. Bu metot özellikle yeraltısuyu akımını karakterize etmede çok sayıda kuyunun mevcut olmadığı durumlarda faydalıdır. Üç nokta probleminin uygulanışı aşağıda bir örnek üzerinde açıklanmıştır. Belirli bir lokasyonda hidrolik eğimin düşey bileşkesi farklı derinliklere bir kaç piyezometre yerleştirilerek ve her piyezometrede hidrolik yükü ölçerek belirlenebilir. Piyezometre yuvasından elde edilen hidrolik eğim verileri bir profil boyunca düşey yeraltısuyu doğrultusu hakkında ip uçları sunar.

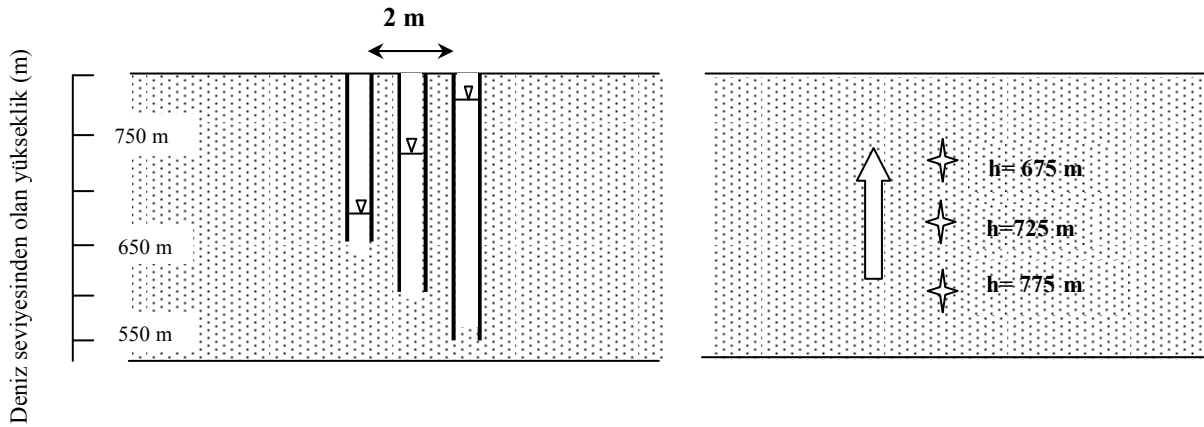


Şekil. Hidrolik eğimin hesaplanması

Yatay bir akiferde aynı derinliklerde açılmış 3 piyezometre düşünelim:



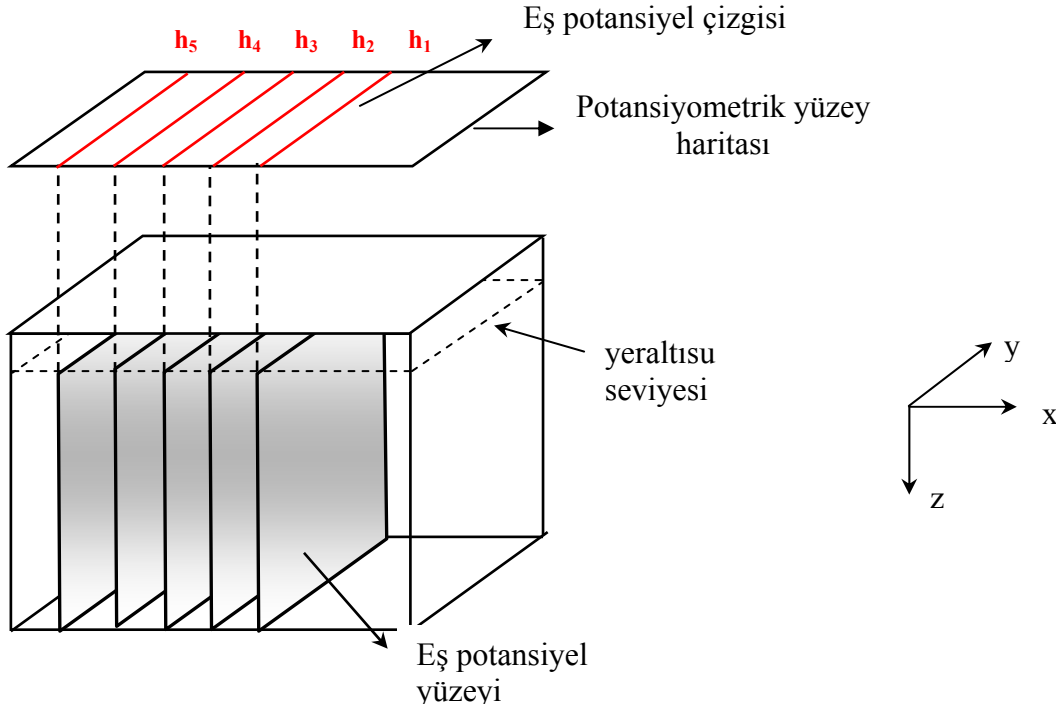
Bu akiferde yeraltısuyu akımın yönü hidrolik yükün azaldığı doğrultudadır, yani sağdan sola doğrudur. Eğer akım doğrultusunda piyezometreler arasındaki uzaklık biliniyorsa, hidrolik eğim kolaylıkla hesaplanabilir. $dh/dL = (575-550)/200 = 0,125$. Eğer akifer formasyonunun K 'sı biliniyor ise, Darcy kanunu uygulayarak yeraltısuyu akım doğrultusuna normal olan akiferin herhangi bir kesit alanından geçen suyun debisi hesaplanabilir.



Düşey yöndeki hidrolik eğimi hesaplamak için mümkünse farklı formasyonlarda farklı derinliklerde birbirine çok yakın veya aynı delikte iki veya ikiden fazla piyezometre yeraltına yerleştirilir. Bu örnekte hidrolik eğimin büyüklüğü $dh/dL = (775-725)/50 = 1$. Akımın doğrultusu yukarıya doğrudur.

Yeraltısuyu sistemlerinde hidrolik yükün dağılımı 3 boyuttadır. Yukarıdaki şekillerde akiferler içerisine yerleştirilen piyezometre yuvaları yada hücreleri ile yeraltısuyu akımının sadece gösterilen doğrultulardaki bileşenlerinden (yatay veya düşey yöndeki) bahsetmek mümkündür. Eğer akifer sistemine 3 boyutta (x, y ve z) birçok sayıda piyezometre yerleştirilir ise, akiferdeki eş hidrolik yüklerinin lokasyonlarını belirlemek mümkündür. 3 boyutta eş hidrolik yüklü noktalar eş potansiyel yada eş hidrolik yük yüzeyi olarak tanımlanan bir yüzey meydana getirmektedirler. Bu yüzeylerin yatay bir düzlem üzerinde bıraktığı izlere eş potansiyel çizgileri, meydana getirdiği haritalarada potansiyometrik yüzey haritaları denilmektedir. Bu haritalardan yararlanarak bir akifer sistemindeki yeraltısuyu hareketinin doğrultusunu, hızını, ve akımın debisini hesaplamak mümkündür.

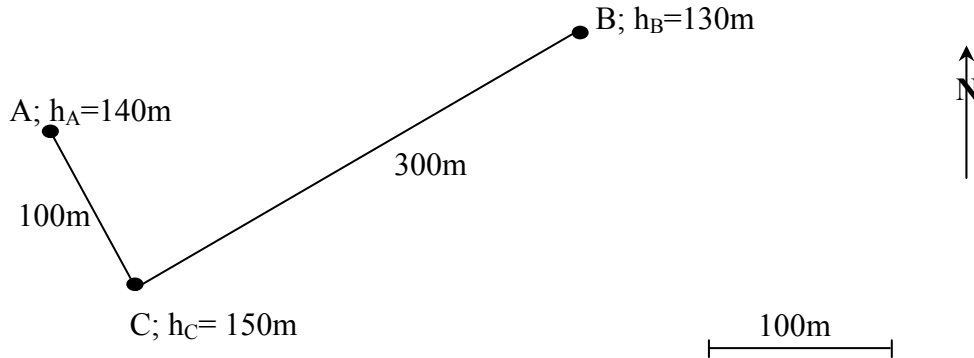
Bir potansiyometrik harita sadece bir akiferdeki yeraltısuyu akımının durumu yansıtmaktadır. Dolayısıyla her akifer için ayrı hazırlanmalıdır. Potansiyometrik haritaların hazırlanışında akiferin yatay olduğu ve hidrolik eğimin düşey yönde bir bileşeni olmadığı varsayılmaktadır. Ayrıca yeraltısuyu akımında zamana bağlı olarak bir değişme olmadığı kabul edilmektedir.



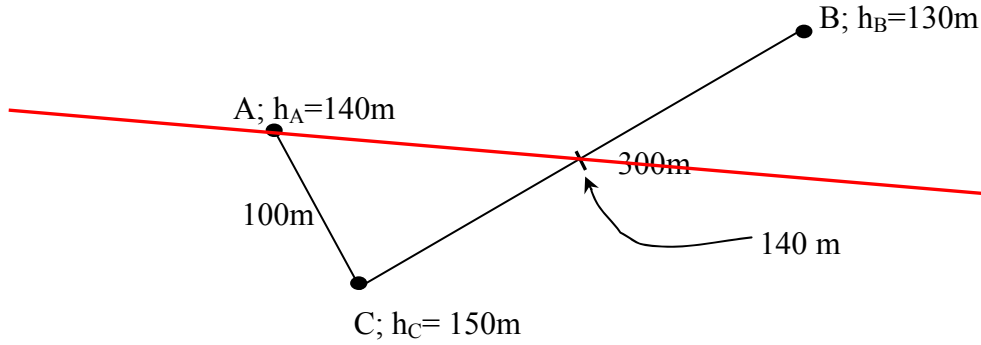
Üç Nokta Problemi

Bir potansiyometrik yüzeyi belirlemek için akifer içerisinde en az farklı 3 noktadaki hidrolik yük değerlerini bilmemiz gerekmektedir. Grafıksel olan bu teknik yapısal jeoloji'de bir yüzeyin doğrultusu ve eğimini bulmak için uygulanan tekniğin benzeridir. Şimdi üç nokta problemi olarak bilinen bu konuyu bir örnek üzerinde tartışarak açıklayalım:

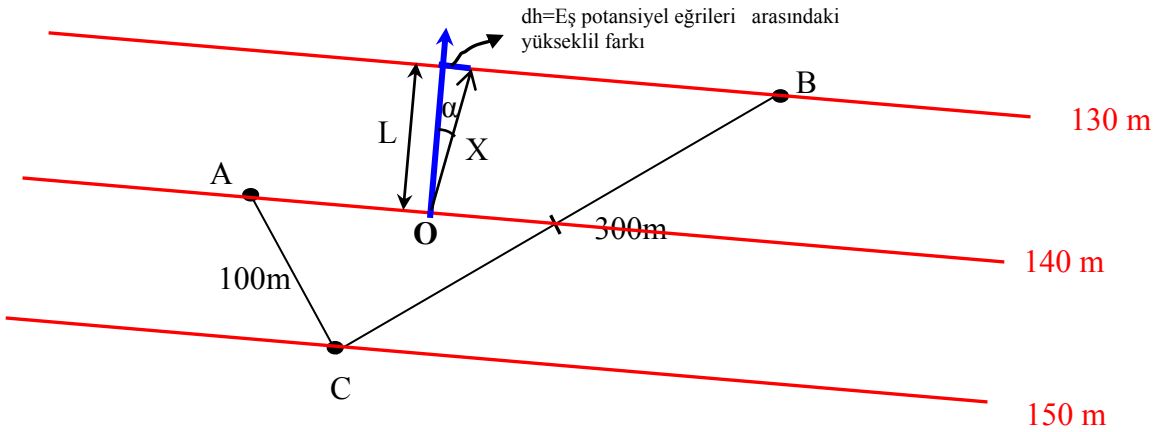
Aynı akifer içerisinde açılmış 3 kuyu düşünelim. Bu kuyulara ait veriler aşağıdaki şekilde sunulmuştur:



- İlk olarak aynı hidrolik yük değerine sahip iki nokta belirleyelim. B ve C noktaları arasında A noktasıyla aynı hidrolik yük değerine sahip noktayı lineer enterpolasyonla belirledikten sonra bu iki noktadan geçen 140 m değerli eş potansiyel eğrisini çizelim.



- A noktasından geçen eş potansiyel eğrisine paralel olacak şekilde geçecek B ve C noktalarındaki 130m ve 150m değerli eş potansiyel eğrilerini sırası ile çizelim. Rasgele 2 eş potansiyel eğrisi seçelim. Bu eş potansiyel eğrilerine bir dik çizelim. Bu dik çizgiye L diyelim. L çizgisine küçük olan eş potansiyel eğrisi üzerinden ölçüğe bağlı olacak şekilde dh ($dh=140-130=10$ m. Haritanın ölçeğine göre 10 m 0.25 cm'ye eşittir) kadar çizdikten sonra o noktayı başlangıç O noktasına birleştirecek bir çizgi çizelim. Bu çizgiye X diyelim. Başlangıç noktası ile X çizgisinin L'den yaptığı açı hidrolik eğim olup, eğim miktarı açı ölçer ile ölçülebilir yada



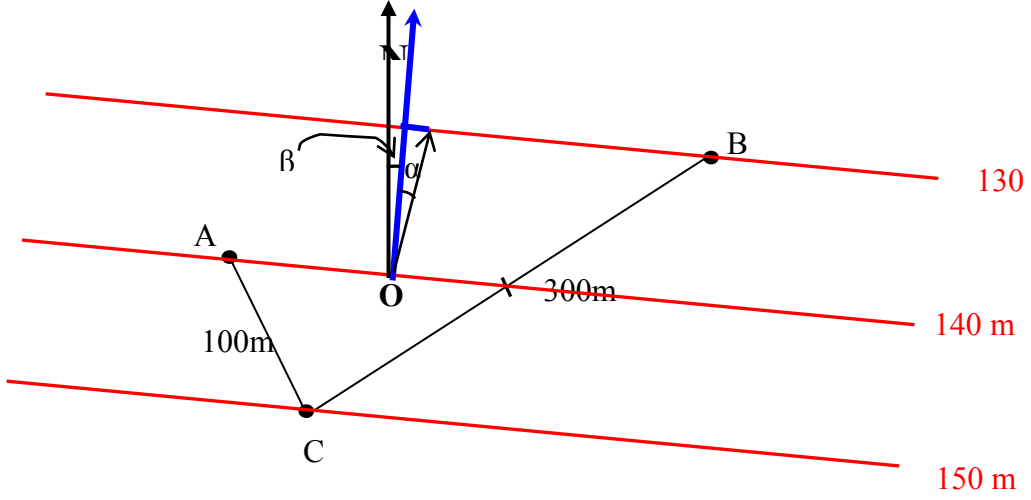
hidrolik eğim (α) miktarı,

$$\tan \alpha = \frac{dh}{dL} = \frac{(140 - 130)}{L} = \frac{10m}{80m} = 0.125$$

$$\alpha = 7.12^\circ$$

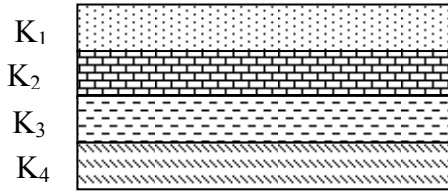
L'nin gerçek uzunluğunu tespit etmek için harita üzerinde 140m ve 130m konturları arasındaki dik uzaklığı ölçeriz. Bu uzaklık 2 cm'dir. Haritanın ölçeğinde 2,5 cm=100m'dir. O halde L'in gerçek uzunluğu $\frac{2 \times 100}{2.5} = 80m$

3. Hidrolik eğimin yönünü bulmak için Kuzey çizgisini başlangıç O noktasından geçecek şekilde çizelim. Kuzey çizgisinin saat ibresi yönünde L çizgisi ile yaptığı açı (β) hidrolik eğimin yönünü verir. Bu açı, açı ölçer ile 4° olarak ölçülmüştür. Hidrolik eğimin yönü ve miktarı **Kuzey $4^\circ / 7^\circ$**



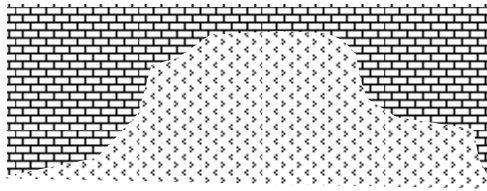
HOMOJENLİK VE HETEROJENLİK KAVRAMLARI

Jeolojik formasyonların hidrolik özellikleri (hidrolik iletkenlik, porozite, su muhtevası, vb.) lokasyona göre değişiklik gösterebilirler. Hidrolik iletkenlik (K) heterojenliği için konuşacak olursak, eğer K'nın değeri jeolojik bir formasyon içerisinde lokasyona göre değişmiyor ise bu formasyonlara **Homojen** formasyonlar, değişiyor ise de **Heterojen** formasyonlar denilmektedir. Homojen ortamlarda $K(x,y,z) = c = \text{sabit bir sayıdır}$; yani $K_{x_1} = K_{x_2}$; $K_{z_1} = K_{z_2}$. Heterojen ortamlarda ise $K(x,y,z) \neq c$; yani $K_{x_1} \neq K_{x_2}$; $K_{z_1} \neq K_{z_2}$. Jeolojik ortamlarda görülen heterojenlikleri üç büyük sınıf içerisinde toparlayabiliriz. Heterojenliğe ilk örnek, yaygın olarak sedimanter kayalarda ve konsolide olmamış, gevşek malzemelerde görülen **tabakalanmadır**.

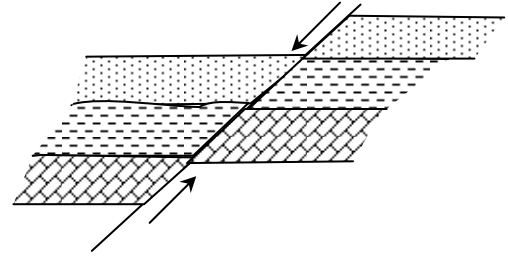


Jeolojik formasyon, herbiri kendi içerisinde homojen olan tabakalardan oluşmaktadır. Formasyonu bir bütün olarak değerlendirdiğimizde ise, tüm sistem heterojen olarak düşünülmektedir.

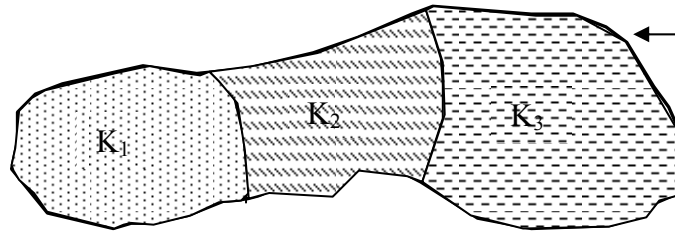
Tabakalanmalı heterojenlikte, tabakaların hidrolik iletkenlik (K) katsayıları arasında 10^{13} 'e varan bir fark gözlenebilir. Buna örnek olarak kiltası ve kumtaşı tabakalanmasını verebiliriz. K değerlerinde gözlenen bu derecedeki farklılığa bir örnekte faylanmanın yada büyük ölçekli stratigrafik yapıların neden olduğu **süreksizlik heterojenliğidir**. En yaygın olarak görülen bir süreksizlik yapısı sokulum kayalarının kontağıdır.



Kirectası



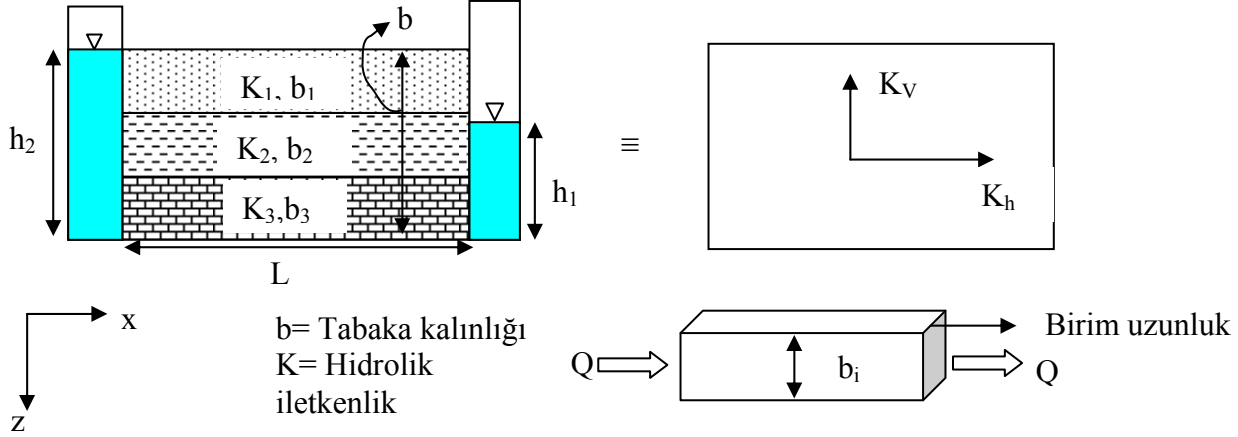
Sıkça görülen bir diğer heterojenlik, jeolojik bir formasyonun kendi içerisinde yanal olarak değişim göstermesidir. Bu tür yapılar, alüvyon yelpazelerini ve deltaları oluşturan sedimantasyon olaylarının bir sonucudur.



Jeolojik formasyon sınırı

ETKİN HİDROLİK İLETKENLİK (effective permeability)

1. Akım doğrultusu tabakalanmaya paralel



Her biri kendi içerisinde homojen ve izotrop olan tabakalardan oluşan bir formasyon düşünelim. Akımın tabakalara paralel yönde olduğunu ve $Q_{Toplam} = \sum_{i=1}^n Q_i$ varsayalım.

Bu durumda heterojen formasyonu temsil edecek eşdeğer hidrolik iletkenliği şu şekilde hesaplayabiliriz.

$$K_{e,h} = \frac{\sum_{i=1}^n b_i K_i}{\sum_{i=1}^n b_i} = \frac{K_1 b_1 + K_2 b_2 + K_3 b_3 + \dots + K_n b_n}{b_1 + b_2 + b_3 + \dots + b_n}$$

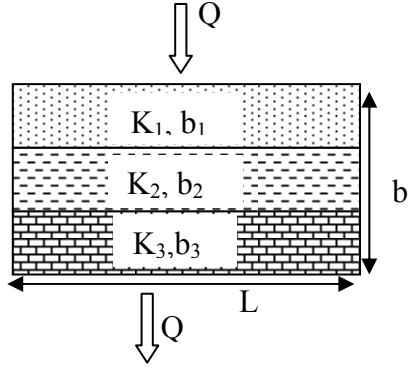
Ağırlıklı aritmetik ortalama

$K_{e,h}$ = Yatay eşdeğer hidrolik iletkenlik (tabakalanmaya paralel akımlar için).

Koşulların değişmemesi durumunda (h_1 ve h_2 sabit), eşdeğer hidrolik iletkenlik heterojen formasyonun aynı akım miktarını (Q_{Toplam}) oluşturmalıdır.

$$Q_{Toplam} = -K_h b \times 1 \frac{(h_2 - h_1)}{L} = -K_1 b_1 \times 1 \frac{(h_2 - h_1)}{L} - K_2 b_2 \times 1 \frac{(h_2 - h_1)}{L} - K_3 b_3 \times 1 \frac{(h_2 - h_1)}{L}$$

2. Akımın doğrultusu tabakalanmaya normal



$$K_{e,v} = \frac{\sum_{i=1}^n b_i}{\sum_{i=1}^n \frac{b_i}{K_i}}$$

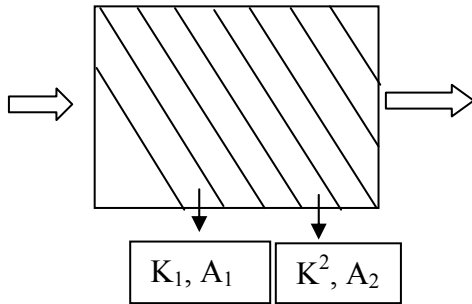
Ağırlıklı harmonik ortalama

$K_{e,v}$ = Düşey eşdeğer hidrolik iletkenlik

$$K_{e,h} > K_{e,v}$$

Etkin hidrolik iletkenlik, aynı koşullar altında heterojen ve anizotrop bir ortamın hidrolik iletkenliği, üretebileceği akım miktarına benzer akım üretebilen homojen ve izotrop bir ortamın hidrolik iletkenliğidir. Bir formasyonun eşdeğer hidrolik iletkenliği, akımın doğrultusuna (tabakalanmaya paralel veya normal), heterojenliğin büyüklüğüne (tabakaların kalınlığı), hidrolik iletkenlik değerlerinin formasyon içerisindeki değişimine (formasyonu oluşturan birimlerin hidrolik iletkenliğine) bağlıdır.

Yukarıda yeraltı suyu akımının tabakalanmaya paralel ve normal olması hallerinde heterojen bir formasyonun eşdeğer hidrolik iletkenliğinin nasıl hesaplanacağından bahsedildi. Fakat gerçek akiferlerde yeraltı suyu akımı tabakalanma ile belli bir açı yapmaktadır. Bu durumlarda en doğru şekilde eşdeğer hidrolik iletkenlik, geometrik ortalama olarak hesaplanabilir.



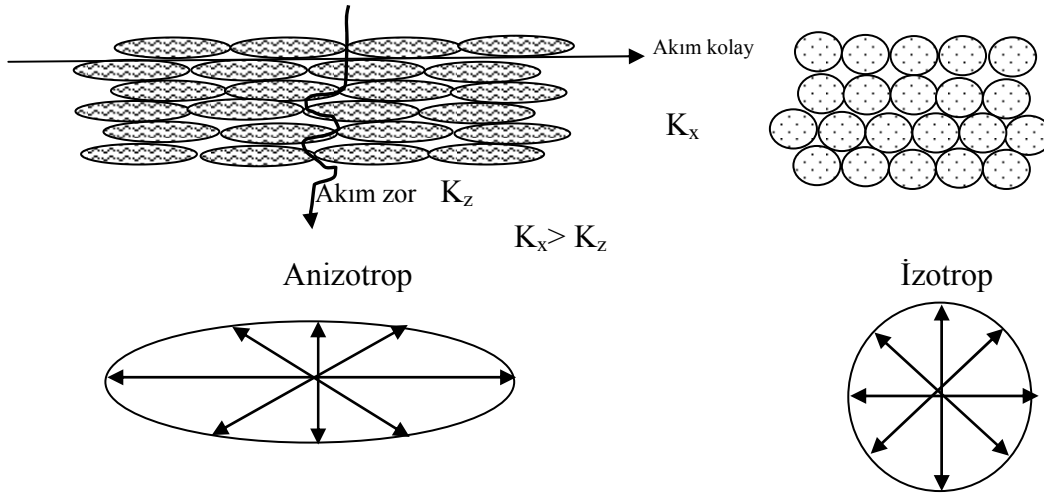
$$K_G = \left(\prod_{i=1}^n K_i A_i \right)^{1/n}$$

Geometrik ortalama

İZOTROP VE ANİZOTROP KAVRAMLARI

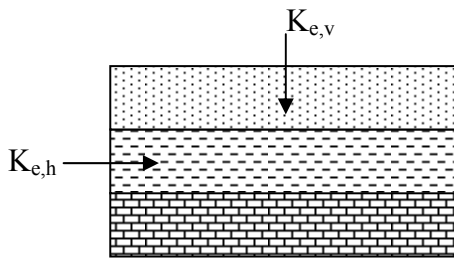
Jeolojik bir formasyon içerisinde her hangi bir noktada hidrolik iletkenlik değeri, ölçüm yapılan doğrultuya bağlı değil ise bu formasyonlara o noktada **izotrop**tur, şayet bağlı isede **anizotrop**tur denilmektedir. İzotrop ortamlarda $K_x=K_y=K_z$; Anizotrop ortamlarda

$K_x \neq K_y \neq K_z$. Çoğu kayaçların doğasında doğrultusal nitelikler mevcuttur. Metamorfik kayaçlarda görülen şistozite yapıları, sedimenter kayaçlardaki yatay tabakalanmalar, bazaltlardaki sütun yapıları bu niteliklere örnek olarak verilebilir. Bu gibi kayaçlardan alınan örneklerden elde edilen hidrolik iletkenlik değerleri tüm doğrultularda eşit olmayacaktır. Anizotropi ölçüğe bağlı bir kavramdır. Örneğin, dane boyutu ölçüğünde anizotropi, sedimantasyon ve üzerleyen malzemelerin basıncından dolayı, düz yüzeyli danelerin (minerallerin, örneğin killerin) en uzun eksenleri boyunca tabakalanma düzlemine paralel olarak şekilde çökmesi sonucunda meydana gelir.



Okların uzunluğu akımın kolaylık derecesini (hidrolik iletkenliği) ifade etmektedir.

Arazi ölçüğünde anizotropi ise tabakalanma, çapraz tabakalanma, kil mercikleri gibi büyük ölçekli heterojenliklerin ölçüm yapılan sahada bulunmasından kaynaklanmaktadır.



Matematiksel olarak anizotropi, kısaca yatay hidrolik iletkenliğin (K_x) düşey hidrolik iletkenliğe (K_z) oranıdır.

$$\text{Anizotropi} = \frac{K_x}{K_z} > 1$$

$$\text{İzotrop} = \frac{K_x}{K_z} = 1$$

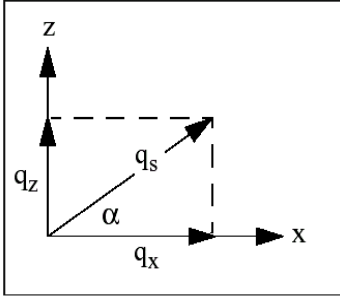
Arazi ölçeğinde tabakalanma heterojenliğinden dolayı, 100:1 hatta daha büyük değerlere varan bölgesel anizotropilikler görmek mümkündür.

Aşağıda Tablo 3.3 de bazı sedimanter kayaçlarının anizotropik doğası hakkında bilgi vermektedir. Bu tabloda sözü edilen hidrolik iletkenlik ölçümleri tabakalanma gibi ana yapısal özellikler doğrultusunda yapılmıştır. Düşey hidrolik iletkenlik ölçümleri ise tabakalanmaya dik yönde yapılmıştır.

Tablo. Bazı kayaçların anizotropi karakterleri (Domenico, Schwartz,1990).

Kayaç türü	Yatay permeabilite (m/sn)	Düşey permeabilite(m/sn)
Anhidrat	10^{-14} - 10^{-12}	10^{-15} - 10^{-13}
Kireç	10^{-10} - 10^{-8}	5×10^{-11} - 5×10^{-9}
Kireçtaşı, Dolomit	10^{-9} - 10^{-7}	5×10^{-10} - 5×10^{-8}
Kumtaşı	5×10^{-13} - 10^{-10}	2.5×10^{-13} - 5×10^{-11}
Şist	10^{-14} - 10^{-12}	10^{-15} - 10^{-13}
Tuz	10^{-14}	10^{-14}

Akiferlerin anizotropik özelliklerini her doğrultudaki hidrolik iletkenlik değerlerini belirleyerek tanımlayabiliriz. Şimdi, yeraltısuyu akımının(q_s) s yönünde olduğu anizotrop bir ortam düşünelim.



q_s 'in x ve z doğrultuları boyunca iki bileşeni vardır.

$$q_x = q_s \cos\alpha = -K_x \frac{\partial h}{\partial x}$$

$$q_z = q_s \sin\alpha = -K_z \frac{\partial h}{\partial z}$$

K_x ve K_z , x ve z yönlerinde ortamın hidrolik iletkenliğini ifade etmektedir.

s yönünde akım $q_s = -K_s \frac{\partial h}{\partial s}$

Matematikte zincir kuralını uygulayarak $\frac{\partial h}{\partial s}$ 'i şu şekilde yeniden yazabiliriz.

$$\frac{\partial h}{\partial s} = \frac{\partial h}{\partial x} \cdot \frac{\partial x}{\partial s} + \frac{\partial h}{\partial z} \cdot \frac{\partial z}{\partial s}$$

Bilinenler:

$$\frac{\partial x}{\partial s} = \cos\alpha \quad \frac{\partial z}{\partial s} = \sin\alpha$$

$$\frac{\partial h}{\partial s} = -\frac{q_s}{K_s}, \quad \frac{\partial h}{\partial x} = -\frac{q_x}{K_x}, \quad \frac{\partial h}{\partial z} = -\frac{q_z}{K_z}$$

$$-\frac{q_s}{K_s} = -\frac{q_x}{K_x} \cos\alpha - \frac{q_z}{K_z} \sin\alpha$$

$$q_x = q_s \cos\alpha \quad q_z = q_s \sin\alpha,$$

$$-\frac{q_s}{K_s} = -\frac{q_s}{K_x} (\cos\alpha)^2 - \frac{q_s}{K_z} (\sin\alpha)^2$$

Yukardaki eşitliği sadeleştirerek tekrar yazarsak

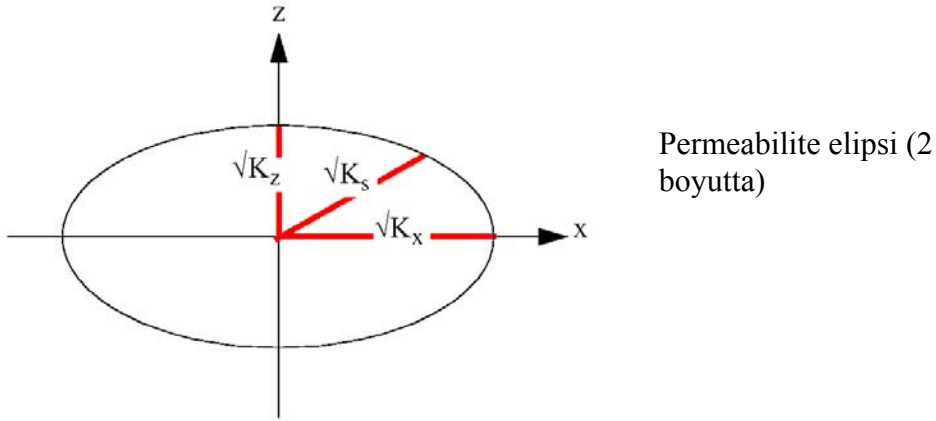
$$\frac{1}{K_s} = \frac{(\cos\alpha)^2}{K_x} + \frac{(\sin\alpha)^2}{K_z}$$

Yukarıdaki eşitliği kutupsal koordinat sistemine göre tekrardan yazarsak

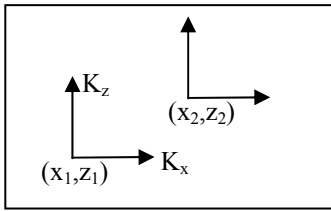
$$x = r \cos\alpha \quad z = r \sin\alpha$$

$$\frac{r^2}{K_s} = \frac{x^2}{K_x} + \frac{z^2}{K_z}$$

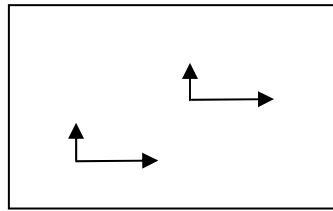
K_x ve K_z biliniyor ise, yukardaki eşitliği kullanarak K_s 'in α açısıyla belirtilen herhangi bir doğrultudaki değerini kolaylıkla hesaplayabiliriz.



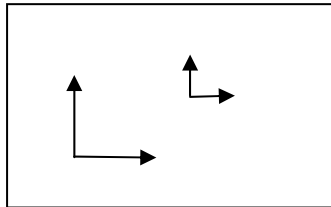
Özetlersek, heterojenlik ve anizotropluğun 4 tane kombinasyonu vardır:



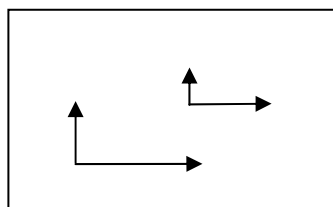
Homojen, İzotrop



Homojen, Anizotrop



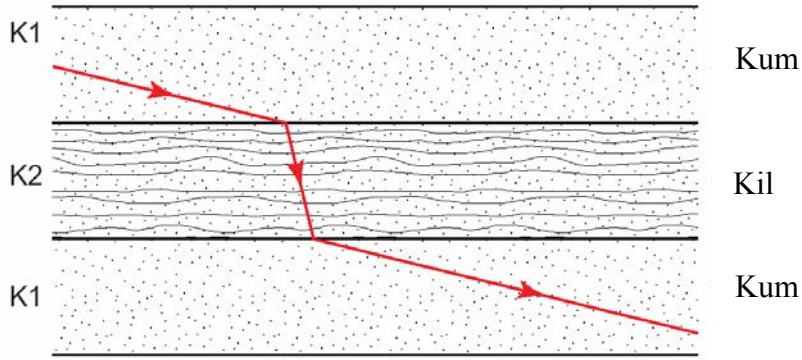
Heterojen, İzotrop



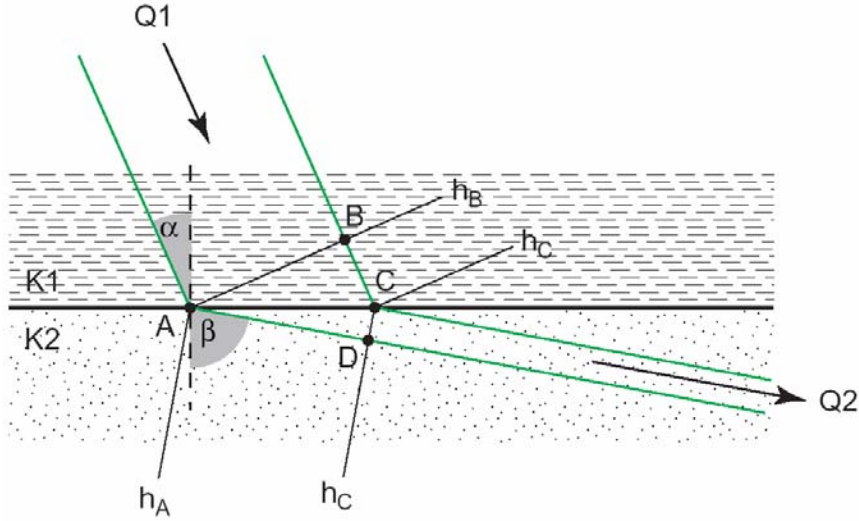
Heterojen, Anizotrop

TABAKALAR ARASINDAKİ SINIRLAR

Akımın tabakalanmaya paralel veya normal olmadığı durumlarda akım çizgilerinin anizotropi'den dolayı tabaka sınırlarında kırılarak yansıdığını gözlemlemekteyiz. Aşağıdaki sistemde $K1 \gg K2$. K değerleri arasındaki farklılık akım çizgilerinin kırılma oranını kontrol etmektedir. Aradaki fark ne kadar büyük olursa kırılmada o derecede büyük olacaktır. Aşağıda bu ilişkiyi kantitatif olarak ifade etmeye çalışalım.



Şimdi iki gözenekli katman arasında bir sınır düşünelim:



Darcy kanunu uygulayarak birim kalınlıktaki tabakadan geçen suyun debisini şu şekilde hesaplayabiliriz.

$$Q_1 = -K_1 \frac{h_C - h_A}{|BC|} |AB|$$

$|AB|$ =A ve B noktaları arasındaki uzaklık

$$Q_2 = -K_2 \frac{h_C - h_A}{|AD|} |CD|$$

Suyun debisi zamana bağlı olarak değişmediğinden yani sabit olduğundan $Q_1=Q_2$

$$-K_1 \frac{h_C - h_A}{|BC|} |AB| = -K_2 \frac{h_C - h_A}{|AD|} |CD|$$

$$\frac{-K_1}{|BC|} |AB| = \frac{-K_2}{|AD|} |CD|$$

$$\frac{K_1}{K_2} = \frac{|BC||CD|}{|AB||AD|} = \frac{\tan \alpha}{\tan \beta}$$

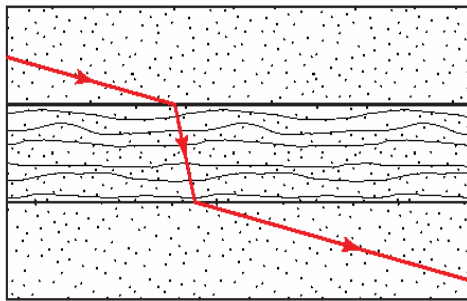
$$\frac{K_1}{K_2} = \frac{\tan \alpha}{\tan \beta}$$

Tanjant kanunu; yeraltısuyu akım çizgilerinin jeolojik sınırlarda nasıl kırıldığını ifade etmektedir.

Örnekler:

$K_2 \gg K_1$, $\tan \beta \gg \tan \alpha$, and $\beta \rightarrow 90^\circ$ Akım çizgileri hemen hemen tabaka sınırına paralel

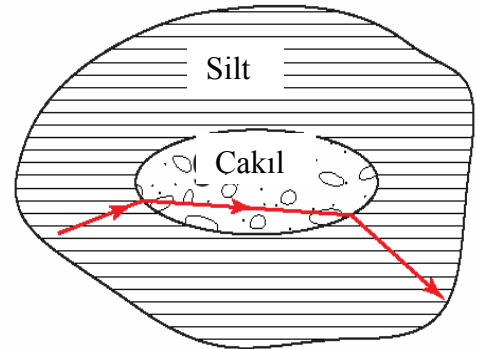
$K_2 \ll K_1$, $\tan \beta \ll \tan \alpha$, and $\beta \rightarrow 0^\circ$, Akım çizgileri hemen hemen tabaka sınırına normal



Kum

Kil

Kum

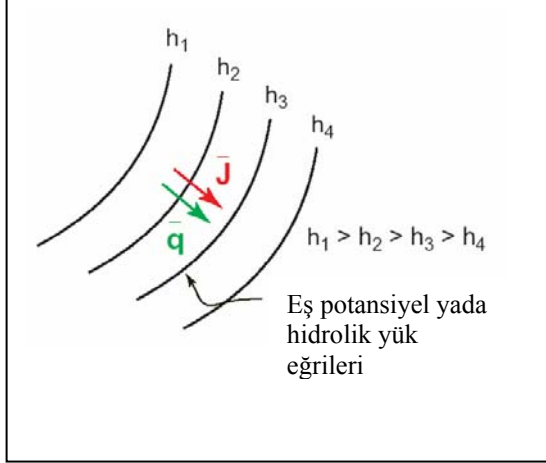


Sonuç:

Yeraltısuyu, düşük hidrolik iletkenlikli tabakalarda en kısa yolu izleyerek hareket etmek eğilimindedir ve yüksek hidrolik iletkenlik tabakalar kanal olarak kullanmayı tercih etmektedir.

HİDROLİK İLETKENLİK VE YERALTISUYU AKIM DOĞRULTUSUNA OLAN ETKİSİ

1. Homojen ve izotrop akiferler:

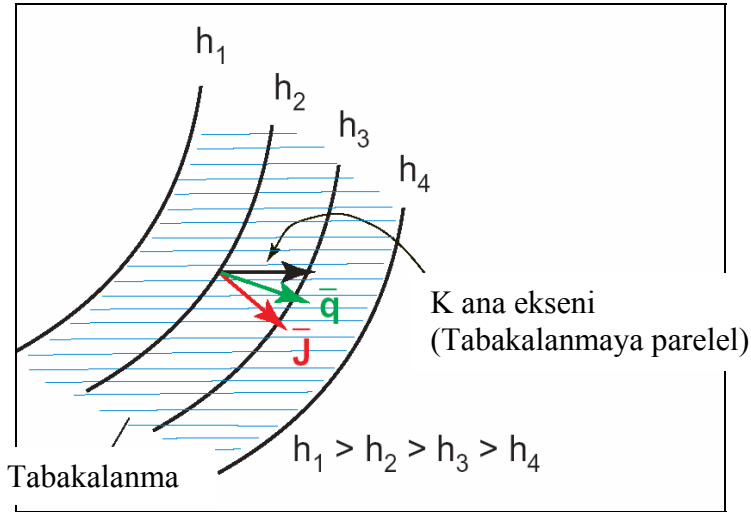


- Yeraltısuyu akım doğrultusu eş potansiyel eğrilerine normal'dir.
- Hidrolik eğim ve akım vektörleri aynı yöndedir.

J = hidrolik eğim vektörü

q = özgül debi vektörü

2. Homojen ve anizotrop akiferler

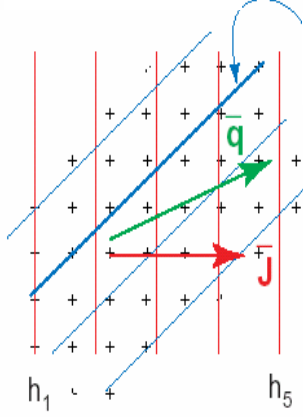


- Hidrolik eğim vektörünün doğrultusu eş potansiyel eğrilerine diktir. Fakat akım vektörü, hidrolik eğim vektörü doğrultusu ile tabakalanma doğrultusu (akımın en kolay olduğu doğrultu) arasında bir yönde yer almaktadır.

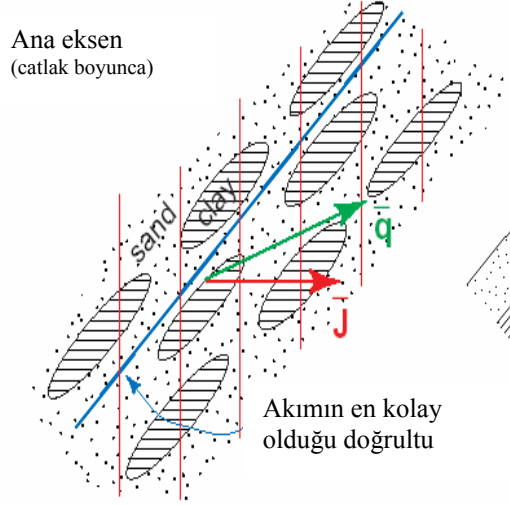
Örnekler:

$h_1 > h_5$

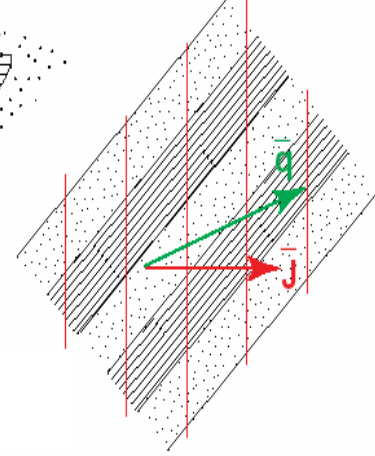
Çatlaklı granit



Ara tabakalanma



Filiş formasyonu



AKİFER SİSTEMLERİ

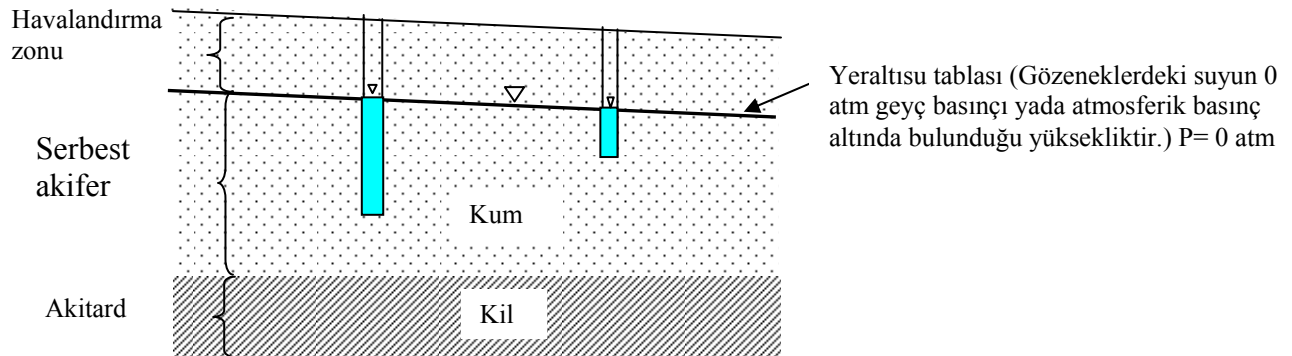
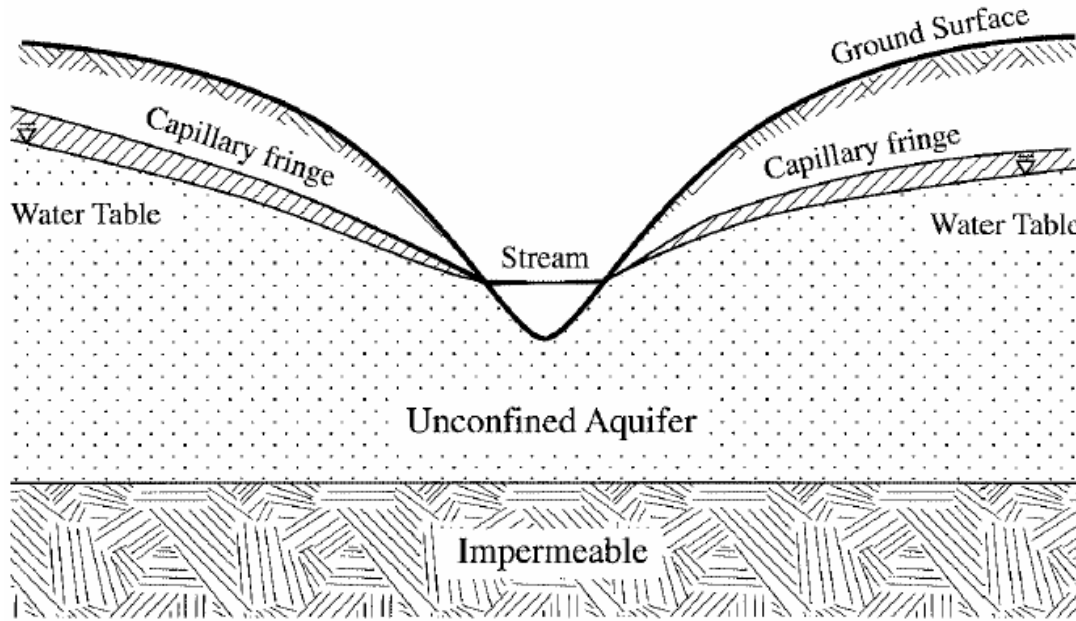
Akifer(Aquifer), Akitard(Aquitard), Akiklüd (Aquicludes), ve Akifüj (Aquifuje) kavramları

Akifer, ekonomik olarak önemli miktarlarda su verebilen suya doymuş, geçirimli bir tabaka, formasyon, yada geçirimli kayaların oluşturduğu jeolojik bir formasyonlar grubudur. **Akitard** kelimesi, genelde stratigrafik dizilimlerdeki yarı geçirimli tabakaları tarif etmek için kullanılmaktadır. Suya doymuşlardır fakat önemli miktarlarda su veremezler. **Akiklüd** terimi gözeneklerinde su tutabilen fakat su veremeyen doymuş jeolojik birimleri tanımlamak için kullanılmaktadır. **Akifüj**, gözeneklerinde ne su bulunduran nede su verebilen jeolojik birimlerdir. Çoğu jeolojik tabakalar akifer yada akitard olarak sınıflandırılmaktadır. Gerçekte aslında akiklüd ve akifüj tanımlarına uyan tabaka veya formasyonlar yoktur. Dolayısıyla bu iki terim çok sıkça kullanılmamaktadır.

En yaygın olarak bulunan akiferlere örnek olarak konsolide olmamış kumlar ve çakıl taşları, kumtaşları ve kireçtaşları gibi geçirimli sedimenter kayaları, aşırı derecede çatlaklı volkanik ve magmatik kayaları verebiliriz. En yaygın olarak bulunan akitardlara ise killeri, şistleri ve masif magmatik kayaları örnek verebiliriz.

Akifer Çeşitleri

Serbest Akifer (unconfined aquifer, water-table aquifer, phreatic aquifer): Üst sınırı yeraltı seviyesi olan akiferlere denilmektedir.



Serbest akiferlerde, kuyulardaki su seviyesi bölgesel yeraltı tablası ile aynı seviyededir. Serbest akiferin üst sınırda hidrolik yükü yazarsak,

$$h = z + \Psi = z + P/(\rho g)$$

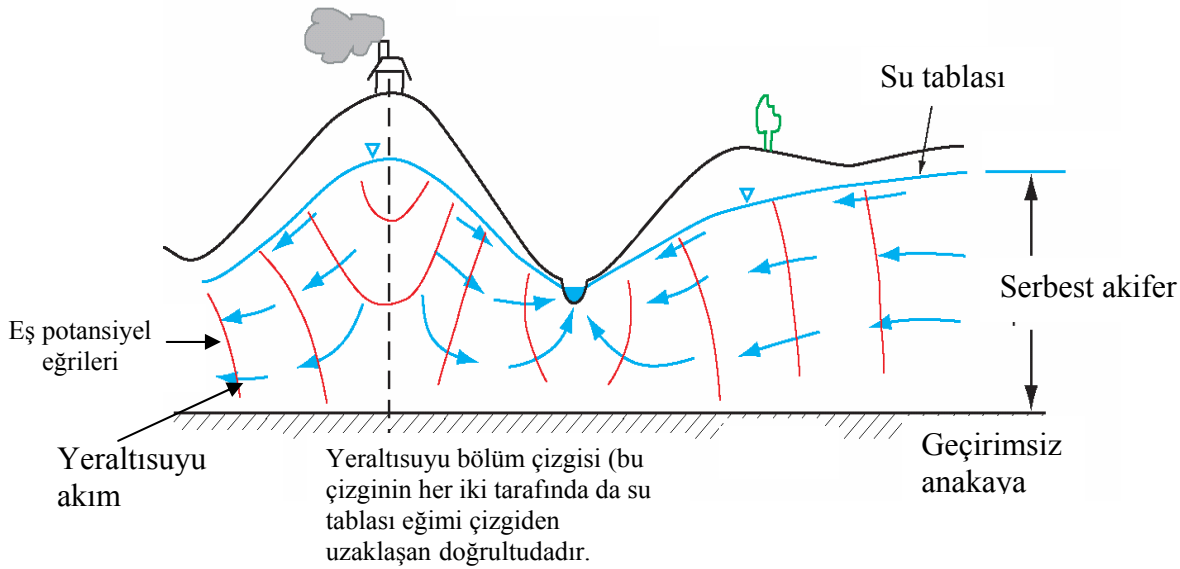
P=0 atm olduğundan

$h=z$ Bu şu anlama gelmektedir: Hidrolik yük artınca yeraltı tablası yükselmektedir.

Serbest akiferlere örnekler: Vadi akiferleri, alüvyon akiferleri, karstik akiferler, tünek akiferler, buzul çökelleri akiferleri, çatlaklı kristalin kayalarındaki akiferler, kıyı akiferleri örnek verilebilir. Bu akiferlerden bazılarını geniş olarak ele alalım:

Vadi Akiferleri (Ilman iklimlerde):

Bu tür akiferler genelde yağmur suları ve yüzey su kütleleri ile (nehirler) beslenmektedir. Su tablası topografyayı yansıtmaktadır. Yer yüzeyine yakın olduklarından dolayı kirlenme riskleri çok fazladır. Genelde bu tür akiferler sulama amacıyla kullanılmaktadırlar.



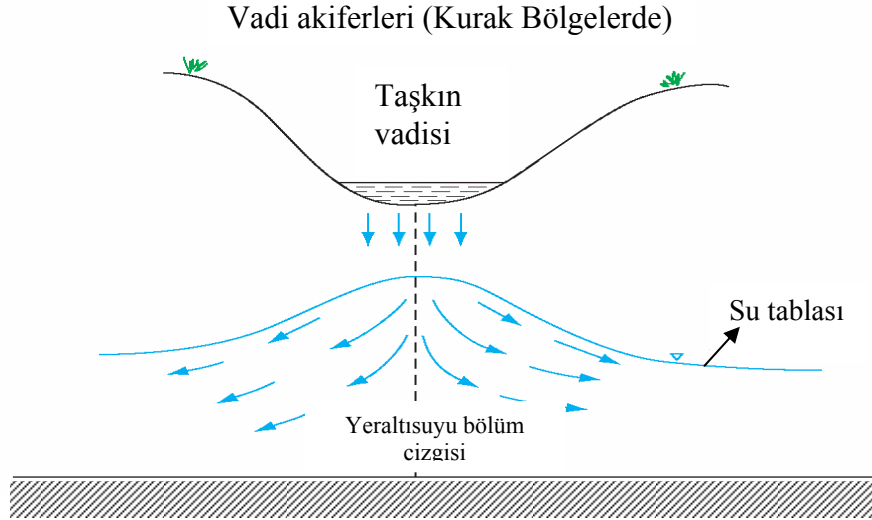
Kurak bölgelerdeki vadi akiferleri:

Kurak bölgelerde yağış miktarı potansiyel evapotranspirasyon miktarından çok az olduğundan yüzey beslenmesi (surface recharge) hemen hemen yoktur. Fakat, ani sellerde, vadilerde çok kısa süreli önemli miktarlarda su akabilir. Bu sular genelde vadi tabanı boyunca yeraltına sızmakta olup akiferlerin tek beslenme kaynağını oluşturmaktadırlar. Bu nedenle, yeraltı su tablası nemli bölgelerdeki durumun aksine, vadi tabanının altında daha yüksektir. Bu duruma yağışın 500mm/yıl altına düştüğü sıcak iklimlerde rastlanmaktadır. Bilinmesi gereken önemli noktalardan biride vadi yada nehir tabanı boyunca yeraltına suyun sızabilmesi için vadi tabanı geçirimsiz kalmasıdır. Eğer nehir tabanında silt çökecek olursa zamanla nehir tabanı geçirimsizleşebilir. Doğal sistemlerde bu durum sellenmenin neden olduğu erozyon sonucu önlenmektedir. Bu nedenle barajlar inşa edildiği zaman nehir tabanında oluşan siltleri temizlemek için zaman zaman yapay taşkınlar oluşturmak gerekebilir.

Taşkın sırasında yeraltına sızan suların bir kısmı da nehir boyunca gelişen bitki örtüsü tarafından alınabilir. Bu şekilde bitkiler tarafından alınan su miktarı kurak bölgelerde akiferlerin beslenmesini etkileyebilir.

Çöllerde yağışlar çok düzensizdir; her 30 yılda meydana gelebilecek aşırı yağışlar (300mm), akiferlerin tek beslenme periyotunu teşkil edebilir.

Tropikal bölgelerde yağmurlu sezonlarda yüzey beslenmesi kurak sezonlarda da nehir beslenmesi gibi iki türlü beslenme görülmektedir.

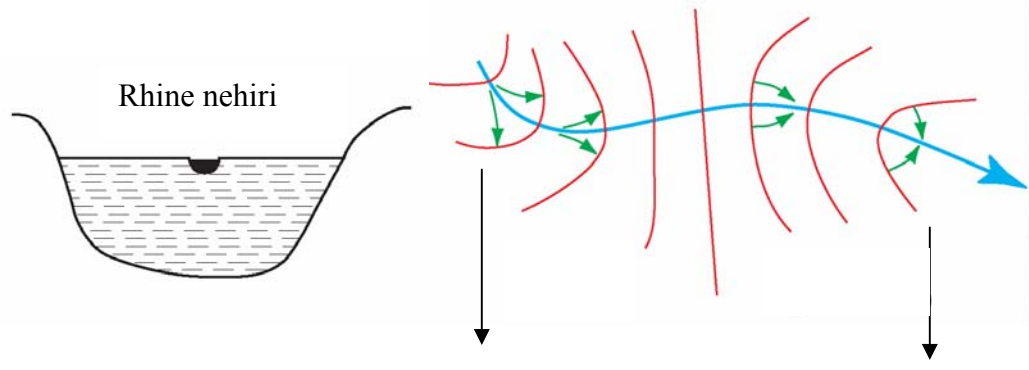


Alüvyon akiferleri:

Nehir yatağı boyunca bulunan alüvyon çökelleri içerisinde yer alan serbest akiferlerdir. Bu akiferlerdeki sular genelde nehir suları ile dengededirler. Bu tür akiferler farklı zamanlarda nehirleri beslemekte yada nehirlerden beslenmektedir. Fransa ve Almanya arasına bulunan güncel rift çökelleri ile doldurulmuş olan Rhine nehir yatağı bu tür akiferlere bir örnek teşkil etmektedir. 100 m kalınlığa varan alüvyon çökelleri içeren Rhine nehir yatağı genelde hidrolik iletkenliği yüksek olan kum, çakıl, blok gibi malzemelerden oluşmaktadır. Bu rift çökelleri hemen hemen yüzeye kadar suyla doymun olup Fransa'nın en büyük akiferlerinden birini oluşturmaktadırlar.

Genelde alüvyon akiferleri nehir kirliliğine karşı çok duyarlıdırlar. Nehir kirliliğine neden olan kimyasal bileşiklerin bazıları alüvyon malzemesi tarafından filtre edilebilir. Ancak suda çözülmüş olarak bulunan çoğu zararlı kimyasal bileşikler su ile birlikte hareket ederek akiferleri kirletebilirler.

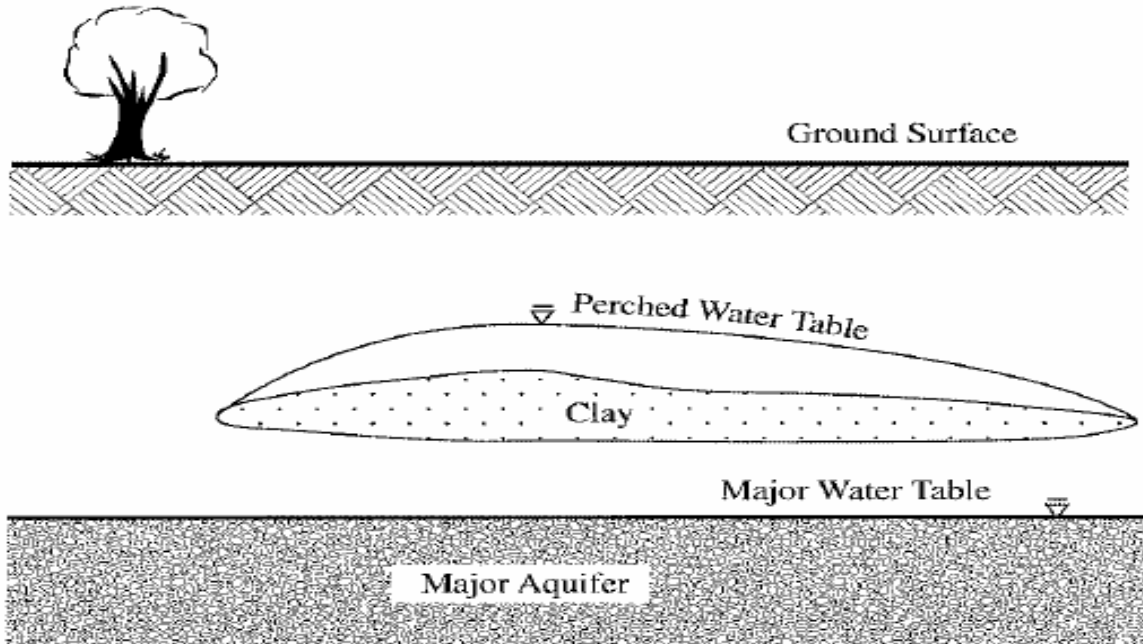
Yüksek permeabiliteleri ve nehirlerden kaynaklanan önemli miktarlardaki beslenmelerden dolayı bu tür akiferler çok sık olarak gelişir.



Nehirin akiferleri
Beslemesi (Nehirdeki su
seviyesi akiferdekinden
daha yüksekte)

Akiferlerin nehri beslemesi
(Akiferdeki su seviyesi
nehirdeki su seviyesinin
üzerinde)

Tünek akiferler (perched aquifer):



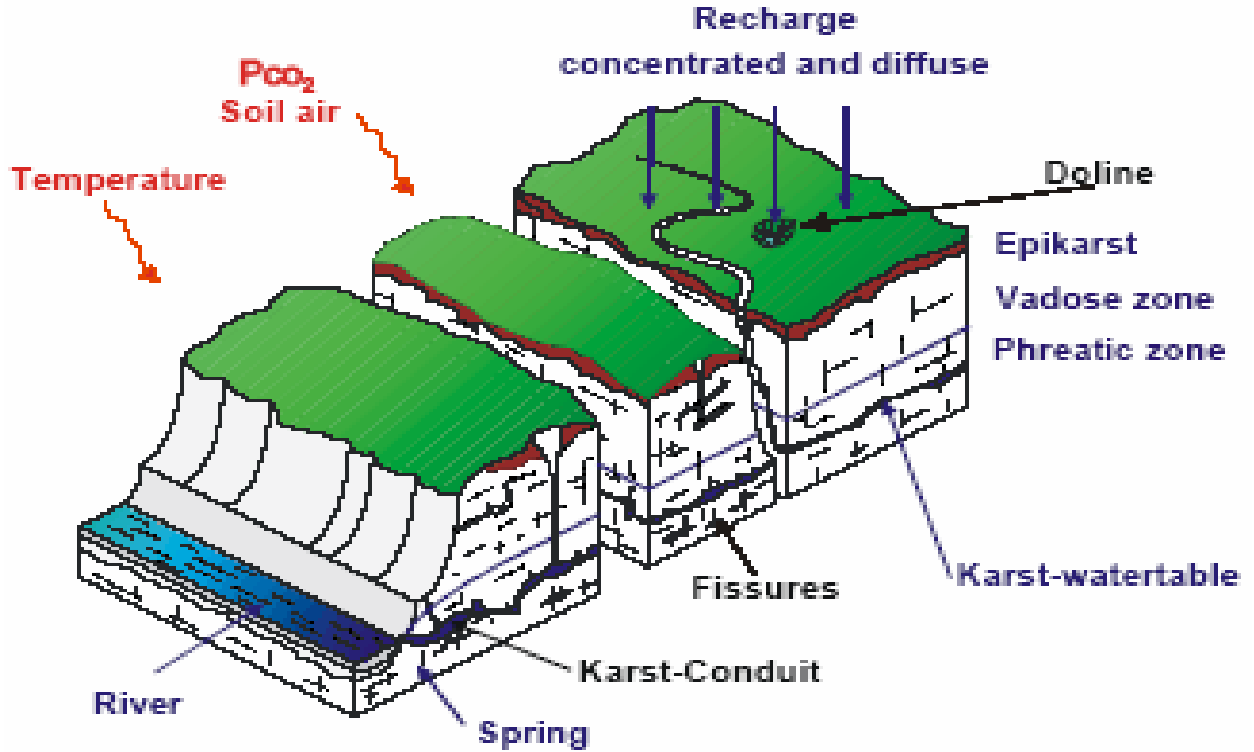
Serbest akiferleri üzerleyen doymun olmayan bölge içerisinde bulunan düşük hidrolik iletkenlikli kil mercekleri gibi süreksiz lokal tabakalar üzerinde gelişen akiferlerdir. Tünek su tablası daimi olabilir yada sadece kış aylarında meydana gelen yüzey beslenmeleri sonucunda

oluşabilir. Bu tür akiferlerde kuyu açarken, lokal tünük akifer su tablası ile bölgesel su tablasını karıştırmamak gerekmektedir. Kil merceklerini boydan boya katedecek şekilde bir kuyu açıldığında tünük su seviyesi genelde açılan kuyunun içine doğru boşalır. Dolayısıyla gerçek su tablasına ulaşıncaya kadar kuyudaki su seviyesi belirlenemez.

Karstik sistemler, kireçtaşı akiferleri:

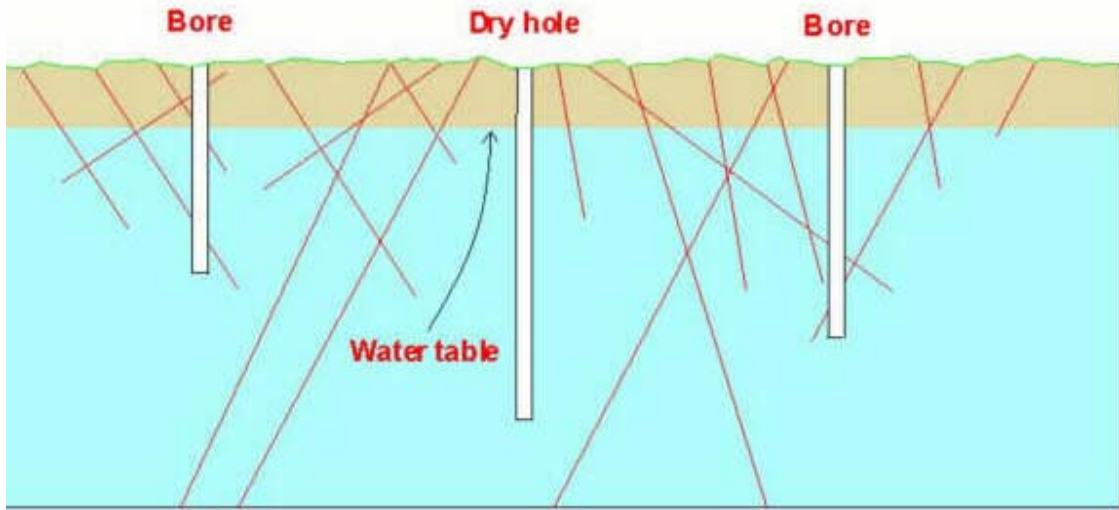
Çatlaklı kireçtaşlarında, karbonatların atmosferde bulunan karbonik asit vasıtasıyla dissolüsyonu yani çözünmesi sonucu geniş çatlaklar, kondüitler, yada mağaralar meydana gelir. Bu olaya karstik rejim denir. Bu tür rejimlerde çok sık olarak yüzeysuları yeraltısuları ile çatlak, kondüit vb. gibi sistemler boyunca bağlantı kurarlar. Karstik sistemlerde yeraltısuyunun hareketi genelde bu tür sistemler boyunca, sayıları az olan çıkış noktalarına yani pınarlara doğrudur. Karbonat kayaçlarının tümü tam anlamda karstik karakterde değildirler. Örneğin, dolomitik kayaçlar çatlaksız bile doğal olarak geçirimli olma eğilimindedirler. Kireçtaşlarına oranla çözünürlükleri daha düşüktür. Dissolüsyon olayı çatlaklar boyunca meydana gelip lokal olarak ortamın hidrolik iletkenliğini artırır. Fakat dolomitler kondüit ağları değil genelde sürekli akiferler oluştururlar.

Karstik tipi yapılara su ile kontak halinde bulduklarında evaporitlerde rastlanabilmektedir. Dissolüsyon olayı çok hızlıdır. Mağaraların sübsidansı yada lokal çökmeler sonucu yeryüzeyine ulaşan çöküntü delikleri birkaç yıldan sonra evaporitlerde gözlenebilir.



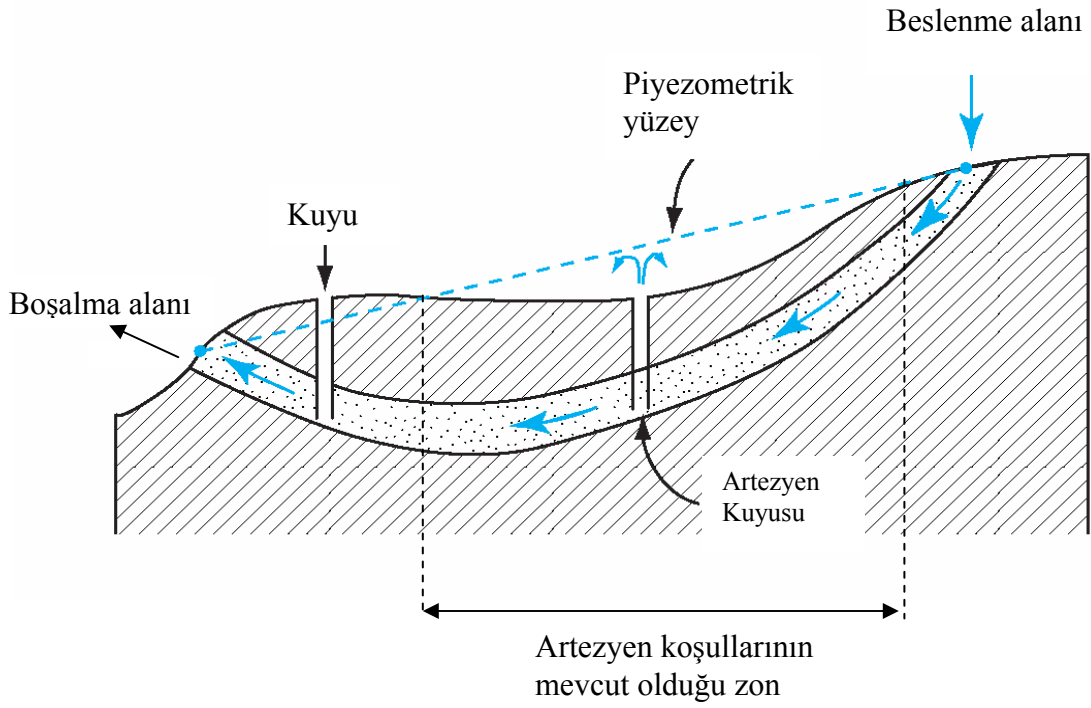
Şekil. Karst akifer sistemi.

Karstik sistemlerde kuyu yeri belirleme işlemi çok karmaşıktır: Eğer bir kondüit bulunamaz ise, formasyondaki mevcut su, önemsenmeyecek kadar çok azdır. Açılacak kuyu için en iyi lokasyon bir çatlağın yada iki çatlak sisteminin kesişme noktasının üzerindedir. Bu nedenle hava fotoğrafları yada jeofizik yöntemler kullanarak çatlak yapılarının önceden belirlenmesi kuyu yerinin tespitinde önemlidir. Kuru kuyuları terk etmeden önce mevcut çatlakların kuyulara bir kanal ile bağlanacağı ümit edilerek açık çatlak sistemlerine hidroklorik asit enjekte edilebilir. Diğer bir yöntemde açılan kuyularda dinamit patlatarak çatlaklar oluşturmaktadır. Ayrıca daha derinlerde açık bir çatlak sistemi bulunacak umuduyla mevcut kuyu daha derinleştirilmeye çalışılabilir.



Karst akifer sistemlerinde kuyu yerlerinin seçimi

Basınçlı akiferler: Alt ve üstten geçirimsiz yada geçirimsizliği az olan bir formasyon ile sınırlanırlar. Bu tür akiferlerdeki su, atmosferik basınçtan daha yüksek olan bir basıncın altındadır. Basınçlı akifer terimide buradan kaynaklanmaktadır. Basınçlı akiferlerde bir kuyu açıldığında, akiferin geçirimsiz üst sınırı geçilir geçilmez su hemen kuyu akmaya başlar. Eğer basınç yeraltısuyunun yer yüzeyine ulaşması ve akması için yeterli ise (piyezometrik su seviyesi yeryüzeyinden daha yüksek ise) bu tür basınçlı akiferlere artezyen denilmektedir. Artezyen kuyuları işletilirse zamanla artezyen olma özelliklerini kaybedebilirler. Bunun nedenide akiferdeki hidrolik yükün azalmasıdır.



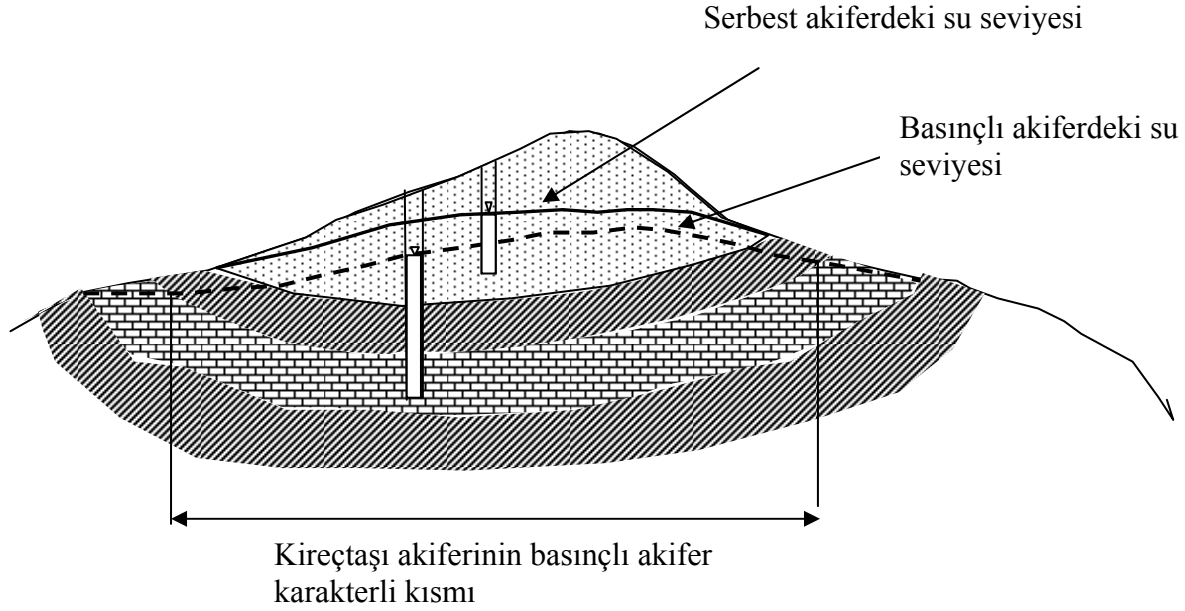
Basınçlı akiferlerde serbest akiferlerin aksine akiferin üst sınırında basınç sıfır değildir.

$$P_{\text{üst sınır}} \neq 0$$

$$h = z + \Psi = z + P/(\rho g) \implies h \neq z$$

Dolayısıyla akiferdeki hidrolik yük artıkca basınçta artmaktadır.

Gözlem kuyularındaki yada piyezometrelerdeki su seviyelerini birleştiren kavramsal yada hayali yüzeye piyezometrik veya potansiyometrik yüzey denir. Basınçlı akiferlerde piyezometrik yüzey akiferin üst sınırı üzerindedir. Serbest akiferlerde ise piyezometrik yüzey su tablası ile çakışmaktadır ve fiziksel bir anlamı vardır.



Birden fazla akifer içeren bir sistemin (basınçlı ve serbest akifer) kesiti.

Su Tablası ve Potansiyometrik Yüzey Haritaları

Serbest akiferler için su tablası haritaları ve basınçlı akiferler için ise potansiyometrik yüzey haritaları hidrojeolojik yorumlamada kullanılan temel araçlardır. Bu haritalar 3 boyutlu yüzeylerin 2 boyutta sunumlarıdır. Bu haritalar eş yükseklik(kot) çizgili kontur haritaları gibi gösterilebilir. Su tablası ve potansiyometrik yüzey haritaların çiziminde kuyularda ölçülen su seviyesi kotları veri olarak kullanılmaktadır. Fakat bu amaç için her kuyu uygun değildir. Bazı su kuyuları akiferde bir den fazla noktada filtrelenebilir, filtrelen seviyelerin her biri farklı bir akifer sistemi içerisinde yer alabilir. Bu gibi kuyularda, kuyudaki su seviyesi farklı akifer sistemlerindeki hidrolik yükün bir sonucu olduğundan, su tablası haritalarının yapımında faydalı değildirler.

Yeraltı suyu seviyesi haritaları yapmak için, aynı akifer sistemi içerisinde açılmış bir çok kuyudan alınan su seviyesi kotu verilerine ihtiyaç vardır. Yeraltı suyu seviyesi zamanla değişebileceğinden, tüm ölçümler kısa zaman içerisinde gerçekleştirilmelidir. Her kuyudaki ölçüm noktası ortak bir referans noktasını (genellikle deniz seviyesi) baz almalıdır. Üretim yapan bir kuyuda su seviyesi ölçümü yapılıyor ise, pompasının kapatılıp, kuyudaki su seviyesinin pompalamadan önceki yani statik su seviyesine gelmesi

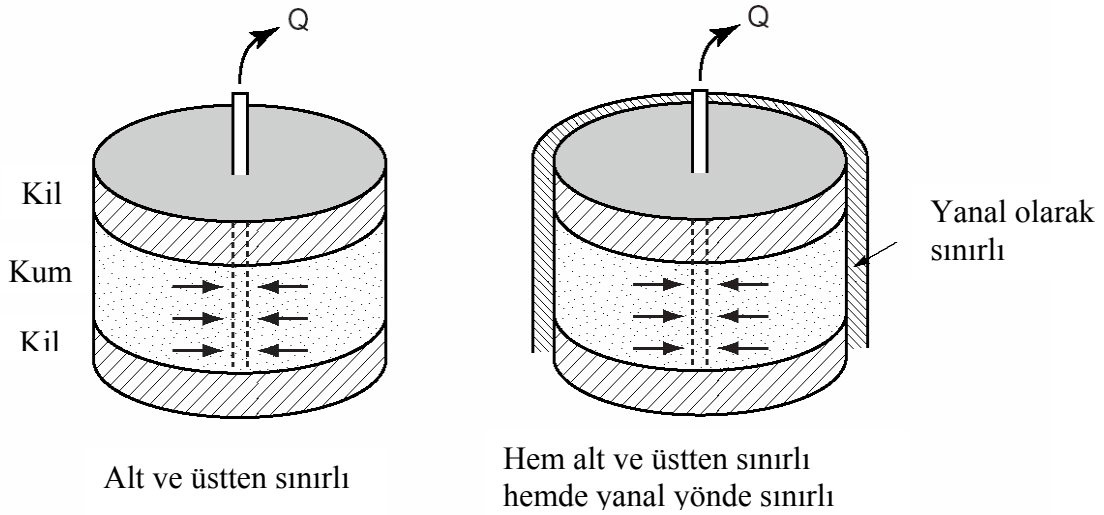
beklenmelidir. Su tablası haritaları yaparken, tüm kuyular açık delikli yada su tablası derinliğinde filtreli olmalıdır. Su tablası altında borulu yada filtreli geçilen kuyular, eğer filtreli yada borulu seviye su tablasının altında çok derinlere ulaşmıyor ise su tablası haritaları için kullanılabilirler. Potansiyometrik yüzey haritaları yapmak için kullanılan tüm kuyular için, ilgili akiferin üzerindeki tüm akiferleri borulu geçilmelidir.

Pınarlar, nehirler, göller gibi yüzey suları yeraltı suları ile etkileşebilirler. Buna ek olarak, su tablası genellikle yüzey topografyasının bir yansımasıdır. Su tablası haritalarının yapımında bu hususlara dikkat edilmelidir. Yüzey topografyasını ve yüzey su yapılarını gösteren bir taban haritası yapılmalıdır. Kuyuların yerleri bu taban haritaları üzerine yerleştirilir ve su seviyesi kotları yazılır. Eş yeraltı seviyesi kotlu konturları, topoğrafik konturların çizimdeki kuralları izleyerek oluşturulur. Veri noktaları arasında konturların yorumlanması yüzey topografyası ve yüzey su yapılarından etkilenir. Örneğin, yeraltı seviyesi kotları, yüzey topografyasından yüksek olamaz. Yeraltı suyu derinliği tepelerin altında vadilerin altındakine göre ise daha yüksektir. Eğer bir göl mevcut ise, gölün altındaki yeraltı seviyesi göl yüzeyi gibi düzdür. Dolayısıyla, yeraltı suyu konturları, göl etrafında gitmelidir. Bunun bir istisnası olabilir. Nasıl? Yeraltı suyu konturları alıcı bir nehri kestiklerinde nehirinin yukarısını gösteren V şekli oluştururlar. Verici bir nehri kestiklerinde, yeraltı suyu konturları nehir aşağı bükülürler.

Genellikle, basınçlı akiferin potansiyometrik yüzeyi, yüzey topografyasından ve yüzey su yapılarından etkilenmez. Bunun nedeni akifer ile yüzey yapıları arasında (nehir) direkt bir bağlantının olmayışıdır. Sonuç olarak, potansiyometrik yüzey konturları nehir varlığından etkilenmez. Potansiyometrik yüzey konturları topoğrafik konturlar üzerinde olabilir. Eğer kuyu böyle bir noktada açılır ise, su kolaylıkla dışarı akacaktır yani artezyen yapacaktır. Su tablası ve potansiyometrik yüzeyin sığ bir gradyana sahip olduğu durumlarda, yeraltı suyu seviyesi konturları birbirlerinden uzak olacaktır. Eğer gradyan yüksek ise, yeraltı suyu seviyesi konturları birbirlerine yaklaşacaklardır. Yeraltı suyu genellikle su tablasının yada potansiyometrik yüzeyin eğimli olduğu doğrultuda akacaktır.

AKİFER SİSTEMLERİNDE SUYUN DEPOLANMASI

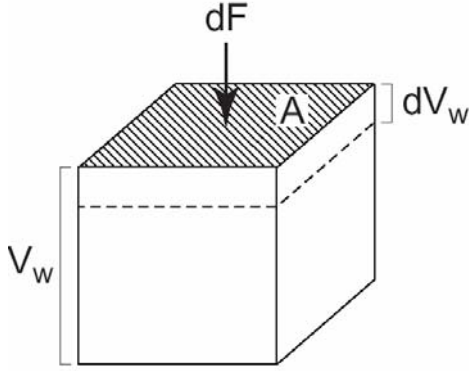
Basınçlı bir akiferde açılmış bir su kuyusunu ele alalım. Akiferin yanlardan sınırlanmadığını düşünelim. Bu durumda pompajla çekilen su akiferin açık olan yan sınırlarından gelecektir. Şimdi bütün kenarlarından kapalı bir basınçlı akifer düşünelim. Bu tür sistemlerde pompajla çekilen su ise doğrudan akiferin deposundan sağlanacaktır ($\Delta_{depo} < 0$). Pompaj sırasında suyun genişmesi ve akifer matriksinin konsolidasyonu sayesinde akiferden su almaktayız. Şimdi bu iki olay sayesinde akiferin üreteceği su miktarlarını hesaplayalım:



Suyun sıkışabilirliği :

Suyun başlangıçtaki hacmini V_w olarak alalım. Bu su kütesinin üzerine bir kuvvet uygulayalım (bu kuvvet örneğin zeminin ağırlığından kaynaklanabilir). A kesit alanı üzerinde oluşan akışkan basıncı $dP=dF/A$.

Akışkan basıncındaki artış (dP) belirli bir su kütesinin hacminin dV_w kadar azalmasına neden olacaktır.



$$dV_w = -V_w dP \beta$$

β = suyun sıkışabilme yada sıkışma

katsayısı = $4.4 \times 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N}$

Gözenekli ortam için

$$V_T = V_v + V_s \rightarrow dV_T = dV_v + dV_s$$

$$dV_s = 0$$

tanelerin kapladığı hacmin sabit olduğunu

varsayalım. Yani stres değişikliğinin danelerde

yapısal bir değişmeye neden olmadığını

varsayalım. Dolayısıyla $dV_w = -dV_T$

$$V_T = V_v + V_s$$

$$V_v = V_w; n = V_v/V_T$$

$P = \rho g \Psi$ ve $\Psi = h - z$ (z , ölçüm noktasında

sabittir.) $d\Psi = dh - dz \rightarrow dz = 0$

$$dP = \rho g d\Psi = \rho g dh$$

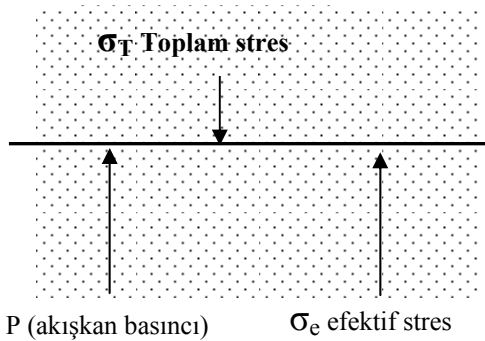
Suyun genişlemesinden kaynaklanan su miktarı

$$dV_{w_w} = -n V_T dP \beta = -n V_T \rho g dh \beta$$

Poröz ortamın sıkışabilirliği yada konsolidasyonu:

Suya doymun birim su kütlesine bir stres uygulandığını varsayalım. Poröz ortamın hacmindeki küçülme 3 mekanizma sonucunda meydana gelir: 1) gözeneklerdeki suyun sıkışması 2) kum tanelerin sıkışması 3) kum tanelerin daha yoğun ve sıkı bir şekilde yeniden dizilmesi. Bu mekanizmalardan birincisi suyun sıkışabilme katsayısı tarafından kontrol edilmektedir. İkinci mekanizmanın katkısının ihmal edilebileceğini varsayalım. Yani tüm danelerin sıkıştırılmaz olduğunu kabul edelim. Amacımız 3. mekanizmayı ifade edecek matematiksel bir eşitlik sağlamaktır.

Suya doymun jeolojik bir formasyonun derinliklerindeki rasgele bir düzlem üzerinde etkiyen streslerin dengede olduğunu farz edelim.



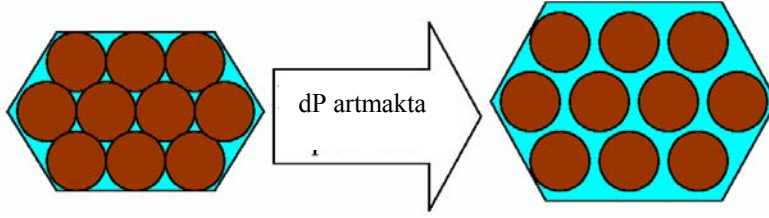
Yeraltında herhangi bir düzlem üzerinde etkiyen toplam stres o düzlemi üzerleyen zeminin ve zemin suyunun ağırlığından dolayıdır. Toplam stres gözenekli ortamın kısmen daneli iskelet yapısından kısmende gözeneklerdeki suyun basıncından kaynaklanmaktadır. Toplam stresin akışkandan kaynaklanmayan kısmına efektif stres denilmektedir. Bu stres gözenekli ortamın danelerine uygulanır. Toprak tanelerinin yeniden düzenlenmesi ve bunun sonucunda dane iskeletinin kompresyonu toplam stresdeki değişimin değil efektif stresdeki değişimin bir sonucudur.

$$d\sigma_T = dP + d\sigma_E$$

Sistem içerisinde herhangi bir noktada üzerleyen zeminin ve zemin suyunun ağırlığı genellikle zamanla değişmemektedir yani $d\sigma_T = 0$

$$\text{Dolayısıyla } d\sigma_E = -dP$$

Bu durumda eğer akışkanın basıncı artarsa efektif stresde artış miktarı kadar azalır. Suyun basıncındaki artış danelerin birbirlerinden uzaklaşmasına neden olur. Aynı şekilde eğer akışkanın basıncı azalursa efektif stresde azalma miktarına eşit miktarda artış gösterir. Başka bir deyişle, suyun basıncındaki düşüş danelerin daha fazla bir ağırlığın altında kalmasına neden olur.



$$P = \rho g \Psi \quad \text{ve} \quad \Psi = h - z \quad (z, \text{ölçüm noktasında sabittir.}) \quad d\Psi = dh - dz \rightarrow dz = 0$$

$$dP = \rho g d\Psi = \rho g dh$$

$d\sigma_E = -\rho g dh$ (Bir noktadaki efektif stressteki değişim o noktadaki hidrolik yük değişimi ile kontrol edilir.)

poröz ortamın sıkışabilme yada sıkışma katsayısı (α)

$$\alpha = -\frac{1}{V_T} \frac{dV_T}{d\sigma_e}$$

Bazı ortamların sıkışma katsayıları

Kil: $\alpha = 10^{-6} - 10^{-8} \text{ m}^2/\text{N}$

Kum $\alpha = 10^{-7} - 10^{-9} \text{ m}^2/\text{N}$

Çakıl $\alpha = 10^{-8} - 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N}$

Çatlaklı kaya $\alpha = 10^{-8} - 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N}$

Masif kaya $\alpha = 10^{-9} - 10^{-11} \text{ m}^2/\text{N}$

$$dV_T = -\alpha V_T d\sigma_e = \alpha V_T dP$$

poröz ortamın konsolidasyonu sonucu ortamın üreteceği su miktarı

$$dV_{w_m} = -dV_T = -\alpha V_T dP = -\alpha V_T \rho g dh$$

Poröz ortamın üreteceği toplam su miktarı suyun genişlemesinden ve poröz ortamın konsolidasyonundan kaynaklanan suların toplamıdır.

$$dV_w = dV_{w_m} + dV_{w_w}$$

$$dV_w = -\alpha V_T \rho g dh - n V_T \rho g dh \beta$$

$$dV_w = -(\alpha + \beta n) V_T \rho g dh$$

Yukarıdaki formül genelde kullanılmamaktadır. Bunun ana sebeplerinden bir tanesi akiferin toplam hacim tespitinin zor olmasıdır. Diğer ise elde edilen değerler farklı hacimlerdeki akiferlerin üretim kapasiteleri karşılaştırmada kullanılmaz. Bu nedenle daha genel bir kavram tanımlanmıştır:

Özgül depolama katsayısı (S_s), hidrolik yükün birim azalması halinde akiferin birim hacminin vereceği suyun hacmidir. Birimi [m^{-1}]. Tipik S_s değerleri $\sim 3 \times 10^{-6} m^{-1}$ dir.

$$S_s = \frac{dV_w}{V_T (-dh)}$$

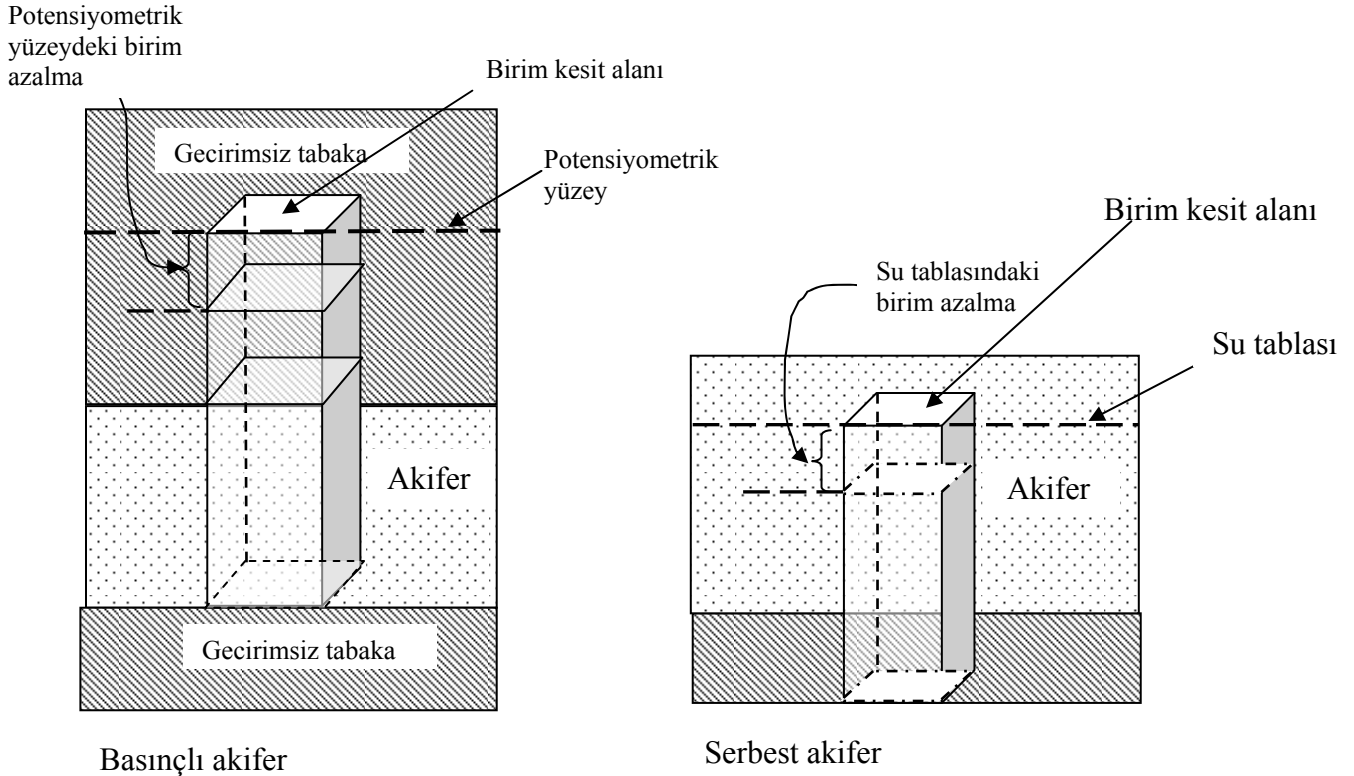
$$S_s = \frac{-(\alpha + n\beta)V_T \rho g dh}{-V_T dh}$$

$$S_s = (\alpha + n\beta) \rho g$$

Akiferin depolama katsayısı (S), hidrolik yükün birim azalması halinde akiferin birim kesit alanından alınabilecek suyun miktarıdır. Boyutsuzdur.

$$S = S_s \cdot b \quad [\quad]$$

b: akiferin suya doymun kalınlığı [m]



Depolama katsayısı basitçe akiferin düşey kolonundan alınabilecek su miktarıdır. Düşey olarak entegre edilmiş bir niceliktir. Depolama katsayısı sadece yatay akımlar için uygulanır.

Depolama katsayısı basınçlı akiferlerde $5 \times 10^{-3} - 5 \times 10^{-5}$ arasında bir değerdedir. Basınçlı akiferlerde suyun ve akifer malzemesinin sıkışması sonucu akiferin üreteceği su miktarı çok azdır. Bu akiferlerin önemli miktarlarda su üretebilmesi için geniş alanlarda büyük hidrolik yük değişiminin meydana gelmesi gerekmektedir.

Serbest akiferlerde depolama katsayısı özgül verim olarak adlandırılmaktadır. Özgül verim (S_y), su tablasındaki birim düşmeye karşın akiferin birim yüzey alanından gravitenin etkisiyle boşalan su miktarıdır.

S_y birimi : [] yada %

$$S_y < n$$
$$S_y = n - S_r$$

S_r = su tutma kapasitesi [] yada % , gravite drenajı sonunda gözeneklerde kalan su miktarına denilmektedir.

	n(%)	S_y (%)	S_r (%)
Kil	40	10	30
Kum	20	16	4
Çakıl	25	24	1

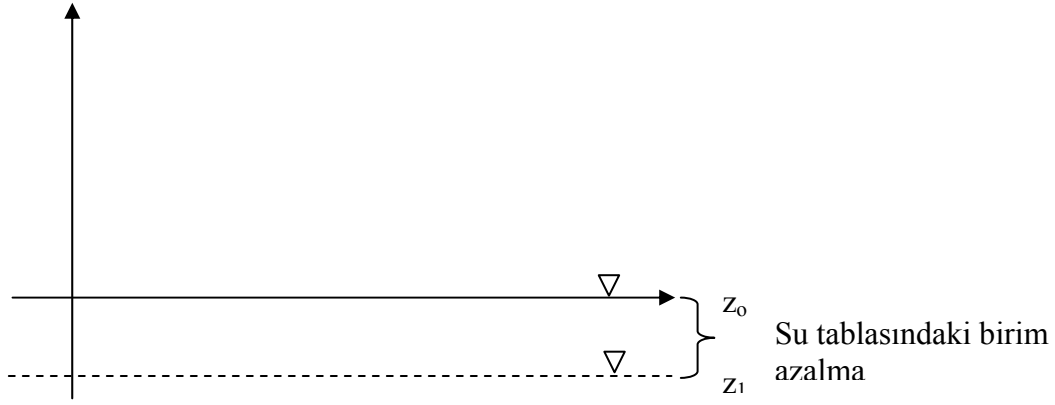
Serbest akiferlerin özgül verimi basınçlı akiferlerin depolama katsayısından çok büyüktür. Özgül verim değerleri 0.01- 0.3 arasında değişmektedir. Serbest akiferin deposundan bırakılan suyun önemli bir kısmı gözeneklerin gravitenin etkisiyle drenajıyla sağlanmaktadır. Yüksek S_y değerleride bundan dolayıdır. Basınçlı akiferlerin deposundan bırakılan sular ise suyun genleşmesi ve akiferin sıkışması sonucu elde edilmektedir.

Serbest akiferlerde toplam depolama elastik depo ve özgül verimin bir toplamıdır.

$$S = S_y + S_s \cdot b$$

Basınçlı akiferlerde toplam depolama elastik depoya eşittir.

$$S = S_s \cdot b$$



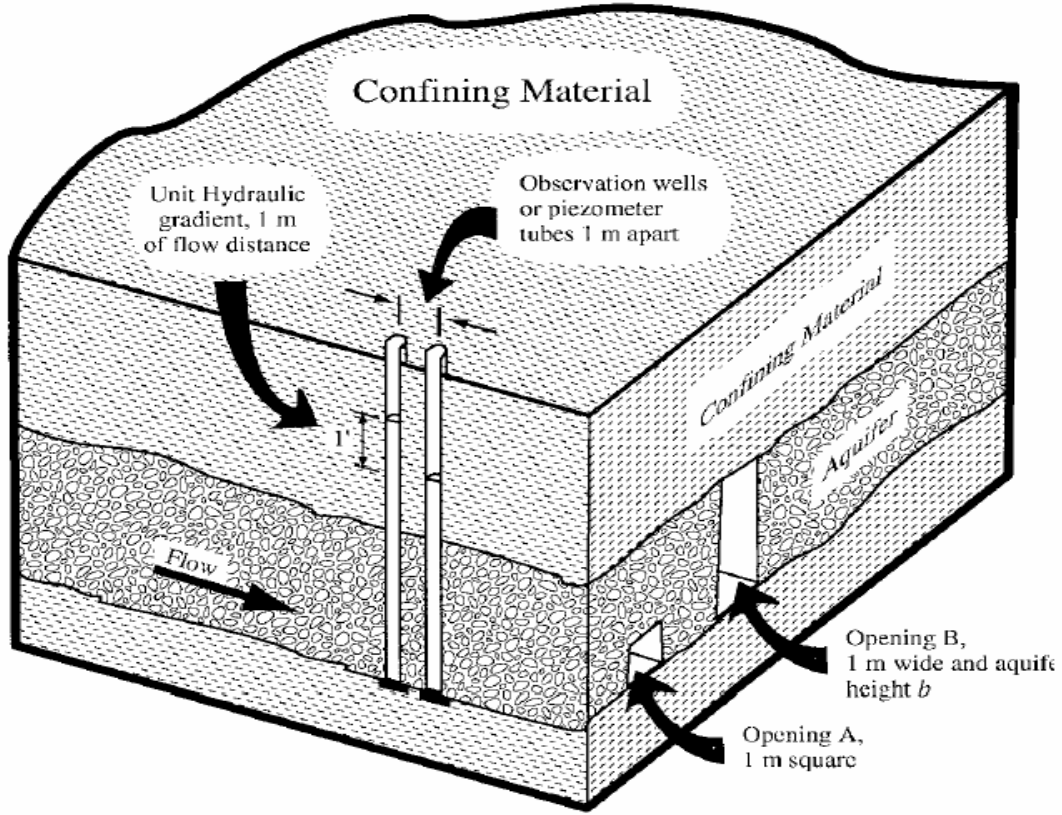
Akifer iletkenliği (Transmissivity): Birim hidrolik eğim altında birim alandan akiferin ileteceği su miktarıdır. İletkenliği 0.015 m²/sn'den yüksek olan formasyonlar su çıkartma amacıyla işletilebilirler.

$$T = Kb$$

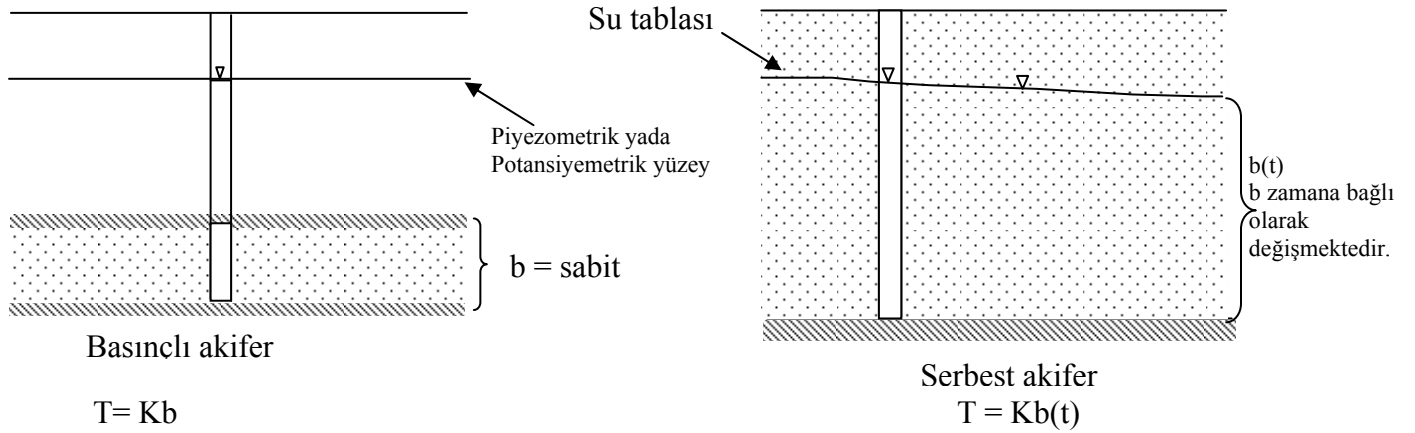
Birimi m²/gün; m²/sn vb..

K= akiferin hidrolik iletkenliği

b= akiferin doygün kalınlığı



Şekil. Akifer iletkenliği kavramı.



HİDROJEOLOJİ

Doç. Dr. İrfan Yolcubal
Kocaeli Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü
<http://mf.kocaeli.edu.tr/jeoloji/yolcubal>

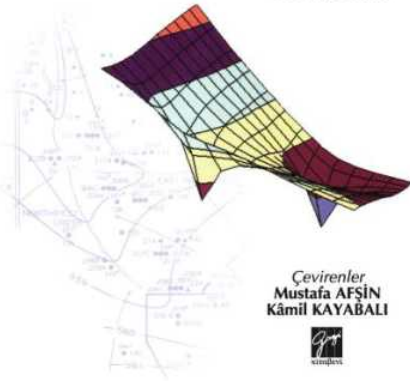


Ders Kitabı

Uygulamalı Hidrojeoloji

Dördüncü Baskı

C. W. Fetter



E-mail: info@gazikitabevi.com.tr

Hidrojeoloji'nin Kapsamı

- Hidrojeoloji, kısaca yeraltı suyu jeolojisi anlamına gelmektedir.
- Yeraltı suyu'nun kökeni, yeraltındaki hareketi, karakteri ve yüzey sularıyla olan etkileşimi hidrojeolojinin ana çalışma konularını oluşturmaktadır.
- Yeraltı suyu sistemlerini ve onun yüzey sularıyla olan etkileşimini araştırmakta kullanılan arazi yöntemleri de saha hidrojeolojisinin çalışma konularını kapsamaktadır.
- Yeraltının jeolojisinin sondaj, jeofizik, ya da diğer örnekleme metodları kullanarak tespiti, yeraltı suyunun akış yönünün ve hızının belirlenmesi ve değerlendirilmesi, sığ yeraltı çökellerindeki ve akiferlerdeki su kirliliği hareketinin modellenmesi, kirliliğin yeraltı suyu sistemlerine olan etkisinin araştırılması, yeraltı suyu kirliliğinin temizlenmesi için metodlar geliştirilmesi ve bu metodların uygulanışı ve başarısının test edilmesi gibi konularda hidrojeolojinin çalışma konularını oluşturmaktadır.

Hidrojeoloji'nin Diğer Disiplinlerle Olan İlişkisi

Jeomorfoloji Stratigrafi Tektonik	Yeraltı suyu akımının meydana geldiği hazne kayacın makroskopik jeolojik özellikleri
Mineraloji ve Petrografi Kimya Biyoloji	Jeolojik ortamın fiziksel, kimyasal ve biyolojik özellikleri
Meteoroloji	Dış bir etken
Fizik Akışkanlar Mekaniği Matematik İstatistik	Akışkanların hareketi Akışkanın ve hazne kayacın özellikleri Yeraltı suyu hareketinin matematiksel modellenmesi

Dünya'da Suyun Dağılımı

Table 4.1: The distribution of water across the globe

Location	Volume, (10 ³ km ³)	% of total volume in hydrosphere	% of freshwater	Volume recycled annually (km ³)	Renewal period years
Ocean	1,338,000	96.5	–	505,000	2,500
Groundwater (gravity and capillary)	23,400 ¹	1.7	–	16,700	1,400
Predominantly fresh groundwater	10,530	0.76	30.1	–	–
Soil moisture	16.5	0.001	0.05	16,500	1
Glaciers and permanent snow cover:	24,064	1.74	68.7	–	–
Antarctica	21,600	1.56	61.7	–	–
Greenland	2,340	0.17	6.68	2,477	9,700
Arctic Islands	83.5	0.006	0.24	–	–
Mountainous regions	40.6	0.003	0.12	25	1,600
Ground ice (permafrost)	300	0.022	0.86	30	10,000
Water in lakes:	176.4	0.013	–	10,376	17
Fresh	91.0	0.007	0.26	–	–
Salt	85.4	0.006	–	–	–
Marshes and swamps	11.5	0.0008	0.03	2,294	5
River water	2.12	0.0002	0.006	43,000	16 days
Biological water	1.12	0.0001	0.003	–	–
Water in the atmosphere	12.9	0.001	0.04	600,000	8 days
Total volume in the hydrosphere	1,386,000	100	–	–	–
Total freshwater	35,029.2	2.53	100	–	–

¹ Excluding groundwater in the Antarctic estimated at 2 million km³, including predominantly freshwater of about 1 million km³.

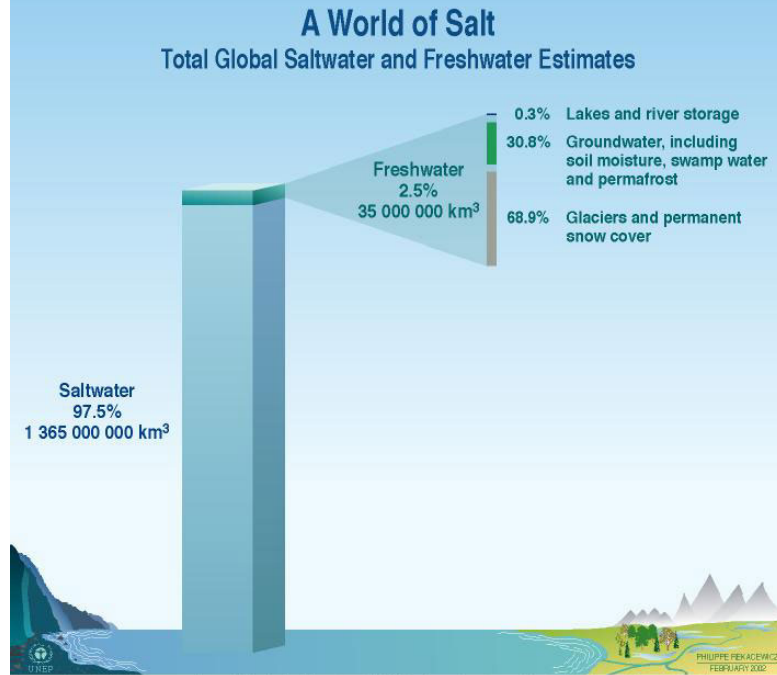
This table shows great disparities: between the huge volume of saltwater and the tiny fraction of freshwater; between the large volumes of water contained by the glaciers and the water stored in the aquifers; and between the amount of groundwater and the small volumes of water in rivers, lakes and reservoirs.

Source: Shiklomanov, forthcoming.

Kaynak:

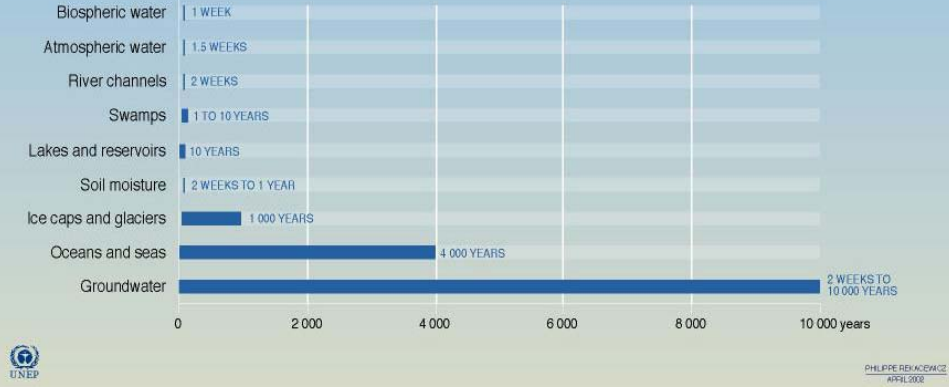
By UNESCO (United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization) / WMO (World Meteorological Organization)

Dünya'da Suyun Dağılımı



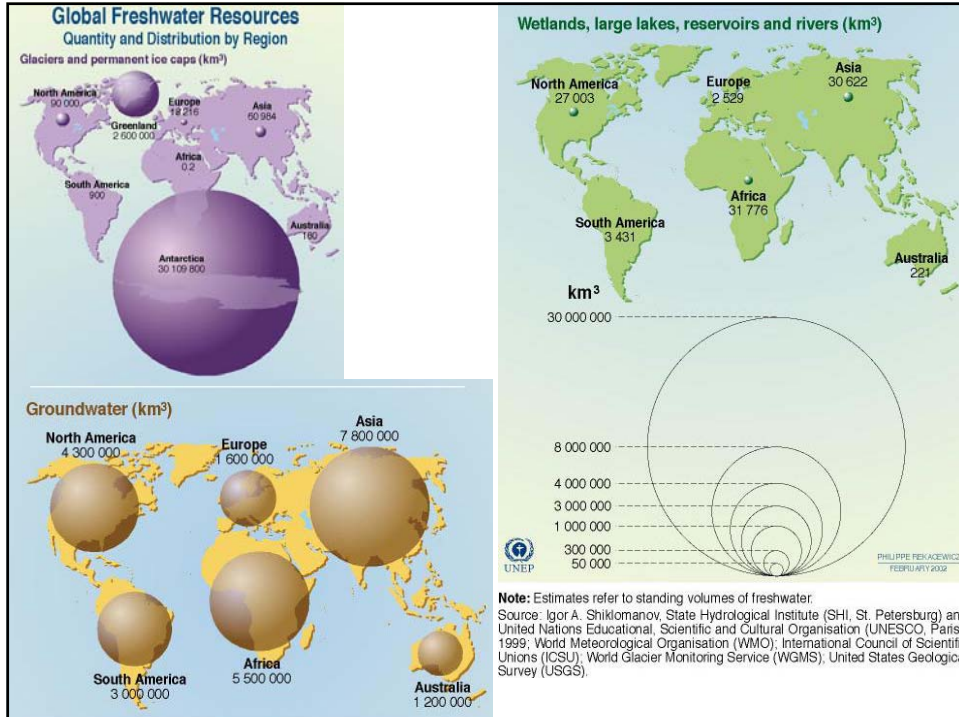
Dünya Su Kaynaklarının Ortalama Yenilenme Süreleri

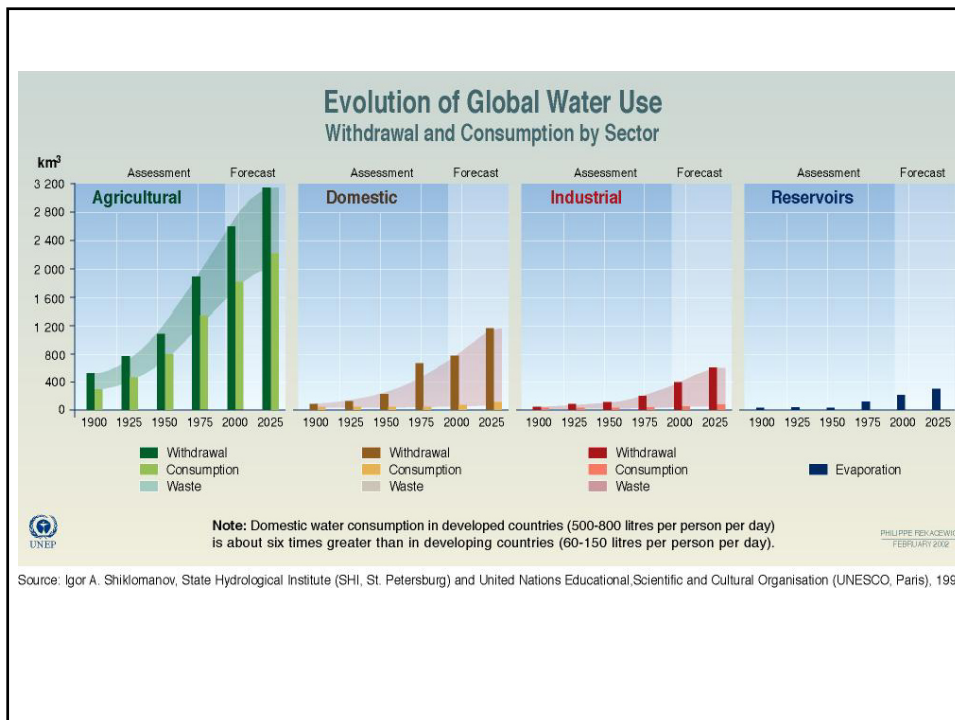
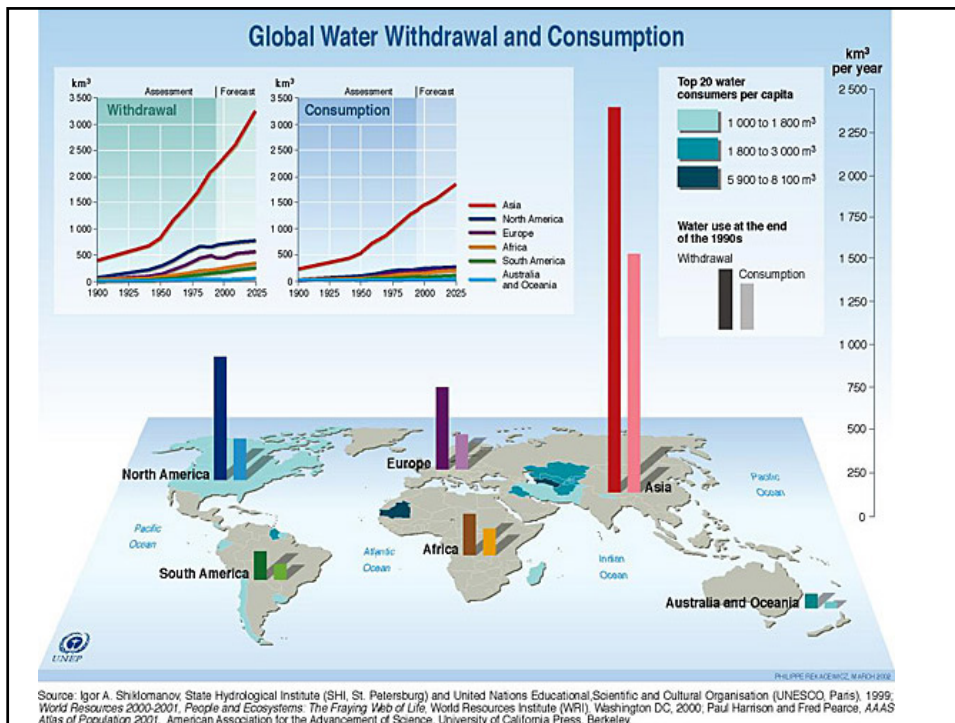
Estimated Residence Times of the World's Water Resources

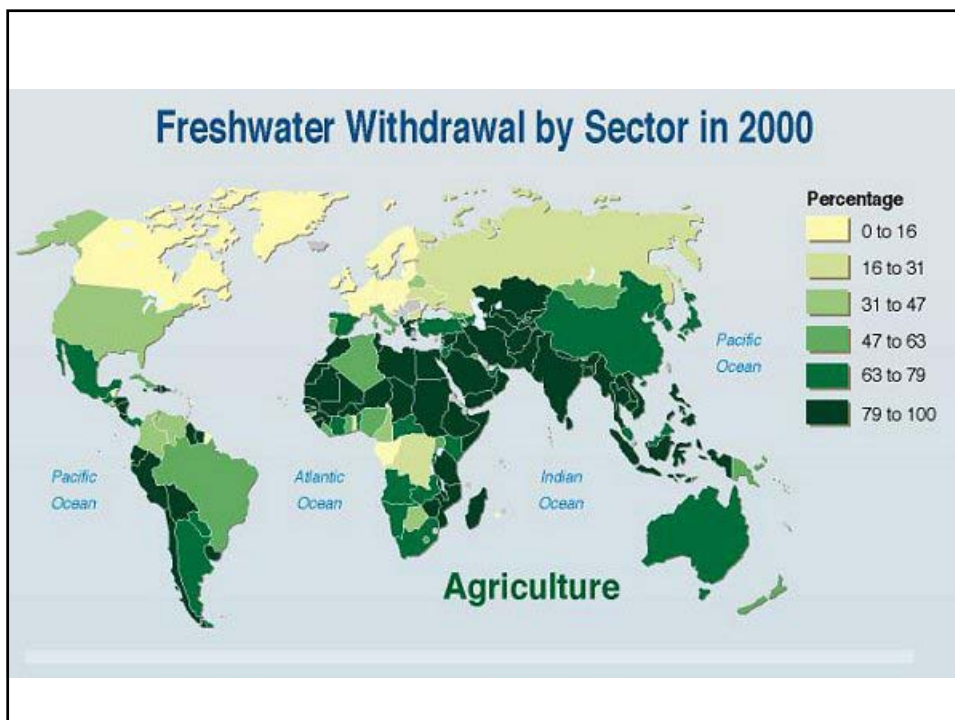
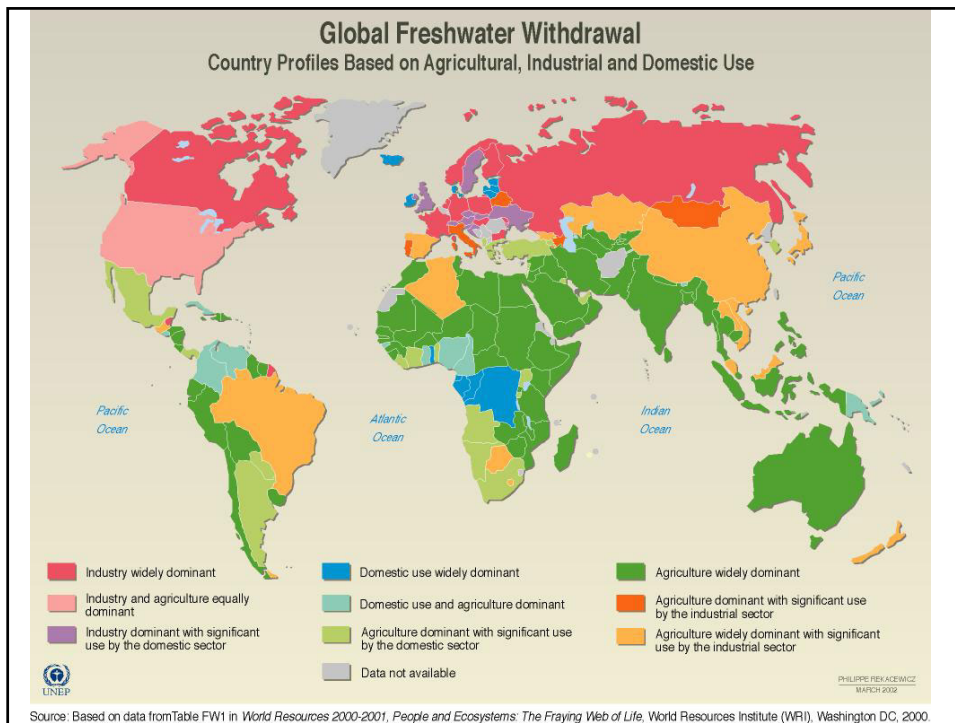


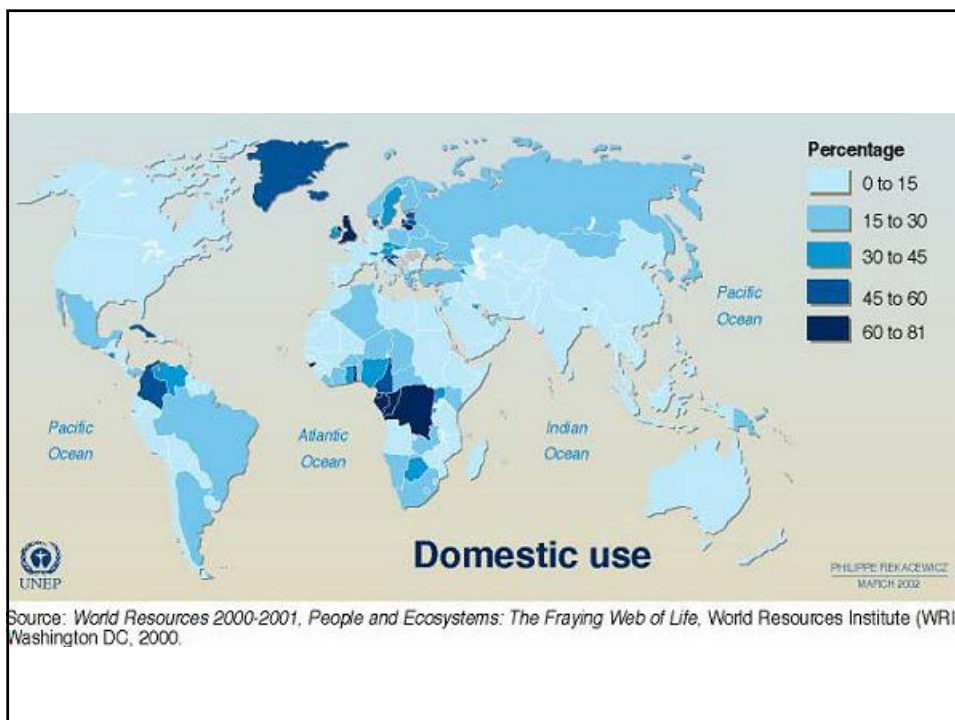
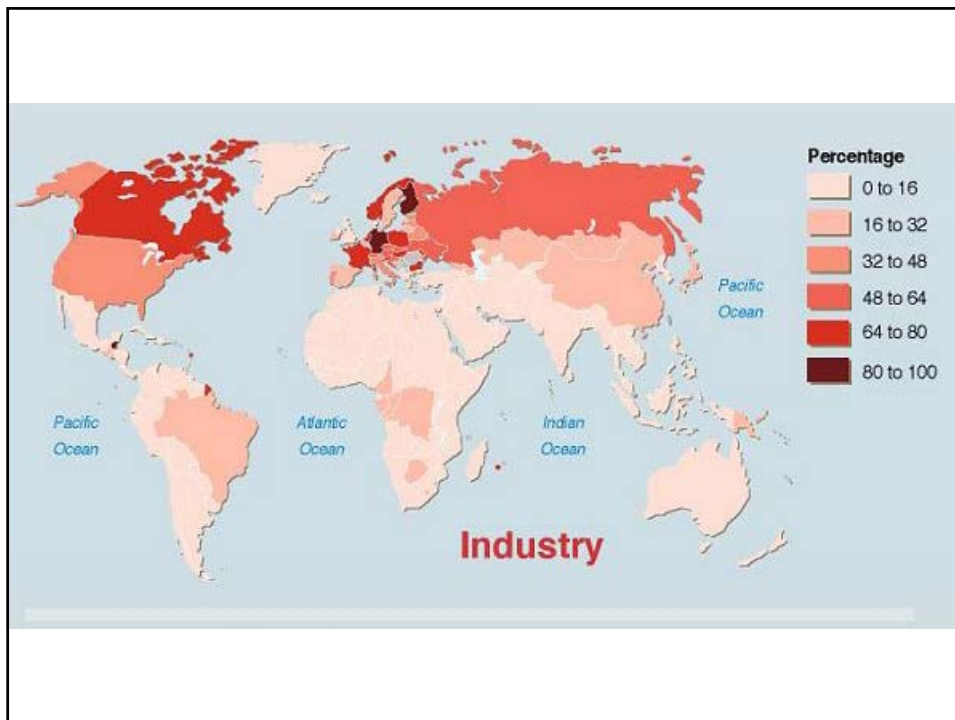
Source: Igor A. Shiklomanov, State Hydrological Institute (SHI, St. Petersburg) and United Nations Educational, Scientific and Cultural Organisation (UNESCO, Paris), 1999; Max Planck, Institute for Meteorology, Hamburg, 1994; Freeze, Allen, John, Cherry, *Groundwater*, Prentice-Hall: Engle wood Cliffs NJ, 1979.

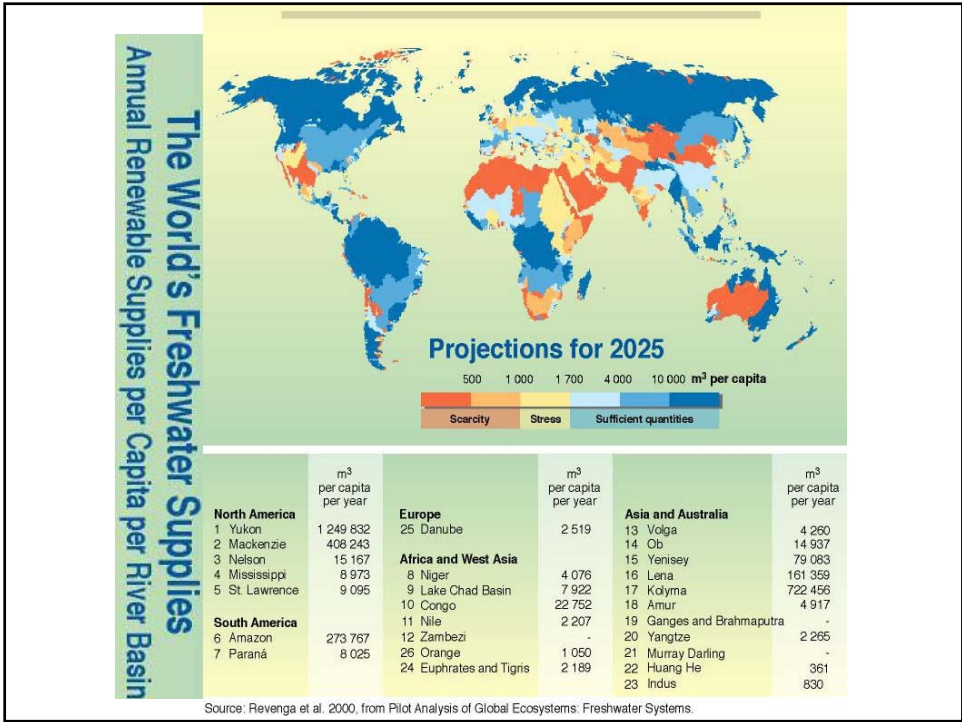
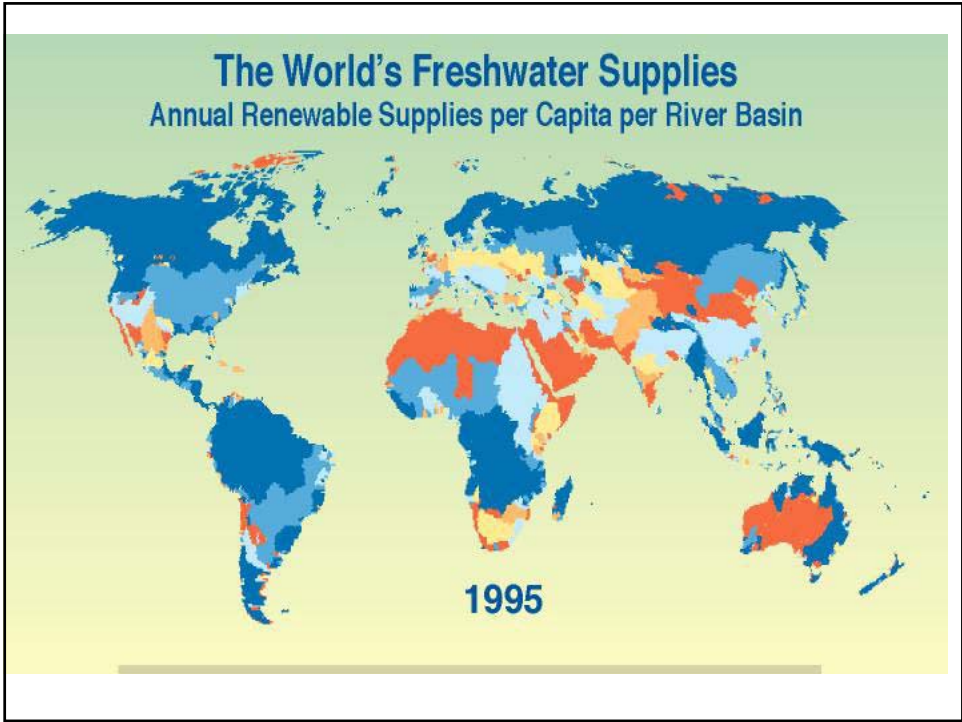
$$\text{Suyun yenilenme zamanı (Residence Time): } \frac{\text{Rezervuar hacmi}}{\text{Rezervuara akan suyun debisi}}$$

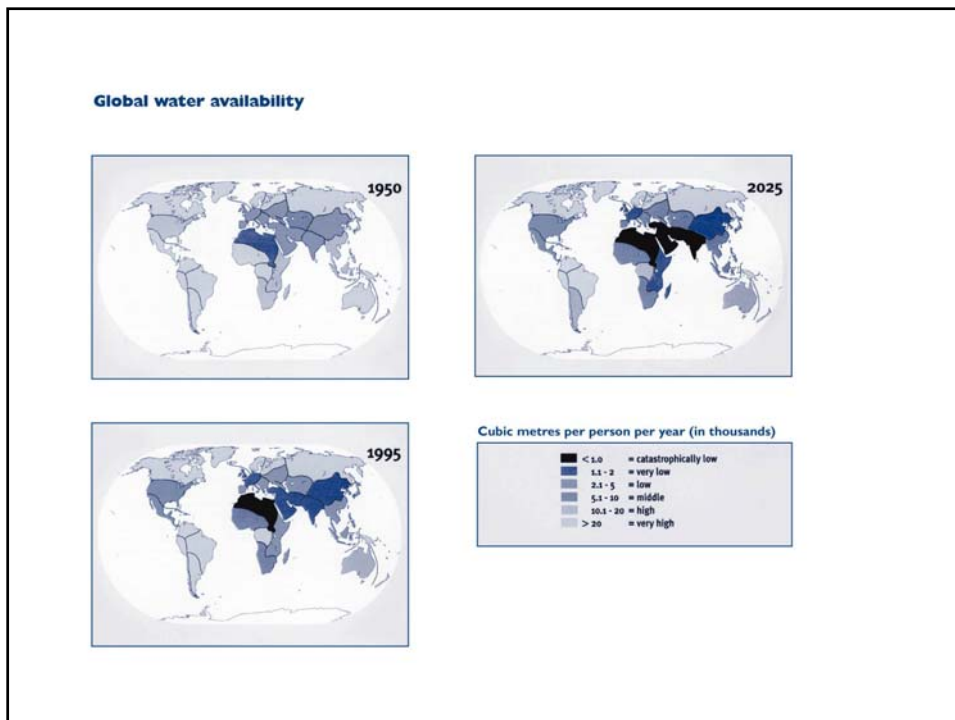
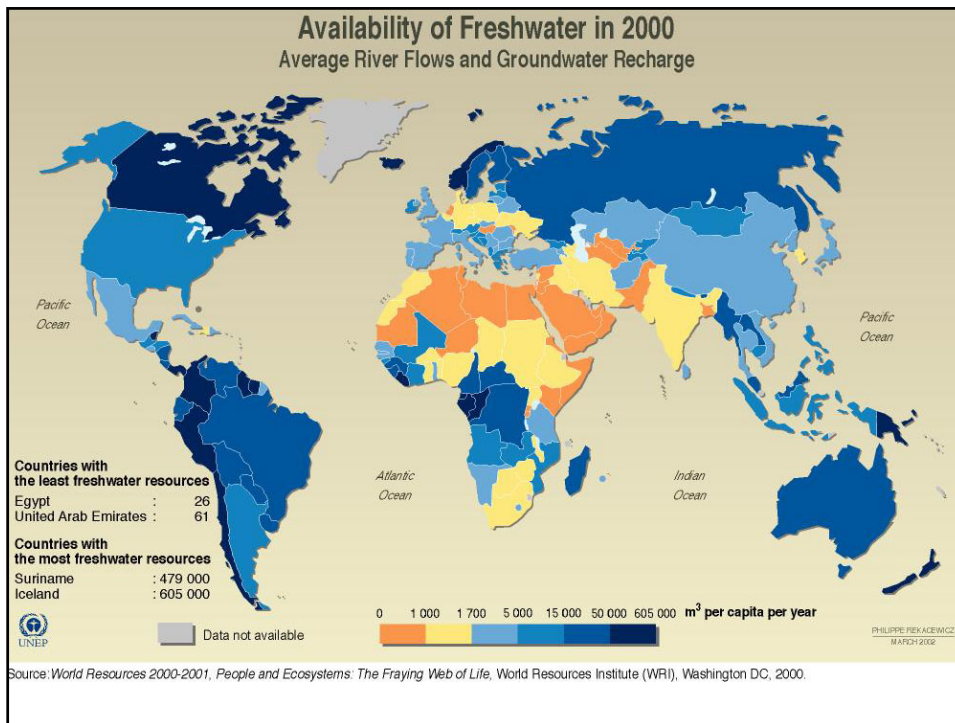


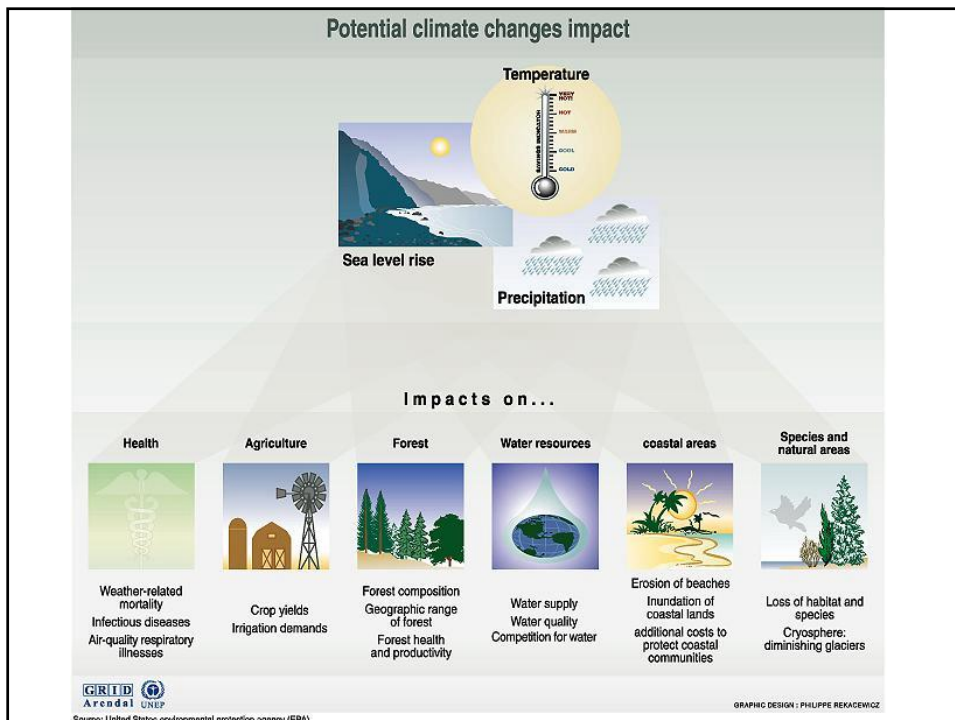
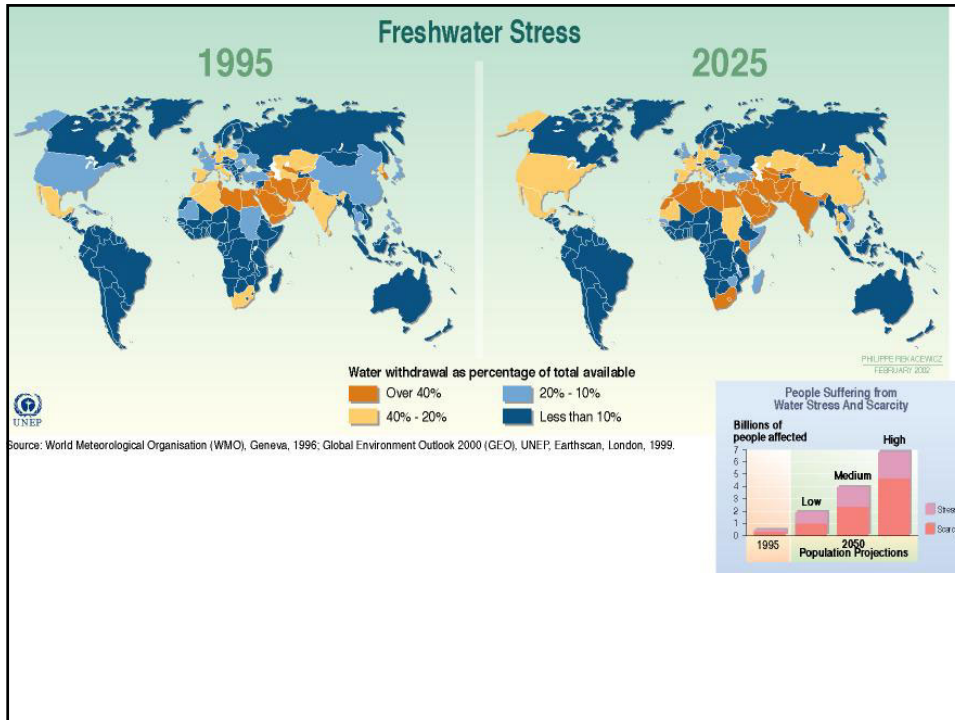




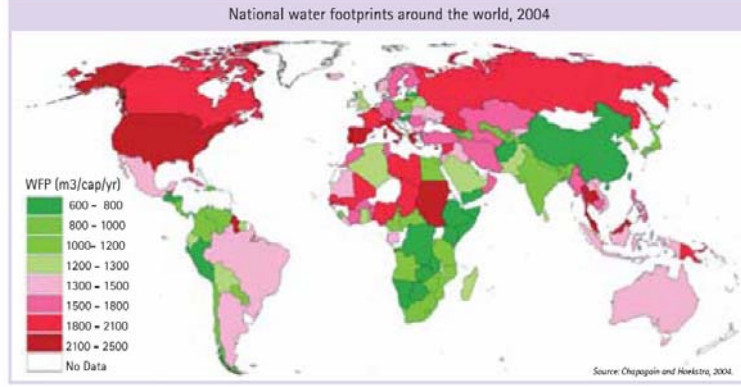








Ülkelere göre dünya'da kişi başına düşen yıllık su miktarının(m³) dağılımı



By UNESCO (United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization) / WMO (World Meteorological Organization)

Su varlığına göre ülkeler aşağıdaki şekilde sınıflandırılmaktadır;

Su fakiri: yılda kişi başına düşen kullanılabilir su miktarı 1000 m³ ten daha az

Su azlığı: yılda kişi başına düşen kullanılabilir su miktarı 2000 m³ ten daha az

Su zengini: yılda kişi başına düşen kullanılabilir su miktarı 8 000- 10 000 m³ ten daha fazla

Ülkelere göre kişi başına düşen yıllık su miktarı(m³)

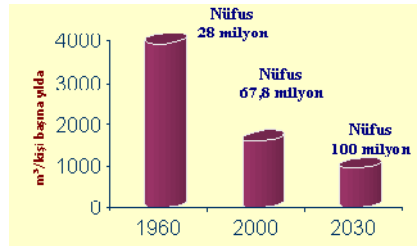
Table 4.2 Water availability per person per year

Ranking	Continent	Country	Water resources						Dependancy ratio (%)	Land area (km ²)	Population	
			Total renewable water resources (km ³ /year) ¹	Groundwater: produced internally (km ³ /year) ²	Surface water: produced internally (km ³ /year) ³	Overlap: surface and groundwater (km ³ /year) ⁴	Water resources: total renewable (km ³ /year) ⁵	Water resources: total renewable per capita (m ³ /capita year)			Population in 2000 (1000 iak)	Population density in 2000 (iak/km ²)
1	N C.America	Greenland	603.00	—	—	—	603.00	10,767,957	0	241,700	56	0
2	N C.America	United States, Alaska	800.00	—	—	—	800.00	1,562,168	18	1,481,553	627	0.4
3	South America	French Guiana	134.00	—	—	—	134.00	812,121	0	88,150	195	2
4	Europe	Iceland	170.00	24.00	146.00	20.00	170.00	689,319	0	100,250	279	3
5	South America	Guayana	241.00	103.00	241.00	103.00	241.00	316,689	0	150,650	781	4
6	South America	Serikame	58.00	58.00	82.00	80.00	122.00	282,566	28	156,000	417	3
7	Africa	Congo	222.00	158.00	222.00	198.00	822.00	275,679	73	341,500	3,018	9
8	Asia	Papua New Guinea	801.00	—	801.00	—	801.00	166,563	0	452,860	4,889	11
9	Africa	Gabon	164.00	62.00	162.00	60.00	164.00	133,333	0	257,670	1,230	5
10	Oceania	Solomon Islands	44.70	—	—	—	44.70	180,000	0	27,990	447	16
11	N C.America	Canada	2,858.00	378.00	2,940.00	309.00	2,982.00	94,282	2	8,228,970	28,757	3
12	Oceania	New Zealand	327.00	—	—	—	327.00	86,554	0	267,990	3,778	14
13	Europe	Norway	382.00	58.00	376.00	90.00	382.00	85,478	0	386,620	4,489	15
14	N C.America	Belize	16.00	—	—	—	16.00	82,102	14	22,800	226	10
15	Africa	Liberia	200.00	50.00	200.00	60.00	232.00	79,943	14	96,320	2,913	30
16	South America	Bolivia	303.53	130.00	277.41	103.38	622.53	74,743	51	1,084,380	8,239	8
17	South America	Peru	1,816.00	309.00	1,616.00	303.00	1,919.00	74,546	16	1,288,000	25,682	20
18	Asia	Laos	190.42	37.90	190.42	37.90	233.55	63,184	43	230,800	5,279	23
19	South America	Paraguay	94.00	41.00	94.00	41.00	236.00	61,135	72	397,300	5,496	14
20	South America	Chile	884.00	149.00	884.00	140.00	822.00	68,614	4	749,800	15,211	20
21	Africa	Equatorial Guinea	28.00	10.00	25.00	9.00	26.00	56,889	0	29,050	457	16
22	N C.America	Panamá	147.42	21.00	144.11	17.69	147.58	51,914	0	74,430	2,866	38
23	South America	Venezuela	722.45	227.00	703.14	204.69	1,233.17	51,821	41	882,060	24,170	27
24	South America	Colombia	2,112.00	510.00	2,112.00	510.00	2,132.00	56,635	1	1,038,700	42,185	41
25	South America	Brazil	5,418.00	1,874.00	5,418.00	1,874.00	8,233.00	48,314	34	8,458,510	178,486	20
26	Asia	Bhutan	95.00	—	95.00	—	95.00	45,564	0	47,000	2,085	44
27	South America	Uruguay	59.00	22.00	59.00	23.00	139.00	41,654	58	175,020	3,337	19
28	Africa	Central African Rep.	141.00	58.00	141.00	58.00	144.00	28,809	2	622,980	3,717	6
29	N C.America	Nicaragua	188.74	59.00	185.74	55.00	186.69	38,787	4	121,400	5,071	42
30	Asia	Cambodia	128.57	17.60	115.67	13.00	476.11	36,323	75	178,520	13,184	74
31	Africa	Sierra Leone	168.00	50.00	150.00	40.00	180.00	36,322	0	71,620	4,485	62
32	Oceania	Fiji	28.35	—	—	—	28.35	35,974	0	18,270	814	45
33	South America	Ecuador	432.00	134.00	432.00	134.00	432.00	34,141	0	276,880	12,646	46
34	Europe	Russian Federation	4,312.70	788.00	4,036.70	512.00	4,587.25	39,989	4	16,888,580	145,481	9

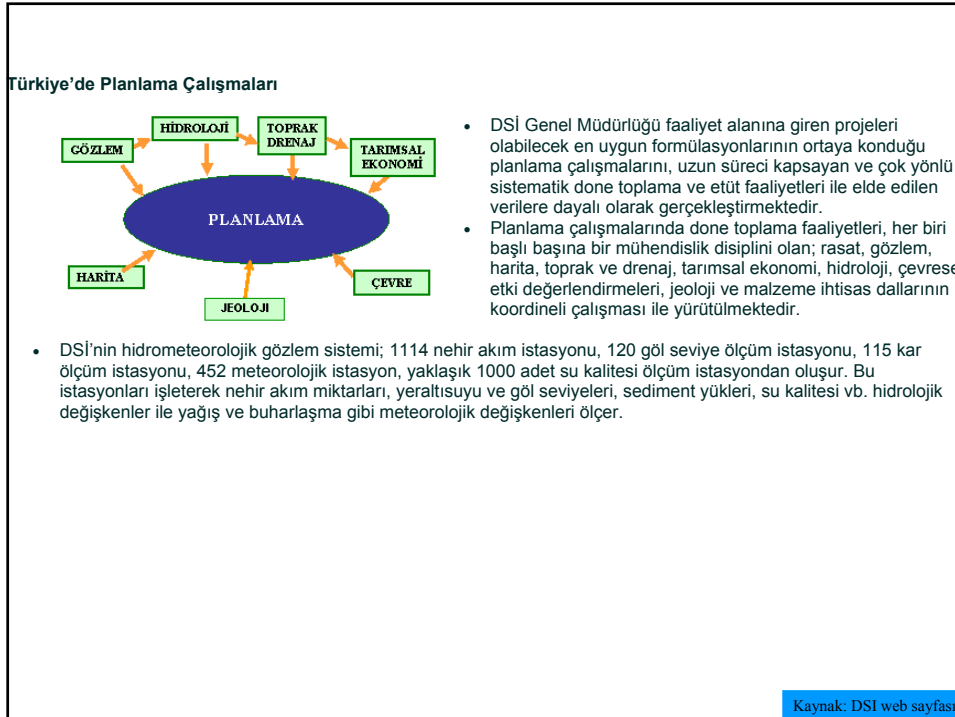
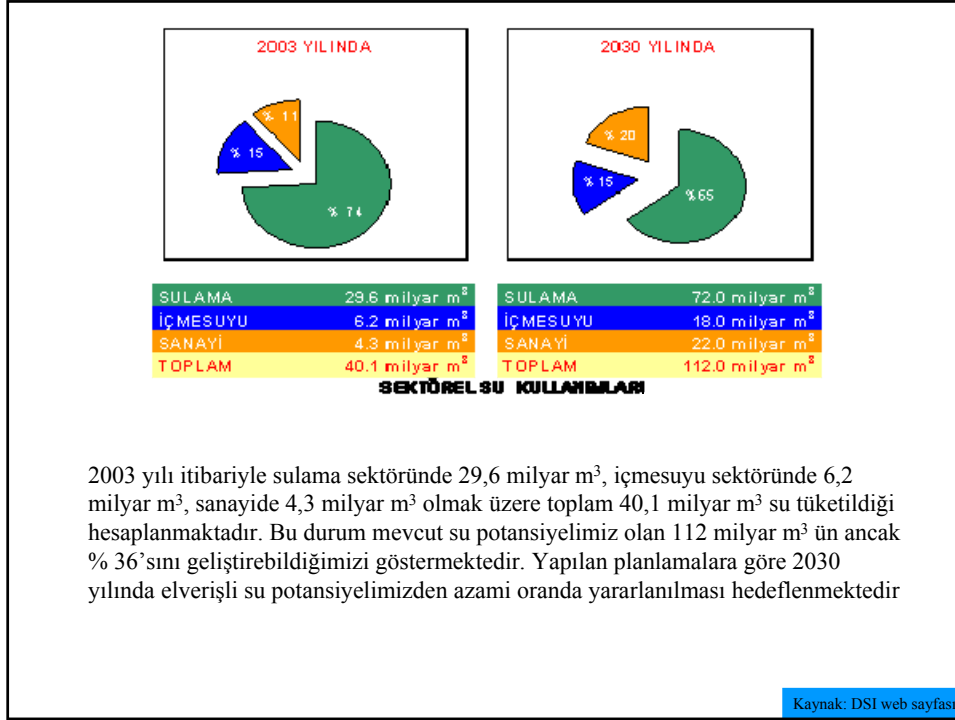
By UNESCO (United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization) / WMO (World Meteorological Organization)

Türkiye su zengini bir ülke değildir. Kişi başına düşen yıllık su miktarına göre ülkemiz su azlığı yaşayan bir ülke konumundadır. Kişi başına düşen yıllık kullanılabilir su miktarı 1500 m³ civarındadır.

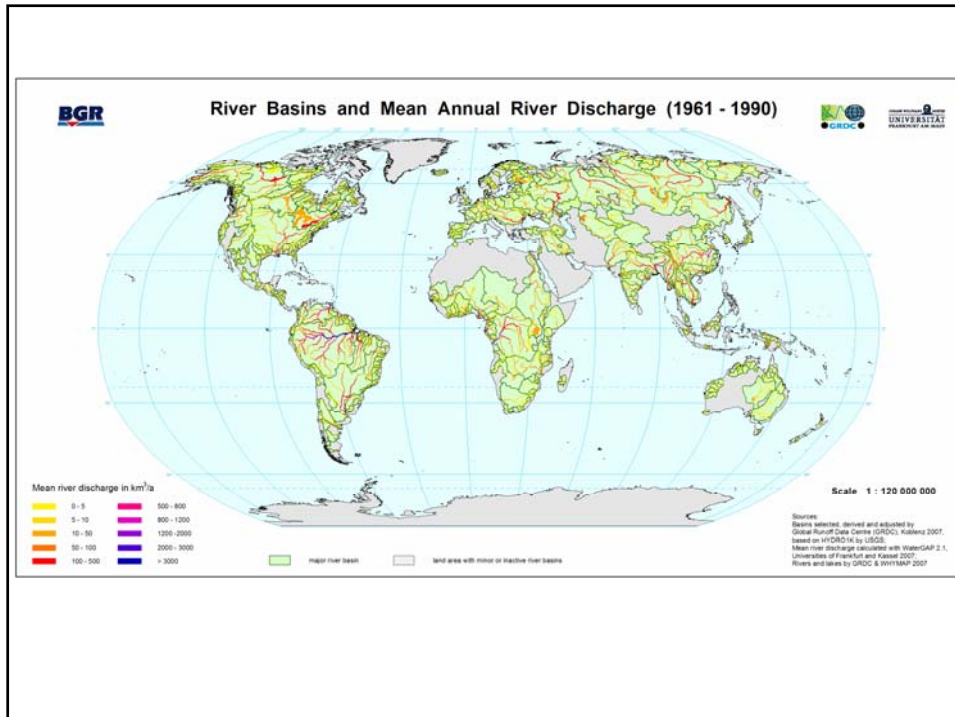
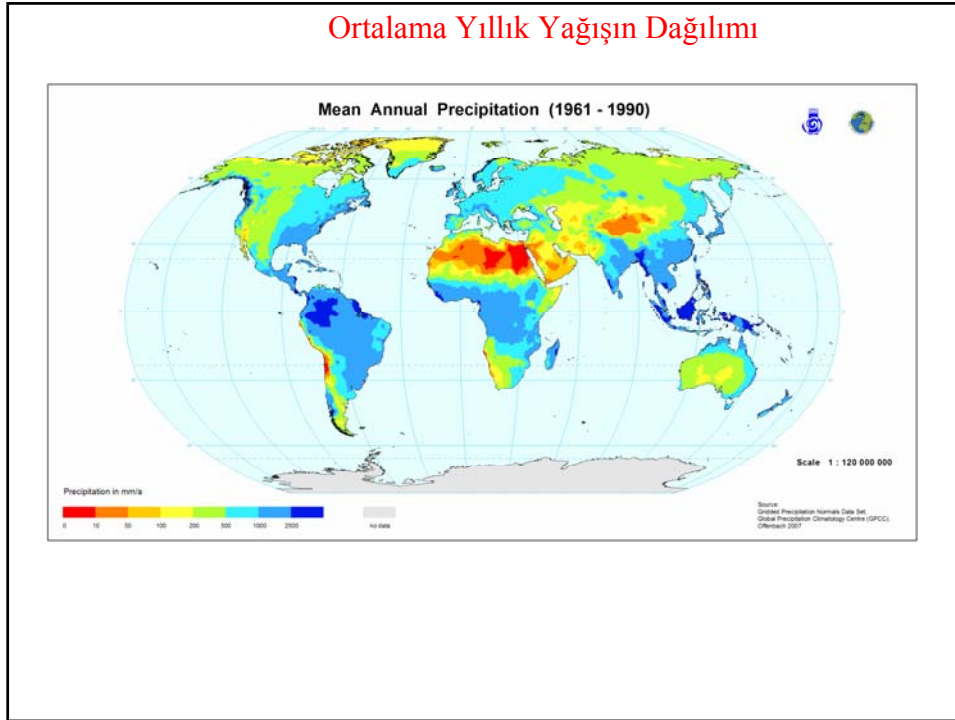
Devlet İstatistik Enstitüsü (DİE) 2030 yılı için nüfusumuzun 100 milyon olacağını öngörmüştür. Bu durumda 2030 yılı için kişi başına düşen kullanılabilir su miktarının 1000 m³/yıl civarında olacağı söylenebilir. Mevcut büyüme hızı, su tüketim alışkanlıklarının değişmesi gibi faktörlerin etkisi ile su kaynakları üzerine olabilecek baskıları tahmin etmek mümkündür. Ayrıca bütün bu tahminler mevcut kaynakların 25 yıl sonrasına hiç tahrir edilmeden aktarılması durumunda söz konusu olabilecektir. Dolayısıyla Türkiye'nin gelecek nesillere sağlıklı ve yeterli su bırakabilmesi için kaynakların çok iyi korunup, akılcı kullanılması gerekmektedir



Kaynak: DSI web sayfası

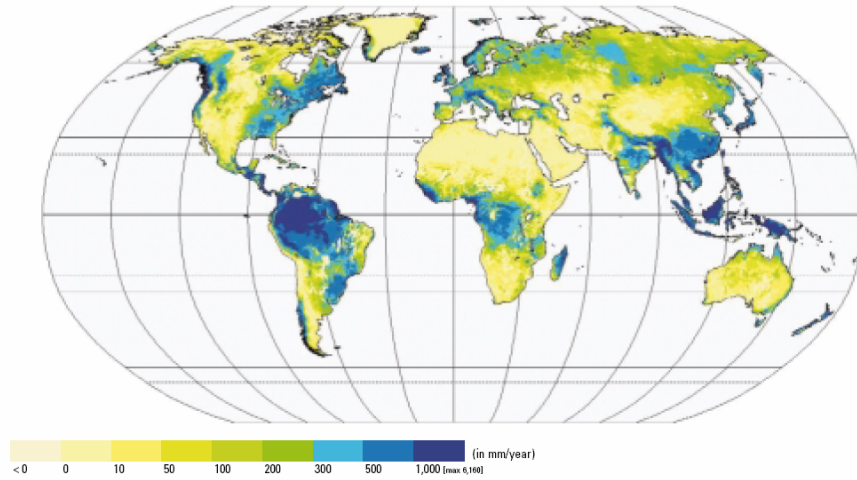


Ortalama Yıllık Yağışın Dağılımı



Global ölçekte uzun dönemli ortalama yüzey akış miktarının dağılımı

Map 4.4: Long-term average runoff on a global grid

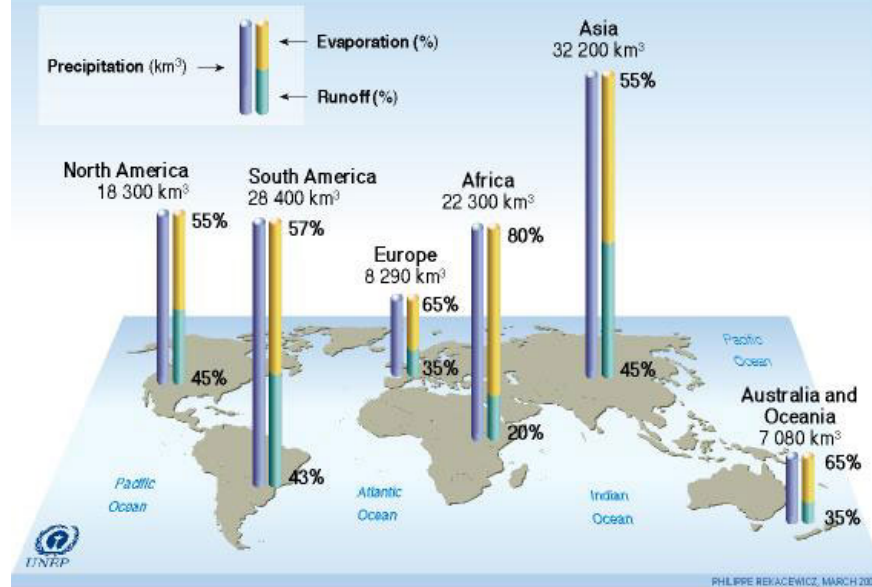


The enormous variation in climate around the Earth leads to great variability in the streamflow, which is in line with the rainfall. This map shows similar patterns to map 4.1.

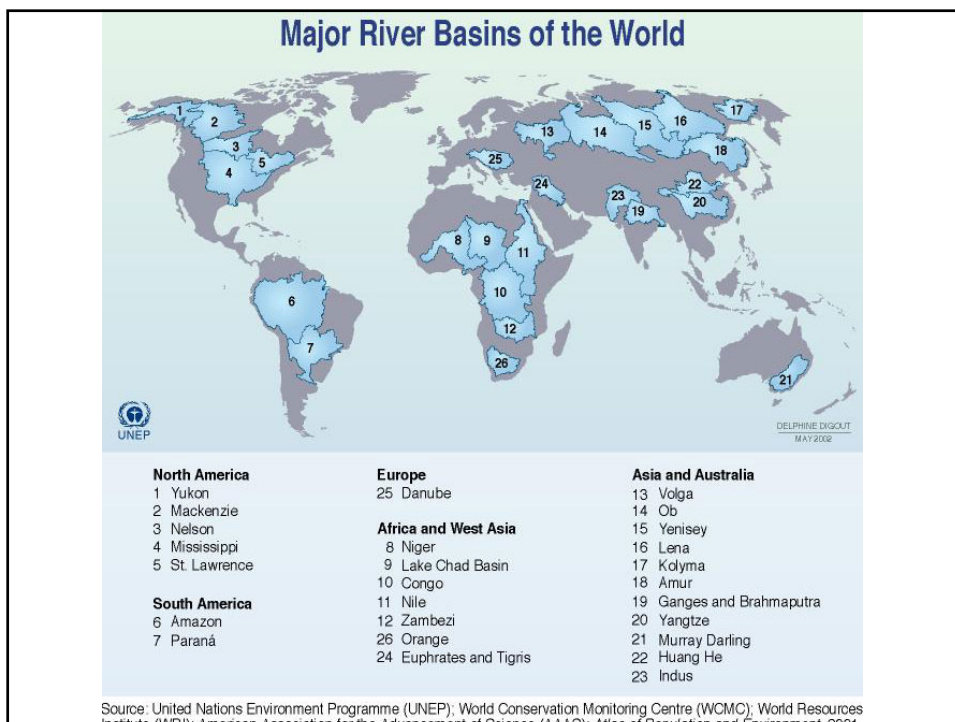
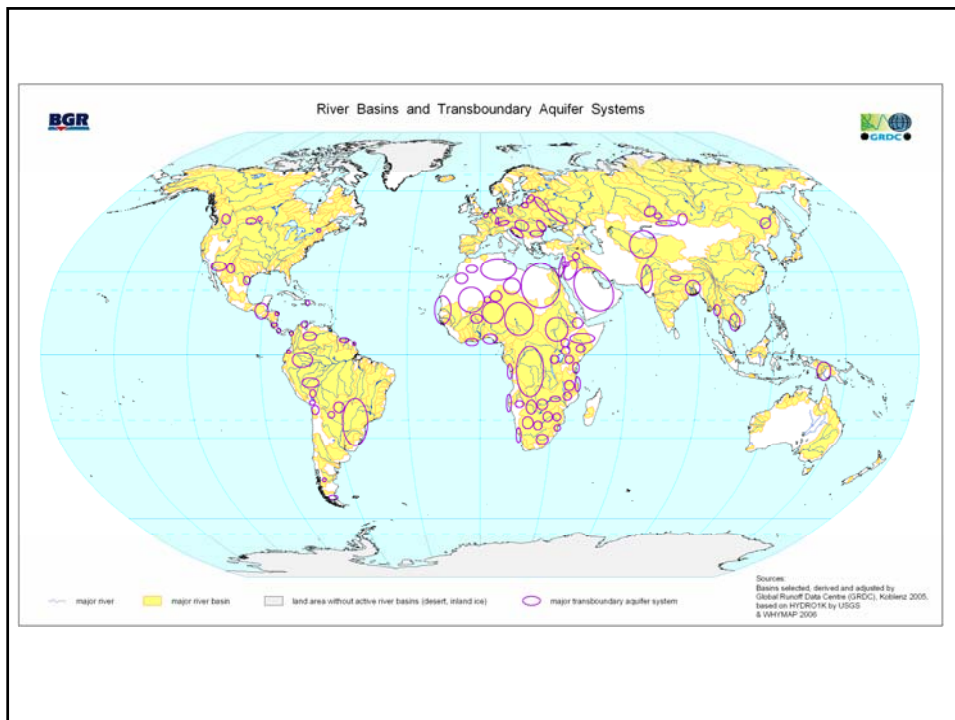
Source: Map prepared for the World Water Assessment Programme (WWAP) by the Centre for Environmental Research, University of Kassel, based on Water Gap Version 2.1.0, 2002.

By UNESCO (United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization) / WWAP (World Meteorological Organization)

The World's Surface Water Precipitation, Evaporation and Runoff by Region



Source: Peter H. Gleick, *Water in Crisis*. New York Oxford University Press, 1993



DÜNYA'DAKİ EN BÜYÜK NEHİRLER

Table 4.7: The largest rivers in the world by mean annual discharge with their loads

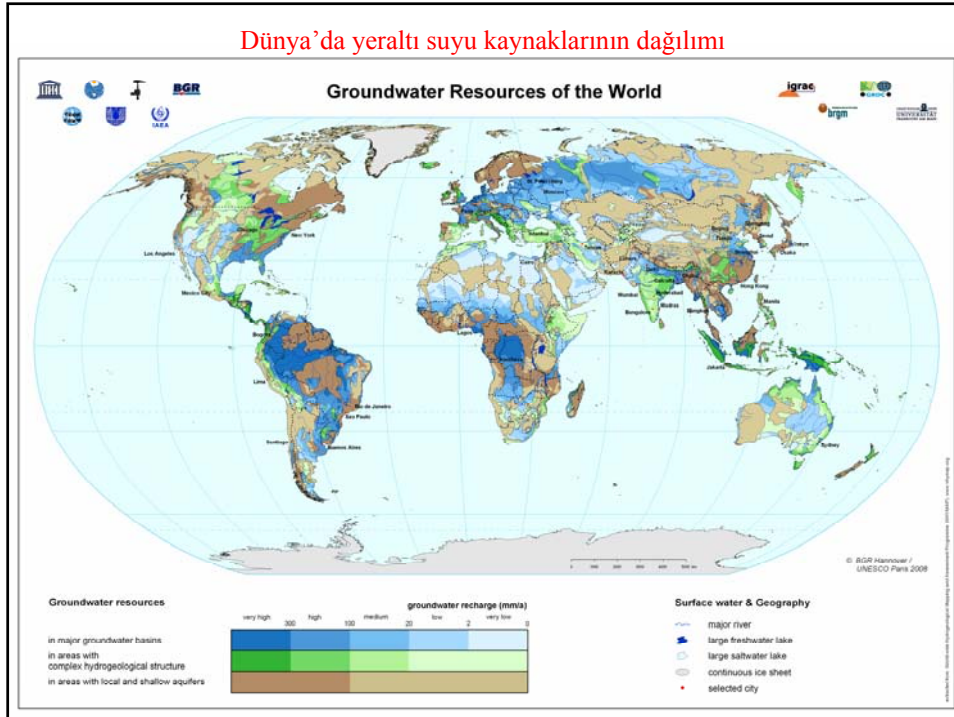
River	Basin area (km ²)	Mean annual discharge (m ³ /sec)	Maximum discharge (m ³ /sec)	Minimum discharge (m ³ /sec)	Runoff (mm/year)	Volume (km ³)	Suspended solids (million tons/year)	Dissolved solids (million tons/year)
Amazon (South America)	4,640,300	155,432	176,067	133,267	3,653	4,901	275	1,200
Congo (Central Africa)	3,475,000	40,250	54,963	32,873	1,056	1,296	41	43
Orinoco (Venezuela)	836,000	31,061	37,593	21,540	1,172	980	32	150
Yangtze (China)	1,705,383	25,032	28,882	21,377	463	789	247	478
Brahmaputra (India)	636,130	19,674	21,753	18,147	975	620	61	540
Yenisei (Russian Federation)	2,440,000	17,847	20,966	15,543	231	563	68	13
Lena (Russian Federation)	2,430,000	16,622	19,978	13,234	216	524	49	18
Parana (Argentina)	1,950,000	16,595	54,500	4,092	265	516		
Mississippi (United States)	3,923,799	14,703	20,420	10,202	118	464	125	210
Ob (Russian Federation)	2,949,998	12,504	17,812	8,791	134	394		

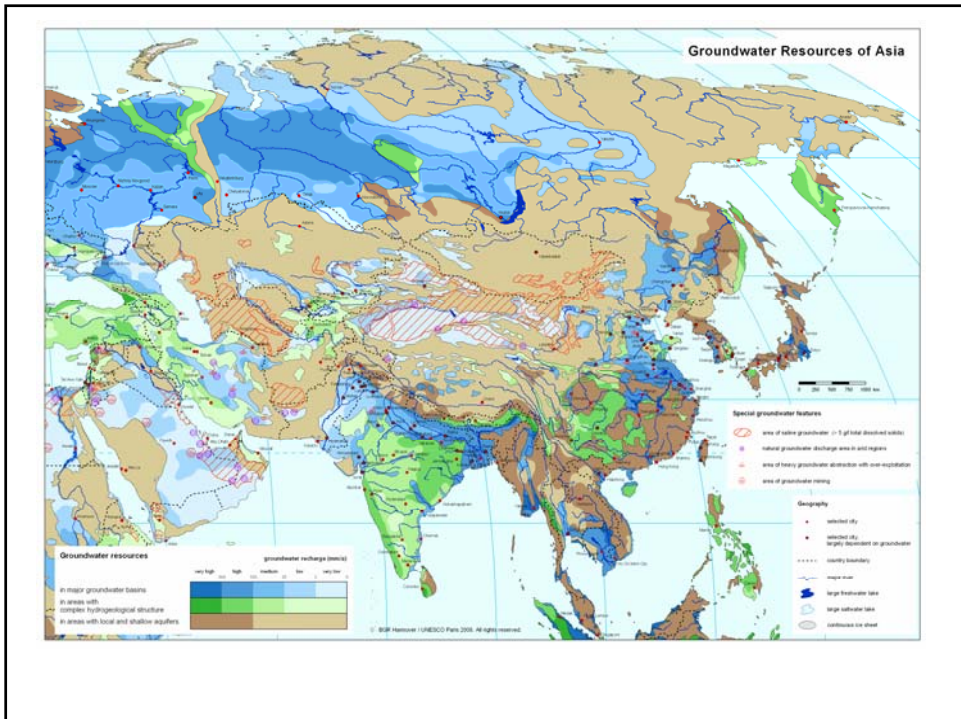
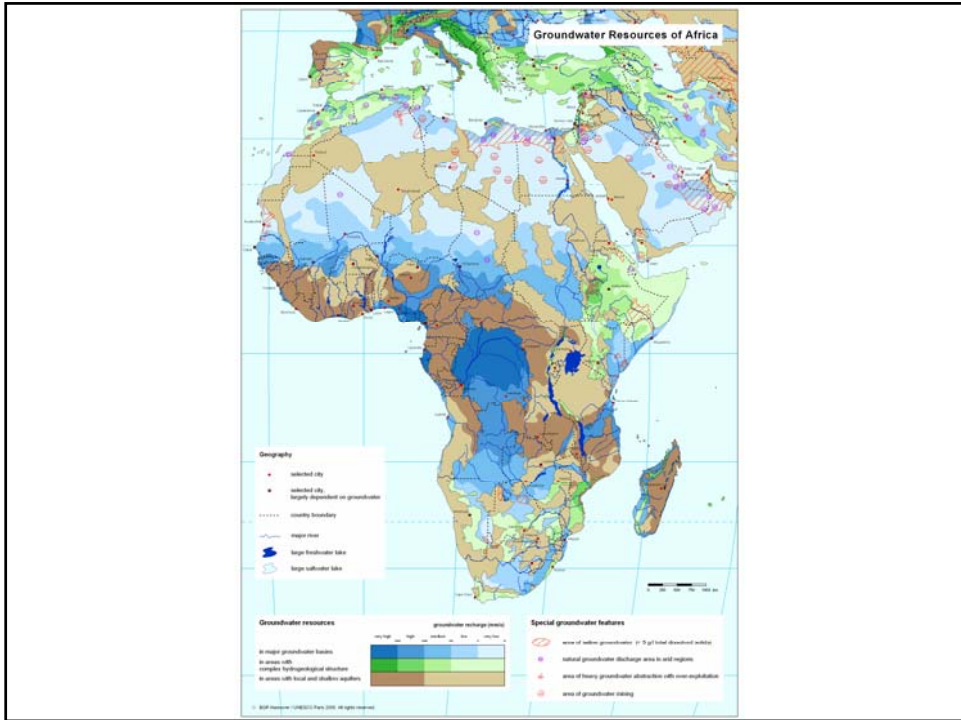
The world's largest river, the Amazon, contributes by itself some 16 percent of the global total annual stream water flow, and the Amazon and the other four largest river systems (Congo, Orinoco, Yangtze, Brahmaputra) combined account for 27 percent.

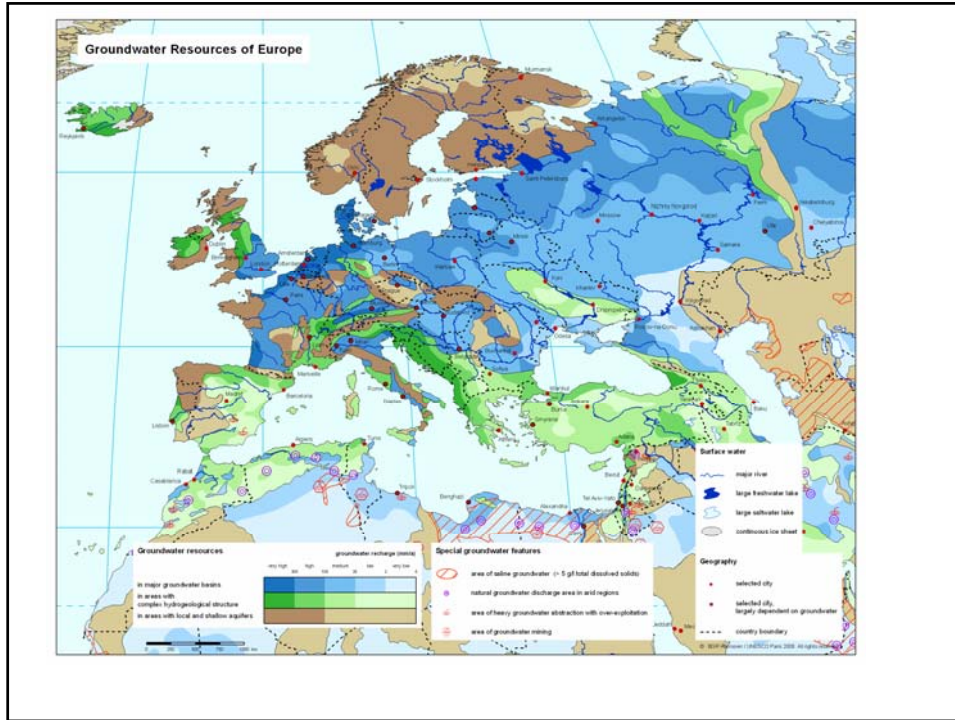
Sources: GRDC, 1996; Benier and Benier, 1987.

By UNESCO (United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization) / WMO (World Meteorological Organization)

Dünya'da yeraltı suyu kaynaklarının dağılımı







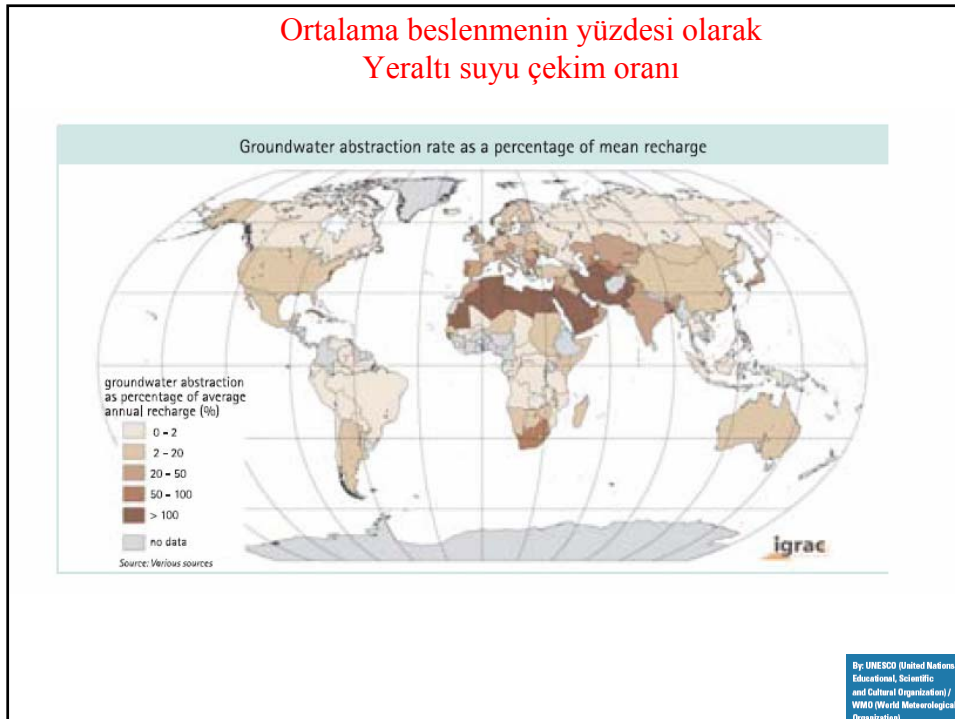
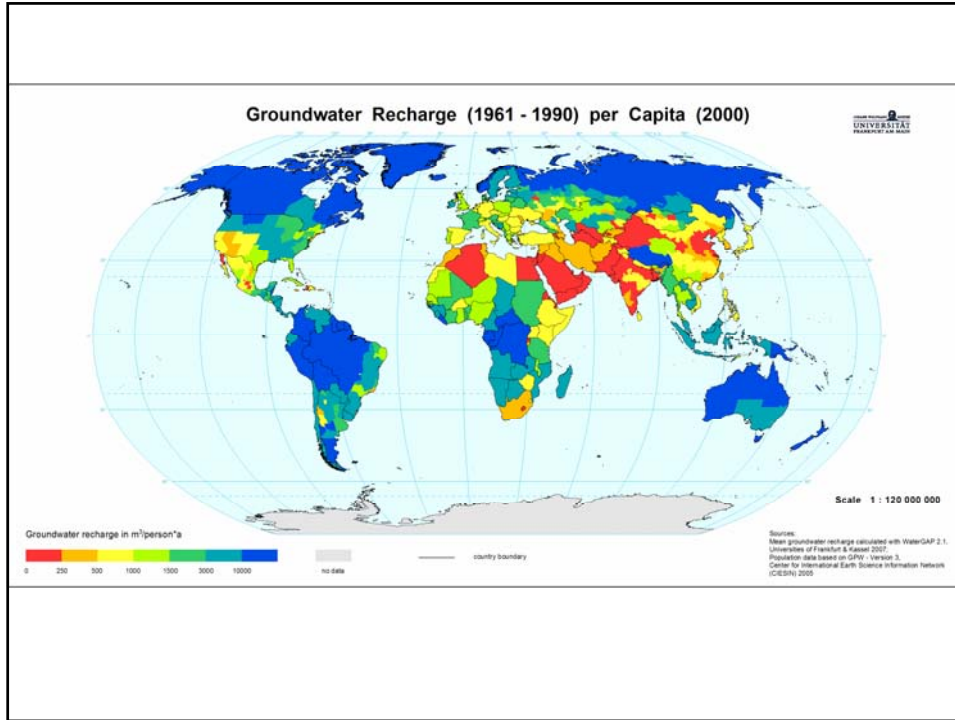
DÜNYADAKİ BAZI BÜYÜK AKİFER SİSTEMLERİ

Table 4.3: Some large aquifers of the world

No.	Name	Area (million km ²)	Volume (billion m ³)	Replenishment time (years)	Continent
1	Nubian Sandstone Aquifer System	2.0	75,000	75,000	Africa
2	North Sahara Aquifer System	0.78	60,000	70,000	Africa
3	High Plains Aquifer System	0.45	15,000	2,000	North America
4	Guarani Aquifer System	1.2	30,000	3,000	South America
5	North China Plain Aquifer Systems	0.14	5,000	300	Asia
6	Great Artesian Basin	1.7	20,000	20,000	Australia

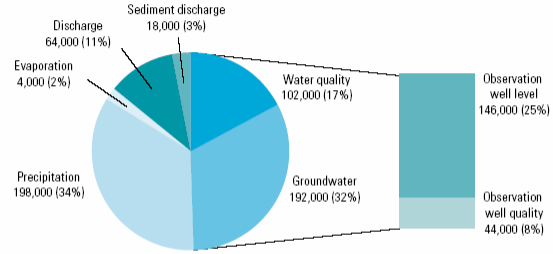
The largest aquifers occur in Africa, where they represent a very precious resource, since rainfall is almost non-existent. However, a wise exploitation of this resource is necessary.

Source: Magal, 1990a, 1990b.



Global Hidrolojik Ağ İstasyonlarının Dağılımı

Figure 4.1: The global hydrological network by type



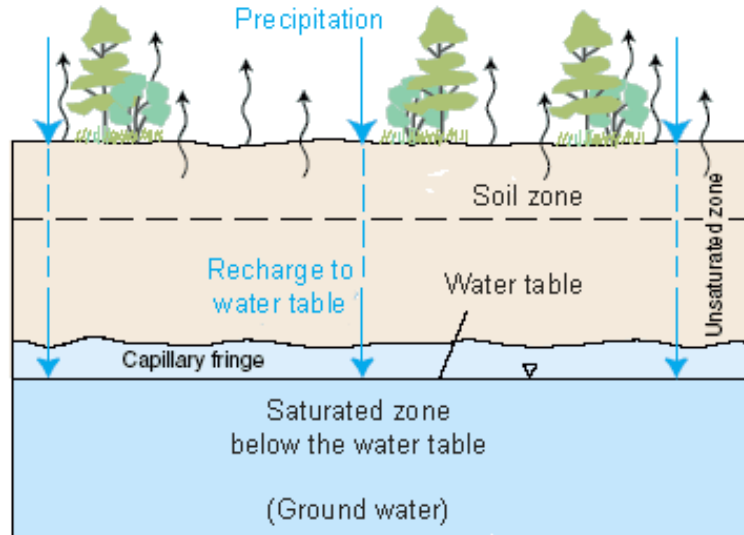
This figure shows the number of monitoring stations that make up the global hydrological network.

Source: WMO, 1995.

Kaynak

By UNESCO (United Nations
Educational, Scientific
and Cultural Organization) /
WMO (World Meteorological
Organization)

Suyun yeraltında dağılımı





- Havalanma zonu genelde 3 alt zondan oluşmaktadır: Toprak suyu zonu, orta zon ya da vadoz suyu zonu, ve kapiler ya da kılçallık sacağı.
- Toprak suyu zonu yer yüzeyine yakın bir zon olup aşağıya doğru kök zonuna kadar uzanmaktadır. Bu zondaki su dağılımı, yer yüzeyindeki mevsimsel ve günlük yağışlardaki, sulamadaki, hava sıcaklığındaki ve nem oranındaki değişimlerden ve sığ bir su tablasının varlığından etkilenmektedir. Toprak suyu zonunda yer alan su süzülmeyle aşağıya doğru, buharlaşma ve bitkisel terleme ile de yukarıya doğru hareket etmektedir.

- Orta zon, toprak suyu zonunun alt sınırı ile kapilere zonun üst sınırı arasında kalan bölgedir. Yeraltı suyu seviyesinin çok yüksek olduğu durumlarda bu zon mevcut değildir. Kısa süreli normalin üstündeki yağışlarda, geçici olarak bu zondaki toprak suya tamamıyla doymuş hale gelebilir. Bu gibi durumlarda kapiler su, toprak suyu zonuna kadar hatta yer yüzeyine kadar ulaşabilir. Bu zondaki suya yerçekimi ile akan su (gravitational water) denilmektedir.

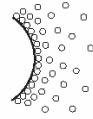
- Yağışın az olduğu zamanlarda uzun bir süre yerçekimin etkisi altında drenaja mazur kalan toprakta geri kalan su miktarına arazi kapasitesi (field capacity) denir. Arazi kapasitesinin altında, toprak kapiler su içermektedir. Kapiler sular (Capillary water) tanelerin çevresini devamlı bir film şeklinde kaplamakta olup yüzeysel gerilim etkisi ile tanelerin etrafında ince bir tabaka şeklinde tutunmaktadır. Yüzeysel gerilim sıvıların yüzeylerine özgü bir olaydır. Burada yüzey moleküllerinin birbiri arasında, sıvı kütlesinin içindeki moleküller arasında bulunandan daha fazla bir kohezyon mevcut olup bu nedenle sıvı yüzeyi gerilmiş elastik bir ince tabaka şeklinde hareket etmektedir. Bu sular kapiler kuvvetler etkisi altında hareket etmekte olup, bitkiler tarafından kullanılabilir. Belli bir nem oranının altında, topraktaki su artık bitkiler tarafından alınmamaktadır ve bu su atmosferik su buharı ile dengeli olarak havalanma bölgesi içinde bulunmakta ve toprak tanelerinin yüzeylerine çok kuvvetlice tutunmaktadır. Bu sulara higroskopik su (hygroscopic water) denilmektedir. Su yerçekimi hareketi ile veya kapiler kuvvetle hareket etmeye muktedir olmayıp sadece sıcaklık vasıtasıyla atılabilirler.

- Kapiler zon veya kılcal saçağı yeraltı suyu tablasından yukarıya doğru uzanan bir zondur. Bu zonun kalınlığı toprağın özelliklerine ve gözenek boyutlarının üniformluğuna bağlıdır. Kapiler saçağının kalınlığı iri taneli malzemelerde sıfır ile 2/3 m arasında ince taneli malzemelerde (örneğin killerde) ise daha fazladır. Yeraltı suyu tablasının hemen üst kısmında hemem hemen toprak suya doygundur. Kapilare saçak zonunda suyun hareketi yatay ve düşey yönde olabilir. Eğer yeraltı suyu tablasının altındaki doygun zonun kalınlığı kapiler zonun kalınlığından fazla ise kapiler saçak zondaki suyun hareketi dikkate alınmayabilir.

TOPRAKTA TANELER İLE KONTAK HALİNDE BULUNAN SULAR



Harekesiz higroskopik sular (Hygroscopic immobile water) : Tane yüzeyindeki ilk bir veya üç su molekül tabakası moleküler arasındaki çekime bağlı olarak tane yüzeyinde tutunmaktadır. Bu su molekülleri 150 °C sıcaklıkta tane yüzeyinden uzaklaştırılabilirler.



Hareketli higroskopik su (Hygroscopic mobile water): İlk üç su tabakasından sonra bulunan 10 ile 20 arasındaki su molekülleri tabakası 90 °C sıcaklıkta tane yüzeyinden uzaklaştırılabilirler. Killerin içerdiği suyun yaklaşık %15-20'si iri taneli malzemelerdeki suyunda %5'den daha az oranı bu tür sulardır. Hareketli higroskopik sular mineralojiye bağlı olarak değişmektedirler. Örneğin, Kuvars (0.9%), Feldispar (%8-16), Mikalarda (%36-48)

Zar suyu (Pellicular, pendular yada adhesive water): Higroskopik su tabakası taneler üstünü bir film şeklinde saran sulardır. Hareketlidirler ve buldukları yerde, moleküller arasındaki çekim kuvvetlerine bağlı olarak yer alırlar.

Serbest su (Free water): Minerallerin bünyesinde ve yerçekimi etkisiyle hareket eden sular serbest sulardır.

YERALTI SUYU TÜRLERİ

Meteorik sular (Meteoric water): Günümüz hidrolojik döngüsüne katılan atmosferik kökenli olan sulardır. Yağmur sularının yer kabuğu içerisinde süzülmesiyle oluşurlar. Günümüz hidrolojik döngüsüne katıldıkları içinde bu tür sular yağmur sularıyla aynı kimyasal bileşime sahiptirler, fakat zamanla buldukları ortam ile bir kimyasal dengeye ulaşmaktadırlar. Meteorik sular hidrojeolojinin ilgi alanıdır. Bunun başlıca sebebi de sığ yeraltı ortamında bulunmasından kaynaklanmaktadır.

Konne veya formasyon suları (Connate or formation water): Sedimanların gözeneklerinde sedimantasyon sırasında hapsedilmiş olan konne sular bir zamanlar hidrolojik döngünün bir parçasıydılar. Çok yavaş hareket ettikleri için buldukları ortamla bir kimyasal dengeye ulaşma imkanı bulmuşlardır.

YERALTI SUYU TÜRLERİ

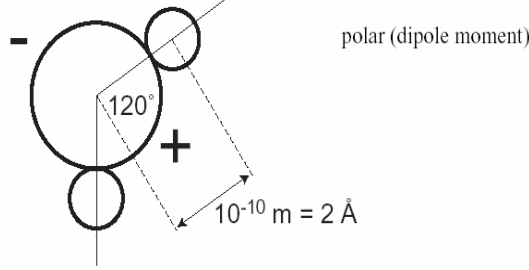
Jüvenil Sular (Juvenile water): Yer kabuğu'nun derinliklerinden türeyen sulardır. Bu tür sular günümüz hidrolojik döngünün bir parçası değildirler ancak bir zamanlar hidrolojik döngüye katılmış olabilirler. Magmatik sular juvenil sulara örnek olarak verilebilir. Duraylı oksijen ve hidrojen izotopları meteorik sular içerisinde %1'den fazla olmayan juvenil sular bulunduğunu işaret etmektedir.

- Manto: En büyük kaynak: 2×10^{22} Kg
- Kabuk: $2 \times 10^{21} - 4 \times 10^{21}$ Kg

Fosil Sular (Fossil water): Fosil sular çok eski sular olup yaşları kuaterner dönemine kadar uzanmaktadır. Örneğin, Sahara çölü birkaç bin yıl önce yeraltına süzölmüş önemli miktarlarda tatlı su içermektedir. Hidrolojik döngünün bir parçasıdır. Fosil sulara diğer bir örnekte konne sulardır. Genelde tuzludurlar ve yaşları çökellerin oluşum zamanını göstermektedir.

Termal Sular (Thermal water): Yeraltında ısıtılan ve karmaşık yollar izleyerek yer yüzeyine ulaşan sıcak kaynak sularıdır. Hidrolojik döngünün bir parçasıdır.

Suyun Fiziksel ve Kimyasal Özellikleri



•Oksijen atomu hidrojen atomlarına simetrik olmayan bir şekilde bağlanmakta olup bu simetrisizlik dengesiz bir yük dağılımına sebep olmakta ve su molekülüne polar yani kutuplu bir özellik kazandırmaktadır.

•Bu suyun çok iyi bir çözücü olmasını sağlamaktadır.

Suyun Fiziksel Özellikleri

Physical properties:

g = specific weight (kN m^{-3})

ρ = specific density (kg m^{-3})

μ = dynamic viscosity (Pa s)

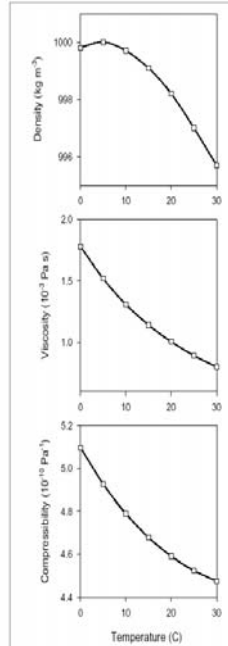
ν = kinematic viscosity ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)

β = compressibility (Pa^{-1})

Table 4. Physical properties of water.

Temperature (°C)	Density (kg m^{-3})	Dynamic viscosity (10^{-3} Pa s)	Compressibility (10^{-10} Pa^{-1})
0	999.8	1.781	5.098
5	1000.0	1.518	4.928
10	999.7	1.307	4.789
15	999.1	1.139	4.678
20	998.2	1.002	4.591
25	997.0	0.890	4.524
30	995.7	0.798	4.475
Range (%)	0.43	55.2	12.22

Data from de Marsily, 1986, Quantitative Hydrogeology, Academic Press, 440 p.



Suyun Kimyasal Özellikleri

Suyun İzotopik Bileşimi:

Oksijenin üç kararlı izotopu vardır:

16O (yaygın, %99.76)

18O (nadiren, 0.20%)

17O (çok nadiren, 0.04%)

Hidrojenin iki kararlı izotopu vardır:

1H (yaygın, %99.984)

2H Deteryum (Deterium) (nadir, 0.016%)

Hidrojenin radyoaktif izotopu:

3H, trityum (tritium)

Trityumun yarılanma süresi (half-life) : 12.3 yıl

Trityumun yarılanması, genç (bir kaç on yıl) yeraltı sularının yaşlarının tespiti için kullanılmaktadır.

Değişik oksijen ve hidrojen izotoplarının kombinasyonu üç çeşit su üretmektedir.

1H16O normal su

2H16O ağır su

2H18O ağır su

YÜZEY SUYU VE YERALTI SUYU HİDROLOJİSİ VE HİDROLOJİK BİLANÇO ELEMANLARININ DEĞERLENDİRİLMESİ

Doç. Dr. İrfan Yolcubal
Kocaeli Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü



Hidrolojik Döngü

•Suyun atmosfer, karalar ve okyanuslar arasındaki sürekli döngüsüne hidrolojik döngü denmektedir. Hidrolojik döngü güneş enerjisiyle desteklenen açık bir sistemdir.



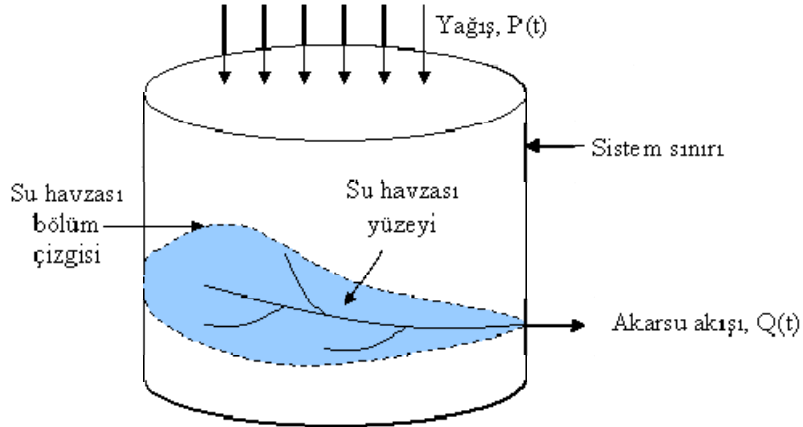


HİDROLOJİK DÖNGÜ

- Hidrolojik döngü kıtasal, bölgesel ve yerel boyutta birbiriyle bağlantılı birçok döngüden meydana gelir.
- Küresel ölçekte hidrolojik döngüde toplam su hacmi esasen sabit kalmasına rağmen bu suyun dağılımı kıtalar üzerinde, bölgeler veya yerel drenaj havzaları içerisinde sürekli olarak değişmektedir.

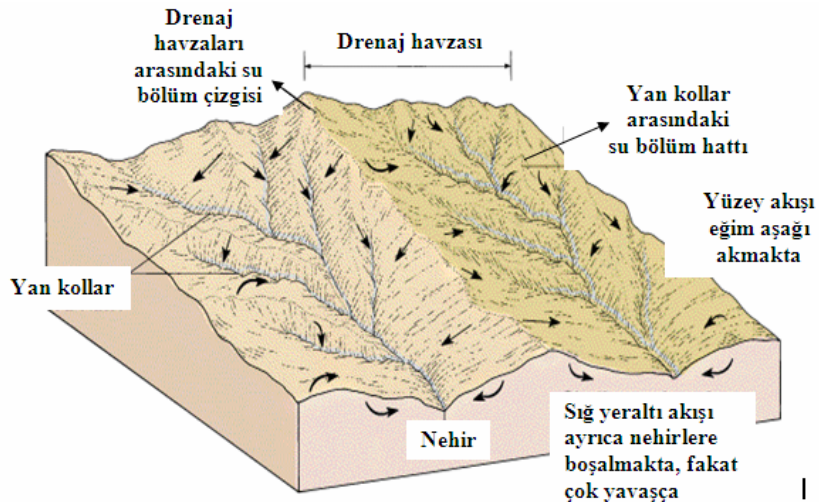
HİDROLOJİK SİSTEM

Hidrolojik sistem, belirli bir sınırla çevrilen, su ve diğer girdileri kabul eden, onları içerisinde yöneten ve çıktılar üreten uzayda tanımlanan bir sistemdir.



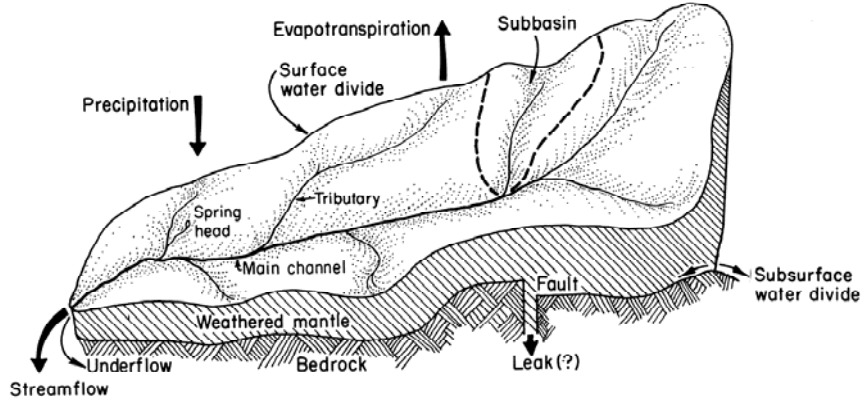
Hidrolojik sistem olarak su havzası

DRENAJ HAVZASI, SU TOPLAMA HAVZASI

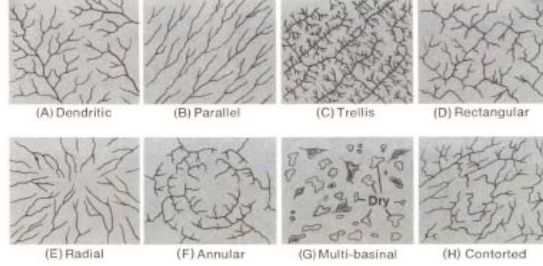


Drenaj havzası: Akarsuların üzerinde aktığı ve yağışlarından kaynaklanan yüzey akışını toplayan alana denilmektedir.

Yüzey ve Yeraltı Su Havzası



AKARSU DRENAJ AĞI TÜRLERİ



Basic	Significance
Dendritic	Horizontal sediments or beveled, uniformly resistant, crystalline rocks. Gentle regional slope at present or at time of drainage inception. Type pattern resembles spreading oak or chestnut tree.
Parallel	Generally indicates moderate to steep slopes but also found in areas of parallel, elongate landforms. All transitions possible between this pattern and type dendritic and trellis.
Trellis	Dipping or folded sedimentary, volcanic, or low-grade metasedimentary rocks; areas of parallel fractures; exposed lake or sea floors ribbed by beach ridges. All transitions to parallel pattern. Type pattern is regarded here as one in which small tributaries are essentially same size on opposite sides of long parallel subsequent streams.
Rectangular	Joints and/or faults at right angles. Lacks orderly repetitive quality of trellis pattern; streams and divides lack regional continuity.
Radial	Volcanoes, domes, and erosion residuals. A complex of radial patterns in a volcanic field might be called multiradial.
Annular	Structural domes and basins, diatremes, and possibly stocks.
Multibasinal	Hummocky surficial deposits; differentially scoured or deflated bedrock; areas of recent volcanism, limestone solution, and permafrost. This descriptive term is suggested for all multiple-depression patterns whose exact origins are unknown.
Contorted	Contorted, coarsely layered metamorphic rocks. Dikes, veins, and migmatized bands provide the resistant layers in some areas. Pattern differs from recurved trellis in lack of regional orderliness, discontinuity of ridges and valleys, and generally smaller scale.



Türkiye'de Su Havzalarının Yıllık Ortalama Su Potansiyeli

Basin	Average annual flow (Gm ³)	Contribution to total (%)
Firat (Euphrates)	31.61	17.0
Dicle (Tigris)	21.33	11.5
Doğu Karadeniz	14.90	8.0
Doğu Akdeniz	11.07	6.0
Antalya	11.06	5.9
Bati Karadeniz	9.93	5.3
Bati Akdeniz	8.93	4.8
Marmara	8.33	4.5
Seyhan	8.01	4.3
Ceyhan	7.18	3.9
Kizilirmak	6.48	3.5
Sakarya	6.40	3.4
Coruh	6.30	3.4
Yesilirmak	5.80	3.1
Susurluk	5.43	2.9
Aras	4.63	2.5
Konya	4.52	2.4
Buyuk Menderes	3.03	1.6
Vangolu	2.39	1.3
Kuzey Ege	2.09	1.1
Gediz	1.95	1.1
Meric	1.33	0.7
Kucuk Menderes	1.19	0.6
Asi	1.17	0.6
Burdur Goller	0.50	0.3
Akarcay	0.49	0.3

Source: SHW (1998).

Hidrolojik Denklem veya Hidrolojik Bilanço

- Herhangi bir hidrolojik sistem için oluşturulan bilanço denklemi belirli bir zaman içerisinde, sisteme giren ve sistemden ayrılan tüm akımları ve sistemde depolanan su miktarını hesaba katmaktadır.
- Bilanço denkleminde sisteme giren akışlar pozitif miktarlar, sistemden ayrılan akışlar ise negatif miktarlar olarak gösterilir.
- Su bilanço analizi kütle korunumu prensibine dayanmaktadır.

$$I - Q = \frac{dS}{dt}$$

I= Sisteme giren akım miktarı (m³/yıl)

Q= Sistemden ayrılan akım miktarı (m³/yıl)

dS/dt = Belirli bir zamanda depodaki su miktarındaki değişim (m³/yıl)

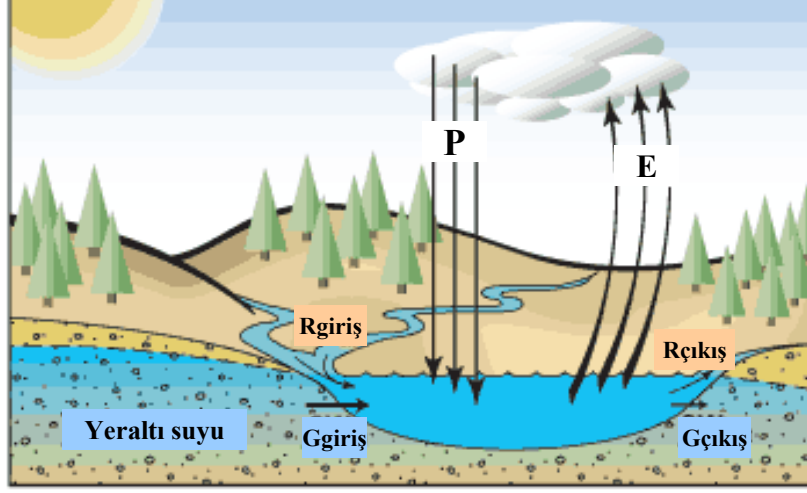
Hidrolojik Denklem veya Hidrolojik Bilanço

- Hidrolojik döngünün ana elemanları Yağış (P), Buharlaşma (E), Terleme (T), Süzülme yada infiltrasyon (I), Akış (R), Yeraltı suyu akımı (G) gibi süreçlerden oluşmaktadır.
- Bilanço elemanları hidrolojik sisteme bağlı olarak değişebilir.

Global ölçekte hidrolojik denklemi yazacak olursak,

$$P - R - G - E - T = \Delta S$$

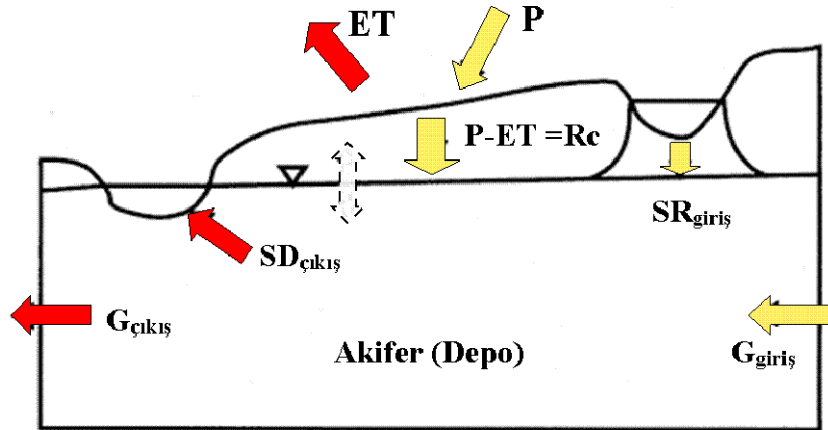
Göl için Hidrolojik Bilanço



$$P + R_{giriş} + G_{giriş} - E - R_{çıkış} - G_{çıkış} = \Delta S$$

Göl için hidrolojik denklem

Akifer Sistemi için Hidrolojik Bilanço



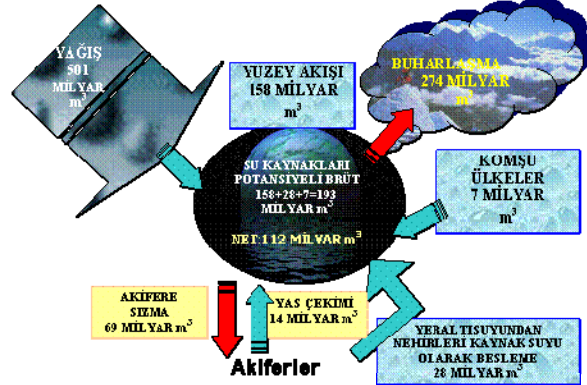
$$\text{Girdiler} = SR_{giriş} + Rc + G_{giriş}$$

$$\text{Çıktılar} = SD_{çıkış} + G_{çıkış}$$

$$\text{Dengede; Girdiler} = \text{Çıktılar}$$

$SD_{çıkış}$ = akarsu beslenimi
 $SD_{giriş}$ = akarsu boşalım
 Rc = yeraltı suyu beslenim

TÜRKİYE’NİN SU KAYNAKLARI POTANSİYELİ



- Yeraltı suyunu besleyen 41 milyar m³ de dikkate alındığında, ülkemizin toplam yenilenebilir su potansiyeli brüt 234 milyar m³ olarak hesaplanmıştır.
- Günümüz teknik ve ekonomik şartları çerçevesinde, çeşitli amaçlara yönelik olarak tüketilebilecek yerüstü suyu potansiyeli yurt içindeki akarsulardan 95 milyar m³, komşu ülkelerden yurdumuza gelen akarsulardan 3 milyar m³ olmak üzere yılda ortalama toplam 98 milyar m³, 14 milyar m³ olarak belirlenen yeraltı suyu potansiyeli ile birlikte ülkemizin tüketilebilir yerüstü ve yeraltı su potansiyeli yılda ortalama toplam 112 milyar m³ olmaktadır.

Kaynak: DSI web sayfası

DSİ'nin hidrometeorolojik gözlem sistemi

- 1114 nehir akım istasyonu
- 120 göl seviye ölçüm İstasyonu
- 115 kar ölçüm istasyonu
- 452 meteorolojik istasyonu
- yaklaşık 1000 adet su kalitesi ölçüm istasyonundan oluşur.
- Bu istasyonları işleterek nehir akım miktarları, yeraltı suyu ve göl seviyeleri, sediman yükleri, su kalitesi vb., hidrolojik değişkenler ile yağış ve buharlaşma gibi meteorolojik değişkenleri ölçer.

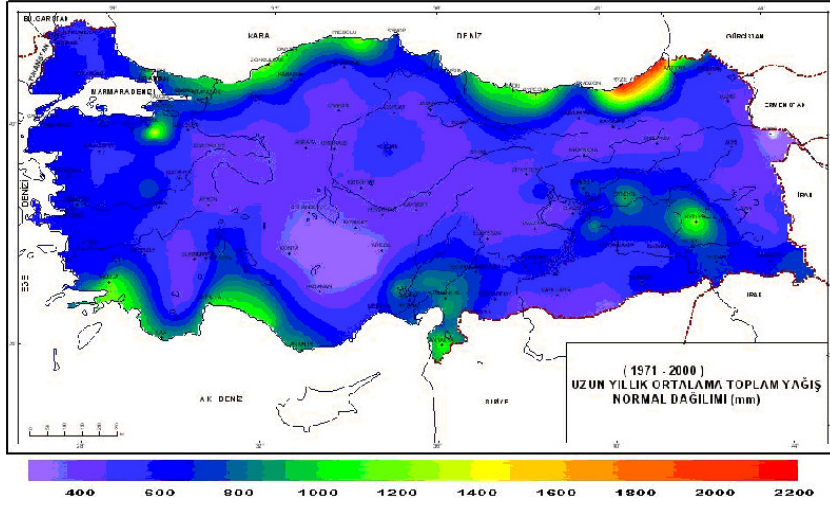
Kaynak: DSI web sayfası



Yağış (Precipitation)

- ✓Yağış, atmosferdeki su buharının katı veya sıvı halinde yeryüzüne düşmesidir. Yeraltı sularının esas kaynağı yağıştır.
- ✓Yağış miktarı coğrafik, zamansal ve mevsimsel olarak değişmektedir. Yağış miktarındaki hem alansal hem de zamansal değişimlerin bilinmesi hidrolojik çalışmalarda ve su kaynaklarının planlanmasında önemlidir.
- ✓Yağışın türü ve miktarı; rüzgâr hızı, sıcaklık ve atmosfer basıncı gibi birçok iklimsel faktörden etkilenmektedir.
- ✓Yağış miktarı birim alana düşen yağış derinliği (mm) veya ağırlığı olarak (kg/m^2) olarak ifade edilir. Suyun yoğunluğunun 1000 kg/m^3 olarak kabul edilmesi halinde her iki birim de birbirine eşittir.
- ✓Türkiye'de yağışlar düzenli olarak Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü tarafından, yağış istasyonlarında ölçülür. Bu ölçümler belli aralıklarla meteoroloji bültenlerinde veya belli dönemler için isteniyorsa kuruma başvurularak elde edilebilir.

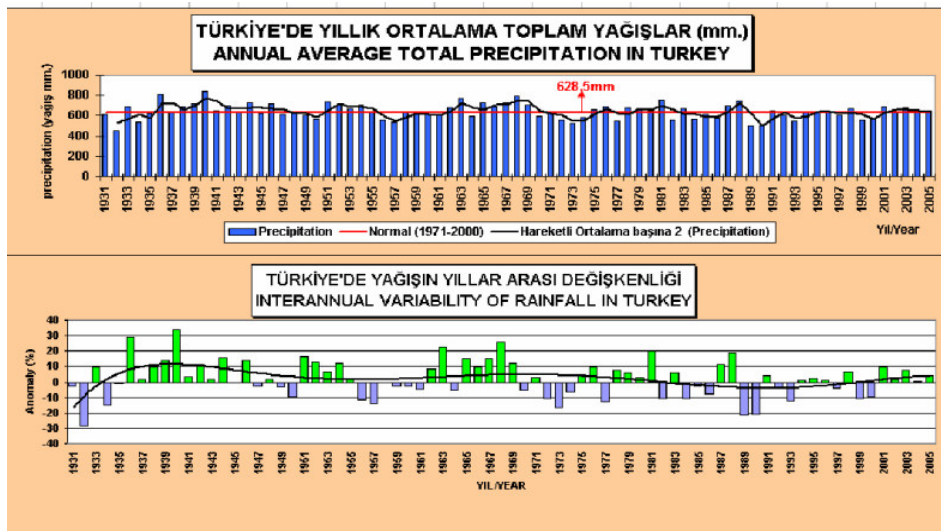
ÜLKEMİZİN YILLIK ORTALAMA YAĞIŞ HARİTASI



Türkiye'nin özellikle dağlık olan kıyı bölgelerinde yağış boldur (1 000 - 2 500 mm/yıl). Kıyılardan iç bölgelere gidildikçe yağış azalır. Marmara ve Ege bölgelerinde, Doğu Anadolu'nun yaylalarında ve dağlarında yağış 500 - 1 000 mm/yıl'dır. İç Anadolu'nun bir çok yerinde ve Güneydoğu Anadolu'da yağış 350 - 500 mm/yıl'dır. Tuz Gölü çevresi Türkiye'nin en az yağış alan yerlerinden biridir (250 - 300 mm/yıl).

Kaynak: DSI web sayfası

Türkiye'de Yıllık Ortalama Toplam Yağışlar ve Yağışın Yıllara Arası Değişkenliği



Kaynak: DSI web sayfası

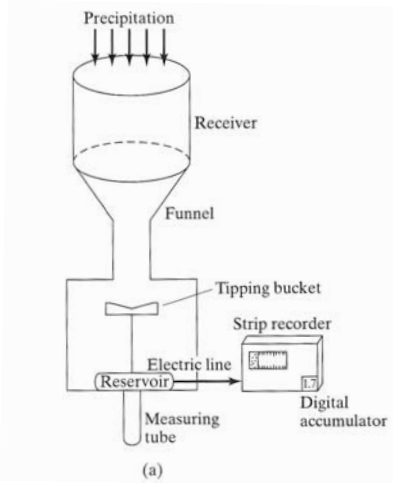
Yağış ölçer (Rain gauge, Pluviometer)

➤ Bir noktaya düşen yağışın derinliği yağışölçer (raingage) veya plüviyometre (pluviometer) denilen standart aletlerle ölçülür.

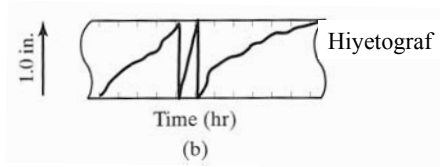
➤ Yağışölçerler, ölçme işlevi açısından ağırlık ve yükseklik ölçen, kaydetme açısından her yağıştan sonra deposunda toplanan su miktarını kaydeden ve yağış süresince devamlı kayıt yapan olarak sınıflandırılır.



YAĞIŞÖLÇER



a) Yükseklik ölçen yağışölçer



b) Kayıttaki sinyaller 1 inçlik her yağıştan sonra 0 çizgisine geri dönmektedir. Sinyal çizgisinin eğimi yağmurun şiddetini (inç/saat) kayıt etmektedir.

Bir havzaya düşen ortalama yağışın bulunması

- Küçük alanlar içinde hidrojeolojik araştırmalar yapılırken yeraltı sularının beslenmesine esas olacak yağış değeri olarak, havza içindeki ya da yakınındaki ölçme istasyonunun yıllık ortalama yağış miktarları alınabilir.
- Ancak çalışma alanları büyüdüğünde, ya da çalışma alanı içerisinde yağış ölçen istasyonların bulunmaması halinde beslenmeye esas olacak ortalama yağışın bulunması için bazı yöntemler geliştirilmiştir.
- Bunlardan yaygın olarak kullanılanları;
 - aritmetik ortalama
 - eş yağış eğrileri (İsohyet) yöntemi
 - poligon (Thiessen) yöntemi

ORTALAMA YAĞIŞ MİKTARININ BELİRLENMESİ

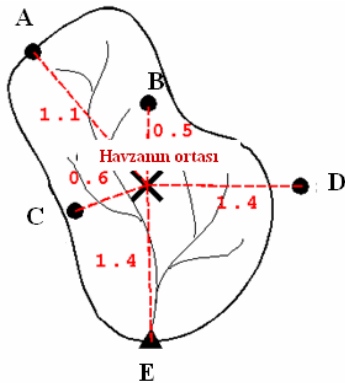
Bir akarsu havzası için alansal ortalama yağışın uzaklık ağırlık yöntemi ile hesaplanması

UZAKLIK YÖNTEMİ

$$D^2 = x^2 + y^2$$

$$W = \frac{1}{D^2}$$

$$P = \frac{\sum_i P_i W_i}{\sum_i W_i}$$



$$P = \frac{\sum_i P_i W_i}{\sum_i W_i} = \frac{14,1249}{8,624} = 1,637 \text{ cm}$$

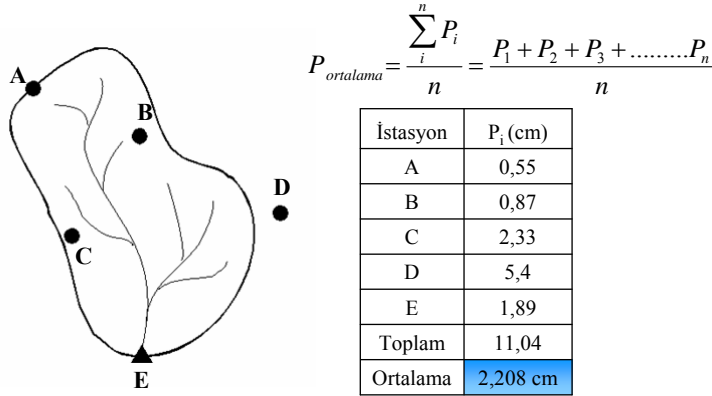
İstasyon	P _i (cm)	D _i	W _i =1/D ²	P _i W _i
A	0,55	1,1	0,83	0,45
B	0,87	0,5	4	3,48
C	2,33	0,6	2,78	6,47
D	5,4	1,4	0,51	2,75
E	1,89	1,4	0,51	0,96
Toplam			8,62	14,13

ORTALAMA YAĞIŞ MİKTARININ BELİRLENMESİ

•ARİTMETİK ORTALAMA YÖNTEMİ

✓ Bir havzaya düşen ortalama yağış miktarını belirlemenin en basit yolu, incelenen havzada mevcut yağışölçerlere ait yağış miktarı değerlerinin aritmetik ortalamasını almaktır.

✓ Bu yöntem, alan topografyası düzenli, yağışölçerler havza içerisinde düzenli dağılmış ise ve istasyonlardaki ölçümler alanda meydana gelen ortalama yağış miktarından çok farklı olmamaları halinde başarılı sonuçlar verir.



$$P_{ortalama} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i}{n} = \frac{P_1 + P_2 + P_3 + \dots + P_n}{n}$$

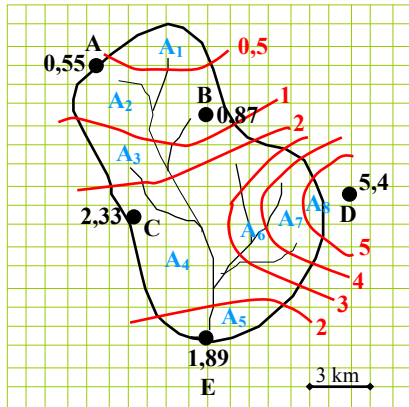
ORTALAMA YAĞIŞ MİKTARININ BELİRLENMESİ

•EŞ YAĞIŞ EĞRİLERİ(İSOHYET) YÖNTEMİ

Tüm alan üzerindeki ortalama yağış miktarı veya derinliği (cm) = $\frac{\sum A_i * P_{i,ortalama}}{\sum A_i} = \sum W_i * P_{i,ortalama}$

$$W_i = \text{Alanların ağırlığı} = \frac{A_i}{\sum A_i}$$

P_{i,ortalama} = Her bir eş yağış eğrisi arasındaki alana düşen ortalama yağış miktarı (cm)
A_i = Alan (km²)



P _i (cm)	A _i (km ²)	P _{i, ortalama} (cm)	W _i = A _i / A _T	P _{i,ortalama} * W _i
<0,5	6	0,5	0,057	0,029
1	21,5	0,75	0,206	0,154
2	13	1,5	0,124	0,187
3	39	2,5	0,373	0,933
<2	6	1,94	0,057	0,111
4	10	3,5	0,096	0,335
5	7	4,5	0,067	0,301
>5	2	5,2	0,019	0,100
Toplam	A _T = 104,5		1	2,150 cm

ORTALAMA YAĞIŞ MİKTARININ BELİRLENMESİ

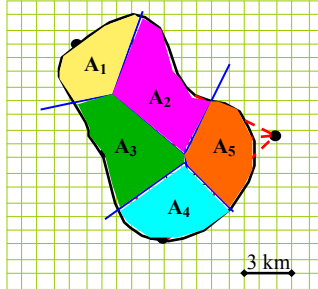
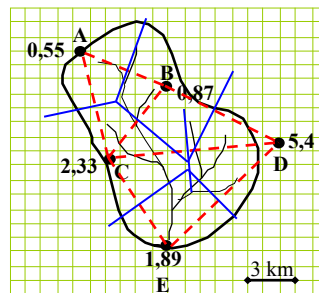
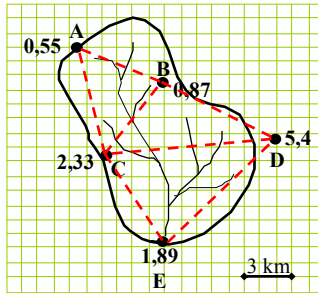
•EŞ YAĞIŞ EĞRİLERİ (ISOHYET) YÖNTEMİ

- ✓ Bu yöntem, bir alan üzerine düşen ortalama yağış miktarını belirlemede kullanılan en doğru yöntemdir. fakat metodun doğru uygulanışı yağışın alansal değişkenliğine etki eden topoğrafik ve diğer etkilerin dikkatle irdelenmesini ve hesaba katılmasını gerektirmektedir.
- ✓ İsohyet yöntemi, orografik etkileri ve sağanak morfolojisini kapsayabilir ve yağış şeklinin doğru haritasını temsil edebilir.
- ✓ Bu yöntemin dezavantajı her analiz için eş yağış eğrilerinin yeniden çizilmesi ve alanların yeniden ölçülmesine gerek duyulmasıdır.
- ✓ Eş yağış eğrileri günümüzde kolaylıkla bilgisayar ortamında SURFER gibi çizim programları kullanılarak oluşturulabilir, Bu işlemi yapabilmek için istasyon koordinatları ve istasyonlara ait belirli dönemlere ait (aylık, yıllık) ortalama yağış miktarları programa veri olarak sunulmalıdır. Eş yağış eğrileri arasındaki alan planimetre ile belirlenebilir.

ORTALAMA YAĞIŞ MİKTARININ BELİRLENMESİ

•Thiessen Poligonlar Yöntemi

➤ Thiessen metodunda yağışölçer istasyonları merkez olarak kullanılarak, inceleme alanı poligonal alt bölgelere ayrılır.



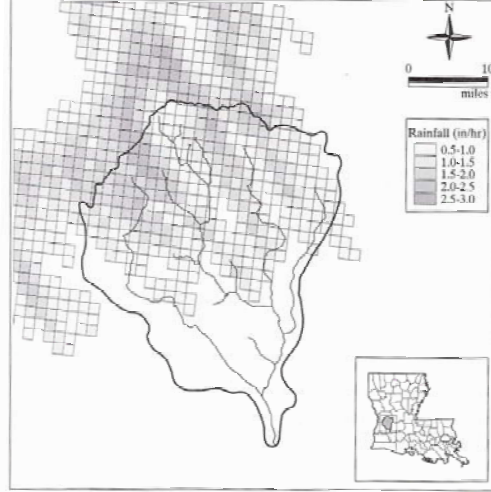
$$\text{Tüm alana düşen ortalama yağış} = \frac{\sum A_i * P_i}{\sum A_i} = \sum W_i * P_i$$

- Bu metod orografik etkilerden dolayı dağlık alanlar için uygun değildir.
- Thiessen ağı, belirli bir yağışölçer konfigürasyonu için sabittir. Yağışölçerlerden birinin yeri değiştirilirse poligonlar yeniden oluşturulmalıdır.

ORTALAMA YAĞIŞ MİKTARININ BELİRLENMESİ

• Radar tabanlı yağış ölçümü NEXRAD (Next Generation Radar)

Radarlar, noktasal ölçümler yapan yağışölçerlerin aksine geniş alanlar üzerindeki yağış hakkında bilgi sunmaktadırlar.



Tipik NEXRAD radar yağış verisi

Ortalama Yıllık Yağış Verilerin Değerlendirilmesi ve Yorumlanması

- Su bütçesi analizlerinde çoğunlukla ortalama yıllık yağış verilerine ihtiyaç duyulur.
- Bir havzadaki yeraltı su seviyesinin değişiminin değerlendirilmesinde, akiferlerin beslenme ve boşalım miktarlarındaki değişkenliklerin yorumlanmasında ve akiferlerin emniyetli verimlerinin hesaplanmasında ortalama yıllık yağış verileri kullanılır.
- Kaynak beslenimlerinin ve boşalımının ve kuyu hidrograflarının yorumlanmasında aylık ortalama yağış değerleri de kullanılabilir.
- Bir havzada farklı rasat yıllarına ait ortalama yağış verilerinde bazı dönemlerde kuraklık veya aşırı yağışlar nedeniyle genel ortalamadan sapmalar meydana gelebilir. Bu sapma miktarlarının değerlendirilmesi de su kaynaklarının emniyetli bir şekilde yönetilmesinde gereklidir.

Ortalama Yıllık Yağış Verilerin Değerlendirilmesi ve Yorumlanması

➤ Yıllık toplam yağış miktarlarının yıllık ortalama yağış miktarından sapma miktarları standart sapma ile hesaplanır.

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (P_i - P_{ortalama})^2}$$

➤ % 68 güven aralığında yıllık ortalama yağışın emniyetli alt ve üst sınırları;

$$\begin{aligned} \text{Alt emniyetli sınır} &= P_{ortalama} - \sigma \\ \text{Üst emniyetli sınır} &= P_{ortalama} + \sigma \end{aligned}$$

➤ Değişim katsayısı (Cv), rasat dönemindeki yıllık ortalama yağış miktarının standart sapmasının aritmetik ortalamasına oranıdır.

$$Cv = \frac{\sigma}{P_{ortalama}}$$

➤ Havzadaki yağış istasyonlarının düzenli yağışa sahip olup olmadığını belirlemek için değişim katsayısını hesaplamak gerekir. Değişim katsayısı küçük olan istasyonlar daha düzenli yağış alan ve yağış rejimi en iyi olan alanı temsil eder.

Kümülatif (Eklenik) Sapma Eğrisi

✓ Kümülatif (eklenik) sapma eğrisi, zamana göre yıllık yağışların ortalama yıllık yağıştan sapma değerlerinin matematik toplamını (kümülatif) gösteren eğridir.

✓ Akiferlerin yıllık yeraltı suyu bilançolarının hazırlanmasında, akiferlerin yıllık boşalım ve beslenme miktarlarının yorumlanmasında; ortalama yıllık yağış ve ortalama yıllık yağıştan eklenik sapma eğrisi değerlerine öncelikle ihtiyaç duyulmaktadır. Yağış verilerinin değerlendirilmesinde mutlaka bu çalışmaların yapılması gerekir.

Eklenik Sapma Eğrilerinin Hazırlanması

1. Yağış istasyonlarına ait yıllık toplam yağışların aritmetik ortalaması alınır.
2. Daha sonra, rasat süresi boyunca yıllık yağışların yıllık ortalama yağış miktarından olan sapmaları hesaplanır. Bu işlem her yıl için ayrı yapılır.

$$\Delta P_i = P_i - P_{ortalama}$$

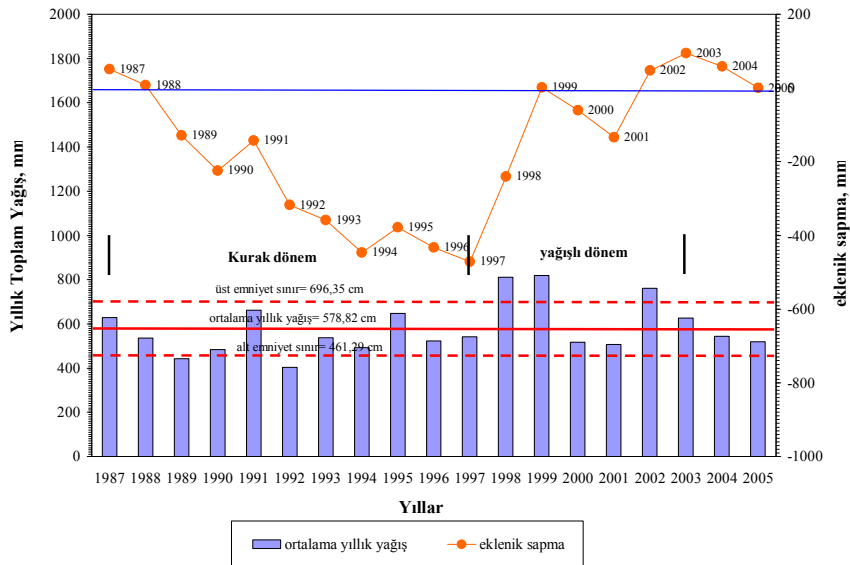
3. Hesaplanan sapma değerlerinin yıllara göre kümülatif toplamından eklenik sapma değerleri hesaplanır ve yıllara göre değişimi grafiklenir.

$$\Delta P_{i,eklenik} = \Delta P_{i-1,eklenik} + \Delta P_{i-1}$$

Rasat Yılları	Yıllık Toplam Yağış (mm)	Sapma (mm) ($\Delta P_i = P_i - P_{ortalama}$)	Eklenik Sapma (mm) ($\Delta P_{i,eklenik} = \Delta P_{i-1,eklenik} + \Delta P_i$)
1987	629,3	106,52	106,52
1988	536	13,22	119,75
1989	442,7	-80,07	39,675
1990	483,1	-39,67	0
P_{ortalama} (mm)	522,77		

Kümülatif (Eklenik) Sapma Eğrisi

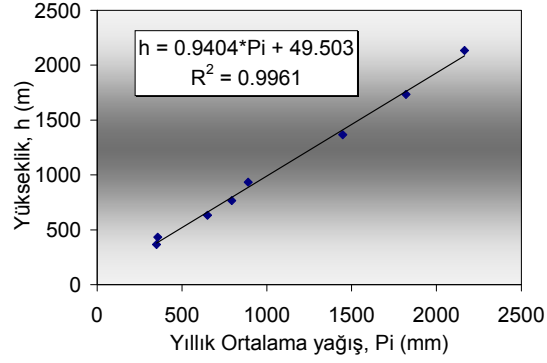
- Eklenik sapma eğrisi ile yıllık toplam yağış miktarları aynı grafikte, eklenik sapma eğrisi üstte yıllık toplam yağış miktarları ise altıda yer alacak şekilde grafiklenir.



Orografik Denklemin Belirlenmesi

Orografik denklem bir havzada yağışın yüksekliğe bağlı değişimi ifade eder.

Orografik (Topoğrafik) etkilerden dolayı havzada meydana gelen yağışın her yerde düzenli bir dağılım göstermesi beklenemez. Ortalama yıllık yağış miktarların hesaplanmasında orografik etkilerden kaynaklanan hataları gidermek için bir havzada yağışın yükseklikle değişimini bilmek gerekmektedir.



Buharlaşma ve Terleme (Evaporation and Transpiration)

- Sıvı yada katı fazda olan suyun su buharı haline dönüşmesi ve atmosfere karışması sürecine “buharlaşma” denir.
- "Terleme veya transpirasyon" ise bitkilerin kökleri ile aldıkları suyu yaprakları ile atmosfere buhar şeklinde bırakmalarındır.
- Evapotranspirasyon (ET) ise su buharının bitkilerin yüzeyinden ve topraktan olan birleşik kaybına denir.

Buharlaşmayı Etkileyen Meteorolojik Faktörler

- Solar radyasyon
- Buharlaşmanın meydana geldiği yüzey ile onu üzerleyen hava arasındaki buhar basıncı farklılığı
- Sıcaklık
- Rüzgar hızı
- Atmosferik basınç

Buharlaşmayı Etkileyen Fiziksel Faktörler

- Enlem
- Yükseklik
- Buharlaşma yüzeyinin tabiatı
- Buharlaşan suyunun kimyası

Evapotranspirasyon bütün mevsimlerde meydana gelmektedir.



**Dünyada,
Evapotranspirasyon / Yağış = 0,65**

Potansiyel ve Gerçek Buharlaşma-Terleme (Evapotranspirasyon)

- ✓ Arazi şartlarında belirli bir alanda ve zaman biriminde serbest su yüzeyinden, kar kütlelerinden, topraktan ve bitkilerden meydana gelen toplam su kaybına gerçek yada toplam evapotranspirasyon denir.
- ✓ Bir havzadaki meteorolojik şartlar tarafından sınırlanan maksimum su kaybına ise potansiyel evapotranspirasyon denir.
- ✓ Toprağın sınırsız oranda nem içeriğine sahip olması durumunda hesaplanan potansiyel ET gerçek ET'ye eşittir ve maksimum buharlaşma miktarını temsil eder.
- ✓ Toprağın suyu depolama kapasitesinin sınırlı olması durumunda ise gerçek evapotranspirasyon potansiyel evapotranspirasyondan daha küçüktür.
- ✓ Potansiyel ET yağıştan fazla olduğu aylarda, su ihtiyacının bir bölümü toprakta depolanmış sudan karşılanır. Mevcut su içeriği tükendiği zaman gerçek buharlaşma yağış miktarı ile sınırlı kalır.

Buharlaşmayı ölçme ve hesaplama yöntemleri

- Standart Tavalar
- Ampirik Yöntemler (Penman, Thorthwaite, Turc ve zirai uygulamalar için geliştirilen Blaney-Cridde metotları)
- Hidrolojik bilançolar
 - Bir havzaya düşen toplam yağışın, toplam akıştan farkı alınarak buharlaşma hesaplanabilir. Bu metot ancak uzun yıllar yağış ve akış ölçümleri var ise güvenilir olabilir.

Buharlaşma lmnde Kullanılan Tavalar

Buharlaşma miktarı birim zamanda birim yüzey alanından buharlaşan su miktarıdır. Buharlaşma miktarı genellikle tüm alandan birim zamanda buharlaşan suyun kapladığı derinliğe eş değeridir. Birim zaman genelde bir gündür. Buharlaşma miktarı mm cinsinden okunur.



- Geniş serbest su yüzeylerinden meydana gelen buharlaşma standart tavalar yardımıyla doğrudan llebilir.

- Tavalardan elde edilen buharlaşma değerlerinin belli katsayılar kullanılarak düzeltilmesi gereklidir.

- En yaygın kullanılan **“Class A”** tip tavadır.

- 122 cm çapında 25,4 cm derinliğinde
- zeminden 30 cm yukarı yerleştirilir ve su seviyesi üstten 5 cm aşağıdadır.
- Bu tava yardımıyla bulunan buharlaşma 0,70 ile çarpılarak buharlaşma miktarı hesaplanır.

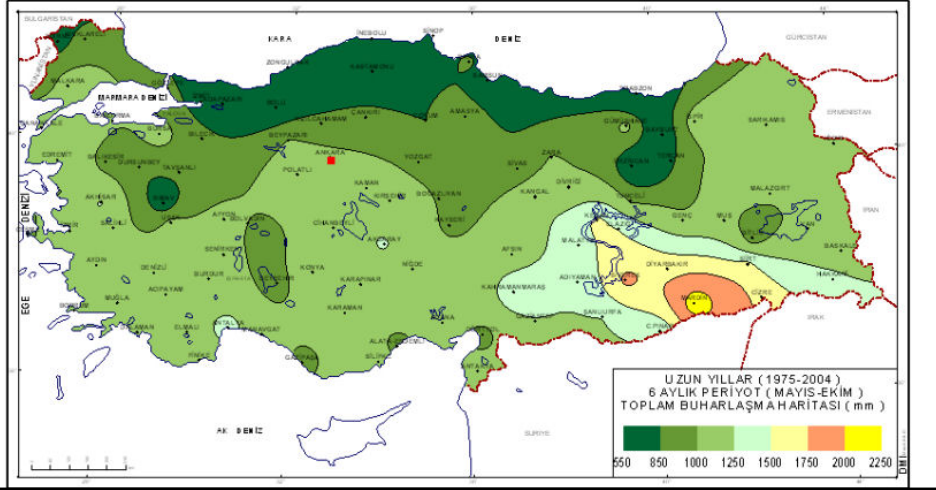


Gllerde Buharlaşma Değerini Bulmada Kullanılan Nomogram

Ülkemizin Toplam Buharlaşma Haritası

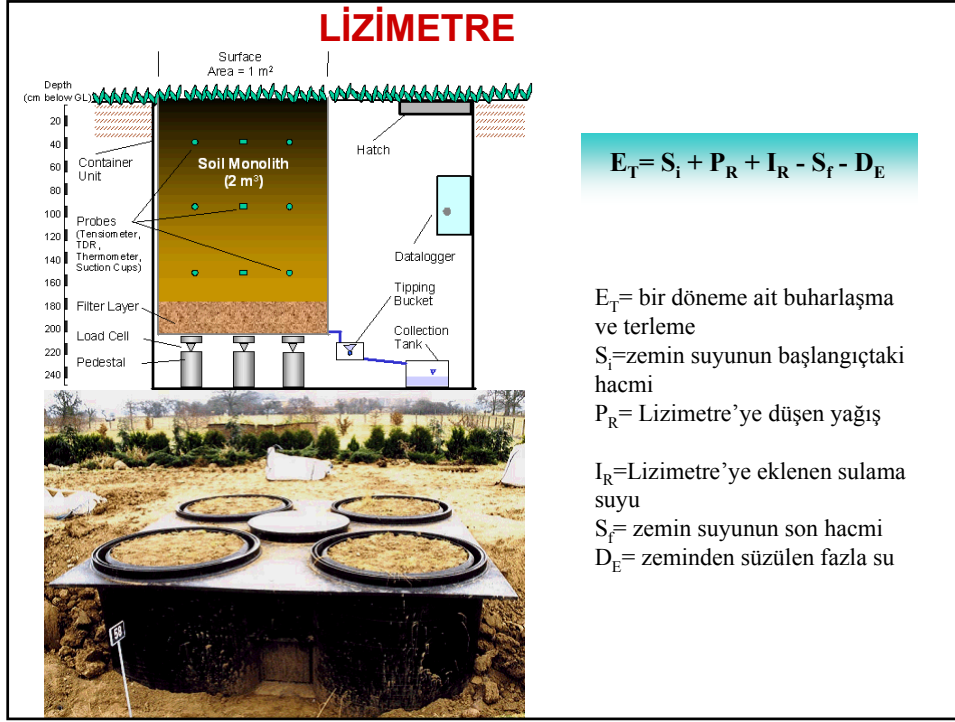
- ✓ Meteoroloji Genel Müdürlüğü bünyesinde çalışan 265 büyük klima istasyonunun 178 tanesinde açık su yüzeyinde buharlaşma ölçümü yapılmaktadır.
- ✓ Türkiye'nin Mayıs-Ekim uzun yıllık buharlaşma miktarlarının alansal dağılımı, Güney Doğu Anadolu'da buharlaşmanın fazla olduğunu göstermektedir.

DEVLET METEOROLOJİ İŞLERİ GENEL MÜDÜRLÜĞÜ
ZİRAİ METEOROLOJİ VE İKLİM RASATLARI DAİRE BAŞKANLIĞI
HİDRO METEOROLOJİ ŞUBE MÜDÜRLÜĞÜ



Terleme veya Transpirasyon'un Belirlenmesi

- ✓ Terleme miktarı bitki türü, sayısı, toprak nemi ve çeşidi, mevsim, sıcaklık, ortalama yıllık yağış gibi birçok faktöre bağlıdır. Bu nedenle, geniş ölçekli havzalarda, terleme miktarının hesaplanması mevcut koşullar altında çok zordur.
- ✓ Birçok durumda, hidrojeologlar için toplam buharlaşma-terlemeyi bilmek daha önemlidir.
- ✓ Arazide terleme ölçümleri, lizimetre kullanarak yapılır. Lizimetreler; su bütçesinin korunduğu, üzeri çimen yada ekin ile kaplı, içi toprakla doldurulmuş ve yeraltına gömülmüş silindirik tanklardır.



Potansiyel Evapotranspirasyonun Hesaplanması

- ✓ Bir drenaj havzasından meydana gelen gerçek evapotranspirasyon miktarı ilk olarak sınırsız su mevcudiyeti varsayılarak hesaplanan potansiyel evapotranspirasyonun (PET) belirlenmesiyle başlar. Daha sonra toprakta gerçekte mevcut bulunan nem miktarı dikkate alınarak PET değeri düzeltilir.
- ✓ Teorik ve Ampirik modeller: Penman, Thorthwaite, Turc ve zirai uygulamalar için geliştirilen Blaney-Criddle metotları gibi.

Penman Yöntemi ile Potansiyel Evapotranspirasyonun Hesaplanması

Penman'ın kütle taşınımı ve enerji bütçesi teorilerini birleştirerek geliştirdiği metot, iklimsel verileri kullanılarak potansiyel evapotranspirasyonun tahmininde kullanılan en yaygın ve güvenilir yaklaşımlardan biridir.

Penman formülü; evapotranspirasyonun (ET), meydana geldiği yüzey tarafından kazanılan ısımsal enerji miktarı ile doğrudan bağlantılı olduğunu göstermektedir.

$$ET = \frac{\Delta * H + 0,27 * E}{\Delta + 0,27}$$

Burada;

ET - Günlük potansiyel buharlaşma değeri (mm su gün⁻¹)

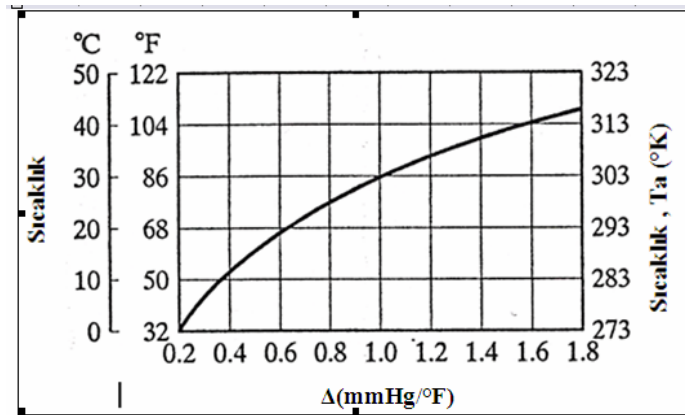
Δ - Mutlak sıcaklıktaki havanın doymuş su buharı basıncı grafiğinin eğimi (mmHg/°F)

E- günlük buharlaşma (mm)

H - Buharlaşma yüzeyinde kullanılan güneş enerjisi miktarı (mm su gün⁻¹)

Penman Yöntemi ile Potansiyel Evapotranspirasyonun Hesaplanması

1. Δ - Mutlak sıcaklıktaki havanın doymuş su buharı basıncı grafiğinin eğiminin (mmHg/°F) hesaplanması



Penman Yöntemi ile Potansiyel Evapotranspirasyonun Hesaplanması

2. E (mm), günlük buharlaşmanın hesaplanması.

$$E = 0,35(e_a - e_d)(1 + 0,0098u_2)$$

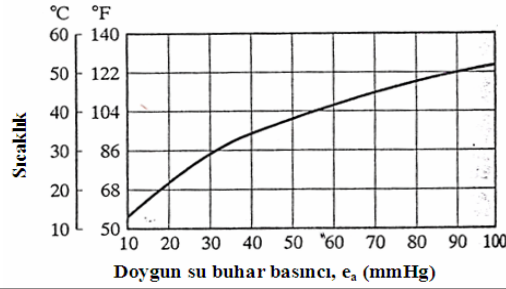
u_2 = Yüzeyden 2 metre yükseklikteki rüzgarın günlük ortalama hızı (mil/gün)

e_a = Ortalama hava sıcaklığında doymuş su buharı basıncı (mmHg)

e_d = Havanın çiğleşme noktasındaki doymuş buhar basıncı (mmHg)

$$e_d = R_H * e_a$$

R_H = Havanın aylık ortalama bağıl nem değeri (boyutsuz). Bu değer meteoroloji bültenlerinden elde edilir.



Penman Yöntemi ile Potansiyel Evapotranspirasyonun Hesaplanması

3. H (mm.su gün⁻¹), Buharlaştırma yüzeyinde kullanılan güneş enerjisi miktarını hesaplaması.

$$H = R(1-r)(0,18+0,55S) - B(0,56-0,092e_d^{0,5})(0,10+0,90S)$$

Burada;

$S = n/N$ = gerçek güneşlenme süresinin (n) olası maksimum güneşlenme süresine (N) oranı (boyutsuz).

R = Aylık ortalama atmosfer üstü güneş enerjisi miktarı (mm.su.gün⁻¹). Bu değer, Türkiye'nin bulunduğu enlemlere göre her ay için ilgili tablodan bulunabilir.

r = Yansıtma yüzeyinin tahmini yüzdesi. Yansıtma katsayısının tipik değerleri 0,05 ile 0,12 arasında değişmektedir.

B = Sıcaklığa bağlı bir katsayı. Aşağıdaki formül yardımıyla hesaplanır.

$$B = \sigma T_a^4$$

Burada;

σ = Boltzman katsayısı ($2,01 \times 10^{-9}$ mm/gün)

T_a = Sıcaklık (°K)'dır.

Penman Yöntemi ile Potansiyel Evapotranspirasyonun Hesaplanması

R, Aylık ortalama atmosfer üstü güneş enerjisi miktarı (mm.su.gün⁻¹)

Enlem	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0°K	14,5	15,0	15,2	14,7	13,9	13,4	13,5	14,2	14,9	15,0	14,6	14,3
10 °K	12,8	13,9	14,8	15,2	15,0	14,8	14,8	15,0	14,9	14,1	13,1	12,4
20 °K	10,8	12,3	13,9	15,2	15,7	15,8	15,7	15,3	14,4	12,9	11,2	10,3
30 °K	8,5	10,5	12,7	14,8	16,0	16,5	16,2	15,3	13,5	11,3	9,1	7,9
36 °K	7,0	9,2	11,9	14,3	16,2	16,7	16,4	14,9	12,6	10,2	7,5	6,4
38 °K	6,4	9,7	11,6	14,1	16,2	16,8	16,4	14,8	12,3	9,8	7,1	6,0
40°K	6,0	8,3	11,0	13,9	15,9	16,7	16,3	14,8	12,2	9,3	6,7	5,5
42 °K	5,8	8,1	10,8	13,8	16,0	16,9	16,4	14,5	11,6	9,0	6,4	5,0
50 °K	3,6	5,9	9,1	12,7	15,4	16,7	16,1	13,9	10,5	7,1	4,3	3,0
60 °K	1,3	3,5	6,8	11,1	14,6	16,5	15,7	12,7	8,5	4,7	1,9	0,9

Penman Yöntemi ile Potansiyel Evapotranspirasyonun Hesaplanması

r = Buharlaşma yüzeyinin yansıtma katsayısı (boyutsuz)

Buharlaşma Yüzeyi	Yansıtma Katsayısı
Serbest su	0,05
Ormanlık alan	0,08
Çeltik arazisi	0,10
Tarım arazisi	0,25
Adi kum	0,30
Parlak ince kum	0,37
Kirlenmiş kar yüzeyi	0,42 - 0,70
Yeni yağmış kar yüzeyi	0,81 - 0,89

N, maksimum güneşlenme süresi

Aylar Enlem	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
36 °K	10,0	10,8	11,9	13,2	14,1	14,6	14,4	13,5	12,4	11,3	10,3	9,7
38 °K	9,8	10,8	11,9	13,2	14,3	14,8	14,5	13,7	12,4	11,3	10,2	9,5
40 °K	9,6	10,7	11,9	13,3	14,4	15,0	14,7	13,8	12,5	11,2	10,0	9,3
42 °K	9,4	10,6	11,9	13,3	14,6	15,2	14,9	13,8	12,5	11,2	9,9	9,2

Thornthwaite (1944) Metodu ile Potansiyel Evapotranspirasyonun Hesaplanması

Thornthwaite metodu, yalnızca meteorolojik koşullara bağlı olarak potansiyel evapotranspirasyonu (ET) hesaplamaktadır. Bu metotta hesaba katılan iki ana faktör aylık ortalama hava sıcaklığı ve gün ışığı saatidir. Özellikle nemli bölgelerde yıllık potansiyel ET'nin tahmininde başarılı sonuçlar verir. Potansiyel evapotranspirasyonun tahmini aylık düzeyde aşağıdaki eşitlik yardımıyla hesaplanır:

$$PET_m = 16N_m \left(\frac{10T_m}{I} \right)^a$$

Burada m ayları (1, 2, 3...12), N_m gün ışığı saati ile ilişkili aylık enlem düzeltme katsayısını, T_m aylık ortalama hava sıcaklığını ($^{\circ}\text{C}$), I yıllık ısı indeksi, a sabit katsayıyı temsil etmektedir.

Thornthwaite (1944) Metodu ile Potansiyel evapotranspirasyonun Hesaplanması

1. Her ay için aylık ısı indeksi (i) aşağıdaki formüller yardımıyla hesaplanır.

$$i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1,514} \quad T > 0$$
$$i = 0 \quad T \leq 0$$

T - aylık sıcaklık ($^{\circ}\text{C}$)

2. Yıllık ısı indeksi (I) tüm ayları toplayarak hesaplanır.

3. Düzeltilmemiş PET aşağıdaki eşitlikler yardımıyla her ay için ayrı ayrı hesaplanır.

$$PET(mm) = \begin{cases} 0 & T \leq 0^{\circ}\text{C} \\ 16\left(\frac{10T}{I}\right)^a & T > 0^{\circ}\text{C} \end{cases}$$

$$a = (6,75 \times 10^{-7})I^3 - (7,71 \times 10^{-5})I^2 + (1,79 \times 10^{-2})I + 0,492$$

4. Düzeltilmemiş PET, enlemlere göre değişen düzeltme katsayısı ile çarpılarak Düzeltilmiş PET hesaplanır.

Thornthwaite (1944) Metodu ile Potansiyel evapotranspirasyonun Hesaplanması

N_m , gün ışığı saati ile ilişkili aylık enlem düzeltme katsayısı.

Enlem	AYLAR											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
34 °N	0,88	0,85	1,03	1,09	1,20	1,20	1,22	1,16	1,03	0,97	0,87	0,86
35 °N	0,87	0,85	1,03	1,09	1,21	1,21	1,23	1,16	1,03	0,97	0,86	0,85
36 °N	0,87	0,85	1,03	1,10	1,21	1,22	1,24	1,16	1,03	0,97	0,86	0,84
37 °N	0,86	0,84	1,03	1,10	1,22	1,23	1,25	1,17	1,03	0,97	0,85	0,83
38 °N	0,85	0,84	1,03	1,10	1,23	1,24	1,25	1,17	1,04	0,96	0,84	0,83
39 °N	0,85	0,84	1,03	1,11	1,23	1,24	1,26	1,18	1,04	0,96	0,84	0,82
40 °N	0,84	0,83	1,03	1,11	1,24	1,25	1,27	1,18	1,04	0,96	0,83	0,81
41 °N	0,83	0,83	1,03	1,11	1,25	1,26	1,27	1,19	1,04	0,96	0,82	0,80
42 °N	0,82	0,83	1,03	1,12	1,26	1,27	1,28	1,19	1,04	0,95	0,82	0,79

Thornthwaite Metoduna göre Evapotranspirasyon Tablosu

Örnek: Fransa, Bordeaux, St, Medard Çayı Havzası

	Ekim 1965	Kasım 1965	Aralık 1965	Ocak 1966	Şubat 1966	Mart 1966	Nisan 1966	Mayıs 1966	Haziran 1966	Temmuz 1966	Ağustos 1966	Eylül 1966
Aylık Isı (t°C)	15,50	9,50	8,80	6,50	11,00	7,60	12,70	14,70	17,70	17,90	18,90	18,80
Aylık i Değerleri	5,54	2,64	2,35	1,48	3,29	1,88	4,10	5,11	6,77	6,89	7,48	7,42
Potansiyel Evapotranspirasyon	65,17	33,66	30,35	20,16	41,03	24,91	49,80	60,67	77,96	79,17	85,21	84,58
Düzeltilme Katsayısı (45, enlem için)	0,94	0,79	0,75	0,80	0,81	1,02	1,13	1,28	1,29	1,31	1,21	1,04
Düzeltilmiş pot., Evapot, (mm)	61,26	26,59	22,76	16,13	33,23	25,41	56,27	77,66	100,67	103,71	103,10	87,96
Yağış (mm)	21,60	212,0	197,30	143,60	118,60	40,90	84,50	44,00	124,20	34,70	39,70	45,50
Bitkilere faydalı su rezervi (mm)	0	100	100	100	100	100	100	66,34	89,87	20,86	0	0
Gerçek Evapotranspirasyon (mm)	21,60	26,59	22,76	16,13	33,23	25,41	56,27	77,66	100,67	103,71	60,56	45,50

Bitkilere faydalı su rezervi =100 mm

Toplam gerçek evapotranspirasyon = 590 mm

“Bitkilere faydalı su rezervi” havzanın iklimi, bitki örtüsü ve formasyon tipi göz önüne alınarak seçilir. Genellikle bu rezerv, hafif ve çakıllı topraklar için 50 mm, ağır topraklar için 200-300 mm ye kadar alınabilir.

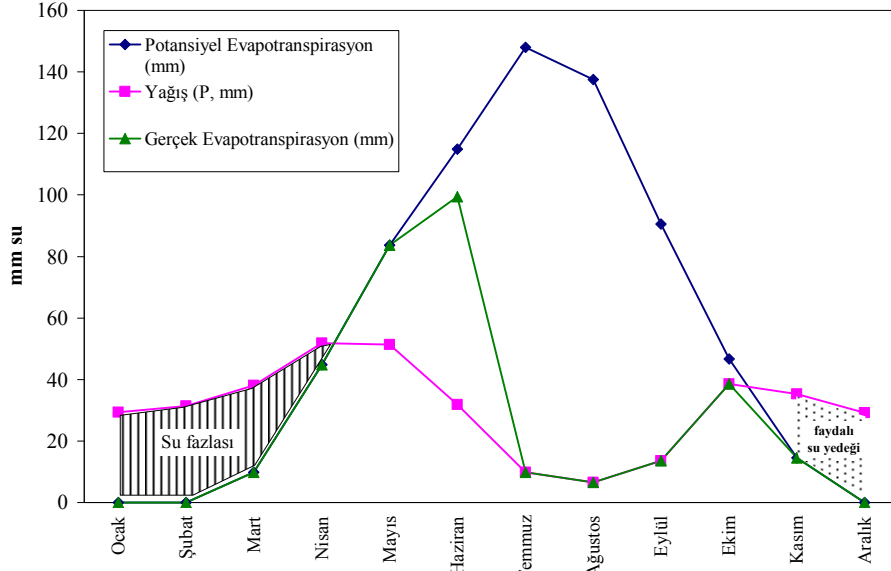
<i>SHALLOW-ROOTED CROPS (SPINA)</i>	
FINE SAND	100
FINE SANDY LOAM	150
SILT LOAM	200
CLAY LOAM	250
CLAY	300
<i>MODERATELY DEEP-ROOTED CRO</i>	
FINE SAND	100
FINE SANDY LOAM	150
SILT LOAM	200
CLAY LOAM	250
CLAY	300
<i>DEEP-ROOTED CROPS (ALFALFA, I</i>	
FINE SAND	100
FINE SANDY LOAM	150
SILT LOAM	200
CLAY LOAM	250
CLAY	300
<i>ORCHARDS</i>	
FINE SAND	100
FINE SANDY LOAM	150
SILT LOAM	200
CLAY LOAM	250
CLAY	300
<i>CLOSED NATURE FOREST</i>	
FINE SAND	100
FINE SANDY LOAM	150
SILT LOAM	200
CLAY LOAM	250
CLAY	300

Erzincan ili örneği üzerinde Thornthwaite metodu ile potansiyel ve gerçek evapotranspirasyonun hesaplanması ve hidrolojik bilanço.

Bitkilere faydalı su yedeği =100 mm

ERZİNCAN	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Toplam
T °C	-3,60	-1,70	3,40	10,40	15,50	19,70	23,70	23,70	18,90	12,00	5,40	-0,4	
I	0,00	0,00	0,56	3,03	5,55	7,97	10,55	10,55	7,49	3,76	1,12	0,00	50,57
Düzeltilmemiş Potansiyel Evapotranspirasyon (mm)	0,00	0,00	9,60	40,42	67,50	91,87	116,52	116,52	87,11	48,58	17,41	0,00	
Gün ışığı için enlem düzeltme katsayısı (39 N)	0,84	0,83	1,03	1,11	1,24	1,25	1,27	1,18	1,04	0,96	0,83	0,81	
Düzeltilmiş Potansiyel Evapotranspirasyon (mm)	0,00	0,00	9,89	44,86	83,71	114,84	147,98	137,49	90,59	46,64	14,45	0,00	
Yağış (P, mm)	29,3	31,3	38,1	51,9	51,4	31,8	9,8	6,6	13,6	38,6	35,3	29,2	366,90
İhtiyaç duyulan ilave su (mm)					32,31	83,04	138,18	130,89	76,99	8,04			
Bitkilere faydalı su yedeği (mm)	100	100	100	100,00	67,69	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	20,85	50,05	
Su fazlası	29,30	31,30	28,21	7,04	0	0	0	0	0	0	0	0	
Su noksanı						15,35	138,18	130,89	76,99	8,04			
Su Akışı (mm)	29,30	31,30	28,21	7,04									95,84
Gerçek Evapotranspirasyon	0,00	0,00	9,89	44,86	83,71	99,49	9,80	6,60	13,60	38,60	14,45	0,00	321,00

Erzincan iline ait potansiyel ve gerçek evapotranspirasyon diyagramı



✓ Bir havzaya düşen toplam yağışın, toplam akıştan farkı alınarak da buharlaşma hesaplanabilir, Bu metot ancak uzun yıllar yağış ve akış ölçümleri var ise güvenilir olabilir.

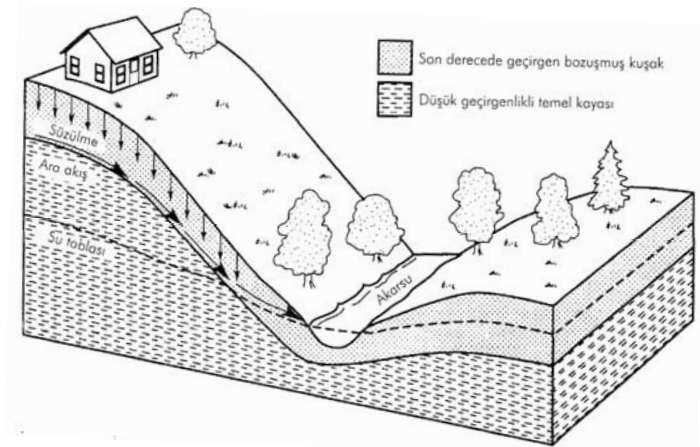
Hidrolojik Yıl	Yağış(mm)	Akış(mm)	Buharlaşma (mm)
81-82	859	476	383
82-83	571	242	329
83-84	557	404	153
84-85	400	195	205
85-86	756	393	363
86-87	547	416	131
87-88	594	228	366
88-89	656	435	221
Toplam	4940	2789	2151
%	100	56	44



AKIŞ

✓ Bir alana düşen yağışın bir kısmının zemin içerisinde yada yüzeyinden yüzeysel su kaynaklarına (göller, dereler, nehirler vb.) doğru olan hareketine denir.

- Yüzeysel akışı
- İç yada ara akışı



YÜZEY AKIŞI

Yüzeş akışını etkileyen faktörler meteorolojik ve fiziksel etkenler olmak üzere 2 grupta sınıflanabilir.

Meteorolojik faktörler

- Yağışın türü, şiddeti, miktarı ve süresi
- Yağışın drenaj havzası üzerindeki alansal dağılımı
- Havzada meydana gelen önceki yağış ve sonuçta oluşan zemin nemi
- Evapotranspirasyonu etkileyen diğer etkenler

Fiziksel etkenler

- Arazi kullanımı
- Bitki örtüsü ve bitki örtüsü tarafından yağışın tutulma oranı
- Zemin türü ve yüzeyinin su depolama kapasitesi
- Drenaj alanı, şekli
- Yükseklik
- Topografya (özellikle sahanın eğimi,
- Drenaj ağı şekilleri
- Havzada akışı önleyen yada geciktiren göller, rezervuarlar gibi depresyon alanlarının varlığı

YÜZEY AKIŞI

✓ Bir drenaj havzasında meydana gelen akışı ifade etmede yaygın olarak kullanılan ölçü birimi $m^3/ yıl$ 'dır.

✓ Akış miktarı ($m^3/ yıl$) drenaj alanına (km^2) bölünerek tüm havza üzerinde mm su derinliği cinsinden de ifade edilebilir.

✓ Bir diğer kullanılan ölçü birimi de $l/s/km^2$ 'dir.

❖ Bir drenaj alanında meydana gelen yağışın ne kadarının akışa geçtiği, akış katsayısı (R_c) ile belirlenir.

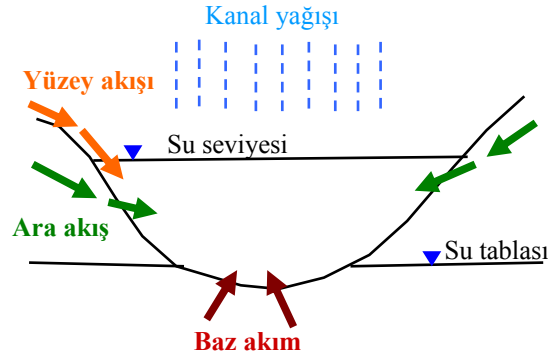
❖ Bir drenaj havzasının akış katsayısı, drenaj alanı üzerinde meydana gelen ortalama yıllık akışının ortalama yıllık yağışa oranıdır.

Su havzalarında yürütölen bir çok hidrojeolojik çalışmada, havza içerisinde belirli bir yağış rejimi için meydana gelen yüzey akışın akarsu akımına dönüşen miktarını doğru bilmek havzalara ait su bilançoların hazırlanmasında oldukça önemlidir.

AKARSU AKIMI

➤ Akarsu akımı, suyun tanımlanmış doğal bir kanal boyunca gerçekleşen akışıdır. Bir drenaj havzasında belirli bir noktada ve zaman zarfında meydana gelen akarsu akım oranı yada debisi o noktayı memba tarafında vuku bulan hidrolojik süreçlerin ve depolamaların tamamını kapsar.

➤ Akarsu akımı, drenaj havzasında oluşan akışlardan (ara ve yüzey akış kombinasyonu), akiferden meydana gelen yeraltı suyu boşalımlardan (baz akım) ve kanal üzerine doğrudan düşen yağıştan beslenir.

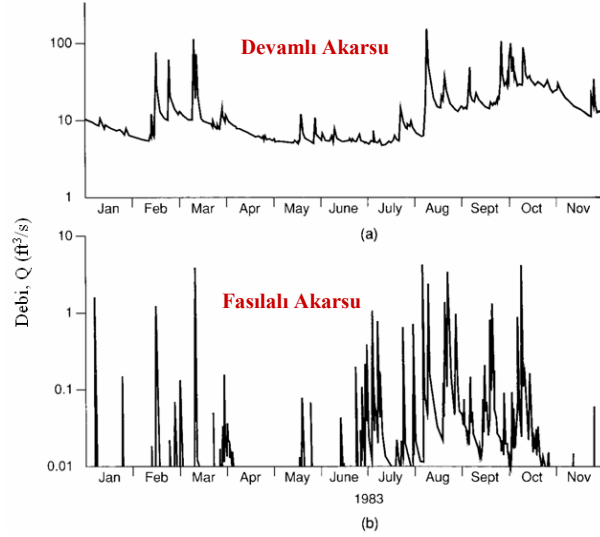


Akarsu Akımı Rejimleri

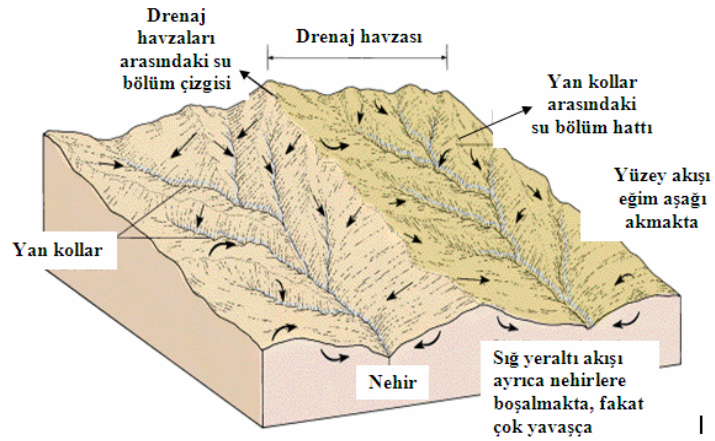
- ❑ Devamlı Akarsular (Perennial) yıl içerisinde asla kurumazlar, devamlı akış sergilerler. Bu tür akarsu rejimleri devamlı olarak yeraltı sularından beslenirler. Bunun için yeraltı su tablasının kanal yatağı ile kesişmesi gerekir.
- ❑ Devamlı olmayan akarsularda (Ephemeral) sadece yağıştan sonra akım gözlenir, diğer zamanlarda kururlar.
- ❑ Fasilalı Akarsular (Intermittent) ise yılın yağışlı döneminde akış sergilerler; kurak dönemlerinde ise kururlar. Yeraltı suyundan beslenme sadece yağışlı dönemlerde meydana gelebilir.

Akarsu Hidrografi

✓ Akarsu hidrografi, debinin yada su seviyesinin zamana göre değişimini gösteren grafiklerdir.

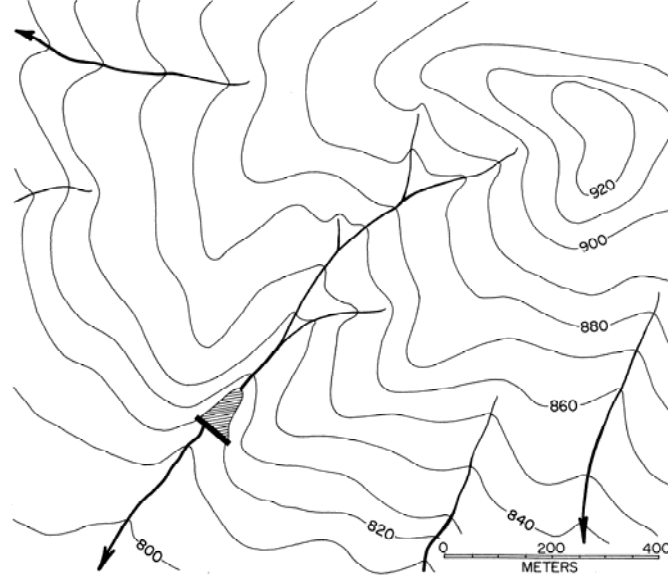


Akarsu Drenaj Alanının Belirlenmesi



- Tüm akarsu boyunca yan kolların bütününe içerisinde alan ve topografik olarak tepe noktalarından geçen alan "Drenaj Alanı" veya Su Toplama Havzası olarak tanımlanır.
- Drenaj havzasının sınırı drenaj bölüm çizgisi olarak tanımlanır ve tipik olarak drenaj havzasının en yüksek kotlu noktalarından geçer.

Su Havzasının Belirlenmesi



TÜRKİYE'NİN SU HAVZALARI TÜRKİYE'NİN 26 HAVZASI



Türkiye 26 adet hidrolojik havzaya ayrılmıştır. Havzaların ortalama yıllık toplam akışları 186 milyar m³ tür. Havza verimleri birbirlerinden farklı olup, Fırat ve Dicle havzalarının toplam ülke potansiyelinin yaklaşık % 28,5' ine sahip olduğu görülmektedir.

Kaynak: DSI web sayfası

TÜRKİYE’NİN SU HAVZALARI

Havza adı	Yağış Alanı (km ²)	Ortalama yıllık Akış (km ³)
(21) Fırat Havzası	127 304	31,61
(26) Dicle Havzası	57 614	21,33
(22) Doğu Karadeniz Havzası	24 077	14,90
(17) Doğu Akdeniz Havzası	22 048	11,07
(09) Antalya Havzası	19 577	11,06
(13) Batı Karadeniz Havzası	29 598	9,93
(08) Batı Akdeniz Havzası	20 953	8,93
(02) Marmara Havzası	24 100	8,33
(18) Seyhan Havzası	20 450	8,01
(20) Ceyhan Havzası	21 982	7,18
(15) Kızılırmak Havzası	78 180	6,48
(12) Sakarya Havzası	58 160	6,40
(23) Çoruh Havzası	19 872	6,30
(14) Yeşilirmak Havzası	36 114	5,80

Kaynak: DSI web sayfası

Akarsu Akımların Ölçülmesi

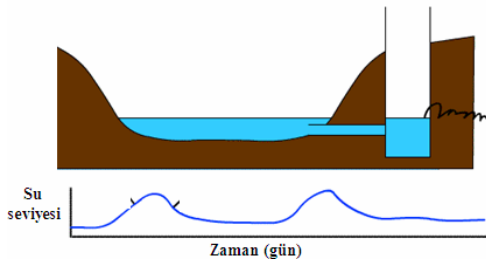
- 1) Belirli bir referans düzlemi üzerinde sürekli su seviye kayıtları alma
- 2) Su seviyesi ve debisi arasında bir ilişki (anahtar eğrisi) kurma
- 3) Seviye kayıtlarını debi ölçümlerine dönüştürme aşamalarını içerir.

Ülkemizde düzenli akarsu ölçümü yapan kurumlar Elektrik İşleri Etüt İdaresi (EİEİ) ve Devlet Su İşleri (DSİ)'dir. Bu ölçümler her hidrolojik yıl (Ekimden bir sonraki yılın Eylül sonuna kadar) için akım yıllıklarında yayımlanırlar.

Seviye Ölçümleri

- Akarsularda seviye ölçümleri, dinlendirme kuyusu içinde şamandıra ve kablo düzeneği yada gazlı limnigraf ile yapılır.
- Küçük derelerde seviye ölçümlerinde ise parshal savağı ve diğer tür savaklar yaygın olarak kullanılır. En yaygın olarak kullanılan savaklar dikdörtgen ve üçgen savaklardır.

Eşeller



a) Akarsu akım rasat istasyonu



b) Dikdörtgen savak

Debi Ölçümleri

Akarsu kanalının belirli bir kesitinden birim zamanda geçen su hacmine akarsuyun debisi denir.

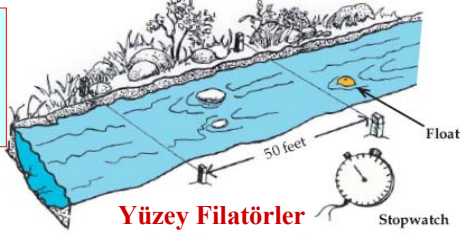
$$Q = \sum_{i=1}^n v_i A_i$$

Q = Debi (m³ sn⁻¹); v = Hız (m sn⁻¹); A = Kesit alanı; i = ait olduğu kesim dilimi

Akarsu debisinin hesaplanabilmesi için, ölçümün yapıldığı kanal kesit alanının ve o kesitteki akarsuyun ortalama hızının bilinmesi gerekmektedir.

AKARSU HIZ ÖLÇÜM YÖNTEMLERİ

- Mulineler
- Yüzey Filatörleri
- Kimyasal Boyalar (Tuzlar, florosin)
- Ultrasonik yöntemler



Yüzey Filatörler

Ortalama Hız=0,86*Yüzey Hızı



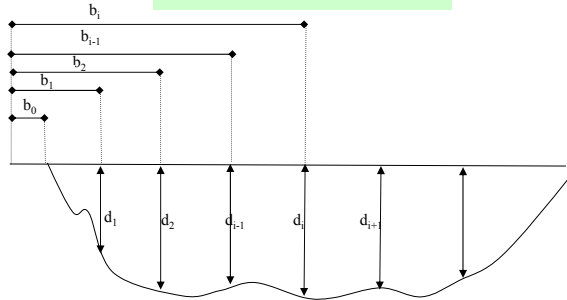
Mulineler



Debi Hesaplamalarında Hız-Alan Metodu

Hız-alan yöntemi, akarsu yatağının geometrik özelliklerinden faydalanmaya dayanan bir yöntemdir. Kesit alanı boyunca her bir düşey kesitte akarsuyun ortalama hızı belirlenir. 2 düşey kesit çizgisi arasında kalan alan için ortalama hız, her iki düşey kesitte ölçülen hızların ortalamasıdır. Bu kesit alanı için debi, kesit alanının ortalama hız ile çarpılması ile elde edilir. Her bir kesitten hesaplanan debiler toplanarak, akarsuyun bütün kesit alanında meydana gelen toplam akış miktarı hesaplanır.

$$Q_i = v_i \left(\frac{b_{i+1} - b_{i-1}}{2} \right) d_i$$



Debi Hesaplamalarında Eğim-Alan Metodu

Akarsuyun debisini hesaplamada ihtiyaç duyulan hız yada diğer ölçümleri yapmak bazı hallerde mümkün olmayabilir. Bu büyük akarsu taşkınlarında sıkça karşılaşılan bir durumdur. Bir taşkın sırasında meydana gelen maksimum debiyi hesaplamada kullanılır. Bunun için taşkın sırasında kanal boyunca en az üç farklı kesitte maksimum su seviyesi yüksekliği krest eşeli yardımıyla yada taşkından hemen sonra moloz izlerinden çıkartılır. Kesit alanları ve bu kesit alanları arasındaki su seviyesi eğimi etüt edilir ve ortalama hız belirlenir. Hız Manning formülünden hesaplanır ve sonuç olarak ilgili maksimum debi hesaplanır.

$$v = \left(\frac{1}{n} \right) R^{2/3} S^{1/2}$$

v= Hız (m/sn)

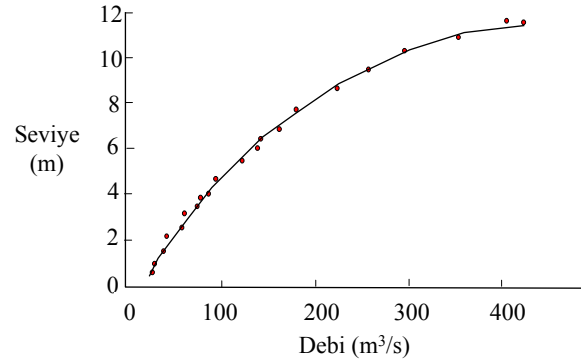
n= Manning pürüzlülük katsayısı (Bu katsayının değeri çoğu akarsularda 0,02-0,15 arasında değişmektedir.

S= Kanalın eğimi

R= Kesit alanının kanalın ıslanmış çevresine oranı

Seviye-Debi Anahtar Eğrilerinden Debi Hesaplanması

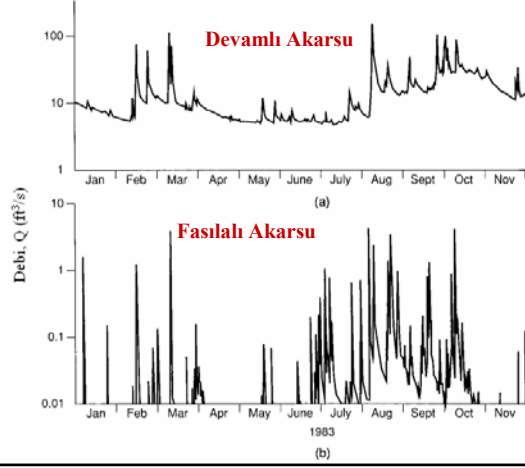
Anahtar eğri, farklı akım rejimlerinde akarsudaki su seviyesi ile akarsu debisi arasında ilişkiyi gösteren eğrilerdir. Regresyon analizi yapılarak iki değişken arasındaki ilişkinin denklemini çıkartılır. Bu denklem yardımıyla seviye değerleri debiye dönüştürülür. Bu seviye-debi ölçümleri akarsu yatağında olası değişiklikleri yansıtmak için sıkça tekrarlanarak anahtar eğriler güncelleştirilir.



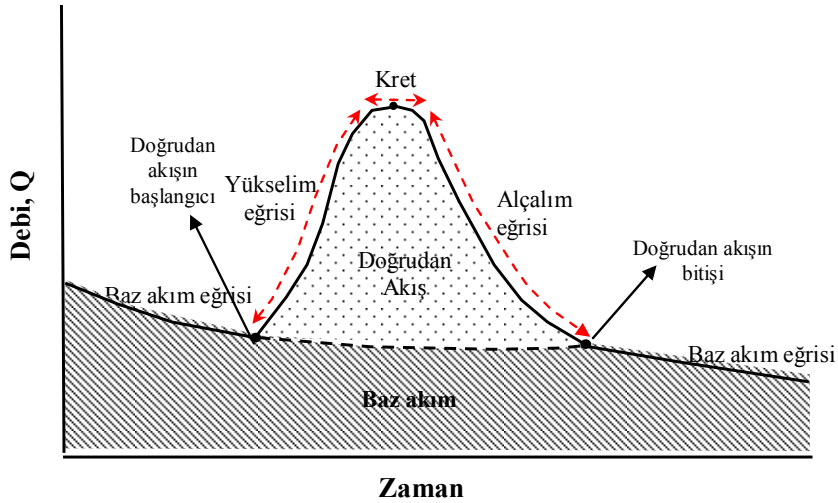
Akarsu Hidrografları ve Hidrograf Analizi

✓ Akarsu hidrografi, debinin yada su seviyesinin zamana göre değişimini gösteren grafiklerdir.

✓ Hidrograf analizi, bir havzada meydana gelen yüzey akış miktarının hesaplanmasında en yaygın olarak kullanılan metottur. Hem pik akım oranının hem de toplam akış hacminin bilinmesi su havzası çalışmalarının (bilançoların çıkartılması gibi) ve su sağlayan ve taşkın kontrolü yapan yapılarının tasarımında oldukça önemlidir.



Hidrograf Bileşenleri

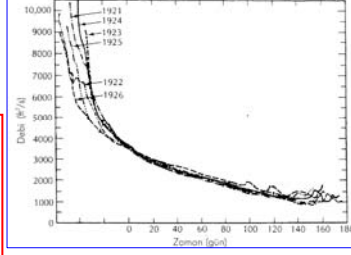


Toplam Akış hidrografının doğrudan akış ve baz akım bileşenlerinin ayrılmasında birkaç teknik kullanılır. Bu tekniklerin çoğu baz akım eğrilerinin analizine dayanmaktadır.

Baz Akım Eğrisi

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t}$$

Q_0 = Belirlenmiş bir başlangıç debisi (m^3/s)
 Q_t = Q_0 akımından sonra herhangi bir t zamanındaki debi (m^3/s)
 α = Alçalım veya boşalım katsayısı ($gün^{-1}$)
 t = Azalım başlangıcından itibaren geçen zaman (gün)
 e = Doğal logaritma tabanı $\approx 2,7183$



$\ln Q-t$ azalım eğrisinin (Doğrunun) **eğimi havzanın boşalım katsayısını (α)** vermektedir.

Akiferin deposundan ayrılan yeraltı suyunun hacmi (S)

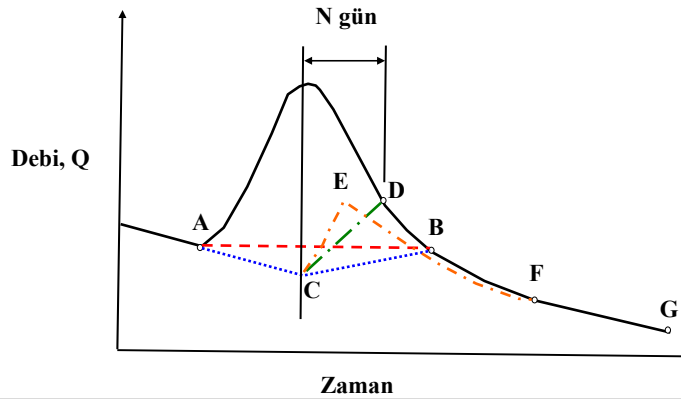
$$S = \frac{Q_t - Q_0}{\ln \alpha}$$

Baz Akım Ayırma Teknikleri

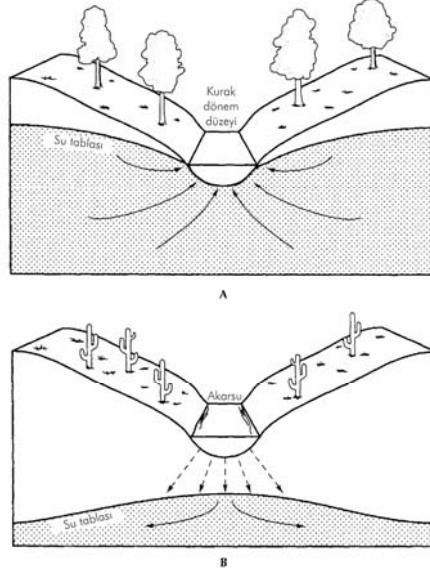
- ✓ Baz akımın gerçek miktarı bilinmediği durumlarda akarsu hidrograflarından baz akım hidrografını ayırmada birkaç grafiksel metot kullanılır.
- ✓ Baz akım eğrilerinin analizinde veriler yağışsız dönemleri yansıtmalı ve gözlem istasyonunun membasında akımı düzenleyecek yapılar olmaması gerekir.

$$N = 0,827 * A^{0,2}$$

N = Pik akımdan sonra geçen zaman (gün)
 A = Drenaj havzasının büyüklüğüdür (km^2)



Alıcı ve Verici Akarsular

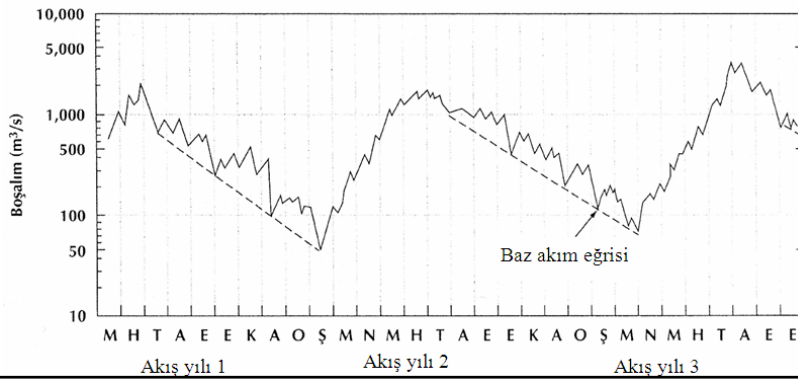


Mevsimsel Alçalış Eğrisinden

Yeraltı Suyu Besleniminin Belirlenmesi (Meyboom Metodu)

- Meyboom metodunda birbirini takip eden iki yada daha fazla yıla ait hidrograf verilerini kullanılmakta
- Akarsu hidrografı Q logaritmik ölçekte, t ise lineer ölçekte olacak şekilde grafiklendiğinde, baz akım azalış eğrisi doğrusallık gösterir.

- Bu metotta baz akımın tamamıyla serbest akiferden boşalan yeraltı suyundan oluştuğu varsayılmaktadır. Gerçekte havzada yeraltı suyu tüketimi varsa, bu kullanımlar analiz sırasında hesaba katılması gerekir.



Mevsimsel Azalım Yöntemi (Meyboom Metodu)

Hidrografın tam bir alçalım bölümünde akarsuya olan toplam potansiyel yeraltı suyu boşalımı (V_{tp})

$$V_{tp} = \frac{Q_0 t_1}{2,3}$$

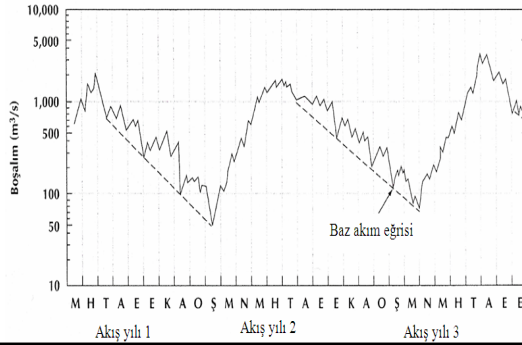
Q_0 = alçalımın başlangıcındaki debi
 t_1 = alçalım indeksi. Alçalım başlangıç debisinin Q_0 'dan $0,1Q_0$ 'a düşmesi için geçen zaman

Alçalımın sonundaki geri kalan potansiyel yeraltı suyu boşalımı (V_t)

$$V_t = \frac{V_{tp}}{10^{\left(\frac{t}{t_1}\right)}}$$

t = alçalımın başlangıcı ile sonu arasında geçen zaman

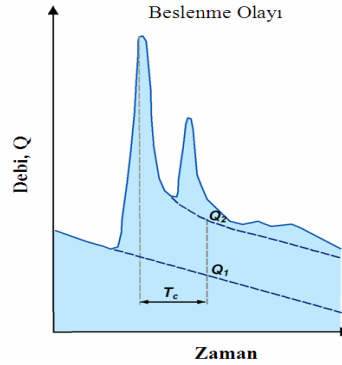
Bir sonraki yıla ait alçalım eğrisinin başlangıcındaki toplam potansiyel yeraltı suyu boşalımı hesaplanır. Her ikisi arasındaki fark alçalım eğrileri arasında meydana gelen yeraltı suyu beslenimidir.



Alçalım Eğrisi Yerdeğiştirme Metodu (Rorabaugh Metodu)

✓ Bir akış dönemi boyunca bir dizi yeraltı suyu beslenimi meydana geldiği durumlarda kullanılır.

✓ Yeraltı suyu beslenme miktarı alçalım eğrisinin yukarı doğru yer değiştirme büyüklüğü ile belirlenebilir.



✓ Bu metod yeraltı suyu besleniminin drenaj havzası içerisinde dağılımının yaklaşık eşit olduğu ve akarsulara yada pınarlara olan tüm yeraltı suyu boşalmalarının hızlı olduğu drenaj havzalarında uygulanabilir.

✓ Rorabaugh metodu baz akımın tamamıyla serbest akifer boşalımından oluştuğunu ve akarsu kanalının akiferi tam olarak kat ettiği varsaymaktadır.

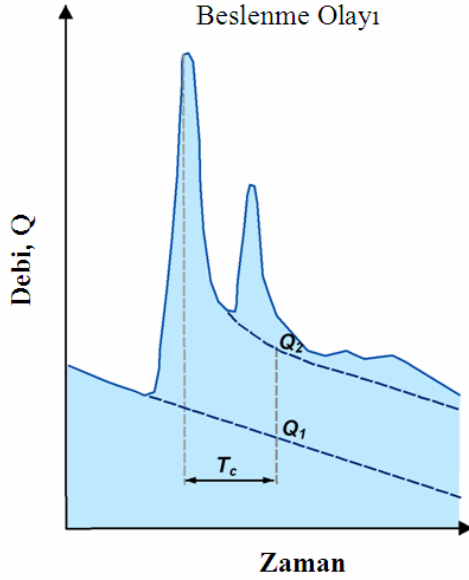
Alçalım Eğrisi Yerdeğiştirme Metodu (Rorabaugh Metodu)

1. Alçalım indeksi hesaplanır (t_1).
2. Kritik zaman (T_c) bulunur.
3. Yağış öncesi ve sonrası alçalım eğrisi ekstrapolasyonu yapılarak kritik zamandaki Q_1 ve Q_2 hesaplanır.
4. Yeraltı su sisteminin toplam beslenimi (G)

$$T_c = 0,2144t_1$$

$$G = \frac{2(Q_2 - Q_1)t_1}{2,3026}$$

Kritik sürede toplam yeraltı suyu beslenimi, akarsuya olan toplam potansiyel boşalımın yaklaşık iki katıdır.



Kaynak Suyu Hidrograflarından Akifer Beslenimlerinin Hesaplanması

➤ Lineer rezervuar modelinde boşalım (Q) depo hacmi (V) ile doğru orantılıdır ($Q = \alpha V$)

➤ Gözenekli ve karstik akifer boşalmılarından akifer beslenimlerinin hesaplanmasında yaygın bir şekilde kullanılmaktadır.

$$V = \frac{86400Q}{\alpha}$$

V = Dinamik depo (m^3)

Q_0 = yeraltı suyu boşalımı (m^3/s)

α = boşalım katsayısıdır ($gün^{-1}$)

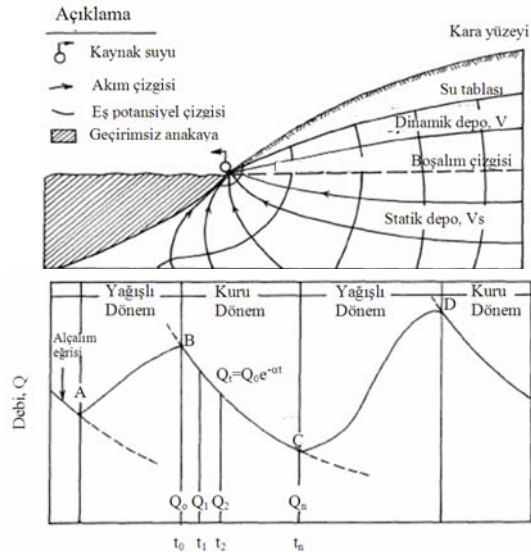
t alçalım süresidir ($gün$)

Bir su yılı içerisinde meydana gelen akifer besleniminin hacmi,

$$G = Q \pm \Delta V$$

$$\Delta V = V_m - V_0$$

Q, bir su yılında meydana gelen yeraltı suyu boşalımı (m^3).





İnfiltrasyon veya Süzülme

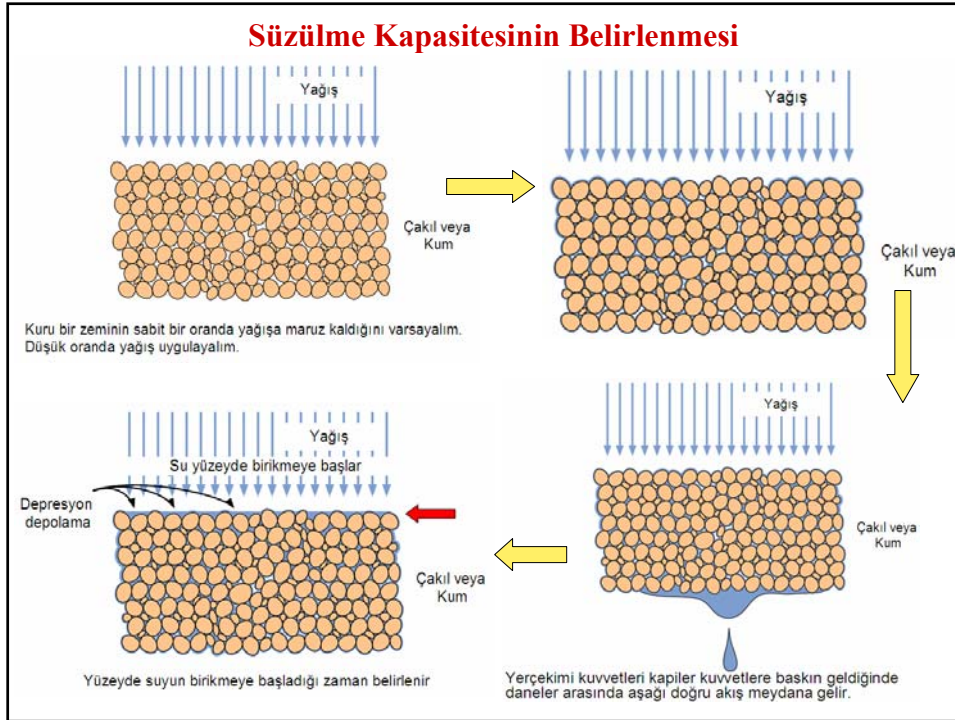
- ✓ İnfiltrasyon; yağışın yer yüzeyinden yeraltına doğru hareket ettiği, toprak suyunu yenilediği, akiferleri beslediği, ve kurak periyotlar boyunca akarsu akışlarını desteklediği bir süreçtir.
- ✓ İnfiltrasyonun hızı; bitki örtüsünün dağılımı ve türü, yüzeyin durumu, sıcaklık, yağışın şiddeti, toprağın fiziksel özellikleri ve su kalitesi gibi birçok faktöre bağlıdır.
- ✓ Belirli bir drenaj havzası içerisinde, zeminin infiltrasyon kapasitesi genellikle hem lokasyona hem de zamana bağlı olarak değişim göstermektedir. Alansal değişimler zemin türlerinin ve bitki örtüsünün farklılığından kaynaklanmaktadır.

Süzülme veya İnfiltrasyon Katsayısı

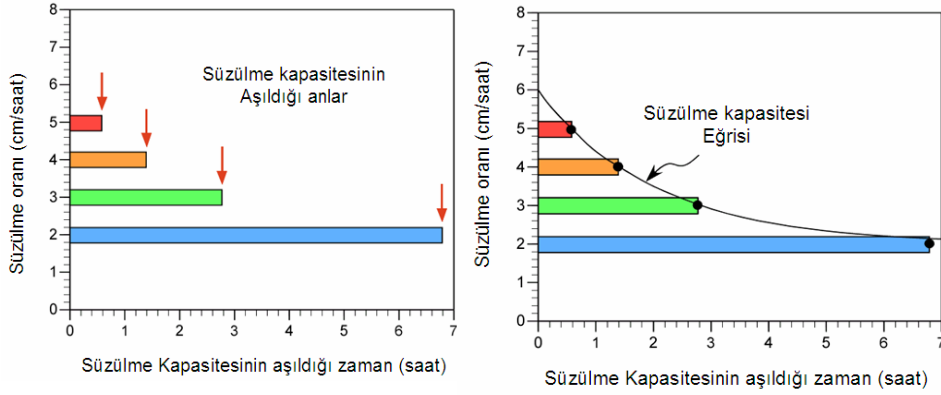
- Süzülmenin büyüklüğü belirli bir zaman aralığında infiltrasyona uğrayan suyun derinliğini (mm) temsil etmektedir.
- İnfiltrasyon oranı genellikle mm/dakika cinsinden ifade edilir.
- Bazen bir alanda meydana gelen infiltrasyonu tanımlama da infiltrasyonun yağışa olan oranı yani infiltrasyon katsayısı kullanılır.

$$\text{İnfiltrasyon katsayısı} = [\text{İnfiltrasyon (f)} / \text{Yağış (P)}] \times 100$$

Süzülme Kapasitesinin Belirlenmesi

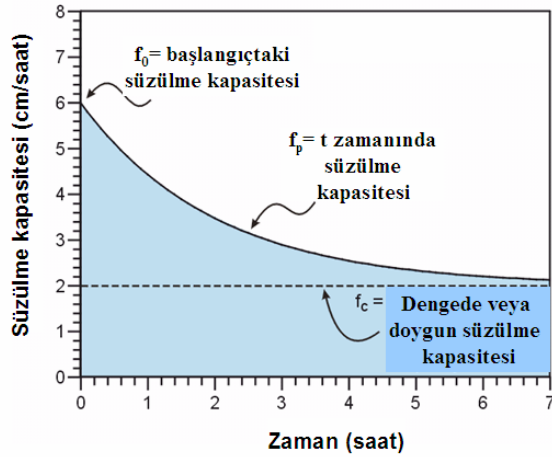


Süzülme Kapasitesinin Belirlenmesi



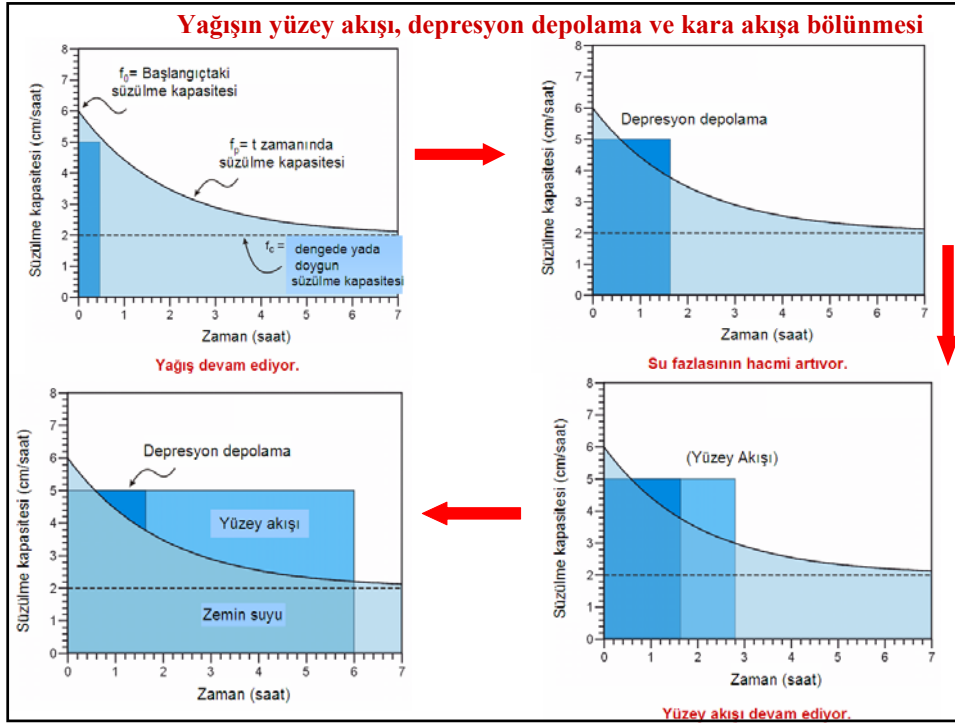
Süzülme Kapasitesi Modeli

Süzülme kapasitesi Üstel Modeli (Horton)



$$f_p = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt}$$

- f_p = Belirli bir t zamanında infiltrasyon kapasitesi (cm/saat)
- k = İnfiltrasyon kapasitesinin azalma oranını temsil eden bir sabit katsayı (saat⁻¹)
- f_c = Dengedeki infiltrasyon kapasitesi(cm/saat)
- f_0 =Başlangıçtaki infiltrasyon kapasitesi (cm/saat)
- t = İnfiltrasyonun başlangıcından itibaren geçen zaman (saat)



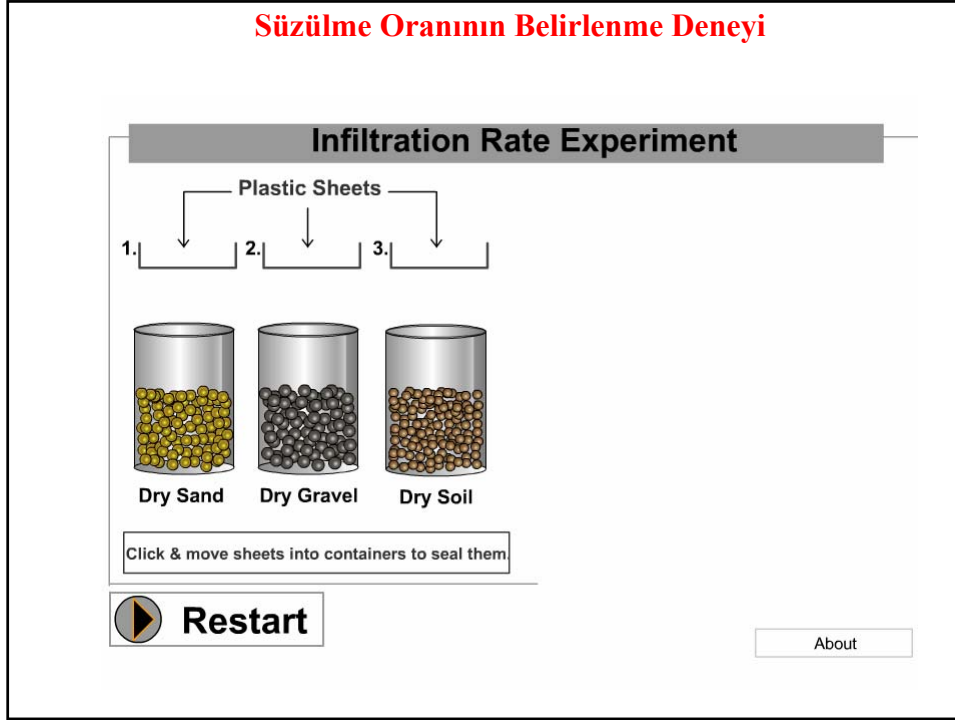
Süzülmenin Ölçüm Yöntemleri

- Toprağın infiltrasyon kapasitesini belirlemede yaygın olarak kullanılan metotlar **hidrograf analizi** ve **infiltrometre** çalışmalarıdır.
- İnfiltrometreler, yer yüzeyinin altına yerleştirilen halka veya silindirik kaplardır. Su üzerlerine uygulanır ve sabit derecede tutulur, İnfiltrasyon hızı ile ilgili gözlemler, su miktarının eklenme oranına bakılarak yapılır.
- Bu ölçümler sadece yapılan alan için doğru sonuçlar vermekle birlikte tüm alan için genelleme yapmakta kullanılmamalıdır.

Tension İnfiltrometre

Çift Halka İnfiltrometre

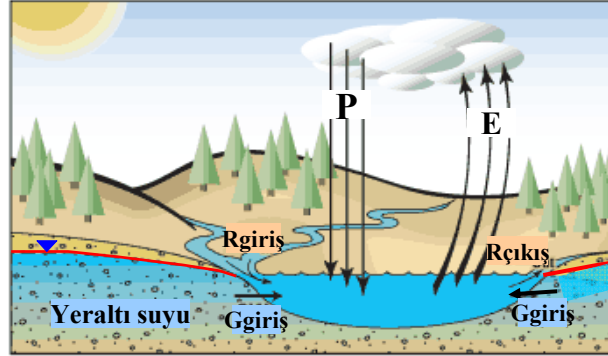
Süzülme Oranının Belirlenme Deneyi



GÖL UYGULAMA

Yaklaşık dikdörtgen bir kesit alanına göl'ün eni 4 km boyu ise 5 km'dir. Göle iki akarsudan gelen yıllık akış miktarı 100 milyon m^3 'tür. Gölden çıkan akarsuyun yıllık akışı da 144 milyon m^3 olarak ölçülmüştür. Göl alanına düşen yıllık toplam yağış 500 mm, gölden meydana gelen yıllık buharlaşma da 800 mm olarak ölçülmüştür. Bu verilere göre a) göle olan yeraltı suyu boşalımını b) drenaj alanında yıllık ortalama yağış 1200 mm olduğuna göre, 200 km^2 'lik bir alan kaplayan drenaj alanında, yıllık gerçek buharlaşma miktarını hesaplayınız.

GÖL UYGULAMA



$$P + R_{giriş} + G_{giriş} - E - R_{çıkış} = \Delta S \quad \text{Göl için hidrolojik denklem}$$

$\Delta S=0$ depoda değişim olmadığı kabul edilmiştir.

$$A=4000 \times 5000 = 2 \times 10^7 \text{ m}^2, \quad P=0.5 \text{ m} \times 2 \times 10^7 = 10 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yıl}$$

$$E=0.8 \text{ m} \times 2 \times 10^7 = 16 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yıl}$$

$$R_{giriş}=100 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yıl}, \quad R_{çıkış}=144 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yıl}$$

Yeraltı suyu boşalımı

$$G=E+R_{çıkış} - P - R_{giriş} = 16 \times 10^6 + 144 \times 10^6 - 100 \times 10^6 - 10 \times 10^6 = 50 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yıl}$$

GÖL UYGULAMA

Yeraltı suyu boşalımı, aynı zamanda drenaj alanında meydana gelen beslenmesidir.

$$\text{Drenaj Alanı} = 200 \times 10^6 \text{ m}^2, \quad P=1.2 \text{ m} \times 200 \times 10^6 = 240 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yıl}$$

$$R=100 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yıl}$$

Drenaj alanında meydana gelen buharlaşma,

$$E = P - R - G = 240 \times 10^6 - 100 \times 10^6 - 50 \times 10^6 = 90 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yıl}$$

$$\text{Buharlaşma derinliği (mm)} = 90 \times 10^6 / 200 \times 10^6 = 0,45 \text{ m/yıl} = 450 \text{ mm/yıl}$$

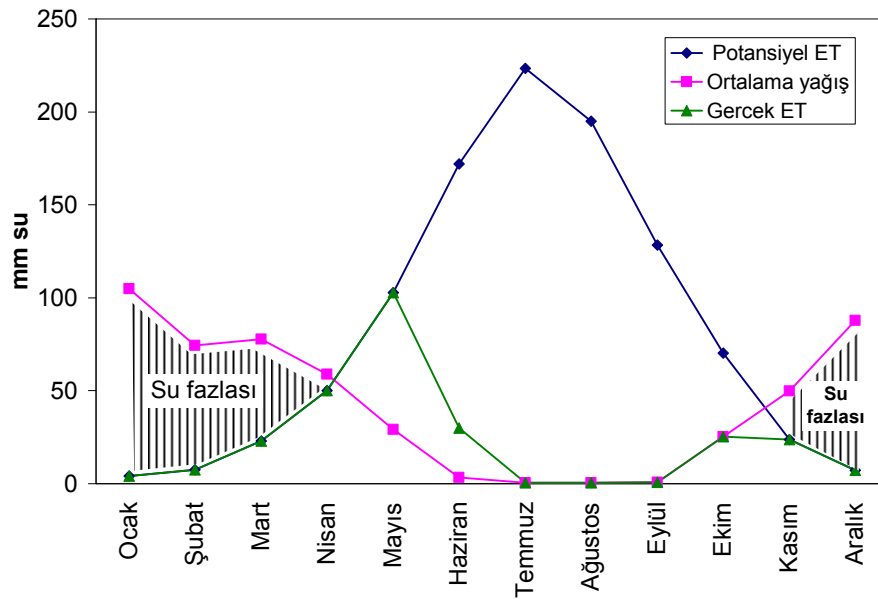
CEYLANPINAR OVASI SU BİLANÇOSU

VİRANŞEHİR İSTASYONU AYLIK ORTALAMA SICAKLIKLAR													
HABUR ÇAYI-CEYLANPINAR OVASINA DÜŞEN ORTALAMA YAĞIŞ, ENLEM DERECESİ=37,2													
CEYLANPINAR OVASI SU BİLANÇOSU													
	O	Ş	M	N	Ma	H	T	Ağ	Ey	Ek	K	A	Yıllık
Sıcaklık T(°C)	4.6	6.4	10.4	15.1	20.8	27.1	30.8	29.7	25.5	19.2	11.7	6.4	
Sıcaklık indisi (i)	0.88	1.45	3.03	5.33	8.66	12.92	15.68	14.84	11.78	7.67	3.62	1.45	87.32
Düzeltilmemiş PET (mm)	4.69	8.83	22.36	45.66	84.30	139.90	178.74	166.72	124.51	72.32	28.01	8.83	884.86
Gün ışığı enlem düzeltme kats., N _m	0.86	0.84	1.03	1.1	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	0.97	0.85	0.83	
Düzeltilmiş PET (mm)	4.03	7.41	23.03	50.22	102.84	172.07	223.43	195.06	128.25	70.15	23.81	7.33	1007.64
Ortalama yağış, P(mm)	104.8	74.5	77.8	59	29.3	3.4	0.6	0.4	0.8	25.2	49.8	87.7	513.3
İhtiyaç duyulan ilave su (mm)					73.54	168.67	222.83	194.66	127.45	44.95			
Bitkilere faydalı su yedeği (mm)	100	100	100	100	26.46	0	0	0	0	0	25.99	100	
Su noksanı (mm)						142.22	222.83	194.66	127.45	44.95			
Su fazlası (mm)	100.77	67.09	54.77	8.78								6.36	237.76
Gerçek ET (mm)	4.03	7.41	23.03	50.22	102.84	29.86	0.6	0.4	0.8	25.2	23.81	7.33	275.54
Gerçek yüzey akışı (mm)	18.9	14.2	17.5	11.8	6.9	1.2	0.4	0.4	0.5	2.1	3.1	4.3	81.3
													Süzülme (mm)
													156.46

Yıllık (%)	
Gerçek ET (mm)	53.68
Gerçek yüzey akışı (mm)	15.84
Süzülme (mm)	30.48

- Kireçtaşı akiferinin beslenme alanı=7607 km²
- Kaynaklardan olan yıllık boşalım=1218 x10⁶ m³
- Hesaplanan besleme alanı=1218x10⁶ m³/0,156m =7785km²
- Beslenme alanı tahmini yaklaşık %2 fazla

Ceylanpınar ovasına ait potansiyel ve gerçek evapotranspirasyon diyagramı



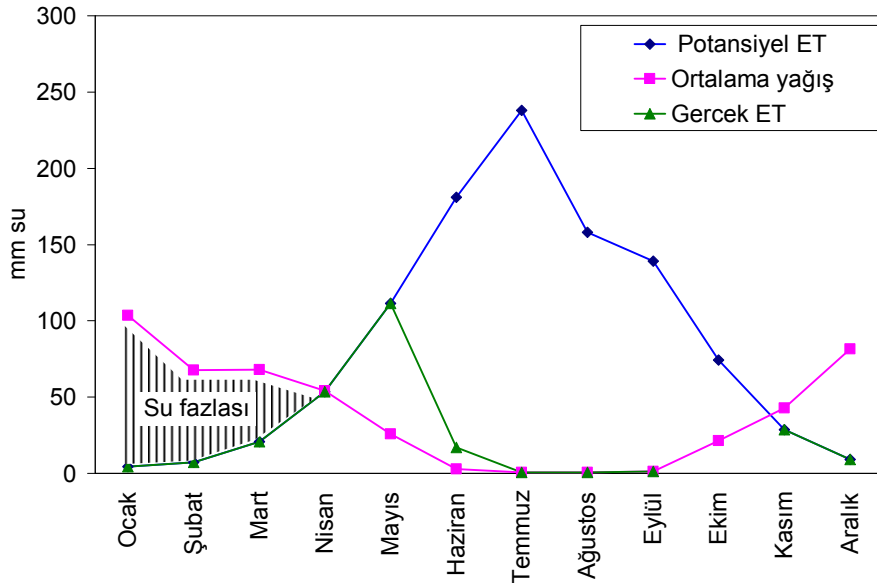
HARRAN OVASI SU BİLANÇOSU

URFA İSTASYONU AYLIK ORTALAMA SICAKLIKLAR													
URFA-HARRAN OVASINA DÜŞEN ORTALAMA YAĞIŞ, ENLEM DERECESİ=37,2													
HARRAN OVASI SU BİLANÇOSU													
	O	Ş	M	N	Ma	H	T	Ağ	Ey	Ek	K	A	Yıllık
Sıcaklık T(°C)	5.1	6.6	10.1	15.8	21.8	27.8	31.7	26.6	26.6	19.9	13.1	7.4	17.7083
Sıcaklık indisi (i)	1.03	1.52	2.90	5.71	9.29	13.43	16.38	12.56	12.56	8.10	4.30	1.81	89.59
Düzeltilmemiş PET (mm)	5.30	8.79	20.24	48.65	91.44	147.27	190.50	135.07	135.07	76.47	33.70	11.00	903.50
Gün ışığı enlem düzeltme kats. N _m	0.86	0.84	1.03	1.1	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	0.97	0.85	0.83	
Düzeltilmiş PET (mm)	4.5599	7.383	20.845	53.518	111.559	181.145	238.119	158.032	139.122	74.1795	28.641	9.129128	1026.23
Ortalama yağış, P(mm)	103.7	67.7	67.9	54.2	25.7	2.8	0.5	0.7	1.2	21.4	42.9	81.4	470.1
İhtiyaç duyulan ilave su (mm)					85.8588	178.345	237.619	157.332	137.922	52.7795			
Bitkilere faydalı su yedeği (mm)	100	100	100	100	14.1412	0	0	0	0	0	14.259	86.52995	
Su noksanı (mm)						164.204	237.619	157.332	137.922	52.7795			
Su fazlası (mm)	99.14	60.317	47.055	0.6824									207.195
Gerçek ET (mm)	4.5599	7.383	20.845	53.518	111.559	16.9412	0.7	0.7	1.2		28.641	9.129128	255.175
Gerçek yüzey akışı (mm)	3.96	5.98	8.64	7.86	5.88	2.47	0.82	0.51	0.59	1.39	2.17	2.99	43.26
													Süzülme (mm)
													163.935

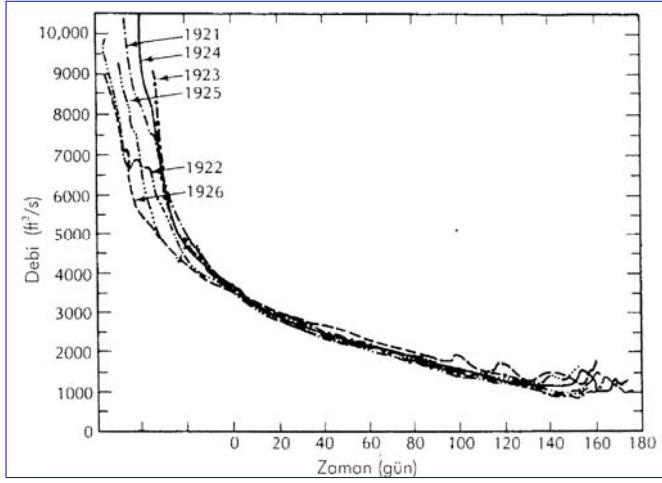
- Kireçtaşının yayılım alanı=4239 km²
- Kireçtaşlarını örten killi seviyenin yayılım alanı=1312 km²
- Tahmini besleme 4239-1312 =2927 km²
- Akiferin potansiyel beslenme hacmi=2927*10⁶m²*0,163=477 milyon m³/yıl

	Yıllık (%)
Gerçek ET (mm)	55.19
Gerçek yüzey akışı (mm)	9.36
Süzülme (mm)	35.46

Harran Ovasına ait potansiyel ve gerçek evapotranspirasyon diyagramı

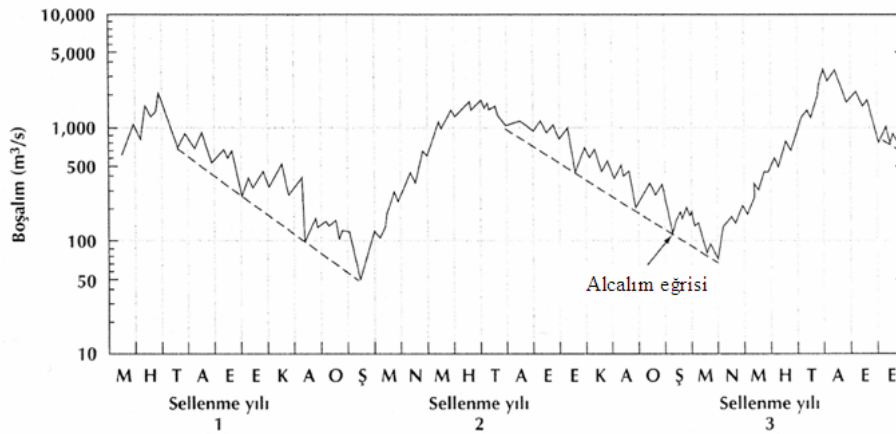


Akarsu hidrografından havzanın boşalım katsayısını hesaplayalım.



$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t}$$
$$\alpha = \frac{\left(\frac{\ln Q}{Q_0}\right)}{t} = \frac{\left(\frac{\ln 1500}{3500}\right)}{100} = 8,47 \times 10^{-3} \text{ gun}^{-1}$$

Meyboom Yöntemi ile Yeraltı suyu Besleniminin Hesaplanması



Uygulama 1. sellenme yılının kurak dönem sellenmesinin sonu ile 2. sellenme yılının kurak dönem sellenmesinin başlangıcı arasında gerçekleşen yeraltı suyu beslenmesinin miktarını hesaplayınız.

UYGULAMA

Birinci azalım için $Q_0 = 760 \text{ m}^3$ ve azalmanın $0,1Q_0$ 'a erişmesi için 6,3 ay gereklidir.

$$V_{tp} = Q_0 t_1 / 2,3026$$

$$= 760(1,633 \times 10^7) / 2,3026 \quad (6,3 \text{ ay} = 6,3 \times 30 \times 86400 = 1,633 \times 10^7 \text{ saniye})$$

$$= 5,4 \times 10^9 \text{ m}^3$$

7,5 ay süren azalmanın sonundaki V_t değeri,

$$V_t = V_{tp} / 10^{(t/t_1)} = 5,4 \times 10^9 / 10^{(7,5/6,3)} = 3,5 \times 10^8 \text{ m}^3$$

Gelecek yılın azalımı için Q_0 'ın değeri 1000 m^3 ve t_1 yine 6,3 aydır. Bu nedenle,

$$V_{tp} = 1000 (1,633 \times 10^7) / 2,3026$$

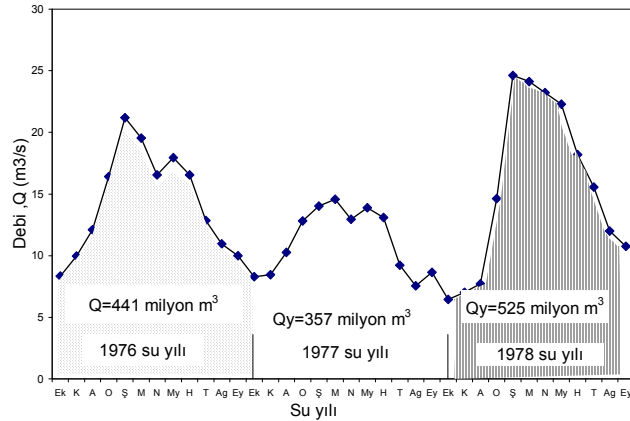
$$= 7,1 \times 10^9 \text{ m}^3$$

$$\text{Beslenme} = 7,1 \times 10^9 \text{ m}^3 - 3,5 \times 10^8 \text{ m}^3 = 6,8 \times 10^9 \text{ m}^3$$

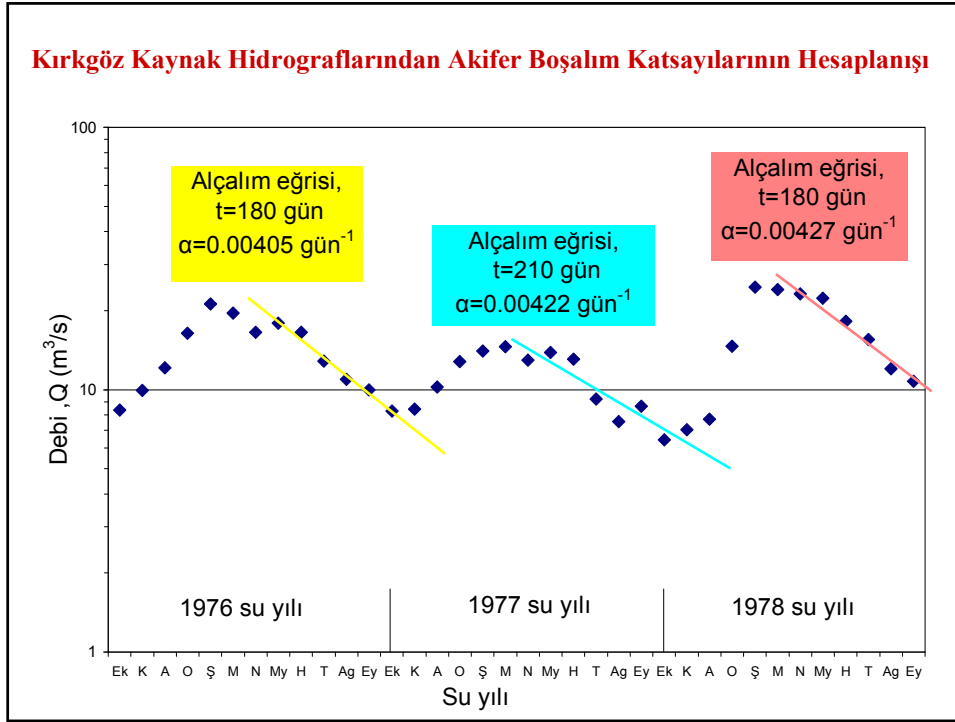
Kaynak Suyu Hidrograflarından Akifer Beslenimlerinin Hesaplanması

Antalya ili yakınlarında bulunan Kırkgöz karstik kaynağı üzerinde 1976-1978 yılları arasında yapılan aylık ortalama debi ölçümleri aşağıda verilmiştir. Bu verileri kullanarak ilgili su yılları içinde meydana gelen akifer boşalım ve beslenme hacimlerini ve karstik akiferin boşalım katsayısını hesaplayalım.

Su yılı	Ek	K	A	O	Ş	M	N	My	H	T	Ag	Ey
1976	8,35	9,951	12,1	16,4	21,2	19,55	16,564	17,946	16,546	12,854	10,94	9,987
1977	8,276	8,441	10,256	12,81	14,02	14,57	12,96	13,887	13,088	9,213	7,545	8,643
1978	6,437	7,03	7,721	14,641	24,618	24,12	23,213	22,294	18,203	15,554	11,987	10,758



Kırkgöz Kaynak Hidrograflarından Akifer Boşalım Katsayılarının Hesaplanması



Kırkgöz kaynağında ilgili su yıllarına ait boşalım katsayıları ve alçalım eğrisi bilgileri.

Su yılı	$\Delta t(\text{gün})$	$Q_0(\text{m}^3/\text{s})$	$Q_n(\text{m}^3/\text{s})$	$\alpha(\text{gün}^{-1})$
1976	180	23,2	11,2	0,00405
1977	210	16,5	6,8	0,00422
1978	180	24,4	11,3	0,00427
		ortalama α (gün⁻¹)		0,00418

$$V = \frac{86400Q}{\alpha}$$

Kırkgöz kaynağının 1976-1978 yıllarına ait bilançosu

Su yılı	Dinamik depo		Dinamik depo değişimi	Boşalım	Beslenim
	V_0 (milyon m ³)	V_n (milyon m ³)	ΔV (milyon m ³)	Q (milyon m ³)	G (milyon m ³)
1976	178,1	176,6	-1,5	441	439,5
1977	176,6	137,3	-39,3	357	317,7
1978	137,3	216,9	79,6	525	604,6

Kaynağın ortalama debisi(1976-1978) = $(441+357+525)/3 = 441$ milyon m³/yıl
 $Q = 441 \times 10^6 \text{ m}^3 / 31,5 \times 10^6 \text{ sn} = 14 \text{ m}^3/\text{sn}$

YARARLANILAN KAYNAKLAR

- Acar, O., Yolcu, G., Özden, N., Taysun, K.Ş., 2005. Balıkesir-Bigadiç Kocadere Havzası Yağış ve Akımlarının Araştırılması. Proje No: 87110D01.
- Bedient, P.B., Huber, W.C., 2002. Hydrology and floodplain Analysis. Third Edition. Prentice Hall.
- Chow, V.T., Maidment, D.R, Mays, L.W., 1988. Applied Hydrology. McGraw Hill
- Fetter, C.W.. 2001. Uygulamalı Hidrojeoloji (Çeviren Mustafa Afşimli &Kamil Kayabali), Fourth edition, Prentice Hall.
- Freeze, R.A., Cherry, J.A., Groundwater, 1979, Prentice Hall.
- Korkmaz, N.Ö., 1990. The estimation of groundwater recharge from spring hydrographs. Hydrological Sciences, 35(2).
- Maidment, D.R.,1993. Handbook of hydrology. McGraw Hill.
- Montgomery, C.W., 1996. Environmental Geology. 7TH Edition.
- Uygulamalı Hidrojeoloji Semineri,2005 JMO Ankara.
- Viessman, W., Lewis, G.L., Introduction to Hydrology, 2003, Fifth edition, Prentice Hall.

Gözenekli Ortamların Genel Özellikleri



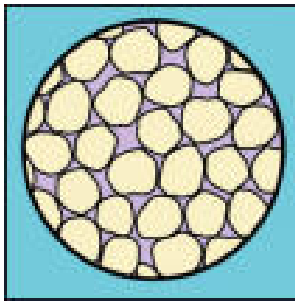
Gözenekli Ortamlar

- En genel anlamda içinde boşluklar bulunduran bütün katılar gözenekli bir ortam oluştururlar. Bununla birlikte, örneğin içi boş bir kutu veya kazan gözenekli bir ortam olarak tanımlanamaz. Buna göre, birbirleriyle çeşitli oranlarda bağlantıları olan, katı madde içerisinde düzenli veya düzensiz bir dağılım gösteren boşlukları olan katılar gözenekli ortam olarak tanımlanabilirler.

Gözeneklilik Türleri

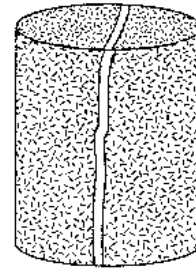
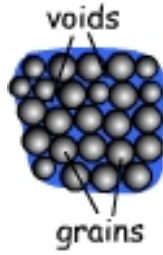
- **Birincil Gözeneklilik:** Oluşum (çökelme-kristallenme) sırasında oluşan gözeneklilik. Buna tane boyu ve tane dağılımı etki eder.
- **İkincil Gözeneklilik:** Oluşumdan sonra diyajenez sonrasında, özellikle tektonik etkiler sonucunda kazanılan gözeneklilik türüdür. Kırık-çatlak ve/veya doğal suların etkisiyle kimyasal çözünme sonucunda kazanılan gözeneklilik, ikincil gözeneklilik olarak adlandırılır.
- Sedimanter kayaçlar ve pekişmemiş çökeller genellikle yüksek gözenekliliğe sahiptirler. Magmatik ve metamorfik kayaçlar ise genellikle düşük birincil gözeneklilik ve bazen önemli sayılabilecek ikincil gözenekliliğe sahiptirler.
- Tanelerin yuvarlaklığı gözenekliliğe etki eden bir diğer faktördür. Yuvarlaklık arttıkça gözeneklilik küçülür.
- Sıkışma da gözenekliliği düşüren bir süreçtir. Litolojik birimler üzerlerine gelen örtü birimlerin altında sıkışarak boşluklarının bir kısmını kaybederler.

Gözeneklilik (Porozite)



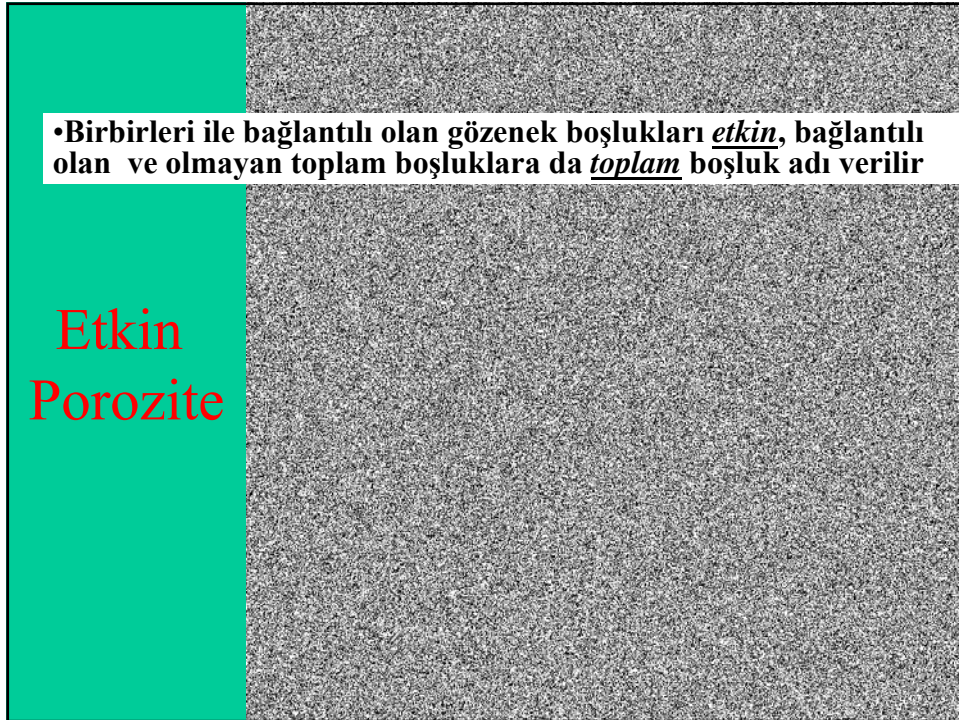
Birincil gözeneklilik

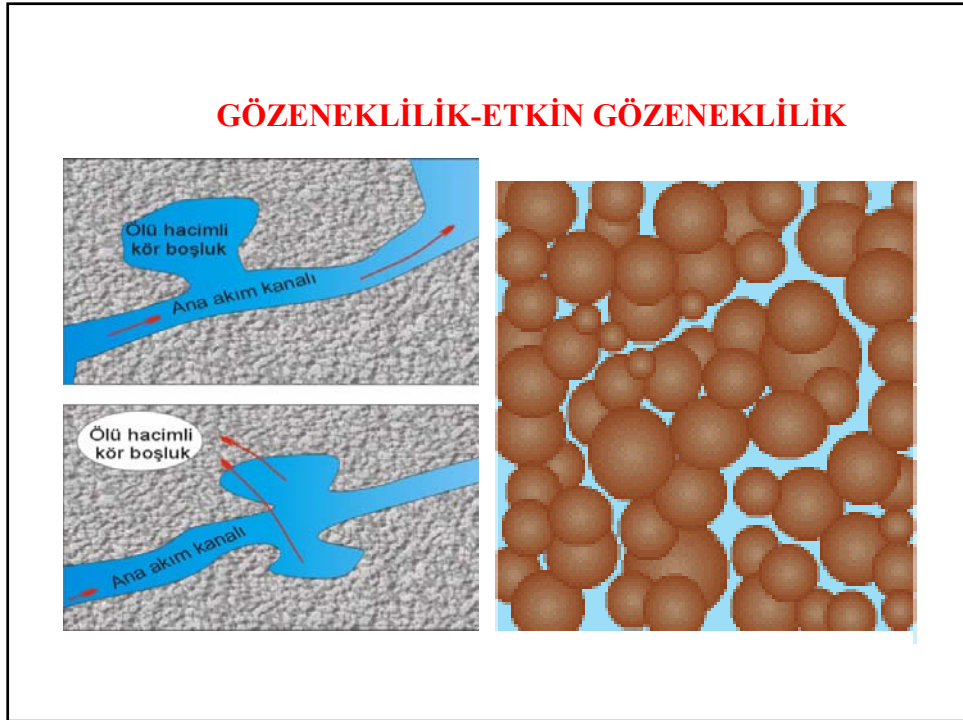
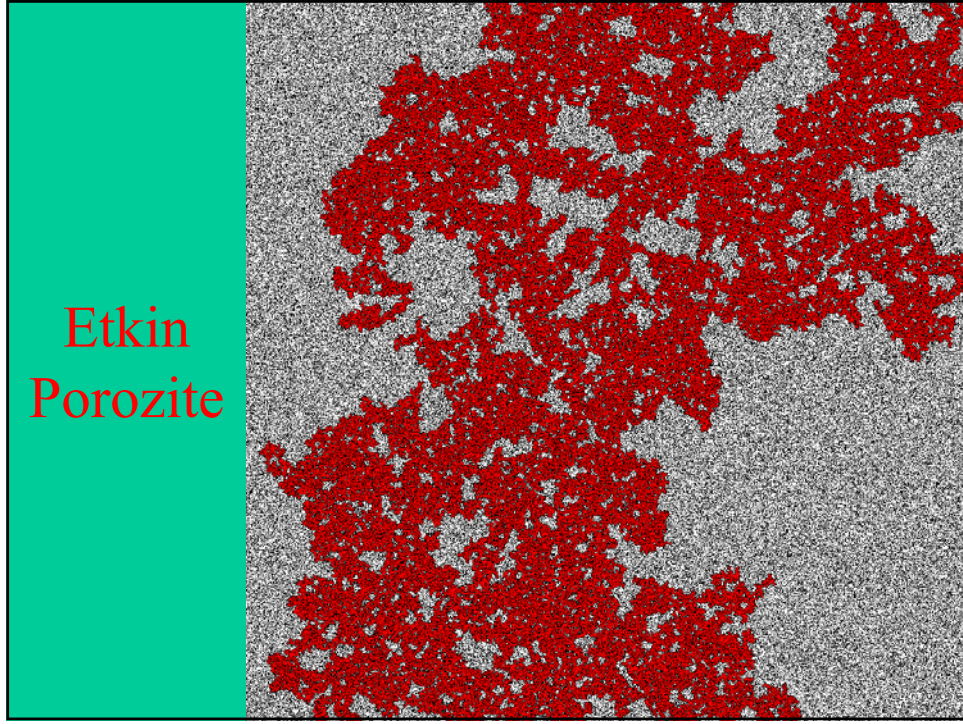
**Çökeller
Sedimanter Kayaçlar**



İkincil gözeneklilik

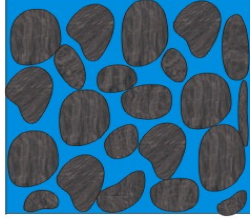
**Mağmatik kayaçlar
Metamorfik kayaçlar**



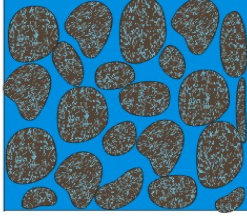


GÖZENKLİLİK TÜRLERİ

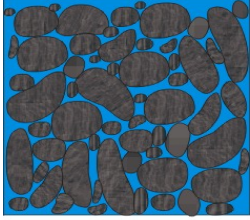
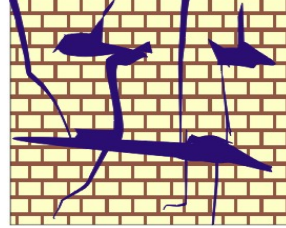
İyi Boylanmış-Yüksek Gözeneklilik



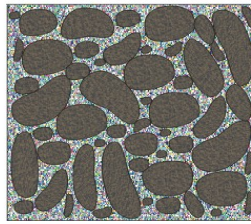
İyi Boylanmış-Gözenekli Taneler Yüksek Gözeneklilik



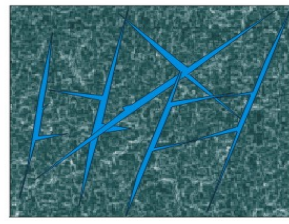
Çözünme-Karstik/İkincil Gözeneklilik



Kötü Boylanmış-Düşük Gözeneklilik



Kötü Boylanmış-İkincil Mineral Çökelimi Çok Düşük Gözeneklilik

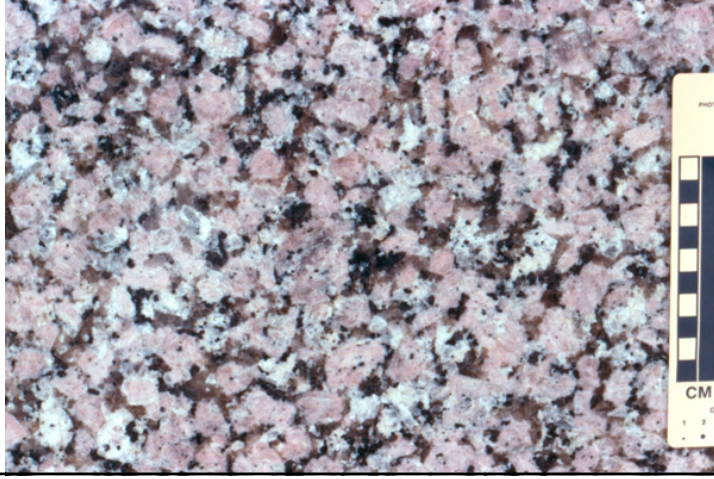


Kırık-Çatlak/İkincil Gözeneklilik

- Konglomere
- Yüksek porozite, yüksek geçirgenlik



- Granit
- Düşük porizite, düşük geçirgenlik



- yüksek porozite ve düşük geçirgenlik



- Düşük porozite ve yüksek geçirgenlik



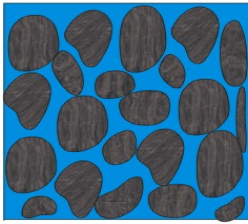
Karbondlı kayalarda görülen erime boşlukları, mağaralar yüksek porozite ve geçirgenlik



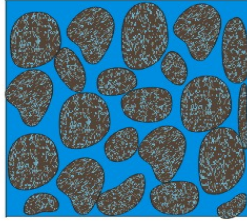
Gözeneklilik

- Taneli kayalarda porozite tane çapı dağılımına, tane şekline, tane dizilimine, çimentolu ise çimentolanma, sıkışma (kompaksiyon) ve çatlaklılık derecesine göre değişir. Tanelerin hepsi aynı çapta ise tane çapından bağımsız olarak porozite en yüksektir, değişik çaplarda malzeme bir arada bulunuyorsa, porozite en düşük olarak gözlenir.

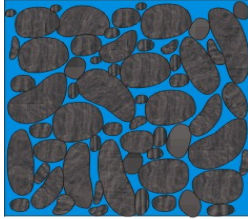
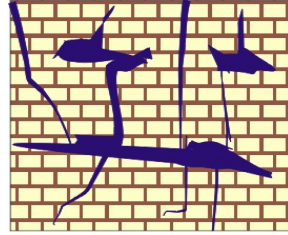
İyi Boylanmış-Yüksek Gözeneklilik



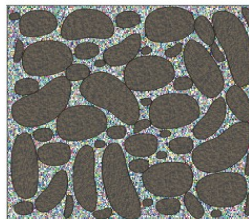
İyi Boylanmış-Gözenekli Taneler Yüksek Gözeneklilik



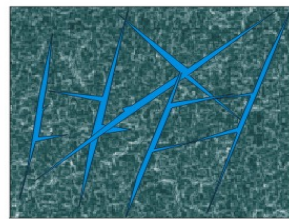
Çözünme-Karstik/İkincil Gözeneklilik



Kötü Boylanmış-Düşük Gözeneklilik

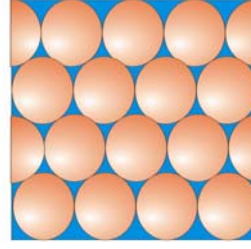
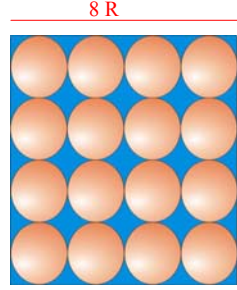


Kötü Boylanmış-İkincil Mineral Çökelimi Çok Düşük Gözeneklilik



Kırık-Çatlak/İkincil Gözeneklilik

Gözeneklilik ve Tane Boyu-Tane Dizilimi İlişkisi



Küre İçin
Yarıçap=R
Hacim = $4/3\pi R^3$

$$\text{Toplam Hacim} = 512R^3$$

$$\text{Katı Tanecik Hacmi} = 64 \cdot 4\pi/3 \cdot R^3$$

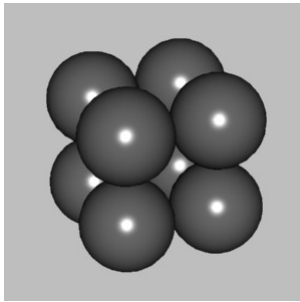
$$\text{Boşluk Hacmi} = \text{Toplam Hacim} - \text{Katı Tanecik Hacmi}$$
$$512R^3 - 64 \cdot 4\pi/3 R^3 = 64R^3 (8 - 4\pi/3)$$

$$\text{Gözeneklilik} = \frac{64R^3 (8 - 4\pi/3)}{512R^3}$$
$$= \frac{1}{8} (8 - 4\pi/3) = (1 - 4\pi/24)$$

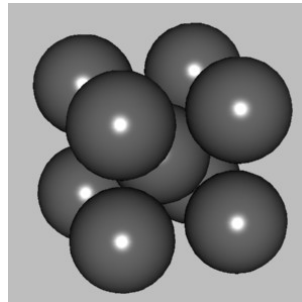
Basit kübik dizilim
 $n = 1 - \pi/6 = 0,48$

Rhombohedral dizilim
 $n = 1 - (\sqrt{2}/6) \pi = 0,26$

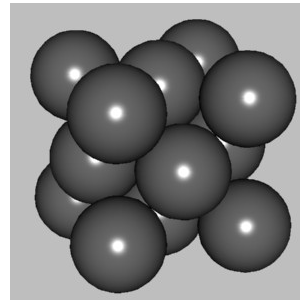
Kübik Paketlenme ve Porozite



Basit Kübik
 $n = 0.48$



Kütle merkezli kübik
 $n = 0.26$



Yüzey merkezli kübik
 $n = 0.26$

Gözeneklilik

- Pekişmiş (kaya) ve pekişmemiş çökellerin temel özelliklerini; suyu depolama (tutma) ve iletme (geçirme) özelliklerini belirler.
- Bu özelliklerin başında çökellerin içerdiği boşlukların bir ölçüsü olan gözenekliliktir.
- Gözeneklilik, n ile gösterilen boyutsuz bir büyüklüktür. Malzemenin içerdiği boşluk hacminin, malzemenin toplam hacmine oranı olarak tanımlanır.
- Boşluklu malzemenin doygun durumda ne kadar su içerebileceğini gösterir.

GÖZENEKLİ ORTAMIN GENEL ÖZELLİKLERİ

1- Gözeneklilik(porozite): Boşluk Hacminin Toplam Hacime Oranı

$$n = \frac{V_v}{V_T} \quad \text{Kesir} \quad n = 100 \times \frac{V_v}{V_T} \quad \text{Yüzde}$$

2- Boşluk Oranı: Boşluk Hacminin Katı Hacime Oranı

$$e = \frac{V_v}{V_s} \quad e = \frac{V_v}{V_T - V_v} \quad e = \frac{V_v / V_T}{\frac{V_T - V_v}{V_T}} \quad e = \frac{n}{1 - n}$$

Doğal Malzemelerin Gözeneklilikleri

- Kum & Çakıl - % 20 -% 50
- Till - % 10 -% 20
- Silt - % 35 -% 50
- Kil - % 33 -% 60
- Kırıntılı sedimanlar - % 3 -% 30 tipik olarak
- Kireçtaşı - < % 1 -% 30
- Bazalt - % 1 -% 12
- Tüf - % 14 -% 40
- Pomza - % 87'e kadar
- Kırıklı kristalen kayaç - %1 -%5

Copyright © McGraw-Hill Companies, Inc. Permission required for reproduction or display.

Table 11.1 Porosity and Permeability of Sediments and Rocks

Sediment	Porosity (%)	Permeability
Gravel	25 to 40	excellent
Sand (clean)	30 to 50	good to excellent
Silt	35 to 50	moderate
Clay	35 to 80	poor
Glacial till	10 to 20	poor to moderate
Rock		
Conglomerate	10 to 30	moderate to excellent
Sandstone		
Well-sorted, little cement	20 to 30	good to very good
Average	10 to 20	moderate to good
Poorly sorted, well-cemented	0 to 10	poor to moderate
Shale	0 to 30	very poor to poor
Limestone, dolomite	0 to 20	poor to good
Cavernous limestone	up to 50	excellent
Crystalline rock		
Unfractured	0 to 5	very poor
Fractured	5 to 10	poor
Volcanic rocks	0 to 50	poor to excellent

Gözenekliliğin belirlenmesinde kullanılan çeşitli yöntemlerden bazıları

- **Doğrudan Yöntem:** Bu yöntemde gözenekli malzemeden alınan örneğin toplam hacmi belirlenir. Daha sonra örnek öğütülerek toz haline gelen katı kısmın hacmi elde edilir. Buradan gözeneklilik hesaplanır.
- **Emdirme Yöntemi:** Islatan bir akışkan (örneğin su) içine tamamen doldurulan örnek, üzerine vakum uygulanarak gözeneklerin akışkanı tamamen emmesi sağlanır. Örnek, emdirme öncesi ve sonrasında tartılır. Ağırlık farkı, akışkanın yoğunluğu da dikkate alınarak etkin boşluk hacmi cinsinden hesaplanabilir. Buradan giderek gözeneklilik doğrudan elde edilebilir.
- **Yoğunluk Yöntemi:** Bu yöntem, örneğin kuru birim hacim ağırlığı (ρ_d) ile dane birim hacim ağırlığının (ρ_s) belirlenmesine dayanır.

Gözenekli Ortamın Özellikleri



- Dane birim hacim ağırlık $\rho_s = \frac{M_s}{V_s}$
- Kuru birim hacim ağırlık $\rho_b = \frac{M_s}{V_s + V_w + V_a}$
- Porozite $n = \frac{V_w + V_a}{V_s + V_w + V_a} = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s}$
- Boşluk oranı $e = \frac{V_w + V_a}{V_s} = \frac{n}{1 - n}$
- Su muhtevası (gravimetrik) $\theta_m = \frac{M_w}{M_s}$
- Su muhtevası (Hacimsel) $\theta_v = \frac{V_w}{V_s + V_w + V_a} = \theta_m \frac{\rho_b}{\rho_w}$
- Doygunluk Derecesi $S = \frac{V_w}{V_a + V_w} = \frac{\theta_v}{n}$

- M_T : Toplam ağırlık
- M_a : Havanın ağırlığı
- M_s : Katı kısmın ağırlığı
- M_w : Suyun ağırlığı
- V_T : Toplam hacim
- V_a : Havanın hacmi
- V_s : Katı kısmın hacmi
- V_w : Suyun hacmi
- ρ_b : Kuru birim hacim ağırlık
- ρ_a : Havanın yoğunluğu
- ρ_s : Dane birim hacim ağırlık
- ρ_w : Suyun yoğunluğu

BİRİM HACİMDE AKIŞKAN-KATI DAĞILIMI ve GÖZENEKLİLİK

M_a/ρ_a

M_w/ρ_w

M_s/ρ_s

$$n = \frac{V_v}{V_T}$$

$$M_T = \rho_s \cdot V_s = \rho_b \cdot V_T$$

$$V_T = M_T / \rho_b = M_s / \rho_b$$

$$n = 1 - \left(\frac{V_s}{V_T} \right) = 1 - \frac{M_s / \rho_s}{M_T / \rho_b} = 1 - \frac{M_s / \rho_s}{M_s / \rho_b} = 1 - \frac{1 / \rho_s}{1 / \rho_b} = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s}$$

YOGUNLUĞUN ÖLÇÜLMESİ

Click the hand to push the block

Drop item here

scale
0 lbs

Restart

Volume of immersed object in ounces

0

Density (pounds per cubic foot)

0

choose an item

About

Arazide zeminlerin doğal birim hacim ağırlığının tayini



H-4245



H-4246



H-4248

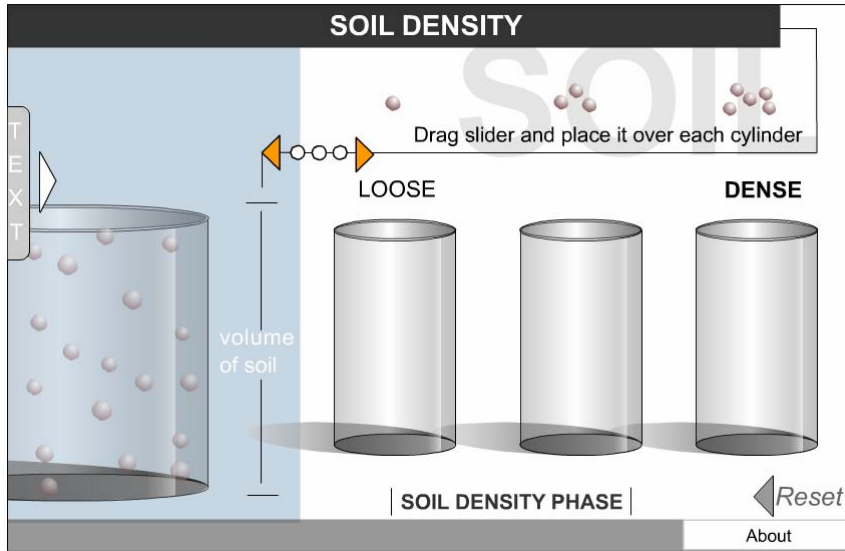
Kum Konisi(Sand Cone)



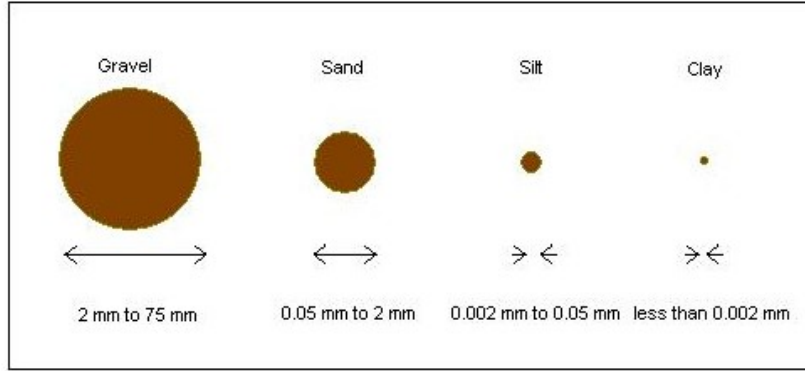
H-421

Örselenmemiş numune alma aparatı (Density drive sampler)

Toprağın Yoğunluğu



Tane boyu sınıflaması



Sedimanların Tane Boyu Sınır Değerleri

Limiting particle diameter (mm)	(ϕ units)	Size	Class
2048	-11	V. Large	Boulders
1024	-10	Large	
512	-9	Medium	
256	-8	Small	Cobbles
128	-7	Large	
64	-6	Small	Pebbles
32	-5	V. Coarse	
16	-4	Coarse	
8	-3	Medium	
4	-2	Fine	
2	-1	V. Fine	Sand
1	0	(Microns μ) V. Coarse	
1/2	+1	500 Coarse	
1/4	+2	250 Medium	
1/8	+3	125 Fine	
1/16	+4	62 V. Fine	Silt
1/32	+5	31 V. Coarse	
1/64	+6	16 Coarse	
1/128	+7	8 Medium	
1/256	+8	4 Fine	
1/512	+9	2 V. Fine	Clay

Mühendislik Tane Çapı Sınıflaması

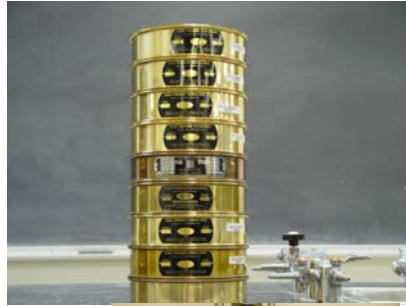
Table 3.2 Engineering Grain-Size Classification

Name	Size range (mm)	Example
Boulder	>305	Basketball
Cobbles	76-305	Grapefruit
Coarse gravel	19-76	Lemon
Fine gravel	4.75-19	Pea
Coarse sand	2-4.75	Water softener salt
Medium sand	0.42-2	Table salt
Fine sand	0.075-0.42	Powdered sugar
Fines	<0.075	Talcum powder

Zeminlerin tane boyutu ve dağılımını belirlenmesi

- Elek Analizi; İri daneli zeminler için (kum, çakıl)
- Hidrometre deneyi; ince daneli zeminler için (silt ve kil)

ELEKLER



Elek Analizi

Sieve Analysis Particle Size of Coarse Grained Soils

Introduction Review Apparatus Run Test

Application Instructions

Learning Outcomes:

When you complete this virtual test, you should be able to:





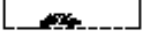


1. Conduct a real grain size or sieve test.
2. Calculate the percentage of different size particles in a soil mass.
3. Show your results in a graphical form.
4. Extract soil parameters such as:

[D₅₀](#) [D₁₀](#) [D₃₀](#) [D₆₀](#) [C_u](#) [C_c](#)

Click the right arrow to continue.

A 3D rendered image of a sieve analysis apparatus, showing a stack of sieves mounted on a mechanical shaker.

Elek Analizi

ASTM	mm		Elek üstünde kalan ağırlık		
			(gram)	%	Eklenik %
10	2.00		140.8	28.2	28.2
20	0.85		313.9	62.8	91.0
40	0.42		15.2	3.0	94.0
60	0.25		20.5	4.1	98.1
100	0.15		8.5	1.7	99.8
			1.1	0.2	100.0

Standart Elek Çapı Boyutları ve elek analizi için gerekli Minimum örnek miktarı

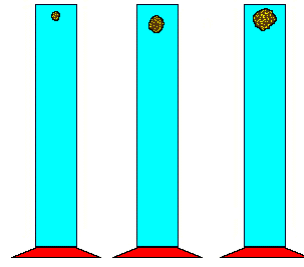
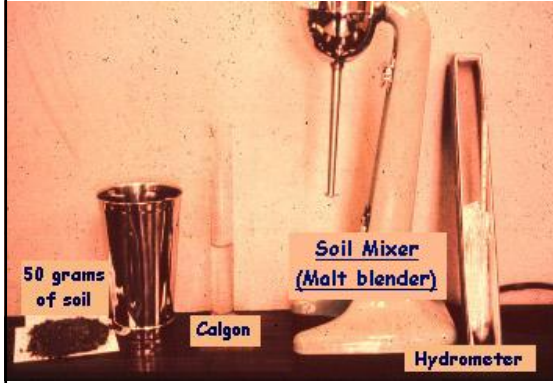
Sieve Number	Opening Size (mm)
4	4.750
6	3.350
8	2.360
12	1.680
16	1.180
20	0.850
30	0.600
40	0.425
50	0.300
60	0.250
80	0.180
100	0.150
140	0.106
200	0.075
270	0.053

Table 2 – Minimum sample size

Maximum Particle Size	Minimum Sample Mass (g)
7.5 cm	6000
5 cm	4000
2.5 cm	2000
1 cm	1000
Finer than No. 4 sieve	200
Finer than No. 10 sieve	100

Hidrometre Deneyi

- Silt ve kil boyutundaki malzemenin zemindeki oranını belirlemede uygulanır.
- Stoke Kanunu prensibine dayanarak ince daneli malzemenin topraktaki oranı belirlenir.



HİDROMETRE DENEYİ

Hydrometer Analysis

Determining Grain Size Distribution of Fine Grained Soils

About



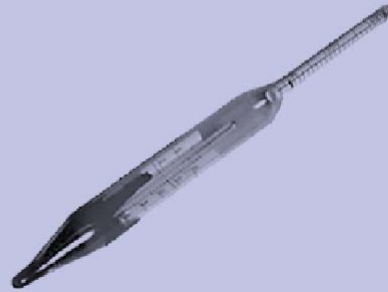
Introduction Review Pre-Test Apparatus Calibration Run Test Quiz Report Score: 0 / 0

1 1 Help

Application Introduction:

Learning Outcomes:

- Conducting Lorem ipsum dolor sit
- Calculating Lorem ipsum dolor sit
- Present Lorem ipsum dolor sit
- Interpreting Lorem ipsum dolor sit:



Click the right arrow to continue.

Sieve Analysis Sample Data

Analyst Name: _____ Date: _____ Test No.: _____

Project Information:

Project Name: _____
Project Location: _____
Boring No: _____ Sample No: _____ Depth: _____
Notes: _____

Sample Description:

Source: _____ Condition: _____
Vis. Class. & USCS Symbol: _____
Color: _____ Grain Shape: _____
G.S.D.: _____ Mineral Comp: _____

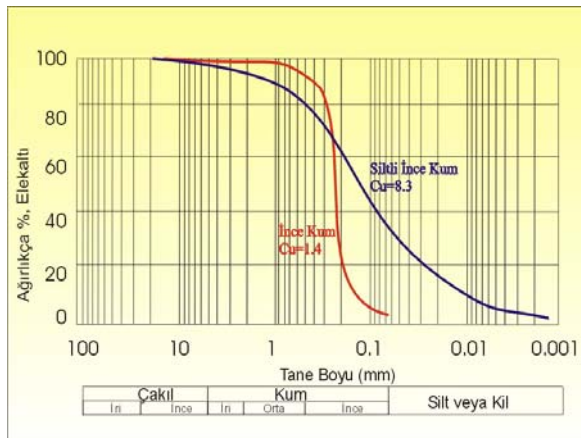
Oven dry weight of sample: 500 g

Sieve No.	Sieve Opening (mm)	Wt. Retained (g)	Percent Retained	Cumulative % Retained	Percent Finer
4	4.75	0	0	0	100
10	2.0	40.2	8.04	8.04	91.96
20	.850	84.6	16.92	24.96	75.04
40	.425	90.2	18.04	43.00	57.00
60	.250	106.4	21.28	64.28	35.72
140	.106	108.8	21.76	86.04	13.96
200	.075	59.4	11.88	97.92	2.08
pan	----	8.7			

$\Sigma = 498.3 = W1$

Soil Loss: 0.34

PEKİŞMEMİŞ MALZEMELERDE TANE BOYU DAĞILIM EĞRİSİ



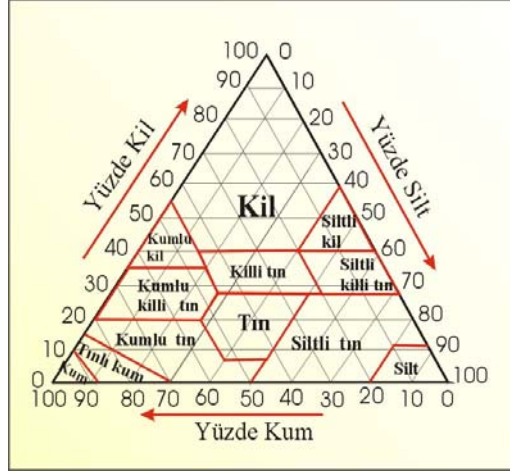
Uniformluluk Katsayısı (Cu)

$$Cu = d_{60} / d_{10}$$

Cu < 4 iyi boylanmış
Cu > 6 kötü boylanmış

d_{10} =etkin tane çapı: tane boyu dağılım eğrisi üzerinde %10'a karşılık gelen tane çapıdır.

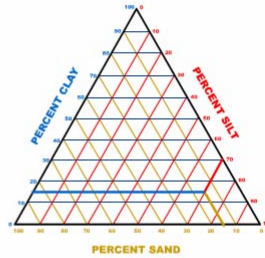
Pekişmemiş Malzemelerde Tane Boyuna Göre Adlandırma



Toprak Tekstürü

Soil Texture

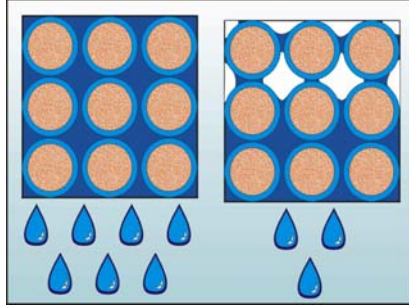
This animation shows what kind of soils are created from different silt, sand, and clay content levels.



Start Animation

This courseware component is brought to you by the Soil Science Department and is freely available for use under our: [OpenContent](#) and [OpenPublication License](#). Questions should be directed to webmaster@www.soil.ncsu.edu

Etkin Gözeneklilik-Özgül Verim



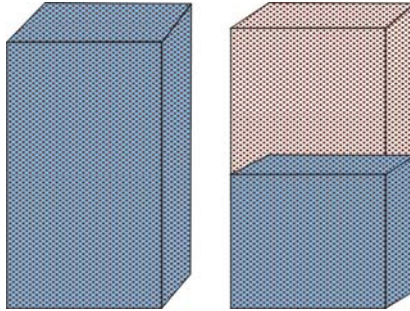
Özgül Verim

$$S_y = V_w / V_T$$

S_y = özgül verim

V_w = yerçekimi etkisi ile alınabilen su hacmi [L^3]

V_T = toplam hacim [L^3]



Özgül Tutum

$$S_r = V_r / V_T$$

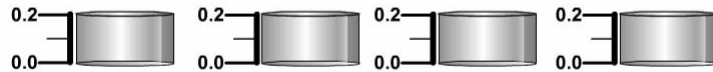
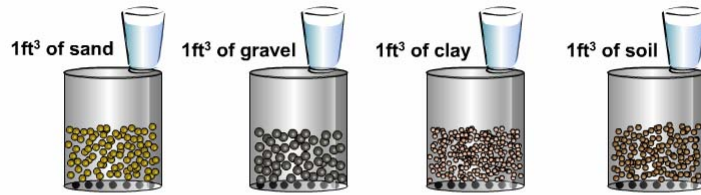
S_r = özgül tutma

V_r = kılcal kuvvetlerle gözeneklerde tutulan su hacmi [L^3]

V_T = toplam hacim [L^3]

Özgül Verim Denevi

Specific Yield Experiment

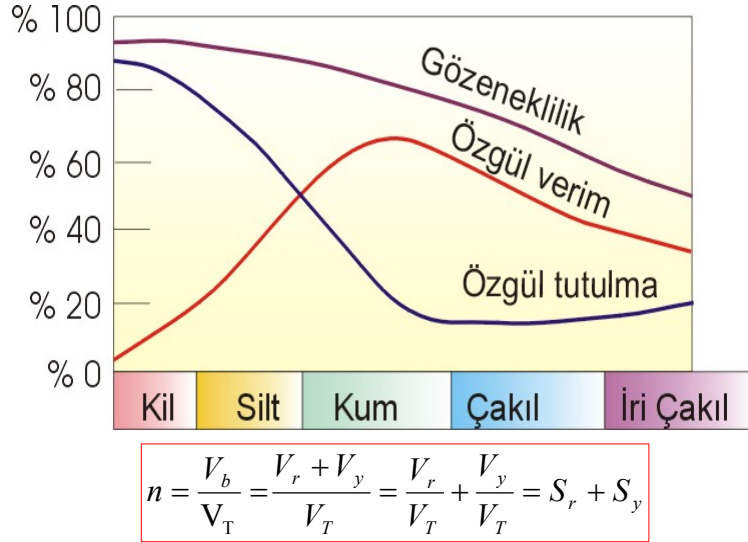


 **Restart**

Click anywhere to fill containers.

About

**Gözeneklilik-Özgül Verim-Özgül Tutulma
Tane Boyu İlişkisi**

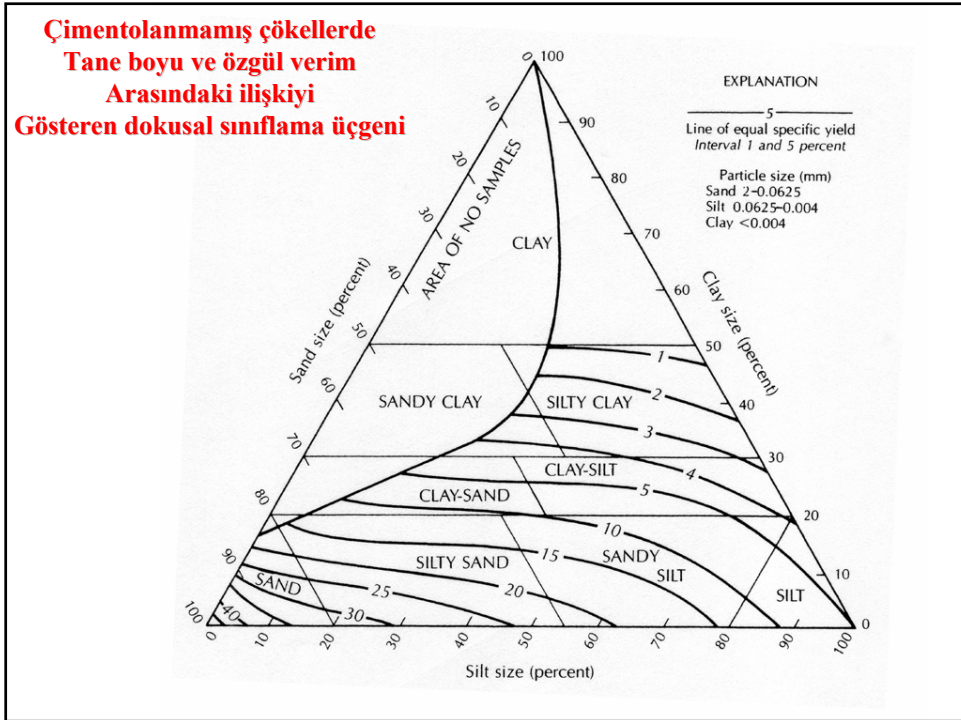
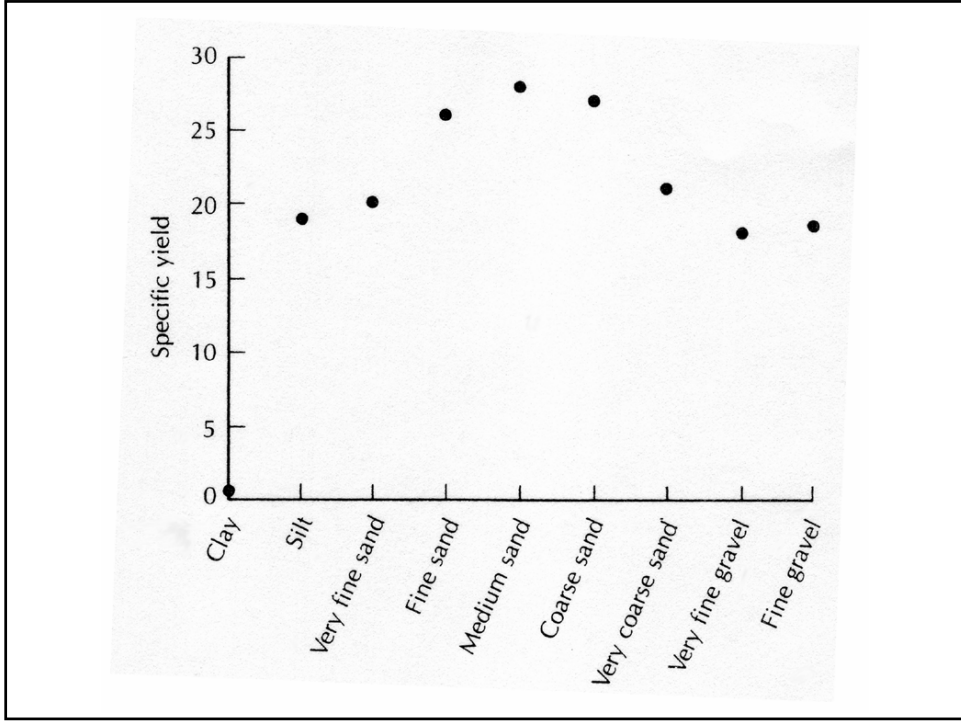


Sedimentlerin özgül verim değerleri (%)

Table 3.5 Specific Yields in Percent

Material	Maximum	Specific Yield	
		Minimum	Average
Clay	5	0	2
Sandy clay	12	3	7
Silt	19	3	18
Fine sand	28	10	21
Medium sand	32	15	26
Coarse sand	35	20	27
Gravelly sand	35	20	25
Fine gravel	35	21	25
Medium gravel	26	13	23
Coarse gravel	26	12	22

Source: Johnson (1967).



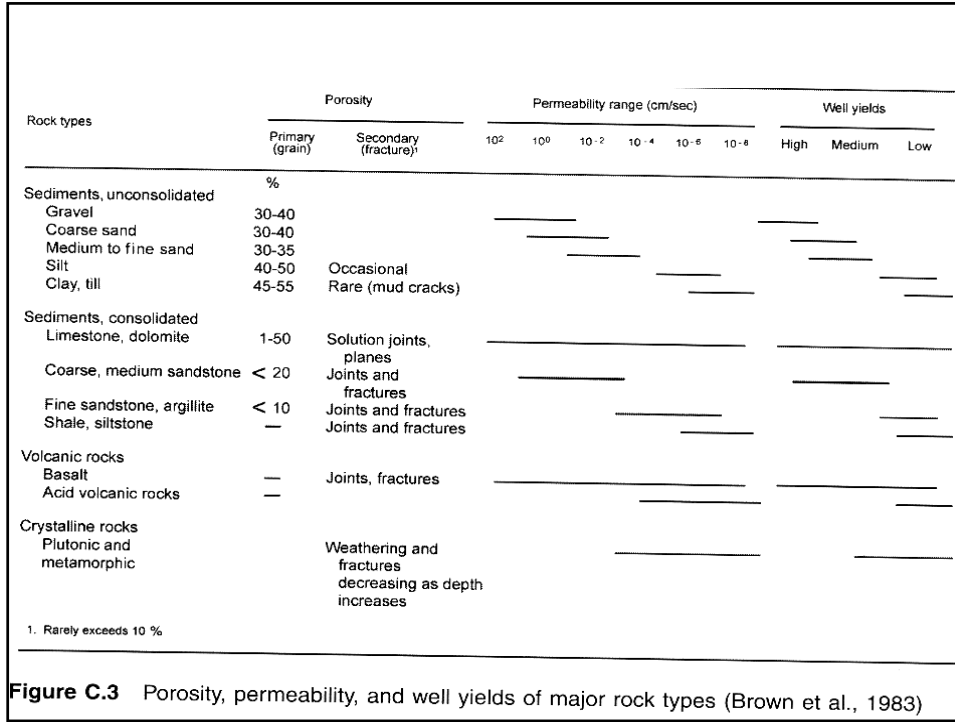
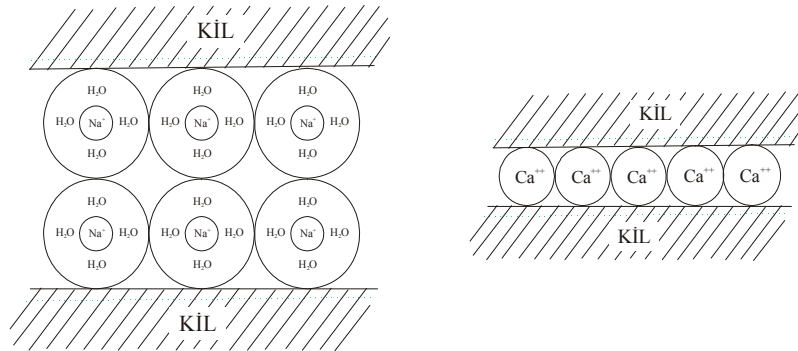


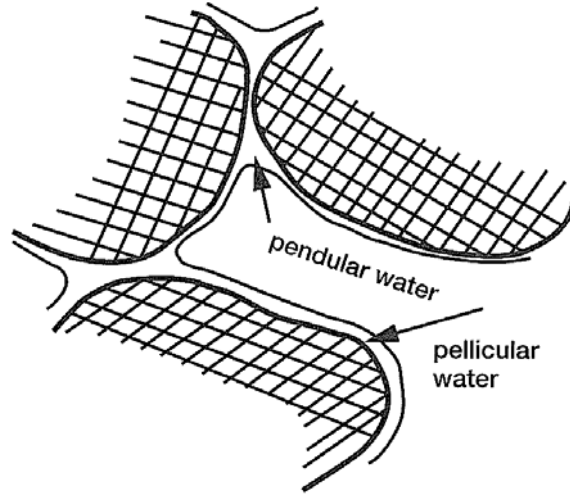
Figure C.3 Porosity, permeability, and well yields of major rock types (Brown et al., 1983)

Etkin Gözeneklilik-Moleküler Çekim Kuvvetleri

Killerde Çift Katman Yapısı

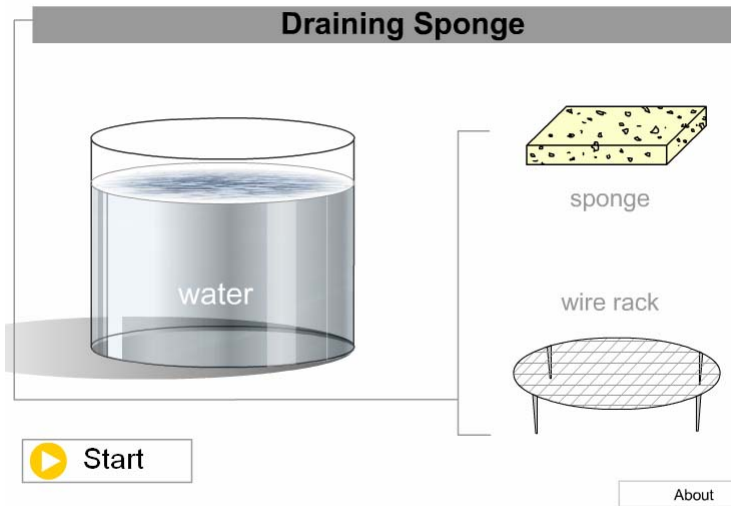


Kapiler kuvvetler tarafından tutulan boşluk suyu



Charbeneau, 2000.

Kapiler Kuvvet ve Kılcal Saçak



Etkin Gözeneklilik-Kılcal Çekim Kuvvetleri

Denge durumunda kılcallık nedeniyle oluşan düşey (yukarı doğru) yöndeki kuvvet, kılcal tüp içindeki su kolonunun ağırlığına (aşağı doğru) eşit olacaktır. Suyun kılcal tüpteki ağırlığı tüpün hacmi ile su yoğunluğu ve yerçekimi ivmesinin çarpımına eşit olduğuna göre

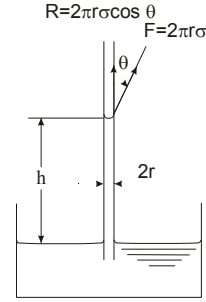
$$2\pi r \sigma \cos\theta = g \rho \pi r^2 h \text{ olacaktır}$$

Burada, ρ suyun yoğunluğu ve g yerçekimi ivmesidir. Buradan,

$$h = \frac{2\sigma \cos\theta}{g \rho r}$$

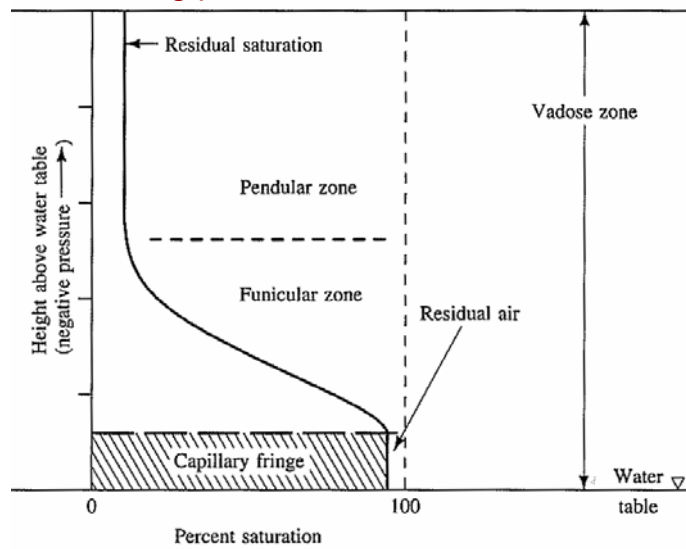
dokanak açısı $\theta = 0$ ise $\cos\theta = 1$ dir. Bu durumda,

$$h = \frac{2\sigma}{g \rho r} \text{ olur.}$$



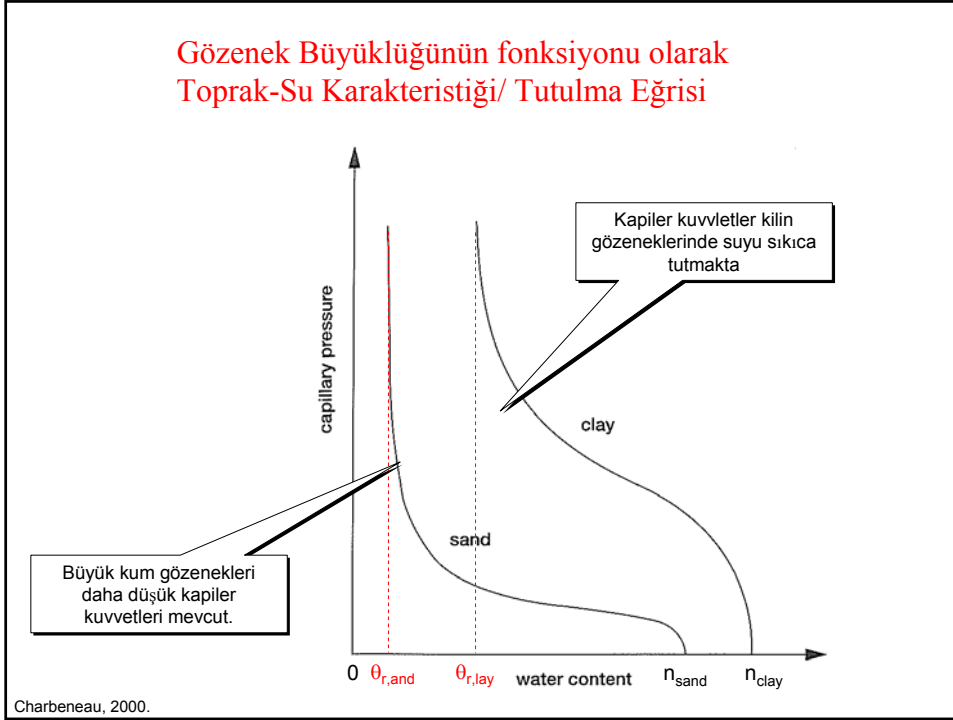
Toprak-Su Karakteristiği/ Tutulma Eğrisi

Su tablasının üzerinde zeminin su muhtevasının derinlikle değişimini temsil etmektedir.

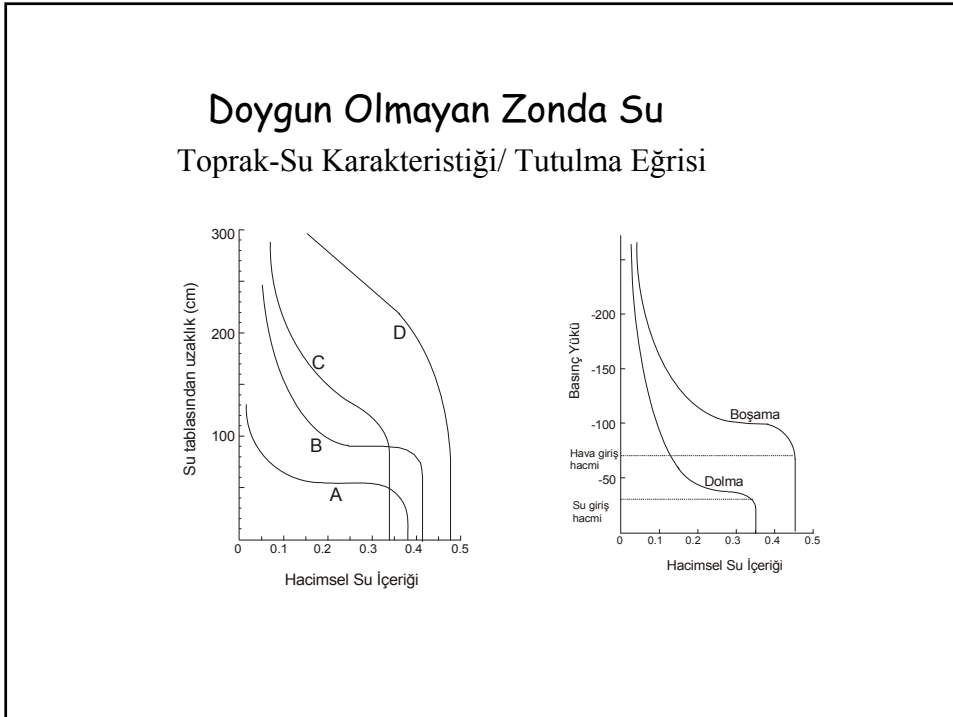


Fetter, 1999.

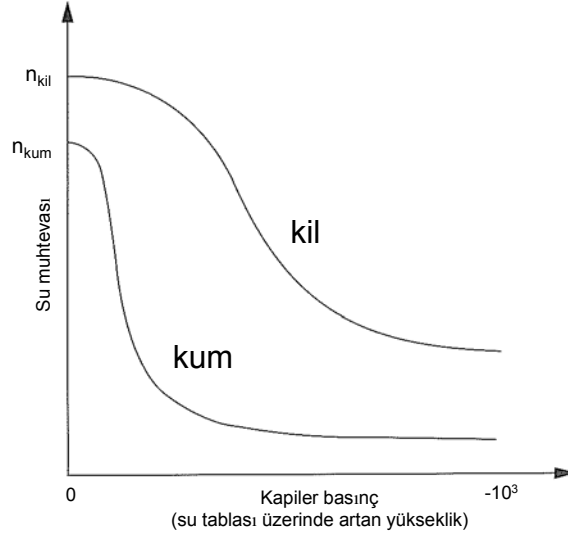
Gözenek Büyüklüğünün fonksiyonu olarak Toprak-Su Karakteristiği/ Tutulma Eğrisi



Doygun Olmayan Zonda Su Toprak-Su Karakteristiği/ Tutulma Eğrisi



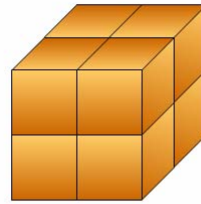
Kapiler basınç zemin su muhtevasının bir fonksiyonu olarak



Toprağın Yüzey Alanı ve tane boyutunun ve şeklinin etkisi

Surface Area vs. Size & Shape

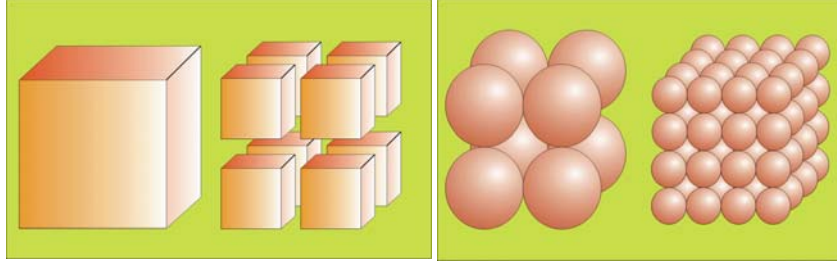
This animation shows how the surface area of soil affects the size and shape of particles.



Start Animation 

This courseware component is brought to you by the Soil Science Department and is freely available for use under our: [OpenContent](#) and [OpenPublication License](#). Questions should be directed to webmaster@www.soil.ncsu.edu

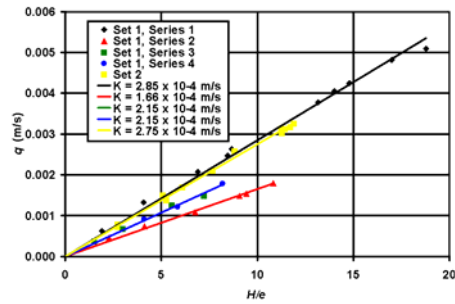
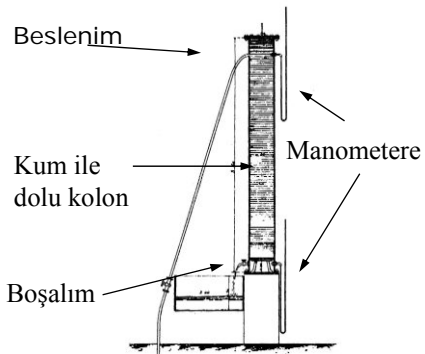
GÖZENKLİLİK-ETKİN GÖZENKLİLİK ÖZGÜL YÜZEY ALANI



Kenar Uzunluğu	Küp Sayısı	Toplam Yüzey
1 cm	1	6 cm ²
0.1 cm	1000	60 cm ²
0.01 cm	100000	600 cm ²
0.001 cm	100000000	6000 cm ²
1 μ	1000000000000	6 m ²
0.1 μ	1015	60 m ²
0.01 μ	1018	600 m ²
1 mμ	1021	6000 m ²

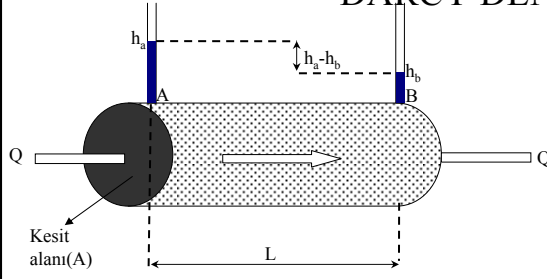


Darcy deneyi 1856



Kaynak. Glenn Brown <http://biosystems.okstate.edu/darcy/>

DARCY DENEYİ



- Suyun debisi (Q) kolonun iki ucu arasında meydana gelen hidrolik yük kaybı ($h_b - h_a$) ile doğru orantılıdır.
- Suyun debisi akış yolunun uzunluğu ile (dL) ters orantılıdır.
- Suyun debisi (Q) kolonun kesit alanı (A) ile doğru orantılıdır.

$$Q = -KA \frac{dh}{dL} = -KA \frac{(h_b - h_a)}{dL}$$

Q= Suyun debisi (discharge) [$m^3 sn^{-1}$]

A= Kolonun kesit alanı (cross-sectional area) [m^2]

dL = A ve B noktaları arasındaki uzaklık [m]

h= Hidrolik yük (hydraulic head) [m]

dh= $h_b - h_a$: A ve B noktaları arasındaki hidrolik yük kaybı [m]

$\frac{dh}{dL}$ = Hidrolik eğim (hydraulic gradient) [] boyutsuz; yeraltı suyu akım yönünde birim uzunluktaki hidrolik yük azalmasına hidrolik eğim denilmektedir.

K= Darcy formülünde sabit bir oransallık katsayısı olan K, hidrolik iletkenlik (hydraulic conductivity) olarak tanımlanır.

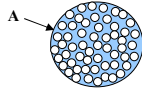
[$m sn^{-1}$]. İleriki konularda ayrıntılı olarak ele alınacaktır.

Darcy formülündeki negatif (-) işareti, suyun hareketinin hidrolik yükün azaldığı yönde olduğunu göstermektedir.

Darcy Yasası

$$Q = -KA \frac{dh}{dL} \longrightarrow \frac{Q}{A} = q = -K \frac{dh}{dL}$$

q= özgül debi yada darcy hızı
(specific discharge or darcian velocity) [$m sn^{-1}$]

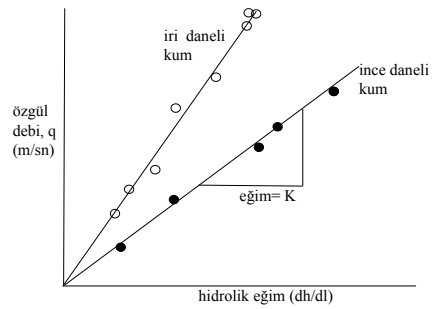


$$v = \frac{q}{n_e}$$

v= gerçek hız [$m sn^{-1}$]

n_e = etkin porozite yada gözeneklilik []

Gerçek hız (v) zahiri hızdan (q) büyüktür. Çünkü suyun hareketi sadece ortamın gözeneklerinde meydana gelmektedir.

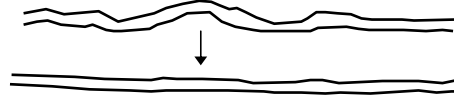


Click on a type of water movement and see how fast it moves down the line, which represents one foot (or 30.5 cm) in length.



- Darcy kanunu matematiksel olarak ispatı olmayan deneysel verilere dayalı bir kanundur. Gözenekli ortamlarda suyun hareketinin matematiksel olarak ifade etmek için akışkanlar mekaniğinin temel prensiplerinden faydalanılmaktadır. Mikroskopik ölçekte gözenekli ortamlarda su moleküllerinin izlediği yollara bakacak olursak şu sonuçlara varabiliriz:
- Suyun izlediği yollar dolambaçlıdır.
- Dolambaçlı bu yolların geometrisini tanımlamak çok zordur.
- Gözeneklerin büyüklükleri değişmektedir. Bu genel olarak gözenekli ortamda suyun hareketini matematiksel olarak ifade etmeyi zorlaştırmaktadır.
- Bu sebeple, gözenekli ortamlardaki kompleks su hareketini matematiksel olarak ifade edebilmek için problemi basitleştirmemiz gerekmektedir.

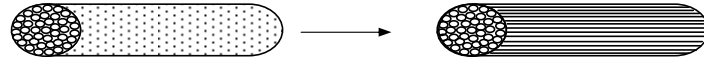
1. Suyun gözenekli ortamda izlediği yolların dolambaçlı değil düzgün olduğu düşünülmüştür.



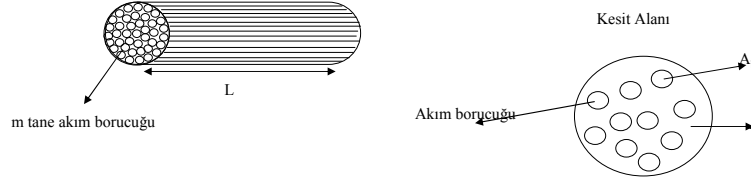
2. Gözeneklerin büyüklüklerinin değişken değil sabit olduğu düşünülmüştür.



3. Gözenekli ortamın benzer çaplı birbirine paralel ve düzgün bir çok silindirik akım borucuklarından oluştuğu düşünülmüştür.



a yarıçaplı, birbirine paralel m tane akım borucuğundan oluşan gözenekli bir ortam düşünelim.



A = gözenekli ortamın kesit alanı
 A_b = akım borucuğunun kesit alanı
 A_T = bütün akım borucuklarının kesit alanı = $m A_b = m\pi a^2$
 a = akım borucuğunun yarıçapı
 L = akım borucuğunun uzunluğu

m boruçuktan oluşan gözenekli ortamın porozitesi,

$$n = \frac{A_T}{A} = \frac{m\pi a^2}{A}$$

$$A = \frac{m\pi a^2}{n}$$

bir boruçuktaki su akımının debisi,

$$Q = -\rho g \frac{\pi a^4}{8\mu} \frac{dh}{dL}$$

Bu eşitlik **Poiseuille kanunu** olarak bilinmektedir.

Gözenekli ortam m tane borucuktan meydana geldiğine göre, bu borucuklardan akan toplam suyun debisi (Q_T),

$$Q_T = mQ$$

Gözenekli ortamın birim kesit alanından geçen akım miktarı yada özgül debi(q)

$$\frac{Q_T}{A} = q = -\frac{na^2 \rho g}{8\mu} \frac{dh}{dL}$$

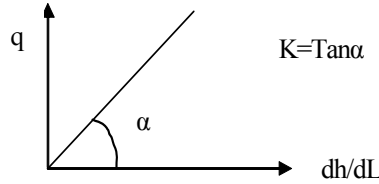
Yukarıdaki formüllerde de ifade edildiği gibi gözenekli bir ortamdaki suyun hareketini kontrol eden faktörler

1. gözenekli ortamın kesit alanı (A)
2. ortamın porozitesi (n)
3. borucukların veya gözeneklerin büyüklüğü (a)
4. hidrolik eğim (dh/dL)
5. akışkanın yoğunluğu(ρ) ve viskozitesi (μ)
6. gözeneklerin şekli, dizilimi, ve pürüzlülüğü. Poiseuille kanunundaki $1/8$ katsayısı, silindirik borucukların geometrisi ifade eden sabit bir sayıdır. Bu sayı gözeneklerinin şekline, pürüzlülüğüne vb. bağlı olduğundan her bir değişik geometri için farklı olacaktır.

Darcy kanunu ile Poiseuille kanunun karşılaştırılması

Darcy Kanunu $\frac{Q}{A} = q = -K \frac{dh}{dL}$

- Deneysel verilere dayalı bir kanun
- Darcy kanunda, bir orantı katsayısı olan K , özgül debi ile hidrolik eğim arasındaki doğrusal ilişkinin eğimidir.



Darcy kanuna göre K (hidrolik iletkenlik), birim hidrolik eğim altında birim kesit alanı üzerinden gözenekli bir ortamın ileteceği su miktarıdır.

Poiseuille Kanunu
$$\frac{Q}{A} = q = -\frac{na^2 \rho g}{8\mu} \frac{dh}{dL}$$

- Kavramsal bir modele dayanarak üretilen bir kanun
- Gözenekli bir ortamın birbirine paralel eş yarıçaplı bir çok borucuktan oluştuğu varsayılmıştır.

Darcy kanunu, Poiseuille kanunu ile karşılaştırıldığında, her iki formülünde birbirine benzerlik gösterdiğini söyleyebiliriz.

$$q = -K \frac{dh}{dL} \quad \frac{Q}{A} = q = -\frac{a^2 \rho g}{8\mu} \frac{dh}{dL}$$

$$K = \left(\frac{a^2}{8} \right) \left(\frac{\rho g}{\mu} \right)$$

Bu benzerlik, darcy formülünde aslında bir oransallık katsayısı olan K'nın

- hem ortamın fiziksel özelliklerine {porozite (n), gözeneklerin yarıçapı (a), dane boyutu dağılımına, danelerin şekline, yüzeylerin pürüzlülüğüne, danelerin paketlenme şekline vb. }
- hemde akışkanın özelliklerine {viskozite (μ), yoğunluk (ρ)} bağlı olarak değişebileceğini göstermektedir. Akışkanın vizkozitesi ve yoğunluğu kendi sıcaklığının bir fonksiyonudur. Dolayısıyla, K'nin değeri suyun sıcaklığına bağlı olarak değişecektir.

Gözeneklerin yarıçapı nicel olarak ölçülebilir bir kavram değildir. Fakat, malzemenin dane büyüklüğünün veya çapının gözeneklerin büyüklüğü hakkında nitel olarak bir gösterge teşkil edeceği düşünülmektedir. Örnek,

- Çakıl → büyük gözenekli
- Silt → küçük gözenekli

Bu gözlemlere dayanarak, bir kayanın veya sedimanın hidrolik iletkenliğini (K) ifade edecek olursak,

$$K = (cd^2) \left(\frac{\rho g}{\mu} \right)$$
$$K = k \left(\frac{\rho g}{\mu} \right)$$

$$k = c(d_{10})^2$$

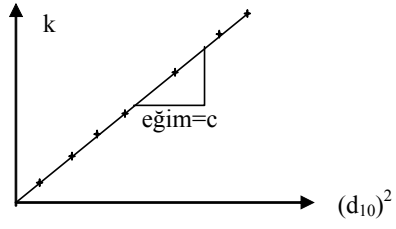
k= özgül veya gerçek geçirgenlik(intrinsic permeability). Birimi cm^2 'dir. Bir diğer geçirgenlik birimide **darcy** 'dir. Hidrojeolojide yaygın olarak kullanılmayan bir birim olup daha çok petrol mühendisliği alanında kullanılmaktadır.

$$1 \text{ darcy} = 0.987 \times 10^{-8} \text{ cm}^2$$

$$1 \text{ darcy} = 9.613 \times 10^{-4} \text{ cm/sn (T=20 } ^\circ\text{C' deki su için)}$$

c= şekil faktörü []. Yeni bir oransallık katsayısıdır ve boyutsuzdur. Malzemenin dane boyutu dağılımını, danelerin şeklini, dane yüzeylerin pürüzlülüğünü, danelerin paketlenme şeklini, gözeneklerin şeklini ve ayrıca gözenekli ortamda su akım yollarının dolambaçlılığını yansıtan bir katsayıdır. Her ortam için c katsayısı değişmektedir.

d= medyan dane büyüklüğü (d_{50}) yada etkin dane çapı (d_{10}). Birimi cm 'dir. Genellikle dane çapının d_{10} ' e eşit olduğu kabul edilir. d_{10} elek analizi yöntemi ile belirlenir.



Eğer k 'yı [cm^2] ve d_{10} 'i [cm] olarak alırsak;

killer için $c=45$
kumlar için $c=100$

Özgül veya gerçek geçirgenlik (k), yalnızca ve yalnızca ortamın özelliklerine bağlıdır. Temel olarak, özgül geçirgenlik su akışının meydana geldiği gözeneklerin büyüklüğünün bir fonksiyonudur. Ortalama dane çapının karesi ne kadar büyük olursa, akıma karşı koyacak kuvvete o kadar az olur.

Bazı eski kitaplarda, K geçirgenlik katsayısı olarak ifade edilmektedir. Buda ister istemez K ile k 'nın karıştırılmasına ve kavram karmaşasına neden olmaktadır. *Bu noktadan itibaren notlarda, K hidrolik iletkenlik olarak; k ise geçirgenlik olarak tanımlanacaktır.*

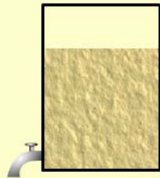
Compare



1 meter



Gravel



Sand



Silt



Clay

Tablo. Bazı kayaç ve çökellerin hidrolik iletkenlik ve geçirgenlik değerleri.

Kayaçlar	Konsolide olmamış çökeller				
	k (darcy)	k (cm ²)	K (cm/s)	K (m/s)	K (gal/day/ft ²)
Karst limestone	10 ⁵	10 ⁻³	10 ²	1	10 ⁶
Permeable basalt	10 ⁴	10 ⁻⁴	10	10 ⁻¹	10 ⁵
Fractured igneous and metamorphic rocks	10 ³	10 ⁻⁵	1	10 ⁻²	10 ⁴
Limestone and dolomite	10 ²	10 ⁻⁶	10 ⁻¹	10 ⁻³	10 ³
Sandstone	10	10 ⁻⁷	10 ⁻²	10 ⁻⁴	10 ²
Unfractured metamorphic and igneous rocks	1	10 ⁻⁸	10 ⁻³	10 ⁻⁵	10
Shale	10 ⁻¹	10 ⁻⁹	10 ⁻⁴	10 ⁻⁶	10 ⁻¹
Unweathered marine clay	10 ⁻²	10 ⁻¹⁰	10 ⁻⁵	10 ⁻⁷	10 ⁻²
Glacial till	10 ⁻³	10 ⁻¹¹	10 ⁻⁶	10 ⁻⁸	10 ⁻³
Silt, loess	10 ⁻⁴	10 ⁻¹²	10 ⁻⁷	10 ⁻⁹	10 ⁻⁴
Silty sand	10 ⁻⁵	10 ⁻¹³	10 ⁻⁸	10 ⁻¹⁰	10 ⁻⁵
Clean sand	10 ⁻⁶	10 ⁻¹⁴	10 ⁻⁹	10 ⁻¹¹	10 ⁻⁶
Gravel	10 ⁻⁷	10 ⁻¹⁵	10 ⁻¹⁰	10 ⁻¹²	10 ⁻⁷
	10 ⁻⁸	10 ⁻¹⁶	10 ⁻¹¹	10 ⁻¹³	10 ⁻⁸

Gravel= çakıl; clean sand= temiz kum; silty sand = siltli kum; silt, loess= silt, lös; Glacial till= Buzul tili; Unweathered marine clay= Bozşmamış deniz kili; Shale= Şeyl; Unfractured metamorphic and igneous rocks= çatlaksız metamorfik ve derinlik kayaları; Karst limestone= karstik kireçtaşı; Permeable basalt= Geçirirli bazalt; Fractured igneous and metamorphic rock= çatlaklı magmatik ve metamorfik kayalar; Limestone and dolomite= kireçtaşı ve dolomit; Sandstone= Kumtaşı; Unfractured igneous and metamorphic rock= çatlaksız magmatik ve metamorfik kayaç.

- **Gözenekli ortamın hidrolik iletkenliğinin belirlenmesi**
- Gözenekli ortamların hidrolik iletkenliği laboratuvar ve arazide ölçülebilir.
- Laboratuvar ölçümleri arazide toplanan örselenmiş yada örselenmemiş örnekler üzerinde gerçekleştirilir.
- Örselenmemiş numenin alınması genellikle kayaçlar gibi konsolide olmuş malzemeler için mümkündür. Fakat, kum ve çakıl gibi konsolide olmamış sedimanlar için örselenmemiş numune almak çok zordur.
- Hidrolik iletkenlik ölçümleri ortamın belirli bir hacmini temsil eden karot numuneleri üzerinde gerçekleştirilir. Burada, örneğin ortamın genelini temsil ettiği varsayılır. Fakat, yeraltı ortamını kendine özgü heterojenliğinden dolayı, tek bir örnek nadiren ortamın hidrolik iletkenliği hakkında doğru bir bilgi sunar. Dolayısıyla, sahada malzemenin hidrolik iletkenliğinin dağılımını temsil etmek için çok sayıda örnek almak gereklidir. Laboratuvar ölçümleri hızlı, ucuz ve arazi ölçümleri ile karşılaştırıldığında kolaydır.

- **Labaratuvar Metodları**

- Doygun ortamların hidrolik iletkenliklerini ölçmek için üç metot yaygın olarak kullanılır. Bunlar sabit seviyeli permeametre, düşen seviyeli permeametre dane boyutu dağılımı.

- **Tane boyutu dağılımı**

- Doygun topraklarının hidrolik iletkenliği dane boyutu dağılımlarından hesaplanabilir. doygun toprakların hidrolik iletkenliğini ortalama dane çapı ile ilişkilendiren bir takım formüller mevcuttur. Bunlardan en yaygın olarak bilineni Hazen formülüdür. Hazen formülü etkin dane çapı yaklaşık 0,1-3,0 mm arasında olan kumlar için uygulanabilir. Hazen formülü,

- $K = c(d_{10})^2$
- Burada;
- $K =$ hidrolik iletkenlik (cm/sn)
- $d_{10} =$ etkin dane çapı (cm)
- $c =$ şekil faktörü

Tablo. Bazı ortamların c değerleri

Cok ince kum, kötü boylanmış	40-80
İnce kum	40-80
Medyum kum, İyi boylanmış	80-120
İri kum, kötü boylanmış	80-120
İri kum, iyi boylanmış, temiz	120-150

Shepherd (1989) yayınlanmış 19 veri setine dayanarak hidrolik iletkenlikle dane büyüklüğünü ilişkilendiren aşağıdaki formülü geliştirmiştir.

$$K = cd_{50}^j$$

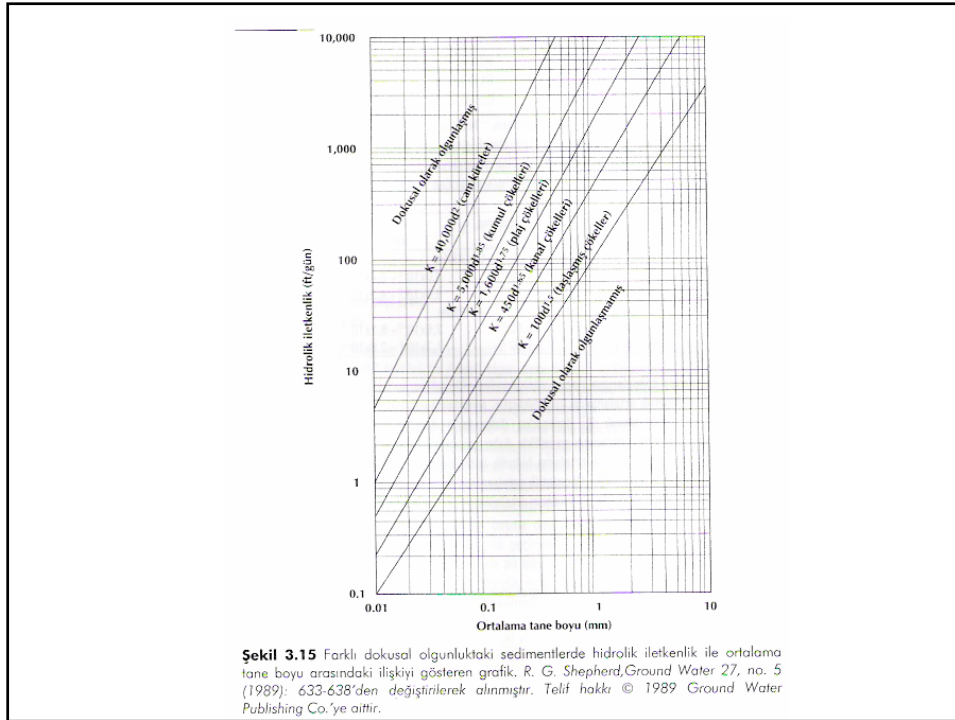
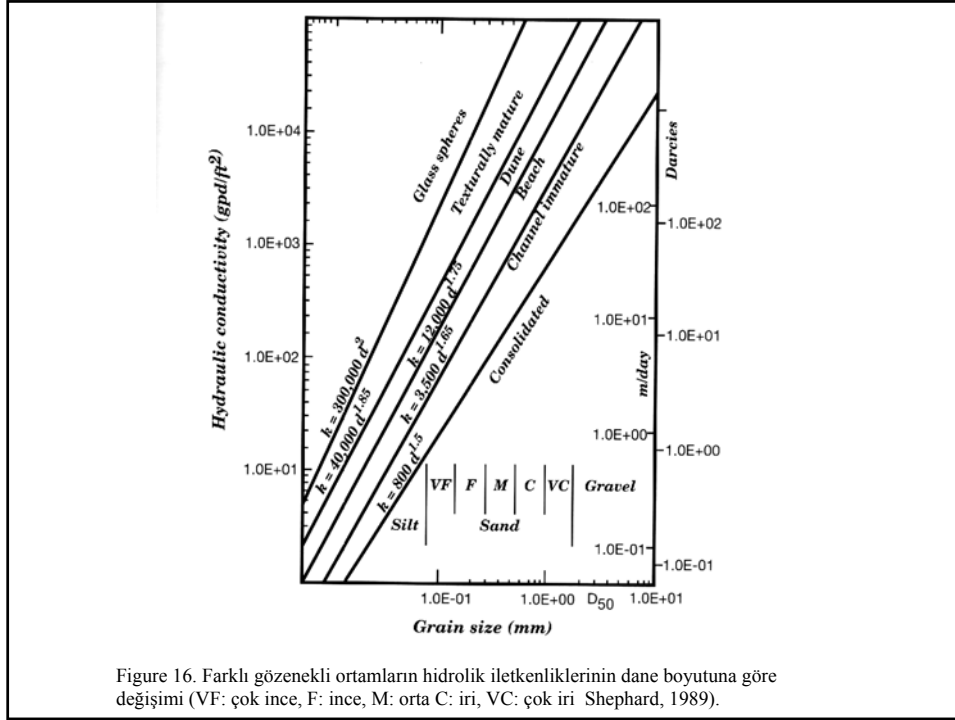
Burada;

$c =$ şekil faktörü

$d_{50} =$ medyan dane boyutu (mm)

$j =$ üst katsayısı

j değeri tekstürel olarak olgunlaşmamış sedimanlar için 1,1; tekstürel olarak olgunlaşmış sedimanlar için ise 2,05 değerleri arasında değişmektedir. Şekilde farklı gözenekli ortamlar için hidrolik iletkenliğin dane boyutuna göre değiştiğini göstermektedir.



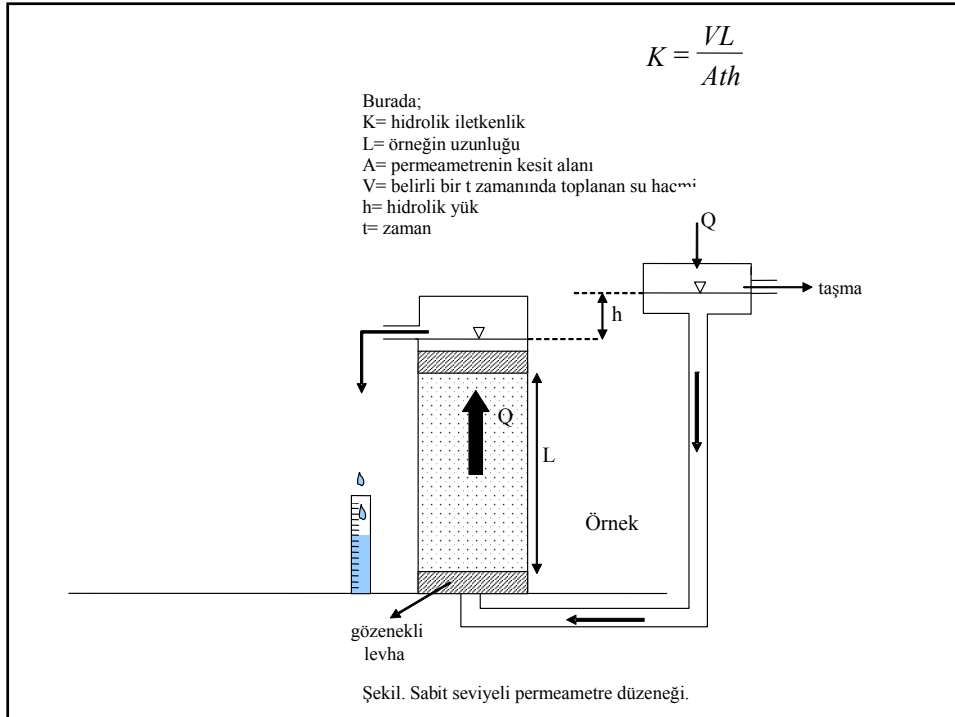
- **Permeametre**

Laboratuarda malzemenin hidrolik iletkenliğini belirlemede kullanılan aletlere permeametre denir.

Permeametreler kaya yada sediman örneğini tutan bir kapalı bölmeye sahiptirler. Konsolide olmamış örnekler, permeametre bölmesi içerisine yerleştirilir.

Eğer örnekler arazide alındaki numune kapları içerisinde bırakılırlarsa (bu durumda daimi permeametre örnek haznesi olurlar), bu durumda konsolide olmamış malzemelerden alınan örselenmemiş numunenin hidrolik iletkenliğini belirlemek mümkün olur.

Eğer sediman örnekleri, permeametre içerisinde tekrardan sıkıştırılırsa, sedimanlar sadece örselenmemiş numunelerin K sına yaklaşık bir değer göstereceklerdir. Tekrardan sıkıştırılmış numunenin hidrolik iletkenliği sıkışma yoğunluğuna bağlıdır.



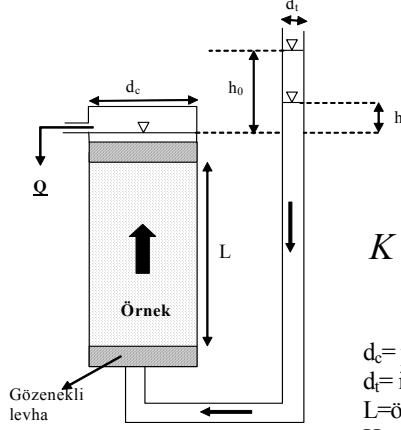
Sabit seviyeli permeametre

- Sabit seviyeli permeametre deneyi kum ve çakıl gibi gevşek malzemelerde yapılmaktadır.
- Bu deneyde arazide mevcut benzeri bir hidrolik eğimi sağlamak önemlidir. Bu deneyde hidrolik yük kaybı silindirik kolonun uzunluğunun yarısından fazla olmamalıdır. Bunun nedeni, büyük hidrolik eğimler türbülans akımlara neden olabilir. Dolayısıyla Darcy kanunu geçerli olmayabilir.
- Sabit seviyeli permeametrelerde, permeametre içerisine sürekli su ilave ederek, deney sırasında permeametrenin her iki uçunda hidrolik yük sabit tutulur. Sahadakine benzer hidrolik iletkenlik değerleri deneyde sağlamak önemlidir.
- Debi ölçümleri test sırasında farklı zamanlarda kayıt edilir. Örneğin hidrolik iletkenliği kolaylıkla Darcy yasasından hesaplanabilir.

- Sabit seviyeli permeametre deneyin aşamalarını kısaca şöyle sıralanabilir.
- 1. Örneği permeametre içerisine düzgün bir şekilde yerleştirilir.
- 2. Örneği suyu doymun hale getirmek için permeametre içerisinde yukarıdan aşağıya doğru olacak şekilde bir akım sağlanır.
- 3. Kolonun taban ve tavanında hidrolik yükleri sabit tutmaya çalışılır
- 4. Sık aralıklarla (Δt) farklı hidrolik eğimlerde mezürde biriken su miktarlarını ölçerek Q'yı hesaplayın.
- $Q = \text{Hacim}(V) / \text{Zaman}(t)$
- 5. Farklı Q ve hidrolik eğim değerlerini grafikte çizerek ikisi arasındaki doğrusal ilişkiyi tespit edin.
- 6. Doğrunun eğim değeri = $K\pi r^2$

Düşen seviyeli permaemetre deneyi

Düşen seviyeli permaemetre deneyi, düşük geçirgenliğe sahip kil gibi kohezif malzemelerde uygulanır.



$$K = \frac{(d_c)^2 L}{(d_t)^2 t} \ln \left(\frac{h_0}{h_1} \right)$$

d_c = permaemetrenin çapı

d_t = ince tüpün çapı

L = örneğin uzunluğu

H_0 = başlangıçtaki hidrolik yük

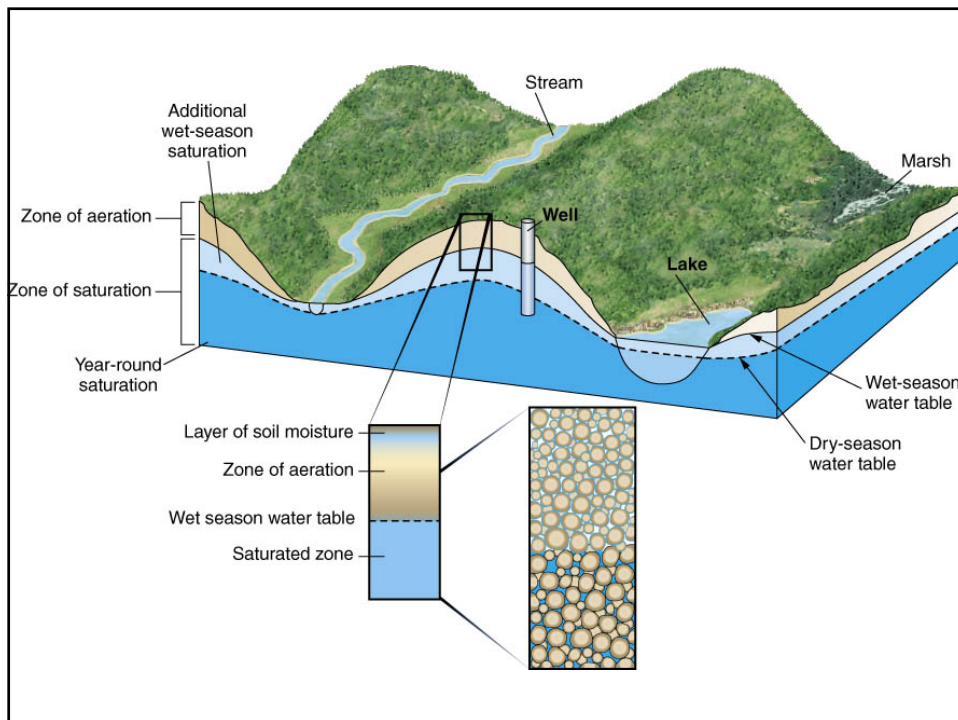
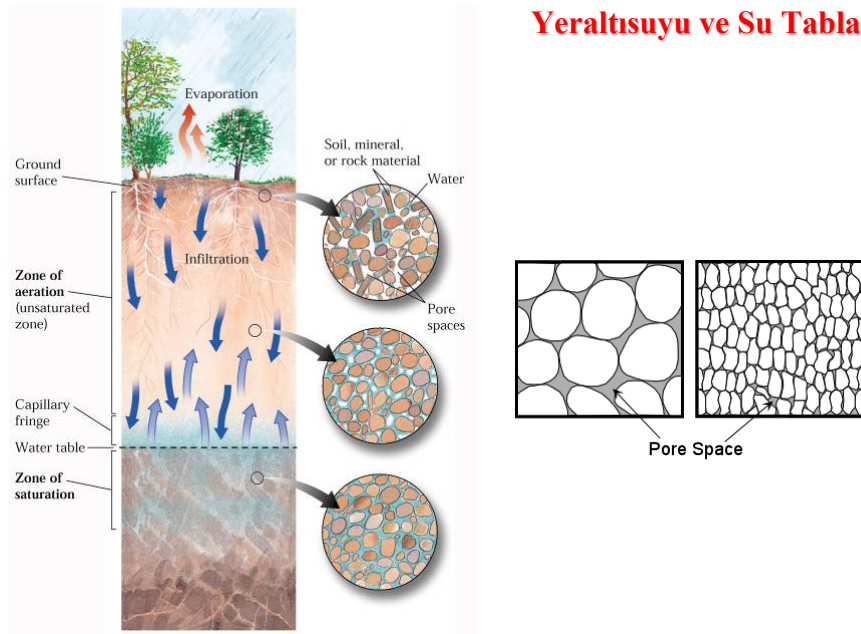
H_1 = t zaman sonraki hidrolik yük

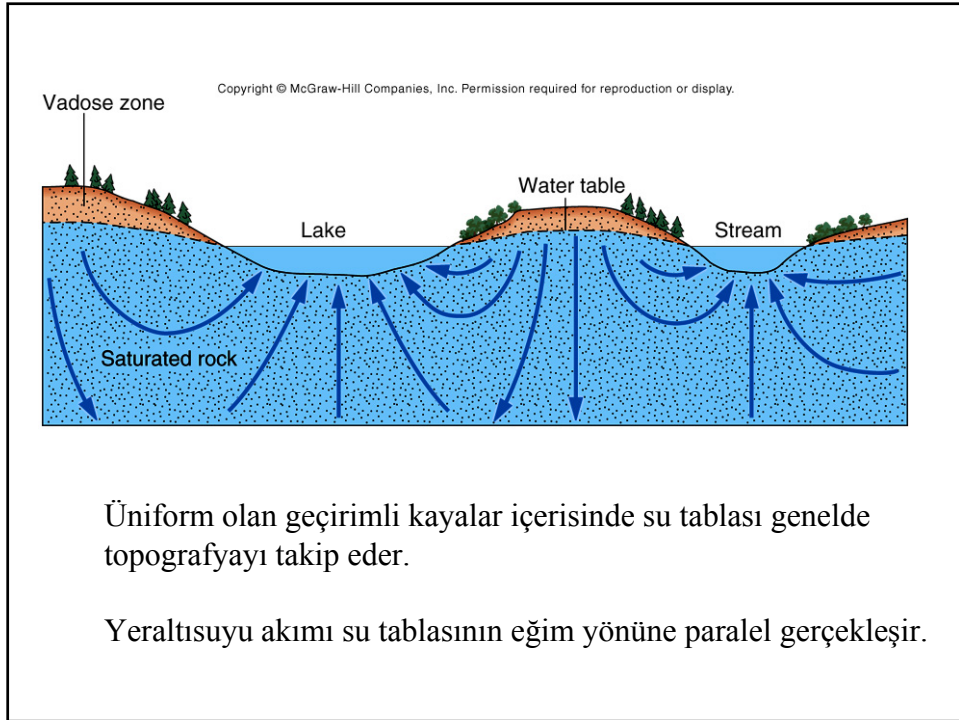
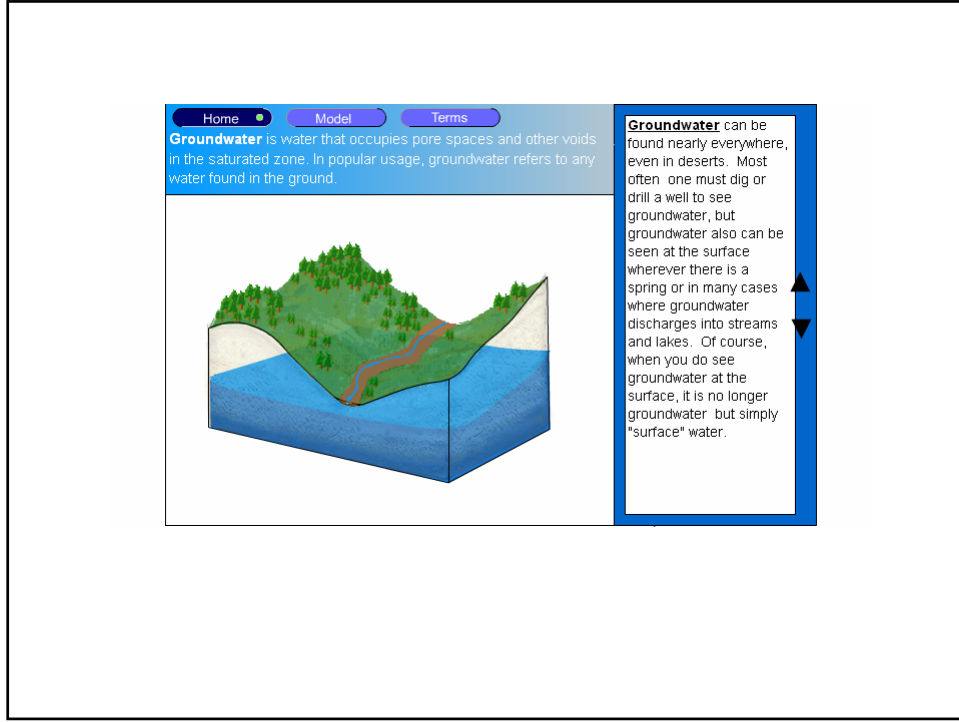
t = h_0 'dan h_1 'e düşünceye kadar geçen zaman

Şekil. Düşen seviyeli permaemetre deney düzeneği

- **Arazi Testleri**
- Arazide akiferi oluşturan jeolojik birimin hidrolik iletkenliklerini, pompaj deneyleri (akifer testleri) ile tespit edebiliriz. Arazide yapılan bu ölçümler daha büyük ölçekte yapılmakta olup formasyonun K'sı hakkında daha doğru bilgi edinmemizi sağlamaktadır. Akifer testleri ileriki konularda ele alınacaktır.

Yeraltısuyu ve Su Tablası





Su Tablası

- Yeraltısuyu akışı yoksa su tablası düzdür
- Su tablasının eğimli olması yeraltısuyu akışını gösterir
- Su tablası yüzey topografyasıyla genelde aynı şekle sahiptir (nemli bölgelerde)
- Yeraltısuyu topoğrafik olarak yüksek kotlu noktalardan düşük kotlu noktalara doğru akar (nemli bölgelerde).

Hidrojeolojik Birimler

Akifer: Suyu depolayan ve önemli miktarlardaki suyu yeterli hızla kuyulara ulaştıran bir jeolojik birimdir.

Su taşır ve su iletir

Çakıl, kum, kumtaşı, karstik kireçtaşı vbg.

Akitard: Su taşır ve suyu az iletir

Killi ince kum, Killi siltli kum, Silt vbg.

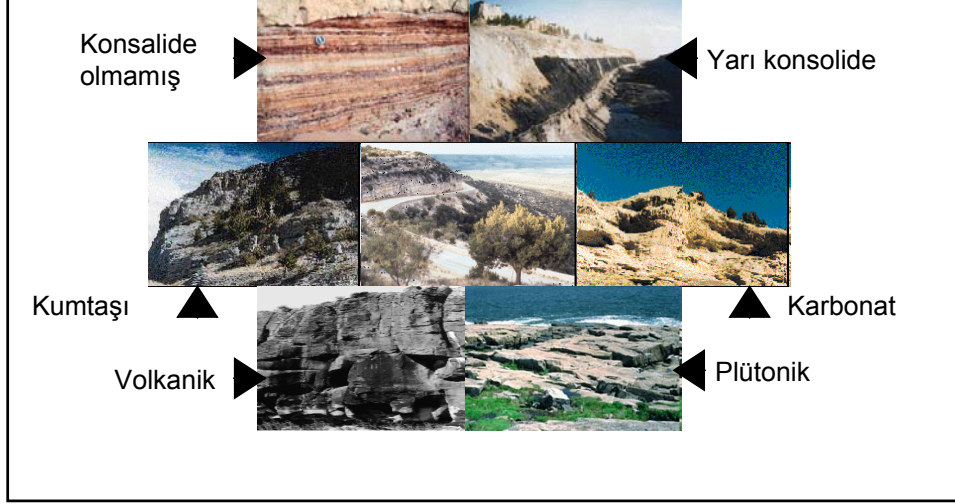
Akiklöd: Su taşır ve suyu iletmez

Kil, Siltli Kil.

Akifüj: Suyu ne taşır ne de iletir

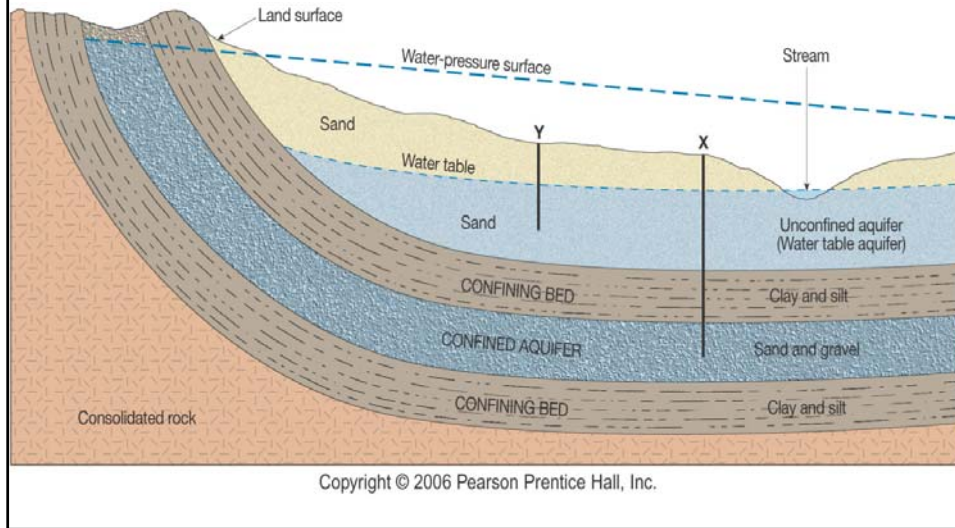
Granit, Şist, Diyabaz vbg.

Akifer Kaya Türleri



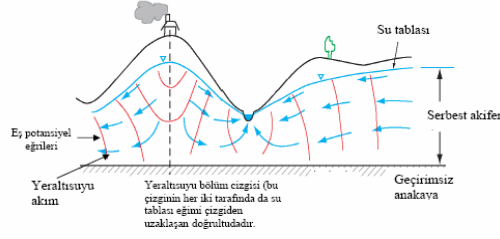
SERBEST AKİFER (Unconfined aquifer, water table aquifer, Phreatic aquifer)

Alttan geçirimsiz bir birimle sınırlanmış üst sınırı ise yeraltı suyu Tablası olan akiferlere denilmektedir.

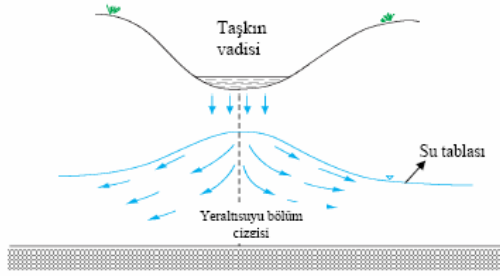


Vadi Akiferleri (İlman iklimlerde):

Bu tür akiferler genelde yağmur suları ve yüzey suları ile (nehirler) beslenmektedir. Su tablası topografıya yanılmaktadır. Yeryüzeyine yakın olduklarından dolayı kirlenme riskleri çok fazladır. Genelde bu tür akiferler sulama amacıyla kullanılmaktadırlar.

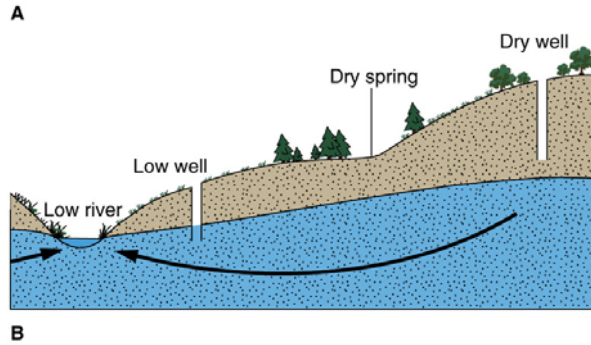
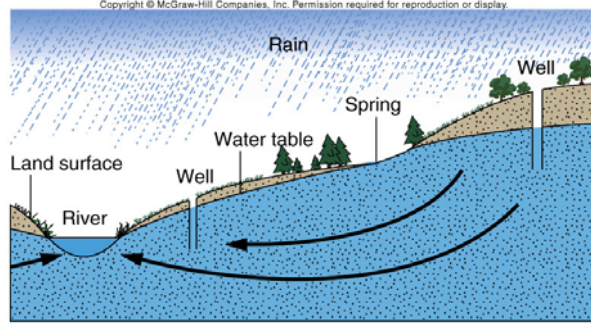


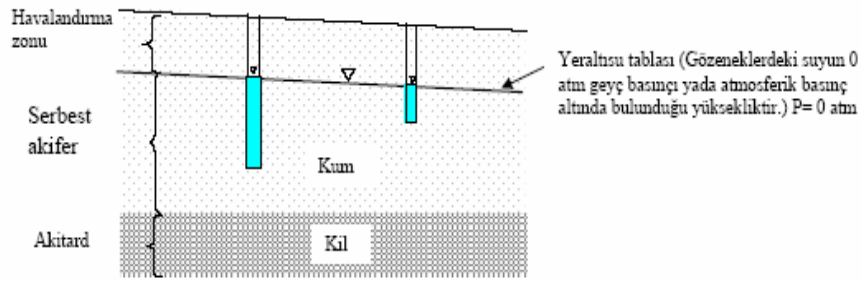
Vadi akiferleri (Kurak Bölgelerde)



Kaynaklar ve Nehirleri

Yağışla yeraltısu tablasında değişim





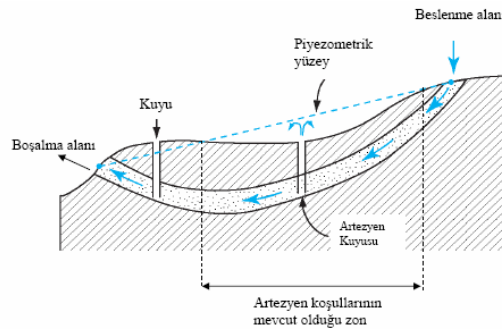
Serbest akiferlerde, kuyulardaki su seviyesi bölgesel yeraltı su tablası ile aynı seviyededir. Serbest akiferin üst sınırda hidrolik yükü yazarsak,

$$h = z + \Psi = z + P/(\rho g)$$

$$P = 0 \text{ atm olduğundan}$$

$h = z$ Bu şu anlama gelmektedir: Hidrolik yük arttıkça yeraltı su tablası yükselmektedir.

Basınçlı akiferler: Alt ve üstten geçirimsiz yada geçirimsizliği az olan bir formasyon ile sınırlanırlar. Bu tür akiferlerdeki su, atmosferik basınçtan daha yüksek olan bir basınç altında. Basınçlı akifer terimide buradan kaynaklanmaktadır. Basınçlı akiferlerde bir kuyu açıldığında, akiferin geçirimsiz üst sınırı geçilir geçilmez su hemen kuyu akmaya başlar. Eğer basınç yeraltı suyunun yeryüzeyine ulaşması ve akması için yeterli ise (piezometrik su seviyesi yeryüzeyinden daha yüksekte ise) bu tür basınçlı akiferlere artezyen denilmektedir. Artezyen kuyuları işletilirse zamanla artezyen olma özelliklerini kaybedebilirler. Bunun nedeni akiferdeki hidrolik yükün azalmasıdır.



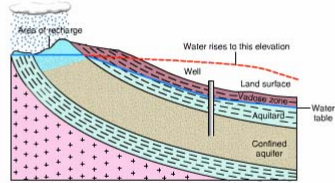
Basınçlı akiferlerde serbest akiferlerin aksine akiferin üst sınırında basınç sıfır değildir.

$$P \text{ üst sınır} \neq 0$$

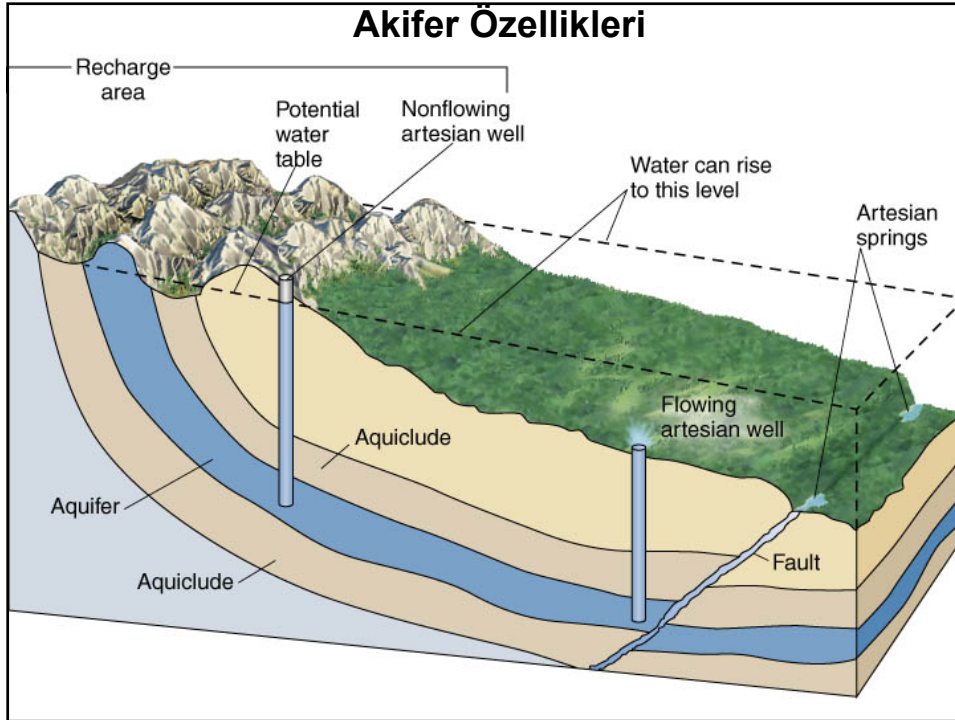
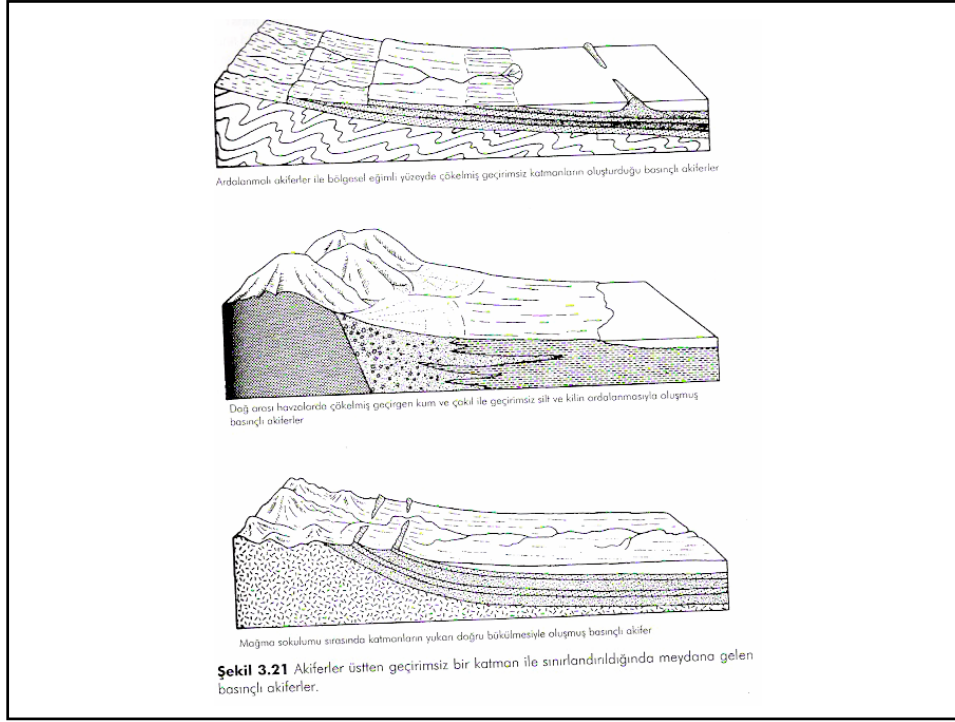
$$h = z + \Psi = z + P/(\rho g) \longrightarrow h \neq z$$

Dolayısıyla akiferdeki hidrolik yük arttıkça basınçta artmaktadır.

Basınlı Akifer

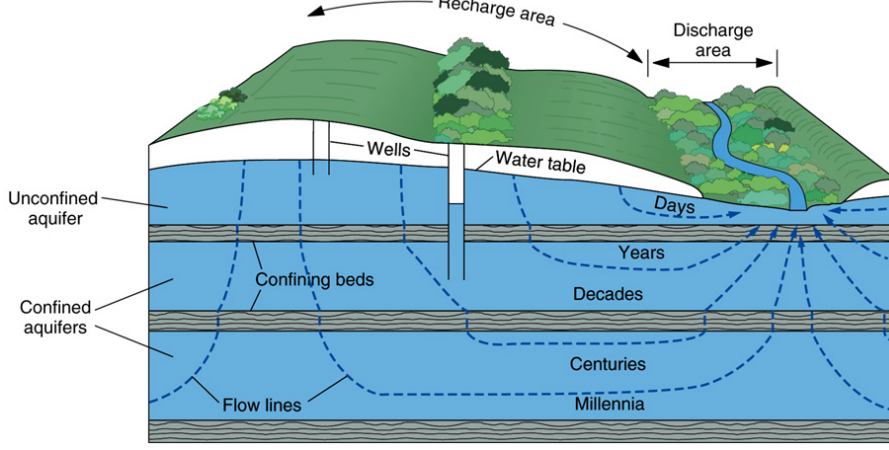


Well flowing under artesian pressure



Basıncı ve Serbest Akiferlerde Beslenme Süreleri

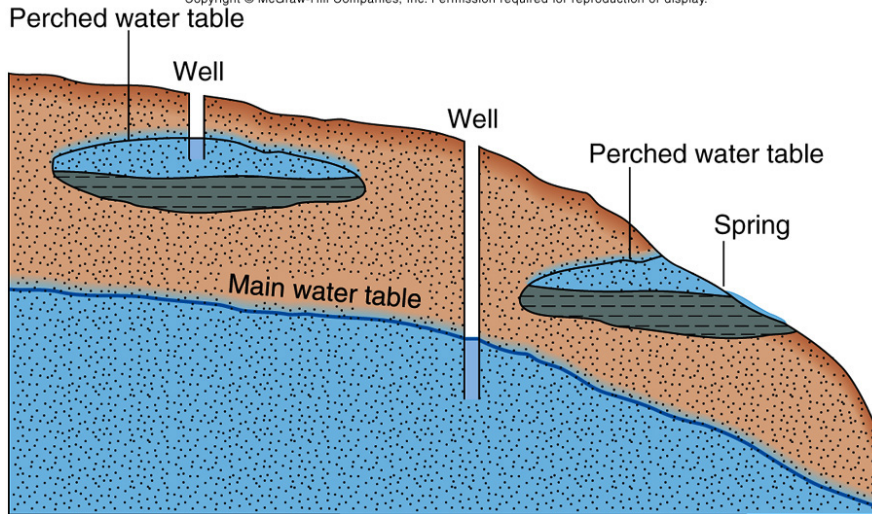
Copyright © McGraw-Hill Companies, Inc. Permission required for reproduction or display.



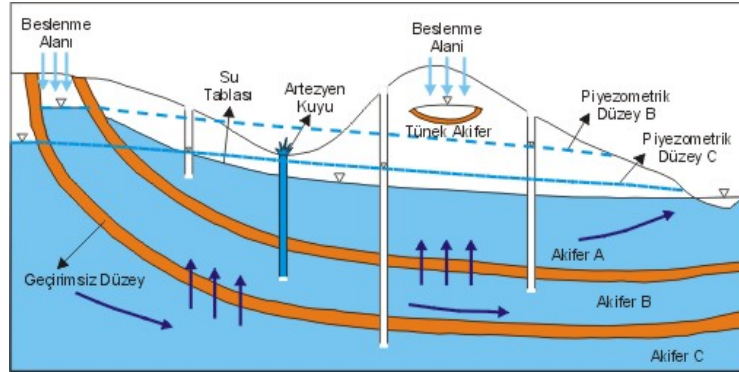
Basıncı akiferler için yeraltısuyu akışı çok uzun mesafelerden olabilir.

TÜNEK AKİFER

Copyright © McGraw-Hill Companies, Inc. Permission required for reproduction or display.



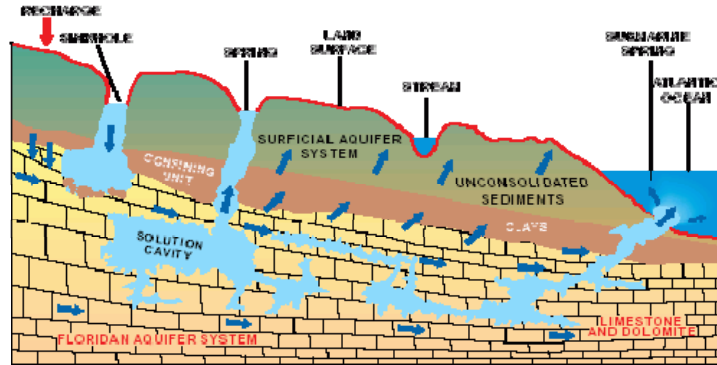
AKİFER TÜRLERİ VE PİEZOMETRİK YÜZEY



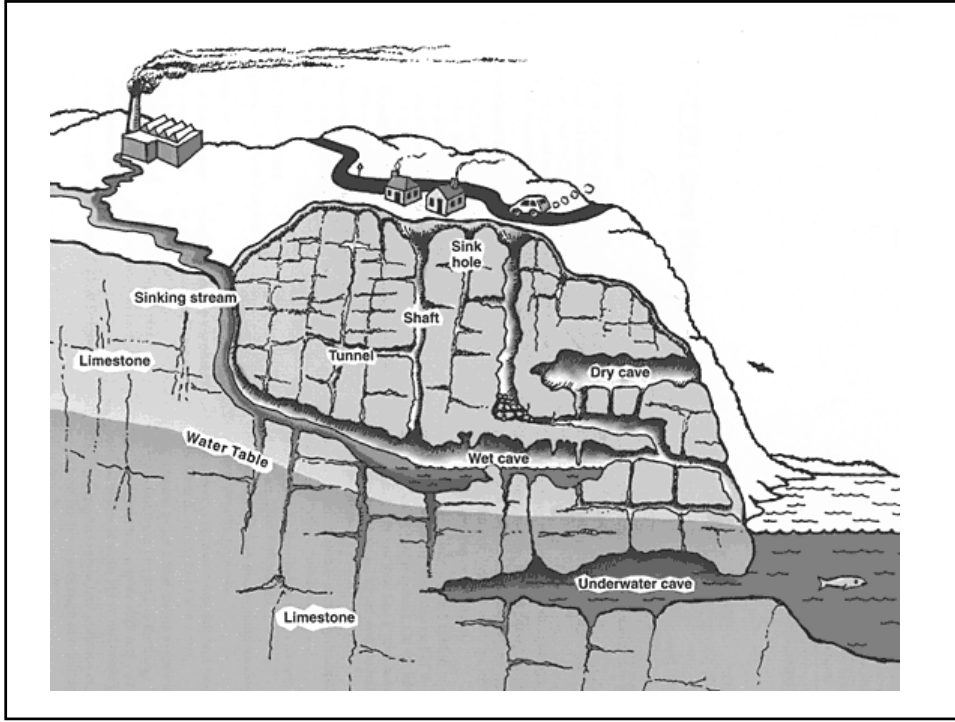
Karstik sistemler, kireçtaşı akiferleri:

Çatlaklı kireçtaşlarında, karbonatların atmosferde bulunan karbonik asit vasıtasıyla dissolüsyonu yani çözünmesi sonucu geniş çatlaklar, kondüitler, yada mağralar meydana gelir. Bu olaya karstik rejim denir. Bu tür rejimlerde çok sık olarak yüzeysuları yeraltısuları ile çatlak, kondüit vb. gibi sistemler boyunca bağlantı kurarlar. Karstik sistemlerde yeraltısuyun hareketi genelde bu tür sistemler boyunca, sayıları az olan çıkış noktalarına yani pınarlara doğrudur. Karbonat kayaçlarının tümü tam anlamda karstik karakterde değildir. Örneğin, dolomitik kayaçlar çatlaksız bile doğal olarak geçirimli olma eğilimindedirler. Kireçtaşlarına oranla çözünürlükleri daha düşüktür. Dissolüsyon olayı çatlaklar boyunca meydana gelip lokal olarak ortamın hidrolik iletkenliğini artırır. Fakat, dolomitler kondüit ağları değil genelde sürekli akiferler oluştururlar.

Karstik tipi yapıları su ile kontak halinde bulduklarında evaporitlerde de rastlanabilmektedir. Dissolüsyon olayı çok hızlıdır. Mağraların sübsidansı yada lokal çökmeler sonucu yer yüzüne ulaşan çöküntü delikleri birkaç yıldan sonra evaporitlerde gözlenebilir.

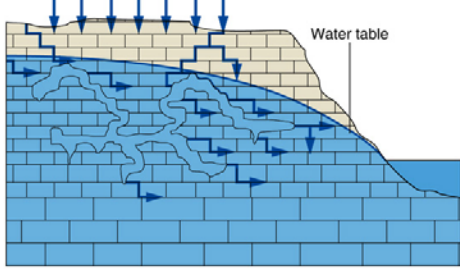


EXPLANATION
→ DIRECTION OF GROUNDWATER FLOW

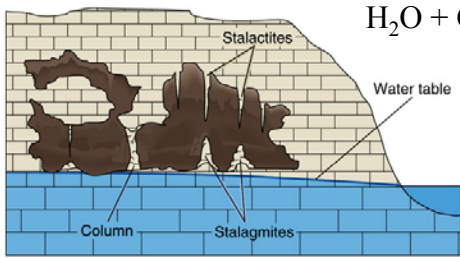


Karbonatlı Kayalarda Karstlaşma

Copyright © McGraw-Hill Companies, Inc. Permission required for reproduction or display.

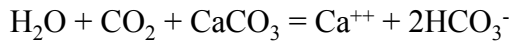


A



B

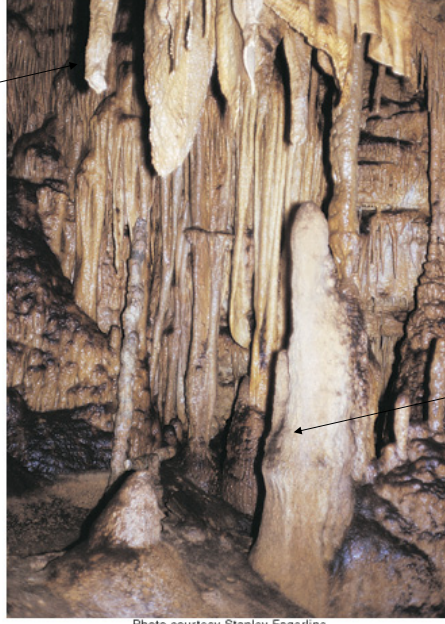
- Çatlaklar boyunca yağmur suyunun süzülmesi ve kireçtaşı ile reaksiyona girerek kayayı çözmesi ve yeraltısuyunun asidifikasyonu
- Çözülmüş kalsitin tekrar çökelişi
- Su tablasının düşmesi.



- Mağara gelişimi
- ← Sarkıt ve dikit gelişimi

Copyright © McGraw-Hill Companies, Inc. Permission required for reproduction or display.

stalaktit
(tavan)

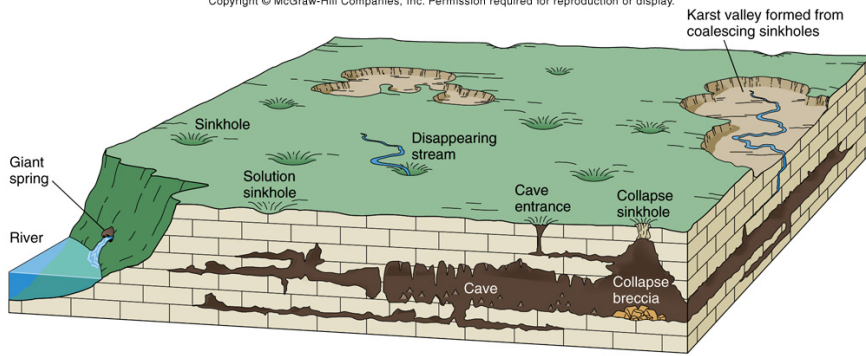


stalagmit
(taban)

Photo courtesy Stanley Fagerline

Karst topoğrafyası ve yapıları

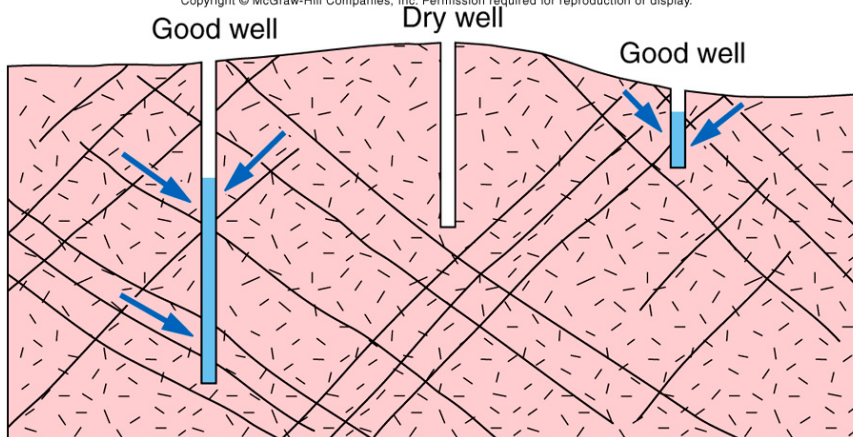
Copyright © McGraw-Hill Companies, Inc. Permission required for reproduction or display.





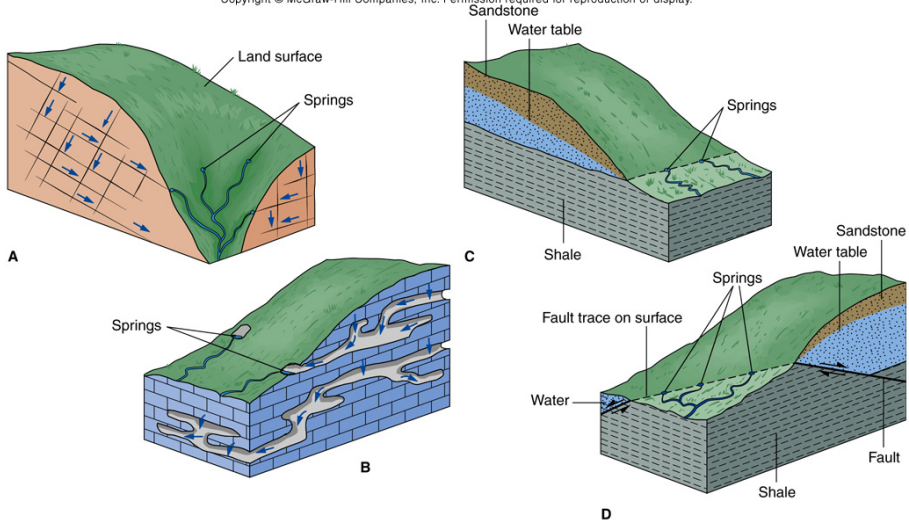
Çatlaklı Kayalar

Copyright © McGraw-Hill Companies, Inc. Permission required for reproduction or display.



Kaynak Türleri ve Gelişimi

Copyright © McGraw-Hill Companies, Inc. Permission required for reproduction or display.



Copyright © McGraw-Hill Companies, Inc. Permission required for reproduction or display.



A

Photo by David McGeary

Copyright © McGraw-Hill Companies, Inc. Permission required for reproduction or display.



B

Photo by David McGeary



Ground water discharges from springs in the Grand Canyon.
Credit: R.D. MacNish, USGS



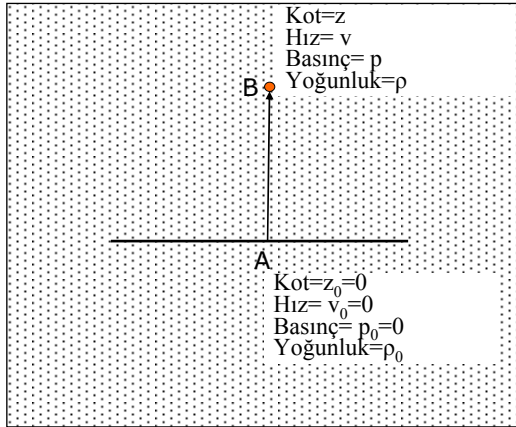
Ground-water discharge in Snake River Plain, Idaho, USA

Yararlanılan Kaynaklar

- Prof.Dr. Mehmet Ekmekçi Hidrojeoloji Ders Notları, Hacettepe Üniv.(Yayınlanmamış).
- <http://tecalive.mtu.edu/meecc>
- <http://www.grow.arizona.edu>

Gözenekli Ortamların Hidrostatığı

Gözenekli Ortamlarda Akışkan Enerjisi



$$W_1 = mgz \quad \text{Potansiyel Enerji Kaybı}$$

$$W_2 = \frac{1}{2} mv^2 \quad \text{Kinetik Enerji Kaybı}$$

$$W_3 = m \int_{p_0}^p \frac{V}{m} dp = m \int_{p_0}^p \frac{1}{\rho} dp$$

Elastik Enerji Kaybı

Birim Kütleli ($m=1$)

Akışkanın Potansiyeli = (Toplam Mekanik Enerji) = $\Phi = (w_1 + w_2 + w_3)$

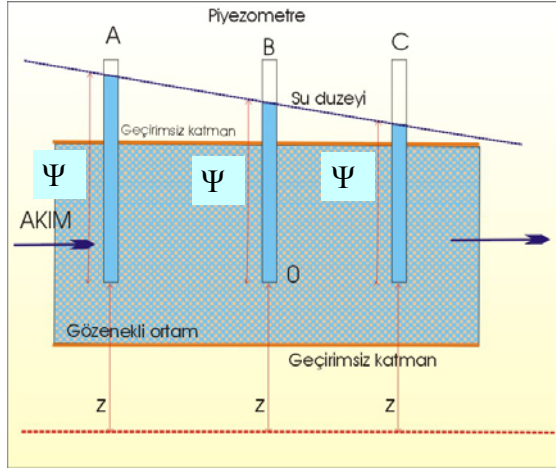
$$\Phi = g(z - z_0) + \frac{(v - v_0)^2}{2} + \int_{p_0}^p \frac{1}{\rho}$$

Bernoulli eşitliği

ϕ : Birim kütle başına enerji (potansiyel)

AKIŞ HALİNDE YÜK KAYBI Yatay Ortam

$$P_A + 1/2\rho v_A^2 + \rho g z_A = P_B + 1/2\rho v_B^2 + \rho g z_B \quad p_A/\rho g + v_A^2/2g + z_A = p_B/\rho g + v_B^2/2g + z_B + h_L$$



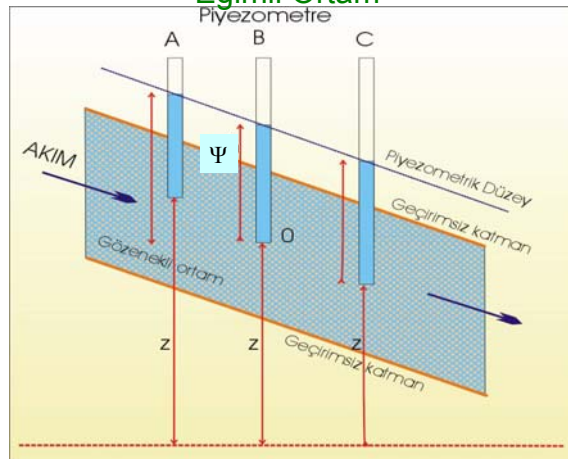
$v^2/2g$: ihmal edilebilir

h_L =yük kaybı ??

Sürtünme nedeniyle
Isı enerjisine dönüşüm!!

$$p_A/\rho g + z_A = p_B/\rho g + z_B + h_L \quad h_A + z_A = h_B + z_B + h_L$$

AKIŞ HALİNDE YÜK KAYBI Eğimli Ortam



$$h_A + z_A = h_B + z_B + h_L$$

Gözenekli Ortamlarda Akışkan Enerjisi

- Gözenekli ortamda yeraltısuyu akımının hızı çok küçük olduğundan, hız farklılığından kaynaklan enerji potansiyelin toplam akım potansiyele katkısı, Bernoulli formülündeki diğer terimlerle karşılaştırıldığında çok küçük olduğundan ihmal edilebilir

$$\text{yani } (v-v_0)^2=0$$

- Bernoulli formülünde integrali çözebilmemiz için, akışkanın yoğunluğunun basınçla bağlı olarak nasıl değiştiğini yani basınç ile yoğunluk arasındaki matematiksel ilişkiyi bilmemiz gerekmektedir. Bu ilişkiye su için değerlendirecek olursak

$$\rho \cong \rho_0 [1 + \beta(P - P_0)]$$

- $\beta =$ Sıkıştırılabilirlik Katsayısı $= 4.4 \times 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N} (\text{Pa}^{-1})$ su için
- β , belli bir su kütlesi üzerinde uygulanan basınç miktarındaki artışa karşın suyun hacminde meydana gelebilecek değişmeyi ifade etmektedir. Su için β değeri çok küçük olduğundan

$$\beta(P - P_0) \ll 1$$
$$\rho = \rho_0$$

Dolayısıyla ρ integralin dışarısına çıkarılabilir.

$$\int_{P_0}^P \frac{1}{\rho} dP = \frac{1}{\rho} \int_{P_0}^P dP$$

Gözenekli Ortamlarda Akışkan Enerjisi

Bernoulli eşitliğini tekrar yazacak olursak,

$$\phi = g(z - z_0) + \frac{P - P_0}{\rho}$$

Her iki tarafıda g 'ye bölersek,

$$h = (z - z_0) + \frac{P - P_0}{\rho g}$$

$z_0 = 0$; $P_0 = 0$ (Referans noktası)

$$h = z + \frac{P}{\rho g}$$

$$h = z + \Psi$$

$$h = z + \Psi$$

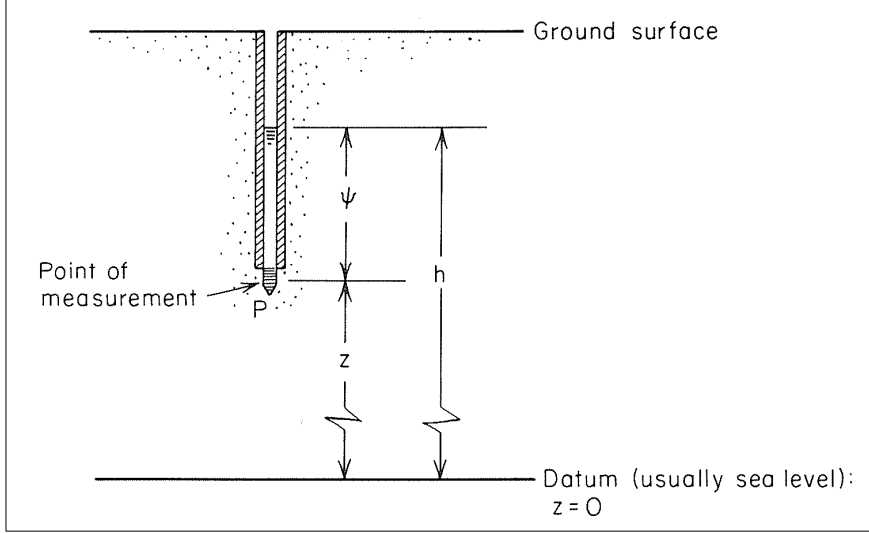
$$h = \frac{W_T}{mg}$$

- $h = [m, cm]$ = hidrolik yük : Birim ağırlıktaki su kütlesini belli bir referans noktasından farklı bir noktaya getirmek için gerekli enerji miktarıdır.
- Hidrolik yükün iki bileşeni vardır.
- z = yerçekimi veya kotal yük $[m, cm]$, ölçüm yapılan noktanın referans noktasından (genelde deniz seviyesi = 0m) olan yüksekliğinden kaynaklanmaktadır.
- Ψ = basınç yükü $[m, cm]$, referans noktasından belli bir yükseklikte bulunan ölçüm noktasındaki suyun basınçından kaynaklanmaktadır.
- Gözenekli ortamlarda suyun hareketi hidrolik yükün büyük olduğu yerden küçük olduğu yere doğrudur.
- Yeraltı suyu sistemlerinde birim su kütlesinin enerjisini yani akım potansiyelini doğrudan tespit etmemiz çok zordur. Onun yerine, kolayca ölçebileceğimiz hidrolik yük kullanılmaktadır.

Hidrolik yük

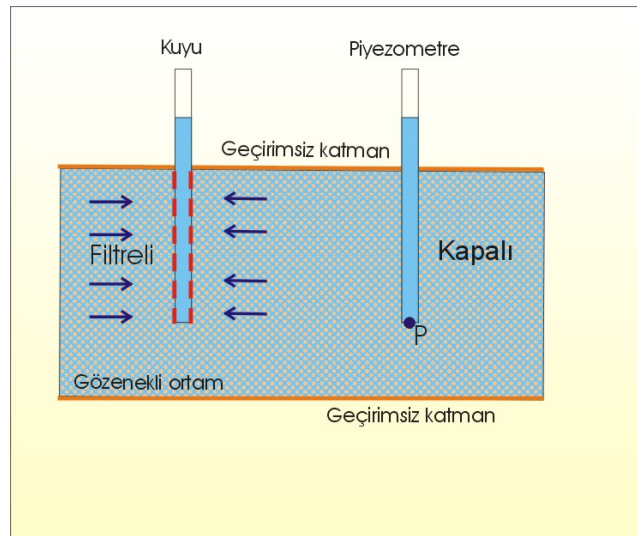
- Hidrolik yük ölçümleri, yeraltı suyu akımını karakterize etmek (örneğin, akımın yönü ve hidrolik eğim miktarı), akiferlerin hidrolik özelliklerini (K, T, ve S) belirlemek ve bir bölgedeki yeraltı su kaynaklarının çekiminin etkilerini değerlendirmek için gerekli olan önemli bir bilgidir.
- Laboratuvarında, hidrolik yük su seviyesi kotunun belirlendiği manometre kullanarak ölçülür.
- Araziye, yeraltının doymuş bölgesindeki belirli noktalardaki hidrolik yükü ölçmek için piyezometreler kullanılır.
- Piyezometre aslında ince uzun bir borudan başka bir şey değildir. Piyezometrelerin üst ve alt kısmı açıktır. Piyezometreler bir profil içerisindeki ölçüm noktasına delinmiş borulardır. Su seviyesi piyezometre içerisindeki ölçüm noktasındaki basınç yüküne eşit seviyeye ulaşıncaya kadar yükselir. Piyezometredeki su seviyesi kotunun referans noktası olan deniz seviyesinde olan yüksekliğine hidrolik yüke eşittir.
- Araziye piyezometrede yükü ölçmenin en yaygın yolu piyezometre su seviyesine olan uzaklığın ve piyezometre borusunun üst kısmının kotunun bilinmesi gereklidir. Piyezometredeki hidrolik yük, piyezometre borusunun üst kotunu piyezometredeki su derinliğinden çıkartarak hesaplanır.

Arazide basınç ve kot yükü



Gözenekli Ortamlarda Hidrolik Yükün Ölçülmesi

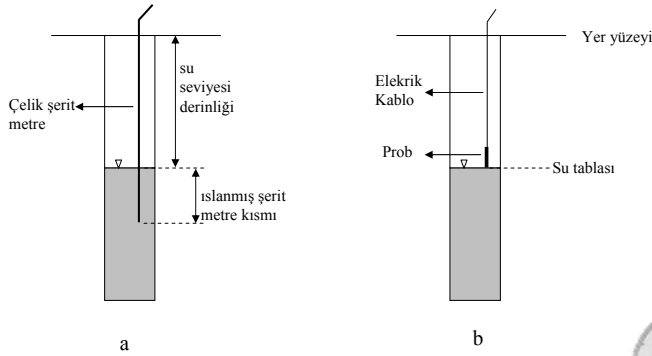
Kuyu-Piyezometre



Hidrolik yük

- Kuyulardaki su seviyesine olan derinliğin ölçülmesinde kullanılan metodlar (1) çelik metre şeridi, (2) kuyu düdüğü, (3) bubblers, (4) basınç dönüştürücü, (5) şamandıra şeklinde çalışan su seviyesi kayıt cihazı and (6) akustik metodlar. Bunlardan, kuyu düdüğü en yaygın olarak kullanılanlarından biridir

Hidrolik yükün arazide ölçülmesi

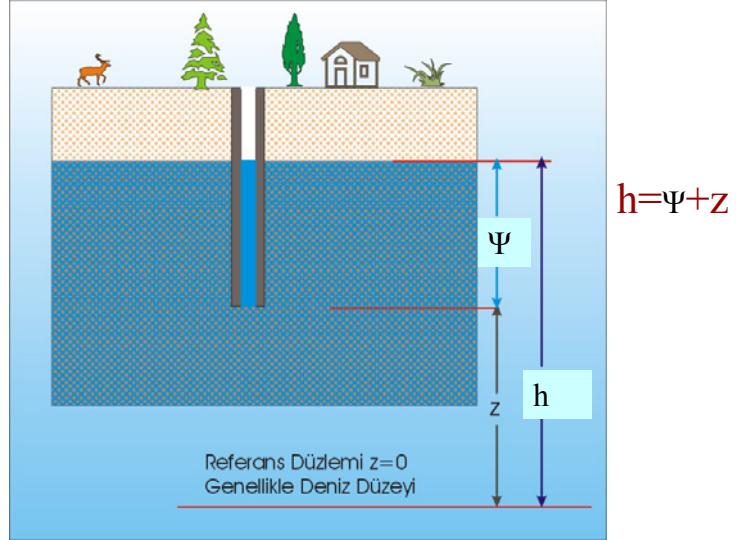


a) Çelik şerit metre b) kuyu düdüğü

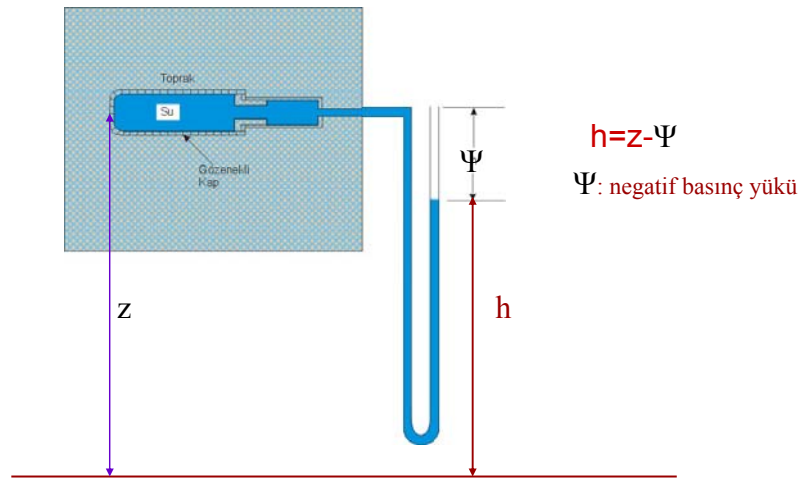


Kuyu düdüğü

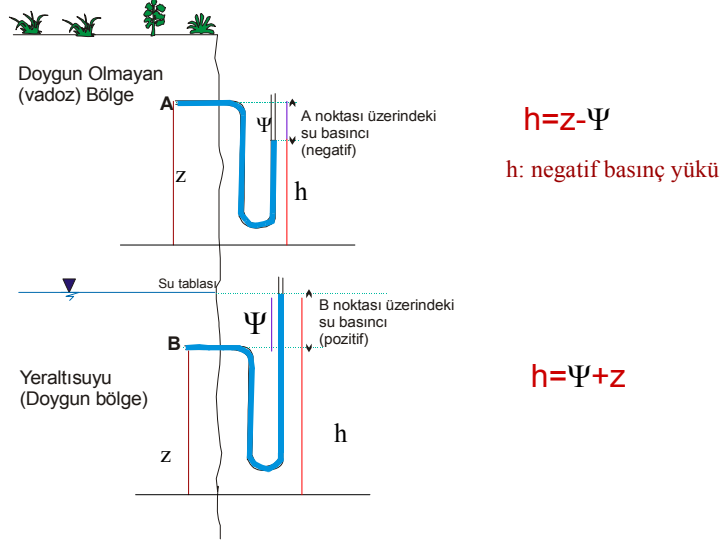
Gözenekli Ortamlarda Hidrolik Yükün Ölçülmesi
Doygun Ortam-Piyezometre



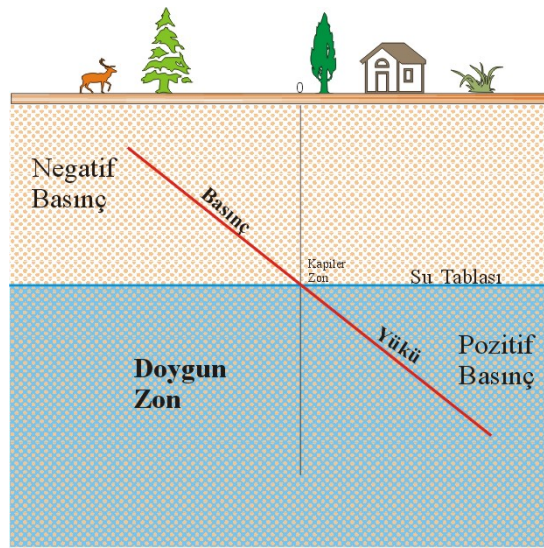
Gözenekli Ortamlarda Hidrolik Yükün Ölçülmesi
Doygun Olmayan Ortam- Tansiyometre



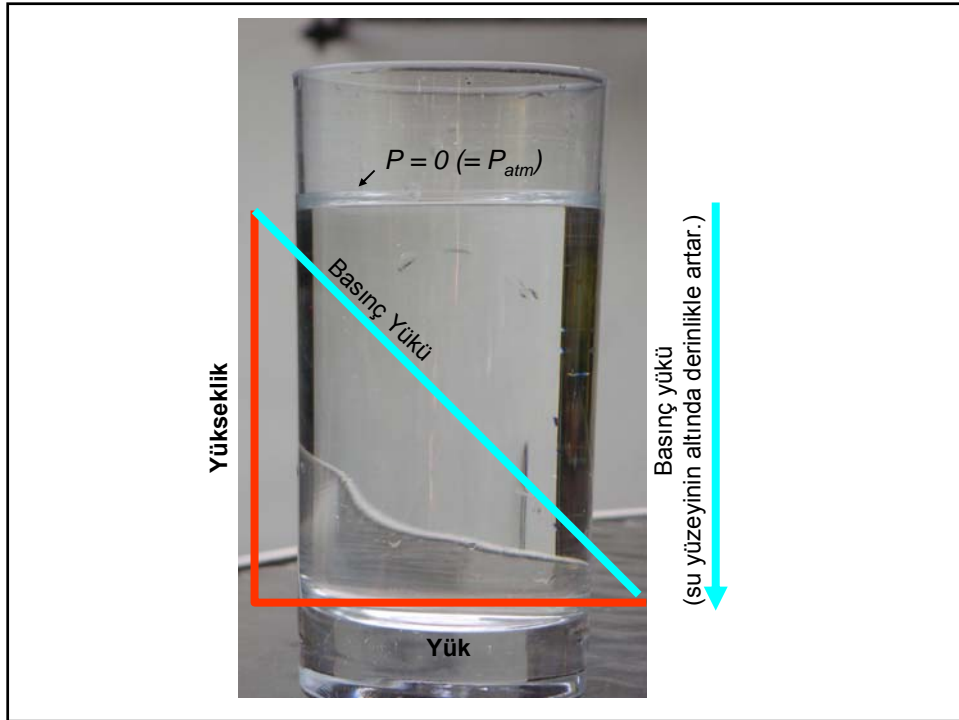
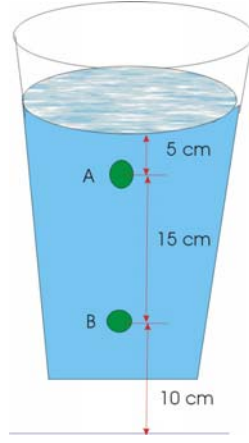
Yüzeyaltında Su Basıncı

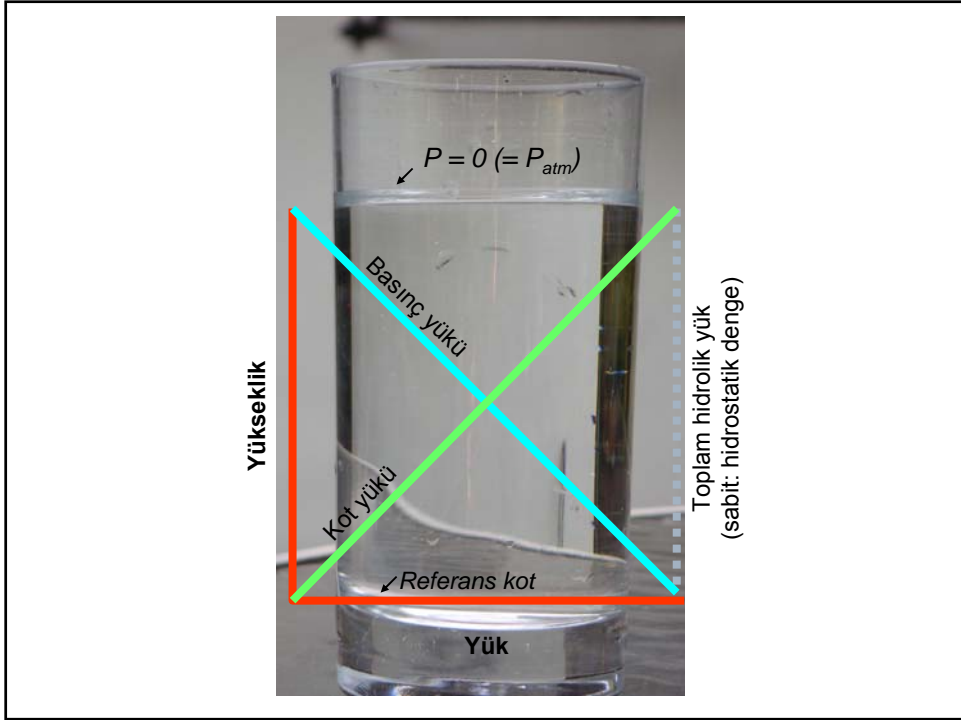
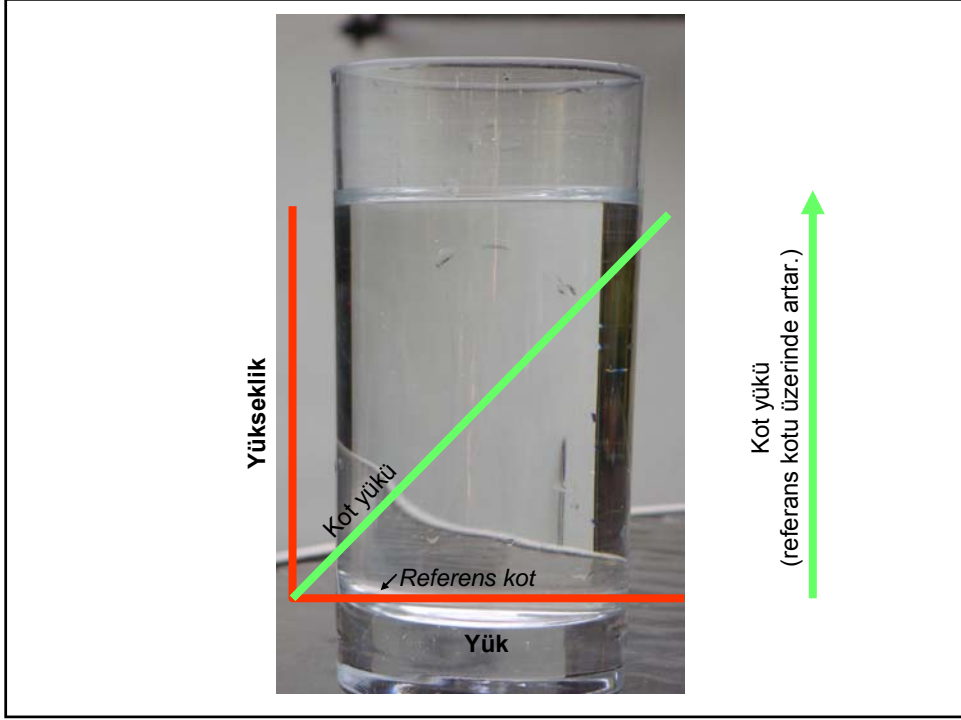


Yüzeyaltında Su Basıncının Derinlikle Değişimi



HİDROLİK GRADYAN





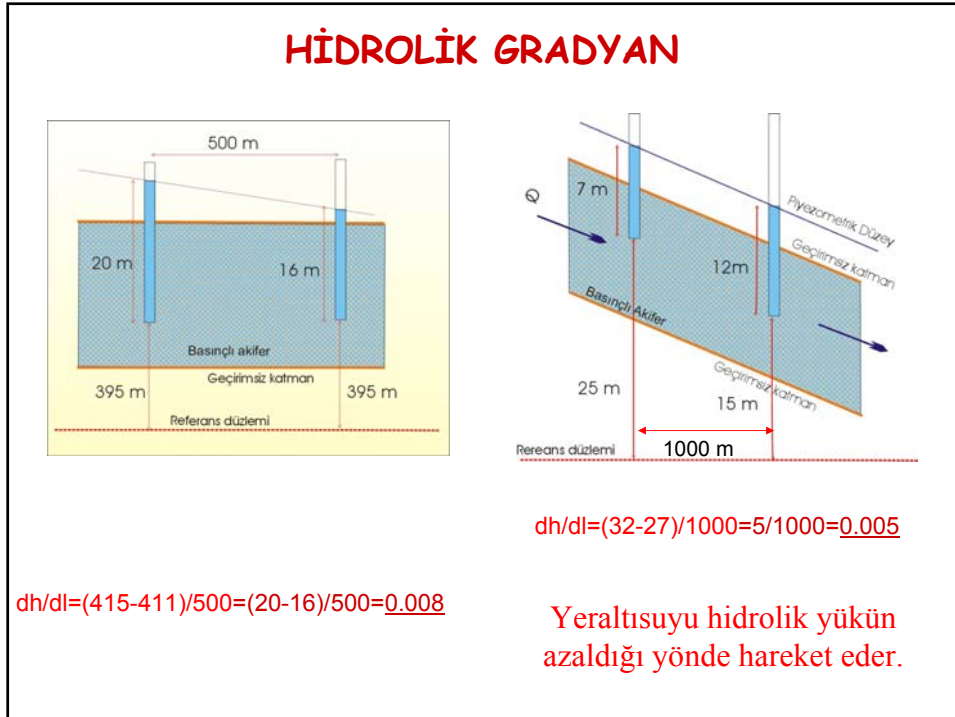
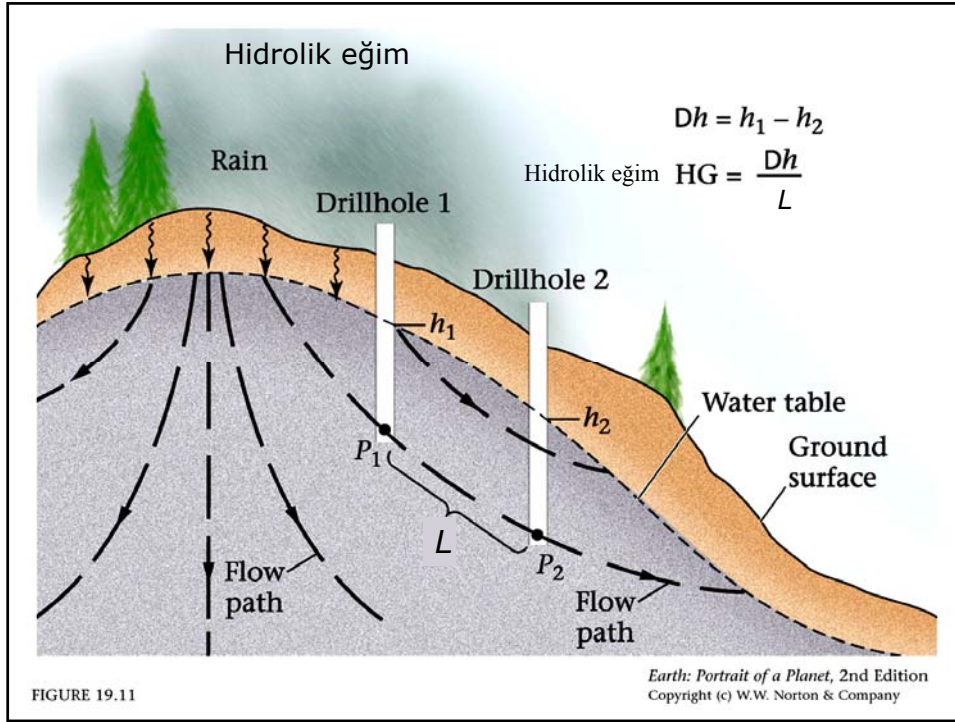
Gözenekli Ortamların Hidrodinamiği

Hidrolik Eğimin Hesaplanması

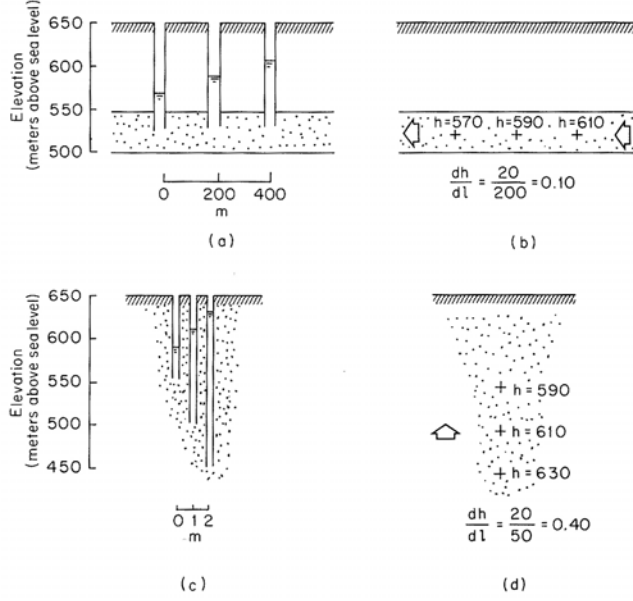
Hidrolik eğim yeraltı suyu akımı için itici kuvveti temsil etmektedir. Hidrolik eğim, Darcy kanununda tanımlandığı gibi akım yönünde birim uzunluktaki hidrolik yük azalmasıdır. İki piyezometre arasındaki hidrolik eğim.

$$\frac{dh}{dl} = \frac{[(\psi_2 + z_2) - (\psi_1 + z_1)]}{(z_2 - z_1)} = \frac{(h_2 - h_1)}{(z_2 - z_1)}$$

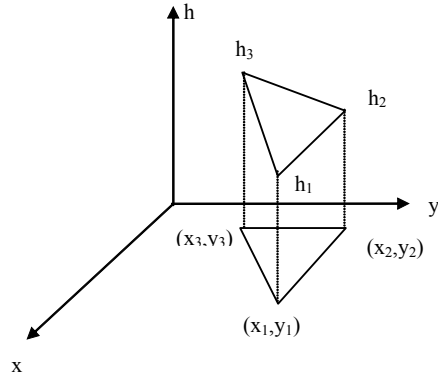
Burada 1 ve 2 alt üstleri piyezometre numaralarını temsil etmektedir. Hidrolik eğim hem doğrultusu hemde büyüklüğü ile karakterize edilen bir vektördür. Hidrolik eğimin x, y, ve z eksenlerindeki 3 bileşeni vardır. Herbir bileşen, o eksen boyunca hidrolik yükün ne hızla değiştiğini göstermektedir. İki boyutlu akım için, hidrolik eğimin akım yönünde hem yatay hemde düşey bileşkesi vardır. Hidrolik eğimin doğrultusu hidrolik yük değişiminin en hızlı olduğu doğrultu ile çakışmaktadır. Bu doğrultu hidrolik iletkenliğin yöne bağlı değişmediği durumlarda ($K_x=K_y=K_z$) eş hidrolik yük çizgilerine dik yöndedir ve yeraltı suyu akım doğrultusu ile çakışmaktadır.



Yatay ve Düşey Hidrolik Eğimler

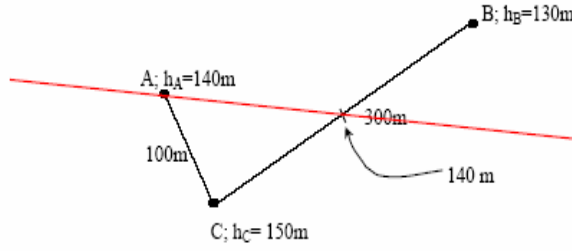
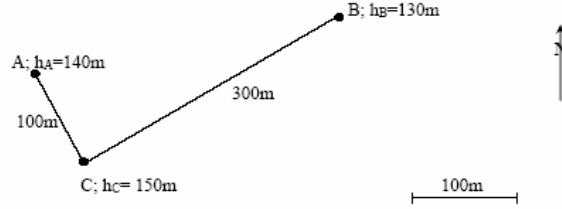


Belirli bir sahada, hidrolik eğimin yatay bileşkesini belirlemek için yeraltında aynı seviyeye yerleştirilen üç veya daha fazla kuyuda yada piyezometrede su seviyesi ölçimleri gerekmektedir. Üç kuyu ile çevrelen bir alanda yeraltısuyu akımının doğrultusunu ve yatay hidrolik eğimini belirlemede üç nokta probleminde yararlanılır. Bu metod özellikle yeraltısuyu akımını karakterize etmede çok sayıda kuyunun mevcut olmadığı durumlarda faydalıdır. Üç nokta probleminin uygulanaşı aşağıda bir örnek üzerinde açıklanmıştır. Belirli bir lokasyonda hidrolik eğimin düşey bileşkesi farklı derinliklere bir kaç piyezometre yerleştirerek ve her piyezometrede hidrolik yükü ölçerek belirlenebilir. Piyezometre yuvasından elde edilen hidrolik eğim verileri bir profil boyunca düşey yeraltısuyu doğrultusu hakkında ip uçları sunar.

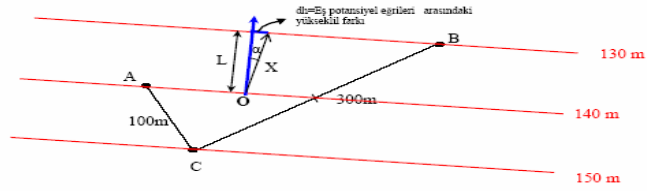


3 Nokta problemi

Aynı akifer içerisinde açılmış 3 kuyu düşünelim. Bu kuyulara ait veriler aşağıdaki şekilde sunulmuştur:



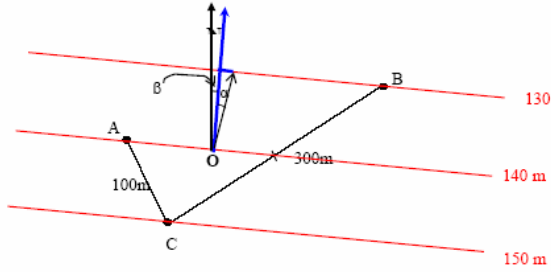
3 Nokta problemi

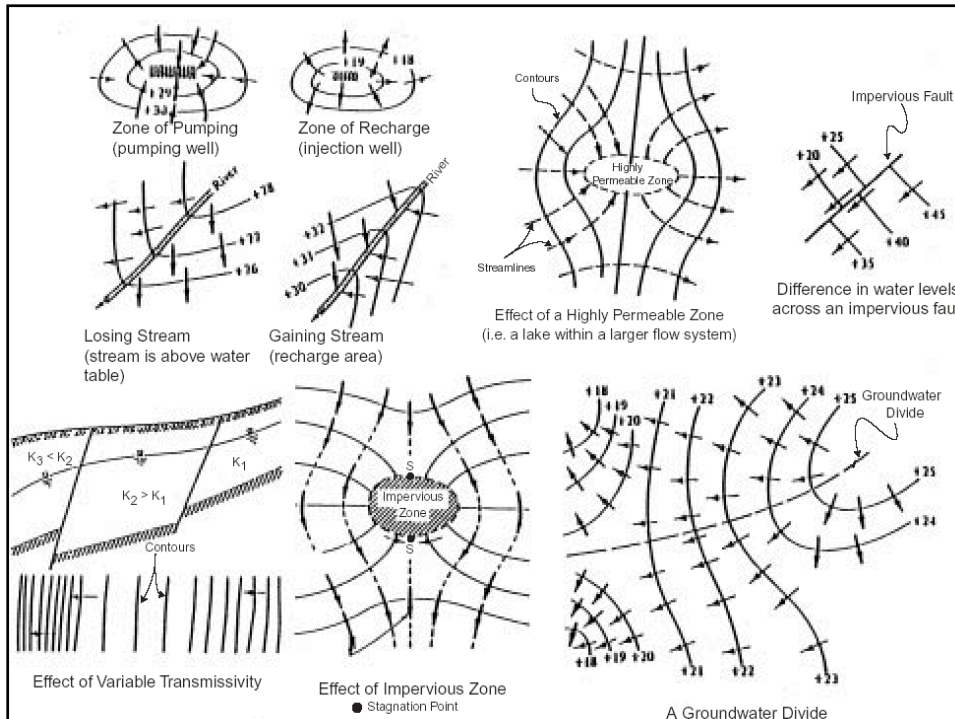
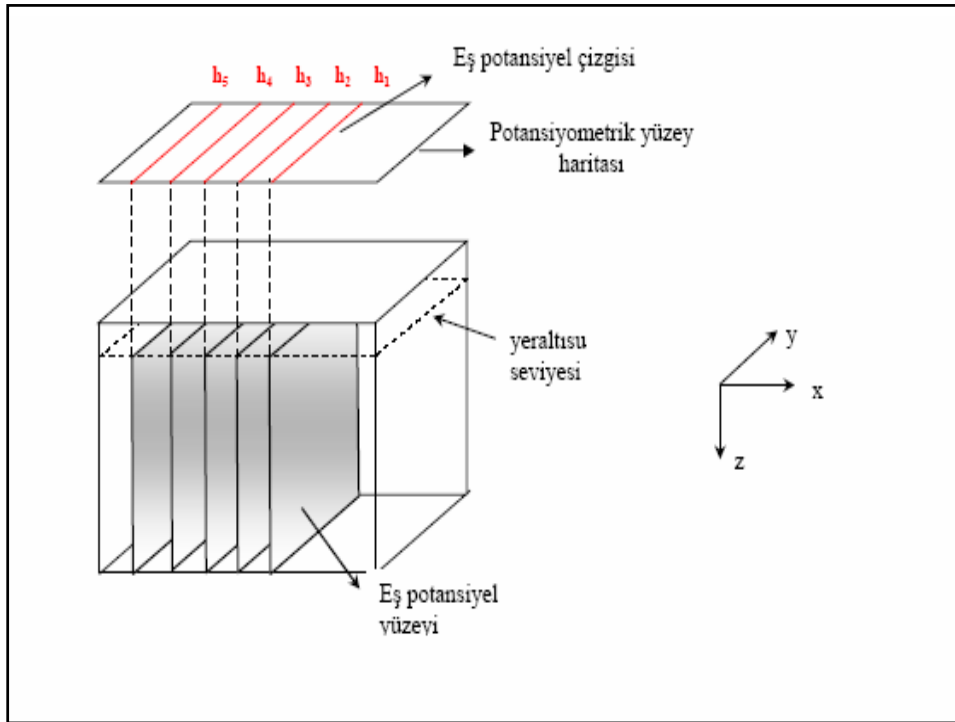


hidrolik eğim (α) miktarı,

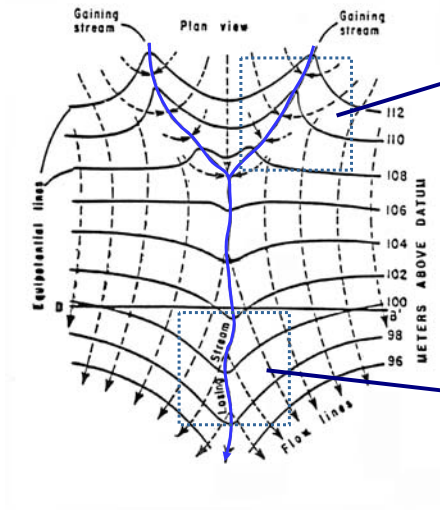
$$\tan \alpha = \frac{dh}{dL} = \frac{(140 - 130)}{L} = \frac{10m}{80m} = 0.125$$

$$\alpha = 7.12^\circ$$





Eş potansiyel eğriler yardımıyla alıcı ve verici nehirlerin belirlenmesi



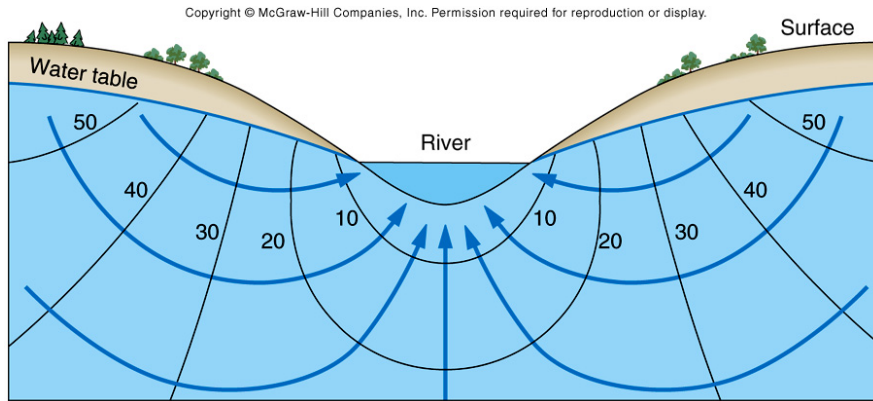
Alıcı akarsular:

Konveks eş potansiyel çizgileri
Yeraltısuyu boşalım zonu
Akımda net artış

Verici akarsular:

Konkav eş potansiyel çizgileri
Yeraltısuyu beslenme zonu
Net akım kaybı

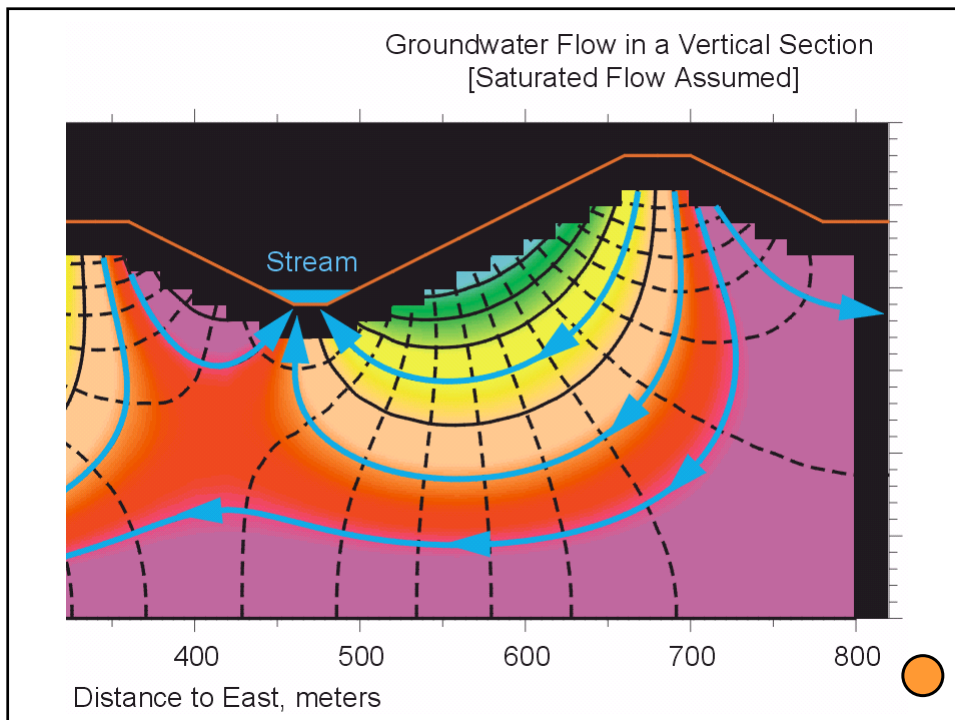
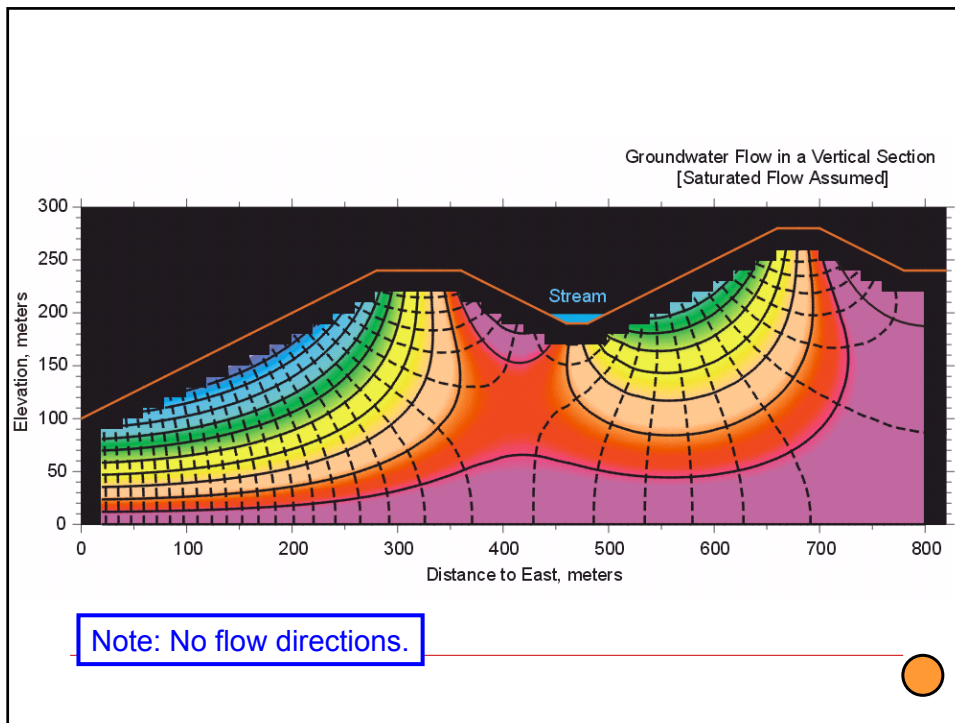
Freeze and Cheery (1979)

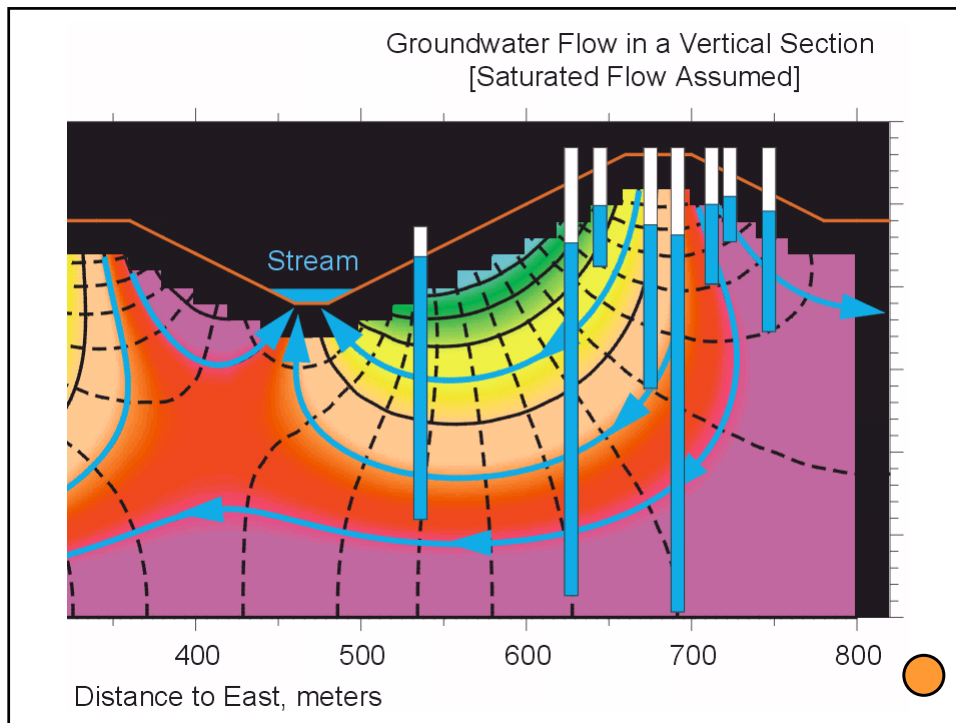


$$\text{potansiyel} = \text{gravite} \cdot \text{hidrolik yük} = g \cdot h \sim h$$

Yeraltısuyu akım yönü eş potansiyel eğrilerine diktir

Ortalama yeraltısuyu akım hızı 0.5-1.5 cm/day
10 cm/yr (masif kristalen kayalar)
100 m/day (çimentolanmamış çakıl)

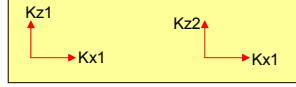




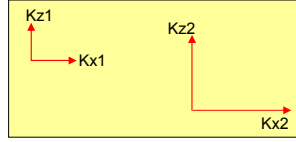
Heterojenlik-Anizotropi

HOMOJENLİK VE HETEROJENLİK KAVRAMLARI

- Jeolojik formasyonların hidrolik iletkenlikleri lokasyona göre değişiklik gösterebilirler.
 - Eğer K 'nın değeri jeolojik bir formasyon içerisinde lokasyona göre değişmiyor ise bu formasyonlara **Homojen** formasyonlar, değişiyor ise de **Heterojen** formasyonlar denilmektedir.
- Homojen ortamlarda $K(x,y,z) = c = \text{sabit bir sayıdır}$; yani $K_{x1} = K_{x2}$; $K_{z1} = K_{z2}$.

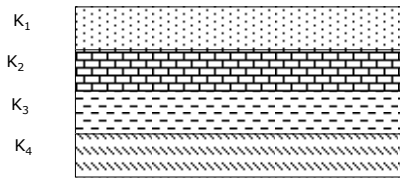


- Heterojen ortamlarda ise $K(x,y,z) \neq c$; yani $K_{x1} \neq K_{x2}$; $K_{z1} \neq K_{z2}$.



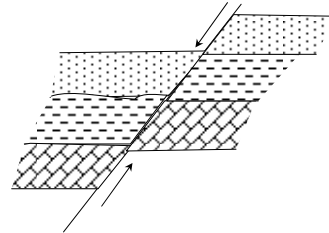
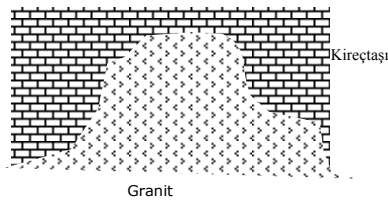
Jeolojik ortamlarda görülen heterojenlikleri üç büyük sınıf içerisinde toparlayabiliriz.

•Heterojenliğe ilk örnek, yaygın olarak sedimanter kayalarda ve konsolide olmamış, gevşek malzemelerde görülen **tabakalanmadır**.

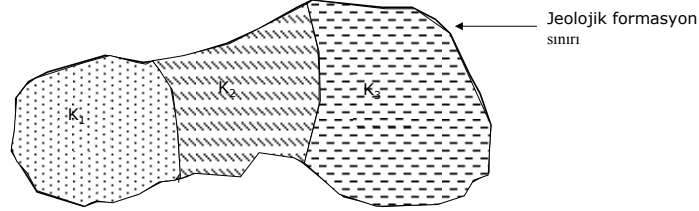


Jeolojik formasyon, herbiri kendi içerisinde homojen olan tabakalardan oluşmaktadır. Formasyonu bir bütün olarak değerlendirdiğimizde ise, tüm sistem heterojen olarak düşünülmektedir. Tabakalanmalı heterojenlikte, tabakaların hidrolik iletkenlik (K) katsayıları arasında 1010-13 kata varan bir fark gözlenebilir. Buna örnek olarak kiltası ve kumtaşı tabakalanmasını verebiliriz.

• K değerlerinde gözlenen bu derecedeki farklılığa bir örnekte faylanmanın yada büyük ölçekli stratigrafik yapıların neden olduğu **süreksizlik heterojenliğidir**. En yaygın olarak görülen bir süreksizlik yapısı sokulum kayalarının kondağıdır.

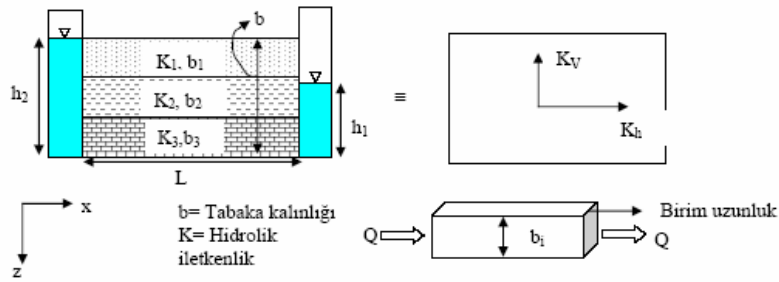


Sıkça görülen bir diğer heterojenlik, jeolojik bir formasyonun kendi içerisinde yanal olarak değişim göstermesidir. Bu tür yapılar, alüvyon yelpazelerini ve deltaları oluşturan sedimantasyon olaylarının bir sonucudur.



3.8. ESDEĞER HİDROLİK İLETKENLİK (effective permeability)

1. Akım doğrultusu tabakalanmaya paralel



Her biri kendi içerisinde homojen ve izotrop olan tabakalardan oluşan bir formasyon düşünelim. Akımın tabakalara paralel yönde olduğunu ve $Q_{\text{Toplam}} = \sum_{i=1}^n Q_i$ varsayalım.

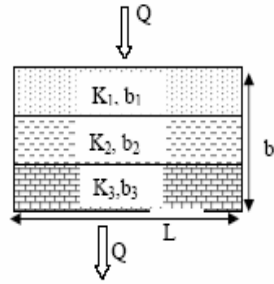
Bu durumda heterojen formasyonu temsil edecek eşdeğer hidrolik iletkenliği şu şekilde hesaplayabiliriz.

$$K_{e,h} = \frac{\sum_{i=1}^n b_i K_i}{\sum_{i=1}^n b_i} = \frac{K_1 b_1 + K_2 b_2 + K_3 b_3 + \dots + K_n b_n}{b_1 + b_2 + b_3 + \dots + b_n}$$

Ağırlıklı aritmetik ortalama

$K_{e,h} = \text{Yatay eşdeğer hidrolik iletkenlik (tabakalanmaya paralel akımlar için).}$

2. Akımın doğrultusu tabakalanmaya normal

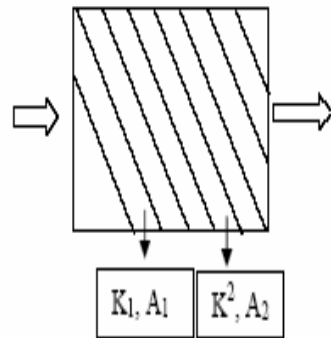


$$K_{e,v} = \frac{\sum_{i=1}^n b_i}{\sum_{i=1}^n \frac{b_i}{K_i}}$$

Ağırlıklı harmonik ortalama

$K_{e,v}$ = Düşey eşdeğer hidrolik iletkenlik

$$K_{e,h} > K_{e,v}$$



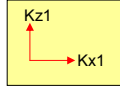
$$K_G = \left(\prod_{i=1}^n K_i A_i \right)^{1/n}$$

Geometrik ortalama

İZOTROP VE ANİZOTROP KAVRAMLARI

- Jeolojik bir formasyon içerisinde her hangi bir noktada hidrolik iletkenlik değeri, ölçüm yapılan doğrultuya bağlı değil ise bu formasyonlara o noktada **izotrop**ur, şayet bağlı isede **anizotrop**ur denilmektedir.

- İzotrop ortamlarda $K_{x1}=K_{z1}$;

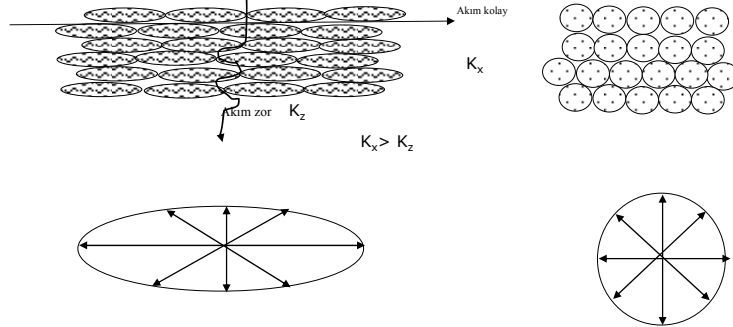


- Anizotrop ortamlarda $K_{x1} \neq K_{z1}$.



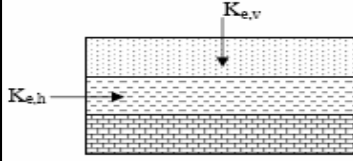
İZOTROP VE ANİZOTROP KAVRAMLARI

- Çoğu kayaçların doğasında doğrultusal nitelikler mevcuttur. Metamorfik kayaçlarda görülen şistozite yapıları, sedimanter kayaçlardaki yatay tabakalanmalar, bazaltlardaki sütun yapıları bu niteliklere örnek olarak verilebilir. Bu gibi kayaçlardan alınan örneklerden elde edilen hidrolik iletkenlik değerleri tüm doğrultularda eşit olmayacaktır.



- Anizotropi ölçeğe bağlı bir kavramdır. Örneğin, dane boyutu ölçeğinde anizotropi, sedimantasyon ve üzerleyen malzemelerin basınçından dolayı, düz yüzeyle danelerin (minerallerin, örneğin killen) en uzun eksenleri boyunca tabakalanma düzlemine paralel olarak şekilde çökmesi sonucunda meydana gelir.

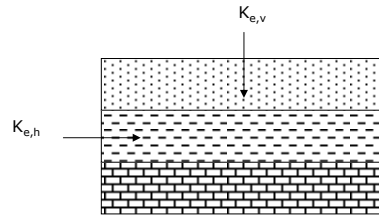
Arazi ölçeğinde anizotropi ise tabakalanma, çapraz tabakalanma, kil merçekleri gibi büyük ölçekli heterojenliklerin ölçüm yapılan sahada bulunmasından kaynaklanmaktadır.



Matematiksel olarak anizotropi, kısaca yatay hidrolik iletkenliğin (K_x) düşey hidrolik iletkenliğe (K_z) oranıdır.

$$Anizotropi = \frac{K_x}{K_z} > 1$$

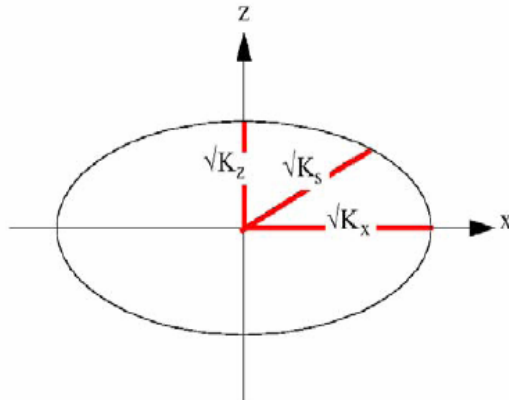
$$Izotrop = \frac{K_x}{K_z} = 1$$



$$x = r \cos\alpha \quad z = r \sin\alpha$$

$$\frac{r^2}{K_s} = \frac{x^2}{K_x} + \frac{z^2}{K_z}$$

K_x ve K_z biliniyor ise, yukardaki eşitliği kullanarak K_s 'in α açısıyla belirtilen herhangi bir doğrultudaki değerini kolaylıkla hesaplayabiliriz.



Permeabilite elipsi (2 boyutta)

İZOTROP VE ANİZOTROP KAVRAMLARI

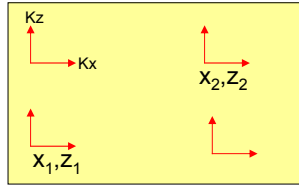
- Arazi ölçeğinde tabakalanma heterojenliğinden dolayı, 100:1 hatta daha büyük değerlere varan bölgesel anizotropilikler görmek mümkündür.

Tablo 3.3. Bazı kayaçların anizotropi karakterleri (Domenico, Schwartz,1990).

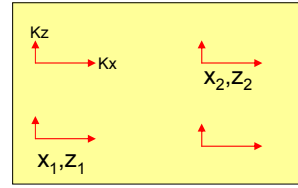
Kayaç türü	Yatay permaibilite (m/sn)	Düşey permaibilite(m/sn)
Anhidrat	10^{-14} - 10^{-12}	10^{-15} - 10^{-13}
Kireç	10^{-10} - 10^{-8}	5×10^{-11} - 5×10^{-9}
Kireçtaşı, Dolomit	10^{-9} - 10^{-7}	5×10^{-10} - 5×10^{-8}
Kumtaşı	5×10^{-13} - 10^{-10}	2.5×10^{-13} - 5×10^{-11}
Şist	10^{-14} - 10^{-12}	10^{-15} - 10^{-13}
Tuz	10^{-14}	10^{-14}

Heterojenlik ve Anizotropi

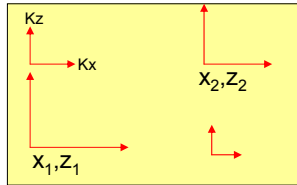
Heterojenlik: Konuma göre değişkenlik Anizotropi: Yöne göre değişkenlik



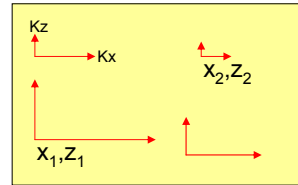
Homojen-İzotrop



Homojen-Anizotrop



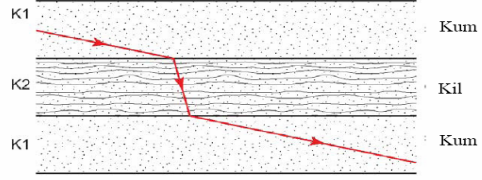
Heterojen-İzotrop



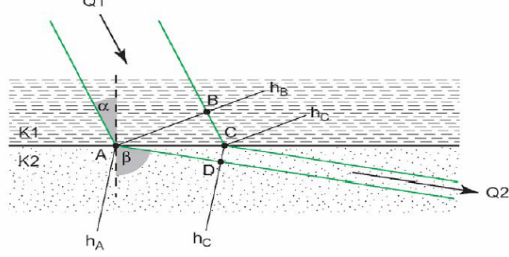
Heterojen-Anizotrop

TABAKALAR ARASINDAKİ SINIRLAR

Akımın tabakalanmaya paralel veya normal olmadığı durumlarda akım çizgilerinin anizotropi'den dolayı tabaka sınırlarında kırılarak yansıdığı gözlemlenmektedir. Aşağıdaki sistemde $K_1 \gg K_2$. K değerleri arasındaki farklılık akım çizgilerinin kırılma oranını kontrol etmektedir. Aradaki fark ne kadar büyük olursa kırılmada o derecede büyük olacaktır.



Şimdi iki gözenekli katman arasında bir sınır düşünelim:



$$\frac{K_1}{K_2} = \frac{\tan \alpha}{\tan \beta}$$

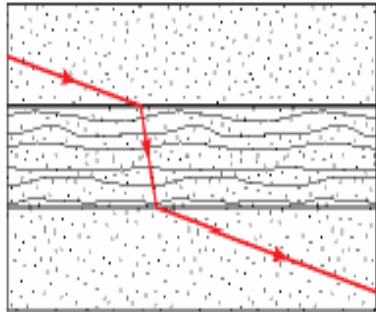
Tanjant kanunu; yeraltısuyu akım çizgilerinin jeolojik sınırlarda nasıl kırıldığını ifade etmektedir.

$$K_2 \gg K_1, \quad \tan \beta \gg \tan \alpha, \quad \text{and } \beta \rightarrow 90^\circ$$

Akım çizgileri hemen hemen tabaka sınırına paralel

$$K_2 \ll K_1, \quad \tan \beta \ll \tan \alpha, \quad \text{and } \beta \rightarrow 0^\circ$$

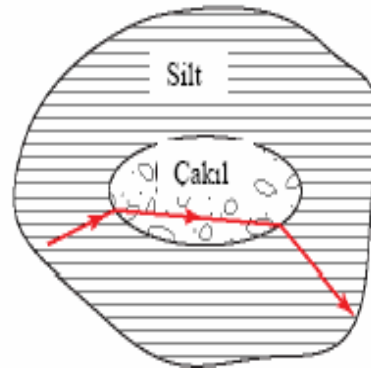
Akım çizgileri hemen hemen tabaka sınırına normal



Kum

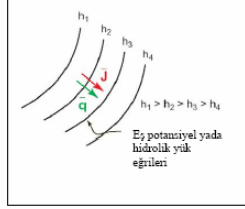
Kil

Kum



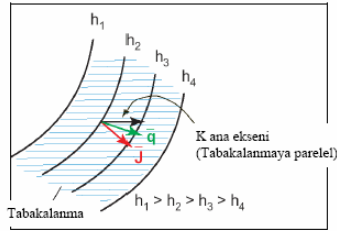
HİDROLİK İLETKENLİK VE YERALTISUYU AKIM DOĞRULTUSUNA OLAN ETKİSİ

1. Homojen ve izotrop akiferler:



- Yeraltısuyu akım doğrultusu eş potansiyel eğrilerine normal'dir.
 - Hidrolik eğim ve akım vektörleri aynı yödedir.
- J= hidrolik eğim vektörü
q= özgül debi vektörü

2. Homojen ve anizotrop akiferler

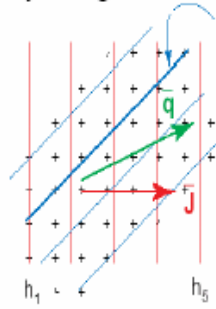


- Hidrolik eğim vektörünün doğrultusu eş potansiyel eğrilerine diktir. Fakat akım vektörü, hidrolik eğim vektörü doğrultusu ile tabakalanma doğrultusu (akımın en kolay olduğu doğrultu) arasında bir yönde yer almaktadır.

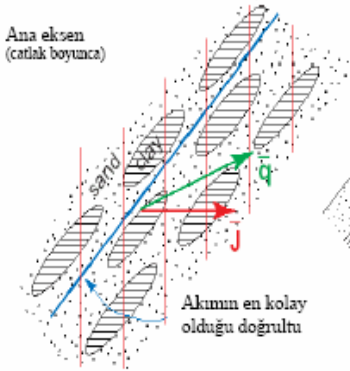
Örnekler:

$h_1 > h_5$

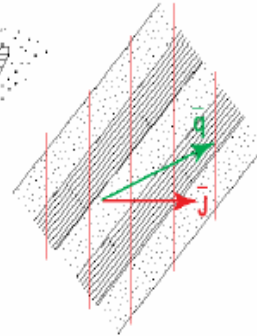
Çatlaklı granit



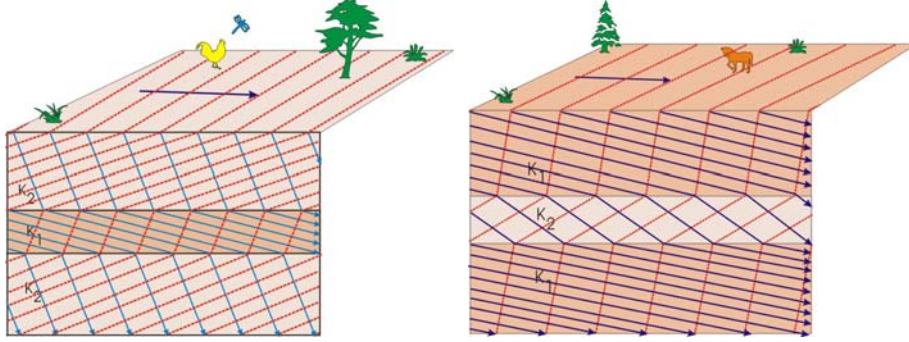
Ara tabakalanma



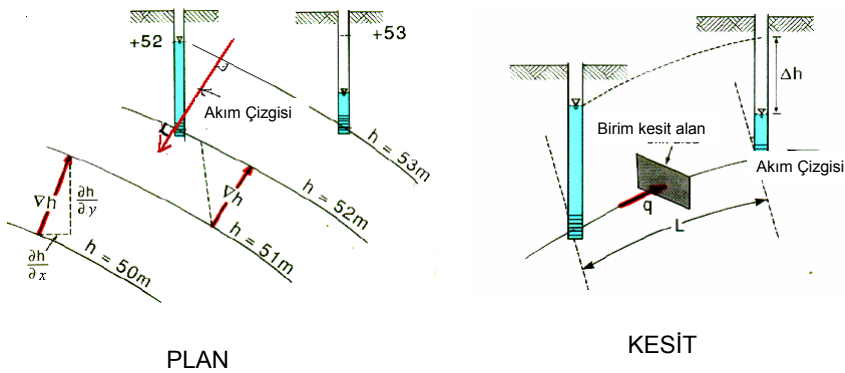
Filiş formasyonu



Katmanlı Sistemlerde Akım Ağlarının Kesit ve Plan Görünümleri



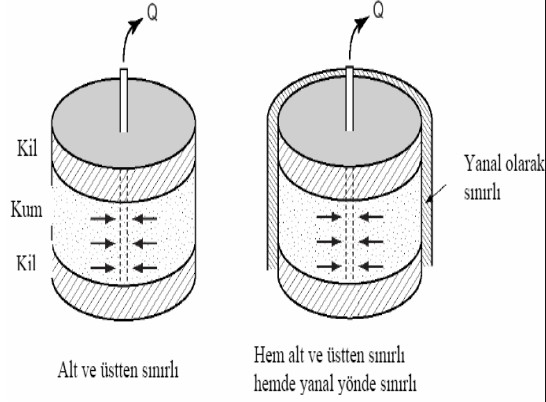
AKIM AĞI: EŞPOTANSİYEL EĞRİLER VE AKIM ÇİZGİLERİ



AKİFER SİSTEMLERİNDE SUYUN DEPOLANMASI

□ Basıncı bir akiferde açılmış bir su kuyusunu ele alalım. Akiferin yanlardan sınırlanmadığını düşünelim. Bu durumda pompajla çekilen su akiferin açık olan yan sınırlarından gelecektir. Şimdi bütün kenarlarından kapalı bir basıncı akifer düşünelim. Bu tür sistemlerde pompajla çekilen su ise doğrudan akiferin deposundan sağlanacaktır ($\Delta depo < 0$).

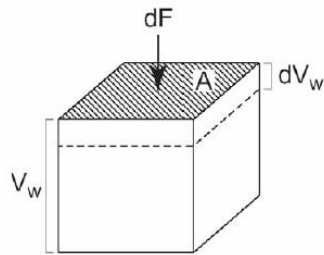
□ Pompaj sırasında suyun genişmesi ve akifer matriksinin konsolidasyonu sayesinde akiferden su almaktayız.



Suyun sıkışabilirliği :

Suyun başlangıçtaki hacmini V_w olarak alalım. Bu su kütesinin üzerine bir kuvvet uygulayalım (bu kuvvet örneğin zeminin ağırlığından kaynaklanabilir). A kesit alanı üzerinde oluşan akışkan basıncı $dP = dF/A$.

Akışkan basıncındaki artış (dP) belirli bir su kütesinin hacminin dV_w kadar azalmasına neden olacaktır.



$$dV_w = -V_w dP \beta$$

β = suyun sıkışabilirliği ya da sıkışma katsayısı $= 4.4 \times 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N}$

Gözenekli ortam için

$$V_T = V_v + V_s \rightarrow dV_T = dV_v + dV_s$$

$$dV_s = 0$$

danelerin kapladığı hacmin sabit olduğunu varsayalım. Yani stres değişikliğinin danelerde yapısal bir değişmeye neden olmadığını varsayalım. Dolayısıyla $dV_w = -dV_T$

$$V_T = V_v + V_s$$

$$V_v = V_w; n = V_v/V_T$$

$P = \rho g \Psi$ ve $\Psi = h - z$ (z, ölçüm noktasında sabittir.) $d\Psi = dh - dz \rightarrow dz = 0$

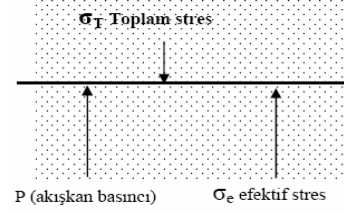
$$dP = \rho g d\Psi = \rho g dh$$

Suyun genişlemesinden kaynaklanan su miktarı

$$dV_{w,w} = -n V_T dP \beta = -n V_T \rho g dh \beta$$

Poröz ortamın sıkışabilirliği yada konsolidasyonu:

- Yeraltında herhangi bir düzlem üzerinde etkiyen toplam stres o düzlemi üzerleyen zeminin ve zemin suyunun ağırlığından dolaydır.
- Toplam stres gözenekli ortamın kısmen daneli iskelet yapısından kısmende gözeneklerdeki suyun basınçından kaynaklanmaktadır.
- Toplam stresin akışkandan kaynaklanmayan kısmına efektif stres denilmektedir. Bu stres gözenekli ortamın danelerine uygulanır. Toprak danelerinin yeniden düzenlenmesi ve bunun sonucunda dane iskeletinin kompresyonu toplam stresdeki değişimin değil efektif stresdeki değişimin bir sonucudur.



$$d\sigma_T = dP + d\sigma_E$$

Sistem içerisinde herhangi bir noktada üzerleyen zeminin ve zemin suyunun ağırlığı genellikle zamanla değişmemektedir yani $d\sigma_T = 0$

$$\text{Dolayısıyla } d\sigma_E = -dP$$

$d\sigma_E = -\rho g dh$ (Bir noktadaki efektif stresdeki değişim o noktadaki hidrolik yük değişimi ile kontrol edilir.)

poröz ortamın sıkışabilir yada sıkışma katsayısı(α)

Bazı ortamların sıkışma katsayıları

$$\alpha = -\frac{1}{V_T} \frac{dV_T}{d\sigma_e}$$

Kil: $\alpha = 10^{-6} - 10^{-8} \text{ m}^2/\text{N}$

Kum $\alpha = 10^{-7} - 10^{-9} \text{ m}^2/\text{N}$

Çakıl $\alpha = 10^{-8} - 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N}$

Çatlaklı kaya $\alpha = 10^{-8} - 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N}$

Masif kaya $\alpha = 10^{-9} - 10^{-11} \text{ m}^2/\text{N}$

$$dV_T = -\alpha V_T d\sigma_e = \alpha V_T dP$$

poröz ortamın konsolidasyonu sonucu ortamın üreteceği su miktarı

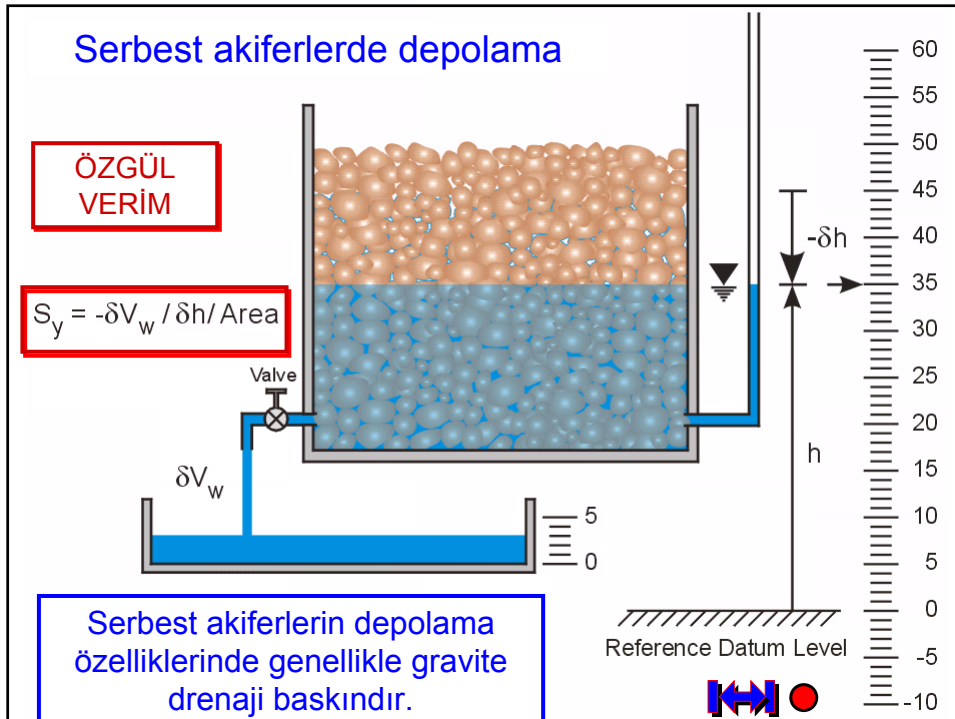
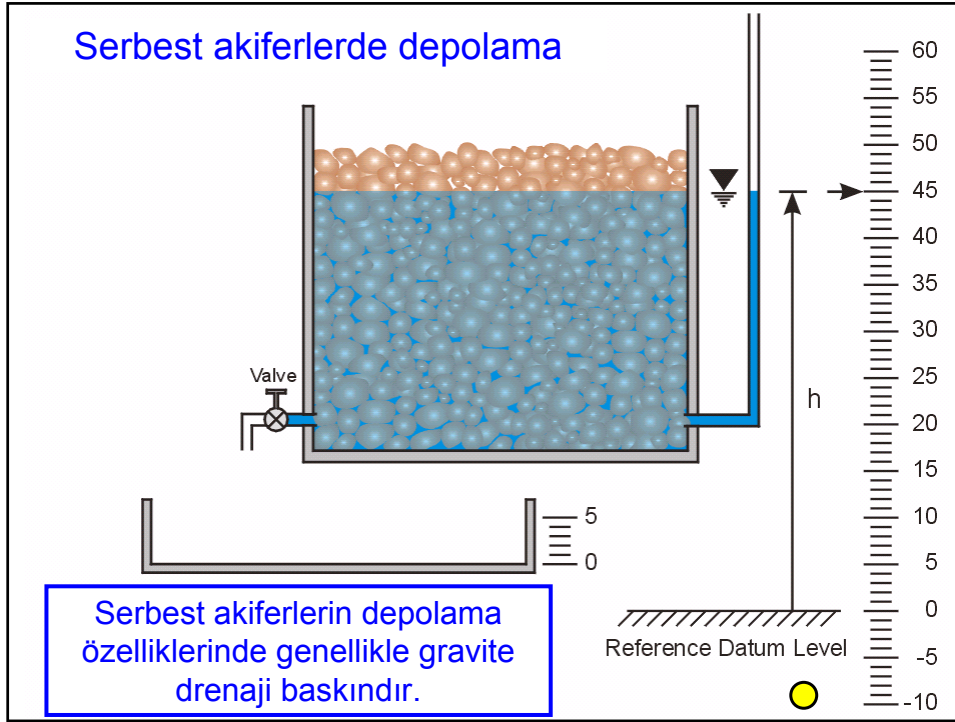
$$dV_{w_m} = -dV_T = -\alpha V_T dP = -\alpha V_T \rho g dh$$

Poröz ortamın üreteceği toplam su miktarı suyun genişlemesinden ve poröz ortamın konsolidasyonundan kaynaklanan suların toplamıdır.

$$dV_w = dV_{w_m} + dV_{w_s}$$

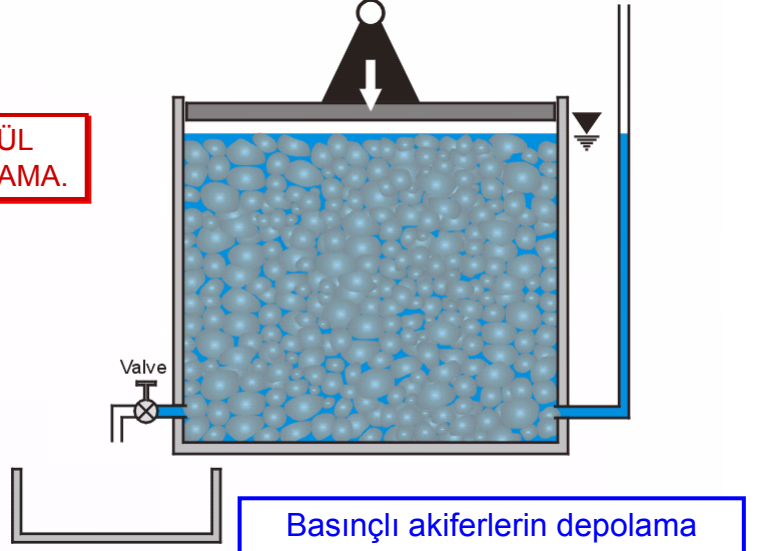
$$dV_w = -\alpha V_T \rho g dh - n V_T \rho g dh \beta$$

$$dV_w = -(\alpha + \beta n) V_T \rho g dh$$



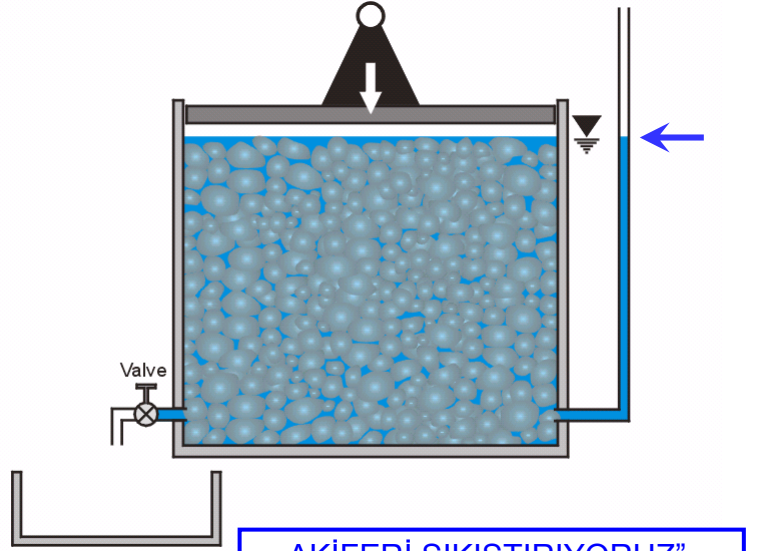
Basınçlı akiferlerde depolama

ÖZGÜL
DEPOLAMA.



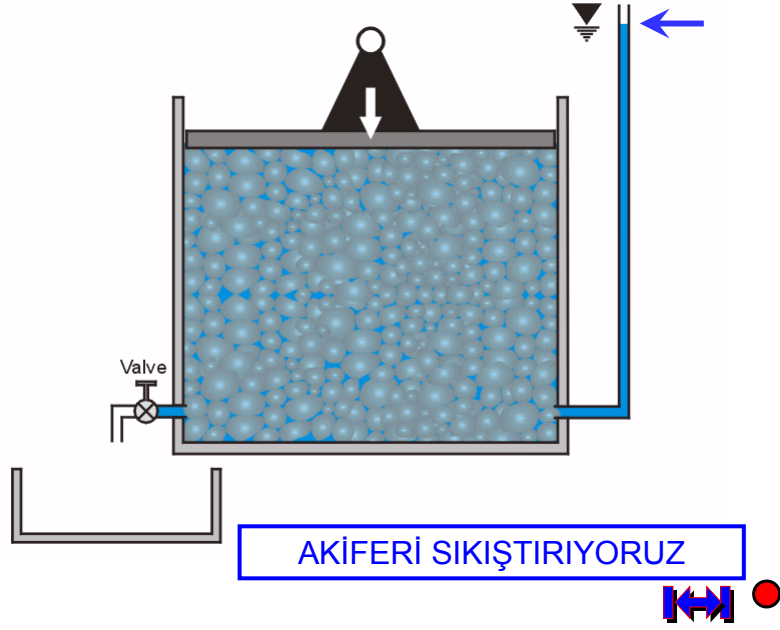
Basınçlı akiferlerin depolama özellikleri genellikle elastik etkiler denetler.

Basınçlı akiferlerde depolama

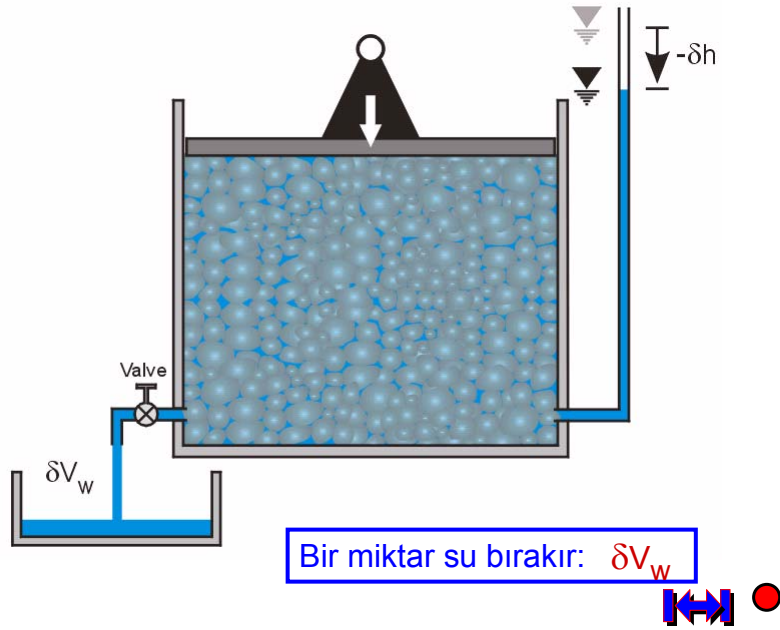


AKİFERİ SIKIŞTIRIYORUZ".

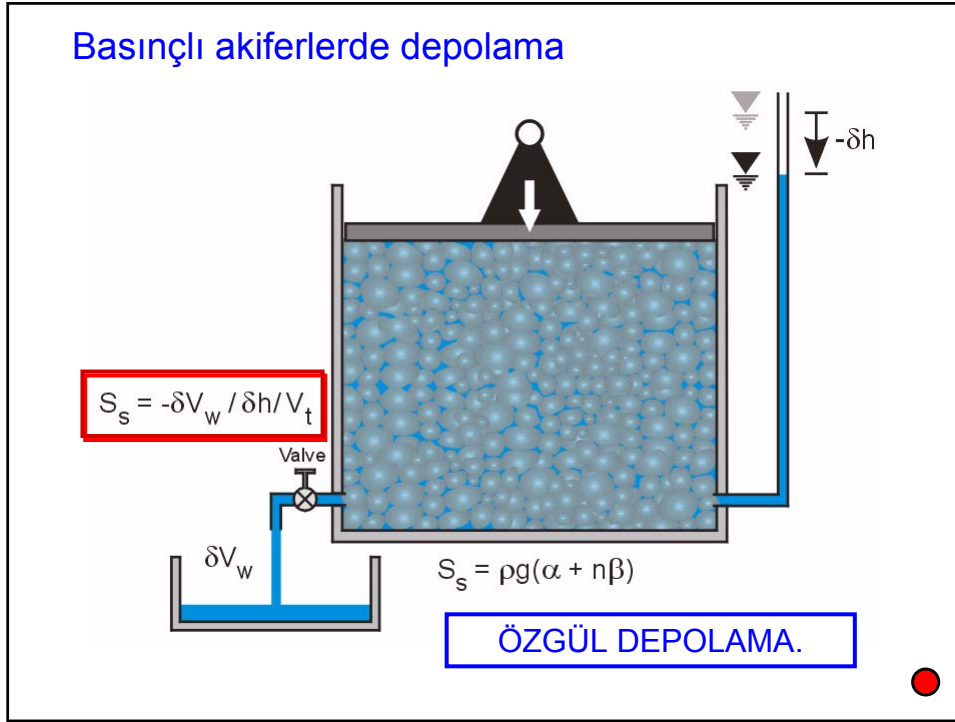
Basınçlı akiferlerde depolama



Basınçlı akiferlerde depolama



Basıncı akiferlerde depolama

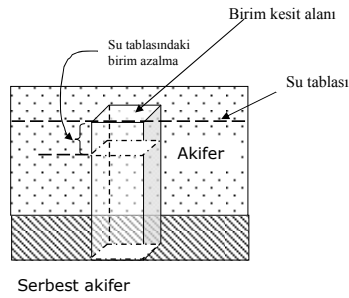
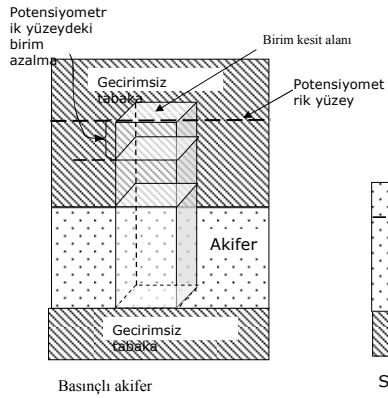


Özgül Depolama (S_s) hidrolik yükün birim azalması halinde akiferin birim hacminin vereceği suyun hacimidir. Birimi [m⁻¹].
Tipik S_s değerleri ~3 x10⁻⁶ m⁻¹ dir.

$$S_s = \frac{dV_w}{V_T(-dh)}$$

$$S_s = \frac{-(\alpha + n\beta)V_T \rho g dh}{-V_T dh}$$

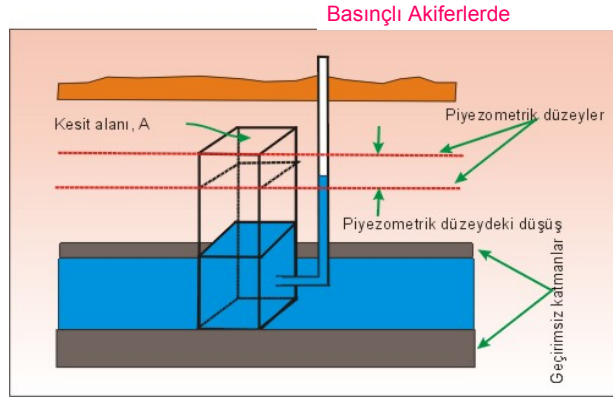
$$S_s = (\alpha + n\beta) \rho g$$



Akiferin depolama katsayısı (S), hidrolik yükün birim azalması halinde akiferin birim kesit alanından alınabilecek suyun miktarıdır. Boyutsuzdur.

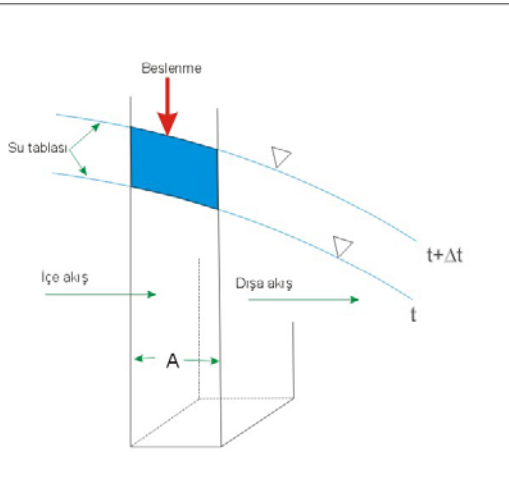
$$S = S_s \cdot b \quad [\quad]$$

b: akiferin suya doymun kalınlığı [m]



Depolama katsayısı basitce akiferin düşey kolonundan alınabilecek su miktarıdır. Düşey olarak entegre edilmiş bir niceliktir. Depolama katsayısı sadece yatay akımlar için uygulanır. Depolama katsayısı basınçlı akiferlerde $5 \times 10^{-3} - 5 \times 10^{-5}$ arasında bir değerdedir. Basınçlı akiferlerde suyun ve akifer malzemesinin sıkışması sonucu akiferin üreteceği su miktarı çok azdır. Bu akiferlerin önemli miktarlarda su üretebilmesi için geniş alanlarda büyük hidrolik yük değişiminin meydana gelmesi gerekmektedir.

Serbest akiferlerde



Serbest akiferlerde depolama katsayısı özgül verim olarak adlandırılmaktadır. Özgül verim (S_y), su tablasındaki birim düşmeye karşın akiferin birim yüzey alanından gravitenin etkisiyle boşalan su miktarıdır.

S_y birimi : [] yada %

$$S_y < n$$

$$S_y = n - S_r$$

S_r = su tutma kapasitesi [] yada % , gravite drenajı sonunda gözeneklerde kalan su miktarına denilmektedir.

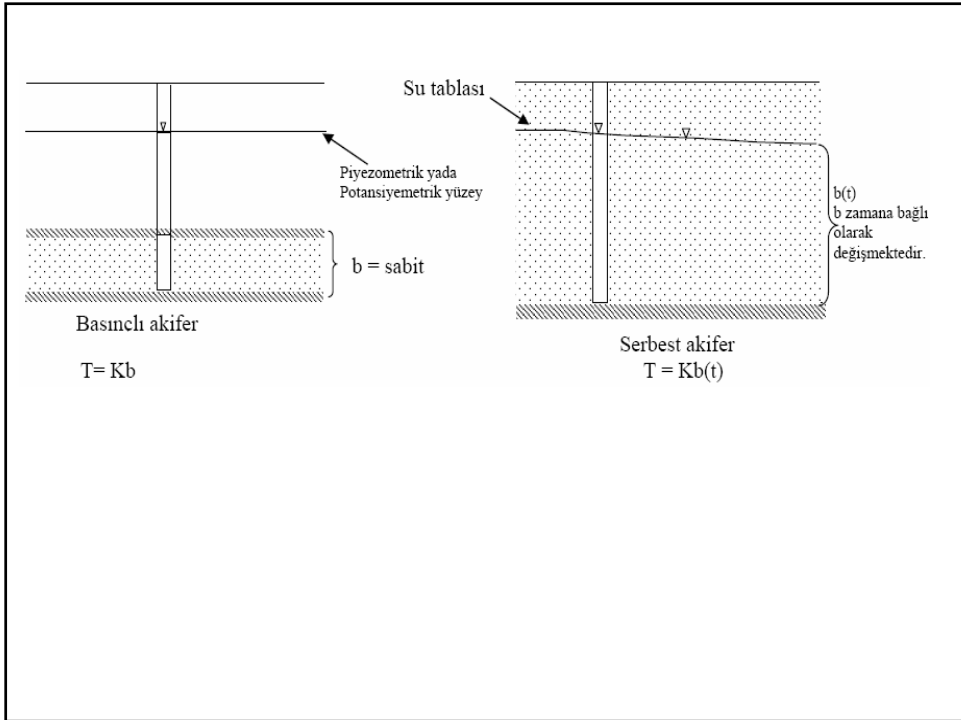
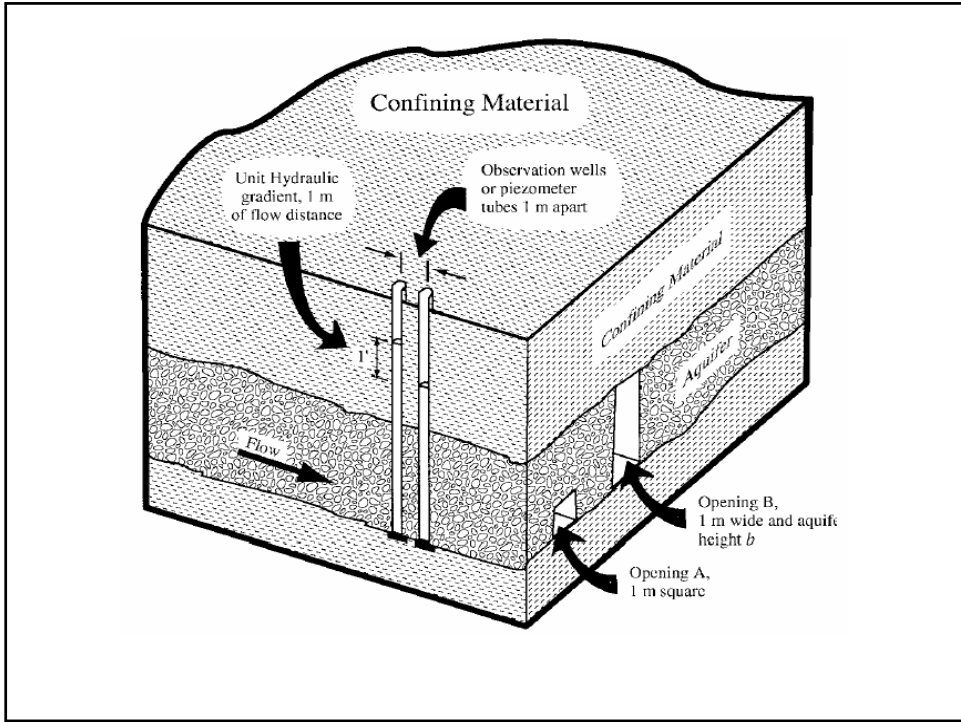
$$S = n_e$$

Depolama Katsayısı

- Serbest akiferlerin özgül verimi basınçlı akiferlerin depolama katsayısından çok büyüktür. Özgül verim değerleri 0.01- 0.3 arasında değişmektedir. Serbest akiferin deposundan bırakılan suyun önemli bir kısmı gözeneklerin gravitenin etkisiyle drenajıyla sağlanmaktadır. Yüksek S_y değerleride bundan dolayıdır. Basınçlı akiferlerin deposundan bırakılan sular ise suyun genleşmesi ve akiferin sıkışması sonucu elde edilmektedir.
- Serbest akiferlerde toplam depolama elastik depo ve özgül verimin bir toplamıdır.
- $S = S_y + S_{s.b}$
- Basınçlı akiferlerde toplam depolama elastik depoya eşittir.
- $S = S_{s. b}$

Akifer iletgenliği (Transmissivity):

- Birim hidrolik eğim altında birim alandan akiferin ileteceği su miktarıdır. İletgenliği 0.015 m²/sn'den yüksek olan formasyonlar su çıkartma amacıyla işletilebilirler.
- $T = Kb$
- Birimi m²/gün; m²/sn vb..
- K = akiferin hidrolik iletgenliği
- b = akiferin doygun kalınlığı

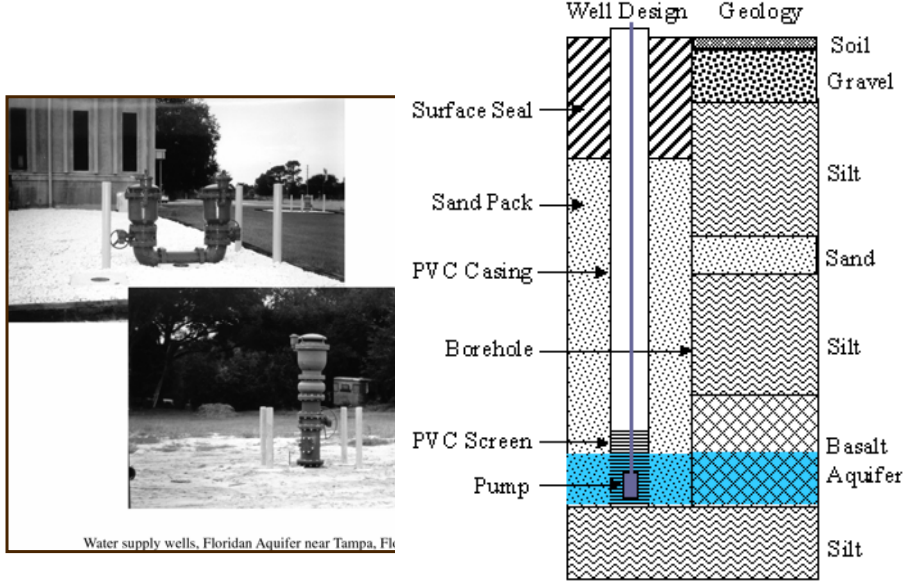


KUYU HİDROLİĞİ

Kuyu Hidroliği

- ✦ Su kuyusu, bir akiferden ekonomik miktarlarda su çekmek için dizayn edilmiş hidrolik bir yapıdır.
- ✦ Su kuyusunun inşaatı :
 - ◆ Uygun sondaj metodunun seçimi
 - ◆ Uygun kuyu tamamlama malzemesinin seçimi
 - ◆ Kuyu ve akifer performansının analizi ve yorumlanması aşamalarından oluşmaktadır.

Su Kuyusu

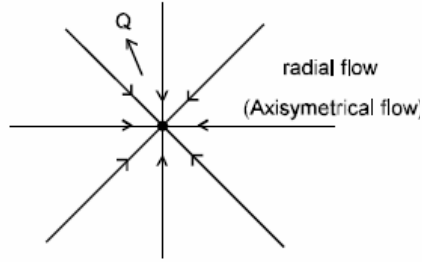


AKİFER TESTLERİ

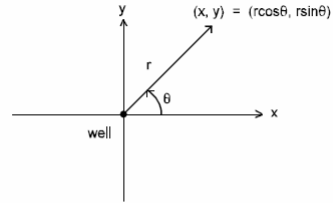
✦ Akiferin T ve S' nin belirlenmesinde kullanılır. Bu veriler

- ◆ Kuyuların yerleştirilecekleri yerlerin seçiminde ve kuyuların veriminin belirlenmesinde
- ◆ Düşüm miktarını tahmin etmede
- ◆ Bölgesel yeraltısu akımını anlamada
- ◆ Matematiksel modellemelerde yaygın olarak kullanılır.

Polar Kordinat Sistemi



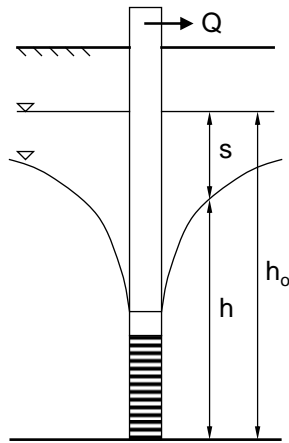
radial flow \rightarrow polar coordinates



$$\begin{aligned} x &= r \cos \theta \\ y &= r \sin \theta \end{aligned} \quad r = \sqrt{(x^2 + y^2)}$$

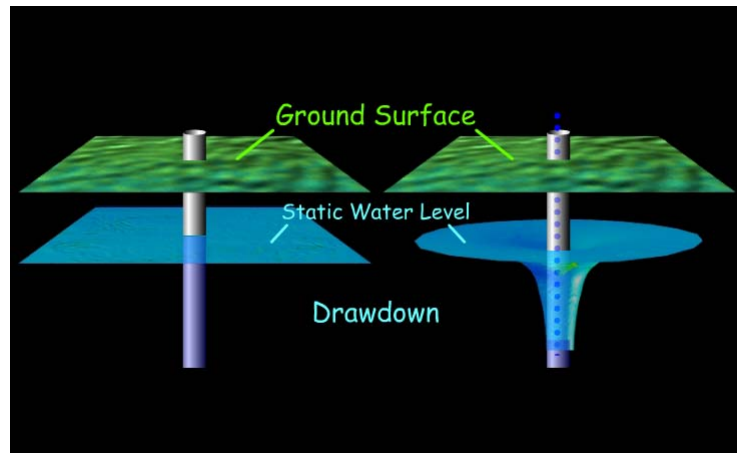
$$\frac{\partial r}{\partial x} = \frac{x}{r}$$

Pompaj kuyusu Terminolojisi

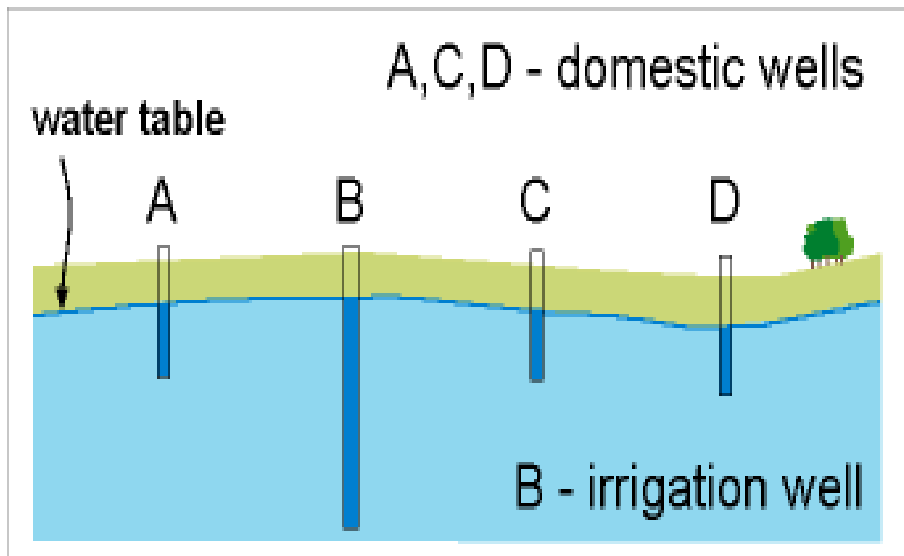


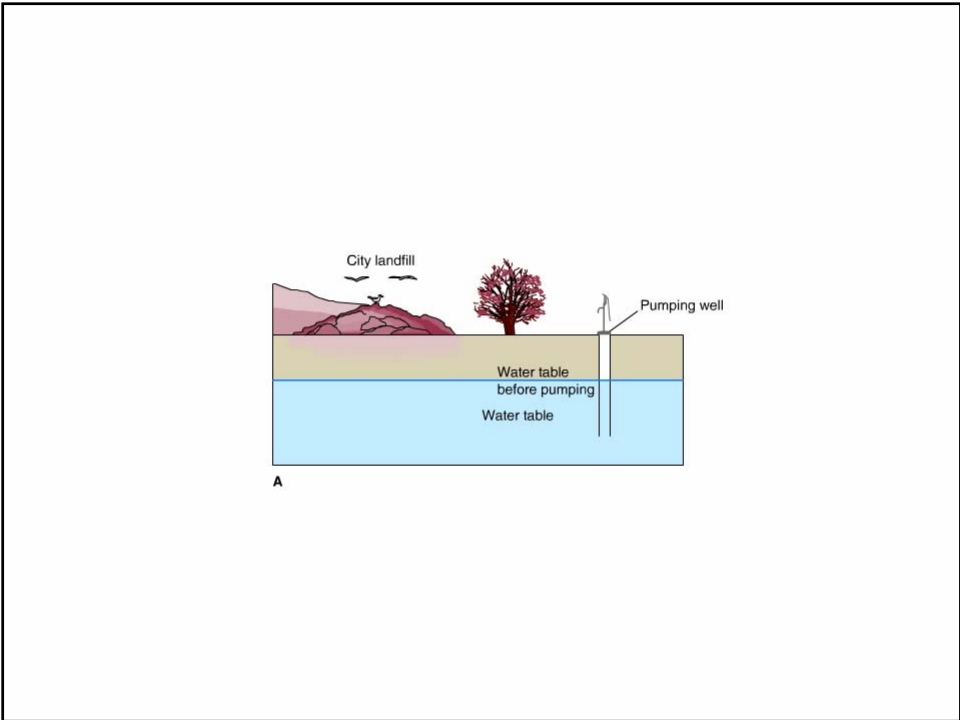
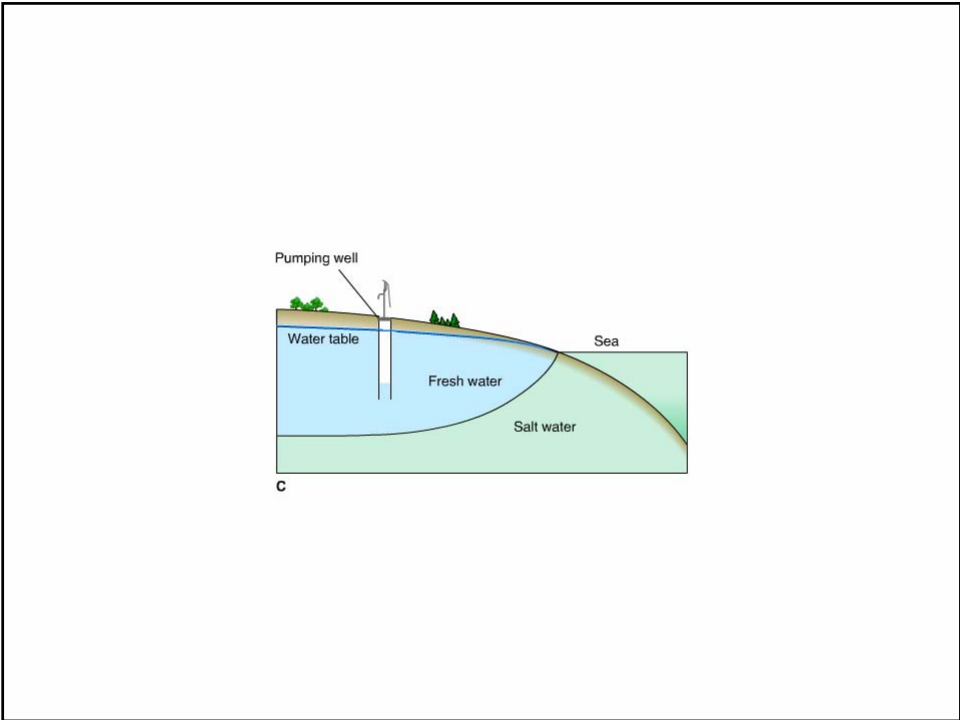
- ✳ **Statik Su Seviyesi;**(h₀)
Kuyudan su çekimi (pompaj) başlamadan önce dengedeki su seviyesidir.
- ✳ **Dinamik Su Seviyesi;**(h)
Pompaj anındaki su seviyesidir.
- ✳ **Düşüm** (s = h₀ - h) Dinamik ve statik su seviyesi arasındaki farktır.
- ✳ **Kuyu verimi** (Q) Birim zamanda pompalan su hacmidir.
- ✳ **Özgül Kapasite** (Q/s) Birim düşümdeki kuyu verimidir.

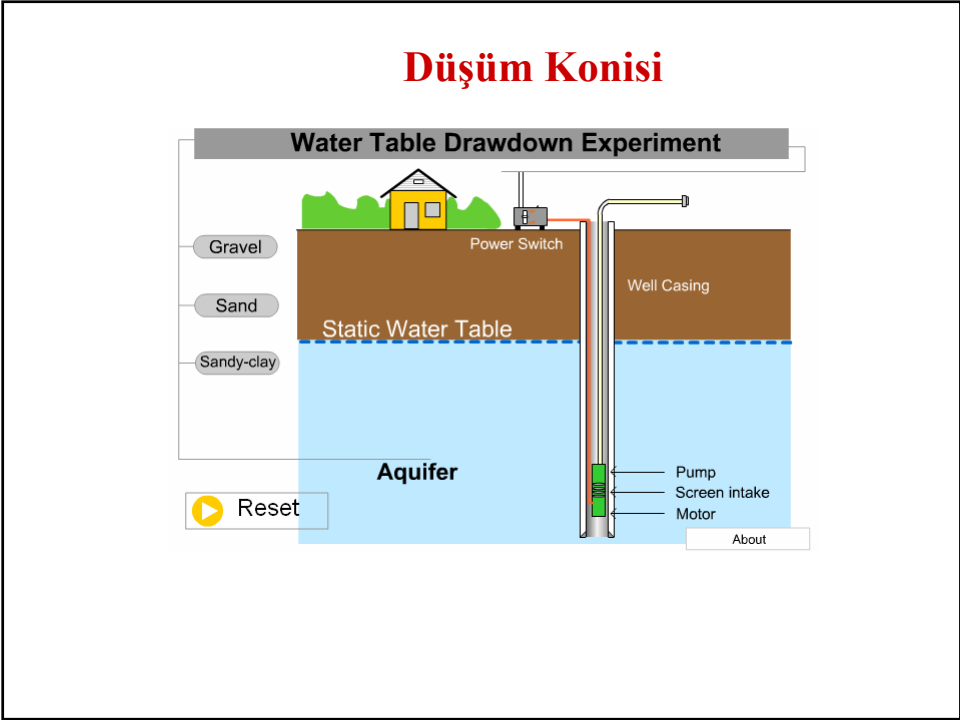
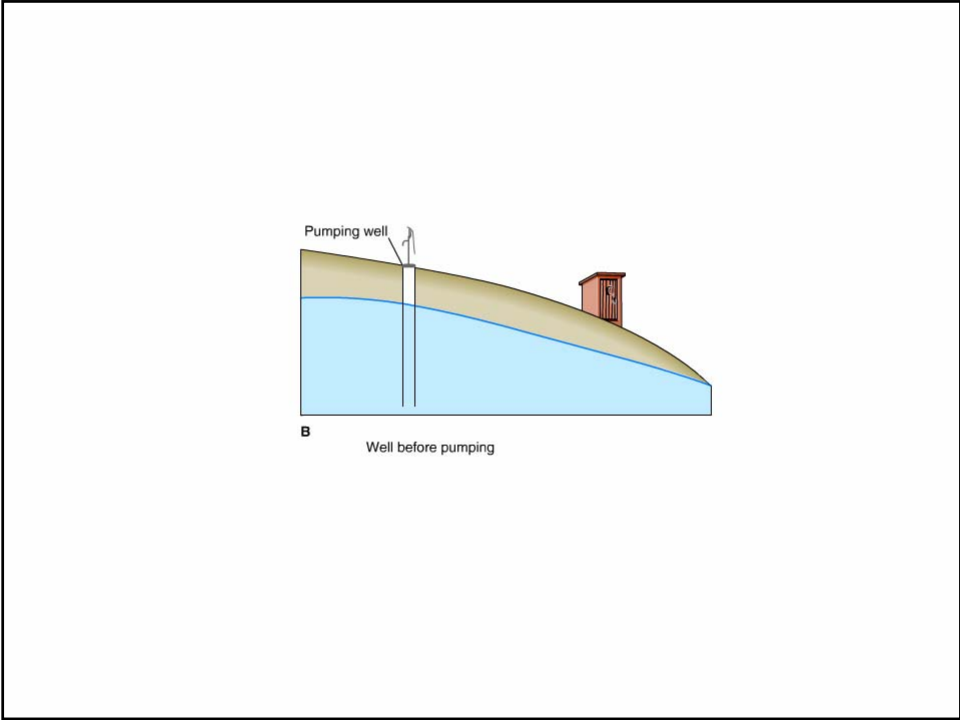
Düşüm Konisi



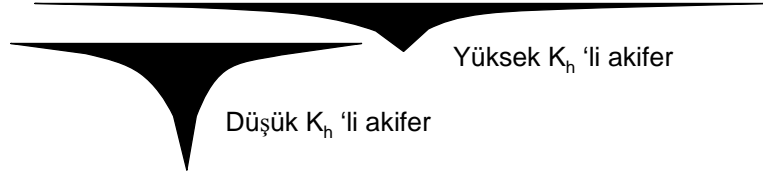
Düşüm Konisi





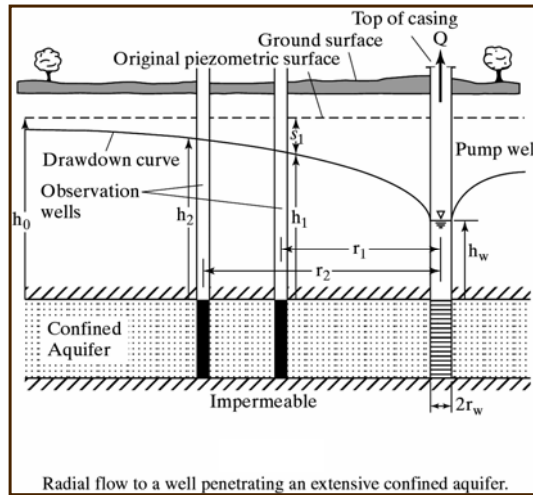


Düşüm Konisi



- ✳ Pompaj kuyusu merkezli düşük basınçlı bir zon oluşturulur.
- ✳ Düşüm pompaj kuyusunda maksimumdur ve kuyudan radyal olarak azalır.
- ✳ Hidrolik eğim pompaj kuyusundan uzaklaştıkça azalır ve şekil ters dönmüş bir koniye benzer, bu nedenle düşüm konisi olarak adlandırılır.
- ✳ Düşüm konisi farklı jeolojik sınırlardan kaynaklanan su girişi çekilen su miktarına eşit oluncaya kadar zaman içerisinde genişler.
- ✳ Dengedeki düşüm konisinin şekli akifer malzemesinin hidrolik iletkenliği tarafından kontrol edilir.

Dengeli rejimde kuyuya radyal akım-Basınçlı akifer



DENGELİ REJİMLERDE KUYU HİDROLİĞİ

- ✦ Polar kordinat sisteminde yeraltısuyu akım denklemini :

$$\partial^2 h / \partial r^2 + (1/r)(\partial h / \partial r) = 0$$

Burada:

r = Kuyudan radyal uzaklık

Dengeli rejimde kuyuya radyal akım-Basınçlı akifer

- ✦ Basınçlı akiferde, düşüm konisi pompalama kuyusundan uzaklaştıkça değişmektedir.
- ✦ Yatay akımlar için, her r yarıçap uzaklıkta Darcy yasasından Q hesaplanabilir;

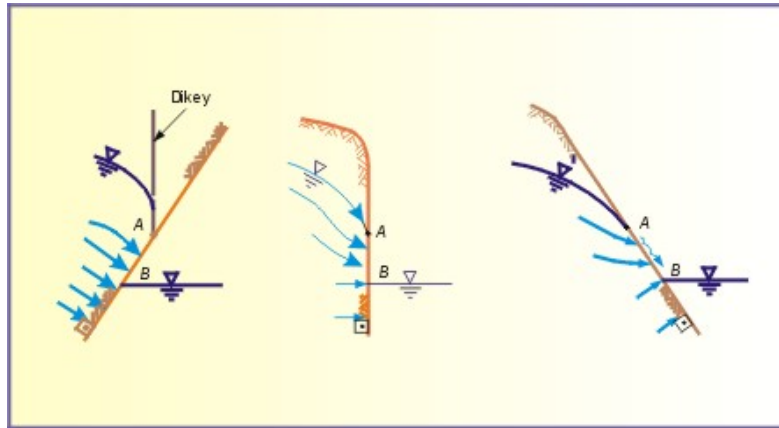
$$Q = -2\pi r b K dh/dr$$

Bir kuyuya dengeli rejimde radyal akım için

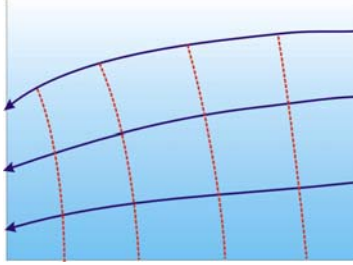
DUPUIT FORMULÜ

- a) Akifer homojen ve izotropdur. Bunun anlamı akiferin hidrolik özellikleri her yönde ve akifer içinde her yerde aynıdır.
- b) Akım laminerdir.
- c) Yeraltı suyu akımı, su seviyesi ve akiferin geçirimsiz tabanı yatayıdır.
- d) Akifer sonsuz boyutludur, sonsuza kadar yayılır. Sınır koşulu yoktur.
- e) Akiferdeki su sıkışmazdır.
- f) Etki yarıçapı sabittir.
- g) Kuyular akiferin tüm kalınlığı boyunca açılmıştır.

Akımın Düşey Bileşene Sahip Olduğu Alanlar



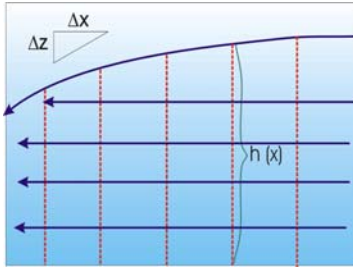
Serbest Akiferde Toplam Akım
(Dupuit Varsayımları Ve Dupuit-Forchheimer Akım Eşitliği)



$$Q = -KA \frac{dh}{dx} \quad A=W \cdot h(x)$$

$$Q = -KWh(x) \frac{dh}{dx}$$

Akiferin birim genişliğinden ($W=1$) geçen toplam akım



$$Q = -Kh(x) \frac{dh}{dx}$$

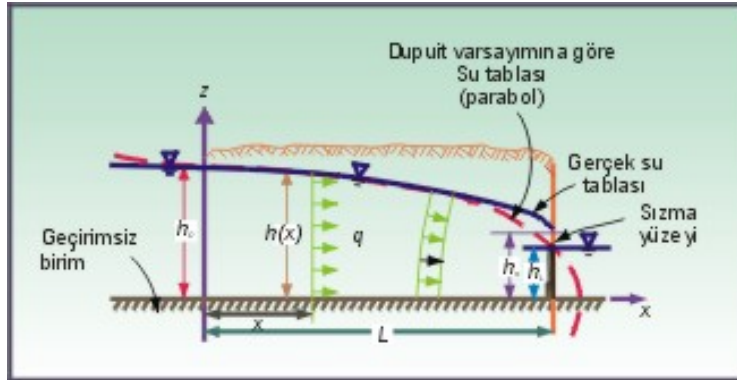
$$\int_{h_1}^{h_2} h(x) dh = -\frac{Q}{K} \int_{x_1}^{x_2} dx$$

$$\frac{h^2}{2} = -\frac{Q}{K} x$$

$$Q = -K \frac{h_1^2 - h_2^2}{2L}$$

Dupuit-Forchheimer Akım Eşitliği

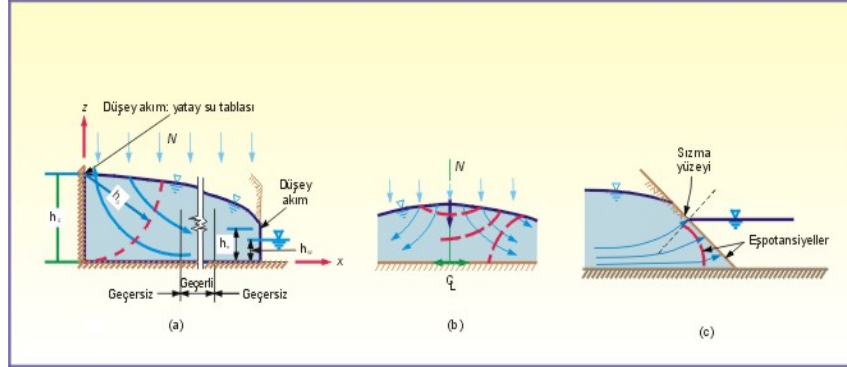
**DUPUIT-FORCHHEIMER (1901) AKIM EŞİTLİĞİNİN
GEOMETRİK VE FİZİKSEL ANLAMI**



$$Q = -K \frac{h_1^2 - h_2^2}{2L}$$

Parabol denklemi!!!

Dupuit Varsayımlarının Geçerliliği



$$L \geq 1.5 - 2 h$$

Dengeli rejimde kuyuya radyal akım-Serbest akifer

- ✳ Dupuit varsayımını kullanarak; homojen, izotrop ve yatay serbest akiferde darcy yasasını kullanarak kuyudan çekilecek su miktarını hesaplayabiliriz:

$$Q = -2\pi K h \frac{dh}{dr}$$

Entegralini alırsak,

$$Q = \pi K [(h_2^2 - h_1^2) / \ln(r_2 / r_1)]$$

K için çözersek,

$$K = [Q / \pi (h_2^2 - h_1^2)] \ln(r_2 / r_1)$$

Burada h_1 ve h_2 pompaj kuyusundan r_1 ve r_2 uzaklıkta bulunan yakın gözlem kuyularındaki hidrolik yük ölçümleridir.

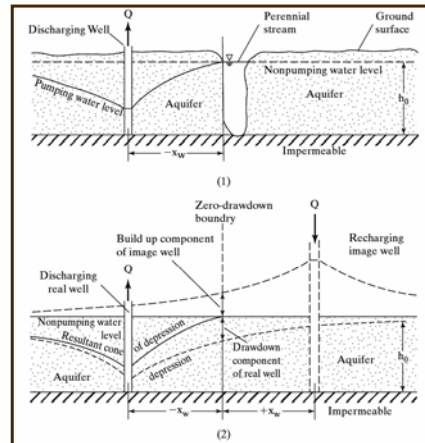
Birden fazla (Multiple) Kuyu Sistemleri İçin

- ✦ Düşüm konileri örtüşen birden fazla kuyu için süperpozisyon kuralı uygulanabilir.
 - Bir kaç pompaj kuyusunun etki alanı içerisindeki herhangi bir noktada düşüm basınçlı bir akiferde her bir kuyuda meydana gelen düşümlerin toplamına eşittir.

Birden fazla (Multiple) Kuyu Sistemleri İçin

- ✦ Süperpozisyon kuralı bir sınır yakınında kuyuya olan akımlar içinde uygulanabilir

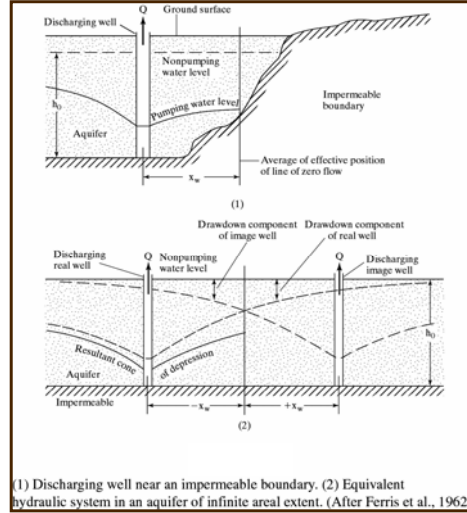
- Örnek:
 - Sabit su seviyeli bir nehir yakında pompaj



Sectional views. (1) Discharging well near a perennial stream. (2) Equivalent hydraulic system in an aquifer of infinite areal extent.

Birden fazla (Multiple) Kuyu Sistemleri İçin

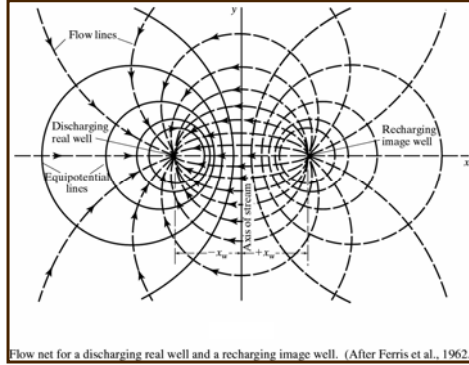
- Bir diğer örnek:
Geçirimsiz bir sınır yakınında kuyudan pompaj



Birden fazla (Multiple) Kuyu Sistemleri İçin

- ✦ Önce bahsedilen süperpozisyon kuralı ayrıca bir sınır yakınında kuyu alımları için ayrıca uygulanabilir.
- ✦ x_w uzaklıkta sınırın diğer tarafına görüntü kuyular yerleştirilerek eşdeğer hidrolik koşullar temsil edilebilir.
 - Görüntü kuyuların kullanımı sınırlı bir akiferinin sınırsız bir akifere dönüşümü sağlar, öyle ki kapalı çözüm metodu kullanılabilir.

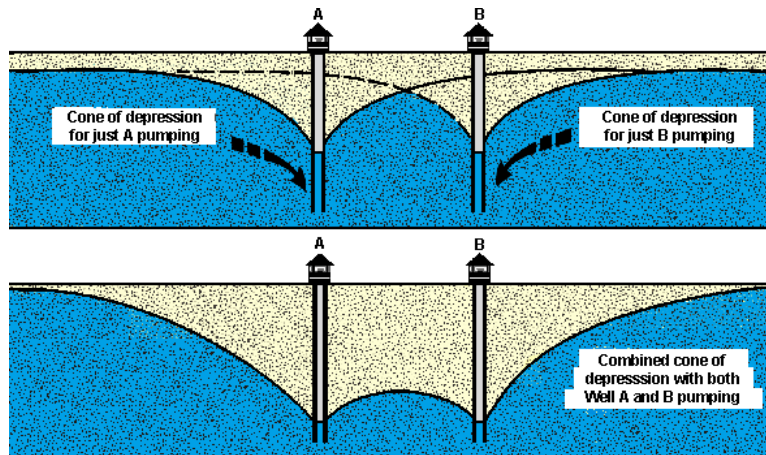
Birden fazla (Multiple) Kuyu Sistemleri İçin



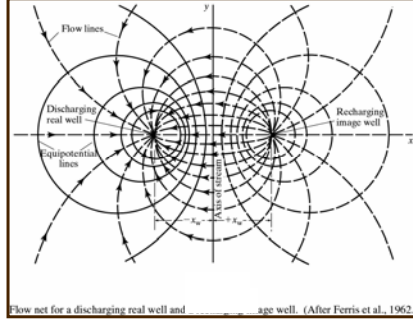
• Pompaj kuyusu ve besleyen görüntü kuyu için bir akım ağı

- İki kuyu arasında sabit hidrolik yüklü akım çizgilerini göstermektedir.

Birden fazla (Multiple) Kuyu Sistemleri İçin



Birden fazla (Multiple) Kuyu Sistemleri İçin



Dengeli rejimde herhangi bir (x,y) noktasında düşüm

$$s = (Q/4\pi T) \ln \frac{(x + x_w)^2 + (y - y_w)^2}{(x - x_w)^2 + (y - y_w)^2}$$

Burada $(\pm x_w, y_w)$ enjeksiyon(besleme) ve pompaj kuyularının yerleridir

Bu durum için, $y_w = 0$.

Birden fazla (Multiple) Kuyu Sistemleri İçin

Dengeli rejimde her noktadaki (x,y) düşüm;

$$s' = (Q/4\pi T) [\ln \{(x + x_w)^2 + y^2\} - \ln \{(x - x_w)^2 + y^2\}]$$

Burada pozitif terim pompaj kuyusu için negatif terim enjeksiyon kuyusu için kullanılmaktadır.

Hidrolik yük cinsinden,

$$h = (Q/4\pi T) [\ln \{(x - x_w)^2 + y^2\} - \ln \{(x + x_w)^2 + y^2\}] + H$$

Burada H pompaj öncesi hidrolik yük değeridir.

$$s' = H - h$$

DENGESİZ REJİMLERDE KUYU HİDROLİĞİ Theis YÖNTEMİ

- ✳ Polar kordinat sisteminde yeraltısuyu akım denklemleri :

$$\partial^2 h / \partial r^2 + (1/r)(\partial h / \partial r) = (S/T)(\partial h / \partial t)$$

Burada:

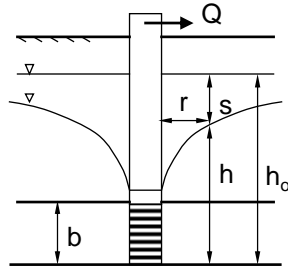
r = Kuyudan radyal uzaklık

S = Depolama katsayısı, ve

T = transmisivite

Theis Yöntemi

- ✳ Kuyu debisini sabit olduğunu varsayarak, yeraltısuyu akım denkleminin dengesiz rejimde çözümünü Theis aşağıdaki sınır koşullarını baz olarak çözmüştür:



$$h = h_0 \quad t = 0 \quad \text{için ve,}$$
$$h \rightarrow h_0 \quad r \rightarrow \infty \quad t \geq 0 \quad \text{için}$$
$$s = (Q/4\pi T) \int_0^\infty e^{-u}/u \, du$$

$$s = (Q/4\pi T) W(u) \quad \text{Theis Formülü.}$$

Burada s = düşüm

Q = kuyunun debisi,

$u = r^2 S / 4 T t$

$W(u)$ = theis kuyu fonksiyonu

Theis Formülü

✱ Theis formülündeki entegral $W(u)$ olarak yazılmaktadır, üstel entegral yada kuyu fonksiyonu olarak bilinir ve aşağıdaki şekilde yazılabilir.:

$$W(u) = -0.5772 - \ln(u) + u - u^2/2 \cdot 2! + u^3/3 \cdot 3! - u^4/4 \cdot 4! + \dots$$

Theis formülü akiferin tamamını kateden kuyularda yapılan pompaj testleri aracılığıyla akifer parametrelerini (S ve T) belirlemede kullanılır.

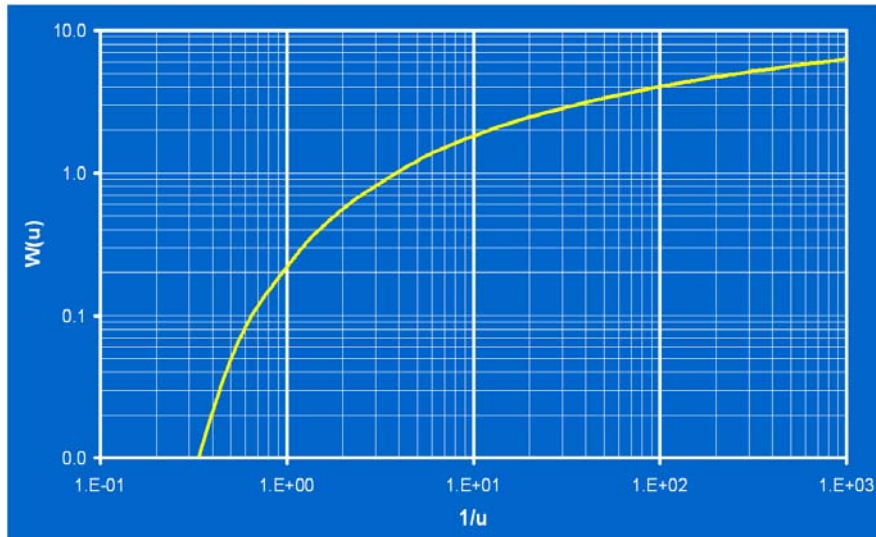
Theis Varsayımları

1. Akifer homojen, izotrop ve sabit kalınlıkta ve yanal yönde sonsuz boyutlu
2. Piezometrik yüzey başlangıçta yatay
3. Pompaj kuyusu akiferi tüm kalınlığı boyunca kesmektedir ve debi sabittir $Q = c$
4. Akiferdeki yeraltısuyu akımı yatay yöndedir
5. Kuyu içerisinde depolama ihmal edilebilir, kuyu çapı sonsuz küçüktür
6. Yeraltısuyu, seviye düşümü ile birlikte akiferi ani olarak terk eder.

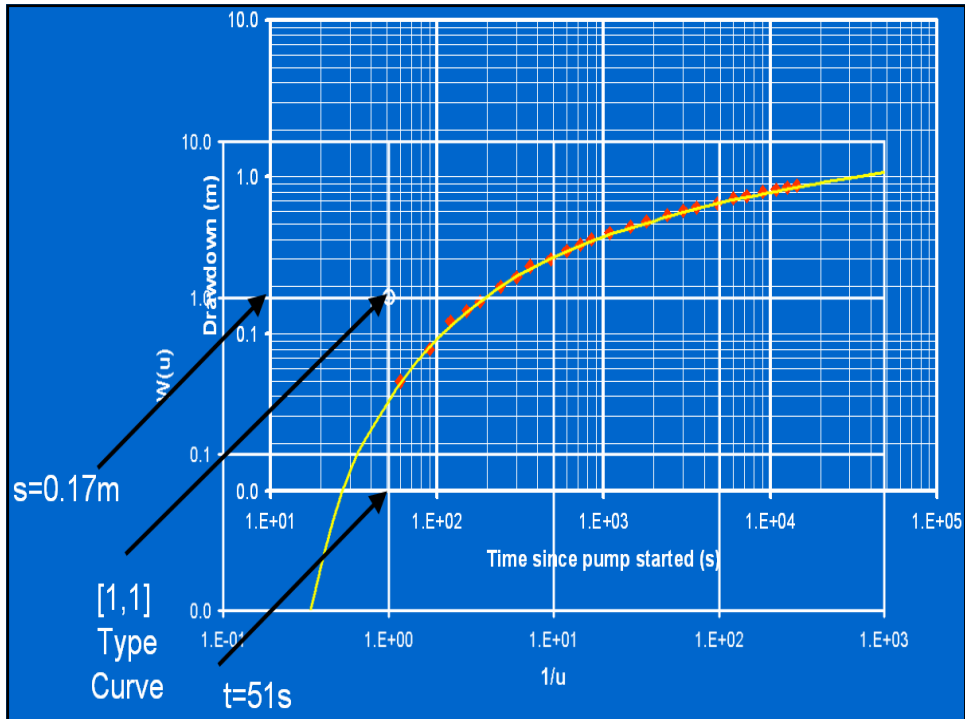
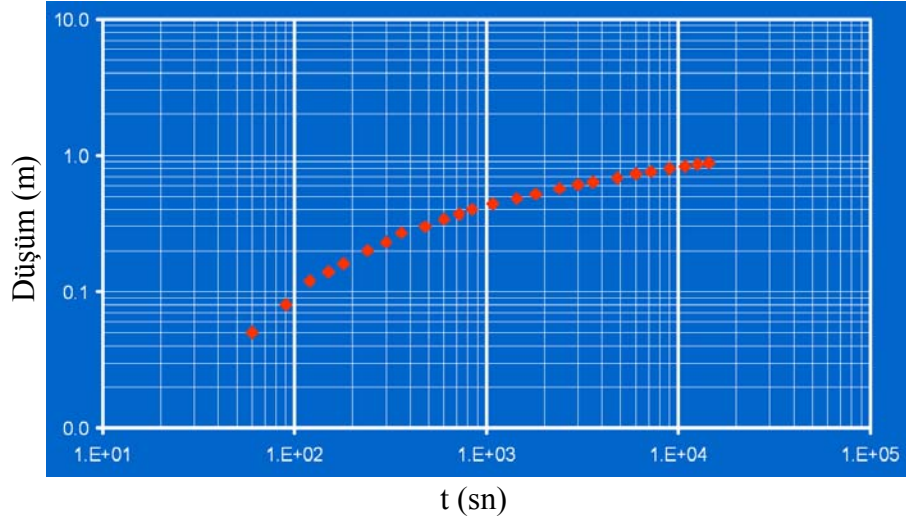
u-W(u) ilişkisi (Wenzel, 1942)

u	$\times 10^{-15}$	$\times 10^{-14}$	$\times 10^{-13}$	$\times 10^{-12}$	$\times 10^{-11}$	$\times 10^{-10}$	$\times 10^{-9}$	$\times 10^{-8}$	$\times 10^{-7}$	$\times 10^{-6}$	$\times 10^{-5}$	$\times 10^{-4}$	$\times 10^{-3}$	$\times 10^{-2}$	$\times 10^{-1}$	$\times 10^0$
W(u)																
1.0	33.9616	31.6590	29.3564	27.0538	24.7512	22.4486	20.1460	17.8435	15.5409	13.2383	10.9357	8.6332	6.3315	4.0379	1.8229	0.2194
1.1	33.8662	31.5637	29.2611	26.9585	24.6559	22.3533	20.0507	17.7482	15.4456	13.1430	10.8404	8.5379	6.2363	3.9436	1.7371	0.1860
1.2	33.7792	31.4767	29.1741	26.8715	24.5689	22.2663	19.9637	17.6611	15.3586	13.0560	10.7534	8.4509	6.1494	3.8576	1.6595	0.1584
1.3	33.6992	31.3966	29.0940	26.7914	24.4889	22.1863	19.8837	17.5811	15.2785	12.9759	10.6734	8.3709	6.0695	3.7785	1.5889	0.1355
1.4	33.6251	31.3225	29.0199	26.7173	24.4147	22.1122	19.8096	17.5070	15.2044	12.9018	10.5993	8.2968	5.9955	3.7054	1.5241	0.1162
1.5	33.5561	31.2535	28.9509	26.6483	24.3458	22.0432	19.7406	17.4380	15.1354	12.8328	10.5303	8.2278	5.9266	3.6374	1.4645	0.1000
1.6	33.4916	31.1890	28.8864	26.5838	24.2812	21.9786	19.6760	17.3735	15.0709	12.7683	10.4657	8.1634	5.8621	3.5739	1.4092	0.08631
1.7	33.4309	31.1283	28.8258	26.5232	24.2206	21.9180	19.6154	17.3128	15.0103	12.7077	10.4051	8.1027	5.8016	3.5143	1.3578	0.07465
1.8	33.3738	31.0712	28.7686	26.4660	24.1634	21.8608	19.5583	17.2557	14.9531	12.6505	10.3479	8.0455	5.7446	3.4581	1.3089	0.06471
1.9	33.3197	31.0171	28.7145	26.4119	24.1094	21.8068	19.5042	17.2016	14.8990	12.5964	10.2939	7.9915	5.6906	3.4050	1.2649	0.05620
2.0	33.2684	30.9658	28.6632	26.3607	24.0581	21.7555	19.4529	17.1503	14.8477	12.5451	10.2426	7.9402	5.6394	3.3547	1.2227	0.04890
2.1	33.2196	30.9170	28.6145	26.3119	24.0093	21.7067	19.4041	17.1015	14.7989	12.4964	10.1938	7.8914	5.5907	3.3069	1.1829	0.04261
2.2	33.1731	30.8705	28.5679	26.2653	23.9628	21.6602	19.3576	17.0550	14.7524	12.4498	10.1473	7.8449	5.5443	3.2614	1.1454	0.03719
2.3	33.1286	30.8261	28.5235	26.2209	23.9183	21.6157	19.3131	17.0106	14.7080	12.4054	10.1028	7.8004	5.4999	3.2179	1.1099	0.03250
2.4	33.0861	30.7835	28.4809	26.1783	23.8758	21.5732	19.2706	16.9680	14.6654	12.3628	10.0603	7.7579	5.4575	3.1763	1.0762	0.02844
2.5	33.0453	30.7427	28.4401	26.1375	23.8349	21.5323	19.2298	16.9272	14.6246	12.3220	10.0194	7.7172	5.4167	3.1365	1.0443	0.02491
2.6	33.0060	30.7035	28.4009	26.0983	23.7957	21.4931	19.1905	16.8880	14.5854	12.2828	9.9802	7.6779	5.3776	3.0983	1.0139	0.02185
2.7	32.9683	30.6657	28.3631	26.0606	23.7580	21.4554	19.1528	16.8502	14.5476	12.2450	9.9425	7.6401	5.3400	3.0615	0.9849	0.01918
2.8	32.9319	30.6294	28.3288	26.0242	23.7216	21.4190	19.1164	16.8138	14.5113	12.2087	9.9061	7.6038	5.3037	3.0261	0.9573	0.01686
2.9	32.8968	30.5943	28.2917	25.9891	23.6865	21.3839	19.0813	16.7788	14.4762	12.1736	9.8710	7.5687	5.2687	2.9920	0.9309	0.01482
3.0	32.8629	30.5604	28.2578	25.9552	23.6526	21.3500	19.0474	16.7449	14.4423	12.1397	9.8371	7.5348	5.2349	2.9591	0.9057	0.01305
3.1	32.8302	30.5276	28.2260	25.9224	23.6198	21.3177	19.0146	16.7121	14.4095	12.1069	9.8043	7.5020	5.2022	2.9273	0.8815	0.01149
3.2	32.7984	30.4958	28.1932	25.8907	23.5880	21.2855	18.9829	16.6803	14.3777	12.0751	9.7726	7.4703	5.1706	2.8965	0.8583	0.01013
3.3	32.7676	30.4651	28.1625	25.8599	23.5573	21.2547	18.9521	16.6495	14.3470	12.0444	9.7418	7.4395	5.1399	2.8668	0.8361	0.008939
3.4	32.7378	30.4352	28.1326	25.8300	23.5274	21.2249	18.9223	16.6197	14.3171	12.0145	9.7120	7.4097	5.1102	2.8379	0.8147	0.007891
3.5	32.7088	30.4062	28.1036	25.8010	23.4985	21.1959	18.8933	16.5907	14.2881	11.9855	9.6830	7.3807	5.0813	2.8099	0.7942	0.006976
3.6	32.6806	30.3780	28.0755	25.7729	23.4703	21.1677	18.8651	16.5625	14.2599	11.9574	9.6548	7.3526	5.0532	2.7827	0.7745	0.006160
3.7	32.6532	30.3506	28.0481	25.7455	23.4429	21.1403	18.8377	16.5351	14.2325	11.9300	9.6274	7.3252	5.0259	2.7563	0.7554	0.005448
3.8	32.6266	30.3240	28.0214	25.7188	23.4162	21.1136	18.8110	16.5085	14.2059	11.9033	9.6007	7.2985	4.9993	2.7306	0.7371	0.004820
3.9	32.6006	30.2980	27.9954	25.6928	23.3902	21.0877	18.7851	16.4825	14.1799	11.8773	9.5748	7.2725	4.9735	2.7056	0.7194	0.004267
4.0	32.5753	30.2727	27.9701	25.6675	23.3649	21.0623	18.7598	16.4572	14.1546	11.8520	9.5495	7.2472	4.9482	2.6813	0.7024	0.003779
4.1	32.5506	30.2480	27.9454	25.6428	23.3402	21.0376	18.7351	16.4325	14.1299	11.8273	9.5248	7.2225	4.9236	2.6576	0.6859	0.003349
4.2	32.5265	30.2239	27.9213	25.6187	23.3161	21.0136	18.7110	16.4084	14.1058	11.8032	9.5007	7.1985	4.8997	2.6344	0.6700	0.002969
4.3	32.5029	30.2004	27.8978	25.5952	23.2926	20.9900	18.6874	16.3844	14.0823	11.7797	9.4771	7.1749	4.8762	2.6119	0.6546	0.002633
4.4	32.4800	30.1774	27.8748	25.5722	23.2696	20.9670	18.6644	16.3619	14.0593	11.7567	9.4541	7.1520	4.8533	2.5899	0.6397	0.002336
4.5	32.4575	30.1549	27.8523	25.5497	23.2471	20.9446	18.6420	16.3394	14.0368	11.7342	9.4317	7.1295	4.8310	2.5684	0.6253	0.002073
4.6	32.4355	30.1329	27.8303	25.5277	23.2252	20.9226	18.6200	16.3174	14.0148	11.7122	9.4097	7.1075	4.8091	2.5474	0.6114	0.001841
4.7	32.4140	30.1114	27.8088	25.5062	23.2037	20.9011	18.5985	16.2959	13.9933	11.6907	9.3882	7.0860	4.7877	2.5268	0.5979	0.001635
4.8	32.3929	30.0904	27.7878	25.4852	23.1826	20.8800	18.5774	16.2748	13.9723	11.6697	9.3671	7.0650	4.7667	2.5068	0.5848	0.001453

Theis Tip Eğri (W(u) – 1/u)



Theis Grafiği (log (s) – log (t) grafiği



Uygulamada izlenecek adımlar şunlardır:

- Bir pompalama deneyinde gözlem kuyusunda zamana (t) bağlı ölçülen düşümler (s) kullanılarak logaritmik kağıtta logt-logs grafiği hazırlanır.
- Bu grafik Theis tip eğri denilen $\log(1/u) - \log W(u)$ grafiği ile karşılaştırılır.
- Bu 2 eğri karşılaştırıldıktan sonra herhangi bir çakışma noktası seçilir.
- Eğride bu noktaya karşılık gelen t ve S noktaları ile tip eğrisinden 1/u ve W(u) değerleri okunur.

$$T = (Q/4\pi s)W(u) \quad Q = 32 \text{ L/sn yada } 0.032 \text{ m}^3/\text{sn}; r = 120 \text{ m}; t = 51 \text{ sn}$$

$$S = 4Tu/r^2$$

- ve $s = 0.17 \text{ m}; W(u)=1; 1/u=1$
- $T = (0.032)/(12.56 \times 0.17) = 0.015 \text{ m}^2/\text{sn} = 1300 \text{ m}^2/\text{gün}$
- $S = (0.032 \times 51)/(3.14 \times 120 \times 120 \times 0.17) = 2.1 \times 10^{-4}$

Theis yönteminin uygulanabilmesi için yukarıdaki varsayımlar gerçekleşmelidir. Uygulamada şunlara da özenle dikkat etmek gerekir:

- Çakıştırma işlemi esnasında tip eğrisi ve arazi eğrisi eksenlerinin birbirine paralel olması şarttır.
- Theis yönteminin basınçlı akiferlerde uygulanma olanağı daha fazladır.

Theis Yönteminin Uygulanmasında Dikkat Edilecek Noktalar

Pompalama deneylerinin değerlendirilmesinde çok kullanılan Theis yöntemi uygulanırken aşağıda belirtilen noktalara dikkat edilmelidir.

- Yöntem, bütün varsayımlar gerçekleşse de , kuyu kayıpları nedeni ile küçük çaplı pompalama kuyularında uygulanmamalıdır.
- Yöntemin uygulanabilmesi ve depolama katsayısının bulunması için gözlem kuyusu gereklidir.

Ancak, bazı varsayımların gerçekleşmediği durumlarda aşağıdaki koşulların gerçekleştirilmesiyle yine de bu yöntemden yararlanılabilir.

-Yarım Kuyularda

Theis yöntemindeki, pompalama kuyusunun akiferi tam kestiği varsayımı yarım kuyularda gerçekleşmez. Fakat aşağıda belirtilen koşullar ile bu engel aşılabılır.

- Gözlem kuyusu pompalama kuyusundan yeterince uzak ve pompalama süresi yeterince uzunsa gözlem kuyusunda pompalama kuyusunun yarım kuyu etkisi gözlenmez.
- Bu etkinin gözlenmemesi için pompalama kuyusunun yarım kuyu olduğu deneylerde gözlem kuyusu pompalama kuyusundan basınçlı akiferlerde $2b$ uzaklıkta açılır. Burada b akifer kalınlığıdır.
- Deneyin ilk anlarında akifer, kalınlığı kuyu derinliğine eşit bir akifer gibi hareket eder. Ancak zamanla akiferin delinmemiş kısmından da kuyuya su akımı başlar ve düşüm-zaman grafiklerinde sapmalar görülür. Belli bir süre sonunda bu etki gözlem kuyusunda kaybolur. Bu süre basınçlı akiferlerde

$$t > bS/2K = b^2S/2T$$

-Geniş Çaplı Kuyular

Theis yönteminin kullanılması için kuyu yarıçapının çok küçük olması ve çekilen suyun akiferden alınması gerekir. Geniş çaplı kuyularda özellikle pompalama deneyinin ilk anlarında, çekilen suyun büyük bölümü, kuyu içindeki sudan karşılanır. Bu nedenle kısa süreli deneylerin değerlendirilmesinde Theis yöntemi kullanılamaz. Ancak uzun süreli deneylerde kuyu içindeki suyun çekim içindeki payı çok küçüldür ve Theis yöntemini kullanmak olanağı doğar. Geniş çaplı kuyularda Theis eşitliğinin kullanılabilmesi için ön görülen süre;

$$t > \frac{250r_w^2}{T} \quad \begin{array}{l} r_w = \text{Kuyu yarıçapı} \\ T = \text{Transmisivite} \end{array}$$

Cooper-Jacob (Doğrusal zaman-düşüm)Metodu

Jacob 1946 yılından Theis yöntemi üzerinde bazı değişiklikler yaparak Akiferin hidrolik katsayılarının bulunması için yeni bir yöntem önermiştir. Küçük u değerlerinde ($u < 0,01$) Theis formülündeki kuyu fonksiyonu Aşağıdaki gibi sadeleştirilebilir.

küçük u değerleri, küçük r veya büyük t değerlerinde elde edilebilir.
 $u = r^2S/4Tt$ değerinin çok küçük olacağından ve kuyu fonksiyonunun aşağıdaki gibi sadeleştirilebilir:

$$W(u) = -0.5772 - \ln(u)$$

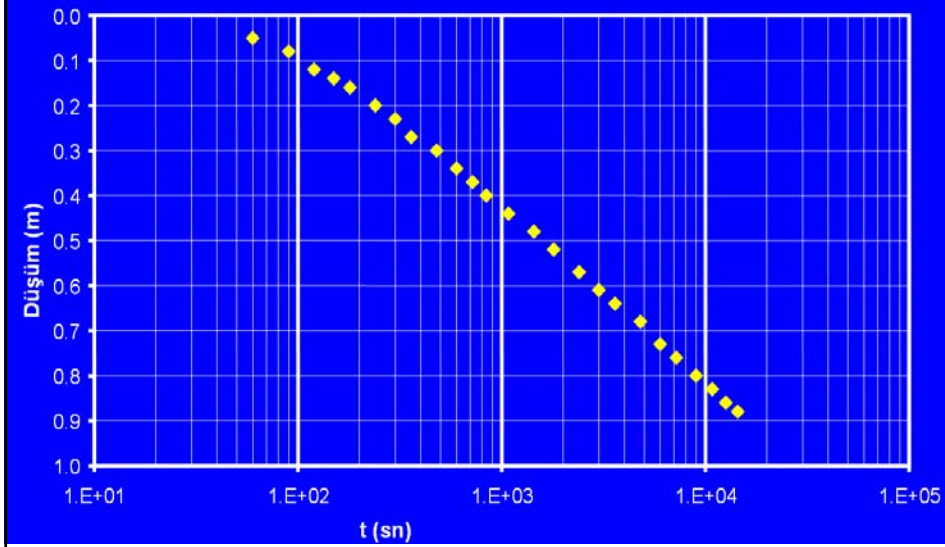
$$\text{Dolayısıyla} \quad s = (Q/4\pi T) [-0.5772 - \ln(r^2S/4Tt)]$$

$$s = h_0 - h = \frac{Q}{4\pi T} \ln\left(\frac{2.25Tt}{r^2S}\right)$$

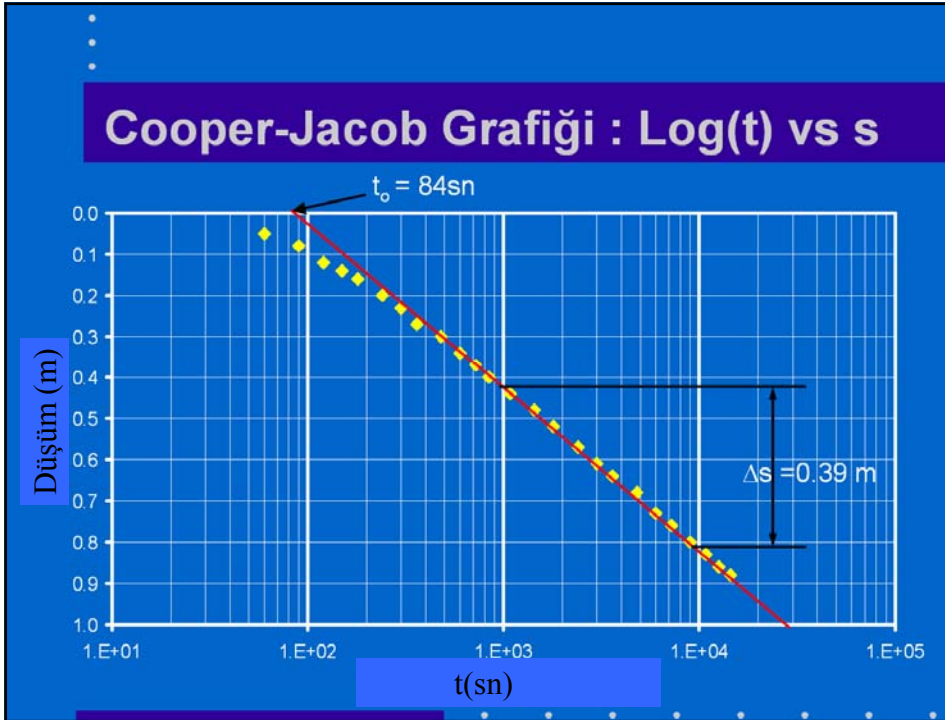
Terimleri yeniden düzelyip, log cinsine dönüştürecek olursak:

$$s = (2.3Q/4\pi T) \log[(2.25Tt)/(r^2S)]$$

Cooper-Jacob Log(t) – Düşüm grafiği



Cooper-Jacob Grafiği : Log(t) vs s

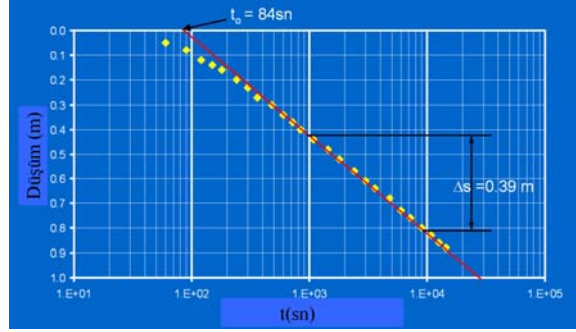


Cooper-Jacob Çözüm Metodu

Düşüm s vs. $\log t$ yandaki şekilde görüldüğü gibi doğrusal bir ilişki sergilemektedir.

Doğrunun projeksiyonu sonucu $s = 0$, burada

$t = t_0$:



$$0 = (2.3Q/4\pi T) \log[(2.25Tt_0)/(r^2S)]$$

Cooper-Jacob Çözüm Metodu

$\log(t) = 0$ olduğu için, terimleri yeniden düzenlersek

$$S = 2.25Tt_0/r^2$$

Birim $\log t$ için s , Δs ile yer değiştirilirse:

$$T = 2.3Q/4\pi \Delta s$$

Cooper-Jacob metodu önce T için ve sonra S için çözülür ve sadece küçük u değerleri için uygulanır

$$u < 0.01$$

Cooper-Jacob Uygulaması

Şekilde verilen veri için.

$$t_0 = 84 \text{ dak ve } s = 0.39 \text{ m}$$

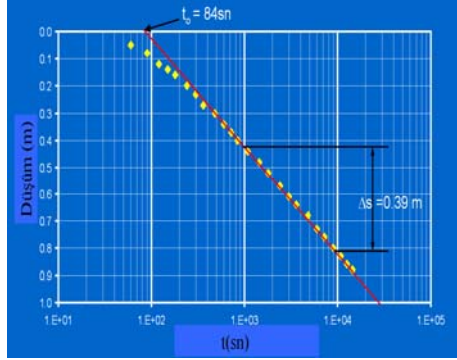
$$Q = 0,032 \text{ m}^3/\text{sn ve } r = 120 \text{ m}$$

Dolayısıyla:

$$T = 2.3Q/4\pi\Delta s = 0,015 \text{ m}^2/\text{sn}$$

$$\text{Sonuç olarak, } S = 2.25Tt_0/r^2$$

$$\text{ve } S = 1.9 \times 10^{-4}$$



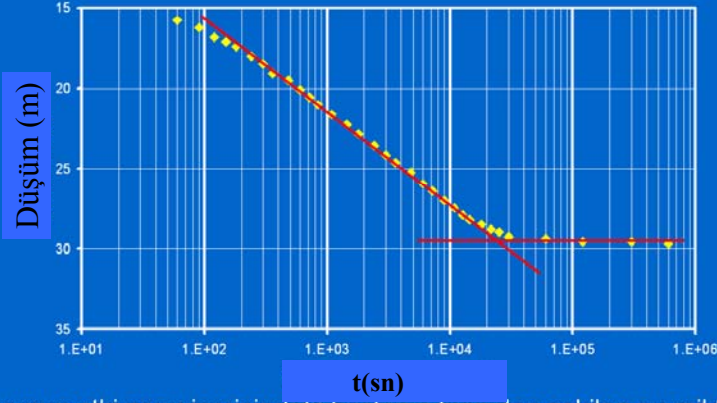
Theis-Cooper-Jacob Varsayımları

Gerçek akiferler nadiren aşağıdaki Theis-Cooper-Jacob varsayımlarına uymaktadır.

- İzotrop, homojen akifer, uniform akifer kalınlığı
- Akiferi tam olarak kateden kuyu
- Laminar akım
- Yatay potansiyometrik yüzey
- **Sınırsız akifer**
- **Beslenme yok**

Bu varsayımlardan bazılarının yada tamamının doğru olmaması durumunda Theis ve Cooper-Jacob grafikleri ideal davranışlarından sapma gösterirler (dengesiz rejimde kuyuya radyal akım için)

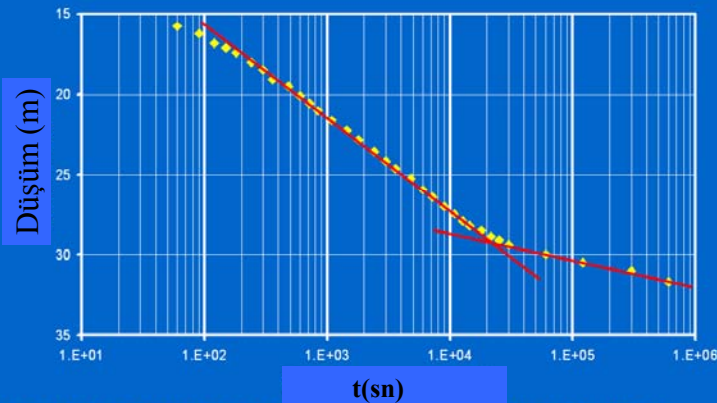
Besleme Etkisi : Besleme > Kuyu Verimi



Kuyunun etki zonu içerisindeki besleme kuyudan çekilen su miktarını karşıması durumunda $\log(t)$ -düşüm eğrisinin eğiminin düzleşmesine neden olmaktadır

Eğim ve y eksenini doğrunun kestiği nokta akiferin özelliklerinin (T,S) tahmininde kullanılabilir.

Besleme etkisi : Besleme < Kuyu Verimi

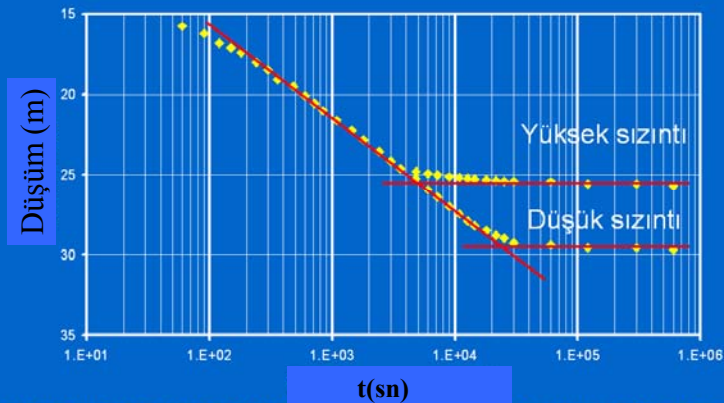


Eğer besleme kuyudan su çekimini karşılamada yetersiz ise, $\log(t)$ - düşüm eğrisi düzleşir fakat tam olarak yatay olmaz ve düşüm azalan bir oranda artmaya devam eder. T ve S eğrinin ilk kısmından elde edilebilir.

Besleme Kaynakları

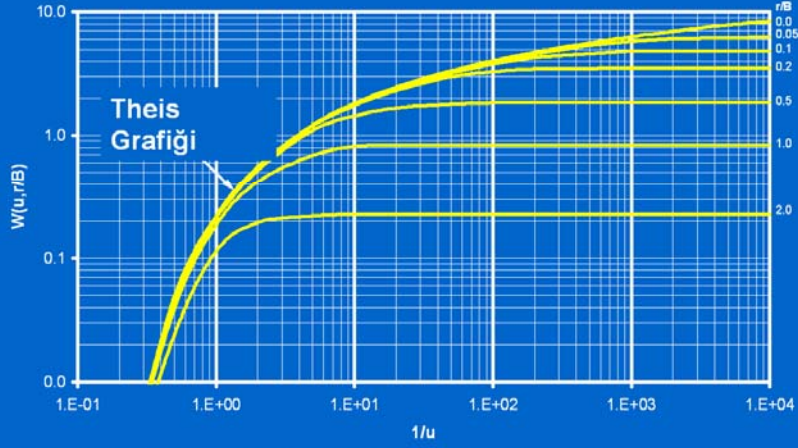
- ✦ Farklı besleme kaynakları düşüm zaman eğrisinin ideal Theis eğrisinden sapmasına neden olabilir.
- ✦ Yüzeysel sular: nehir, akarsu yada göl sınırları besleme kaynağı olabilir ve düşüm konisinin ilerlemesini durdurabilir.
- ✦ Üzerleyen akiferden olan düşey sızıntı (akitard boyuca) ayrıca besleme kaynağı olabilir.
- ✦ Düşüm konisinin geniş alanları kaplaması üzere, akitada meydana gelen sızıntı yeterli oranda besleme sağlayabilir.

Besleme Etkisi : Sızıntı Oranı



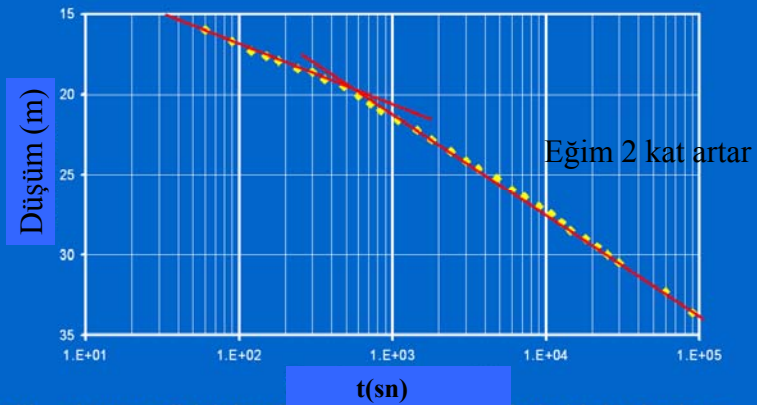
Üzerleyen yada örten tabakalardan meydana gelen düşey yönde sızma sonucu oluşan besleme, Jacop (1946) tarafından geliştirilen analitik çözümle belirlenebilir. Bu analiz yalnızca tek bir sızdıran tabakayı varsaymaktadır.

Hantush Tip Grafikler



Veriler, Theis metoduna bezer şekilde grafiklenir. Parametre $r/B = r(\{K'_v/b'\} / \{K_h b\})^{1/2}$ sızdırma miktarı artıkça artar.

Bariyer etkisi : Geçirimsiz Sınır

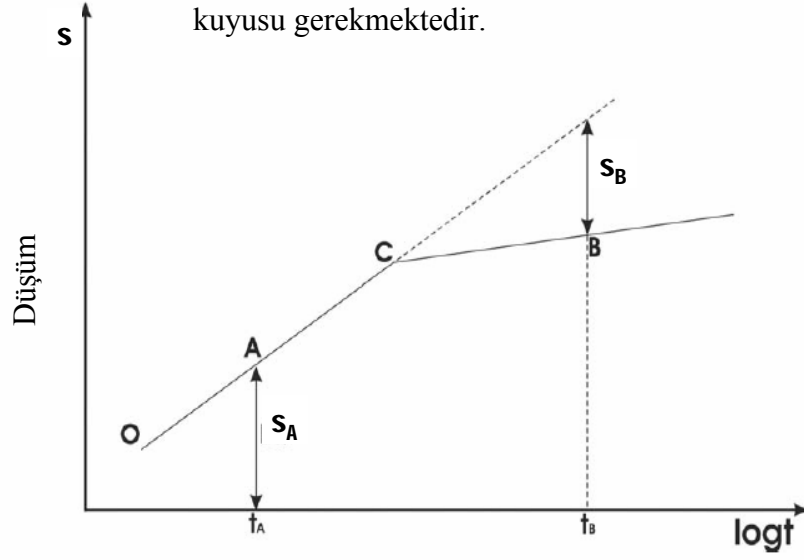


$\text{Log}(t)$ – düşüm eğrisinin eğiminin artması akiferin bir tür bariyer sınırla çevrelendiğini göstermektedir. Akiferin özellikleri (T ve S) eğrinin ilk kısmından hesaplanabilir.

$$r_B = r_A (t_B / t_A)^{1/2}$$

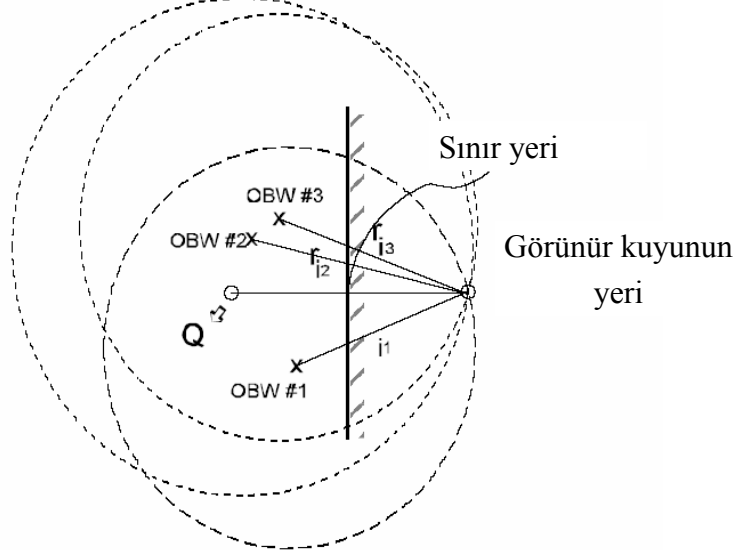
(108)

- Sınır yerinin saptanması için en az 3 gözlem kuyusu gerekmektedir.



Şekil 6.17 : Sınır şartları için yarı logaritmik çözüm

SINIR YERİNİN SAPTANMASI



Uzaklık-Düşüm Yöntemi

- * Her biri farklı radyal uzaklıkta en az 3 gözlem kuyusundan aynı anda alınan düşüm verileri, log(r)- düşüm grafiklerin oluşturulmasında kullanılabilir.
- * Cooper-Jacob formülü sabir bir t zamanı için:
$$s = \frac{2.3 Q}{4\pi T} \log\left(\frac{2.25Tt}{r^2 S}\right) = \frac{2.3 Q}{4\pi T} \log\left(\frac{2.25Tt}{S}\right) - \frac{4.6Q}{4\pi T} \log(r)$$
- * Log(r)-düşüm eğrisi akifer özelliklerinin belirlemede kullanılabilir. Bir log döngüsü için Δs ölçülür ve uzaklık eksenin kesen r_0 değeri ölçülür.

$$T = \frac{4.6Q}{4\pi \Delta s} \quad \text{ve} \quad S = \frac{2.25Tt}{R^2}$$



Akifer Özellikleri

✦ Örneğin: $t = 0.35$ gün ve $Q = 1100$ m³/gün

$$T = 0.366 \times 1100 / 3.8 = 106 \text{ m}^2/\text{gün}$$

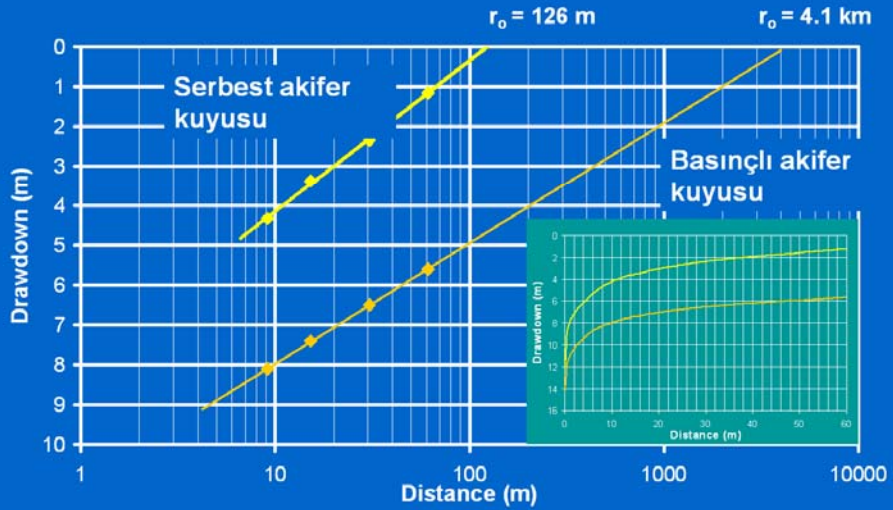
$$S = 2.25 \times 106 \times 0.35 / (126 \times 126) = 5.3 \times 10^{-3}$$

✦ Uzaklık- düşüm grafiğini çizmek için ideal olarak 4 yada 5 gözlem kuyusuna ihtiyaç vardır, T ve S değerlerinin farklı bir kaç zaman için hesaplanması tavsiye edilir.

Etki Yarıçapı

- ✦ Kuyunun etki yarıçapı uzaklık-düşüm grafiklerinden elde edilebilir.
- ✦ Etki yarıçapı kuyuların birbirisini etkilemeden aralarındaki uzaklıkların ayarlamasında kullanılabilir.
- ✦ Etki yarıçapı, akifer beslemesi ve kuyu çekimi arasındaki dengeye bağlı olduğu için, etki yarıçapı yıldan yıla değişebilir.
- ✦ Serbest akiferlerde açılmış kuyularda etki yarıçapı tipik olarak bir kaç yüz metredir.
- ✦ Basıncılı akiferlerde açılmış bir kuyu için etki yarıçapı bir kaç km ye uzanabilir.

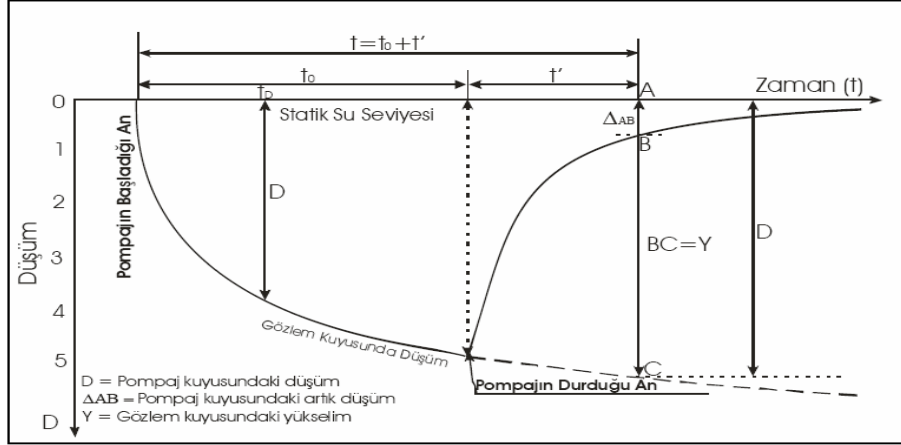
Etki yarıçapının (R) hesaplanması



Yükselim verileri

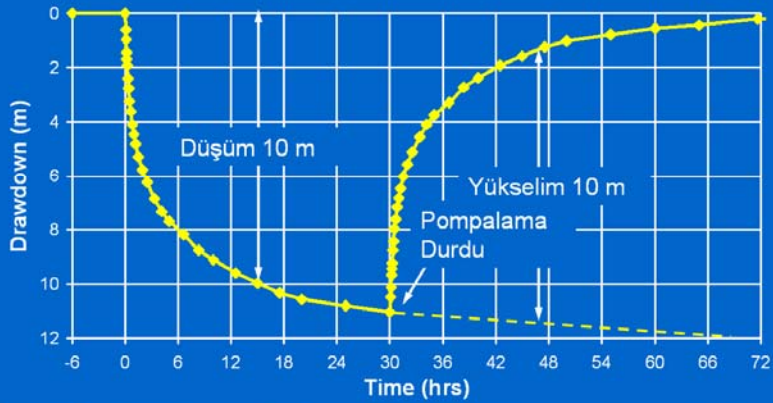
- ✦ Pompalama durduğu zaman , su seviyesi pompalamadan önceki seviyelere doğru yükselmeye başlar.
- ✦ Yükselim oranı, akifer özelliklerini belirlemede kullanılan ikinci bir metoddur.
- ✦ Yükselim hidrolik yüklerinin gözlemlenmesi kuyu test işleminin önemli bir kısmıdır.
- ✦ Bir çok kuyudan alınan gözlem kuyusu verileri pompaj kuyularından toplanan verilere göre tercih edilir.
- ✦ Pompaj kuyusu yükselim kayıtları daha az faydalıdır fakat özel durumlarda akifer özelliklerini belirlemede kullanılabilir.

2. Yöntemin kullanılışı. Dinamik seviye ve zaman değerleri ile aşağıdaki çizelge hazırlanır. Burada:
 D' : Artık düşüm
 t_0 : Pompalama süresi
 t' : Pompalama bitiminden sonraki yükselme süresi ($t-t_0$)
 t : Pompalama başladıktan sonra geçen toplam zaman (t_0+t') dir.



Şekil 6.7 : Yükselim Yöntemi

Yükselim eğrileri



Yükselim eğrisi, linear ölçekte düşüm eğrisinin ters dönmüş hali olarak gözlenmektedir. Kesikli çizgi düşüm eğrisinin devamını temsil etmektedir.

Yarı logaritmik kağıda $[\log(t/t')-D']$ grafiği çizilir.
Jacob yöntemine benzer şekilde (t/t') değerleri birbirinin 10 katı olacak şekilde zaman eksenindeki iki noktaya karşılık gelen Artık düşüm (D') eksenindeki değerleri okunup bunların farkları olan ($\Delta D'$) değeri hesaplanır.

$$T = \frac{0,183Q}{\Delta D'} \quad (46)$$

eşitliği ile T katsayısı bulunur.
Artık düşüm yöntemi ile S depolama katsayısı bulunamaz.

Grafikte artık düşüm sıfır olduğunda;

$t/t' = 2$ ise akiferin teoriye uyduğu

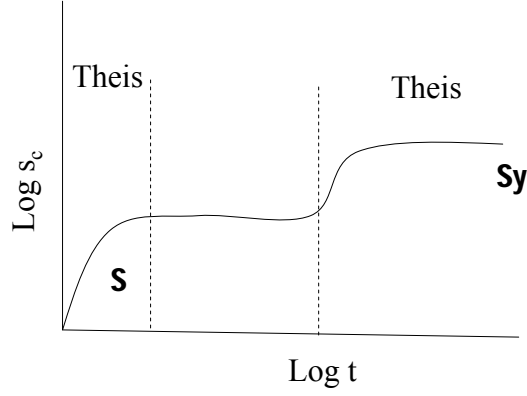
$t/t' < 2$ ise çevrede geçirimsiz (negatif) sınır koşulu (çevrede akiferi sınırlayan geçirimsiz tabaka veya fay) olduğu

$t/t' > 2$ ise çevrede geçirimli (pozitif) sınır koşulu (çevrede göl, akarsu veya geçirimli fay) olduğu anlaşılır.

Serbest Akiferler

- ✱ Çoğu analitik çözüm, izotrop ve homojen basınçlı akiferleri yada düşümün basınçlı akifer durumunda düşük olduğunu varsaymaktadır.
- ✱ Serbest akiferlerde zaman-düşüm eğrisinin birbirinden farklı 3 kısmı vardır:
 - Erken zamanlardaki zaman-düşüm grafikleri Theis grafiklerine benzer. Bu aşamada kuyuya su, basınçlı akiferlerde olduğu gibi akiferin elastik deposundan (bS_s) karşılanmaktadır.
 - Orta zamanlarda eğri sızdıran bir akiferinkine benzerdir. pompaj kuyusu civarındaki düşey yöndeki sızma, akiferin K_h/K_v oranı ile kontrol edilir.
 - Geç zamanlarda eğri Theis eğrisine benzerlik göstermektedir. Burada kuyuya su gravite drenajıyla depodan sağlanmaktadır (S_y)

DENGESİZ REJİMDE DÜŞÜM- ZAMAN EĞRİSİ SERBEST AKİFER



$$s_c = s - s^2/2h_0$$

$s_c =$ Düzeltilmiş düşüm

5.5.5 Serbest Akiferde Dengeli Olmayan İşınsal Akış

Serbest bir akiferdeki akifer testinin analizine ilişkin olarak da bir grafik yöntemi geliştirilmiştir (Neuman 1975; Streltsova 1976a; Walton 1979). Söz konusu analiz Alt bölüm 5.2'deki genel varsayımlara ve Alt bölüm 5.4.3'deki özel varsayımlara dayanmaktadır.

Serbest akiferler için akış eşitliği şöyledir:

$$T = \frac{Q}{4\pi(h_0 - h)} W(u_s, u_B, \Gamma) \quad (5.78)$$

Bu eşitlikte $W(u_s, u_B, \Gamma)$ su tablası akiferi için kuyu fonksiyonudur ve

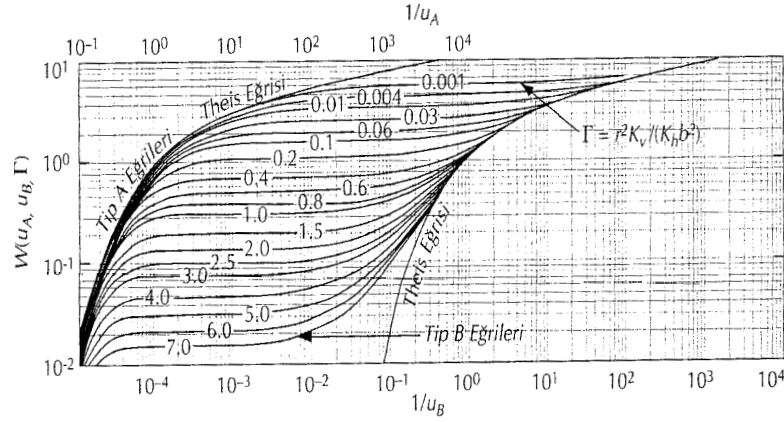
$$S = \frac{4Tu_s t}{r^2} \quad (\text{başlangıç düşüm verileri için}) \quad (5.79)$$

$$S_y = \frac{4Tu_B t}{r^2} \quad (\text{daha sonraki düşüm verileri için}) \quad (5.80)$$

$$\Gamma = \frac{r^2 K_v}{b^2 K_h} \quad (5.81)$$

dir. Bu eşitliklerde,

- $h_0 - h$: düşüm (L ; m)
- Q : pompaj debisi (L^3/T ; m³/gün)
- T : iletimlilik (L^2/T ; m²/gün)
- r : pompaj kuyusundan işınsal mesafe (L ; m)
- S : depolayabilme (boyutsuz)
- S_y : özgül verim (boyutsuz)
- t : zaman (T ; gün)
- K_h : yatay hidrolik iletkenlik (L/T ; m/gün)
- K_v : düşey hidrolik iletkenlik (L/T ; m/gün)

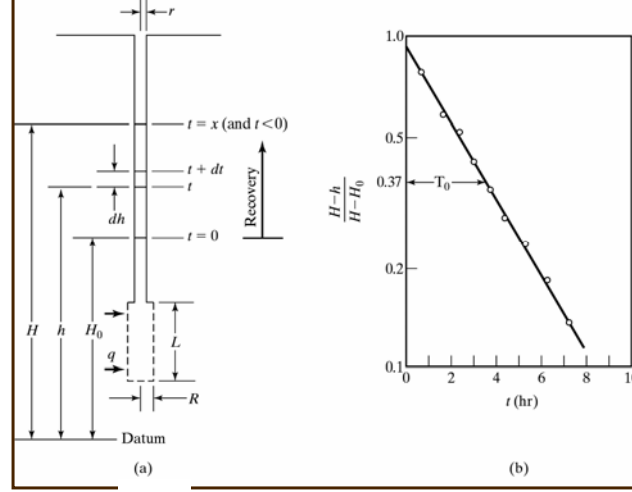


Şekil 5.15 Serbest akiferi tamamen kateden kuyulardaki düşüm verileri için tip eğrileri.
Kaynak: S. P. Neuman, Water Resources Research 11 (1975): 329-42. İzin alarak kullanılmıştır.

Slug ve Bailer Testleri

- ✦ Slug testleri akifer formasyonların hidrolik parametrelerinin belirlenmesinde tek bir kuyu kullanmaktadır
- ✦ Belirli bir süre kuyudan su çekmek yerine, belirli bir miktarda aniden kuyuya su yada hacmi belli olan bir cisim eklenir(Bailer) yada uzaklaştırılır(slug test) ve düşüm yada yükselim zaman içerisinde kuyu içerisinde zaman içerisinde gözlemlenir.
- ✦ Slug testleri sıkça tehlikeli atık alanlarında kullanılır, çünkü kirli su pompalanıp, depolanmak durumunda kalınmaz. Ayrıca, hidrolik iletkenliği düşük olan akiferler için uygun bir testtir.

Hvorslev Piezometre Testi



- $(H-h)/(H-H_0)$ vs. t yarı logaritmik kağıtta grafiklersek, $t = T_0$ Burada yükselimi nin 0.37 e eşit olduğu bulunur.

$$\bullet K = r^2 \ln(L/R) / 2LT_0$$

K = Hidrolik geçirgenlik,
r = Kuyuda seviye ölçümü yapılan kısımdaki yarıçap,
L = Filtre uzunluğu,
R = Filtre yarıçapıdır.

Hvorslev yöntemi ile yapılacak değerlendirmede aşağıdaki noktalara dikkat edilmelidir;

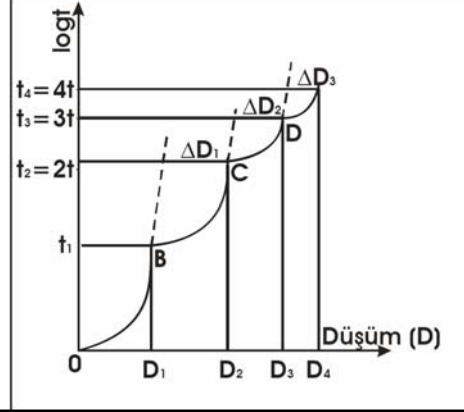
1. $L > 8R$ olmalıdır. (119)
2. Filtrelerin tıkalı olmadığından emin olunmalıdır.
3. Kuyudaki geliştirme özellikle geri yıkama yöntemi veya çalkalama pistonu kullanılarak yapılmış ise kuyunun yakın çevresinde oluşabilen doğal gelişme zonu nedeni ile bulunan geçirgenlik değeri bu zondaki değerden etkilenebileceği unutulmamalıdır.

KADEMELİ POMPALAMA DENEYLERİ

Yeraltısuyu işletme (tretim) kuyuları açıldıktan sonra önemli konulardan biri kuyu için en uygun işletme debisinin ve pompanın seçimidir. Bunun için kuyularda belli sürelerde ve belli debilerle su çekilerek kademeli pompalama deneyi yapılır. Bu deneyler ayrıca;

- Kuyuların inşa kalitesini araştırmak
- Sabit debili ve uzun süreli deney için uygun debinin seçimine yardımcı olmak
- Kuyunun etkin yarıçapını ve kuyu kayıplarını bulmak

olanağını da verdiğinden yapılması çok yararlı deneylerdir.

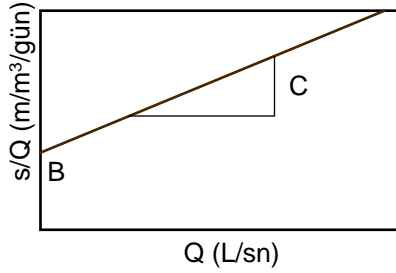


Kademeli Düşüm Testi

- ✦ Kademeli düşüm testleri kuyunun randımanını belirlemek için dizayn edilmiş farklı pompaj debilerindeki (Q) testlerdir.
- ✦ Kademeli olarak artan ($Q_1 < Q_2 < Q_3 < Q_4 < Q_5$) her bir pompaj 1-2 saat (Δt) sürer ve 5-8 kademedен oluşur. Tüm test genellikle bir günde tamamlanır.
- ✦ Her kademedе aynı pompaj süresinin kullanılması analizi kolaylaştırır.
- ✦ Her kademenin sonunda, pompaj debisi ve düşüm not edilir.

Kademeli Düşüm Testi Analizi

Kademeli düşüm testleri özgül kapasitenin tersini (s/Q) pompaj debisine göre grafikleyerek analiz edilir.



* Grafiğin y eksenini kestiği nokta ($Q=0$) $B = W(u)/4\pi T$

Doğrunun eğimi kuyu kayıpları katsayısıdır, C.

* B ayrıca pompaj testlerinin Theis yada Cooper-Jacob yöntemi ile bağımsız olarak analizinden hesaplanabilir.

$Q = 2700 \text{ m}^3/\text{gün}$ ve $s = 33.3 \text{ m}$ için, $B = 0.012 \text{ m}^3/\text{gün}$

* Eğer $C = 4 \times 10^{-5}$, $CQ^2 = 18.2 \text{ m}$

* Kuyu randımanı $33.3/(33.3+18.2) = 65\%$

Kuyu Verimi

Kuyu Verimi			Nom. pompa çapı		Opt. boru çapı		Min. boru çapı	
US gpm	L/s	m ³ /d	in	mm	in	mm	in	mm
< 100	<6.4	550	4	100	6	150	5	130
< 170	<11	950	5	130	8	200	6	150
< 350	<22	1900	6	150	10	250	8	200
< 700	<44	3800	8	200	12	300	10	250
< 1000	<64	5500	10	250	14	360	12	300
< 1800	<110	9800	12	300	16	410	14	360
< 3000	<190	16000	14	360	20	510	16	410
< 3800	<240	21000	16	410	24	610	20	510
< 6000	<380	33000	20	510	30	760	24	610

* Belirli bir kuyu verimi için koruma borusunun seçimi için tablolardan yararlanılır. Kuyu veriminin ana sınırlayıcısı pompadır.

* Örneğin, eğer kuyu $4,000 \text{ m}^3/\text{gün}$ vermek üzere dizayn edilmiş ise, optimal boru çapı 360 mm ve minimum boru çapı ise 300 mm dir

* Kuyunun çapı, en az 500 mm genişlikte çimentolama yapmak için 410 to 510 mm olmak zorundadır.

Uygun Debinin Bulunması

Bir pompalama kuyusundan çekilecek uygun debinin seçiminde şu noktalara dikkat edilmelidir: Teorik olarak optimum düşüm serbest akiferlerde akifer kalınlığının 2/3'üne eşittir. Fakat uygulamada bir kuyu için uygun debi araştırılırken aşağıdaki koşulların da dikkate alınması gerekir.

- a) Kuyuya gelen yeraltısuyunun hızı, türbülanslı akımın gözlenmeye başladığı kritik hızı aşmamalıdır. Aksi halde su hızı, bir taraftan debiyi sınırlar, diğer taraftan akiferdeki ince malzemenin sürüklenmesine ve kuyulardaki filtrelerin tıkanmasına neden olur. Bu nedenle akiferlerde bu hız aşılmamalıdır. Kritik hız (V_k) Sichardt tarafından;

$$V_k = \frac{K^{1/2}}{15} \quad (141)$$

olarak ifade edilmiştir. Burada;
 K = Hidrolik geçirgenlik (m/s) dir.

- b) Bu durumda bir kuyudan alınacak debi (Q);

$$Q < \frac{2\pi_w h K^{1/2}}{15} \quad (142)$$

olmalıdır. Burada; r_w = kuyu yarıçapıdır.

- c) Kuyularda suyun filtreye giriş hızının (V_f) 3 cm/s den az olması gerekir. Bu koşul öncelikle kuyu projelerinde yer alır. Uygulamadaki olası değişiklikler dikkate alınarak bu koşul işletme debileri için yeniden kontrol edilmelidir. Giriş hızının bu sınırı aşması kuyu kayıplarının artırdığı gibi korozyona da neden olabilir. Buna göre;

$$V_f = \frac{Q}{2\pi r a} < 3 \text{ cm/s} \quad (143)$$

olmalıdır. Burada;
 r = filtre yarıçapı,
 a = filtre açıklık oranı (genellikle 0,1 alınır) dir.

Pompaj Testi Planlama

- ✱ Başarılı bir pompaj testi dizayn etmek için bir kaç ön hesaplama ihtiyacı vardır:

- ◆ Pompaj kuyusundaki maksimum düşümün tahmini
- ◆ Maksimum pompaj debisinin tahmini
- ◆ Pompaj debisini ölçmek için en iyi metodu değerlendirmek
- ◆ Gözlem kuyularındaki düşümlerin tahmini
- ◆ Test yapılmadan önce testi simule etmek
- ◆ Çekilen suyun kuyudan uzakta deşarjını planlamak
- ◆ Pompaj sırasında dengeli rejim koşullarının sağlandığından emin olmak için başlangıçtaki hidrolik yük ölçümlerinin bir kaç kez ölçülmesi
- ◆ Tüm kuyu ölçümleri referans noktalarının kotunu tespit etmek

Gözlem Kuyusu Sayısı

- ✦ Gözlem kuyusu sayısı pompaj testinin amaçlarına ve mevcut kaynaklara bağlıdır.
 - ◆ Tek kuyu akifer özelliklerini (T ve S) tespit etmede yeterli olabilir, ancak tahminlerin güvenilirliği gözlem kuyusu sayısı artıkça artar.
 - ◆ Uzaklık-düşüm analizi için, pompaj kuyusundan farklı uzaklıktaki 3 gözlem kuyusu gereklidir.

Pompaj Testi Ölçümleri

- ✦ Düşüm verilerinin doğruluğu ve pompaj testlerinin analiz sonuçları aşağıdaki faktörlere bağlıdır
- ✦ :
 - ◆ Sabit bir pompaj debisinin sağlanması
 - ◆ Farklı radyal uzaklıklardaki ikiden fazla gözlem kuyusunda düşümün ölçümü
 - ◆ Uygun zaman aralıklarla düşüm ölçümünün alınması (1-15 dak); (her 5 dakidada bir) 15-60 dak; (her 30 dakikada) 1-5 hr; (her saat başı) 5-12 hrs; (8 saatta bir) >12 hrs
 - ◆ Barometrik basıncın, nehir seviyelerinin vb. test boyunca ölçülmesi
 - ◆ Hem alçalım ve hem de yükselim verilerinin ölçülmesi
 - ◆ Pompaj testine basınçlı akiferler için minimum 24 saat, serbest akiferler için 72 saat sabit Q ile devam etmek
 - ◆ 24 saatin üzerinde bir pompaj testinde 5 yada 6 farklı Q ile veri toplama

Pompaj Debisinin Ölçümü

- ✦ Pompajın kontrolü düşüm ve pompa rpm i değıştikçe gereklidir. Pompaj oranını sabit tutmak için sıkça debi ölçümü gereklidir.
- ✦ Düşük Q'lu pompajlarda
 - ◆ Belirli bir haçimdeki kabı doldurmak için geçen zamanın periyodik ölçümü
 - ◆ V savak – su seviyesinin ölçümü (düşük Q'larda duyarlı)
- ✦ Düşük Q'lu pompajlarda
 - ◆ impellor driven water meter - measure velocity (insensitive)
 - ◆ Dairesel kesitli savaklar- su seviyesinin ölçümü $v=(2gh)^{1/2}$
 - ◆ Dikdörtgen savaklar - su seviyesinin ölçümü
 - ◆ Parshall flume- su seviyesinin ölçümü
 - ◆ cutthroat flume– su seviyesinin ölçümü



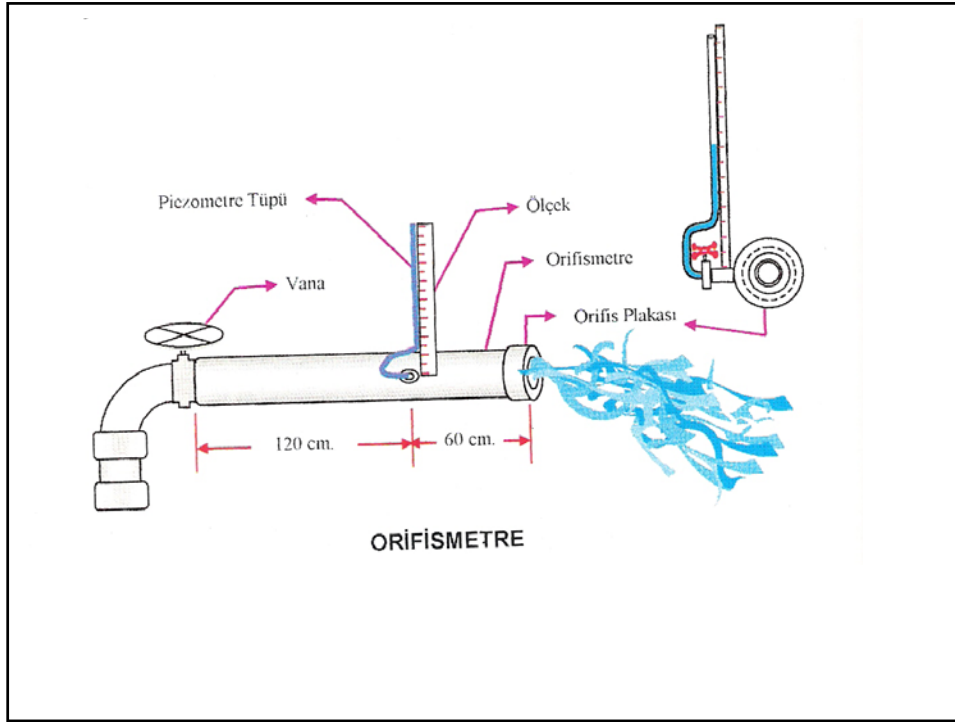
Savak ile su veriminin ölçülmesi



Savakla su ölçümü

cm	lt/sn.	cm	lt/sn.	cm	lt/sn.
		10,30	10,50	20,30	30,80
		10,60	11,00	20,60	31,60
		11,00	11,60	21,00	32,50
		11,30	12,20	21,30	33,20
		11,60	12,80	21,60	33,90
		12,00	13,50	22,00	34,90
		12,30	13,95	22,30	35,65
		12,60	14,40	22,60	36,40
3,00	1,46	13,00	15,10	23,00	37,50
3,30	1,70	13,30	15,65	23,30	38,20
3,60	2,00	13,60	16,20	23,60	38,90
4,00	2,40	14,00	17,30	24,00	39,80
4,30	2,60	14,30	17,85	24,30	40,80
4,60	2,80	14,60	18,40	24,60	41,80
5,00	3,20	15,00	19,10	25,00	42,60
5,30	3,60	15,30	19,65	25,30	43,65
5,60	4,00	15,60	20,20	25,60	44,30
6,00	4,50	16,00	20,90	26,00	45,20
6,30	4,90	16,30	21,65	26,30	46,05
6,60	5,30	16,60	22,40	26,60	46,90
7,00	5,80	17,00	23,10	27,00	48,00
7,30	6,20	17,30	23,80	27,30	49,00
7,60	6,60	17,60	24,50	27,60	50,00
8,00	7,20	18,00	25,30	28,00	51,10
8,30	7,65	18,30	26,00	28,30	52,00
8,60	8,10	18,60	26,70	28,60	53,00
9,00	8,50	19,00	27,60	29,00	54,00
9,30	8,95	19,30	28,40	29,30	54,90
9,60	9,40	19,60	29,20	29,60	55,90
10,00	10,00	20,00	30,00	30,00	56,90

6" savak cetveli

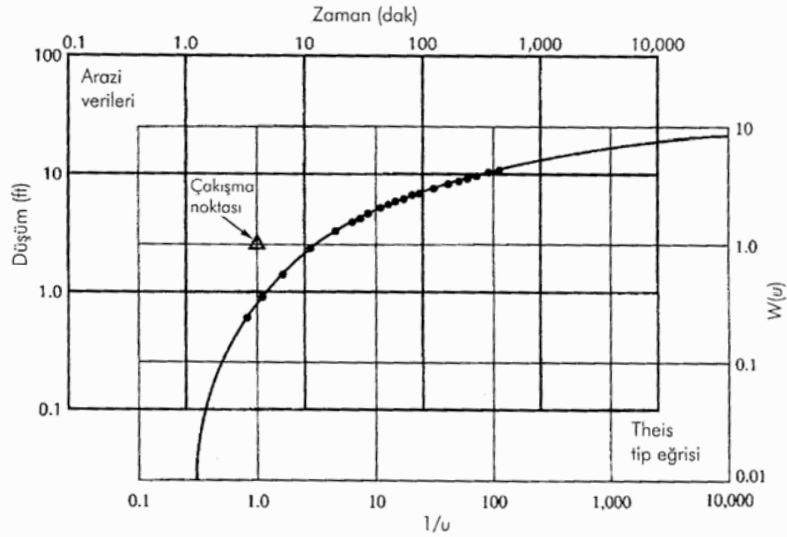


ORIFİS İLE DEBİ ÖLÇÜM CETVELİ												
Yükseklik (cm)	5" İk. Çeşni				4" İk. Çeşni				3" İk. Çeşni			
	8/16	8/16	8/16	8/16	8/16	8/16	8/16	8/16	8/16	8/16	8/16	
12,70	4,78	9,13	17,84	81,28	11,90	22,49	43,59	13,97	4,97	9,84	18,46	
13,97	5,16	10,08	19,21	82,55	12,83	22,68	43,91	15,24	5,16	10,08	19,21	
15,24	5,35	10,52	19,80	83,82	13,65	23,07	44,23	16,51	5,35	10,52	19,80	
17,78	5,94	11,83	20,66	85,36	14,28	23,44	44,54	17,78	5,94	11,83	20,66	
20,16	6,35	12,52	21,35	87,03	14,74	23,82	44,84	20,16	6,35	12,52	21,35	
22,90	6,81	13,29	22,04	88,80	15,21	24,19	45,14	22,90	6,81	13,29	22,04	
24,99	7,23	13,99	22,74	90,67	15,68	24,56	45,43	24,99	7,23	13,99	22,74	
27,08	7,61	14,67	23,43	92,64	16,15	24,93	45,72	27,08	7,61	14,67	23,43	
29,40	8,05	15,33	24,13	94,71	16,62	25,30	46,01	29,40	8,05	15,33	24,13	
31,76	8,44	15,97	24,83	96,88	17,09	25,67	46,30	31,76	8,44	15,97	24,83	
34,29	8,89	16,69	25,53	99,25	17,56	26,04	46,59	34,29	8,89	16,69	25,53	
36,87	9,30	17,39	26,23	101,82	18,03	26,41	46,88	36,87	9,30	17,39	26,23	
39,48	9,67	18,07	26,93	104,49	18,50	26,78	47,17	39,48	9,67	18,07	26,93	
42,12	10,01	18,74	27,63	107,26	18,97	27,15	47,46	42,12	10,01	18,74	27,63	
44,81	10,41	19,39	28,33	110,13	19,44	27,52	47,75	44,81	10,41	19,39	28,33	
47,54	10,77	20,03	29,03	113,10	19,91	27,89	48,04	47,54	10,77	20,03	29,03	
50,31	11,10	20,66	29,73	116,27	20,38	28,26	48,33	50,31	11,10	20,66	29,73	
53,12	11,41	21,28	30,43	119,64	20,85	28,63	48,62	53,12	11,41	21,28	30,43	
56,06	11,69	21,89	31,13	123,21	21,32	28,99	48,91	56,06	11,69	21,89	31,13	
59,13	12,05	22,49	31,83	126,98	21,79	29,36	49,20	59,13	12,05	22,49	31,83	
62,34	12,38	23,08	32,53	130,95	22,26	29,73	49,49	62,34	12,38	23,08	32,53	
65,68	12,69	23,66	33,23	135,12	22,73	30,10	49,78	65,68	12,69	23,66	33,23	
69,15	13,00	24,23	33,93	139,49	23,20	30,47	50,07	69,15	13,00	24,23	33,93	
72,74	13,29	24,79	34,63	144,06	23,67	30,84	50,36	72,74	13,29	24,79	34,63	
76,45	13,57	25,34	35,33	148,83	24,14	31,21	50,65	76,45	13,57	25,34	35,33	
80,28	13,84	25,88	36,03	153,80	24,61	31,58	50,94	80,28	13,84	25,88	36,03	
84,23	14,10	26,41	36,73	158,97	25,08	31,95	51,23	84,23	14,10	26,41	36,73	
88,30	14,35	26,93	37,43	164,34	25,55	32,32	51,52	88,30	14,35	26,93	37,43	
92,49	14,59	27,44	38,13	169,91	26,02	32,69	51,81	92,49	14,59	27,44	38,13	
96,80	14,82	27,94	38,83	175,68	26,49	33,06	52,10	96,80	14,82	27,94	38,83	
101,23	15,04	28,43	39,53	181,65	26,96	33,43	52,39	101,23	15,04	28,43	39,53	
105,78	15,25	28,91	40,23	187,82	27,43	33,80	52,68	105,78	15,25	28,91	40,23	
110,45	15,45	29,38	40,93	194,19	27,90	34,17	52,97	110,45	15,45	29,38	40,93	
115,24	15,64	29,84	41,63	200,76	28,37	34,54	53,26	115,24	15,64	29,84	41,63	
120,15	15,82	30,29	42,33	207,53	28,84	34,91	53,55	120,15	15,82	30,29	42,33	
125,18	16,00	30,73	43,03	214,50	29,31	35,28	53,84	125,18	16,00	30,73	43,03	
130,33	16,17	31,16	43,73	221,67	29,78	35,65	54,13	130,33	16,17	31,16	43,73	
135,60	16,34	31,58	44,43	229,04	30,25	36,02	54,42	135,60	16,34	31,58	44,43	
141,09	16,50	32,00	45,13	236,61	30,72	36,39	54,71	141,09	16,50	32,00	45,13	
146,70	16,66	32,41	45,83	244,38	31,19	36,76	55,00	146,70	16,66	32,41	45,83	
152,43	16,81	32,81	46,53	252,35	31,66	37,13	55,29	152,43	16,81	32,81	46,53	
158,28	16,96	33,21	47,23	260,52	32,13	37,50	55,58	158,28	16,96	33,21	47,23	
164,25	17,10	33,60	47,93	268,89	32,60	37,87	55,87	164,25	17,10	33,60	47,93	
170,34	17,24	33,98	48,63	277,46	33,07	38,24	56,16	170,34	17,24	33,98	48,63	
176,54	17,37	34,36	49,33	286,23	33,54	38,61	56,45	176,54	17,37	34,36	49,33	
182,85	17,50	34,73	50,03	295,20	34,01	38,98	56,74	182,85	17,50	34,73	50,03	
189,27	17,62	35,10	50,73	304,37	34,48	39,35	57,03	189,27	17,62	35,10	50,73	
195,80	17,74	35,46	51,43	313,74	34,95	39,72	57,32	195,80	17,74	35,46	51,43	
202,44	17,86	35,82	52,13	323,31	35,42	40,09	57,61	202,44	17,86	35,82	52,13	
209,19	17,97	36,17	52,83	333,08	35,89	40,46	57,90	209,19	17,97	36,17	52,83	
216,05	18,09	36,52	53,53	343,05	36,36	40,83	58,19	216,05	18,09	36,52	53,53	
223,02	18,20	36,87	54,23	353,22	36,83	41,20	58,48	223,02	18,20	36,87	54,23	
230,10	18,31	37,21	54,93	363,59	37,30	41,57	58,77	230,10	18,31	37,21	54,93	
237,29	18,41	37,55	55,63	374,16	37,77	41,94	59,06	237,29	18,41	37,55	55,63	
244,59	18,51	37,89	56,33	384,93	38,24	42,31	59,35	244,59	18,51	37,89	56,33	
252,00	18,61	38,22	57,03	395,90	38,71	42,68	59,64	252,00	18,61	38,22	57,03	
259,52	18,71	38,55	57,73	407,07	39,18	43,05	59,93	259,52	18,71	38,55	57,73	
267,15	18,80	38,88	58,43	418,44	39,65	43,42	60,22	267,15	18,80	38,88	58,43	
274,89	18,89	39,21	59,13	430,01	40,12	43,79	60,51	274,89	18,89	39,21	59,13	
282,74	18,98	39,54	59,83	441,78	40,59	44,16	60,80	282,74	18,98	39,54	59,83	
290,70	19,07	39,87	60,53	453,75	41,06	44,53	61,09	290,70	19,07	39,87	60,53	
298,77	19,16	40,20	61,23	465,92	41,53	44,90	61,38	298,77	19,16	40,20	61,23	
306,95	19,25	40,52	61,93	478,29	42,00	45,27	61,67	306,95	19,25	40,52	61,93	
315,24	19,34	40,85	62,63	490,86	42,47	45,64	61,96	315,24	19,34	40,85	62,63	
323,64	19,43	41,17	63,33	503,63	42,94	46,01	62,25	323,64	19,43	41,17	63,33	
332,15	19,52	41,49	64,03	516,60	43,41	46,38	62,54	332,15	19,52	41,49	64,03	
340,76	19,61	41,81	64,73	529,77	43,88	46,75	62,83	340,76	19,61	41,81	64,73	
349,48	19,70	42,13	65,43	543,14	44,35	47,12	63,12	349,48	19,70	42,13	65,43	
358,31	19,79	42,45	66,13	556,71	44,82	47,49	63,41	358,31	19,79	42,45	66,13	
367,25	19,88	42,77	66,83	570,48	45,29	47,86	63,70	367,25	19,88	42,77	66,83	
376,30	19,97	43,09	67,53	584,45	45,76	48,23	63,99	376,30	19,97	43,09	67,53	
385,46	20,06	43,41	68,23	598,62	46,23	48,60	64,28	385,46	20,06	43,41	68,23	
394,73	20,15	43,73	68,93	612,99	46,70	48,97	64,57	394,73	20,15	43,73	68,93	
404,11	20,24	44,05	69,63	627,56	47,17	49,34	64,86	404,11	20,24	44,05	69,63	
413,60	20,33	44,37	70,33	642,33	47,64	49,71	65,15	413,60	20,33	44,37	70,33	
423,20	20,42	44,69	71,03	657,30	48,11	50,08	65,44	423,20	20,42	44,69	71,03	
432,91	20,51	45,01	71,73	672,47	48,58	50,45	65,73	432,91	20,51	45,01	71,73	
442,73	20,60	45,33	72,43	687,84	49,05	50,82	66,02	442,73	20,60	45,33	72,43	
452,66	20,69	45,65	73,13	703,41	49,52	51,19	66,31	452,66	20,69	45,65	73,13	
462,70	20,78	45,97	73,83	719,18	50,00	51,56	66,60	462,70	20,78	45,97	73,83	
472,85	20,87	46,29	74,53	735,15	50,47	51,93	66,89	472,85	20,87	46,29	74,53	
483,11	20,96	46,61	75,23	751,32	50,95	52,30	67,18	483,11	20,96	46,61	75,23	
493,48	21,05	46,93	75,93	767,69	51,42	52,67	67,47	493,48	21,05	46,93	75,93	
503,96	21,14	47,25	76,63	784,26	51,90	53,04	67,76	503,96	21,14	47,25	76,63	
514,55	21,23	47,57	77,33	801,03	52,37	53,41	68,05	514,55	21,23	47,57	77,33	
525,25	21,32	47,89	78,03	817,90	52,85	53,78	68,34	525,25	21,32	47,89	78,03	
536,06	21,41	48,21	78,73	834,97	53,32	54,15	68,63	536,06	21,41	48,21	78,73	
546,98	21,50	48,53	79,43	852,24	53,80	54,52	68,92	546,98	21,50	48,53	79,43	
558,01	21,59	48,85	80,13	869,71	54,27	54,89	69,21	558,01	21,59	48,85	80,13	
569,15	21,68	49,17	80,83	887,38	54,75	55,26	69,50	569,15	21,68	49,17	80,83	
580,40	21,77	49,49	81,53	905,25	55,22	55,63	69,79	580,40	21,77	49,49	81,53	
591,76	21,86	49,81	82,23	923,32	55,70	56,00	70,08	591,76	21,86	49,81	82,23	
603,23	21,95	50,13	82,93	941,59	56,17	56,37	70,37	603,23	21,95	50,13	82,93	
614,81	22,04	50,45	83,63	960,06	56,65	56,74	70,66	614,81				

ÖRNEK PROBLEM

Basıncılı akiferde açılan bir kuyudan 220 gal/dak ($0,833 \text{ m}^3/\text{s}$) debi ile 500 dakika yapılmıştır. Akifer kalınlığı 48 ft (14,6 m)'dir. 824 ft (251 m) uzakta yer alan bir gözlem kuyusunda kaydedilen zaman-düşüm verileri Tablo 5.1'de verilmiştir. T , K ve S' 'yi hesaplayınız.

geçen zaman (dak)	(ft)
3	0,3 (0,09 m)
5	0,7 (0,21 m)
8	1,3 (0,40 m)
12	2,1 (0,64 m)
20	3,2 (0,98 m)
24	3,6 (1,10 m)
30	4,1 (1,25 m)
38	4,7 (1,43 m)
47	5,1 (1,55 m)
50	5,3 (1,62 m)
60	5,7 (1,74 m)
70	6,1 (1,86 m)
80	6,3 (1,92 m)
90	6,7 (2,04 m)
100	7,0 (2,13 m)
130	7,5 (2,29 m)
160	8,3 (2,53 m)
200	8,5 (2,50 m)
260	9,2 (2,8 m)
320	9,7 (2,96 m)
380	10,2 (3,11 m)
500	10,9 (3,32 m)



Şekil 5.8 Deney verileri ile Theis tip eğrisinin karşılaştırılması.

$$W(u) = 1$$

$$1/u = 1$$

$$h_0 - h = 2,4 \text{ ft (0,73 m)}$$

$$t = 4,1 \text{ dak}$$

Önce zaman "gün"e dönüştürülür.

$$t = 4,1 \text{ dak} \times 1/1440 \text{ gün/dak} = 2,9 \times 10^{-3} \text{ gün}$$

Sonraki adımda 220 gal/dak (0,833 m³/dak)'lık pompaj debisi ft³/gün (m³/gün)'e dönüştürülür.

$$220 \text{ gal/dak} \times 1/7,48 \text{ ft}^3/\text{gal} \times 1440 \text{ dak/gün} = 42.400 \text{ ft}^3/\text{gün} \quad (1201 \text{ m}^3/\text{gün})$$

İletimlilik (5-50) eşitliğinden bulunur.

$$T = \frac{Q}{4\pi(h_0 - h)} W(u)$$

$$= \frac{42.400 \text{ ft}^3/\text{gün}}{4 \times \pi \times 2,4 \text{ ft}}$$

$$= 1400 \text{ ft}^2/\text{gün} \quad (130 \text{ m}^2/\text{gün})$$

Hidrolik iletkenlik, iletimliliğin akifer kalınlığına oranıdır.

$$K = T/b$$

$$= (1400 \text{ ft}^2/\text{gün})/48 \text{ ft}$$

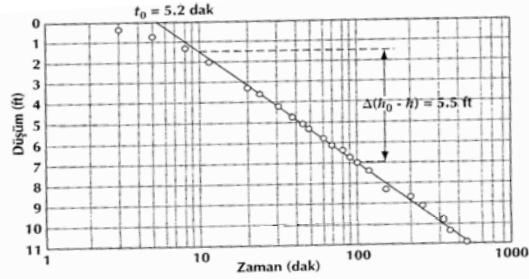
$$= 29 \text{ ft/gün} \quad (8,8 \text{ m/gün})$$

Depolama katsayısı (5-51) eşitliğinden bulunur.

$$S = 4Tut/r^2$$

$$= \frac{4 \times 1400 \text{ ft}^2/\text{gün} \times 1 \times 2,9 \times 10^{-3} \text{ gün}}{824 \text{ ft} \times 824 \text{ ft}}$$

$$= 2,4 \times 10^{-5}$$



Şekil 5.9 Tamamen basınçlı bir akiferdeki bir pompaj deneyine ait verilerin Cooper-Jacob yöntemiyle çözümü. Düşüm, yani logaritmik bir kağıtta zamanın fonksiyonu olarak grafiğe aktarılır.

Önce t_0 "gün"e dönüştürülmelidir.

$$5,2 \text{ dak} \times 1/1440 \text{ gün/dak} = 3,6 \times 10^{-3} \text{ gün}$$

Pompaj debisi 42400 ft³/gün (1201 m³/gün) olarak belirlenmişti. (5-56) eşitliğinde yerine konarak.

$$T = \frac{2,3Q}{4\pi\Delta(h_0 - h)}$$

$$= \frac{2,3 \times 42400 \text{ ft}^3/\text{gün}}{4 \times \pi \times 5,5 \text{ ft}}$$

$$= 1400 \text{ ft}^2/\text{gün} \quad (130 \text{ m}^2/\text{gün})$$

bulunur. T 'nin değeri (5-57) eşitliğine aktarılarak S bulunur:

$$S = 2,25Tt_0/r^2$$

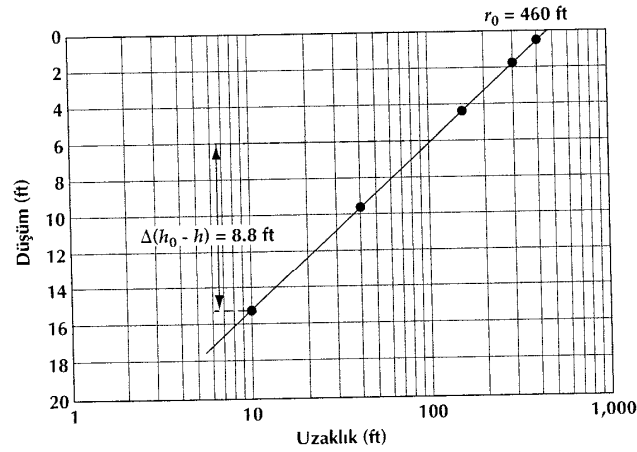
$$= \frac{2,25 \times 1400 \text{ ft}^2/\text{gün} \times 3,6 \times 10^{-3} \text{ gün}}{824 \text{ ft} \times 824 \text{ ft}}$$

$$= 1,7 \times 10^{-5}$$

77000 ft³/gün (2180 m³/gün) debi ile çekim yapılan bir kuyudan 10 ft (3 m), 40 ft (12 m), 150 ft (45 m), 300 ft (90 m) ve 400 ft (120 m) uzakta beş gözlem kuyusu bulunmaktadır. 0,14 günlük çekimden sonra gözlem kuyularındaki düşümler şu şekildedir:

Mesafe (ft)	Düşüm (ft)
10 (3 m)	15,1 (4,6 m)
40 (12 m)	9,4 (2,9 m)
150 (45 m)	4,4 (1,3 m)
300 (90 m)	1,7 (0,5 m)
400 (120 m)	0,25 (0,08 m)

Veriler Şekil 5.10'da grafiğe aktarılmıştır. Bir logaritmik devire karşılık gelen düşüm 8,8 ft (2,7 m) ve $r_0=460$ ft (140 m)'dir. T ve S' 'yi hesaplayınız.



Şekil 5.10 Tamamen basıncılı bir akiferdeki bir pompaj deneyine ait verilerin Cooper-Jacob yöntemiyle değişik bir çözümü. Düşüm, yani logaritmik bir kağıtta gözlem kuyusuna olan uzaklığın bir fonksiyonu olarak grafiğe aktarılır.

$$T = \frac{2,3Q}{2\pi\Delta(h_0 - h)}$$

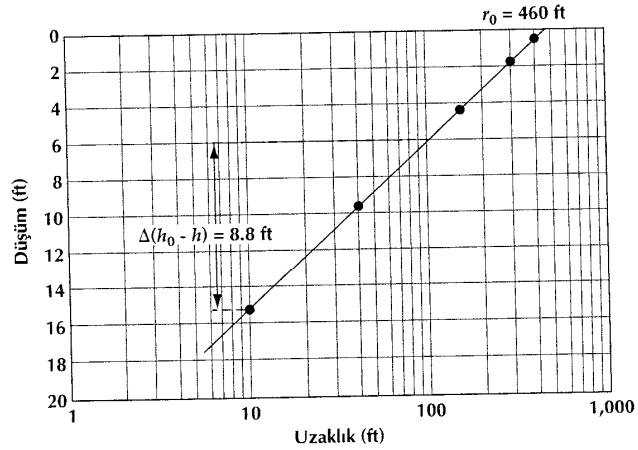
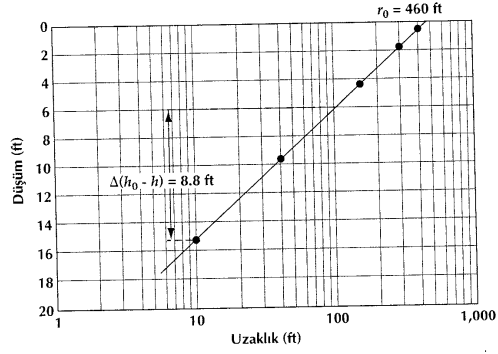
$$= \frac{2,3 \times 77.000 \text{ ft}^3/\text{gün}}{2 \times \pi \times 8,8 \text{ ft}}$$

$$= 3200 \text{ ft}^2/\text{gün} \quad (300 \text{ m}^2/\text{gün})$$

$$S = 2,25Tt_0/r_0^2$$

$$= \frac{2,25 \times 3200 \text{ ft}^2/\text{gün} \times 0,14 \text{ gün}}{460 \text{ ft} \times 460 \text{ ft}}$$

$$= 0,0048$$



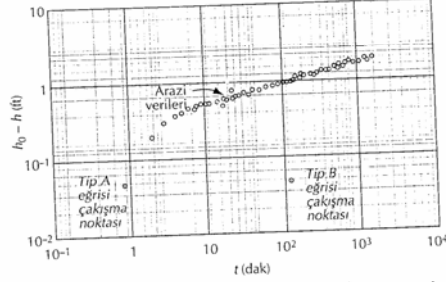
Şekil 5.10 Tamamen basınçlı bir akiferdeki bir pompayı deneyine ait verilerin Cooper-Jacob yöntemiyle değişik bir çözümü. Düşüm, yarı logaritmik bir kağıtta gözlem kuyusuna olan uzaklığın bir fonksiyonu olarak grafiğe aktarılır.

ÖRNEK PROBLEM

Başlangıçtaki doygun kalınlığı 100 ft (30,5 m) olan bir serbest akiferin tamamını kateden bir pompaj kuyusundan 1000 gal/dak (3,79 m³/dak) debi ile çekim yapılmaktadır. Pompaj kuyusundan 200 ft (61 m) uzaktaki gözlem kuyusunda kaydedilen zaman-düşüm verileri logaritmik kağıt üzerinde grafiğe aktarılmıştır (Şekil 5.16). T , S , K_s ve K_v 'yi hesaplayınız.

Pompaj debisinin ft³/gün (m³/gün) cinsinden değeri:

$$Q = 1000 \text{ gal/dak} \times 1/7,48 \text{ ft}^3/\text{gal} \times 1440 \text{ dak/gün} = 1,9 \times 10^5 \text{ ft}^3/\text{gün} \quad (5450 \text{ m}^3/\text{gün})$$



Şekil 5.16 Bir serbest akiferde Örnek Problem analizi için arazi verileri.

Zaman-düşüm verilerinin ilk kısmı Tip A eğrisinde en iyi $\Gamma = 0,1$ 'de çakışmaktadır. Seçilen eşleşme noktasında $W(u_s, \Gamma) = 0,1$, $1/u_s = 1,0$, $h_0 - h = 0,041$ ft (0,0125 m) ve $t = 0,9$ dak. u_s 'nin değeri 1,0 ve $t = 6,25 \times 10^{-4}$ gün'dür. (5-78) eşitliğinden,

$$T = \frac{Q}{4\pi(h_0 - h)} W(u_s, \Gamma)$$

$$= \frac{1,9 \times 10^5 \text{ ft}^3/\text{gün} \times 0,1}{4 \times \pi \times 0,041 \text{ ft}}$$

$$= 3,7 \times 10^4 \text{ ft}^2/\text{gün} \quad (3440 \text{ m}^2/\text{gün})$$

Depolama katsayısı (5-79) eşitliğinden bulunur.

$$S = 4T u_s t / r^2$$

$$= \frac{4 \times 3,7 \times 10^4 \text{ ft}^2/\text{gün} \times 6,25 \times 10^{-4} \text{ gün} \times 1,0}{(200 \text{ ft})^2}$$

$$= 0,0023$$

Zaman-düşüm verilerinin son kısmı şimdi de $\Gamma = 0,1$ için Tip B eğrisiyle çakıştırılır. İki kağıdın eksenlerini birbirine paralel tutarak elde edilen eşleşme noktasında $W(u_s, \Gamma) = 0,1$, $1/u_s = 10$, $h_0 - h = 0,043$ ft (0,013 m) ve $t = 128$ dak. u_s 'nin değeri 0,1 ve $t = 0,089$ gün'dür. (5-78) eşitliğinden,

$$T = \frac{Q}{4\pi(h_0 - h)} W(u_s, \Gamma)$$

$$= \frac{1,9 \times 10^5 \text{ ft}^3/\text{gün} \times 0,1}{4 \times \pi \times 0,043 \text{ ft}}$$

$$= 3,5 \times 10^4 \text{ ft}^2/\text{gün} \quad (3250 \text{ m}^2/\text{gün})$$

Depolama katsayısı (5-79) eşitliğinden bulunur.

$$S = 4T u_s t / r^2$$

$$= \frac{4 \times 3,5 \times 10^4 \text{ ft}^2/\text{gün} \times 0,089 \text{ gün} \times 0,1}{(200 \text{ ft})^2}$$

$$= 0,031$$

Yatay hidrolik iletkenliğin değeri (5-82) eşitliğinden bulunabilir. Ortalama $T = 3,6 \times 10^4 \text{ ft}^2/\text{gün}$ (3344 m²/gün)'dür:

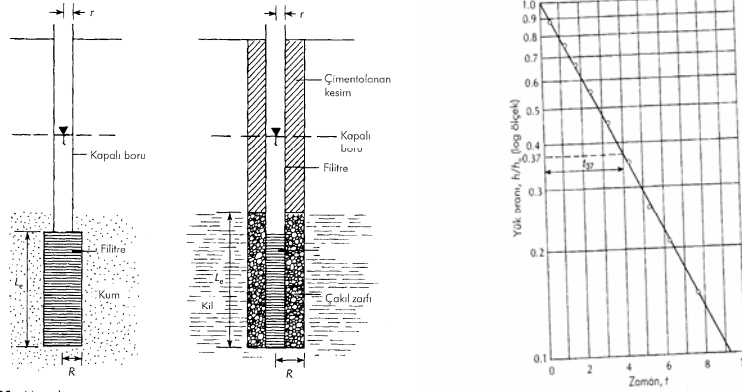
$$K_s = T/b$$

$$= (3,6 \times 10^4 \text{ ft}^2/\text{gün})/100 \text{ ft}$$

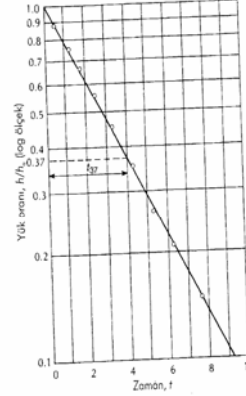
$$= 360 \text{ ft/gün} \quad (110 \text{ m/gün})$$

K_v de (5-83) eşitliğinden bulunur:

$$K_v = \frac{\Gamma b^2 K_s}{r^2}$$



Şekil 5.21 Hvorslev yöntemi için piyezometre geometrisi. Az geçirimli yerleştirilen piyezometre için R değerinin, çakıl zarfı anülüs kuşağını da içeren en geçirimliliğe sahip kuşağın yarıçapı; L_f 'nin de çakıllanmış kısmın boyu olduğuna ediniz.



Şekil 5.22 Hvorslev yönteminde kullanılan yük oranı – zaman ilişkisinin grafiği.

Piyezometrenin uzunluğu kuyu filtre yarıçapından 8 kat büyükse ($L_f/R > 8$) aşağıdaki formül kullanılır:

$$K = \frac{r^2 \ln(L_f/R)}{2L_f t_{37}} \quad (5.90)$$

Bu eşitlikte,

K : hidrolik iletkenlik (L/T; m/gün veya cm/s)

r : donanımlı kuyunun yarıçapı (L; m veya cm)

R : kuyu filtresinin yarıçapı (L; m veya cm)

L_f : kuyu filtresinin uzunluğu (L; m veya cm)

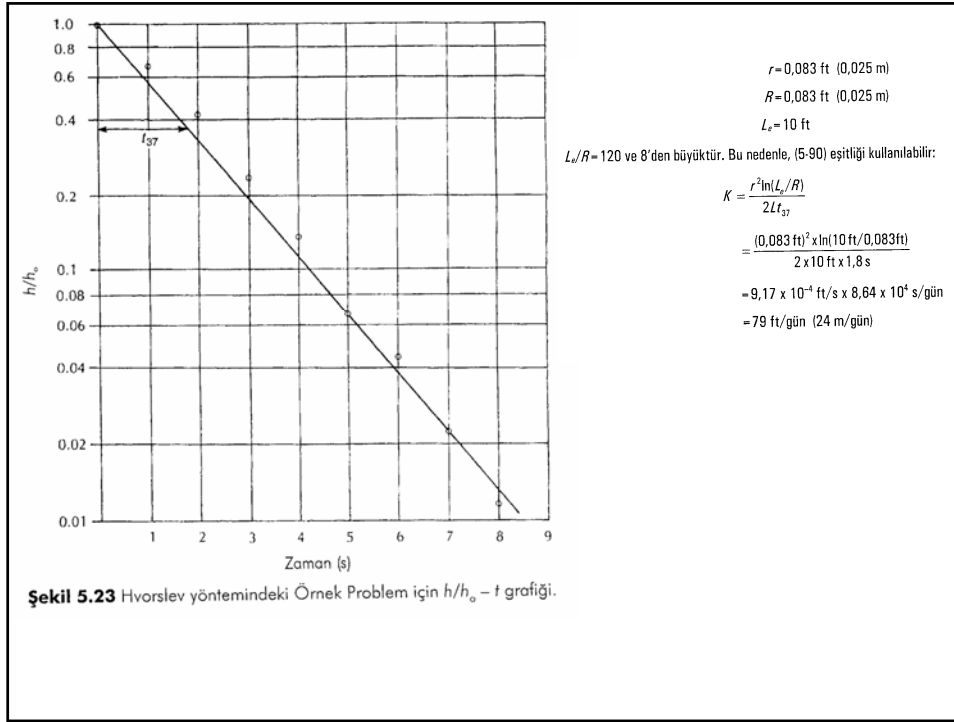
t_{37} : su seviyesinin başlangıçtaki değerimin %37'sine yükselmesi veya düşmesi için geçen süredir (Şekil 5.22) (T; gün veya sl).

ÖRNEK PROBLEM

İri kum seviyesinde filtrelenen bir piyezometre içine sarkıtılan metal basıncı ile bir basma deneyi gerçekleştirilmiştir. Kuyu filtresi ve muhafazanın ikisinin de iç çapı 2 inç (5,08 cm)'dir. Kuyu filtresinin uzunluğu 10 ft (3,05 m)'dir. Su seviyesi ölçümleri ilk 10 saniyelik süre içinde her saniyede ve sonra da daha seyrek aralıklarla olmak üzere bir basınç ölçer ile yapılmıştır. Basıncının piyezometre içinden aniden çekilmesinden sonra aşağıdaki veriler elde edilmiştir:

Geçen zaman (s)	Su tablasına derinlik (ft)	Su seviyesinde değişim, h (ft)	h/h_0
Statik seviye	13,99 (4,264 m)		
0	14,87 (4,532 m)	0,88 (0,268 m) (h_0)	1,000
1	14,59 (4,447 m)	0,60 (0,183 m)	0,682
2	14,37 (4,380 m)	0,38 (0,116 m)	0,432
3	14,20 (4,328 m)	0,21 (0,064 m)	0,239
4	14,11 (4,301 m)	0,12 (0,037 m)	0,136
5	14,05 (4,282 m)	0,06 (0,018 m)	0,068
6	14,03 (4,276 m)	0,04 (0,012 m)	0,045
7	14,01 (4,270 m)	0,02 (0,0061 m)	0,023
8	14,00 (4,267 m)	0,01 (0,00305 m)	0,011
9	13,99 (4,264 m)	0,00	0,000

Verilerin grafiği Şekil 5.23'de çizilmiştir. Yükün başlangıçtaki değerimin %37'sine yükselmesi için gerekli zaman $t_{37} = 1,8$ s'dir. Piyezometrenin geometrisinden aşağıdaki değerler elde edilir:



Şekil 5.23 Hvorslev yöntemindeki Örnek Problem için $h/h_0 - t$ grafiği.

PROBLEM

Bir serbest akiferin hidrolik iletkenliği $0,0020 \text{ cm/s}$ ve etkin gözenekliliği de $0,27$ 'dir. Akiferi, kalınlığı yüzeyden ölçülen ve her yerde 31 m olan bir kum katmanı oluşturmaktadır. 1. kuyuda su tablası yüzeyden 21 m derinde, 175 m uzaktaki 2. kuyuda ise su tablası yüzeyden $23,5 \text{ m}$ derindedir. (A) Birim genişliğe karşılık gelen boşalımı, (B) 1. kuyudaki ortalama doğrusal hızı ve (C) İki kuyu arasında orta noktadaki su tablası kotunu bulunuz.

Kısım A: (4-59) eşitliğinden,

$$q' = K \frac{(h_1^2 - h_2^2)}{2L}$$

$$h_1 = 31 \text{ m} - 21 \text{ m} = 10 \text{ m}$$

$$h_2 = 31 \text{ m} - 23,5 \text{ m} = 7,5 \text{ m}$$

$$L = 175 \text{ m}$$

$$q' = 1,7 \text{ m/gün} \frac{10^2 \text{ m}^2 - 7,5^2 \text{ m}^2}{2 \times 175 \text{ m}}$$

$$= 0,21 \text{ m}^2/\text{gün} \text{ (birim genişlik için)}$$

Kısım B: (4-24) eşitliğinden,

$$v_x = \frac{Q}{n_e A}$$

$Q = q' \times$ birim genişlik ve $A = h_1 \times$ birim genişlik olduğundan,

$$v_x = \frac{q'}{n_e h_1}$$

PROBLEM

Bir basınçlı akiferin kalınlığı 33 m ve genişliği de 7 km'dir. Akış yönünde açılan iki gözlem kuyusu arasındaki mesafe 1,2 km'dir. Birinci kuyudaki yük 97,5 m ve ikincisindeki de 89,0 m'dir. Hidrolik iletkenlik 1,2 m/gün olduğuna göre, akiferde bir günde gerçekleşen toplam akış miktarını hesaplayınız.

$$\begin{aligned} Q &= -Kb \frac{dh}{dl} \times \text{genişlik} \\ &= 1,2 \text{ m/gün} \times 33 \text{ m} \times \frac{97,5\text{m} - 89,0\text{m}}{1200\text{m}} \times 7000 \text{ m} \\ &= 1964 \text{ m}^3/\text{gün} \quad (\text{yuvarlatma; } 2000 \text{ m}^3/\text{gün}) \end{aligned}$$

PROBLEM

Depolama katsayısı 0,13 olan bir serbest akiferin alanı 318 km² 'dir. Kurak bir dönemdeki su tablası alçalmı 1,6 m olmuştur. Akiferdeki su kaybı ne kadardır?

$$\begin{aligned} V_w &= SA\Delta h \\ &= 0,13 \times 318 \text{ km}^2 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{km}^2 \times 1,6 \text{ m} \\ &= 6,6 \times 10^7 \text{ m}^3 \end{aligned}$$

Aynı akiferin basınçlı akifer ve depolama katsayısının da 0,0005 olması durumunda akiferdeki suyun miktarında ne kadar değişim olurdu?

$$\begin{aligned} V_w &= 0,0005 \times 318 \text{ km}^2 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{km}^2 \times 1,6 \text{ m} \\ &= 2,5 \times 10^5 \text{ m}^3 \end{aligned}$$

PROBLEM

İlk kalınlığı 45 m olan basınçlı bir akiferde hidrolik yükün 25 m düşmesiyle 0,20 m oturma meydana gelmiştir.

Kısım A: Akiferin düşey yöndeki sıkışabilirliğini hesaplayınız.

Verilen parametre değerleri $dP=25$ m, $b=45$ m ve $db=0,20$ m'dir. Basınç yükünü suyun yoğunluğu ile çarpmak suretiyle suyun 25 m'lik basınç yükü akışkan basıncına dönüştürülebilir.

$$dP = 25 \text{ m} \times 1000 \text{ kg/m}^3 \times 9,8 \text{ m/s}^2 = 245.000 \text{ N/m}^2$$

(3-40) eşitliğinden,

$$\alpha = \frac{(0,20 \text{ m}) / (45 \text{ m})}{245.000 \text{ N/m}^2}$$
$$= 1,8 \times 10^{-8} \text{ m}^2/\text{N}$$

Kısım B: Kompaksiyondan sonra akiferin gözenekliliği %12 ise, akiferin depolama katsayısını hesaplayınız.

Akiferin depolama katsayısı (3-32) ve (3-33) denklemlerinden bulunur:

$$S = b[\rho_w g(\alpha + n\beta)]$$

Verilen parametre değerleri $b=44,8$ m, $n=0,12$, $\rho_w=1000$ kg/m³, $g=9,8$ m/s², $\alpha=1,8 \times 10^{-8}$ m²/N ve $\beta=4,6 \times 10^{-10}$ m²/N'dir.

$$S = (44,8 \text{ m})[1000 \text{ kg/m}^3 \times 9,8 \text{ m/s}^2(1,8 \times 10^{-8} \text{ m}^2/\text{N} + 0,12 \times 4,6 \times 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N})]$$
$$= (44,8 \text{ m})(9800 \text{ N/m}^2)(1,806 \times 10^{-8} \text{ m}^2/\text{N})$$
$$= 7,9 \times 10^{-3}$$

α : akiferin sıkışabilirliği [M/L^2]; m²/N]

db : akifer kalınlığındaki değişim (L; m)

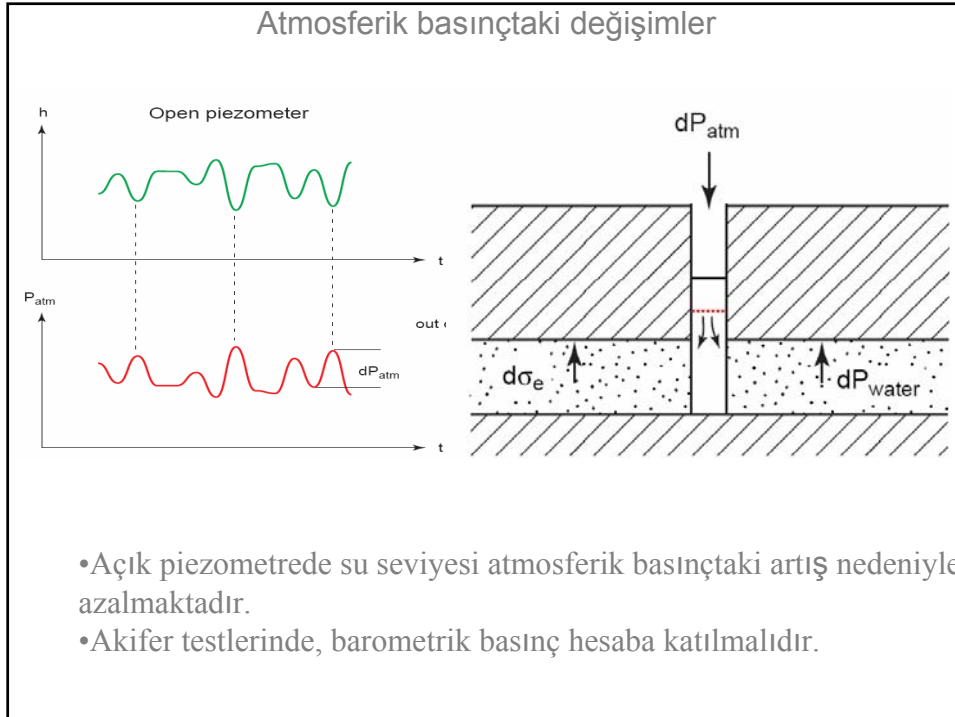
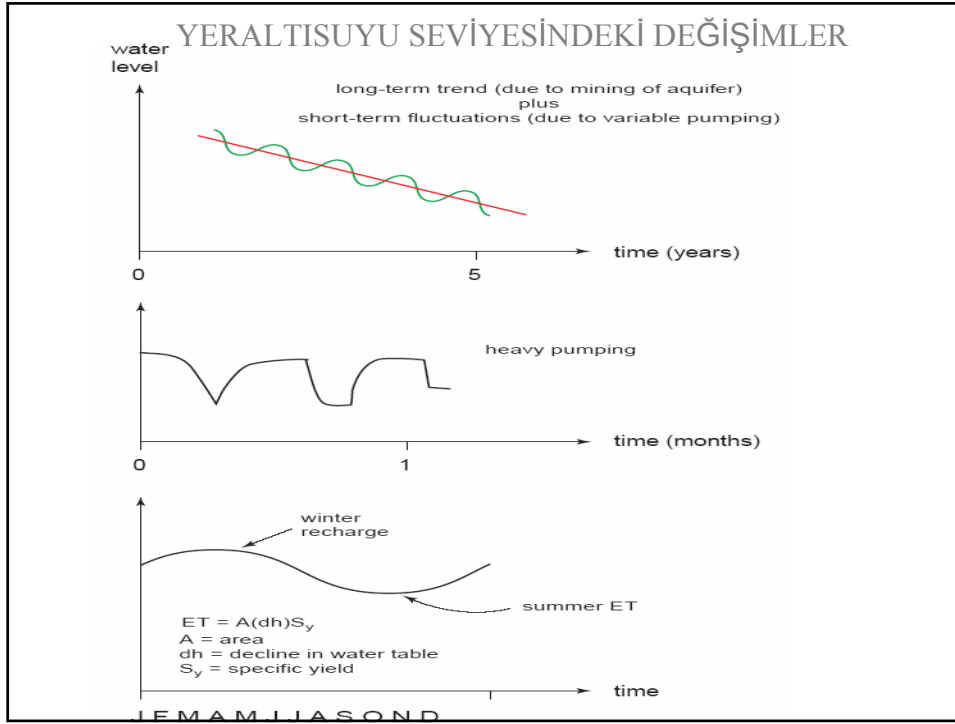
b : orijinal akifer kalınlığı (L; m)

$d\sigma_x$: efektif gerilmedeki değişimdir (M/LT^2); N/m²)

Negatif işaret etkin gerilmedeki artış sonucu akiferin daha küçüleceğine işaret eder.

$dP = -d\sigma_x$ olduğu için 3.39 denklemini şöyle yazılabilir:

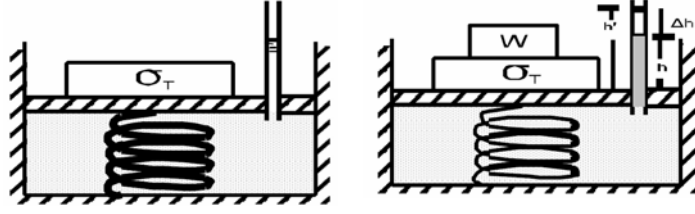
$$+ \alpha = \frac{db/b}{dP}$$



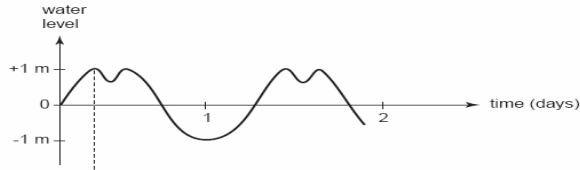
- Açık piezometrede su seviyesi atmosferik basınçtaki artış nedeniyle azalmaktadır.
- Akifer testlerinde, barometrik basınç hesaba katılmalıdır.

Dışsal etkenlerin etkisi

•gelgit etkisi



Yeraltısuyu seviyesi yükselir.

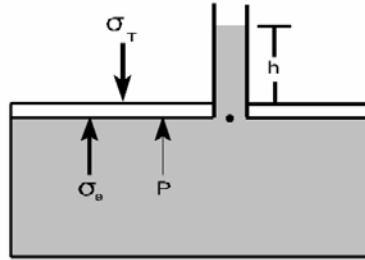


•Dışsal etkenlerin etkisi akiferlerde belli bir lag süresi geçtikten sonra hissedilir.

•Akiferin geometrisi biliniyor ise, bu testlerden T ve S hesaplanabilir.

Yerçekimin Etkisi

Gelgit olaylarına

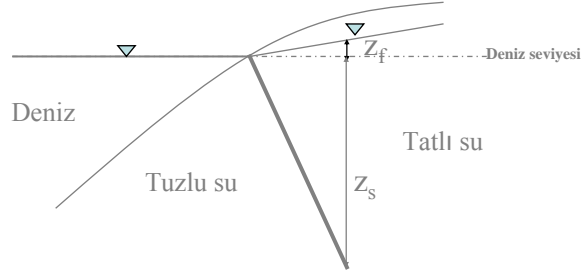


Ay`da gravitenin etkisiyle akifer üzerine etkiyen toplam stres daha azdır bu nedenle yeraltısuyu seviyesi düşer.

Yeraltısuyu seviyesinde değişmelere etkiyen etmenler

- Depremler
- Tren geçişi
- Patlamalar vb..

TUZLU SU GİRİŞİMİ



Dengede (Akış yok)- $p_s = p_f$

$$p_s = z_s \gamma_s = z_s \rho_s g$$

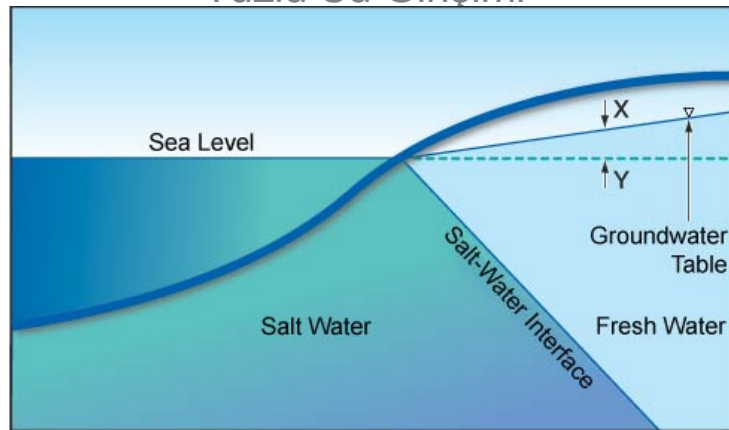
$$p_f = \gamma_s (z_s + z_f) = \rho_f g (z_s + z_f)$$

z_s için çözersek,

$$z_s = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} z_f \text{ Ghyben - Herzberg ilişkisi}$$

Bu ilişki tuzlu su/tatlı su sınırının keskin olduğunu ve dispersiyon (yayılma) olmadığını varsaymaktadır.

Tuzlu Su Girişimi

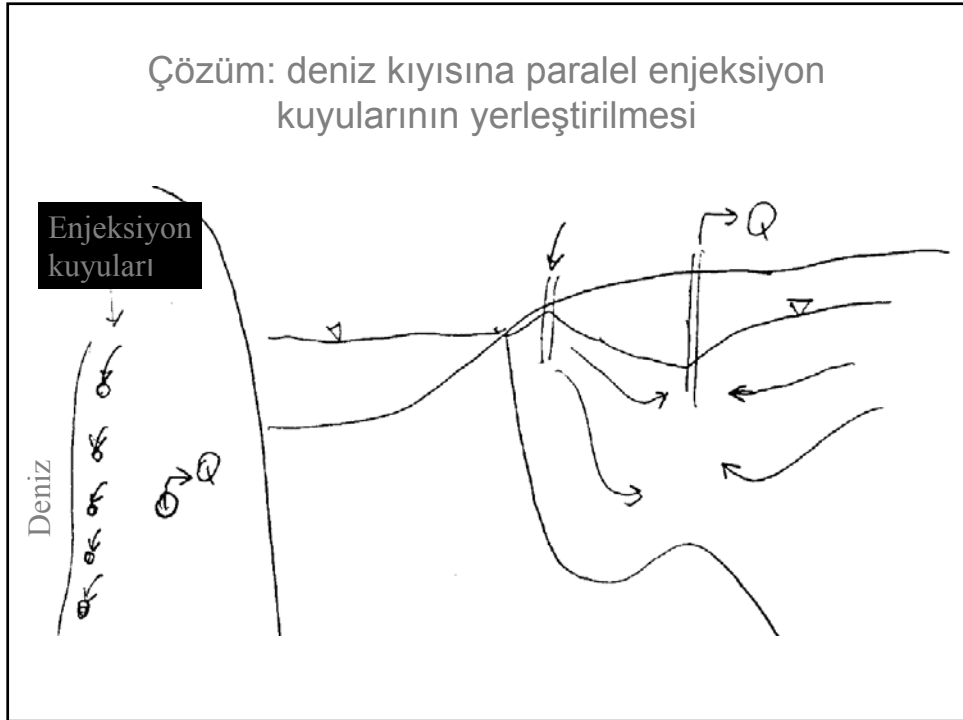
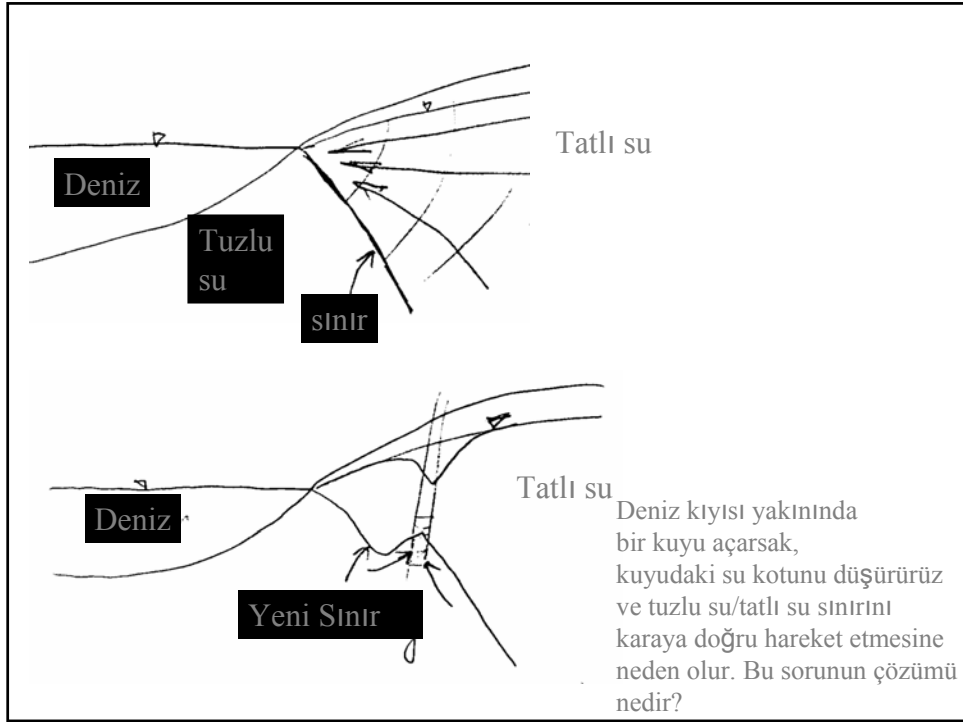


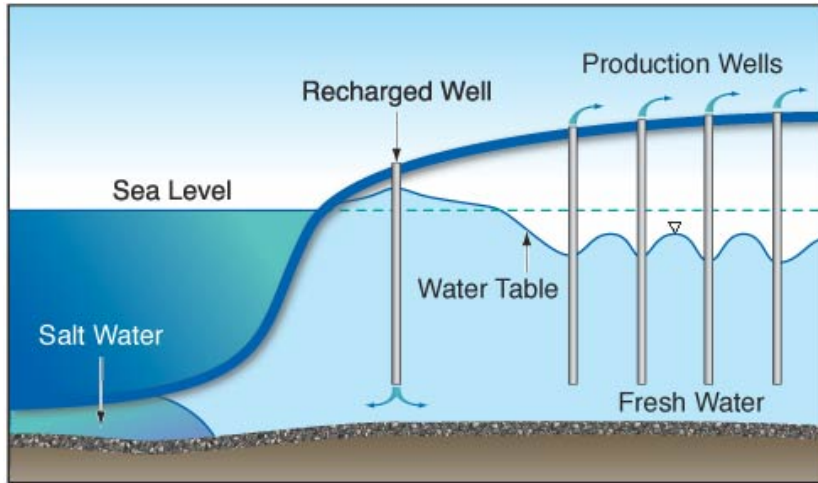
Tuzlu su için $\rho_s = 1,026 \text{ g/cm}^3$

Tatlı su için $\rho_f = 1,00 \text{ g/cm}^3$

Dolayısıyla,

$$z_s = \frac{1}{0,026} z_f = 38 z_f$$





YERALTISUYU KİMYASI

Suyun içeriğindeki katı maddeler 3 kategoride toplanabilir.

- Askıdaki katı maddeler ($<10^{-6}$ m)
 - Kil partikülleri, bakteriler, bakteri aktivite ürünleri, kolloidler
- Çözünmüş iyonik bileşikler (yükü moleküller: major katyonlar (Ca^{+2} , Mg^{+2}) ve anyonlar (Cl^- , HCO_3^-), minor iyonlar (iz metaller)
- Çözünmüş nötr bileşikler (asal gazlar (He, Rn, Ar), organik bileşikler)

Konsatrasyon (derişim) birimleri

- Küttele/hacim (g/L, mg/L, µg/L) konsantrasyon için en yaygın olarak kullanılan birimdir.
- Küttele/ birim su kütlesi (ppm, mg/kg, ppb, µg/kg) ayrıca yaygın olarak kullanılır.
- ppm = mg/l → mg / 1000 g = mg / 1000000 mg = 1/1000000 (Kabul: 1 l su = 1000 gr)
- Seyreltilmiş solüsyonlar için değerler aynıdır fakat genel olarak aşağıdaki gibi ifade edilebilir:

$$\text{mg/kg} = \text{mg/L} / \text{solüsyon yoğunluğu (kg/L)}$$

$$(\text{suyun yoğunluğu } 1 \text{ gr/cm}^3 \text{ kabul edilirse mg/l} = \text{ppm olur})$$

Molarite

- Molar konsantrasyon, 1L solüsyonda bulunan bir bileşimin mol sayısıdır(mol / L)
- 1 mol, gram cinsinden ifade edilen bir maddenin formül ağırlığıdır.

$$\text{mmol/L} = \text{mg/L} / (\text{gr formül ağırlığı})$$

$$\text{mmol/L} = \text{ppm} * \text{suyun yoğunluğu} / (\text{gr formül ağırlığı})$$

Molarite Örneği

- Na₂SO₄ nın moleküler ağırlığı 142 g
- 1L solüsyon içerisinde bulunan 14,2 g Na₂SO₄ nın molaritesi 0,1 M (mol.L⁻¹)
- Na₂SO₄ suda aşağıdaki gibi iyonlarına ayrılır:



- , Na⁺ ve SO₄²⁻ nın molaritesi sırasıyla 0,2 M Na ve 0,1 M SO₄ dir.

Molalite

- Molalite(m), 1 Kg çözündürücü içerisinde bulunan çözünmüş maddenin mol sayısıdır (mol.kg⁻¹)
- 0-40°C arasında, seyreltilmiş solüsyonlarda, molarite ve molalite aynıdır, çünkü 1L suyun ağırlığı yaklaşık 1Kg dir.

Ekivalen

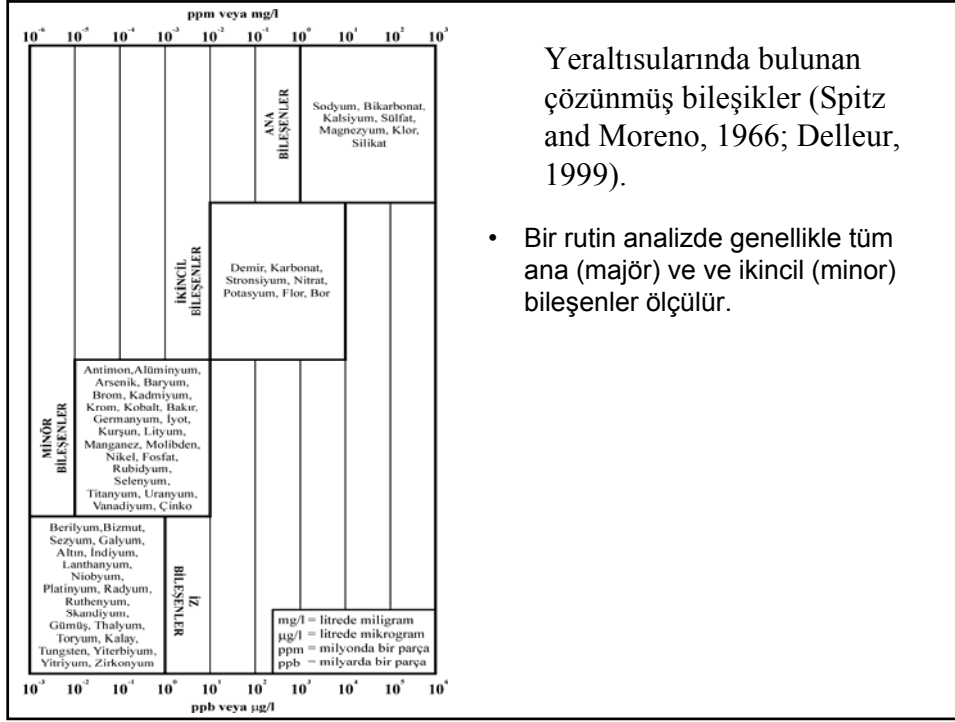
- Konsantrasyonlar iyonik yükü hesaba katmak için ekivalent cinsiden ifade edilebilir.
- Bir iyonun ekivalen ağırlığı, moleküler ağırlığı iyon yüküne bölünerek elde edilir (moleküler ağırlık / iyon yükü)

$$\text{meq/L} = \text{mg/L} * \text{iyon yükü} / (\text{gr moleküler ağırlık})$$

$$\text{meq/L} = \text{mmol/L} * \text{iyon yükü}$$

Yeraltısuyu Analizleri

- Yeraltısularında mevcut bulunan olası tüm bileşenleri ölçmeye çalışmak uygulanabilir değildir.
- Rutin analiz standart bileşenlerin ölçülmesinden oluşur.
- Rutin analiz insan kullanımı için yada tarımsal (sulama suyu) ve endüstriyel gibi farklı kullanım amaçları için suyun uygunluğuna karar vermede bir taban oluşturmaktadır.

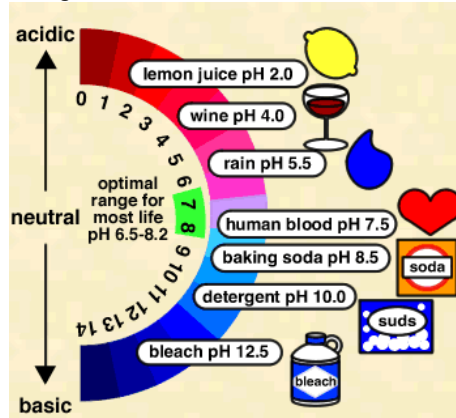


Yeraltısularında bulunan çözünmüş bileşikler (Spitz and Moreno, 1966; Delleur, 1999).

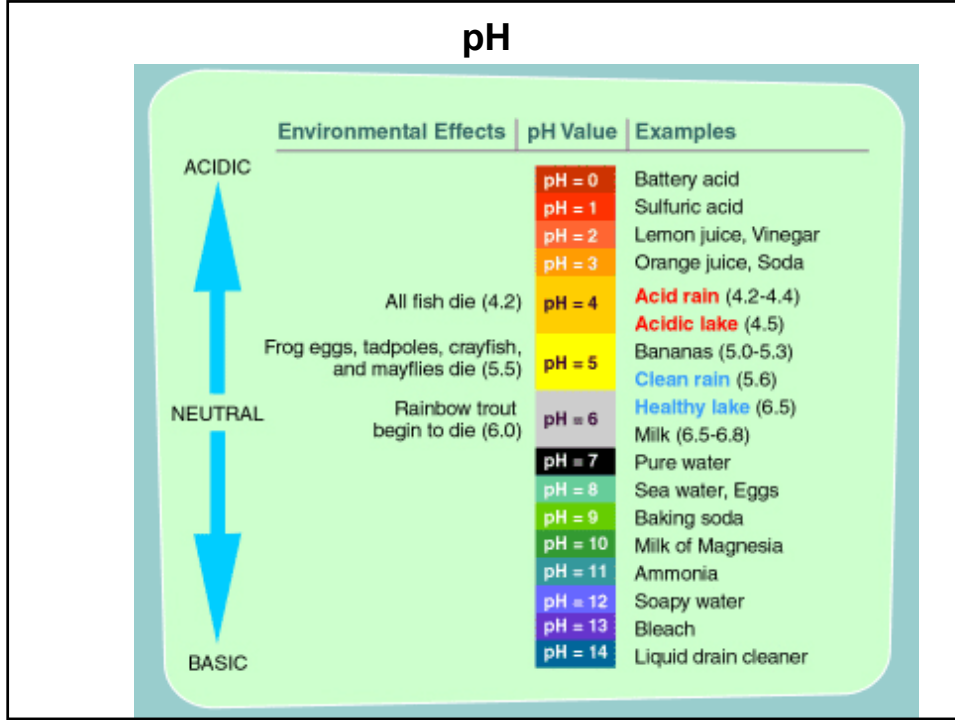
- Bir rutin analizde genellikle tüm ana (majör) ve ve ikincil (minor) bileşenler ölçülür.

pH

- $pH = -\log[H^+]$
- pH sudaki hidrojen iyonu derişiminin ölçüsüdür ve sudaki asit ve bazlar arasındaki dengeyi gösterir. Suların pH'ı hidrojen iyonu üreten veya oluşturan birbirleri ile ilişkili kimyasal reaksiyonlar tarafından kontrol edilir.
- Doğal yeraltısularının pH'ı 6.0-8.5 arasında değişir, fakat termal sularda düşük pH değerleri de görülebilir.
- pH metreler ile ölçülür.



pH



Elektrisel İletkenlik (Kondüktivite) (EC)

- Elektrisel iletkenlik (kondüktivite), suyun elektrik akımını iletebilme özelliğinin sayısal olarak ifadesidir. ECmetre ile yapılan ölçümler mikrosiemens/cm ($\mu\text{S}/\text{cm}$) cinsinden 25 °C de ifade edilir.
- Sudaki çözülmüş iyonların toplam konsantrasyonu tahmin eder.
- $\Sigma \text{Anyon}(\text{meq/l}) = \Sigma \text{Katyon}(\text{meq/l}) = \text{EC}_{25^\circ\text{C}} / 100$ [Not: Bu eşitlik $\text{EC} < 2000 \text{ mS/cm}$ değerleri için geçerlidir (Appelo and Postma, 1994)].

Suların Tipik kondüktivite değerleri:

Ultra saf su	$5,5 \cdot 10^{-6} \text{ S/m}$
İçme suyu	0,005 – 0,05 S/m
Deniz suyu	5 S/m



Elektrisel İletkenlik (Kondüktivite) (EC)

- iyonların suda varlığına toplam derişimlerine, hareketliliklerine, iyon yüklerine, görelî değişimlerine ve suyun sıcaklığına bağlıdır.
 - Sıcaklık artışı ile suların elektriksel iletkenlikleri artar
 - Sudaki iyonların derişimi arttıkça elektriksel iletkenlik artar.
- Doğal haldeki yüzey sularının elektriksel iletkenliği 50-1500 µS/cm arasında değişir.

TDS (mg/l) = = 0.5 * 1000 x EC (mS/cm), seyreltik çözeltilerde kullanılabilir

$$EC_T = EC_{25} [1 + 0.021 (T - 25)]$$

EC_T : Arazide ölçülen elektriksel iletkenlik (µS/cm),
EC_{25°C} : 25°C'deki elektriksel iletkenlik (µS/cm),
T : Örneğin arazide ölçülen sıcaklığı'dır (°C).

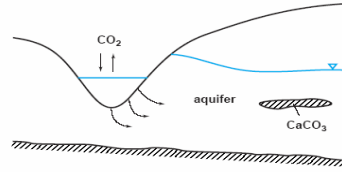
Toplam Çözünmüş Katılar (TDS)

- Toplam Çözünmüş Katılar (TDS), filtreden geçirilen suyun buharlaştırılması sonucu kalan kalıntı madde miktarının mg/L cinsinden bir ölçüsüdür. Sudaki anyon ve katyon konsantrasyonların toplamıdır.
- Gravimetrik yolla veya EC ile belirlenebilir.
- Toplam çözünmüş katı miktarı içme sularının tat, sertlik, korozyon ve kabuklanma gibi özelliklerini etkiler
- 0-1000 mg/L tatlı sular
- 10000-100000 mg/L tuzlu sular
- TSS (Askıdaki katı madde miktarı konsantrasyonu), suda bulunan askıdaki katı madde miktarının konsantrasyonun mg/L cinsinden bir ölçüsüdür. Filtre üzerinde kalan katı madde miktarının belirlenmesi ile gravimetrik olarak ölçülür.

Alkalinite

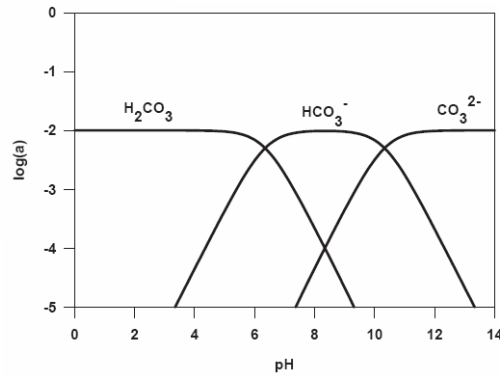
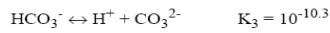
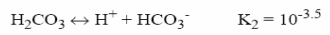
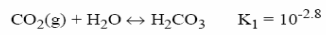
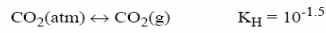
- **Toplam alkalinite:** Suların içerdiği çözünmüş maddelerin asit nötralize etme kapasitesinin ölçümüdür. mg/L CaCO₃ olarak ifade edilir.
- Başlıca karbonat (CO₃), bikarbonat (HCO₃), ve hidroksit (OH) içeriğinden kaynaklanan birleşik bir özelliktir.
- Bunlar dışında ayrıca, borat, silikat, fosfat iyonları ve organik maddeler de alkalinite'ye katkıda bulunur.
- Tatlı suların tipik alkalinite değerleri 20-200 mg/L CaCO₃ arasında yer alır. Doğal suların alkalinitesi nadir olarak 500 mg/l CaCO₃'yi aşar

Karbonat sistemleri



Carbonate species: $\text{H}_2\text{CO}_3 \leftrightarrow \text{HCO}_3^- \leftrightarrow \text{CO}_3^{2-}$

Carbonate reactions:



SUYUN SERTLİĞİ

- Suyun sertliği, onun sabunu çöktürebilme kapasitesinin ölçüsüdür.
 - sulardaki kalsiyum ve magnezyum iyonlarından dolayı esas olarak ortaya çıkan bir özelliktir. Ancak iyon yükü yüksek bazı iyonların (Demir, manganez, alüminyum, baryum vb) derişimi oldukça yüksek düzeylere ulaştığı zaman da sertliğe katkıları bulunabilir.
- Suların sertliği genellikle mg/l CaCO₃ cinsinden ifade edilir.

$$\text{Sertlik (CaCO}_3 \text{ mg/l)} = (\text{Camg/l} \cdot 2.497) + (\text{Mgmg/l} \cdot 4.116)$$

$$\text{Toplam sertlik (ppm CaCO}_3) = (\text{ppm Ca} \times 2.497) + (\text{ppm Mg} \times 4.115) + (\text{ppm Fe} \times 1.792) + (\text{ppm Mn} \times 1.822)$$

Bazı Avrupa ülkelerinde sertlik “derece” cinsinden belirtilir.

$$1 \text{ }^\circ\text{Fr (Fransız)} = 10 \text{ mg/l CaCO}_3$$

$$1 \text{ }^\circ\text{D (Alman)} = 17.8 \text{ mg/l CaCO}_3$$

$$1 \text{ }^\circ\text{E (İngiliz)} = 14.3 \text{ mg/l CaCO}_3$$

Suların CaCO₃ sertliğine göre genel sınıflaması

mg/L CaCO ₃	°Fr	Sınıf
0-60	0-6	Yumuşak
61-120	6.1-12	Orta Sert
121-180	12.1-18	Sert
>180	>18	Çok Sert

Doğal suların ana iyon konsantrasyonları (Lee & Fetter)

Constituents in mg/L	Precipitation	GW in unconsolidated deposits	GW in Igneous Rocks	GW in Sedimentary Rocks	GW in Carbonates	Seawater
Na ⁺	0.6	47	4	20	13	10560
K ⁺	0.4	3	1	2	3	380
Ca ²⁺	0.9	54	8	53	55	400
Mg ²⁺	0.2	15	2	19	28	1272
HCO ₃ ⁻	2.0	157	40	263	255	142
SO ₄ ²⁻	3.0	64	1	47	48	2560
Cl ⁻	0.4	21	1	12	14	18980
NO ₃ ⁻	0.3	0.6	n/a	2.7	n/a	<1
SiO ₂	0.1	22	19	15	n/a	1 - 4
TDS	5.1	230	76	380	416	34378
pH	5.5	7.5	6.8	7.5	7.5	8.1-8.4

Su Analizlerdeki Hatalar

- İyon balansını kontrol etmek hataları ortadan kaldırmak için en iyi yöntemdir. Anyon/Katyon oranı %10 dan fazla olan analizler kabul edilmez.
- Hatalar başlıca aşağıdaki nedenlerden kaynaklanmaktadır:
 - Hızlı değişen parametrelerin (pH, alkalinite, vb)
 - arazide ölçümündeki başarısızlık
 - Kötü filtrasyon yada su numunelerin filtre edilmemesi(askıdaki katı maddelerin uzaklaştırılmaması)
 - Uygun olmayan koşullarda numunelerin saklanması (basınç, sıcaklık, tampon çözelti hazırlama, kapama)

Kimyasal Verilerinin Grafikleme

- Suyun kimyasal bileşenleri görsel olarak sunmakta kullanılan çok sayıda grafik türü vardır:
 - Pasta Grafikleri
 - Collins Diyagramı (Sütun Grafikleri)
 - Stiff Diyagramı
 - Scholler Diyagramı
- Diğer grafikler suları gruplamada ve onların kökenlerini yorumlamada kullanılır:
 - Piper Diyagramı
 - Fence Diyagramı

GRAKİLERİN OLUŞTURULMASI

- Suyun içerisinde bulunan iyonların konsantrasyonu meq/L ye çevrilir. Bazı katyon ve anyonları konsantrasyonlarını mg/L den meq/L çevirmek için sıkça kullanılan katsayılar:
- Katyonlar
 - Na 0,0435
 - Ca 0,0499
 - K 0,02558
 - Mg 0,08229
- Anyonlar
 - HCO₃ 0,01639
 - CO₃ 0,03333
 - SO₄ 0,02082
 - Cl 0,02821

Schoeller yarı logaritmik grafiği
Kasyon ve anyonlar meq/L cinsinde grafiklenir.

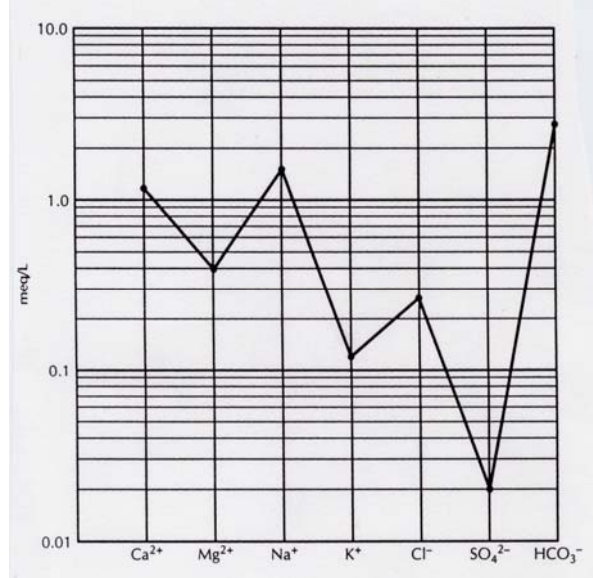
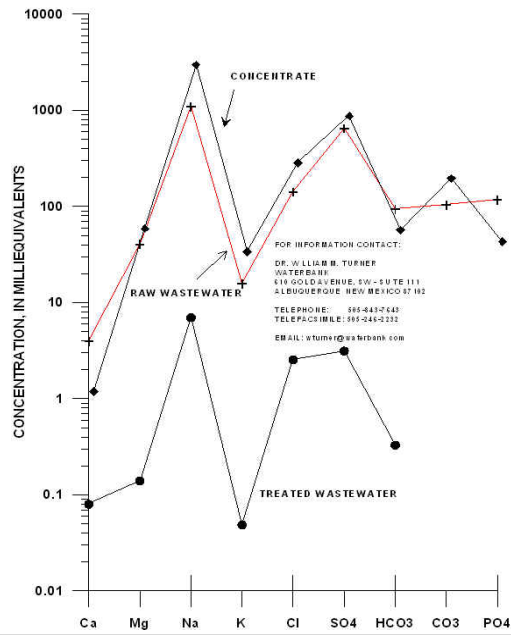
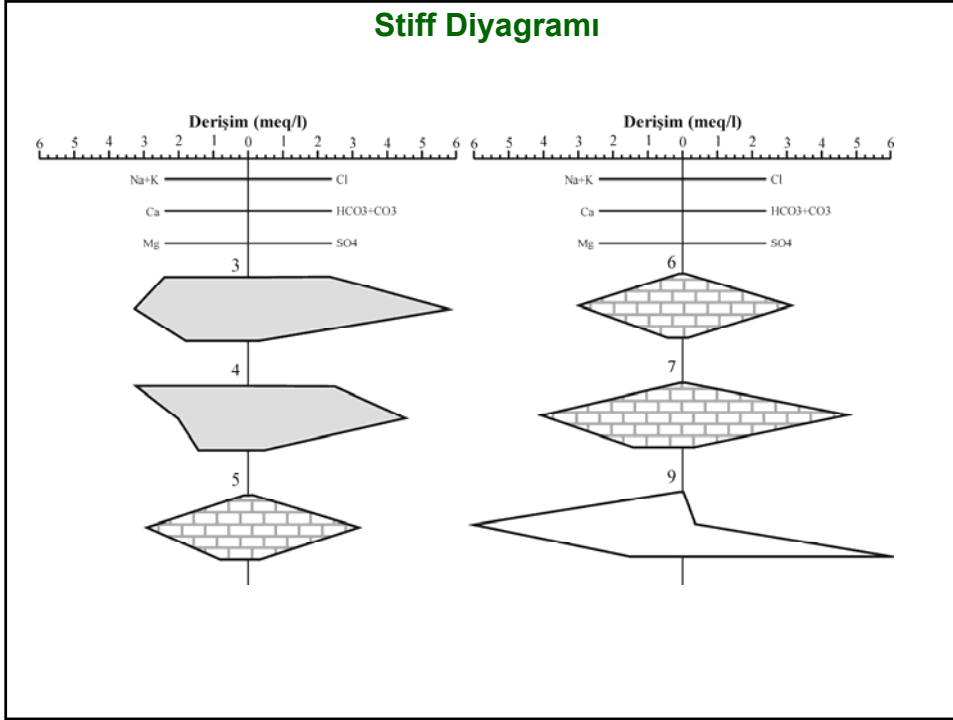


FIGURE 1

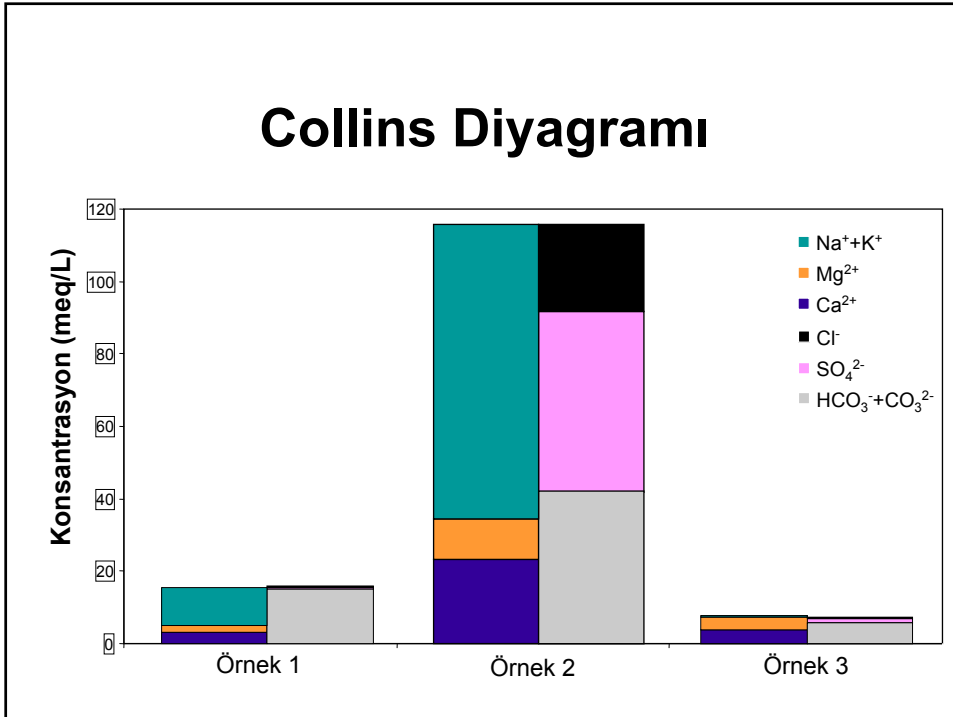
SCHOELLER DIAGRAM OF POWER PLANT WASTEWATER TREATED BY RAPID SPRAY DESALINATION PROCESS



Stiff Diyagramı

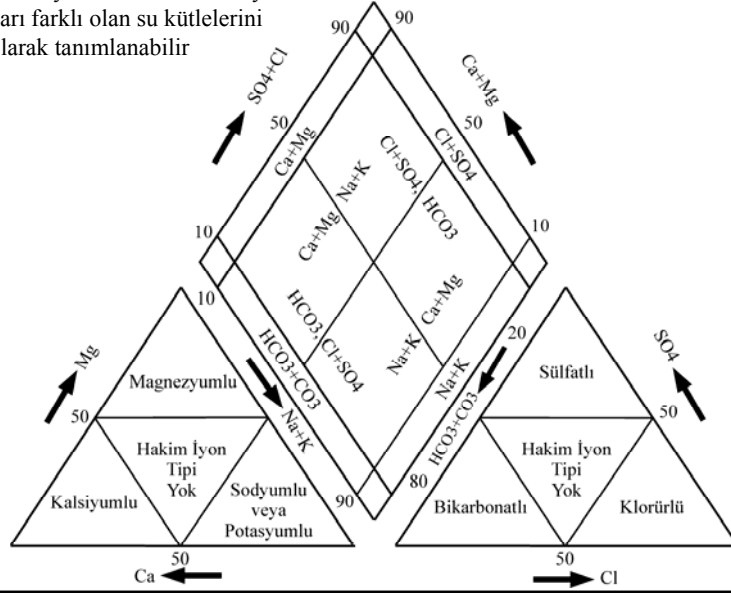


Collins Diyagramı



Piper Diyagramı

suların hidrokimyasal fasiyesleri ayırtlanabilir.
Hidrokimyasal fasiyes tanımlaması kimyasal kompozisyonları farklı olan su kütlelerini ayırtlanması olarak tanımlanabilir

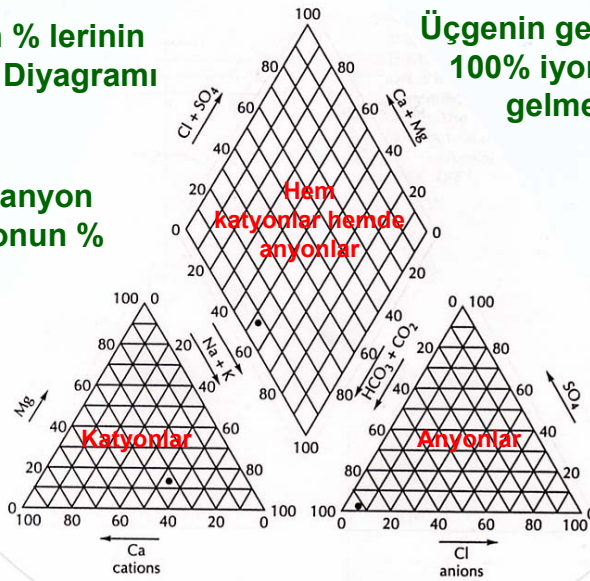


Piper Diyagramı

3 iyonun % lerinin
Trilinear Diyagramı

Üçgenin ger bir köşesi
100% iyon karşılık
gelmektedir

Her bir anyon
Ve katyonun %



Na ve K birlikte

CO₃ ve HCO₃ birlikte

Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻
mg/L 23	4.7	35	4.7	171	0	1	9.5

İLK ADIM mg/L yi meq/L e dönüştürmek

$$\text{meq / L} = \frac{(\text{mg / L})}{\text{Formül ağırlık}} \times \text{elektriksel yük}$$

Formül ağırlık Ca²⁺ = 40.08 gram

$$\text{meq / L} = \frac{(23 \text{ mg / L})}{40.08 \text{ g}} \times 2 = 1.15 \text{ meq/L}$$

Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻
meq/L 1.15	0.39	1.52	0.12	2.8	0	0.02	0.27

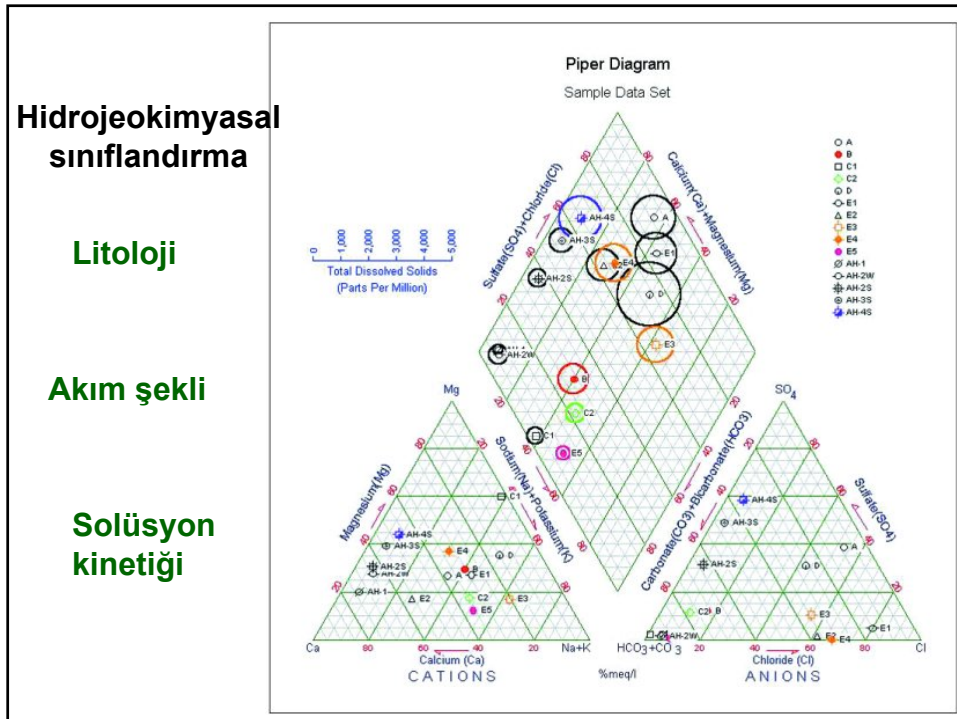
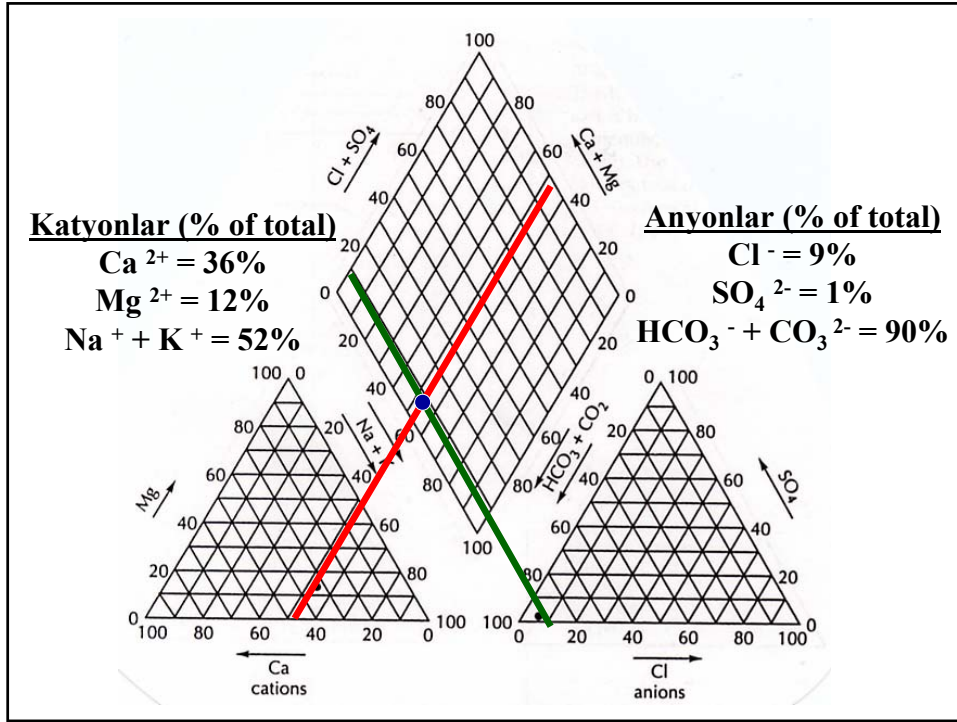
Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻
meq/L 1.15	.39	1.52	.12	2.8	0	.02	.27

$$\text{Total Katyonlar: } 1.15 + .39 + 1.52 + .12 = 3.18$$

$$\text{Total Anyonlar: } 2.8 + .02 + .27 = 3.09$$

Teoride katyon ve anyonların toplam ekivalentleri birbirine eşittir

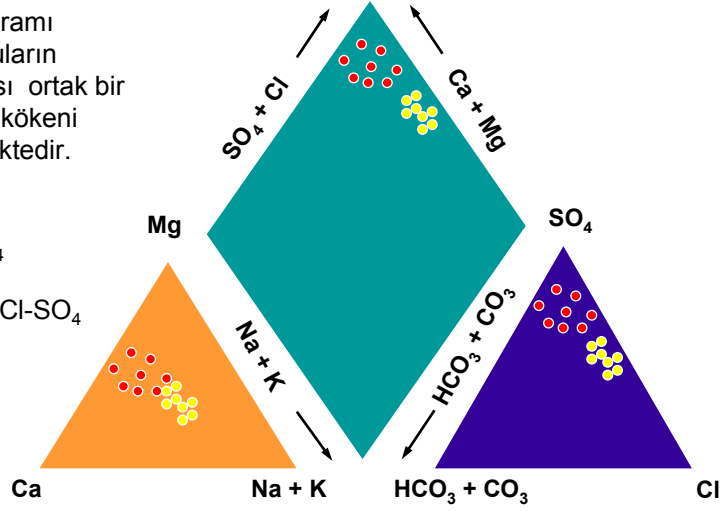
<u>Katyonlar (% of total)</u>		<u>Anyonlar(% of total)</u>	
Ca ²⁺	1.15/3.18 = 36%	Cl ⁻	.27/3.09 = 9%
Mg ²⁺	.39/3.18 = 12%	SO ₄ ²⁻	.02/3.09 = 1%
Na ⁺ + K ⁺	1.64/3.18 = 52%	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	2.8/3.09 = 90%



Sınıflandırma

Piper diyagramı üzerinde suların gruplanması ortak bir bileşeni ve kökeni işaret etmektedir.

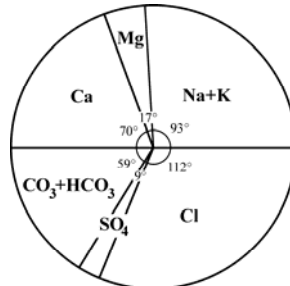
Kırmızı:
Ca-Mg-SO₄
Sarı:
Ca-Mg-Na-Cl-SO₄



Pasta (Dairesel) Grafikleri

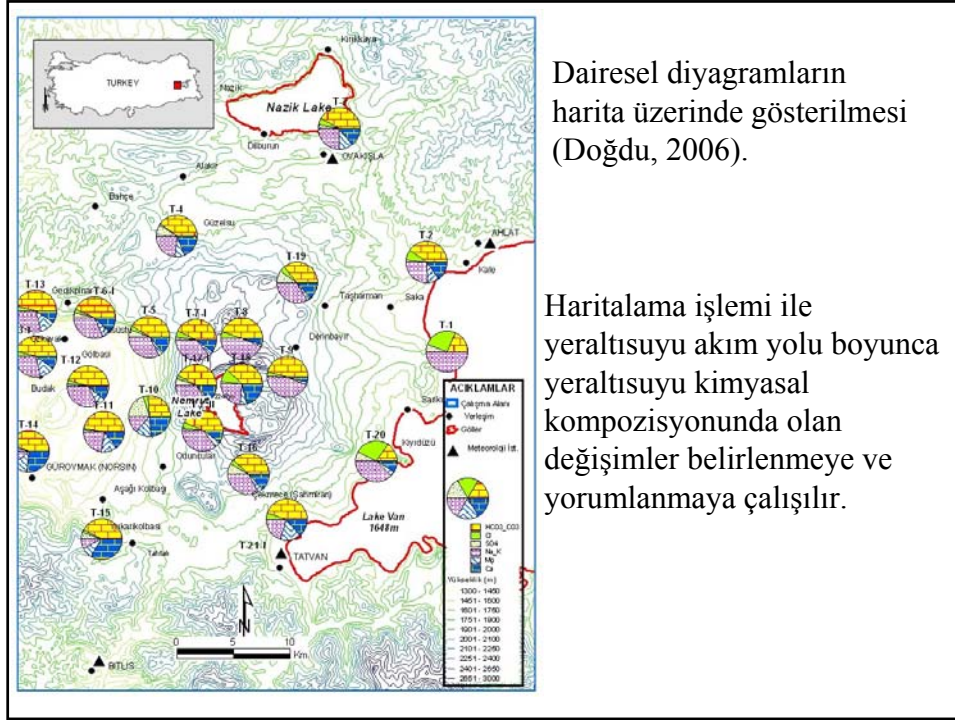
- Dairenin üst kısmı katyonlar ve alt kısmı da anyonlar olacak şekilde Anyon ve katyonlar kendi aralarında toplanır ve yüzdeleri hesaplanır. Bu yüzdelerin açısız karşılıkları hesaplanır ve daire içindeki dilimlere karşılık gelecek çizim yapılır.
- Farklı iyon içeriğine sahip örneklere ait dairesel diyagramları harita üzerinde ortak bir ölçekte gösterilebilmeleri için dairenin çapı Toplam Çözünmüş Katı değerini verecek şekilde seçilir.

	Katyonlar				Anyonlar			Toplam
	Ca (meq/l)	Mg (meq/l)	Na+K (meq/l)	Toplam	Cl (meq/l)	SO4 (meq/l)	HCO3+CO3 (meq/l)	
Örnek No: 1	26.16	6.56	34.64	67.36	44.67	3.64	23.77	72.08
Yüzdeler	%39	%10	%51	%100	%62	%5	%33	%100
Açılar	70°	17°	93°	180°	112°	9°	59°	180°



0 25 50 75 100 meq/l

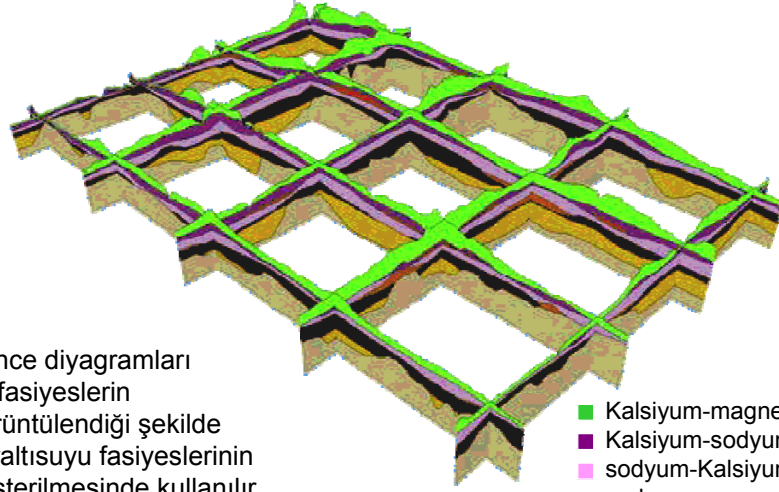
Doğdu, 2006



Fasiyeslerin Haritalanması

- Piper diyagramındaki sınıflamaya dayanarak yeraltısuyu fasiyeslerinin haritalanması yeraltısuyu kimyasındaki değişikliklerin görüntülenmesinde yardımcı olabilir.
- Fence diyagramı, birbirini kesen kesit alanlarını 3 boyutlu görüntülemeye kullanılan en uygun metodudur.

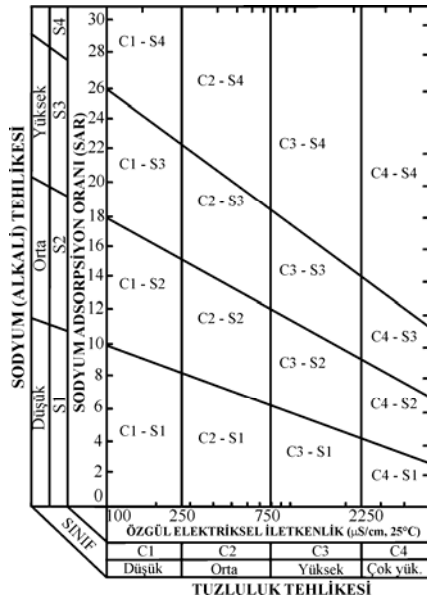
Fence Diyagramı



Fence diyagramları litofasiyelerin görüntülediği şekilde yeraltısuyu fasiyelerinin gösterilmesinde kullanılır.

- Kalsiyum-magnezyum
- Kalsiyum-sodyum
- sodyum-Kalsiyum
- sodyum

SULAMA SUYU KRİTERLERİ ABD sulama suyu sınıflama diyagramı (Richards, 1954).



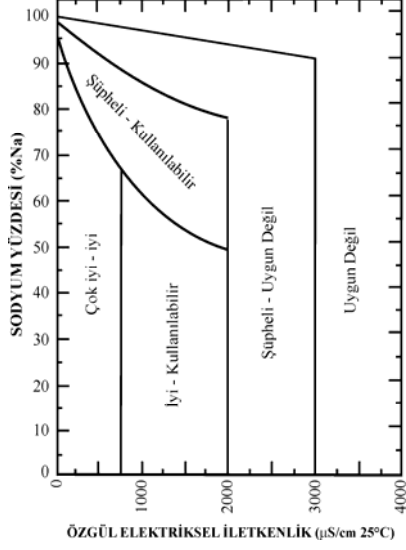
Sulama suyunun kalitesine etki eden parametreler Alkalinite- pH, karbonat Na Tuzluluk, EC Spesifik iyonlar B, Cl, Fe

Sodyum adsorpsiyon oranı

$$SAR = Na / \{ [(Ca+Mg)/2]^{0.5} \}$$

Konsantrasyonlar, meq/L

Wilcox (1955) sulama suyu sınıflama diyagramı



$$\%Na = [Na / (Na+K+Ca+Mg)] * 100$$

Konsantrasyonlar meq/L

•Artıksal sodyum karbonat oranı (RSC)

- Artıksal sodyum karbonat, suyun Ca+Mg toplamına karşılık gelen karbonatından fazla olan karbonat miktarını göstermektedir. Bu karbonat Na katyonu ile kimyasal reaksiyona girerek sodikleşmeyi artırır.
- $RSC = (CO_3 + HCO_3) - (Ca + Mg)$
- derişimler meq/l'dir.

RSC değerlerine bağlı olarak sulama sularının sınıflaması (Richards, 1954).

SINIF	RSC (meq/l)	SULAMAYA UYGUNLUK
1	< 1.25	İYİ KABUL EDİLİR
2	1.25-2.50	SINIRA YAKIN DİKKATLİ KULLANMAK GEREKİR
3	> 2.50	KESİNLİKLE KULLANILMAMALIDIR

Sulama sularının %Na, EC ve Bor içeriğine göre sınıflaması (Wilcox, 1955)

Sulama Suyu Sınıfı	%Na*	EC (µS/cm)	Hassas Bitkiler (B mg/l)	Yarı Hassas Bitkiler (B mg/l)	Dayanıklı Bitkiler (B mg/l)
ÇOK İYİ	<20	<250	<0.33	<0.67	<1.00
İYİ	20-40	250-750	0.33-0.67	0.67-1.33	1.00-2.00
KULLANILABİLİR	40-60	750-2000	0.67-1.00	1.33-2.00	2.00-3.00
ŞÜPHELİ	60-80	2000-3000	1.00-1.25	2.00-2.50	3.00-3.75
KULLANILAMAZ	>80	>3000	>1.25	>2.50	>3.75

**Sulama sularının sınıflandırılmasında esas alınan sulama suyu kalite kriterleri
*7.1.1991 gün ve 20748 sayılı resmi gazete.**

Sulama Suyu Sınıfı Kalite Kriterleri*	I. Sınıf Su (Çok İyi)	II. Sınıf Su (İyi)	III. Sınıf Su (Kullanılabilir)	IV. Sınıf Su (İhtiyatla Kullanılabilir)	III. Sınıf Su (Zararlı, Uygun değil)
EC _{25°C} (µS/cm)	0-250	250-750	750-2000	2000-3000	>3000
%Na	<20	20-40	40-60	60-80	>80
SAR	<10	10-18	18-26	>26	
RSC (meq/l)	<1.25	1.25-2.5	>2.5		
RSC (mg/l)	<66	66-133	>133		
Cl (meq/l)	0-4	4.0-7.0	7.0-12	12.0-20.0	>20
Cl (mg/l)	0-142	142-249	249-426	426-710	>710
SO ₄ (meq/l)	0-4	4.0-7.0	7.0-12	12.0-20	>20
SO ₄ (mg/l)	0-192	192-336	336-575	575-960	>960
Top. Tuz (mg/l)	0-175	175-525	525-1400	1400-2100	>2100
B (mg/l)	0-0.5	0.5-1.12	1.12-2.0	2	-
Sulama Suyu Sınıfı	C ₁ S ₁	C ₁ S ₂ , C ₂ S ₂ , C ₂ S ₁	C ₁ S ₃ , C ₂ S ₃ , C ₃ S ₃ , C ₃ S ₂ , C ₃ S ₁	C ₁ S ₄ , C ₂ S ₄ , C ₃ S ₄ , C ₄ S ₃ , C ₄ S ₂ , C ₄ S ₁	-
NO ₃ veya NH ₄	0-5	5.0-10	10.0-30	30-50	>50
Fekal koliform 1/100 ml	0-2	2.0-20	20-100	100-1000	>1000
BOI ₅ (mg/l)	0-25	25-50	50-100	100-200	>200
Askıda katı madde (mg/l)	20	30	45	60	>100
pH	6.5-8.5	6.5-8.5	6.5-8.5	6.0-9.0	<6 veya >9
Sıcaklık (°C)	30	30	35	40	>40

YERALTUSUYUNUN YAŞ TAYİNİ

- Beslenmenin ne zaman meydana geldiğini belirlenmesi
- Yeraltısuyunun hızının belirlenmesi
- Bölgesel yeraltısuyu akım yollarının belirlenmesi

NELERDEN YARARLANILIR

Radyoaktif izotopların yarılanmasından
Radyoaktif izotopların bozuşma ürünlerinin birikmesi

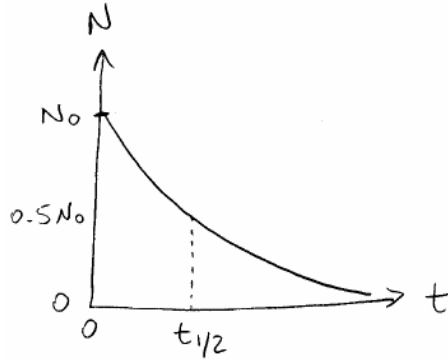
SIKCA KULLANILAN RADYOAKTİF İZOTOPLAR

- Tritiyum, ^3H , yarılanma ömrü= 12,56 yıl (bomba ürünü)
- ^{14}C , yarılanma ömrü=5730 yıl (bomba+ doğal)
- ^{36}Cl , yarılanma ömrü=301000 yıl (bomba +doğal)
- ^3He - ^3H birlikte yaş tayini için kullanılabilir.
- Klorofloro karbonlar (Freon 11 (CCl_3F), ve Freon12 (CCl_2F_2)) ayrıca kullanılmaktadır.

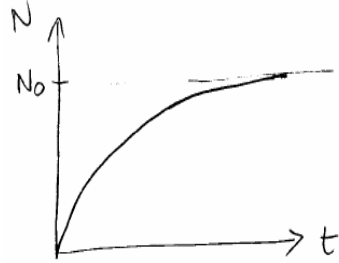
$$N=N_0 e^{-\lambda t}$$

$$t=(-1/\lambda) * \ln N/N_0$$

$$\lambda=\ln 2/t_{1/2}$$



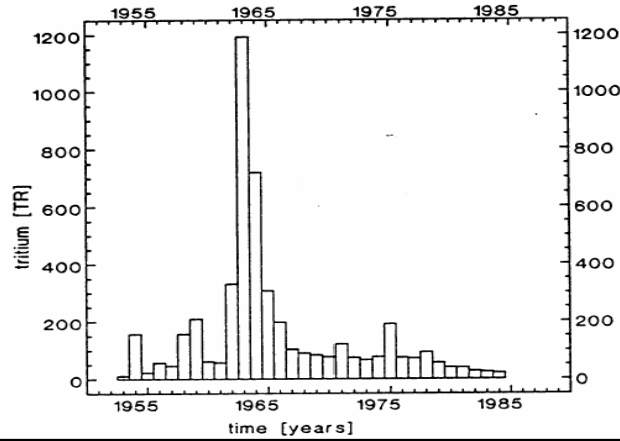
$$N = N_0 (1 - e^{-\lambda t})$$



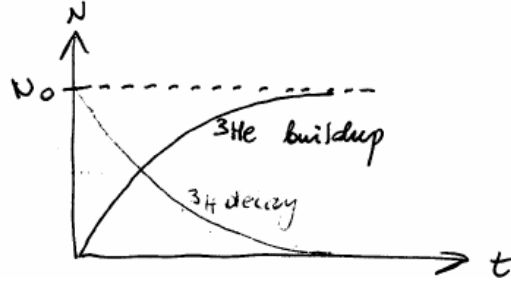
^3He ^3H radyoaktif bozuşması sonucu

Tritiyum metodu

- ^3H , $t_{1/2} = 12.3$ yıl, $\lambda = 0.056$ 1/yıl
- Atmosfede üretilen doğal tritiyum miktarı 20 TU nun altında
- 1 TU = 10^{-18} $^3\text{H}/\text{H}$
- 1950-1960lı yıllarında atom bombası patlamaları atmosfere yapay olarak tritiyum eklemiştir. Konsatrasyonlar bir kaç bin TU olup, Günümüzde bombalama seviyesi öncesine gelmeye başlamışlardır.



$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{N_{He}}{N_H} \right)$$



•Başlangıç konsantrasyonları bilinmemektedir, çünkü atmosferik Trityum konsantrasyonu zaman içerisinde değişmektedir.

•Bu sorun, trityum bozuşma ürünü olan ^3He ve ^3H birlikte Değerlendirilerek çözülebilir.

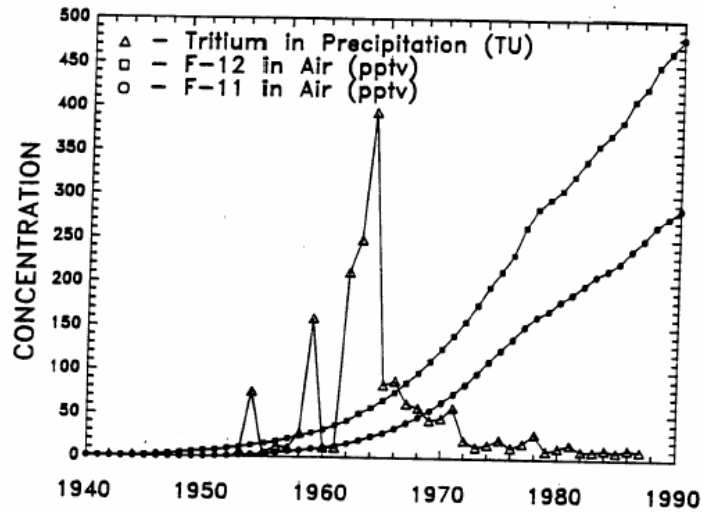


Fig. 4. Atmospheric concentrations of F-12 and F-11 for central Oklahoma as a function of time (See text for details.). The tritium concentrations in March precipitation are also shown [Michel, 1989]. Tritium concentrations have been corrected for radioactive decay to the year 1988.

YERALTISULARI KANUNU

1960 yılında yürürlüğe giren bu yasa, ülkemizde yeraltısuyu kaynaklarını korumak ve halkı, yeraltısuyunu en iyi biçimde kullanmaya özendirmek amacını taşır. Yasaya göre, yeraltısuları devletin hüküm ve tasarrufundadır.

Yasa gereğince hazırlanmış yönetmeliklere göre gerekli her türlü işlemleri ve denetimi devlet adına Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü yapmaktadır.

YERALTISULARI HAKKINDA KANUN

Kanun Numarası :167

Kabul Tarihi :16/12/1960

Yayımladığı R. Gazete : Tarih : 23/12/1960 Sayı :10688

Yayımladığı Düstur : Tertip : 4 Cilt :1 Sayfa : 814

Yeraltısularının mülkiyeti :

Madde 1- Yeraltısuları umumi sular meyanında olup Devletin hüküm ve tasarrufu altındadır. Bu suların her türlü araştırılması, kullanılması, korunması ve tescili bu kanun hükümlerine tabidir.

Terimler :

Madde 2- Bu kanunda yeraltısuyu ile ilgili olarak kullanılan terimler aşağıdaki manaları ifade eder:

Yeraltısuyu :

Yeraltındaki durgun veya hareket halinde olan bütün sulardır.

Yeraltısuyu deposu :

Bünyesinde yeraltısuyu bulunan tabakalardır ki, bu tabakaların her hangi bir noktasından su çekildiğinde, bütün su kütlelerine tesir edilmiş olur.

Kimse :

Resmi, yarı resmi veya hususi hüviyeti haiz hakiki ve hükmi şahıslar.

Komşu :

Bitişik arazi sahibi veya aynı bölgede bulunan ve halin icaplarına göre bitişik arazi sahibi gibi aynı yeraltı suyu imkânlarından faydalanması lâzım gelen kimse.

Müracaat sahibi :

Arama, kullanma veya ıslâh ve tadil belgesi isteyen kimse.

Belge sahibi :

Arama, kullanma veya ıslâh ve tadil belgesi almış olan kimse.

Faydalı kullanım :

Yeraltısuyunun içmede, temizlikte, belediye hizmetlerinde, hayvan sulamada, zirai sulamada, maden ve sanayide, sportif vesair tesislerde kullanılması.

Faydalı ihtiyaç :

Yeraltısuyunu kullanacak kimsenin faydalı kullanışları için muhtaç olduğu su miktarı.

Emniyetli verim haddi :

Yeraltısuyu deposu verimine zarar vermeden devamlı olarak alınabilecek su miktarı.

Araştırma kuyusu :

Yeraltısuyu hakkında bilgi edinmek üzere açılan kuyular.

İşletme kuyusu :

İstifadeye arzolunan kuyular.

Yeraltısuyu işletme sahalarının tespit ve ilânı :

Madde 3-(Değişik: 4/7/1988 - KHK - 336/1 md.; Aynen kabul:7/2/1990 -3612/37 md.) Sınırları ve yapısal özellikleri belirlendikçe yeraltısuyu sahaları, Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğünün teklifi üzerine, ilgili bakanlıkça "Yeraltısuyu İşletme Alanları" kabul ve ilan edilir.

İlan edilmiş yeraltısuyu işletme sahaları içinde kuyu açılması :

Madde 4 - Yeraltısuyu işletme sahaları içinde 8 inci madde hükmüne göre belge alınarak açılması gereken kuyuların adedi, yerleri, derinlikleri ve diğer vasıflarıyla çekilecek su miktarı Devlet Su İşleri Umum Müdürlüğü tarafından tayin ve tespit edilir.

Yeraltısuyu işletme sahalarında 8 inci madde şümulüne giren her türlü yeraltısuyu tesisleri, Bayındırlık Bakanlığınca tanzim edilecek teknik talimatname hükümlerine göre meydana getirilir.

Kuyu açan kimse, bulunan suyun ancak kendi faydalı ihtiyaçlarına yetecek miktarını kullanmaya yetkilidir.

Faydalı ihtiyaç miktarı, tahsis edilecek maksada göre ilgili bakanlıkların mütaalası alınmak suretiyle, Devlet Su İşleri Umum Müdürlüğü tarafından tayin ve tespit edilir.

İlan edilmiş yeraltısuyu işletme sahaları dışında yeraltı suyu aranması ve kullanılması :

Madde 5 - İlan edilmiş yeraltısuyu işletme sahaları dışında her arazi sahibi; arazisinde yeraltısuyu aramak, suyu bulduktan sonra, bunun kendi faydalı ihtiyaçlarına yetecek miktarını kullanmak hakkına maliktir.

Ancak bu işler 8 inci maddenin şümulüne girdiği takdirde belge alınması mecburidir. Faydalı ihtiyaç miktarı dördüncü madde hükümlerine göre tâyin olunur.

Komşu hakkı :

Madde 6 - Arazisinde faydalı ihtiyaçları için yeter miktarda su bulunmayan veya bu suyu elde etmesi fahiş masrafı icabettiren bir kimsenin, komşu arazideki yeraltı suyundan istifade şartları 20 nci maddede sözü geçen tüzükle belirtilir.

Devlet Su İşleri Umum Müdürlüğünün yetkileri :

Madde 7 - Yeraltısuyu etüd ve araştırmaları için Devlet Su İşleri, herhangi bir yerde kuyular açmak veya açtırmak hakkına maliktir. Bu kuyular için istimlâk yapılmaz.

Araştırma kuyularından işletme kuyusu haline ifrağ edilenlerle, doğrudan doğruya işletme kuyusu olarak açılan kuyular için, kuyu yeri ile geliş gidişe lüzumlu arazi Devlet Su İşleri Umum Müdürlüğü tarafından istimlâk olunur. İstimlâk bedeli, kuyunun maliyet hesabına ithal edilir. İşletme kuyularının intifa hakkı Devlet Su İşleri Umum Müdürlüğü tarafından hakiki veya hükmi şahıslara devredilebilir veya kiralanabilir. Devir veya kira bedeli Devlet Su İşleri Umum Müdürlüğü tarafından takdir olunur.

Kuyunun intifa hakkının devrinde veya kiralanmasında arazi sahibine tercih hakkı tanınır.

Belge alınması ve bilgi verilmesi mecburiyeti :

Madde 8 - Aşağıdaki (a) ve (b) fıkralarında beyan edilen kazıların yapılması veya kuyuların açılması için Devlet Su İşleri Umum Müdürlüğünden belge alınması mecburidir.

a) (Değişik : 4/7/1988 - KHK - 336/1 md.; Aynen Kabul: 7/2/1990 - 3612/38 md.) Su temini maksadıyla, kesitleri ne olursa olsun, tabii zemin üstünden itibaren derinliği Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü tarafından tespit ve ilgili bakanlığın onayından sonra ilan olunan haddi aşan her türlü çukur, sondaj ve kuyular (el ile açılan kuyular hariç),

b) Su temini maksadıyla, boyları ve kesitleri ne olursa olsun, ufki veya meyilli her türlü galeriler ve tüneller.

Bu kazıların yapılması ve kuyuların açılması su temini maksadını gütmemesi halinde, bunlar hakkında belge aranmamakla beraber, Devlet Su İşleri Umum Müdürlüğünün talebi üzerine bilgi verilmesi mecburidir.

Arama belgesi :

Madde 9 - Yeraltısuyu aranmasında belge almayı icabettiren işler için bir sene süreli arama belgesi verilir. Bu süre içinde, arama bitirilmezse; belge sahibinin, sürenin son ayı içinde müracaat etmesi şartıyla belge bir sene için temdit edilir. Bu süre zarfında da arama bitirilmezse; belge hükümsüz sayılır ve iş sahibi yeniden belge alır.

Kullanma belgesi :

Madde 10 - Arama belgesine dayanarak arazisinde yeraltısuyu bulunan kimse, bu suyu kullanabilir. Ancak, bir ay içinde Devlet Su İşleri Umum Müdürlüğüne müracaat ederek kullanma belgesi alır.

Islah ve tadil belgesi :

Madde 11- Kullanma belgesini haiz bir kimse arazisindeki kuyuların veya yeraltısuyu menbalarının verimini artırmak veya başka bir maksadı sağlamak gibi mülahazalarla bunlar üzerinde kendiliğinden her hangi bir müdahalede bulunamaz veya kuyuların kullanma şeklini değiştiremez. Ancak, Devlet Su İşleri Umum Müdürlüğünden "Islah ve tadil belgesi" almak suretiyle, böyle bir ameliyeye girişebilir.

Belgelerin ücret, resim ve harctan muafiyeti :

Madde 12 - Dokuzuncu, onuncu ve on birinci maddelerde sözü geçen belgeler hiçbir ücrete, damga resmine, harca ve sair rüsumata tabi değildir.

Belge için müracaat :

Madde 13 - Arama, kullanma veya ıslah ve tadil belgesi almak isteyen kimse, doğrudan doğruya, bulunduğu yerdeki Devlet Su İşleri Umum Müdürlüğü teşkilatına, Devlet Su İşleri Umumu Müdürlüğü teşkilatı yoksa, en yakın mülkiye âmiri vasıtasıyla, Devlet Su İşleri teşkilatına müracaatla belge talebinde bulunur.

Müracaat sahibine, bir ay zarfında, belge verilmek veya reddedilmek suretiyle cevap verilir.

Aynı zamanda yapılan müracaatlarda su taleplerinin emniyetli verim haddine yaklaşması:

Madde 14 - Su taleplerinin yeraltı suyu deposunun emniyetli verim haddine yaklaşması halinde, belge için yapılmış bir müracaattan sonra, bir hafta zarfında aynı yeraltı su deposundan istifade etmek üzere, yapılacak başka müracaatlar, ilgili Bakanlıkların temsilcilerinden müteşekkil bir heyet marifetiyle incelenerek tâliplerden hangilerine kullanma belgesi verileceği karara bağlanır.

Tescil :

Madde 15 - Bu kanun hükümlerine göre verilen bütün belgeler, Devlet Su İşleri Umumu Müdürlüğü tarafından bir sicile kaydedilir.

Şartların tespiti ve kontrolü :

Madde 16 - Arama, kullanma, ıslah ve tadil ameliyelerinin şartları ve kuyuların açılmasında fen elemanlarına tanınacak hak ve salâhiyetlerle mesuliyetleri ve bu hususların kontrolü 20 nci maddede sözü geçen tüzükle belirtilir.

Proje ve fenni mesuliyet :

Madde 17 - Bu kanun hükümlerine göre yeniden yapılacak veya tadil ve ıslahedilecek her türlü yeraltı suyu tesislerinin etüd, proje ve aplikasyonları, yetkili elemanlarca yapılan tasdikli bir proje ve mesuliyete istinat eder.

Satıh alüvyonları içerisinde açılan ve derinliği 8 inci madde gereğince ilan edilen haddi aşmayan kuyular bu hüküm dışındadır.

Ceza hükümleri :

Madde 18 - Bu kanundaki vecibeleri yerine getirmeyenler bu hareketlerinden dolayı, diğer kanunlara göre, daha ağır bir ceza ile cezalandırılmadıkları takdirde, bu madde hükmüne göre cezalandırılırlar.

a) Belge almadan sekizinci maddedeki işleri yapanlar ile kasten yanlış bilgi verenler 500 liradan 3000 liraya kadar ağır para cezası ile cezalandırılırlar. Ceza alınmakla beraber, kuyunun açılıp işletilmesinde Devlet Su İşleri Umum Müdürlüğüne bir mahzur görülmezse, sahibine gerekli belge verilir. Aksi halde, kuyu kapatılır ve masrafı kuyuyu açtırandan alınır. Tekerrürü halinde, ceza iki misli olur ve o kimseye belge verilmez, kuyu kapatılır ve masrafı kuyuyu açtırandan alınır.

b) Onuncu ve on birinci madde hükümlerine aykırı hareket edenlerle arama, kullanma, ıslah ve tadil faaliyetleri sırasında konulan şartlara riayet etmeyenler, müracaat formlarda istenen bilgileri vermeyenler, sekizinci maddenin son fıkrasındaki mecburiyete riayet etmeyenler 500 liradan 1500 liraya kadar ağır para cezası ile cezalandırılırlar. Tekerrürü halinde, cezalar iki misli olur, belge verilmez veya verilmiş ise geri alınır. Kuyu kapatılır ve masrafı kuyuyu açtırandan alınır.

c) Bu kanunla ilgili davalara sulh mahkemelerinde bakılır.

İstisnalar :

Madde 19 - 6309 sayılı kanun hükümleri gereğince maden telakke edilen sularla 927, 4268 ve 6977 sayılı kanunların hükümlerine tabi bulunan içmeye ve yıkanmaya mahsus şifalı maden suları, bu kanun hükümlerinden istisna edilmiştir. Ancak, sekizinci maddenin son fıkrası hükmü mahfuzdur. (1)

Önce açılmış kuyular :

Geçici madde 1- (167 sayılı Kanunun kendi numarasız geçici maddesi olup teselsül için numaralandırılmıştır.)

Bu kanunun yürürlüğe girdiği tarihten önce açılmış olup da, zirai sulama ile maden işletmelerinde ve sanayide kullanılan ve 8 inci maddenin şümûlüne giren yeraltı suyu kuyuları için, bunların sahipleri, bu kanunun yürürlüğe girdiği tarihten itibaren, 2 sene içinde kuyunun bulunduğu yerin bağlı bulunduğu Devlet Su İşleri Teşkilâtına müracaat ederek, hususi formları doldurup vermekle mükelleftir. Devlet Su İşleri

Umum Mdrlg; bu formları inceleyerek kuyuların kullanma Őartlarını tâyin ve sahiplerine, müracaat tarihinden itibaren 1 ay içinde kullanma belgesi verir.

(1) Bu maddede geçen 4268 sayılı kanun 3/3/1954 tarih ve 6309 sayılı Kanunun 158nci maddesi ile 2 nci maddesi hükmü hariç tutularak yürürlükten kaldırılmıŐ olup, mezkr 2 nci madde de 10l6l1926 tarih ve 927 sayılı Kanuna Ek 5 nci madde olarak eklenmiŐtir.

İŐbu geçici madde gereğince müddeti içinde belge almayanlar 500 liradan 1500 liraya kadar para cezası ile cezalandırılır.

Tüzük hazırlanması :

Madde 20 - Bu kanunun tatbikatı ile ilgili hususlar için Bayındırlık, Tarım, Sanayi, İmar ve İskn Bakanlıklarınca müŐtereken bir tüzük hazırlanır.

Madde 21- Bu kanun yayımı tarihinde yrrlge girer.

Madde 22 - Bu kanunun hükümlerine Bakanlar Kurulu yürütür.

167 SAYILI KANUNA EK VE DEĞİŞİKLİK GETİREN MEVZUATIN YÜRÜRLÜĞE GİRİŞ TARİHİNİ GÖSTERİR LİSTE

Kanun No. Farklı tarihte yrrlge giren maddeler Yrrlge giriş tarihi KHK/336
- 5/8/1988

