بسم الله الرحمان الرحيم

آب های زیرزمینی

سرفصل درس

ردیف	مباحث	تعداد جلسات
۱	کلیات و مفاهیم پایه (تاریخچه آشنایی با انواع محیط متخلخل (تحکیم نیافته، درز و شکافدار، کارستی)، انواع آبخوان (آزاد، تحت فشار، نشتی، موضعی) و خصوصیات آنها، تاریخچه بهره برداری از آبهای زیرزمینی با تاکید بر سیستم ایرانی کاریز یا قنات)	
۲	مقدمه مدلسازی (رویکرد پیوسته Continuum در محیط متخلخل، سیکل هیدرولوژی و معادله بیلان آب زیرزمینی، اطلاعات و داده های آبهای زیرزمینی و چگونگی ثبت و ضبط آنها)	
۳	مفاهیم جریان آبهای زیرزمینی (مفاهیم تخلخل و هدایت هیدرولیکی و ذخیره و گذردهی آبخوان، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)	
۴	معادله عمومی جریان آبهای زیرزمینی (قانون دارسی و کاربرد آن در حل مسائل جریان یک بعدی آب زیرزمینی، فرضیات دوپویی- فورکهایمر و کاربرد آن در جریان در آبخوان های آزاد)	
۵	تحلیل جریان آب زیر زمینی (معادله عمومی جریان در آبخوان های تحت فشار و آزاد، کاربرد معادله جریان در حل مسائل جریان ماندگار یک بعدی، کاربرد معادله جریان در حل مسائل جریان غیرماندگار یک بعدی، تئوری پتانسیل و شبکه های جریان، جریان دوبعدی ماندگار)	
۶	هیدرولیک چاه آبخوان آزاد (هیدرولیک چاه در جریان ماندگار، هیدرولیک چاه در جریان غیرماندگار، آزمایش های پمپاژ و تعیین خصوصیات هیدرولیکی آبخوان، جریان چاه در نزدیکی مرزها- روش تصاویر)	
۷	هیدرولیک چاه آبخوان تحت فشار (هیدرولیک چاه در جریان ماندگار، هیدرولیک چاه در جریان غیرماندگار (معادله تایس، روش کوپر-جاکوب، روش چاو، روش برگشت، هیدرولیک چاه در جریان غیرماندگار آبخوان نشتی، سیستم های چندلایه و چاه های ناقص)	
۸	آلودگی آب های زیرزمینی (کیفیت طبیعی آب زیرزمینی، شوری آب زیرزمینی و منابع آن، مشخصه های فیزیکی و شیمیایی و بیولوژیکی آب زیرزمینی، منابع آلاینده آب زیرزمینی، شهری و صنعتی و کشاورزی، آلاینده های محلول و غیر محلول آب زیرزمینی، LNAPL ها و DNAPLها، روش های کاهش و کنترل آلودگی آب زیرزمینی)	
۹	تحلیل آلودگی آب های زیرزمینی (معادله انتقال-انتشار Adveection- Dispersion آلاینده ها در آب زیرزمینی، حل تحلیلی معادله انتقال-انتشار)	
۱۰	بهسازی آبهای زیر زمینی (پایش Monitoring کمی- کیفی آب زیرزمینی، روش های احیای آبخوان Aquifer Remediation با تاکید بر روش pump and treat)	
۱۱	تهاجم آب شور (انواع مسائل شوری در آبخوان ها و آبخوان های ساحلی و جزیره ای، معادلات گیبن-هرزبرگ و گلوور در تخمین فصل مشترک (Interface) آب شور و شیرین، تاثیر چاه در شکل فصل مشترک، (معادله استرک)، بالا آمدگی فصل مشترک در اثر پمپاژ، معادله فصل مشترک در آبخوان های جزیره ای، روش های کنترل تهاجم آب شور)	
۱۲	اشاره به مدل سازی عددی آب زیرزمینی (انواع مدل های عددی جهت حل معادلات جریان و انتقال آلاینده، روش تفاضل محدود در حل معادله جریان در شرایط ماندگار و غیر ماندگار، روش تفاضل محدود در حل معادله انتقال آلاینده، آشنایی با نرم افزارهای MODFLOW و MT3DMS و بسته های نرم افزاری مربوطه و کاربرد آنها)	

منابع

- هيدروليك آب‌هاي زيرزميني- دكتر محموديان شوشتري
- جريان آب در محيط متخلخل- جلد دوم (آب‌هاي زيرزميني)- مهندس شمسايي
- نشت و آب‌هاي زيرزميني- دكتر كشكولي
- *Seepage on soils (principles and application)- Lakkshmi N. Reddi*
- راهنماي نرم افزارseepw

تقسیم بندی نمره

- نمره :
- تحقیق 3 نمره
- 1 نمره : حل تمرین
- 16 نمره: امتحان پایان ترم

تعریف

- به مجموعه آبهای زیر سطح زمین که پتانسیل و قابلیت حرکت دارند گفته می شود
- محل تجمع آب در زیر زمین : در فضاها و خلل و فرج ریز در زمین (تخلخل)

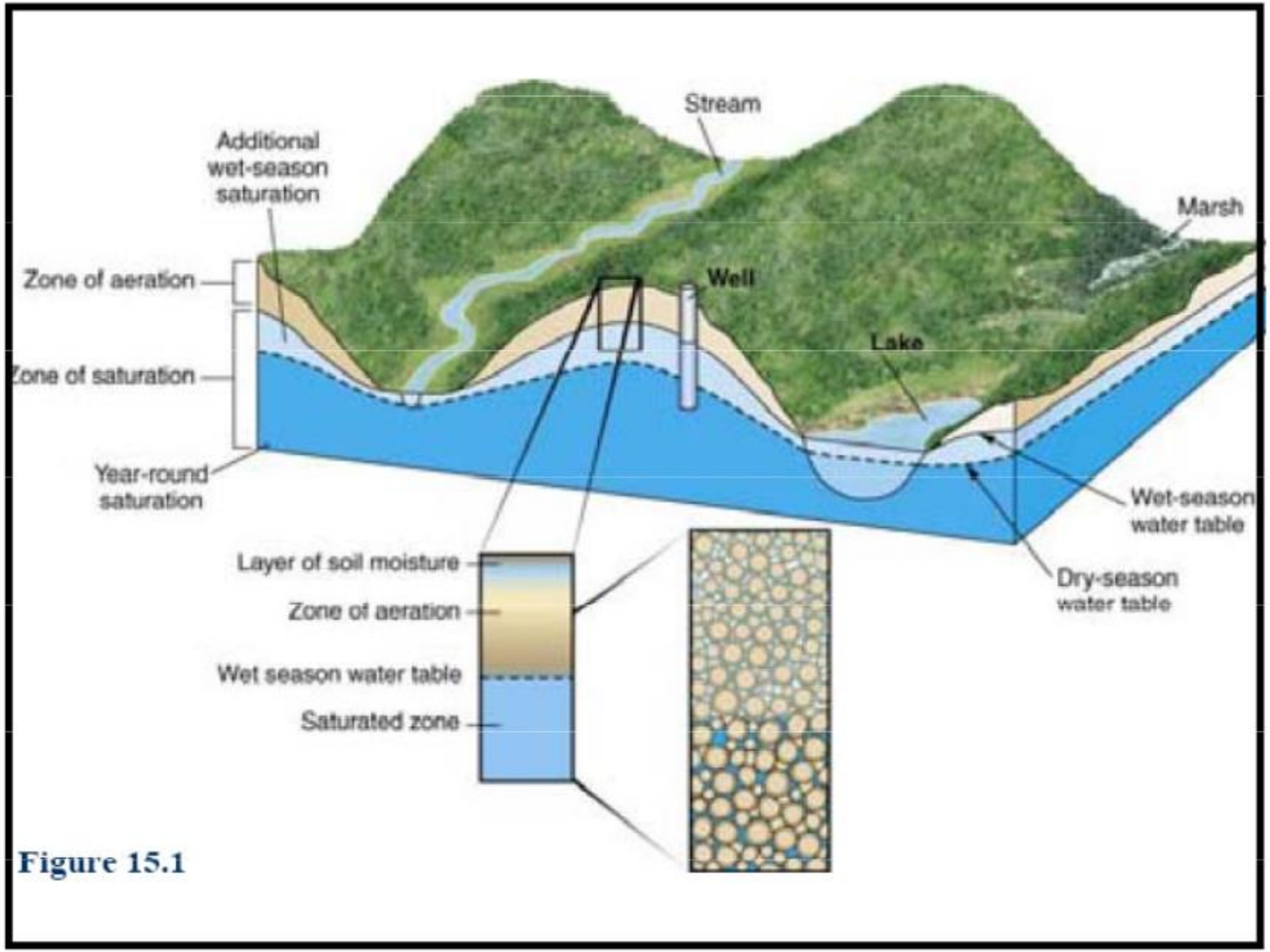
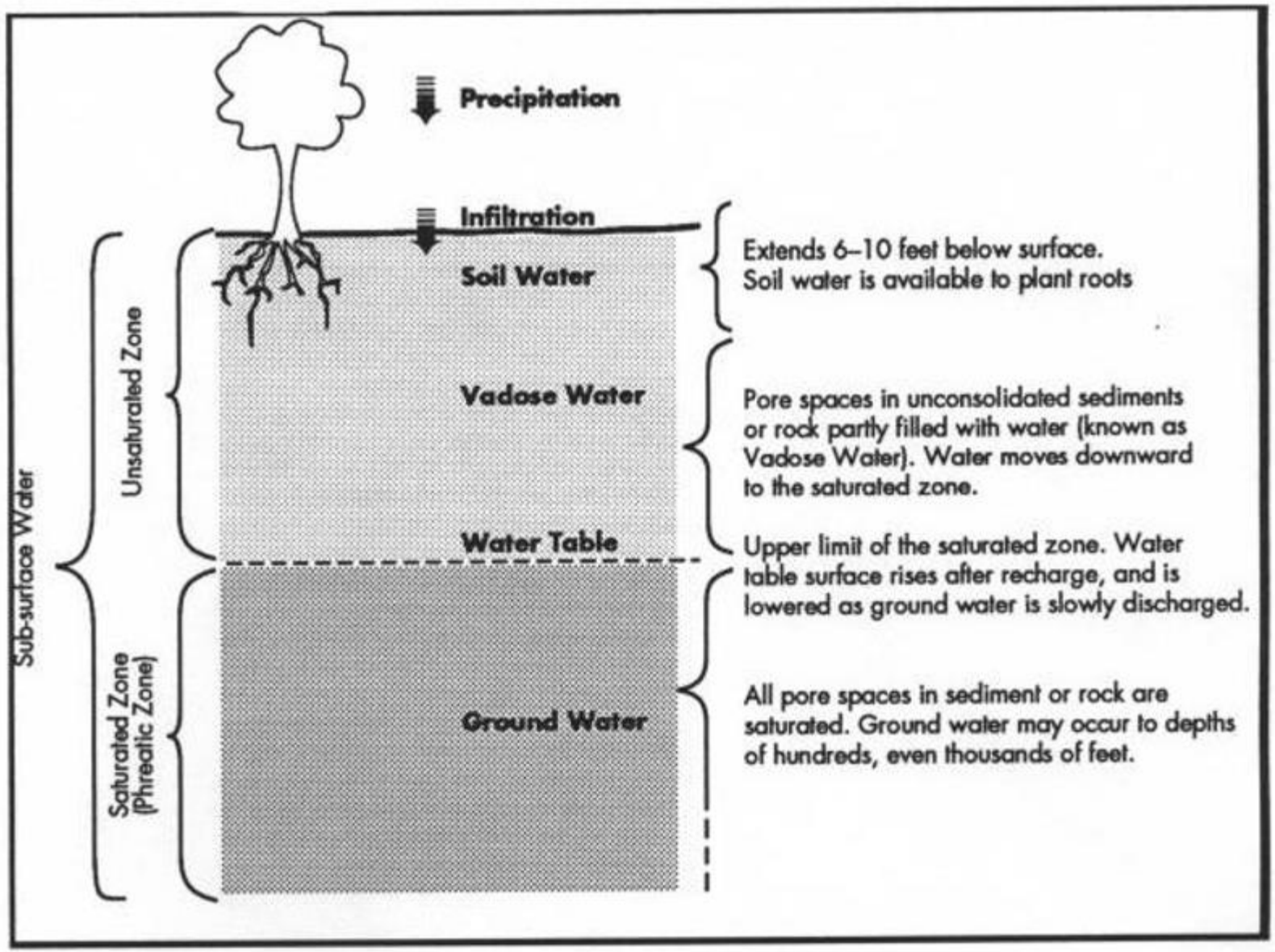

Stream
Additional wet-season saturation
Marsh
Zone of aeration
Well
Lake
Zone of saturation
Year-round saturation
Wet-season water table
Dry-season water table
Layer of soil moisture
Zone of aeration
Wet season water table
Saturated zone

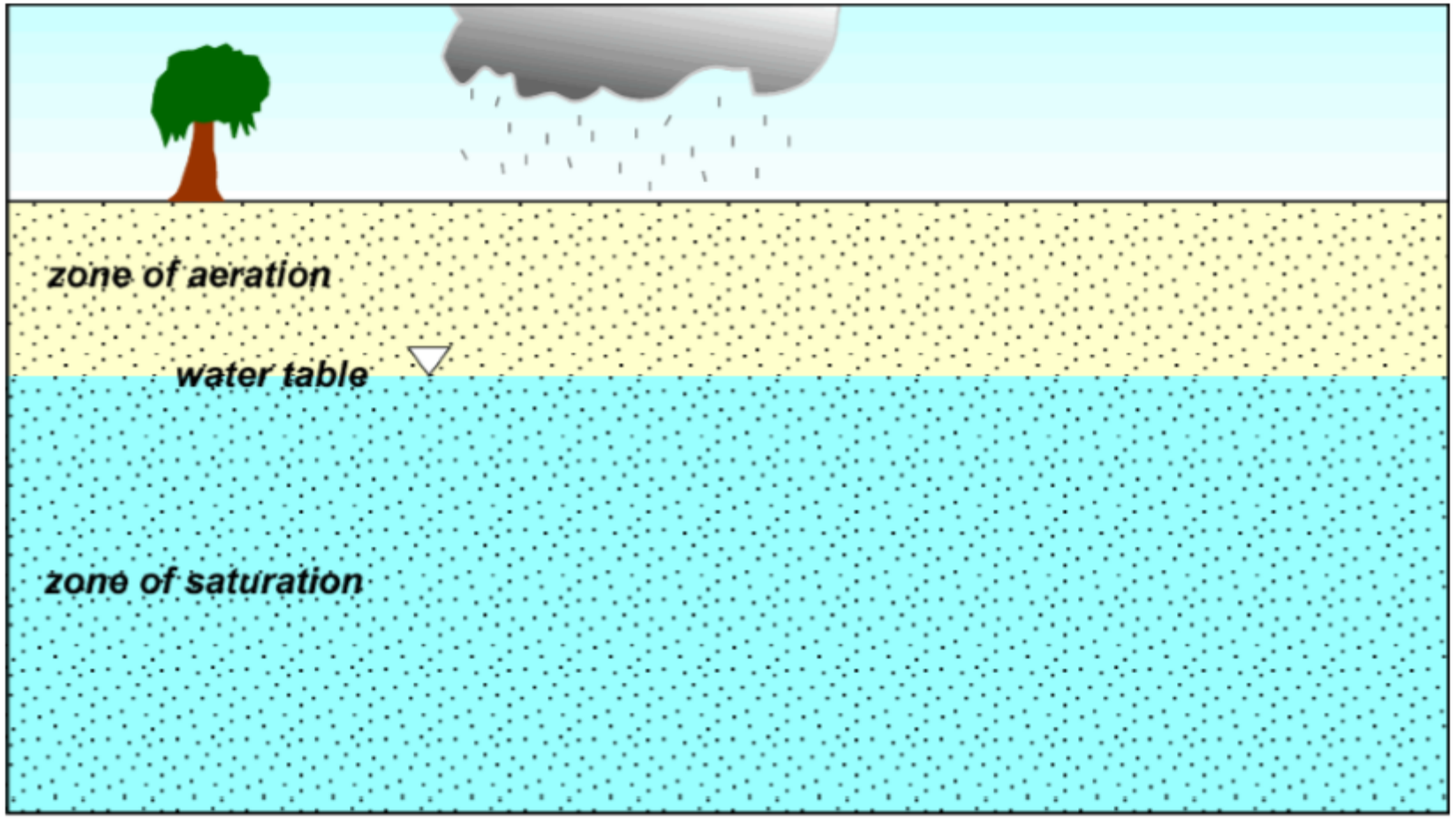
Figure 15.1

توزیع آب در زیر زمین

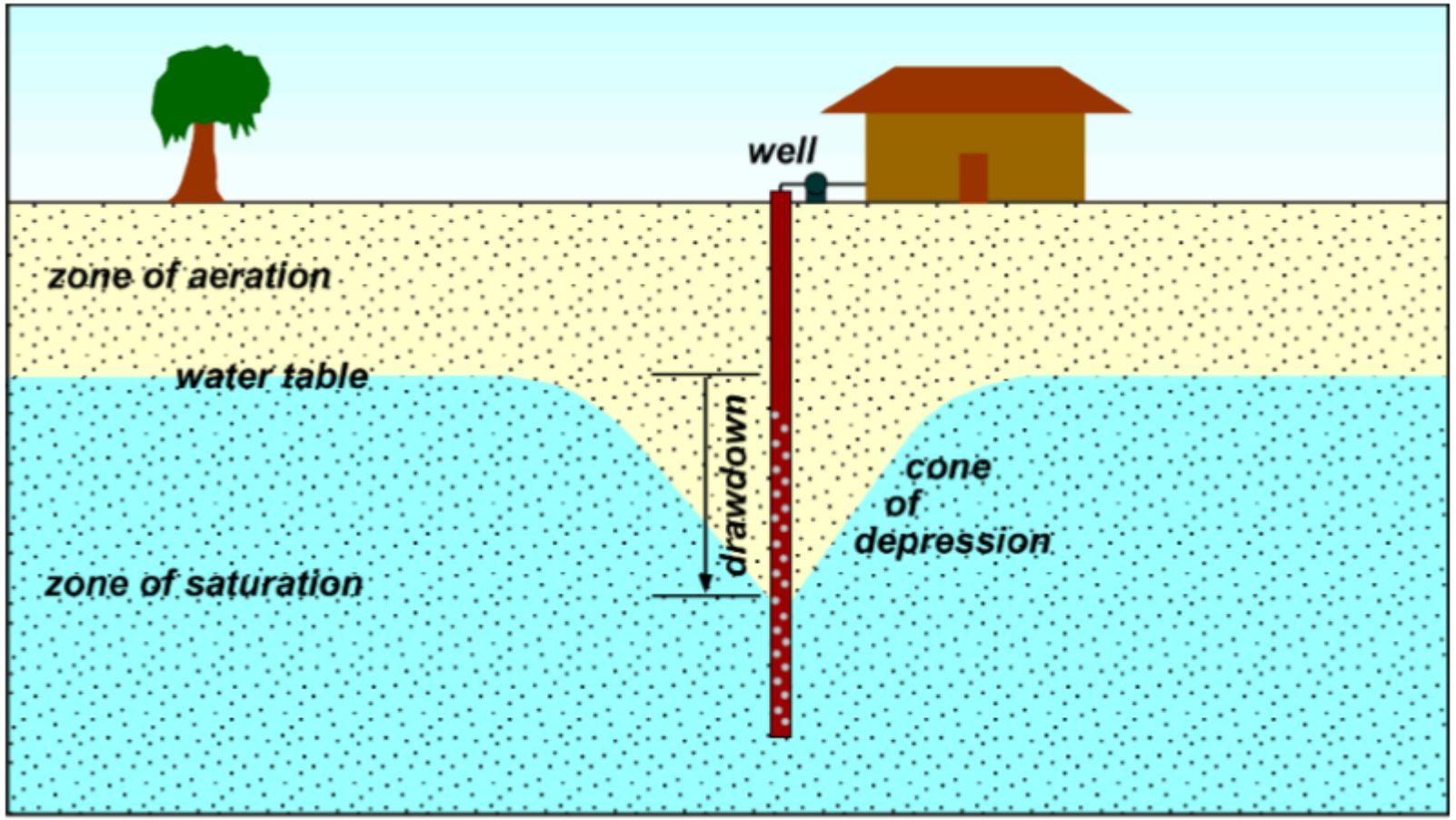
- منطقه غیر اشباع(هواگیر) : قسمتی از فضاهای خالی از آب و قسمتی دیگر از هوا پر شده اند
- منطقه اشباع: تمام فضاهای خالی از آب پر شده اند
- سطح ایستابی یا سطح آب زیرزمینی: سطحی است شیبدار بین منطقه اشباع و غیراشباع که در تعادل با فشار اتمسفر است.

توزیع آب در زیر زمین

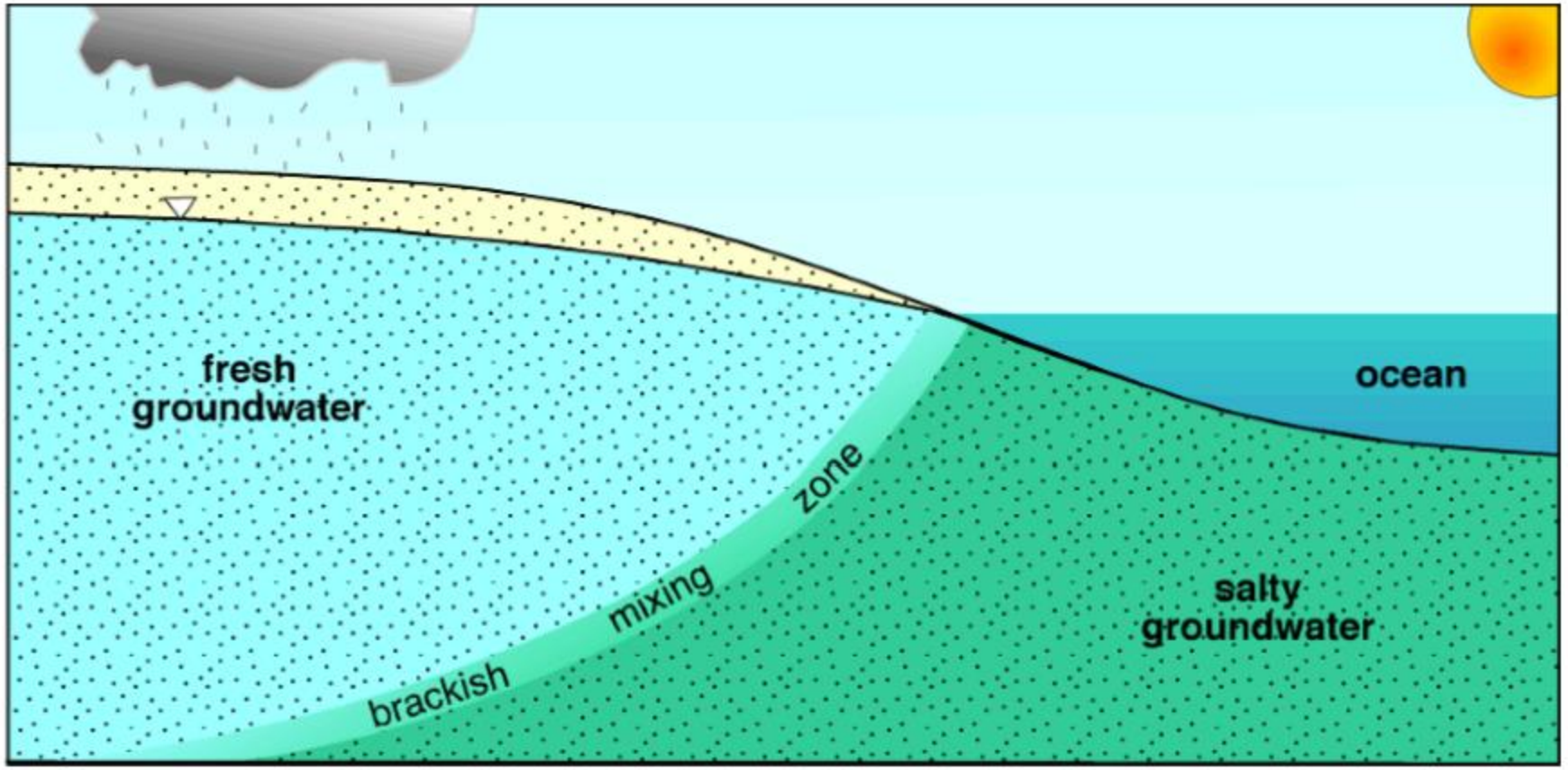



zone of aeration
water table
zone of saturation

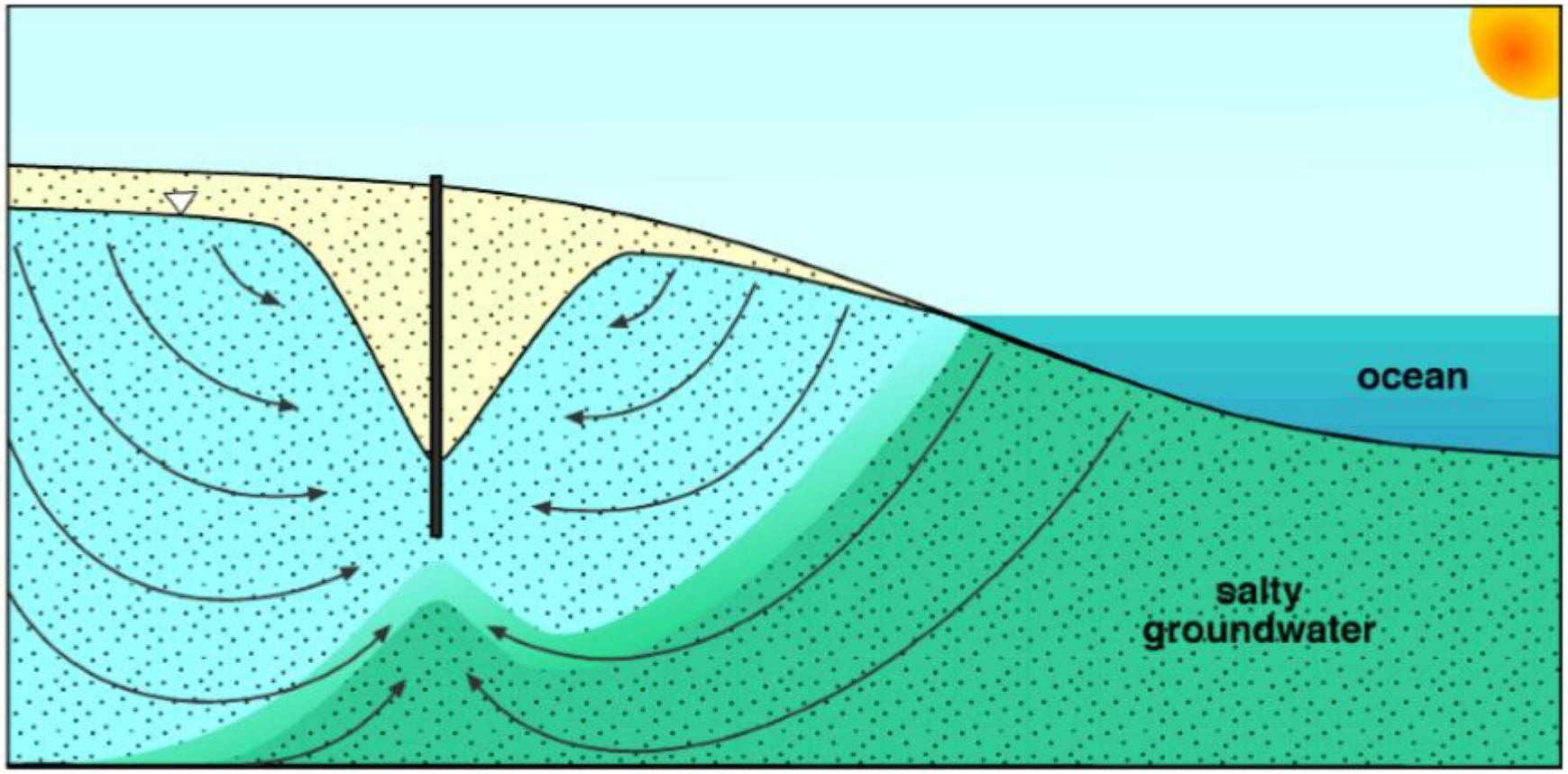
پمپاژ آب زیرزمینی و پایین افتادن سطح آب



سفره های ساحلی



پمپاژ در سفره های ساحلی



ارتباط آب سطحی و زیر زمینی

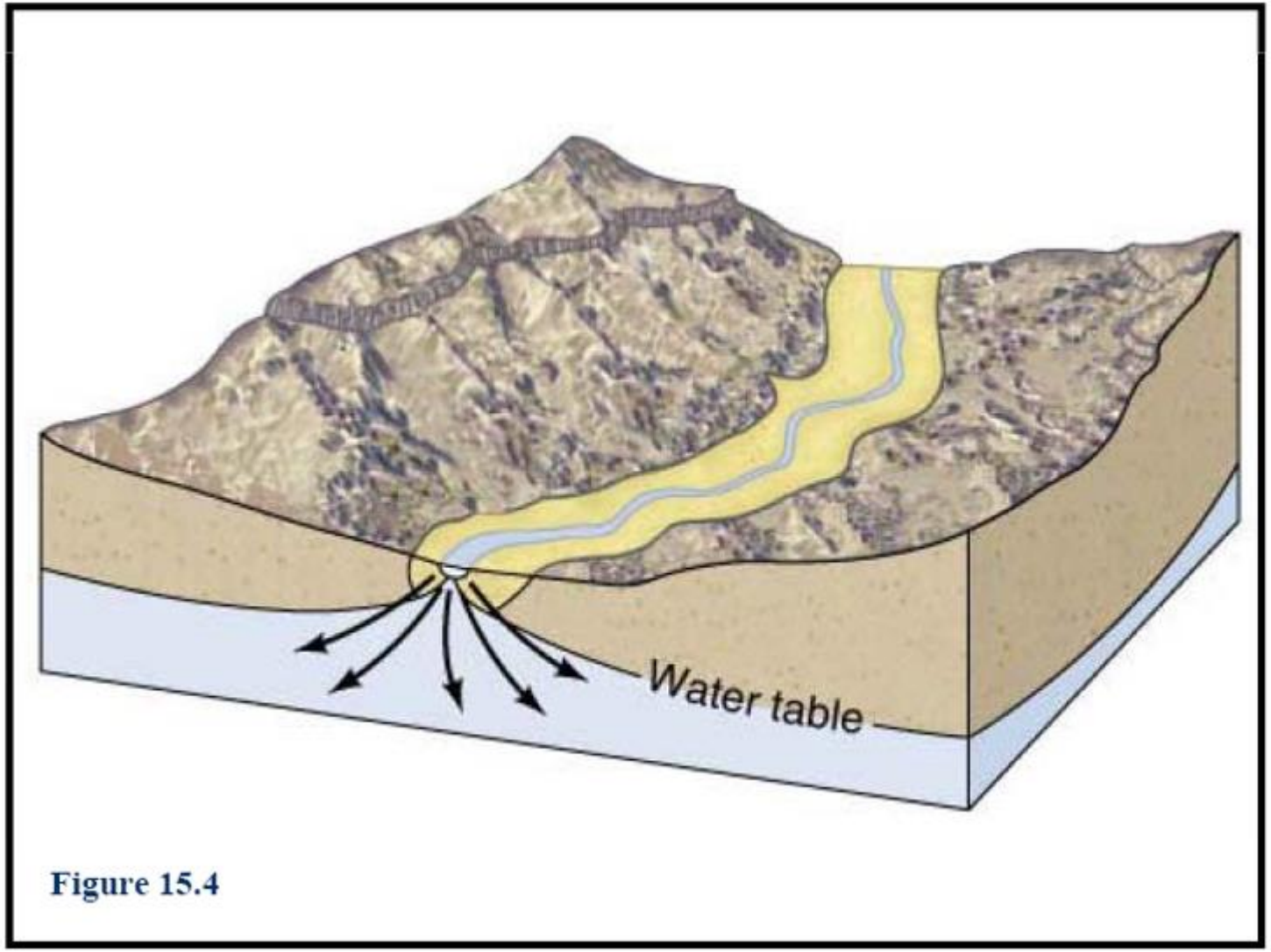
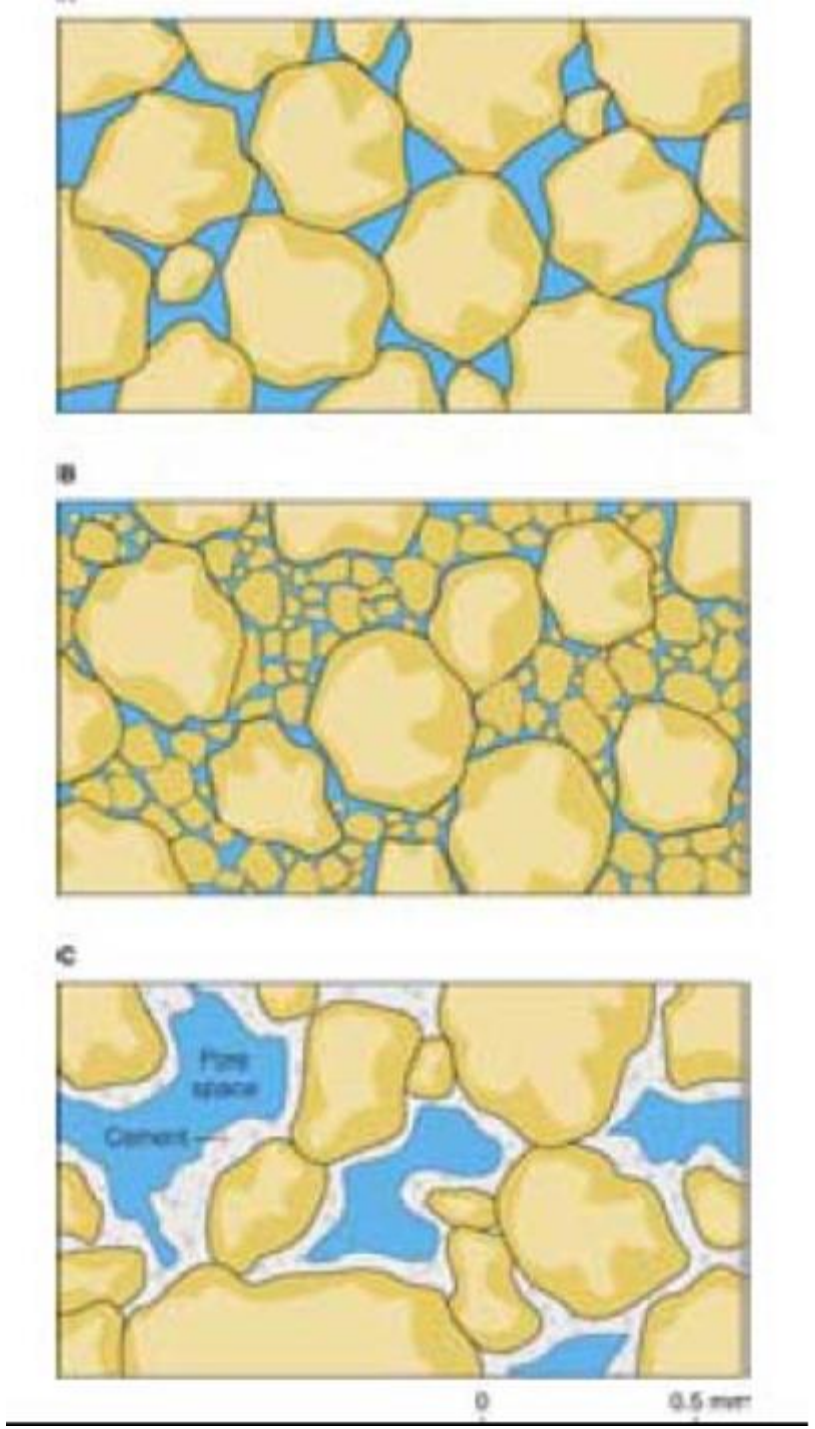


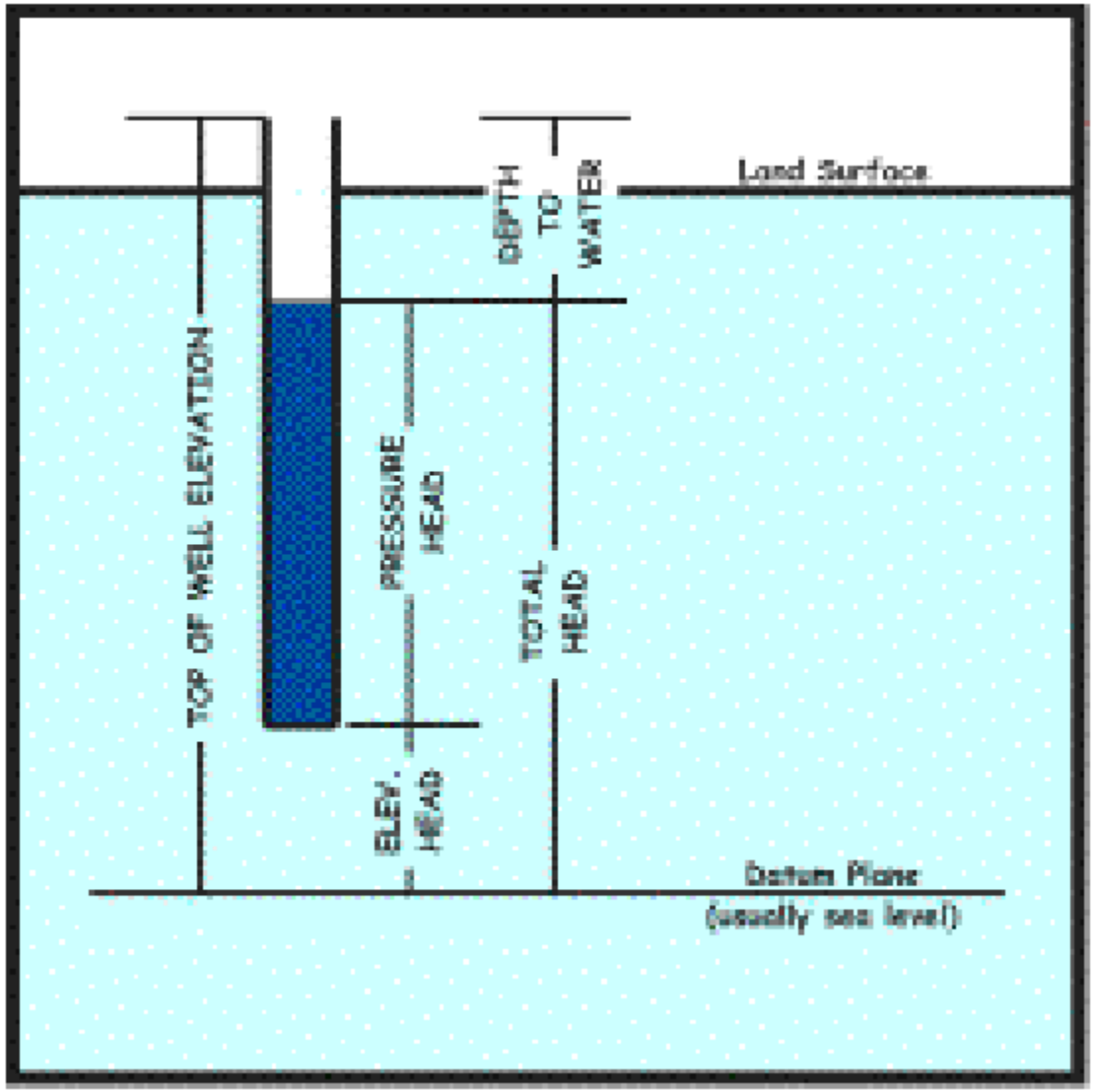
Figure 15.4

حرکت آب زیرزمینی

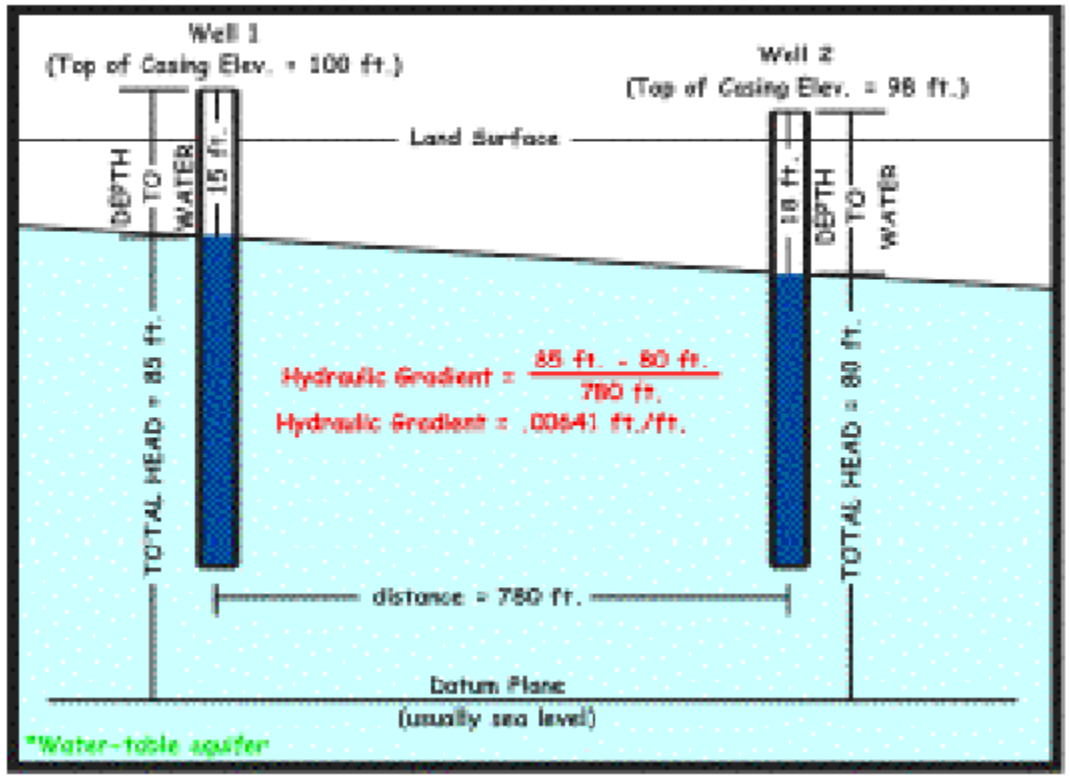
- تخلخل
  - اولیه
  - ثانویه
- تراوایی
  - قابلیت انتقال آب از بین فضاهای خالی
- بار هیدرولیکی
  - مجموع انرژی پتانسیل، فشاری و جنبشی
- سرعت آب زیرزمینی و قانون دارسی

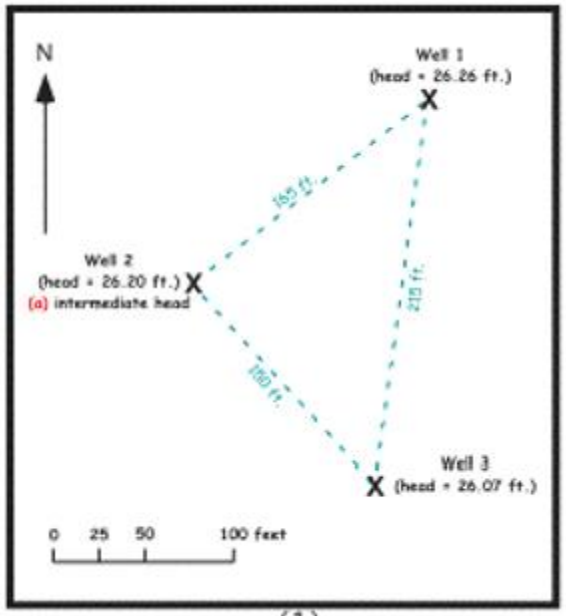

B
C
Pore space
Cement
0
0.5 mm

بار هیدرولیکی در یک نقطه

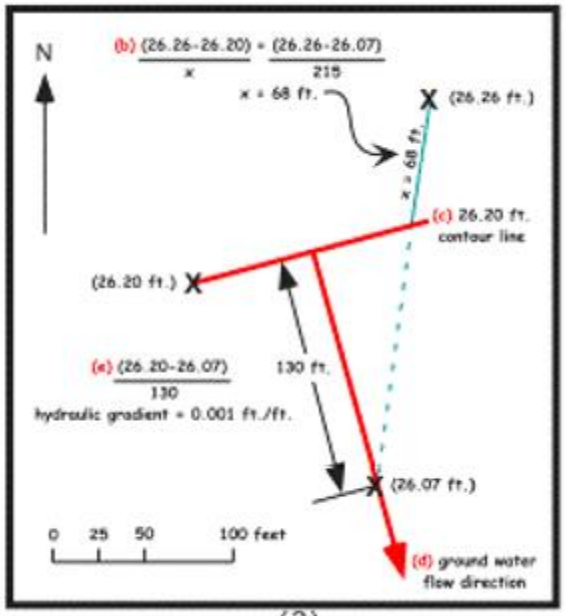


گرادیان هیدرولیکی





(1)



(2)

- $$V = \frac{K(h_1 - h_2)}{L}$$ where:

K is a coefficient know as the "coefficient of permeability" or "coefficient of conductivity";

$h_1 - h_2$ is the difference in altitude;

L is the horizontal distance between two points;

- Because discharge (Q) in streams varies as a function of both stream velocity (V) and cross-sectional area (A), $Q = AV$

سفره آب زیرزمینی

- سفره آب آزاد (غیر محبوس)
- دارای سطح ایستابی آب است. (فشار در سطح سفره با فشار اتمسفر برابر است)
- سفره آب تحت فشار (محبوس)
- دارای سطح ایستابی نیست
- چاه در این سفره ممکن است آرتزین (جریان دار) یا غیر آرتزین باشد.

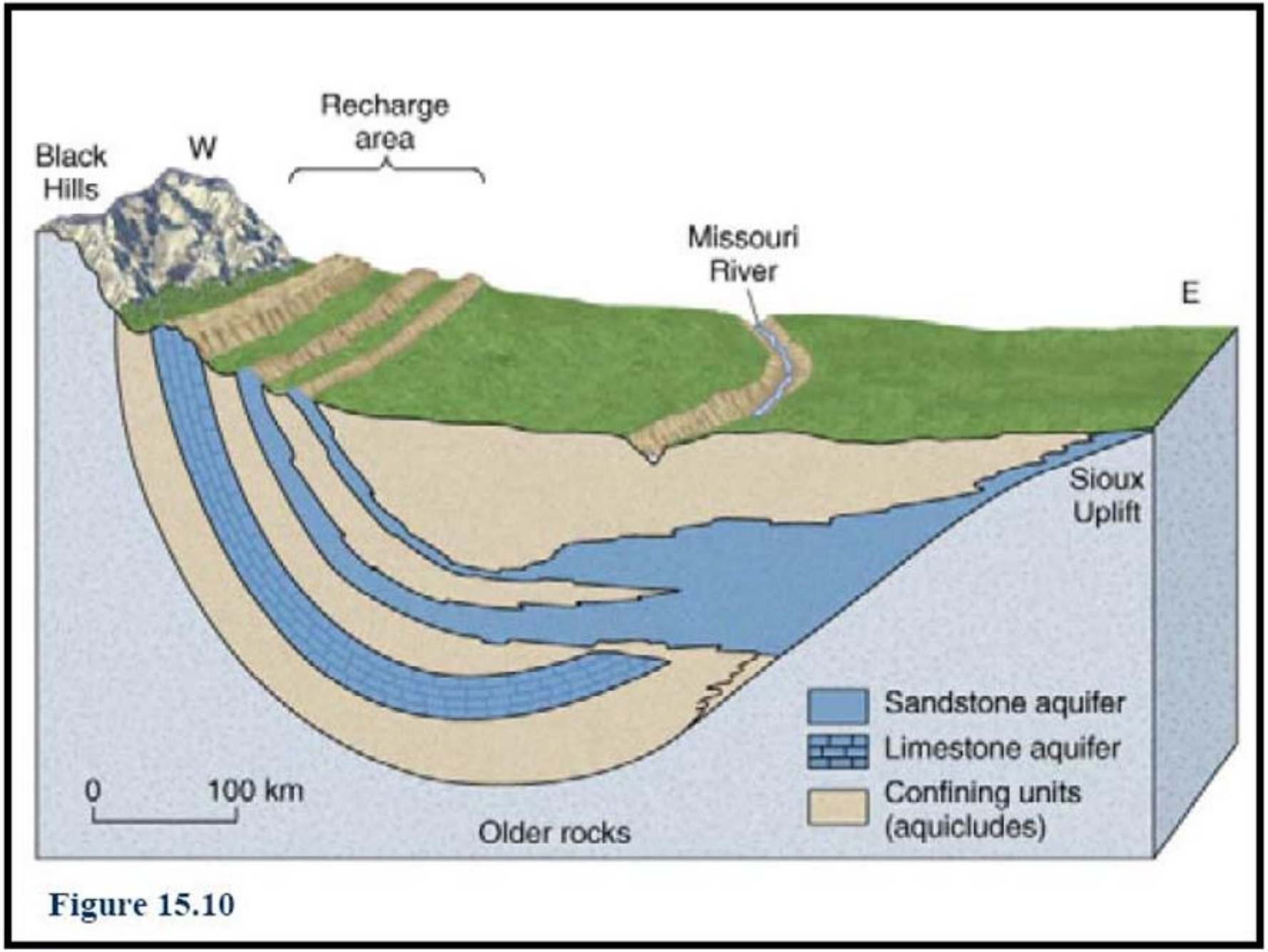

Recharge
area
Black
Hills
W
Missouri
River
E
Sioux
Uplift
Sandstone aquifer
Limestone aquifer
Confining units
(aquicludes)
0
100 km
Older rocks

Figure 15.10

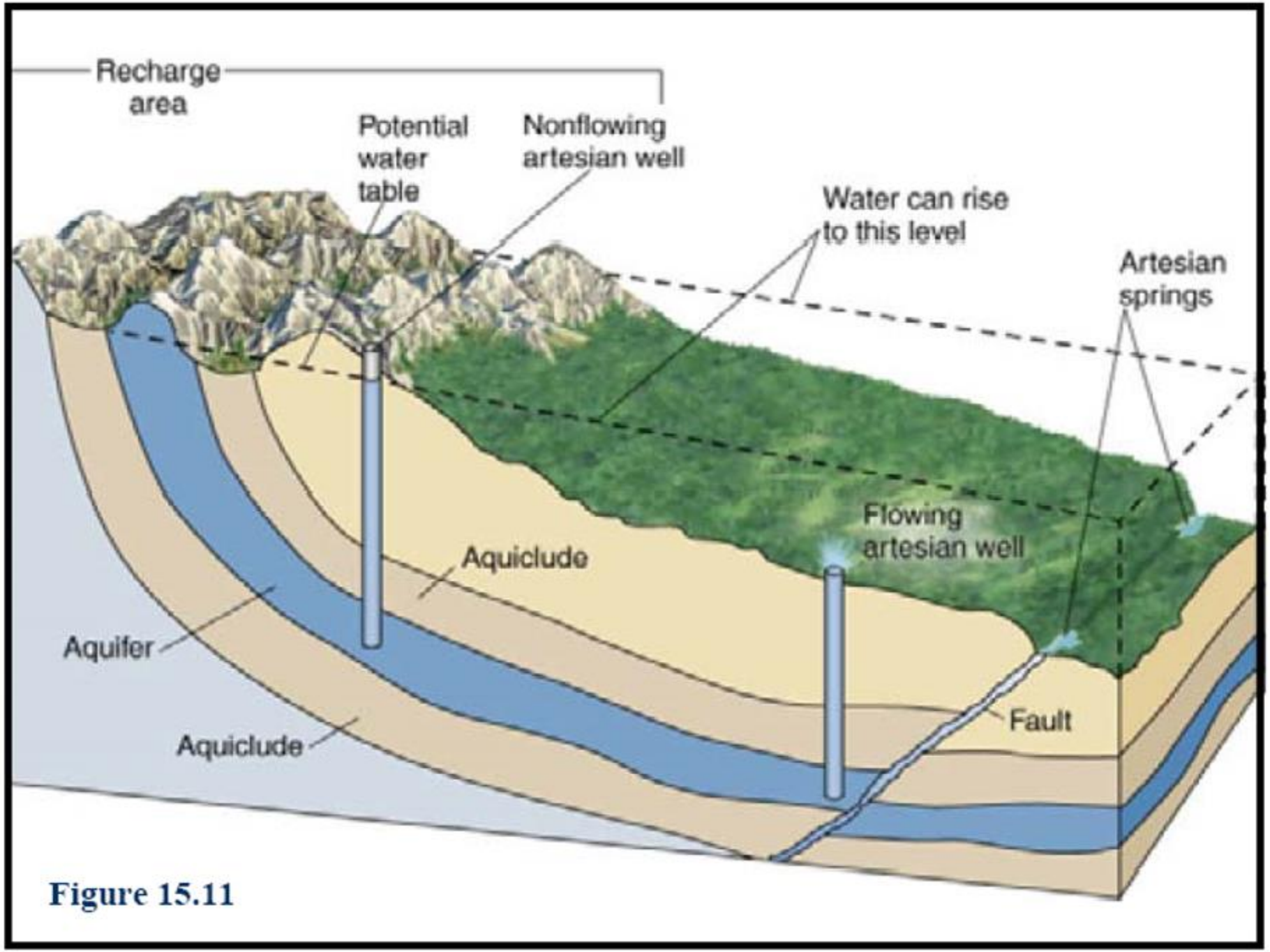

Recharge area
Potential water table
Nonflowing artesian well
Water can rise to this level
Artesian springs
Flowing artesian well
Aquiclude
Aquifer
Aquiclude
Fault

Figure 15.11

آب زیرزمینی در طبیعت

- تغذیه آب زیرزمینی
  - بارندگی
  - ذوب برف
  - رودخانه
- تخلیه از آب زیرزمینی
  - چشمه
  - چشمه آب گرم
  - آبفشان
  - چاه
  - قنات

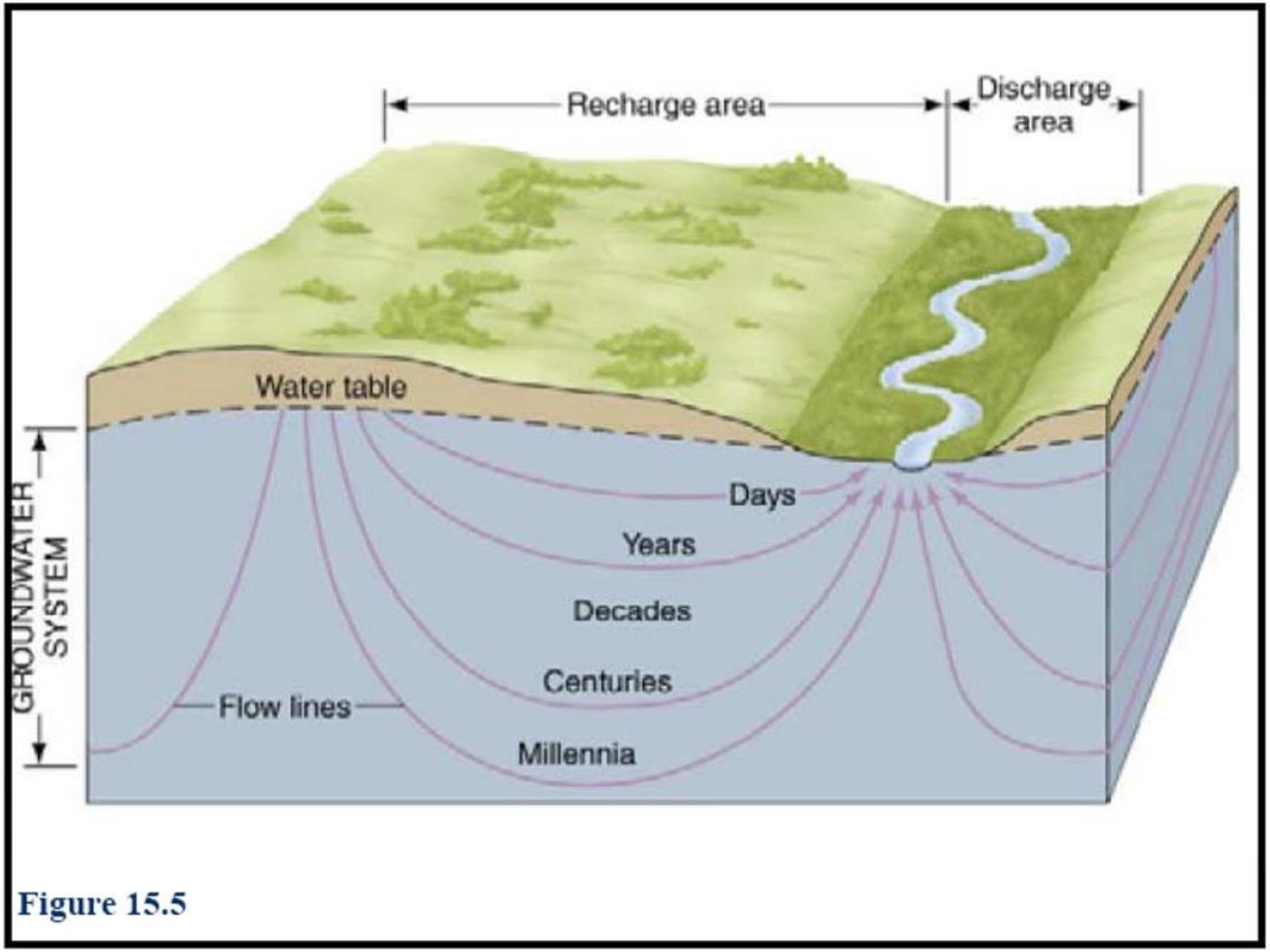

Recharge area
Discharge area
Water table
GROUNDWATER SYSTEM
Days
Years
Decades
Centuries
Millennia
Flow lines

Figure 15.5

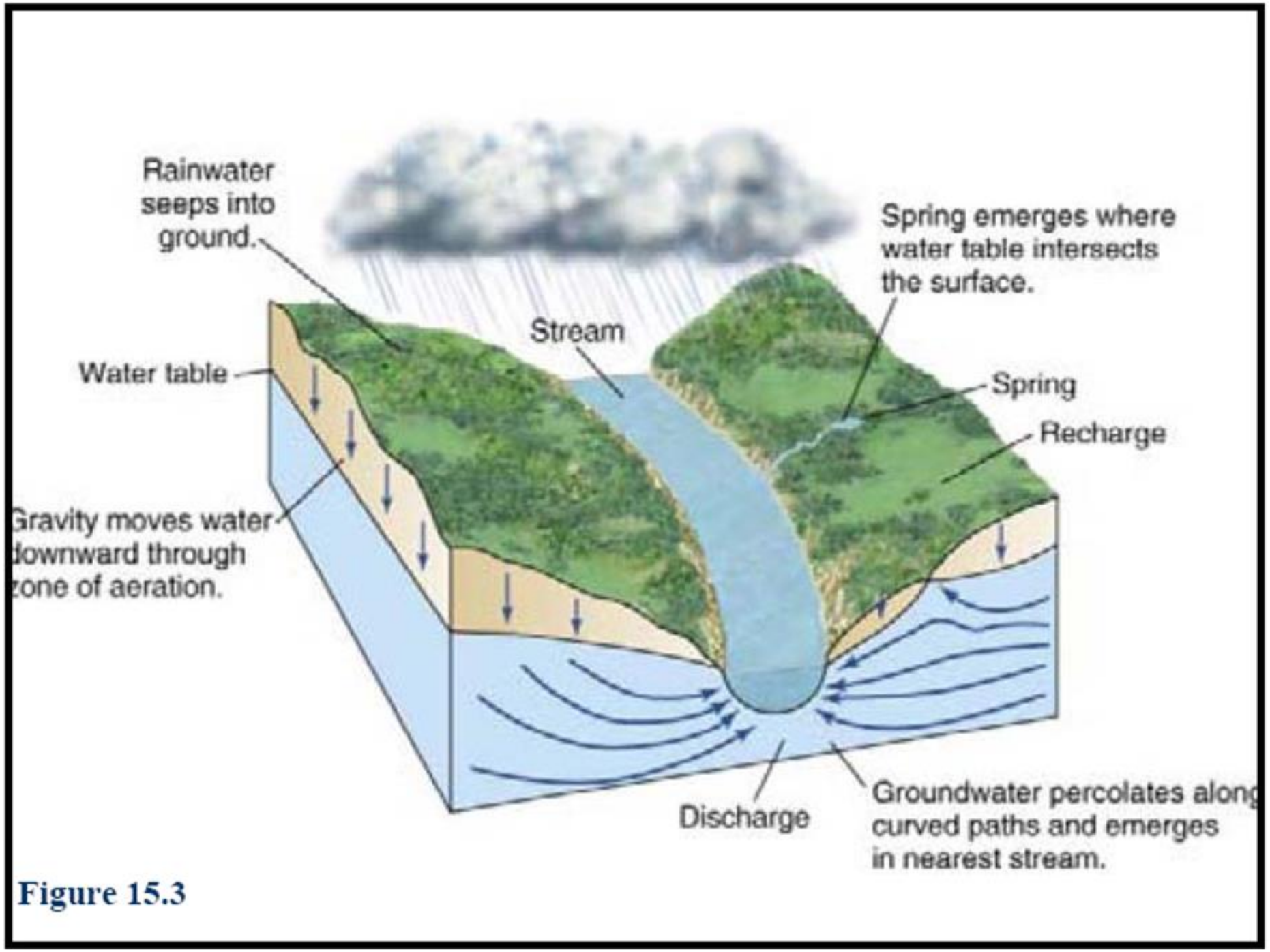
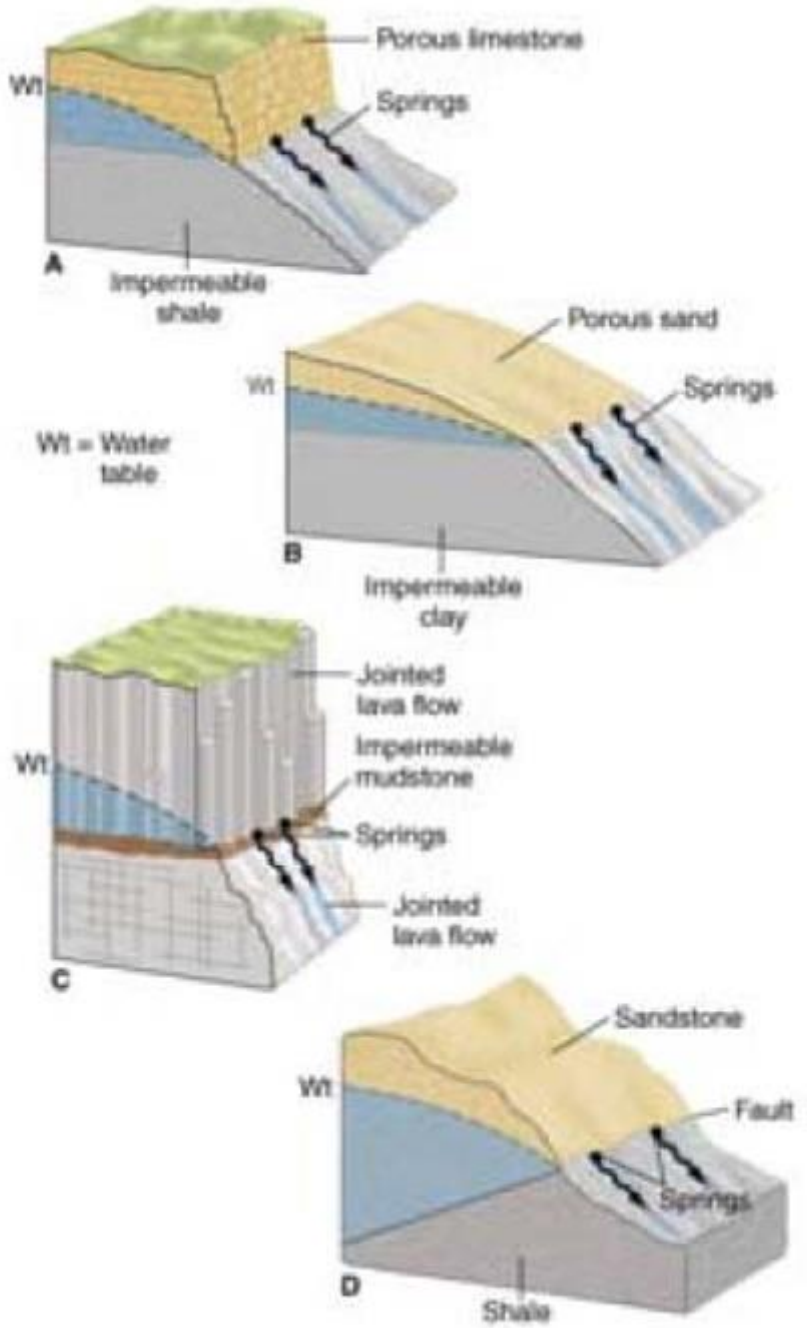
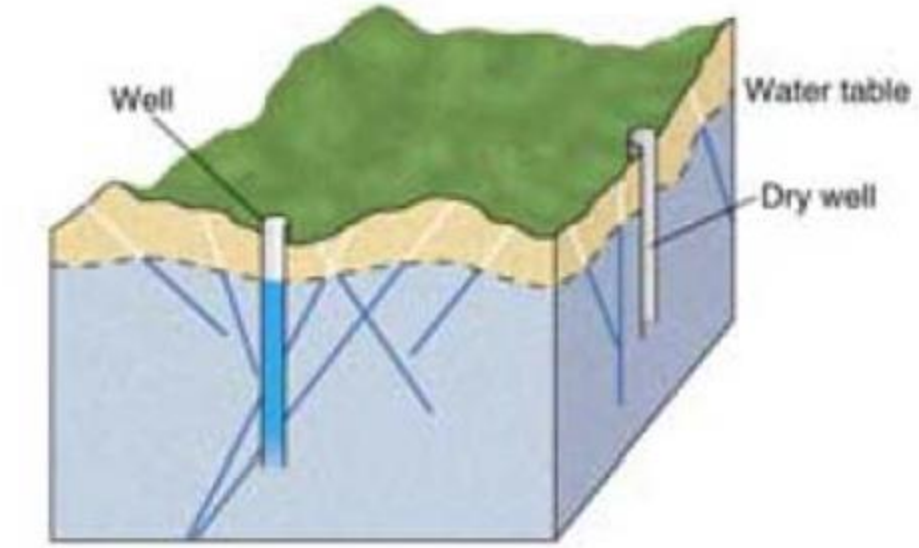
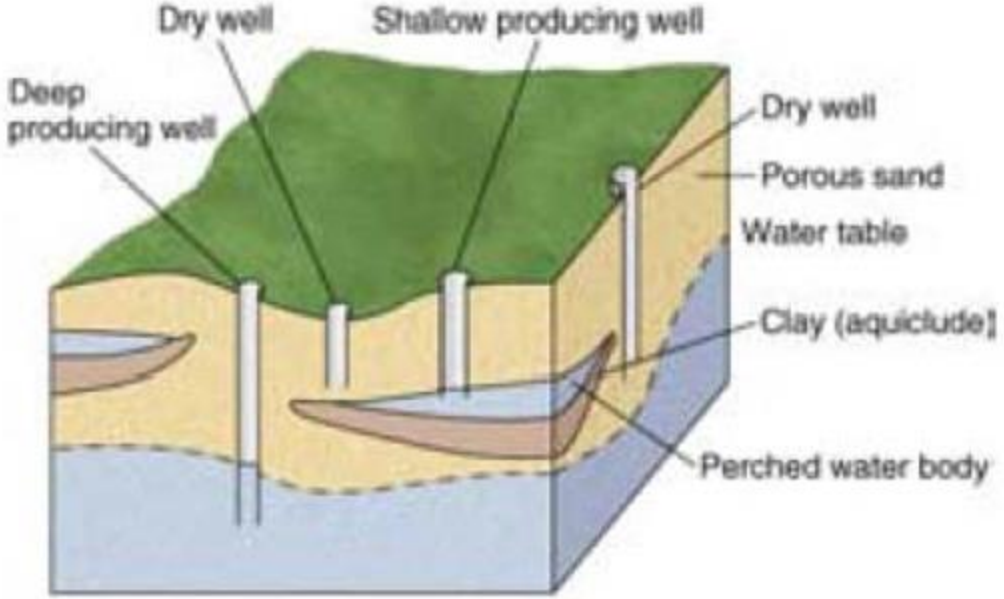

Rainwater seeps into ground.
Spring emerges where water table intersects the surface.
Stream
Water table
Spring
Recharge
Gravity moves water downward through zone of aeration.
Discharge
Groundwater percolates along curved paths and emerges in nearest stream.

Figure 15.3


Porous limestone
Springs
Wt
A
Impermeable shale
Porous sand
Springs
Wt
Wt = Water table
B
Impermeable clay
Jointed lava flow
Impermeable mudstone
Springs
Jointed lava flow
Wt
C
Sandstone
Fault
Springs
Wt
D
Shale


Well
Water table
Dry well

A


Dry well
Shallow producing well
Deep producing well
Dry well
Porous sand
Water table
Clay (aquiclude)
Perched water body

B

آثار فرسایشی آبهای زیرزمینی

- انحلال، انتقلال و رسوب گذاری
- غارها و کارست (انحلال آهکها)
- نشست سطح زمین
- غرقابی شدن سطح زمین

جلسه دوم

پارامترهای آب های زیرزمینی

مقدار رطوبت خاک

- درصد وزنی رطوبت = (Ww –Wd)×100/Wd
- درصد حجمی رطوبت =(Ww-Wd)×100/Vt
- درصد اشباع = Vw×100/Vv

- آب نگهـداری شــده : آبـی اســت کـه در مقابـل نیـروی گرانش در این منطقه نگهداری می شـود .
- نگهداشـت ویژه(Sr):عبارت اسـت از نسـبت بـین حجـم آبی که یک سنگ یـا خـاک ، پـس از اشـباع شـدن ،مـی تواند در مقابل نیروی گرانش در خود نگهدارد به حجم کل آن که به صورت درصد بیان می شـود.

$Sr = Vr \times 100 / Vt$

Sr: نگهداشت ویژه

Vr : حجمی که توسط آب نگهداری شده اشغال شده است.

Vt : حجم کل نمونه

آبدهی ویژه

عبارت است از نسبت در صد حجم آبی که می توان از یک نمونه اشباع از آب بر اثر نیروی گرانش خارج شود به حجم کل آن نمونه.

عوامل مؤثر بر آبدهی ویژه در یک لایه رسوبی :

- اندازه دانه ها
- شکل وتوزیع منافذ
- تراکم لایه ها

$$Vr+Vy=Vv$$

$$Sy=Vy\times100/Vt$$

Sy آبدهی ویژه یا تخلخل مؤثر:

Vr حجم آب نگهداری شده:

Vy مقدار آب زهکشی شده:

Vt حجم کل:

تخلخل= n sy+sr

n تخلخل:

Sr نگهداشت ویژه:

Syآبدهی ویژه:

عوامل مؤثر بر آبدهی ویژه در یک لایه رسوبی

- اندازه دانه ها
- شکل وتوزیع منافذ
- تراکم لایه ها

ضریب ذخیره*Storage Coefficient*

- حجم آبی است که از واحد سطح آبخانه خارج یا به آن وارد می‌شود، وقتی که سطح پیزومتری به اندازه یک واحد به ترتیب کاهش یا افزایش یابد.ضریب ذخیره(Sc)، یک ضریب بدون بعد است.
- ضریب ذخیره در آبخانه آزاد، با آبدهی ویژه برابر است و در این صورت در تعریف آن، کاهش و یا افزایش سطح ایستابی مطرح است که معمولا عدد قابل توجهی است و برای یک بافت متوسط حدود 0/2 یا 20٪ است.

Storage Coefficient ضریب ذخیره

- ضریب ذخیره در آبخانه تحت فشار به عواملی از قبیل تخلخل سازند، ضریب تراکم‌پذیری آب و مواد تشکیل دهنده سازند دارد.

- $Sc = \rho g b(\alpha + n\beta)$

Sc ضریب ذخیره : α: تراکم پذیری آبخانه

g شتاب ثقل : n تخلخل آبخانه :

b ضخامت آبخانه : β: تراکم پذیری آب

جنس مواد	α(m2/N)
Clay	$10^{-6} - 10^{-8}$
Sand	$10^{-7} - 10^{-9}$
Gravel	$10^{-8} - 10^{-10}$
Joint Rock	$10^{-8} - 10^{-10}$
Sound Rock	$10^{-9} - 10^{-11}$

- مقدار β برای آب برابر است با : $4.4 * 10^{-10}\ m2/N$
- مقدار Sc برای آبخانه تحت فشار عدد کوچکی است و در محدوده $0.00005 < Sc < 0.005$ قرار دارد.

ذخیره ویژه*Specific Storage*

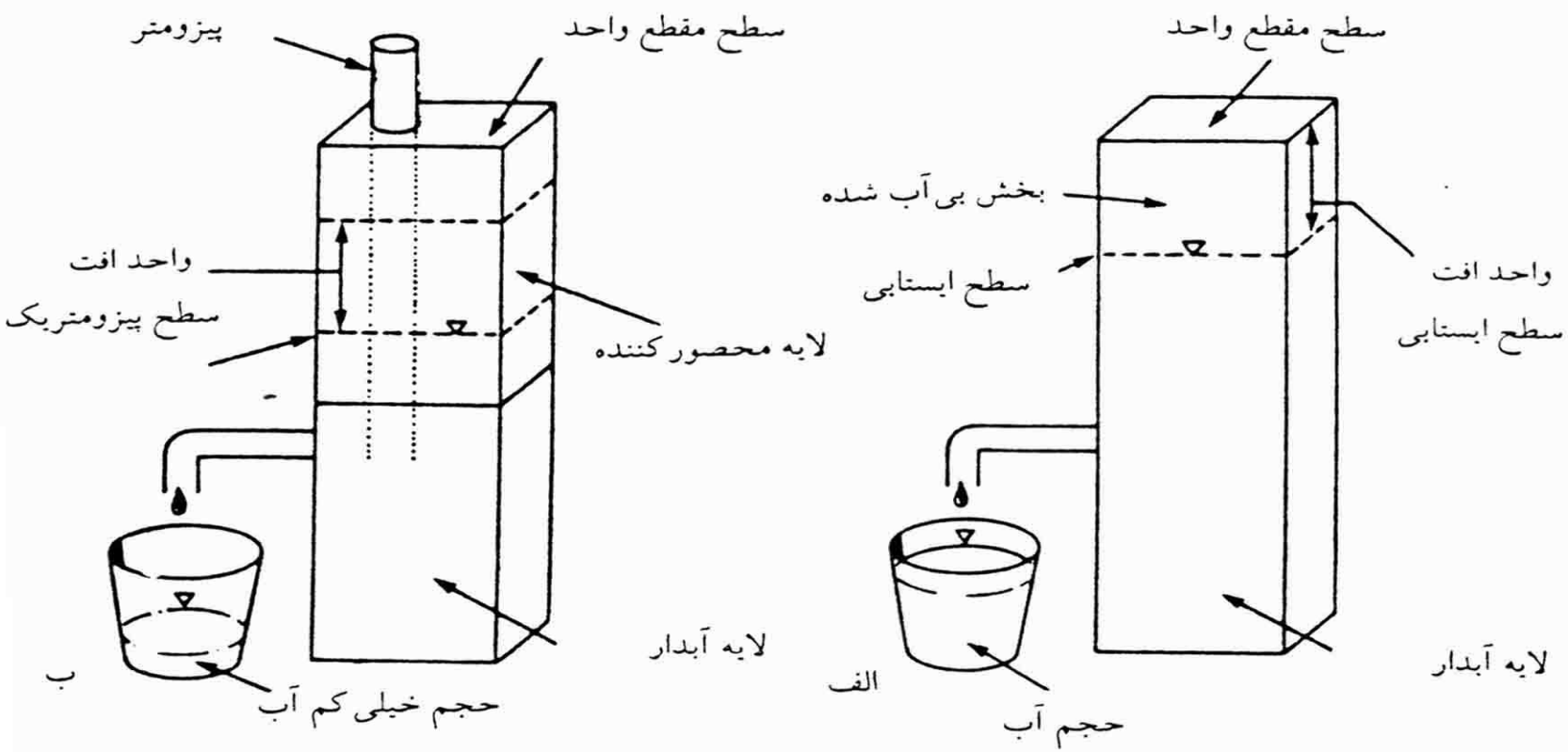
- حجم آبی است که از واحد حجم آبخانه خارج یا به آن وارد می‌شود، وقتی که سطح پیزومتری به اندازه یک واحد به ترتیب کاهش یا افزایش یابد. واحد ضریب ذخیره(Ss) در سیستم SI، 1/m است.

- Sc=Ss*b یا $Sc = \rho g\ (\alpha + n\beta)$

ضریب ذخیره

- حجم آبی است که در واحد از سطح افقی سفره ، به ازای واحد افت سطح ایستابی یا سطح پیزومتریک می تواند آزاد کند. ضریب ذخیره همان آبدهی ویژه یا تخلخل مؤثر است در سفره های آزاد است .

$$S=vy\times100/vt$$



شکل ۲-۱۵ - نموداری برای نمایش مفهوم ضریب ذخیره در ستون قائمی از سفره به سطح مقطع واحد. الف: در لایه‌های آبدار آزاد یا پایین رفتن سطح ایستابی به اندازه واحد، مقداری آب تولید می‌شود که معادل آبدهی ویژه یا ضریب ذخیره است. در نتیجه یک واحد از حجم لایه آبدار بی‌آب می‌شود. ب: در لایه‌های آبدار تحت فشار با پایین رفتن سطح پیزومتریک به اندازهٔ واحد، مقدار خیلی کمتری آب آزاد می‌شود و لایه آبدار همچنان مملو از آب باقی می‌ماند.

ضریب انتقال *Transmissivity*

- ضریب انتقال بیشتر برای آبخانه تحت فشار به کار می‌رود(به دلیل ضخامت ثابت آبخانه)
- T=K.b
- ثابتی را T در آبخانه آزاد، به دلیل تغییر ضخامت لایه اشباع، مقدار نمی‌توان منظور نمود.

مثال

- در یک آبخانه به حجم 100000 متر مکعب، b=50 m و ، به ازای 10 متر افت سطح پیزومتری چه Sc=0.0005 حجم آبی می‌توان از آبخانه خارج کرد؟

مثال ۳-۱ : ضخامت یک آبخوان محصور $۵۰m$ و مواد تشکیل دهنده‌ی آن ماسه‌ی سست با تخلخل ۰/۲۴ است. دمای آب ۲۵^{oC} و تراکم‌پذیری ماسه‌ی سست $۸\times۱۰^{-۸}\ m^{۲}/N$ می‌باشد. ذخیره‌ی ویژه و ضریب ذخیره را تعیین کنید.

حل:

ذخیره‌ی ویژه از رابطه‌ی (۳-۶) و ضریب ذخیره از رابطه‌ی (۳-۵) تعیین می‌شود. برای آب ۲۵^{oC} داریم:

$$\rho_w = ۹۹۷\ kg/m^{۳} \quad \text{و} \quad \beta_w = ۴/۸\times۱۰^{-۱۰}\ m^{۲}/N \left(\frac{m.s^{۲}}{kg}\right)$$

بنابراین:

$$S_s = \rho_w g(\beta_p + n\beta_w)$$

$$S_s = (۹۹۷\ kg/m^{۳})(۹/۸۱\ m/s^{۲})\left[۸\times۱۰^{-۸}\frac{m.s^{۲}}{kg} + (۰/۲۴)\left(۴/۸\times۱۰^{-۱۰}\frac{m.s^{۲}}{kg}\right)\right]$$

$$= ۷/۹۴\times۱۰^{-۵}\frac{۱}{m}$$

$$S = bS_s = (۵۰m)\left(۷/۹۴\times۱۰^{-۵}\frac{۱}{m}\right) = ۰/۰۰۳۹۷$$

مثال ۳-۲ : اگر در آبخوان مثال ۳-۱ افت بار هیدرولیکی در مساحت $۱۲\,km^۲$ برابر با $۷۰m$ باشد، حجم آب رها شده از ذخیره‌ی آبخوان را حساب کنید.

حل:

حجم آب رها شده از ذخیره‌ی آبخوان به علت $۷۰\,m$ افت دربار هیدرولیکی در مساحت $۱۲km^۲ = ۱۲\times۱۰^۶ m^۲$ عبارتست از:

(افت بار) (مساحت) (ضریب ذخیره) = حجم آب رها شده

$$= (۰/۰۰۳۹۷)(۱۲\times۱۰^۶ m^۲)(۷۰m) = ۳/۳۳۵\times۱۰^۶ m^۳$$

سطح ایستابی

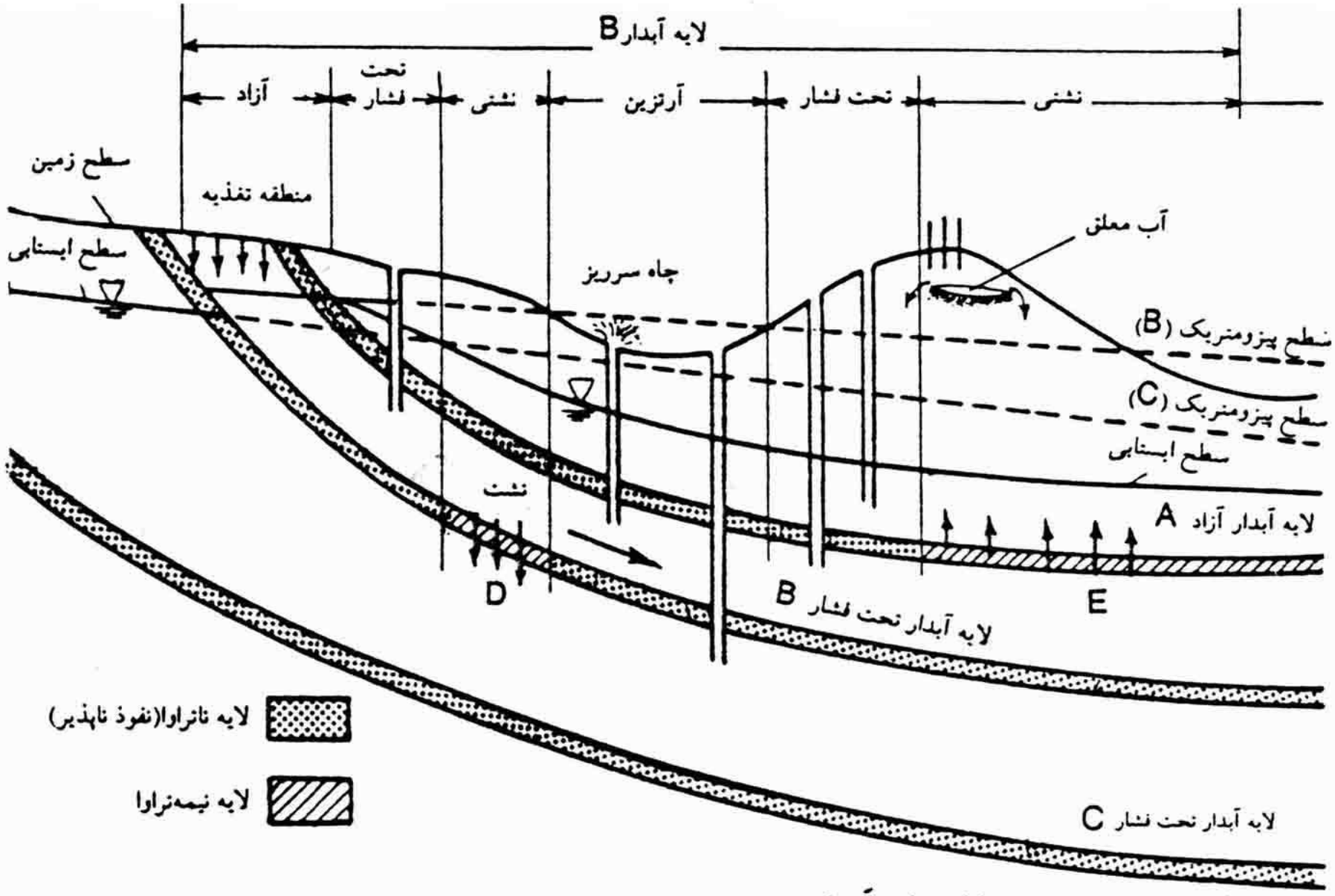
- سطحی است فرضی که در تمام نقاط آن فشار برابر فشار اتمسفر است و بطور قرار دادی آن را معادل صفر در نظر می گیرند.
- بار فشار آب زیر زمینی در نقطه معینی از منطقه اشباع عبارت است از ارتفاع بالا آمدن آب در یک لوله قائم که، تا آن نقطه فرو رفته باشد. چنین لوله ای را پیزومتر می گویند.

سطح پیزومتریک

- مرز بالایی منطقه اشباع را ممکن است یک لایه نفوذ ناپذیر تشکیل دهد که در این صورت فشار در سطح فوقانی منطقه اشباع بیش از فشار اتمسفر است که در این صورت آن را سطح پیزومتریک می گویند.

انواع لایه آبدار

- آزاد
- تحت فشار
- معلق
- نیمه تراوا



شکل ۲-۱۳ - انواع لایه‌های آبدار

آبدهی لایه های آبدار تحت فشار عمدتاً نتیجه مکانیسمهای زیر است

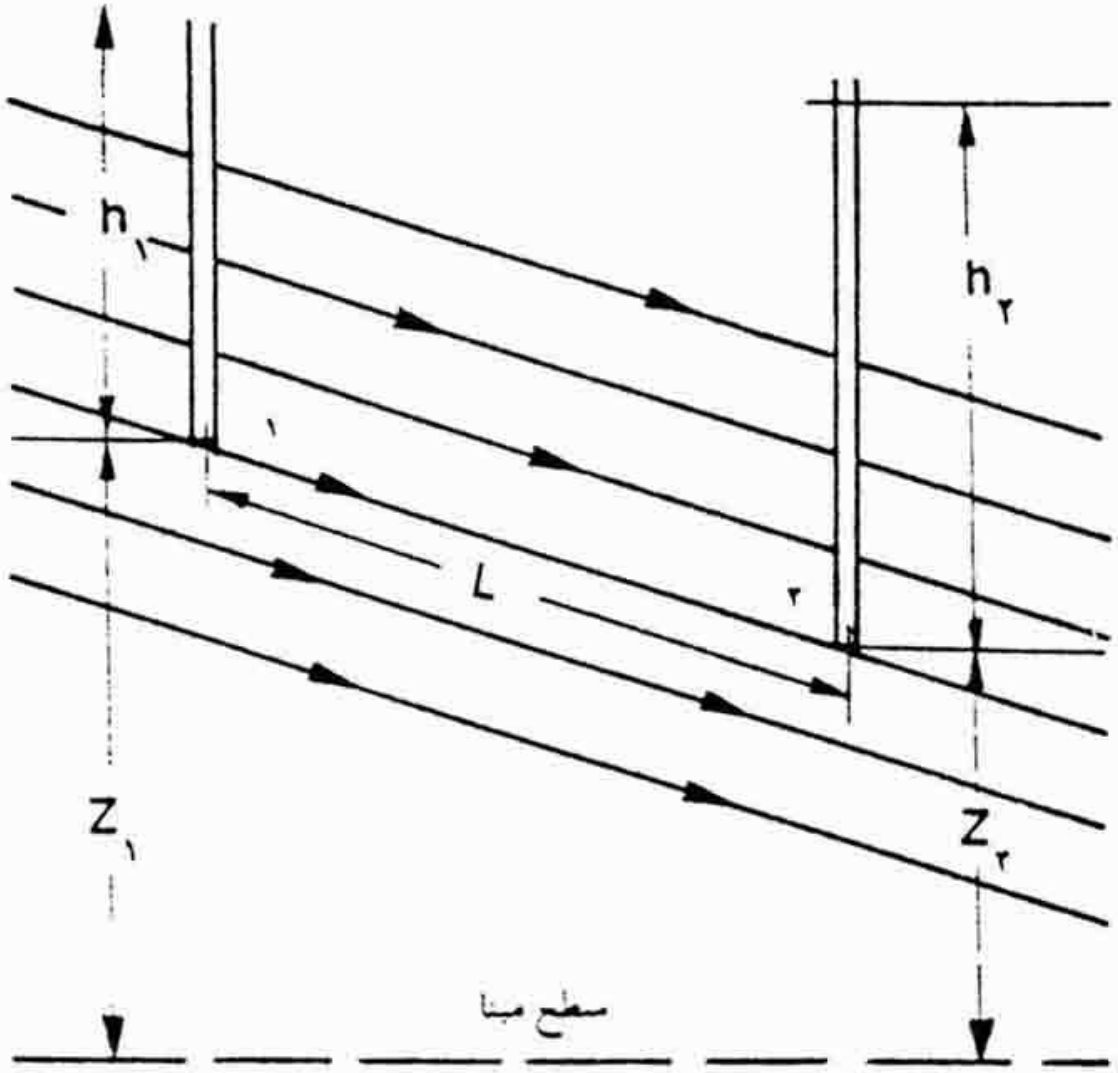
- تراکم یا فشردگی لایه آبدار و لایه های محصور کننده
- نشست از لایه های آبدار دیگر
- زهکشی از منافذ لایه آبدار در محل بیرون زدگی خود در سطح زمین

آبدهی مجاز

- مقدار آبی است که سالانه می توان از یک حوضه آب زیر زمینی برداشت کرد بدون آنکه نتیجه نا مطلوبی به بار آورد.

جریان آب زیر زمینی

- قانون حاکم بر حرکت آب در زیر زمین
- ردیابی حرکت آب زیر زمینی
- نقشه تراز آب زیر زمینی



شکل ۳-۱ - برش قائمی از جریان آب زیرزمینی با خطوط جریان موازی

جریان غیر یکنواخت

جریانی است که نسبت به فاصله تغییر می کند وخطوط جریان پیچ و خم هایی دارند و ممکن است همگرا یا واگرا باشند.

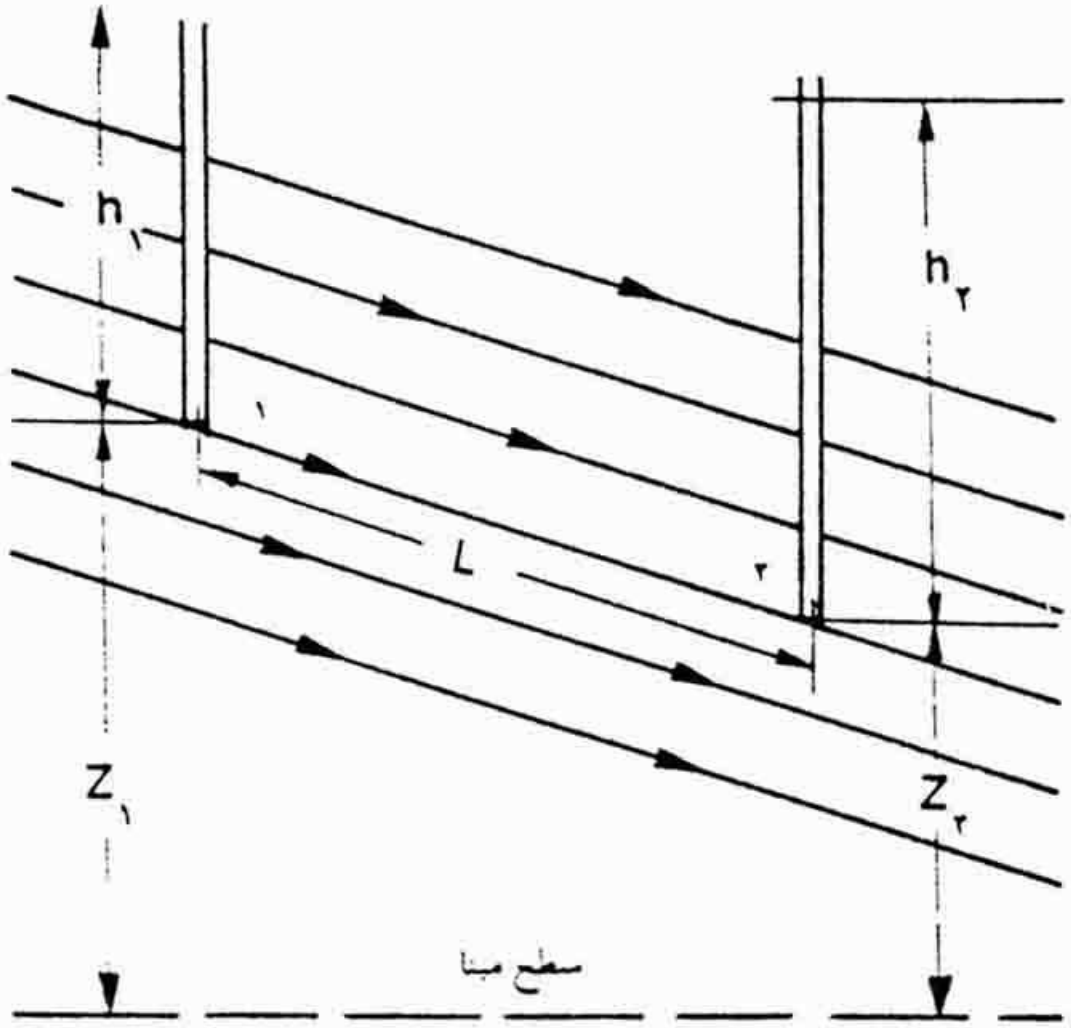
جریان ماندگار

- ✓ اگر جریان نسبت به زمان تغییر نکند،آنرا جریان ماندگار می گویند.
- ✓ در صورتی که جریان نسبت به زمان تغییرکند آنرا غیر ماندگار می گویند .

قانون دارسی

اگر پیزومترهایی در دو نقطه از یک خط جریان قرار داده شود،سرعت جریان آبزیر زمینی در آن خط جریان را

می توان از معادله زیر حساب کرد:



شکل ۳-۱ - برش قائمی از جریان آب زیرزمینی با خطوط جریان موازی

$$V=k[(h_1+z_1)-(h_2+z_2)]/L$$

V(طول/زمان) سرعت دارسی جریان آب :

h_2,h_1(طول) بار فشار در نقاط 1و2 :

Z_2,Z_1(طول) بار ارتفاع نقاط 1و2 :

L فاصله بین نقاط 1و2در امتداد یک خط جریان :

K(طول/زمان) ضریب نفوذ پذیری مواد سازنده سفره :

Kضریب آبگذری

- ضریب آبگذری حجم آبی است که در واحد زمان از واحد سطح و تحت گرادیان هیدرولیکی واحد عبور می‌کند.

- $V = K.A.t.i$

بار فشـار

دریـک نقطـه معـین از سیسـتم جریـان عبـارت اسـت از ارتفـاع آب در hبـار فشـار پیزومتری که تا آن نقطه فرورفته باشـد .

بار ارتفاع

بار ارتفاع یک نقطه معین ،فاصله قـائم بـین آن نقطـه ویک سـطح مبنای افقی دلخواه اسـت.

بار کل

مجموع بـار فشـار و ارتفـاع در یـک نقطـه معـین رابـار کل(H.یند گوی می هیدرولیک ر با یا)

$$H=h+z$$

H بار فشـار :

z بار ارتفاع :

گرادیان هیدرولیکی

اختلاف بار هیدرلیک ما بین دو نقطه تقسیم بر فاصله آن دونقطه را گرادیان هیدرولیکی یا شیب آبی می گویند.

i=dh/dl

گرادیان هیدرولیکی i:

اختلاف بار dh:

فاصله دو نقطه dl:

دبی یا گذر حجمی جریان

- دبی یا گذر حجمی جریان:حجم آبی که در واحد زمان از یک سطح مقطع عمود برجریان می گذرد.

$Q=V\times A=KA.dh/dl$

- دبی یا گذر دهی جریان آب:
- Vسرعت دارسی:
- Aسطح مقطع:
- dh/dl گرادیان هیدرولیکی:

حدود اعتبار قانون دارسی

- ✓ معادله ی دارسی تنها در شرایطی که جریان آب از نوع ورقه ای یا آرام است اعتبار دارد .
- ✓ در رسهای متراکم نیز قانون دارسی اعتبار ندارد.

عدد رینولدز

در مکانیک سیالات نوع جریان، با عدد رینولدز مشخص می شود.عدد رینولدز عددی بدون بعد است، که به صورت زیر محاسبه میشود :

$Rn=\rho vd/\mu$

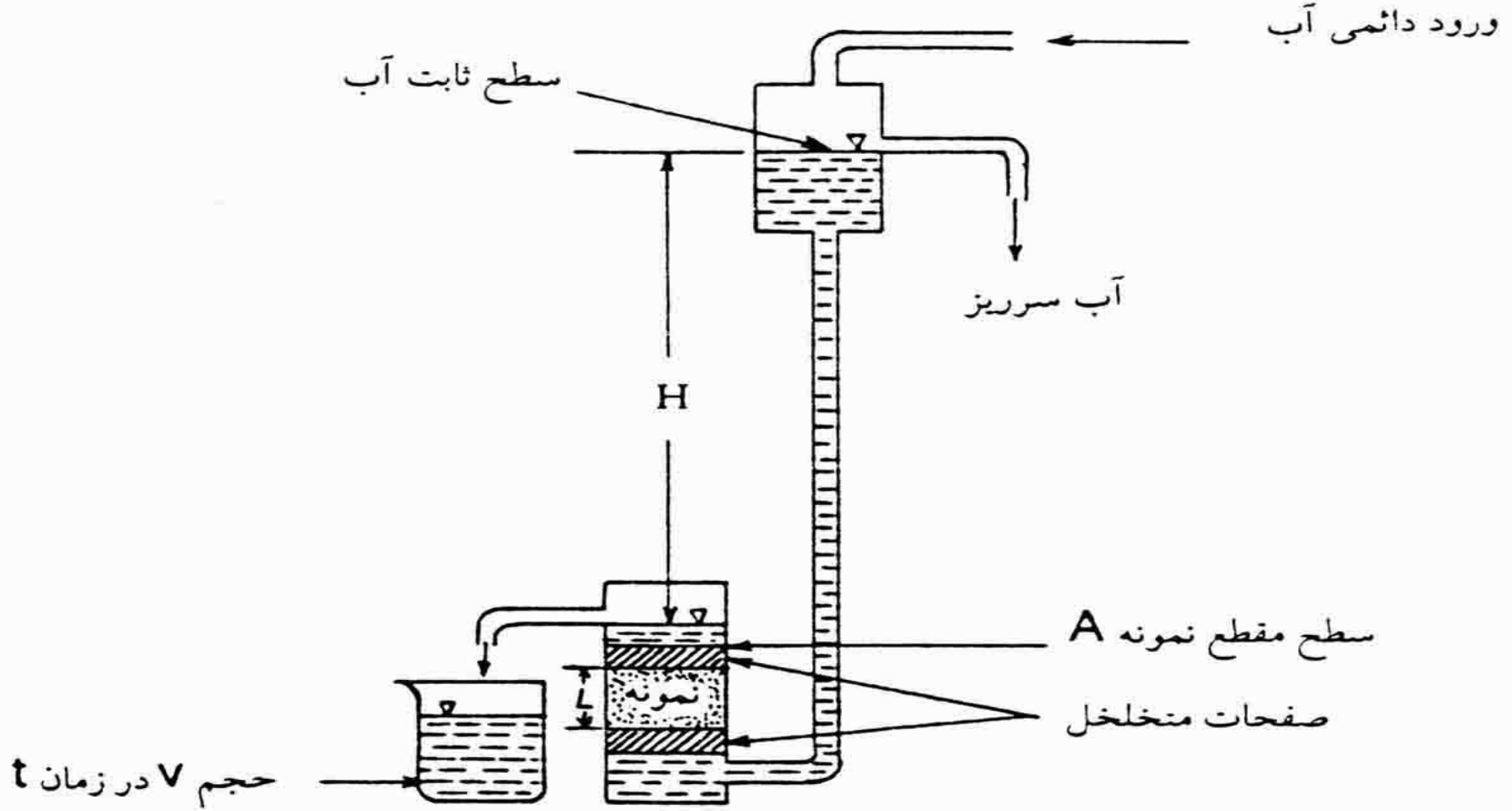
- سرعت سیال:
- ρ:) چگالی سیالgr/cm3(
- μ)گرانروی یا ویسکوزیته سیال:gr/cm.s(
- d بعدیا مشخصه مجراست(در محیطهای رسوبی: به عنوان قطر متوسط dبه عنوان سرعت دارسی و u در نظر گرفته می شود .d50ذرات ( )

- جریان آب در لوله ها وقتی از نوع ورقه ای است که آن کمتر از 2000 باشد.Rn
- از 4000 تجاوز کند به جریان آشفته یا متلاطم Rnاگر گفته می‌شود.

نفوذپذیری

توانایی یک محیط متخلخل را برای عبور دادن آب نشان می دهد.

مقدار ضریب نفوذپذیری در رسوبات و سنگها به اندازه و تعداد فضاهای خالی و نحوه ارتباط آنها با هم بستگی دارد .



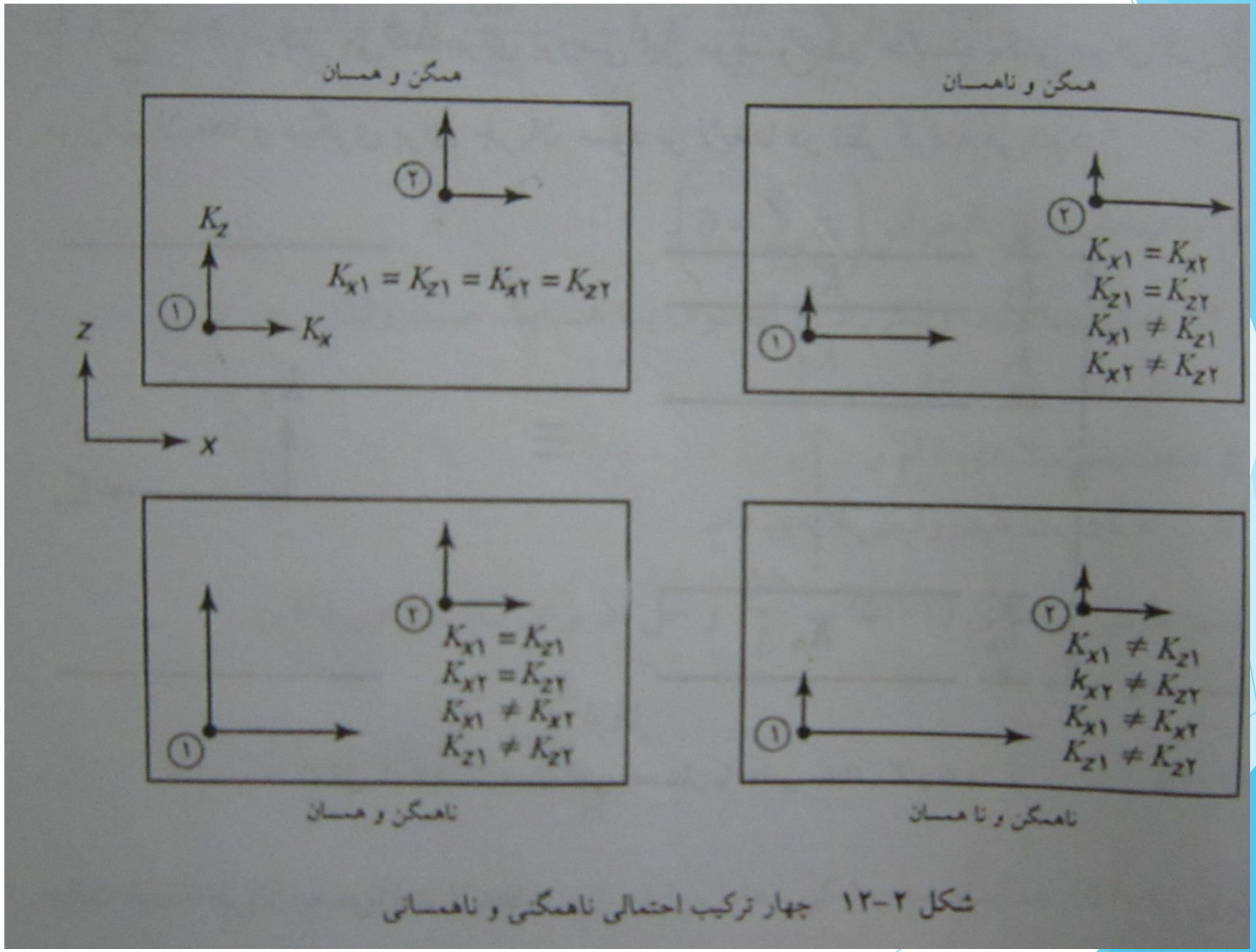
شکل ۳-۲ - اندازه‌گیری ضریب نفوذپذیری در آزمایشگاه

همسانی و غیرهمسانی محیط متخلخل

- در تمام جهت یکسان باشد kرسوباتی که در آنها همسان خوانده می شود.
- در تمام جهت یکسان نباشد k رسوباتی که در آنها غیرهمسان خوانده می شود.

همگنی و غیرهمگنی محیط متخلخل

- در تمام نقاط یکسان باشد kرسوباتی که در آنها همگن خوانده می شود.
- در تمام نقاط یکسان نباشد k رسوباتی که در آنها غیرهمگن خوانده می شود.



شکل ۲-۱۲ چهار ترکیب احتمالی ناهمگنی و ناهمسانی

مثال ۲-۱۳ : بر روی آبخوانی آزاد به وسعت هوائی $81Km^2$ ، چهار لایه‌ی افقی از مواد رسوبی قرار گرفته است. ضخامت و هدایت هیدرولیکی این لایه‌ها در جدول زیر داده شده است.

شماره لایه	ضخامت (m)	هدایت هیدرولیکی K_x $\left(\frac{m}{day}\right)$	هدایت هیدرولیکی K_z $\left(\frac{m}{day}\right)$
۱ (بالا)	۲	۲	۰/۵
۲	۱/۵	۳	۰/۶۰
۳	۲/۵	۱/۵	۰/۲۵
۴	۴	۰/۰۵	۰/۰۱

الف- به علت وقوع طوفانی در منطقه، ۷۵ میلی‌متر باران در مدت چهار ساعت باریده و مقداری از آن پس از نفوذ به خاک وارد آبخوان شده است. با این فرض که سطح پیزومتری آبخوان در کف لایه‌ی چهارم می‌باشد و تمام لایه‌ها از آب اشباع هستند، حجم آب نفوذ یافته به آبخوان در مدت بارندگی چقدر است؟

الف- در این حالت جریان در جهت قائم و از بالا رو به پایین است. هدایت هیدرولیکی معادل K_z از رابطه‌ی (۲-۵۵) محاسبه می‌شود:

$$K_z = \frac{b}{\sum_{i=1}^{4} \frac{b_i}{K_i}} = \frac{b_1 + b_2 + b_3 + b_4}{\frac{b_1}{K_1} + \frac{b_2}{K_2} + \frac{b_3}{K_3} + \frac{b_4}{K_4}} = \frac{(2 + 1/5 + 2/5 + 4)m}{\frac{2m}{0/5\ m/day} + \frac{1/5m}{0/60\ m/day} + \frac{2/5m}{0/25\ m/day} + \frac{4m}{0/01\ m/day}}$$

$$= \frac{10m}{416/5\ day} = 0/024\ \ m/day$$

اگر فرض شود که عمق آب در حین بارندگی بر روی سطح زمین ناچیز و تقریباً صفر است، شیب هیدرولیکی برابر با یک می‌شود؛ زیرا:

$$\frac{\Delta h}{\Delta L} = \frac{10m}{10m} = 1$$

بنابراین حجم آب وارد شده به آبخوان در یک روز (Q_v) برابر است با:

$$Q_v = Av = AK_z \frac{\Delta h}{\Delta L} = (81km^2)(10^6\ m^2/km^2)(0/024\ m/day)(1) = 1/944 \times 10^6\ m^3/day$$

و حجم آب وارد شده به آب‌خانه در مدت ۴ ساعت چنین است:

$$(1/944 \times 10^6\ m^3/day)\left(\frac{4hr}{24\ hr/day}\right) = 0/324 \times 10^6\ m^3$$

ب- در این حالت جریان افقی است و هدایت هیدرولیکی معادل K_x از رابطه‌ی (۲-۵۲) به‌دست می‌آید:

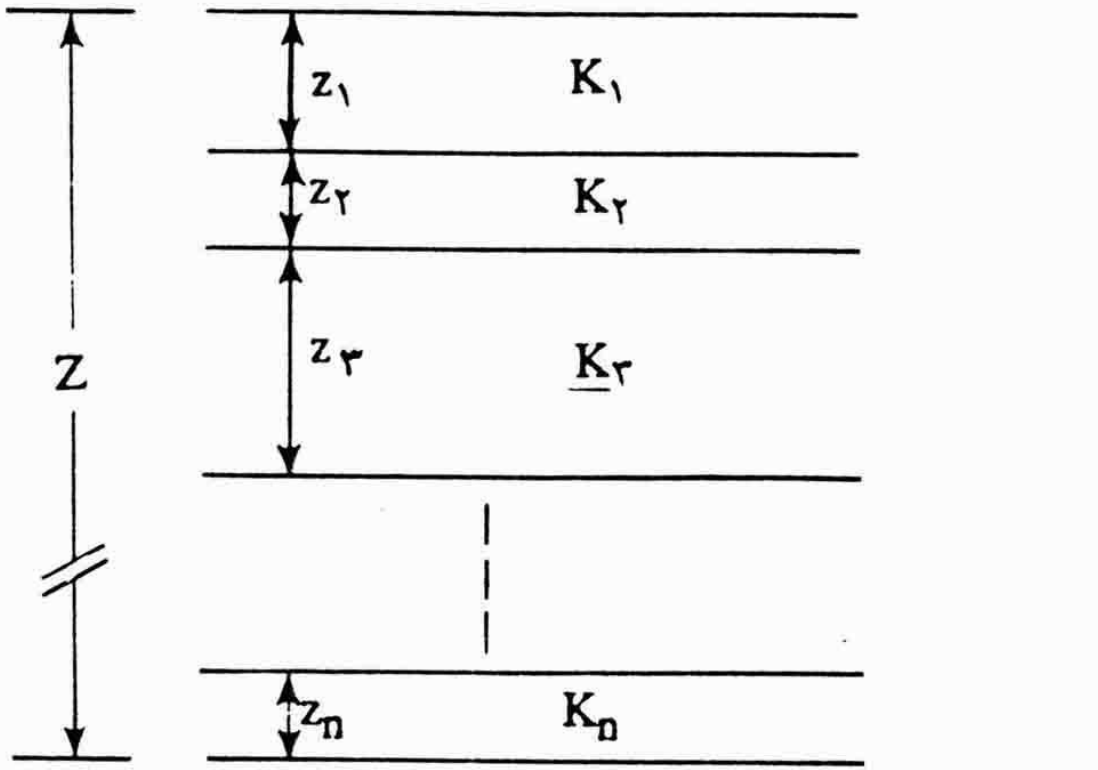
$$K_x = \frac{\sum_{i=1}^{4} b_i K_i}{b} = \frac{(2m)(2\ m/day) + (1/5m)(3\ m/day) + (2/5m)(1/5\ m/day) + (4m)(0/05\ m/day)}{10m}$$

$$= \frac{12/45\ m^2/day}{10m} = 1/245\ m/day$$

نفوذپزیری قائم و افقی

- رسوبات دارای دانه های تقریباً کروی به این حالت نزدیک می شوند.
- در رسوباتی که دارای انیزوتروپي هستند ضریب نفوذپزی در جهت قائم (KZ) کمتر از جهت افقی (KX) است.

ناهمسانی تنها نتیجه ی جهت یابی ذرات نیست بلکه ناشی از لایه بندی رسوباتی با مقادیر متفاوت نیز هست.K



شکل ۳-۴ سیستمی از لایه‌های افقی ایزوتروپ با ضخامتها و مقادیر K متفاوت.

Kx=(k1z1+k2z2+...knzn)/z

ضریب نفوذ پذیری در جهت افقیKx:

Kz=z/(z1/k1+z2/k2+...+zn/k)

ضریب نفوذ پذیری در جهت قائمKz:

ضریب آبگذری

ضریب آبگذری یا قابلیت انتقال: پارامتری است که قابلیت عبور آب را در تمام ضخامت لایه ی آبدار نشان می دهد .

در معادله دارسی به جای سطح مقطع عمود بر جریان می توان نوشت:

$A=W.D$

A سطح مقطع :

W عرض جریان :

D ضخامت لایه آبدار :

$$Q=WDKi$$

Q دبی جریان :

K ضریب نفوذپذیری :

i گرادیان هیدرولیکی :

$$T=KD$$

T: ضریب آبگذری

K: ضریب نفوذپذیری

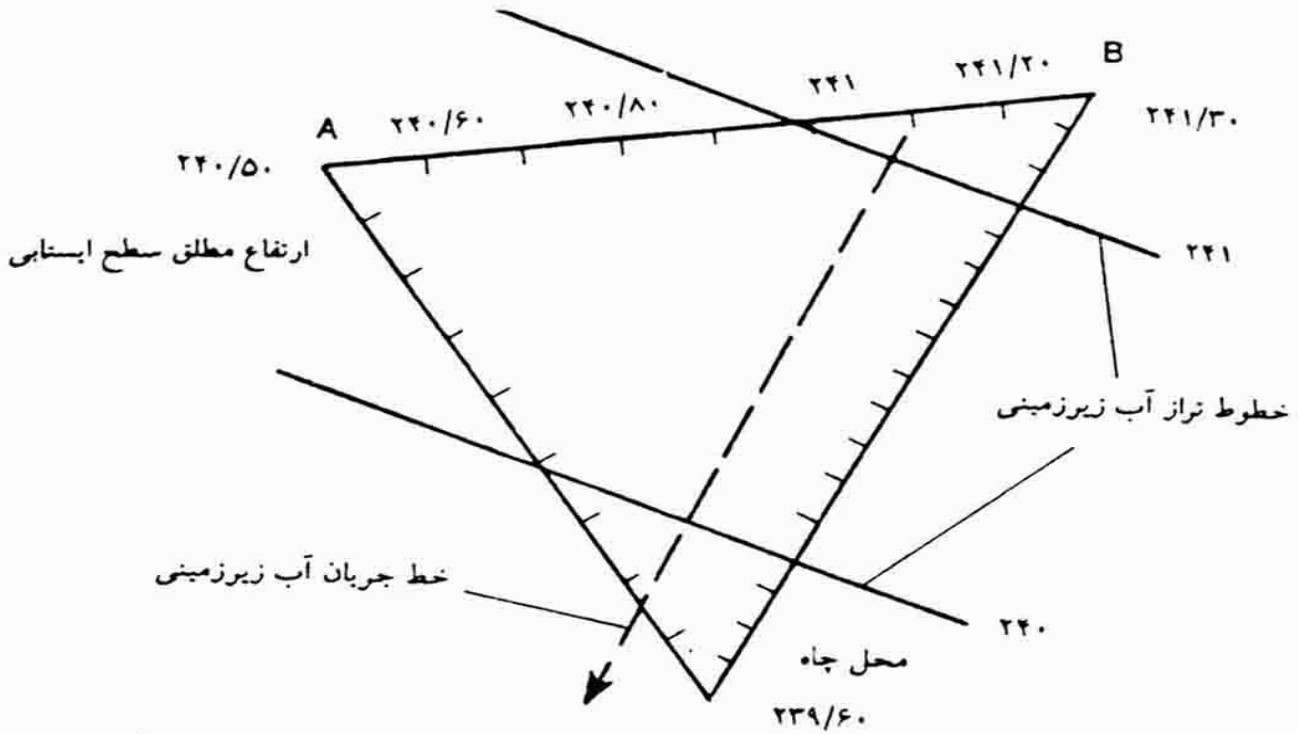
D: ضخامت سفره

با توجه به موارد قبلی می توان دبی جریان را با استفاده از رابطه زیر بدست آورد:

$$Q=WTi$$

نقشه های تراز آب زیر زمینی

برای تهیه این نقشه ها تعدادی چاه مشاهده ای تا عمق لایه آبدار حفر می شود. با برداشت سطح آب در این چاهها و سپس بدست آورن تراز سطح آب زیر زمینی و درون یابی ترازهای هم ارتفاع نقشه تراز آب زیر زمینی را رسم مي نماييم.

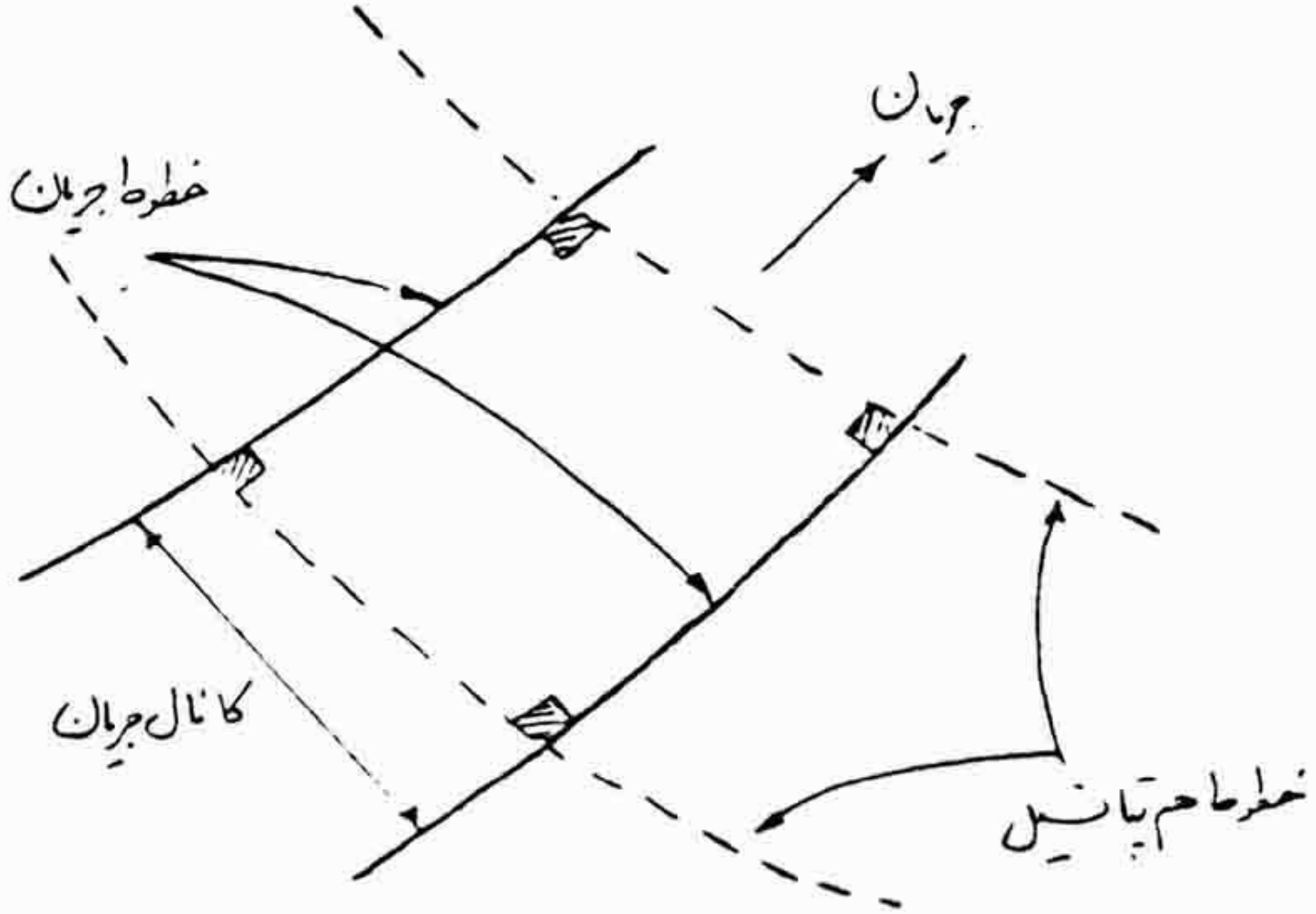


شکل ۳-۱۳ - برآورد نقاط هم ارتفاع سطح ایستابی و رسم خطوط تراز آب زیرزمینی و خط جریان در بین سه چاه. مثلاً برای پیدا کردن ارتفاع ۲۴۱ متر بین نقاط A و B کافیست اختلاف ارتفاع این دو نقطه را به دست آوریم (۰ر۸۰ متر) و سپس خط AB را به ۸ قسمت تقسیم کنیم و هر قسمت را معادل ۰ر۱ متر اختلاف ارتفاع در نظر بگیریم و به این ترتیب رقم ۲۴۱ را پیدا کنیم.

- برای سفره های تحت فشار نیز نقشه های تراز سطح پیزومتریک تهیه می شود .
- این گونه نقشه ها را نقشه های ایزوپیز می نامند که تراز آب وجهت جریان آب رادر لایه آبدار تحت فشار را نشان مي دهند.

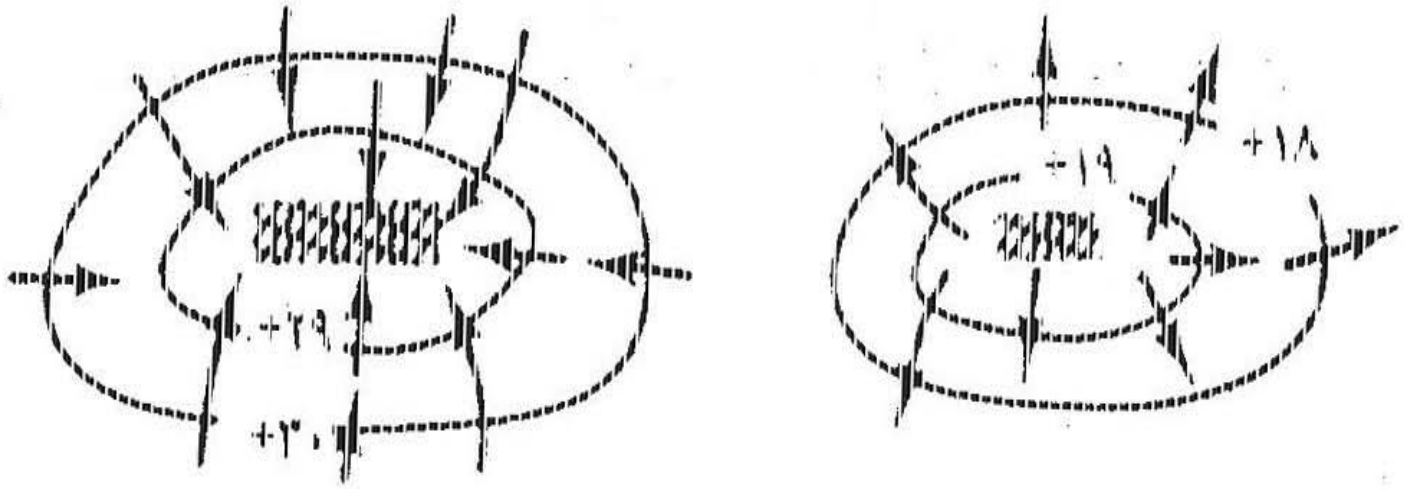
نکته

- جهت جریان در هر نقطه بر خطوط تراز آب زیر زمینی عمود است.
- در یک لایه آبدار ایزوتروپ، گذر حجمی جریان در واحد عرض سفره(Q=Ti) عبارت است از Q مقدار گرادیان هیدرولیک را میتوان از روی نقشه تراز به سادگی محسبه کرد.



شکل ۸ ـ ۹ مقطع یک بلوک از شبکهٔ جریان

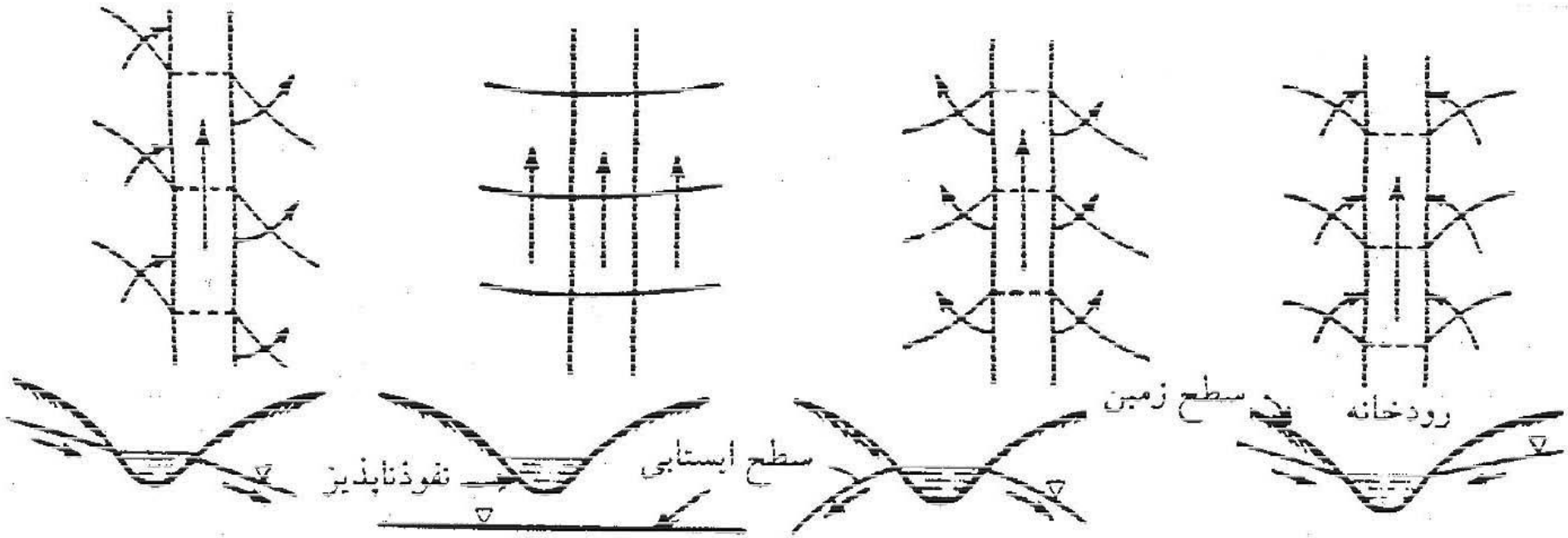
- با رسم خطوط جریان بر روی نقشه های تراز آب زیر زمینی می توان مناطق تغذیه و تخلیه لایه های آبدار را مشخص کرد.
- وجود یک فرورفتگی یا برامدگی در سطح ایستابی به صورت منحنی های بسته ای ظاهر می شود.



الف ب

شکل ۳-۱۷ -- منحنی های بسته در یک نقشه توان آب زیرزمینی الف -- منطقه تغذیه ب -- منطقه پیزومتریک

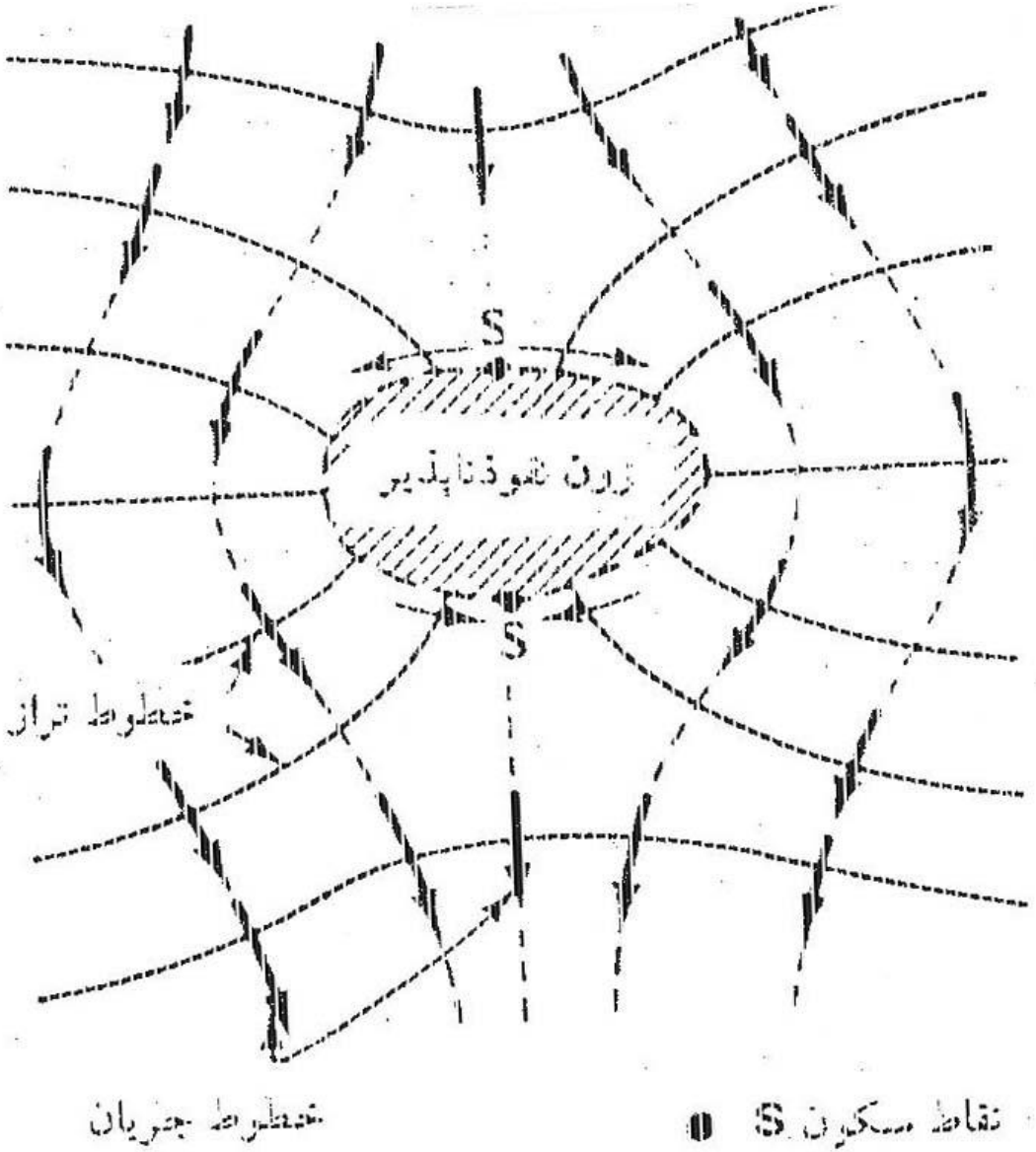
- وقتی خطوط جریان از یک رودخانه دور شـوند نشـانه آن است که رودخانه لایه آبدار را تغذیه می کند(رود دهنـده) وچنانچه خطوط جریان به سمت رودخانه باشـد، رودخانـه آب زیرزمینی را زهکشی می نماید(رود زاینده).



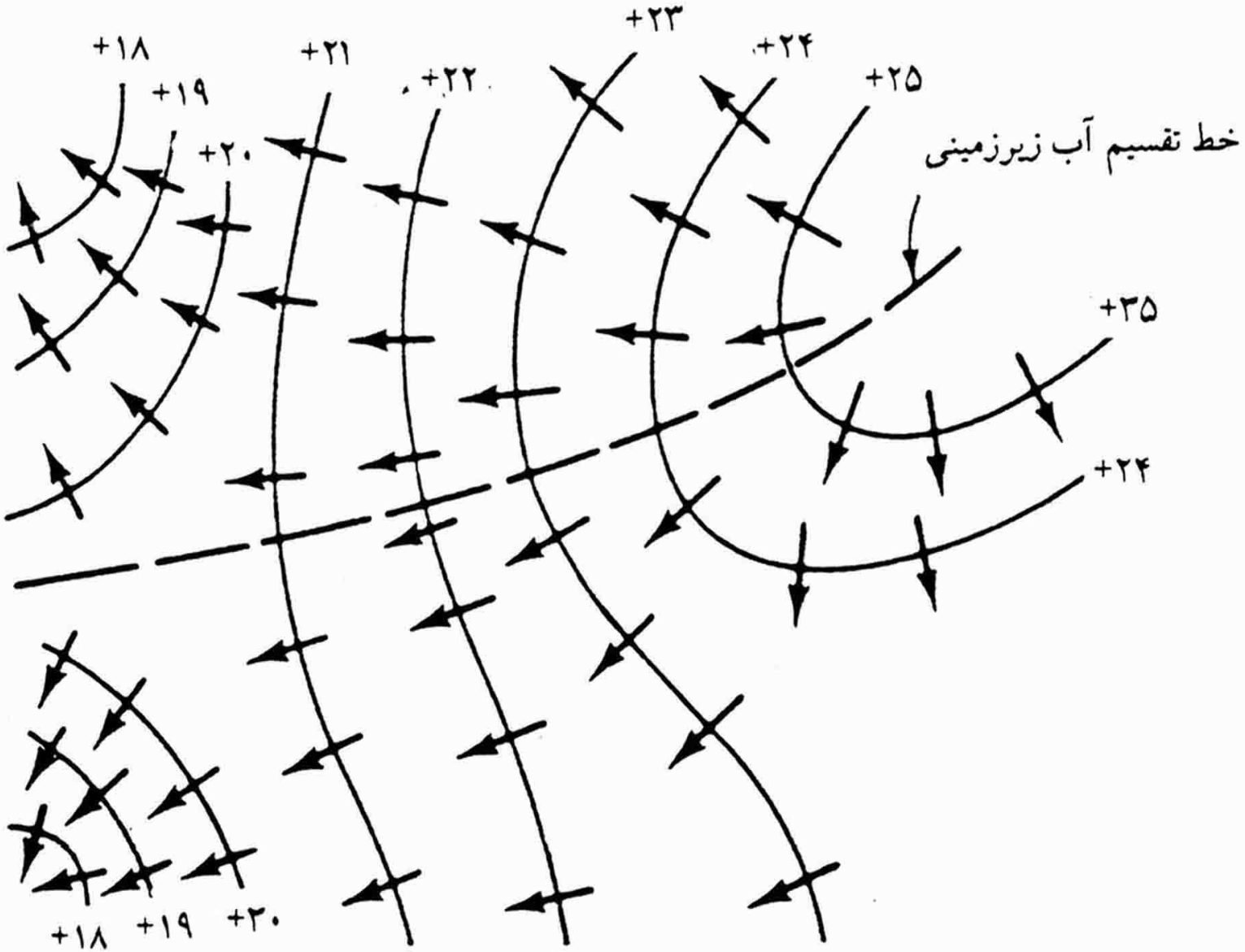
شکل ۳-۱۸ روابط ممکن بین آب زیرزمینی و آب سطحی: الف - رودخانه لایه آبدار را زهکشی می‌کند (رود زاینده)، ب - رودخانه لایه آبدار را تغذیه می‌کند (رود دهنده)، ج رودخانه و لایه آبدار ارتباط هیدرولیکی مستقیمی ندارند، د- رودخانه از یک طرف لایه آبدار را زهکشی و از طرف دیگر آن را تغذیه می‌کند. در هر مورد، در بالا نقشه تراز آب زیرزمینی و در زیر مقطعی از زمین نشان داده شده است.

- گرادیان هیدرولیکی ممکن است در جهت جریان آب زیرزمینی افزایش یا کاهش پیدا کند.در صورت نبودن منابع تغذیه یا تخلیه، این موضوع نتیجه تغییرات ضخامت لایه آبدار یا ضریب نفوذپذیر یا هر دو عامل است.

- سطوح و زون های نفوذناپذیر(مثل یک گسل یا یک زون رسی) سبب میشوند که خطوط جریان جهت خود را عوض کنند.
- خط تقسیم آب زیرزمینی،خطی است در سطح افق که حوضه آب زیرزمینی را به بخشهایی تقسیم می کند.



شکل ۳ -- ۲۰ -- تأثیر یک زون تغوذ ناپذیر بر روی الگوی خطوط تراز آب زیرزمینی



شکل ۳-۲۲ - خط تقسیم آب زیرزمینی که با توجه به خطوط جریان در روی نقشه تراز آب زیرزمینی رسم شده است.