

CURSO 4
FLUJO DE AGUA EN SUELOS
FUNDAMENTOS Y APLICACIONES

TEMA 3
PROPIEDADES FISICAS DEL
AGUA SUBTERRANEA Y ACUIFEROS

2011



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE INGENIERIA CIVIL



FORMACIONES GEOLOGICAS

TIPOS DE ACUIFEROS

EDAD DEL AGUA SUBTERRANEA

HOMOGENEIDAD E ISOTROPIA

FORMACIONES EQUIVALENTES

TRANSMISIBILIDAD O TRANSMISIVIDAD

COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO

DIRECCION DE ESCURRIMIENTO

NIVELES DE AGUA SUBTERRANEA



FORMACIONES GEOLOGICAS

Los sedimentos naturales tienen un rango muy amplio de conductividades hidráulicas. Asimismo es importante su capacidad de almacenar agua.

Un **acuífero** es una unidad geológica que puede almacenar y transmitir agua a tasas suficientes para satisfacer la extracción desde un pozo de bombeo.

La permeabilidad intrínseca de un acuífero es en general igual o superior a 10^{-2} darcy.

Arenas y gravas no consolidadas, arenillas, limos y dolomitas, basaltos, así como rocas metamórficas y plutónicas fracturadas son algunos ejemplos de unidades geológicas consideradas acuíferos.



FORMACIONES GEOLOGICAS

Un **estrato confinante** es una unidad geológica que tiene una muy baja permeabilidad intrínseca - menor a 10^{-2} darcy.

Esta es una definición bastante arbitraria y depende de las condiciones locales de flujo. En áreas de arcilla, con permeabilidades del orden de 10^{-4} darcy, un estrato de limo con una permeabilidad de 10^{-2} darcy puede ser considerado un excelente sistema acuífero.



FORMACIONES GEOLOGICAS

En relación a la capacidad para almacenar y transmitir aguas subterráneas, los terrenos pueden clasificarse en las siguientes categorías:

- Acuíferos**: formaciones de gran porosidad y gran permeabilidad, capaces de almacenar y transmitir agua en forma apreciable (ejemplo: arenas).
- Acuitardos**: formaciones de baja permeabilidad, que permiten el paso de agua de manera vertical.
- Acuífijos o acuicludos**: formaciones de alta porosidad y baja permeabilidad capaces de almacenar grandes cantidades de agua muy difíciles de extraer por los métodos corrientes de explotación.
- Acuífugos**: formaciones de muy baja porosidad y permeabilidad, incapaces de transmitir o almacenar agua (ejemplo: rocas graníticas).



FORMACIONES GEOLOGICAS

En relación a su potencial hidrogeológico se pueden identificar las siguientes categorías de formaciones geológicas:

	Capacidad de almacenar	Capacidad de drenar	Capacidad de transmitir	Formaciones características
ACUÍFEROS	ALTA	ALTA	ALTA	Gravas, arenas, calizas
ACUITARDOS	ALTA	MEDIA/BAJA	BAJA	Limos, arenas limosas y arcillosas
ACUICLUDOS	ALTA	MUY BAJA	NULA	Arcillas
ACUIFUGOS	NULA	NULA	NULA	Granitos, gneises, mármoles



FORMACIONES GEOLOGICAS

TIPOS DE ACUIFEROS

EDAD DEL AGUA SUBTERRANEA

HOMOGENEIDAD E ISOTROPIA

FORMACIONES EQUIVALENTES

TRANSMISIBILIDAD O TRANSMISIVIDAD

COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO

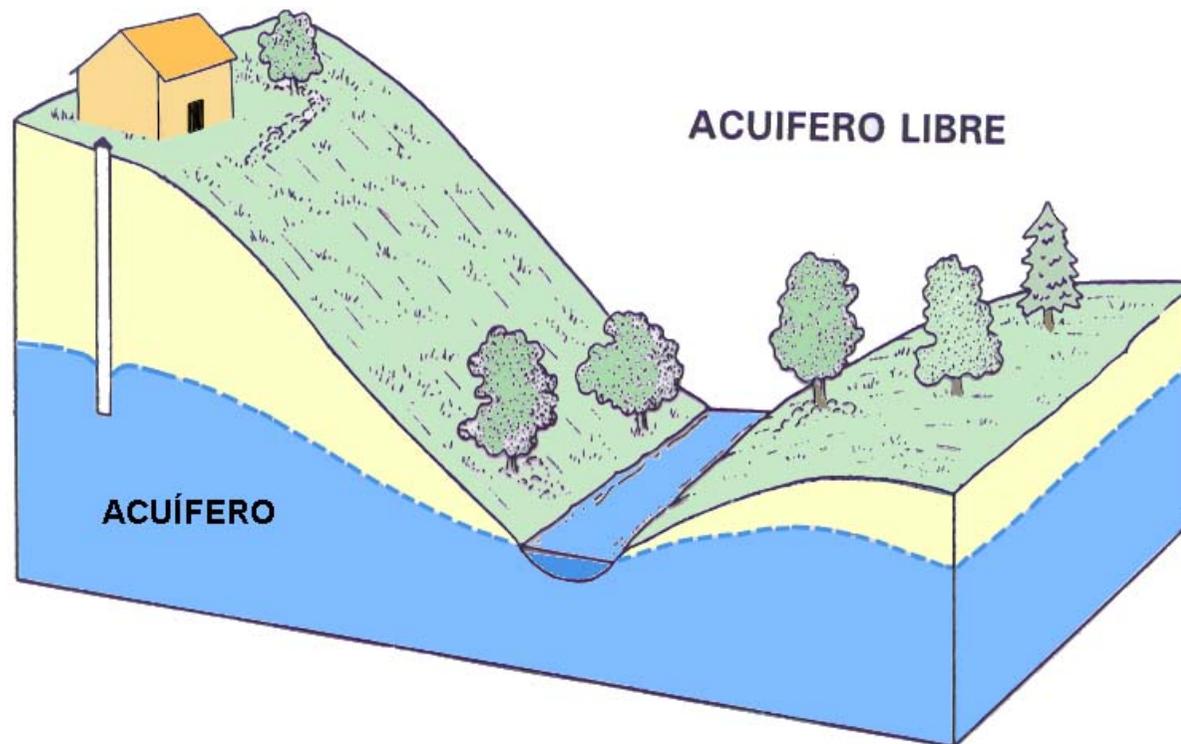
DIRECCION DE ESCURRIMIENTO

NIVELES DE AGUA SUBTERRANEA



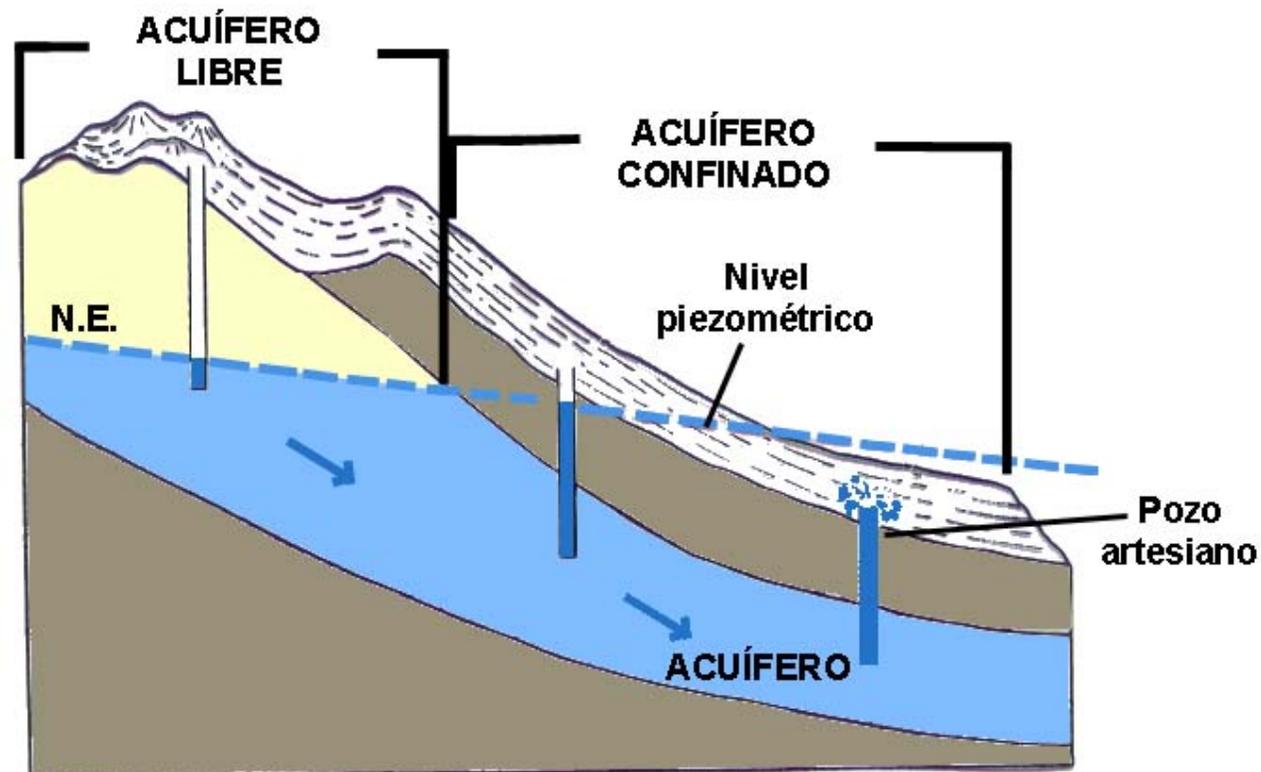
TIPOS DE ACUIFEROS

Los acuíferos pueden estar cerca de la superficie terrestre, con estratos continuos formados por materiales de alta permeabilidad intrínseca que se extienden desde la superficie del terreno hasta la base del acuífero. Este tipo de acuífero se conoce como un **acuífero no confinado o libre**.



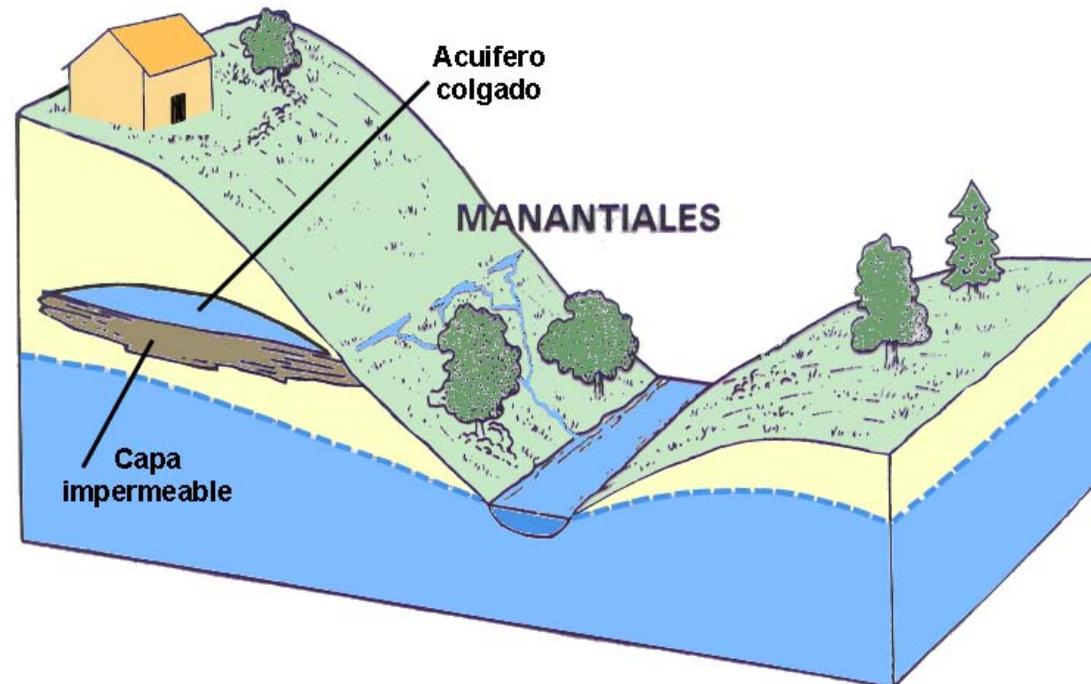
TIPOS DE ACUIFEROS

Algunos acuíferos, llamados **acuíferos confinados o artesianos**, están cubiertos por un estrato confinante superior. La recarga de estos acuíferos puede ocurrir a través de una zona de recarga superior en la cual los estratos afloran a la superficie de terreno, o a través de una infiltración vertical muy lenta.

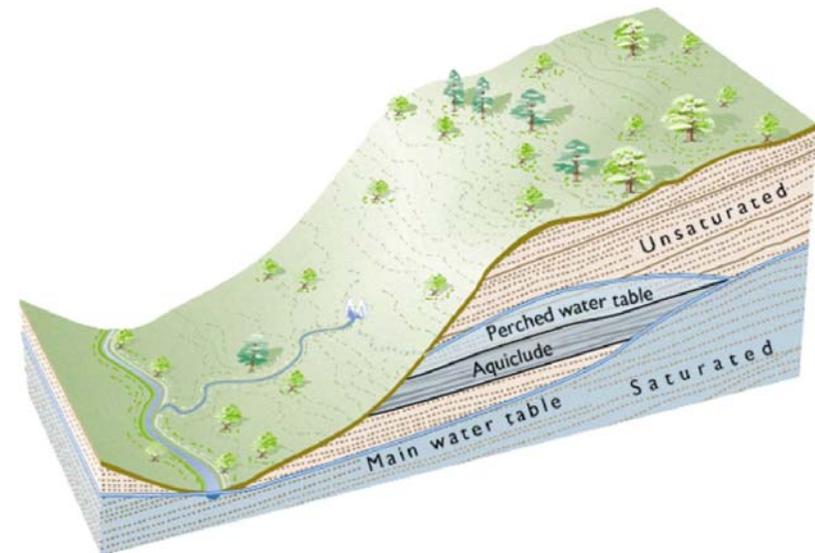


TIPOS DE ACUIFEROS

En algunos casos un estrato de material con baja permeabilidad se encuentra como un lente en una zona de mayor permeabilidad. El agua que se mueve a través de la zona no saturada puede ser interceptada por este estrato y se acumula sobre el lente. La acumulación de agua en ese sector produce una zona saturada aislada, la que se denomina comúnmente un **acuífero colgado**.



TIPOS DE ACUIFEROS

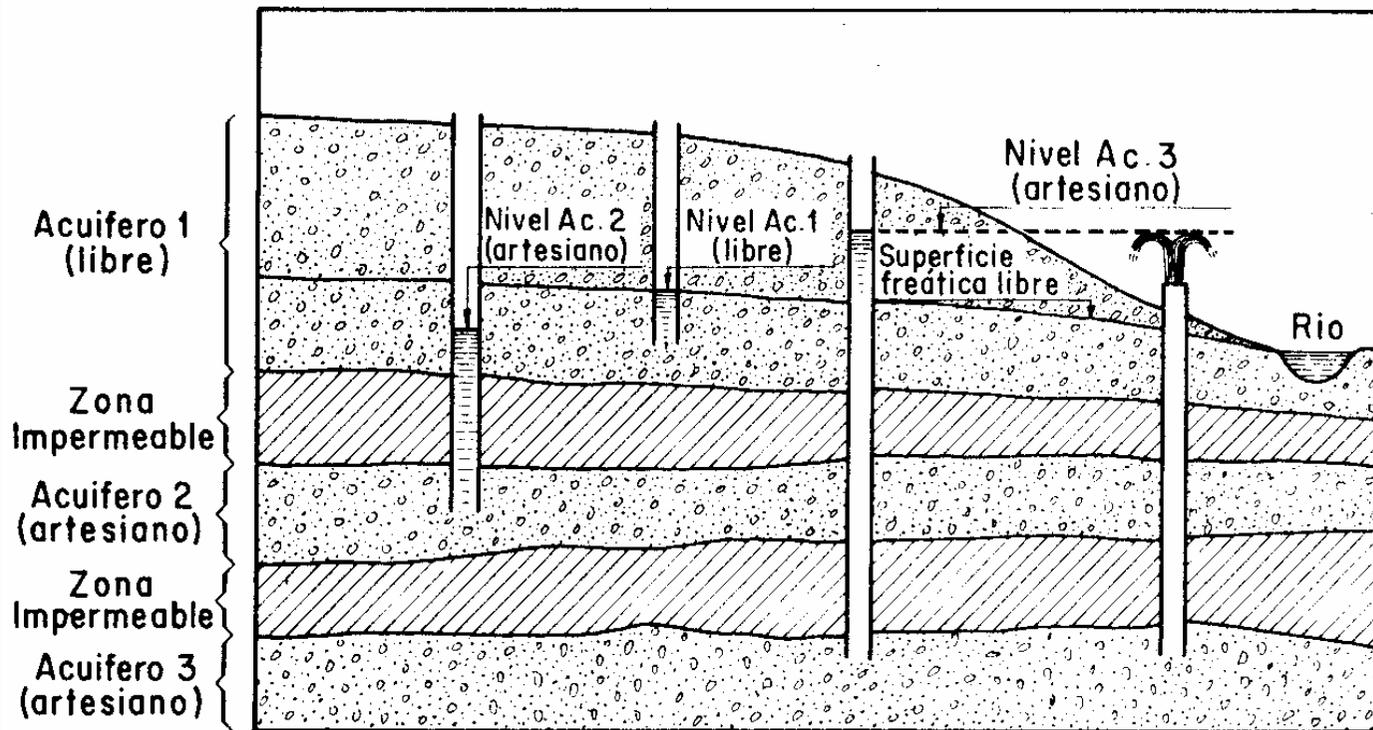


**ACUIFEROS
COLGADOS**

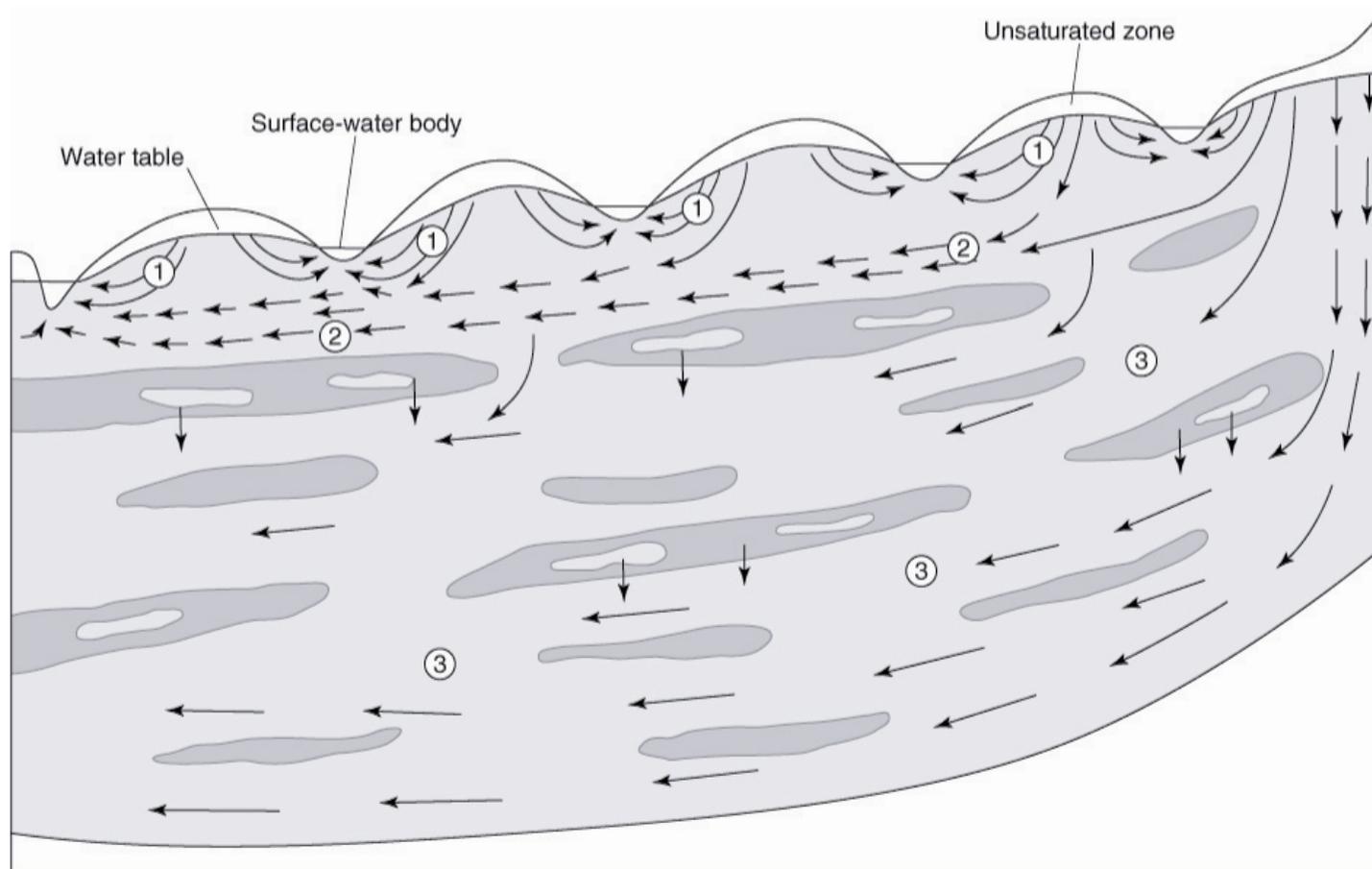


TIPOS DE ACUIFEROS

Caso más realista de un sistema acuífero corresponde a un sistema estratificado con una serie de unidades independientes.



TIPOS DE ACUIFEROS



- | | |
|---|--------------------------------------|
|  High hydraulic-conductivity aquifer | ① Local groundwater subsystem |
|  Low hydraulic-conductivity confining unit | ② Sub regional groundwater subsystem |
|  Very low hydraulic-conductivity bedrock | ③ Regional groundwater subsystem |
|  Direction of groundwater flow | |



FORMACIONES GEOLOGICAS

TIPOS DE ACUIFEROS

EDAD DEL AGUA SUBTERRANEA

HOMOGENEIDAD E ISOTROPIA

FORMACIONES EQUIVALENTES

TRANSMISIBILIDAD O TRANSMISIVIDAD

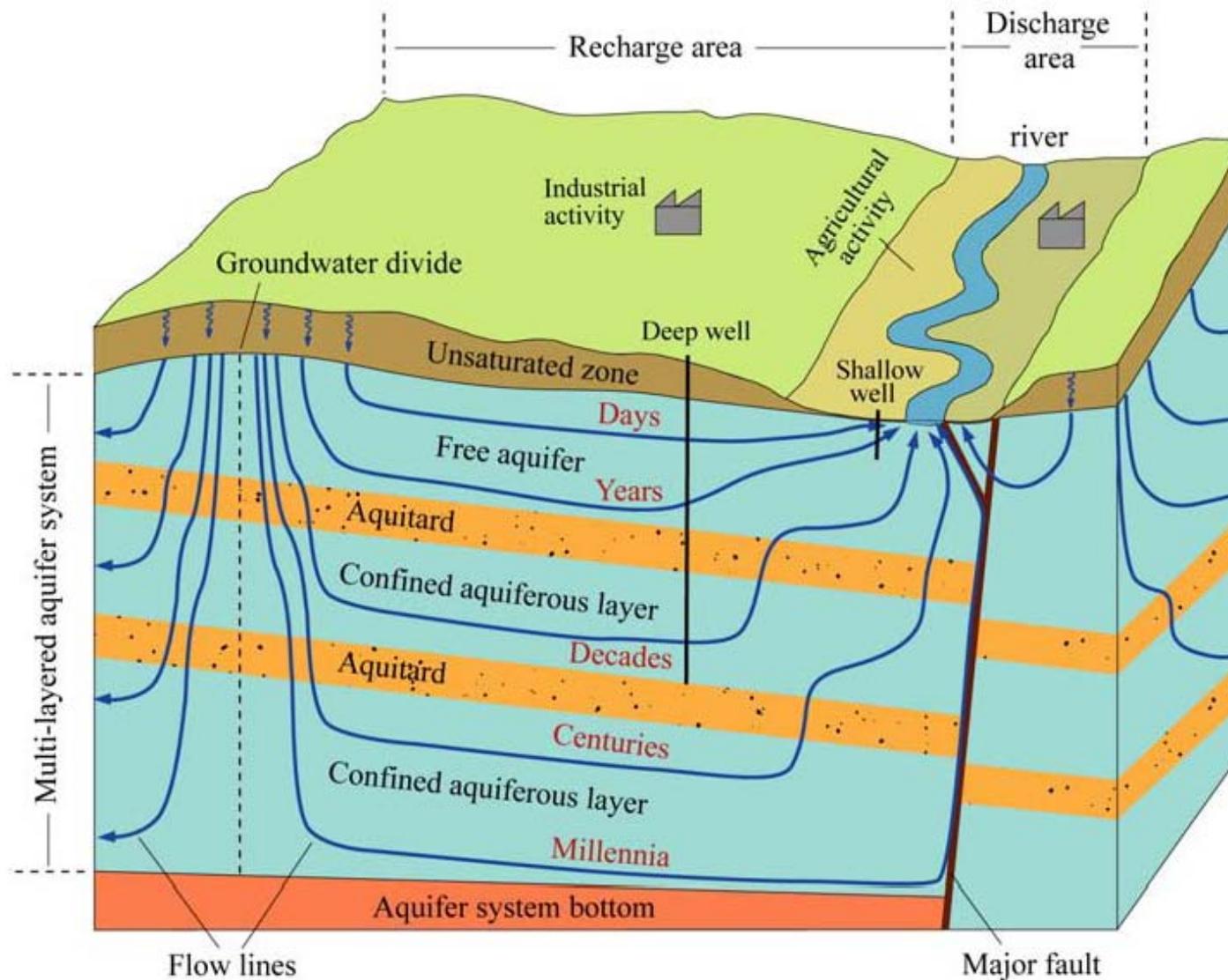
COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO

DIRECCION DE ESCURRIMIENTO

NIVELES DE AGUA SUBTERRANEA



EDAD DEL AGUA SUBTERRANEA



FORMACIONES GEOLOGICAS
TIPOS DE ACUIFEROS
EDAD DEL AGUA SUBTERRANEA
HOMOGENEIDAD E ISOTROPIA
FORMACIONES EQUIVALENTES
TRANSMISIBILIDAD O TRANSMISIVIDAD
COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO
DIRECCION DE ESCURRIMIENTO
NIVELES DE AGUA SUBTERRANEA



HOMOGENEIDAD E ISOTROPIA

Los hidrogeólogos están interesados en dos propiedades claves de las formaciones acuíferas: **conductividad hidráulica** y **almacenamiento específico o capacidad específica**.

Una unidad **homogénea** es aquella que tiene las mismas propiedades en todas las posiciones.

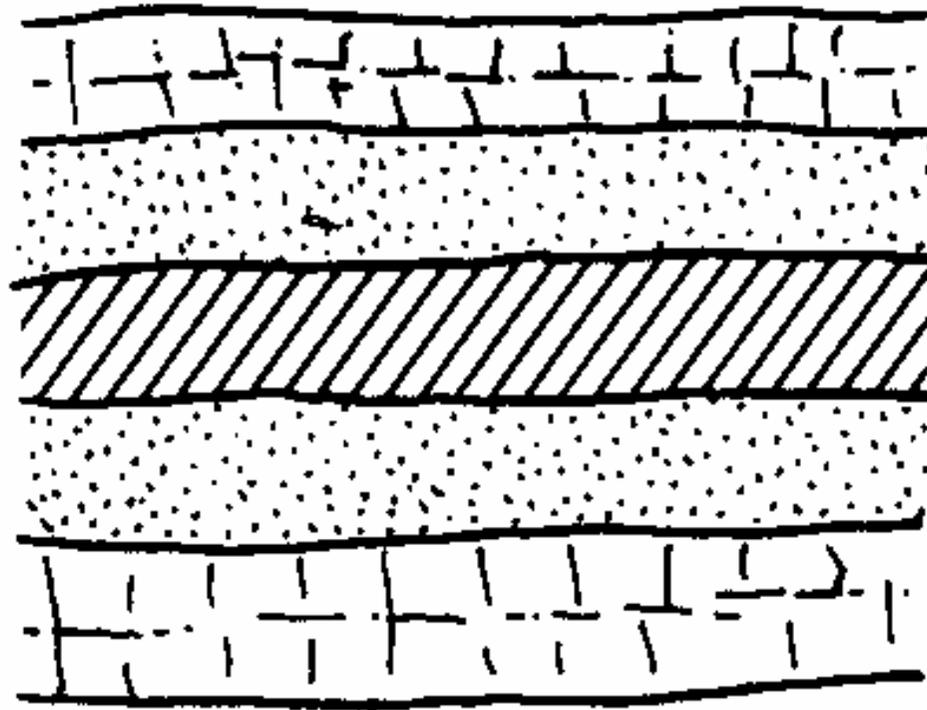
Esto significa que la porosidad, conductividad hidráulica y otros parámetros son similares en cualquier posición dentro de la unidad geológica.

En formaciones **heterogéneas** las propiedades hidráulicas cambian espacialmente.



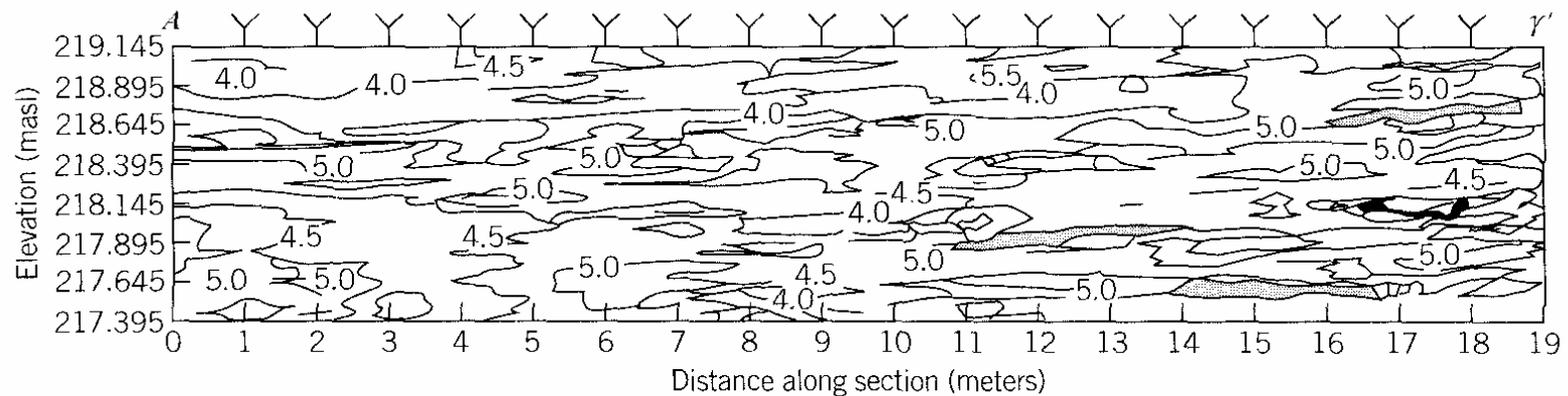
HOMOGENEIDAD E ISOTROPIA

En formaciones **heterogéneas** las propiedades hidráulicas cambian espacialmente. En la figura se muestra un ejemplo de estratificación vertical.

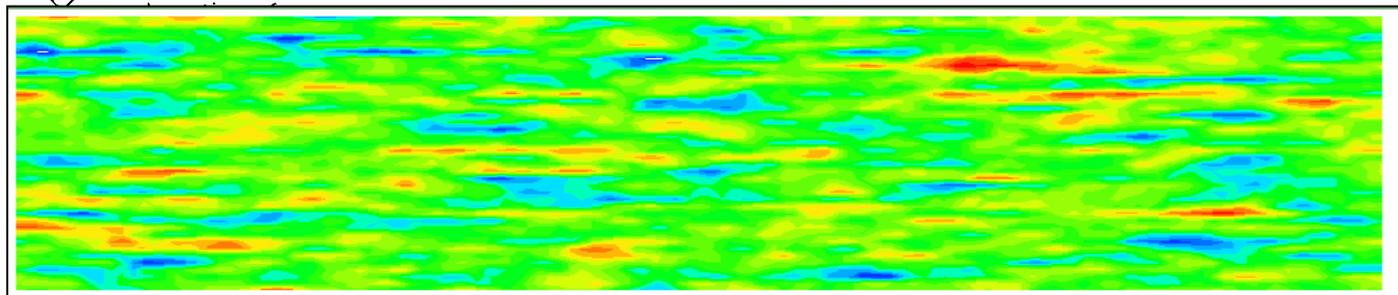


HOMOGENEIDAD E ISOTROPIA

En formaciones **heterogéneas** las propiedades hidráulicas cambian espacialmente. En la figura se muestra un ejemplo de heterogeneidad con respecto a la conductividad hidráulica de la formación acuífera.

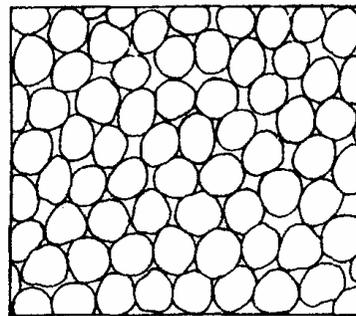


— 4.0 — $-\ln(K)$



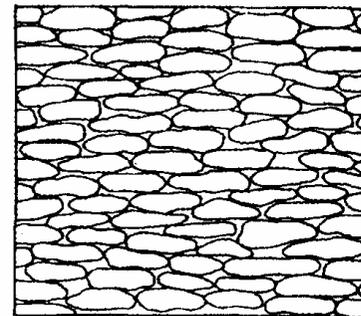
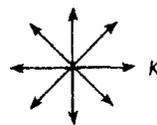
HOMOGENEIDAD E ISOTROPIA

En un medio poroso compuesto de esferas del mismo diámetro, agrupadas uniformemente, la geometría de los huecos vacíos es la misma en cualquier dirección. De esta manera, la permeabilidad intrínseca de la unidad es la misma en cualquier dirección, y la unidad se denomina **isotrópica**. Si la geometría de los huecos no es uniforme puede existir una dirección en la cual la permeabilidad intrínseca es mayor. Este medio se denomina **anisotrópico**.



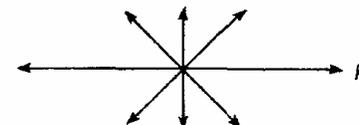
A

Isotropic



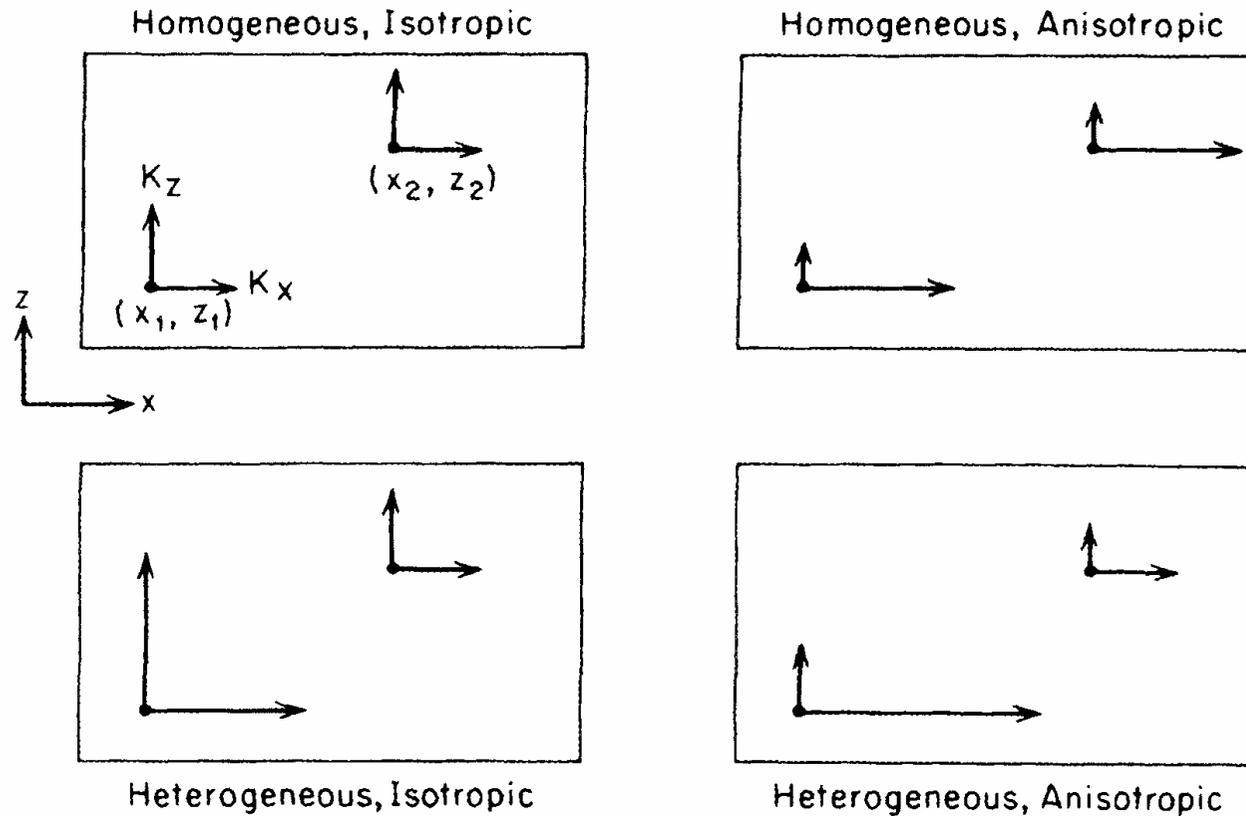
B

Anisotropic



HOMOGENEIDAD E ISOTROPIA

Ejemplos de formaciones acuíferas homogéneas e isotrópicas, homogéneas y anisotrópicas, heterogéneas e isotrópicas, y finalmente, heterogéneas y anisotrópicas se muestran en la figura siguiente.

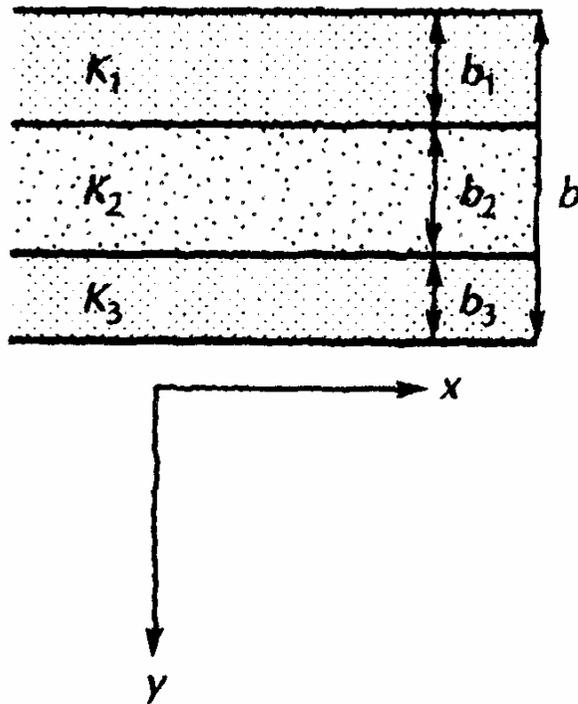


FORMACIONES GEOLOGICAS
TIPOS DE ACUIFEROS
EDAD DEL AGUA SUBTERRANEA
HOMOGENEIDAD E ISOTROPIA
FORMACIONES EQUIVALENTES
TRANSMISIBILIDAD O TRANSMISIVIDAD
COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO
DIRECCION DE ESCURRIMIENTO
NIVELES DE AGUA SUBTERRANEA



FORMACIONES EQUIVALENTES

En unidades sedimentarias existen varios estratos, cada uno de los cuales es homogéneo. La conductividad hidráulica equivalente del sistema acuífero, en las direcciones vertical y horizontal, puede ser fácilmente calculada a partir de condiciones de continuidad y energía.



$$K_x = K_h = \sum_{m=1}^n K_m \cdot \frac{b_m}{b}$$

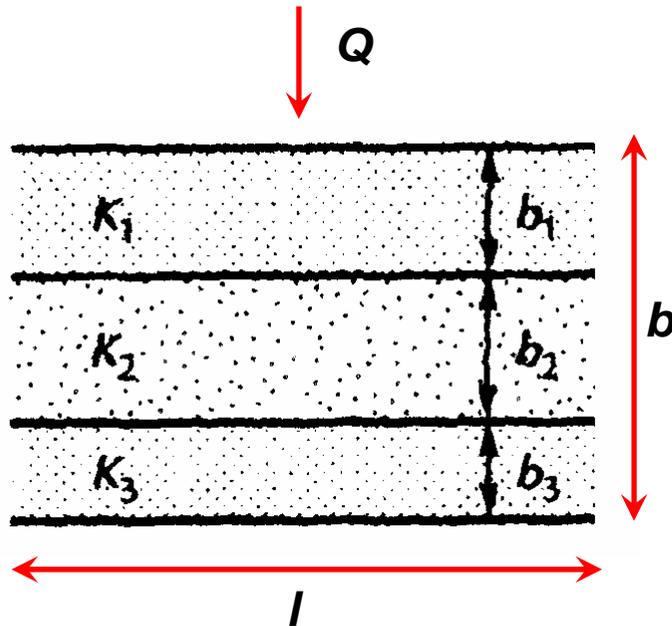
$$K_y = K_v = \frac{b}{\sum_{m=1}^n \frac{b_m}{K_m}}$$

$$b = \sum_{m=1}^n b_m$$



FORMACIONES EQUIVALENTES

La conductividad hidráulica equivalente del sistema acuífero, en la **dirección vertical** puede ser fácilmente calculada a partir de condiciones de continuidad y energía.



$$\Delta h_1 = \frac{Q}{l} \cdot \frac{b_1}{K_1} \quad \Delta h_2 = \frac{Q}{l} \cdot \frac{b_2}{K_2}$$

$$\Delta h = \Delta h_1 + \Delta h_2 = \frac{Q}{l} \cdot \left(\frac{b_1}{K_1} + \frac{b_2}{K_2} \right)$$

$$Q = K_y \cdot \frac{\Delta h}{b} \cdot l \quad \rightarrow \quad \Delta h = \frac{Q}{l} \cdot \frac{b}{K_y}$$

$$Q = K_1 \cdot \frac{\Delta h_1}{b_1} \cdot l = K_2 \cdot \frac{\Delta h_2}{b_2} \cdot l$$

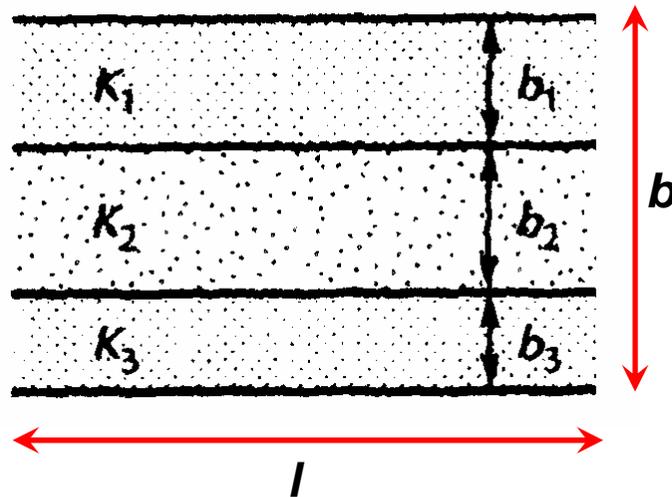
$$K_y = K_v = \frac{b}{\sum_{m=1}^n \frac{b_m}{K_{vm}}}$$

Media Armónica



FORMACIONES EQUIVALENTES

La conductividad hidráulica equivalente del sistema acuífero, en la **dirección horizontal** puede ser fácilmente calculada a partir de condiciones de continuidad y energía.



$$Q_1 = K_1 \cdot \frac{\Delta h}{l} \cdot b_1 \quad Q_2 = K_2 \cdot \frac{\Delta h}{l} \cdot b_2$$

$$Q = Q_1 + Q_2 = \frac{\Delta h}{l} \cdot (K_1 \cdot b_1 + K_2 \cdot b_2)$$

$$Q = K_x \cdot \frac{\Delta h}{l} \cdot b$$



$$Q = \frac{\Delta h}{l} \cdot K_x \cdot b$$

$$K_x \cdot b = K_1 \cdot b_1 + K_2 \cdot b_2$$

$$K_x = K_h = \sum_{m=1}^n \frac{K_{hm} \cdot b_m}{b}$$

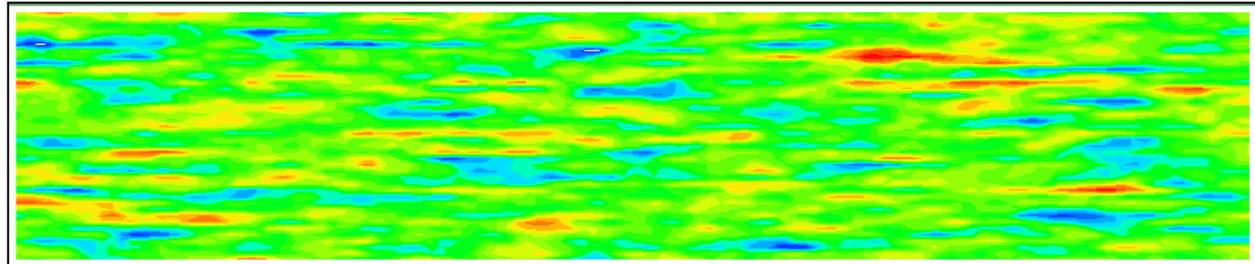
Media Aritmética



FORMACIONES EQUIVALENTES

En unidades sedimentarias heterogéneas y sin estratificación se puede demostrar que la conductividad hidráulica equivalente está dada por la media geométrica de las conductividades hidráulicas individuales.

En este enfoque la conductividad hidráulica se representa como una variable estadística con una distribución de tipo LogNormal cuya media característica es la Media Geométrica y la varianza es una medida de heterogeneidad.



$$\ln(K_{GEOM}) = \sum_{m=1}^n \ln(K_m)$$

$$Y = \ln(K)$$

$$K_{ARITMETICA} > K_{GEOMETRICA} > K_{ARMONICA}$$



FORMACIONES GEOLOGICAS
TIPOS DE ACUIFEROS
EDAD DEL AGUA SUBTERRANEA
HOMOGENEIDAD E ISOTROPIA
FORMACIONES EQUIVALENTES
TRANSMISIBILIDAD O TRANSMISIVIDAD
COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO
DIRECCION DE ESCURRIMIENTO
NIVELES DE AGUA SUBTERRANEA



TRANSMISIBILIDAD O TRANSMISIVIDAD

Un concepto muy útil en la práctica habitual es la **transmisividad o transmisibilidad** de un sistema acuífero, la que mide la cantidad de agua, por unidad de ancho, que puede ser transmitida horizontalmente a través del espesor saturado de un acuífero con un gradiente hidráulico igual a 1 (unitario).

La transmisividad es el producto de la conductividad hidráulica (K) y el espesor saturado del acuífero (b):

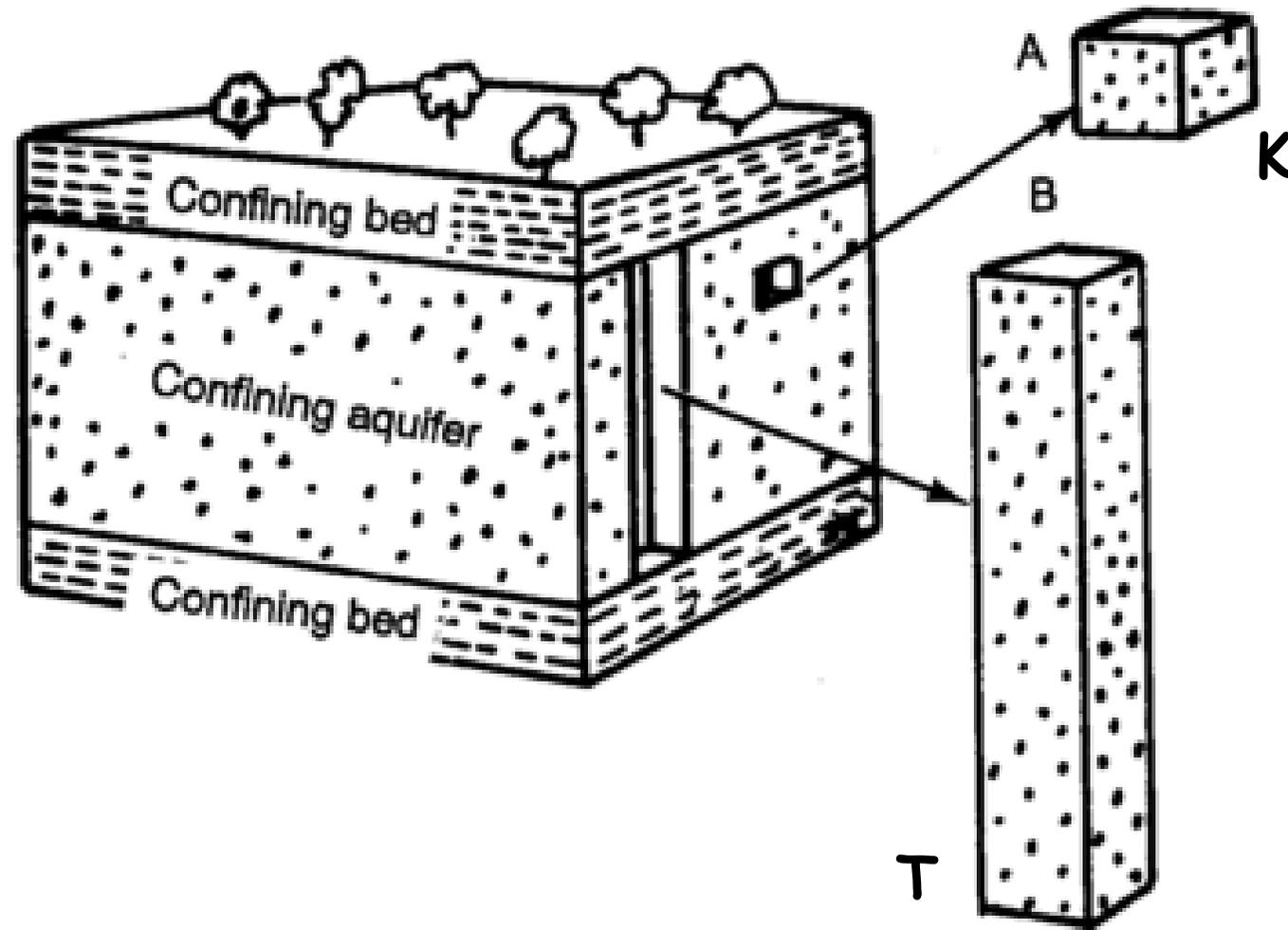
$$T = b \cdot K$$

Para un acuífero compuesto de muchos estratos la transmisividad total es la suma de las transmisividades de cada estrato:

$$T = \sum_{i=1}^n T_i$$



TRANSMISIBILIDAD O TRANSMISIVIDAD



FORMACIONES GEOLOGICAS
TIPOS DE ACUIFEROS
EDAD DEL AGUA SUBTERRANEA
HOMOGENEIDAD E ISOTROPIA
FORMACIONES EQUIVALENTES
TRANSMISIBILIDAD O TRANSMISIVIDAD
COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO
DIRECCION DE ESCURRIMIENTO
NIVELES DE AGUA SUBTERRANEA



COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO

Si se produce un cambio en el nivel de agua en un acuífero saturado, o una unidad confinada, una cantidad de agua puede ser almacenada o liberada.

El **coeficiente de almacenamiento**, S , es el volumen de agua, por unidad de área y cambio en altura de agua, que una unidad permeable absorberá o liberará desde almacenamiento. De acuerdo a esta definición esta cantidad es adimensional.

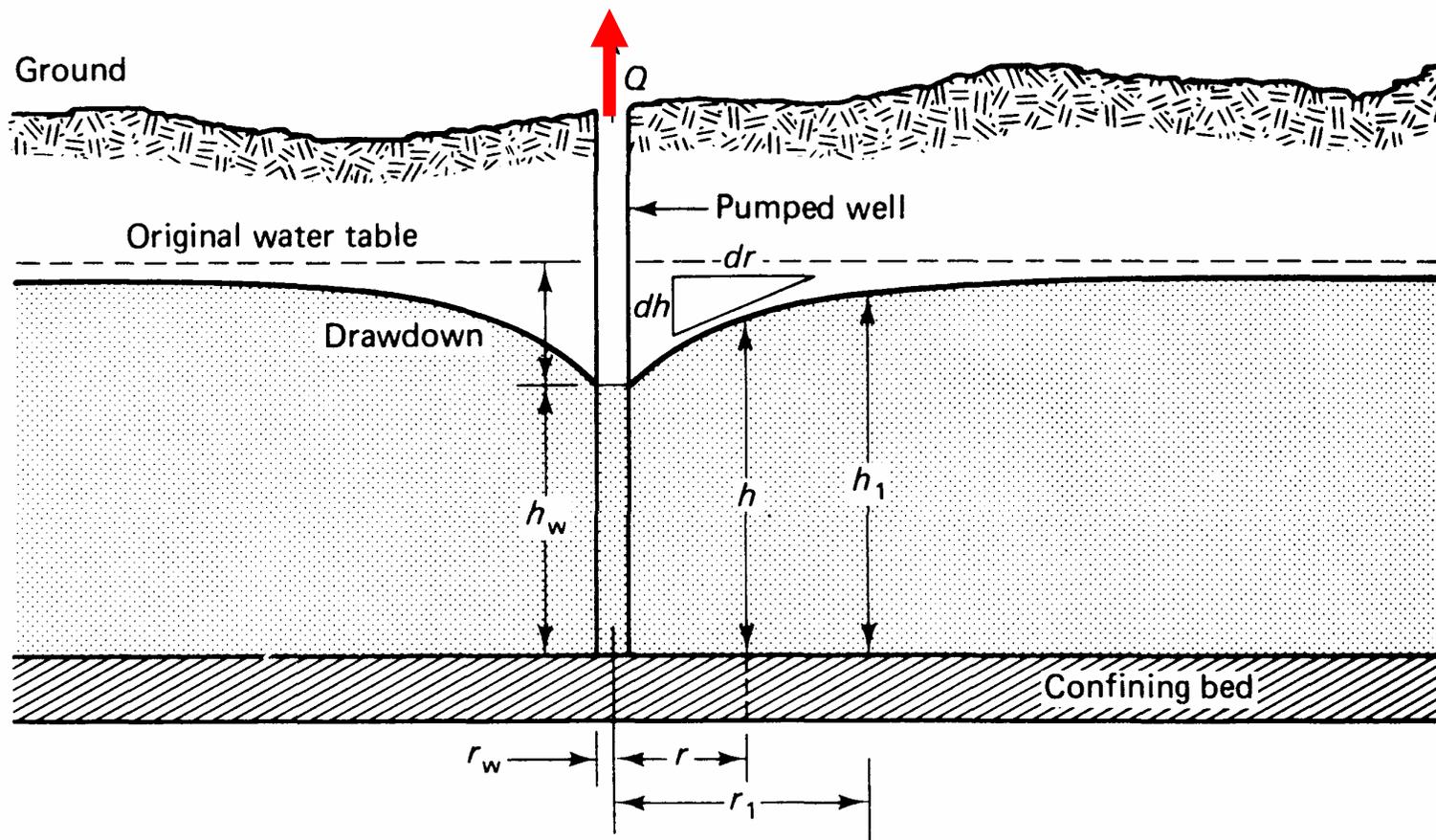
$$S = \frac{V_{DRENADO}}{A \cdot \Delta h}$$

El volumen de agua drenado desde un acuífero, debido a una reducción en su carga hidráulica puede ser calculado como:

$$V_{DRENADO} = S \cdot A \cdot \Delta h$$

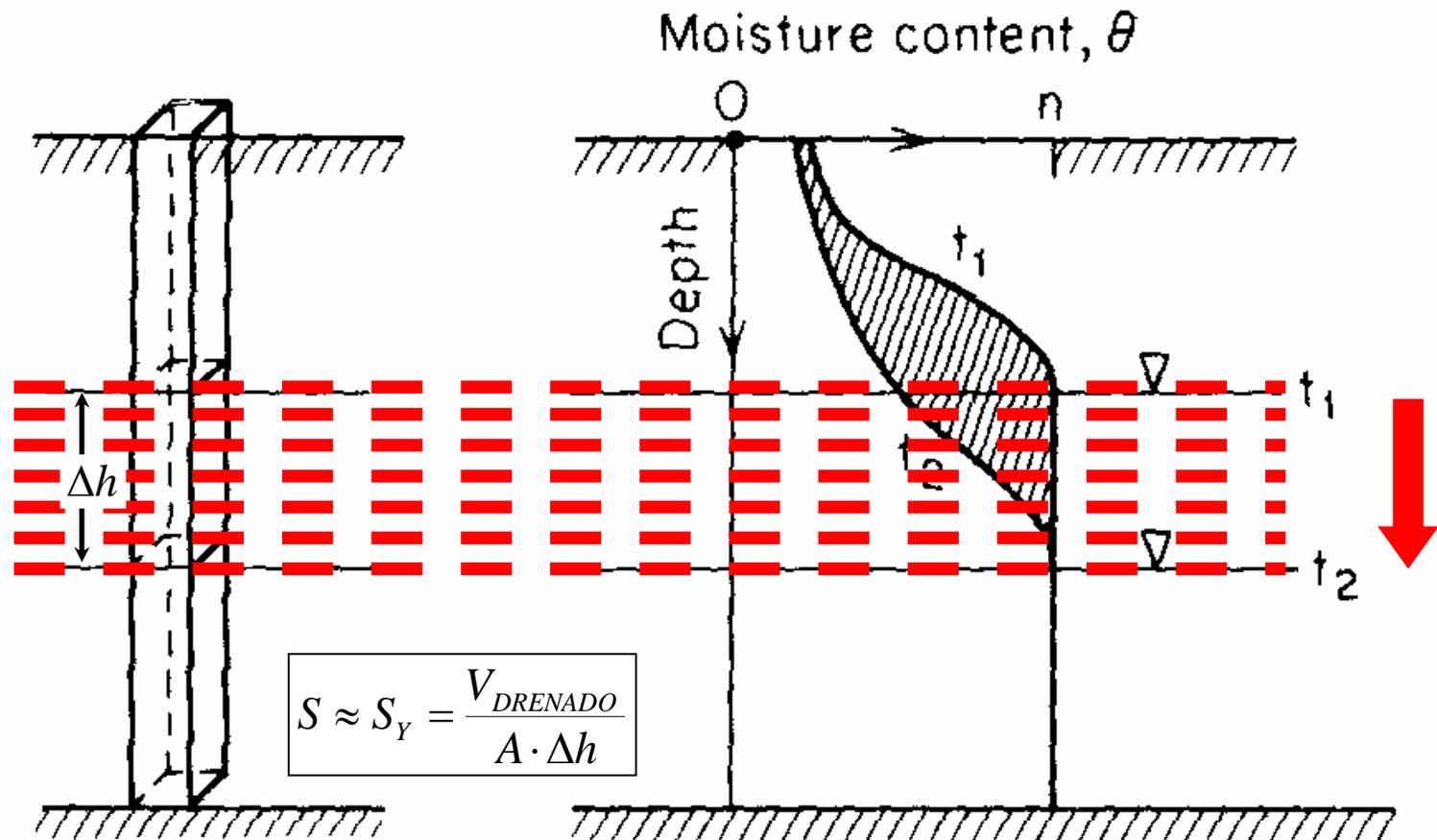


COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO



COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO

En un acuífero libre o no confinado gran parte del agua proviene de vaciamiento o drenaje de los poros del suelo, i.e. gran parte del coeficiente de almacenamiento está explicado por la capacidad específica del suelo, S_y .



COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO

Ranges of Values of Specific Yield (S_y)

Material	No. of analyses	Range	Arithmetic mean
Sedimentary materials			
Sandstone (fine)	47	0.02–0.40	0.21
Sandstone (medium)	10	0.12–0.41	0.27
Siltstone	13	0.01–0.33	0.12
Sand (fine)	287	0.01–0.46	0.33
Sand (medium)	297	0.16–0.46	0.32
Sand (coarse)	143	0.18–0.43	0.30
Gravel (fine)	33	0.13–0.40	0.28
Gravel (medium)	13	0.17–0.44	0.24
Gravel (coarse)	9	0.13–0.25	0.21
Silt	299	0.01–0.39	0.20
Clay	27	0.01–0.18	0.06
Limestone	32	0–0.36	0.14
Wind-laid materials			
Loess	5	0.14–0.22	0.18
Eolian sand	14	0.32–0.47	0.38
Rock			
Schist	11	0.22–0.33	0.26
Tuff	90	0.02–0.47	0.21

From Morris and Johnson, 1967.

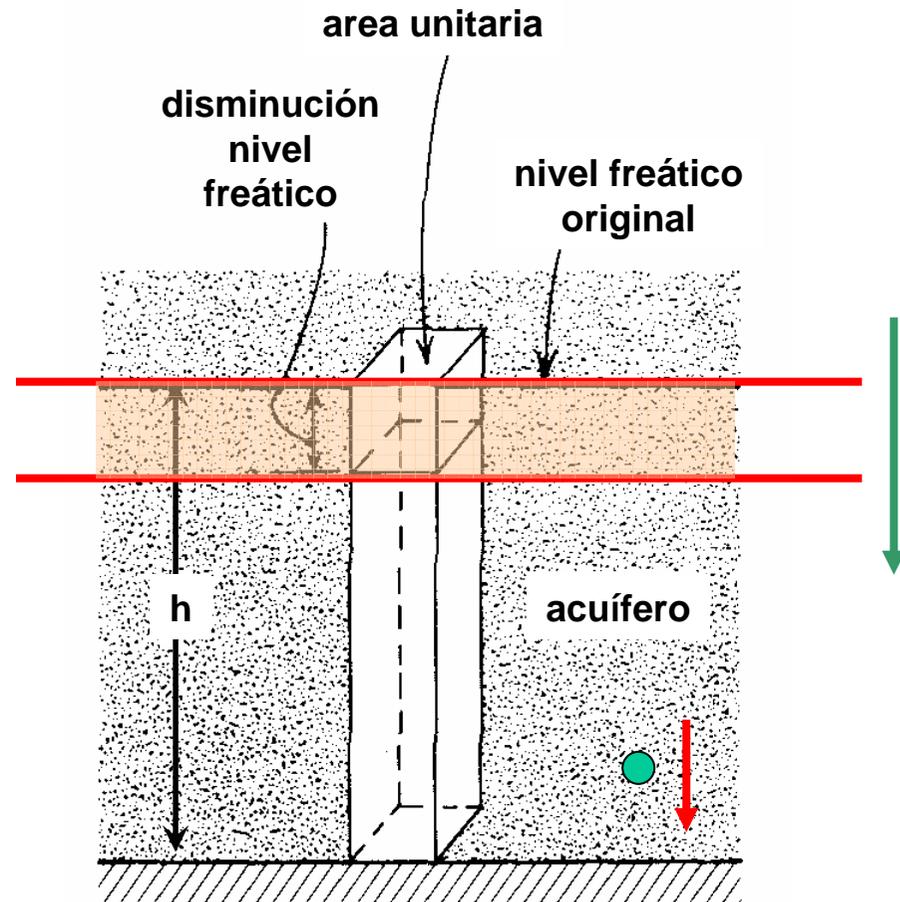


COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO

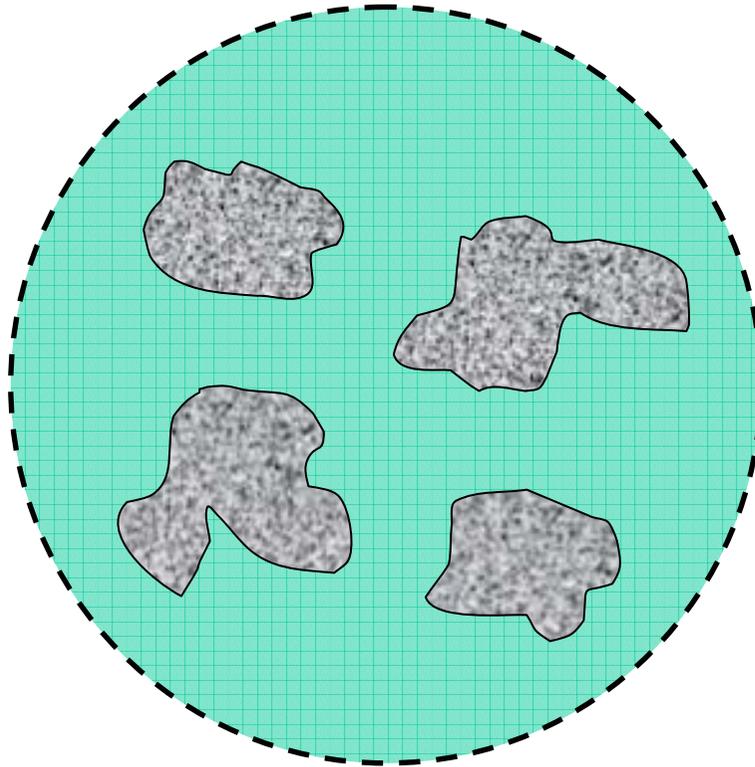
Aparte de liberar agua debido a un drenaje de los poros del suelo se produce una liberación adicional de agua debido a cambios en la presión de poros.

Si la presión interna aumenta, el esqueleto mineral se expande, mientras que si la presión disminuye el esqueleto se contrae. Este concepto se conoce como *elasticidad*.

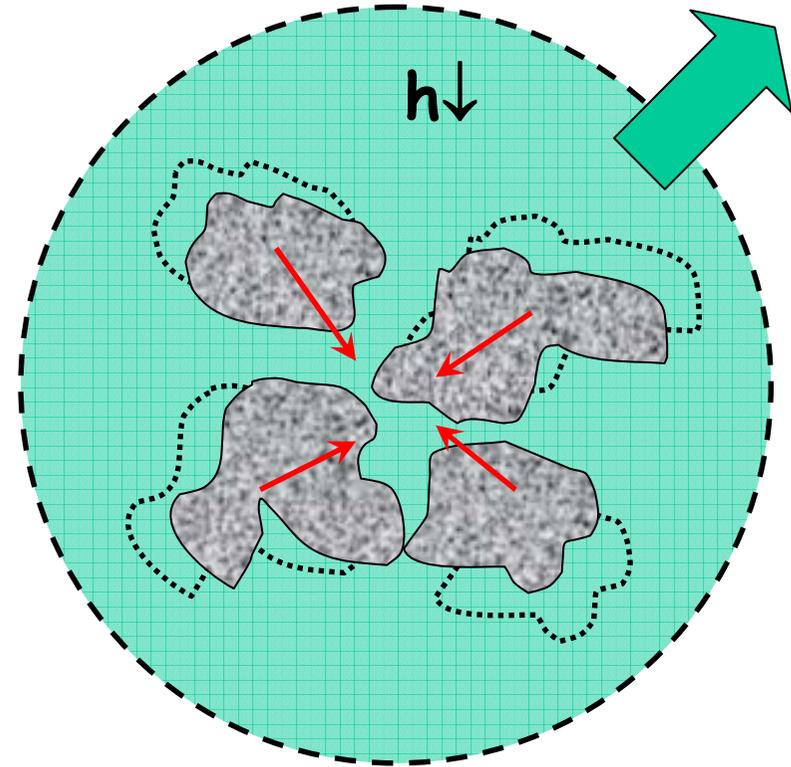
Asimismo, el agua se contrae debido a un aumento en la presión y se expande frente a una disminución en la presión.



COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO



En la situación original del nivel freático existe una cantidad de agua almacenada en el entorno a los granos. Al bajar el nivel freático se produce una reducción en la presión del agua.



El **movimiento de los granos** produce una liberación de agua, la que abandona el volumen de control. Asimismo, las **moléculas de agua aumentan de tamaño**.



COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO

El **almacenamiento específico** (S_s) es la cantidad de agua, por unidad de volumen, que es almacenada o liberada debido a la compresibilidad del esqueleto mineral y del agua en los poros debido a un cambio unitario en el nivel de agua en el acuífero.

El almacenamiento específico está dado por la siguiente expresión:

$$S_s = \rho_w \cdot g \cdot (\alpha + n \cdot \beta)$$

donde:

n: porosidad

α : compresibilidad del medio poroso ($1/(M/LT^2)$)

β : compresibilidad del agua ($1/(M/LT^2)$)



COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO

Ranges of Values of Specific Storage (S_s)

Material	Specific storage (S_s) (m^{-1})
Plastic clay	$2.0 \times 10^{-2} - 2.6 \times 10^{-3}$
Stiff clay	$2.6 \times 10^{-3} - 1.3 \times 10^{-3}$
Medium-hard clay	$1.3 \times 10^{-3} - 9.2 \times 10^{-4}$
Loose sand	$1.0 \times 10^{-3} - 4.9 \times 10^{-4}$
Dense sand	$2.0 \times 10^{-4} - 1.3 \times 10^{-4}$
Dense sandy gravel	$1.0 \times 10^{-4} - 4.9 \times 10^{-5}$
Rock, fissured, jointed	$6.9 \times 10^{-5} - 3.3 \times 10^{-6}$
Rock, sound	Less than 3.3×10^{-6}

Adapted from Domenico, 1972.



COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO

En el caso de un **sistema no confinado o libre** el nivel de saturación (nivel freático) aumenta o disminuye debido a cambios en la cantidad de agua almacenada.

A medida que el nivel de agua disminuye, parte del agua drena desde los poros del sistema acuífero. Este almacenamiento o liberación de agua se debe a la capacidad específica de la unidad (S_y), así como al almacenamiento específico de ella.

Para un acuífero no confinado, o libre, el coeficiente de almacenamiento, S , se calcula como:

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

$$S \approx S_y$$

Porosidad Drenable!!

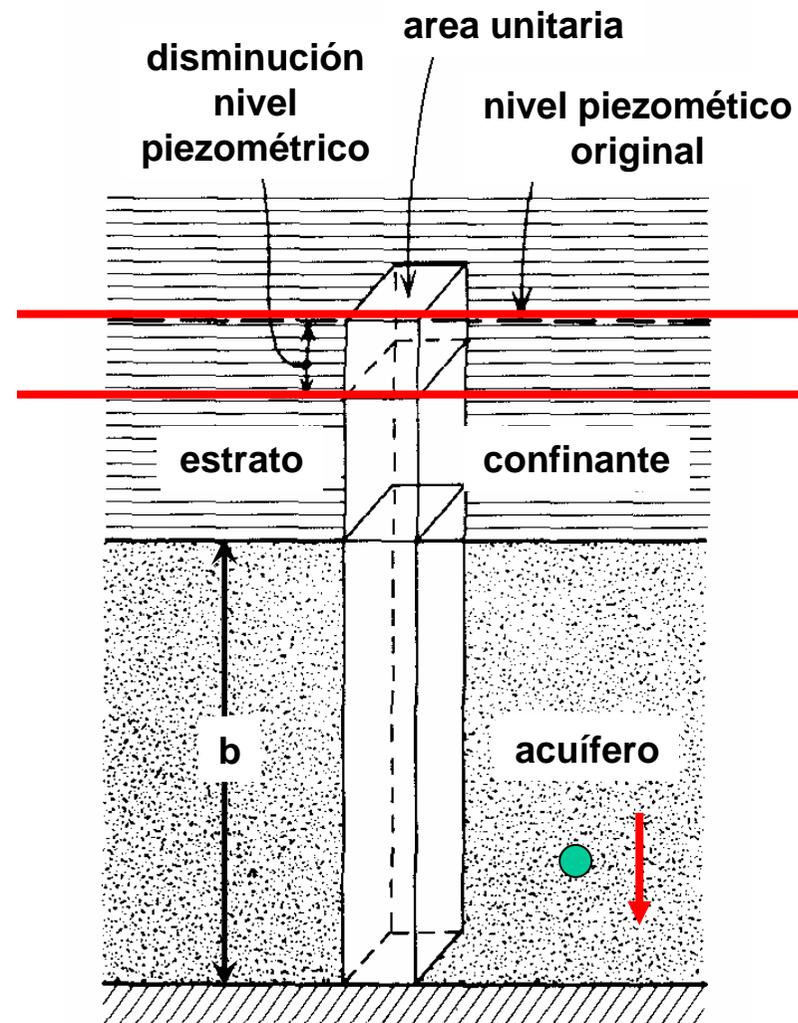


COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO

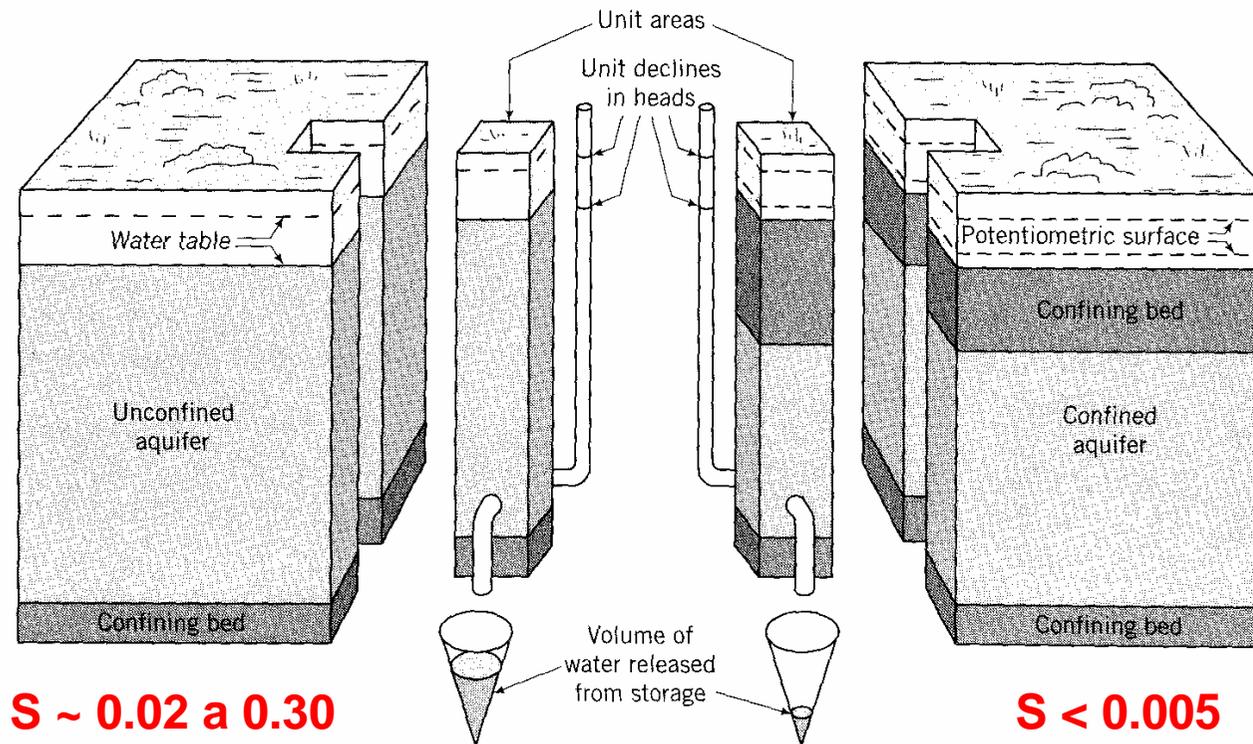
En un acuífero **confinado** la carga hidráulica puede disminuir pero el nivel piezométrico puede permanecer sobre la unidad confinante. En este caso una cantidad de agua es liberada desde almacenamiento y el acuífero permanece saturado.

El coeficiente de almacenamiento (S) de un acuífero confinado es el producto del almacenamiento específico (S_s) y del espesor del acuífero:

$$S = b \cdot S_s$$



COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO



El volumen de agua drenado desde un acuífero, debido a una reducción en su carga hidráulica puede ser calculado como:

$$V_{DRENADO} = S \cdot A \cdot \Delta h$$



FORMACIONES GEOLOGICAS
TIPOS DE ACUIFEROS
EDAD DEL AGUA SUBTERRANEA
HOMOGENEIDAD E ISOTROPIA
FORMACIONES EQUIVALENTES
TRANSMISIBILIDAD O TRANSMISIVIDAD
COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO
DIRECCION DE ESCURRIMIENTO
NIVELES DE AGUA SUBTERRANEA



DIRECCION DE ESCURRIMIENTO

Mapas del nivel freático, para un acuífero no confinado, y de la **superficie piezométrica**, para un acuífero confinado, son herramientas básicas de la interpretación hidrogeológica.

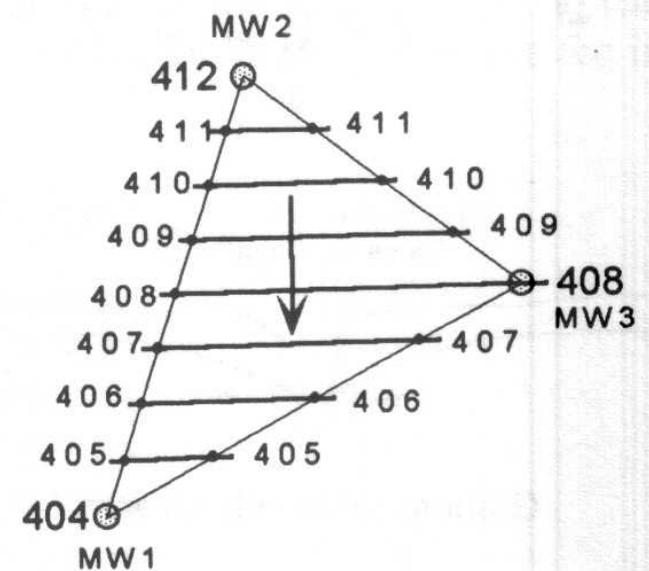
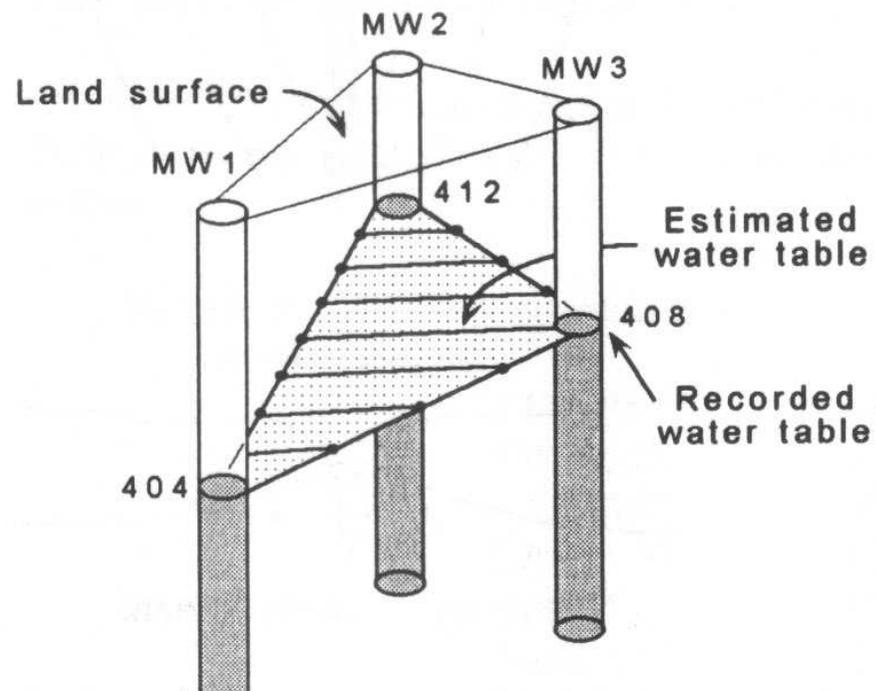
Estos mapas son representaciones bidimensionales de superficies tridimensionales. Estos mapas se pueden mostrar como curvas de nivel o contornos, así como en perspectiva representando un mapa de tres dimensiones.

Los datos usados para construir mapas de nivel freático o piezométrico son elevaciones del nivel de agua medidas en algunos pozos habilitados en la zona de estudio.

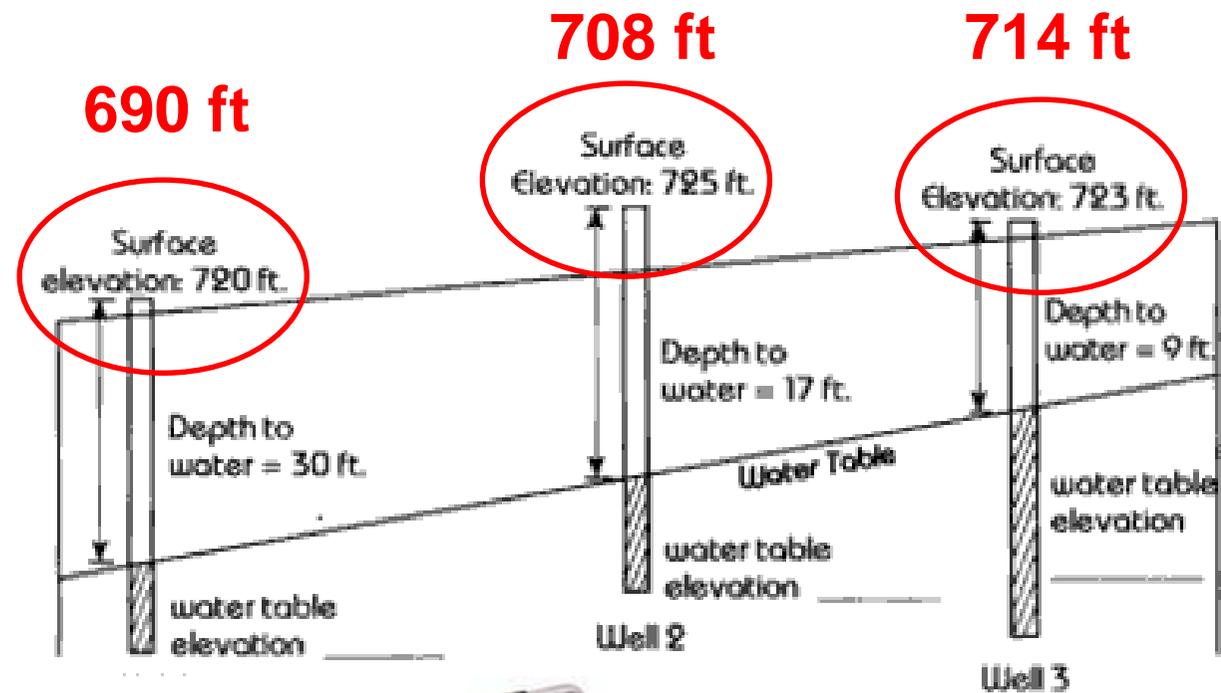
No todos los pozos son útiles para este efecto. Por ejemplo, si un pozo perfora más de un acuífero el nivel del agua dentro de él corresponderá a un promedio del nivel de energía en cada acuífero atravesado.



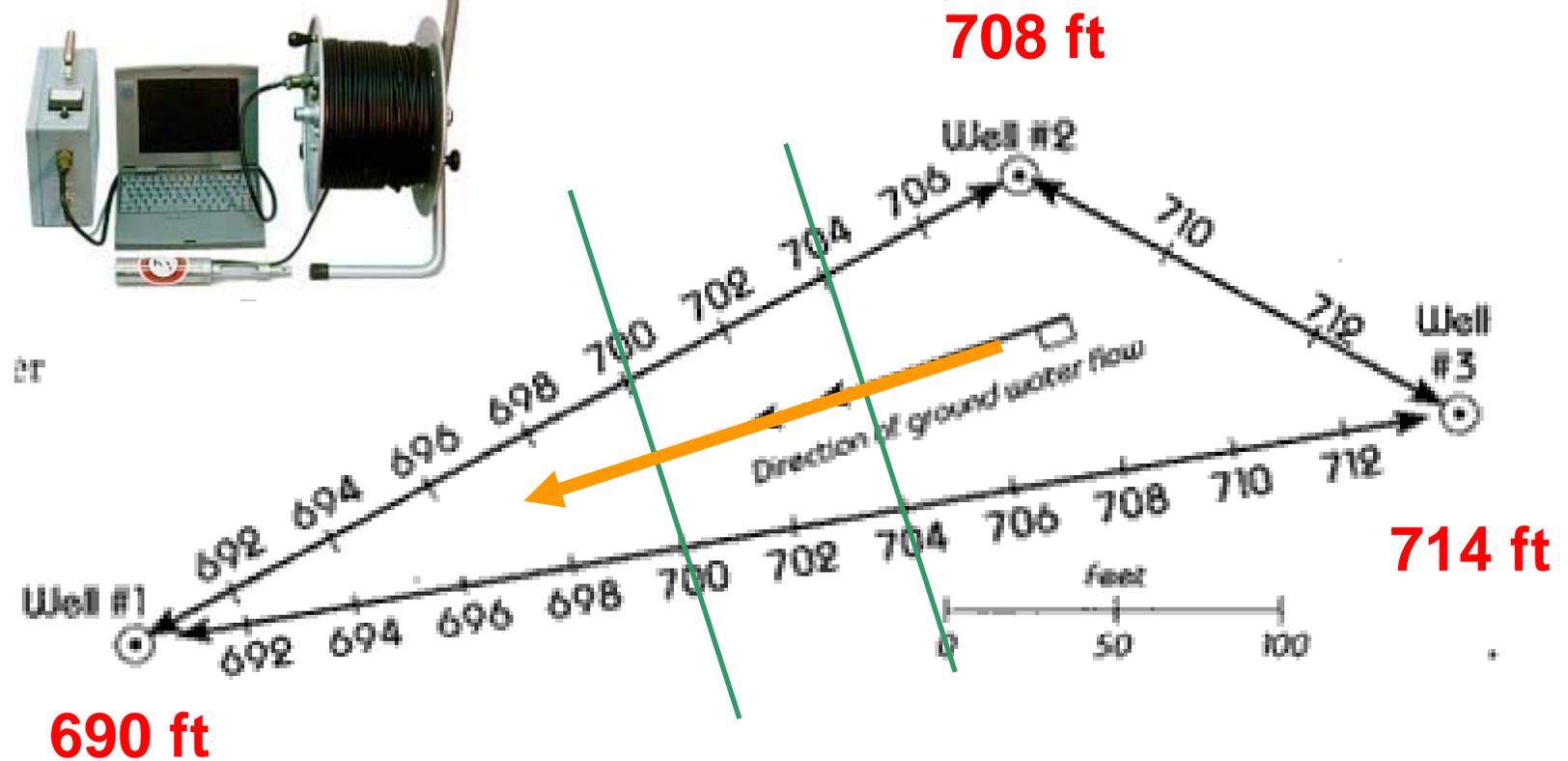
DIRECCION DE ESCURRIMIENTO



DIRECCION DE ESCURRIMIENTO



DIRECCION DE ESCURRIMIENTO



EJEMPLO DIRECCION DE ESCURRIMIENTO

La figura muestra un clásico ejemplo de una red de flujo estudiada por Bennet y Meyer (1952).

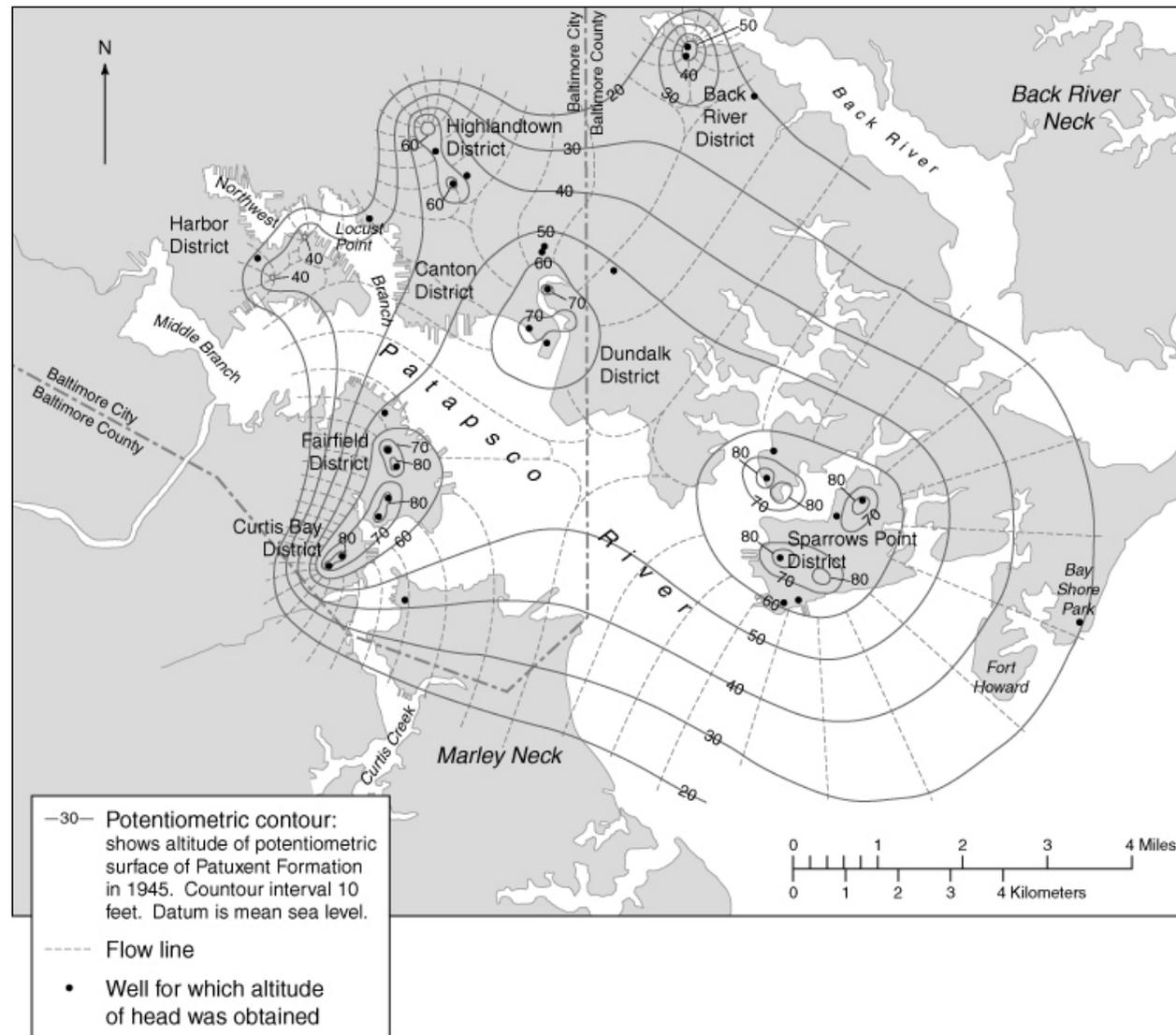
Esta Red de Flujo es para la formación Patuxent, donde la carga hidráulica indica un escurrimiento que ocurre bajo el nivel del mar.

El gran número de zonas de bajo nivel piezométrico es causado por un excesivo bombeo.

Las líneas continuas describen curvas de igual potencial piezométrico (en este caso profundidad bajo el nivel del mar), mientras que las líneas segmentadas corresponden a líneas de flujo.

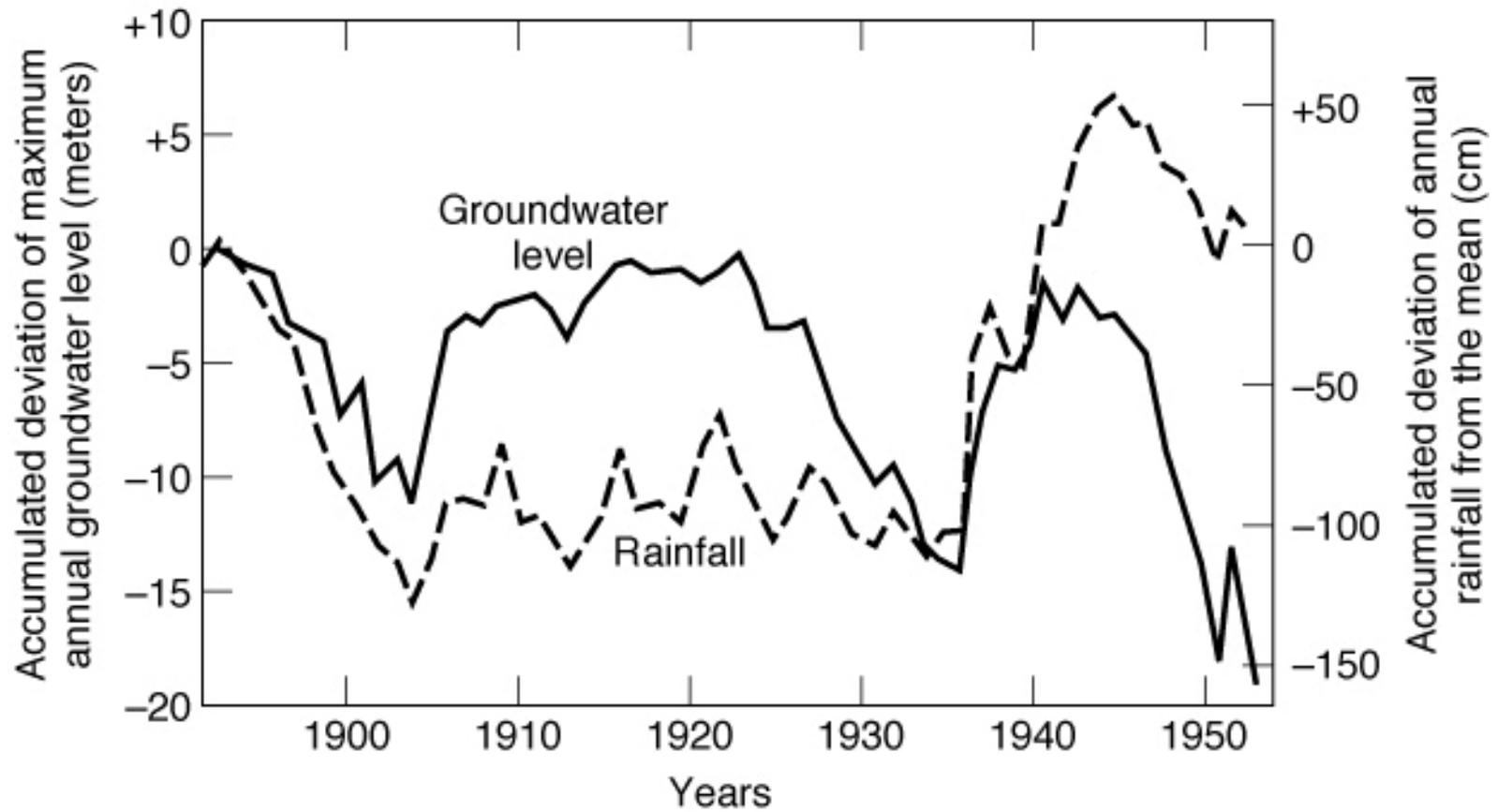


EJEMPLO DIRECCION DE ESCURRIMIENTO

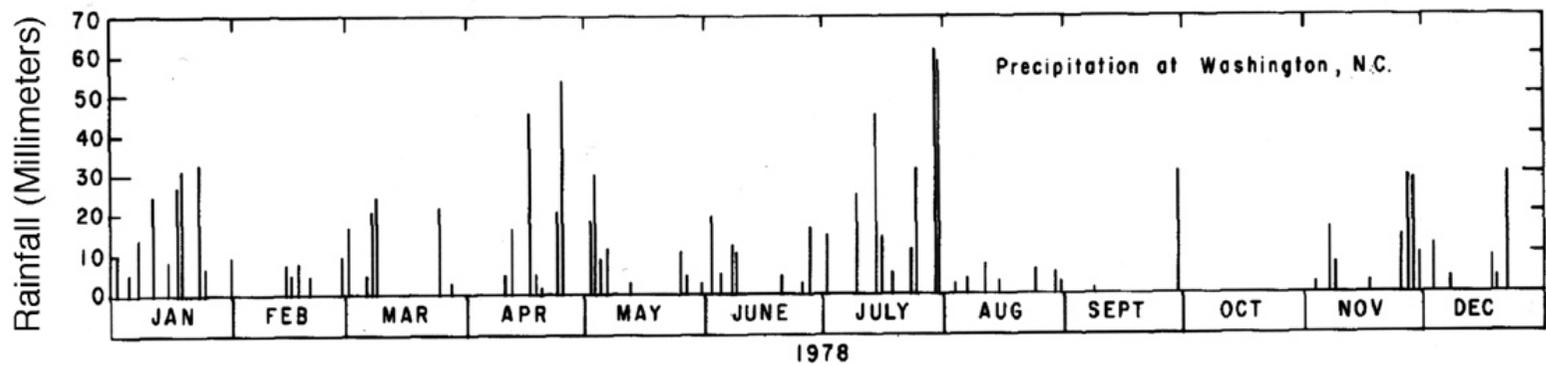
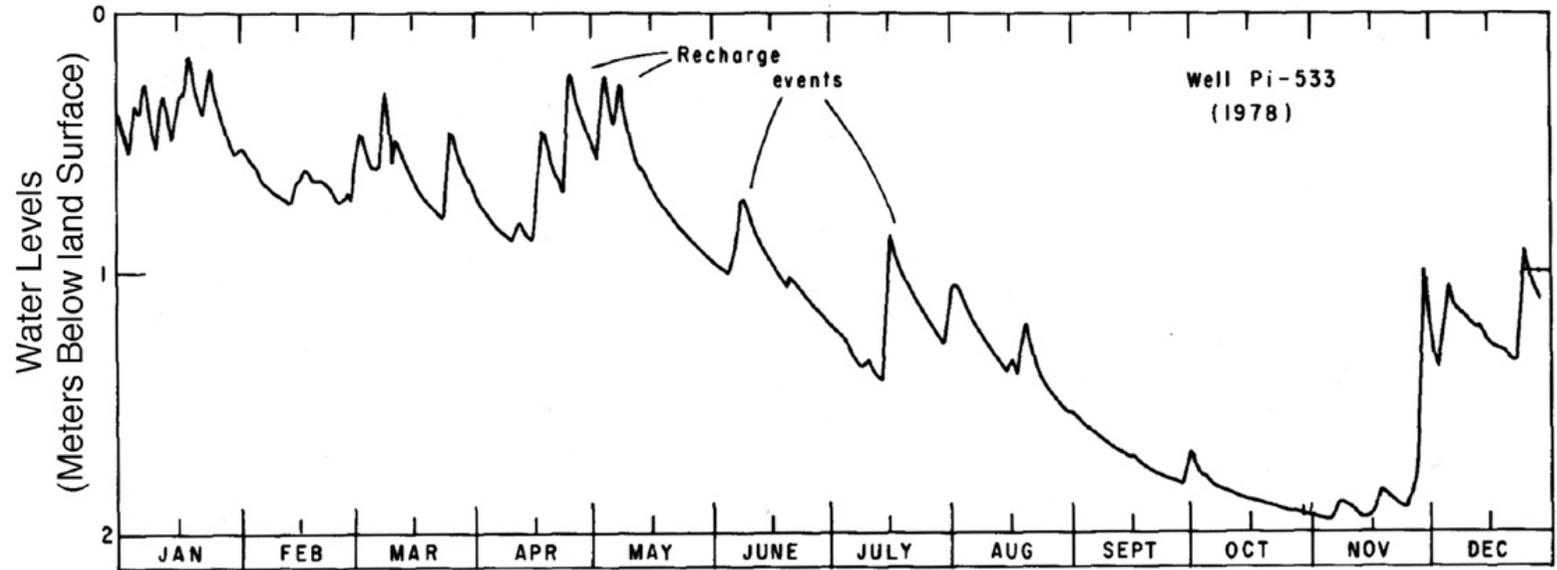


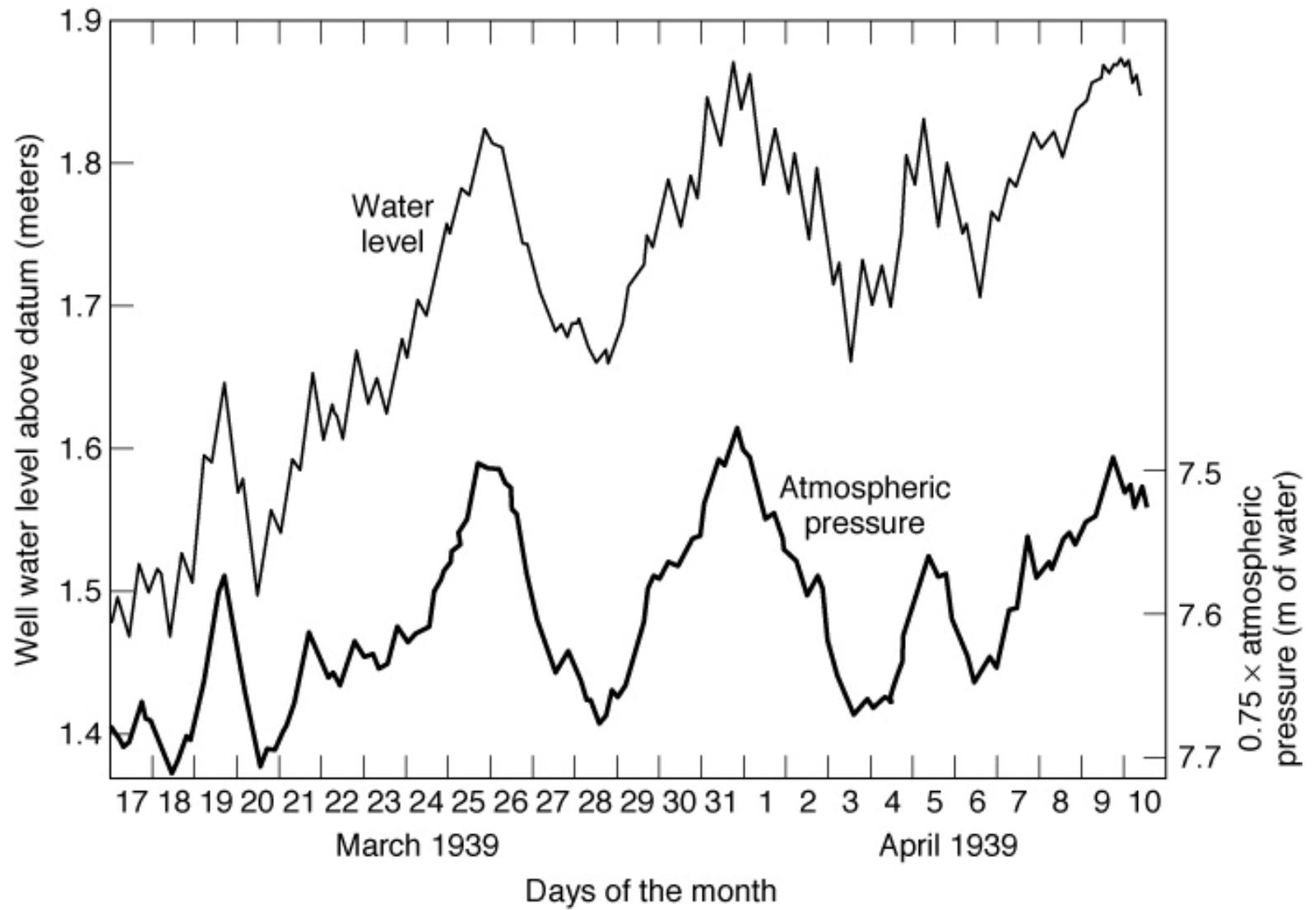
FORMACIONES GEOLOGICAS
TIPOS DE ACUIFEROS
EDAD DEL AGUA SUBTERRANEA
HOMOGENEIDAD E ISOTROPIA
FORMACIONES EQUIVALENTES
TRANSMISIBILIDAD O TRANSMISIVIDAD
COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO
DIRECCION DE ESCURRIMIENTO
NIVELES DE AGUA SUBTERRANEA

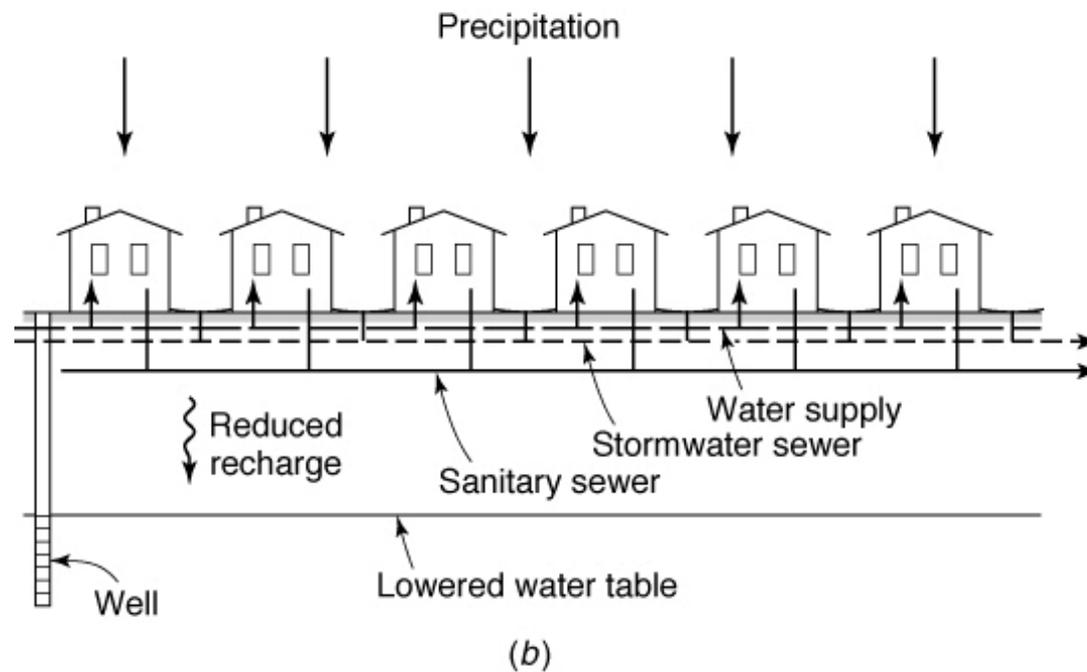
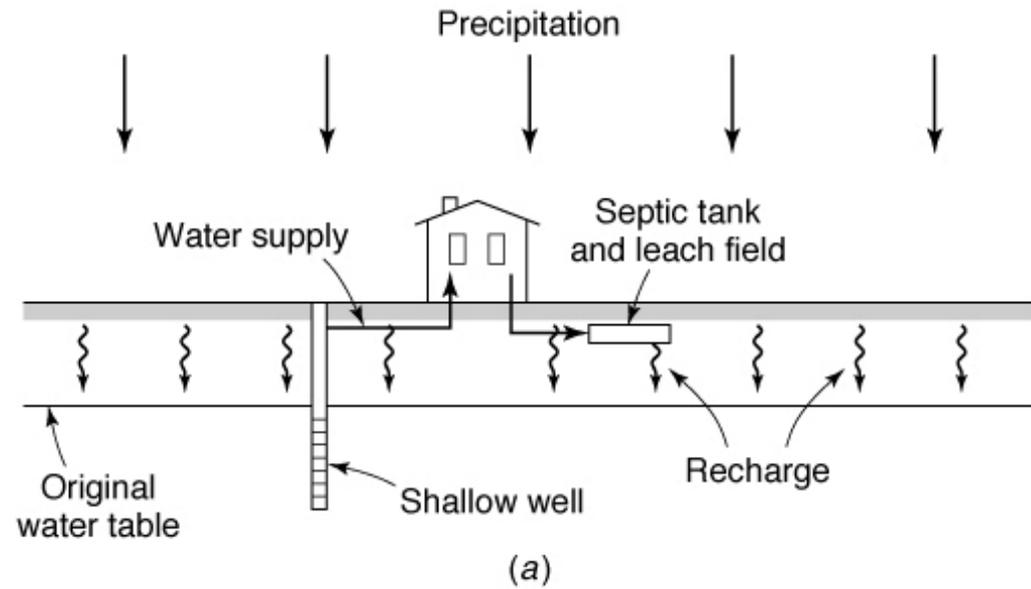


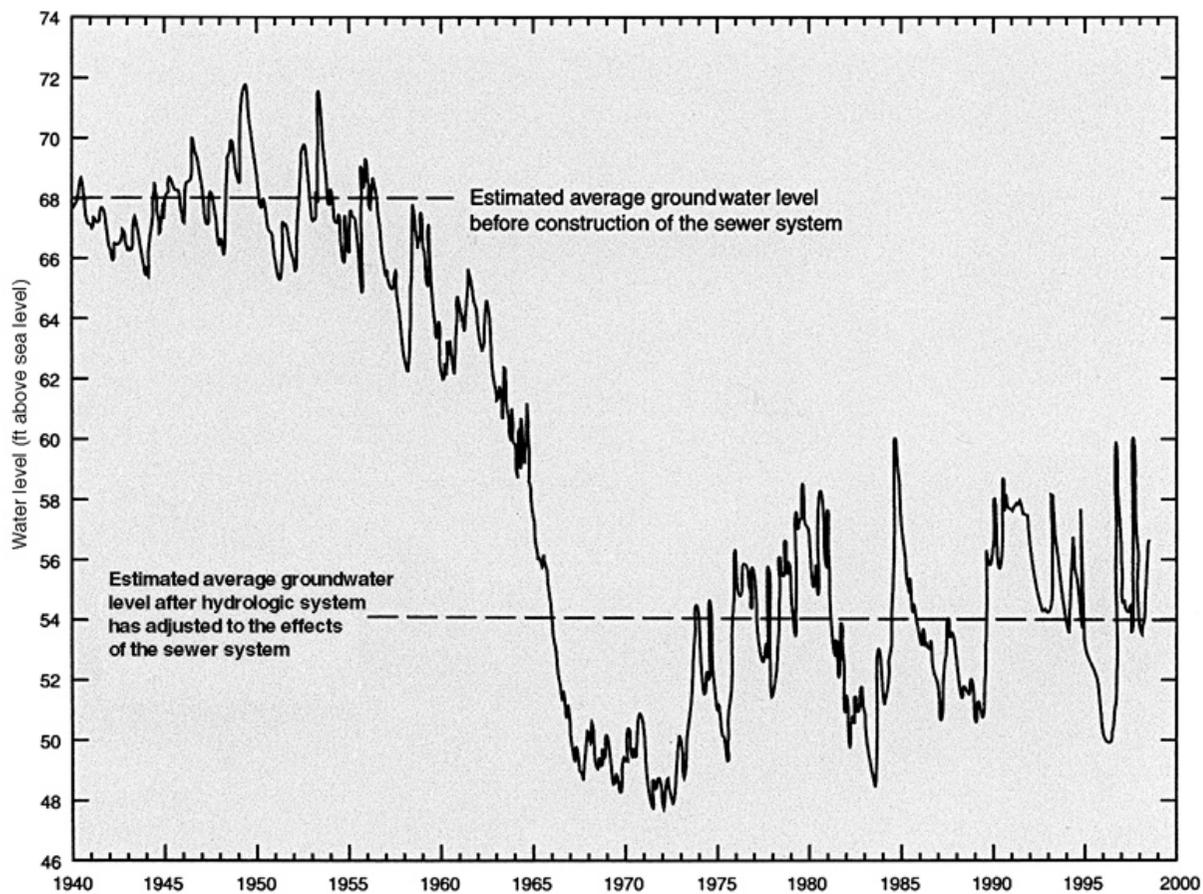
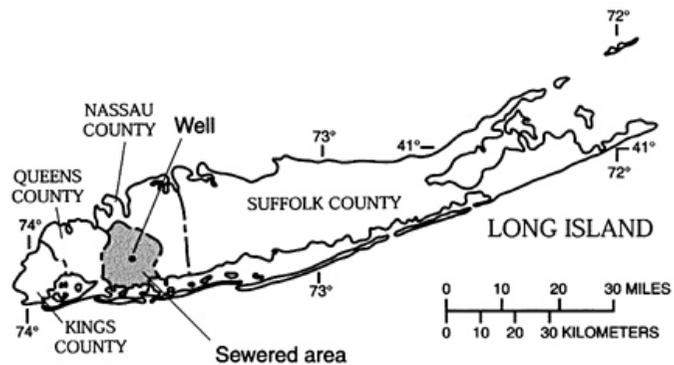


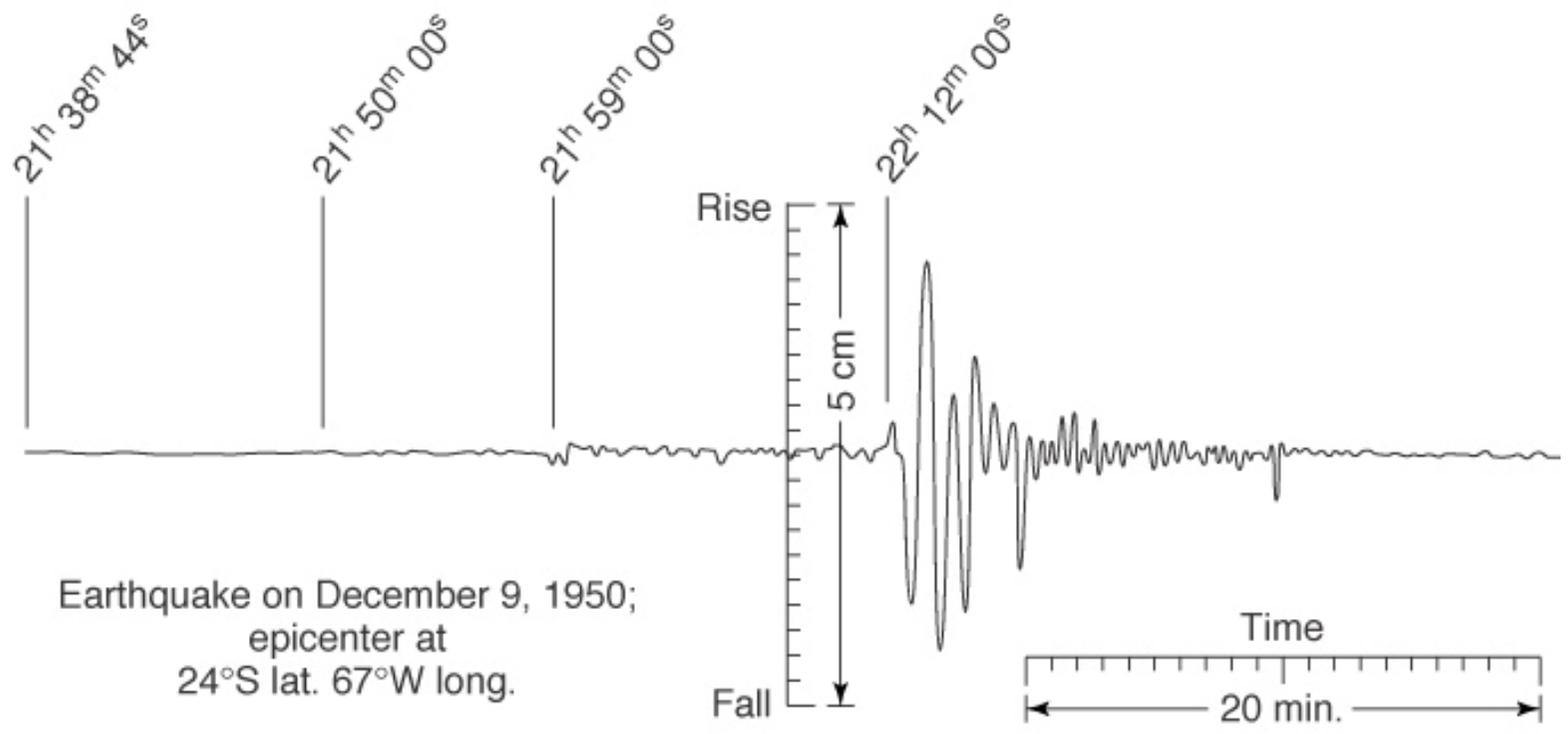
Fluctuation of the Water Table in the Coastal Plain of North Carolina











Earthquake on December 9, 1950;
epicenter at
24°S lat. 67°W long.



