

TEMA 2
PROPIEDADES FÍSICAS DEL AGUA SUBTERRÁNEA Y ACUIFEROS I

CI51J Hidráulica de Aguas Subterráneas y Su Aprovechamiento

Profesor C. Espinoza
Semestre Otoño 2006

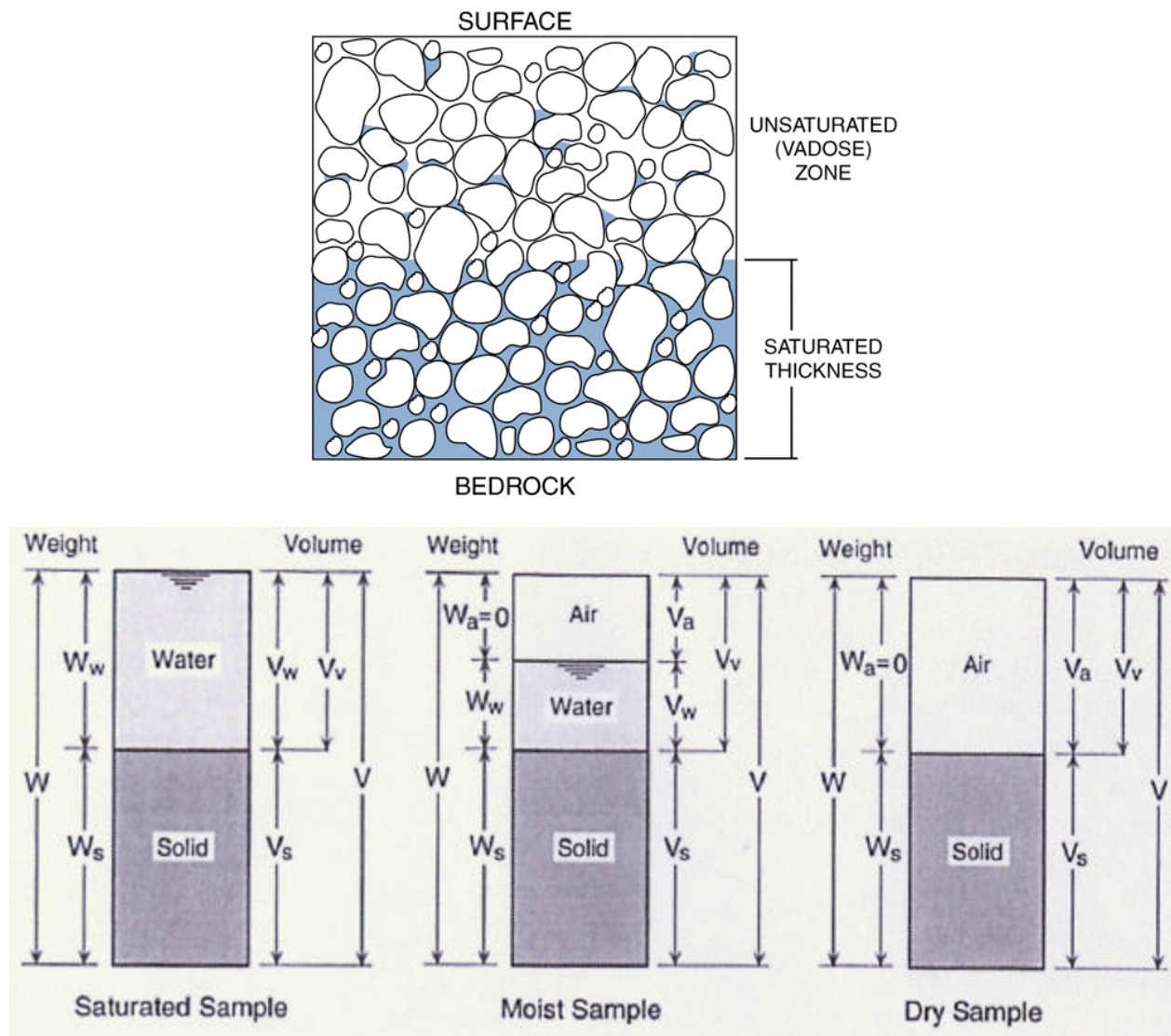
INDICE

1.	INTRODUCCION	1
2.	CLASIFICACION DE SEDIMENTOS	1
3.	POROSIDAD DE LOS MATERIALES	4
4.	CAPACIDAD Y RETENCION ESPECÍFICA.....	6
5.	CARGA HIDRAULICA TOTAL Y POTENCIAL PIEZOMETRICO.....	9
6.	GRADIENTE DE LA SUPERFICIE PIEZOMÉTRICA	12
7.	MAPAS DE NIVEL FREÁTICO Y/O PIEZOMÉTRICO	12
	REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	13

1. INTRODUCCION

Un medio poroso está compuesto por una mezcla de agua, aire y sedimentos, los que dependiendo de su proporción dan origen a ciertas propiedades o características del mismo. Este capítulo presenta una serie de definiciones relativas a propiedades tanto del medio poroso como del agua contenida en él, la que se denomina comúnmente agua subterránea.

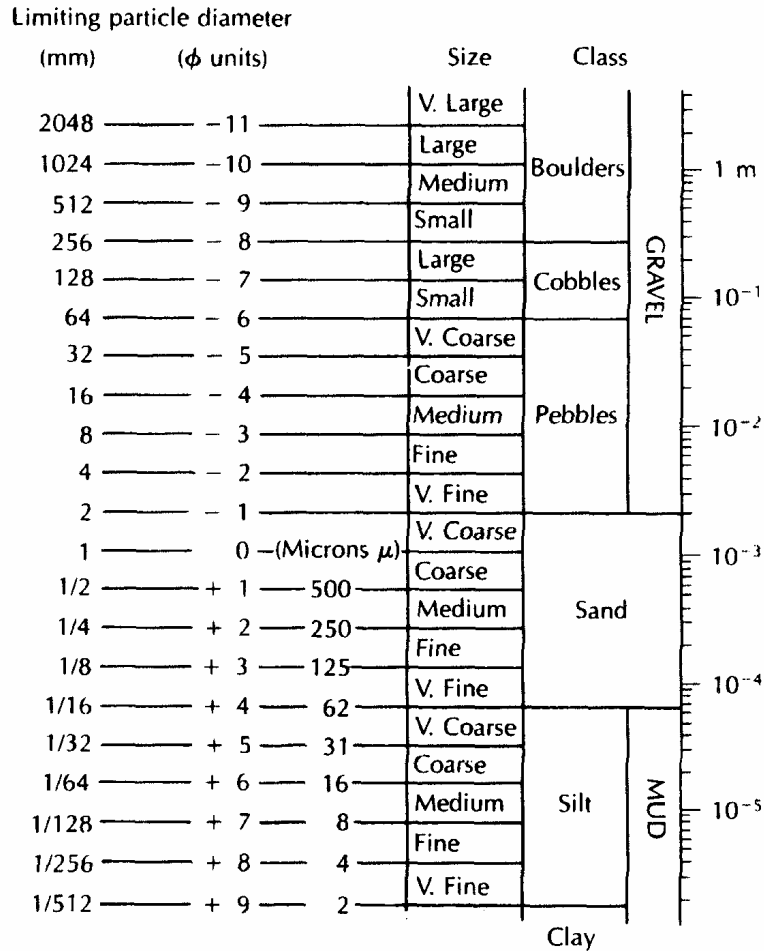
Figura 1.1
Medio Poroso y Distribución de Fases (Sedimento, Agua y Aire)



2. CLASIFICACION DE SEDIMENTOS

Los sedimentos se clasifican sobre la base del tamaño (diámetro) de los granos individuales. Existen muchos sistemas de clasificación en uso. El método utilizado en estudios sedimentológicos se presenta en la Figura 2.1. La American Society of Testing Material (ASTM) define los sedimentos tomando como base la distribución de tamaños mostrada en la Tabla 2.1.

Figura 2.1
Clasificación de Suelos según ASTM



La distribución de tamaños de un sedimento puede ser graficada en un papel semilogarítmico. El porcentaje de material bajo un tamaño definido se grafica en el eje vertical aritmético, mientras que el tamaño del grano se grafica en el eje horizontal logarítmico.

El análisis de la muestra se realiza utilizando un sistema de tamices, de tamaño decreciente, sobre el cual se coloca una muestra representativa de suelo. Luego de agitar la muestra siguiendo un procedimiento estandarizado se determina la distribución porcentual de material retenido en cada tamiz, por peso, la que se grafica en el papel semilogarítmico. La malla 200 (es decir, menor a 0.075 mm) corresponde a la separación entre la fracción fina y la más gruesa o arena. La distribución de tamaños de la fracción fina se determina utilizando el denominado método de hidrómetro, el que se basa en la diferente velocidad de descenso o sedimentación como una función del tamaño del sedimento. La Figura 2.2 muestra un ejemplo de curva granulométrica que corresponde a una arena media.

Tabla 2.1
Clasificación de Suelos (ASTM)

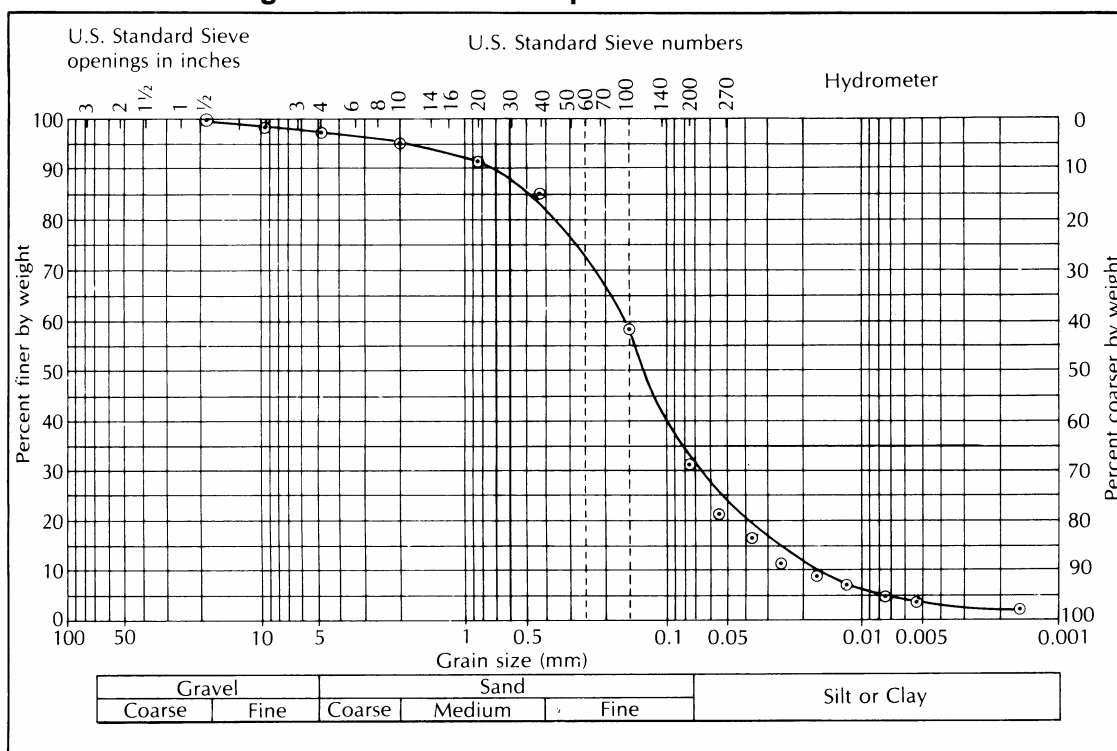
Diámetro	Denominación	Malla N°	Abertura (mm)
4-2 m	Rocas muy grandes		
2-1 m	Rocas grandes		
1-0.5 m	Rocas medianas		
50-25 cm	Rocas pequeñas		
25-13 cm	Bolón grande		
130-64 mm	Bolón pequeño		
64-32 mm	Grava o ripio muy grueso	2 1/2"	64
32-16 mm	Grava gruesa	1 1/4"	32
16-8 mm	Grava mediana	5/8"	16
8-4 mm	Grava fina	5/16"	8
4-2 mm	Grava muy fina	5	4
2-1 mm	Arena muy gruesa	10	2
1-0.5 mm	Arena gruesa	18	1
0.5-0.25 mm	Arena mediana	35	0.5
0.25-0.125 mm	Arena fina	60	0.25
0.125-0.062 mm	Arena muy fina	120	0.125
62-31 μ	Limo grueso	230	0.0625
31-16 μ	Limo mediano		
18-8 μ	Limo fino		
8-4 μ	Limo muy fino		
4-2 μ	Arcilla gruesa		
2-1 μ	Arcilla media		
1-0.5 μ	Arcilla fina		
0.5-0.25 μ	Arcilla muy fina		

El coeficiente de uniformidad de un sedimento es una medida de la distribución de los materiales en él. El coeficiente de uniformidad, C_u , es la razón entre el tamaño de material que es más fino que el 60% del material de la muestra, d_{60} , sobre el tamaño de sedimento que es más fino que el 10% de la muestra, d_{10} :

$$C_u = \frac{d_{60}}{d_{10}} \quad (2.1)$$

Una muestra con un valor de C_u menor que 4 se considera muy homogénea (poca variedad de tamaños), mientras que si el valor de C_u es mayor a 6 la muestra tiene una gran dispersión de tamaños de granos.

Figura 2.2
Curva granulométrica correspondiente a una arena media



3. POROSIDAD DE LOS MATERIALES

Al momento en que son formadas, algunas rocas contienen espacios vacíos mientras que otras son completamente sólidas. Aquellas rocas que ocurren cerca de la superficie de la tierra no son totalmente sólidas debido a los procesos físicos y químicos producidos por cambios climáticos. Estos procesos causan la descomposición de las rocas, lo que se traduce en un aumento de los espacios vacíos.

Se denomina **sedimentos** a la acumulación de granos individuales que fueron depositados por el agua, el viento, el hielo, o por gravedad. Los espacios vacíos o poros entre los granos del suelo dan origen a la porosidad. Las fracturas, espacios vacíos y los poros en los materiales de la tierra son de gran importancia para la hidrogeología ya que el agua subterránea y la humedad del suelo ocurren en ellos.

La **porosidad** de los materiales es el porcentaje de la roca o suelo que está compuesto de espacios vacíos. Su definición matemática es (en volumen):

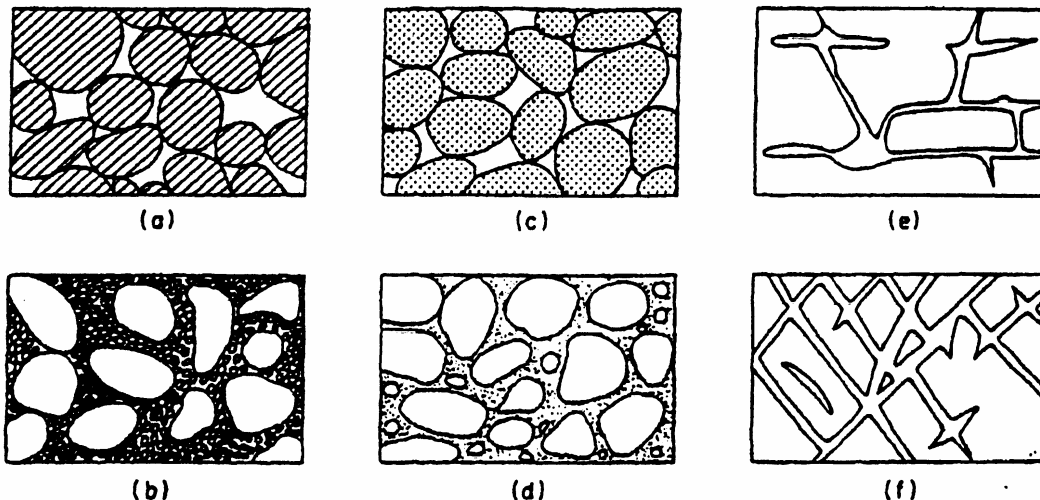
$$n = \frac{100 \cdot V_v}{V_T} \quad (3.1)$$

donde n es la porosidad (porcentaje), V_v es el volumen de espacios en una unidad de suelo, y V_T es el volumen de suelo usado como referencia para el análisis.

La porosidad se determina en laboratorio utilizando una muestra de volumen conocido. La muestra se seca en un horno a 105°C hasta que alcance un peso constante. Esto elimina todo el contenido de humedad desde los poros del suelo, pero no aquella agua contenida en algunos minerales que componen el suelo. A continuación la muestra se introduce en un recipiente con un volumen de agua conocido, donde se mantiene hasta que se sature completamente y se remueve. El volumen de los poros o espacios vacíos (V_v) es igual al volumen de agua que había originalmente en el recipiente menos el volumen de agua en éste luego que la muestra ha sido removida.

La Figura 3.1 muestra seis ejemplos de suelos formados por distintos materiales que presentan diferentes valores de porosidad. La Tabla 3.1 muestra rangos de valores de porosidad para distintos materiales.

Figura 3.1
Porosidad para Distintos Suelos



- a) Depósito de material sedimentario "bien arreglado" y de alta porosidad (Tamaño de partículas parecido; granulometría uniforme).
- b) Depósito de material sedimentario "mal arreglado" y de baja porosidad (Tamaño de partículas diferente; granulometría bien graduada).
- c) Similar al caso a) pero que consiste en guijarros o gravas gruesas por si mismas porosas, y por lo tanto, con una porosidad del depósito muy elevada.
- d) Similar al caso a) pero su porosidad ha sido disminuida por el depósito de material mineral (u otros) en los intersticios (mezcla y relleno con diversos materiales).
- e) Rocas que se volvieron porosas por procesos químicos (disolución).
- f) Rocas con porosidad adquirida por fractura.

Este procedimiento de laboratorio permite obtener no la porosidad total del suelo sino el valor de la porosidad efectiva, debido a que se excluye aquellos poros que no son suficientemente grandes para contener moléculas de agua y aquellos que no se encuentran interconectados. La **porosidad efectiva**, n_e , es la porosidad disponible para el flujo de un fluido. Estudios realizados han permitido concluir que en la mayoría de los suelos la porosidad y la porosidad efectiva son prácticamente similares.

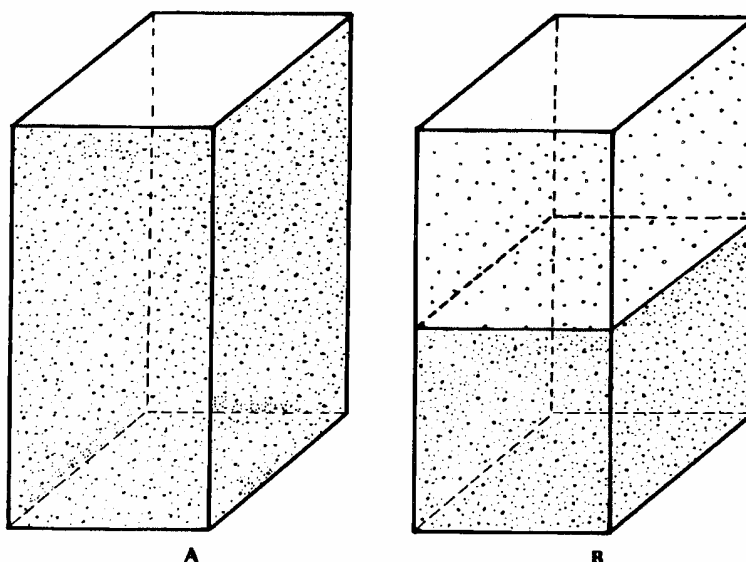
Tabla 3.1
Rango de Valores de Porosidad

	n(%)
Depósitos no consolidados	
Grava	24-40
Arena	25-50
Limo	25-50
Arcilla	40-70
Rocas	
Basalto fracturado	5-50
Limo kárstico	5-50
Dolomita	0-20
Roca cristalizada fracturada	0-10
Roca cristalina densa	0-5

4. CAPACIDAD Y RETENCION ESPECÍFICA

La **capacidad específica** (S_v) es la razón entre el volumen de agua que drena desde una muestra de suelo saturado debido a la acción de la gravedad y el volumen total de la muestra (Figura 2.4). Las moléculas de agua cuelgan desde superficies debido a la tensión superficial del agua. Debido al efecto de la fuerza de gravedad sobre las moléculas de agua presentes en una muestra se producirá el drenaje de este líquido hasta que la fuerza de gravedad es balanceada por la tensión superficial. Al agua que permanece alrededor del material del suelo se le denomina **agua pendular**. Cuando la humedad de la muestra alcanza la correspondiente a la capacidad de campo el drenaje gravitacional termina.

Figura 4.1
A) Muestra saturada con agua B) Drenaje gravitacional.



Si dos muestras son similares en cuanto a su porosidad, pero el tamaño específico de los granos de una de ellas es menor a la otra, el área superficial del material más fino será mayor a

la otra. Debido a esta situación, más agua puede ser almacenada como agua pendular en la muestra que contiene una mayor proporción de finos.

La **retención específica** (S_R) de una muestra de suelo es la razón entre el volumen de agua que la muestra puede retener una vez que la fuerza de gravedad ha sido balanceada, y el volumen total de la muestra. Dado que la capacidad específica representa el volumen de agua que una muestra de suelo puede drenar debido a la fuerza de gravedad, es fácil mostrar que la porosidad total es igual a la suma de la capacidad y retención específica:

$$n = S_Y + S_R \quad (4.1)$$

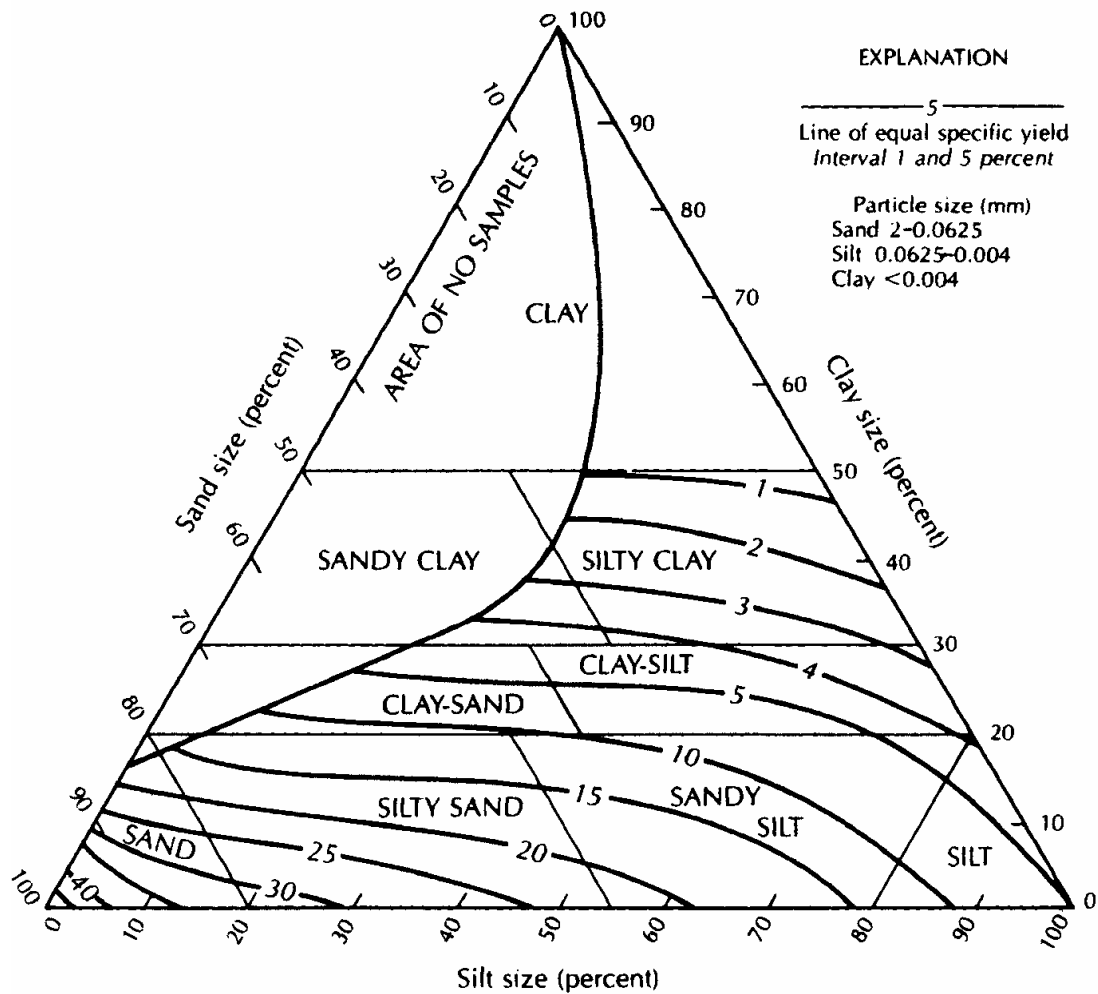
La retención específica aumenta a medida que el tamaño de los granos disminuye. De esta manera, una muestra de arcilla puede tener una porosidad total de 50% con una retención específica de 48%. Valores típicos de la capacidad específica, S_Y , para distintos materiales se presenta en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1
Capacidad Específica para distintos suelos

Material	Capacidad Específica		
	Máximo	Mínimo	Promedio
Arcilla	5	0	2
Arcilla arenosa	12	3	7
Limo	19	3	18
Arena fina	28	10	21
Arena media	32	15	26
Arena gruesa	35	20	27
Arena gravosa	35	20	25
Grava fina	35	21	25
Grava media	26	13	23
Grava gruesa	26	12	22

El suelo formado por procesos de descomposición, así como aquel formado por la depositación de material arrastrado por el agua está compuesto por una mezcla de arcilla, limo y arena. La Figura 4.2 es un triángulo para la clasificación de suelos de acuerdo a los porcentajes de arcilla, limo y arena presentes en una muestra de suelo. Junto con presentar la clasificación del suelo se obtiene una buena aproximación para el valor de la capacidad específica, S_Y .

Figura 4.2
Clasificación de Materiales y Determinación de S_v



5. CARGA HIDRAULICA TOTAL Y POTENCIAL PIEZOMETRICO

El análisis del proceso físico que involucra el flujo a través de un medio poroso usualmente requiere la existencia de un gradiente o diferencia de potencial. Por ejemplo, el flujo eléctrico a través de un circuito eléctrico requiere una diferencia de voltaje entre dos puntos para que éste se produzca, el flujo de calor a través de un cuerpo se produce desde una zona de alta temperatura a una de baja temperatura.

En el caso del escurrimiento a través de un medio poroso bajo condiciones saturadas o no saturadas se requiere que exista una diferencia de energía entre dos puntos en el medio para que se produzca un flujo neto de agua entre ellos. Si recordamos los conceptos básicos de Bernoulli podemos escribir que el nivel de energía en términos de altura o columna de agua está compuesto de tres términos: h_v altura de velocidad, h_p altura de presión y h_z altura o cota geométrica. De esta manera, la carga hidráulica total o energía total se puede escribir como:

$$h_T = h_v + h_p + h_z \quad (5.1)$$

donde cada término puede ser escrito usando una notación más completa como:

$$h_T = \frac{v^2}{2 \cdot g} + \frac{p}{\rho \cdot g} + z \quad (5.2)$$

donde v es la velocidad del escurrimiento, g es la aceleración de gravedad, p es la presión relativa del fluido (absoluta menos atmosférica) y z es la cota geométrica. Para el caso específico de escurrimiento en un medio poroso permeable, la velocidad del escurrimiento es despreciable frente a las otras dos componentes, por lo cual la energía total h_T se escribe en forma resumida como:

$$h = \psi + z \quad (5.3)$$

donde h se conoce comúnmente como cota piezométrica y ψ como la altura de presión.

La Figura 5.1 muestra la medición de altura o cota piezométrica en un piezómetro de laboratorio, en el cual la cota piezométrica para el punto P aparece descompuesta en las dos componentes indicadas en la ecuación (5.3). Por su parte la Figura 5.2 muestra la descomposición de la cota piezométrica en un piezómetro o sondaje de observación en terreno, en el cual el punto de medición está ubicado en el punto P.

La Figura 5.3 muestra dos ejemplos de flujos de agua subterránea inducidos por diferencia de energía o cota piezométrica entre dos o más puntos al interior del medio permeable.

Figura 5.1
Altura o Cota Piezométrica en Piezómetro de Laboratorio

$$p = \rho g(h - z) + p_0$$

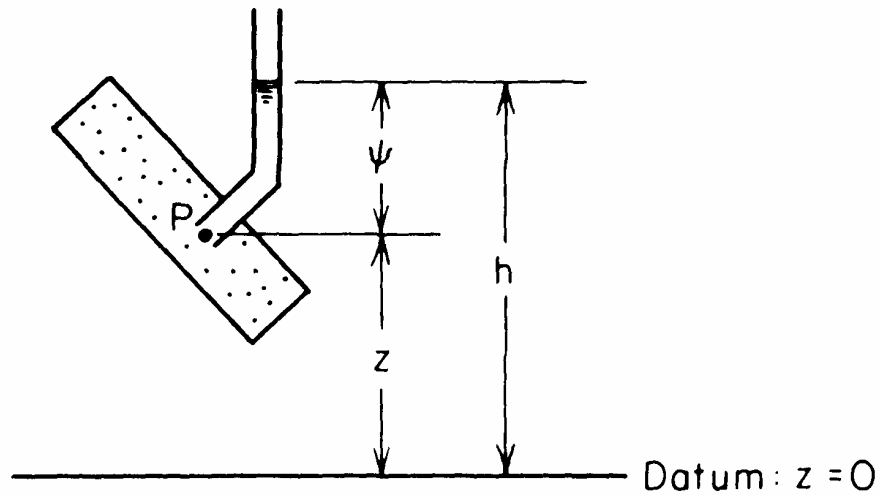


Figura 5.2
Altura o Cota Piezométrica en Piezómetro o Sondaje en Terreno

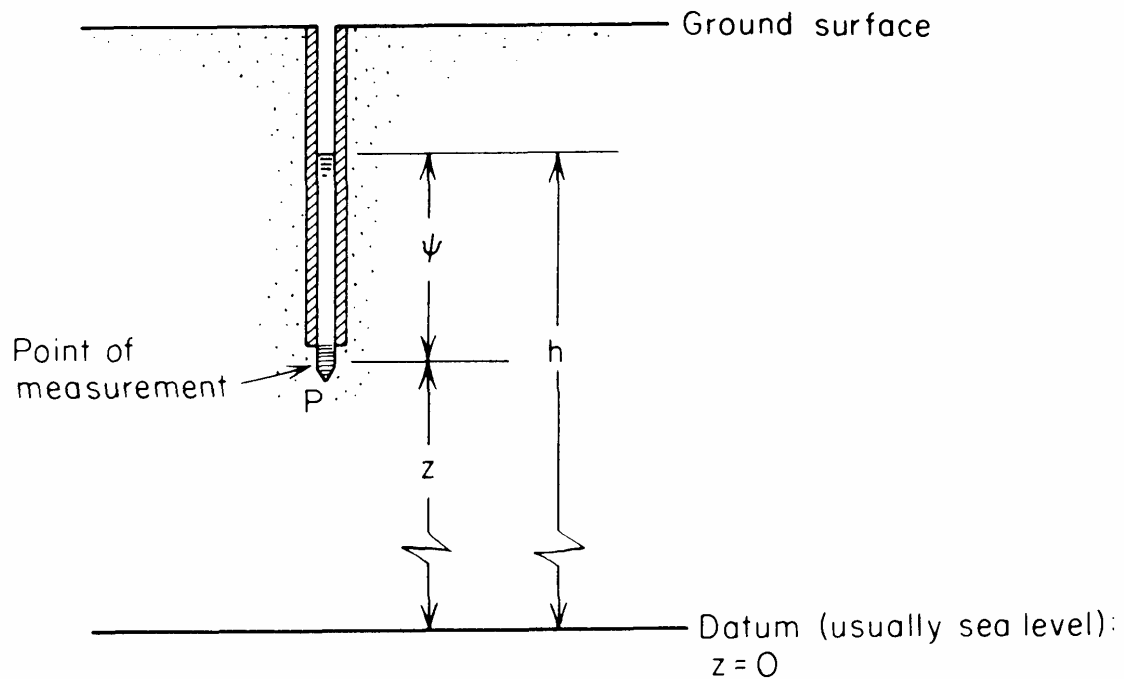
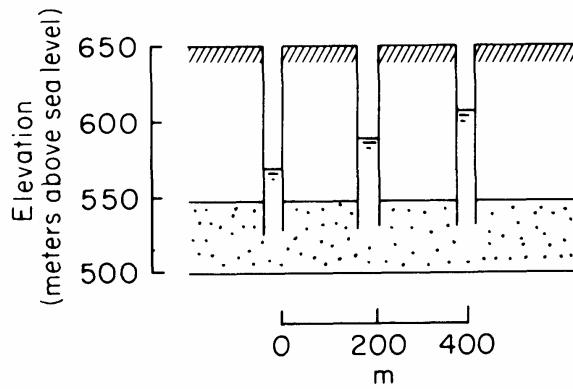
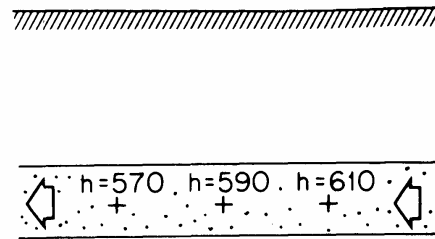


Figura 5.3
Flujos de Agua Subterránea Inducidos por Gradientes Hidráulicos

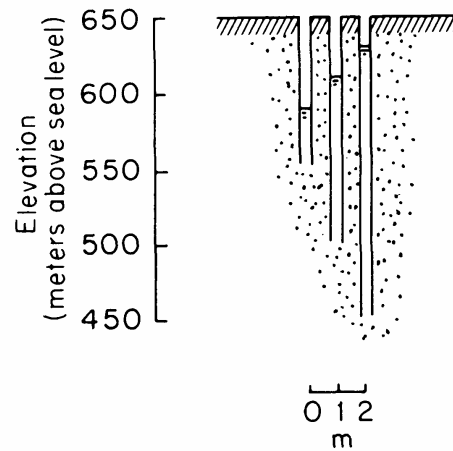


(a)

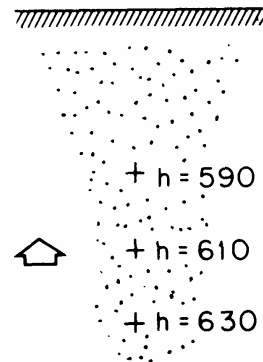


$$\frac{dh}{dl} = \frac{20}{200} = 0.10$$

(b)



(c)



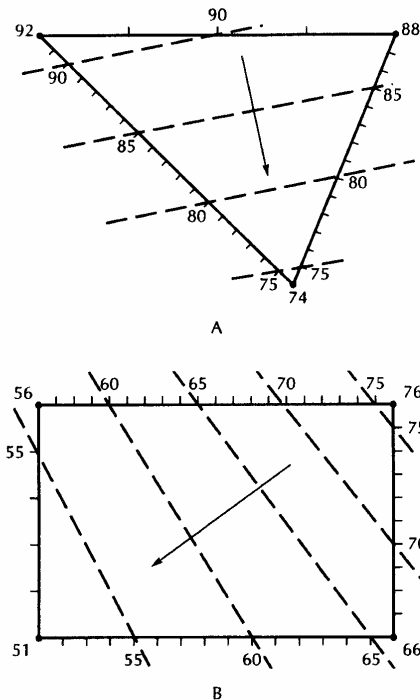
$$\frac{dh}{dl} = \frac{20}{50} = 0.40$$

(d)

6. GRADIENTE DE LA SUPERFICIE PIEZOMÉTRICA

En algunas ocasiones existe un número reducido de pozos en el área de estudio por lo que un mapa completo de la superficie piezométrica es muy difícil de obtener. Un caso típico de esta situación es un sitio de disposición final para residuos peligrosos, en los cuales se instala tres o cuatro pozos de monitoreo alrededor de él. En esos casos es muy fácil el obtener la dirección del flujo de agua subterránea a partir de las mediciones en cada uno de los pozos de monitoreo utilizando un método gráfico. Ejemplos de esta situación se presentan en la Figura 6.1.

Figura 6.1
Cálculo de Dirección de Flujo Subterráneo



7. MAPAS DE NIVEL FREÁTICO Y/O PIEZOMÉTRICO

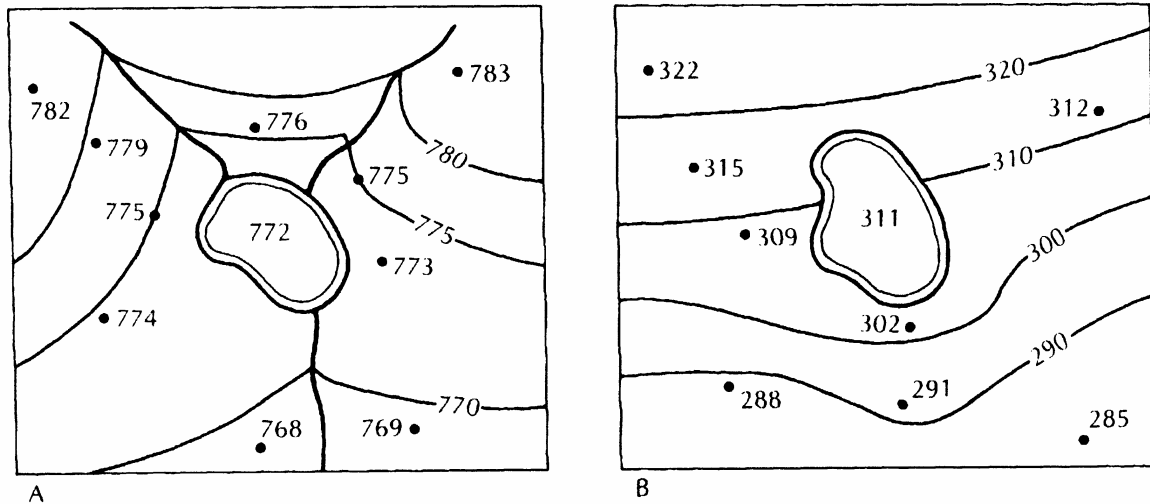
Mapas del nivel freático, para un acuífero no confinado, y de la superficie piezométrica, para un acuífero confinado, son las herramientas básicas de la interpretación hidrogeológica. Estos mapas son representaciones bidimensionales de superficies tridimensionales. Estos mapas se pueden mostrar como 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.

Dos ejemplos de mapas de nivel piezométrico se muestran en la Figura 7.1. El primero de ellos muestra un lago que está conectado directamente con el acuífero, por lo cual se observa el

efecto de recarga del lago sobre él. El segundo ejemplo muestra un lago que sólo infiltra hacia la napa, pero que no está conectada directamente con ella.

Figura 7.1
Mapas de Nivel Piezométrico



REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

Baeza, H. Esgurrimientos en Medios Permeables. Universidad de Chile, 1976

Domenico, P. and F. Schwartz. Physical and Chemical Hydrogeology. Wiley. 1998.

Fetter, C.W. 1996. Contaminant Hydrogeology. Prentice Hall. 1993.

Freeze A. And J. Cherry. Groundwater. Prentice Hall. 1979.

Fetter, C.W. Applied Hydrogeology. Prentice Hall. 1988.

Kresic, N. Quantitative Solutions in Hydrogeology and Groundwater Modelling. CRC Lewis. 1997.