

METODOS Y APLICACIONES EN INGENIERIA GEOLOGICA

La ingeniería geológica tiene sus fundamentos en la geología y en el comportamiento mecánico de los suelos y las rocas. Incluye el conocimiento de las técnicas de investigación del subsuelo, tanto mecánicas como instrumentales y geofísicas, así como los métodos de análisis y modelación del terreno. La metodología de estudio responde en términos generales indicados en el Proceso Metodológico siguiente :

Proceso metodológico

- 1. Identificación de materiales y procesos. Definición de la geomorfología, estructura, litología y condiciones del agua subterránea.**
- 2. Investigación geológica-geotécnica del subsuelo.**
- 3. Distribución espacial de materiales, estructuras y discontinuidades.**
- 4. Condiciones hidrogeológicas, tensionales y ambientales.**

5. Caracterización de propiedades geomecánicas, hidrogeológicas y químicas.
6. Caracterización de los materiales geológicos utilizados en la construcción, extracción de recursos naturales y trabajos de protección medioambiental.
7. Comportamiento geológico-geotécnico bajo las condiciones del proyecto.

- 8. Evaluación del comportamiento mecánico e hidráulico de suelos y macizos rocosos. Predicción de los cambios de las anteriores propiedades con el tiempo.**
- 9. Determinación de los parámetros que deben ser utilizados en los análisis de estabilidad para excavaciones, estructuras de tierras y cimentaciones.**

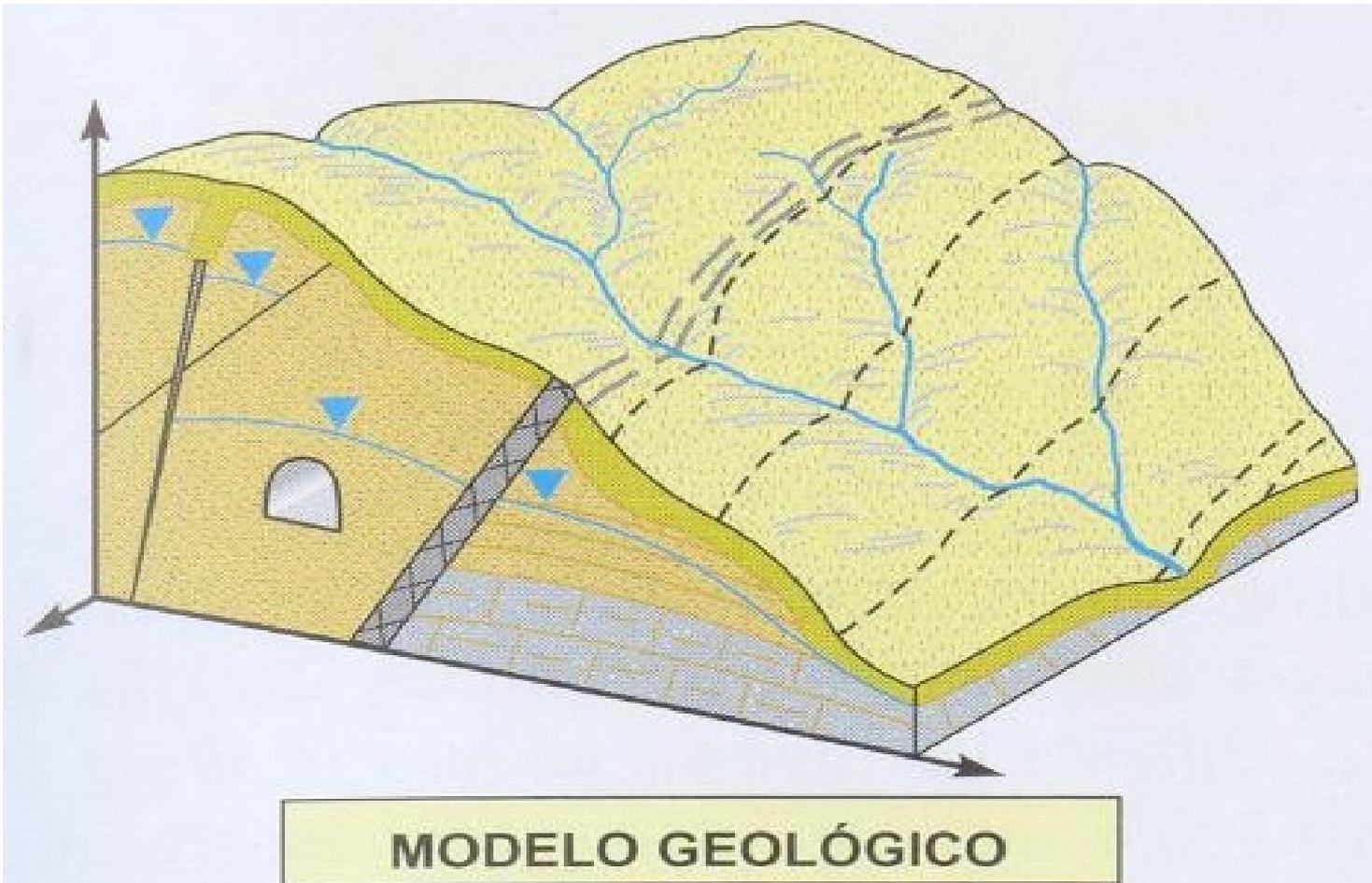
- 10. Evaluación de los tratamientos del terreno para su mejora frente a filtraciones, asientos, inestabilidad de taludes, desprendimientos, hundimientos, etc.**
- 11. Consideraciones frente a riesgos geológicos e impactos ambientales.**
- 12. Verificación y adaptación de los resultados del proyecto a las condiciones geológico - geotécnicas encontradas en obra.
Instrumentación y auscultación.**

Para el desarrollo completo de dicha secuencia metodológica deben definirse tres tipos de modelos :

- Modelo geológico.
- Modelo geomecánico.
- Modelo geotécnico de comportamiento.

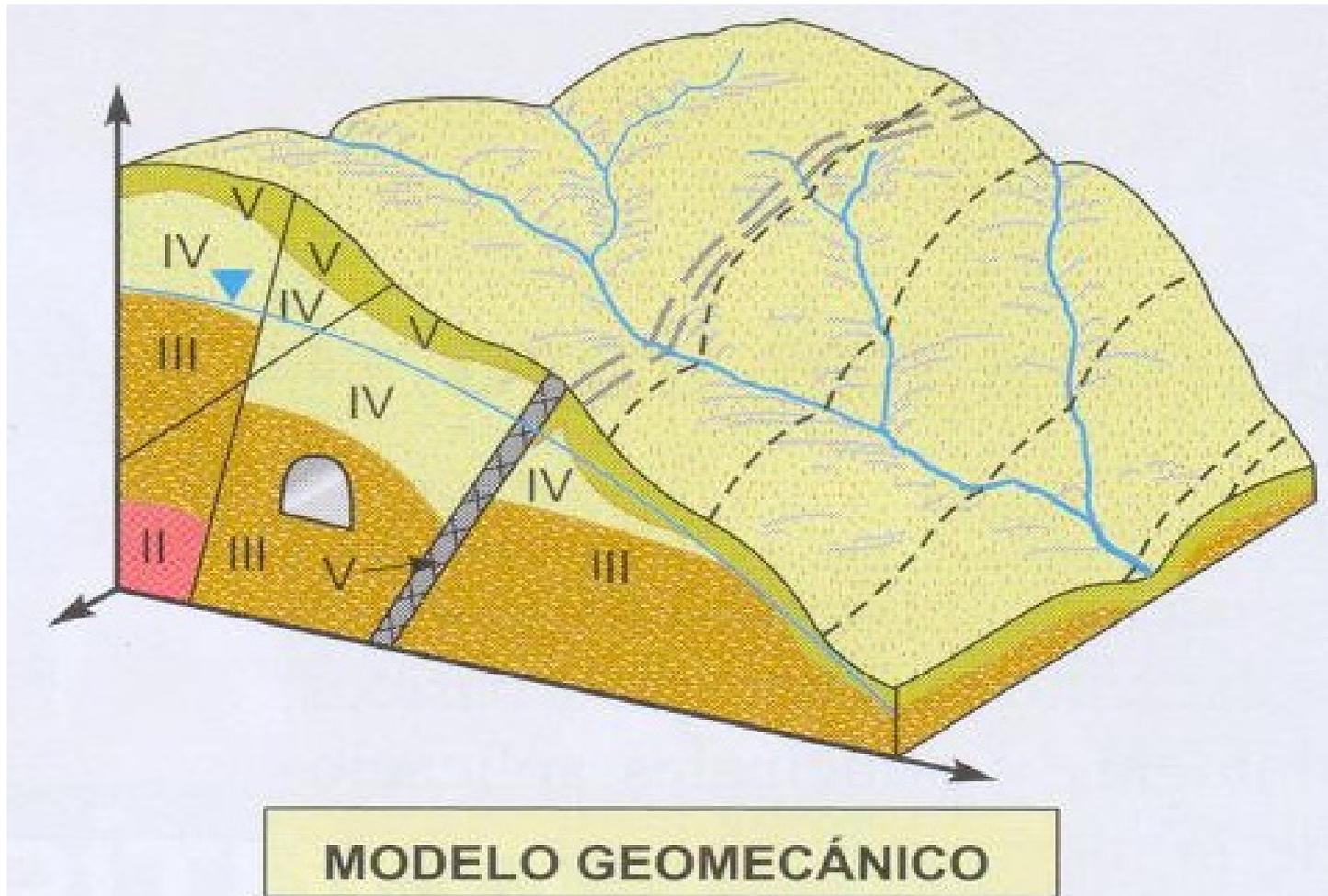
EL MODELO GEOLÓGICO

Representa la distribución espacial de los materiales, estructuras tectónicas, datos geomorfológicos e hidrogeológicos, entre otros, presentes en el área de estudio y su entorno de influencia



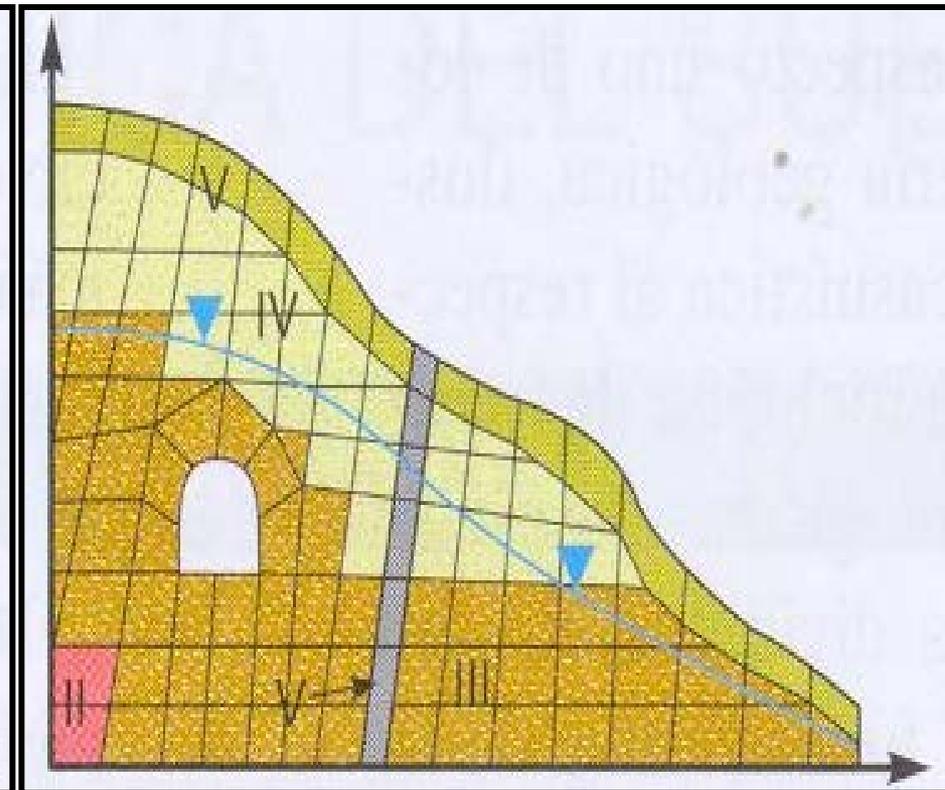
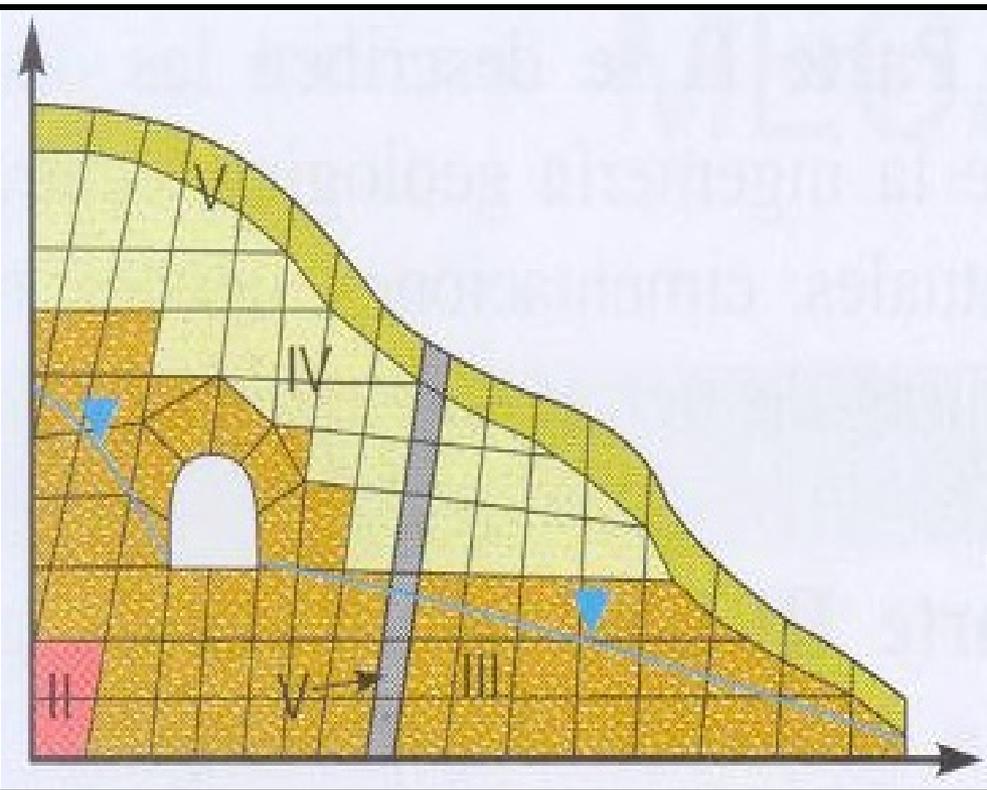
EL MODELO GEOMECÁNICO

Representa la caracterización geotécnica e hidrogeológica de los materiales y su clasificación geomecánica.



EL MODELO GEOTÉCNICO DE COMPORTAMIENTO

Representa la respuesta del terreno durante la construcción y después de la misma.



DURANTE LA CONSTRUCCION

DESPUES DE LA CONSTRUCCION

Esta metodología constituye la base de las siguientes aplicaciones de la ingeniería geológica a la ingeniería civil y al medio ambiente:

- Infraestructuras para el transporte.**
- Obras hidráulicas, marítimas y portuarias.**
- Edificación urbana, industrial y de servicios.**
- Centrales de energía.**
- Minería y canteras.**
- Almacenamientos para residuos urbanos, industriales y radiactivos.**
- Ordenación del territorio y planificación urbana.**
- Protección civil y planes de emergencia.**

**ORIGEN
Y
FORMACION
DE LOS
SUELOS**

Los suelos tienen su origen en los macizos rocosos preexistentes que constituyen la roca madre, sometida a la acción ambiental disgregadora de la erosión en sus tres facetas:

Faceta Física

Debida a cambios térmicos (lo que origina dilataciones diferenciales entre los diferentes minerales y da lugar a acciones y fisuras internas) y a la acción del agua (arrastres de fragmentos ya erosionados; posible acción directa por congelación, que produce tensiones internas por el aumento de volumen del hielo respecto al agua; acción alternante de humedad-sequedad a lo largo del tiempo, etc.).

Estas acciones físicas tienden a romper la roca inicial y a dividida en fragmentos de tamaño cada vez más pequeño, que pueden ser separados de la roca por agentes activos (agua, viento, gravedad) y llevados a otros puntos en los que continúa la acción erosiva. Es decir, tienden a crear las partículas que van a formar el suelo.

Faceta Química

Originada por fenómenos de hidratación (por ejemplo, paso de anhidrita o sulfato hemihidratado a yeso o sulfato dihidratado), disolución (de sales, como los sulfatos en el agua), oxidación (de minerales de hierro por efecto ambiental), cementación (por agua conteniendo carbonatos previamente disueltos a partir de otra roca), etc.

Esta acción, por lo tanto, tiende tanto a disgregar como a cementar, lo que quiere decir que puede ayudar a la acción física y, posteriormente, cementar los productos

formados, dando unión química a las partículas pequeñas, tamaño suelo, que se forman, aunque la mayor parte de las veces contribuye más a destruir y transformar que a unir.

Faceta Biológica

Producida por actividad bacteriana, induciendo putrefacciones de materiales orgánicos y mezclando el producto con otras partículas de origen físico-químico, actuando de elemento catalizador, etc.

**Todo ello da lugar a fenómenos de
disgregación
(alteración o meteorización) y
transformación de
la roca, creándose el perfil de
meteorización**

En este perfil la roca madre ocupa la parte más baja y alejada de la superficie, y el suelo la más alta. Cuando el suelo permanece in situ sin ser transportado, se le conoce como suelo residual, y cuando ha sufrido transporte, formando depósitos coluviales, aluviales, etc., se denomina suelo transportado.

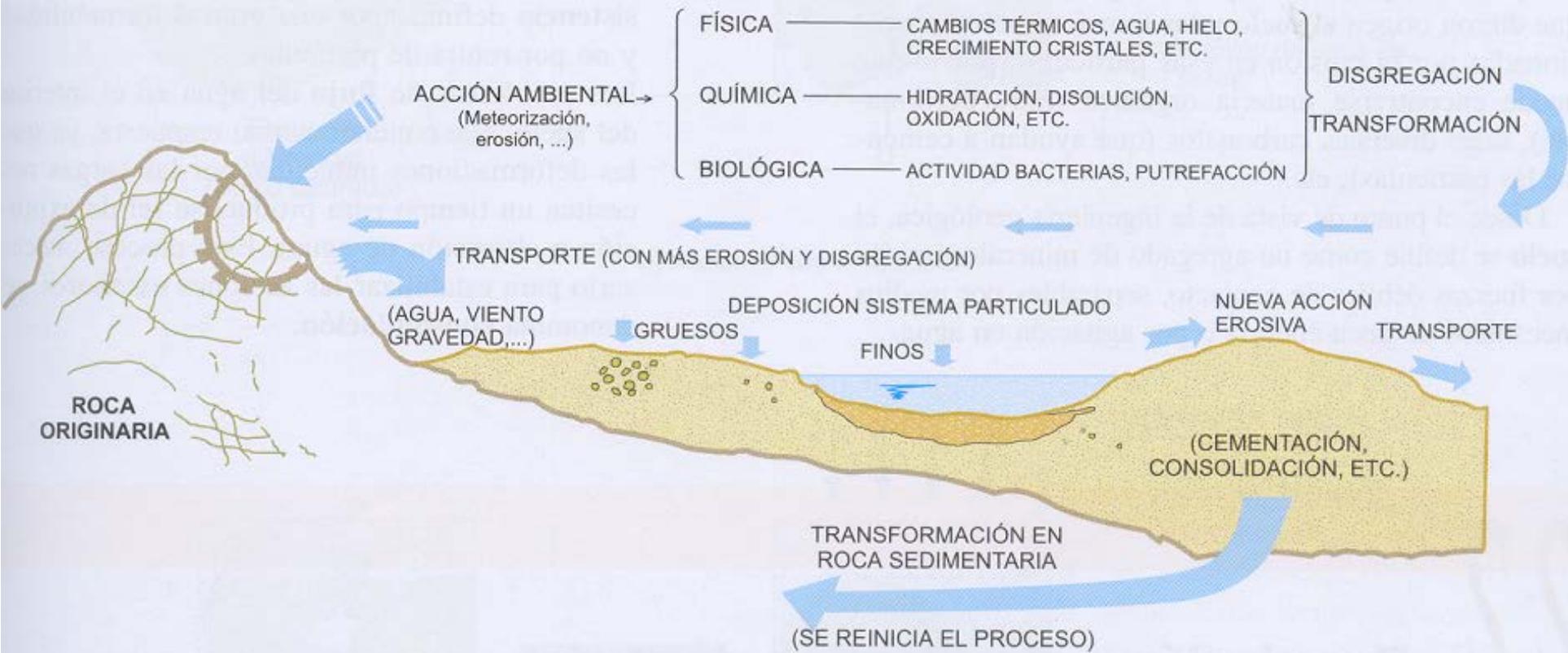
FERFIL DE METEORIZACION O INTEMPERIZACION

PERFIL ESQUEMÁTICO	LOVE (1951) LITTLE (1961)	VARGAS (1951)	SOWERS (1954, 1963)	CHANDLER (1969)	GEOLOGICAL SOC. ENG. GROUP (1970)	DEERE Y PATTON (1971)	
		ROCAS ÍGNEAS	ÍGNEAS, BASÁLTICAS Y ARENISCAS	ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS	MARGAS Y LIMOLITAS	ROCAS ÍGNEAS	ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS
	VI SUELO	SUELO RESIDUAL	ZONA SUPERIOR	V COMPLETAMENTE ALTERADA		HORIZONTE IA	
	V COMPLETAMENTE ALTERADA	SUELO RESIDUAL JOVEN	ZONA INTERMEDIA	PARCIALMENTE ALTERADA	IV	VI SUELO RESIDUAL	HORIZONTE IB
	IV ALTAMENTE ALTERADA	CAPAS DE ROCA DESINTEGRADA	ZONA PARCIALMENTE ALTERADA		V	V COMPLETAMENTE ALTERADA	HORIZONTE IC (SAPROLITO)
	III MODERADAMENTE ALTERADA				III	IV ALTAMENTE ALTERADA	IA TRANSICIÓN CON ROCA METEORIZADA SAPROLITO
	II ALGO ALTERADA				II	III MODERADAMENTE ALTERADA	
	I ROCA SANA	ROCA SANA	ROCA INALTERADA	I ROCA INALTERADA	II DEBILMENTE ALTERADA	IB MUY POCO ALTERADA	ROCA SANA
					IA ROCA SANA		

**A continuación se resumen los
distintos procesos que intervienen en la
formación de los suelos, caracterizados
por:**

- **Ser un sistema particulado de sólidos de diverso origen, que pueden considerarse indeformables.**
- **Tener una granulometría de gruesos (centímetros) a finos (micras); las partículas más finas (por debajo de las 2 ó 5 micras) necesitan procesos físico-químicos para su constitución; las de mayor tamaño solo necesitan procesos físicos, aunque pueden intervenir los químicos.**

- **Una estructura y fábrica en función del origen de los minerales, agentes cementantes, transformaciones químicas, medio de deposición, etc.**
- **Presencia importante de huecos (o poros o intersticios), con agua (suelo saturado), aire y agua (semisaturado) o solo aire (seco), situación prácticamente inexistente en la naturaleza. El fluido intersticial se considera, a las temperaturas normales, incompresible.**
- **Las deformaciones del conjunto del suelo se producen por giros y deslizamientos relativos de las partículas y por expulsión de agua; solo en raras ocasiones se producen por roturas de granos.**



RESULTADO FINAL:

(En campo gravitatorio)

- SISTEMA PARTICULADO DE DIVERSO ORIGEN (GRANULOMETRÍA DE GRUESOS –cm– A FINOS –micras–).
- ESTRUCTURA Y FÁBRICA EN FUNCIÓN ORIGEN MINERALES, AGENTES CEMENTANTES, TRANSFORMACIONES, MEDIO DE DEPOSICIÓN...
- PRESENCIA DE HUECOS (INTERSTICIOS).
 - CON AGUA (SUELO SATURADO)
 - CON AIRE (RARO)
 - CON AIRE Y AGUA (SEMISATURADO)
- MEDIO *BI* ó *TRIFASE*
 - PARTÍCULAS INDEFORMABLES (SALVO FRACCIÓN ORGÁNICA...)
 - FLUIDO INTERSTICIAL INCOMPRESIBLE
 - DEFORMACIÓN POR GIROS Y DESLIZAMIENTO RELATIVO DE PARTÍCULAS, EXPULSIÓN AGUA, ...

Formación de los suelos

LOS SUELOS

La acción antrópica, en un entorno geográfico, que altera las condiciones del medio natural cuando se realizarse excavaciones, explanaciones, aplicación de cargas al terreno, etc. La respuesta del terreno frente a esa alteración depende de su constitución y características, de los condicionantes geológicos del entorno, de las propiedades que están relacionadas con las actuaciones humanas y del acomodo de la obra realizada al entorno natural. La respuesta del terreno, por lo tanto, es compleja, dependiendo en primer lugar del material o materiales preexistentes en la zona y del tipo de acciones a que se le someta

Si el terreno es un macizo rocoso, la respuesta vendrá condicionada por la resistencia de la roca, la presencia de zonas alteradas, las discontinuidades, etc. Pero si se trata de suelos, es decir, materiales sueltos fruto de la erosión ejercida sobre rocas pre-existentes y depositados por acción del agua o del aire, la respuesta cambia sustancialmente, así :

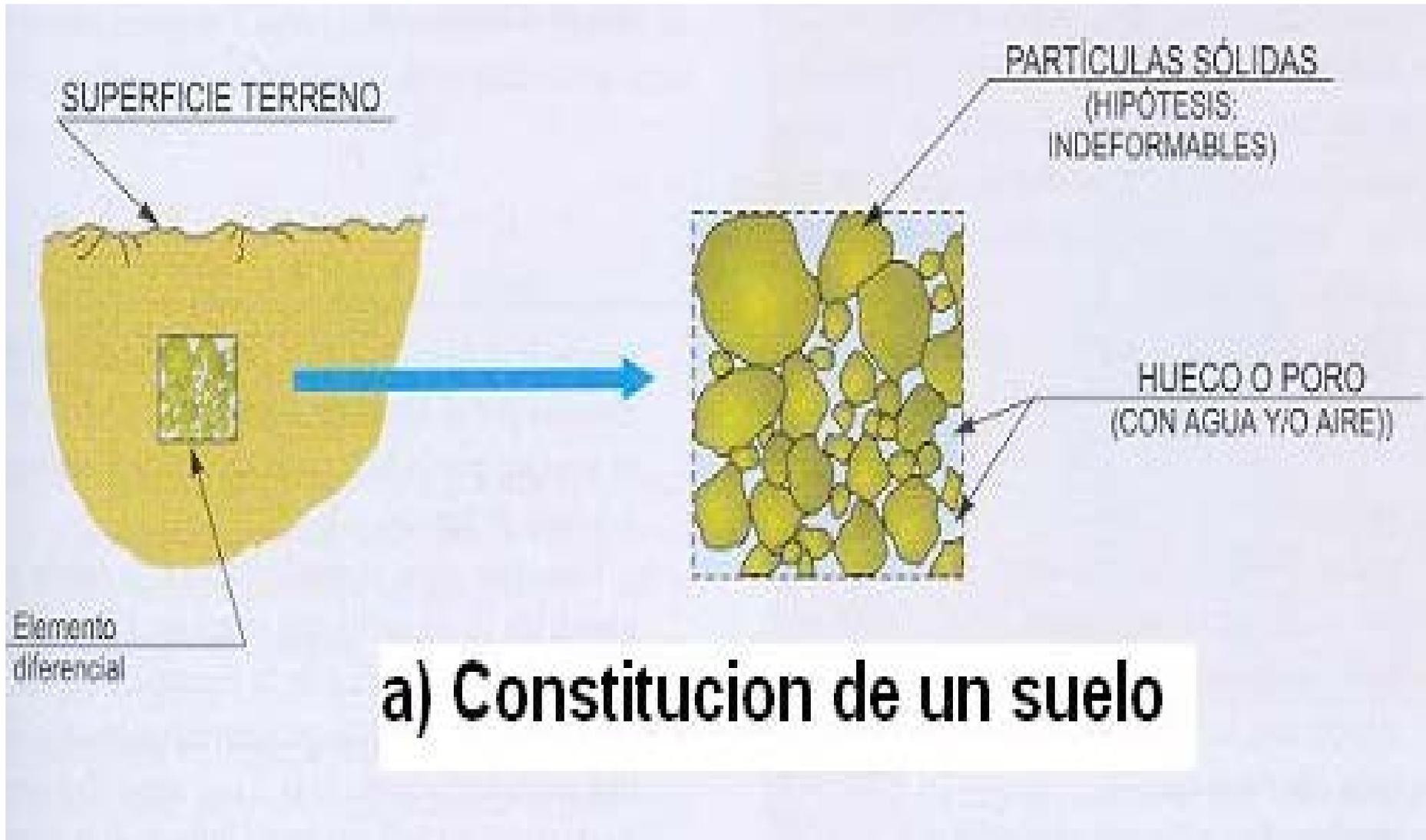
- ❑ Los suelos están formados por partículas pequeñas (desde micras a algunos centímetros) e individualizadas que, a efectos prácticos, pueden considerarse indeformables.**
- ❑ Entre partículas no cementadas (o ligeramente cementadas) quedan huecos con un volumen total del orden de magnitud del volumen ocupado por ellas (desde la mitad a varias veces superior).**

- Un suelo es un sistema multifase (bifase o trifase).**
- Los huecos, poros o intersticios pueden estar llenos de agua, suelos saturados, o con aire y agua, suelos semisaturados, lo que condiciona el conjunto del material. En condiciones normales de presión: y temperatura, el agua se considera incompresible.**

SUELO

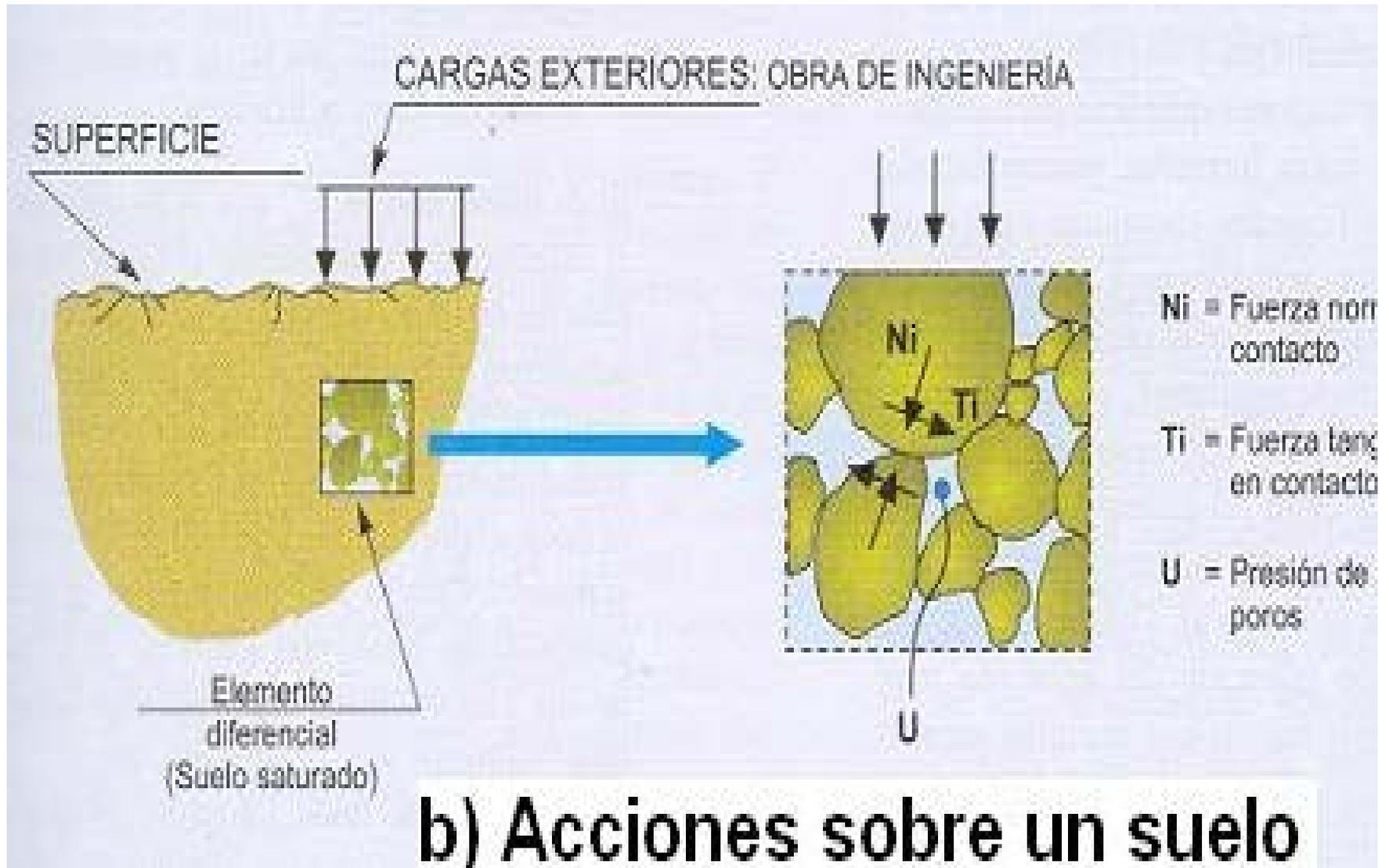
Se le define como un agregado de minerales, unidos por fuerzas débiles de contacto, separables por medios mecánicos de poca energía o por agitación en agua.

DESCRIPCION Y CLASIFICACION DE SUELOS



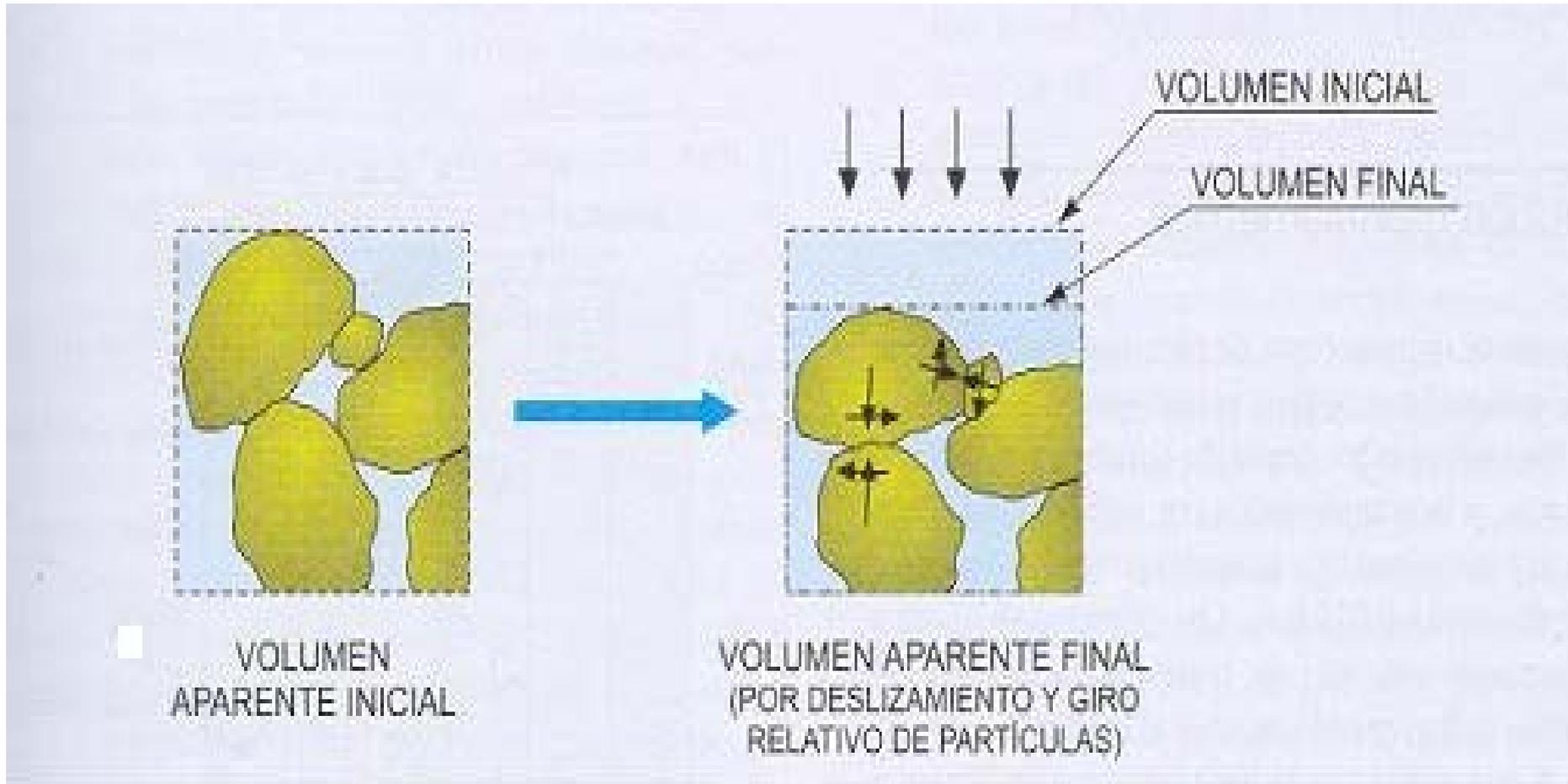
El suelo como sistema particulado

DESCRIPCION Y CLASIFICACION DE SUELOS



El suelo como sistema particulado

DESCRIPCION Y CLASIFICACION DE SUELOS



c) Movimientos de partículas producidos por acciones exteriores

El suelo como sistema particulado

**DESCRIPCION
Y
CLASIFICACION
DE
SUELOS**

TIPOS DE SUELO

Para estudiar un material complejo como el suelo (con diferente tamaño de partículas y composición química) es necesario seguir una metodología con definiciones y sistemas de evaluación de propiedades, de forma que se constituya un lenguaje fácilmente comprensible por los técnicos de diferentes especialidades y países. Así, se han clasificado los suelos en cuatro grandes grupos en función de su granulometría (Normas D.I.N., A.S.T.M, A.E.N.O.R, etc.):

- **Gravas**; con tamaño de grano entre unos 8 -10 cm. y. 2 mm.; se caracterizan porque los granos son observables directamente. No retienen el agua, por la inactividad de su superficie y los grandes huecos existentes entre partículas.

TIPOS DE SUELO

- **Arenas**, con partículas comprendidas entre 2 y 0,060 mm., todavía son observables a simple vista. Cuando se mezclan con el agua no se forman agregados continuos, sino que se separan de ella con facilidad.
- **Limos**, con partículas comprendidas entre 0,060 y 0,002 mm (algunas normativas indican que este último valor debe de ser 0,005 mm, pero no hay apenas consecuencias prácticas entre ambas distinciones). Retienen el agua mejor que los tamaños superiores. Si se forma una pasta agua-limo y se coloca sobre la mano, al golpear con la mano se ve cómo el agua se exhuda con facilidad.

- **Arcillas, formadas por partículas con tamaño inferiores a los limos (0,002 mm). Se trata ya de partículas tamaño gel y se necesita que haya habido transformaciones químicas para llegar a estos tamaños. Están formadas, principalmente, por minerales silicatados, constituidos por cadenas de elementos tetraédricos y octaédricos (el ión silicio se encuentra en el centro de cada una de estas estructuras regulares), unidas por enlaces covalentes débiles, pudiendo entrar las moléculas de agua entre las cadenas produciendo, a veces, aumentos de volumen (recuperables cuando el agua se evapora). Todo ello hace que la capacidad de retención del agua sea muy grande (pequeños huecos con una gran superficie de absorción en las partículas y una estructura que permite retener el agua), por lo que son generalmente los materiales más problemáticos (tiempos muy elevados de consolidación o de expulsión de agua bajo esfuerzos).**

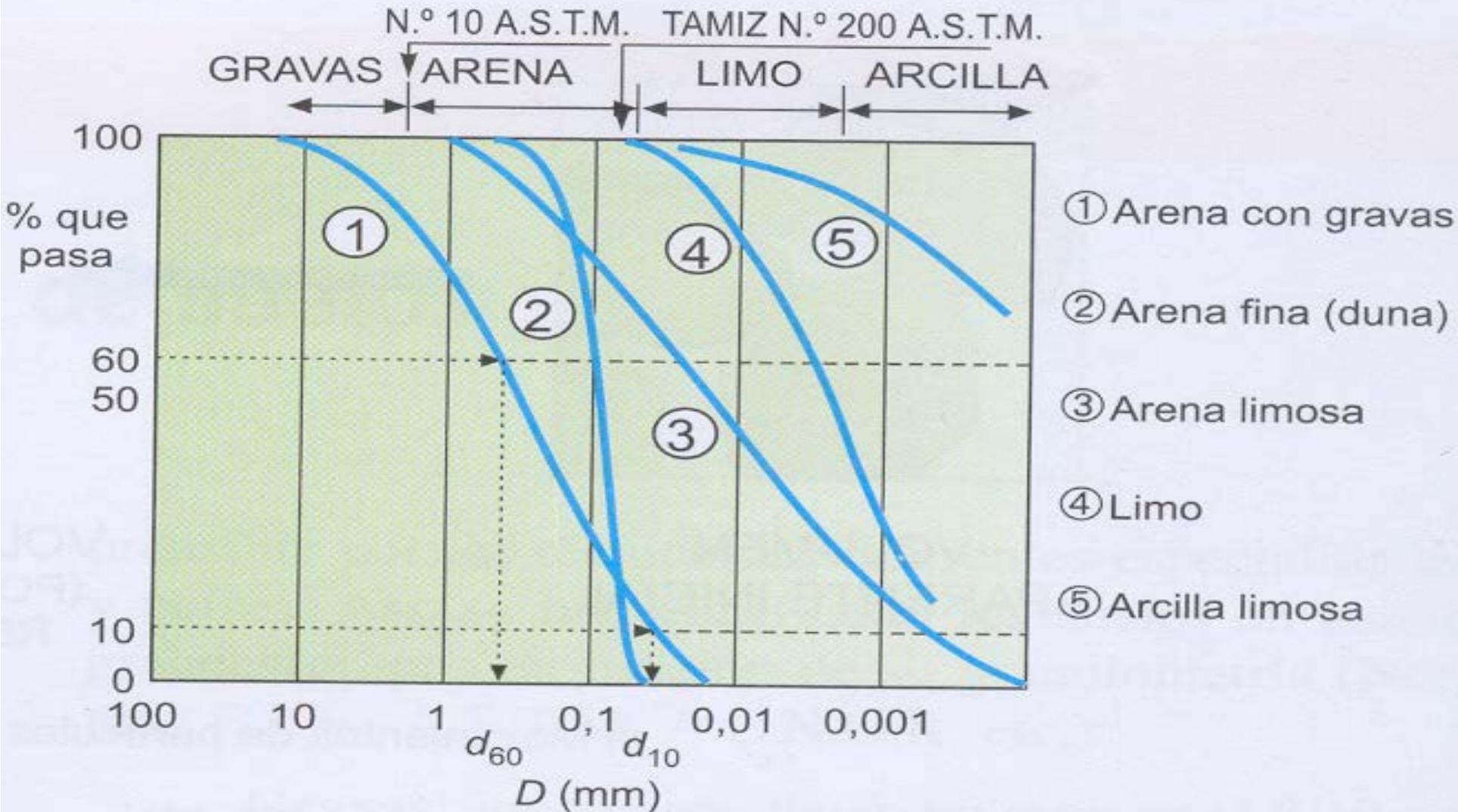
DISTRIBUCION GRANULOMETRICA

Para conocer la proporción de cada material que tiene un suelo se realizan análisis granulométricos, utilizando la vía seca para partículas de tamaños superiores a 0,075 mm, y la granulometría por sedimentación mediante el hidrómetro (vía húmeda) para tamaños iguales o inferiores a 0,075 mm. Los primeros se llevan a cabo tomando una muestra representativa del suelo, secándola y disgregando en seco el conjunto de partículas. A esta muestra se la hace pasar por un conjunto de tamices (cuyos tamaños suelen ir disminuyendo en progresión geométrica de razón 2) agitando el conjunto. Después se pesa lo retenido en cada tamiz, con lo que, conocido el peso inicial de la muestra, se determina el porcentaje de material, C_j , que pasa por un tamiz de diámetro D_j

$$C_j = \frac{\sum_{i=J+1}^{n+1} P_i}{P} \times 100 \quad P = \sum_{i=1}^{n+1} P_i$$

siendo **P** el peso seco total de la muestra y **P_i** el peso retenido por el tamiz de diámetro **D**. El peso **P_{n+1}** es el retenido por la base ciega que se pone debajo de la columna de tamices.

DISTRIBUCION GRANULOMETRICA



Granulometría de partículas

Con estos datos se puede elaborar la curva granulométrica de un suelo, que relaciona C_j con $19D_j$. En el gráfico se han representado diversas curvas que corresponden a: a) la 1 es una arena con gravas; b) la 2 una arena fina (tipo arena de duna); c) la 3 una arena limosa; d) la 4 un limo; e) la 5 una arcilla limosa.

Para una mejor definición de la granulometría de un suelo se utilizan dos coeficientes:

El de uniformidad, C_u que es la relación entre el diámetro correspondiente al tamiz por el que pasa un 60% del material y el diámetro correspondiente al tamiz por el que pasa el 10 %. Si C_u es menor de 5 el suelo tiene una granulometría uniforme; si C_u varía entre 5 y 20 es poco uniforme, y si $C_u > 20$ es un suelo bien graduado. Cuanto más uniforme es la granulometría de un suelo, más uniforme es el tamaño de sus huecos, menores densidades alcanzará, más fácilmente será erosionado, etc.

El contenido de finos, llamando así al porcentaje de suelo que pasa por el tamiz N° 200 de la serie A.S.T.M (0,075 mm). Este porcentaje indica la proporción de arcilla y limo que contiene el suelo, y está relacionado con la posibilidad de retención de agua. Cuanto mayor sea el contenido de finos, mayor será la dificultad de expulsión de agua bajo esfuerzos.

PLASTICIDAD

La granulometría proporciona una primera aproximación a la identificación del suelo, pero a veces queda poco claro (arena limo-arcillosa, por ejemplo), por lo que se utilizan unos índices, derivados de la agronomía, que definen la consistencia del suelo en función del **contenido en agua**, a través de la determinación de la humedad: peso del agua del suelo dividido por el peso del suelo seco (el peso de agua se determina por diferencia entre el peso de la muestra de suelo antes y después de secado en estufa el tiempo necesario para que se evapore esa agua).

A este respecto, **Atterberg** definió tres límites: el **de retracción o consistencia** que separa el estado de sólido seco y el semisólido, el **límite plástico, W_p** , que separa el estado semisólido del plástico y **el límite líquido, W_v** que separa el estado plástico del semilíquido; estos dos últimos límites (los más usados en la práctica) se determinan con la fracción de suelo que pasa por el tamiz N° 40 A.S.T.M (0,1 mm).

Límite plástico

El límite plástico se determina amasando s seco con poca agua y formando elipsoides, arrollándolos con la palma de la mano sobre una superficie lisa, hasta llegar a un diámetro de unos 3 mm y una longitud de 25-30 mm. Si, en ese momento, los elipsoides se cuartejan en fracciones de unos 6 mm, su humedad es la del límite plástico (que se determina secando en estufa varios elipsoides en análogas condiciones). Si no se cuartejan se vuelven a formar elipsoides para que pierdan humedad y lleguen a cuartejarse.

Límite Líquido

Se determina amasando bien el suelo seco (disgregado con maza) con agua y extendiendo la masa sobre la Cuchara de Casagrande. Se abre, en el centro de la masa extendida, un surco con un acanalador, formando un canal de unos 2 mm. de ancho en su parte baja. El molde se coloca sobre una base y se somete a golpes. El límite líquido es la humedad de la muestra cuando al dar 25 golpes se cierra el canal unos 12 mm. Como es difícil conseguir esta condición, se determina la humedad por interpolación, a partir de dos muestras, en las que debe conseguirse el cierre de 12 mm. con más y menos golpes que 25.

CUCHARA DE CASAGRANDE



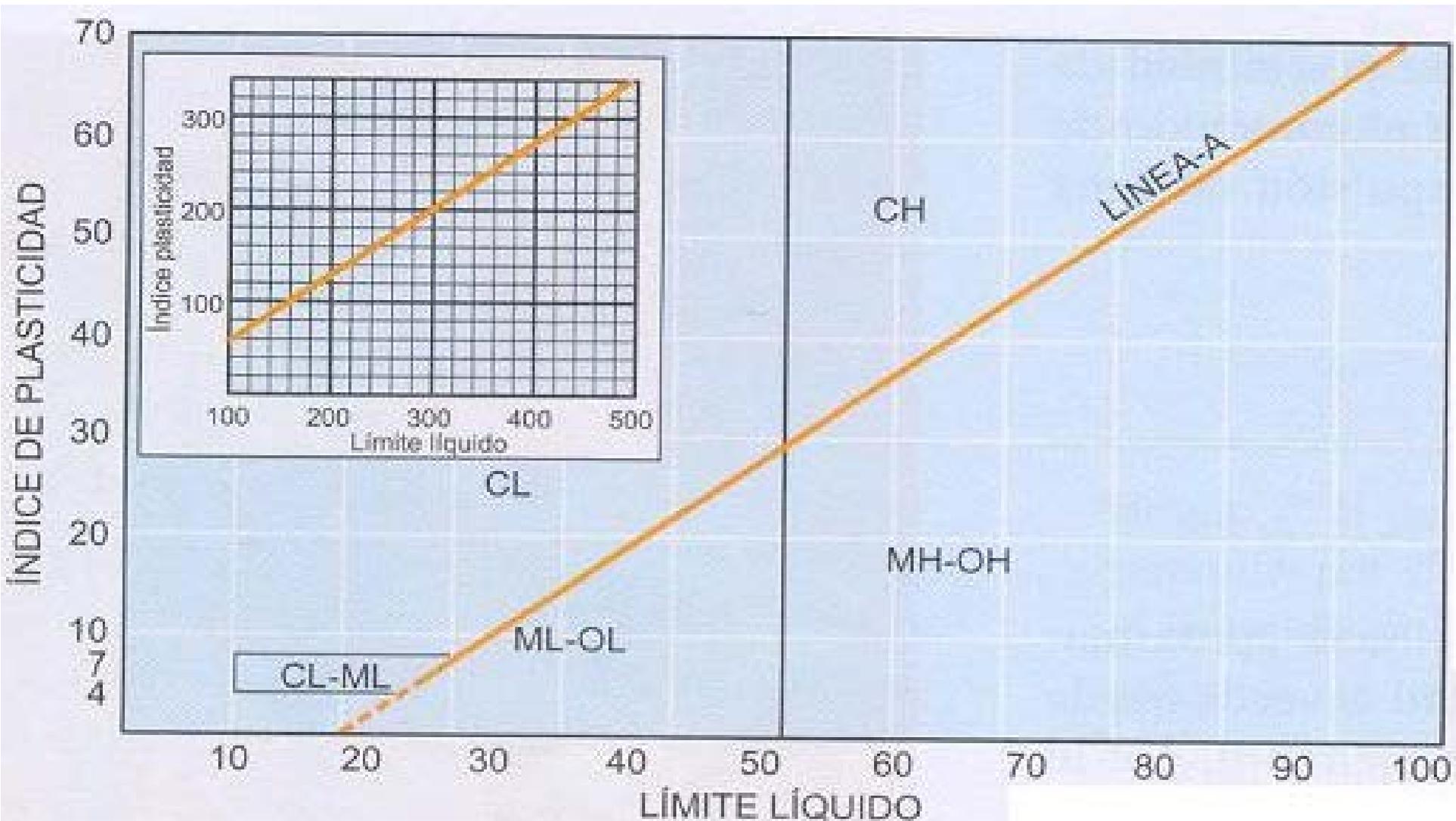
Para determinación del límite líquido. Se observa la arcilla amasada y colocada sobre la cuchara con el canal ya abierto. También pueden verse tres tipos de acanaladores usados en la práctica.

Determinados W_L y W_p se puede obtener un punto representativo de cada muestra de suelo en la Carta de Plasticidad de Casagrande, representando la relación del límite líquido, W_L con el índice de plasticidad, I_p ($I_p = W_L - W_p$ representa el intervalo de humedades para pasar del estado semisólido al semi-líquido). A partir de diversos estudios prácticos, Casagrande definió que los suelos con $W_L > 50$ son de «alta plasticidad» (admiten mucha agua, pueden experimentar deformaciones plásticas grandes, etc.); por debajo de este valor los suelos se consideran de «baja plasticidad». También definió una línea “A” que resulta paralela a la dirección con que, en esa carta, se ordenan las muestras de un mismo terreno.

Utilizando la línea A y el criterio de baja y alta plasticidad, en la carta de Casagrande se definen varias zonas, según los estudios del citado autor los suelos limosos y con apreciable contenido orgánico tienen un intervalo de humedad menor para pasar del estado semisólido a semilíquido, situándose por debajo de la línea A, mientras que las arcillas están por encima de dicha línea.

Se definen, así, varios tipos de suelos: arcillas de baja plasticidad (CL), arcillas de alta plasticidad (CH), limos y suelos orgánicos de baja plasticidad (ML- OL) y limos y suelos orgánicos de alta plasticidad (MH - OH). En la práctica se representa el punto correspondiente a los valores determinados de W_L e I_p y se obtiene una clasificación que sirve para completar la identificación de un suelo, con lo que se puede conocer el predominio de la fracción arcillosa o limosa. Casagrande completó este sistema de identificación con datos de granulometría y definió el sistema unificado de clasificación de suelos, muy usado en la práctica. Ver figura

Plasticidad



Carta de Plasticidad de Casagrande

PLASTICIDAD

Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (SUCS)

Identificación en el campo (excluyendo las partículas mayores de 7,5 cm y basando las fracciones en pesos estimados)				Simbolo del grupo	Nombres típicos					
Suelos de grano grueso-Más de la mitad del material es retenido por el tamiz N.º 200 (La abertura del tamiz N.º 200 corresponde aproximadamente al tamaño de la mayor partícula apreciable = simple $\sqrt{D_{50}}$)	Gravas más de la mitad de la fracción gruesa es retenida por el tamiz N.º 4	Gravas limpias (con pocos finos o sin ellos)	Amplia gama de tamaños y cantidades apreciables de todos los tamaños intermedios	GW	Gravas bien graduadas, mezclas de grava y arena con pocos finos o sin ellos					
			Predominio de un tamaño o un tipo de tamaños, con ausencia de algunos tamaños intermedios	GP	Gravas mal graduadas, mezclas de arena y grava con pocos finos o sin ellos					
		Gravas con finos (cantidad apreciable de finos)	Fración fina no plástica (para la identificación ver el grupo ML más abajo)	GM	Gravas limosas, mezclas mal graduadas de grava, arena y limo					
			Finos plásticos (para identificación ver el grupo CL más abajo)	GC	Gravas arcillosas, mezclas mal graduadas de grava, arena y arcilla					
		Arenas limpias (con pocos finos o sin ellos)	Amplia gama de tamaños y cantidades apreciables de todos los tamaños intermedios	SW	Arenas bien graduadas, arenas con grava con pocos finos o sin ellos					
			Predominio de un tamaño o un tipo de tamaños, con ausencia de algunos tamaños intermedios	SP	Arenas mal graduadas, arenas con grava con pocos finos o sin ellos					
	Arenas con finos (cantidad apreciable de finos)	Finos no plásticos (para identificación ver el grupo ML más abajo)	SM	Arenas limosas, mezclas de arena y limo mal graduadas						
		Finos plásticos (para identificación ver el grupo CL más abajo)	SC	Arenas arcillosas, mezclas mal graduadas y arenas y arcillas						
	Métodos de identificación para la fracción que pasa por el tamiz N.º 40									
	Limos y arcillas con límite líquido menor de 50	Resistencia en estado seco (a la desgregación)	Distancia (reacción a la agitación)	Tenacidad (consistencia)	ML	Limos inorgánicos y arenas muy finas, polvo de roca, arenas finas limosas o arcillosas con ligera plasticidad				
						Nula a ligera	Rápida a lenta	Nula	CL	Arcillas inorgánicas de plasticidad baja a media, arcillas con grava, arcillas arenosas, arcillas limosas
						Media a alta	Nula a muy lenta	Medio		
Ligera a media		Lenta	Ligera	OL	Limos orgánicos y arcillas limosas orgánicas de baja plasticidad					
Limos y arcillas con límite líquido mayor de 50	Resistencia en estado seco (a la desgregación)	Distancia (reacción a la agitación)	Tenacidad (consistencia)	MH	Limos inorgánicos, suelos limosos o arenosos finos micáceos o con diatomeas, suelos limosos					
					Ligera a media	Lenta a nula	Ligera a media	CH	Arcillas inorgánicas de plasticidad elevada, arcillas grasas	
					Alta a muy alta	Nula	Alta			
Media a alta	Nula a muy lenta	Ligera a media	OH	Arcillas orgánicas de plasticidad media a alta						
Suelos altamente orgánicos			Fácilmente identificables por su color, olor, sensación esponjosa y frecuentemente por su textura fibrosa	PT	Turba y otros suelos altamente orgánicos					

Los suelos que poseen características de dos grupos se designan con la combinación de los dos símbolos. P. ej., GW-GC, mezcla bien graduada de arena y grava. Todos los tamaños de tamices se refieren al U.S. Standard.

Hay suelos con predominio arcilloso, que si bien se orientan en una dirección paralela a la línea A no quedan siempre por encima de dicha línea. No son limos, pero su mineralogía, estructura, fábrica y contenido de carbonato hacen que no se cumpla estrictamente lo obtenido por Casagrande en otros suelos más «normales». Además, en la práctica, se determina el contenido de algunos componentes químicos para completar esta identificación: la materia orgánica (para conocer la parte compresible de las partículas), el contenido de sulfatos (para determinar posibles disoluciones, ataques al hormigón, etc.) y el contenido de carbonatos (como posible agente cementante). Para problemas especiales se determina la composición química restante y, sobre todo, el contenido mineralógico de la fracción arcillosa (para conocer el tipo de minerales existentes entre los silicatos y sus características, posibilidad de expansión, etc).

Además, en la práctica, se determina el contenido de algunos componentes químicos para completar esta identificación: la materia orgánica (para conocer la parte compresible de las partículas), el contenido de sulfatos (para determinar posibles disoluciones, ataques al hormigón, etc.) y el contenido de carbonatos (como posible agente cementante).

ESTADO DE LOS SUELOS

La metodología para el análisis del comportamiento de un suelo frente a las acciones exteriores (como cimentaciones de edificios, excavaciones, etc.) es la siguiente:

- Identificación del tipo de suelo, determinando su granulometría y plasticidad, a lo que se añade el contenido de SO_3 , CO_2 y materia orgánica, todo ello a través de sencillos ensayos de laboratorio.**

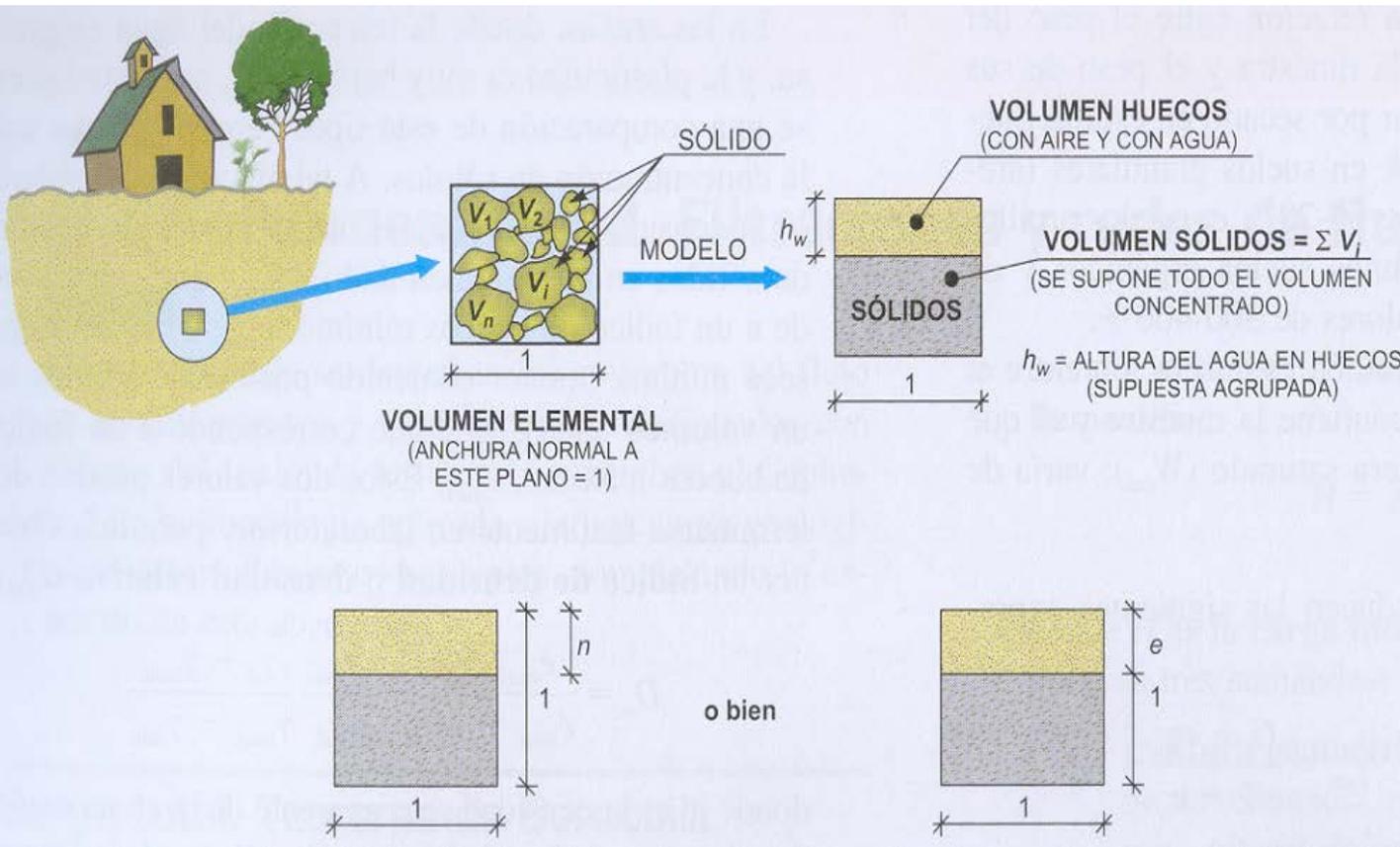
- **Determinación de su estado real (los ensayos anteriores se hacen secando y disgregando la muestra, sin conservar su estructura inicial), esto es, de las proporciones relativas de sólidos, agua, etc.**
- **A partir del estado real, teniendo en cuenta, además, su estado tensional inicial, ha de estudiarse la respuesta del suelo frente a los cambios que, en este estado, inducen las acciones exteriores.**

Para definir el estado inicial de un suelo, se intenta determinar en primer lugar la concentración relativa de sólidos, volumen relativo de huecos y contenido relativo de agua en un volumen elemental representativo de un punto o zona del suelo. Para ello se suele utilizar un pequeño modelo físico equivalente a ese volumen elemental, tal como se define en la Figura. El modelo se consigue suponiendo que todo el volumen de partículas sueltas se concentra, quedando el resto del volumen ocupado por los huecos.

Unos primeros índices para definir el estado del suelo son la porosidad, n (relación entre el volumen de huecos y el volumen total del elemento considerado, o sea su volumen aparente) y el índice de huecos o de poros, e (relación entre el volumen de huecos y el volumen de sólidos). Utilizando el esquema siguiente resulta:

$$n = \frac{e}{1 + e} \quad e = \frac{n}{1 - n}$$

ESTADO DE LOS SUELOS



Modelo Simplificado equivalente a una muestra representativa del suelo

De la fig. se deducen las siguientes expresiones:

$$\gamma_d = \frac{G}{1 + e} \quad \gamma_{\text{sat}} = \frac{G + e\gamma_w}{1 + e}$$

$$\gamma_{\text{ap}} = \gamma_d(1 + W) \quad S_r = \frac{W}{W_{\text{sat}}}$$

En rocas suele usarse **n** y en suelos **e**. El índice de huecos varía, normalmente, entre 0,30 y 1,30 (aunque en suelos muy flojos y con materia orgánica llega a alcanzar valores de 3 ó más). Cuanto mayor es este índice, más huecos hay, más flojo o blando es el terreno, mayor es su deformabilidad, etc. Para estimar la concentración relativa de sólidos y agua se utilizan varios parámetros:

PESO ESPECÍFICO DE PARTÍCULAS, G

Es el valor medio de los correspondientes a las diversas partículas. Se determina en laboratorio, midiendo el volumen que ocupa una muestra de partículas (seca y disgregada, y peso conocido) por desplazamiento de un volumen de líquido en un recipiente lleno de agua y previamente tasado (picnómetro). Suele alcanzar valores del orden de 25 a 27 Kn/m³, aunque en determinados suelos volcánicos con minerales de hierro alcanza valores de 30 -31 kN/m³.

PESO ESPECÍFICO APARENTE SECO (ρ_d)

Es la relación entre el peso de sólidos de la muestra (sin considerar el agua que tenga) y el volumen aparente que ocupan (el del elemento de referencia). Puede valer, normalmente, entre 13 y 19 kN/m³, aunque en algunos suelos volcánicos y depósitos eólicos se alcanzan de 6 a 12 kN/m³.

PESO ESPECIFICO APARENTE SATURADO(γ_{sat})

Es la relación entre el peso de sólidos más el peso de agua de los huecos (suponiendo el suelo saturado, aunque no lo estuviese), y el volumen aparente del elemento de referencia; suele variar entre 16 y 21 kN/m³ (con algunos valores más bajos en casos especiales)

PESO ESPECIFICO APARENTE (γ_{ap})

Es la relación entre el peso de la muestra (sólidos más el agua que contenga) y su volumen aparente; suele variar entre 15 y 21 kN/m³.

PESO ESPECIFICO DEL AGUA (γ_w)

Es el del fluido intersticial.

HUMEDAD (W)

Es la relación entre el peso del agua que contiene la muestra y el peso de sus sólidos, a determinar por secado en estufa. Suele variar entre 5-8 % en suelos granulares (arenas y gravas) y entre 60-70 % en suelos arcillosos, aunque en algunos suelos orgánicos y de marisma alcanza valores de 300-400 %

GRADO DE SATURACION S_r

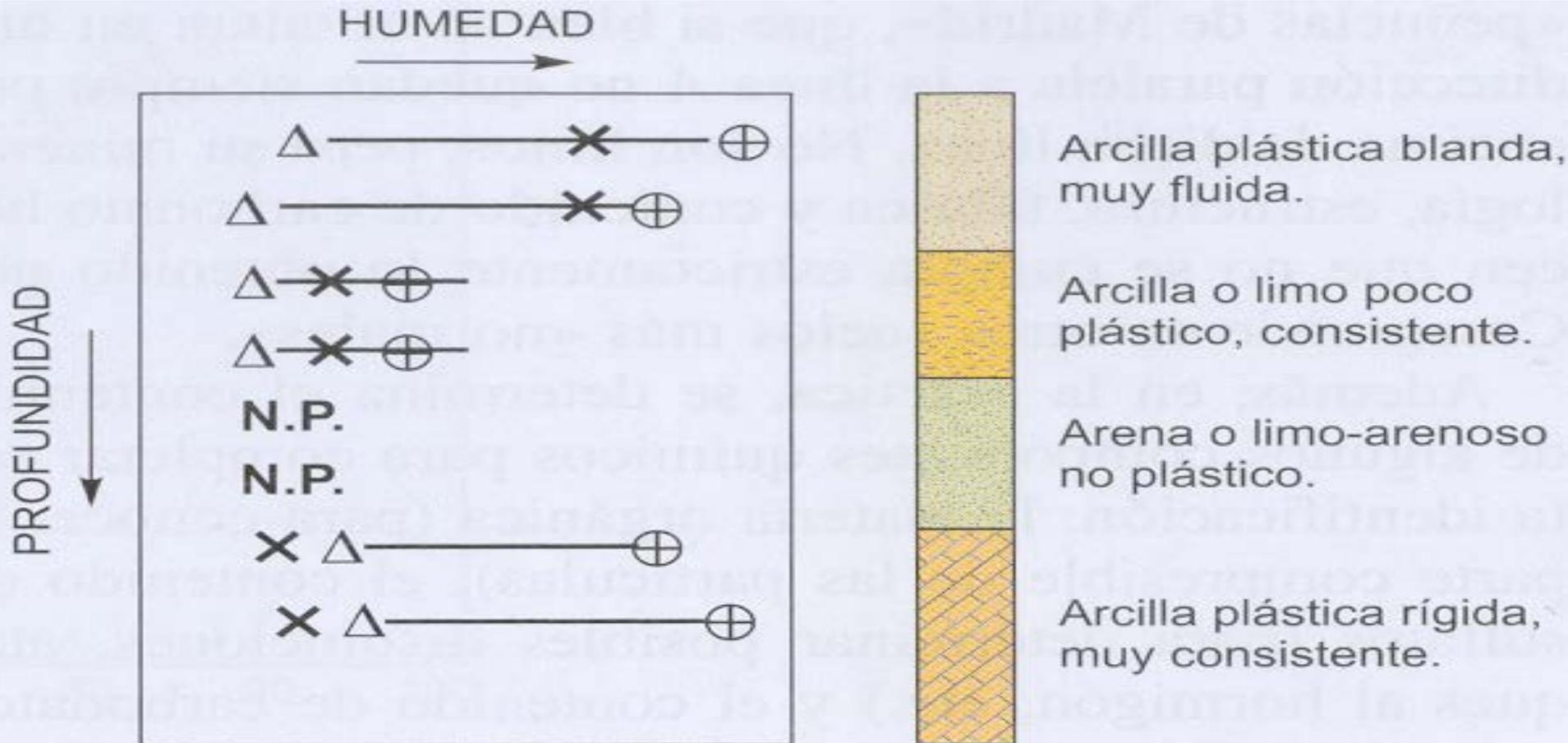
Es la relación entre el peso del agua que contiene la muestra y el que contendría si estuviera saturado (W_{sat}); varía de 0 a 100%.

$$\gamma_d = \frac{G}{1 + e} \quad \gamma_{\text{sat}} = \frac{G + e\gamma_w}{1 + e}$$

$$\gamma_{\text{ap}} = \gamma_d(1 + W) \quad S_r = \frac{W}{W_{\text{sat}}}$$

Definir el contenido de humedad equivale a identificar la consistencia inicial del terreno, por lo que suele compararse con las humedades del límite líquido y plástico, a fin de tener una idea de dicha consistencia. Ello suele hacerse en la forma que se indica en la siguiente figura, dibujando para cada profundidad en que se hayan hecho los ensayos adecuados la humedad natural y la de los citados límites, lo que permite no solo tener una idea de la consistencia sino de si las muestras representan suelos diferentes.

ESTADO DE LOS SUELOS



$\Delta = W_P$,, $\oplus = W_L$,, x = Humedad natural ,, N.P. = No plástico

Situación de un suelo real entre extremos posibles

Además se utiliza, por ejemplo, el índice de fluidez, I_L para cuantificar esa consistencia, que normalmente varía entre 0 y 1, pero puede ser negativo (en suelos muy secos):

$$I_L = \frac{W - W_p}{W_L - W_p}$$

En las arenas, donde la retención del agua es escasa, y la plasticidad es muy baja o nula, no suele hacerse una comparación de este tipo. Pero sí se hace con la concentración de sólidos. A tal efecto se considera:

a) La densidad seca máxima (mayor contenido posible de sólidos en un volumen dado), ρ_{max} que corresponde a un índice de huecos mínimo, e_{min} ;

b) La densidad seca mínima (menor contenido posible de sólidos en un volumen dado), $\gamma_{d, \min}$ que corresponde a un índice de huecos máximo, e_{\max} . Estos dos valores pueden determinarse fácilmente en laboratorio y permiten obtener un índice de densidad o densidad relativa (DR):

$$D_r = \frac{e_{\max} - e}{e_{\max} - e_{\min}} = \frac{\gamma_{\max} - \gamma_d}{\gamma_{\max} - \gamma_{\min}}$$

donde γ_d es la densidad seca aparente de la arena considerada y e su índice de huecos.

Con D_r puede calificarse la compacidad relativa de la muestra según el cuadro, en el que se han incluido los valores habituales para las propiedades del estado de los suelos arenosos.

Propiedades de estado de suelos de grano grueso

Suelos de grano grueso	Densidad relativa D_r (%)	Densidad seca γ_d (kN/m^3)	Humedad W (%)	Índice de huecos e
Muy flojos	0-40	< 14,0	> 16	> 0,9
Flojos	40-60	14,0-16,0	12-16	0,65-0,9
Medianamente densos	60-80	16,0-17,5	8-12	0,55-0,65
Densos	80-90	17,5-18,5	6-8	0,4-0,55
Muy densos	90-100	> 18,5	< 6	< 0,4

mientras que en el segundo cuadro se han incluido las de los suelos finos (limas y arcillas). Los suelos de grano grueso son aquellos cuyo tamaño predominante (más del 50 %) es mayor de 0,075 mm (retenido por el tamiz 200 ASTM), y los suelos finos son los de tamaño predominante (más del 50 %) igual o inferior a 0,075 mm (pasan por el tamiz 200 ASTM).

Propiedades de estado de suelos finos

Suelos finos	Índice de fluidez, I_L	Densidad seca γ_d (kN/m^3)	Humedad W (%)	Índice de huecos e
Muy blandos	1,00-0,80	< 1,40	> 55	> 1,30
Blandos	0,80-0,65	1,40-1,55	40-55	1,0-1,3
Consistencia media	0,65-0,40	1,55-1,70	25-40	0,7-1,0
Duros	0,40-0,25	1,70-1,80	15-25	0,5-0,7
Muy duros	< 0,25	> 1,80	< 15	< 0,5

**Permeabilidad
Filtraciones
y
redes de flujo**

CARGA TOTAL - TEOREMA DE BERNOUILLI

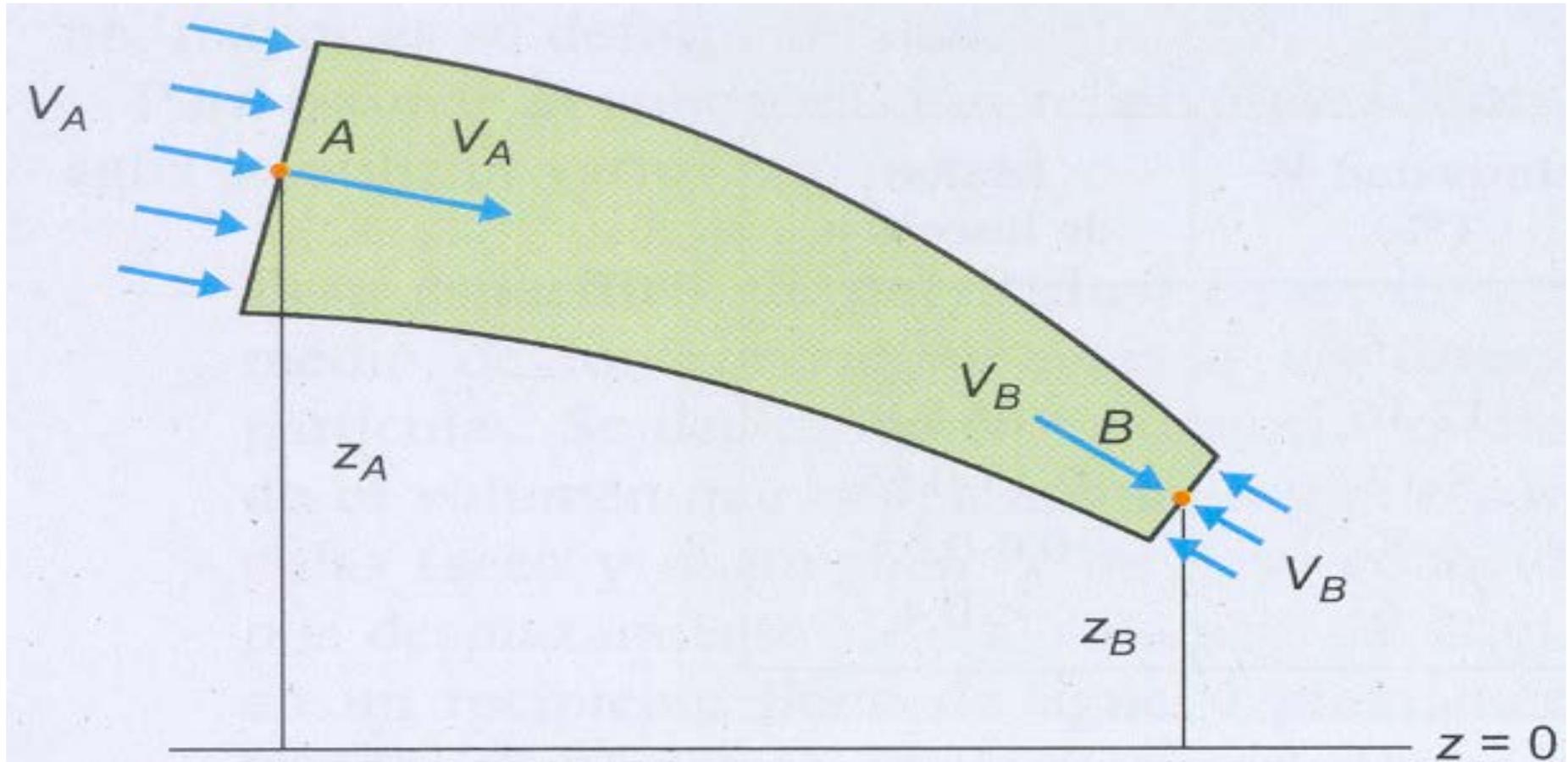
En los problemas de flujo la forma de expresar la energía en un determinado punto del fluido en movimiento se define a partir del llamado «Teorema de Bernouilli» :

$$H = z + \frac{u}{\gamma_w} + \frac{v^2}{2g}$$

donde **H** es la carga hidráulica total, que se descompone en tres sumandos:

- **Z** : altura geométrica, que se mide desde un plano de referencia, $z = 0$, elegido arbitrariamente.
- **u / γ_w** : altura de presión, siendo **u** la presión de agua en el punto considerado y γ_w el peso específico del agua.
- **$v^2/2g$** : altura de velocidad, donde **v** es la velocidad de flujo en el punto considerado y **g** la aceleración de la gravedad

Los dos primeros términos representan una energía de posición (potencial), mientras que el tercer término corresponde a una energía cinética; todos ellos tienen unidades de longitud. En el caso ideal de un fluido perfecto e incompresible sujeto a un flujo permanente y estacionario, Bernoulli demostró que la carga hidráulica total se mantiene constante



Teorema de Bernoulli

Por lo tanto, entre dos puntos cualesquiera del fluido en movimiento se mantiene la energía global dada por la carga H, y lo único que ocurre es que dicha energía se transfiere de unos términos a otros (altura geométrica, de presión o velocidad):

$$z_A + \frac{u_A}{\gamma_w} + \frac{v_A^2}{2g} = z_B + \frac{u_B}{\gamma_w} + \frac{v_B^2}{2g}$$

Los fluidos reales, como el agua, no son perfectos, de forma que cualquier obstáculo que se oponga al flujo entre dos puntos produce una pérdida de la carga ΔH . De hecho, para que exista flujo es necesaria una diferencia de carga hidráulica, de manera que el agua circula desde puntos de mayor carga (H_A) hacia puntos de menor carga (H_B).

La diferencia $\Delta H = H_A - H_B$ representa el trabajo gastado para vencer la resistencia del obstáculo, o lo que es lo mismo, la parte de energía empleada para ello.

El agua en reposo. Presiones Hidrostáticas

Un caso particular y muy habitual de mantenimiento de la carga total corresponde a situaciones en las que el agua está en reposo (condiciones hidroestáticas) ya que, aunque su viscosidad no sea nula, al no existir movimiento no tiene sentido pensar en obstáculos que se opongan a él. Complementariamente, al ser nula la velocidad de flujo, el Teorema de Bernouilli queda reducido a un binomio:

$$h = z + \frac{u}{\gamma_w}$$

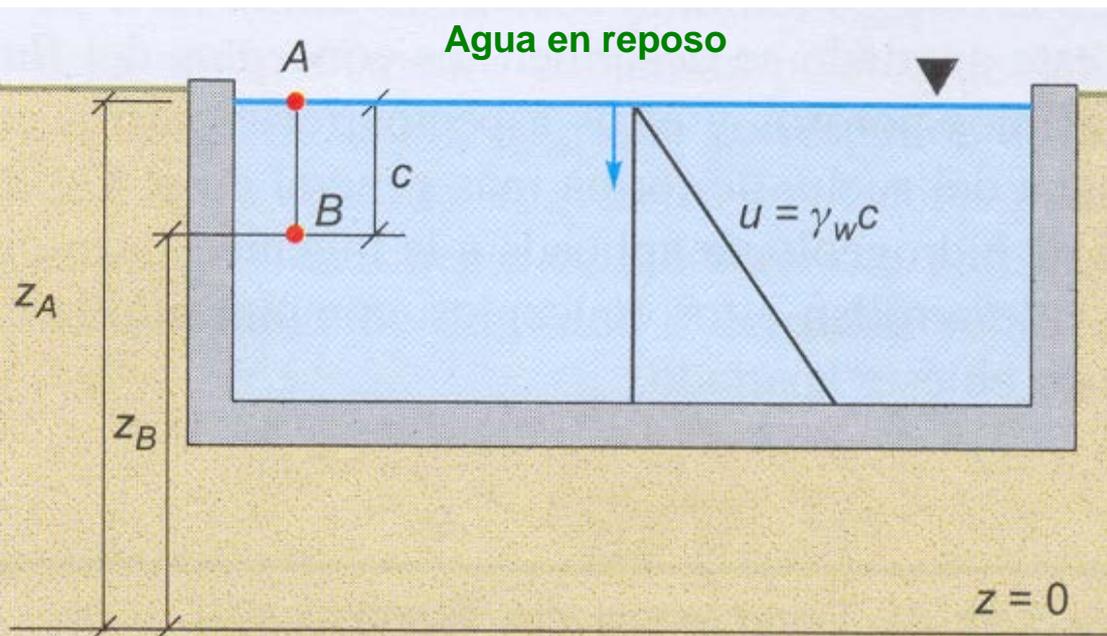
donde h se denomina altura piezométrica.

Esta simple ecuación, junto con la condición de que, h resulte constante en toda la masa líquida, permite calcular de forma inmediata la presión de agua en cualquier punto del fluido.

El ejemplo más simple es el de un recipiente lleno de agua, una piscina. Se elige en primer lugar un plano arbitrario de referencia $z = 0$. A continuación, se seleccionan dos puntos de la masa líquida, uno situado en la superficie (A) y otro en un punto intermedio (B) en el que se desea calcular la presión de agua. Por la ecuación de Bernoulli se sabe que $h_A = h_B$, donde la altura piezométrica de A resulta:

$$h_A = z_A + \frac{u_A}{\gamma_w} = z_A$$

ya que se sitúa en la superficie del agua y su presión es la atmosférica (se toma como 0)



Cambiando ahora el punto B:

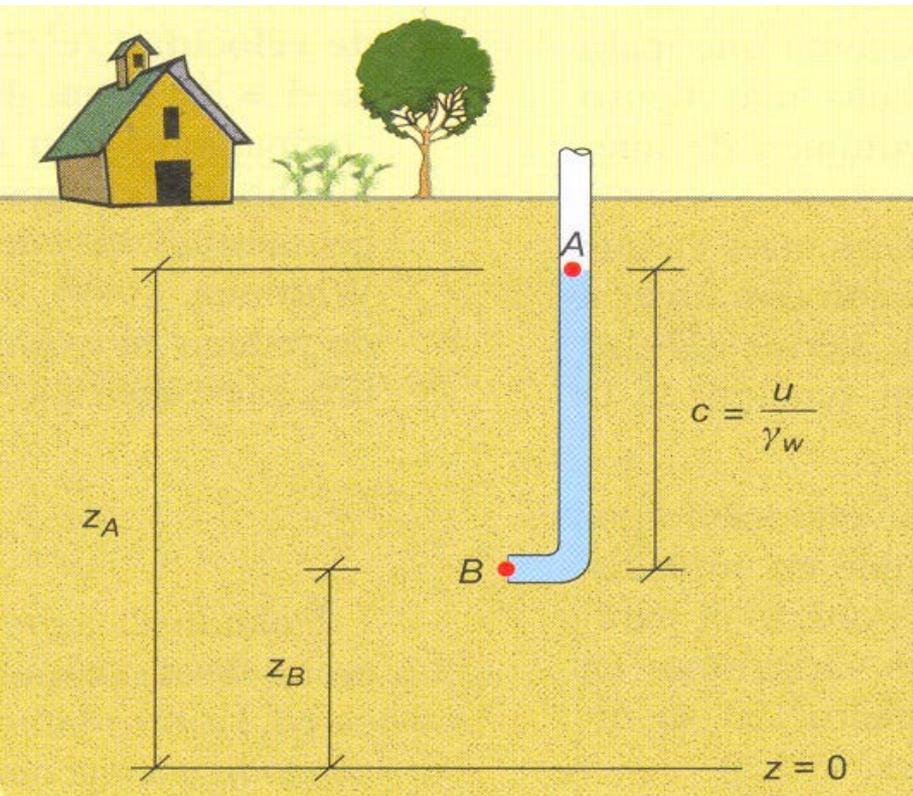
$$h_B = z_B + \frac{u_B}{\gamma_w} = h_A = z_A$$

y despejando:

$$u_B = \gamma_w (z_A - z_B) = \gamma_w c$$

Lectura de un piezómetro de tubo abierto

Los conceptos anteriores encuentran una aplicación directa cuando se desea conocer la presión de agua en un punto cualquiera del terreno (B). Si se introduce un tubo hasta la profundidad deseada, transcurrido un cierto tiempo (necesario para que se equilibren las presiones), el agua subirá hasta un determinado nivel (A). Dentro del tubo las condiciones resultan hidrostáticas (no hay pérdida de carga), de manera que las alturas piezométricas de A y B son iguales. En consecuencia, la presión de agua en (B) será:



$$u_B = \gamma_w(z_A - z_B) = \gamma_w C$$

y

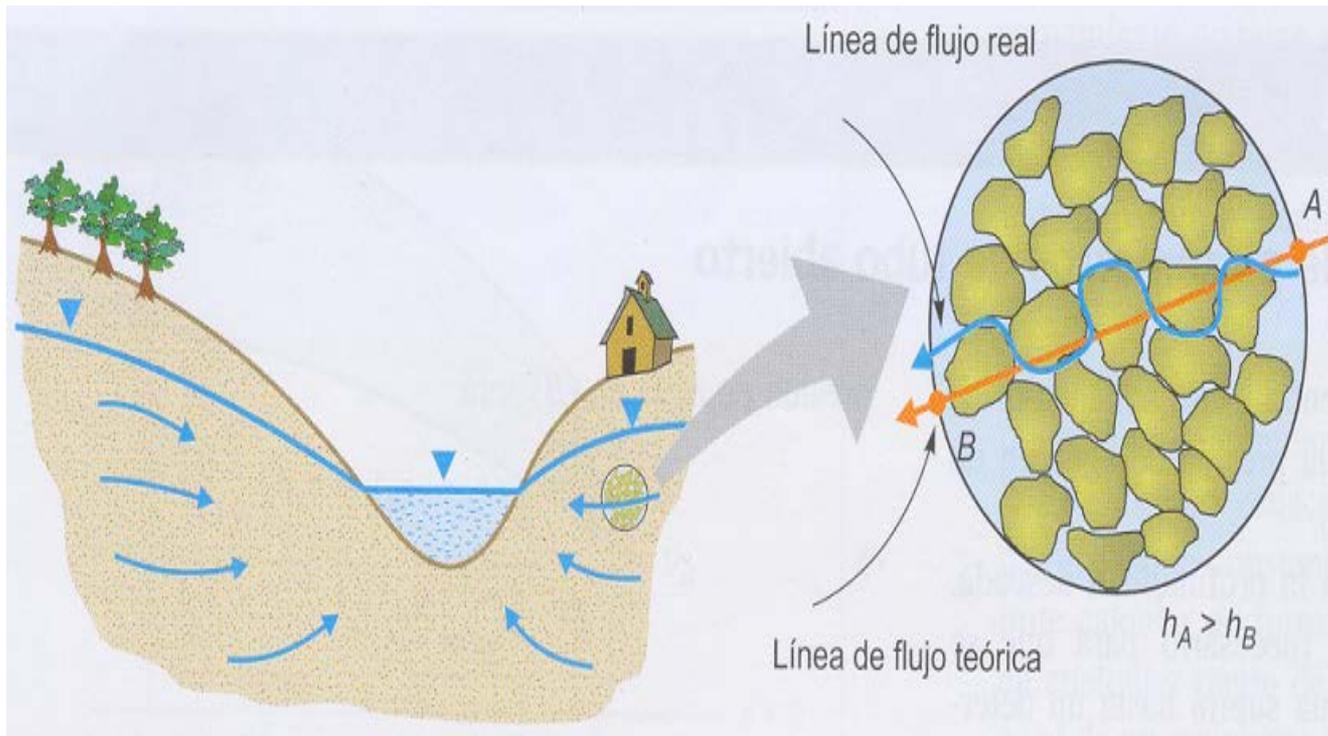
$$C = \frac{u_B}{\gamma_w}$$

de forma que: **La altura de agua que mide un piezómetro de tubo abierto en cualquier punto del terreno es igual a la presión de agua en dicho punto dividida por el peso específico del agua.**

El flujo de agua en el terreno

Conceptos básicos. Pérdidas de carga y permeabilidad

El suelo es un conjunto de partículas entre las que existen huecos o poros interconectados, de manera que el agua puede fluir a su través. Como es fácil imaginar, el camino de filtración resulta bastante «tortuoso», ya que el agua ha de «sortear» la gran cantidad de obstáculos que suponen las partículas del suelo



En consecuencia, en el proceso se producirán pérdidas de carga hidráulica. La mayor o menor facilidad para que se produzca flujo será función de la granulometría del suelo.

El flujo del agua en el terreno

Así, un suelo granular como una arena posee partículas de tamaño considerable, de forma que las dimensiones de los poros entre partículas también lo serán, el agua fluirá con facilidad a su través y las pérdidas de carga serán discretas. Sin embargo, en un suelo fino como una arcilla, el tamaño de las partículas es muy pequeño, del orden de micras, y sus poros resultan también extremadamente pequeños. En estas condiciones, el agua encontrará muchas más dificultades para circular y las pérdidas de carga serán muy considerables.

Si se define el coeficiente de permeabilidad, k , de un suelo como un parámetro que mide «la facilidad para que el agua circule a su través», dicha permeabilidad dependerá de:

- La granulometría, es decir, de la distribución de tamaños de los granos del suelo (y por lo tanto de sus poros), siendo k menor cuanto más pequeñas sean las partículas del suelo.**

- **La densidad del suelo, habida cuenta que, para una misma granulometría, cuanto más denso sea el terreno menor será su volumen de huecos, y menor será también k .**
- **La forma y orientación de las partículas, ya que si las condiciones de sedimentación dan lugar a orientaciones preferenciales, la permeabilidad podrá variar sustancialmente en función de la dirección de flujo.**

El coeficiente de permeabilidad fue enunciado por primera vez por Darcy en 1856. Se mide en unidades de velocidad (m/s, m/día o cm/s) y es quizás el parámetro hidráulico que registra mayores variaciones en función del tipo de suelo. En el siguiente cuadro se incluyen algunos valores típicos (Powers, 1992).

Rango de valores del coeficiente de permeabilidad en suelos

Tipo de suelo	k (cm/s)
Grava mal graduada (GP)	≥ 1
Grava uniforme (GP)	0,2-1
Grava bien graduada (GW)	0,05-0,3
Arena uniforme (SP)	5×10^{-3} -0,2
Arena bien graduada (SW)	10^{-3} -0,1
Arena limosa (SM)	10^{-3} - 5×10^{-3}
Arena arcillosa (SC)	10^{-4} - 10^{-3}
Limo de baja plasticidad (ML)	5×10^{-5} - 10^{-4}
Arcillas de baja plasticidad (CL)	10^{-5} - 10^{-8}

Carga hidráulica en el suelo. Gradiente Hidráulico

Una característica particular del flujo de agua en el suelo es que su velocidad de circulación resulta muy pequeña. Así, un valor elevado de ésta sería del orden de 0,6 m/min, lo que daría lugar a una altura de velocidad ($v^2/2g$) muy pequeña, de sólo 5×10^{-6} m. Este valor resulta despreciable en comparación con los términos z y u/w y es incluso mucho menor que la precisión para medir la altura geométrica (z) de un punto cualquiera (Lambe y Whitman, 1979), de manera que en la práctica se puede reducir la expresión de la carga hidráulica a la altura piezométrica:

$$h = z + (u / w)$$

Cuando el agua circula en el terreno lo hace desde un punto (A) de mayor altura piezométrica (h_A) a otro punto (B) de menor altura piezométrica ($h_A > h_B$). Si se tiene en cuenta que la pérdida de carga $\Delta h = h_A - h_B$ se produce en una longitud L , distancia que separa los dos puntos seleccionados a lo largo de una línea de corriente, se puede definir el gradiente hidráulico como la pérdida de carga (altura piezométrica) por unidad de longitud:

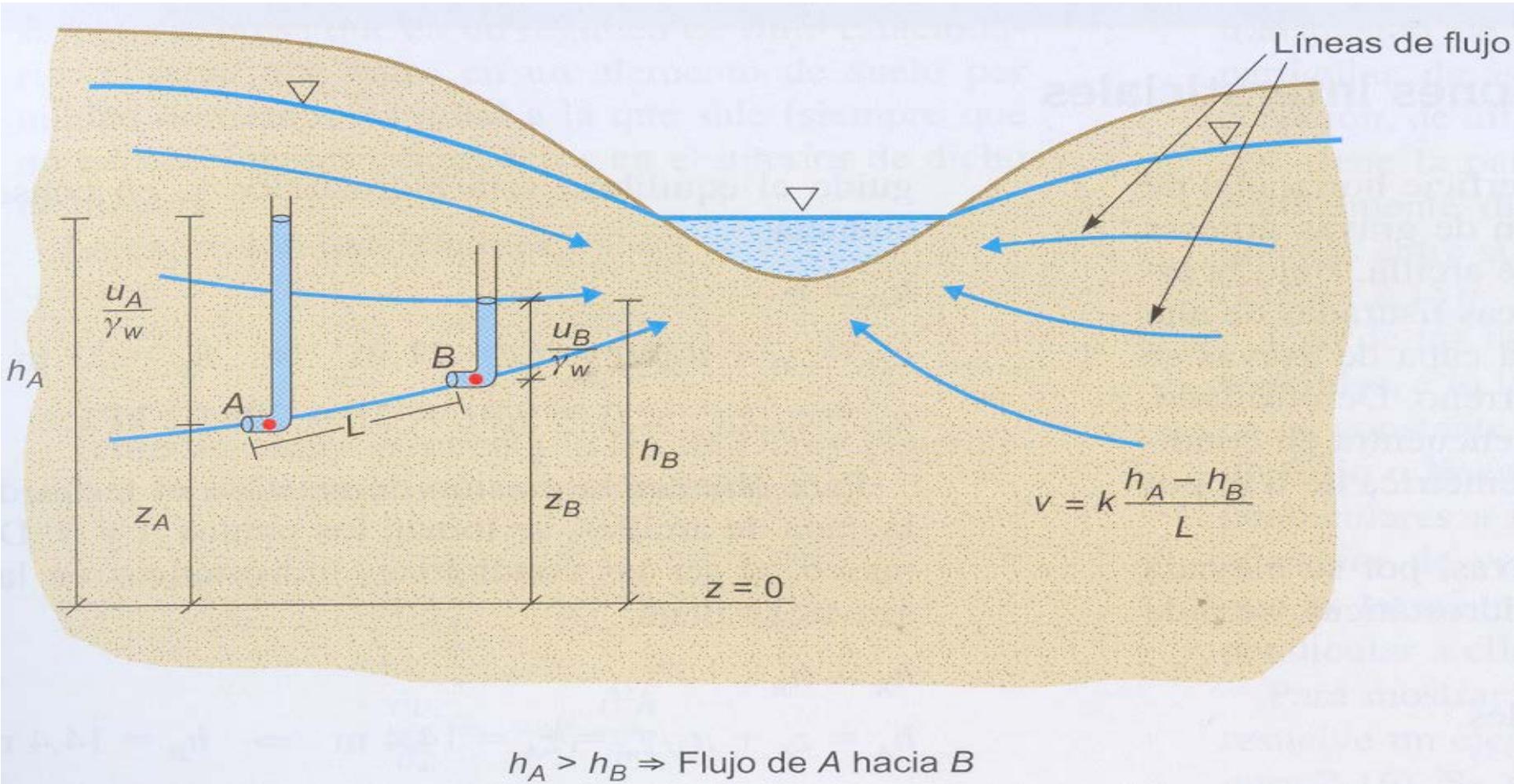
$$i = (\Delta h / L)$$

Ley de Darcy

El flujo de agua puede ser : laminar y turbulento. El régimen es laminar cuando las trayectorias de las gotas de agua (las líneas de corriente) no interfieren unas contra otras. En caso contrario, se trata de un flujo turbulento. Para el estudio de filtraciones en el terreno, salvo en algunos casos especiales de suelos de gran permeabilidad, flujo a través de grandes fisuras, flujo en karst, etc., se suele considerar que el régimen es laminar. En estas condiciones es aplicable la ley de Darcy y se puede suponer que la velocidad de flujo es proporcional al gradiente hidráulico:

$$v = k \frac{\Delta h}{L} = ki$$

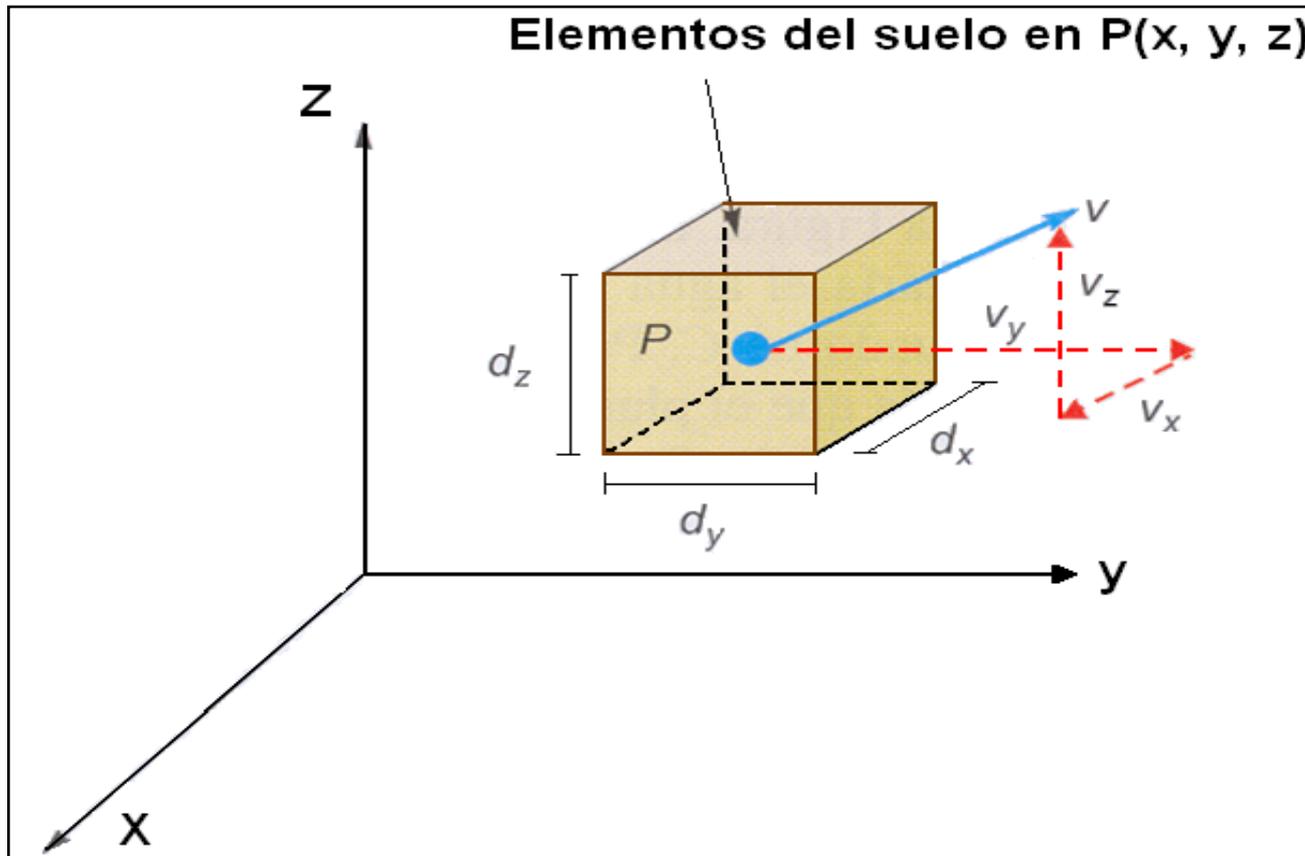
siendo k la permeabilidad del medio (expresada por el coeficiente de permeabilidad), y v la velocidad media del agua a través de una sección «macroscópica» de suelo, es decir, la velocidad aparente a lo largo de las líneas de flujo teóricas de la Figura



Pérdida de carga y Gradiente Hidráulico

Flujo estacionario en medio isótropo

El coeficiente de permeabilidad puede depender de la dirección de flujo. Puede considerarse como un tensor en un espacio de tres dimensiones, de forma que la ley de Darcy generalizada dice:



$$v_x = -k_x \frac{\partial h}{\partial x}$$

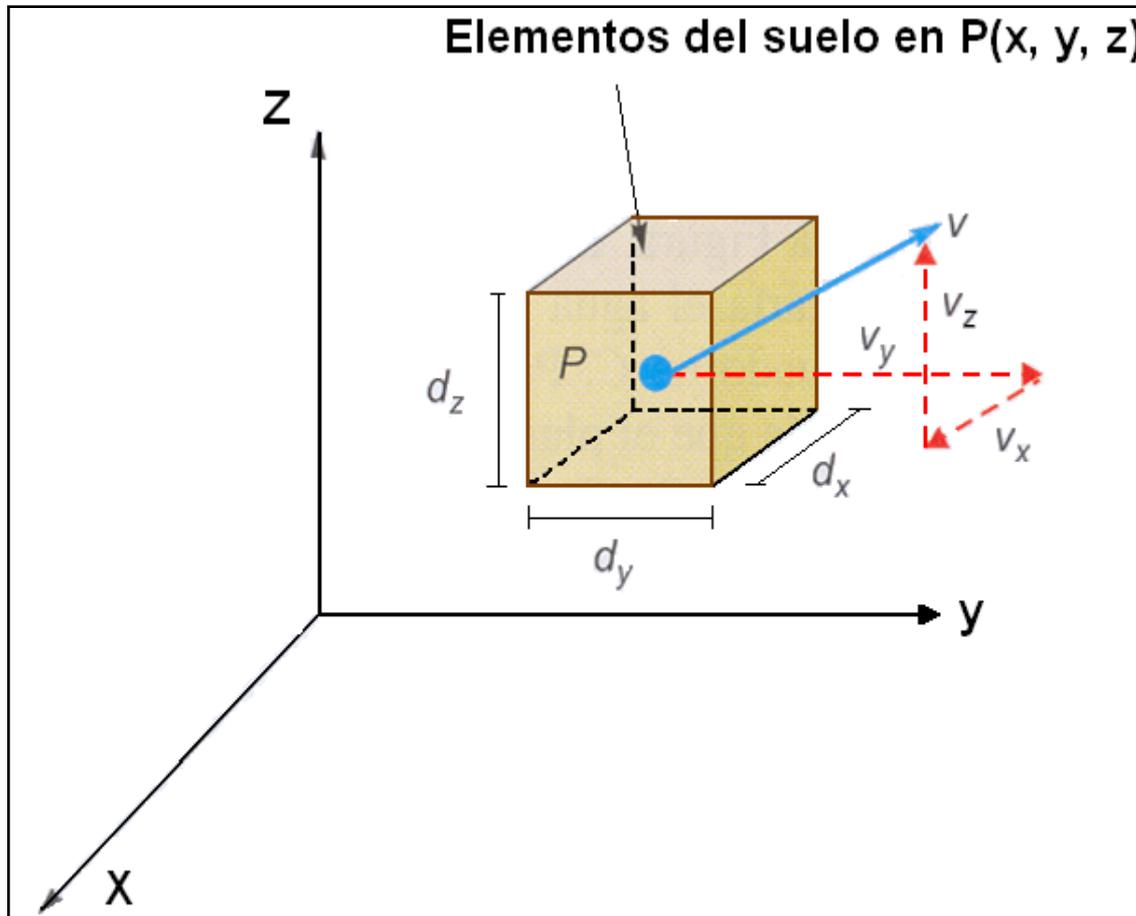
$$v_y = -k_y \frac{\partial h}{\partial y}$$

$$v_z = -k_z \frac{\partial h}{\partial z}$$

Donde:

V_x, V_y, V_z son las componentes de la velocidad de flujo según los ejes x, y, z .

K_x, K_y, K_z las direcciones principales de permeabilidad.



$-(\partial h/\partial x), -(\partial h/\partial y), -(\partial h/\partial z)$,
los gradientes
hidráulicos según los
tres ejes
seleccionados
(nótese el signo (-),
necesario en la
formulación
matemática ya que la
velocidad de flujo
tiene sentido
contrario al de
crecimiento de h).

Si se asume que:

a) El agua es incompresible.

b) v y u son función exclusiva de la posición (x, y, z) .

c) El suelo tiene densidad constante y está saturado.

se puede establecer la ecuación de la continuidad (conservación de la masa), que expresa que en un régimen de flujo estacionario, el agua que entra en un elemento de suelo por unidad de tiempo es igual a la que sale (siempre que no existan fuentes o sumideros en el interior de dicho elemento). La expresión resultante es:

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z} = 0$$

Teniendo ahora en cuenta la ley de Darcy a tres dimensiones, se puede escribir:

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} = -k_x \frac{\partial^2 h}{\partial x^2}; \quad \frac{\partial v_y}{\partial y} = -k_y \frac{\partial^2 h}{\partial y^2};$$

$$\frac{\partial v_z}{\partial z} = -k_z \frac{\partial^2 h}{\partial z^2}$$

y sustituyendo:

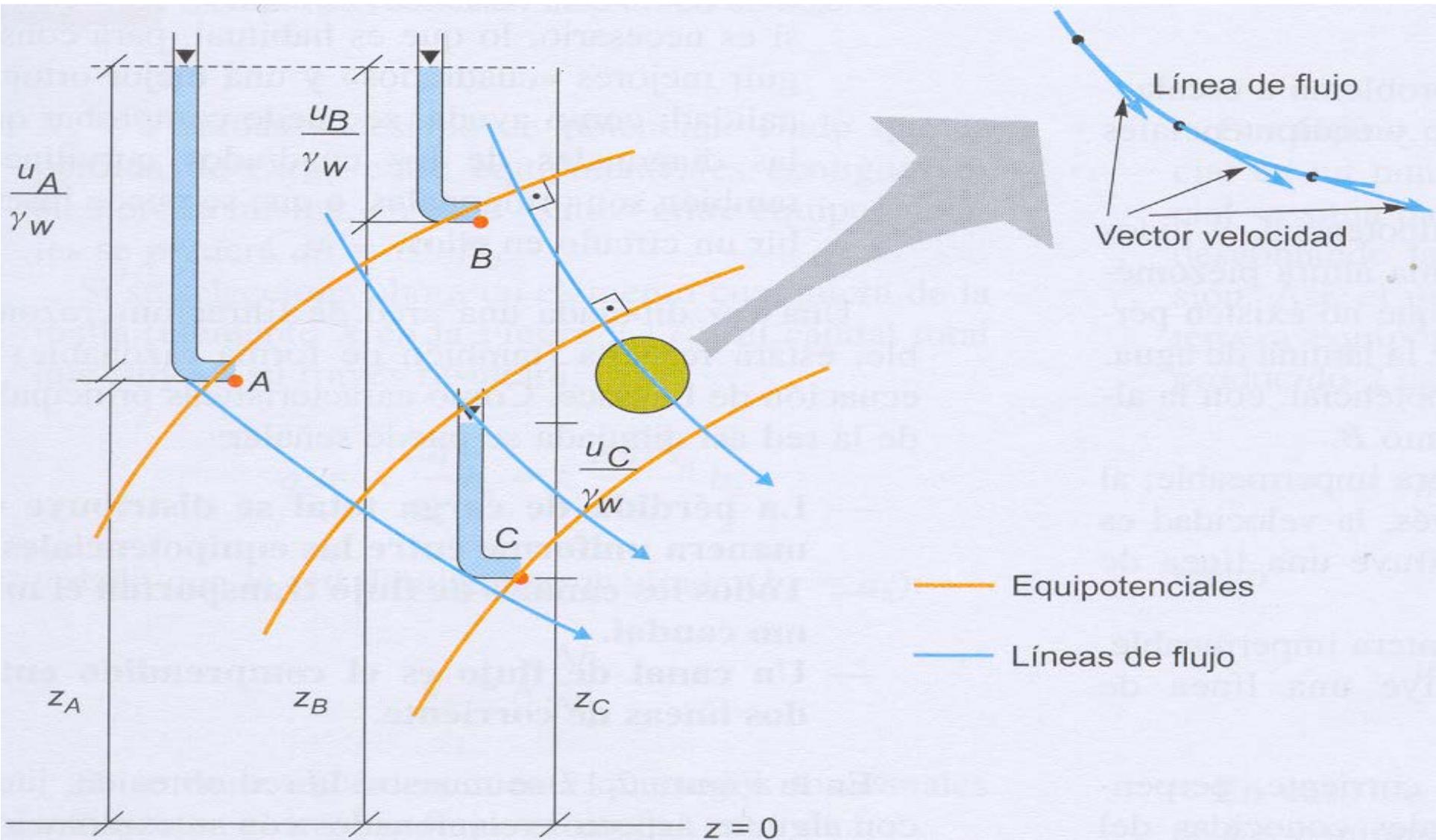
$$k_x \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + k_y \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + k_z \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0$$

Finalmente, si el medio es isótropo ($k_x = k_y = k_z$):

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0; \quad \nabla^2 h = 0$$

Esta es la llamada ecuación de Laplace, que se aplica en muchos problemas de flujo, tales como la transmisión de calor, de electricidad o, en este caso particular, de agua a través de un medio poroso. Esta ecuación, de difícil resolución analítica en muchos casos, tiene la particularidad de que puede ser resuelta gráficamente dibujando dos familias de curvas ortogonales entre sí que cumplan una serie de condiciones

FLUJO ESTACIONARIO EN MEDIO ISOTROPO

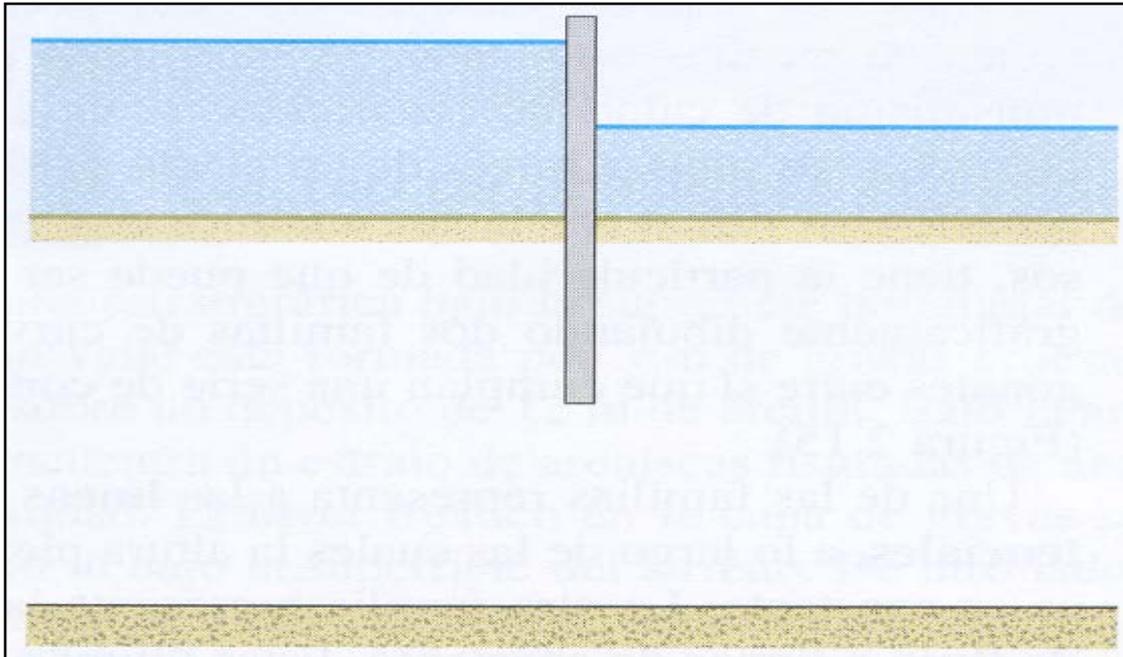


Solución Gráfica de la ecuación de Laplace

Una de las familias representa a las líneas equipotenciales, a lo largo de las cuales la altura piezométrica es constante. La otra familia representa las líneas de flujo o líneas de corriente.

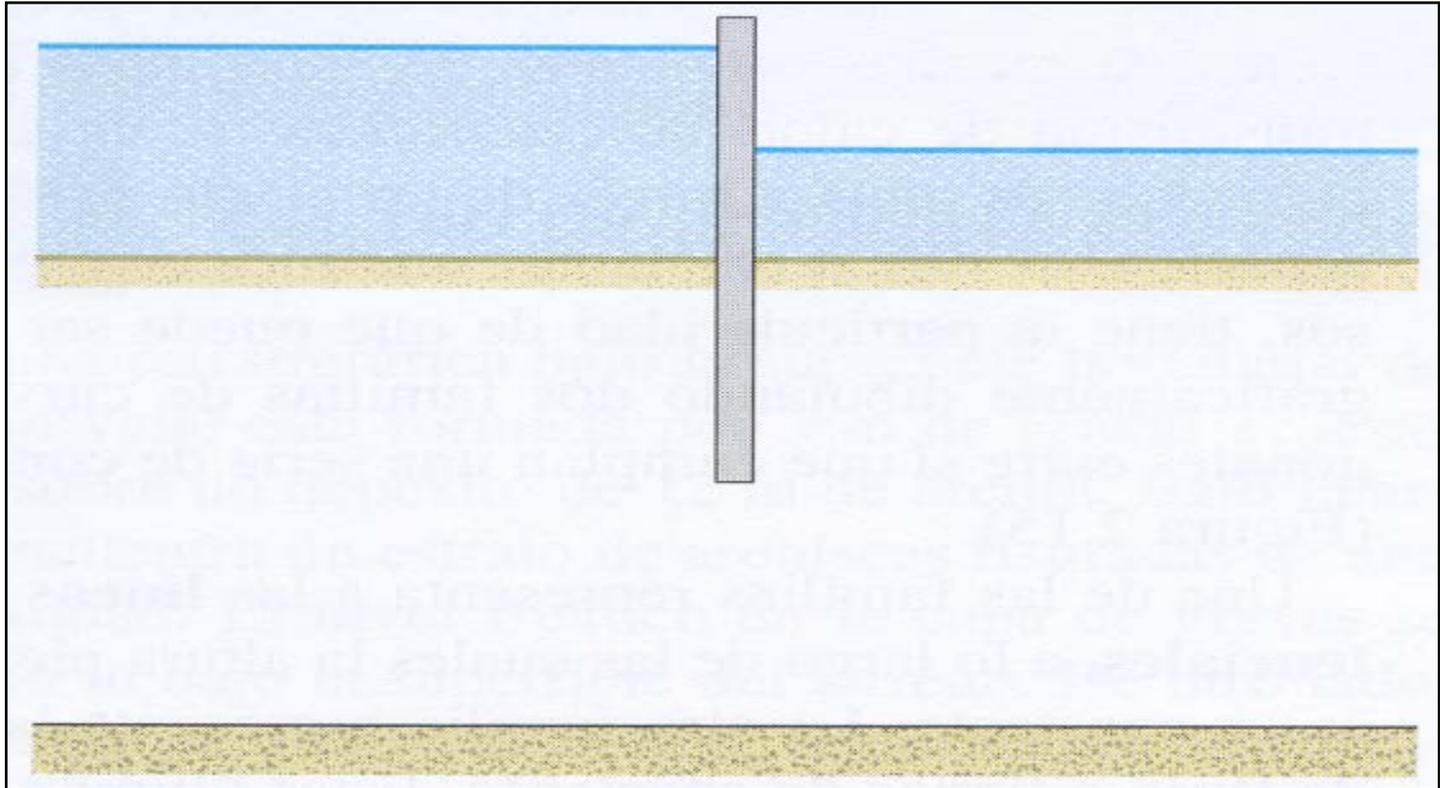
Estas últimas son perpendiculares a las líneas equipotenciales, y tangentes al vector de velocidad de flujo en cada punto (o lo que es lo mismo, no existe flujo en la dirección perpendicular a ellas)

Para mostrar el proceso a seguir, a continuación se resuelve un ejemplo sencillo en dos dimensiones. Se trata de una pantalla impermeable que penetra hasta la mitad de una capa aluvial permeable. Por debajo se encuentra un sustrato de permeabilidad 10 veces menor que la del aluvial (lo que, comparativamente, permite considerarlo como impermeable y suponer que todo el flujo se resuelve a través del nivel superior). La pantalla sobresale de la superficie del terreno y se emplea para embalsar una altura determinada de agua de forma que la diferencia de cota en la lámina de agua a un lado y otro de la pantalla es Δh



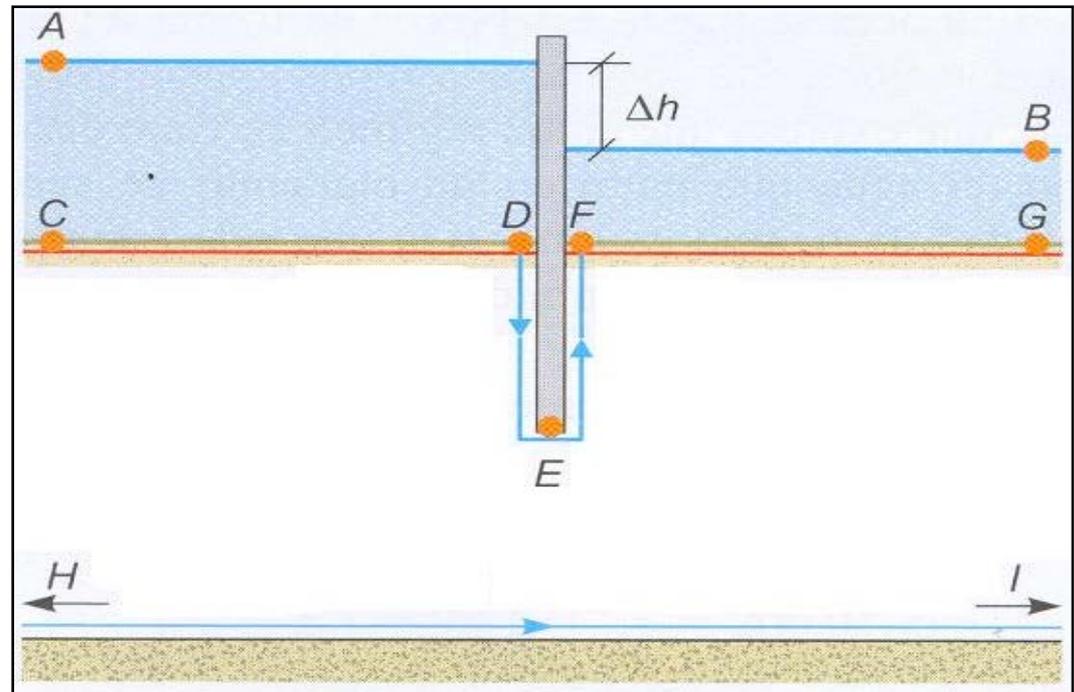
Para acometer la solución gráfica es conveniente seguir los siguientes pasos:

- 1) Se dibuja la geometría del problema a escala.**

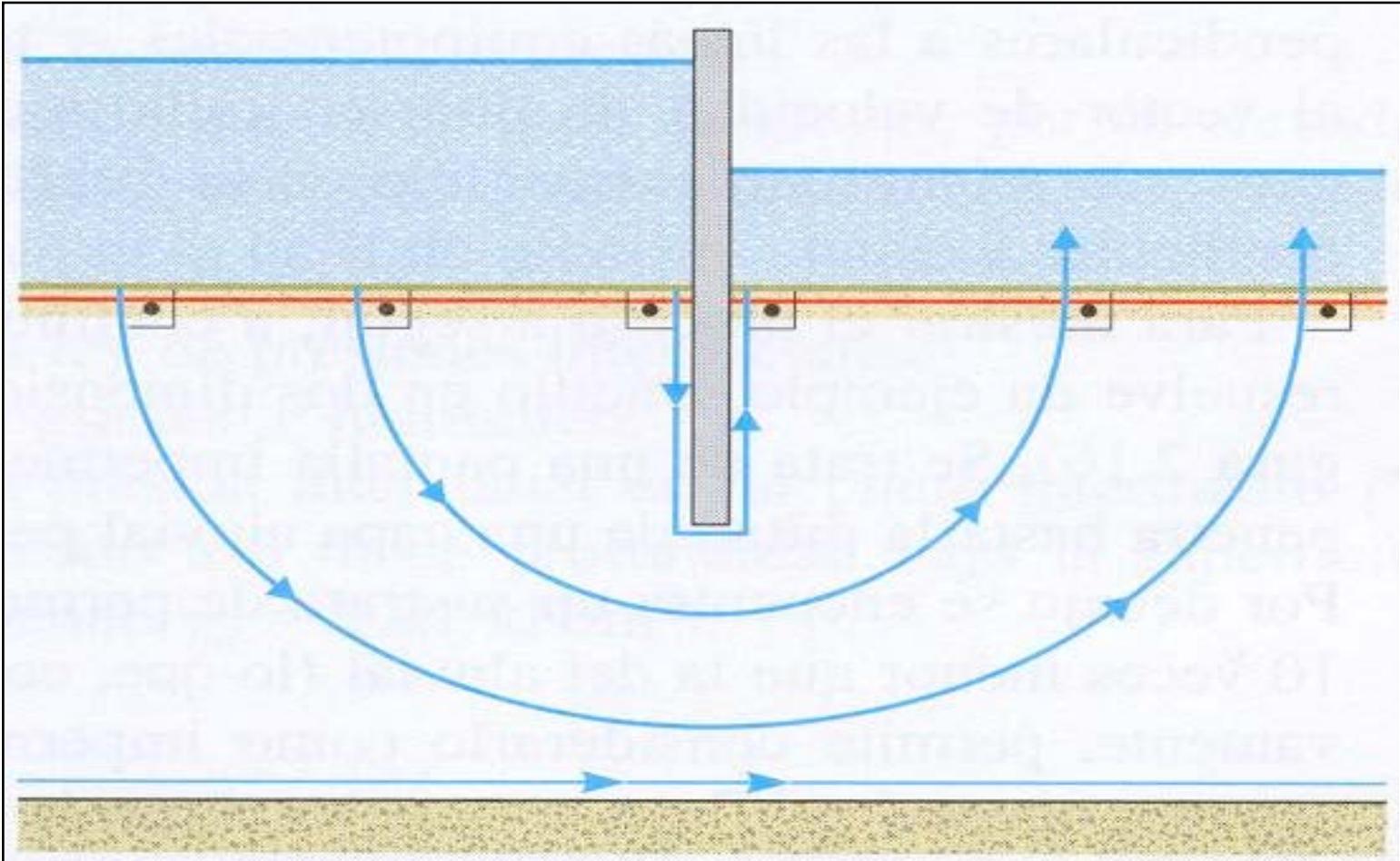


2) Se dibujan las líneas de flujo y equipotenciales del contorno:

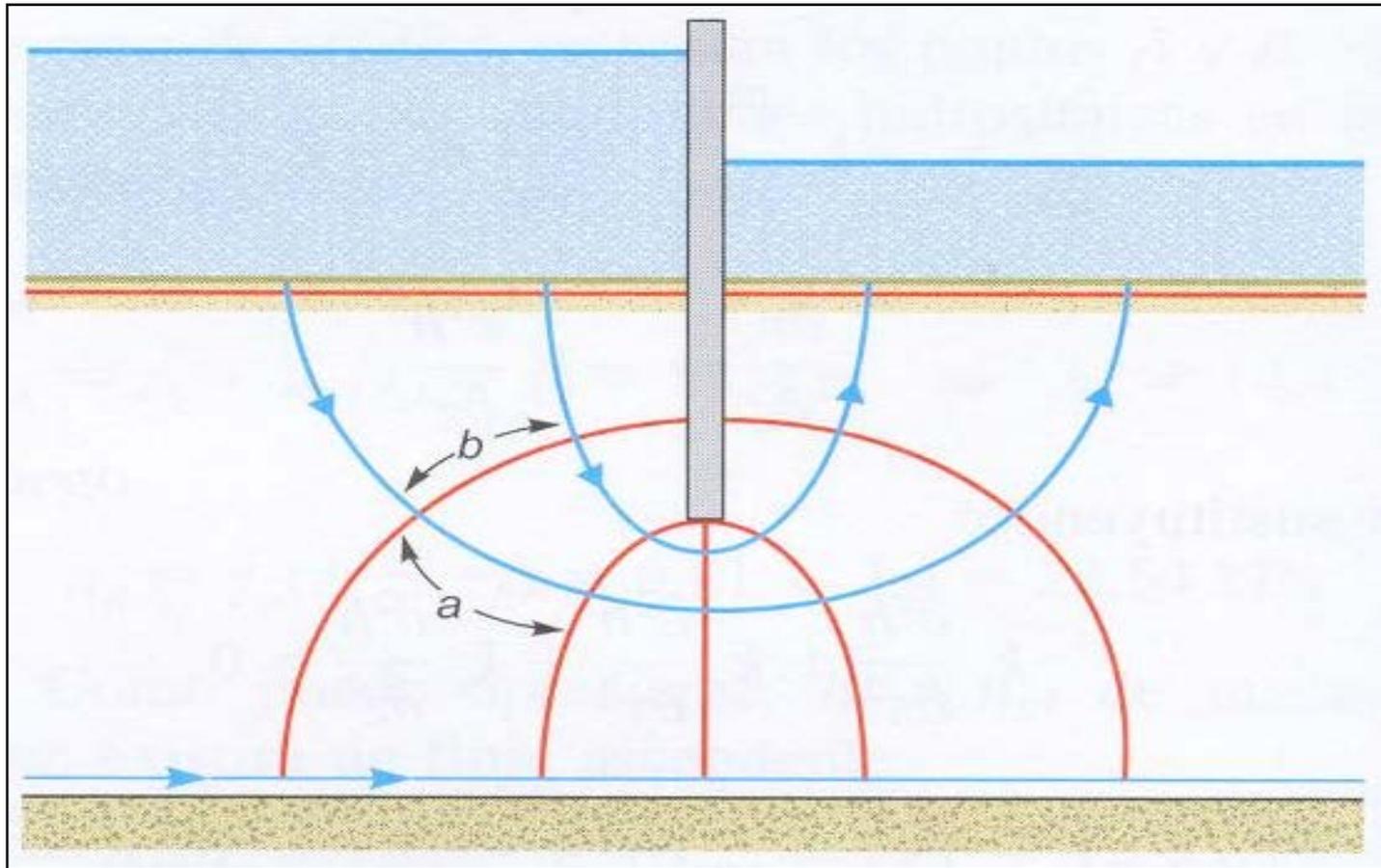
- La línea CD es una equipotencial, y todos sus puntos tienen la misma altura piezométrica que el punto A, ya que no existen pérdidas de carga a través de la lámina de agua.
- La línea FG es una equipotencial, con la altura piezométrica del punto B.
- La línea HI es una frontera impermeable; al no existir flujo a su través, la velocidad es tangente a ella y constituye una línea de corriente.
- La línea DEF es una frontera impermeable, de forma que constituye una línea de corriente.



3) Se trazan varias líneas de corriente, perpendiculares a las equipotenciales conocidas del contorno



- 4) Se dibujan las líneas equipotenciales necesarias para conseguir «cuadrados curvilíneos», de forma que ambas familias de curvas sean perpendiculares entre sí.



5) Se observa el resultado conseguido y se corrige si es necesario, lo que es habitual, para conseguir mejores «cuadrados» y una mejor ortogonalidad; como ayuda, se puede comprobar que las diagonales de los cuadrados curvilíneos también son ortogonales, o que se puede inscribir un círculo en ellos.

Una vez dibujada una «red de filtración» razonable, estará resuelta (también de forma razonable) la ecuación de Laplace. Como características principales de la red así dibujada se puede señalar:

- La pérdida de carga total se distribuye de manera uniforme entre las equipotenciales.**
- Todos los canales de flujo transportan el mismo caudal.**
- Un canal de flujo es el comprendido entre dos líneas de corriente.**

En la figura siguiente se muestra la red obtenida, junto con algunos aspectos relacionados con su explotación. Si se llama N_f al número de canales de flujo dibujados, en el caso en estudio resulta $N_f = 3$. Por otra parte, la pérdida de carga total, Δh , se distribuye en $N_d = 6$ caídas sucesivas de potencial. Dado que la pérdida de carga entre equipotenciales contiguas es siempre la misma, en cada «salto» entre equipotenciales se perderá $dh = \Delta h / N_d$. Si se selecciona ahora un elemento cualquiera de la malla (elemento X en la figura), el caudal total que fluye a su través resultará:

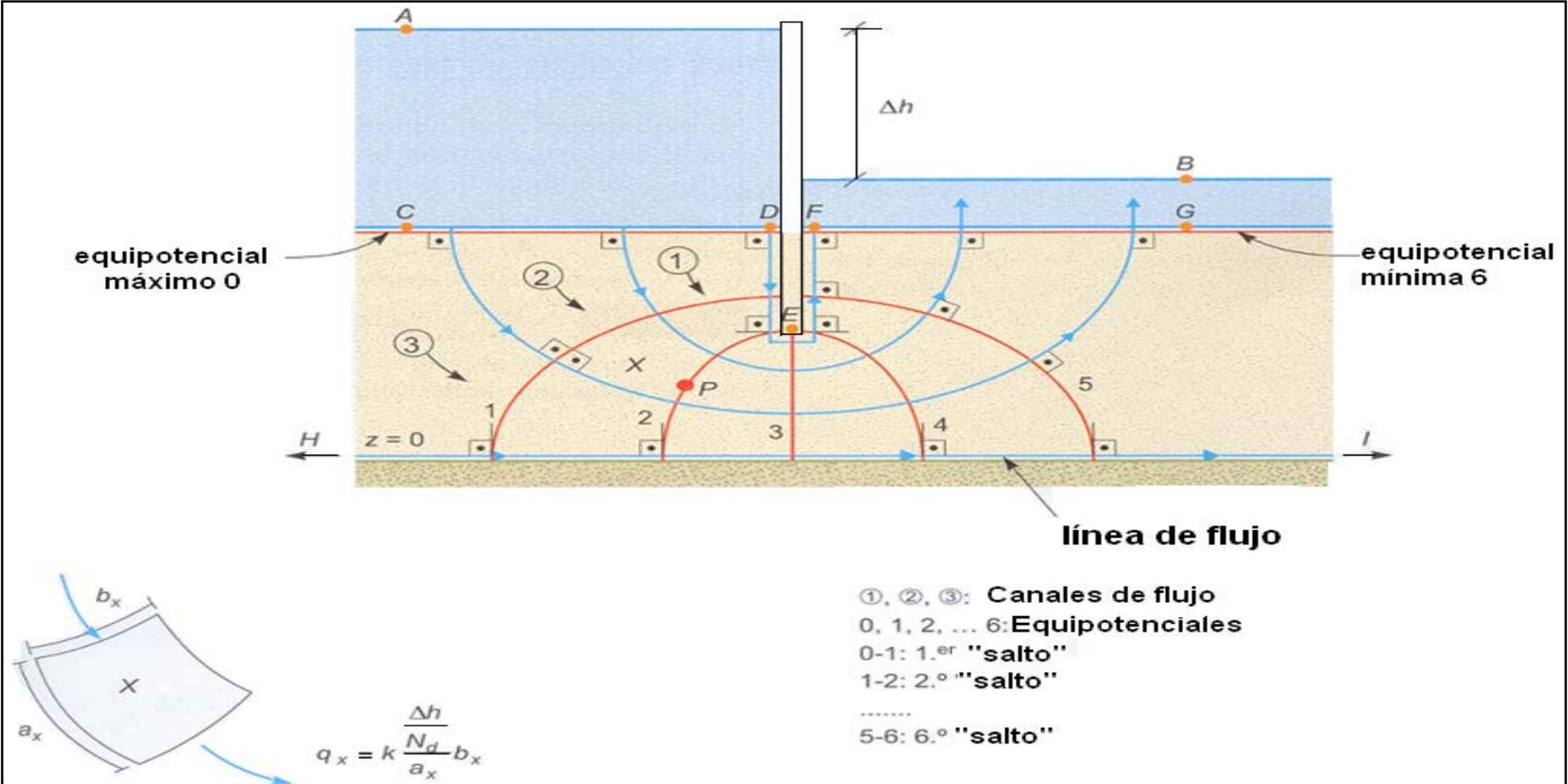
$$q_x = k \frac{dh}{a_x} b_x = k \frac{\Delta h / N_d}{a_x} b_x$$

y dado que la red dibujada es cuadrada ($b_x = a_x$):

$$q_x = k \frac{\Delta h}{N_d}$$

Si se tiene ahora en cuenta que todos los canales transportan el mismo flujo, el caudal total será:

$$Q = k \Delta h \frac{N_f}{N_d}$$

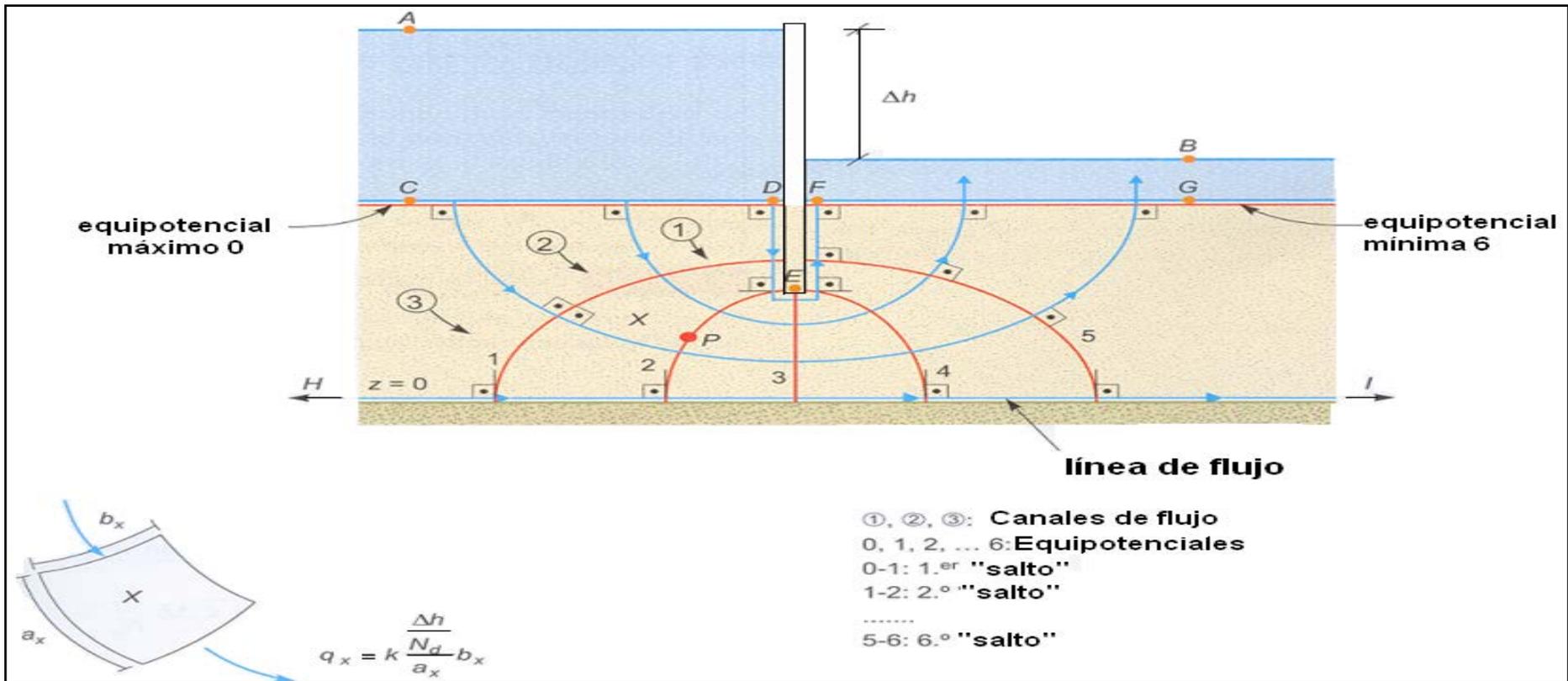


Por último, si se desea calcular la presión intersticial en **un punto P**, basta conocer en qué equipotencial se sitúa para determinar su altura piezométrica y, descontando la altura geométrica, determinar su presión. Así, el punto **P** de la figura se sitúa en la tercera equipotencial, de forma que hasta él se han producido 2 caídas o saltos de carga:

$$h_P = h_A - 2 \frac{\Delta h}{N_d} = z_P + \frac{u_P}{\gamma_w}$$

luego

$$u_P = \gamma_w \left(h_A - 2 \frac{\Delta h}{N_d} - z_P \right)$$



En caso de que el punto P no coincida con una de las equipotenciales dibujadas, basta con tupir localmente la malla en el elemento en donde se encuentra P hasta conseguir una equipotencial que pase por él.

FLUJO ESTACIONARIO EN MEDIO ANISÓTROPICO

FLUJO ESTACIONARIO EN MEDIO ANISOTROPO

Cuando el terreno es anisótropo la ecuación de la continuidad es función de las permeabilidades. En el caso bidimensional resulta:

$$k_x \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + k_z \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0$$

La aparente dificultad de esta expresión puede solventarse si se realiza uno de los siguientes cambios de coordenadas:

$$X' = x; \quad Z' = z \sqrt{\frac{k_x}{k_z}}$$

o, alternativamente

$$X' = x \sqrt{\frac{k_z}{k_x}}; \quad Z' = z$$

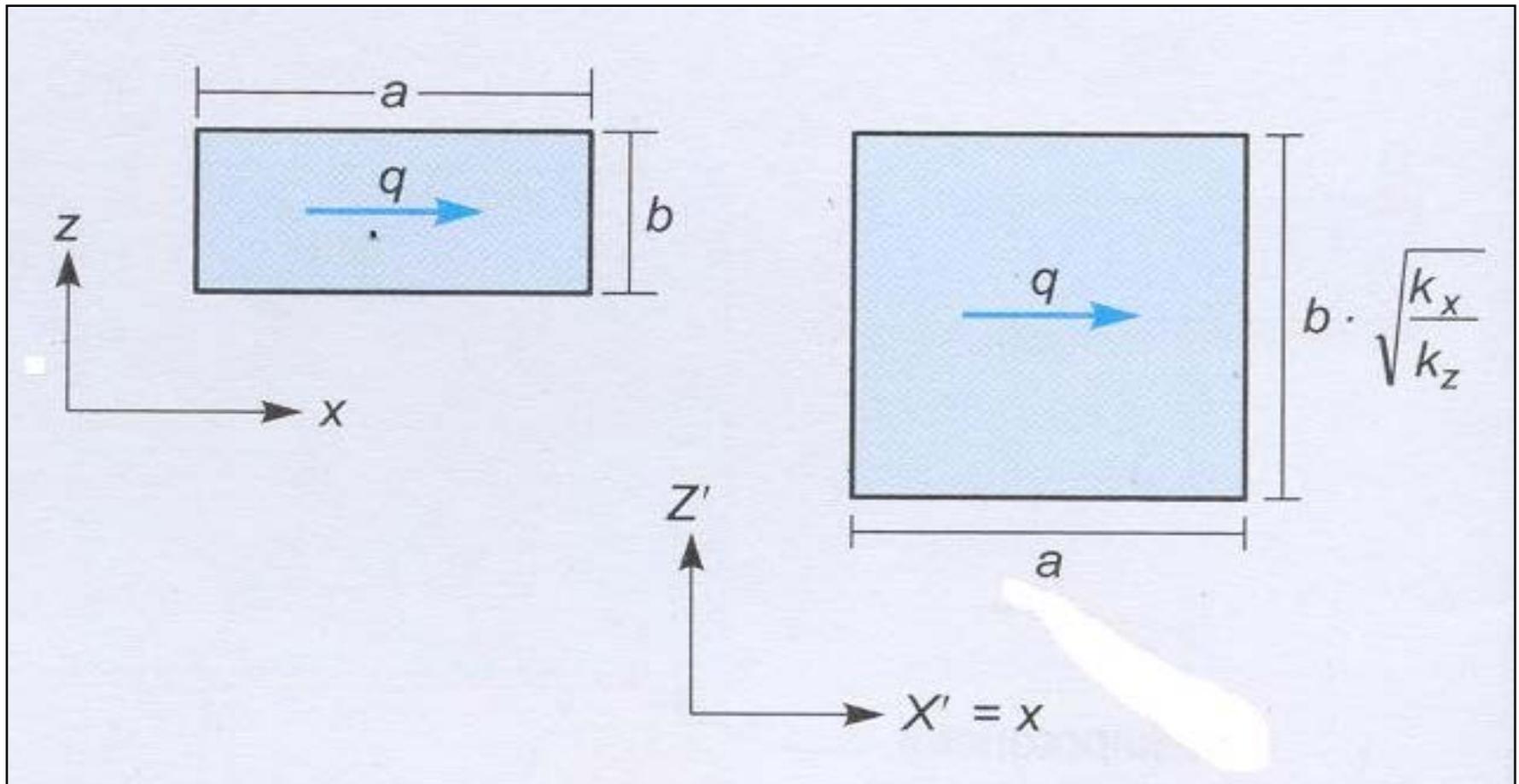
ya que en ambos casos, con las nuevas coordenadas queda reducida a:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial X'^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial Z'^2} = 0$$

FLUJO ESTACIONARIO EN MEDIO ANISOTROPO

En consecuencia, para dibujar la red de flujo basta con cambiar la escala del dibujo en el primer paso del epígrafe anterior (eligiendo el eje más sencillo). Sobre el nuevo dibujo se resuelve la red de flujo como si el medio fuera isótropo y, finalmente, se deshace el cambio para observar la red real (ver ejemplo de red de flujo en medio anisótropo).

En lo que respecta al caudal, en la figura se muestra un hipotético elemento de la red, paralelo a los ejes de coordenadas, tanto en el espacio real como en el transformado (para el primer cambio de variables).



El caudal que atraviesa el elemento será el mismo, tanto en el espacio real como en el transformado, y lo mismo ocurrirá con la pérdida de carga (**dh**) entre las equipotenciales límite del elemento. Por ello, en el espacio real se tendrá:

$$q_x = k_x \frac{dh}{a} b$$

y en el transformado:

$$q_x = \bar{k} \frac{dh}{a} b \sqrt{\frac{k_x}{k_z}}$$

donde \bar{k} sería la permeabilidad equivalente del espacio transformado

Igualando ambas expresiones resulta:

$$k_x = \bar{k} \sqrt{\frac{k_x}{k_z}}$$

y finalmente

$$\bar{k} = \sqrt{k_x k_z}$$

Por lo tanto, el caudal total de flujo resultaría:

$$Q = \bar{k} \Delta h \frac{N_f}{N_d} = \sqrt{k_x k_z} \Delta h \frac{N_f}{N_d}$$

expresión que resulta válida para ambos espacios.

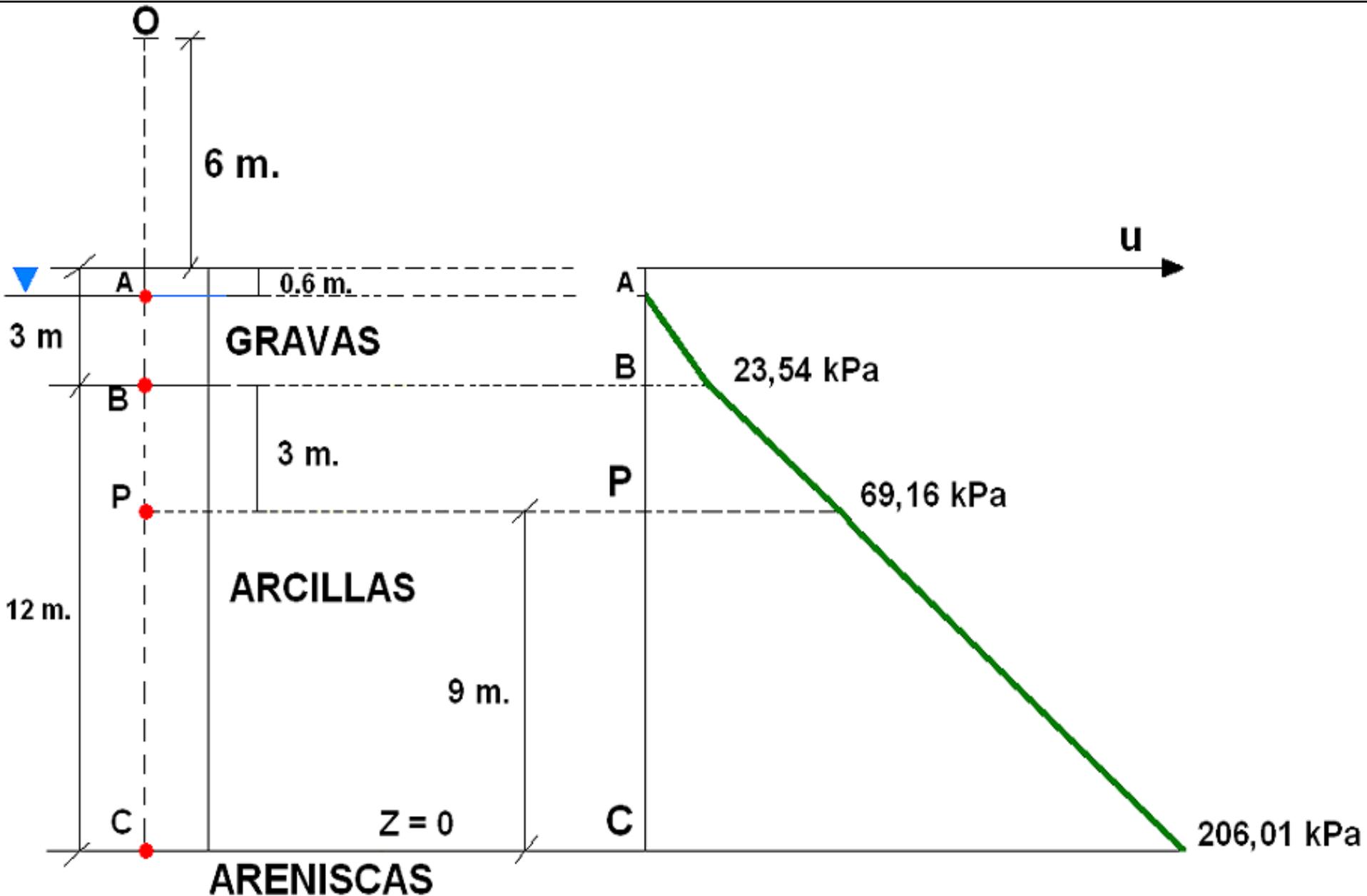
CALCULO DE PRESIONES INTERSTICIALES

La columna estratigráfica bajo la superficie horizontal de un amplio valle está formada por 3 m. de gravas gruesas situadas sobre un depósito de 12 m. de arcilla. Bajo la arcilla se encuentra un estrato de arenisca fisurada de alta permeabilidad. El nivel freático en la capa de gravas se sitúa a 0.6 m. bajo la superficie del terreno. De otro lado en el sustrato de arenisca el agua se encuentra en condiciones artesianas, con una altura piezométrica de 6 m. por encima de la superficie del terreno.

Admitiendo que en la capa de gravas, por su elevada permeabilidad, las condiciones son hidrostáticas, se pide determinar en la capa de arcilla:

- a) La ley de presiones intersticiales.**
- b) El gradiente hidráulico.**
- c) La presión intersticial en un punto intermedio P, situado a 6 m. de profundidad bajo la superficie (siendo $\gamma_w = 9.81 \text{ kN/m}^3$)**

CALCULO DE PRESIONES INTERSTICIALES



Solución:

- a) Las presiones de agua en la base de la capa de arcilla coincidirán con las del techo de las areniscas. Para su cálculo se toman los puntos de referencia **C** y **O**. El punto **O** se sitúa a la altura que alcanzaría el agua en un piezómetro de tubo abierto situado en **C**. Para mayor facilidad se supone además que el plano de comparación ($z = 0$) se sitúa al nivel de **C**.

Como ya se ha descrito anteriormente, el régimen en el tubo piezométrico una vez conseguido el equilibrio será hidrostático y, en consecuencia :

$$\begin{aligned}h_O &= h_C \\h_O &= z_O + u_O/\gamma_w = z_O = 21 \text{ m} \Rightarrow h_C = 21 \text{ m} \\u_C &= \gamma_w(z_O - z_C) = 9,81 \times 21 = 206,01 \text{ kPa}\end{aligned}$$

Para obtener la presión de agua en el techo de la capa de arcillas, se toman los puntos A y B. De nuevo, al ser las condiciones hidrostáticas en las gravas se tiene:

$$\begin{aligned}h_A &= h_B \\h_A &= z_A + u_A/\gamma_w = z_A = 14,4 \text{ m.} \Rightarrow h_B = 14,4 \text{ m.}\end{aligned}$$

Luego:

$$u_B = \gamma_w(z_A - z_B) = 9,81 \times 2,4 = 23,54 \text{ kPa}$$

Como puede apreciarse, $h_C > H_B$ de manera que existirá un flujo ascendente.

$$b) \quad i = \Delta h/L = (h_C - h_B)/L_{CB} = (21 - 14,4)/12 = 0,55.$$

c) El punto P se sitúa a 9 m . Por encima de C. Teniendo en cuenta que se produce una pérdida de carga de 0.55 m. por cada metro de recorrido:

$$h_P = h_C - (0,55 \times 9) = 16,05 \text{ m}$$

y

$$h_P = 16,05 = z_P + u_P/\gamma_w = 9 + u_P/\gamma_w \Rightarrow \\ \Rightarrow u_P = 69,16 \text{ kPa}$$

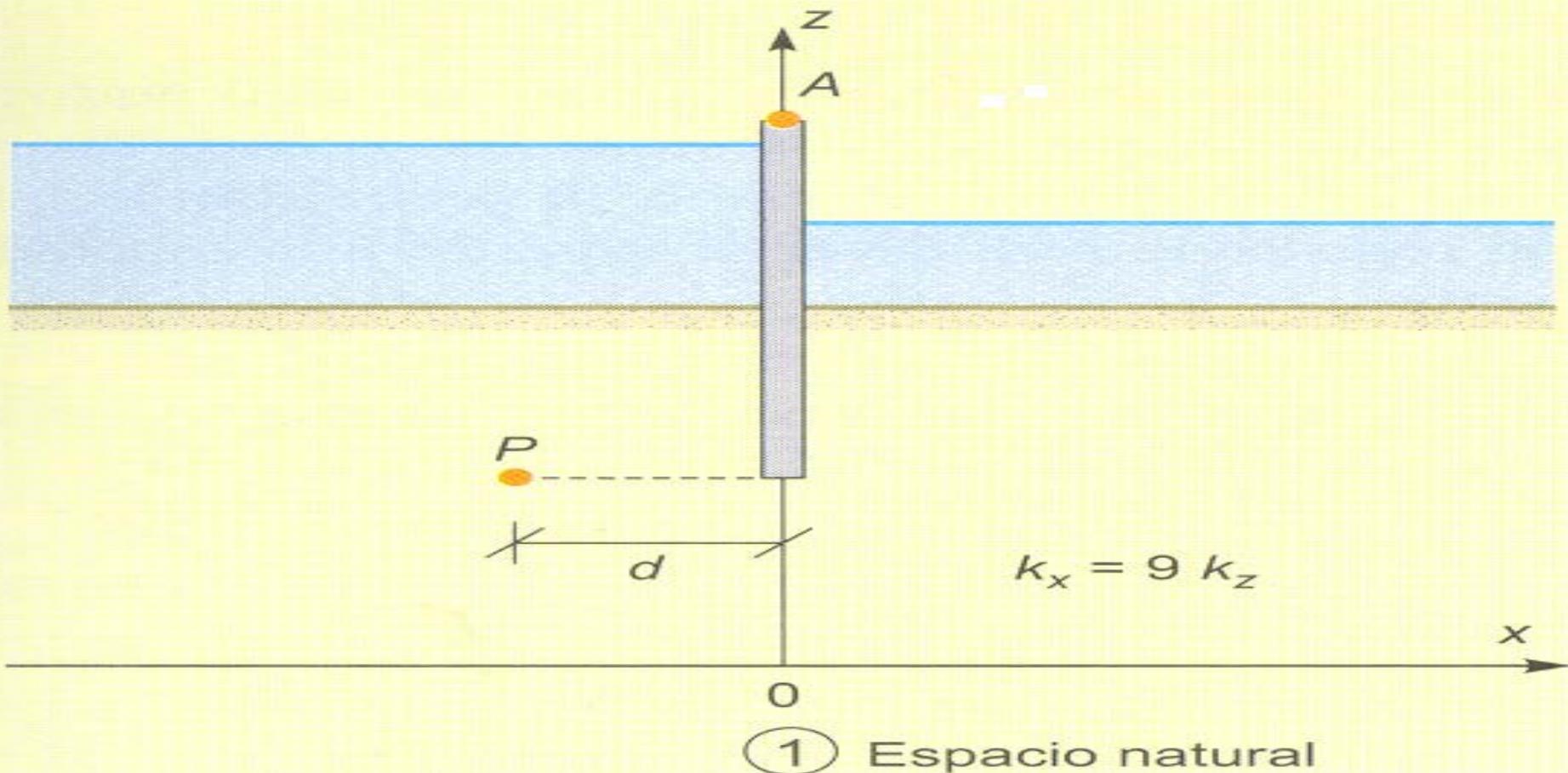
RED DE FLUJO EN MEDIO ANISOTROPO

La figura adjunta muestra el ejemplo similar al de la figura del medio Isótropo en el caso de que la permeabilidad horizontal resulte 9 veces superior a la vertical. Los pasos a seguir son:

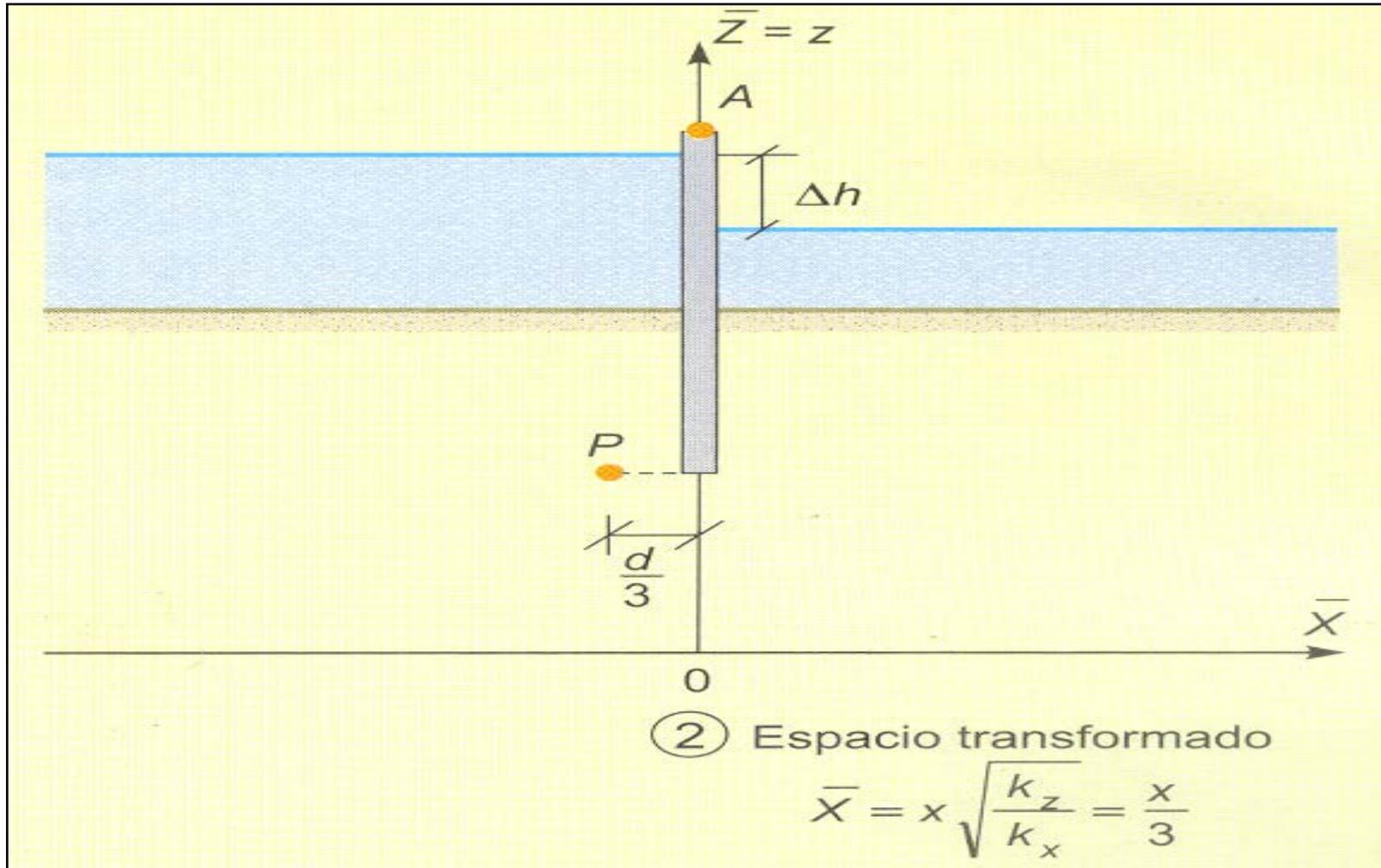
1. Dibujar la geometría del problema a escala real, señalando los puntos de interés (P, por ejemplo, para el cálculo de presiones intersticiales).
2. Seleccionar el cambio de variable y dibujar la geometría en el espacio transformado. En este caso, el cambio de variable más sencillo es aquél en el que el eje vertical no varía, dado que de esta forma se mantiene el espesor del medio permeable, las alturas de agua, pantalla, etc. (de hecho, salvo en puntos particulares como P, el dibujo inicial es el mismo).

4. Deshacer el cambio de variable para obtener la red de flujo en el espacio real (que ya no cumplirá las condiciones de la ecuación de Laplace en cuanto a la ortogonalidad entre equipotenciales y líneas de flujo, etc.).

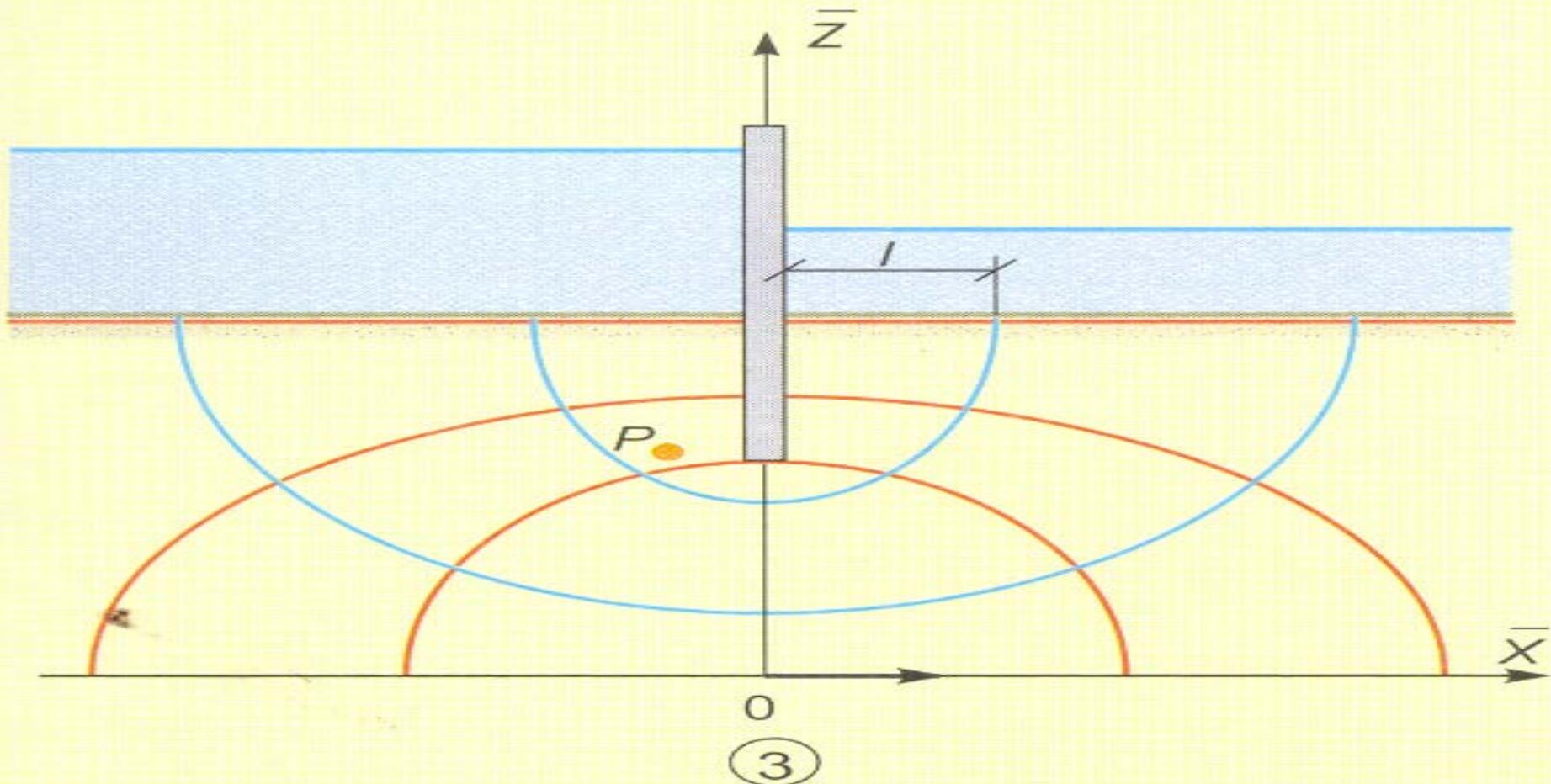
1. Dibujar la geometría del problema a escala real, señalando los puntos de interés (P, por ejemplo, para el cálculo de presiones intersticiales).



2. Seleccionar el cambio de variable y dibujar la geometría en el espacio transformado. En este caso, el cambio de variable más sencillo es aquél en el que el eje vertical no varía, dado que de esta forma se mantiene el espesor del medio permeable, las alturas de agua, pantalla, etc. (de hecho, salvo en puntos particulares como P, el dibujo inicial es el mismo).

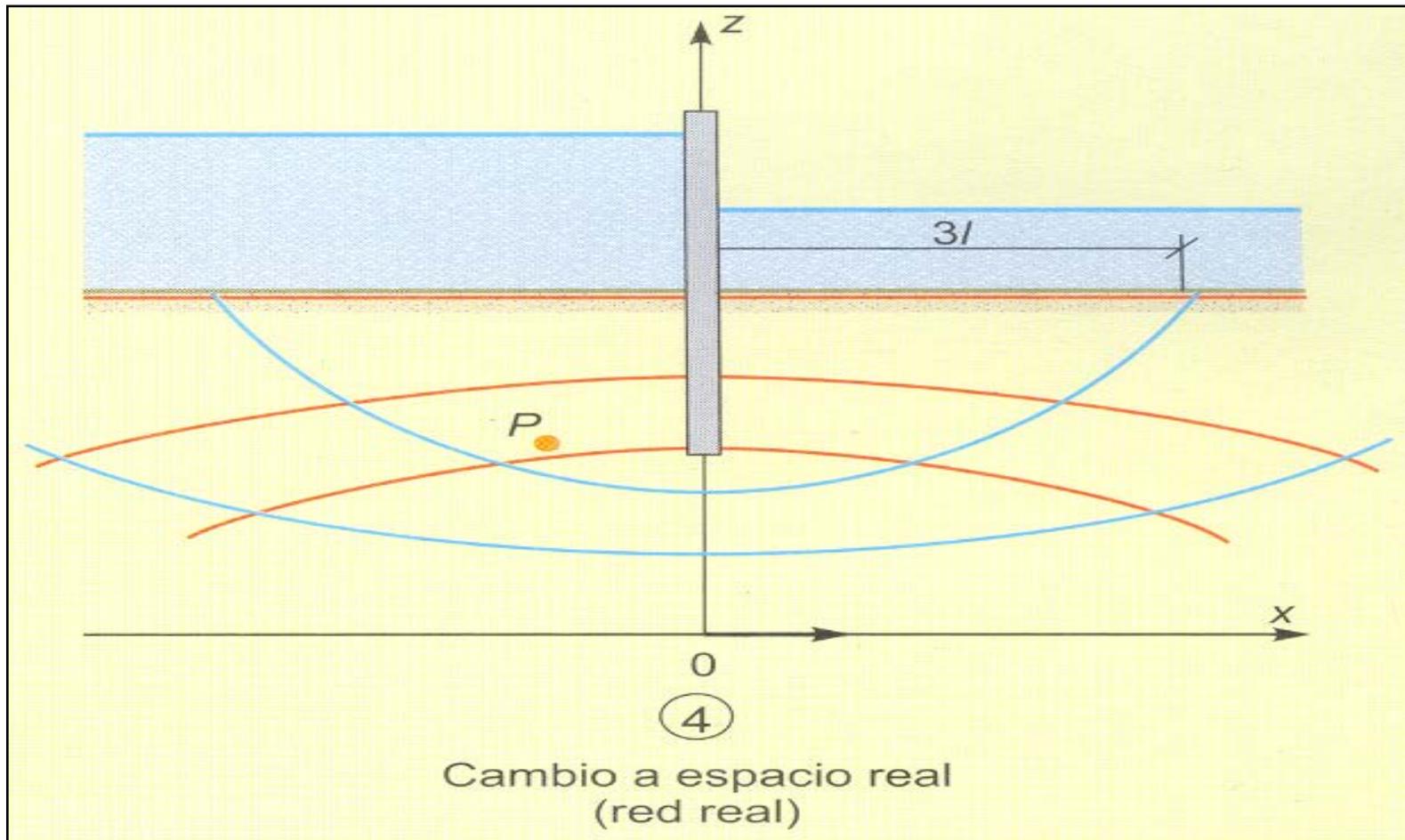


3. Dibujar la red siguiendo las construcciones gráficas de las Figuras anteriores.



Dibujo de red en espacio transformado
(Laplace)

4. Deshacer el cambio de variable para obtener la red de flujo en el espacio real (que ya no cumplirá las condiciones de la ecuación de Laplace en cuanto a la ortogonalidad entre equipotenciales y líneas de flujo, etc.).



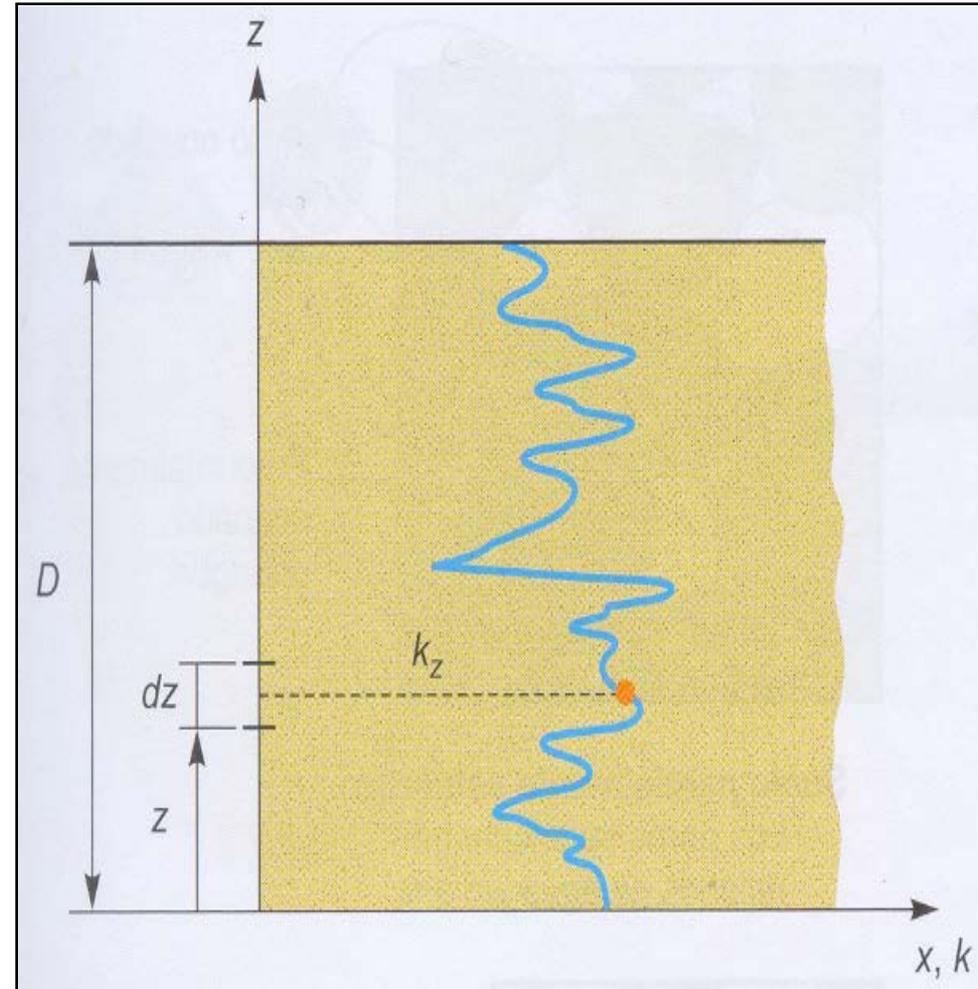
Permeabilidad y flujo en suelos estratificados

Frecuentemente, los depósitos de suelo consisten en una sucesión o alternancia de estratos de diferente naturaleza. Un caso habitual sería el de los sedimentos aluviales, en los que es muy común encontrar alternancias dispuestas subhorizontalmente de materiales de muy distinta granulometría, y por tanto de diferente permeabilidad. En estos casos puede resultar interesante definir una «permeabilidad equivalente», que represente el flujo a través del conjunto de estratos.

FLUJO VERTICAL

En la figura se representa el caso teórico de un depósito de suelo de espesor (D), en el que la permeabilidad varía de forma continua con la profundidad.

En lo que respecta a las condiciones de flujo vertical a través de este medio estratificado, es sencillo comprender que el caudal que circula a través de cualquier sección horizontal del depósito resulta constante (en ausencia de fuentes o sumideros), y por lo tanto también lo será la velocidad.



Llamando k_v e i_v a la permeabilidad y al gradiente equivalentes para todo el estrato (como si de una capa uniforme se tratara), la observación anterior da lugar a:

$$V_z = K_z i_z = K_v i_v \quad \Rightarrow \quad i_v = K_v i_v / K_z$$

donde:

- k_z es la permeabilidad vertical real del terreno a una cota genérica z .
- i_z es el gradiente de flujo vertical real a una cota genérica z .

La pérdida de carga a lo largo de todo el espesor D del depósito de suelo será:

$$\Delta h = i_v D = \int_0^D i_z dz \Rightarrow i_v D = \int_0^D \frac{k_v i_v}{k_z} dz = k_v i_v \int_0^D \frac{dz}{k_z}$$

y despejando k_v :

$$k_v = \frac{D}{\int_0^D \frac{dz}{k_z}}$$

Así, para un terreno formado por n estratos de espesor L_i , y permeabilidad k_i , la permeabilidad equivalente vertical resultaría:

$$k_v = \frac{\sum_{i=1}^n L_i}{\sum_{i=1}^n \frac{L_i}{k_i}}$$

FLUJO HORIZONTAL

En este caso, es el gradiente el que ha de resultar el mismo para cualquier sección vertical del depósito de suelo. Por consiguiente, llamando k_h e i_h a la permeabilidad y el gradiente equivalentes para flujo horizontal, el caudal que discurre a través de toda la masa de suelo será:

$$Q_h = k_h i_h D = \int_0^D k_z i_h dz$$

y despejando k_h :

$$k_h = \frac{1}{D} \int_0^D k_z dz$$

Por lo tanto, para un terreno formado por n estratos de espesor L_i y permeabilidad k_i la permeabilidad equivalente horizontal será:

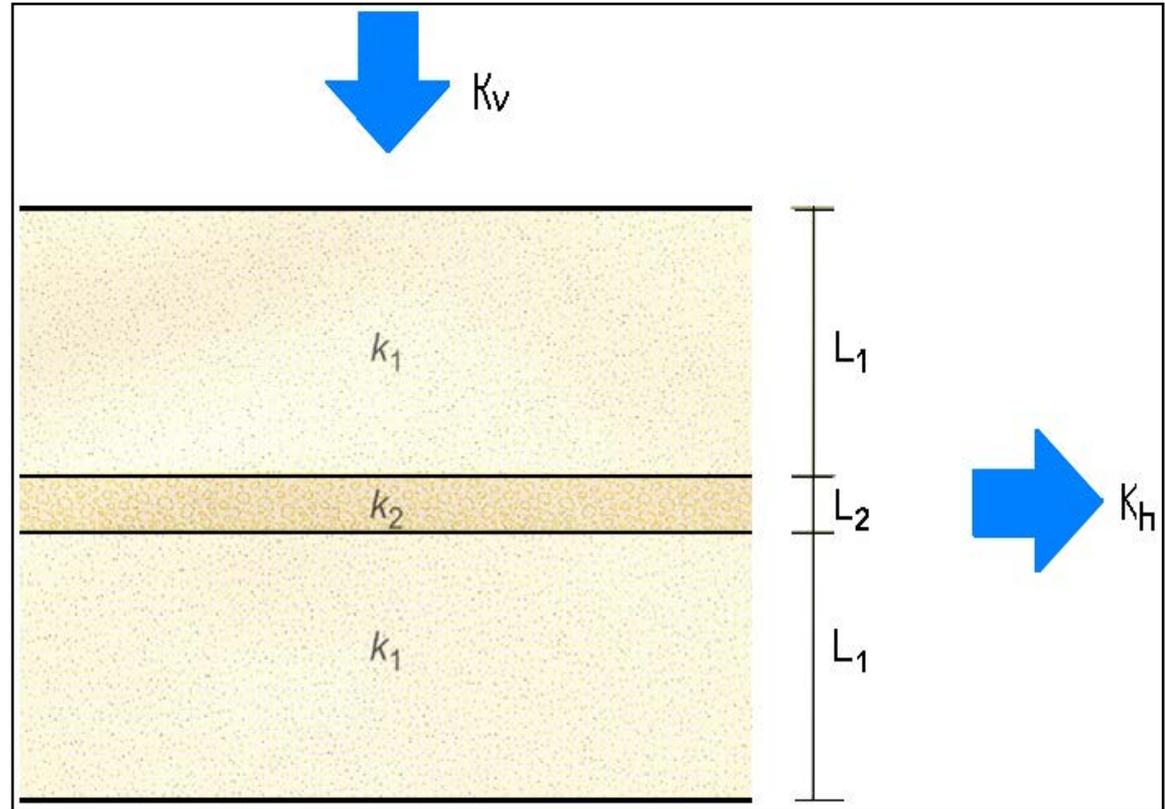
$$k_h = \frac{\sum_{i=1}^n k_i \cdot L_i}{\sum_{i=1}^n L_i}$$

Cálculo de la permeabilidad

Cálculo de la permeabilidad

Determinar las permeabilidades equivalentes vertical y horizontal de un terreno estratificado compuesto por dos capas de arena limosa de espesor L_1 y permeabilidad k_1 entre las que se intercala un nivel de grava de espesor L_2 y permeabilidad k_2 . Por aplicación directa de la ecuación obtenida, resulta:

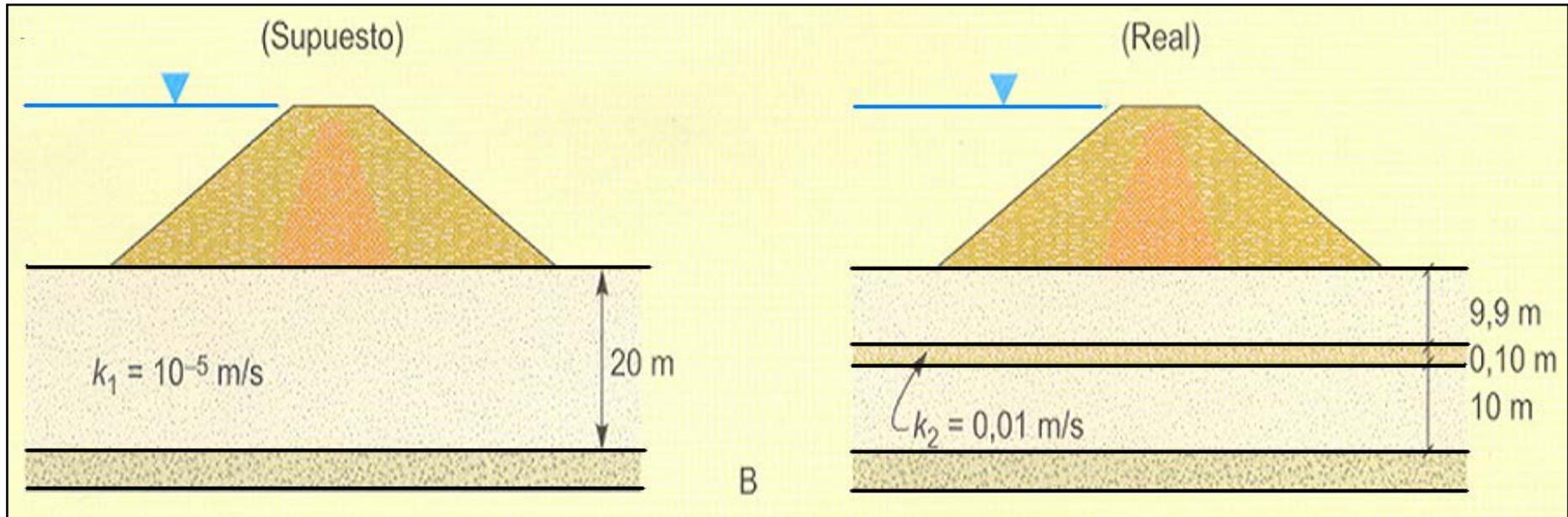
$$k_v = \frac{L_1 + L_2 + L_1}{\frac{L_1}{k_1} + \frac{L_2}{k_2} + \frac{L_1}{k_1}}$$



$$k_h = \frac{1}{L_1 + L_2 + L_1} [k_1 L_1 + k_2 L_2 + k_1 L_1]$$

Cálculo de la permeabilidad

Abajo se representa el perfil geológico supuesto para la ubicación de una presa de materiales sueltos, consistente en 20 m de un aluvial areno-limoso, bajo el que se encuentra un sustrato impermeable. Una vez construida la presa se detecta un gran caudal de filtración a través del aluvial. Nuevas investigaciones revelan la presencia de un delgado y continuo nivel de gravas, de 0,10 m de espesor y gran permeabilidad, que no se detectó en las investigaciones iniciales. Determinar la permeabilidad horizontal equivalente del depósito estratificado y comparada con la supuesta en el proyecto. Aplicando directamente la ecuación de kh con las condiciones de la figura resulta:



Cálculo de la permeabilidad

Como puede apreciarse, la permeabilidad equivalente resulta 6 veces superior a la supuesta. Habida cuenta de que el caudal es proporcional a la permeabilidad, la filtración registrada será 6 veces superior a la esperada inicialmente.

$$k_h = \frac{1}{L_1 + L_2 + L_1} [k_1 L_1 + k_2 L_2 + k_1 L_1]$$

$$k_h = \frac{1}{20} [9,9 \cdot 10^{-5} + 0,1 \cdot 0,01 + 10 \cdot 10^{-5}] \approx \\ \approx 6 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$$

$$K_h = 1/20 (10^{-5} \times 20) = 1 \times 10^{-5} \text{ m/s}$$