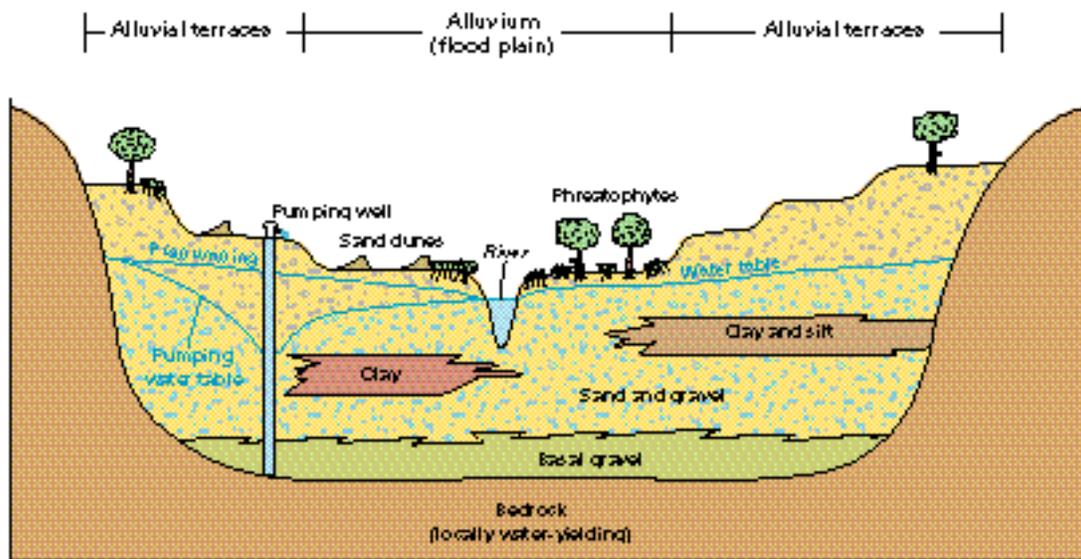


# Manual

## ACUÍFEROS EN MATERIALES DETRÍTICOS



### Elaborado por:

Dr Thomas Kretzschmar

Depto de Geologia

CICESE

Ensenada, B.C.

Impartido en el INEGI, Aguascalientes, Aguascalientes.

25 la 29 Septiembre 2006

## **Índice**

### **UNIDAD I**

1. Fundamentos

2. Génesis de acuífero y morfología. (Clasificación de cuencas y ambientes de deposición)

2.1 Componentes de acuíferos sedimentarios

### **UNIDAD II**

3. Comportamiento geoquímica

4. Geotermia.

Fundamentos

Gradiente

Variación del gradiente

5. Interrelación entre acuíferos en medios granulares con acuíferos en rocas fracturadas.

### **UNIDAD III**

6. Comportamiento hidráulico

7. Factores de contaminación

7.1 natural

7.2 antropogénica

8 Anisotropía Hidráulica.

9 Interpretación geoquímica.

### **UNIDAD IV**

Practica de campo

Bibliografía

## **Introducción**

El curso denominado “Acuíferos detríticos” está diseñado para actualizar el conocimiento de los participantes en la materia de hidrogeología enfocado a la determinación de la formación y material de acuíferos.

El curso está diseñado para contemplar con 4 unidades, donde en la primera unidad se introduce a los participantes los conceptos básicos de hidrogeología del curso. En la segunda parte de la unidad uno se presenta a los participantes diferentes procesos de sedimentación. La unidad dos enfoca en el estudio de sedimentos para poder entender la formación de los diferentes tipos de cuencas sedimentarias. .

La unidad II del curso consiste en la presentación del comportamiento químico de los sedimentos. En la segunda parte se discuten los aspectos de la geotermia y el gradiente geotérmico.

En la unidad III se presentan a los participantes conceptos relacionados con la anisotropía hidráulica, factores de contaminación (antropogénico, geogénico). Y la interpretación geoquímica.

La práctica del campo contempla el resumen de la información enseñada durante el transcurso para reconocer las estructuras sedimentológicas en el campo.

## **Objetivos**

Al finalizar el curso, los participantes analizarán las estructuras sedimentológicas para poder interpretar cuencas sedimentarias y sus diferentes ambientes de formación.

# Unidad I

## Fundamentos

### 1. Principios de Hidrología

El **agua subterránea** es el agua subsuperficial que rellena, de modo coherente, los espacios abiertos de la corteza terrestre. Su movimiento está determinado exclusivamente, o casi, por la gravedad y por las fuerzas de fricción originadas por aquel mismo movimiento.

Un **acuífero** es una unidad geológica que puede almacenar y transmitir agua a ritmos suficientemente rápidos como para proveer razonables cantidades a un pozo. Un ejemplo de unidades de roca conocidas como acuíferos son arenas y gravas no consolidadas, areniscas, calizas y dolomitas, basaltos y rocas metamórficas y plutónicas intensamente fracturadas.

Una unidad geológica es **homogénea** cuando posee las mismas propiedades en toda su extensión. Pertenecen a esta categoría las arenas bien seleccionadas tanto de costas como de dunas y abanicos aluviales, mientras que las gravas solo son uniformes cuando se consideran estratos delgados. Para una arenisca, esto indicaría que la distribución del tamaño de grano, la porosidad, el grado de cementación y el espesor solo varían dentro de valores muy pequeños. Una caliza homogénea debería tener la misma densidad de fracturación, así como de estructuras de disolución. En el caso de rocas metamórficas y plutónicas la densidad de fracturas (incluyendo dirección y buzamiento de fallas y diaclasas) deben ser las mismas en cualquier área dada.

Una unidad geológica es **heterogénea** cuando posee diferentes propiedades hidráulicas dentro de la misma unidad. Es suficiente con que solo una de las propiedades arriba mencionadas cambie dentro de la formación como para considerarla heterogénea.

Un **estrato confinante** es una unidad geológica con escasa o nula permeabilidad (menor a  $10^{-7}$  m/s). Este último valor está referido a un limo del cual aún es posible extraer pequeñas cantidades de agua. Por otra parte ese mismo estrato de limo puede actuar como un estrato

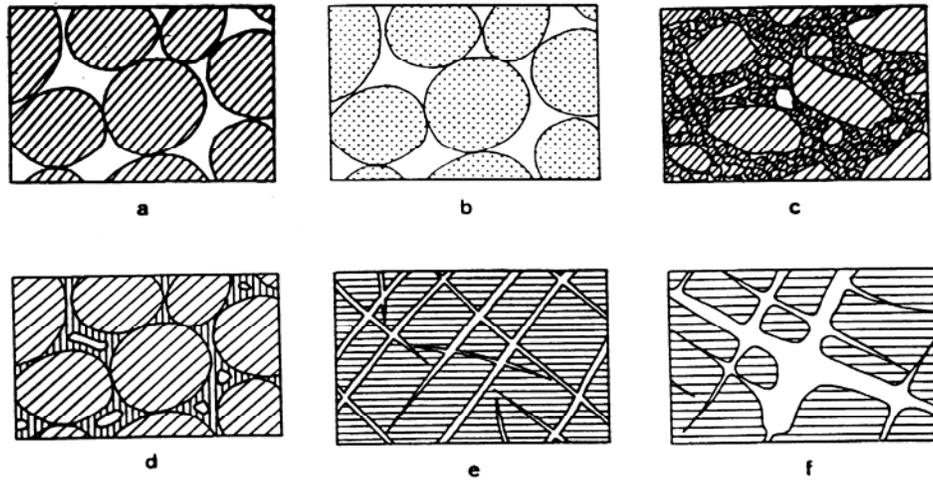
confinante para gravas gruesas cuya permeabilidad intrínseca sea de unos  $10^{-3}$  m/s. Aunque la velocidad de movimiento es muy baja, el agua se mueve a través de cualquier estrato confinante, de acuerdo a las condiciones potenciométricas. Esto debe tenerse en cuenta para el cálculo del rendimiento específico.

Los estratos confinantes pueden ser subdivididos en acuífugos, acuicludos y acuitardos. Un **acuífugo** es absolutamente impermeable, mientras que un **acuitardo** es un estrato de baja permeabilidad que puede almacenar agua y luego transmitirla de un acuífero a otro en pequeñas cantidades. Los acuitardos son también llamados **estratos semiconfinantes**. Un acuicludo también posee una baja permeabilidad, aunque normalmente constituyen límites superiores o inferiores de un sistema de flujo de agua subterránea.

Las rocas pueden presentar diversas clases de **espacios vacíos**, los cuales pueden dar lugar a la formación de un acuífero. De acuerdo al tipo de espacios presente, los acuíferos pueden también clasificarse en:

- acuíferos porosos,
- acuíferos de fracturas,
- acuíferos kársticos.

Las propiedades hidráulicas de un cuerpo de roca se determinan por el volumen, el tamaño y la forma de los potenciales espacios portadores de agua ( Fig. 1.1).



*Fig. 1.1: Relaciones entre textura y porosidad. a: sedimento bien seleccionado, alta porosidad; b: sedimento poroso bien seleccionado, alta porosidad; c: sedimento pobremente seleccionado, baja porosidad; d: sedimento bien seleccionado, espacios porales reducidos por precipitación posterior, muy baja porosidad; e: roca consolidada, fracturada, baja densidad de fracturación; f: roca kárstica con espacios vacíos producidos por disolución, variable densidad de espacios disponibles.*

La **porosidad** (n) de rocas no consolidadas (Tabla 1.1) se expresa como la relación entre el volumen de todos los espacios vacíos (Vo) y el volumen total (Vf), y está dada en porcentaje o en partes:

$$n = V_o / V_f.$$

*Tabla 1.1: Rango de valores de porosidad de rocas no consolidadas.*

<b>Tipo de roca</b>	<b>Porosidad (%)</b>
grava	25 - 40
arena	25 - 40
limo	35 - 50
arcilla	40 - 70

Para medir la porosidad de un sedimento no consolidado, la muestra debe ser secada, colocada en un pequeño recipiente, luego se pesa y se le agrega agua hasta saturarla. Entonces se la pesa nuevamente. La diferencia de peso da la porosidad.

El agua almacenada en los poros de una roca no consolidada puede dividirse en dos grupos. El primer grupo puede drenar bajo la influencia de la gravedad (rendimiento específico), mientras que en el segundo grupo el agua permanece fija a la superficie de los granos bajo la forma de una delgada película (agua adhesiva) o como meniscos de agua formados en pequeños bordes intergranulares (retención específica). Por lo tanto solo una cierta porción de la porosidad, la **porosidad efectiva** (volumen drenable de poros), es capaz de proveer agua en la práctica.

La densidad de fracturas de una roca consolidada ronda en el orden del 1%, excediendo rara vez el 2%. Solo se pueden hallar mayores valores en áreas de intensa fracturación. Las areniscas, aparte del grado de fracturación, poseen una porosidad propia, lo que lleva a que el total de espacios abiertos pueda llegar hasta un 30 %.

El **coeficiente de almacenamiento** ( $S$ ) se define como el volumen de agua (en  $m^3$ ) liberado o almacenado por  $1 m^2$  de superficie de un acuífero por descenso de  $1 m$  en la carga hidrostática o nivel piezométrico (Fig. 1.2). Los valores de coeficientes de almacenamiento más usuales varían entre  $10^{-8}$  y  $0.3$ .

En acuíferos confinados el coeficiente de almacenamiento depende de la elasticidad del acuífero, la cual es producto tanto del tamaño como de la forma, la densidad de sedimentación de los granos y de la compresibilidad del fluido. Los valores más corrientes para este tipo de acuíferos, varían entre  $10^{-4}$  y  $10^{-6}$ .

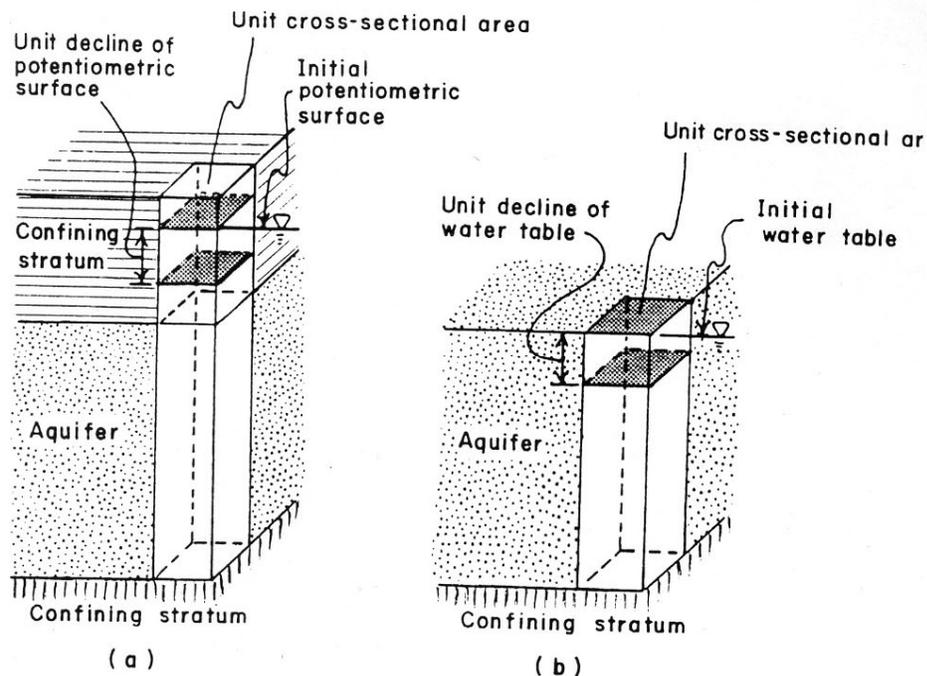


Fig. 1.2: Coeficiente de almacenamiento (a) para un acuífero confinado, rendimiento específico; (b) para un acuífero no confinado (tomado de Harlan, Kolm & Gutentag, 1989).

Para acuíferos libres el coeficiente de almacenamiento es igual al **rendimiento específico**, la cual se aproxima a la porosidad efectiva o volumen drenable de poros.

El rendimiento específico de un sedimento clástico puede relacionarse a su tamaño de grano. Para gravas y arenas gruesas la capacidad específica será mayor (entre 0.1 y 0.3) que para arenas medianas y finas. En sedimentos arcillosos (capacidad específica entre 0.01 y 0.001) el espacio poral está casi completamente ocupado por la retención específica, la cual es, a su vez, producto de intensas fuerzas de retención (Fig. 1.3). Por lo tanto no sólo es suficiente saber el total de espacios porales disponibles.

Para describir la capacidad que posee un sedimento no consolidado de permitir el paso de un fluido se han definido los conceptos de **conductividad hidráulica** (medido en darcys,  $1 \text{ d} = 9.869 * 10^{-9} \text{ cm}^2$ ) y de **permeabilidad** (medido en m/s).

Una roca porosa posee una conductividad hidráulica (K) de 1 d cuando un  $\text{cm}^3$  de un fluido cuya viscosidad dinámica es de 1 cp (centipoise), pasa a través de un cuerpo de roca de 1 cm de largo y  $1 \text{ cm}^2$  de sección transversal, por medio de una diferencia de presión de una atmósfera entre el área de entrada y el área de salida, en 1 segundo, a una temperatura de  $0^\circ$  y a una presión atmosférica de 760 mm de Hg.

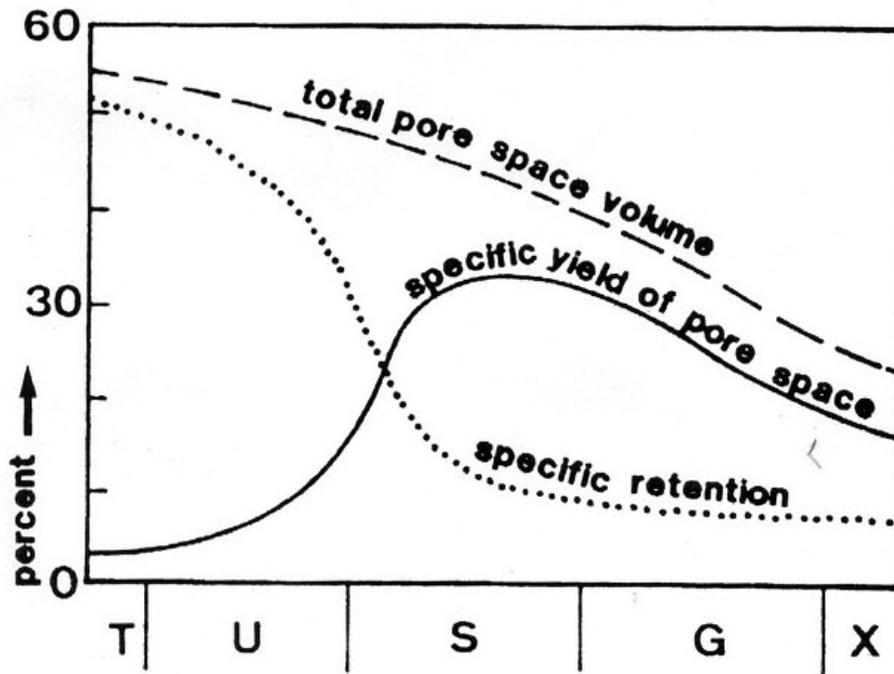


Fig. 1.3: Relación entre el volumen total de espacios porales, la capacidad específica y la retención específica debida al tamaño de grano de sedimentos clásticos (tomado de Richter & Lillich, 1975).

La permeabilidad está expresada por el **coeficiente de permeabilidad** ( $K_f$ ) el cual es una constante de proporcionalidad dentro de la ley de Darcy:

$$Q = K_f * F * \delta p / l$$

(Donde  $Q$ : descarga o caudal ( $m^3/seg$ );  $F$ : área ( $m^2$ );  $l$ : longitud del cuerpo de roca ( $m$ );  $\delta p$ : diferencia de presión;  $K_f$ : coeficiente de permeabilidad ( $m/seg$ ))

El valor de Kf puede calcularse realizando un ensayo de Darcy con el material a ser analizado.

La conductividad hidráulica de 1 darcy equivale a un valor de Kf de unos  $10^{-5}$  m/seg.

En rocas no consolidadas la permeabilidad depende principalmente del tamaño de grano y de la densidad de empaque. En la Fig. 1.4 se indican la conductividad hidráulica (en darcys y  $\text{cm}^2$ ) y la permeabilidad (en m/seg, cm/seg, gal/día/pies<sup>2</sup>) de varias unidades geológicas.

Siguiendo a Hazen, el coeficiente de permeabilidad Kf (m/seg) puede estimarse por el tamaño de grano efectivo  $-d_{10}$ - (tomado de la curva granulométrica y expresada en mm):

$$Kf = 0.0116 * d_{10}^2$$

Esta relación solo es válida cuando se trata de rocas con buena a moderada selección. En sedimentos de mala selección ( $U \geq 5$ ) la permeabilidad es normalmente mucho menor que la calculada con la ayuda de la fórmula arriba descripta.

Dado que las rocas no consolidadas son normalmente heterogéneas, es decir depositadas en estratos de diferentes tamaños de grano, los valores de permeabilidad también varían de acuerdo a la dirección en que se lo mida. Debido a este efecto de anisotropía, la permeabilidad medida en sentido horizontal es significativamente mayor que la medida en sentido vertical.

Para rocas sólidas la permeabilidad depende principalmente de la composición petrográfica y del fracturamiento los cuales determinan el rendimiento (Fig. 1.5).

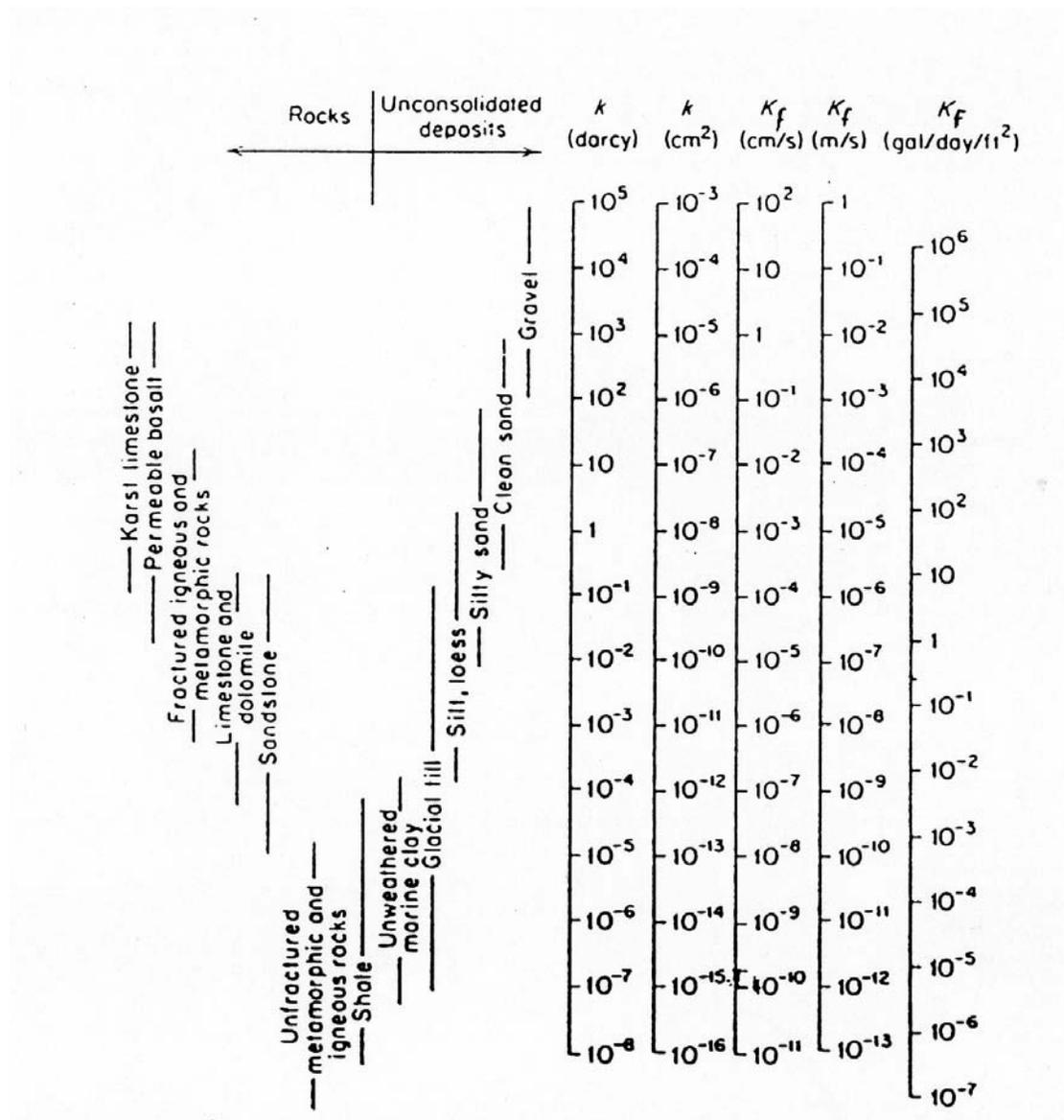


Fig. 1.4: Rango de valores de conductividad hidráulica y de permeabilidad de distintos tipos de roca y/o sedimentos (tomado de Freeze & Cherry, 1979)

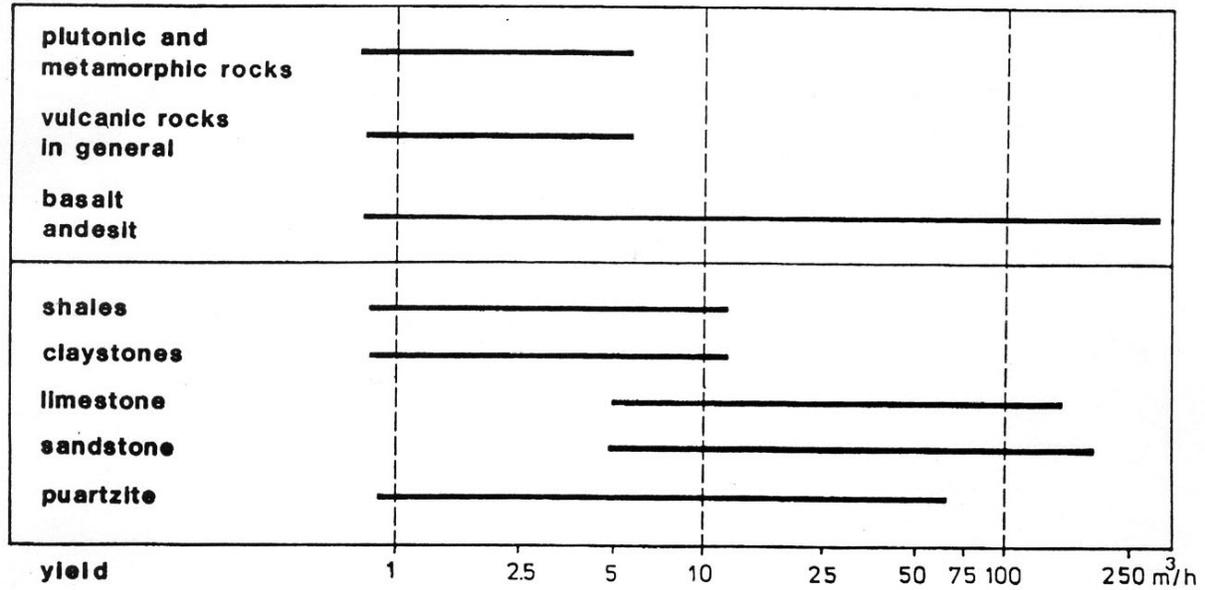


Fig. 1.5: Variabilidad del caudal específico en pozos perforados en rocas duras (tomado de Richter & Lillich, 1975).

La permeabilidad también depende de la densidad y de la viscosidad del agua. Esto debe ser tenido en cuenta para aguas de origen mineral y termal.

Las propiedades hidráulicas de un acuífero están definidas por la permeabilidad ( $K_f$ ) y el espesor ( $M$ ); el producto de estos parámetros se conoce como **transmisividad** ( $T$ ):

$$T = K_f * M \text{ (m}^2\text{/s)}.$$

Consecuentemente la transmisividad describe la cantidad de agua que puede ser transmitida horizontalmente a través del acuífero, siempre que el gradiente hidráulico ( $i$ ) sea igual a 1.

Un **acuífero libre (acuífero freático)** está compuesto por estratos de permeabilidad alta a media (Fig. 1.6). El acuífero puede ser recargado desde la superficie por infiltración. La recarga también puede ocurrir por flujos laterales o por infiltración ascendente desde acuíferos confinados situados por debajo.

Los **acuíferos confinados y artesianos** subyacen a estratos impermeables o de baja permeabilidad. La superficie potenciométrica de un acuífero confinado representa la altura por encima del plano de referencia que alcanza el nivel de agua una vez que un pozo atraviesa el acuífero (Fig. 1.6). Como el agua de un acuífero confinado se halla bajo presión, esta asciende hasta el tope del acuífero una vez que éste es alcanzado. Los acuíferos confinados pueden recargarse allí donde la roca que compone el acuífero aflora o también por lenta infiltración ascendente o descendente de un estrato semipermeable.

En los acuíferos artesianos la superficie potenciométrica se halla por encima de la superficie del terreno; de un pozo artesianos se puede entonces extraer agua sin necesidad de bombeo (Fig. 1.7). Utilizando una bomba la cantidad extraída puede incluso ser mayor.

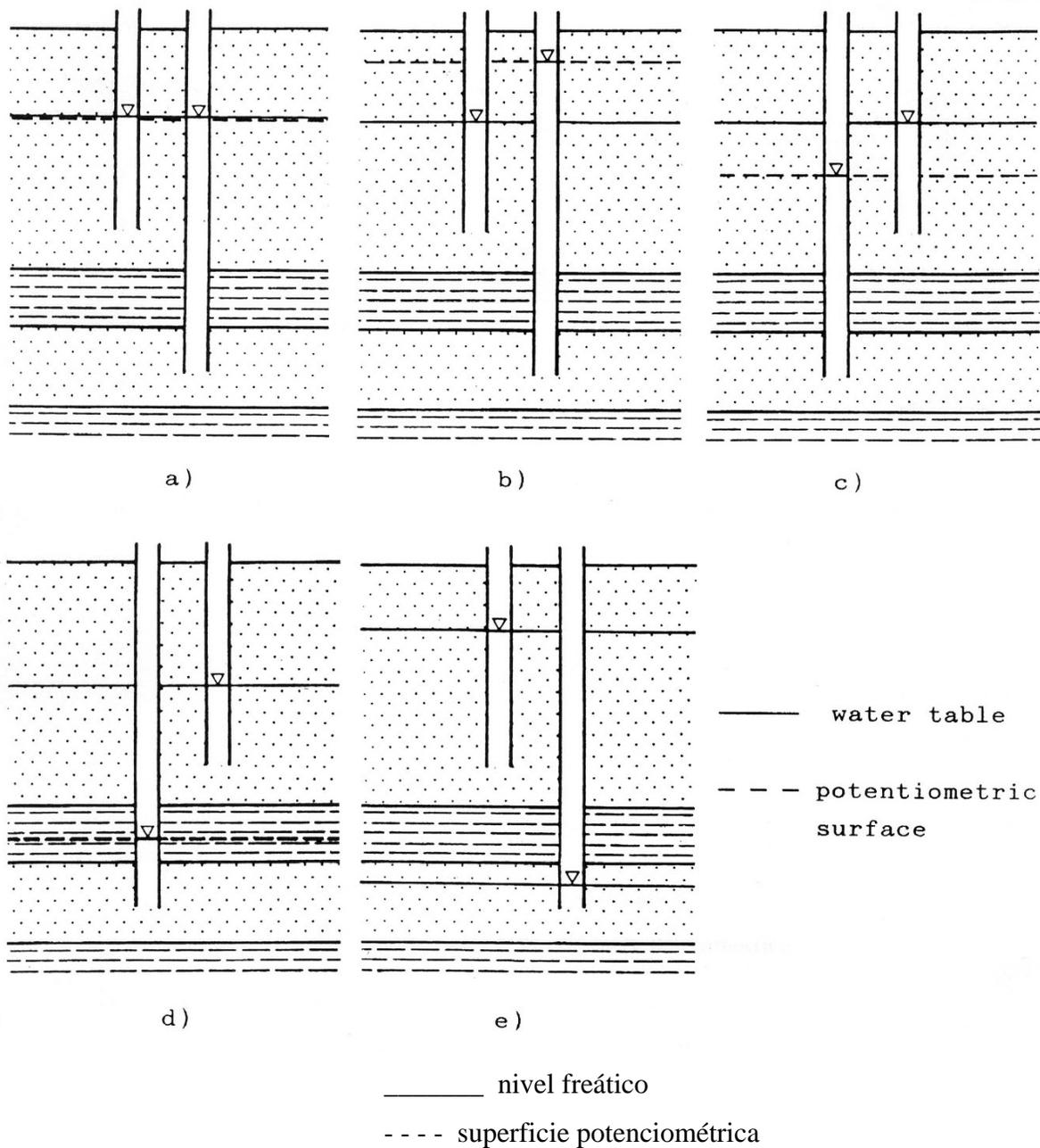


Fig. 1.6: Acuífero libre y su correspondiente nivel freático; acuífero confinado y su correspondiente superficie potenciométrica. a) El nivel freático y la superficie potenciométrica coinciden; b) La superficie potenciométrica se acerca a la superficie del terreno; c) El nivel freático se acerca a la superficie del terreno; d) La superficie potenciométrica permanece al nivel del estrato impermeable y e) Dos acuíferos con niveles freáticos independientes.

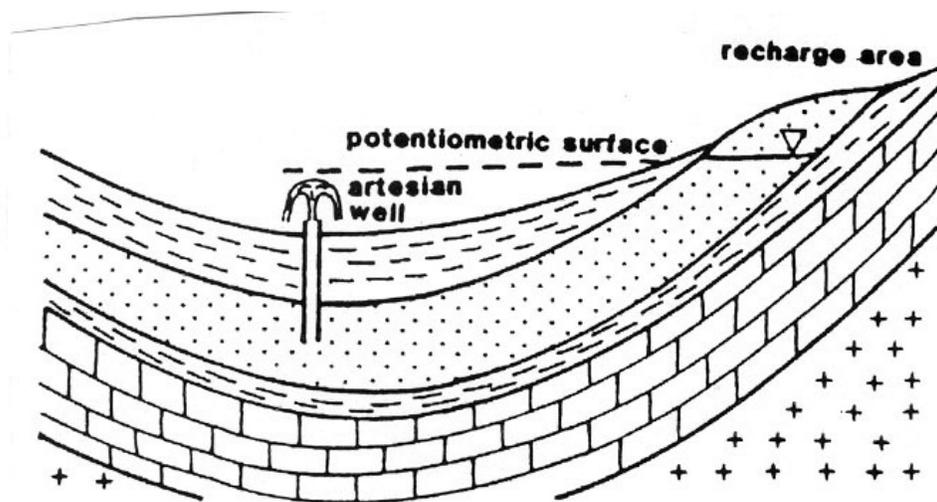


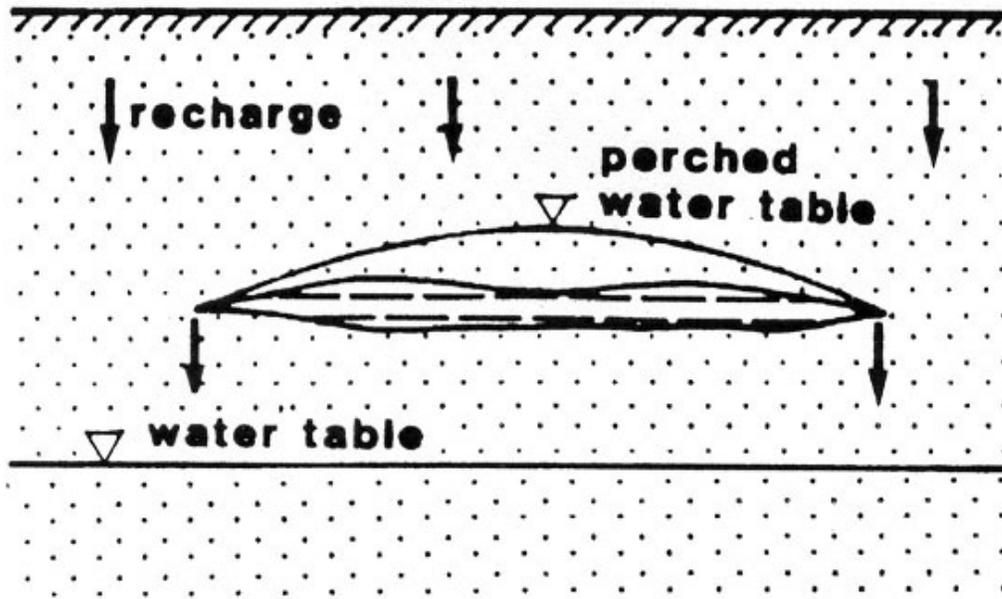
Fig. 1.7: Acuífero artésiano.

En cuencas y estructuras de graben se encuentran frecuentemente **estratos portadores de agua**, por ejemplo acuíferos separados por estratos confinantes, que poseen diferentes niveles piezométricos así como distintas propiedades hidroquímicas. Allí donde los estratos confinantes se acuñan, existen conexiones hidráulicas entre los estratos portadores de agua.

Tales conexiones hidráulicas pueden también ocurrir a causa de un insuficiente sellado del pozo.

Un **acuífero colgado** es aquel que se desarrolla sobre un estrato lentiforme de baja permeabilidad situado dentro de un material de mayor permeabilidad (Fig. 8). El agua infiltrada desde la superficie se acumula por encima del lente y se mueve lateralmente hacia los bordes de éste, entonces continúa infiltrándose hacia el nivel freático principal. Es posible hallar acuíferos colgados en sedimentos glaciales, los cuales fueron depositados como lentes de arcilla en pequeñas depresiones glaciares. Son también frecuentes en terrenos volcánicos allí donde estratos meteorizados de cenizas de baja permeabilidad, se intercalan entre estratos basálticos fracturados, los cuales poseen alta permeabilidad. La mayoría de los acuíferos colgados son de

poca extensión y pueden proveer solo pequeñas cantidades de agua (en ocasiones solo suficientes para satisfacer usos domésticos).



*Fig. 1.8: Acuífero colgado*

Durante la operación de un pozo el agua fluye hacia las ranuras del filtro desde todas las direcciones (flujo radial). Por lo tanto se desarrolla un **cono de depresión** alrededor del pozo. Entonces en acuíferos libres desciende el nivel freático (Fig. 1.9a) mientras que en acuíferos confinados es la superficie potenciométrica la que desciende (Fig. 1.9b).

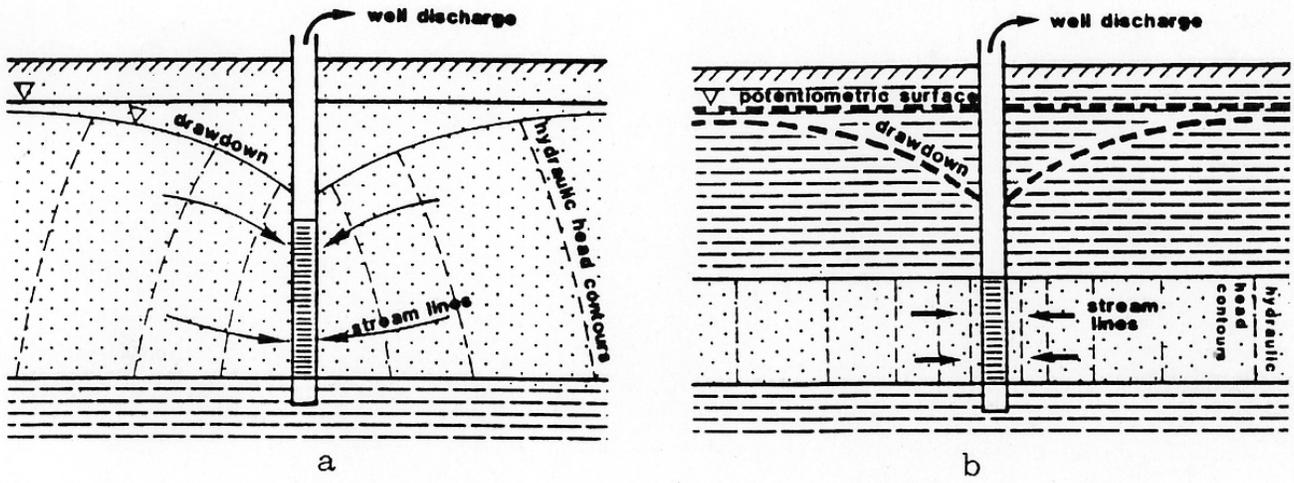
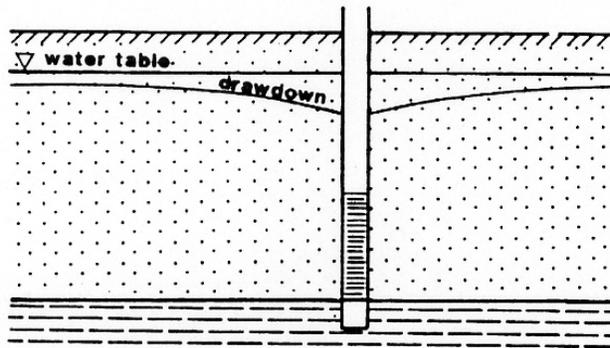


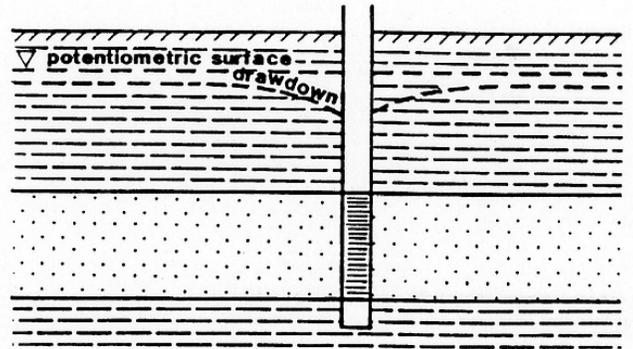
Fig. 1.9: Flujo radial hacia un pozo - a) En un acuífero libre; b) En un acuífero confinado.

Para un pozo perforado en un acuífero se desarrollará un cono de depresión de suave inclinación cuando los valores de transmisividad sean altos (Fig. 1.10 a,c), mientras que para bajos valores se desarrollará un cono de fuerte inclinación (Fig. 1.10 b,d).

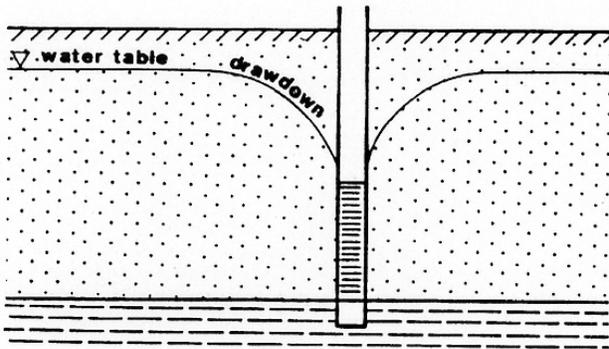
Luego de comenzada la operación de bombeo se formará un cono de depresión que se irá extendiendo tanto en la vertical como en la horizontal. Finalmente este procedimiento causado por un flujo no constante se convertirá en un flujo constante donde el nivel del agua en el pozo y en sus adyacencias no variará a lo largo del tiempo. En la práctica se considera que el flujo no es constante siempre que pueda medirse algún cambio en el nivel de agua.



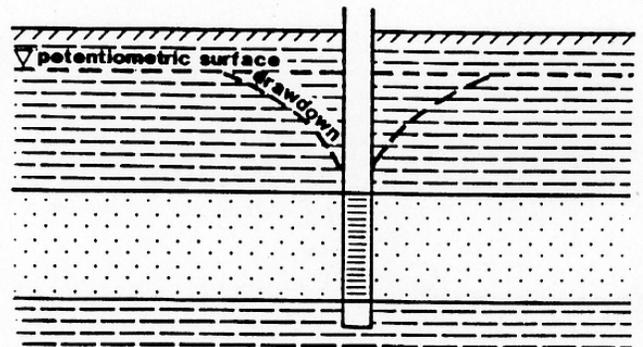
a



c



b



d

Fig. 1.10: Comparación entre conos de depresión; a) alta transmisividad, acuífero libre; b) baja transmisividad, acuífero libre; c) alta transmisividad, acuífero confinado; d) baja transmisividad, acuífero confinado.

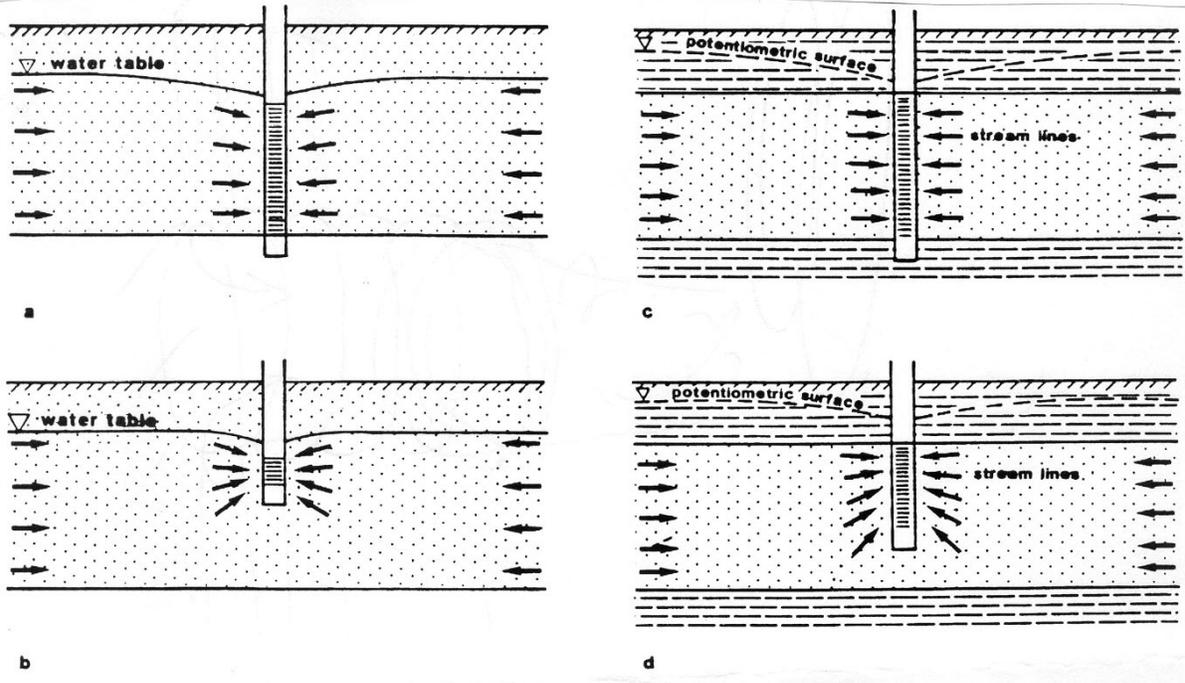


Fig. 1.11: Diagrama de pozos perfectos (a y c) e imperfectos (b y d).

En un **pozo perfecto** (completamente penetrado) se extrae agua de todo el acuífero; mientras que un **pozo imperfecto** (parcialmente penetrado) solo alcanza parte del acuífero (Fig. 1.11).

Dado que el agua normalmente fluye -el nivel freático o la superficie potenciométrica inclina en alguna dirección- el cono de depresión de un pozo no posee una forma circular. La Fig. 1.12 señala la correlación entre el cono de depresión y el cono de descarga.

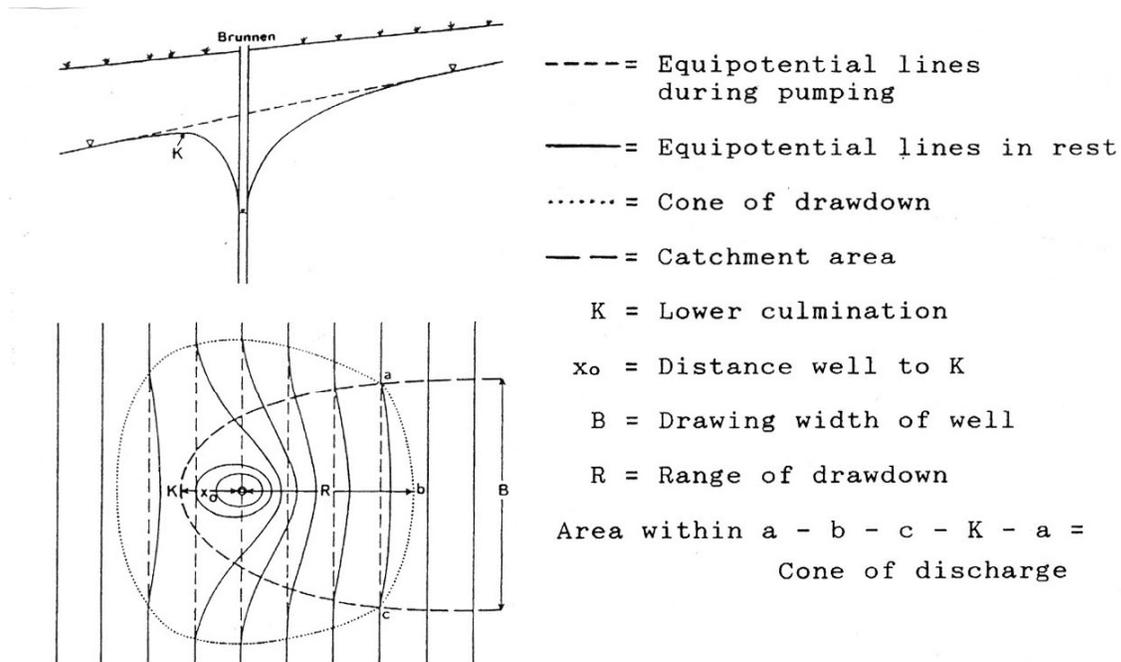


Fig. 1.12: Cono de depresión y cono de descarga alrededor de un pozo en un flujo natural (tomado de Richter & Lillich, 1975).

- - - Líneas equipotenciales durante el bombeo
- Líneas equipotenciales en reposo
- ..... Cono de depresión
- - - Área de recarga
- K Límite inferior
- x<sub>0</sub> Distancia desde el pozo hasta K
- B Ancho de la depresión
- R Rango de la depresión
- Área comprendida entre a-b-c-K-a = Cono de descarga

## 2. Clasificación de cuencas y ambientes de deposición

### Introducción

Cuencas sedimentarias son en una definición amplia todas las áreas en las cuales los sedimentos pueden acumularse a espesores considerables y están preservadas por largos periodos geológicos. Cuencas sedimentarias pueden tener diferentes formas, pueden ser aproximadamente redondas, depresiones alargadas, graben, hasta de forma completamente irregulares. Sin embargo, existen áreas sin ningún tipo de depresión topográfica como son las planicies aluviales que pueden actuar como trampas de sedimentos. El tamaño de las cuencas sedimentarias puede variar significativamente.

Se puede distinguir entre (1) cuencas sedimentarias activas todavía acumulando sedimentos, (2) cuencas inactivas con poca deformación y (3) cuencas con fuerte deformaciones.

Como muchos trabajos muestran la deposición regional de sedimentos, non-deposición o denudación de rocas más antiguas está principalmente controlado por movimientos tectónicos. Así los intentos más recientes de interpretar de clasificar cuencas sedimentarias está basada en conceptos tectónicos globales y regionales y serán discutidos en más abajo. Siempre se tiene que considerar que las características de los sedimentos llenados en un ambiente tectónico están principalmente controladas por otros factores y puede ser altamente variable.

En adición al movimiento tectónico en el área basinal los procesos y facies sedimentarias están controlados por la paleogeografía de la región alrededor de la cuenca (peri-cuenca morfología y clima, tipo de roca y actividad tectónica en la región de origen) el ambiente de deposición, la evolución de los organismos produciendo sedimentos entre otros. Muchos sedimentólogos prefieren un esquema de clasificación basado principalmente en criterios los cuales pueden ser identificados en el campo como el concepto de facies y la definición del ambiente de deposición (sedimentos fluviales, depósitos de shelf...). Otro acercamiento es la subdivisión de sedimentos en grupos litológicos importantes como son sedimentos siliciclasticos, de diferentes granulometrías y composición, rocas carbonatadas evaporíticas etc. Una vez establecido la facies, sucesión y geometría de estos grupos litológicos se puede proceder de definir la naturaleza tectónica de la cuenca investigada.

## 1.2 Clasificación de cuencas tectónicas

Movimientos tectónicos los cuales generan cuencas son el prerequisite más importante para la acumulación de sedimentos. Una clasificación de cuencas deberá ser en concordancia con los conceptos actuales de tectónica de placas y así diferir de clasificaciones y terminologías más antiguas. En los últimos años varios autores resumieron el conocimiento actual sobre la interacción de tectónica de placas y sedimentación. Y propusieron un sistema de clasificación de cuencas. Aquí se presenta básicamente el sistema utilizado por Mitchel y Reading.

Los diferentes tipos de cuencas sedimentarias pueden ser agrupados en siete categorías, los cuales se puede subdividir en dos a cuatro tipos de cuencas especiales. (Tabla 2.1 y figura 2-1.

Tabla 2.1: Clasificación tectónica de cuencas

Categoría	Cuenca especial	Corteza	Tipo de tectónica	Características
Cuenca Continental o sag interior	C epicontinental	continental	divergente	Áreas grandes subsidencia lenta
Cuenca Continental o fractura interior	Graben, rift	continental	divergente	C. angostas, subsidencia rápida
Margenes pasivos	C. tectónicamente rifted	transicional	divergente	Asimétrico subs moderada
Cuencas oceanicas sag	C. oceánica nueva	oceánica	divergente	Grande subs. lenta
Cuencas asociados a la subducción	Trincheras del mar profundo	oceánica	convergente	Variando en tamaño y subsidencia
	C. pre arco	transicional	divergente	
	C. tras arco	oceánica		
	C. intra arco			
Cuencas asociados a la colisión	Cuencas remnantes	oceánica	convergente	Subs activada por acumulación rápida de sedimentos
	Cuencas prefierales Intra-montañas	continental	corteza	Asimetr. Incrementando subsidencia
	Relacionados con terrenos			
Strike slip	Cuencas transtensionales		Movimiento transversal	Pequeño subsidencia rápida

**Cuencas interiores o de tipos sag** (Fig 2.1<sup>a</sup>) Cuencas en corteza continental esta generalmente generados por un movimiento de placas divergentes y los estructuras extensionales resultantes. En el caso de grandes cuencas interiores de tipo sag sistemas de fallas mayores forman los límites del área de deposición Subsidencia ocurre principalmente como respuesta a una disminución de la corteza y es relativamente lenta.

**Graben continentales y zonas de rift** (fig. 2.1b y c) forman cuencas angostas y alongadas los cuales están delimitadas por fallas mayores. Alta subsidencia con grandes acumulaciones de sedimentos.

**Rifts abandonados y aulacogenos** (fig. 2.1c)

Si el movimiento divergente de placas termina antes de generar una nueva corteza oceánica el rift está declarado fallado. Un cierto tipo de estos rifts sin éxito está denominado aulacogeno, los cuales representan la manga fallada de una junta triple donde los otros dos siguen con su desarrollo formando nueva corteza oceánica.

**Cuencas de marines pasivos** (Fig. 2.1d). El estado inicial de una verdadera cuenca oceánica está establecida cuando dos continentes divergentes se separan y una nueva corteza oceánica está formada en el espacio en medio. No necesariamente significa que una cuenca de este tipo se llena con sedimentos oceánicos sin embargo implica que la parte central está a lo menos 2-3km por abajo del nivel del mar. Cuando la apertura se aumenta la deposición de sedimento queda atrás del incremento de la cuenca y consecuentemente los sedimentos están depositados principalmente en los dos márgenes continentales. Estas cuencas marginales se desarrollan por encima de una corteza delgada no son generalmente acompañadas por elevaciones morfológicas y presentan áreas asimétricas de deposición. Aquí los sedimentos están depositados en forma de un prisma (fig. 2.1d).

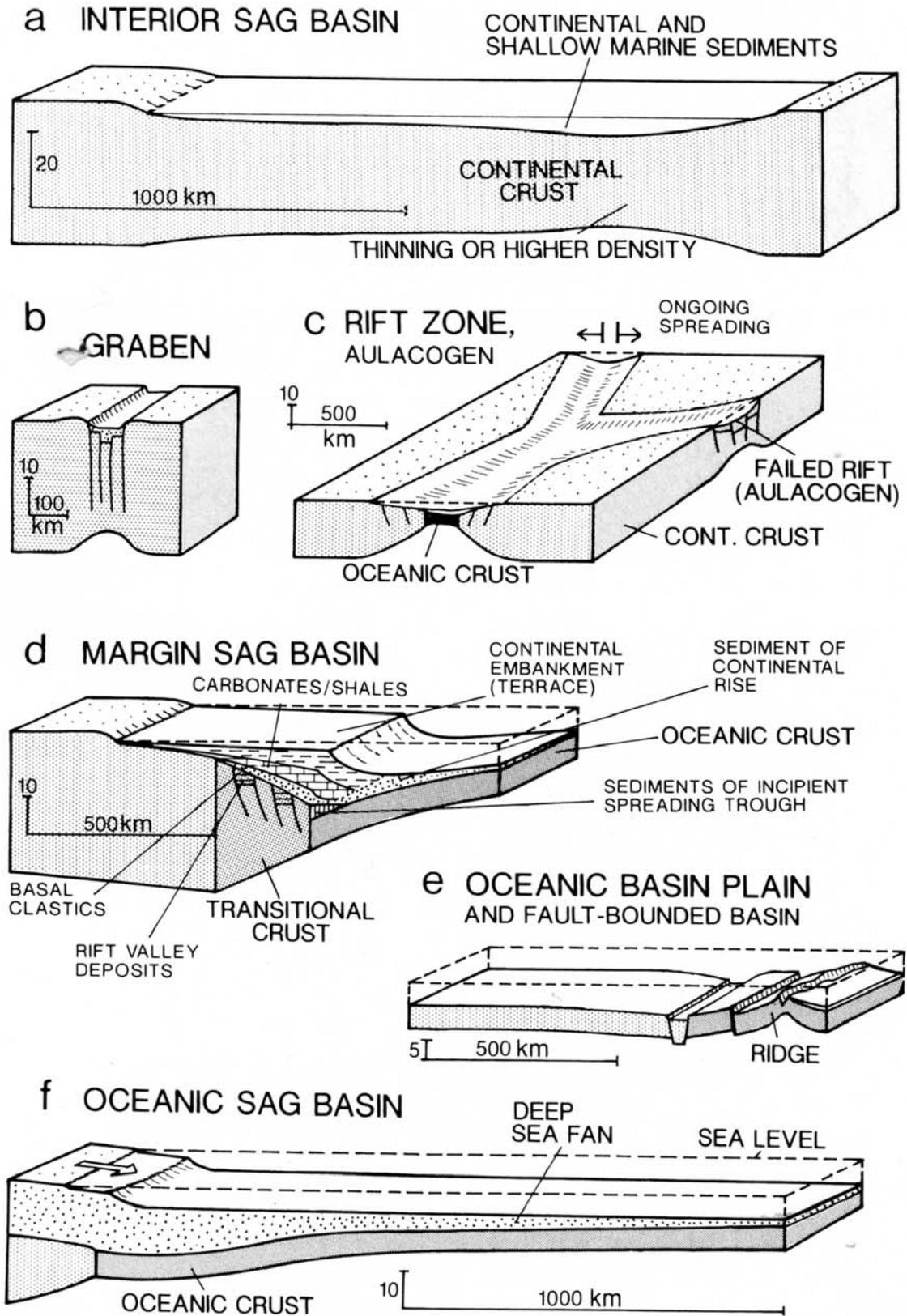


Figura 2.1 a-d: Clasificación de cuencas continentales (Einsle, 1992).

### **Cuencas oceánicas nuevas (fig 2.1e).**

Ocupan áreas entre las montañas medio oceánicas incluyendo sus elevaciones altas y límites. Normalmente acumulan sedimentos de tipo abanico de mar profundo. La subsidencia está normalmente muy lenta.

### **Cuencas relacionadas con la subducción**

Otro grupo de cuencas está dominado por el movimiento de placas convergentes y la deformación orogénica y incluyen arcos de isla o márgenes continentales activos. Trincheras del mar profundo y están compuestas de corteza oceánica y representan las cuencas más alargadas más profundas en el globo. En áreas con altos flujos de sedimento de los continentes adyacentes la mayor parte está rellena con sedimentos y parecen morfológicamente a un alto. Trincheras de mar profundo no subsiden en general. Cuencas pre-arcos ocurren entre la ruptura del pendiente de la wedge de acreción y el frente magmático del arco. El substrato consiste normalmente de corteza oceánica entre otros. Las tasas de subsidencia y sedimentación pueden variar entre leve y muy alta. Así cuencas de tipo back arco o intra arco están formadas por extensión del océano. La evolución de estas cuencas se asemeja a cuencas oceánicas normales con movimientos de placas divergentes. Los sedimentos reflejan la actividad magmática del arco.

### **Cuencas relacionadas con terrenos.**

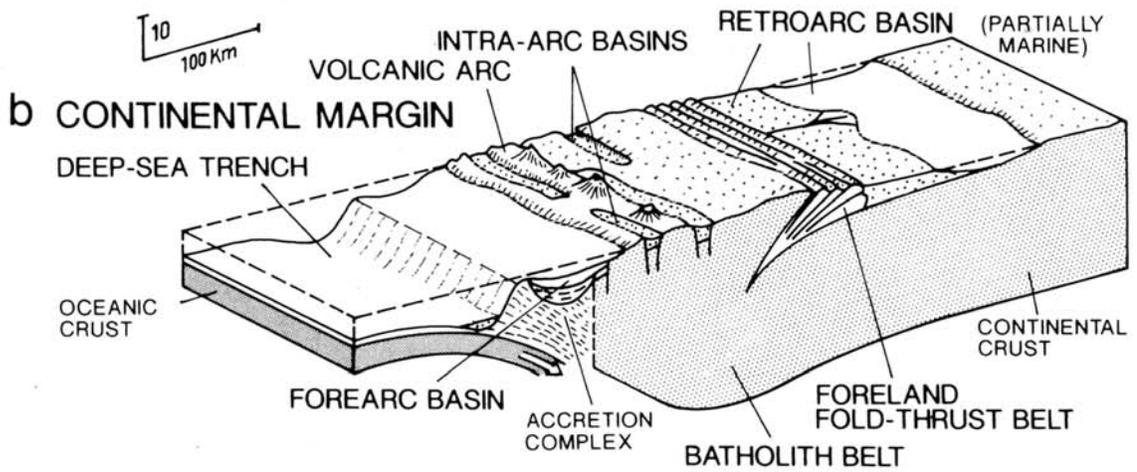
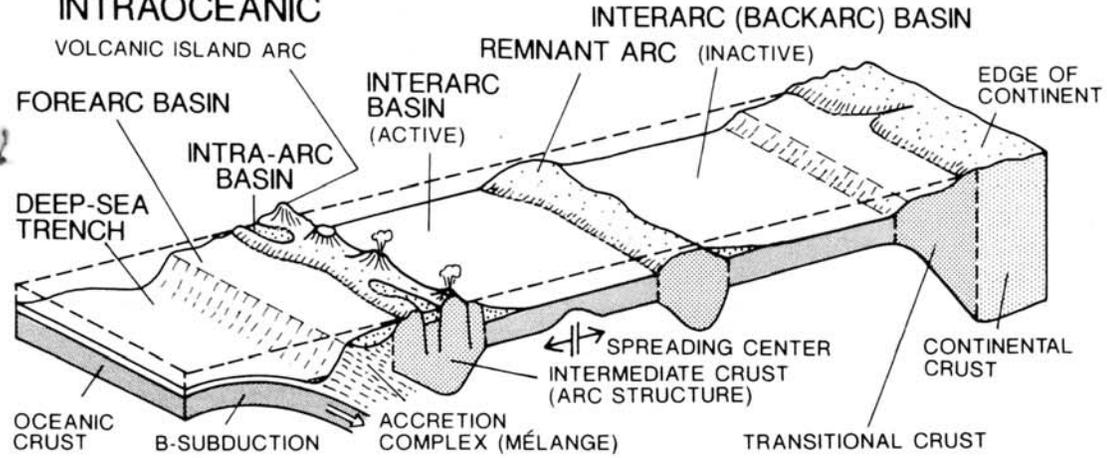
Están ubicados entre micro continentes y contienen por lo menos una parte de corteza continental. El sub-estrato es normalmente corteza oceánica y las cuencas pueden ser bordeadas por subducción.

### **Cuencas relacionadas con colisión.**

La colisión parcial de continentes con formas irregulares y límites que no coinciden resulta en zonas de overthrusting de corteza (fig 2.2.c). Estas cuencas remanentes tienden a coleccionar grandes volúmenes de sedimentos de las áreas cercanas a las que se están levantando. Foreland cuencas y cuencas pre-feriales están formadas por compactación de la corteza continental. (fig. 2.2c, 2.3<sup>a</sup>). La extensión de estas cuencas incrementa con el tiempo sin embargo un alto flujo de sedimentos clásticos de las montañas levantándose compensa

la subsidencia. Como respuesta de la colisión de dos cortezas continentales la placa arriba puede ser afectada por escape continental resultando e graben extensionales (Fig. 2.2c).

**a SUBDUCTION-RELATED BASINS,  
INTRA-OCEANIC**



**COLLISION-RELATED BASINS**

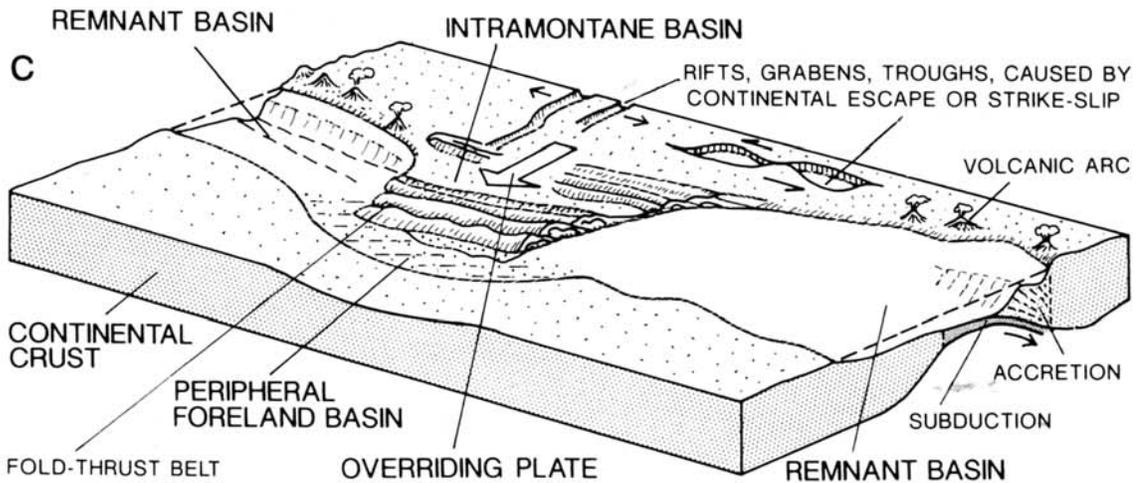


Figura 2.2 a-c: Cuenca tectonicas (Einsele, 1992).

Retro arco o cuencas entra-montaneas (Fig. 2.2b) ocurren en el hinterland de un arco orogénico y pueden influir grades áreas de corteza continental. La subsidencia esta limitada.

### **Cuencas de tipo strike-slip** (fig 2b y c)

Movimientos transformales pueden ser asociados con un componente tensional o con un componente compresional. Lo primero causa cuencas angostas y alongadas de tipo pull-apart. Al inicio las tazas de sedimentación son altas. Sistemas transpresionales generan cuencas de tipo wrench de tamaño y duración limitado.

### **Cuencas de tipo pre-, syn-, y post deposicional**

Principalmente los movimientos tectonicos y los procesos sedimentaros peden interactuar en tres diferentes formas. Estos están utilizados para distinguir entre diferentes cuencas sedimentarias:

#### **Cuencas tipo post deposicional.**

La deposición de sedimentos es mas antigua que los movimientos tectonicos formando una estructura de cuenca. Así no hay o solamente poco relación entre el transporte, distribución y facies de los sedimentos y la estructura de cuenca (Fig. 2.4<sup>a</sup>). Sin embargo, no es posible de eliminar alguna relación entre la fase de subsidencia syn deposición y los procesos subsecuentes formando la cuenca.

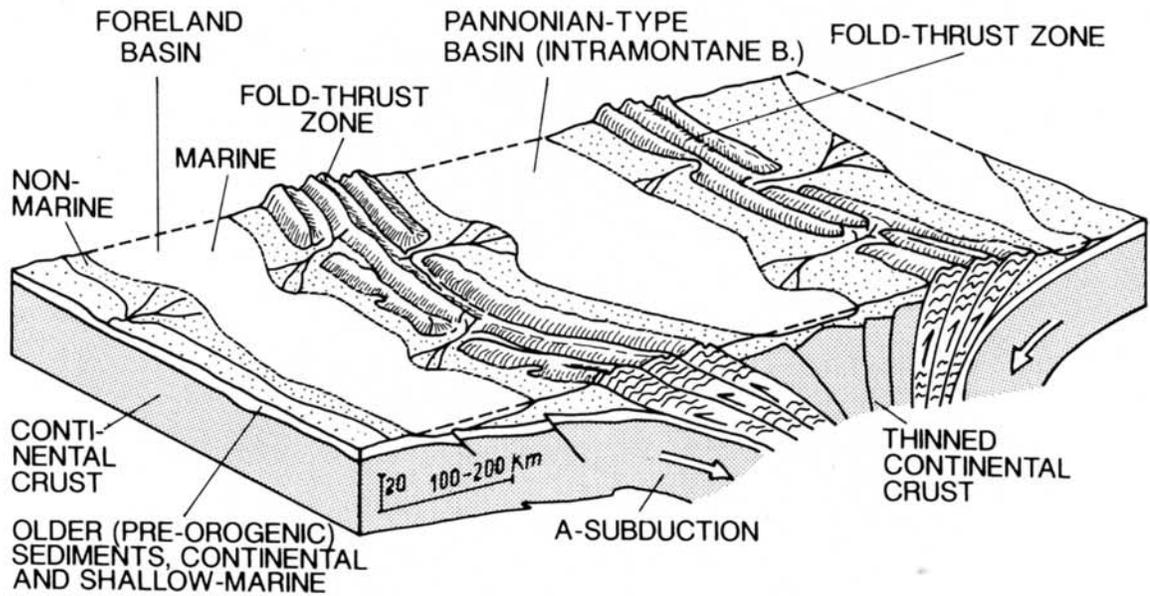
#### **Cuencas tipo syn deposicional.**

La acumulación de sedimentos esta afectada por movimientos tectonicos de tipo syn deposicional como son por ejemplo variaciones en la subsidencia (Fig. 2.4b). Si la taza de sedimentación siempre esta suficiente alta para compensar la subsidencia la dirección de transporte y la facies sedimentaria queda sin cambios, sin embargo le espesor de los sedimentos depositados en un cierto tiempo va a variar. Si la sedimentación no puede compensar la subsidencia se forma una cuenca morfológica, así la distribución y facies de los sedimentos esta afectados por la morfología de la cuenca.

### **Cuencas tipo syn deposicional**

Rápidos movimientos tectónicos antes de una acumulación significativa de sedimentos resultan en una cuenca morfológica lo cual ser llenado después por sedimentos de tipo post tectónicos. (Fig. 2.4c) El espesor de agua en estas cuencas desminuyen con el tiempo El transporte y las facies de los sedimentos están determinados por la morfología de la cuenca.

**a COLLISION-RELATED BASINS**



**b STRIKE SLIP/WRENCH BASINS**

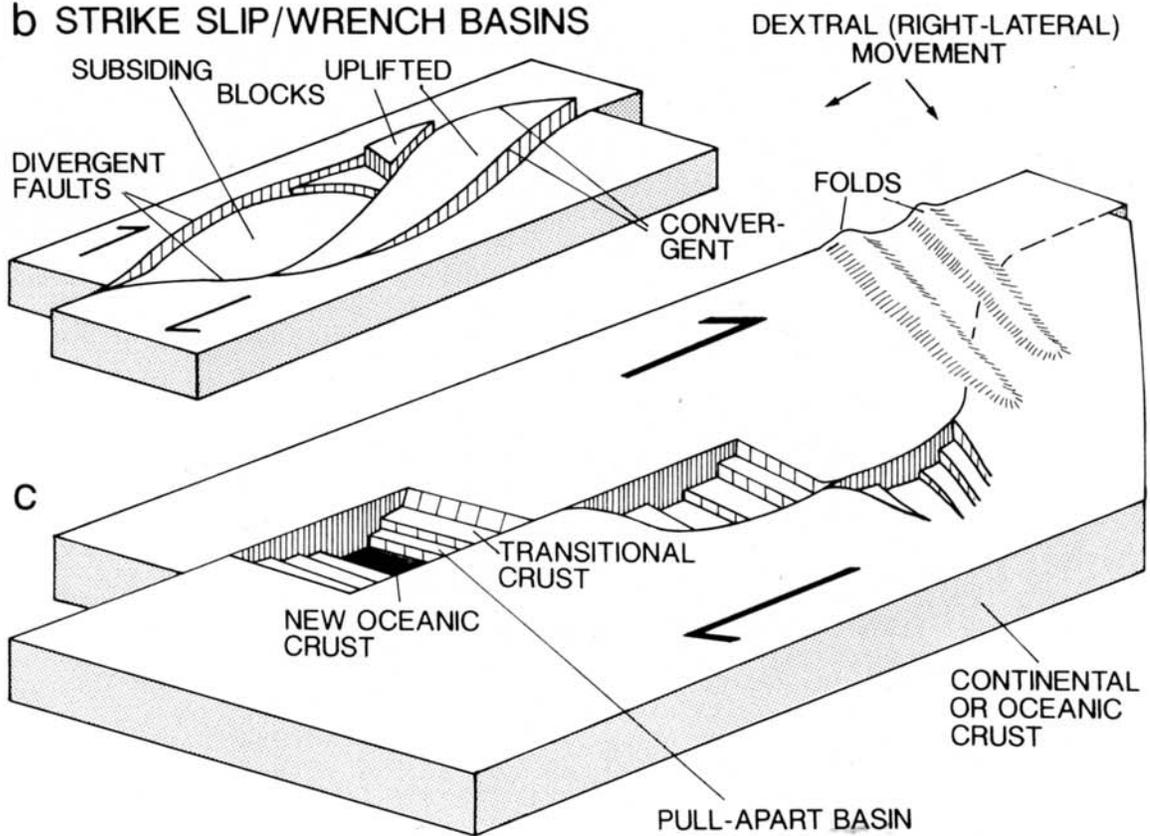


Figura 2.3: Clasificación tectónica de cuencas (Einsele, 1992).

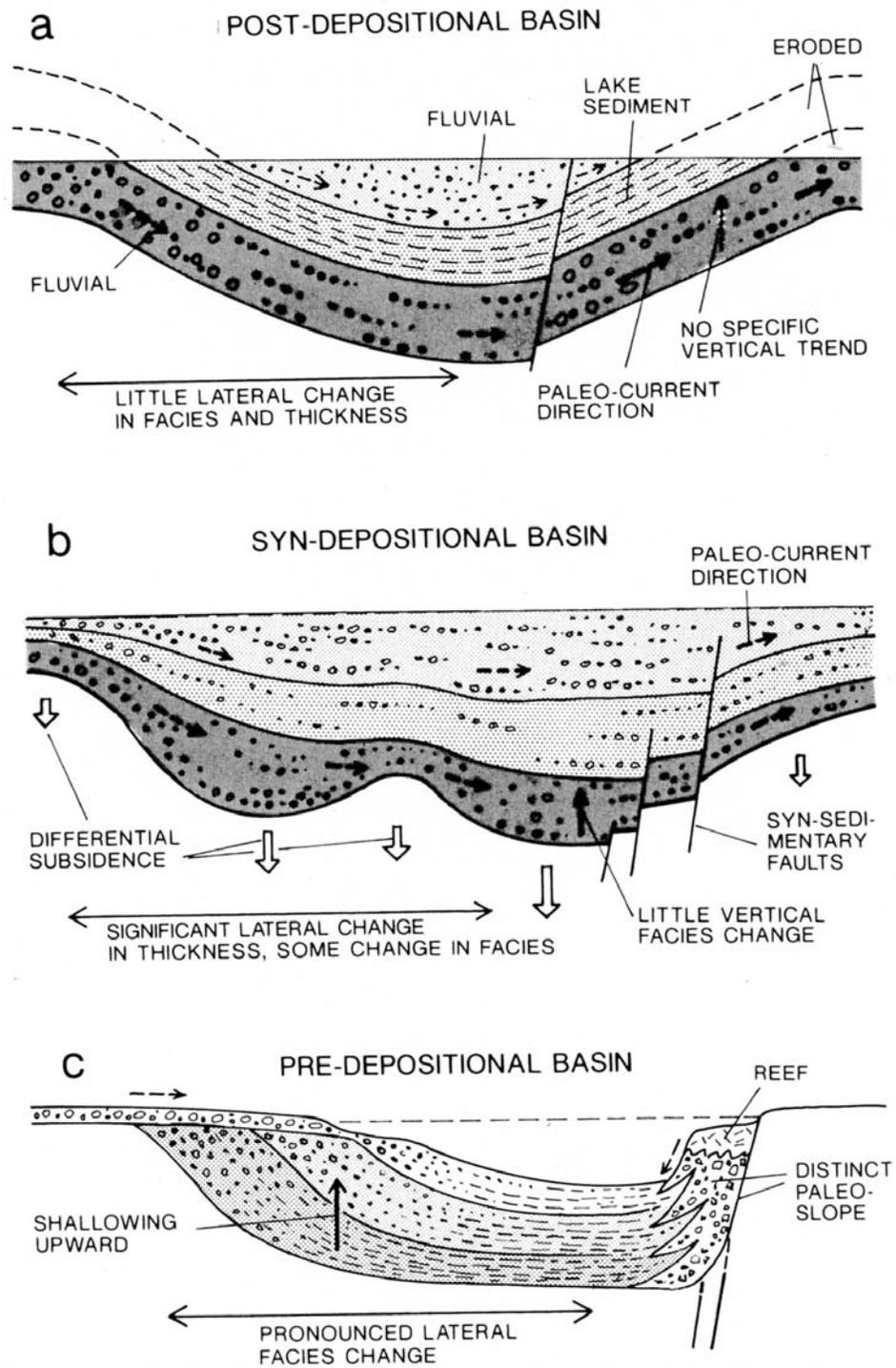


Figura 2.4a-c: Cuencas post, syn y pre deposicional

## Morfología de cuenca y ambientes de deposición

### Aspectos generales

La geometría de un final relleno de una cuenca esta principalmente controlado por los procesos tectonicos formando la cuenca. Sin embargo esta la morfología de la cuenca esta definida por la superficie de los sedimento es producto de la interacción entre los movimientos tectonicos y la sedimentación.

Así una clasificación de cuencas sedimentarias solamente basada en procesos tectonicos no es suficiente para caracterizar áreas de deposición. Es cierto que una cuenca sedimentaria bajo un esquema tectonica particular sigue una cierta historia de desarrollo o subsidencia, sin embargo, su morfología, espesor de agua pueden ser controlados por diferentes factores como variaciones en los flujos de deposición. El nivel base de erosión y la distribución de los sedimentos en la cuenca son otros factores importantes, los cuales modifican la morfología y el desarrollo de ciertos facies sedimentarias (Fig. 2.5). Por ejemplo en un ambiente fluvial los sedimentos no pueden acumularse por arriba del nivel base y el gradiente del río. Si hay un exceso de entrada de material al sistema deposicional lo cual no puede ser compensada por la subsidencia este exceso será transportado mas aguas abajo hasta lagos o el océano. Eso significa que el nivel hasta una cuenca puede ser llenada con sedimentos depende de la posición geográfica de la cuenca en relación con la base erosional.

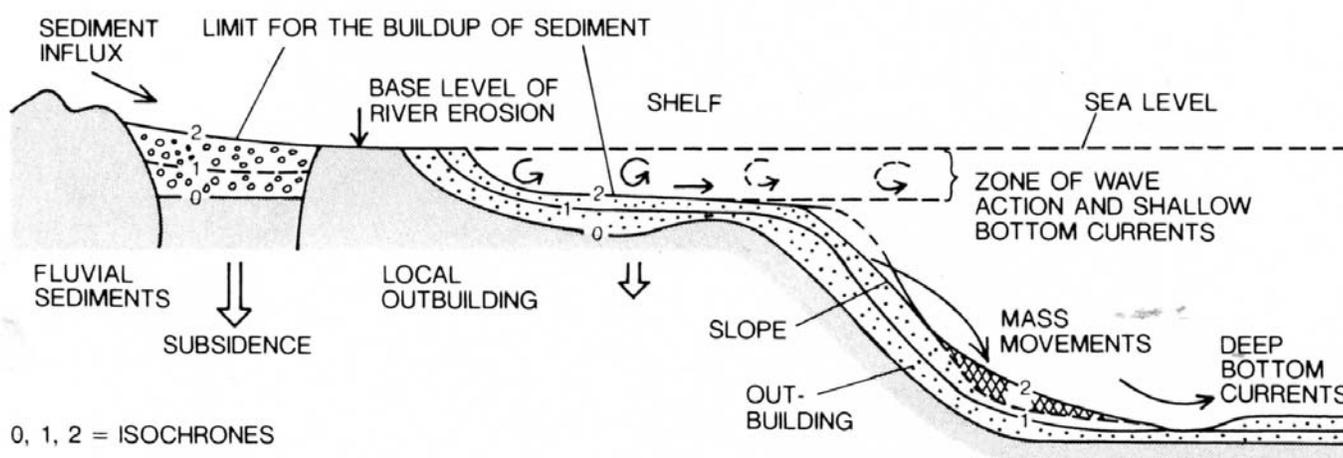


Figura 2.5: Nivel base de erosión.

### **Ambientes de deposición.**

En la superficie de la tierra como lo conocemos hoy hay cientos de áreas de deposición en la tierra y el océano cumpliendo con los criterios discutidos anteriormente. Si se incluyen las paleo cuencas con sedimentos preservados la suma de llega a miles de cuencas sedimentarias. Tomando en cuenta la gran cantidad y factores controlando el ambiente de sedimentación, se parece que hay una enorme cantidad de diferentes ambientes deposicionales. Así es, sin embargo es posible de agrupar los ambientes en pocos grupos con características comunes. En la figura 2.6 varios tipos de cuencas sedimentarias están clasificados según su ambiente deposicional y morfología de cuenca. Sin embargo la geomorfología alrededor de la cuenca y en clima también está involucrados. Se puede distinguir entre los siguientes grupos principales.

Ambientes continentales (fluvial, glacial; eólica), lacustre y deltaica

Cuencas adjuntas a océanos y epi-continentales

Áreas marinas

Como una alternativa un grupo de ambientes transicionales se puede definir entre los ambientes continentales y marinos. Este grupo incluye deltas marinos, ambientes intertidales, lagunas costeras, estuarios.

El ambiente fluvial está controlado por su nivel base erosional así como el suministro de sedimentos de regiones más elevadas para compensar la subsidencia en diferentes ambientes tectónicos (Fig. 2.6<sup>a</sup>). Bajo estas condiciones el gradiente del río en una dirección de transporte constante se puede mantener por largos plazos. Una depresión topográfica solamente, por ejemplo una cuenca morfológica de tipo syn deposicional, si el transporte fluvial que atrás de la subsidencia de la cuenca. Esta relación directa entre gradiente y transporte queda modificada en ambientes glaciales y eólicos. Abrasión sub glacial resulta en depresiones erosionales los cuales son llenados con lagos. Deflación eólica puede generar depresiones locales en la superficie y si el nivel freático sube se transforma en planicies saladas.

Figura 1.6 describe la morfología cerca de una cuenca con sedimentación fluvial lacustre. El material terrígeno que entra a la cuenca llega de una o varias fuentes cercas o lejanos y

consecuentemente la deposición es textualmente inmaduro o maduro presentando un composición uniforme o complejo. Adicionalmente el clima en el área de erosión tiene una gran influencia. Donde la acumulación de sedimentos no puede compensar la subsidencia lagos o mares someros se desarrollan.

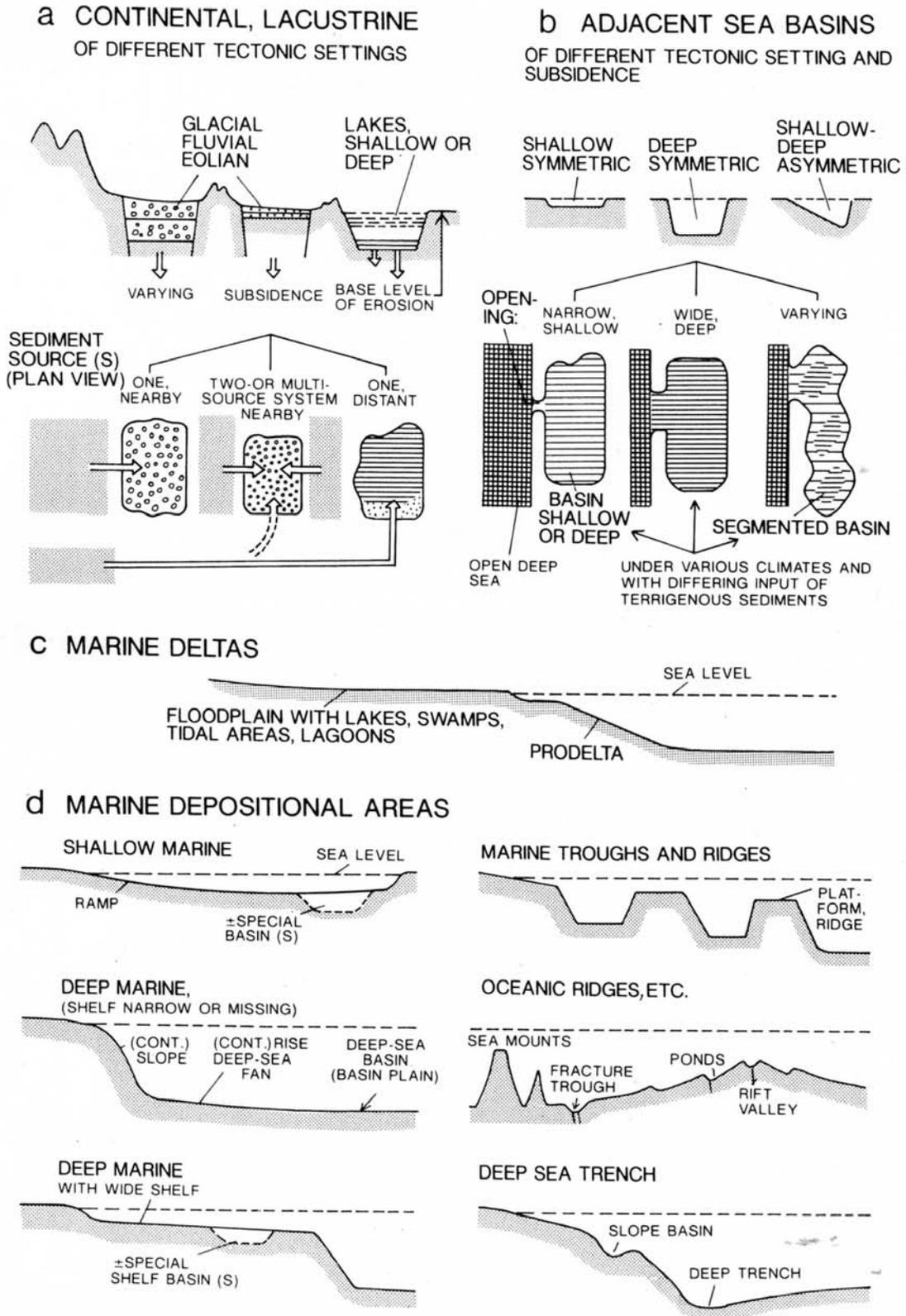


Figura 2.6<sup>a-d</sup>: Ambientes d deposición (Einsele, 1992).

## **Sedimentos continentales**

### 1) Sedimentos fluviales, abanicos aluviales y deltas

#### 1.1. Estructuras sedimentarias y elementos faciales

Por mucho tiempo los sedimentos fluviales no recibieron suficiente atención de los sedimentólogos debido que su origen e interpretación pareció muy obvia en comparación con los depósitos en otros ambientes. Aparte hay que tomar en cuenta que los sedimentos fluviales normalmente no forman una parte significativa en la historia de deposición sedimentaria. En los últimos 20 años sin embargo el interés en sedimentos fluviales aumento significativamente debido a su importancia como reservorios de agua subterránea y petróleo.

Basados en las observaciones de ríos actuales y estudios experimentales la relación entre el régimen hidrodinámico, erosión, transporte de sedimentos y acumulación esta bien establecido. Este nos permite hacer la predicción del comportamiento de partículas de diferentes tamaños, densidad y forma así como la formación de lentes dunas y sus estructuras internas. Algunos de los conocimientos están resumidos en la figura 2.7.

Con los criterios documentados en la figura 2.7 se puede por ejemplo distinguir entre estructuras internas de flujo bajo. Grava esta solamente transportada siempre cuando la corriente llega a una cierta velocidad (aproximadamente 100cm/s) En corrientes de velocidades menores grava forma un deposito de tipo lag lo cual preteje la arena debajo de la erosión. Corrientes más fuertes con velocidades por arriba del valor critico para grava arena y grava serán transportados simultáneamente formando de esta manera gravas arenosas o si se separo la arena debido a su transportación más rápida camas de grava. Aparte existe la posibilidad de agregación vertical de los sedimentos (fig. 2.7). Agregación vertical rápida solamente puedo ocurrir siempre cuando la aportación de sedimentos al sistema es alta. Las partículas gruesas como la grava aumentan su grado de redondo aguas abajo. Muchas veces forman fábricas características donde piezas planas están depositadas aguas arriba (fig .2.7).

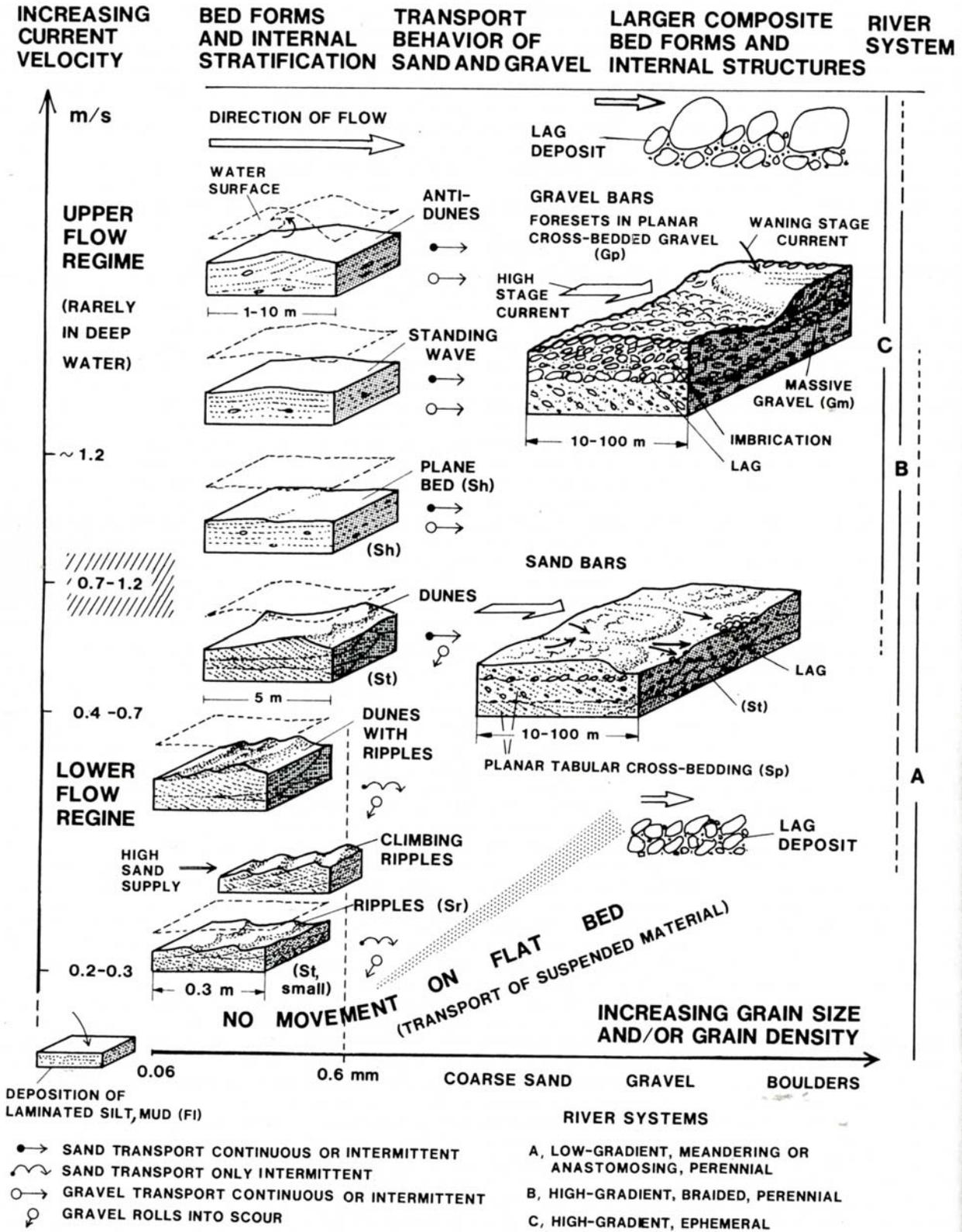


Figura 2.7 estructuras de sedimentación.

Sobre la física del transporte de sedimentos en ríos ya se sabe mucho sin embargo todavía es muy difícil de reconstruir estructuras de deposición de escala grande y en tres dimensiones. Muchos de las estructuras de deposición ocurren en todos los ambientes fluviales, sin embargo en diferentes proporciones debido que todos los sistemas de ríos están caracterizados por cambios de caudal es y velocidades frecuentemente. Por ejemplo dunas pequeñas dunas grandes, con **cross bedding**, con o sin grava se encuentran en todos los ríos. Así su aportaciones diagnosticas son limitados.

Estas limitaciones también son validas para la distribución de tamaño de grano en los depósitos de río. Los dos, ríos grandes y pequeños desarrollan sistemas de tipo braided, independientes si son dominados por grava o arena. En los dos casos la capacidad de transporte del flujo del canal es intermitentemente suficiente para mover grava como carga de base. Así la proporción de grava en estos depósitos fluviales refleja más el tipo de roca, relieve y condiciones de intemperismo en el área de origen que el ambiente de deposición. Al otro lado la distribución de tamaño de grano en el origen solamente tiene una influencia limitado a los depósitos en los ríos debido que la curvas de distribución de tamaños difieren de las curvas en el origen después de una corta distancia de transporte por el río

Clast o framwork supported grava (Gm, Gt o Gp) origina de un ambiente de transporte de alta energía transportando y acumulando material de fondo grueso dejando arenas y material mas fina en suspensión.

Tabla 2.1 Facies de escala pequeña o tipos de lechos en sedimentos fluviales.

Código de Facies	Descripción	Interpretación
Gms	Matriz masiva grava soportado	Depósitos de tipo flujo de detrito
Gm	Masivo o grava pobre orientado	Barras longitudinales, depósitos lag
Gt	Trough cross-bedded, grava soportado por clast	Rellenos de canales menores
Gp	Grava de tipo planar cross bedded	Barras linguidos o deltaicos
Sh	Arena estratificado horizontalmente	Régimen de flujo mayor
St	Arena trough cross estratificado	Régimen de flujo menor
Sp	Arena estratificado cross planar	Barras transversales, régimen de flujo menor
Sr	Marcas ripples	Régimen de flujo menor
Fm	Limo masivo	Overbank deposits
Fl	Limo laminado	Overbank deposits
P	Concreciones pedogénicas	Formación de suelo

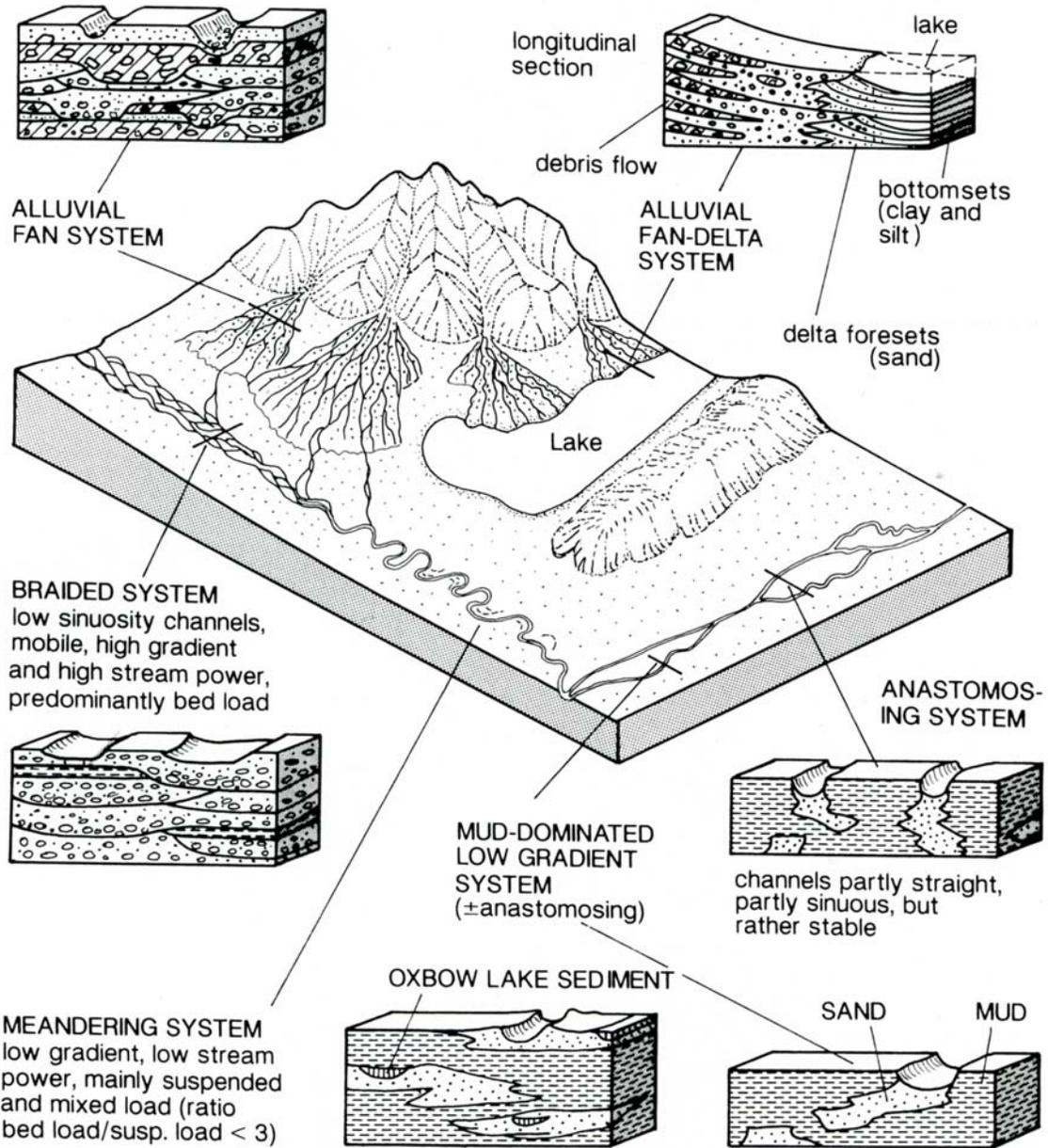


Fig. 2.8. Principal types of fluvial systems and generalized characteristics of their cross sections (vertical scale exaggerated)

Figura 2.8: Sistemas fluviales y sus secciones.

### Fenómenos y tipos de sistemas fluviales de escala mayor.

Los rasgos mas distintos de los sistemas fluviales son fenómenos de escala mayor, como el tamaño y la geometría de los canales, su sinuosidad y habilidad de migrar, barras y depósitos de tipo overbank, etc. Los factores los cuales controlan estas estructuras son mas

complejos que los que hemos discutidos anteriormente. Para el caso de los canales meandrando existe la regla general que la longitud de onda y espesor del meandro aumenta con el aumento de descarga del río y el pendiente del valle o la planicie. Sistemas de ríos trenzados con canales de sinuosidad baja se forman en ambientes con altas disponibilidades de sedimentos y pendientes pronunciados.

De los ambientes fluviales existente estos dos rasgos son las características mas importantes y con su ayuda se puede distinguir entre diferentes tipos de sistemas fluviales como son

Abanicos aluviales

Ríos trenzados

Meandros

Sistemas de ríos anastomosos

Otra manera de clasificación es la siguiente

1) *Canales con lechos cargados,*

tienen en general gradientes pronunciados con tasas de ancho profundidad  $>$ de 40 y patrones de los canales con baja sinuosidad los cuales tienden de migrar lateralmente. Los rellenos de los canales son de grano grueso y contienen poco material de carga suspendida. El aluvión completo de estos sistemas consiste depósitos en los canales y los lados (Fig. 2.9).

2) *Sistemas de carga mixta,*

preservan un porcentaje mayor de depósitos de la planicie de inundación los cual cosiste de limos y localmente lodos carbonatadas y arcillas. Sus canales son más estables y tienen una tasa de ancho/profundidad menor que los anteriores. Los rellenos de los canales son acompañados por diques de arenas y limos con un contenido de arenas de 20 a 40 por cientos.

3) *Sistemas fluviales de carga suspendida*

Están caracterizados por una altas sinuosidad en canales individuales de gran estabilidad y baja tasa de ancho/profundidad  $<$ 10. Su gradiente y el poder del río

son generalmente bajo. Depósitos de diques limosos están bien desarrollados y los depósitos de de la cuenca de inundación consisten de material fino.

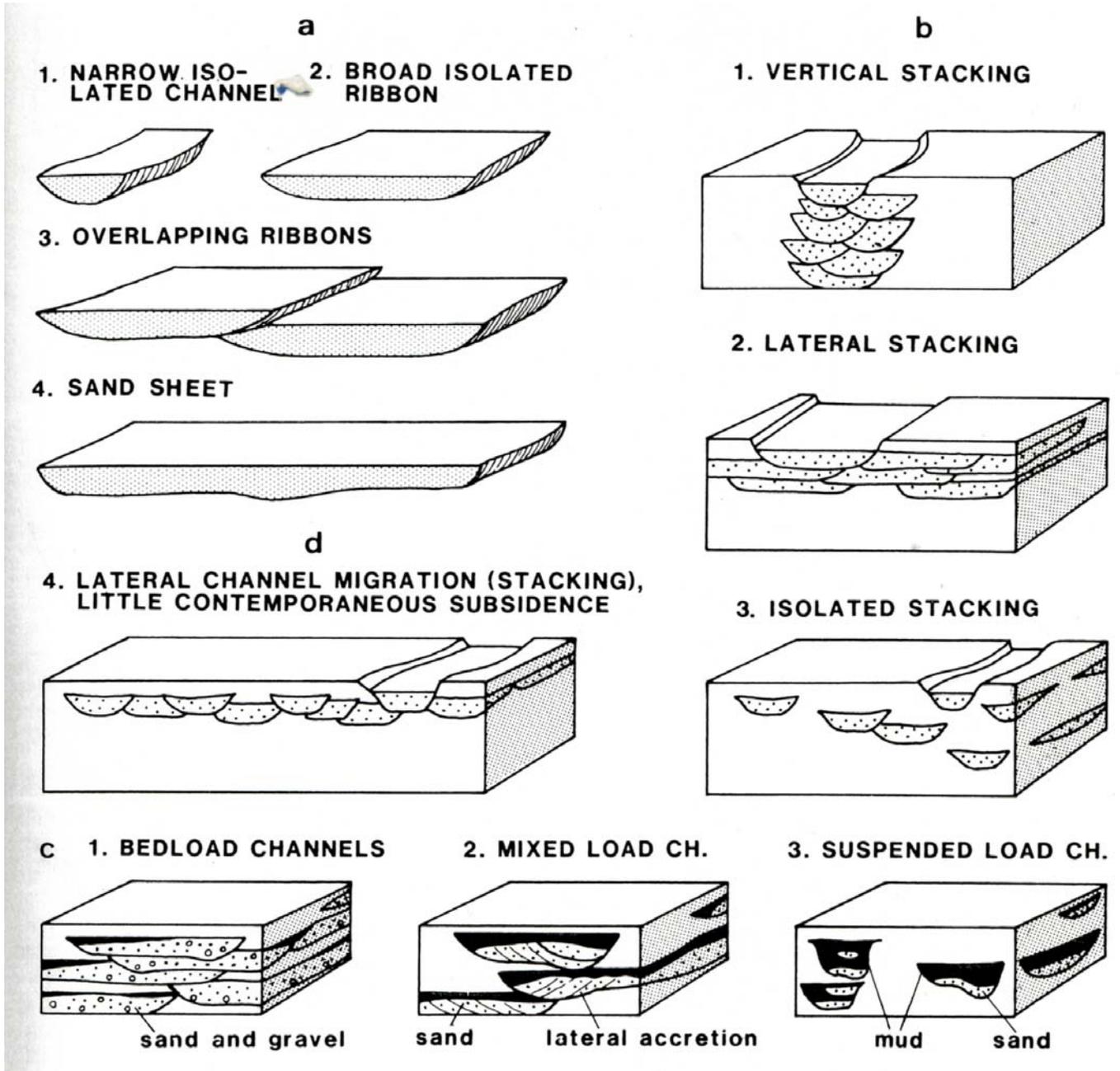


Figura 2.9 a-c: Los tipos mas importantes de geometrías de reservorios de arena y areniscas formados por los rellenos de canales en sistemas fluviales.

### **Elementos básicos faciales de sistemas fluviales**

Para poder describir y reconstruir sistemas fluviales modernos y antiguos se propuso de subdividir los depósitos en ocho elementos arquitectónicos básicos (Fig. 2.9). Estos elementos difieren en dimensión y rango como unidades estructurales formando el total de cuerpos sedimentario fluvial. Elementos grandes consisten en varios elementos menores. Por ejemplo contienen los rellenos de canales hasta 5 sub unidades.

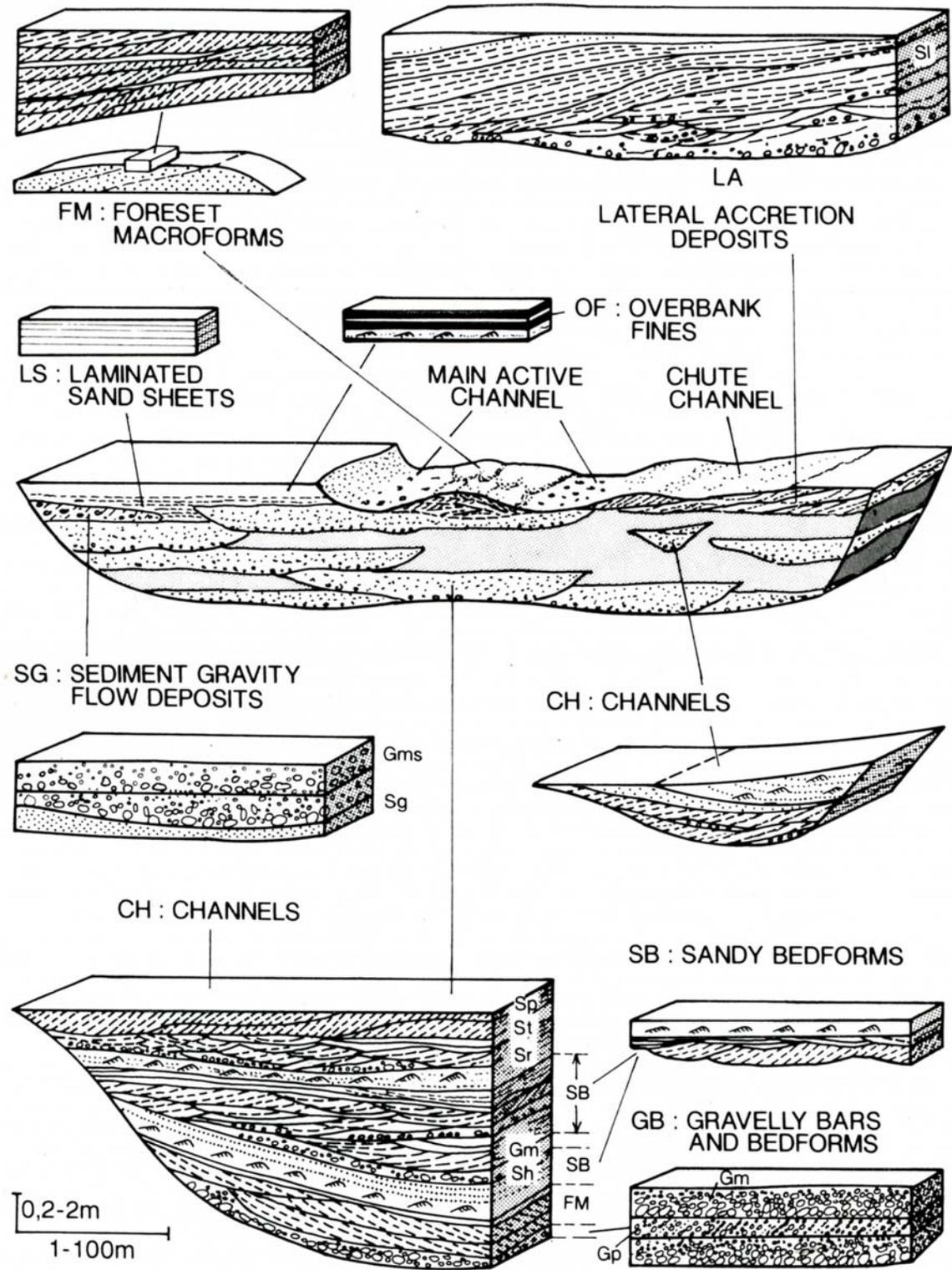


Figura 2.10: Elementos arquitectónicos básicos de sistemas fluviales.

### **Abanicos aluviales**

Abanicos aluviales son conjuntos de sedimentos en forma de cono en la base de montañas donde los ríos están limitados por valles angostos emergen en las planicies adyacentes. Una serie de abanicos intercalados forman una cuña clástica.

La sedimentación de abanicos aluviales empieza donde los ríos pierden algo de su eficiencia de transporte y consisten básicamente de dos tipos de sedimentos: depósitos de río y flujos de sedimentos de gravedad (Fig 2.11). Sedimentos transportados por la corriente dominan y están depositados en sistemas de canales o después de eventos de lluvia mayores.

Muchos abanicos tienen extensiones de solamente pocos kilómetros sin embargo existen algunos que tienen una extensión de hasta 50 km. El gradiente de río de los abanicos en regiones áridas o semi-áridas disminuye de 1 a 3 grados en la cabeza a 0.1 a 0.5 grados en su base.

Coarsening upward y fining upwards representan eventos relacionados con movimientos importantes en el sistema.

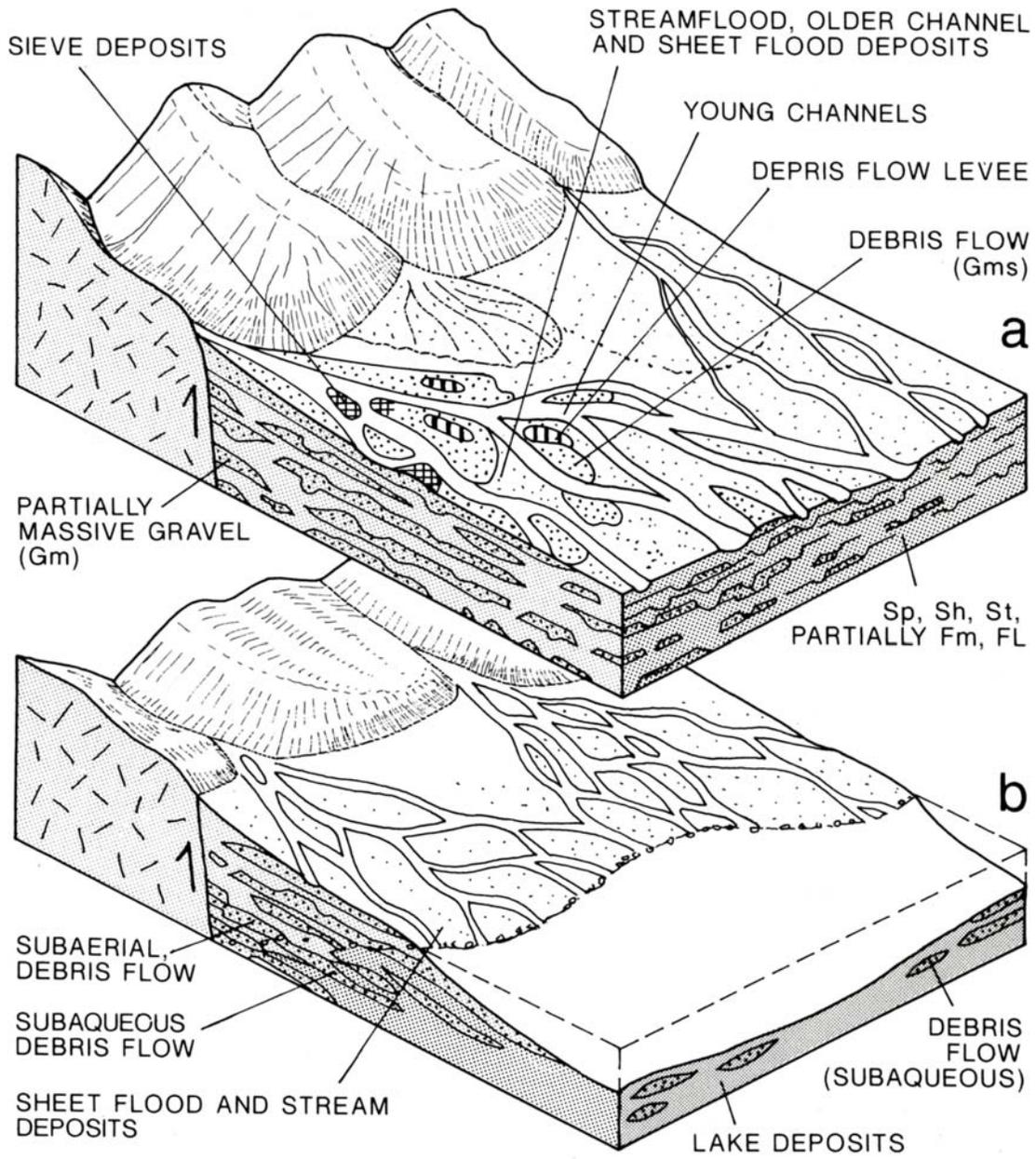


Figura 2.11: Modelo de un abanico aluvial.

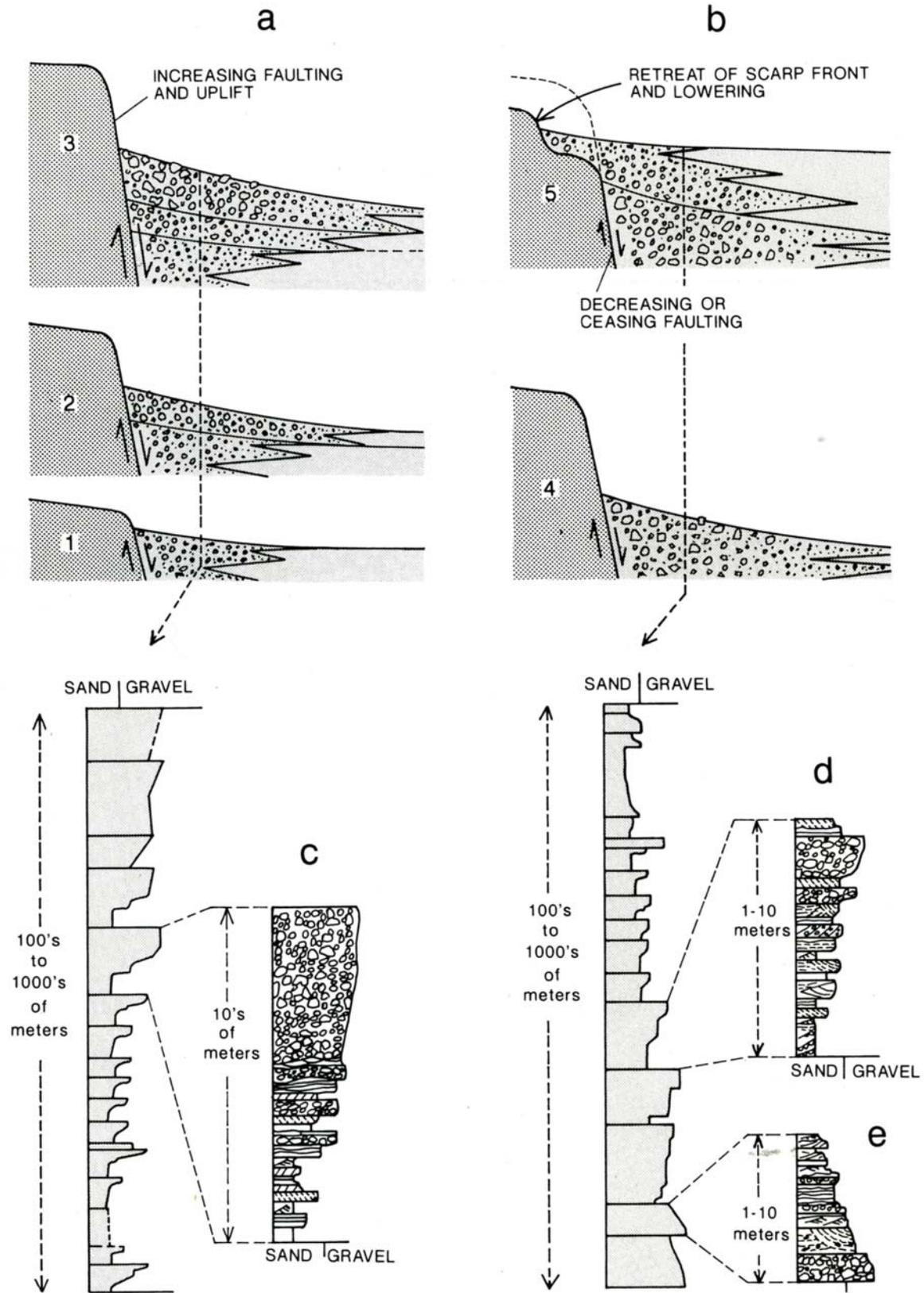


Figura 2.12. Secciones idealizados de secuencias verticales de abanicos aluviales.

## **Sistemas de ríos y sus sedimentos**

### **Ríos tranzados**

Si se define la sinuosidad como la relación entre la longitud del canal y del valle ríos tranzados tienen baja sinuosidad en el orden de 1.1 mientras meandros llegan por arriba de 1.5. (Fig. 2.8). Ríos tranzados contienen en general varios canales individuales separados por barras e islas formando de esta manera anchos y someros lechos de río. Se desarrollan cerca de las áreas con características por un relieve llano el cual aporta grandes cantidades de detrito grava y arena al sistema fluvial.

Una secuencia vertical típica está presente en la figura 2.13b con varias unidades de grava originada de las barras de grava. Muchos de las barras presentan signos de graduación sin embargo hay intercalaciones con delgados lentes de arena representando canales abandonados. También existe la posibilidad de poder observar perfiles con una disminución de grano hacia arriba con espesores hasta 2 m.

Abajo los lechos de grava disminuyen y se transforman en lechos dominados por piedras más pequeñas y arena. En los canales activos barras de gravas dominan y las arenas están ubicadas en zonas más elevadas. En áreas de pocas probabilidades de inundación limo y lodo están depositados y conservados. En el conjunto el contenido de grava varía entre un 10 hasta un 70 por ciento.

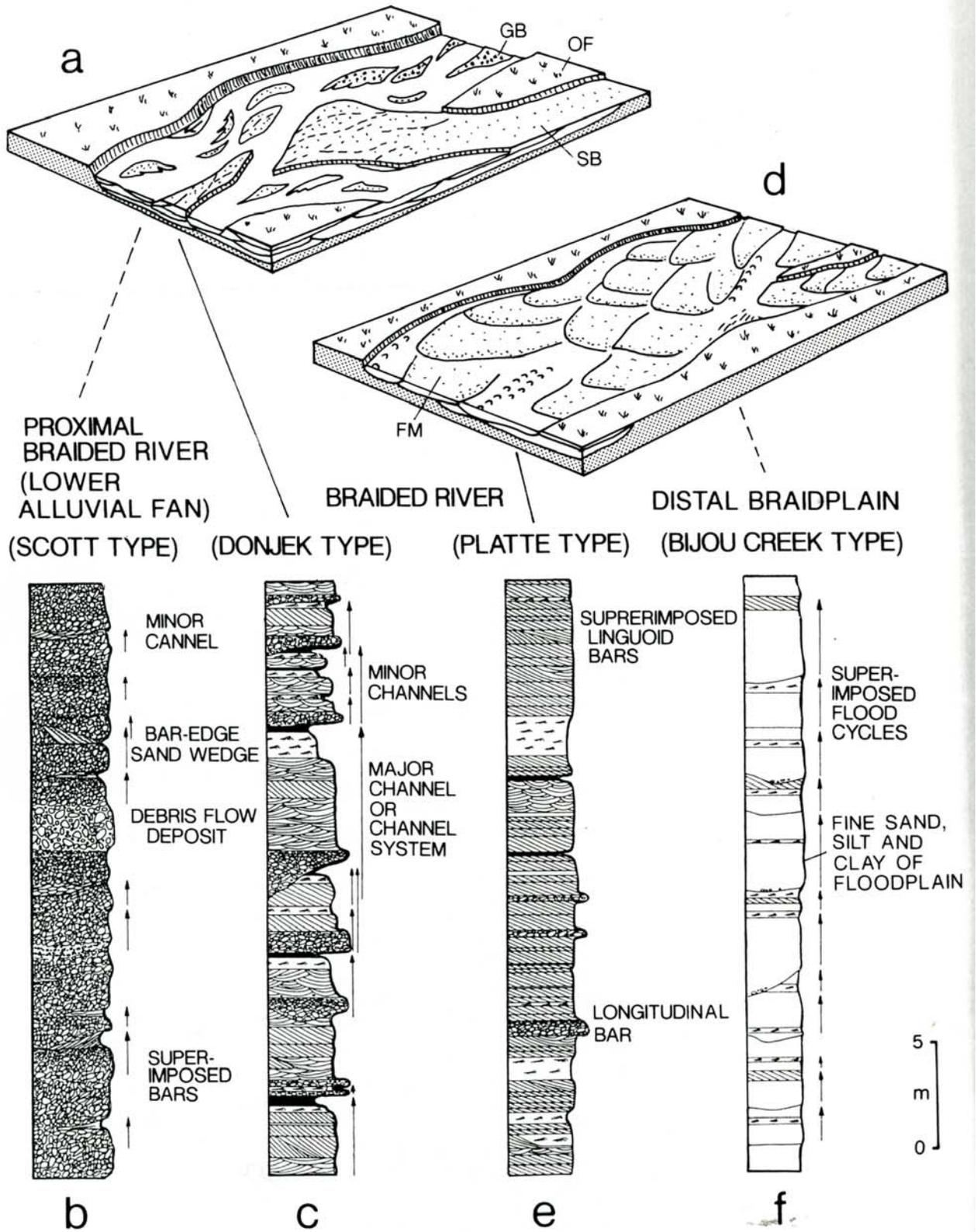


Figura 2.13: Ríos tranzados.

### **Ríos con meandros**

Un río con meandros se desarrolla con un canal angosta de alta sinuosidad dominado por una carga mixta u suspendida. El contenido de arena es entre 20 y 40 %. Los diferentes elementos arquitectónicas de de los sedimentos fluviales están presentes en la figura 2.10. En un segmento sinuoso del meandro se pueden distinguir los siguientes elementos morfológicos y sub ambientes de deposición (Fig 2.14):

Canales y sus rellenos

Barras

Tapones de canales

Diques

Depósitos aluviales de la planicie de inundación.

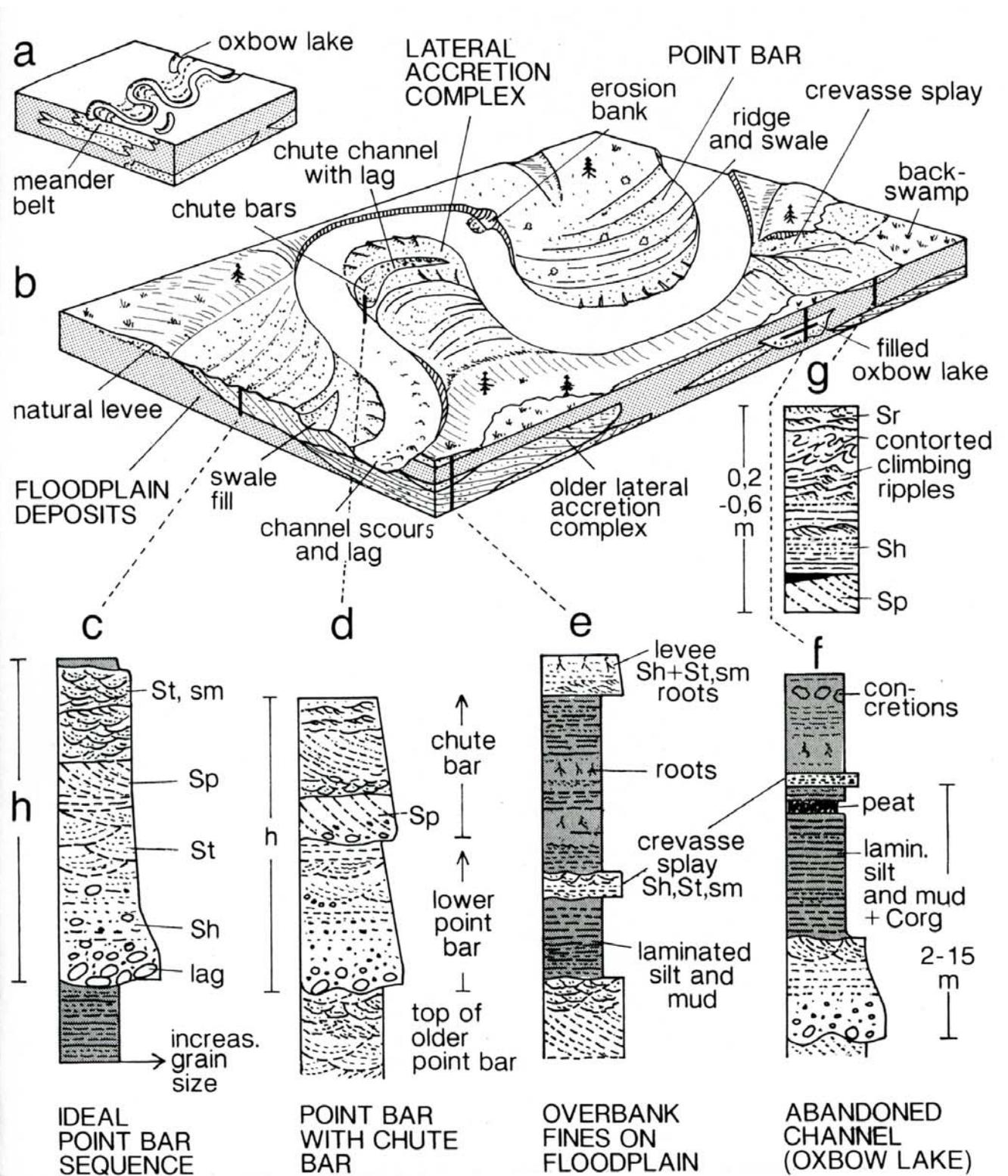


Figura 2.14: Ríos con meandros.

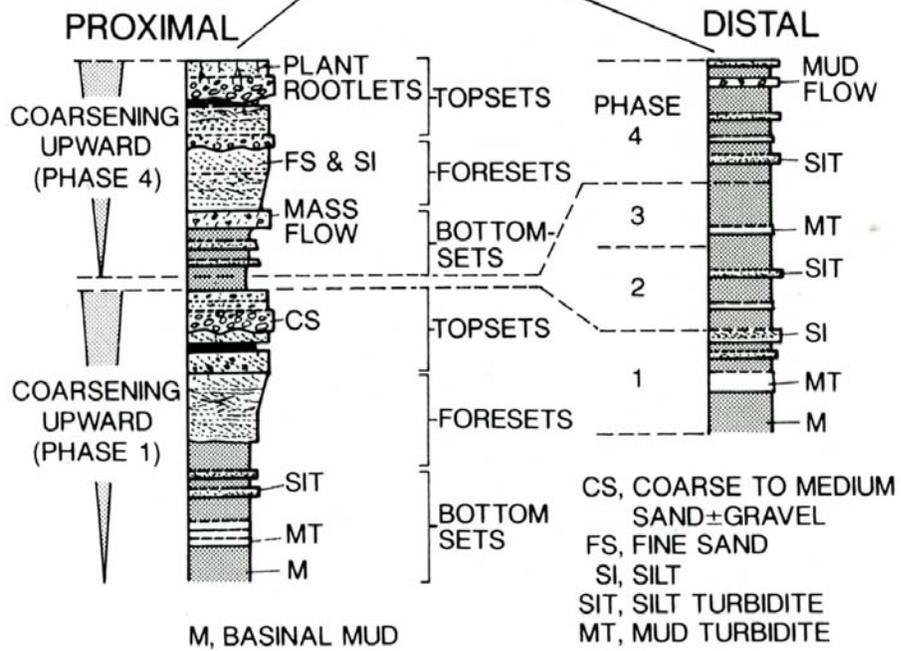
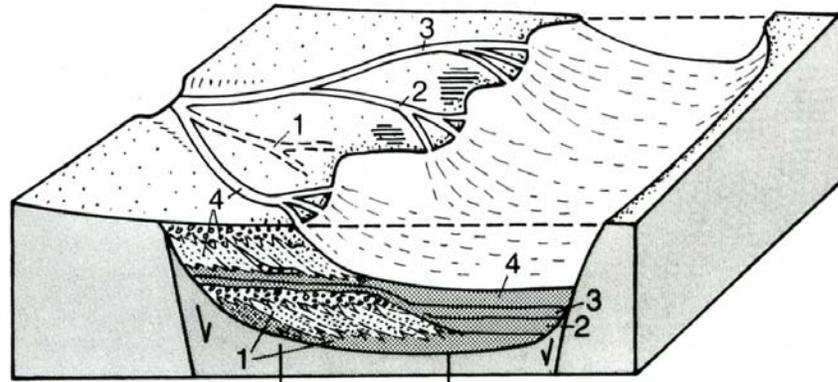


Figura 2.15: estructuras faciales de la interacción entre ríos y lagos.

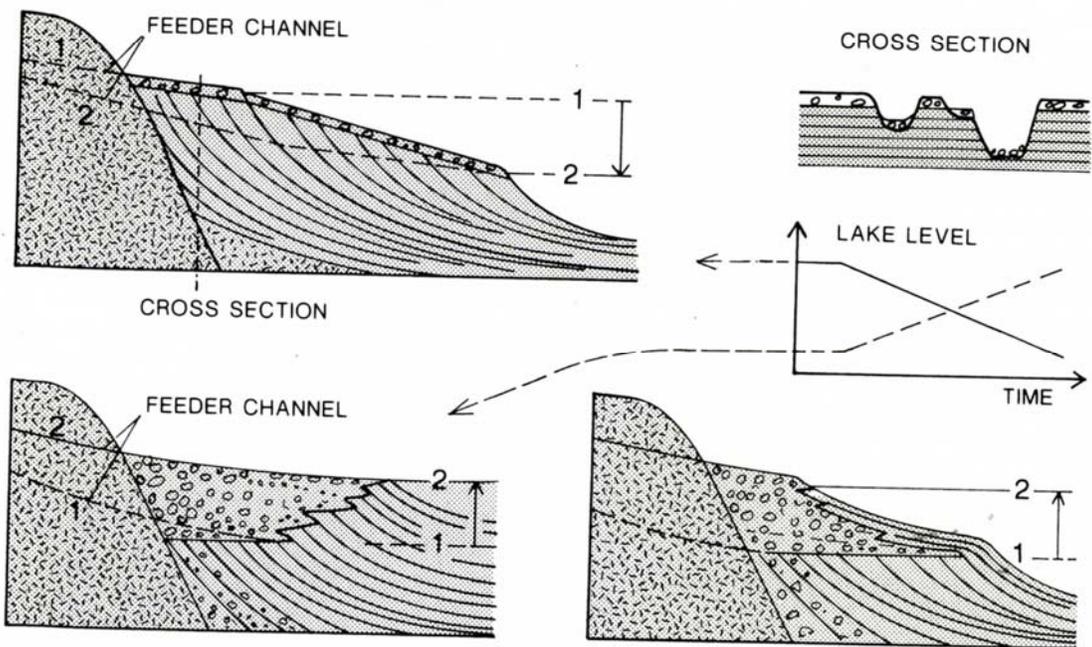
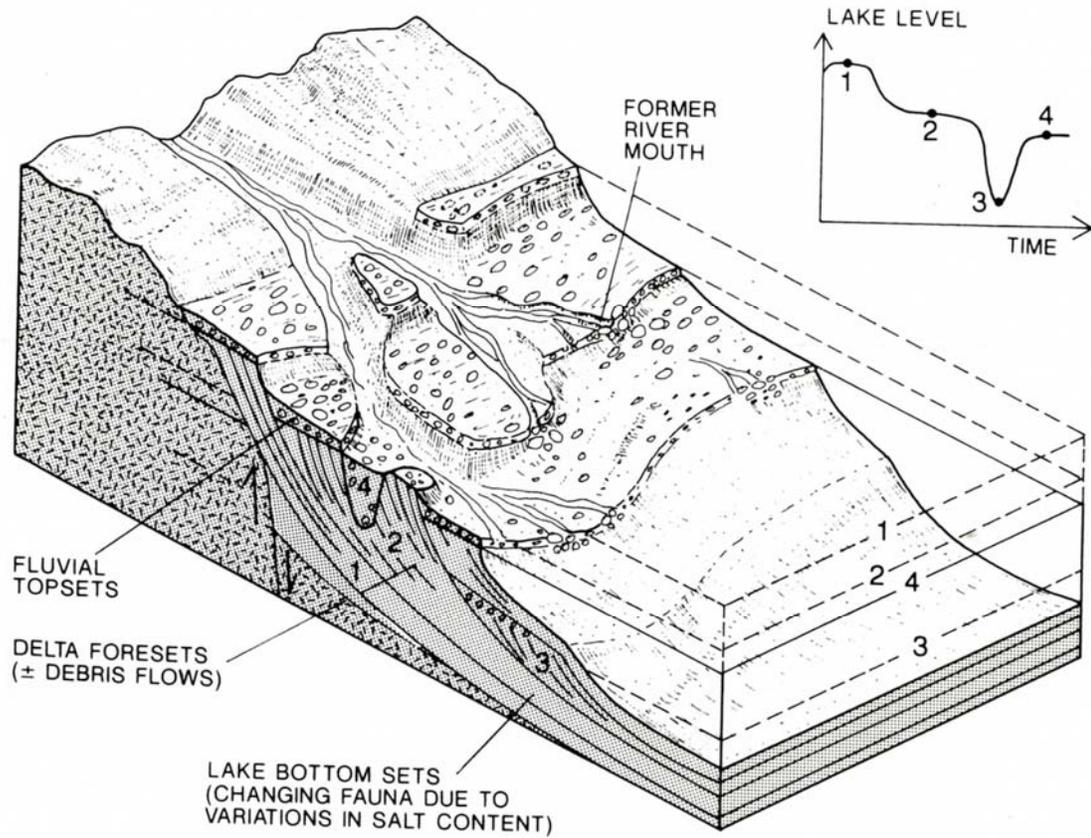


Figura 2.16: Terrazas fluviales.

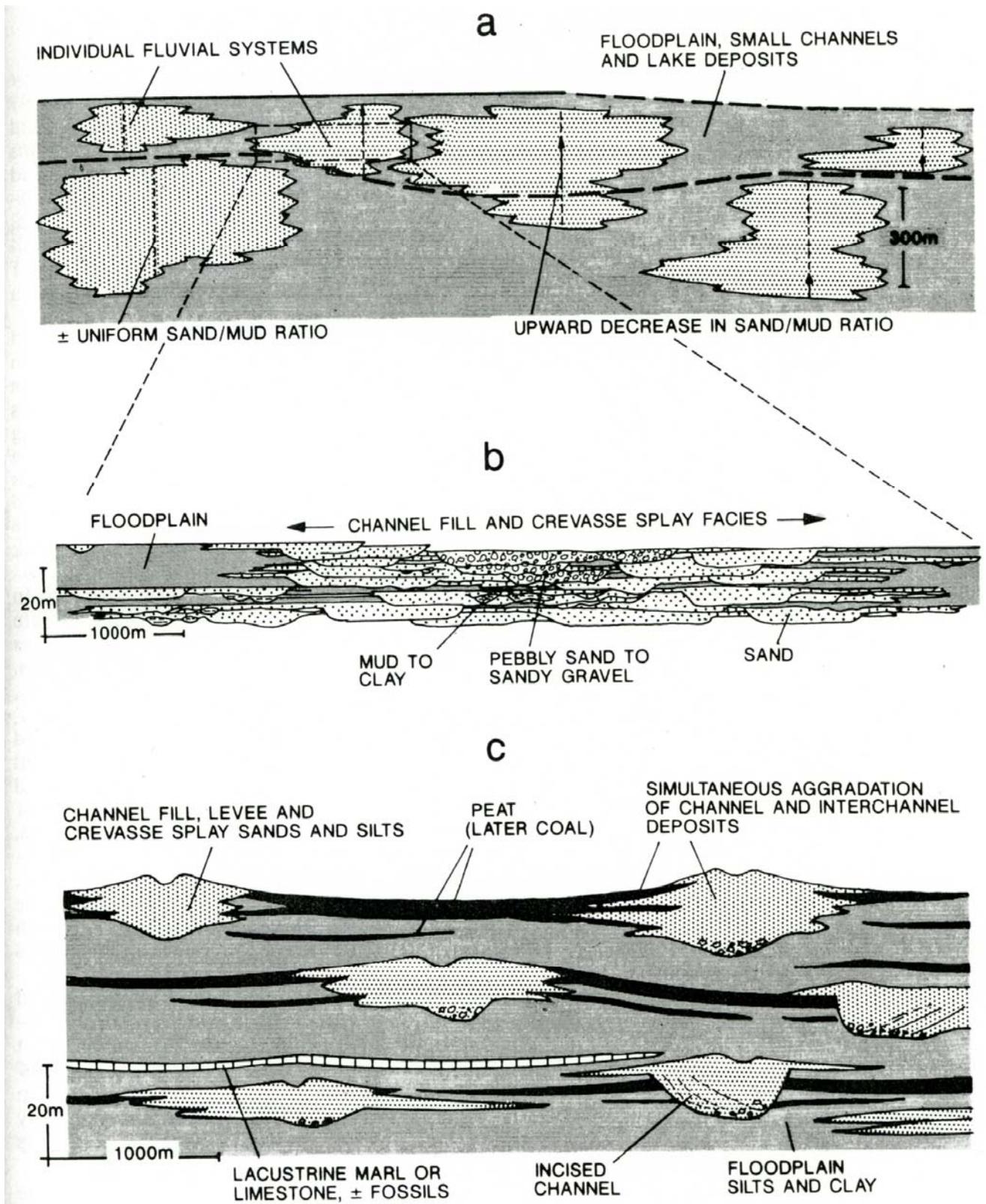


Figura 2.17: Sección de escala mayor en un sistema fluvial.

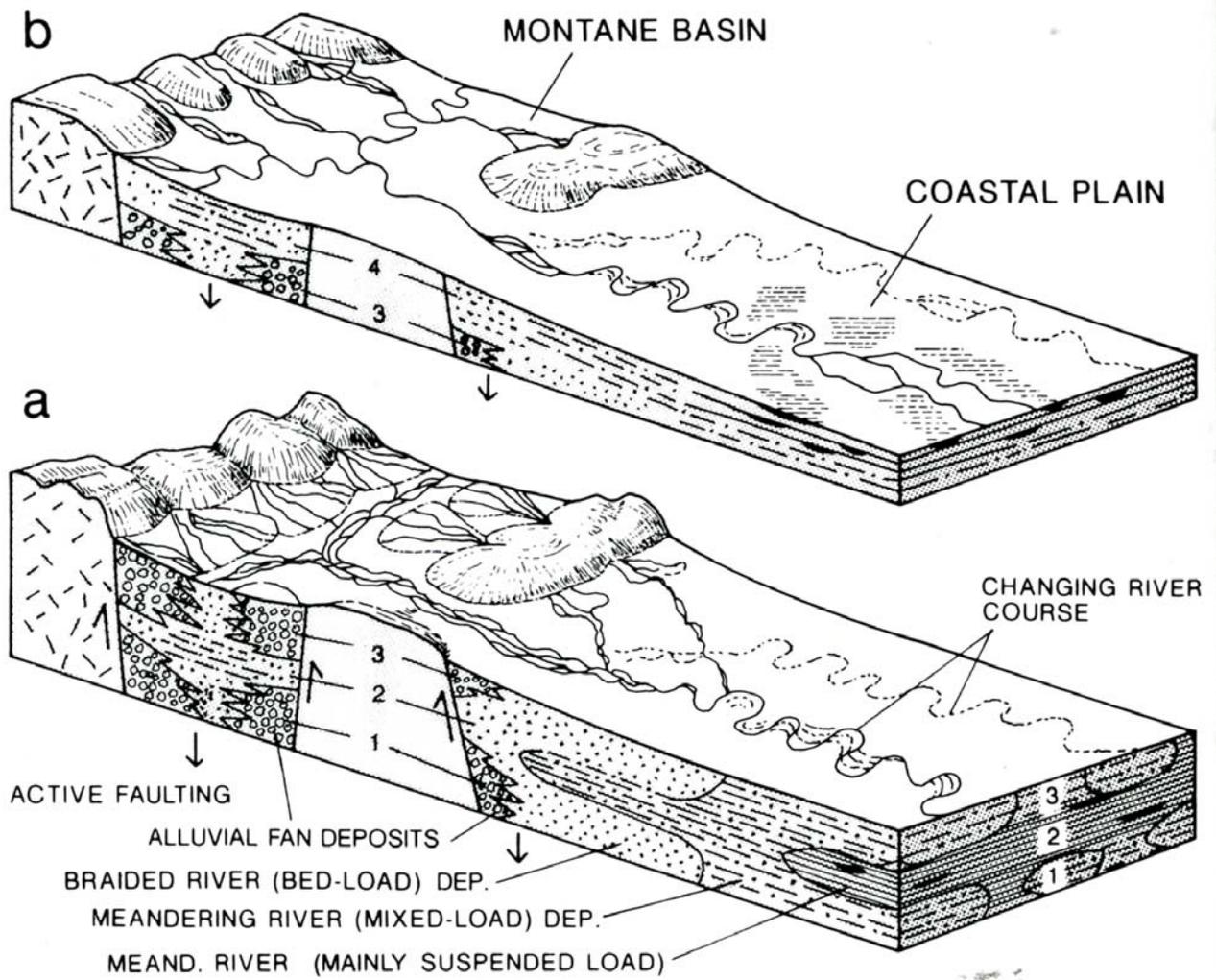


Figura 2.18: Evolución de sistema fluviales.

#### **4. Comportamiento geoquímica relacionado con el tipo de relleno granular**

##### **Comportamiento geoquímico suelo/acuífero**

Suelos son ensamblajes complejos de sólidos, líquidos y gases. Un suelo por ejemplo ideal para el crecimiento de la vegetación contiene aprox. 50 % de volumen sólido (45 % minerales, y 5 % materia orgánica, 20-30 % gases y 20-30 % agua. Sin embargo el contenido de agua y gas puede cambiar rápidamente dependiendo de factores climáticos entre otros.

El promedio y el rango del contenido elemental de suelos del alrededor del mundo esta listado en tabla 4.1. Los elementos encontrados en concentraciones mayores son O, Si, Al, Fe, C, Ca, K, Na, y Mg, los cuales también son los elementos mas comunes de la corteza.

Los componentes inorgánicos representan aprox. 90 % de los componentes sólidos del suelo, Sus propiedades como tamaño, área de superficie, comportamiento de carga afectan muchos importantes reacciones y procesos de equilibrio y de cinética en el suelo. Los componentes inorgánicos incluyen los dos, minerales primarios y secundarios de los cuales el tamaño varia desde coloides de < de 0.002mm hasta grava de > de 2.0mm y rocas.

Element	Soils (mg kg <sup>-1</sup> )				Earth's crust (mean) <sup>c</sup>	Sediments (mean) <sup>c</sup>
	Median <sup>a</sup>	Range <sup>a</sup>	Median <sup>b</sup>	Range <sup>b</sup>		
Al	72,000	700–<10,000	71,000	10,000–300,000	82,000	72,000
As	7.2	<0.1–97	6	0.10–40	1.5	7.7
B	33	<20–300	20	2–270	10	100
Ba	580	10–5,000	500	100–3,000	500	460
Be	0.92	<1–15	0.30	0.01–40	2.6	2
Br	0.85	<0.5–11	10	1–110	0.37	19
C, total	25,000	600–370,000	20,000	7,000–500,000	480	29,400
Ca	24,000	100–320,000	15,000	700–500,000	41,000	66,000
Cd	—	—	0.35	0.01–2	0.11	0.17
Cl	—	—	100	8–1,800	130	190
Co	9.1	<3–70	8	0.05–65	20	14
Cr	54	1–2,000	70	5–1,500	100	72
Cs	—	—	4	0.3–20	3	4.2
Cu	25	<1–700	30	2–250	50	33
F	430	<10–3,700	200	20–700	950	640
Fe	26,000	100–>100,000	40,000	2,000–550,000	41,000	41,000
Ga	17	<5–70	20	2–100	18	18
Ge	1.2	<0.1–2.5	1	0.10–50	1.8	1.7
Hg	0.09	<0.01–4.6	0.06	0.01–0.50	0.05	0.19
I	1.2	<0.5–9.6	5	0.10–25	0.14	16
K	15,000	50–63,000	14,000	80–37,000	21,000	20,000
La	37	<30–200	40	2–180	32	41
Li	24	<5–140	25	3–350	20	56
Mg	9,000	50–>100,000	5,000	400–9,000	23,000	14,000
Mn	550	<2–7,000	1,000	20–10,000	950	770
Mo	0.97	<3–15	1.2	0.1–40	1.5	2
N	—	—	2,000	200–5,000	25	470
Na	12,000	<500–100,000	5,000	150–25,000	23,000	5,700
Nb	11	<10–100	10	6–300	20	13
Nd	46	<70–300	35	4–63	38	32
Ni	19	<5–700	50	2–750	80	52
O	—	—	490,000	—	474,000	486,000
P	430	<20–6,800	800	35–5,300	1,000	670
Pb	19	<10–700	35	2–300	14	19
Rb	67	<20–210	150	20–1,000	90	135
S, total	1,600	<800–48,000	700	30–1,600	260	2,200
Sb	0.66	<1–8.8	1	0.20–10	0.2	1.2
Sc	8.9	<5–50	7	0.50–55	16	10
Se	0.39	<0.1–4.3	0.4	0.011	0.05	0.42
Si	310,000	16,000–450,000	330,000	250,000–410,000	277,000	245,000
Sn	1.3	<0.1–10	4	1–200	2.2	4.6
Sr	240	<5–3,000	250	4–2,000	370	320

continued

Element	Soils (mg kg <sup>-1</sup> )				Earth's crust (mean) <sup>c</sup>	Sediments (mean) <sup>c</sup>
	Median <sup>a</sup>	Range <sup>a</sup>	Median <sup>b</sup>	Range <sup>b</sup>		
Th	9.4	2.2–31	9	1–35	12	9.6
Ti	2,900	70–20,000	5,000	150–25,000	5,600	3,800
U	2.7	0.29–11	2	0.70–9	2.4	3.1
V	80	<7–500	90	3–500	160	105
Y	25	<10–200	40	10–250	30	40
Yb	3.1	<1–50	3	0.04–12	3.3	3.6
Zn	60	<5–2,900	90	1–900	75	95
Zr	230	<20–2,000	400	60–2,000	190	150

<sup>a</sup> From U.S. Geological Survey Professional Paper 1270 (1984), with permission. Represents analyses from soils and other surficial materials from throughout the continental United States (regoliths including desert sands, sand dunes, loess deposits, and beach and alluvial deposits containing little or no organic matter).  
<sup>b</sup> From Bowen (1979) and references therein, with permission. Represents soil analyses from throughout the world.  
<sup>c</sup> From Bowen (1979) and references therein, with permission.

Tabla 4.1. Contenido de elementos en suelos, la corteza y sedimentos (Sparks, 2003)

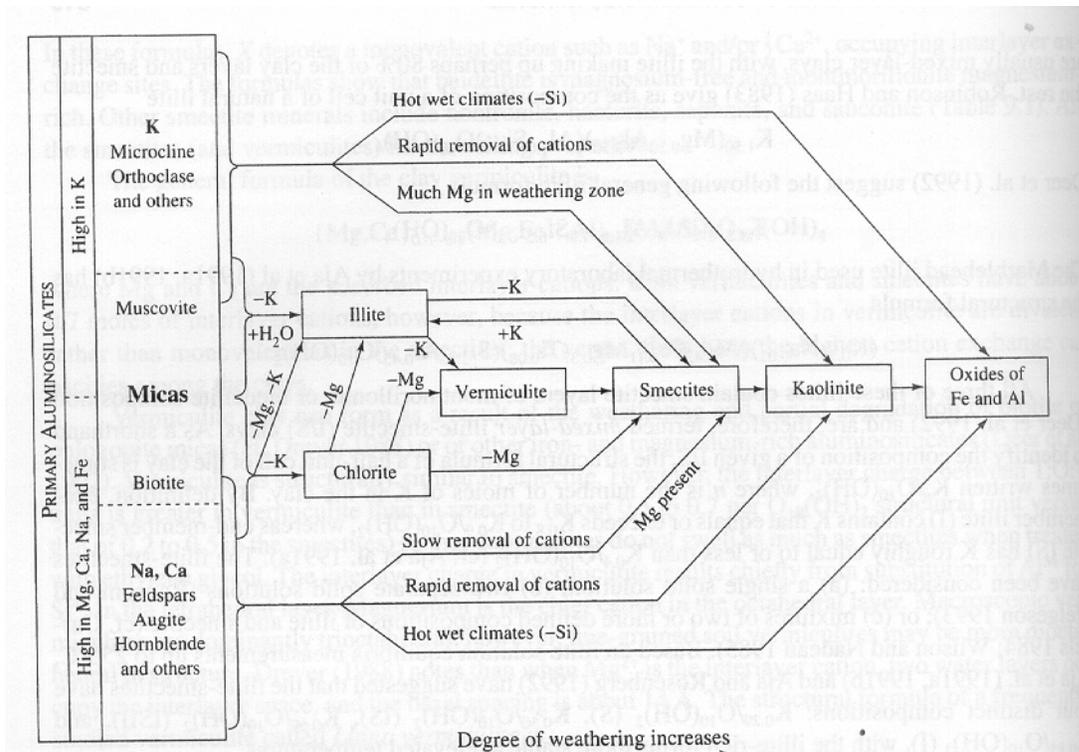


Figura 4.1. Productos de desmoronamiento de minerales primarias y subsecuentemente formación de arcillas (tomado de Langmuir, 1997)

En la figura 4.1 se muestran las condiciones incluyendo la intensidad de desmoronamiento los cuales resultan en la formación de arcillas y minerales secundarios de metal

oxihidroxidos Vermiculitas se forman por la alteración de biotita o flogopita, o resultan del desgaste de aluminio silicatos pericos en Fe y Mg como son chloritas y hornblende en rocas ígneas y metamórficas.

Arcillas de tipo smectita como montmorilonita están favorizados en condiciones de pobre drenajes pH alcalinos y altos concentraciones de sílice y cationes divalentes.

Iilitas resultados del intemperismo de micas y feldespatos.

La figura 4.2 muestra la relación entre la precipitación y la formación de arcillas en a rocas ricos en cuarzo y feldespatos y b) rocas ígneas de altas concentraciones de Fe y Mg en California.

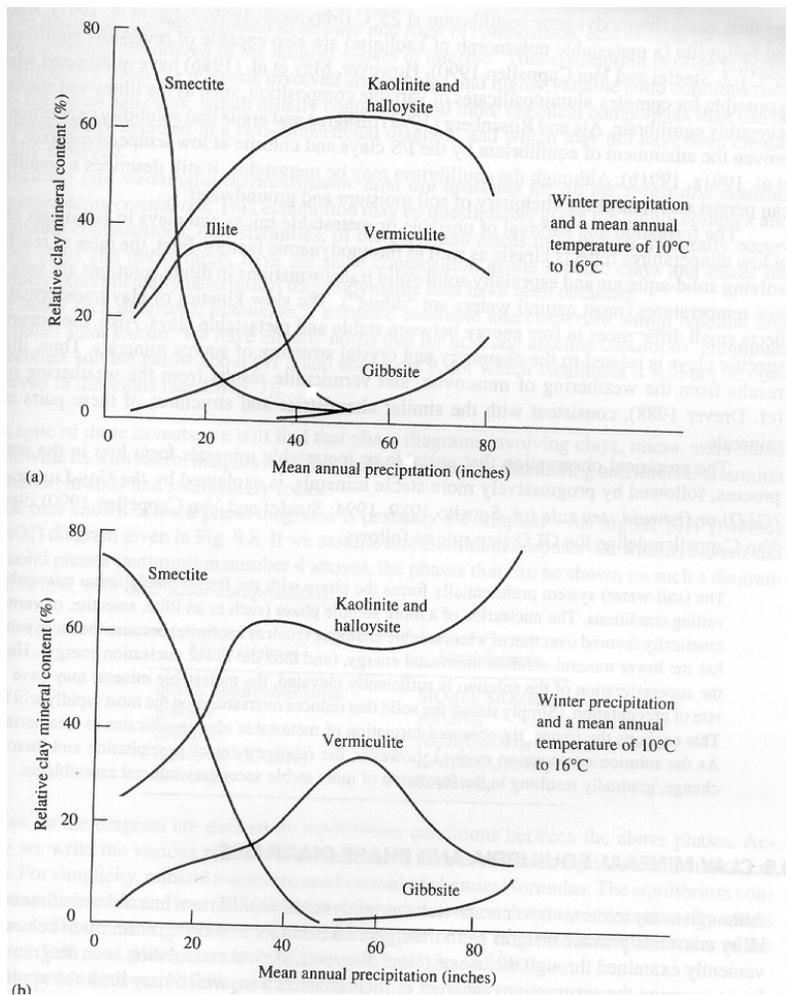


Figura 4.2. Composición de arcillas en suelos residuales formados encima de a) rocas ricos en cuarzo y feldespatos y b) rocas ígneas con altas concentraciones en Fe y Mg. (Langmuir, 1997). ).

Si arcillas logran a obtener un equilibrio termodinámico en condiciones de bajas temperaturas en el suelo y agua subterránea he sido por mucho tiempo muy controversial. En teoría el tiempo debería favorecer la formación de la arcilla termodinámicamente más estable en el suelo expuesto a un cierto clima y composición del agua. Sin embargo, el equilibrio reversible de arcillas y agua ha sido difícil de demostrar.

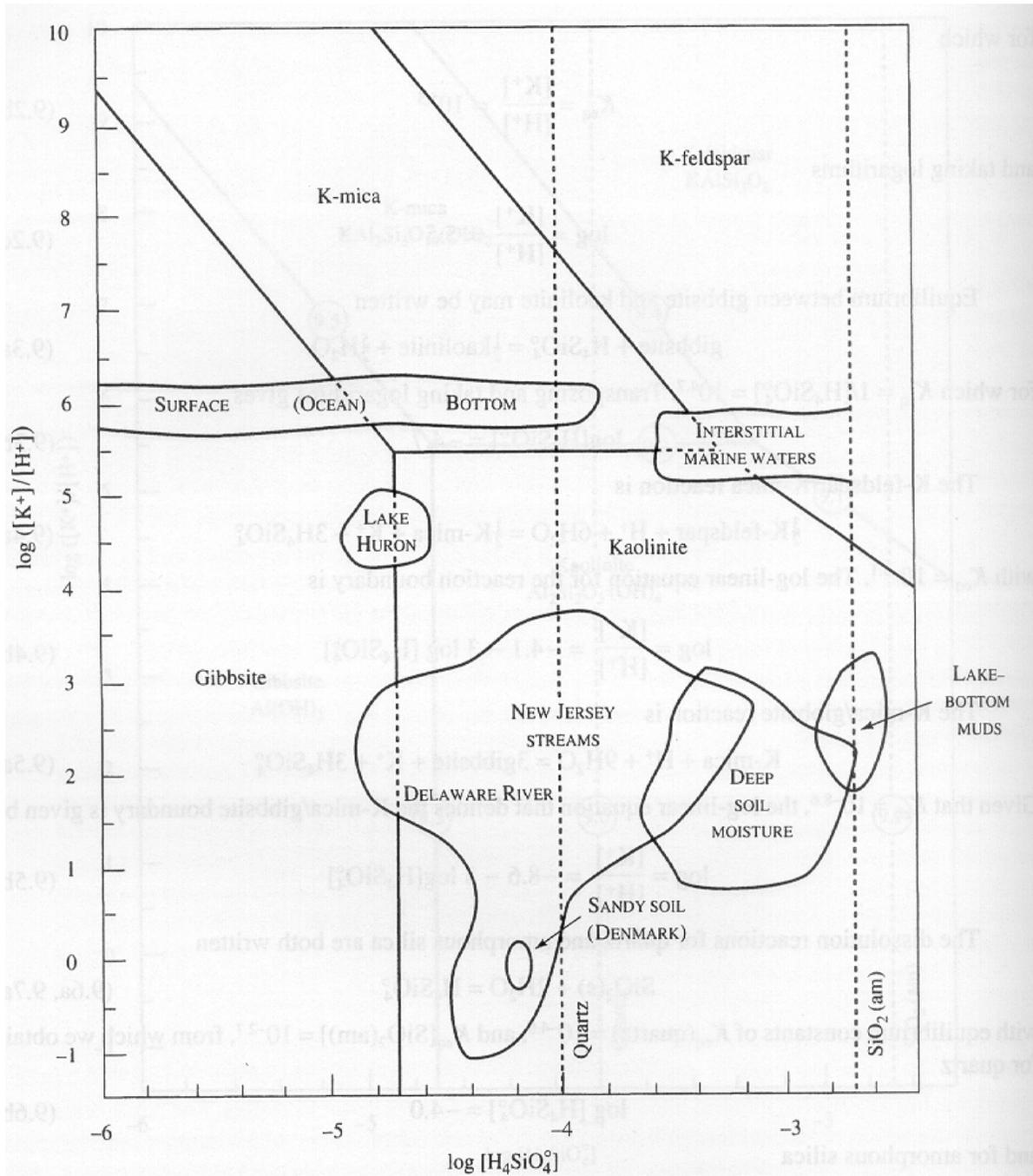


Figura 4.3. Diagrama de estabilidad de minerales de potasio y la composición de aguas naturales (tomado de Langmuir, 1997).

Name	Chemical formula <sup>b</sup>
<i>Primary Minerals</i>	
Quartz	SiO <sub>2</sub>
Muscovite	KAl <sub>2</sub> (AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> ) (OH) <sub>2</sub>
Biotite	K(Mg,Fe) <sub>3</sub> (AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> ) (OH) <sub>2</sub>
Feldspars	
Orthoclase	KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>
Microcline	KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>
Albite	NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>
Amphiboles	
Tremolite	Ca <sub>2</sub> Mg <sub>5</sub> Si <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>
Pyroxenes	
Enstatite	MgSiO <sub>3</sub>
Diopside	CaMg(Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> )
Rhodonite	MnSiO <sub>3</sub>
Olivine	(Mg,Fe) <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>
Epidote	Ca <sub>2</sub> (Al,Fe) <sub>3</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub> (OH)
Tourmaline	(Na,Ca) (Al,Fe <sup>3+</sup> , Li, Mg) <sub>3</sub> Al <sub>6</sub> (BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> (Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub> ) (OH) <sub>4</sub>
Zircon	ZrSiO <sub>4</sub>
Rutile	TiO <sub>2</sub>
<i>Secondary Minerals</i>	
Clay minerals <sup>c</sup>	
Kaolinite	Si <sub>4</sub> Al <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>8</sub>
Montmorillonite	M <sub>x</sub> (Al, Fe <sup>2+</sup> , Mg) <sub>4</sub> Si <sub>8</sub> O <sub>20</sub> (OH) <sub>4</sub> (M = interlayer metal cation)
Vermiculite	(Al, Mg, Fe <sup>3+</sup> ) <sub>4</sub> (Si, Al) <sub>8</sub> O <sub>20</sub> (OH) <sub>4</sub>
Chlorite	[M Al (OH) <sub>6</sub> ](Al, Mg) <sub>4</sub> (Si, Al) <sub>8</sub> O <sub>20</sub> (OH, F) <sub>4</sub>
Allophane	Si <sub>3</sub> Al <sub>4</sub> O <sub>12</sub> · nH <sub>2</sub> O
Imogolite	Si <sub>2</sub> Al <sub>4</sub> O <sub>10</sub> · 5H <sub>2</sub> O
Goethite	α-FeOOH
Hematite	α-Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>

Name	Chemical formula <sup>b</sup>
<i>Secondary Minerals</i>	
Maghemite	γ-Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Ferrihydrite	Fe <sub>5</sub> HO <sub>8</sub> · 4H <sub>2</sub> O
Bohemite	γ-AlOOH
Gibbsite	γ-Al (OH) <sub>3</sub>
Pyrolusite	β-MnO <sub>2</sub>
Birnessite	δ-MnO <sub>2</sub>
Dolomite	Ca Mg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>
Calcite	CaCO <sub>3</sub>
Gypsum	CaSO <sub>4</sub> · 2H <sub>2</sub> O
Jarosite	KFe <sub>3</sub> (SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> (OH) <sub>6</sub>

<sup>a</sup> Adapted from "Mineralogy: Concepts, Descriptions, Determinations" by L. G. Berry and B. Mason. Copyright © 1959 by W. H. Freeman and Company. Also adapted from C. S. Hurlbut, Jr., and C. Klein, "Manual of Mineralogy," 19th ed. Copyright © 1977 John Wiley & Sons, Inc. Reprinted by permission of John Wiley & Sons, Inc.

<sup>b</sup> An explanation for the chemical formula can be found in the text.

<sup>c</sup> Formulas are for the full-cell chemical formula unit.

Tabla 4.2. Minerales primarios y secundarios en suelos (Sparks, 2003).

Element	Ultramafic igneous	Basaltic igneous	Granitic igneous	Shales and clays	Black shales	Deep-sea clays	Lime-stones	Sand-stones
Arsenic	0.3–16 3.0	0.2–10 2.0	0.2–13.8 2.0	— 10	—	— 13	0.1–8.1 1.7	0.6–9.7 2
Barium	0.2–40 1	20–400 300	300–1800 700	460–1700 700	70–1000 300	— 2300	10 —	— 20
Beryllium	—	1.0	2–3	3	—	2.6	—	—
Cadmium	0–0.2 0.05	0.006–0.6 0.2	0.003–0.18 0.15	0–11 1.4	<0.3–8.4 1.0	0.1–1 0.5	0.05	0.05
Chromium	1000–3400 1800	40–600 200	2–90 20	30–590 120	26–1000 100	— 90	— 10	— 35
Cobalt	90–270 150	24–90 50	1–15 5	5–25 20	7–100 10	— 74	— 0.1	— 0.3
Copper	2–100 15	30–160 90	4–30 15	18–120 50	20–200 70	— 250	— 4	— 2
Fluorine	—	20–1060 360	20–2700 870	10–7600 800	—	— 1300	0–1200 220	10–880 180
Iron	94,000	86,500	14,000– 30,000	47,200	20,000	65,000	3800	9800
Lead	— 1	2–18 6	6–30 18	16–150 20	7–150 30	— 80	— 9	<1–31 12
Mercury	0.004–0.5 0.1?	0.002–0.5 0.05	0.005–0.4 0.06	0.005–0.51 0.09	0.03–2.8 0.5	0.02–2.0 0.4	0.01–0.22 0.04	0.001–0.3 0.05
Molybdenum	— 0.3	0.9–7 1.5	1–6 1.4	— 2.5	1–300 10	— 27	— 0.4	— 0.2
Nickel	270–3600 2000	45–410 140	2–20 8	20–250 68	10–500 50	— 225	— 20	— 2
Selenium	0.05	0.05	0.05	0.6	—	0.17	0.08	0.05
Vanadium	17–300 40	50–360 250	9–90 60	30–200 130	50–1000 150	— 120	— 20	— 20
Zinc	— 40	48–240 110	5–140 40	18–180 90	34–1500 100?	— 165	— 20	2–41 16

<sup>a</sup> From Tourtelot (1971).  
<sup>b</sup> The upper values are the usually reported range, the lower values the average.

Tabla 4.3. Concentración de elementos de trazas en diferentes rocas y otros materiales naturales (Sparks, 2003).

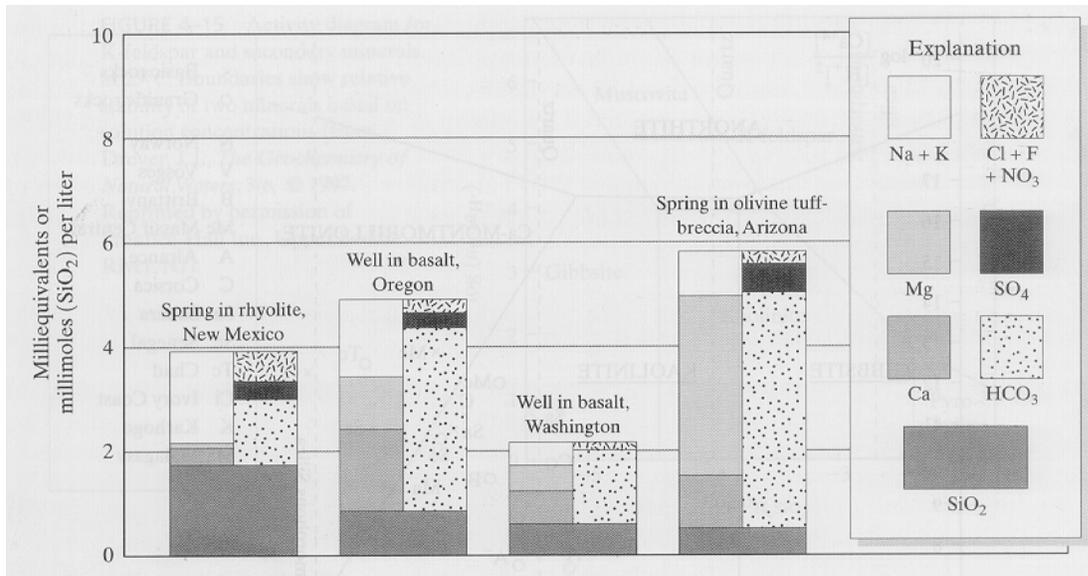


Figura 4.4. Composición de agua subterránea de diferentes rocas ígneas (Kehew, 2001).

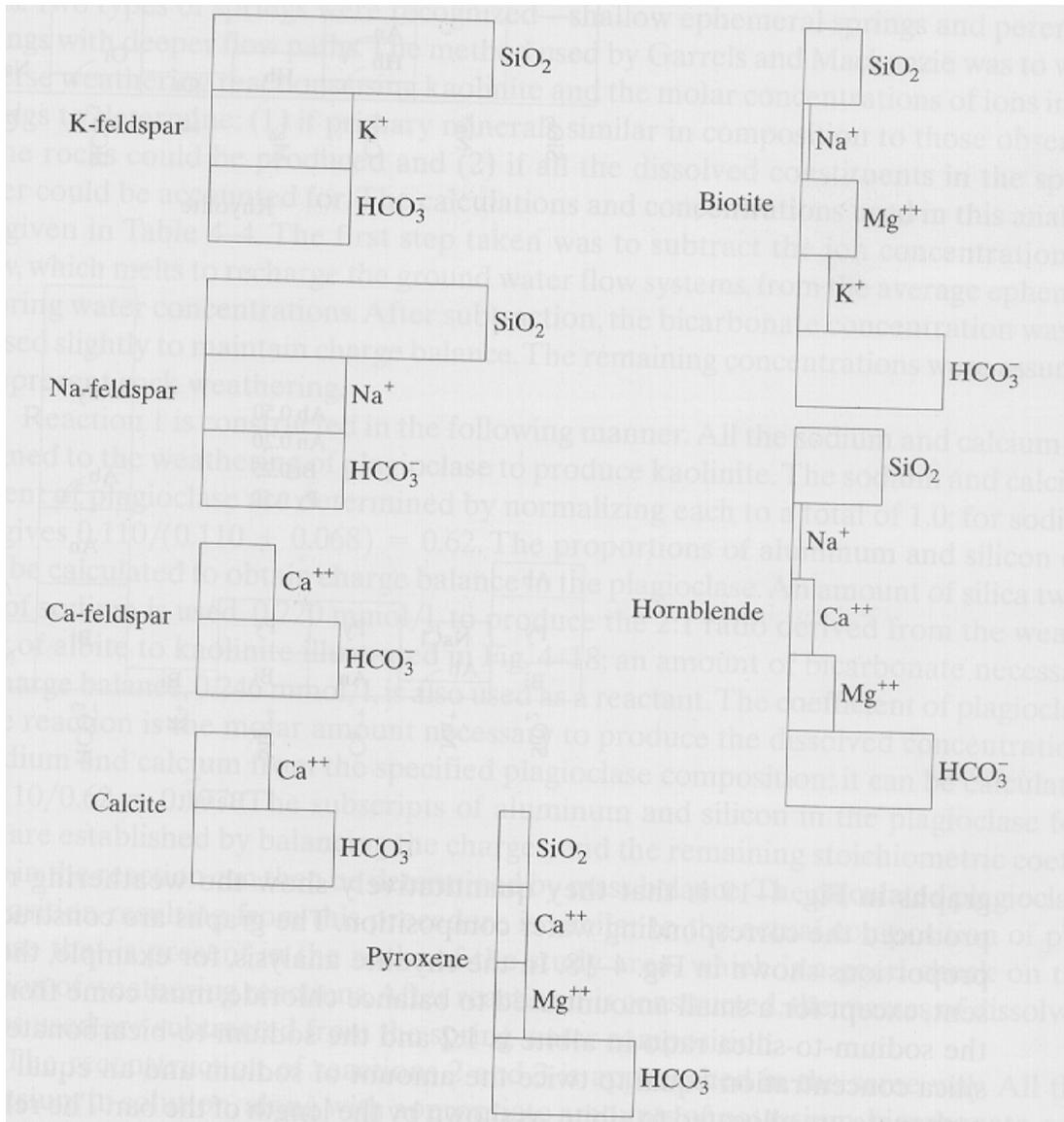


Figura 4.5. Proporciones calculados de iones en agua como resultado del desmoronamiento de diferentes silicatos a kaolinita. (Kehaw, 2001)

**TABLE 12-14** Mean Compositions (mg/l) of Springs from Ultramafic Rocks in the Western United States (average of analyses in Barnes and O'Neil, 1971)

	<i>Mg-HCO<sub>3</sub></i> <i>waters</i>	<i>Ca-OH</i> <i>waters</i>
pH	8.6	11.7
Ca <sup>2+</sup>	7.9	43
Mg <sup>2+</sup>	126	0.23
Na <sup>+</sup>	7.2	33
K <sup>+</sup>	0.7	1.3
Cl <sup>-</sup>	12	39
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	11	0.4
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	656	0
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	33	0
OH <sup>-</sup>	0.1	53
SiO <sub>2</sub> (total)	19	3.0

**TABLE 12-15** Composition (mg/l) of the Rhine River as it (A) Leaves the Swiss Alps and (B) Crosses the Border from Germany to Holland (data from Zobrist and Stumm, 1981)

	A	B		A	B
Ca <sup>2+</sup>	40.7	83.6	DOC <sup>a</sup>	0.54	6.24
Mg <sup>2+</sup>	7.2	10.8	PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	0.037	0.90
Na <sup>+</sup>	1.4	98.7	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0.042	1.53
K <sup>+</sup>	1.2	7.4	Zn <sub>total</sub>	0.012	0.19
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	113.5	152.5	Cu <sub>total</sub>	0.004	0.023
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	36.0	77.8	Pb <sub>total</sub>	0.003	0.025
Cl <sup>-</sup>	1.07	178.2	Cd <sub>total</sub>	<0.001	0.003
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	1.9	14.3			
SiO <sub>2</sub>	3.7	5.5			

<sup>a</sup>Dissolved organic carbon reported as mg/C.

## **Geotermia y Gradiente geotérmico**

### **La máquina térmica de la Tierra**

El *gradiente geotérmico* es el aumento de la temperatura con la profundidad en la corteza terrestre. A profundidades accesibles mediante perforaciones con tecnología modernas, esto es, sobre 10.000 metros, el gradiente geotérmico promedio es alrededor de 25 a 30 °C/km. Por ejemplo, a temperatura ambiente media anual de 15°C podemos razonablemente asumir una temperatura de 65 a 75°C a 2000 metros de profundidad, 90° a 105°C a 3000 metros de profundidad y así para otros miles de metros. Sin embargo, hay regiones de la Tierra en las cuales el gradiente geotérmico es muy diferente al valor promedio. En áreas donde las rocas del basamento han sufrido un rápido hundimiento y la cuenca resultante es rellenada con sedimentos geológicamente “(muy jóvenes)”, el gradiente geotérmico puede ser menor que 1°C/km. Por otra parte, en algunas “áreas geotermales” el gradiente es más de diez veces el valor promedio.

La diferencia de temperatura entre zonas calientes profundas y zonas superficiales más frías genera un flujo conductivo de calor hacia la superficie, tendiendo a crear condiciones uniformes de temperatura, a pesar que a menudo debido a fenómenos naturales esta situación nunca se alcanza. El flujo calórico terrestre promedio en los continentes y en los océanos es de 65 y 101mWm<sup>-2</sup> respectivamente; que considerados arealmente entregan un promedio mundial de 87 mWm<sup>-2</sup> (Pollack et al., 1993). Estos valores se basan en 24.774 mediciones en 20.201 sitios que cubren cerca del 62% de la superficie de la Tierra.

Estimaciones empíricas basadas en unidades de mapas geológicos permiten hacer estimaciones de flujo calórico en áreas sin mediciones. La publicación más reciente acerca de análisis de flujo calórico es de Pollack et al. (1993). La Universidad de North Dakota actualmente proporciona acceso vía internet a una actualizada base de datos de flujo calórico, tanto de áreas oceánicas como de áreas continentales.

El aumento de temperatura con la profundidad, como también los volcanes, los geysers, las fuentes termales etc., constituyen la expresión visible del calor en el interior de la Tierra, también este calor origina otros fenómenos que son menos visibles por el hombre; estos fenómenos son de tal magnitud que la tierra ha sido comparada con una inmensa “máquina térmica”. Describiremos en términos simples estos fenómenos, referidos colectivamente como la teoría de Tectónica de Placas” y su relación con los recursos geotérmicos.

Nuestro planeta consiste en una corteza, la cual alcanza un espesor de alrededor de 20 a 65 km. en los continentes y alrededor de 5 a 6 km en los océanos, un manto de unos 2.900 km de espesor y un núcleo de aproximadamente de 3470 km de radio. Las características físicas y químicas de la corteza, manto y núcleo varían desde la superficie de la Tierra hasta su centro. La envoltura más externa de la Tierra, conocida como la litosfera corresponde a la corteza y al nivel superior del manto, su espesor varía de menos 80 km en las zonas oceánicas hasta sobre 200 km en áreas continentales, la litosfera se comporta como un cuerpo rígido. Bajo la litosfera está la zona conocida como astenósfera, de 200 a 300 km de espesor, la cual tiene un comportamiento menos rígido o más plástico que la litosfera, en otras palabras, a escala geológica en la cual el tiempo se mide en millones de años, esta porción de la Tierra se comporta prácticamente, en ciertos procesos, como un fluido.

Debido a la diferencia de temperatura entre los distintos niveles de la astenósfera, se han originado movimientos convectivos y posiblemente celdas de convección, hace algunas decenas de millones de años. Su extremadamente lento movimiento convectivo (unos pocos centímetros por año), se mantiene mediante el calor producido por el decaimiento de elementos radioactivos y por el calor proveniente de las partes más profundas de la Tierra. Grandes volúmenes de rocas calientes profundas, menos densas y más livianas que el material circundante, ascienden con estos movimientos hacia la superficie, mientras que rocas superficiales más pesadas, densas y frías tienden a hundirse, se recalientan y ascienden a la superficie una y otra vez, en forma muy similar a lo que sucede al agua hirviendo en una caldera.

En aquellas zonas donde la litosfera es más delgada y especialmente en las áreas oceánicas, la litosfera es empujada hacia arriba y quebrada por el material parcialmente fundido muy caliente, que asciende desde la astenosfera, en concordancia con la rama ascendente de las celdas convectivas. Este es el mecanismo que originó y aún origina las *dorsales oceánicas*, que se extienden por más de 60.000 kilómetros debajo de los océanos, emergiendo en algunos lugares (Azores, Islandia) e incluso desplegándose entre continentes, como en el Mar Rojo. Una relativamente pequeña fracción de rocas fundidas que asciende desde la astenosfera emerge en la cumbre de estas dorsales, y en contacto con el agua de mar se solidifica para formar nueva corteza oceánica. La mayor parte del material que asciende desde la astenosfera se divide en dos ramas que fluyen en dirección opuesta debajo de la litosfera. La continua generación de nueva corteza y el empuje en direcciones opuestas de estas dos ramas provoca que cada lado de la dorsal se separe a una velocidad de pocos centímetros por año. Consecuentemente la litosfera oceánica tiende a incrementarse.

Las dorsales están cortadas perpendicularmente por enormes fracturas que en algunos casos alcanzan unos pocos miles de kilómetros de longitud, denominadas *fallas transcurrentes*.

Estos fenómenos conducen a una simple conclusión: ya que no hay un incremento de la superficie de la Tierra a través del tiempo, la formación de nueva litósfera a lo largo de las dorsales y la expansión de la corteza oceánica, debe estar acompañada por una comparable merma de la litosfera en otras partes del globo. Esto realmente sucede en las *zonas de subducción*, la mayoría de las cuales están representadas por inmensas fosas oceánicas, como aquellas que se extienden a lo largo del margen occidental del Océano Pacífico y de la costa occidental de Sudamérica. En las zonas de subducción la litosfera se pliega y sumerge bajo la litosfera adyacente hasta zonas profundas muy calientes, donde es “digerida” por el manto y el ciclo se reinicia nuevamente. Parte del material litosférico vuelve al estado fundido y puede ascender hacia la superficie a través de facturas en la corteza. Consecuentemente, se forman *arcos magmáticos* con numerosos volcanes paralelos a las fosas, en el lado opuesto al de las dorsales. En las fosas localizadas en el océano, como en el Pacífico Occidental estos arcos magmáticos corresponden a cadenas de islas volcánicas; en las fosas ubicadas a lo largo de márgenes continentales los arcos magmáticos consisten en cadenas de montañas con numerosos volcanes, como en los Andes. La figura 6.1 ilustra este fenómeno.

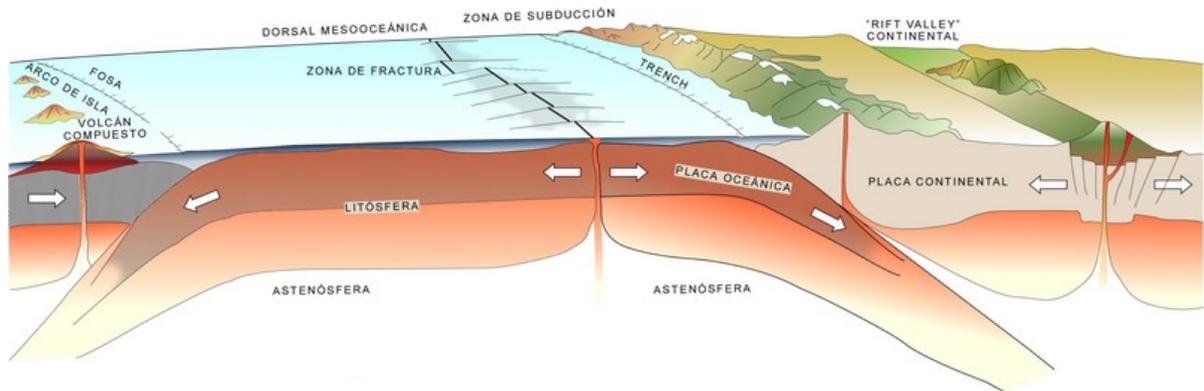


Figura 6.1: Perfil esquemático mostrando los procesos de tectónica de placas.

Las dorsales oceánicas, fallas transcurrentes y zonas de subducción constituyen una vasta red que divide nuestro planeta en *seis placas* o áreas litosféricas de grandes dimensiones además de varias otras placas más pequeñas (Figura 6.2). Debido a las enormes tensiones generadas por la máquina termal de la Tierra y la asimetría de las zonas que generan y consumen material litosférico, estas placas derivan lentamente unas respecto de otras, cambiando continuamente de posición. Los márgenes de las placas corresponden a zonas de la corteza débiles y densamente fracturadas, caracterizadas por una intensa sismicidad, por un gran número de volcanes y por un alto flujo calórico terrestre, debido al ascenso de materiales muy calientes hacia la superficie. Como se muestra en la Figura 6.2, las áreas geotermales mas importantes se ubican alrededor de los márgenes de placas.



Figura 6.2: Placas litosféricas, dorsales oceánicas, fosas oceánicas, zonas de subducción y campos geotérmicos. Las flechas muestran la dirección del movimiento de las placas hacia las zonas de subducción 1) Campos geotérmicos que producen electricidad; 2) Dorsales meso-oceánicas cruzadas por fallas transcurrentes (largas fracturas transversales); 3) Zona de subducción, donde la placa subducida se inclina hacia abajo y se funde en la astenosfera

### Sistemas geotérmicos

Los sistemas geotérmicos pueden por lo tanto encontrarse en regiones, con un gradiente geotérmico normal o levemente superior, especialmente en regiones alrededor de los márgenes de placas, donde el gradiente geotérmico puede ser significativamente más alto que el valor promedio. En el primer caso, los sistemas se caracterizarán por bajas temperaturas, normalmente inferiores a  $100^{\circ}\text{C}$ , a profundidades económicamente

alcanzables (2-3 km); en el segundo caso las temperaturas podrían cubrir un amplio rango, desde bajas hasta muy altas e incluso sobre 400°C.

¿Qué es un sistema geotérmico? y que ocurre en tal sistema? Puede ser descrito esquemáticamente como “*agua convectiva en la corteza superior de la Tierra la cual, en un espacio confinado, transfiere calor desde una fuente de calor hasta una abertura de calor, usualmente la superficie libre*” (Hochstein, 1990). Un sistema geotérmico está constituido por 3 elementos principales: una fuente de *calor*, un *reservorio* y un *fluido*, el cual es el medio que transfiere el calor. La fuente de calor puede ser tanto una intrusión magmática a muy alta temperatura (> 600°C), emplazada a profundidades relativamente someras (5-10 km) o bien, como en sistemas de baja temperatura donde el gradiente geotérmico normal el calor. El reservorio es un volumen de rocas calientes permeables del cual los fluidos circulantes extraen el calor. Generalmente el reservorio está cubierto por rocas impermeables y está conectado a un área de recarga superficial a través de la cual el agua meteorica puede reemplazar los fluidos que se escapan del reservorio a través de las fuentes termales o que son extraídos mediante pozos. El fluido geotermal es agua en la mayoría de los casos de origen meteorico, ya sea en la fase líquida o en la fase vapor, dependiendo de su temperatura y presión. Esta agua a menudo contiene sustancias químicas disueltas y gases tales como CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, etc. La Figura 6.3 es una representación muy simplificada de un sistema geotérmico ideal.

El mecanismo que sustenta los sistemas geotérmicos está controlado fundamentalmente por *convección de fluidos*. La figura 6.4 describe esquemáticamente el mecanismo en el caso de un sistema hidrotermal de temperatura intermedia. La convección tiene lugar debido al calentamiento y a la consecuente expansión termal de los fluidos; el calor, que es

suministrado en la base del sistema de circulación, es la energía que acciona el sistema. El fluido calentado de menor densidad tiende a ascender y a ser reemplazado por fluido frío de mayor densidad, proveniente de los márgenes del sistema.

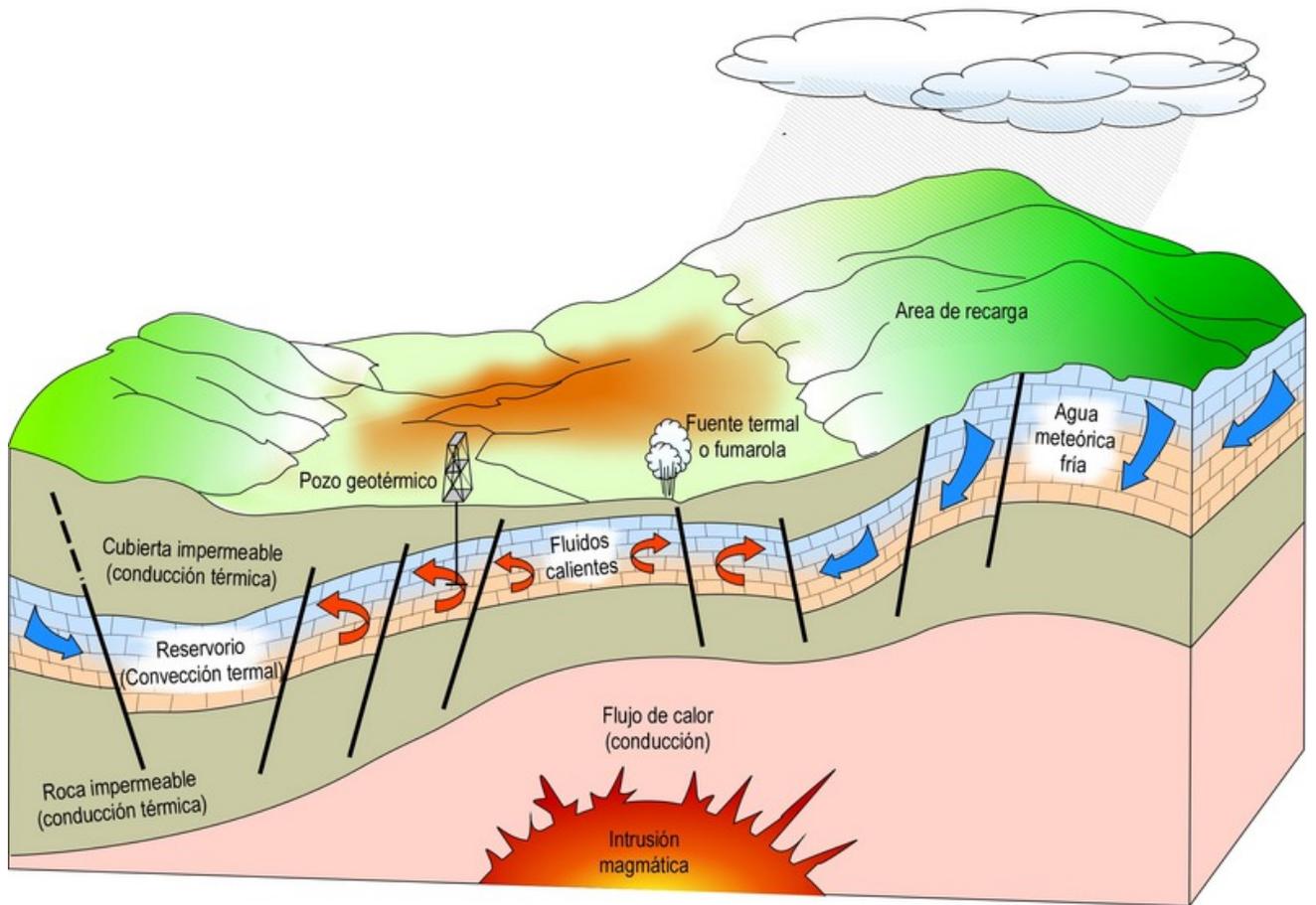


Figura 6.3: Representación esquemática de un sistema geotérmico ideal.

La convección, por su naturaleza, tiende a incrementar las temperaturas de la parte superior del sistema, mientras que las temperaturas en la parte inferior disminuye (White, 1973).

El fenómeno descrito puede parecer bastante simple pero la reconstrucción de un buen modelo de un sistema geotérmico real no es fácil de realizar. Ello requiere destreza en muchas disciplinas y una vasta experiencia, especialmente cuando se trata de sistemas de alta temperatura. Los sistemas geotérmicos también se encuentran en la naturaleza en una variedad de combinaciones de características geológicas, físicas y químicas, dando así origen a diferentes tipos de sistemas.

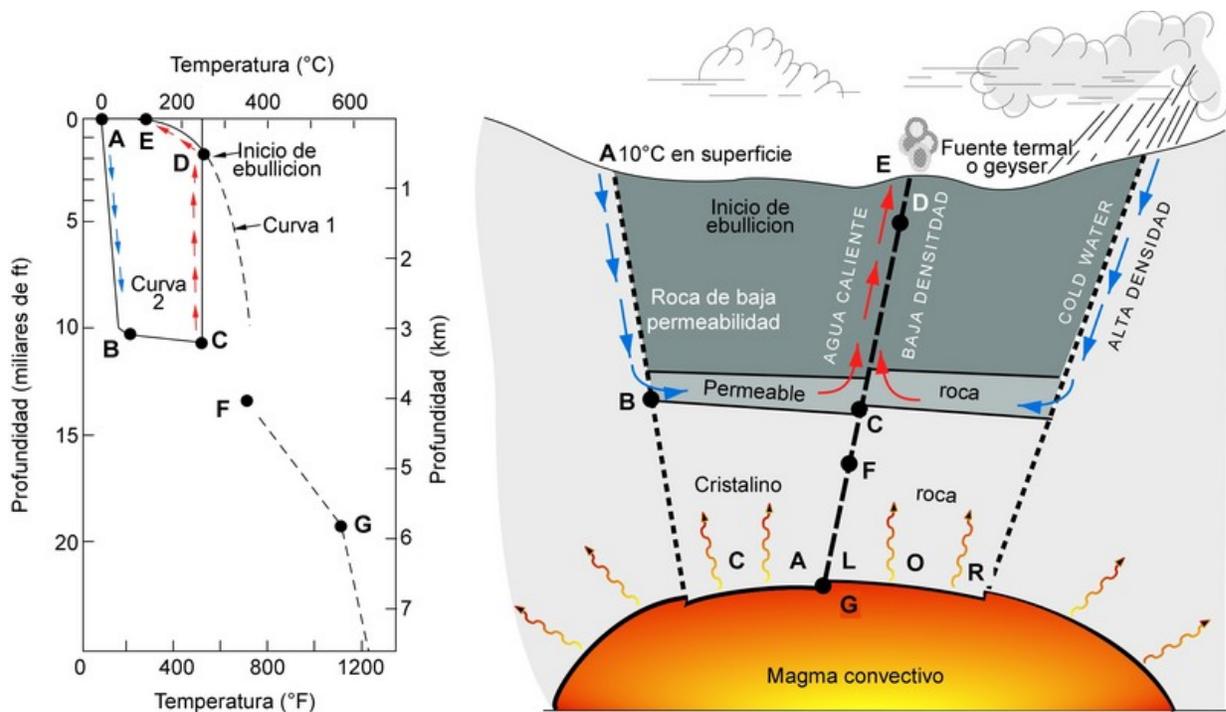


Figura 6.4: Modelo de un sistema geotérmico. La curva 1 es la curva de referencia para el punto de ebullición del agua pura. La curva 2 muestra el perfil de temperatura a lo largo de una típica ruta de circulación desde la recarga en el punto A hasta la descarga en el punto E. (Según White, 1973)

De todos los elementos que constituyen un sistema geotérmico la fuente de calor es el único que debe ser natural. Si las condiciones son favorables, los otros dos elementos pueden ser “artificiales” por ejemplo los fluidos geotermales extraídos de un reservorio para accionar una turbina en una planta geotermoelectrica podrían, después de su utilización, ser reinyectados al reservorio mediante pozos de inyección. De este modo, la recarga natural del reservorio está integrada además por una recarga artificial. Por muchos años la reinyección ha sido empleada en varias partes del mundo como una forma de reducir drásticamente el impacto ambiental de la operación de plantas geotérmicas. La recarga artificial mediante pozos de reinyección puede también ayudar a mantener campos geotérmicos “viejos o agotados”. Por ejemplo, en el campo de The Geysers en California, USA, uno de los campos geotérmicos mas grandes del mundo, la producción empezó a declinar dramáticamente a fines de los años 1980 debido a una falta de fluidos. El primer proyecto de este tipo the Southeast Geysers Effluent Recycling Project, iniciado en 1997 para transportar por 48 km aguas servidas tratadas hasta el campo geotérmico. Este proyecto permitió la reactivación de numerosas plantas eléctricas que habían sido abandonadas por falta de fluidos. En el segundo sistema, el Santa Rosa Geysers Recharge Project, 41,5 millones de litros diarios de aguas servidas tratadas por tercera vez serán bombeadas desde la planta de tratamiento de aguas cloacales regionales de Santa Rosa y de otras ciudades, a través de una tubería de 66 km hasta el campo de The Geysers, donde esta agua recargará el reservorio a través de pozos perforados para tal efecto.

En los proyectos de *Rocas Secas Calientes* (RSC) de los cuales se experimentó por primera vez, en 1970, en Los Alamos, Nuevo México, USA. El fluido y el reservorio se lograron artificialmente. En este caso, se bombea agua a alta presión a través de pozos hasta un cuerpo de rocas calientes y compactas, causando así su *fracturamiento hidráulico*. El agua circula en estas fracturas artificiales, extrayendo el calor de la roca circundante que actúa como un reservorio natural. Este reservorio es posteriormente alcanzado por un segundo pozo que se emplea para extraer el agua calentada. Por lo tanto, el sistema consiste en: (i) el pozo empleado para fracturamiento hidráulico a través del cual se inyecta el agua fría (ii) el reservorio artificial y (iii) el pozo utilizado para extraer el agua caliente. Todo el sistema, conjuntamente con la planta de utilización en la superficie del terreno, puede conformar un circuito cerrado (Garnish, 1987) (ver Figura 6.5).

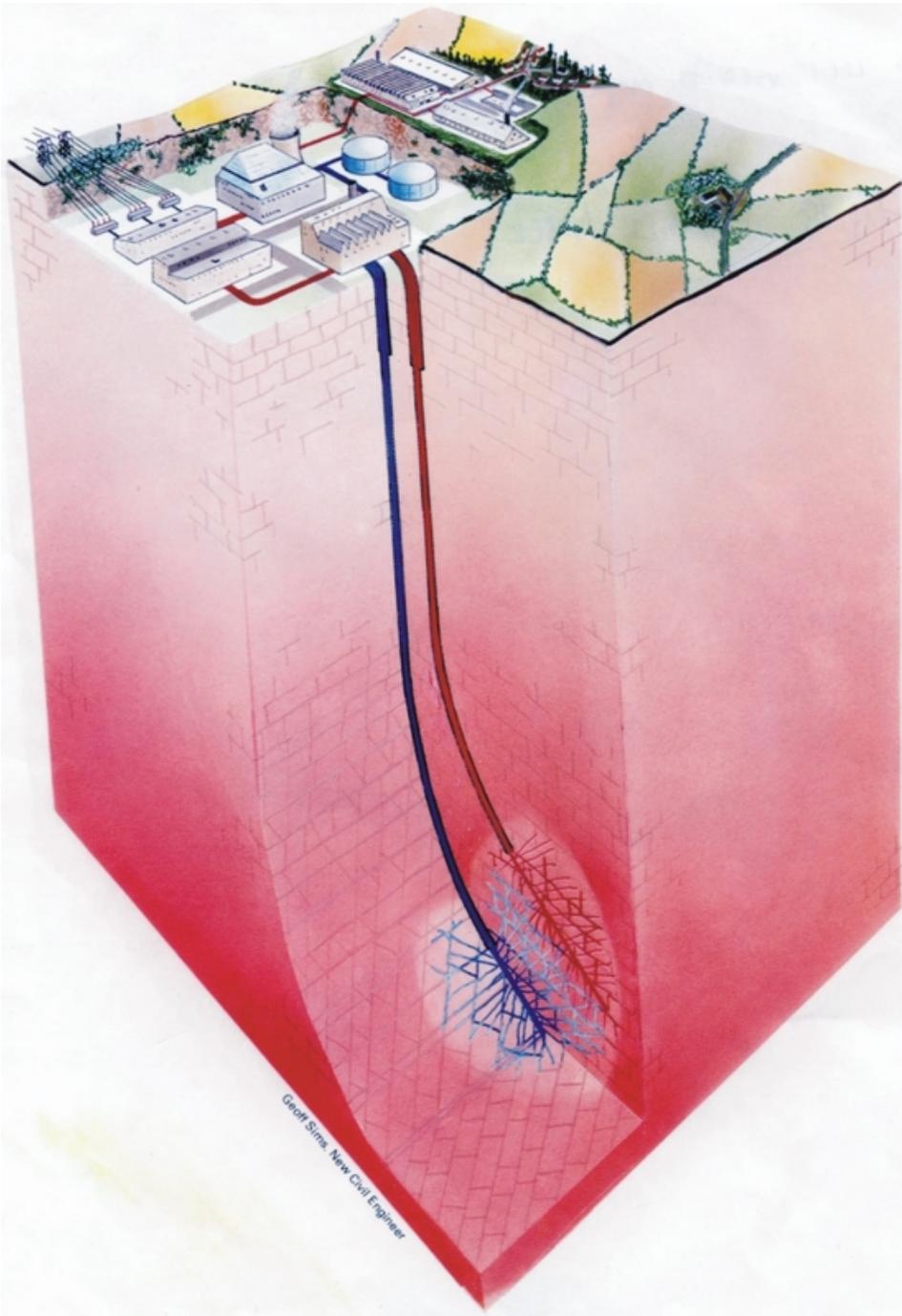
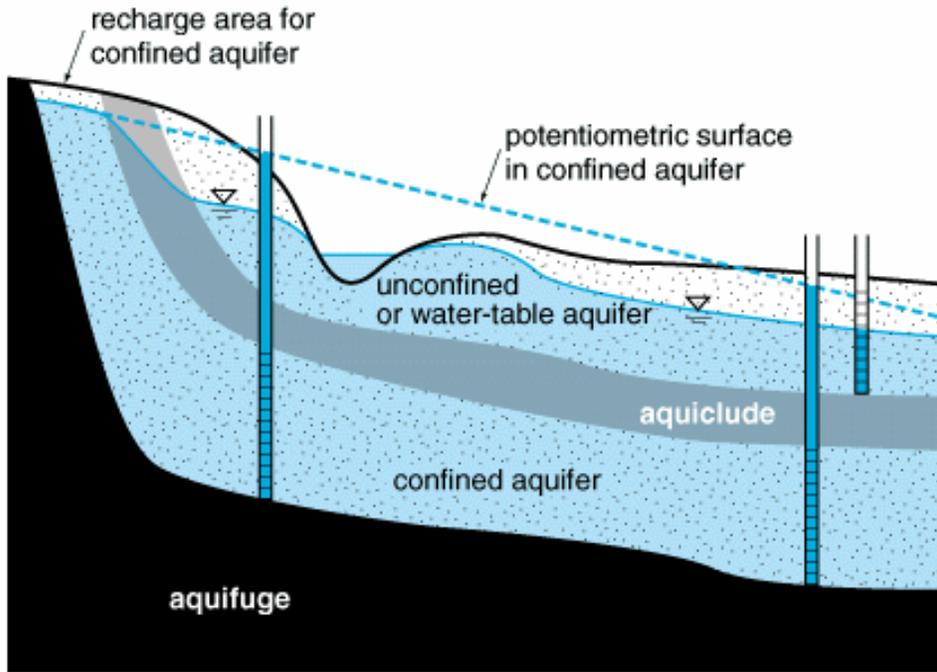
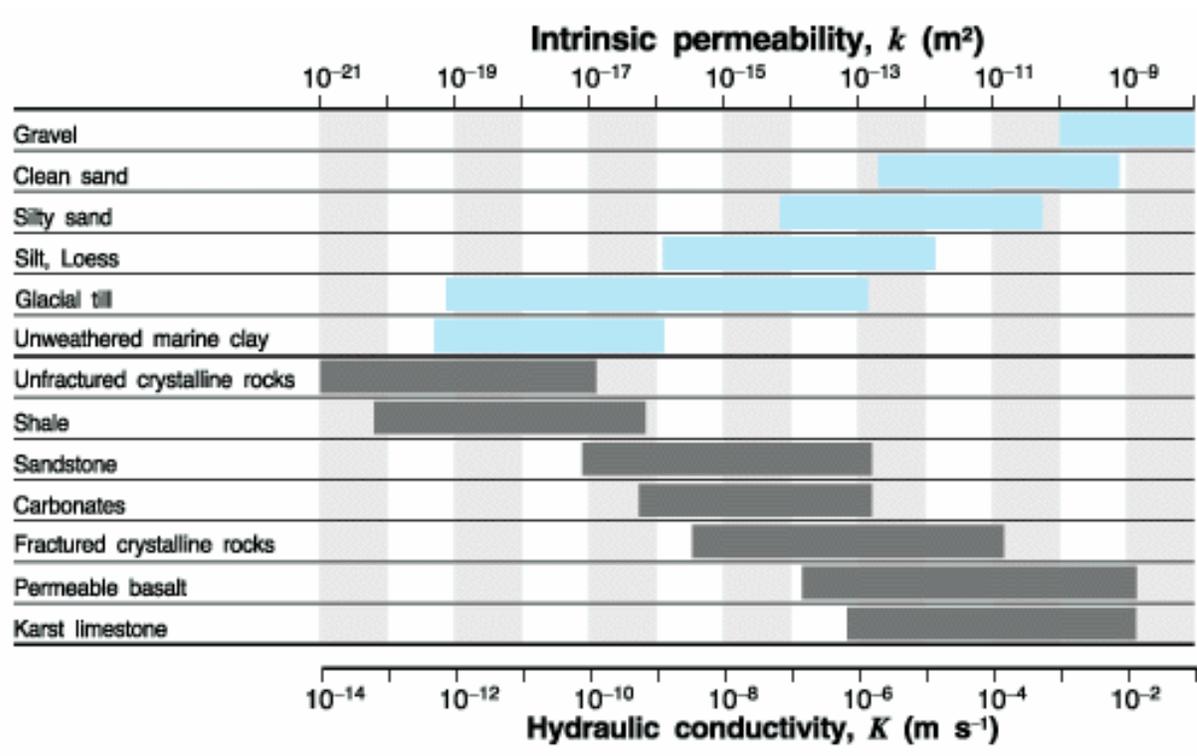


Figura 6.5: Esquema de un sistema de roca seca caliente a escala comercial.

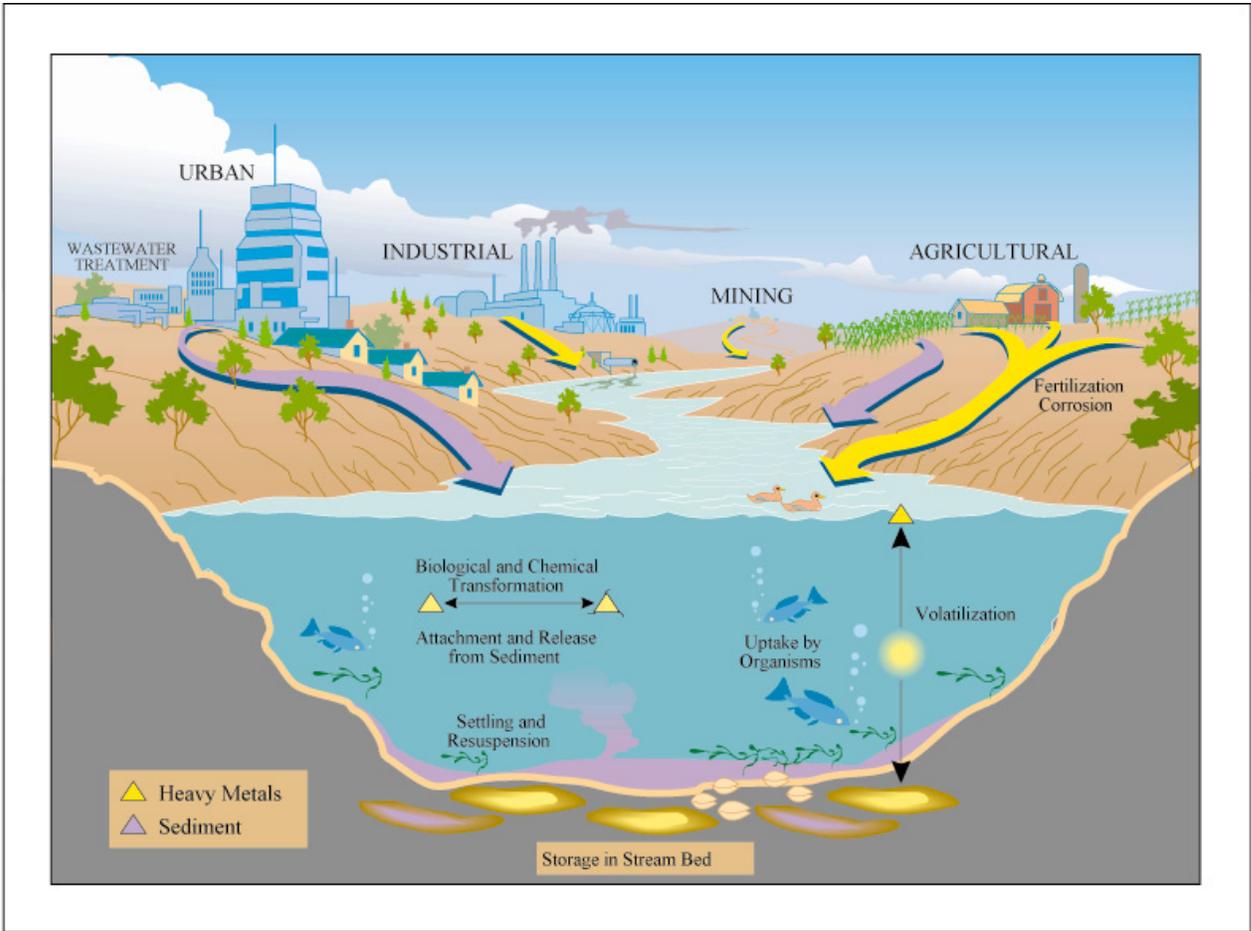
El proyecto Los Alamos fue el precursor de proyectos similares en Australia, Francia, Alemania, Japón y el Reino Unido. Después de un período de relativo abandono, estos proyectos han sido reimpulsados a partir del descubrimiento que en profundidad las rocas tienen cierto grado de fracturamiento natural, y además, que las metodologías y tecnologías empleadas dependerían de las condiciones geológicas locales. Las investigaciones más avanzadas en RSC han sido llevadas a cabo en Japón y mediante el proyecto Europeo en Alsacia (Francia). Varios proyectos emprendidos en Japón en la década de 1980 (en Hijiori, Ogachi and Yunomori), fuertemente financiados por el Gobierno y la industria Japones, han dado interesante resultados tanto del punto de vista científico como el industrial. El proyecto Europeo de RSC por otra parte, ha sido programado en varias fases, incluyendo la perforación de 2 pozos, uno de los cuales ha alcanzado 5.060 metros de profundidad. Resultados muy promisorios se han obtenido de sus estudios geofísicos y pruebas hidráulicas; el proyecto Europeo, por ahora, parece ser el más exitoso (Tenzer 2001).

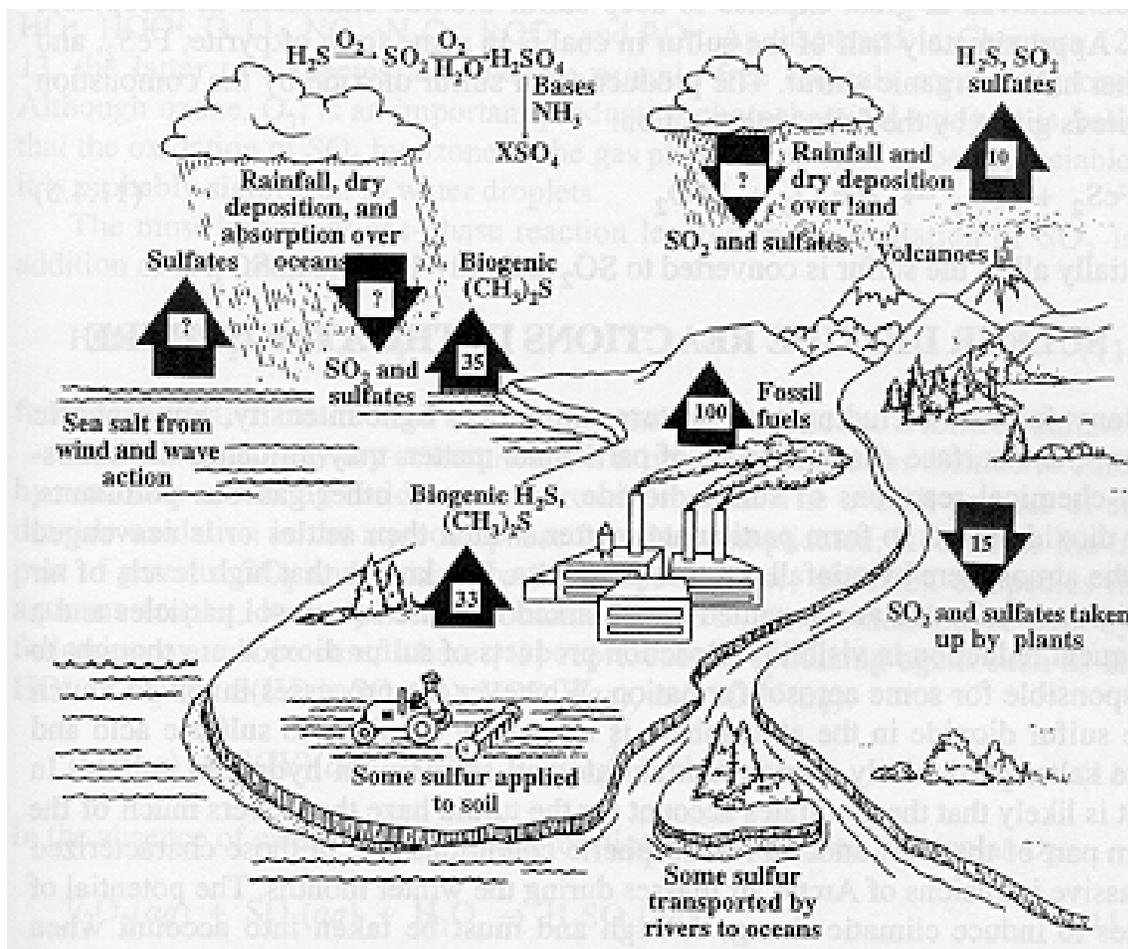
## **7. Interrelación entre acuíferos en medios granulares con acuíferos en rocas fracturadas**

### **Comportamiento hidráulico**



**Factores de contaminación natural y contaminación antropogénica en acuíferos contenidos en materiales detríticos**

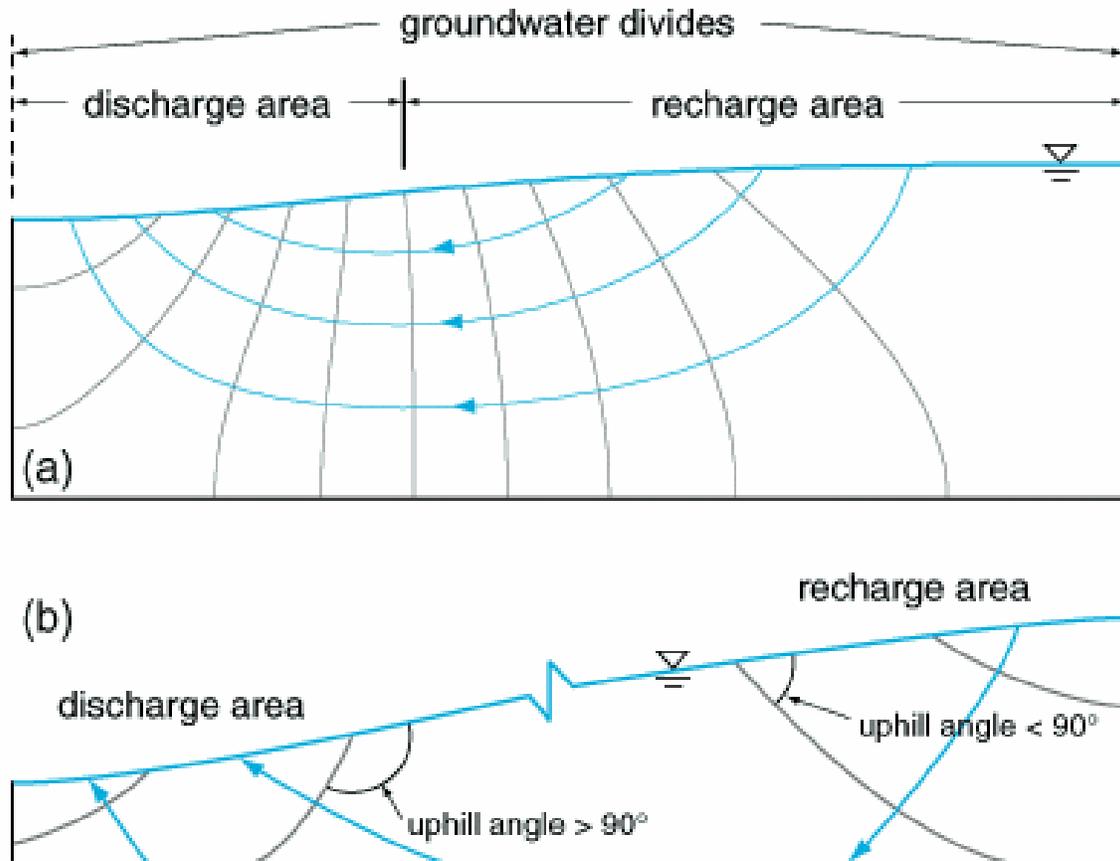




## Anisotropía Hidráulica

Acuíferos homogéneos e anisotropicos

Áreas de recarga y descarga.



**Figura:** Esquema de la relación entre recarga y descarga Fuente: Hornberger et al.

En acuíferos no confinados algunas características de las zonas de recarga y zonas de descarga son comunes. Las zonas de recarga son normalmente zonas elevadas y las zonas de descarga son zonas bajas. Las líneas de flujo tienden a divergir de las zonas de recarga y convergen a las de descarga. Esta convergencia no ocurre cuando la zona de descarga es muy amplia como en las zonas costeras. En regiones áridas la descarga de agua subterránea puede ocurrir por evaporación. Ahí zonas con aumento de cobertura vegetal o depósitos de sal indican la presencia de la descarga.

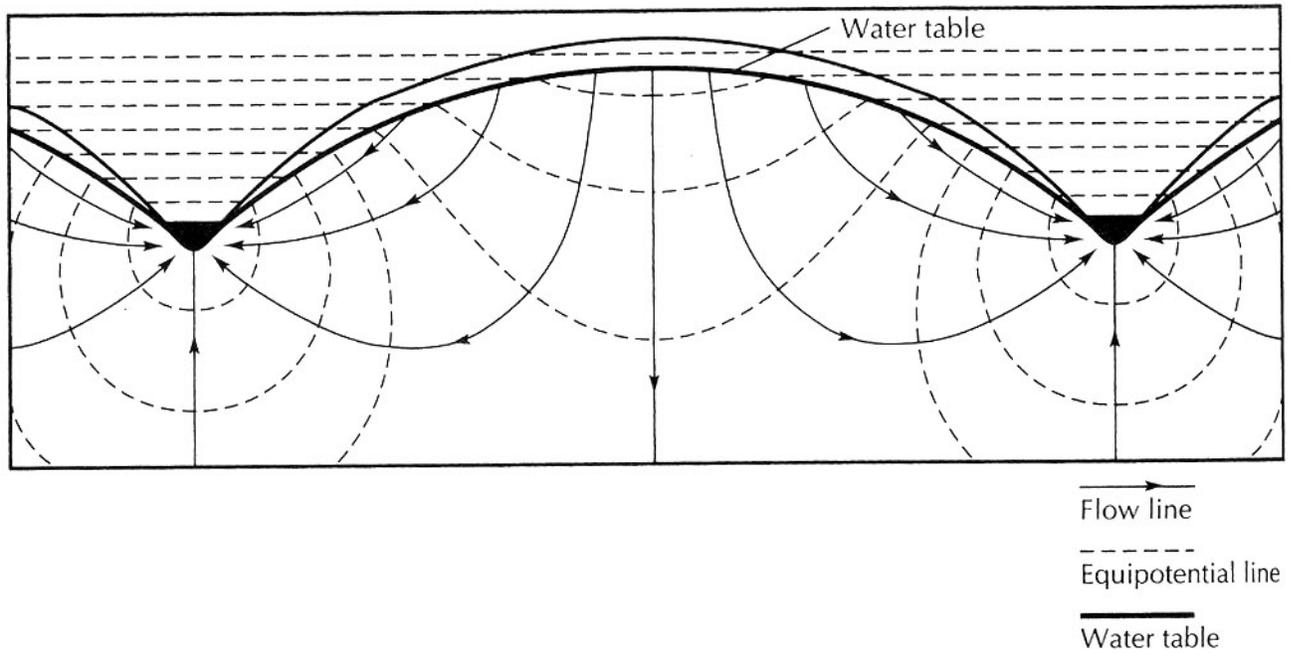


Figura Sección de un acuífero homogéneo e isotropico (Hubbert, 1940).

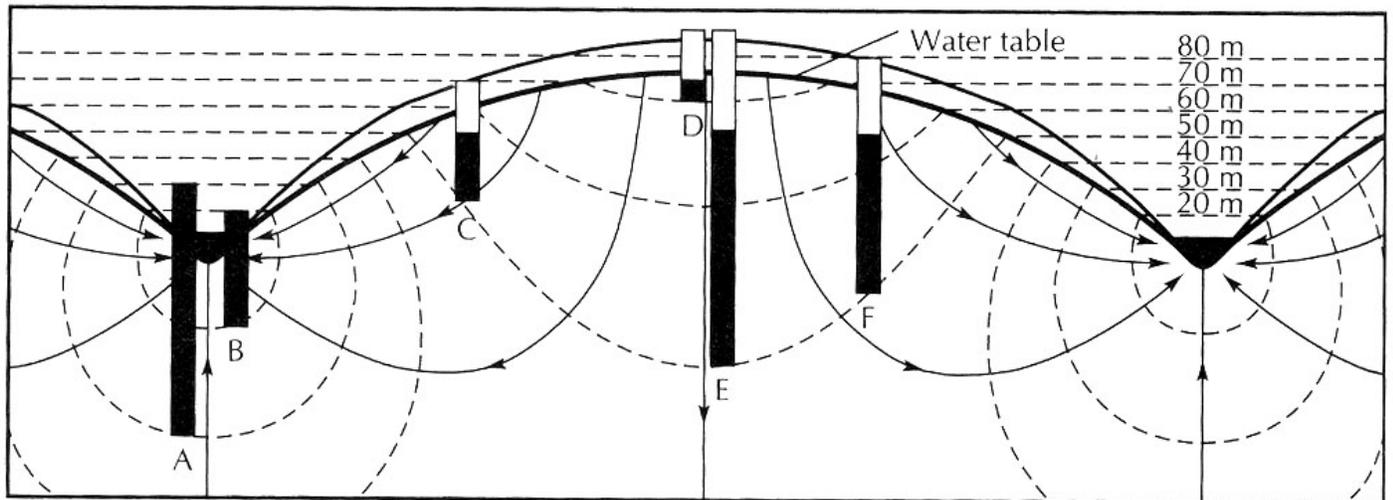
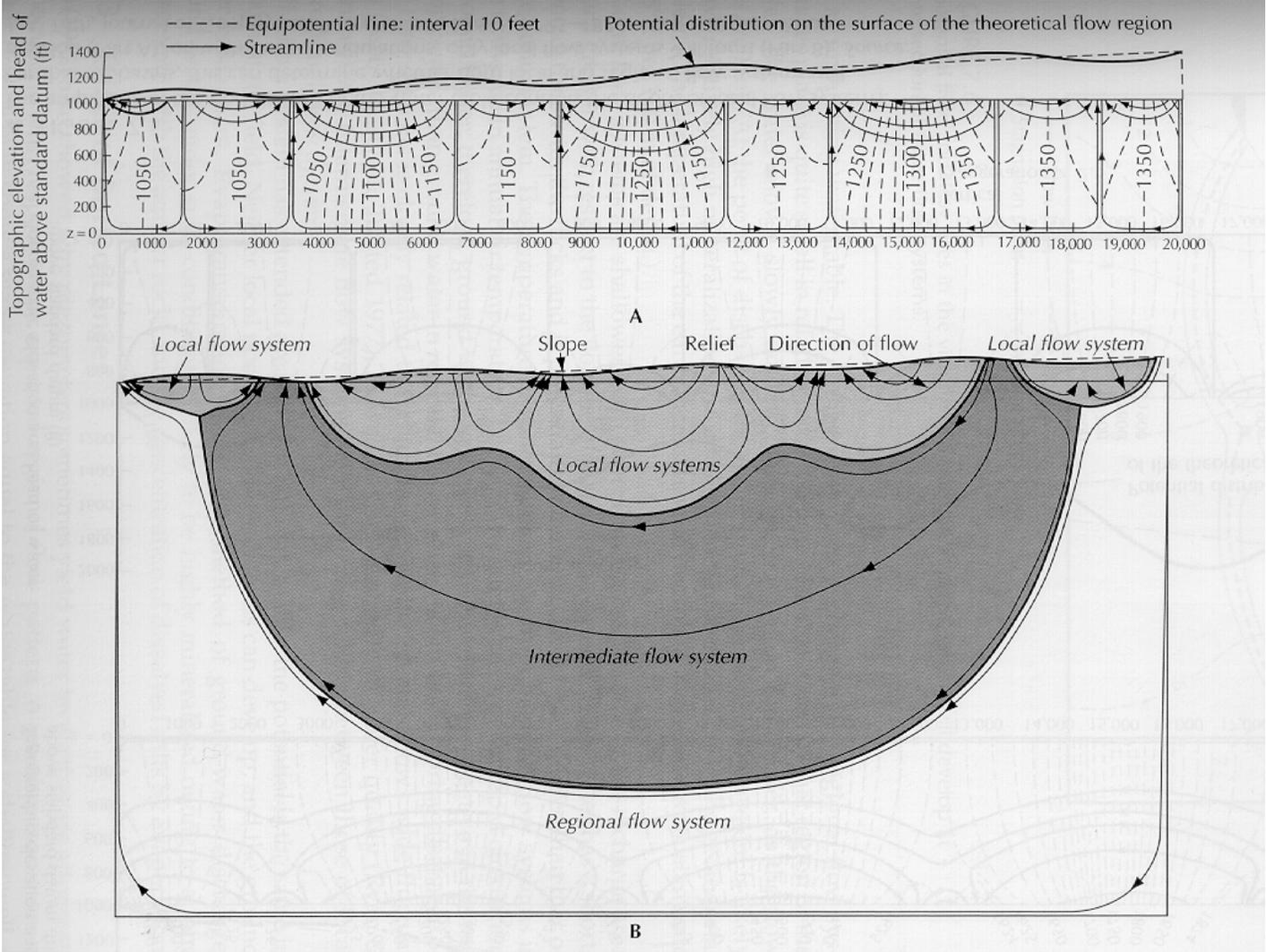
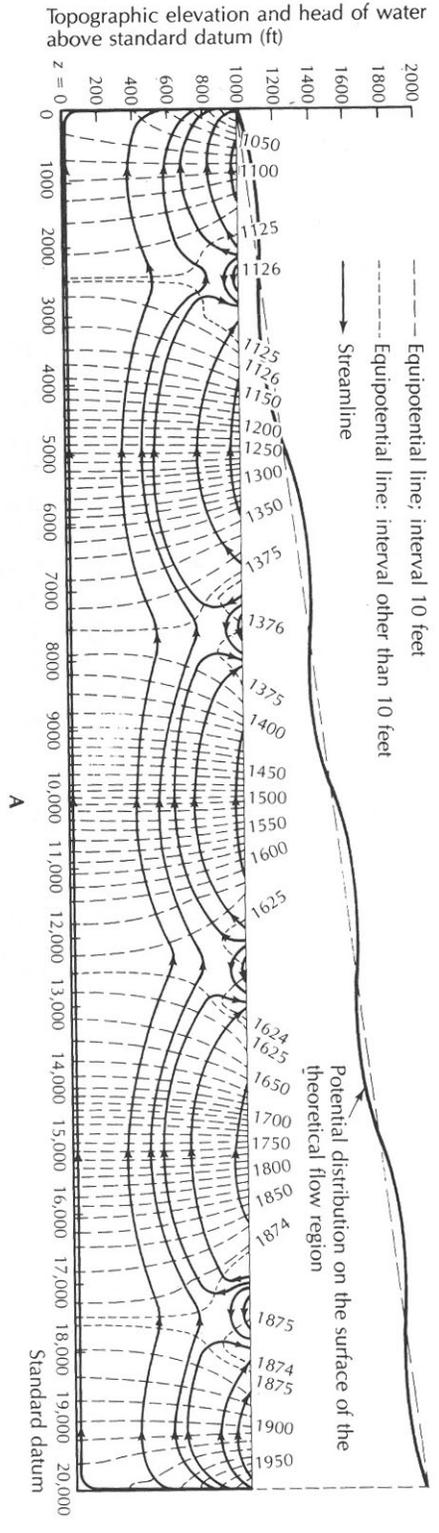
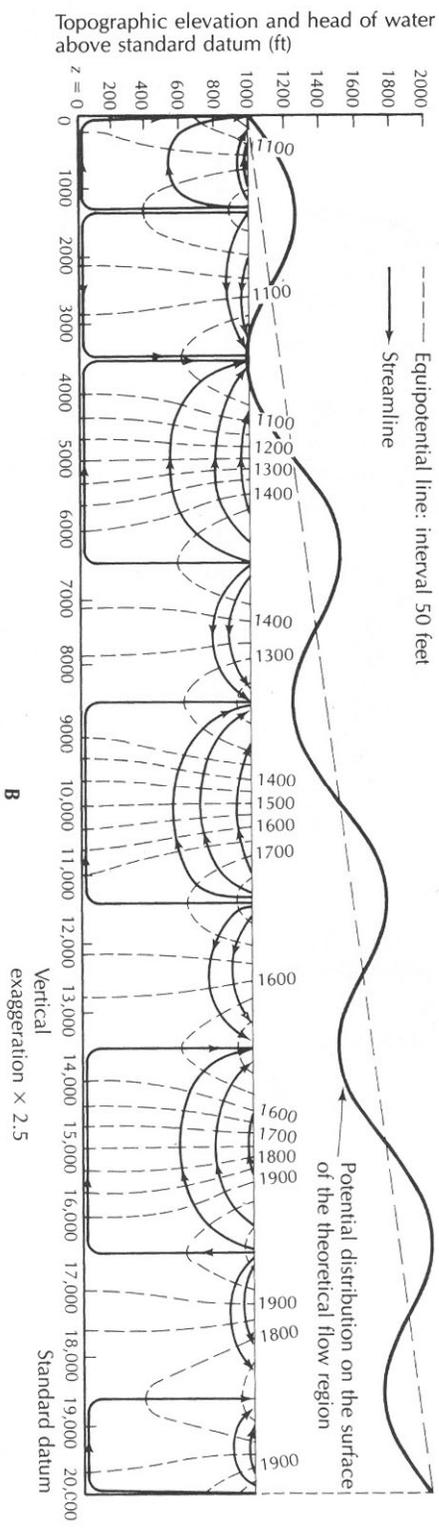


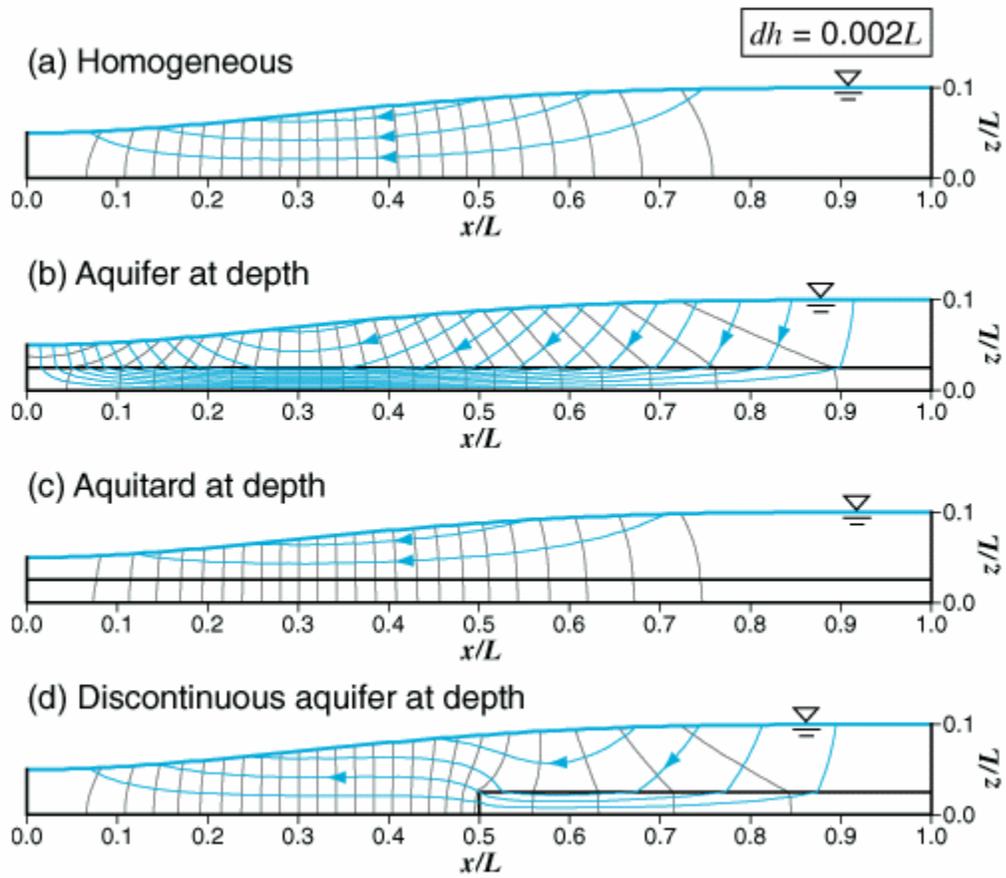
Figura Sección de un acuífero homogéneo e isotropico con piezómetros (Hubbert, 1940).

En 1962 Toth dio la solución analítica de la ecuación de Laplace, y así se mejoró el conocimiento sobre el flujo de agua subterránea significativamente.

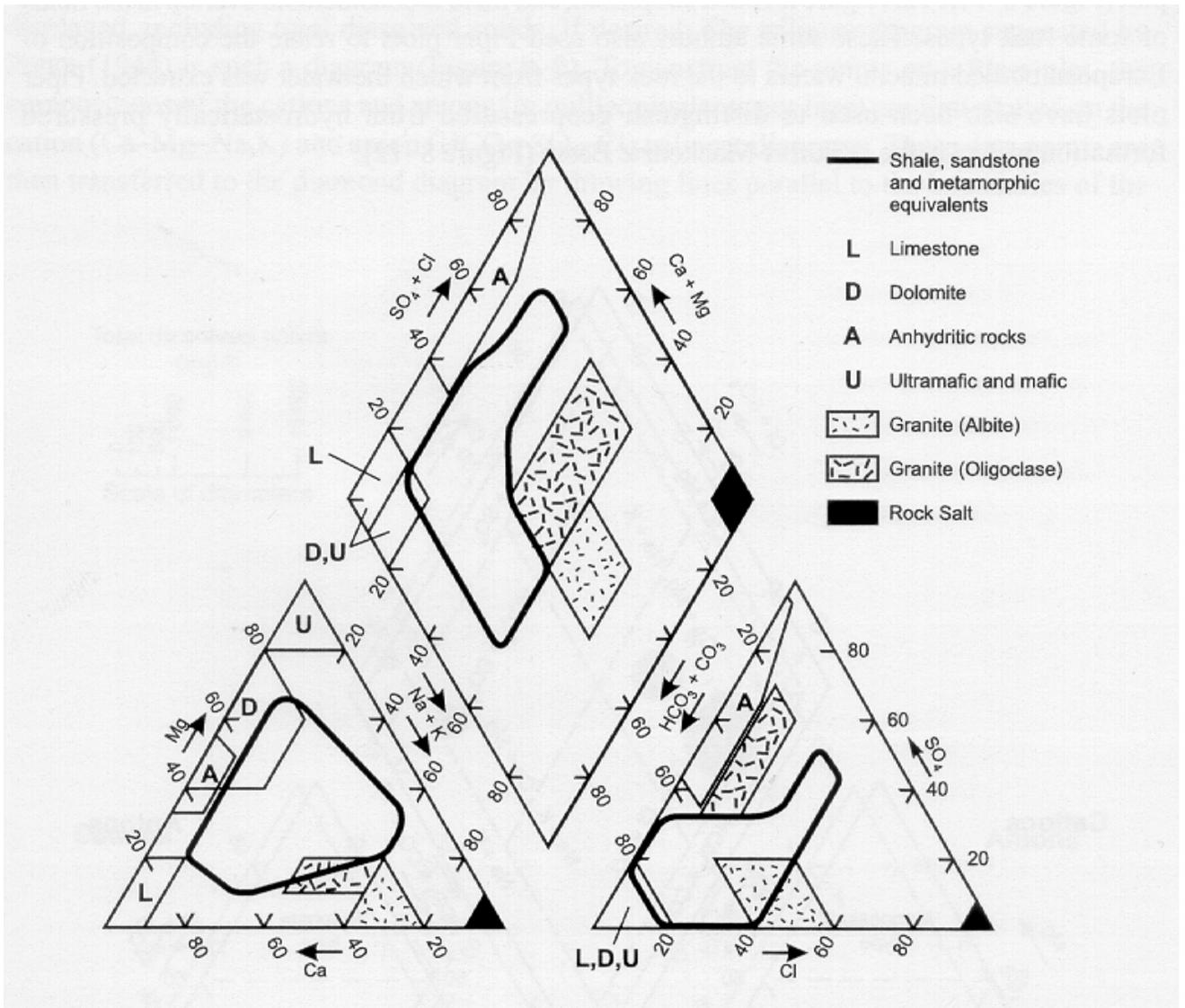


**Figura:** Efecto de espesor del acuífero al flujo regional (Fetter, 2002).

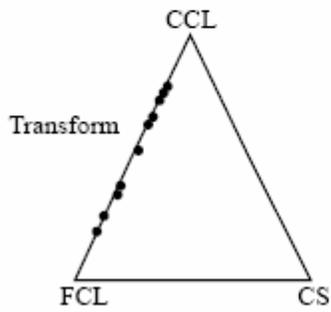
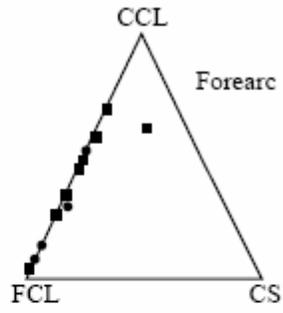
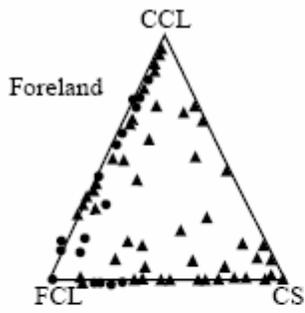
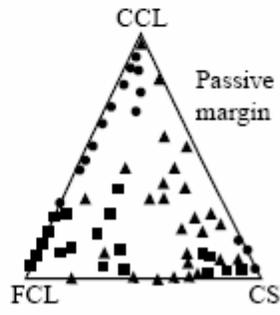
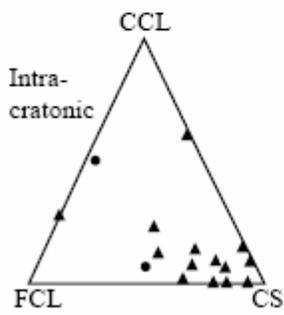
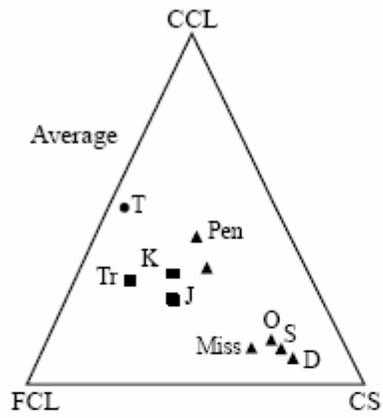


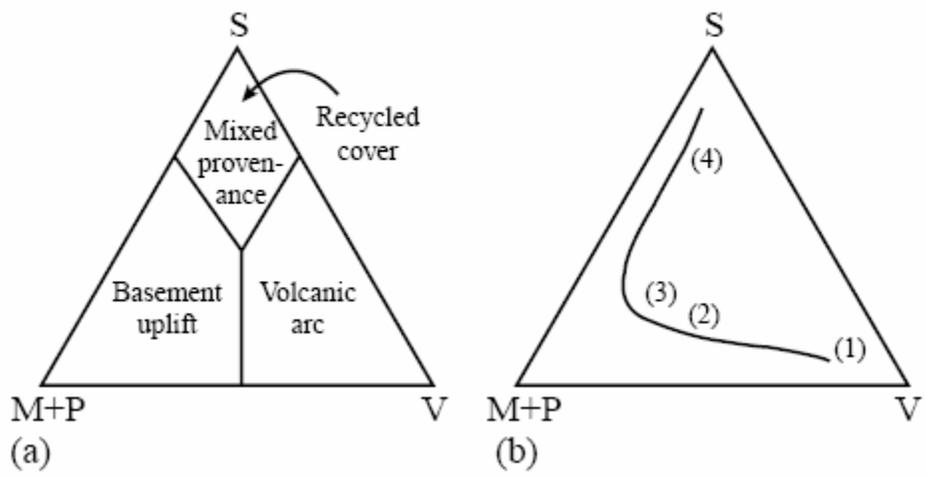


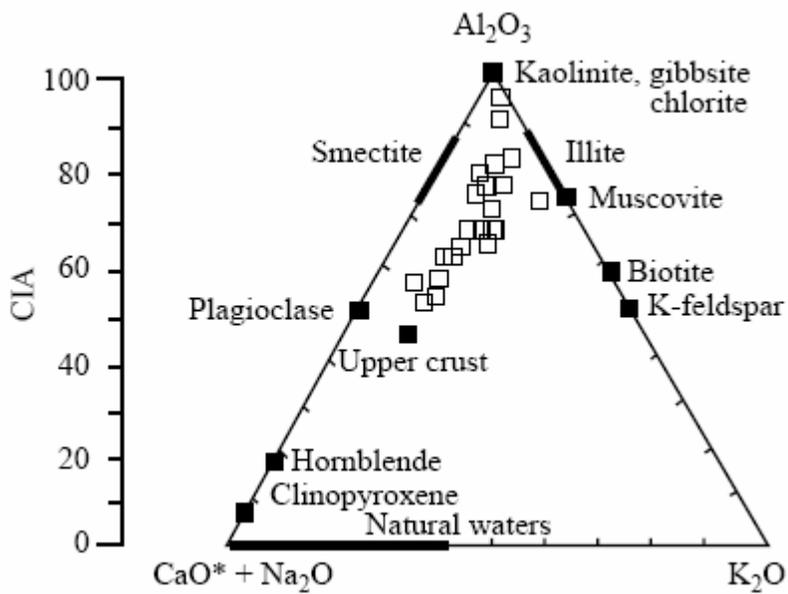
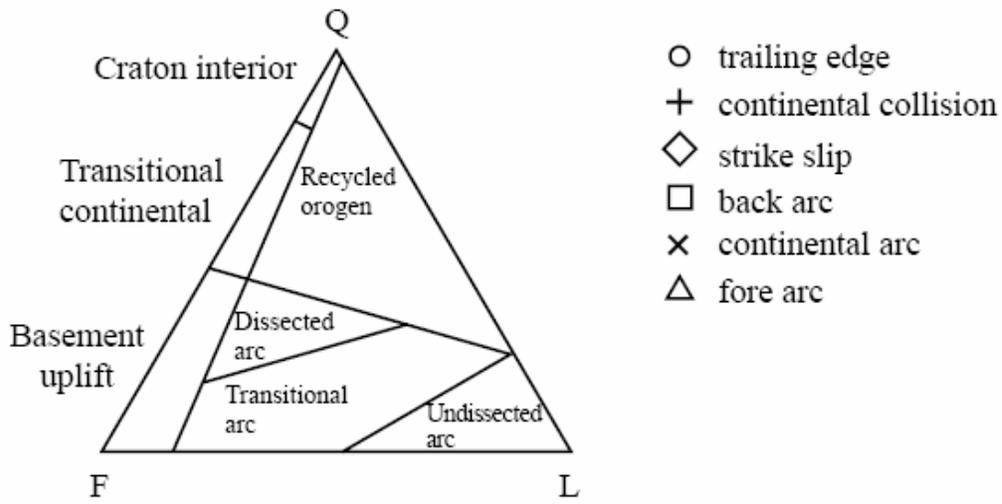
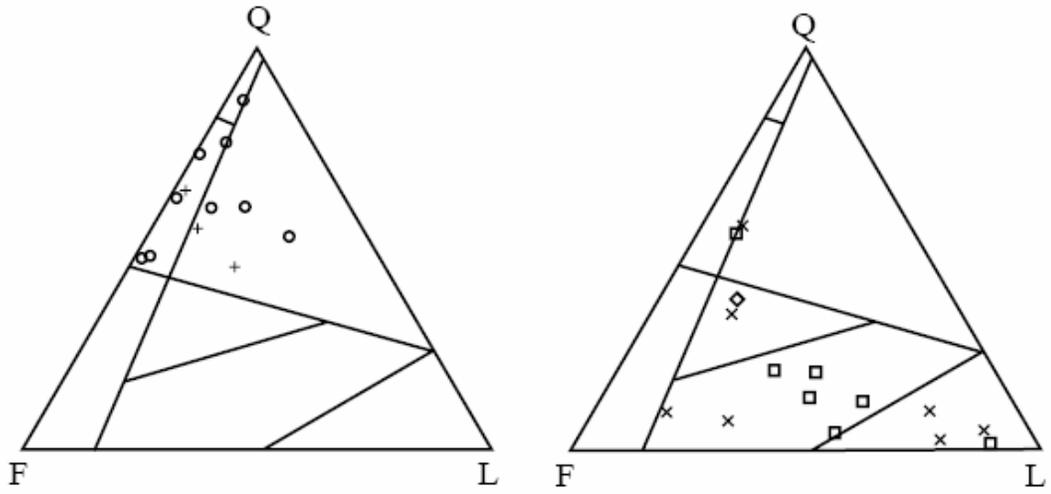
### Interpretación geoquímica

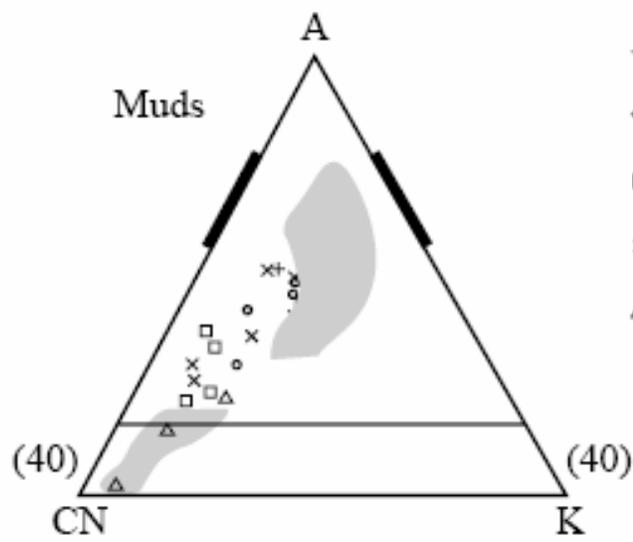
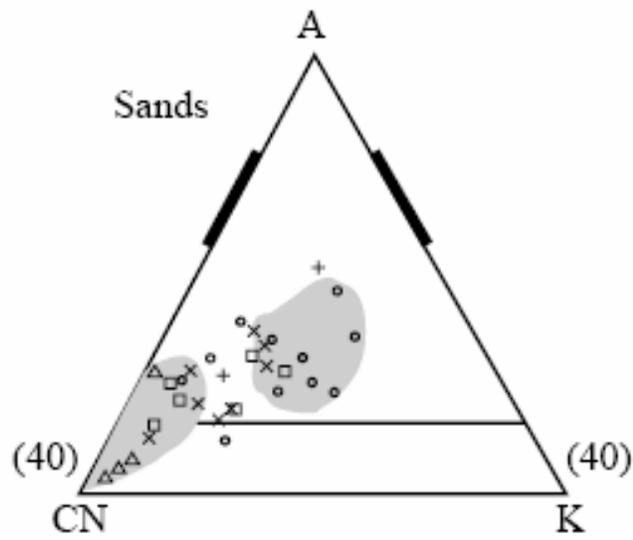


**Figura:** Composición química de aguas originando de diferentes tipos de rocas.

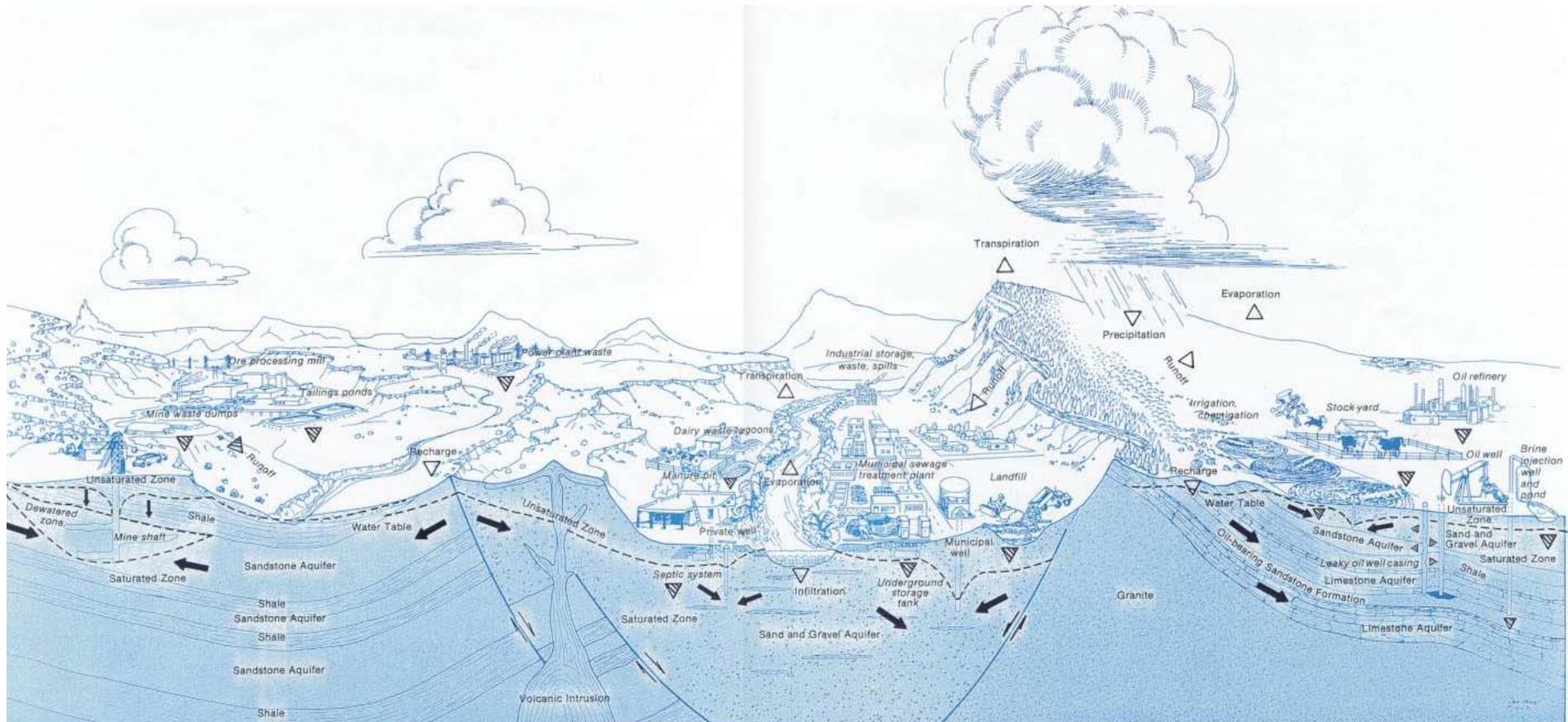








- trailing edge
- + continental collision
- ◇ strike slip
- back arc
- × continental arc
- △ fore arc



## **Practica de campo**

En la práctica de campo aprenderá las características morfológicas de los sedimentos de acuíferos granulares en sitios seleccionados en los alrededores de Aguascalientes.

## **Bibliografía**

Einsele, G., 1992. Sedimentary Basins. Elsevier.

Fetter, C.W., 2001. Applied Hydrogeology. Prentice hall

Kretzschmar, T., 2002. Construcción de pozos. Manual UACJ

Veizer J. y F. T. Mackenzie Evolution of Sedimentary Rocks, in Treatise of Geochemistry  
307-407