

# MÓDULO 3



# PRINCIPALES MODELOS SEDIMENTARIOS CLÁSTICOS

**Caracterización y reconocimiento de los principales  
modelos sedimentarios fluviales**



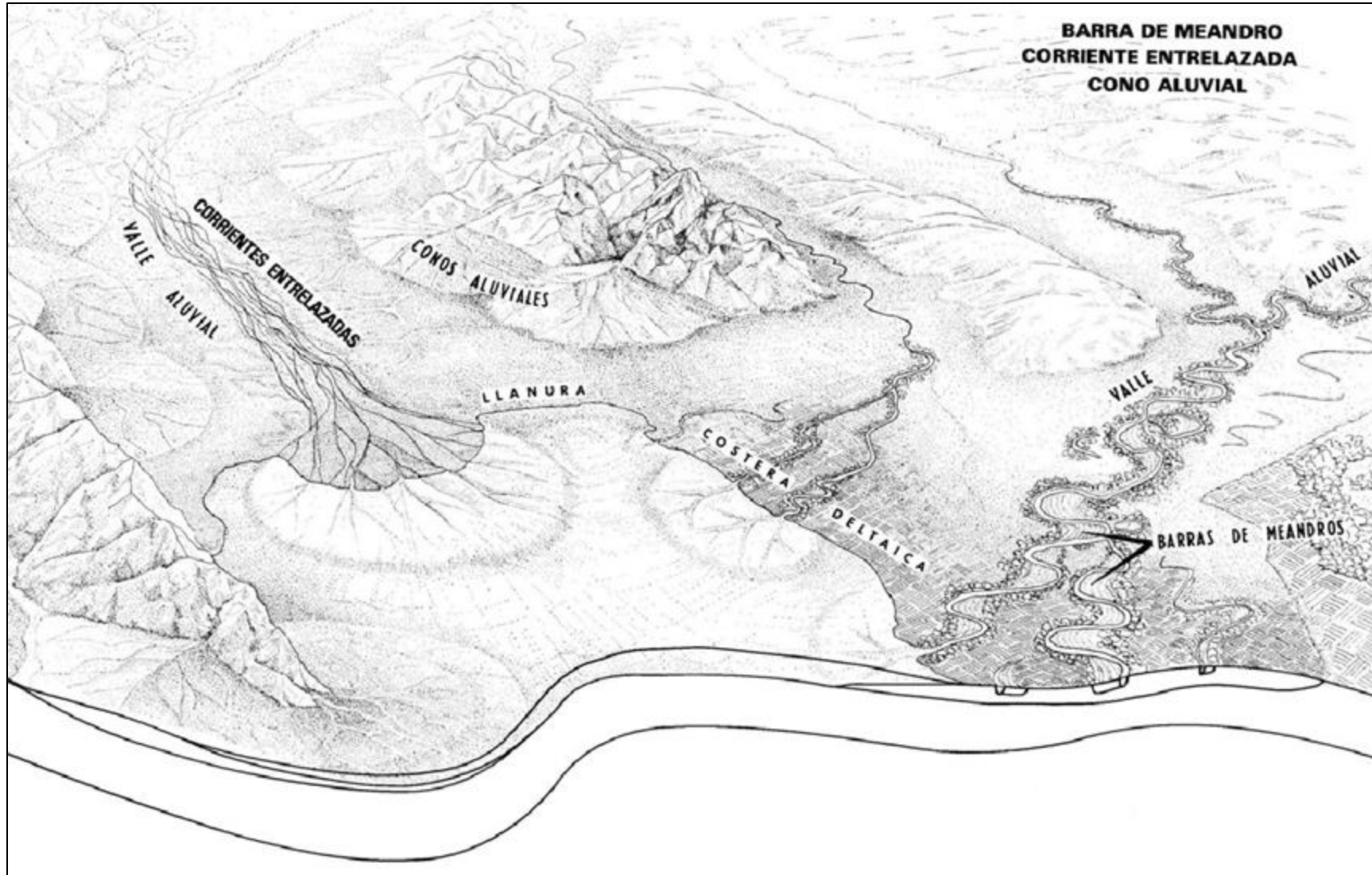


Fig. 3.1. Ilustración esquemática de la distribución de los tipos de ambientes aluviales y fluviales. (Modificado de Swanson, 1976)



1



2



3



Fig. 3.2. Principales tipos de sistemas fluviales. 1. Río trenzado o de corrientes entrelazadas (braided). 2. Río meandriforme. 3. Río anastomosado o entrelazado.





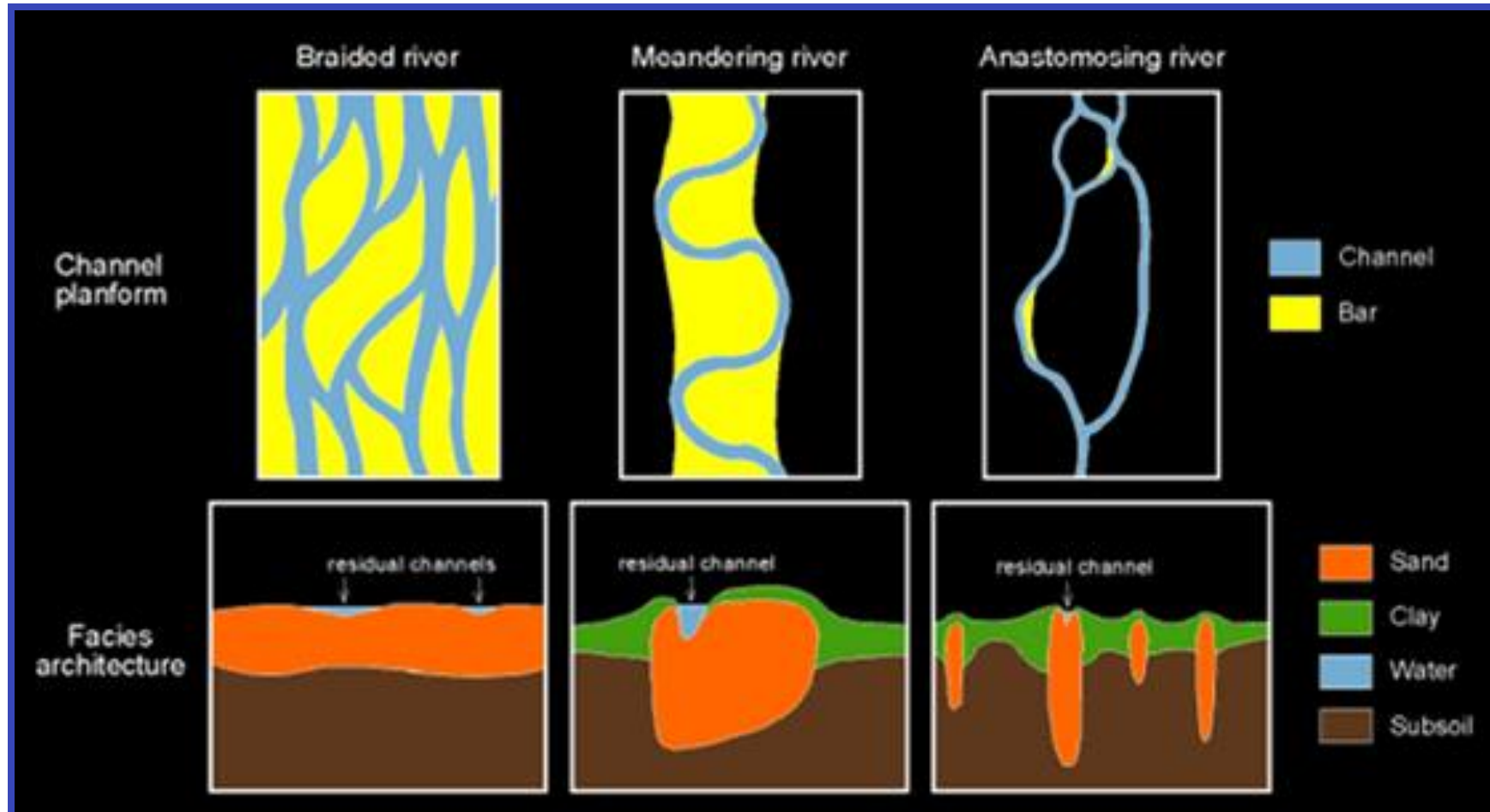


Fig. 3.3. Patrones de canal y geometría del cuerpo de arena. La naturaleza de la arquitectura aluvial depende del estilo fluvial, tasa de agradación y frecuencia de la avulsión. Diferentes estilos fluviales están asociados con diferentes geometrías de cuerpos de arenas.  
(<http://www.geo.uu.nl/fg/palaeogeography/results/fluvialstyle>)



**AVULSIÓN:** Es el desvío de un canal hacia una nueva localización en la llanura de inundación, permitiendo el abandono del canal principal y el inicio de uno nuevo. Es consecuencia del incremento de la pendiente del valle por tectonismo (subsistencia).

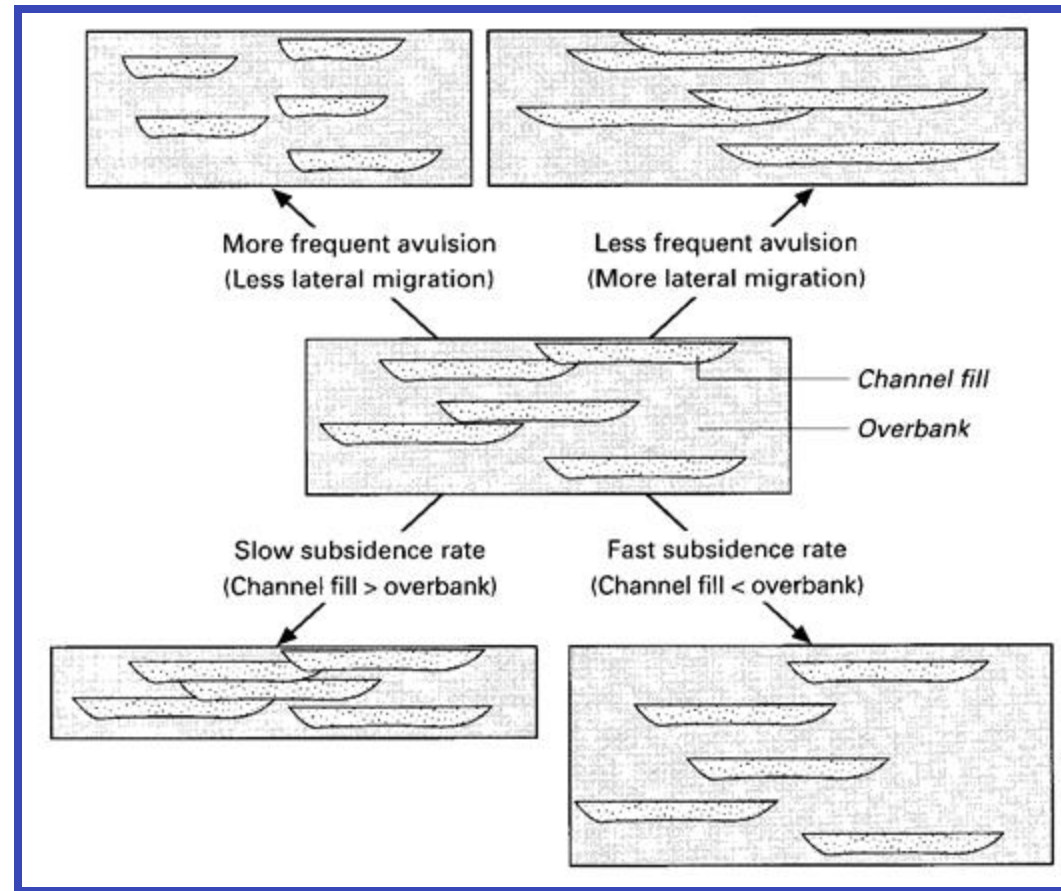


Fig. 3.4. Diferentes formas de avulsión en un valle fluvial. Nichols (2009)



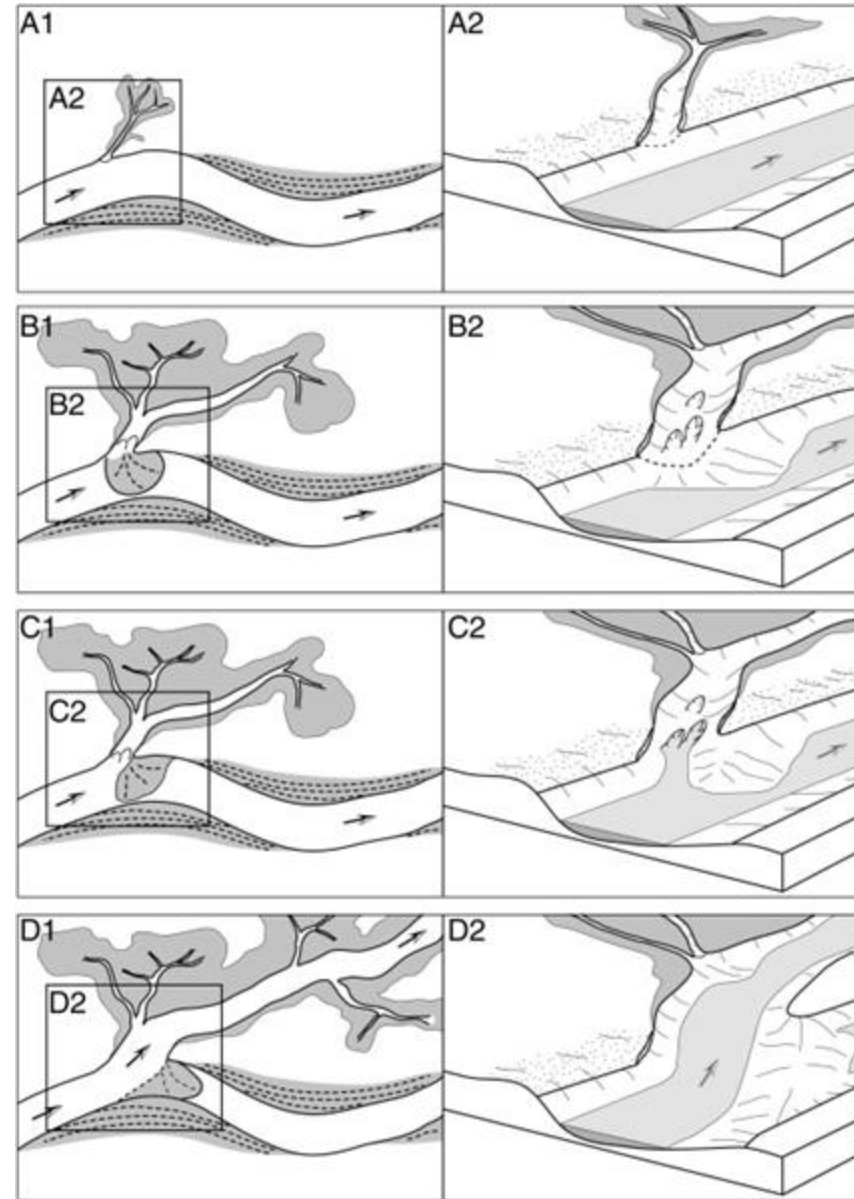
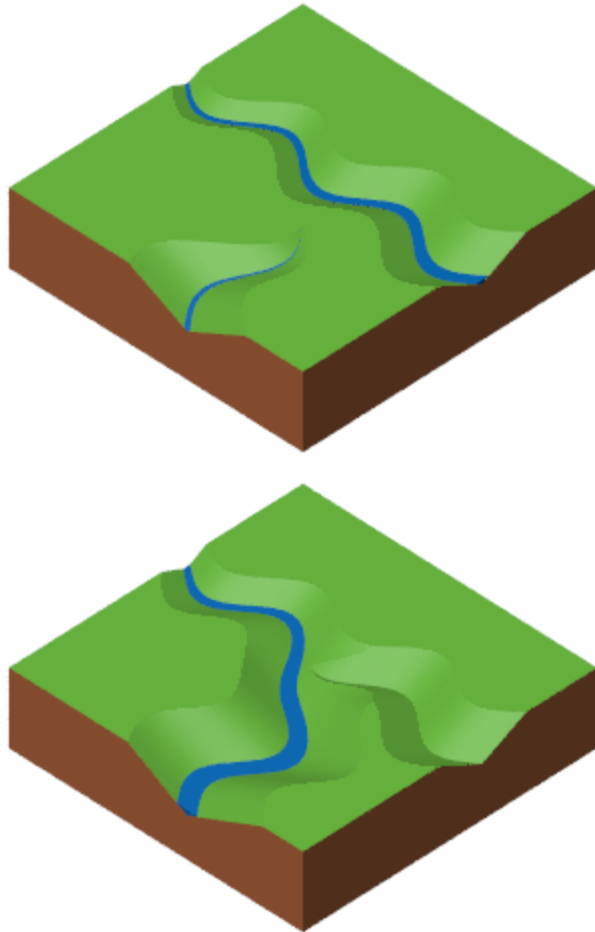


Fig. 3.5. Ejemplos de avulsión fluvial  
(Posamentier and Allen, 1999).



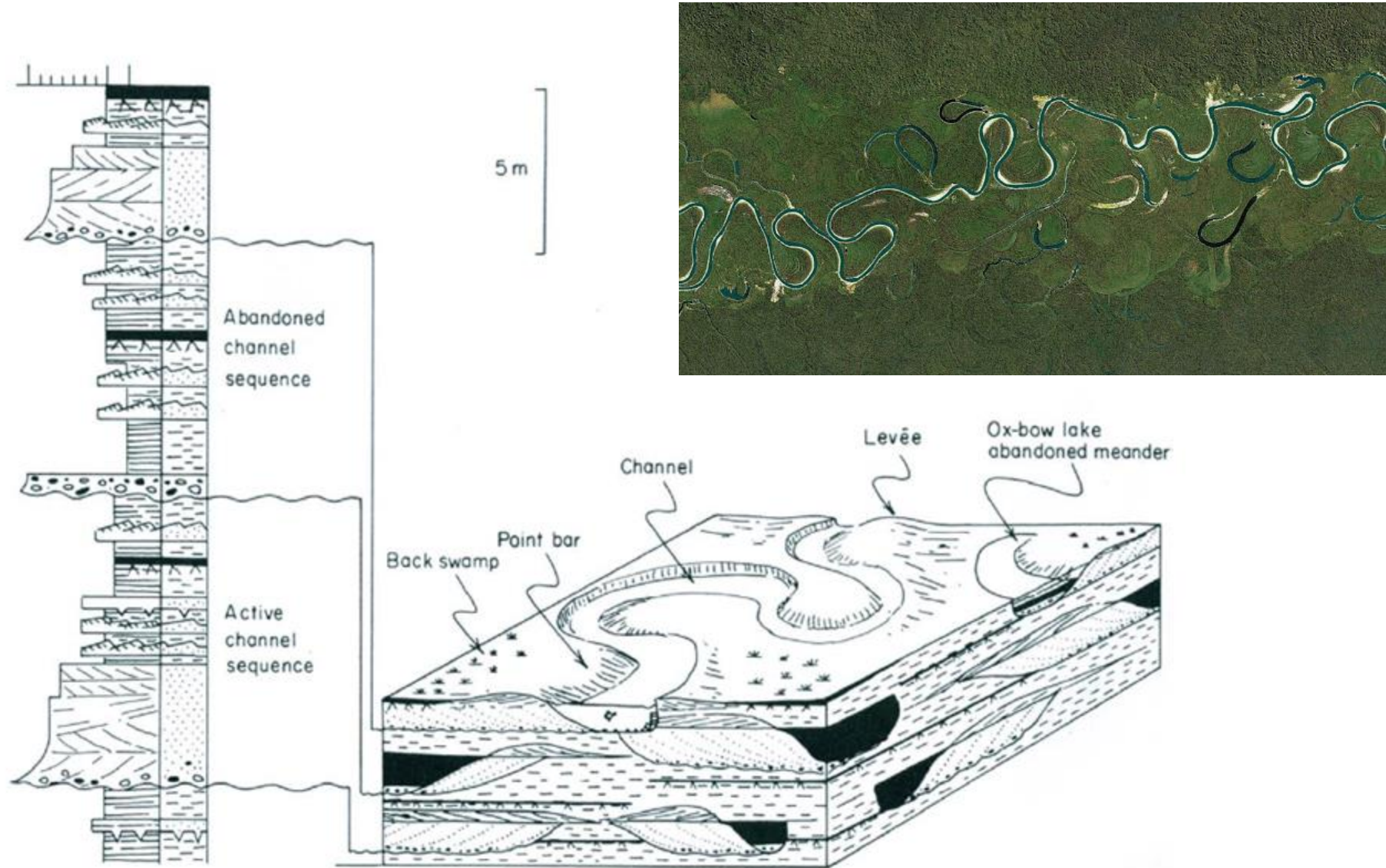


Fig. 3.6. Fisiografía y depósitos de una planicie aluvial cortada por meandros. Tomado de Selley (2000).







Un río trenzado o de corrientes entrelazadas es un río que tiene un cauce que consiste en una red de canales separados por bancos y a veces también pequeñas islas

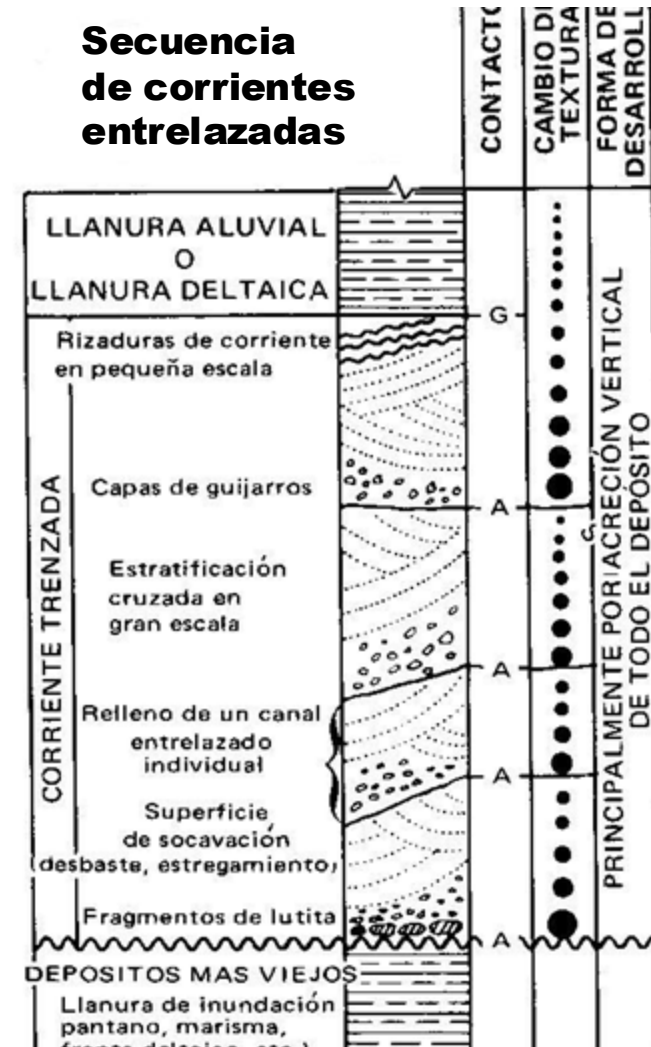
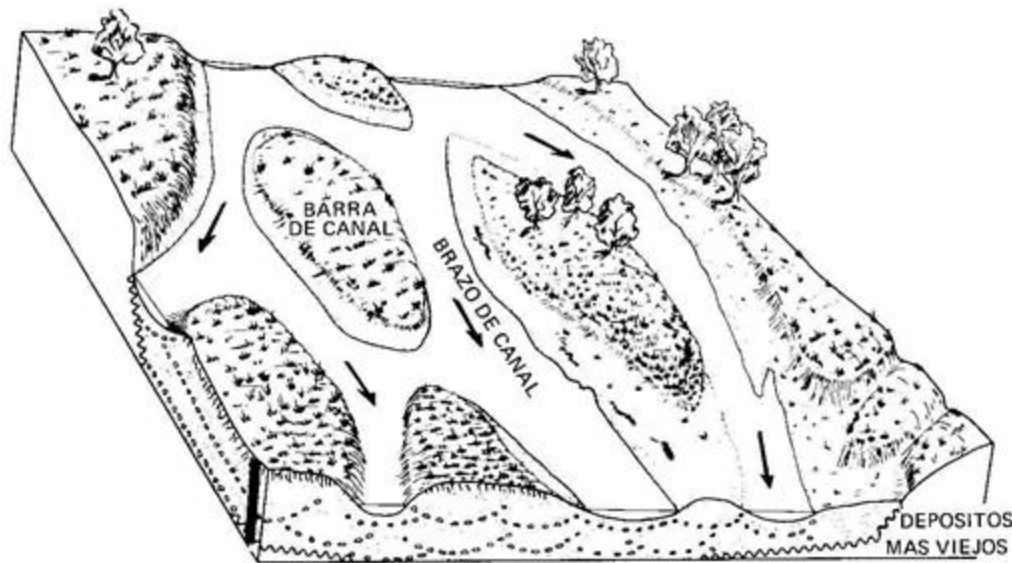


Fig. 3.8. Características de los depósitos de un río de corrientes entrelazadas . (Modificado de Swanson, 1976)



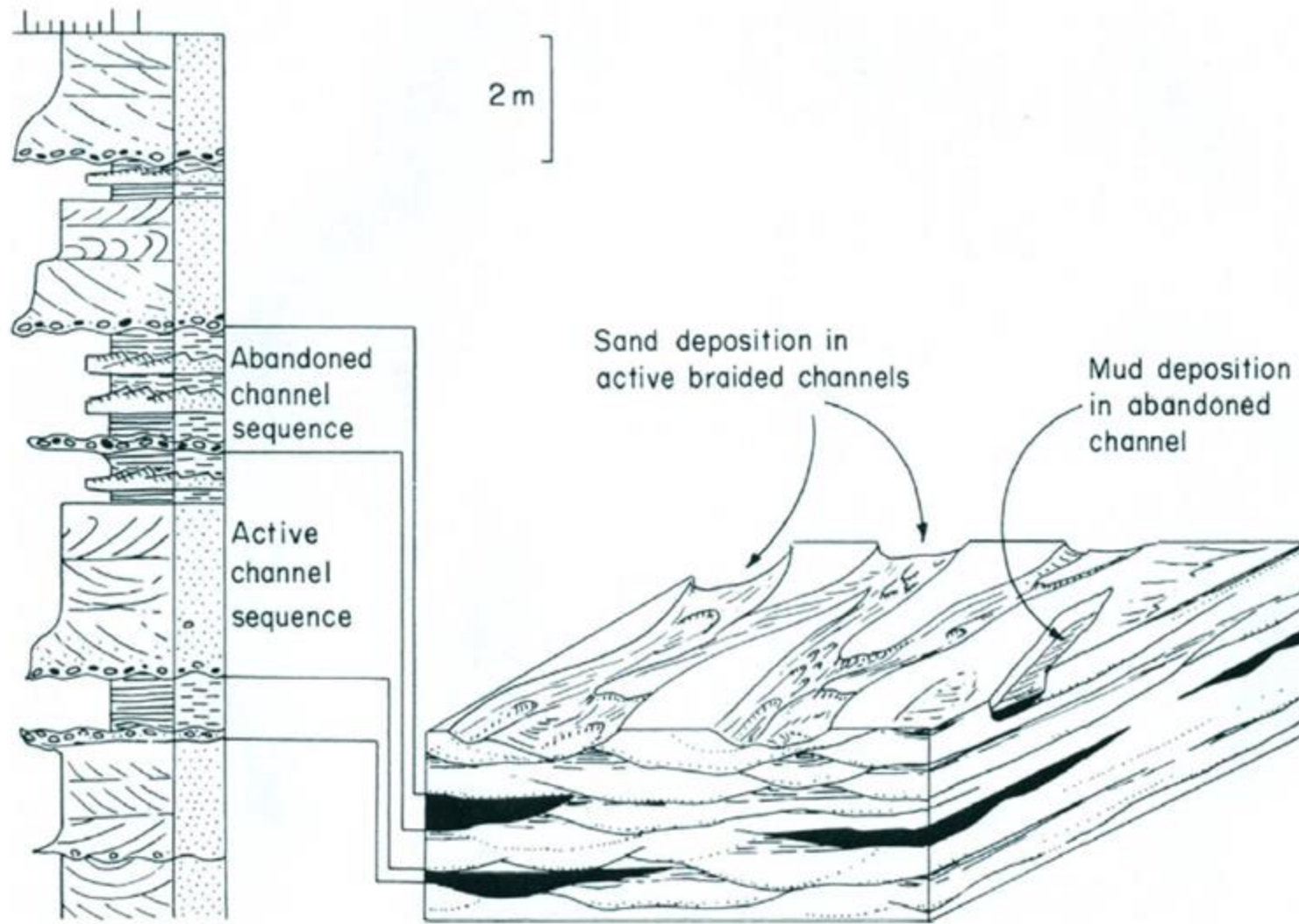


Fig. 3.9. Fisiografía y depósitos de un río de orientes entrelazadas. Tomado de Selley (2000).



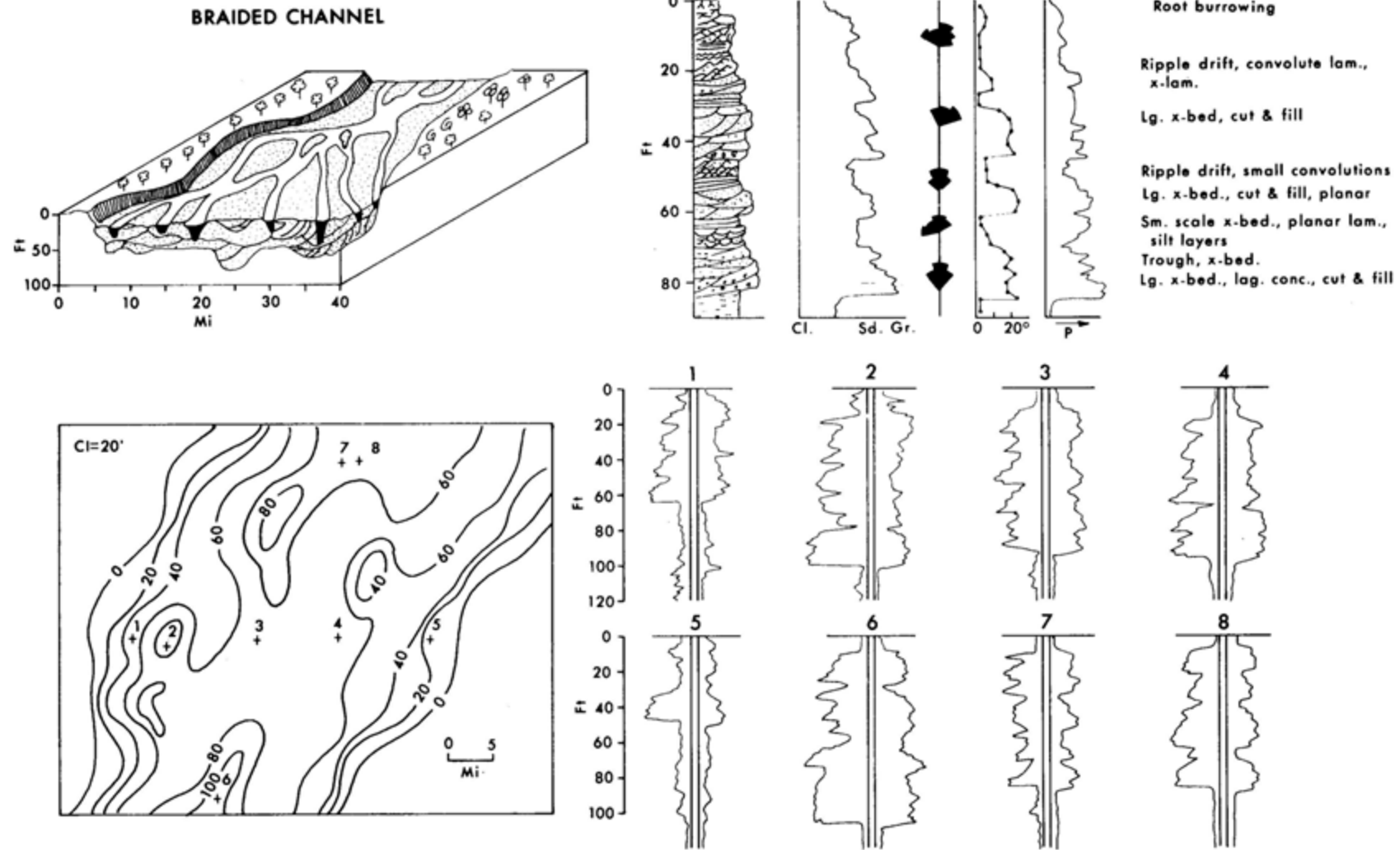


Fig. 3.10. Distribución de litofacies y electrofacies en depósitos de ríos entrelazados. (Tomado de AAPG, 1982)





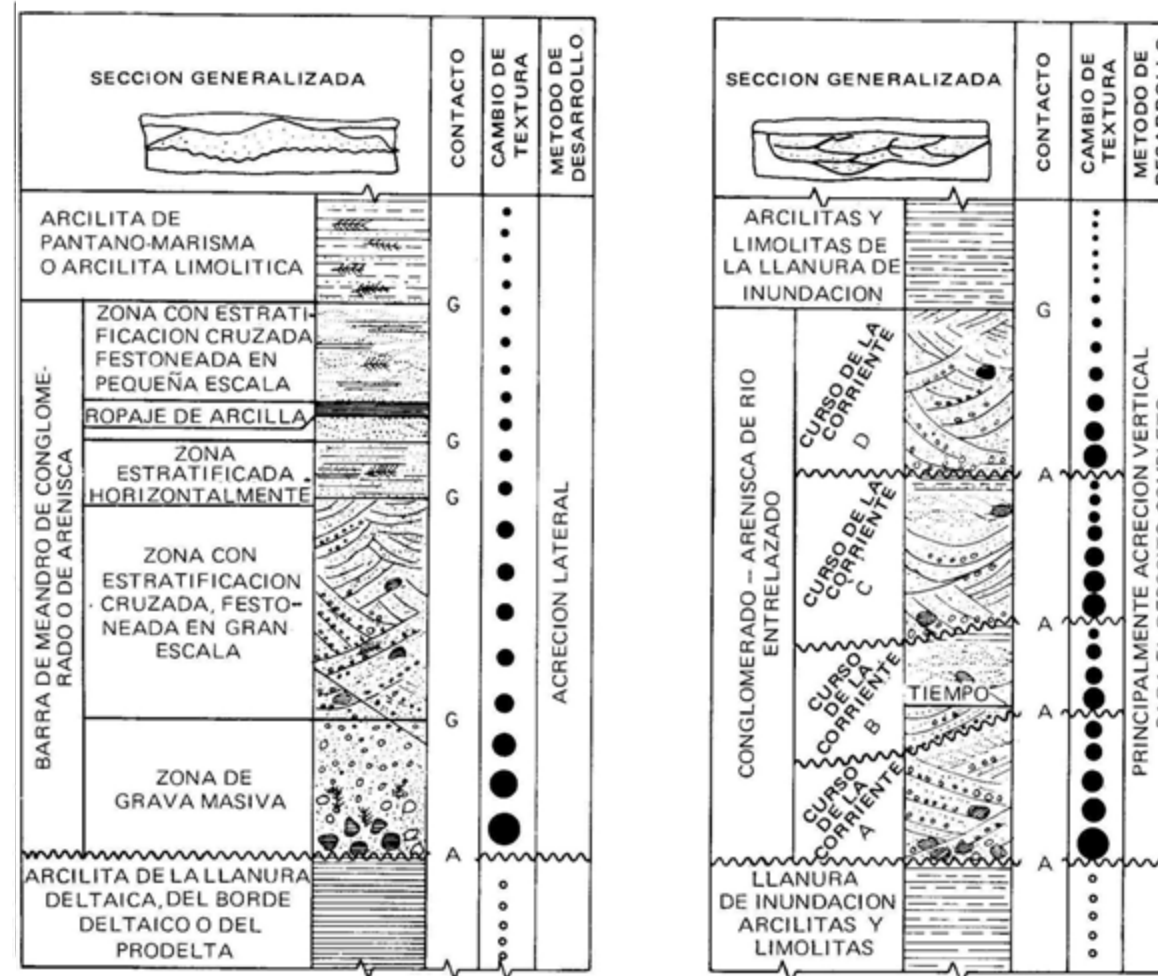


Fig. 3.11. Comparación entre depósitos de barras de corrientes meandriformes (izquierda) y barras de ríos de corrientes entrelazadas (derecha). (Modificado de Swanson, 1976)



## **SUPERFICIES CLAVES EN VALLES INCISOS Y AREAS INTERFLUVIALES**

- **Superficies de discontinuidad erosivas (discordancias) o límite de secuencia (SB):**
  - **en el valle inciso**
  - **en la zona de interfluvio o entre valles**
- **Superficie de inundación inicial o superficie de transgresión (TS)**
- **Superficie de máxima transgresión (MFS)**



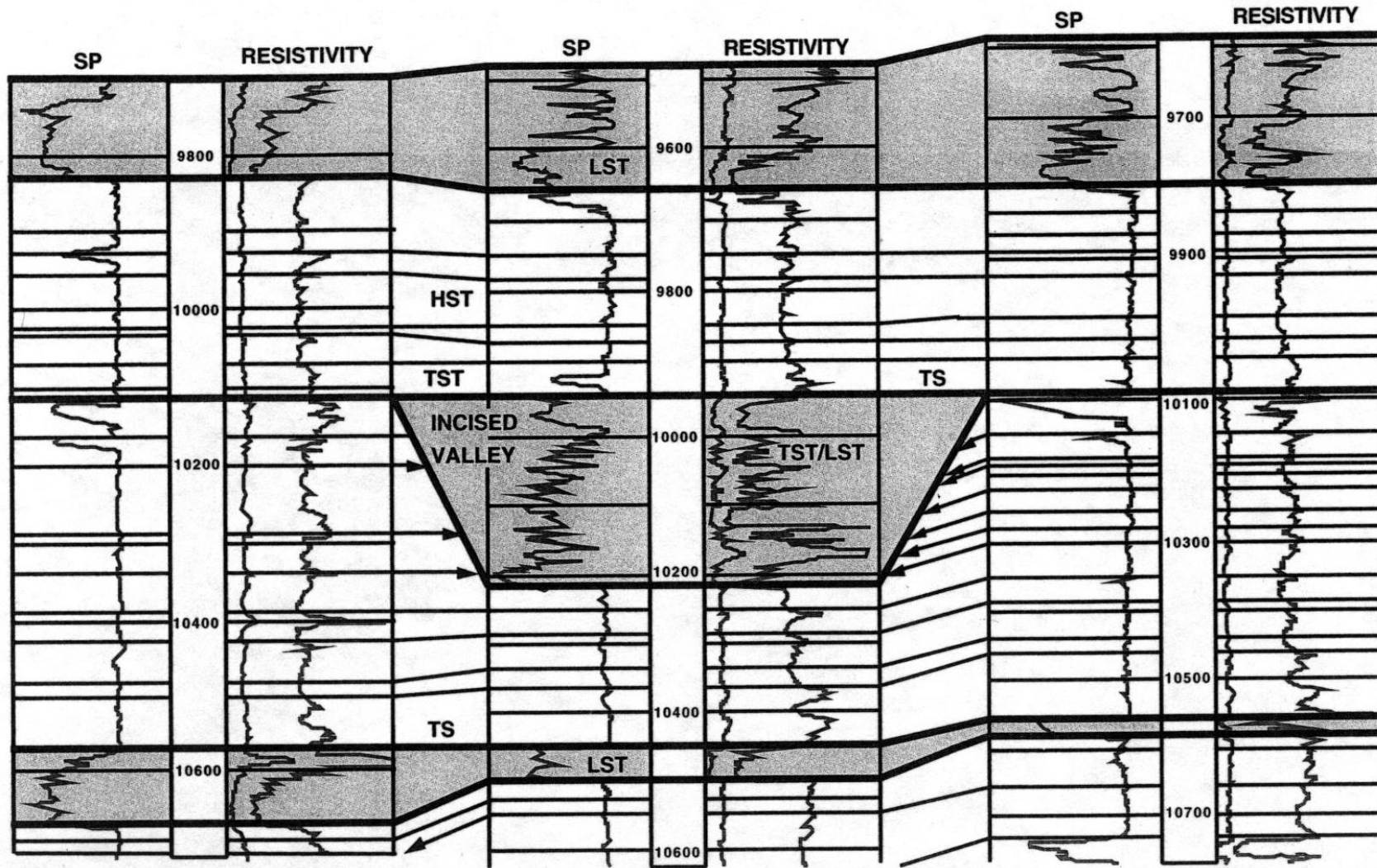


Fig. 3.12. Ejemplo de valle inciso en el Mioceno de Lousiana (Van Wagoner *et al.* 1990). La base del valle es un limite de secuencia discordante, mientras que los interfluvios adyacentes al valle forman un límite de secuencia concordante. El límite de secuencia en el interfluvio se sobrepone con la superficie transgresiva y es suprayacido por depósitos marinos.





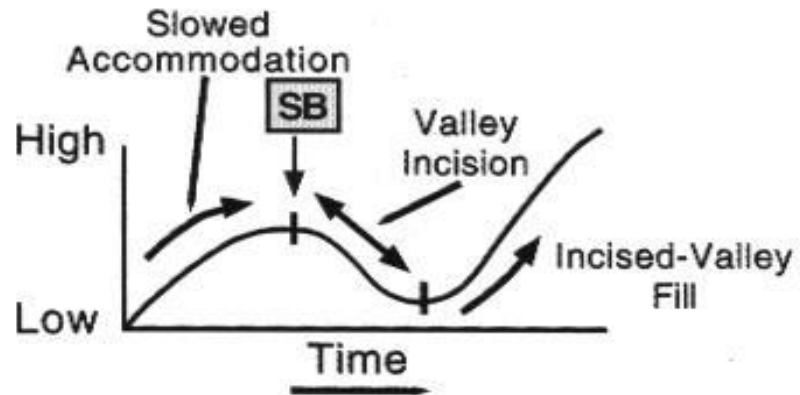
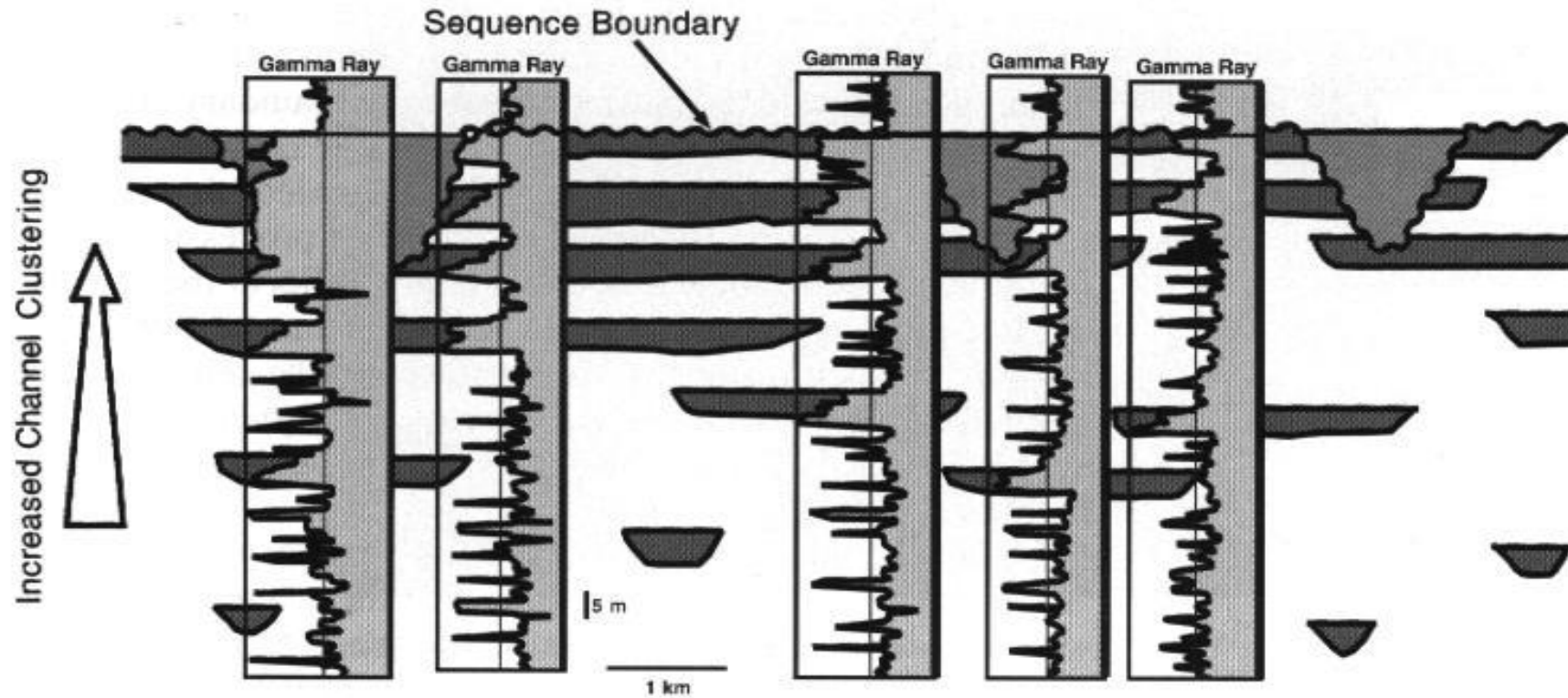


Fig. 3.13. descripción esquemática basada en observaciones de afloramientos que ilustra los cambios en el agrupamiento de canales en función de un aumento en la expansión lateral de la faja de meandros, debido a tasas más lentas de nueva acomodación justo antes de la formación del límite de secuencia. Esto es más probable que adjudicarlo al aumento de la tasa de avulsión, la cual parece ser la causa del agrupamiento de canales durante los tiempos finales del sistema de nivel alto. (Tomado de Posamentier and Allen, 1999)





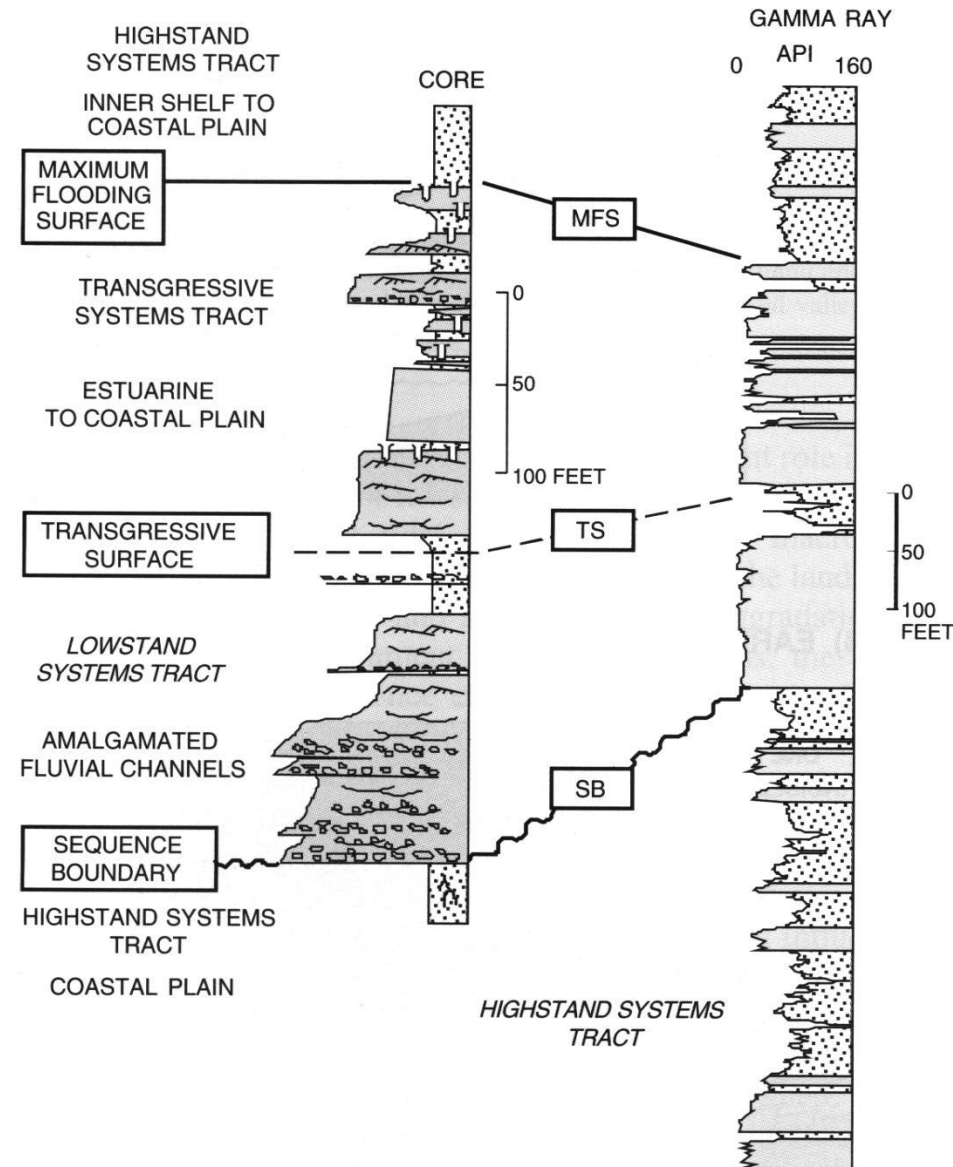


Fig. 3.14. Facies sedimentarias en depósitos fluviales de nivel bajo en Colombia. La parte inferior del núcleo consiste de sedimentos lutíticos de la planicie costera de nivel alto (highstand), los cuales son erosionalmente suprayacidos por una sección de arenas y gravas fluviales de nivel bajo (lowstand) y el correspondiente límite de secuencia. Esas arenas fueron depositadas por ríos caudalosos de baja sinuosidad, y son mucho más gruesas que aquellas infrayacentes pertenecientes a canales más sinuosos de la planicie costera de nivel alto (highstand). La superficie transgresiva puede ser observada en el núcleo como un depósito lodoso bioturbado de la planicie costera que suprayace a unas lodolitas sin bioturbación de relleno de canal. En los registros de pozo, esta superficie podría ser muy difícil de identificar. Note el incremento hacia arriba de la proporción de lutita en el sistema depositacional transgresivo. Tomado de Posamentier y Allen (1999)



Ambientes fluviales arenosos  
(cinturón de canales y barras,  
diques y abanicos de rotura)

Ambientes de humedales  
temporalmente (planicie de  
inundación, pantano de  
turba o marino marginal)

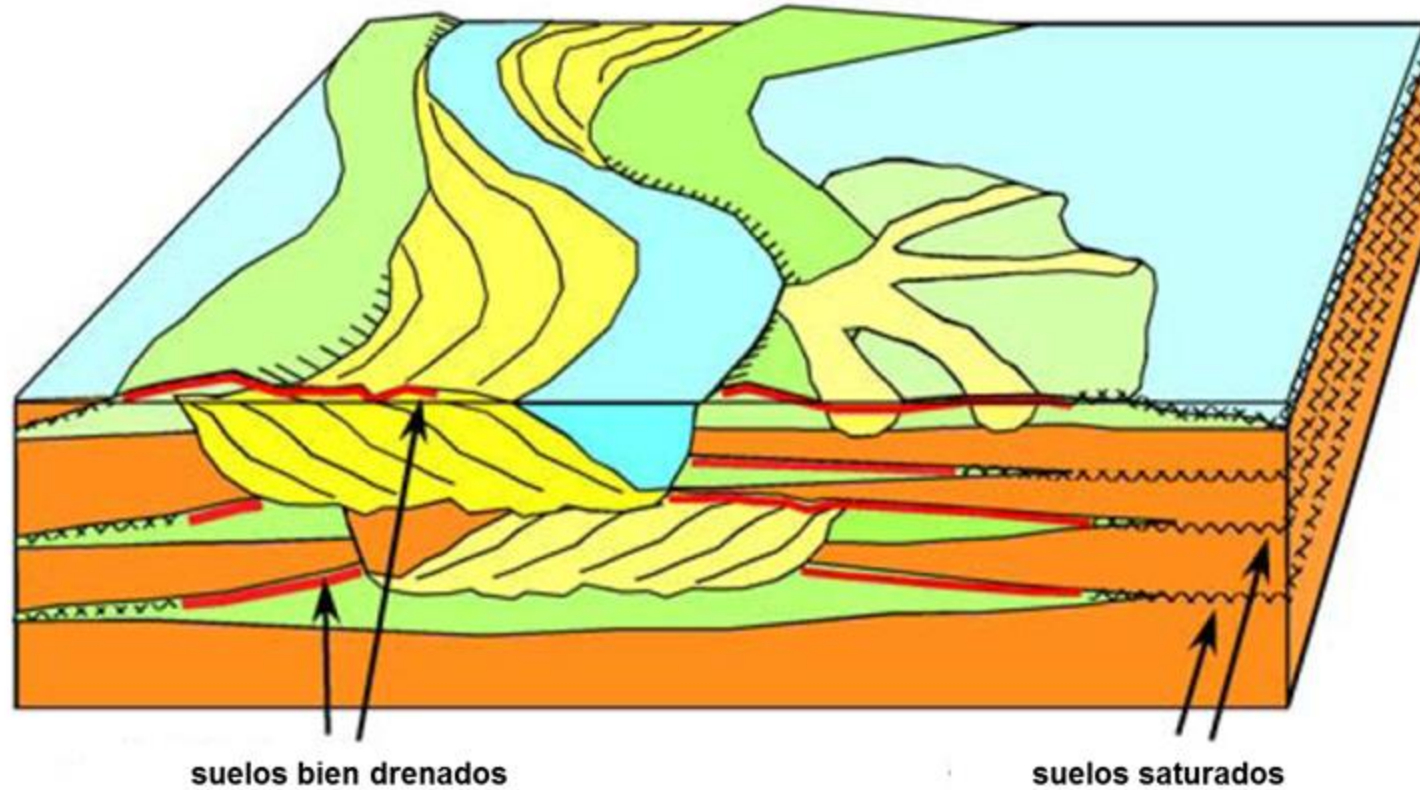


Fig. 3.15. Paleosuelos dentro del modelo de facies depositacionales fluviales. Los paleosuelos en áreas fluviales son bien drenados por la percolación de aguas de lluvia e inundaciones. La percolación de kaolinita por *iluvación* afecta la porosidad de las arenas y limos debajo del suelo. Los truncamientos laterales de los niveles de paleosuelos por migración de canales son indicativos de procesos de avulsión fluvial. Modificado de Johansen *et al.* (2004).







**A**



**B**

Fig. 3.16. Dos ejemplos de superficies de exposición subaérea representando paleosuelos. A. paleosuelo en areniscas de grano fino con mineralización de óxido de hierro al tope. B. Brecha de caliza en una superficie kárstica. Tomado de <https://strata.uga.edu/sequence/surfaces>.







Fig. 3.17. Sucesión de arenas impregnadas de hidrocarburos, con presencia de paleosuelos caoliníticos hacia el tope. Unidad D1. Las cajas miden 3 pies de largo cada una. (Tomado de Casas *et al.*, 2007)



Fig. 3.18. Sucesiones de arena de grano fino impregnada de hidrocarburos entre paleosuelos caoliníticos con raíces in situ. Las arenas son interpretadas como depósitos de abanicos de rotura. Las cajas miden 3 pies de largo cada una. (Tomado de Casas *et al.*, 2007)



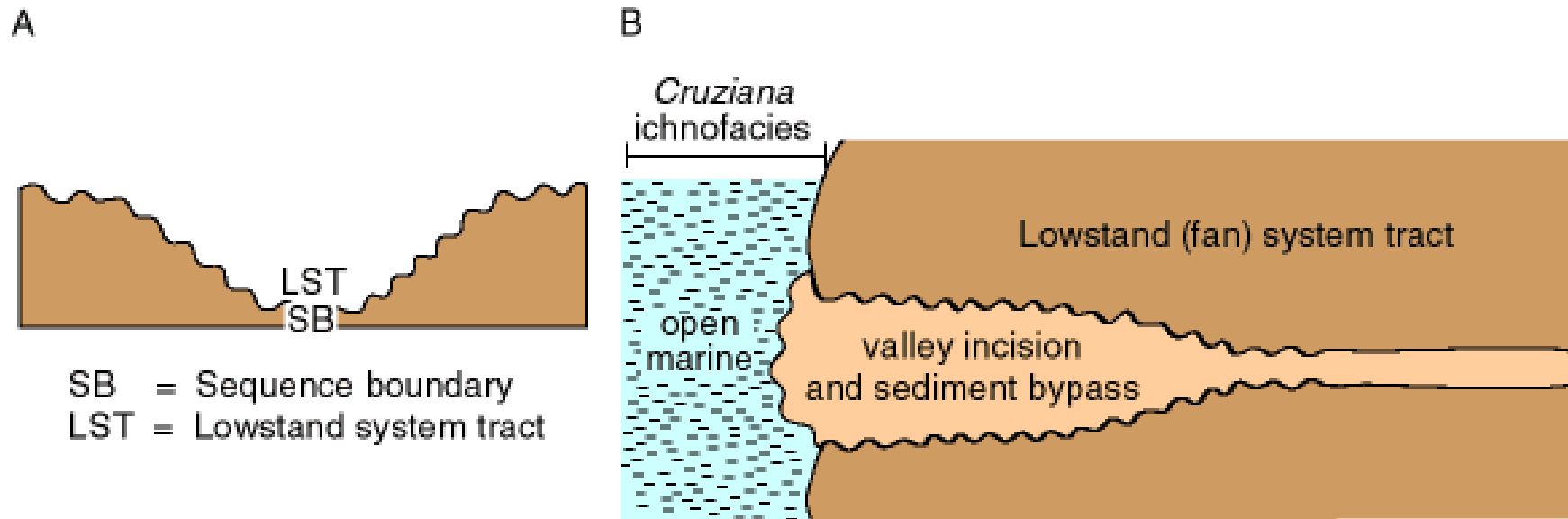


Fig. 3.19. Modelo de ichnofacies para un sistema de nivel bajo (LST) en un valle inciso. (A) Sección transversal. (B) Sección en planta. Las trazas fósiles de la ichnofacies *Cruziana* están presentes en sedimentos marino-abiertos, mientras que en el valle inciso ocurre sólo tránsito de sedimentos. (Modificado de Zaitlin *et al.*, 1994)



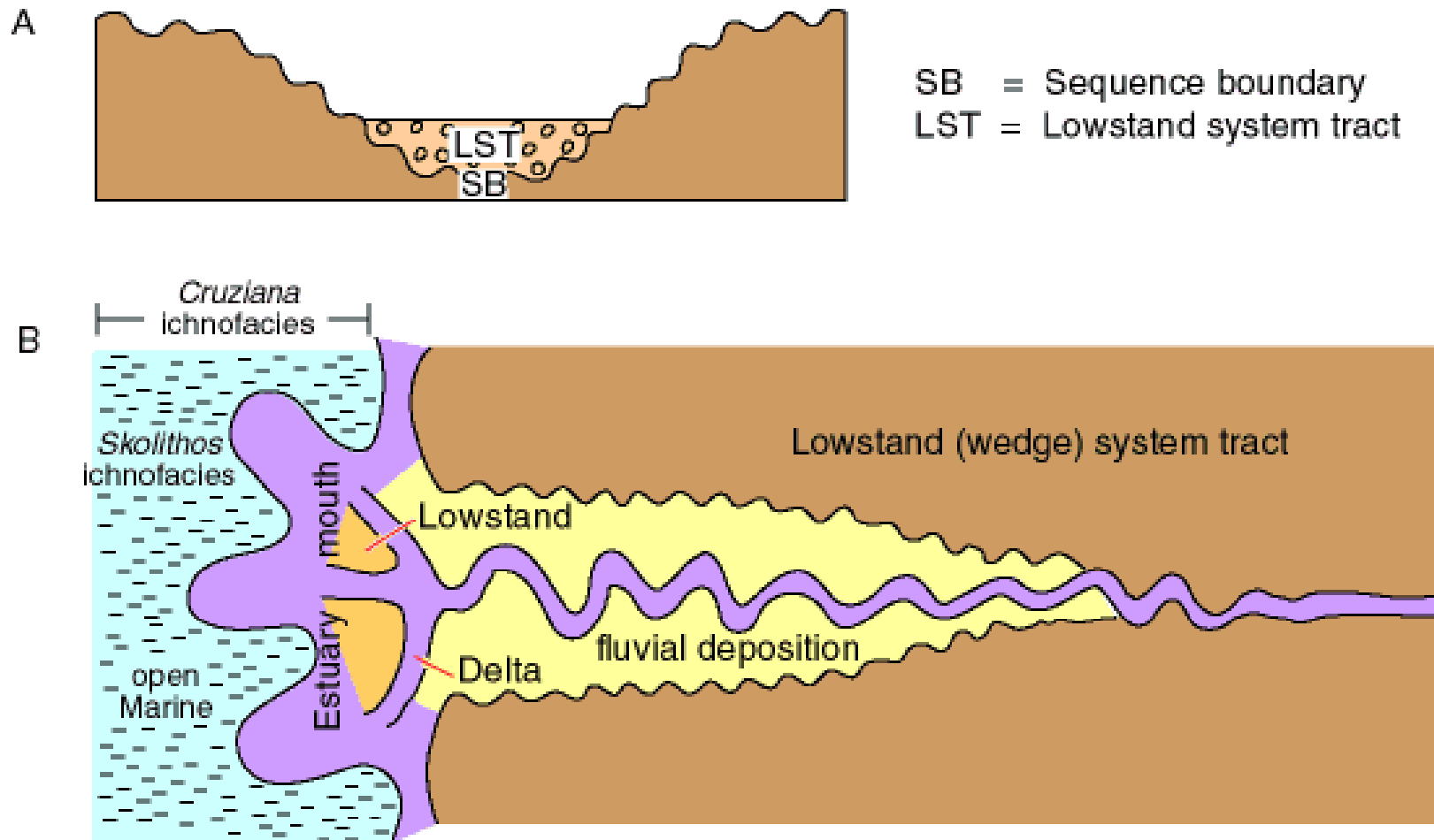


Fig. 3.20. Relleno fluvial del valle inciso. (A) Sección transversal. (B) Sección en planta. Las trazas fósiles se limitan a ambientes marino abiertos (*Cruziana*) y a zonas de alta energía en las barras de desembocadura (*Skolithos*). Modificado de Zaitlin *et al.*, (1994).



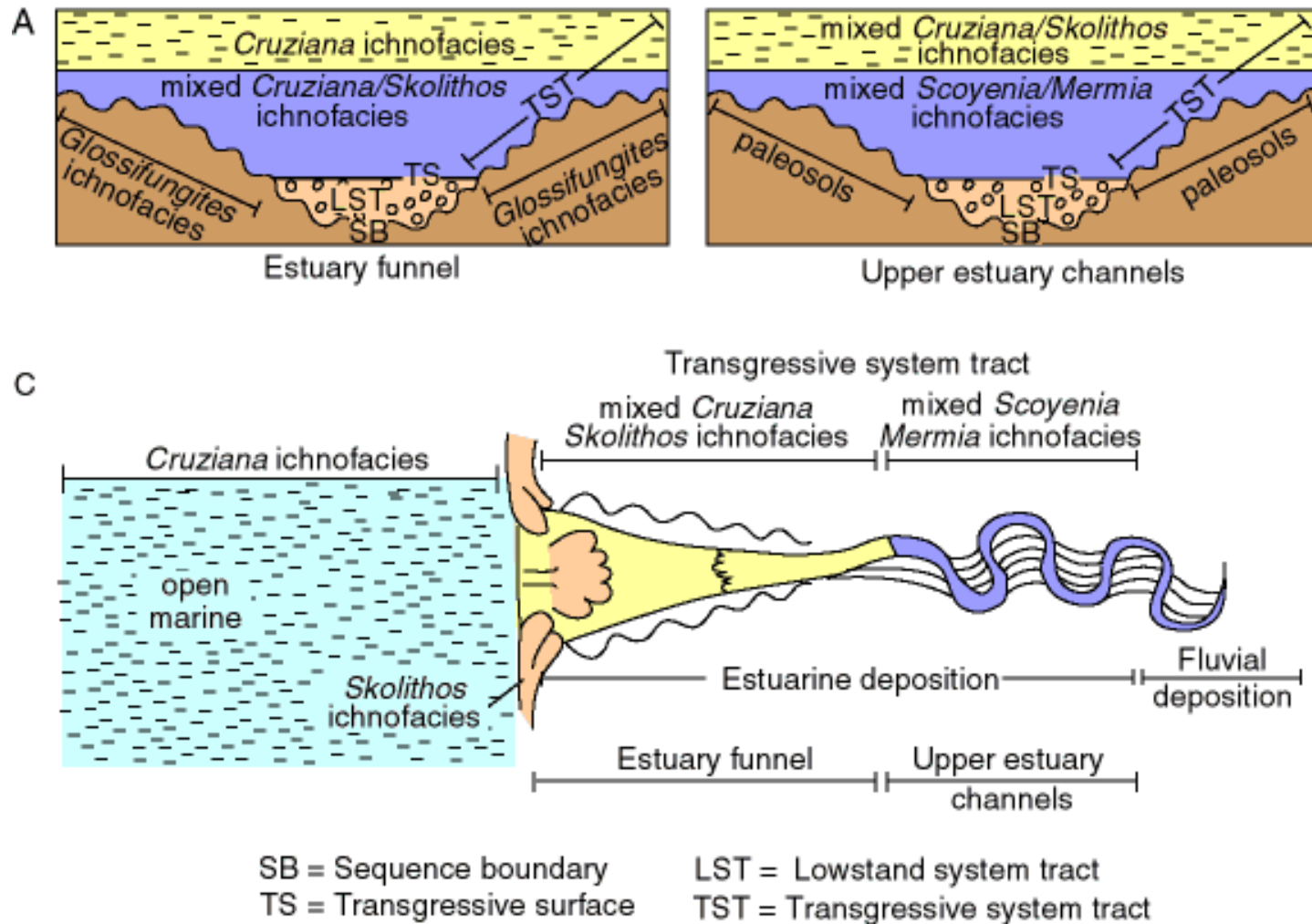


Fig. 3.21. Modelo de ichnofacies de un sistema transgresivo (TST) en un valle estuarino inciso. (A) Sección transversal del embudo del estuario; (B) la sección transversal de los canales del estuario superior; (C) vista en planta. Durante la etapa inicial, las condiciones de agua dulce coexisten con la influencia mareal en los canales del estuario superior, donde se mezclan las ichnofacies *Scoyenia* y *Mermia*. A medida que avanza la transgresión, las condiciones salobres alcanzan la parte superior del estuario y las ichnofacies *Skolithos* y *Cruziana* migran hacia tierra. Modificado de Zaitlin *et al.*, (1994).



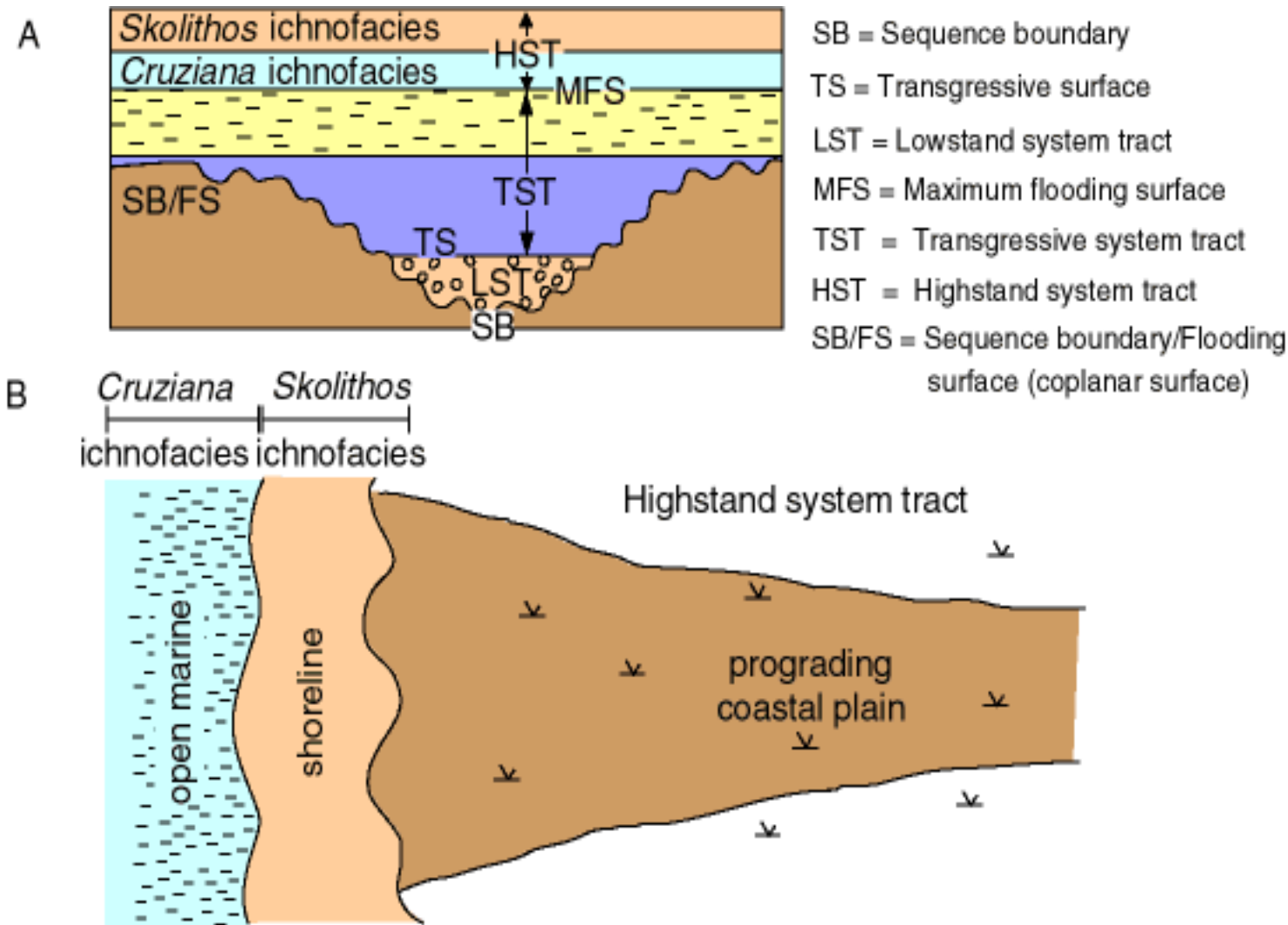


Fig. 3.22. Modelo de ichnofacies de un sistema de nivel alto (HST) en un valle estuarino inciso. (A) Sección transversal. (B) Vista en planta. Dominio de trazas fósiles marinas en la zona costera. El incremento progresivo de la energía por la progradación de la línea de costa es lo que permite el remplazo vertical de la ichnofacies *Cruziana* por la ichnofacies *Skolithos*. Modificado de Zaitlin *et al.*, (1994).





## SUMARIO DE ATRIBUTOS COMUNMENTE ASOCIADOS CON POZOS QUE PENETRAN CANALES O RELLENOS DE VALLES INCISOS

- ✓ *Expresión anómala del registro de pozo respecto a los pozos vecinos*
- ✓ *Truncamiento o ausencia de marcadores “regionales” en los registros de pozo*
- ✓ *Conjunto de trazas fósiles anómalo (comúnmente restringido) respecto a los pozos vecinos*
- ✓ *Alta producción anómala de gas/petróleo*
- ✓ *Conjunto de litofacies variable, abarcando desde fluvial a estuarino a marino costa afuera*
- ✓ *Contacto litológico abrupto que define la base del valle*



## SUMARIO DE ATRIBUTOS COMUNMENTE ASOCIADOS CON POZOS LOCALIZADOS FUERA DE LOS RELLENOS DE VALLES INCISOS

- ✓ *Respuesta predecible y consistente del registro de pozo respecto a los pozos vecinos*
- ✓ *Marcadores de registros de pozos correlacionables regionalmente*
- ✓ *Conjunto de trazas fósiles altamente diverso y correlativo regionalmente*
- ✓ *Comparativamente baja producción de gas/petróleo*
- ✓ *Amplia distribución de facies de anteplaya inferior (lower shoreface) a transición marino costa afuera*



# PRINCIPALES MODELOS SEDIMENTARIOS CLÁSTICOS

**Caracterización y reconocimiento de los principales  
modelos sedimentarios deltaicos**



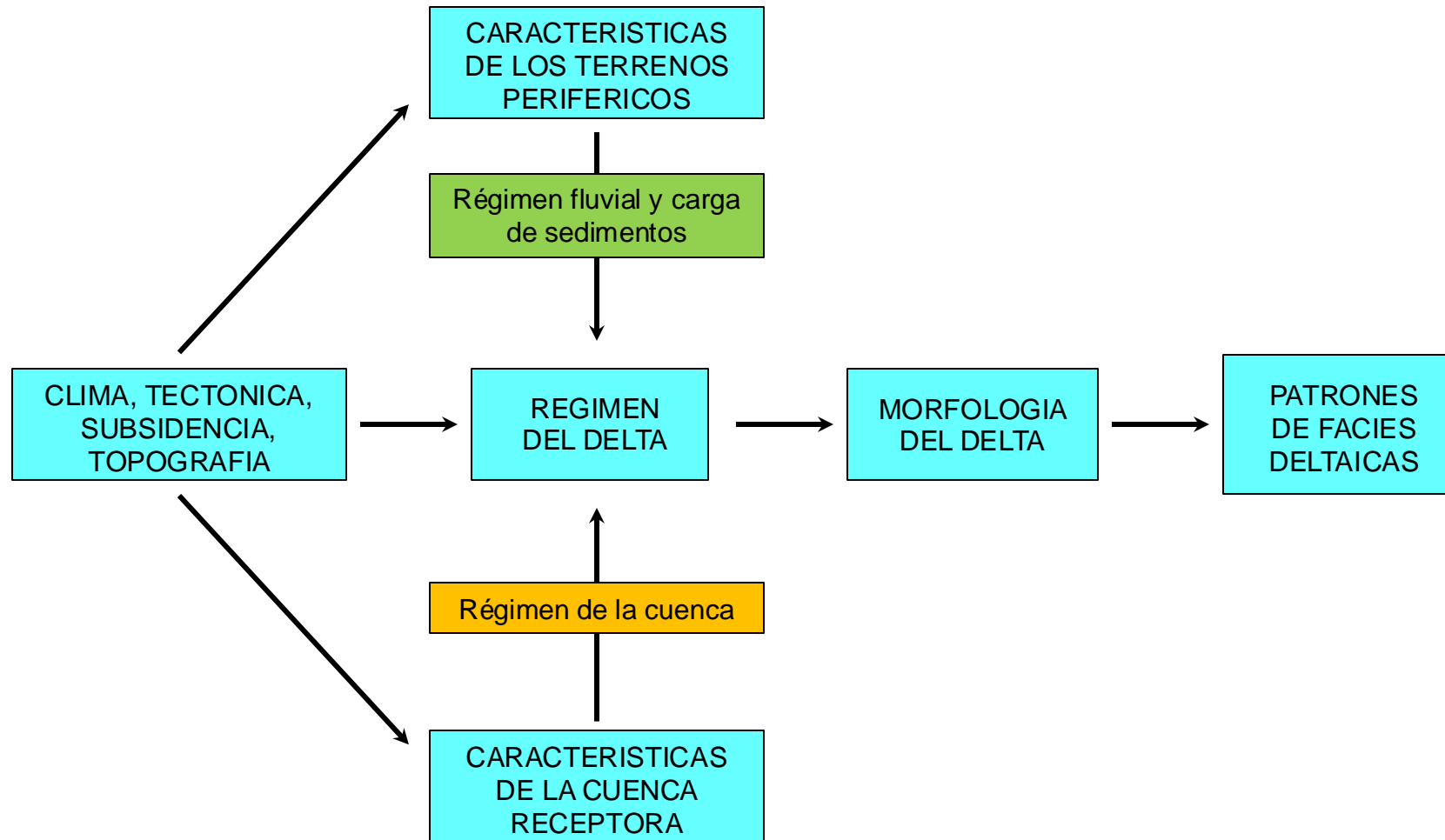


Fig. 3.23. Controles sobre la depositación deltáica (Modificado de Reading, 1989)





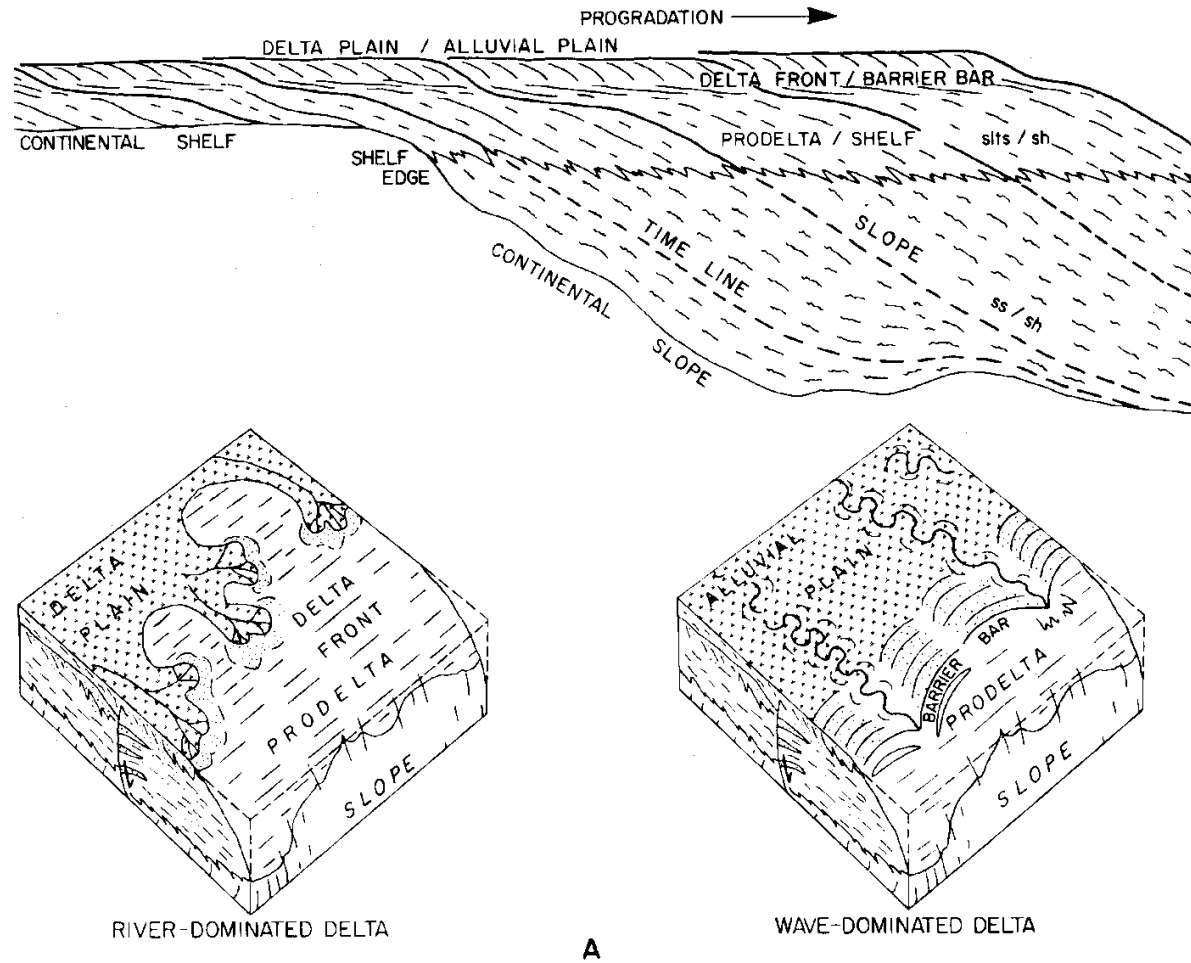


Fig. 3.24. Modelo depositacional deltáico mostrando la distribución de facies reservorio. Arriba se presenta un corte esquemático del sistema deltáico progradante. Abajo, las vistas en planta de los deltas dominados por ríos y por oleaje, demuestra las variaciones en la distribución lateral de los cuerpos de arena (potenciales reservorios). (Tomado de Brown and Fisher, 1977)



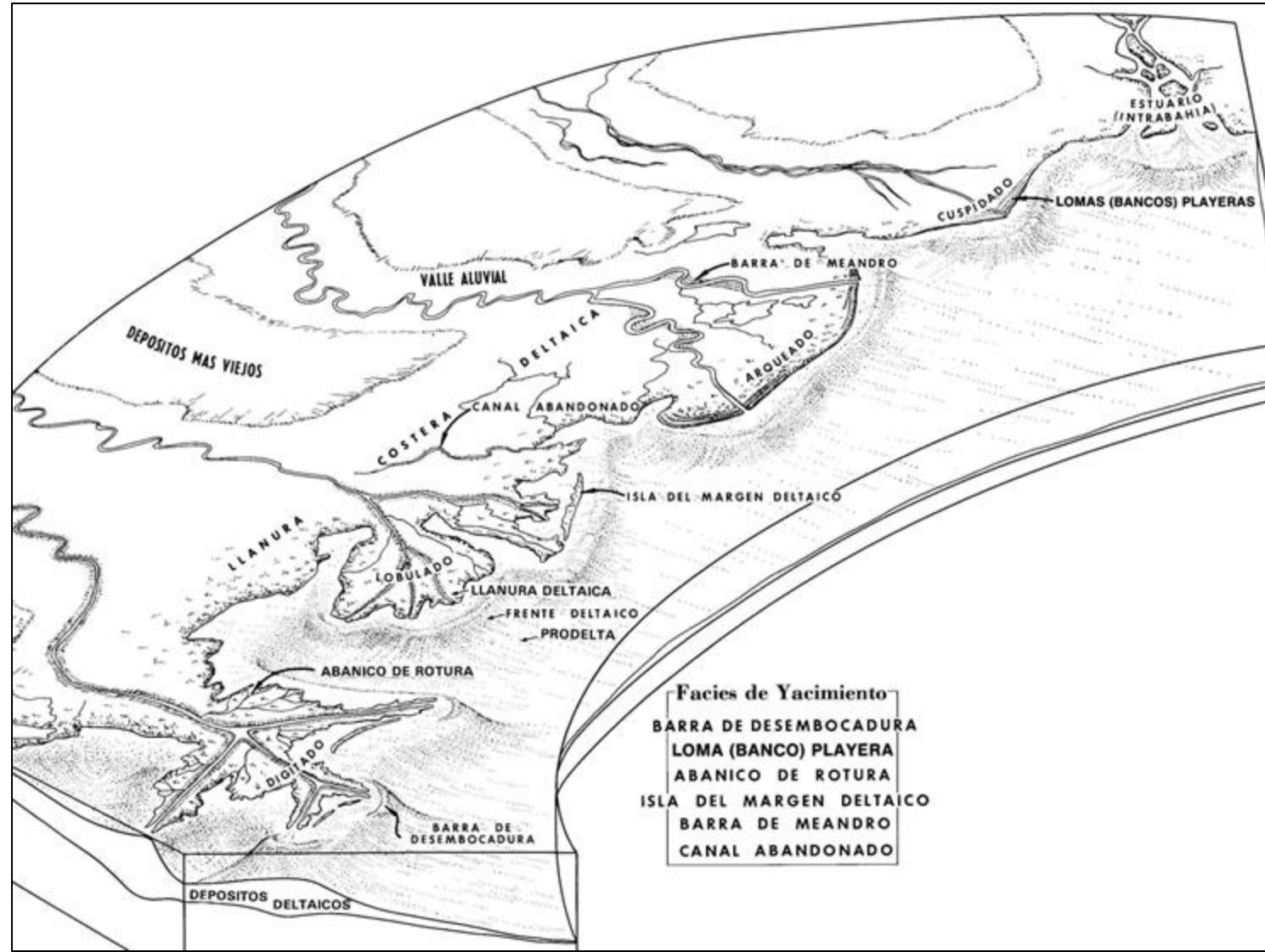


Fig. 3.25. Ilustración esquemática de la distribución de las facies y subambientes del ambiente deltáico. (Modificado de Swanson, 1976)



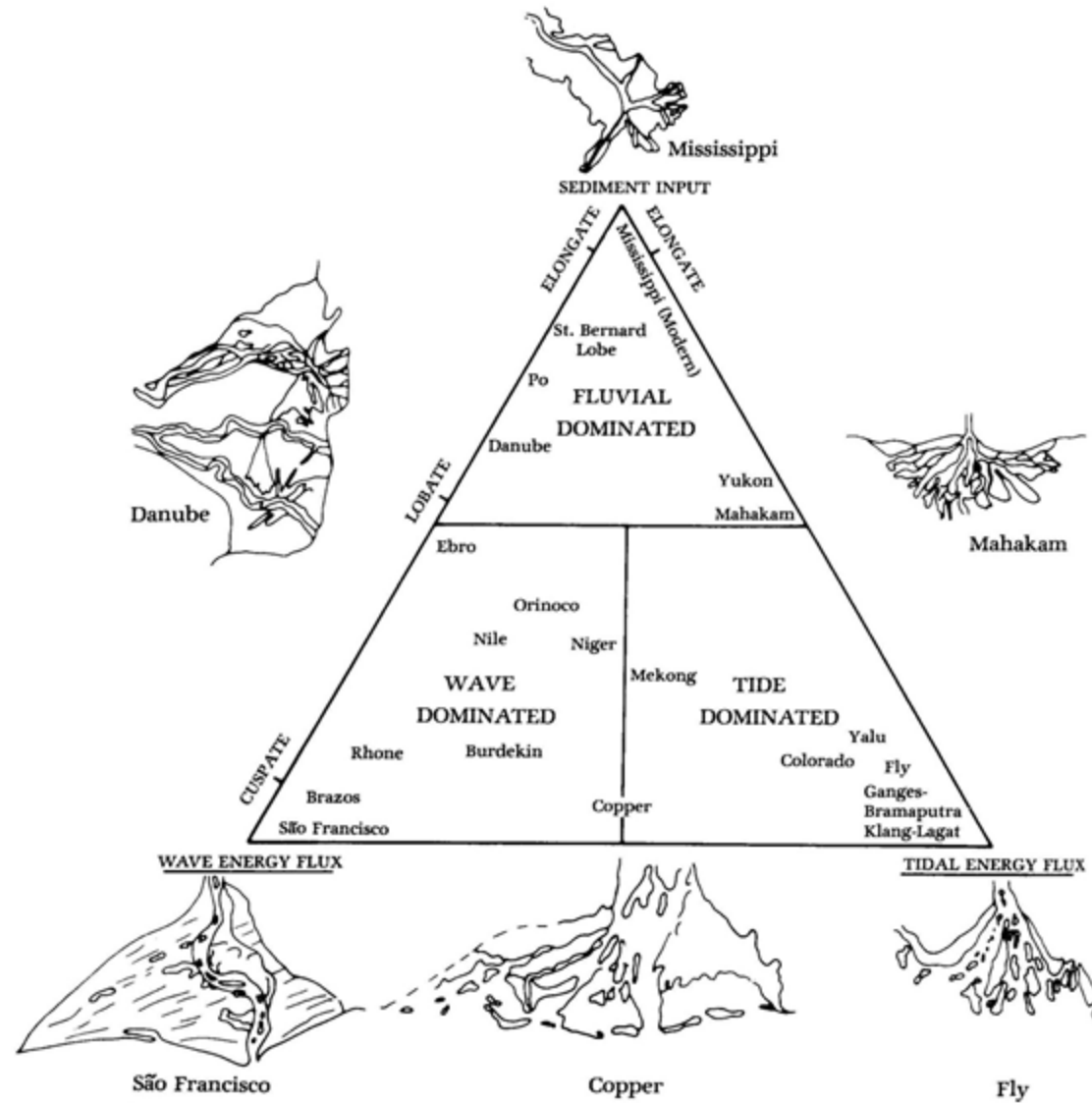


Fig. 3.26. Clasificación de los deltas. (Tomado de Klein, 1985)



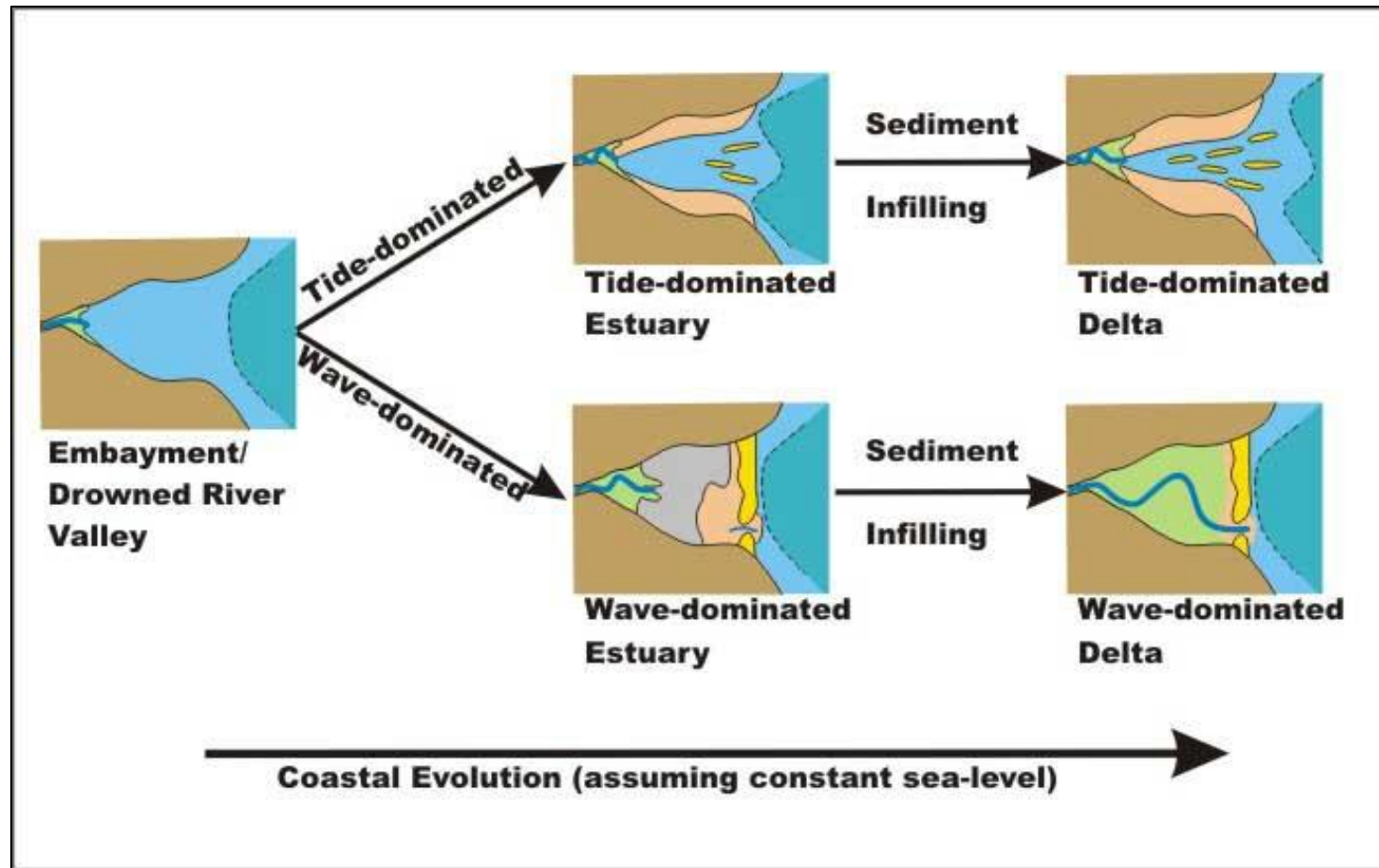


Fig. 3.27. Formación y diferencias entre estuarios y deltas estuarinos dominados por mareas y por oleaje.





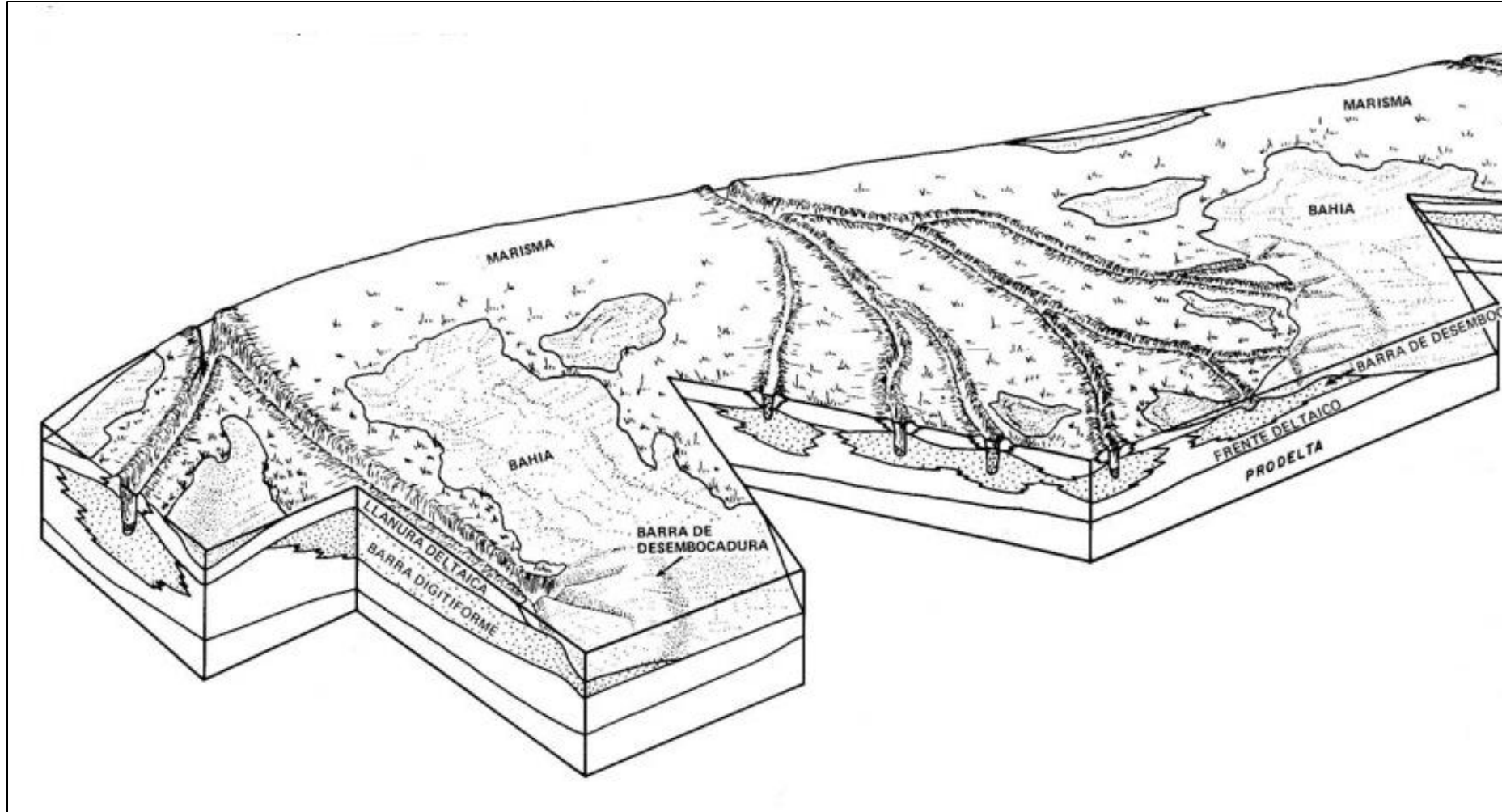
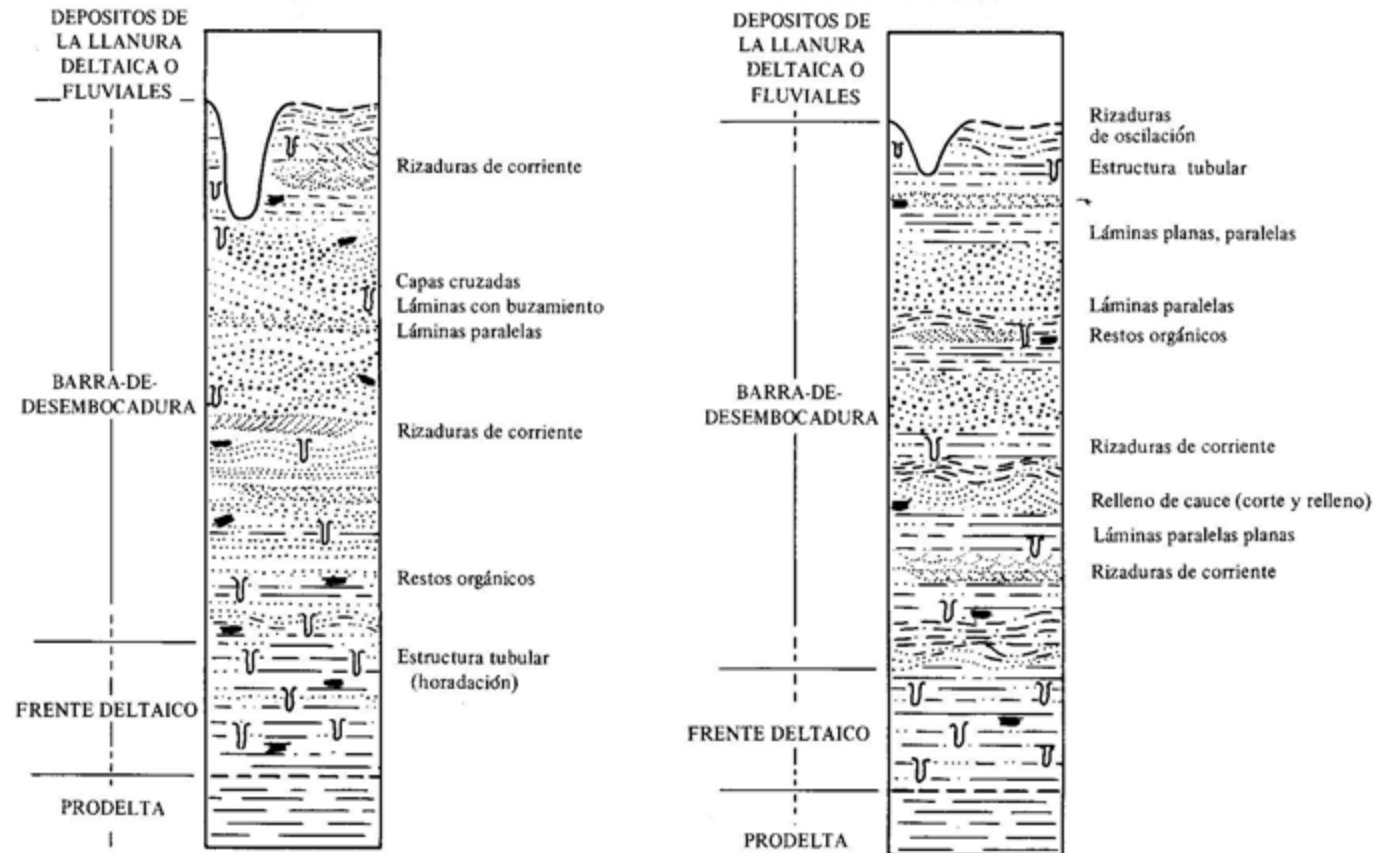


Fig. 3.28. Distribución de los procesos depositacionales y facies en el frente deltáico (I). (Tomado de Swanson, 1976)



### Secuencia de la Barra de Desembocadura



La secuencia en una barra de desembocadura registra la fase progradacional del crecimiento del delta, donde las arenas de la carga del fondo se acumulan principalmente sobre las barras subacuáticas en la desembocadura de los distribuidores. La limitación en la presencia de arena en estas barras depende de las condiciones de baja energía por corrientes litorales débiles y por la baja fluctuación de la marea. La geometría del cuerpo de arena resultante es regida por el espaciamiento de los brazos distribuidores del sistema deltaico; un espaciamiento amplio da origen a extensiones individuales en forma de dedos (barra digitiforme de arena) que subyacen a cada brazo; un espaciamiento apretado, donde las arenas de las barras de desembocadura colindan unas con otras, conduce a la formación de mantos extensos.

Los aspectos sedimentarios de las arenas de las barras de desembocadura incluyen: estratificación cruzada unidireccional buzando hacia el mar, estratificación cruzada festoneada local, laminación paralela uniforme (especialmente cerca del tope de la unidad), y restos orgánicos abundantes. Las arenas gradan hacia abajo a las arenas y arcillas limosas interestratificadas del frente deltaico (localmente horadadas o contorsionadas); la subyacente arcilla limosa del prodelta completa la base de la secuencia vertical. Los depósitos de la llanura deltaica (marisma, dique natural o barra de meandro) suprayacen a las arenas de las barras de desembocadura.

Fig. 3.29. Características de la secuencia de barra de desembocadura. (Tomado de Swanson, 1976)





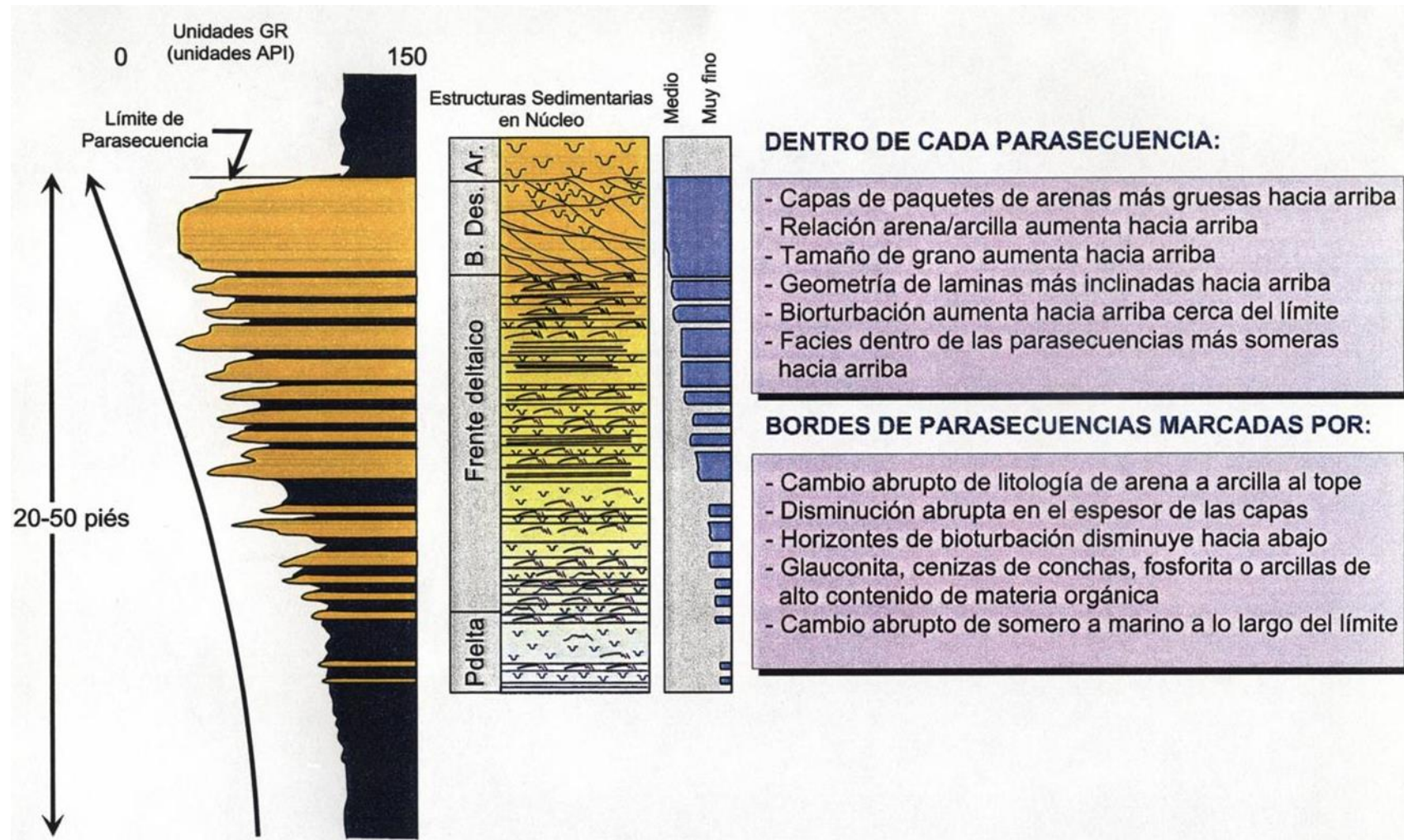


Fig. 3.30. Parasecuencia próximo-costera y sus características sedimentarias y estratigráficas, según Van Wagoner *et al.* (1990). Es una parasecuencia granocreciente típica de ambientes de frente deltaico o playa en costas dominadas por olas o ríos. (Tomado de Lugo, 1997)



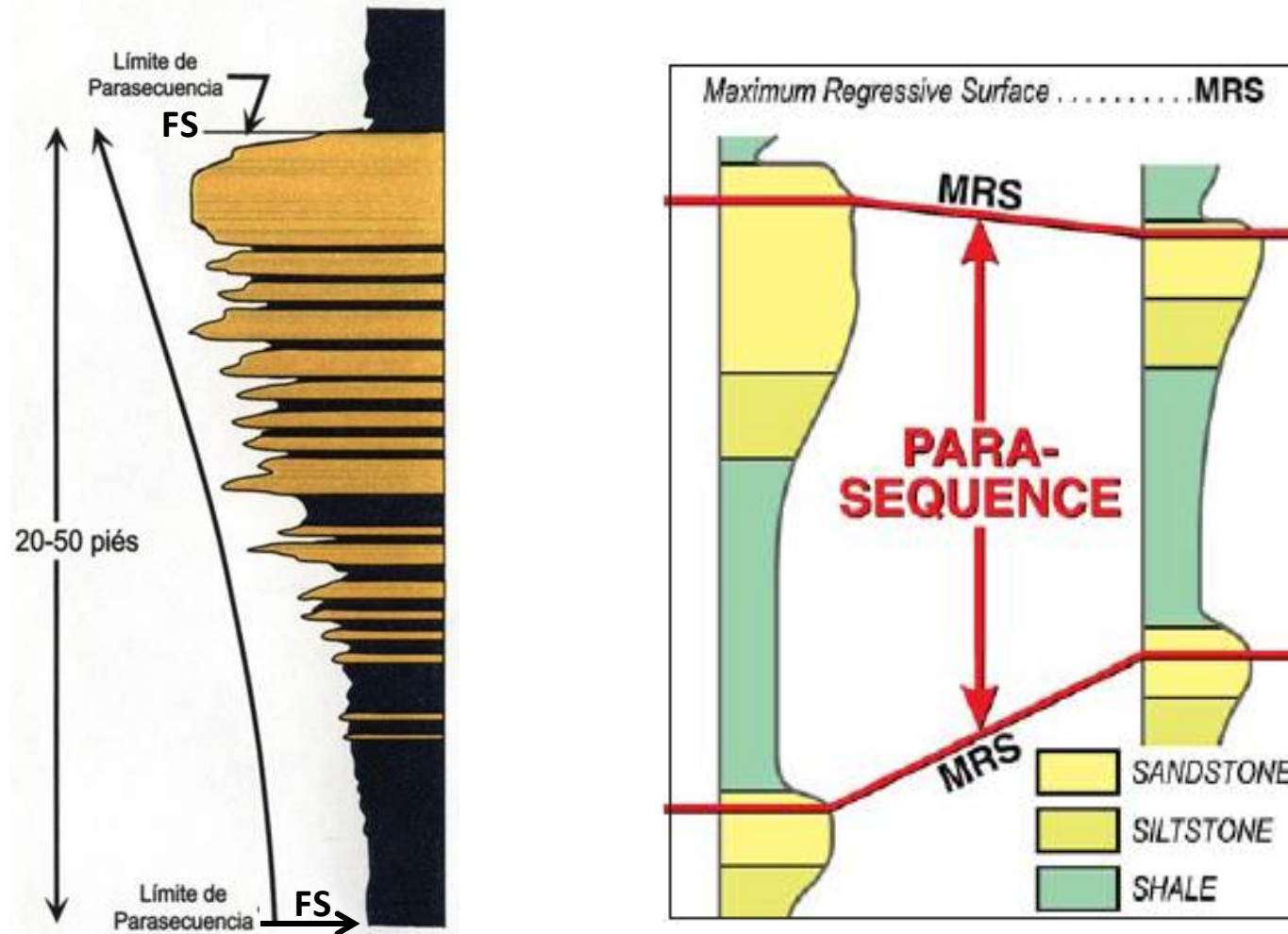


Fig. 3.31. Dos maneras de conceptualizar una parasecuencia. A la izquierda una parasecuencia según Van Wagoner *et al.* (1990), limitada por superficies de inundación (FS). A la derecha, parasecuencias limitadas por superficies de máxima regresión (MRS) como lo propone Embry (2011).





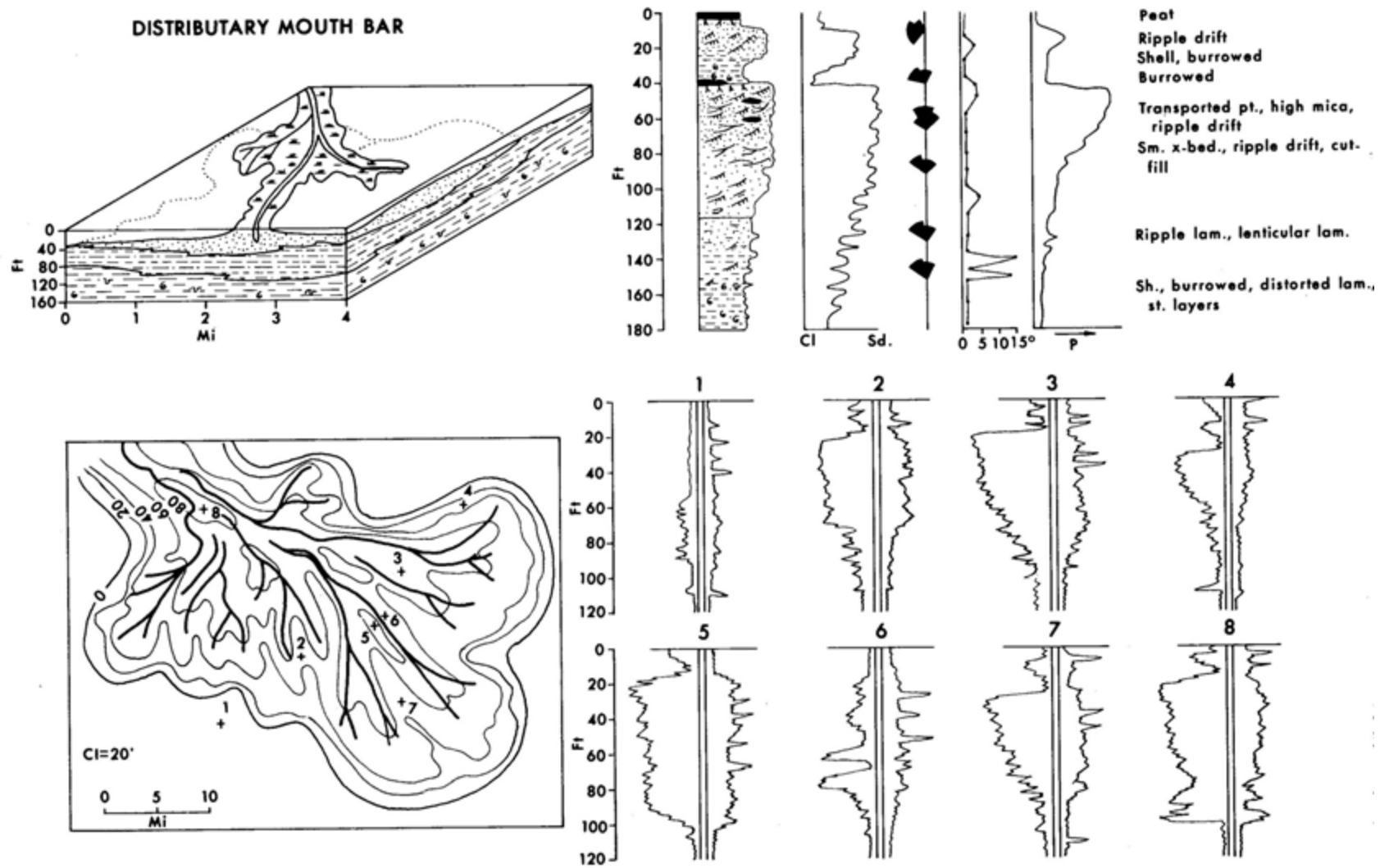


Fig. 3.32. Distribución y características de las litofacies y electrofacies de barras de desembocadura, en un delta dominado por ríos. (Tomado de AAPG, 1982)



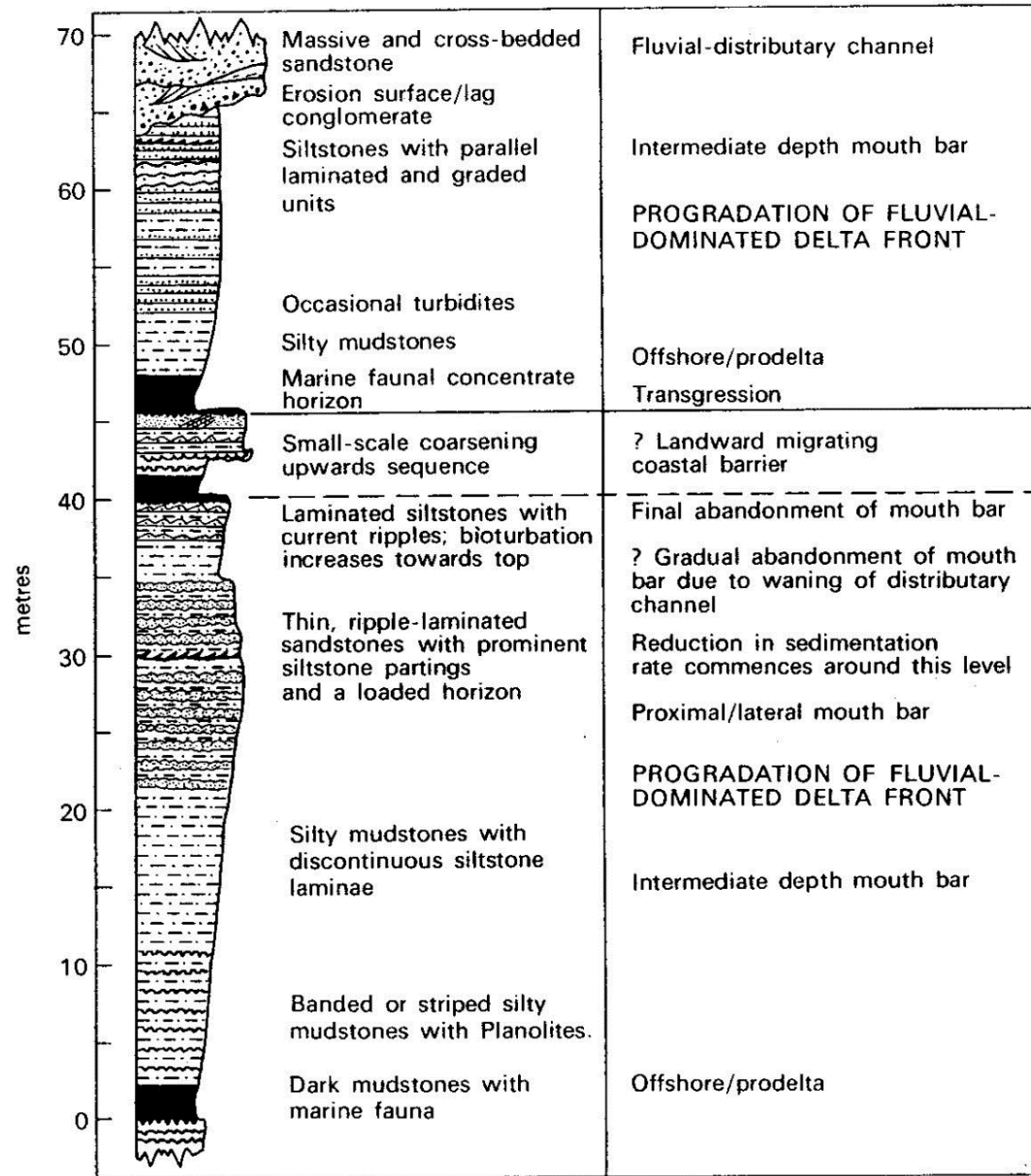


Fig. 3.33. Variaciones en secuencias de frente deltáico dominado por ríos: en la primera secuencia (0-40m) la parte superior está caracterizada por una reducción en la tasa de depositación, posiblemente relacionada a una mengua gradual del canal distributario. En la segunda secuencia (45-70m) el canal distributario corta la secuencia del frente deltáico. (Tomado de Reading, 1989)



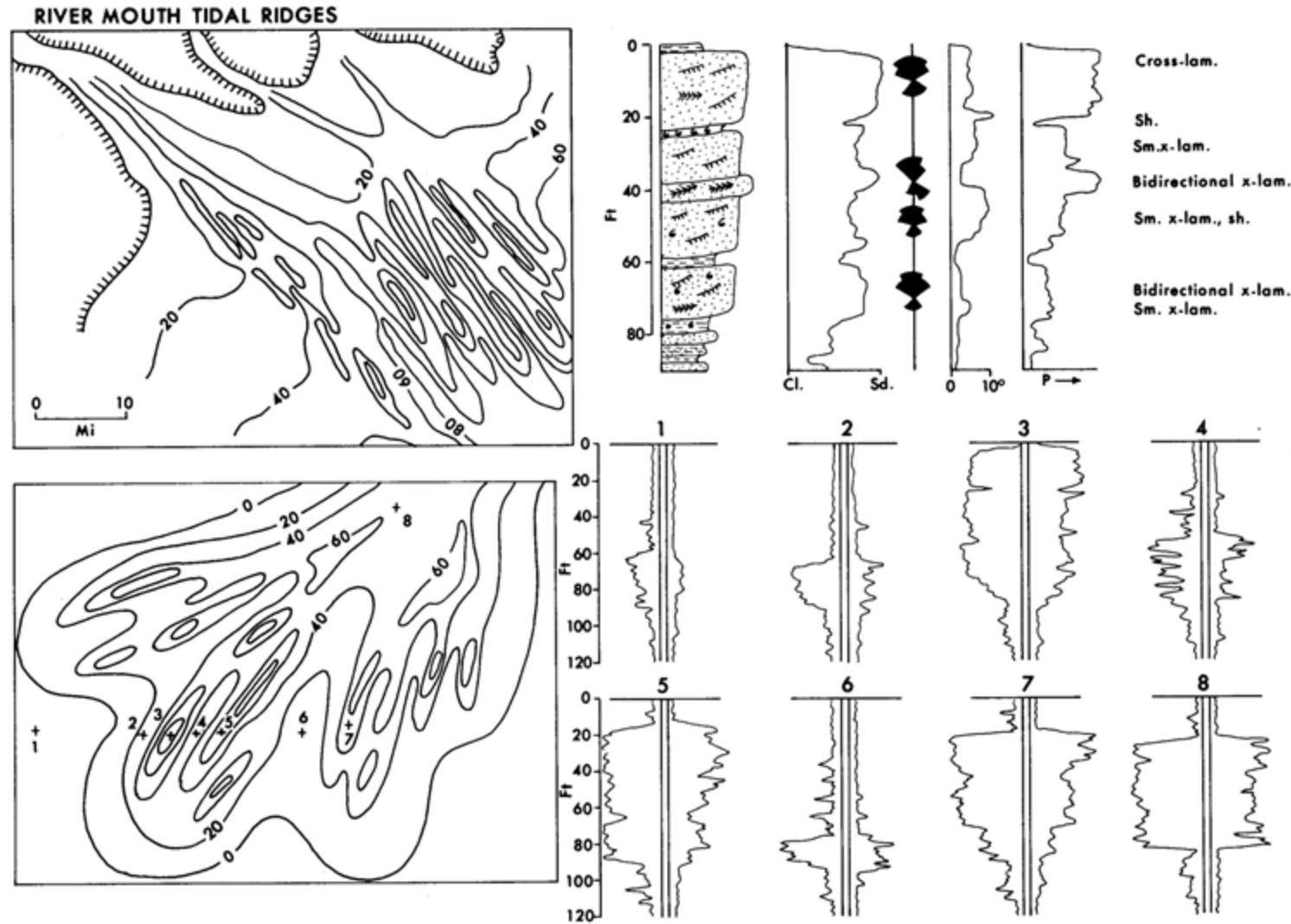


Fig. 3.34. Distribución y características de las litofacies y electrofacies de barras de desembocadura, en un delta dominado por mareas. (Tomado de AAPG, 1982)



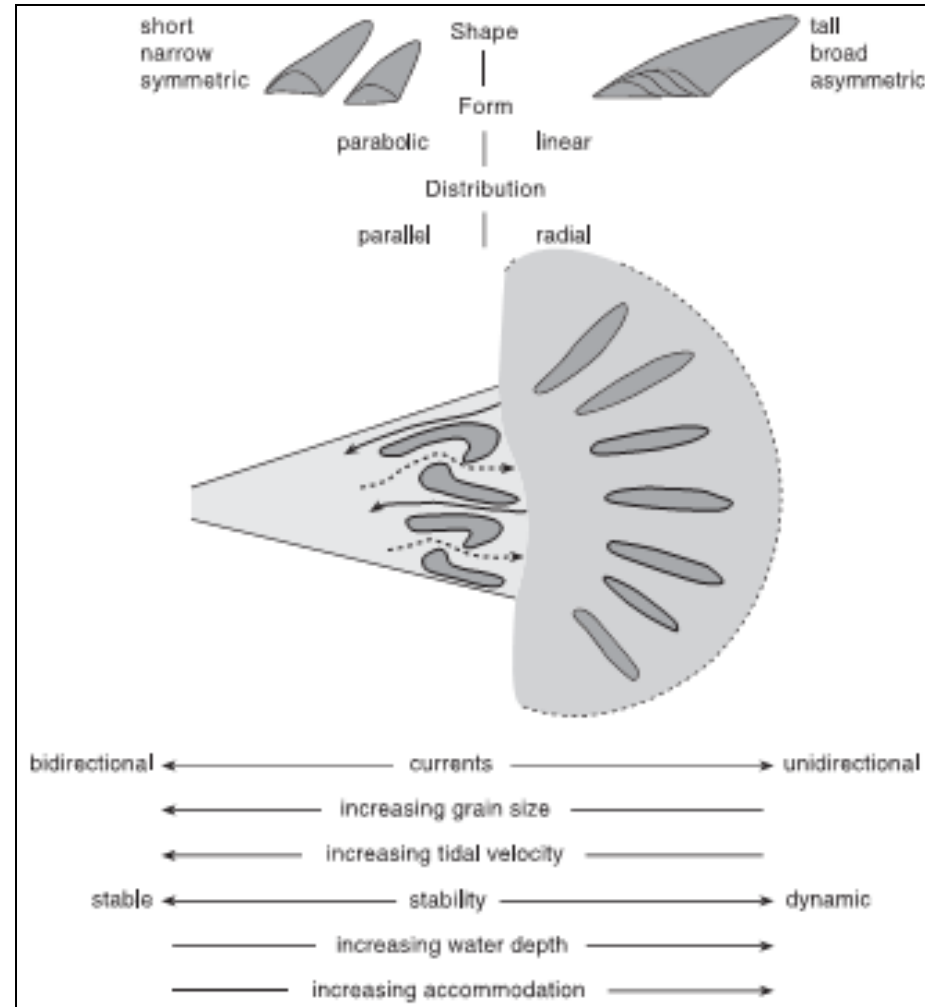


Fig. 3.35. Diagrama mostrando la variación espacial de los factores que influyen en la forma y distribución de las barras de mareas y el carácter asociado de las mismas en diferentes áreas del sistema. (Tomado de Wood, 2004)





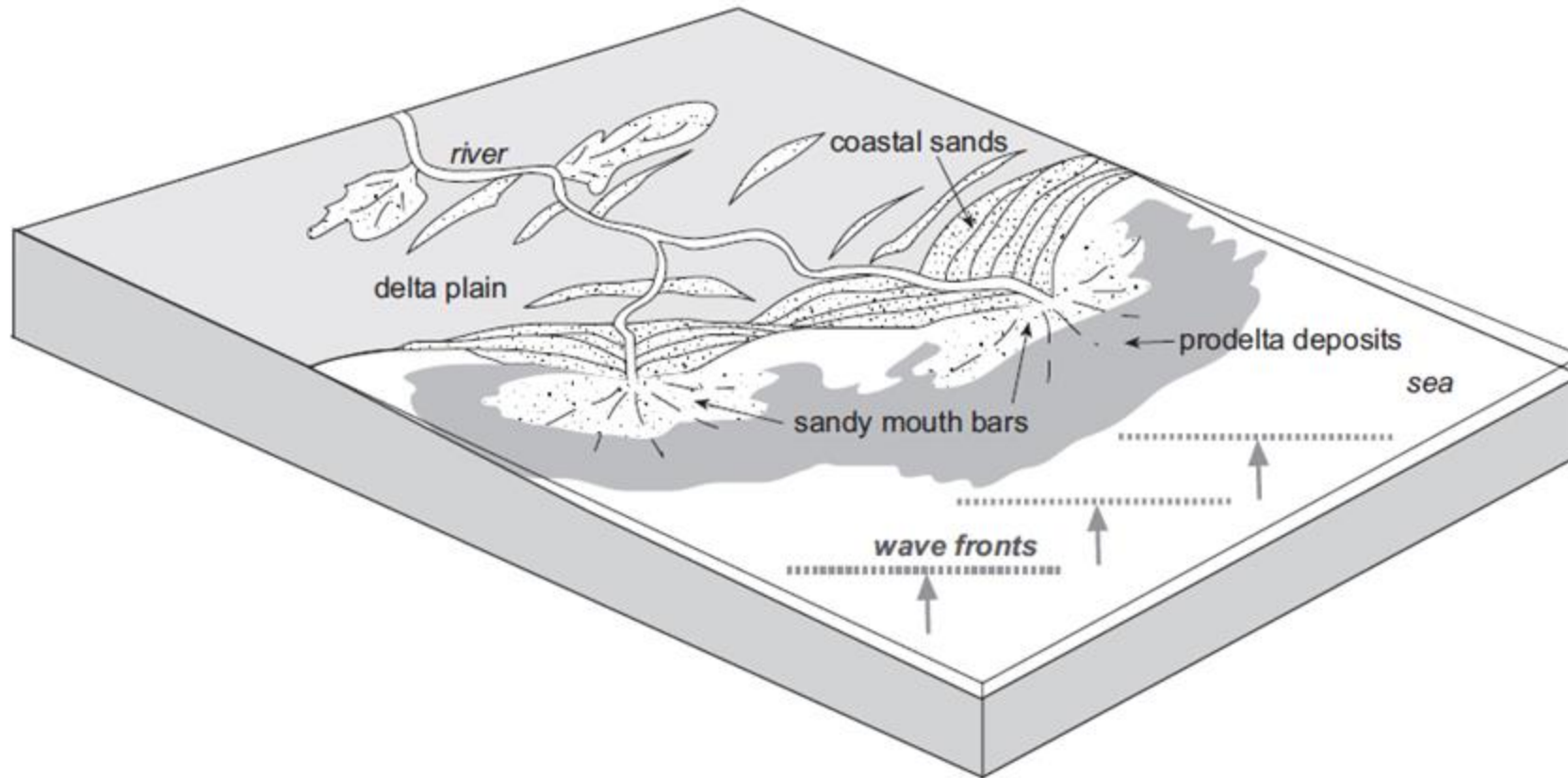


Fig. 3.36. Un delta dominado por oleaje se forma donde la actividad del oleaje retrabaja los sedimentos del frente deltáico para formar barras o lomas de arena playeras y extensos depósitos de barras de desembocadura. (Tomado de Nichols, 2009)



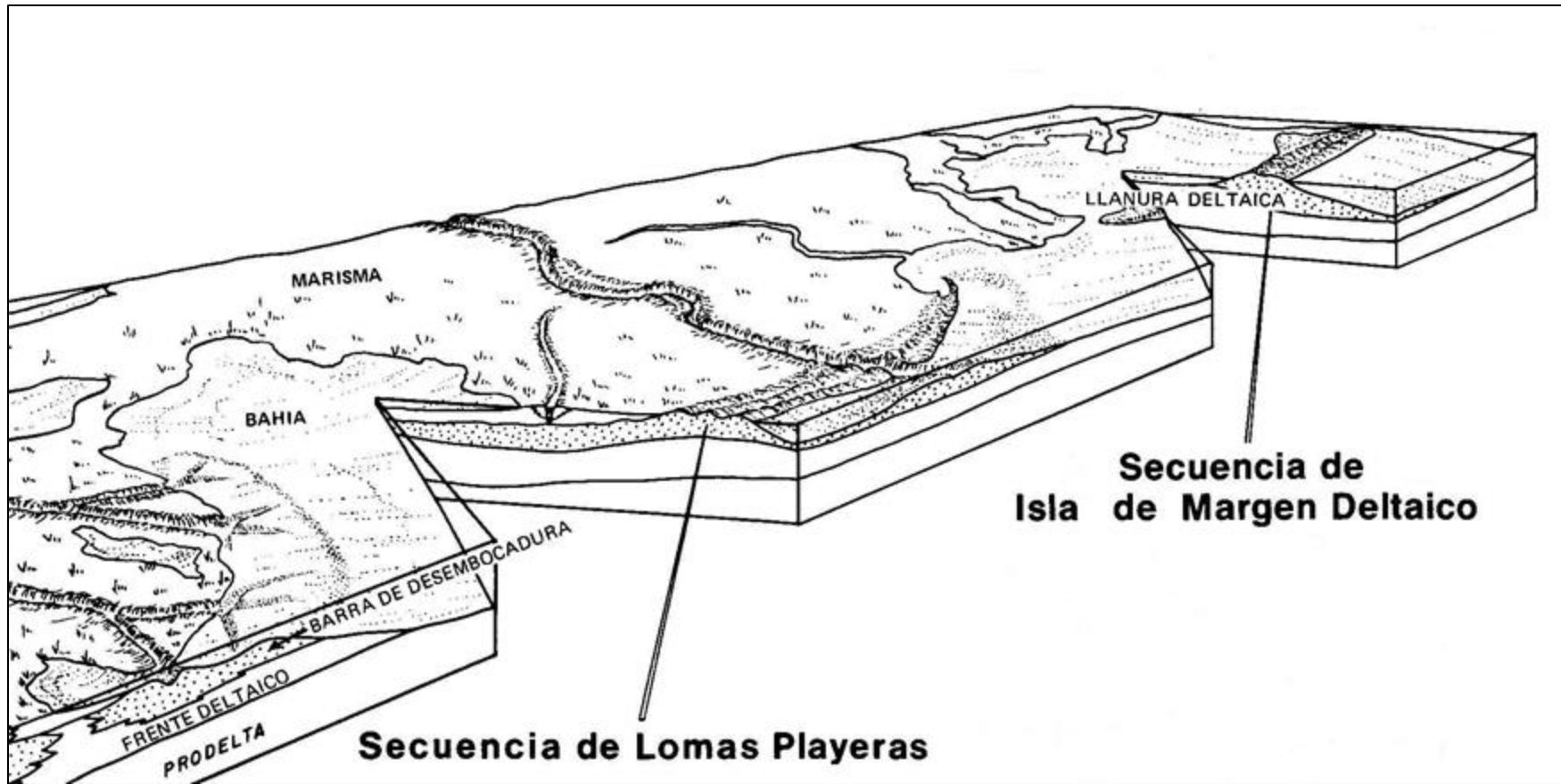


Fig. 3.37. Distribución de los procesos depositacionales y facies en el frente deltáico de un delta dominado por oleaje (lomas playeras) y procesos litorales (isla de margen deltáico). Tomado de Swanson (1976)



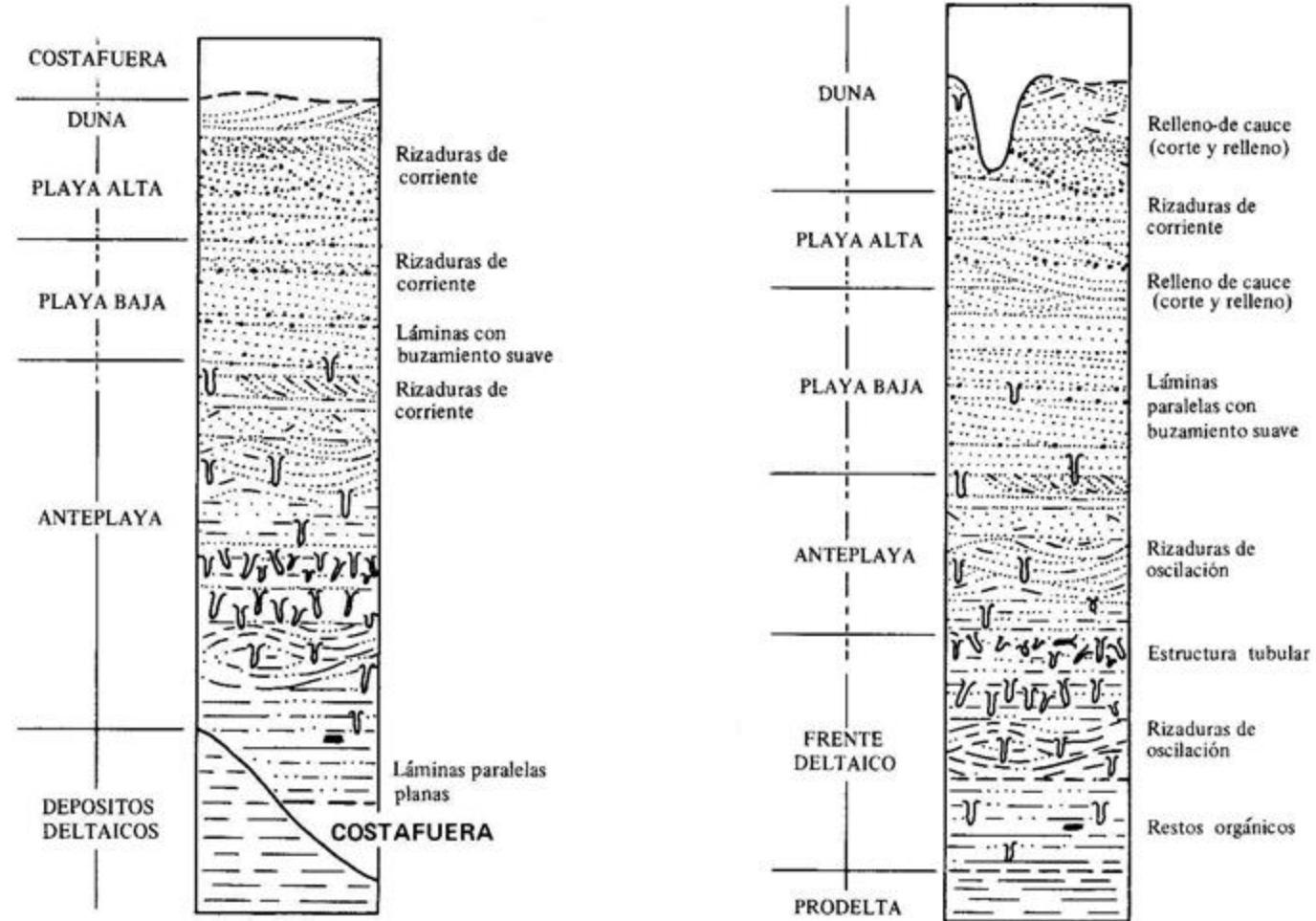


Fig. 3.38. Comparación entre las secuencias de: isla de margen deltáico o de barrera (izquierda) y loma playera (derecha). (Tomado de Swanson, 1976)



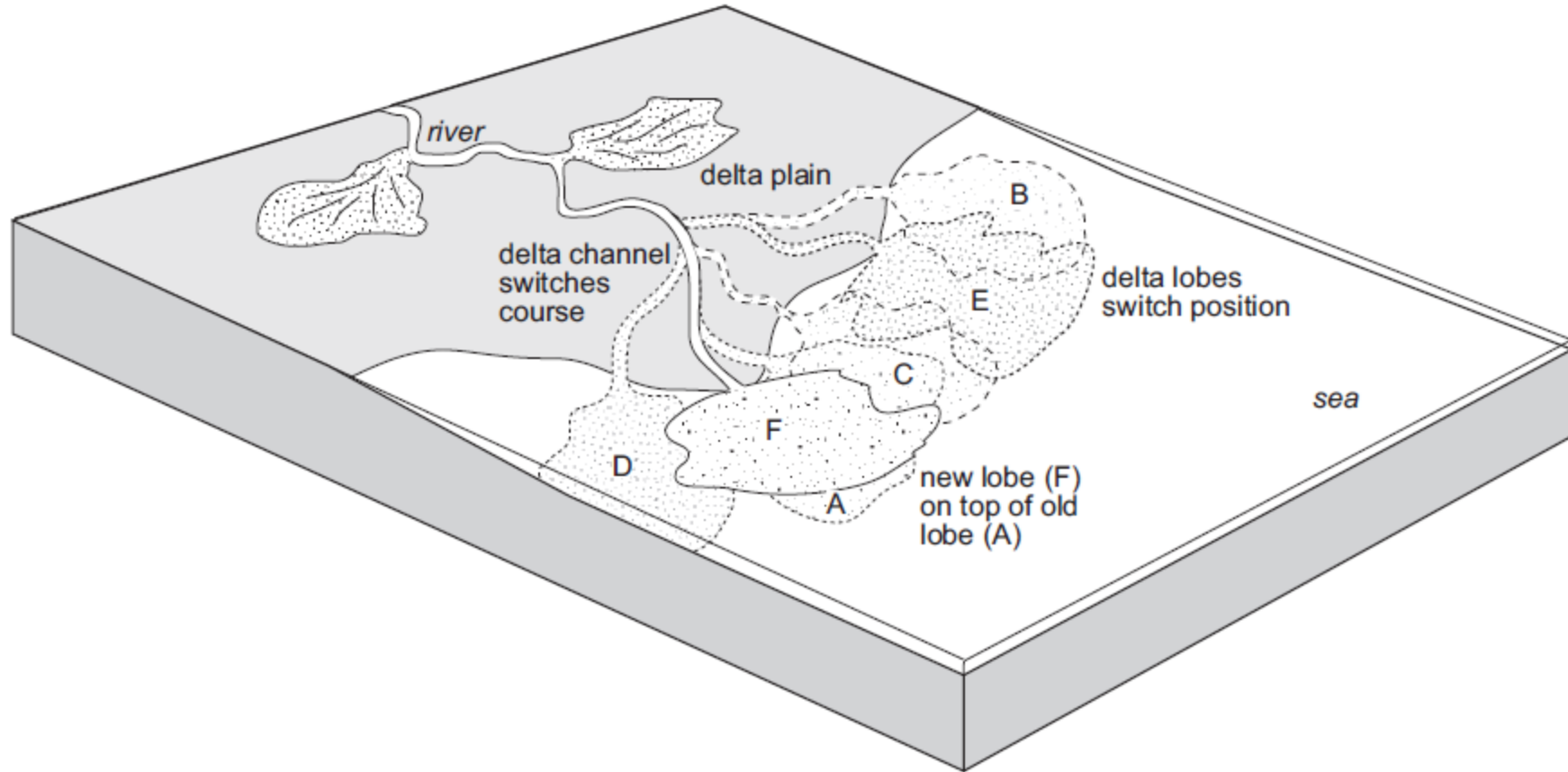


Fig. 3.39. Cuando un canal distributivo avulsiona, un nuevo lóbulo comienza a formarse en la nueva localidad de la boca del canal. El lóbulo abandonado subside y queda completamente sumergido. A través del tiempo el canal eventualmente regresará a una posición cubriendo al anterior lóbulo deltáico, resultando en una serie de sucesiones de lóbulos deltáicos, cada uno gradocreciente. (Tomado de Nichols, 2009).





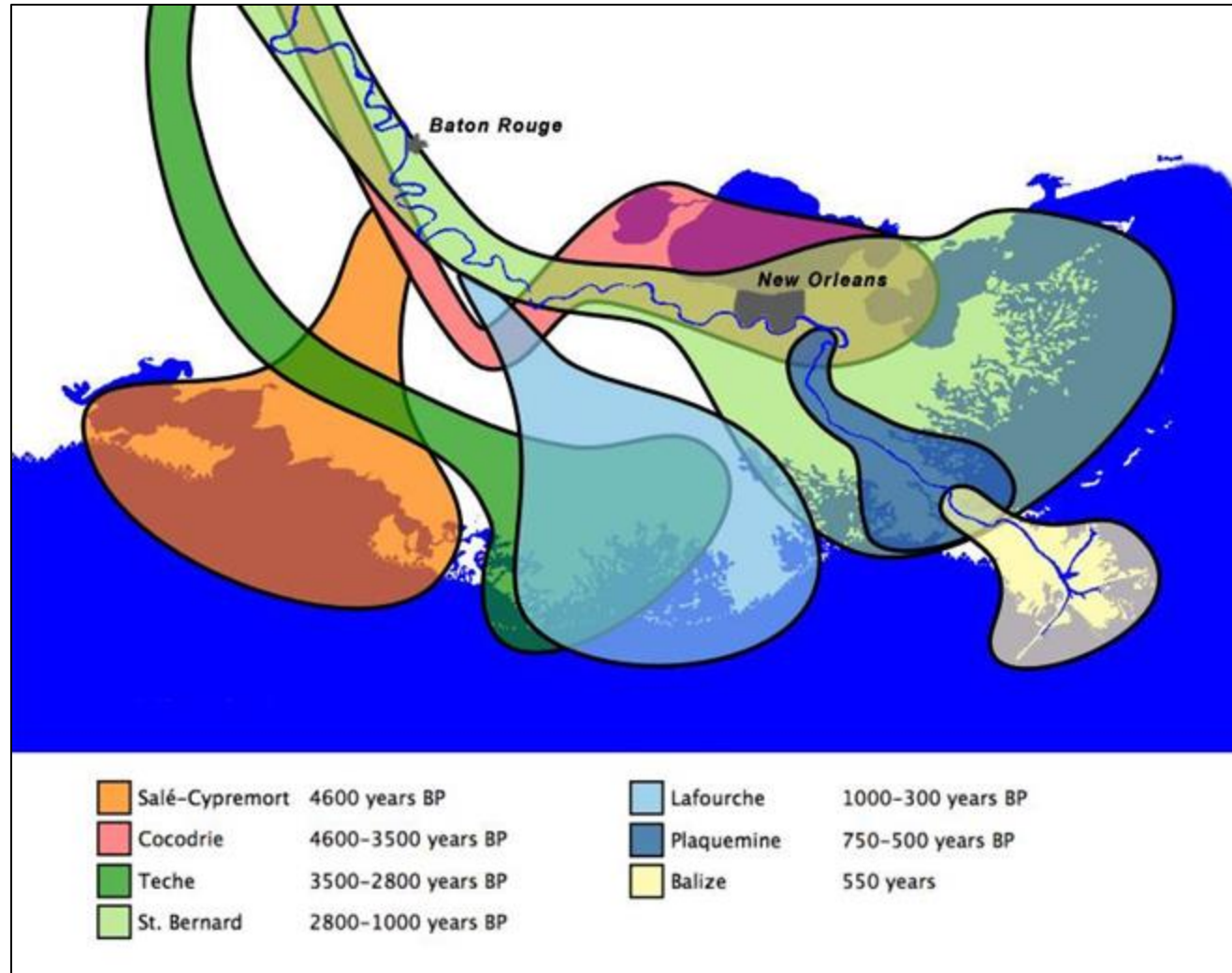


Fig. 3.40. Sucesiones de lóbulos deltáicos en el Delta del Mississippi durante el Holoceno. (Mississippi\_Delta\_Lobes-Wikimedia-Commons-Public-Domain).



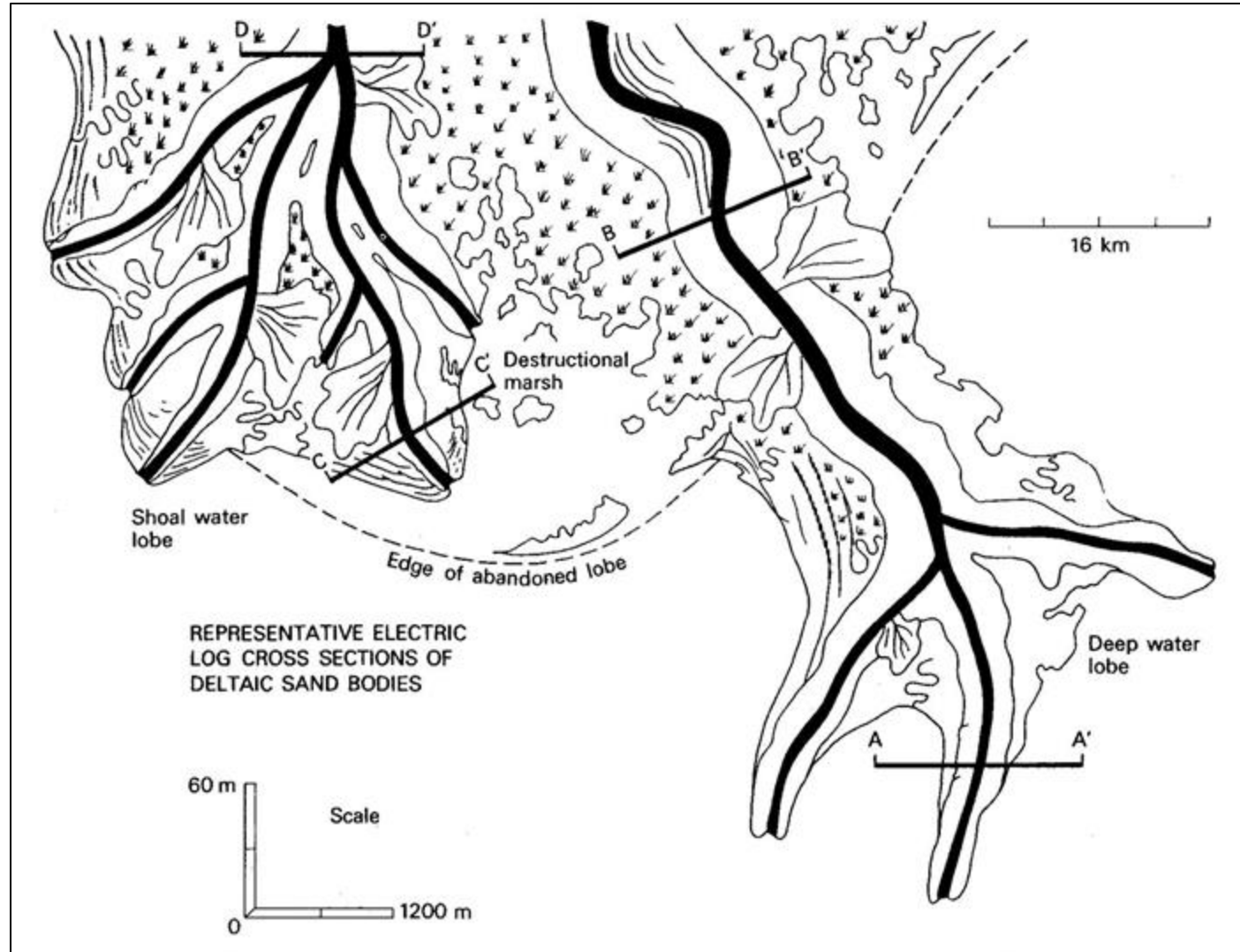


Fig. 3.41. Ejemplo de un delta dominado por procesos fluviales. Las facies en las secciones de corte señaladas se ilustran en la siguiente figura. (Delta Holly Springs, Terciario, Costa del Golfo, USA. Tomado de Reading, 1989)



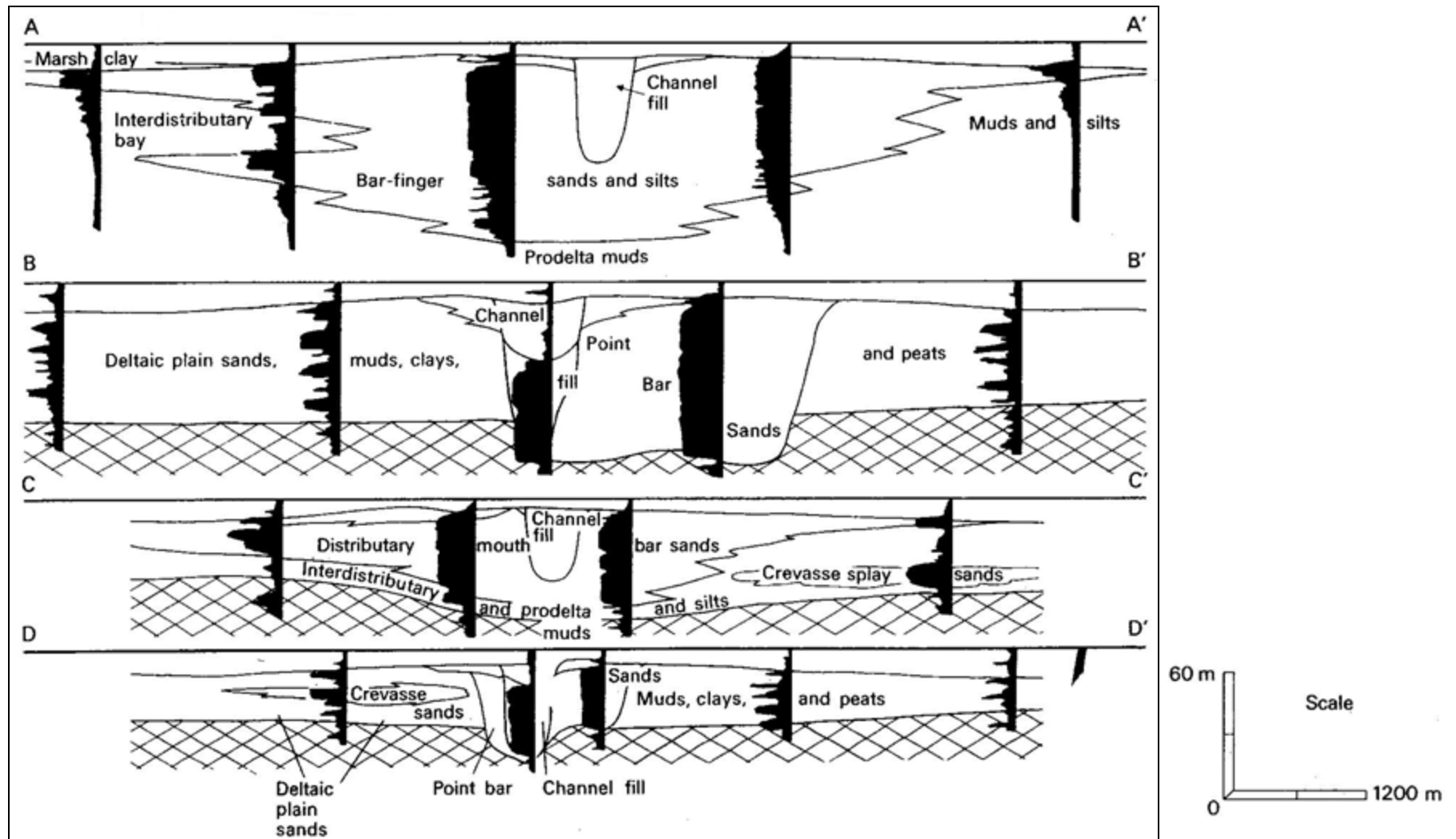


Fig. 3.42. Registros de pozos mostrando las facies arenosas de un delta dominado por procesos fluviales. Ver la figura anterior para la ubicación de las secciones. (Delta Holly Springs, Terciario, Costa del Golfo, USA. Tomado de Reading, 1989)



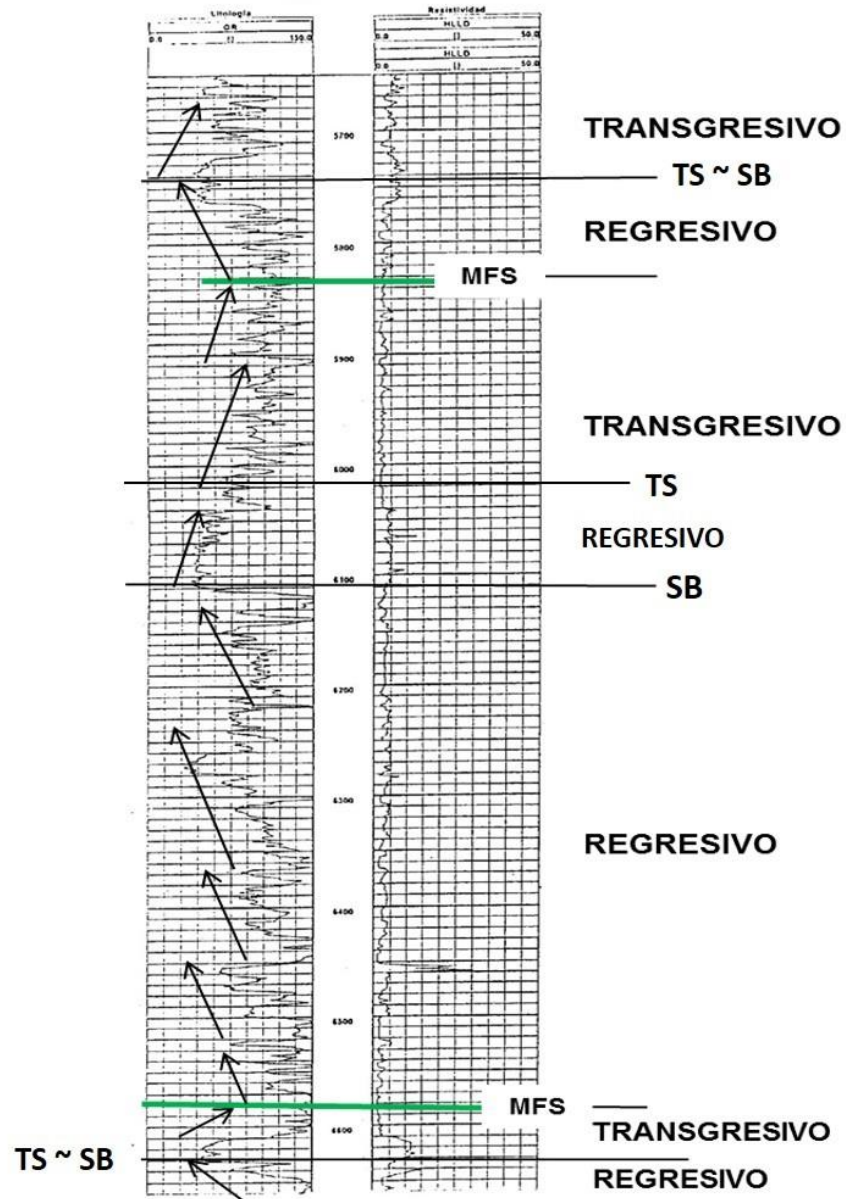


Fig. 3.43. Patrones de electrofacies de apilamientos transgresivos (granodecreciente) y regresivos (granocreciente) en ambientes depositacionales deltaicos y marino someros, que son separados por cortas secciones condensadas que contienen a las superficies de máxima inundación (MFS), la cuál por razones prácticas se ubica en la máxima lectura de rayos gamma (GR). La base del sistema transgresivo es la superficie de transgresión (TS).





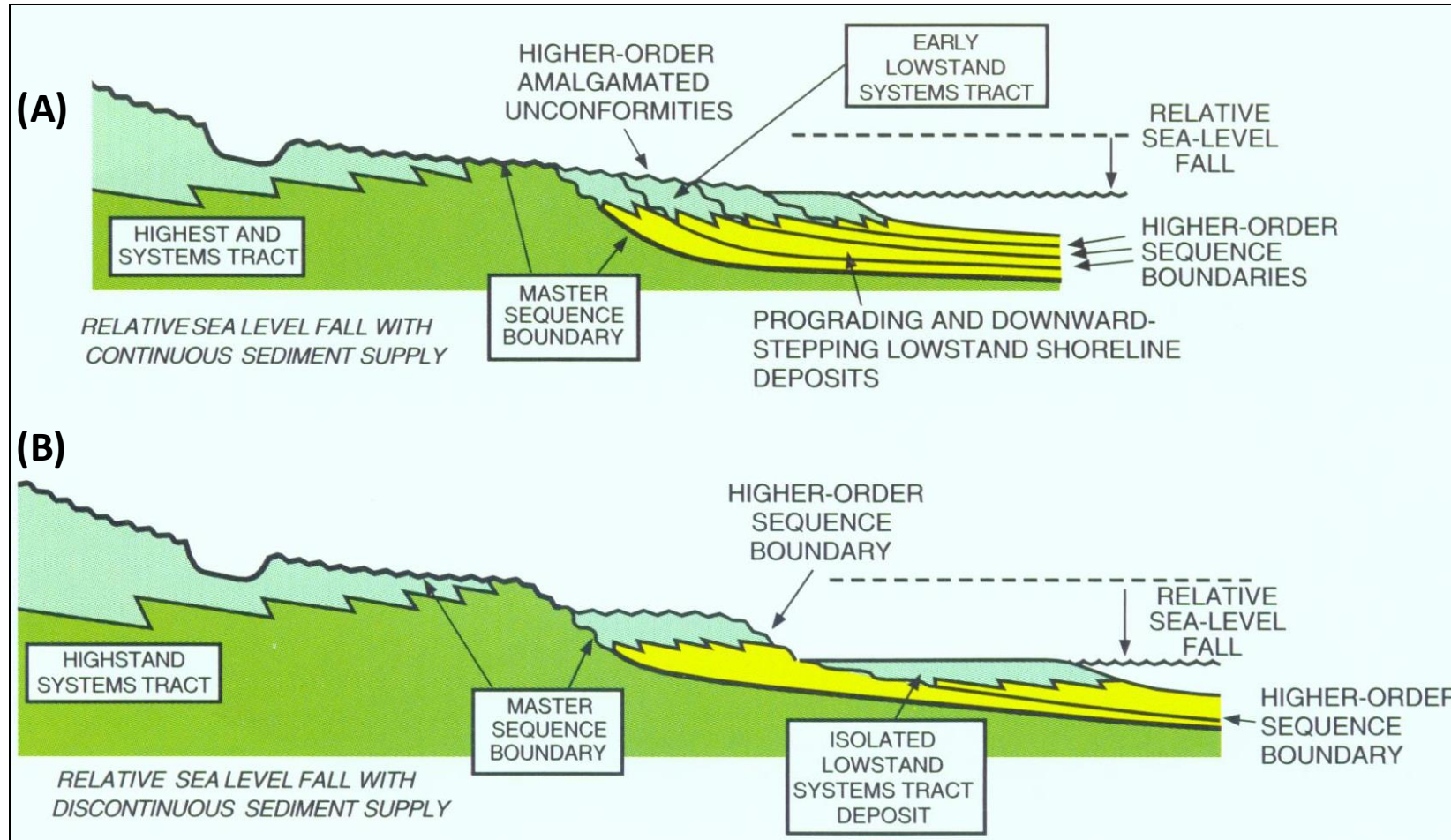


Fig. 3.44. Efectos del aporte de sedimentos continuo y discontinuo durante una caída del nivel del mar sobre la plataforma. A) Cuando el aporte es continuo la playa progresa al mismo tiempo en que el nivel del mar está cayendo y los depósitos costeros arenosos están en continuidad aparente con los depósitos de arenas costeras de nivel alto. Cuando esto pasa es muy difícil identificar y ubicar el límite de secuencia maestro y/o detectar la presencia de un sistema de nivel bajo. B) Cuando el aporte es discontinuo, los depósitos costeros arenosos son aislados o separados, y pueden acumularse a través de la plataforma formando unidades de arena aisladas embebidas en las lodolitas de la plataforma y así se convierten en excelentes prospectos de yacimientos y trampas estratigráficas. Tomado de Posamentier and Allen (1999)

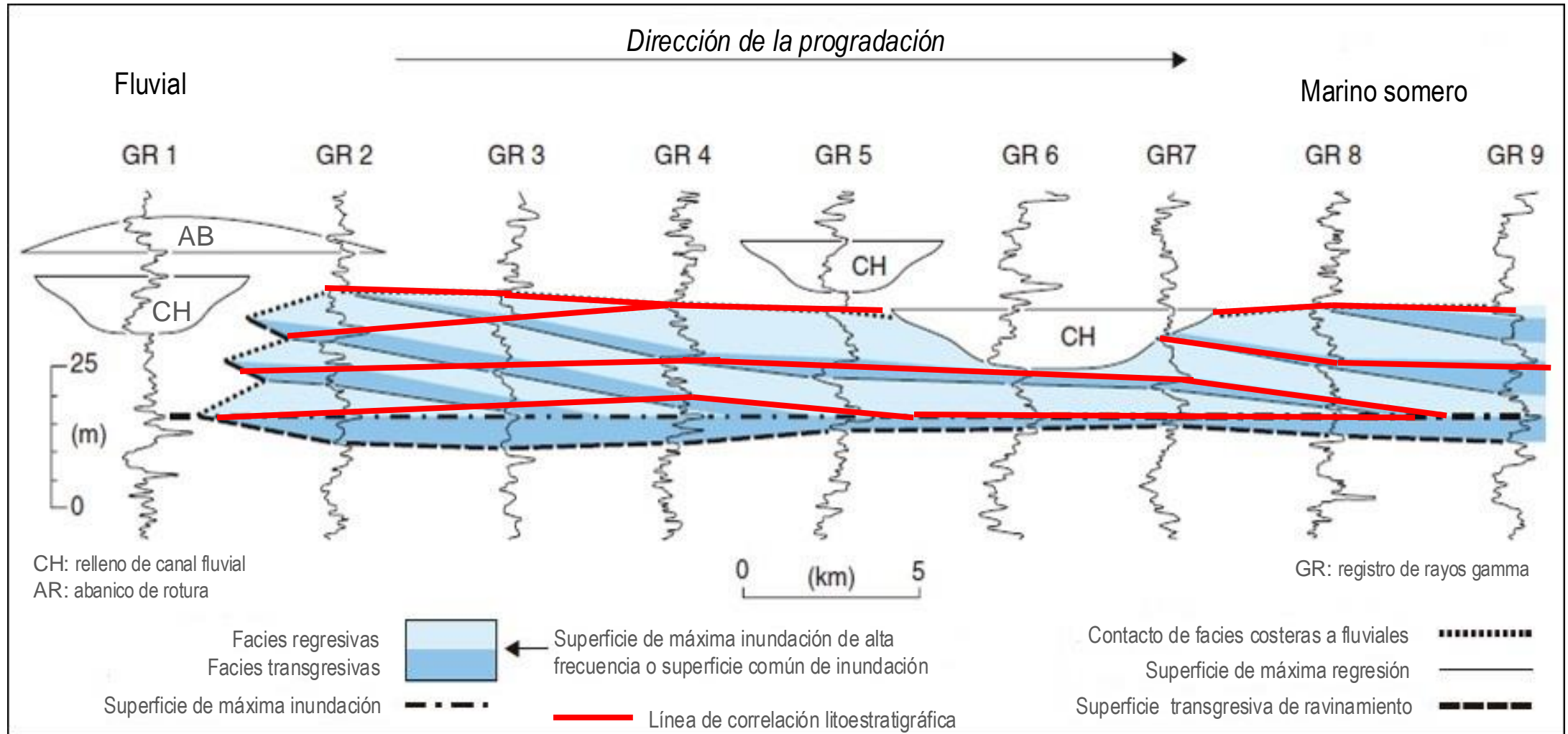


Fig. 3.45. Ejemplo de correlación mediante estratigrafía de secuencias y litoestratigrafía. La estratigrafía de secuencias ayuda a comprender la compartimentación de un sistema depositacional deltaico. El yacimiento (reservorio) incluye por lo menos cinco unidades hidrodinámicas separadas, cada una correspondiendo a una etapa de la progradación del frente deltaico. Observe que las superficies de inundación están asociadas con los sedimentos de grano más fino, y sus posiciones revelan la geometría progradacional del delta. La correlación litoestratigráfica no permite apreciar lo anteriormente señalado. (Modificado de Catuneanu, 2006)

# PRINCIPALES MODELOS SEDIMENTARIOS CLÁSTICOS

**Caracterización y reconocimiento de los principales  
modelos sedimentarios próximo-costeros**



*Yacimientos Potenciales en Facies Arenosas*

- ISLA DE BARRERA
- DELTA DE MAREAS
- PLAYA DE COSTAFIRME Y PLAYA ANTIGUA

*Facies Asociadas de Grano Fino*

- LAGUNA
- BAHIA
- LLANURA DE MAREAS
- LLANURA FANGOCOSTERA
- MARISMA
- MARINO COSTAFUERA

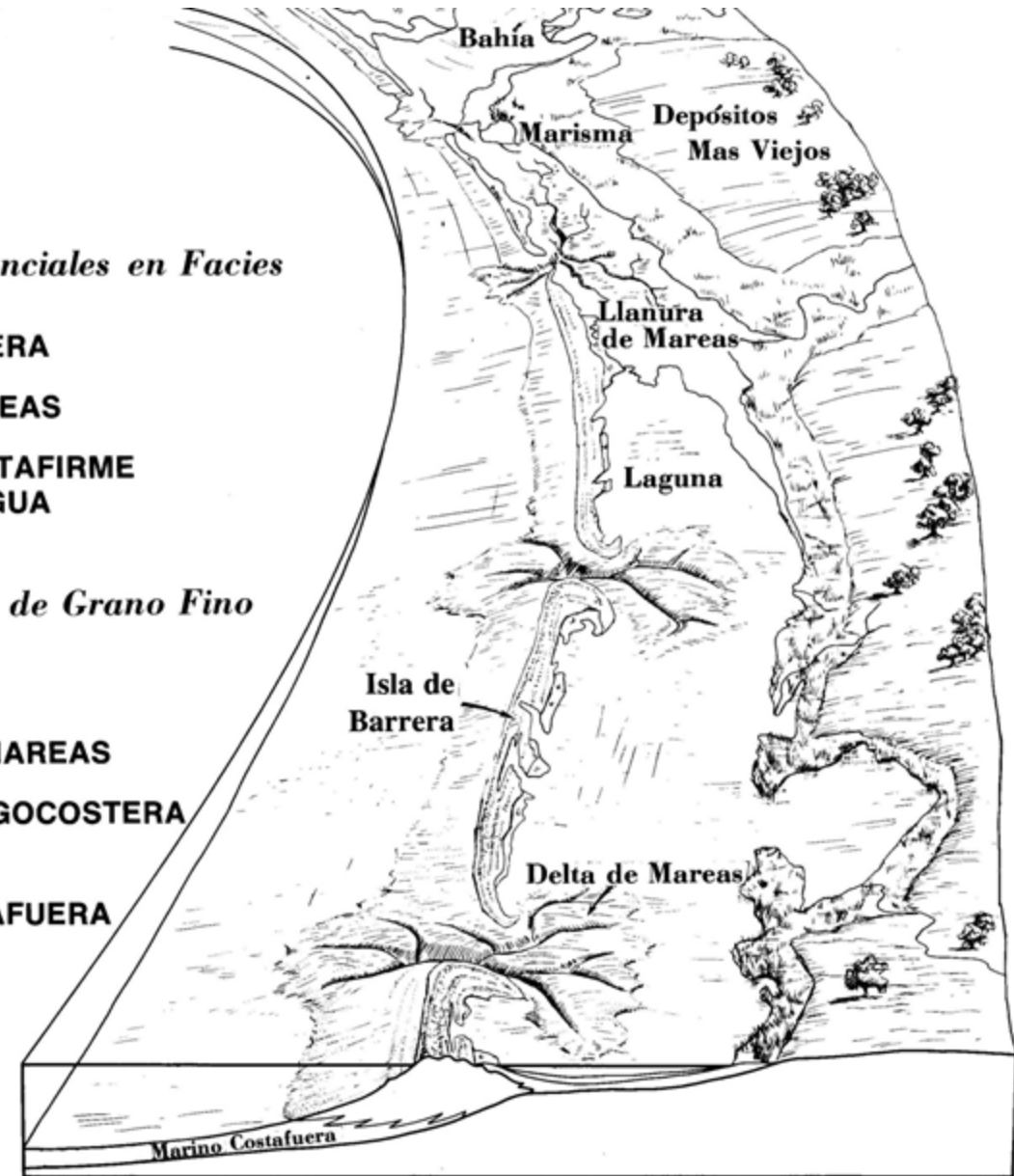


Fig. 3.46. Distemas sedimentarios próximo-costeros  
(Tomado de Swanson, 1976)





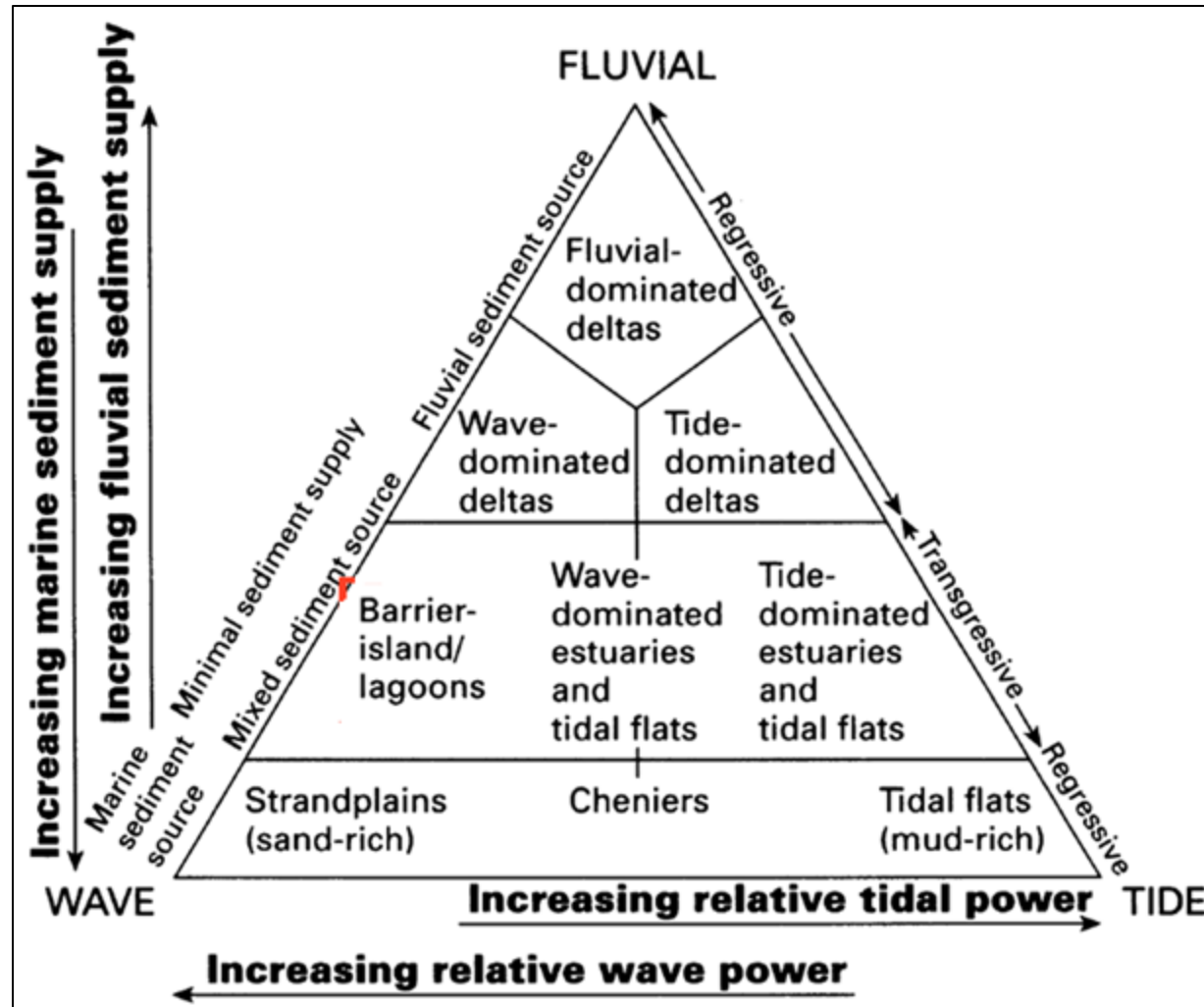


Fig. 3.47. Distribución de ambientes sedimentarios / depositacionales próximo-costeros en función del tipo de aporte sedimentario, del dominio o influencia de corrientes fluviales, oleaje y mareas y de los cambios relativos del nivel del mar. (Reinson, 1992)



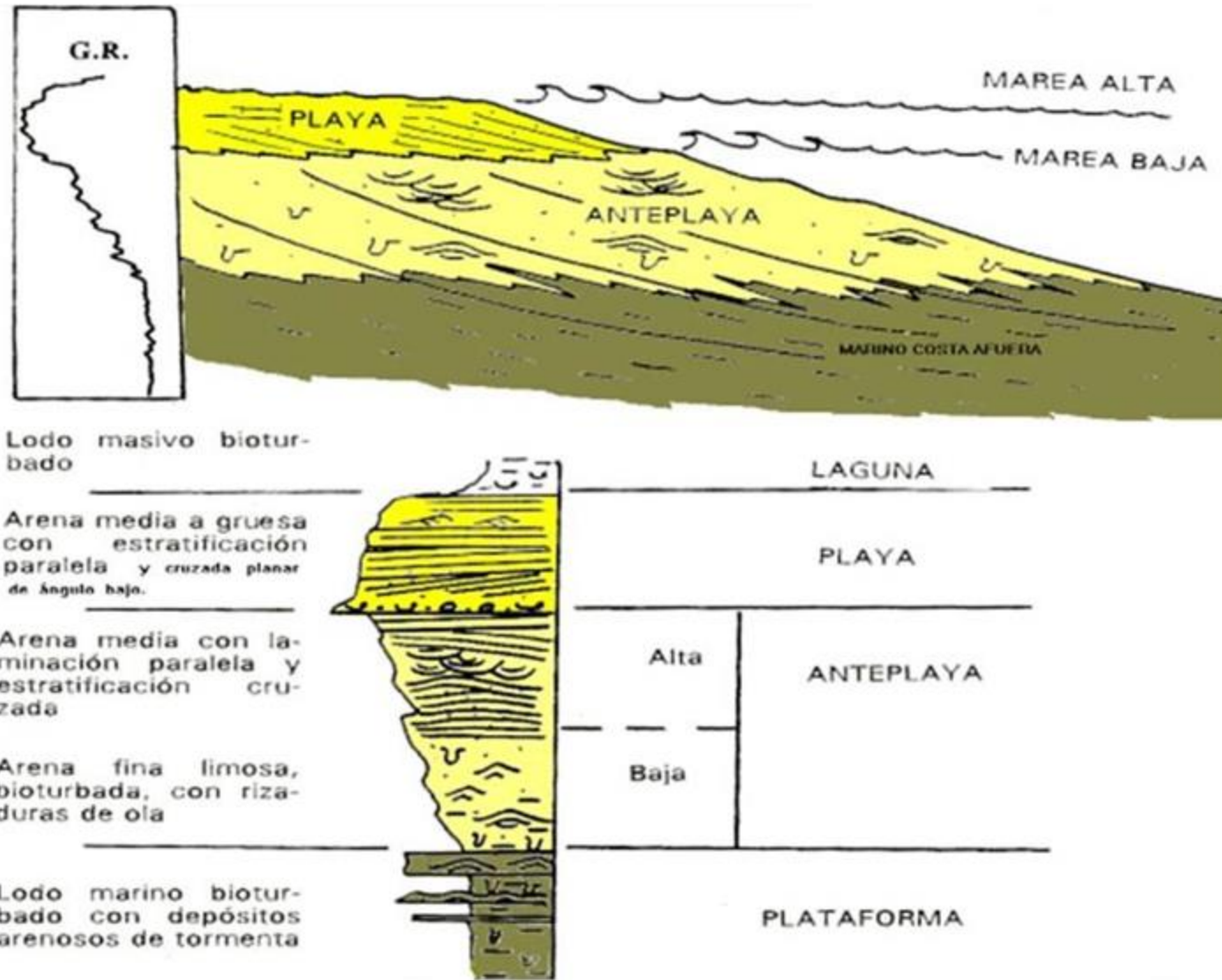


Fig. 3.48. Distribución y caracterización sedimentológica de facies de playa (cortesía de González, 2010)



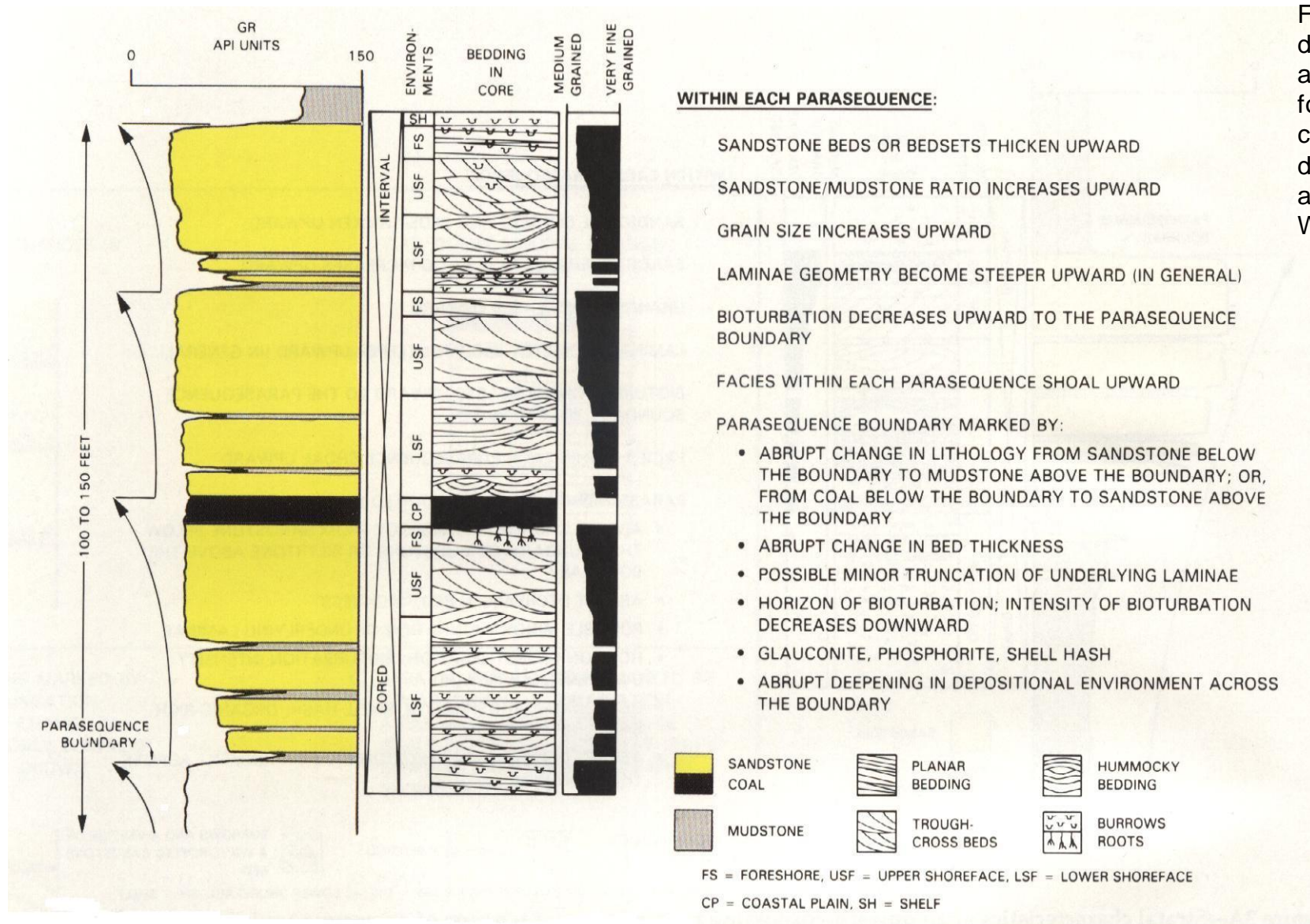


Fig. 3.49. Características estratigráficas de parasecuencias granocrecientes apiladas (geometría de embudo), formadas en ambientes de playa sobre costas arenosas deltáicas, donde la tasa de aporte iguala a la tasa de acomodamiento. Tomado de Van Wagoner *et al.* (1990).





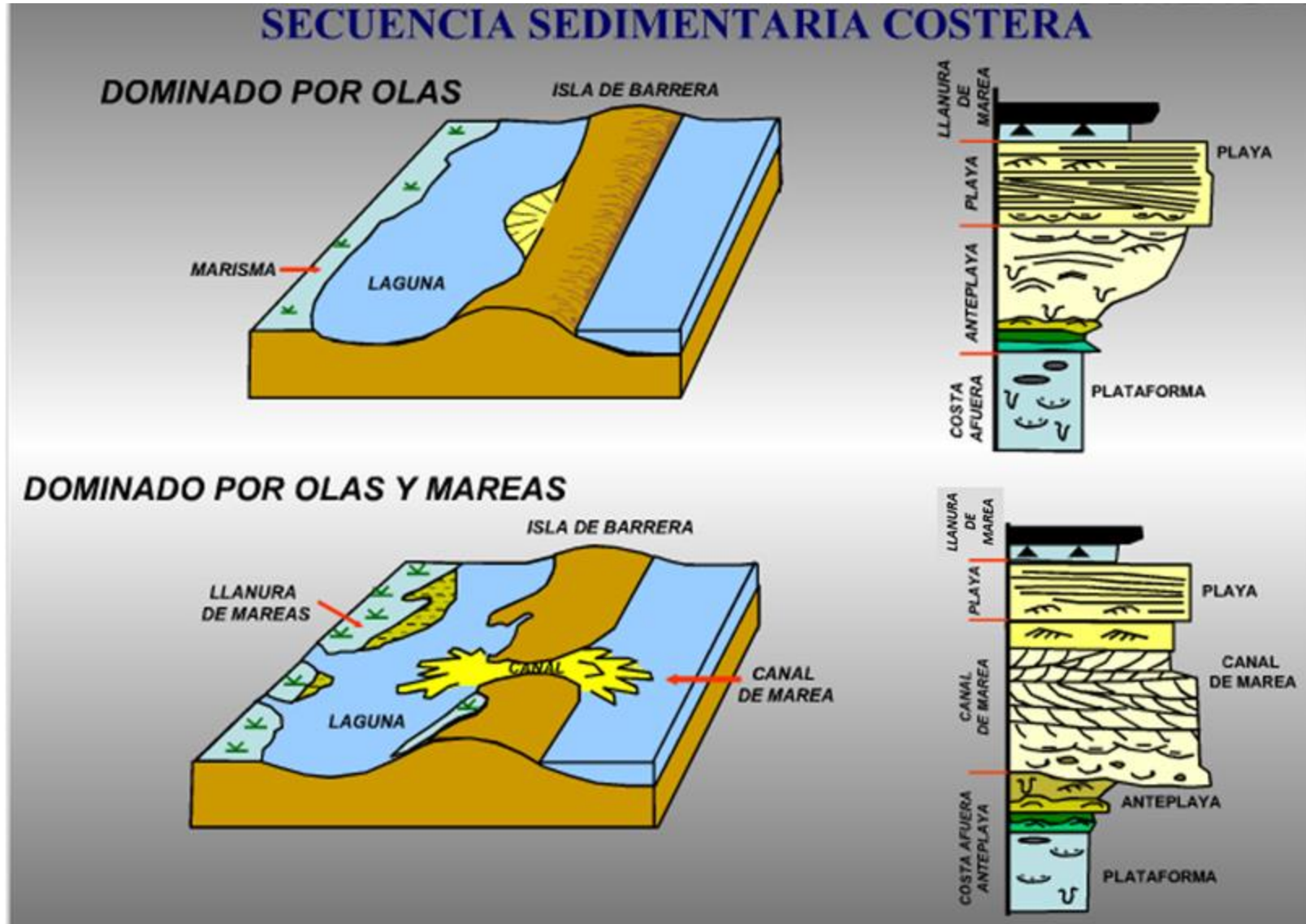


Fig. 3.50. Esquemas mostrando la dinámica sedimentaria y depositacional de las islas de barrera (cortesía de González, 2010)





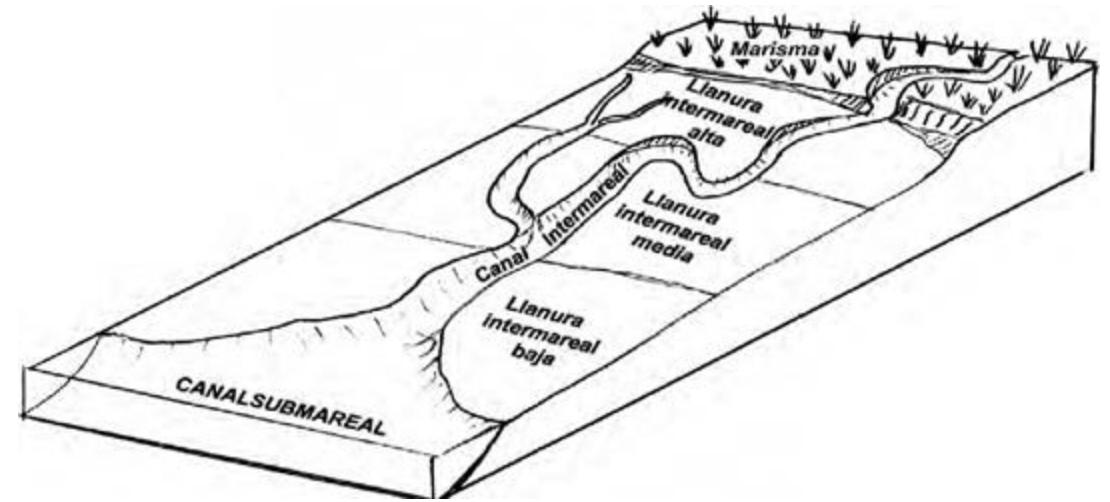
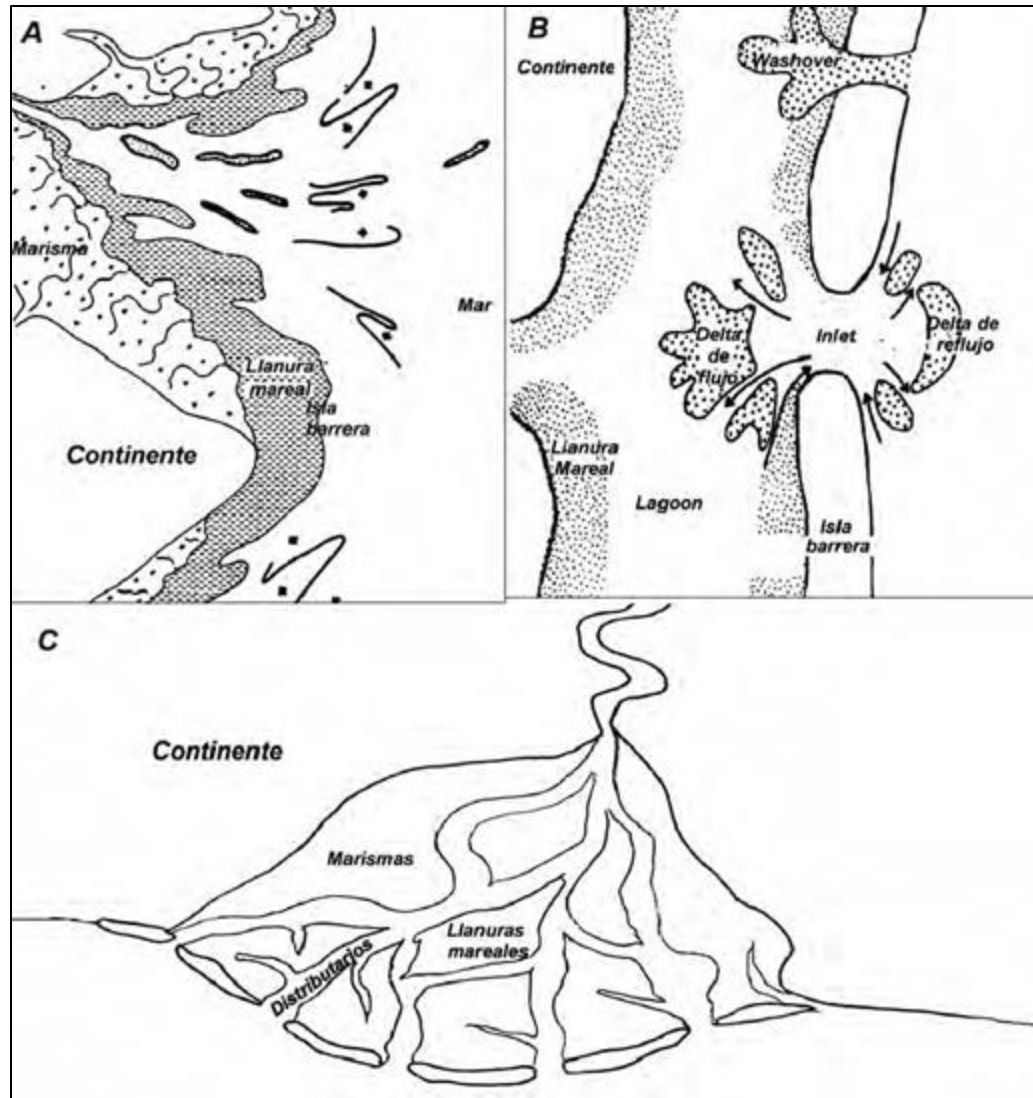


Fig. 3.51. Las llanuras mareales como partes de otros ambientes sedimentarios: A) Estuarios, B) Sistemas de islas de barrera – laguna y C) Deltas. A la derecha, un esquema de la zonación típica de las llanuras mareales. (Tomado de Morales *et. al.*, 2009).





[https://es.wikipedia.org/wiki/Llanura\\_de\\_marea](https://es.wikipedia.org/wiki/Llanura_de_marea)

## SECUENCIA DE LLANURA DE MAREA

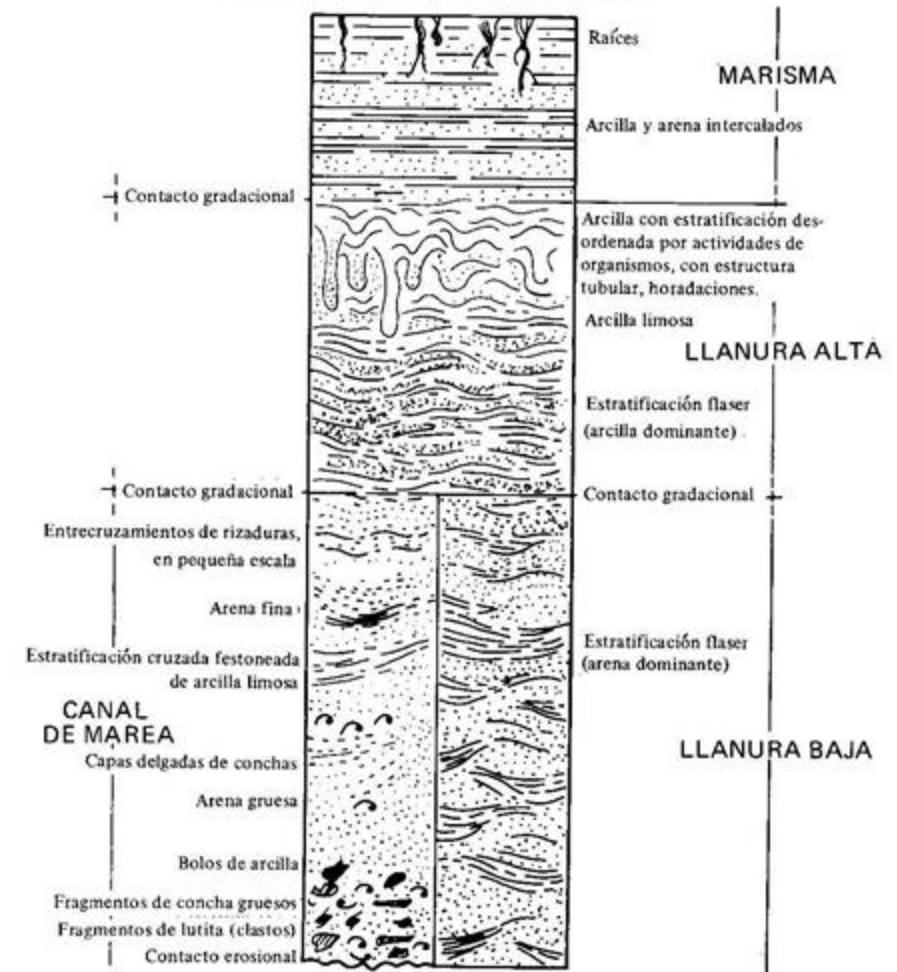


Fig. 3.52. Distribución vertical de litofacies en una secuencia de llanura de mareas.  
(Tomado de Swanson, 1976)





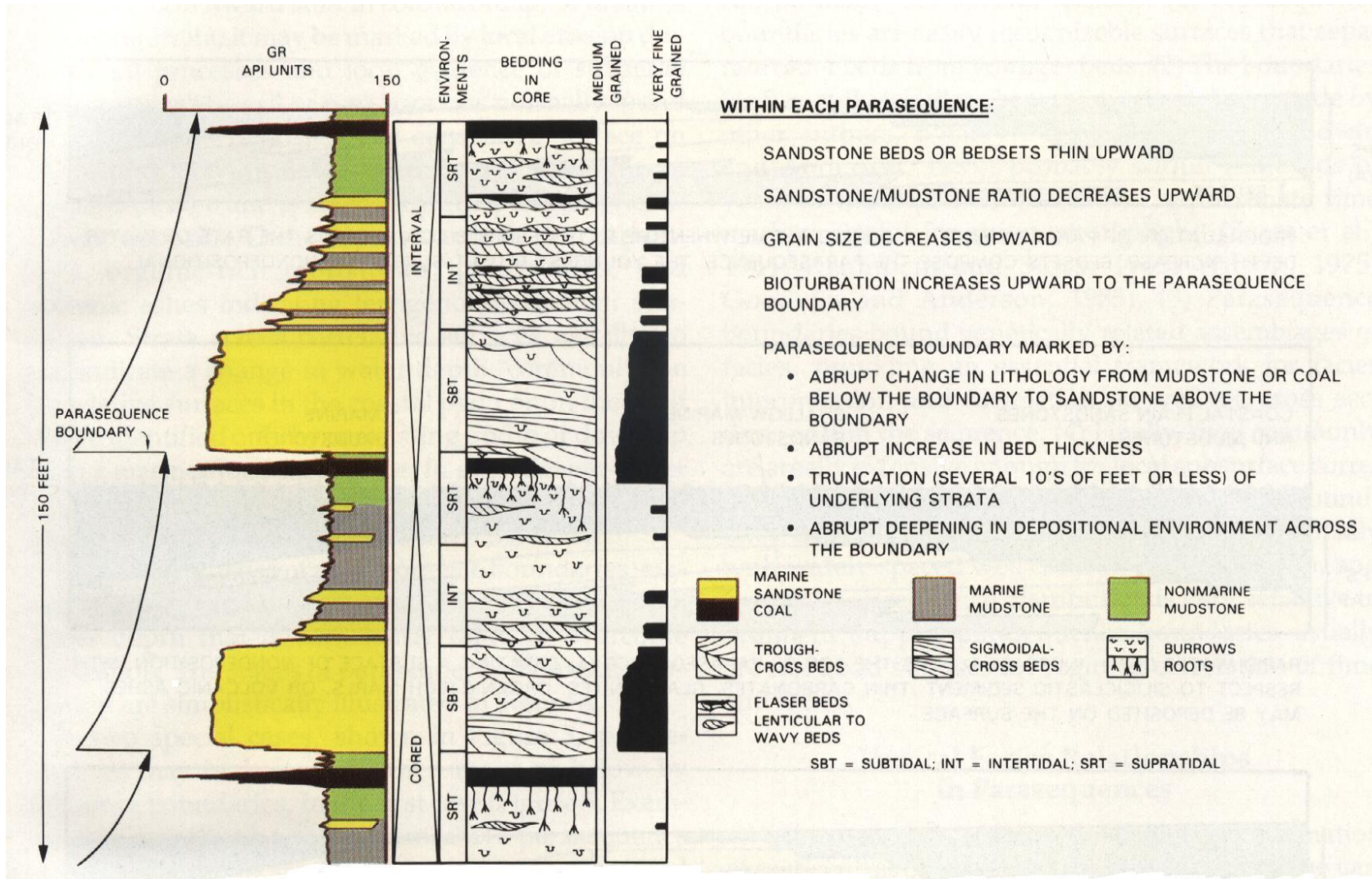
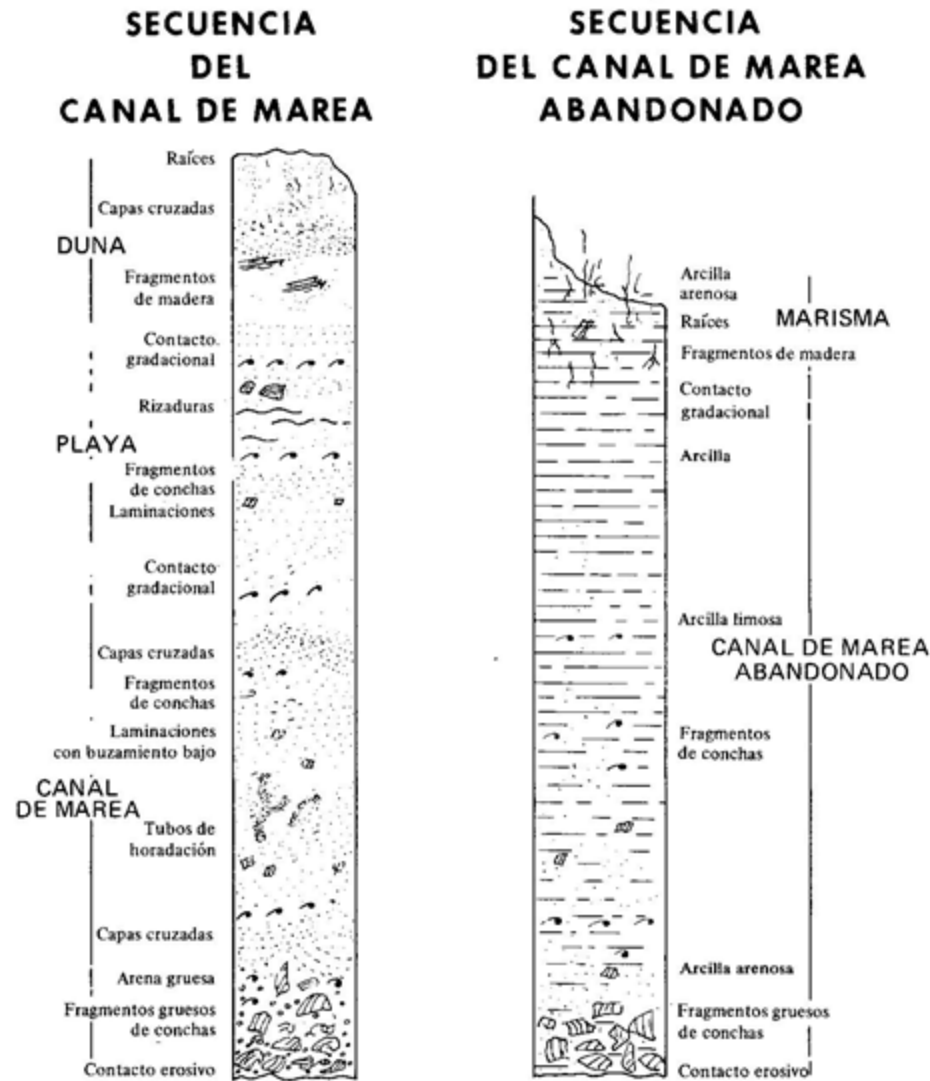


Fig. 3.53. Características estratigráficas de dos parasecuencias granodecrecientes o con geometría de campana, según Van Wagoner et al. (1990). Es una depositación típica de ambientes de llanura de mareas a submareal, sobre una costa lodoarenosa, dominada por mareas.





DEPOSITOS DE ANTEPLAYA, COSTAFUERA O DEPOSITOS MAS VIEJOS PUEDEN ESTAR INFRAYACENTES

Fig. 3.54. Litofacies de canal de marea y relleno de canal de marea abandonado. (Tomado de Swanson, 1976)

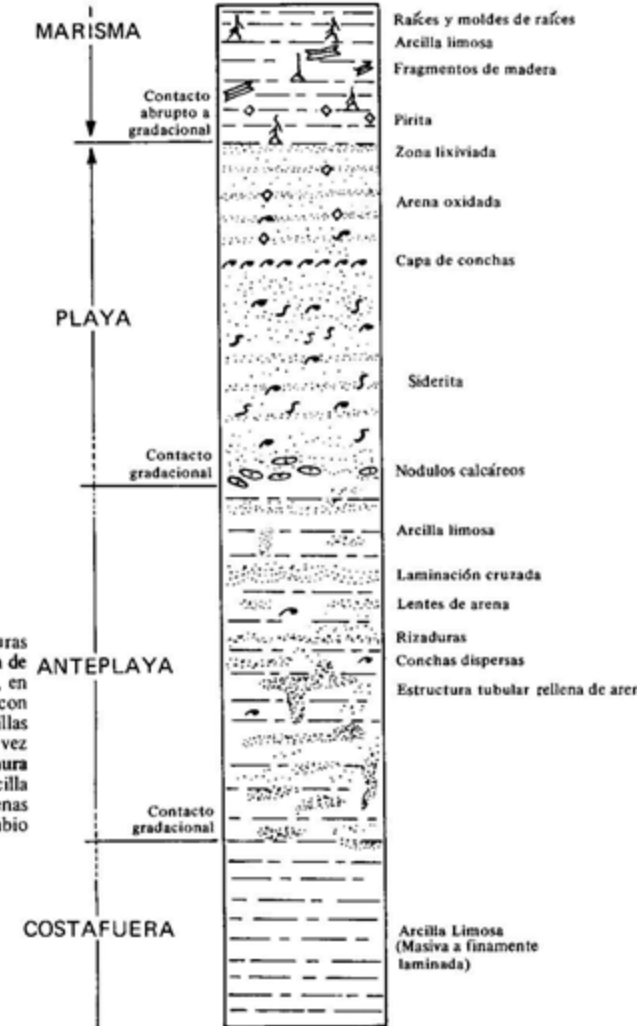




**SECUENCIA DE LLANURA FANGOCOSTERA**



**SECUENCIA DE PLAYA ANTIGUA**



La secuencia vertical de facies en los depósitos de playa antigua y de llanuras fangocosteras es distintiva por lo que se utiliza en su identificación. En la secuencia de **playa antigua**, los depósitos de marisma, muy ricos en materia orgánica, reposan, en contacto bien marcado, sobre arenas de playa, laminadas, bien escogidas y con abundancia de conchas. Las arenas playeras gradan hacia abajo a las arenas y arcillas limosas interestratificadas y con estructura tubular de la anteplaya, las que a su vez cubren gradacionalmente a las arcillas limosas de costafuera. La **secuencia de llanura fangocostera** es una sucesión vertical parecida a la anterior, excepto que la arcilla limosa ocupa aproximadamente la misma posición estratigráfica que tuvieron las arenas playeras. El aspecto progradacional de ambas secuencias se confirma por el cambio hacia abajo de depósitos proximocosteros a depósitos marinos de costafuera.

Fig. 3.55. Litofacies de las secuencias de playa y llanura fango-costera. (Tomado de Swanson, 1976)



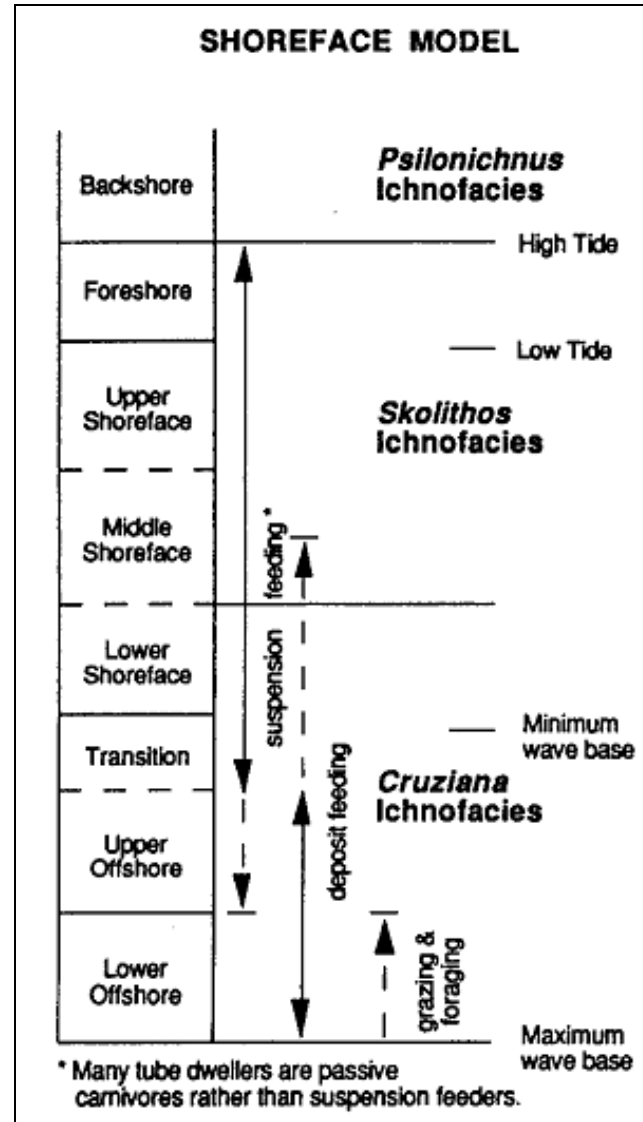


Fig. 3.56. Modelo idealizado de ichnofacies en anteplaya (shoreface) para el Cretácico del interior norteamericano. (Tomado de Walker and James, 1976)



## Formación de la ichnofacies *Glossifungites*

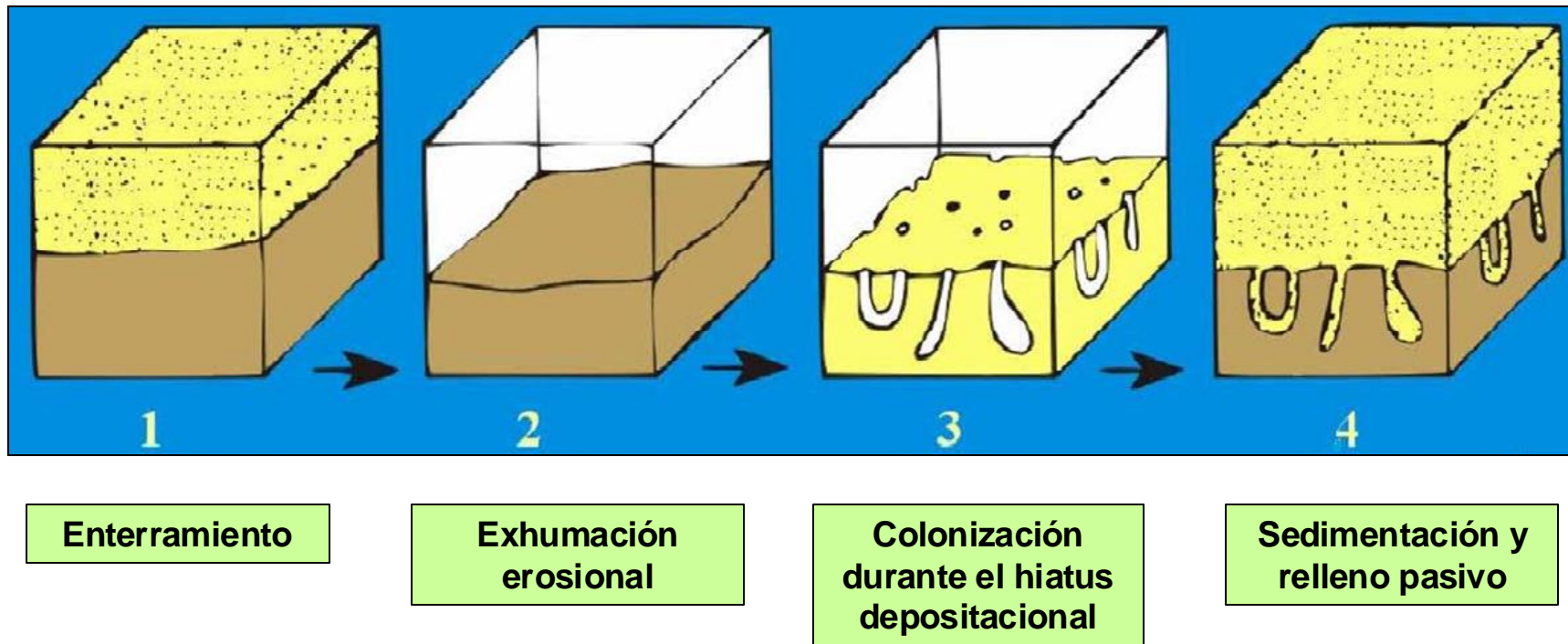


Fig. 3.57. Origen, formación y preservación de trazas de *Glossifungites*, como indicador de cese y reinicio de condiciones marinas de deposición costera. Modificado de Butuois,(2002)







Fig. 3.58. Ejemplos de superficies de ravinamiento con evidencias de bioturbación de la icnofacies *Skolithos* (A y B) y dos típicos hardground (C y D) cuyo tope está señalado en la punta del martillo. (<https://www.aventurasgeologicas.com/2015/06/mas-conceptos-molones-hoy-el-hardground.html>)





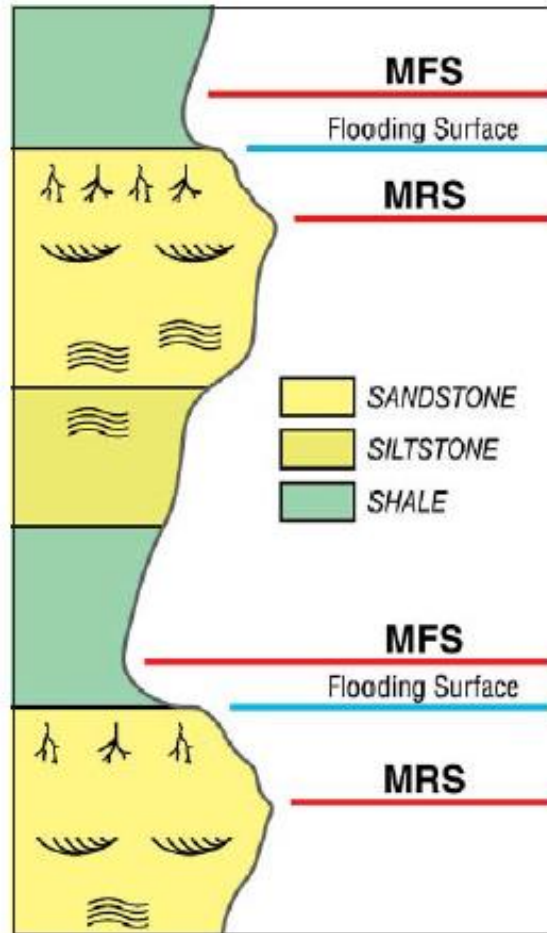


Fig. 3.59. Sección esquemática de una sucesión transgresiva/regresiva que no está interrumpida por discordancias. (Embry, 2011)

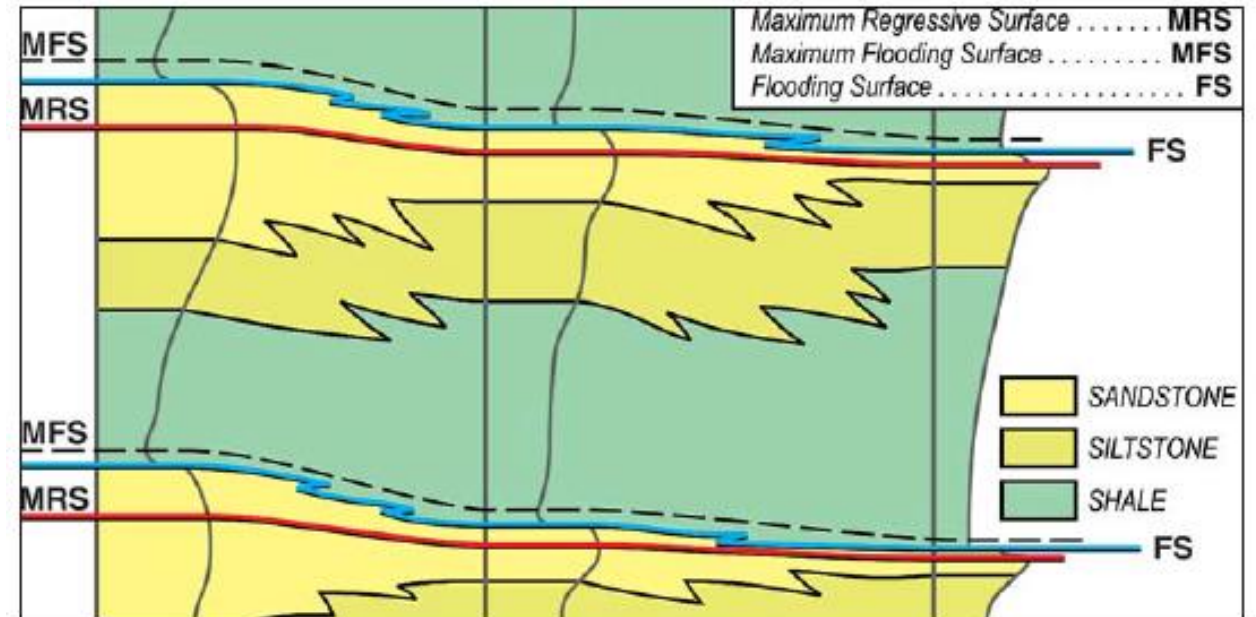


Fig. 3.60. Corte esquemático mostrando la correlación de tres sucesiones transgresiva-regresivas. Como la superficie de inundación FS es una superficie litoestratigráfica diacrónica, se recomienda usar la superficie de máxima regresión MRS como límites para la parasecuencia (Embry, 2011)



# PRINCIPALES MODELOS SEDIMENTARIOS CLÁSTICOS

**Caracterización y reconocimiento de los principales  
modelos sedimentarios marinos profundos**



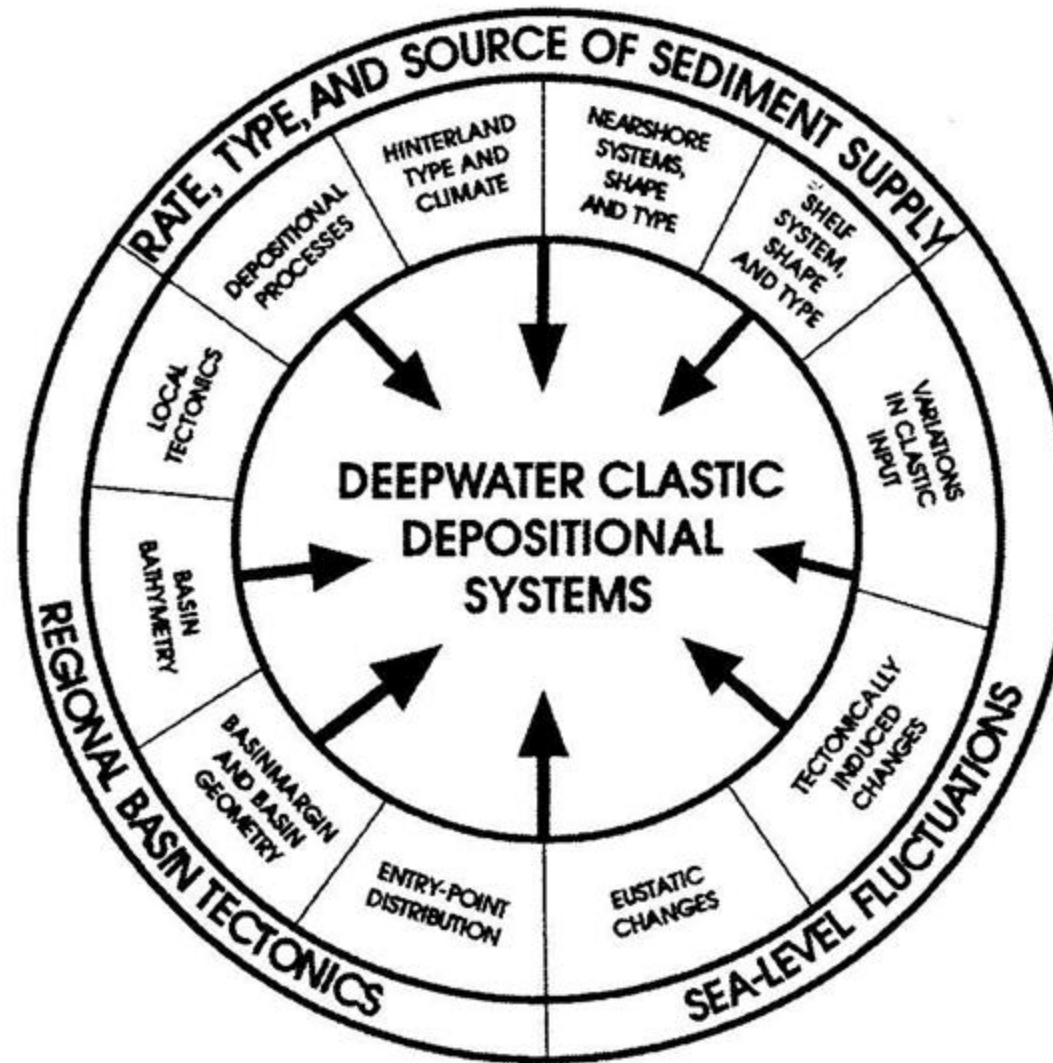


Fig. 3.61. Diagrama mostrando los controles sobre el desarrollo de sistemas deposicionales clásticos de aguas profundas (Richards *et al.*, 1998, en Weimer y Slatt, 2004)



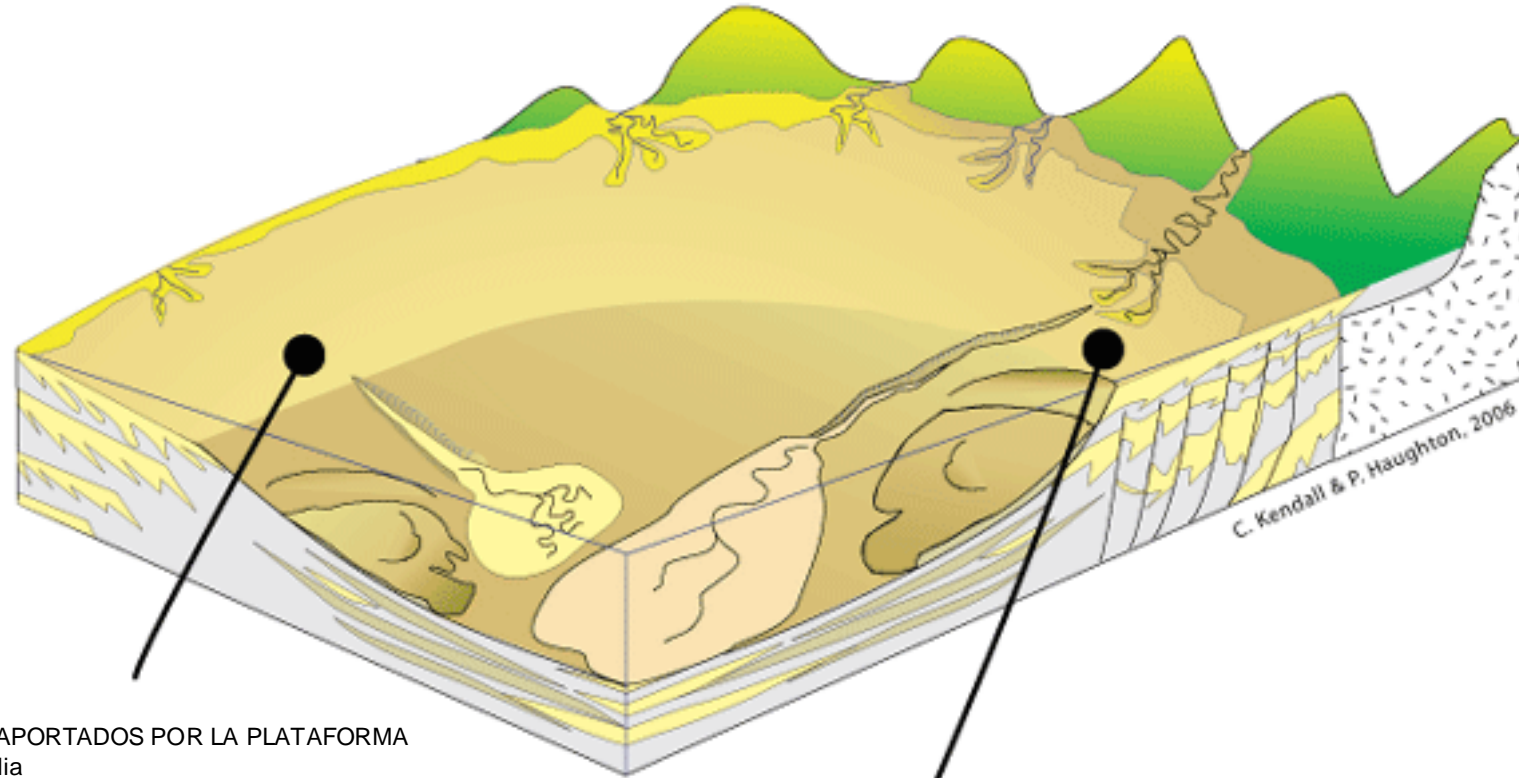
SYSTEM TYPE	WEDGES	CHANNELS	LOBES	SHEETS	CHAOTIC MOUNDS
GRAVEL-RICH SYSTEMS		CHUTES 			
SAND-RICH SYSTEMS		BRAIDED 	CHANNELIZED-LOBES 		
MUD/SAND-RICH SYSTEMS		CHANNEL-LEVEE 	DEPOSITIONAL LOBES 		SLUMPS AND SLIDES 
MUD-RICH SYSTEMS		CHANNEL-LEVEE 	DEPOSITIONAL LOBES 		SLUMPS AND SLIDES 

Fig. 3.62. Principales elementos arquitecturales de sistemas clásicos de aguas profundas, según Reading y Richards (1994). (Tomado de Weimer y Slatt, 2004)





## APORTE DE SEDIMENTOS HACIA AGUAS PROFUNDAS. CONEXIONES ENTRE PLATAFORMA, DELTA Y CAÑONES



### SEDIMENTOS APORTADOS POR LA PLATAFORMA

- Plataforma amplia
- Área limitada de fuente de sedimentos
- Aporte limitado de sedimentos a la boca del cañón
- Abanicos arenosos de pequeñas dimensiones
- Aporte limitado de materiales desplomados

### SEDIMENTOS APORTADOS POR UN DELTA

- El ancho de la plataforma no es un obstáculo para el transporte costafuera
- Extensa área de fuente de sedimentos
- Almacenamiento de sedimentos en una plataforma inestable y fallada
- Aporte de sedimentos directo a la boca del cañón o desplomes
- Abanicos areno-arcillosos de grandes dimensiones
- Fallamiento común del talud
- Aporte más grande de materiales desplomados

Fig. 3.63. Modos de suministro de sedimentos hacia aguas profundas desde la plataforma a través de deltas hacia los cañones submarinos (<http://strata.geol.sc.edu>)



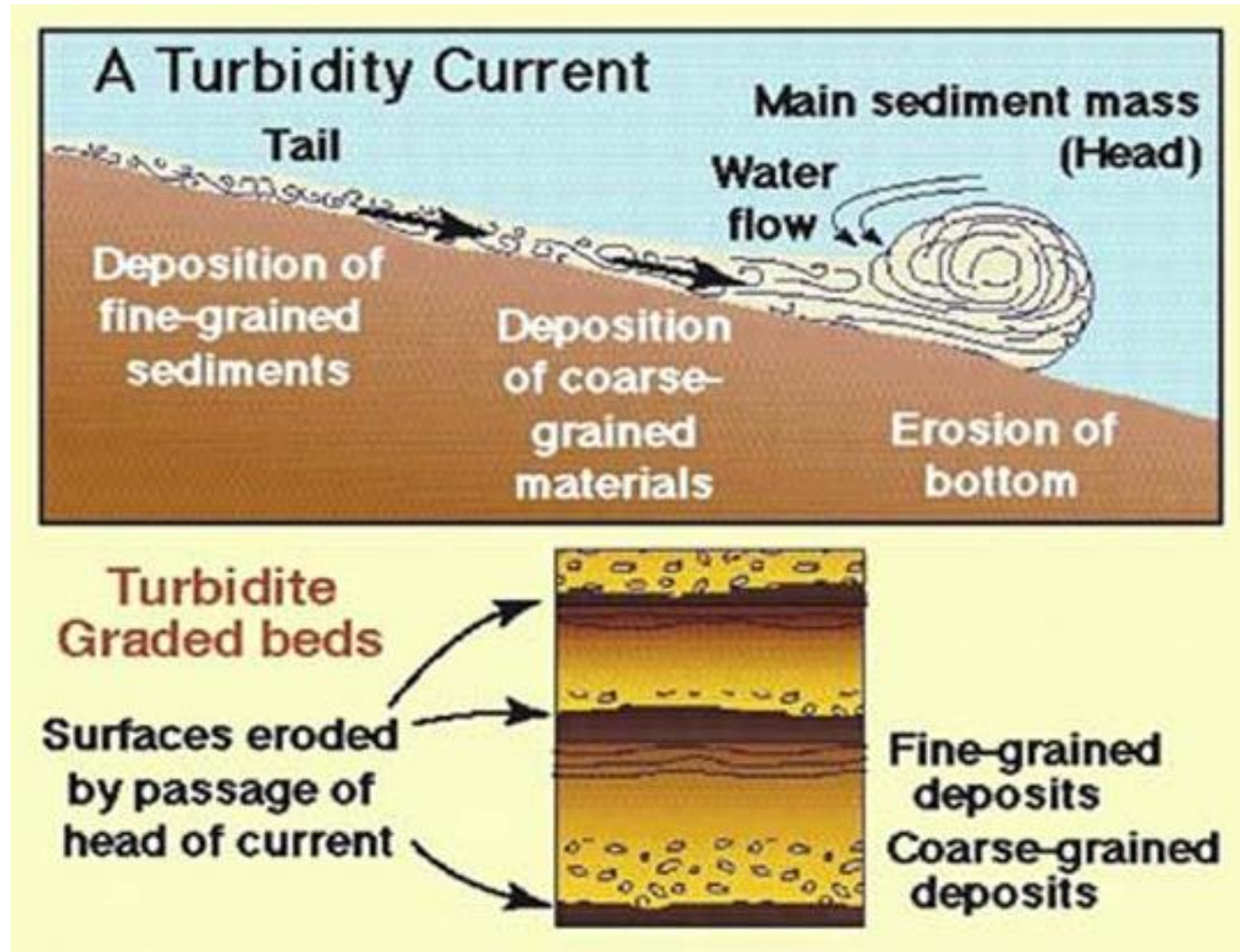


Fig. 3.64. Dinámica de una corriente de turbidez, transporte gravitacional en masa y las características sedimentarias de los depósitos turbidíticos generados. (<http://strata.geol.sc.edu>)



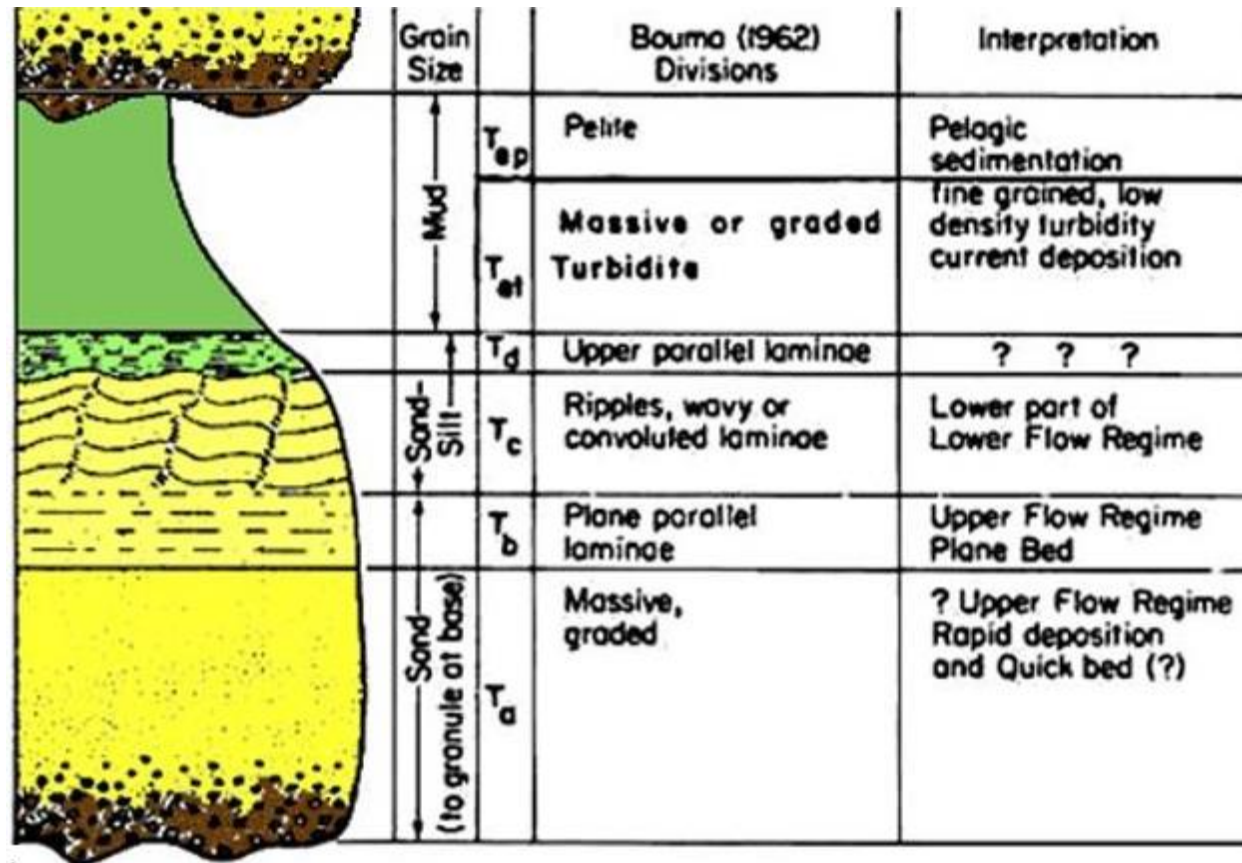


Fig. 3.65. La secuencia idealizada completa de una turbidita clásica mostrando las subdivisiones interpretativas para la turbidita (T a-e), y hemipelágica para la unidad T<sub>e</sub>. Las turbiditas se consideran el producto episódico depositacional por transporte de sedimentos a través de una corriente de turbidez. (<http://strata.geol.sc.edu>)





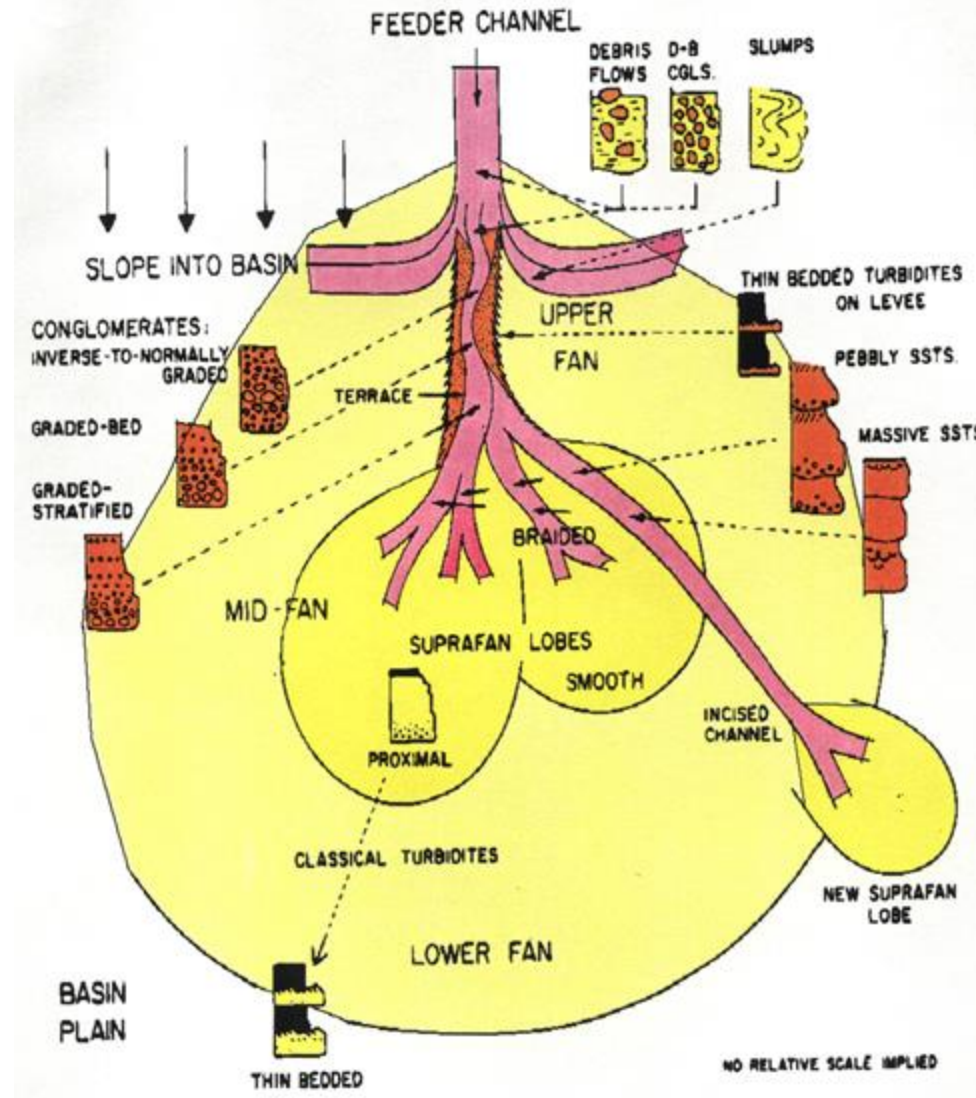


Fig. 3.66. Distribución de facies en los abanicos submarinos (Galloway, 1983, en Lugo, 1997)







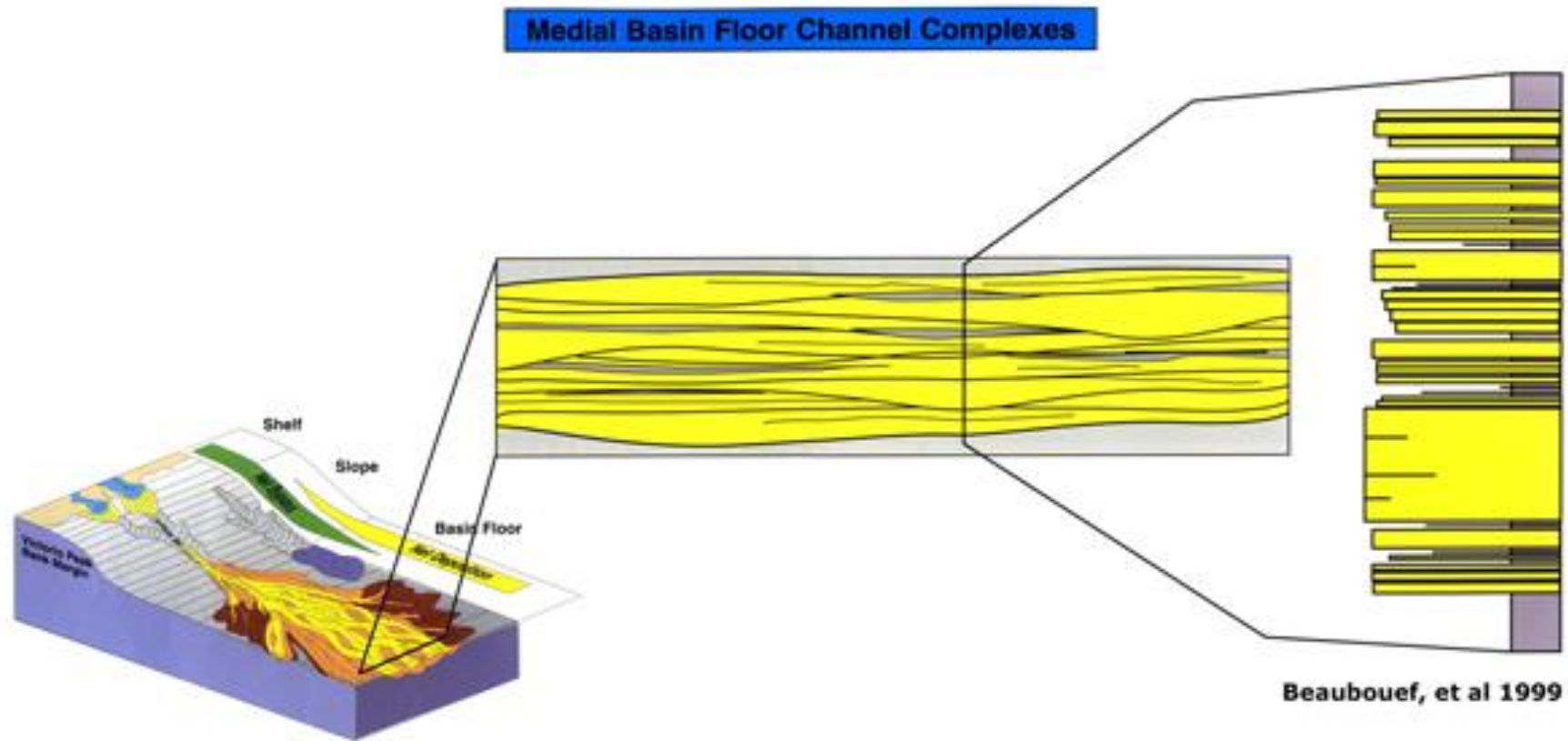


Fig. 3.68. Distribución vertical y lateral de facies en complejos de canales desarrollados en la zona media del sistema de abanicos submarinos en la llanura oceánica (<http://strata.geol.sc.edu>)



Outer Basin Floor Fan

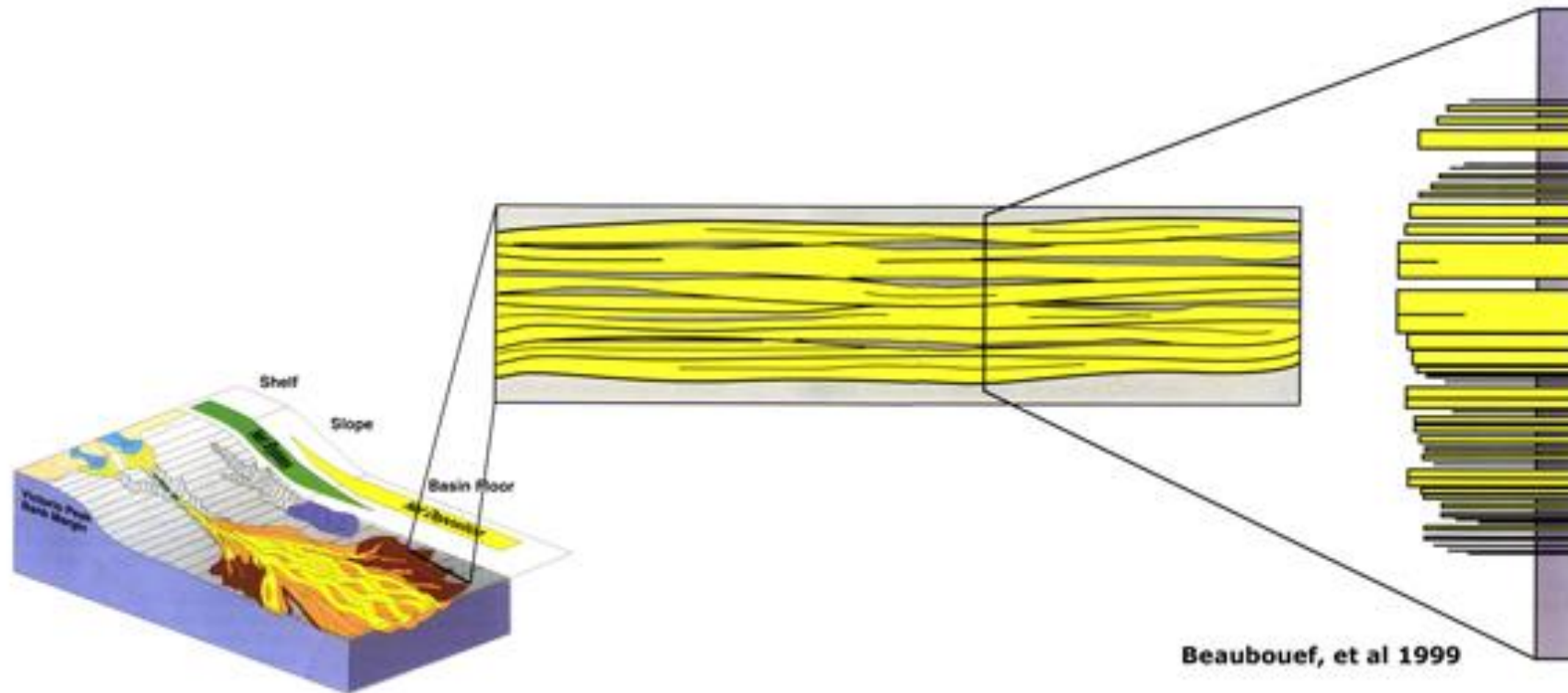


Fig. 3.69. Distribución vertical y lateral de facies en complejos de canales desarrollados en la zona externa del sistema de abanicos submarinos en la llanura oceánica (<http://strata.geol.sc.edu>)



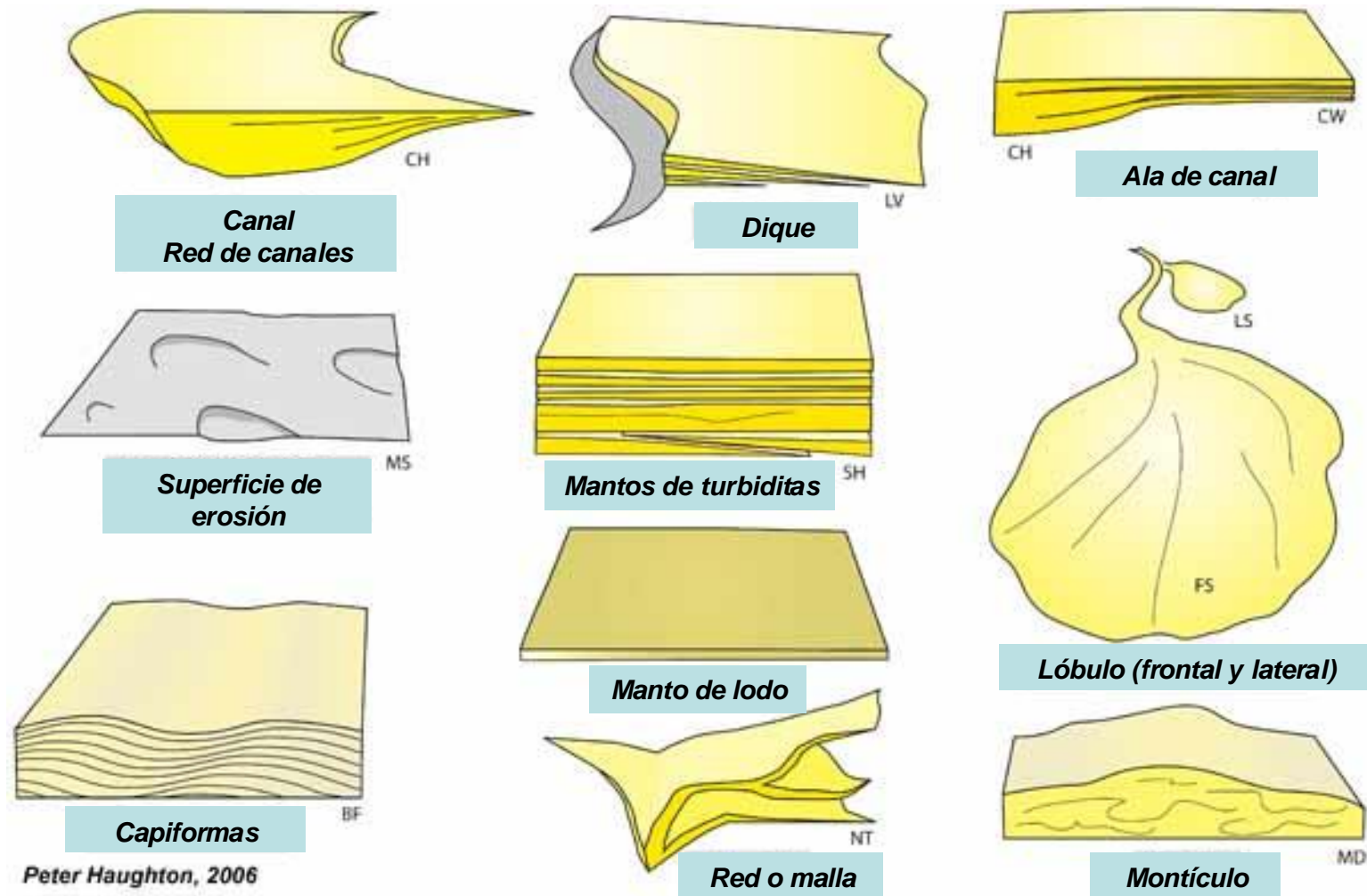
## ELEMENTOS ARQUITECTURALES DE AGUAS PROFUNDAS

La clasificación más detallada involucra la abundancia relativa de facies específicas y la distribución de sus geometrías depositacionales. Diferentes sitios depositacionales tienen características de facies similares, incluyendo el tipo de sedimento, la geometría y la bioestratigrafía (Fig. 3.70, 3.71, 3.72). Esta clasificación la constituyen:

- ✓ **Canales**
- ✓ **Relleno de canales con diques**
- ✓ **Arenas confinadas al canal (geocuerpo)**
- ✓ **Arenas amalgamadas de canal (varios geocuerpos)**
- ✓ **Planicie de desbordes y bancos de arena**
- ✓ **Capas tabulares de arena amalgamadas**
- ✓ **Capas tabulares estratificadas**
- ✓ **Desplomes**
- ✓ **Flujos de detritos**
- ✓ **Lutitas marinas**







Peter Haughton, 2006

Fig. 3.70. Principales elementos arquitecturales de los sistemas depositacionales de aguas profundas asociados a los abanicos submarinos (<http://strata.geol.sc.edu>)



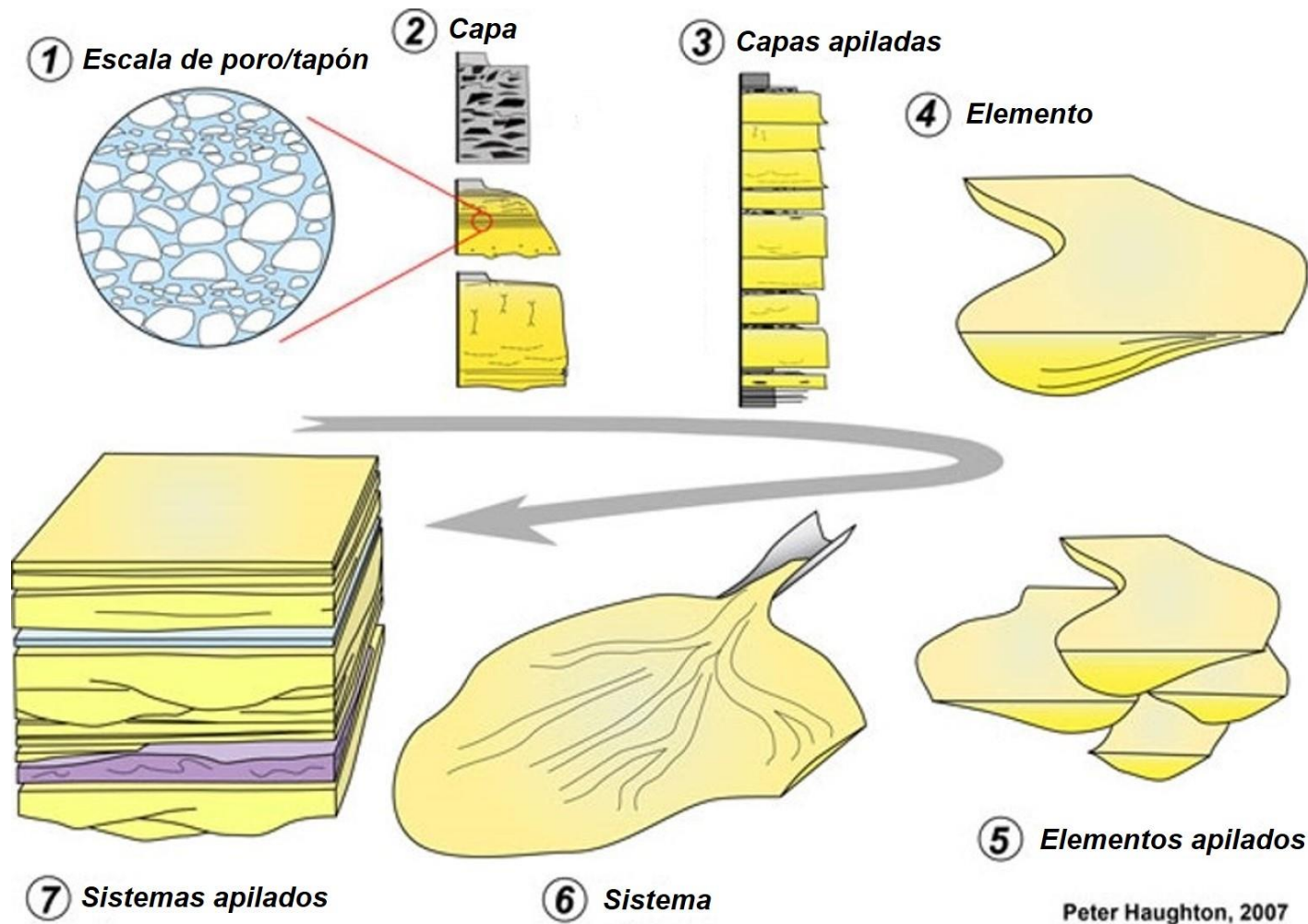


Fig. 3.71. Jerarquía de los elementos y su relación con la arquitectura depositacional en aguas profundas. Los elementos muestran un aumento progresivo en la escala desde un sencillo flujo gravitacional de sedimentos contenidos en una capa, hasta los depósitos acumulados que abarcan todo el talud y/o la planicie oceánica (apilamiento de sistemas). Cuando tales elementos se integran a la información bioestratigráfica, pueden servir de apoyo en el reconocimiento de los ciclos de ascensos y caídas relativas del nivel del mar, facilitando entonces la clasificación y la interpretación de esas rocas sedimentarias y la predicción de sus extensiones laterales y geometría a través de la cuenca. Modificado de P.Haughton (2007) en: <http://strata.geol.sc.edu>.



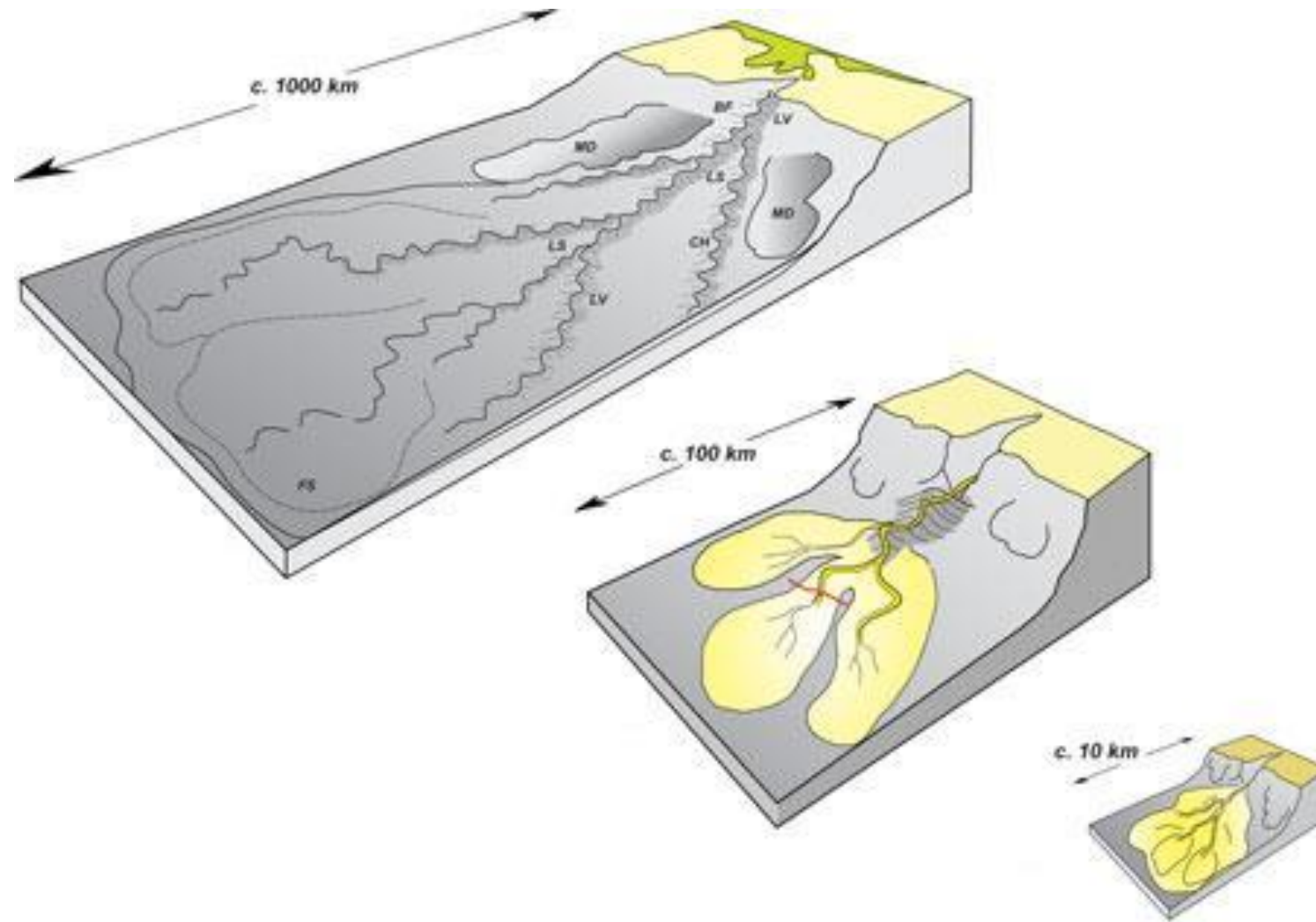


Fig. 3.72. Bloques diagramáticos ilustrando el cambio general en el carácter de los abanicos submarinos clásticos en relación a los cambios en el aporte de sedimentos y al tamaño de grano. (<http://trata.geol.sc.edu>)



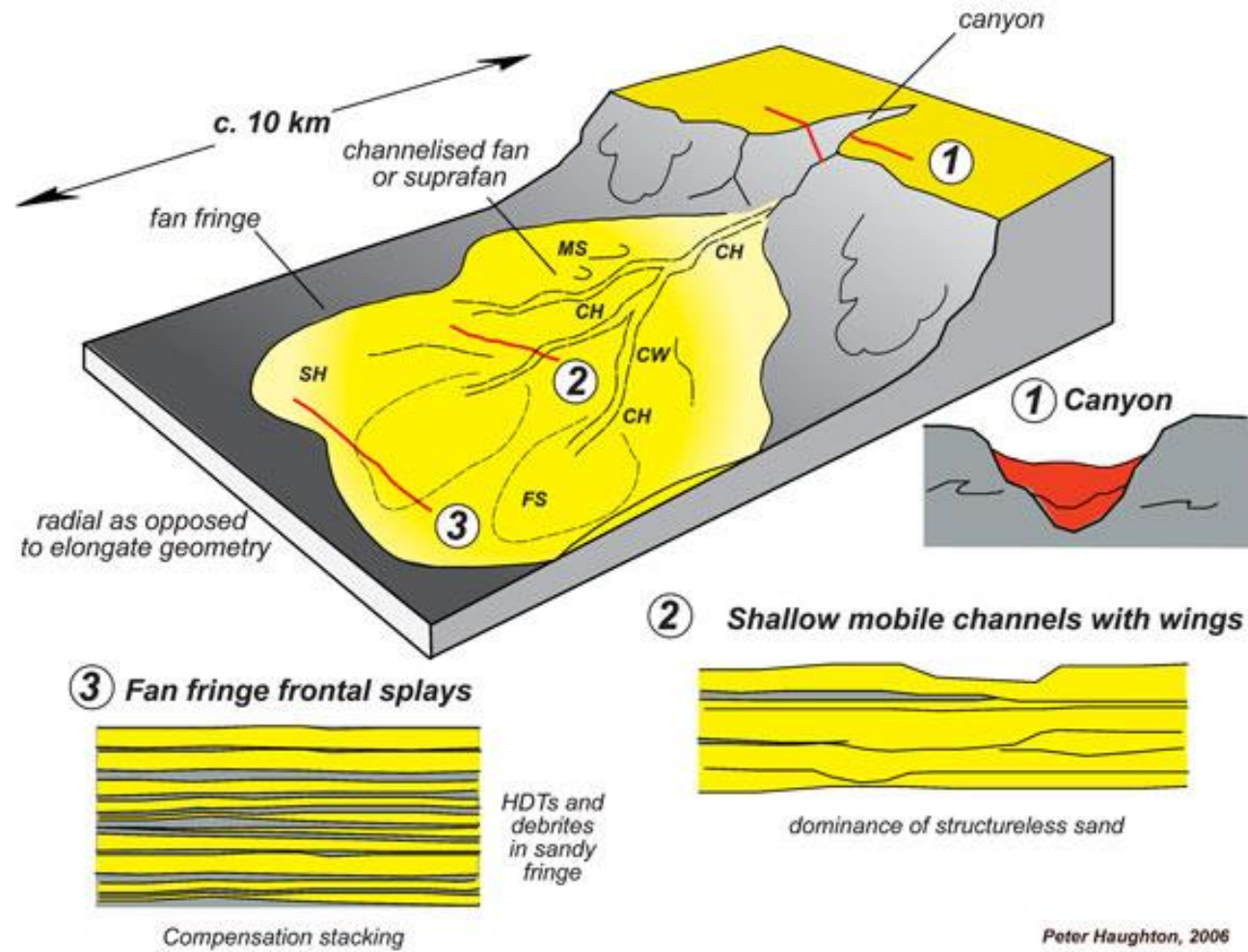


Fig. 3.73. Morfología de un abanico submarino dominado por arena. La arquitectura de los “elementos” componentes está representada principalmente por canales y lóbulos frontales con abundantes y extensos mantos de turbiditas, que tienen patrones de apilamiento, que junto con los sedimentos y sus estructuras sedimentarias, son usados para determinar e interpretar el ambiente depositacional y la continuidad de esas características. (<http://trata.geol.sc.edu>)





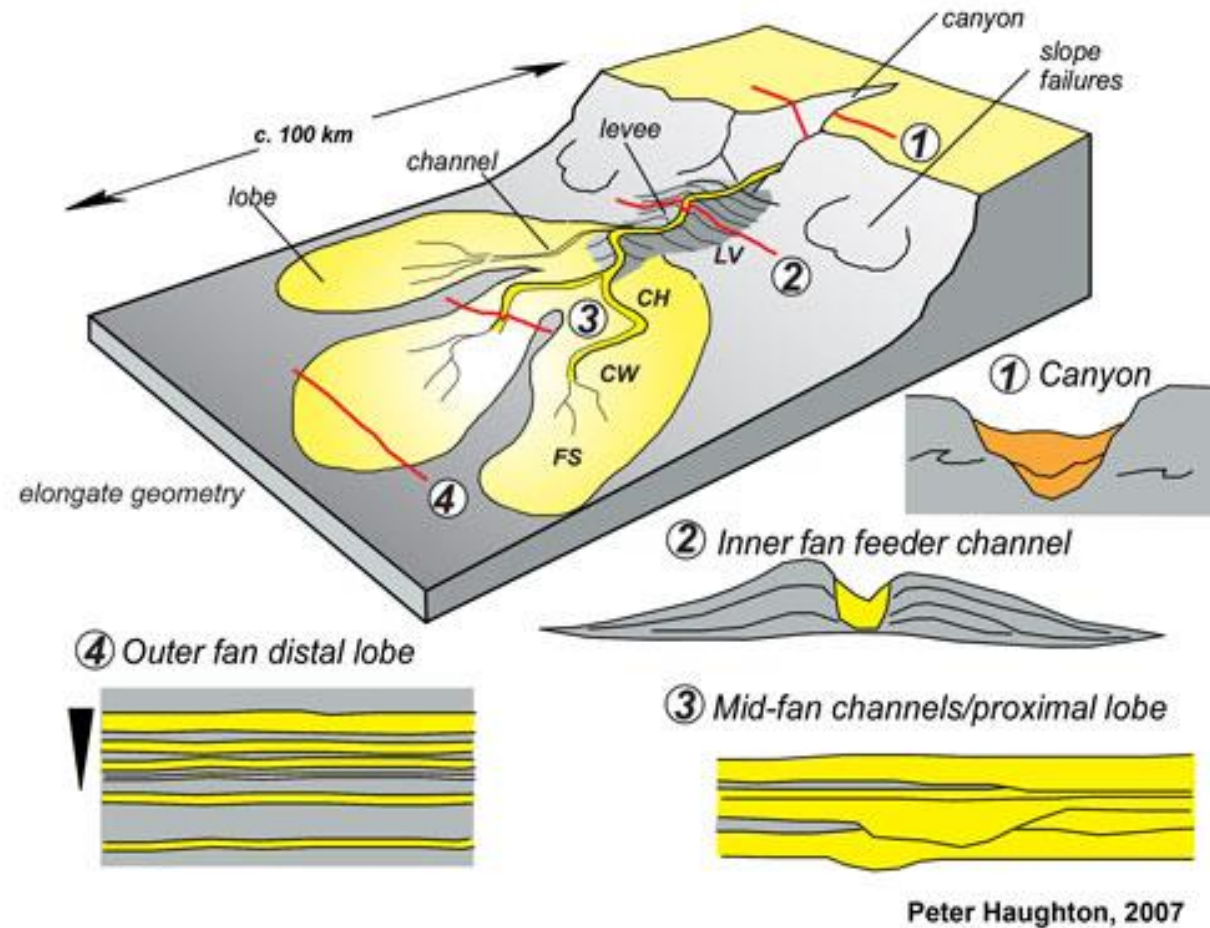


Fig. 3.74. Morfología de un abanico submarino compuesto por una mezcla de lodo y arena. La arquitectura de los “elementos” componentes está representada por canales, diques y lóbulos frontales con extensos mantos de turbiditas, que tienen patrones de apilamiento que, junto con los sedimentos y sus estructuras sedimentarias, son usados para determinar e interpretar el ambiente depositacional y la continuidad de esas características. (<http://trata.geol.sc.edu>)



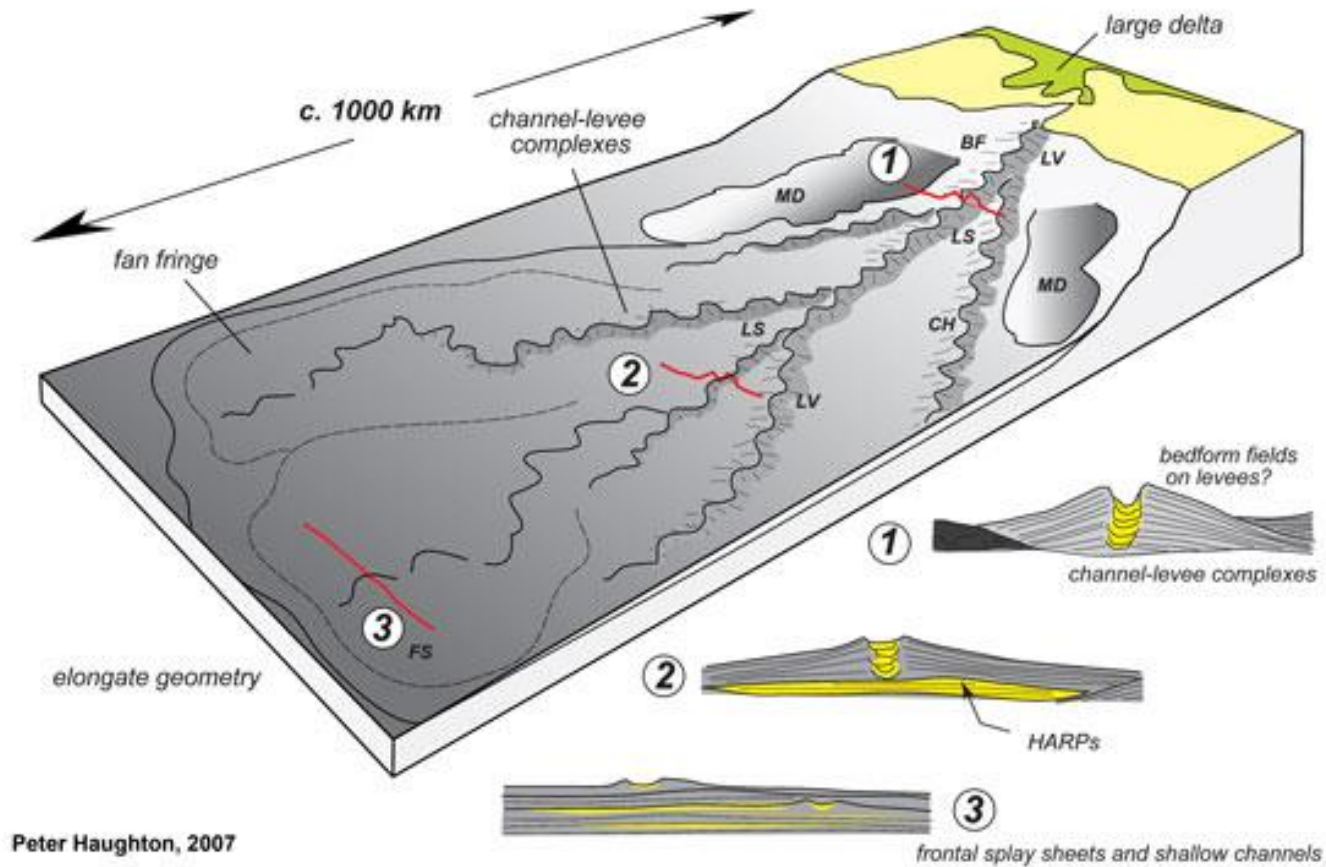


Fig. 3.75. Morfología de un abanico submarino compuesto de lodo. La arquitectura de los “elementos” componentes está representada por canales, diques y delgados mantos laminares de turbiditas, que tienen patrones de apilamiento que, junto con los sedimentos y sus estructuras sedimentarias, son usados para determinar e interpretar el ambiente depositacional y la continuidad de esas características. (<http://trata.geol.sc.edu>)



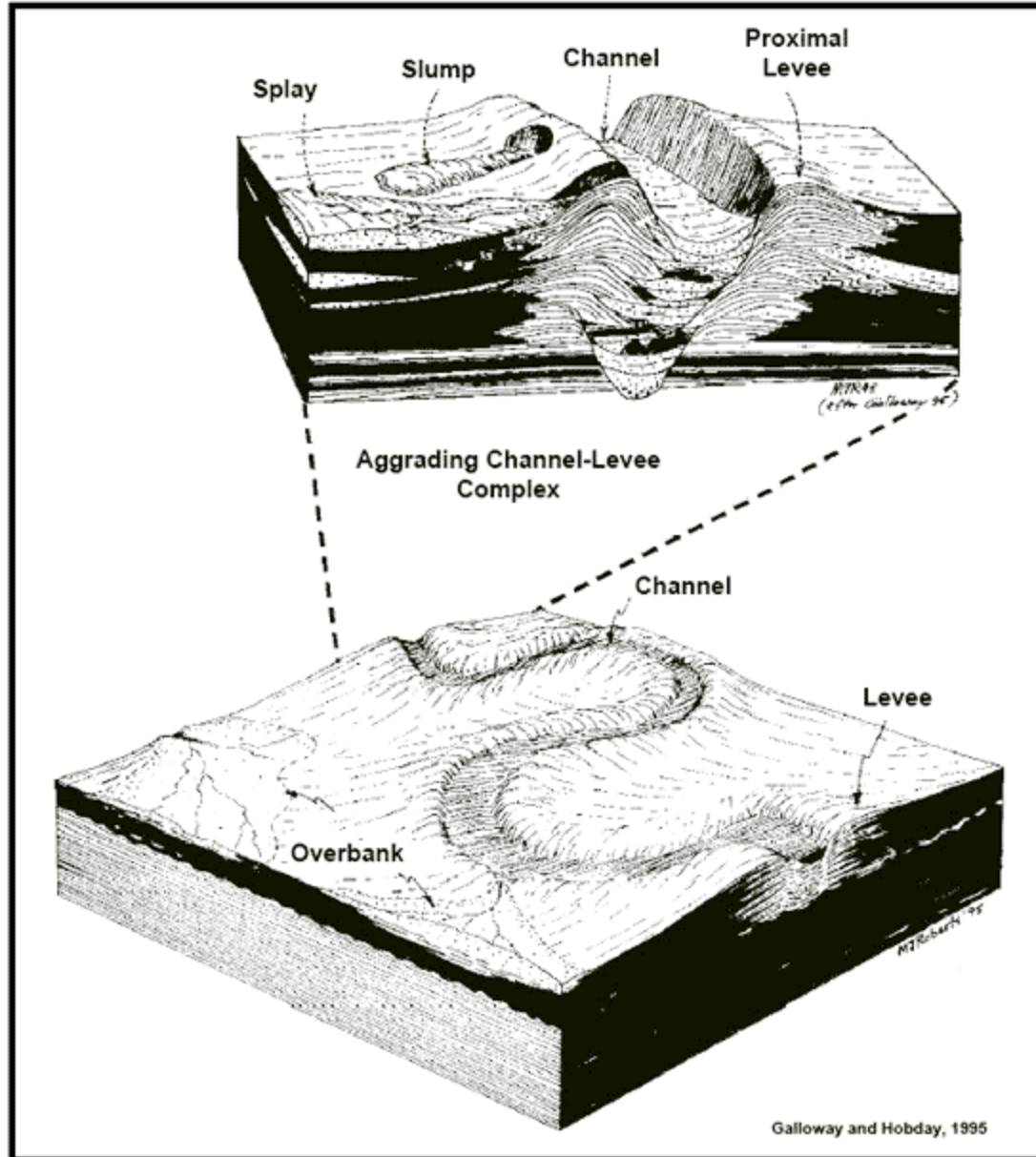


Fig. 3.76. Bloques diagramáticos ilustrando la distribución y estructuración de los diques (levee) y los depósitos de desborde (lóbulo lateral de rotura) o banco (overbank), asociados a los canales del abanico submarino (<http://strata.geol.sc.edu>)



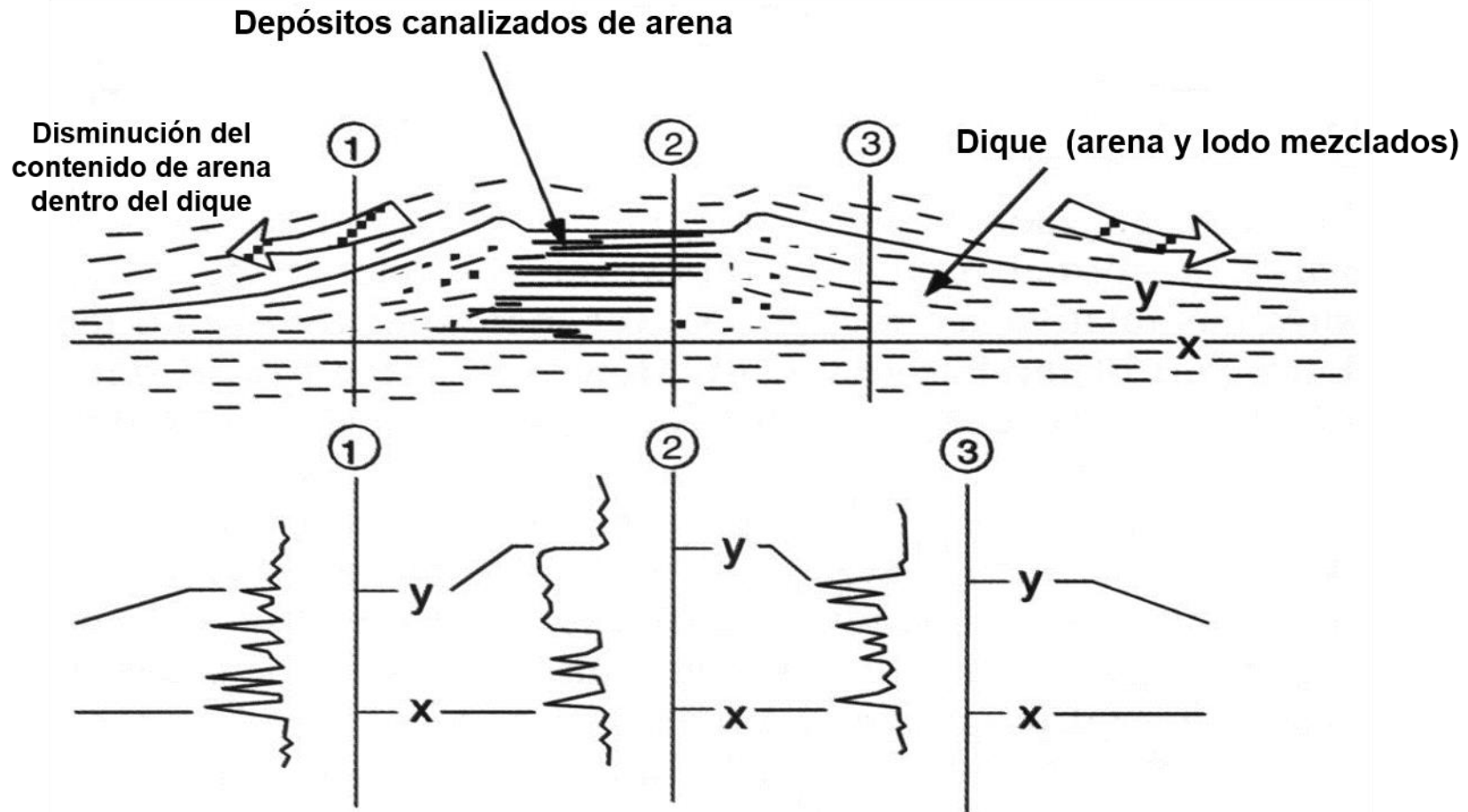


Fig. 3.77. Sección esquemática a través de un complejo canal-dique ilustrando la distribución de arena y lodo y las respectivas respuestas de los registros GR en los tres sitios indicados. Dentro de los diques, el porcentaje de arena disminuye con la distancia desde el canal. En este ejemplo, los depósitos de canal se apilan verticalmente, pero con una progresiva migración lateral de izquierda a derecha. (Modificado de Posamentier and Allen, 1999)





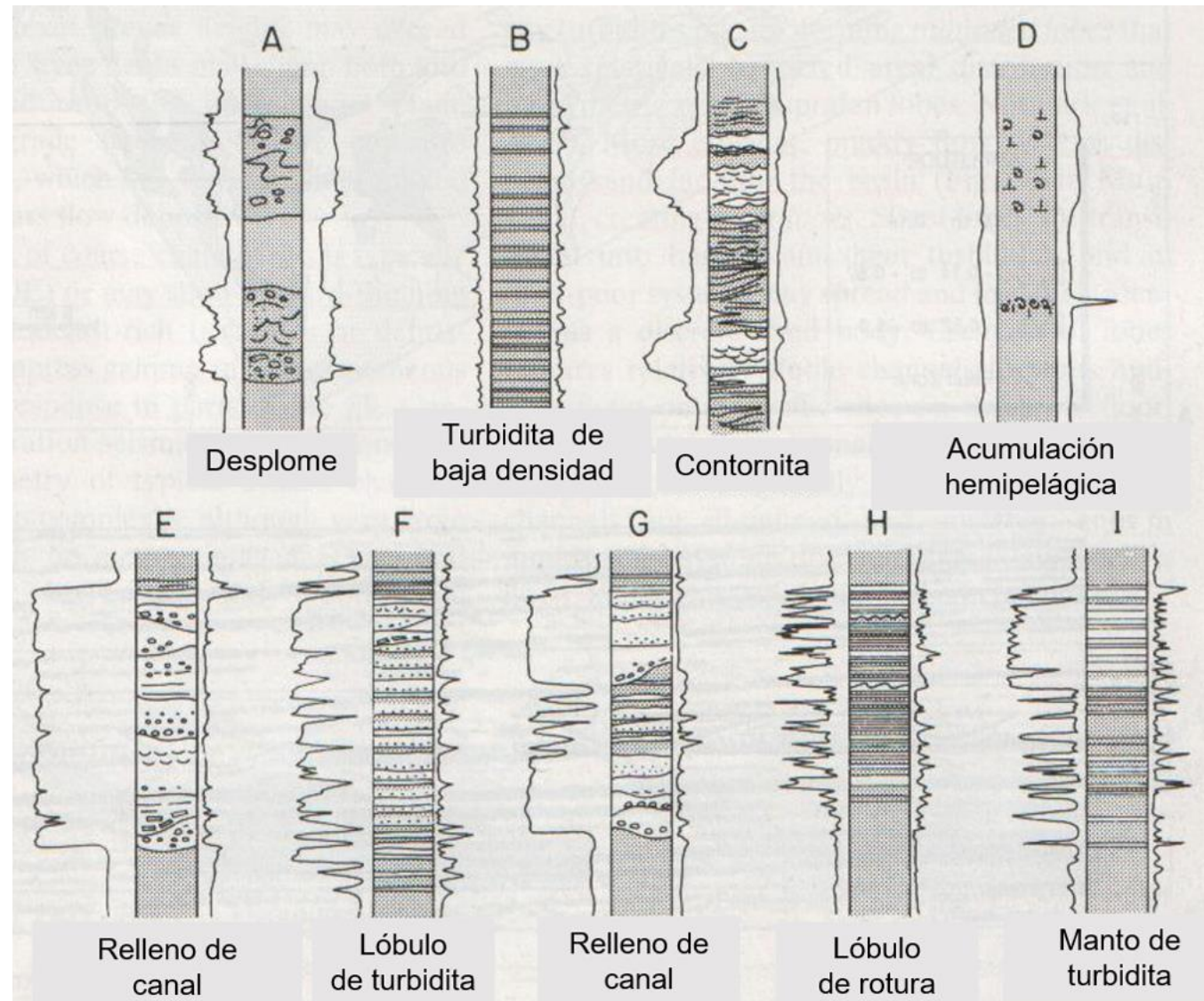


Fig. 3.78. Sucesiones de facies verticales típicas y la respuesta de los registros GR y Resistividad en las facies de talud y fondo de cuenca.



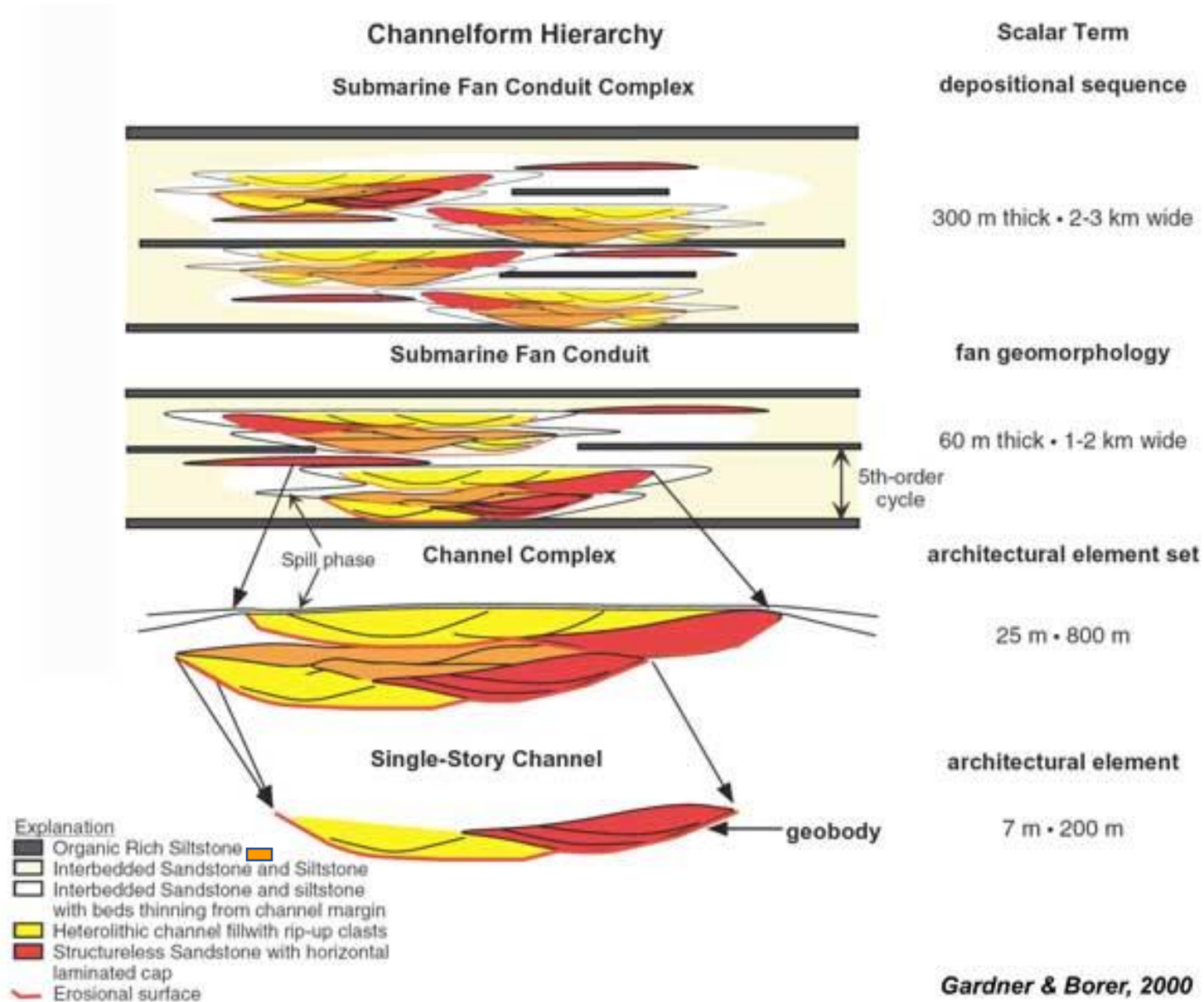


Fig. 3.79. Jerarquía de formas y agrupamientos de canales y términos de acuerdo a la escala. (<http://strata.geol.sc.edu>)



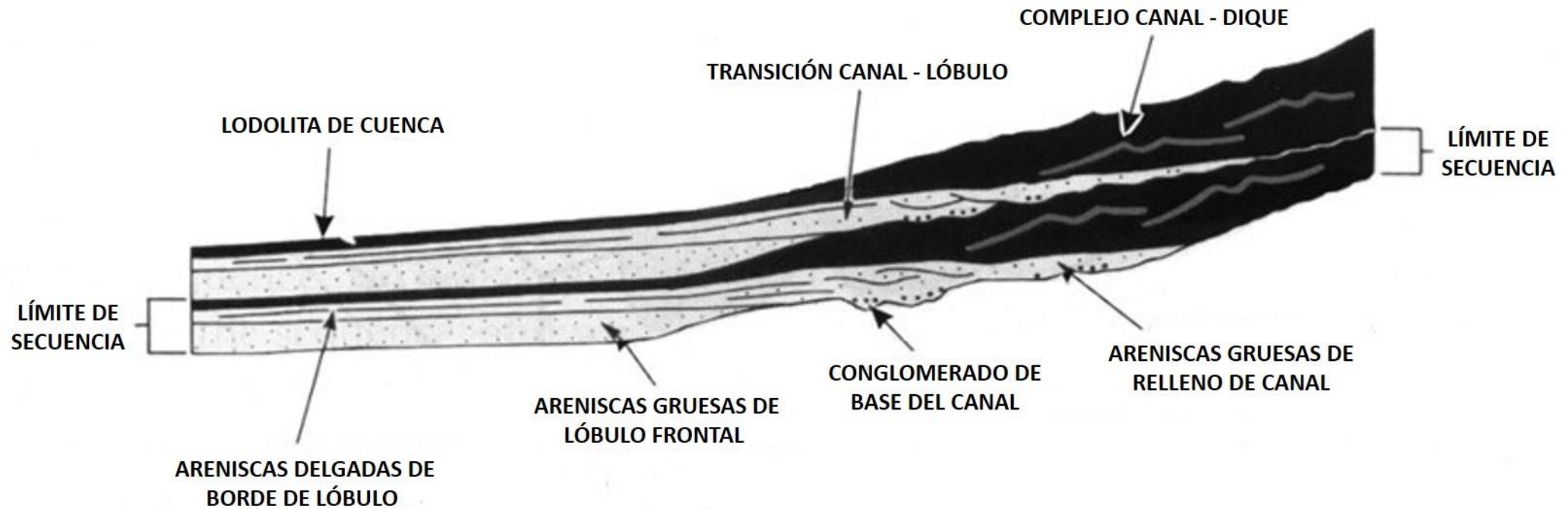


Fig. 3.80. Esquema ilustrando dos ciclos depositacionales de abanicos submarinos. El primer evento, asociado con una caída significativa del nivel del mar, se caracteriza por flujos arenosos gruesos y conglomeráticos, relleno de canales y esparciéndose como lóbulos frontales y mantos de turbiditas distales. Los flujos gravitacionales producen una acción erosiva y abrasiva sobre depósitos de lutitas de planicie oceánica. Cuando disminuye el flujo y el volumen de sedimentos arenosos, se originan los sistemas dique-canal típicos de abanicos de talud y de abanicos con alta relación lodo/arena. Finalmente cuando los flujos de sedimentos cesan, se depositan lutitas pelágicas que representarán una sección condensada hasta el próximo evento depositacional, el cual estará relacionado con una nueva caída del nivel del mar y la consecuente generación y depositación de abanicos submarinos (Tomado de Weimer & Slatt, 2004)



## MARCADORES ESTRATIGRÁFICOS DE SECUENCIAS DE AGUAS PROFUNDAS

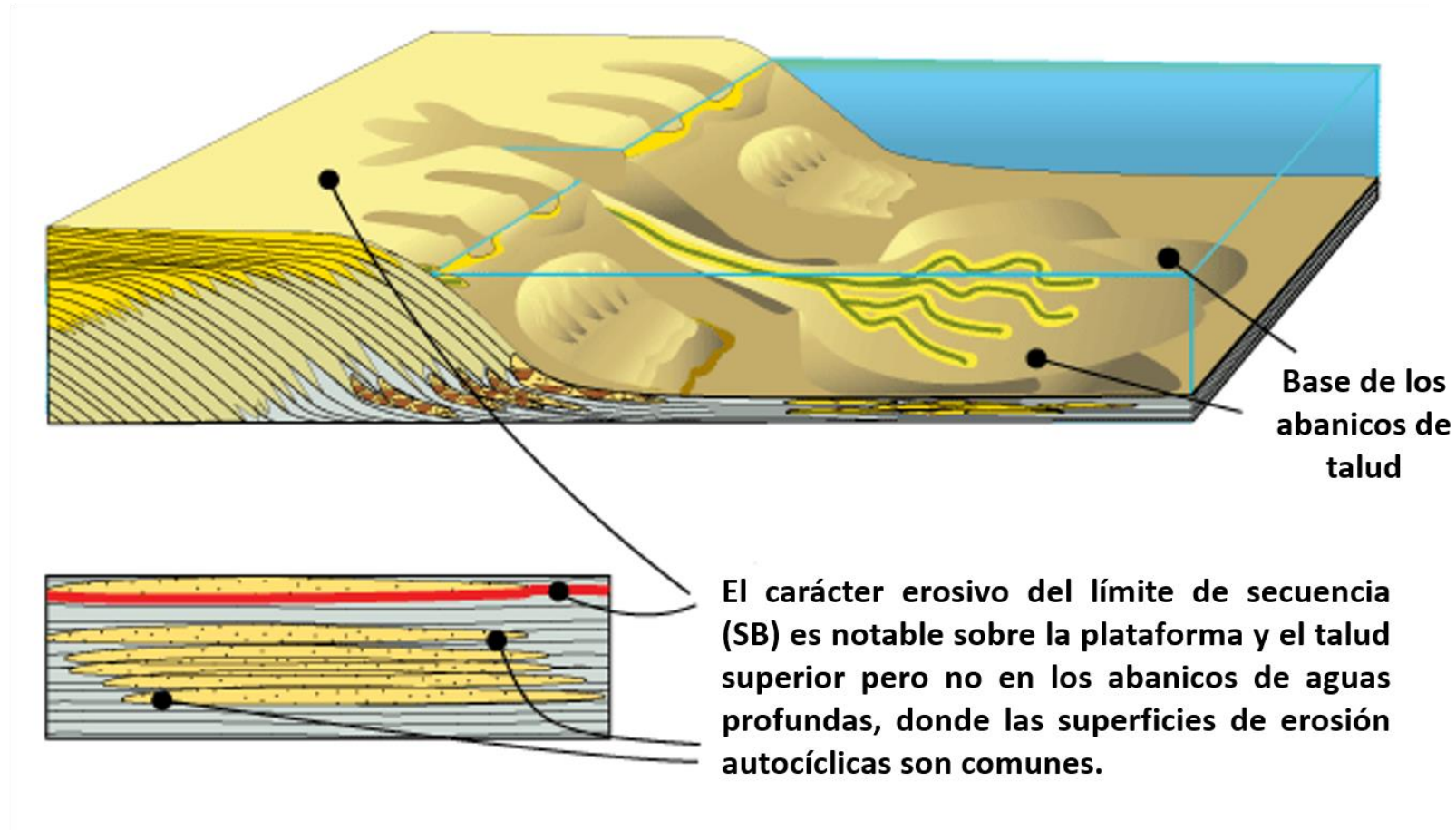
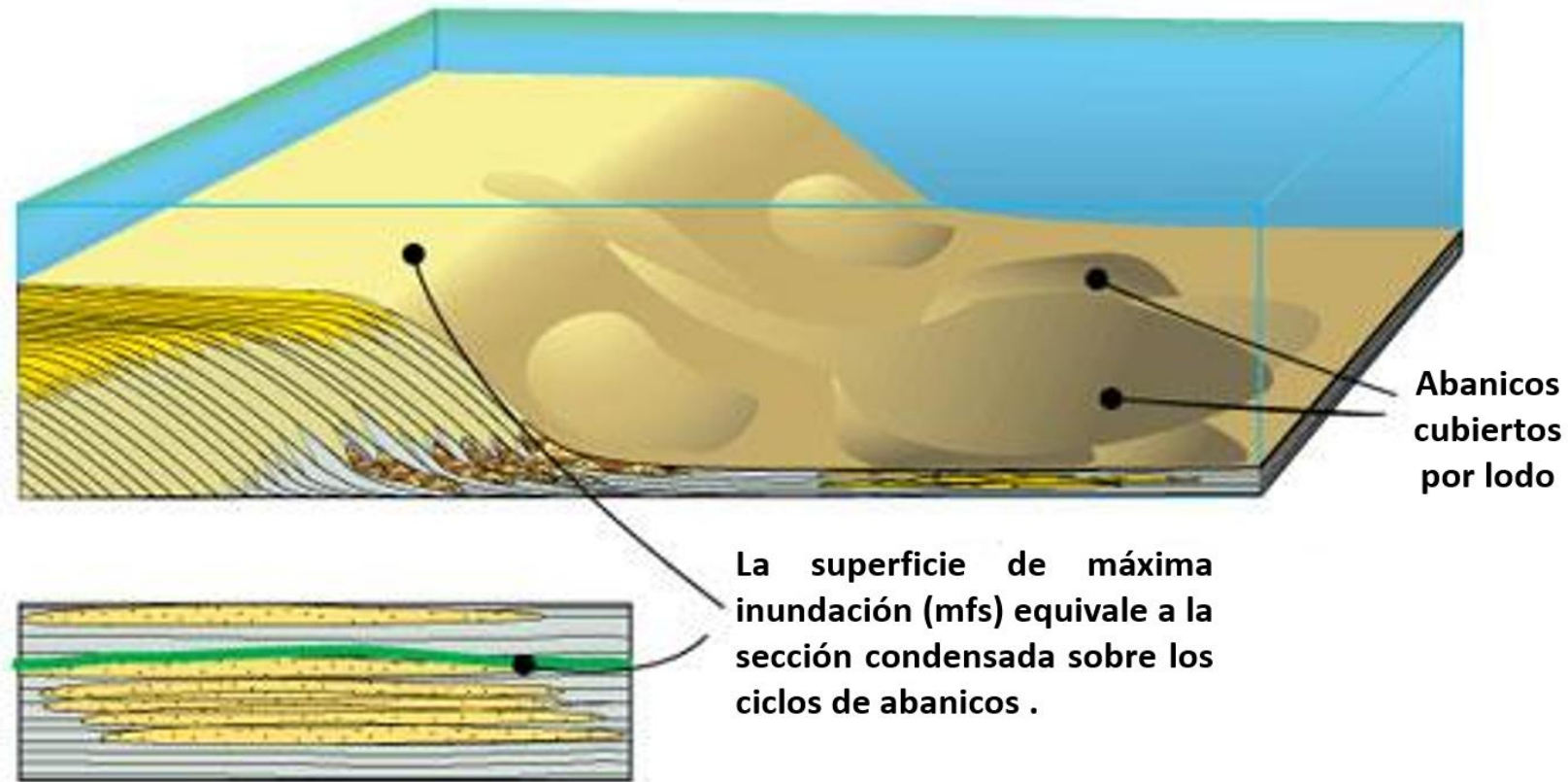


Fig. 3.81. Bloque diagramático mostrando como los límites de secuencia (SB) no se manifiestan tan claramente en aguas profundas como sucede sobre la plataforma expuesta. (<http://strata.geol.sc.edu>)





## MARCADORES ESTRATIGRÁFICOS DE SECUENCIAS DE AGUAS PROFUNDAS



*C Kendall & P.Haughton, 2008*

Fig. 3.82. Bloque diagramático mostrando como la sección condensada asociada a la superficie de máxima inundación, se constituye en el límite y el mejor marcador estratigráfico entre los ciclos de abanicos submarinos. (<http://strata.geol.sc.edu>)



## MARCADORES ESTRATIGRÁFICOS DE SECUENCIAS DE AGUAS PROFUNDAS

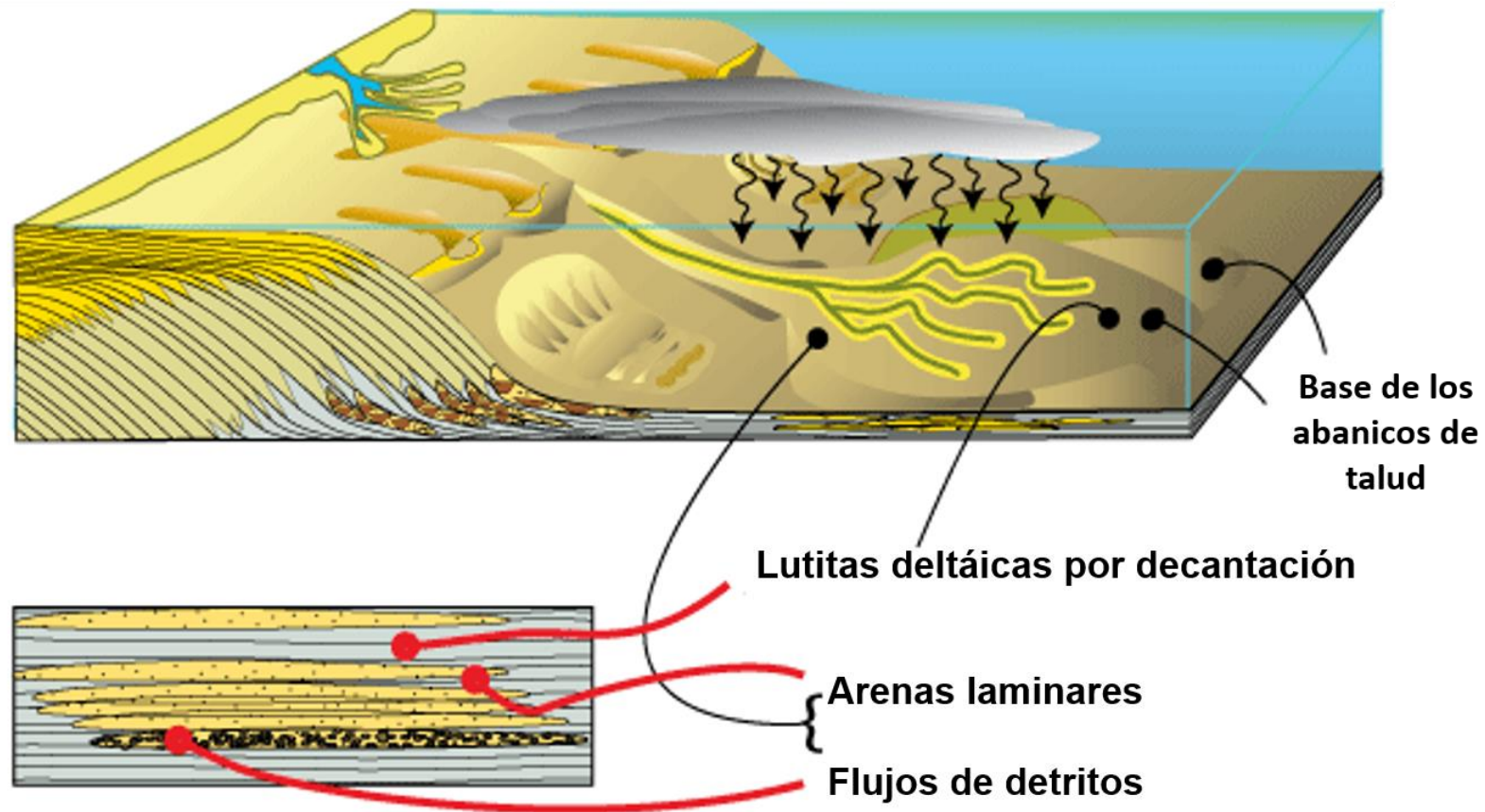


Fig. 3.83. Bloque diagramático mostrando que algunos marcadores estratigráficos, tales como niveles litoestratigráficos arcillosos y flujos de detritos de gran extensión espacial, junto a marcadores bioestratigráficos, proveen edad relativa y orden de la secuencia. (<http://strata.geol.sc.edu>)



## MARCADORES ESTRATIGRÁFICOS DE SECUENCIAS DE AGUAS PROFUNDAS

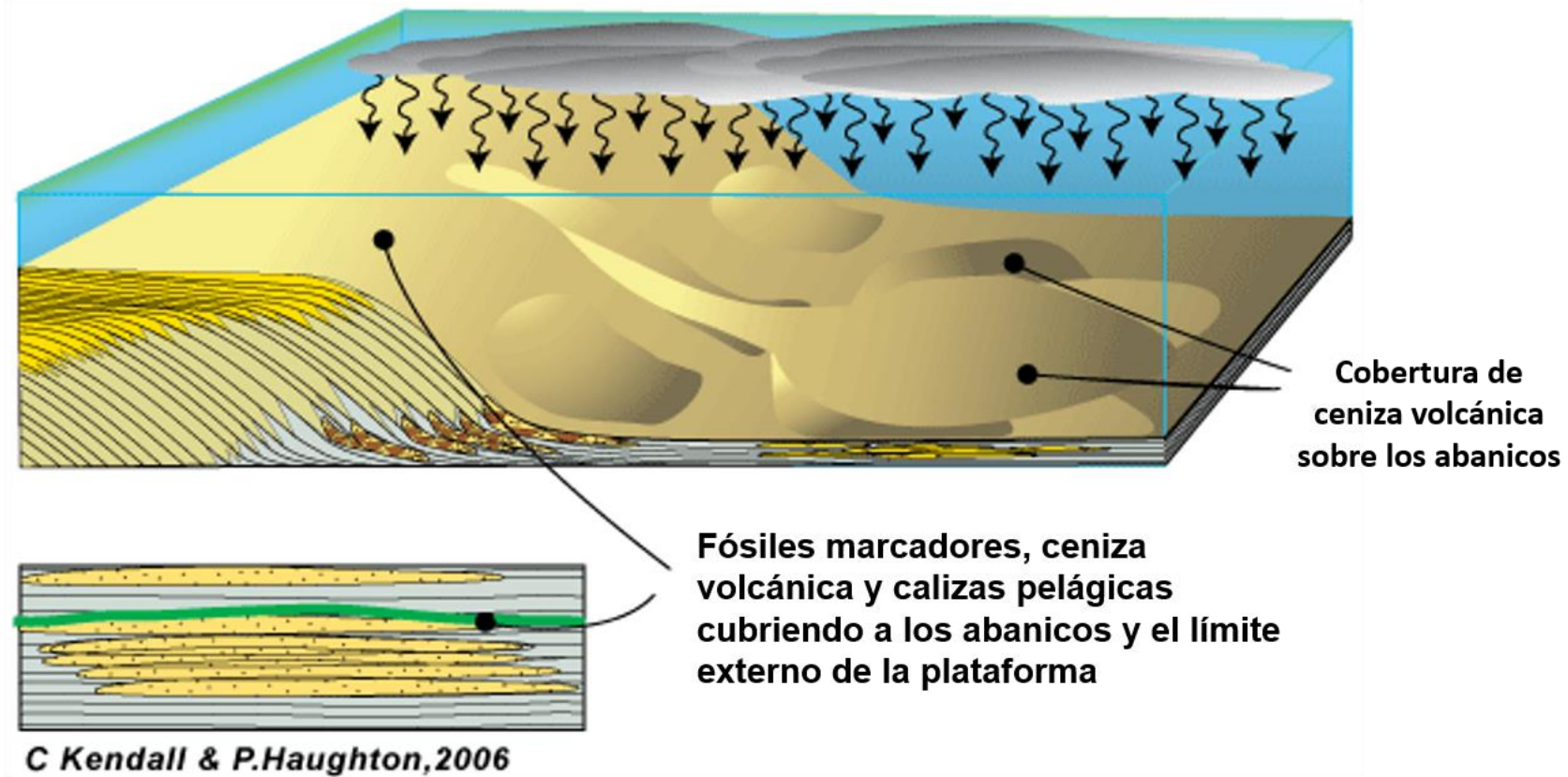


Fig. 3.84. Bloque diagramático mostrando como los biomarcadores, la ceniza volcánica y las calizas pelágicas, son los mejores marcadores estratigráficos en depósitos sedimentarios de aguas profundas, porque pueden ser datados . (<http://strata.geol.sc.edu>)







Fig. 3.85. Sucesión de depósitos clásticos de aguas profundas correspondientes a facies de areniscas tabulares de grano fino (parte inferior), seguidas de una sección condensada (parte media) y al tope se presenta una nueva secuencia de areniscas de canal - lóbulo frontal. (<http://strata.geol.sc.edu>)

