

CAPITULO

2

CAPITULO 2. CONCEPTOS CLAVE DE ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS.

2.1 LOS MÉTODOS GEOFÍSICOS.

Gracias a los métodos geofísicos se puede investigar de manera indirecta zonas de difícil acceso para el ser humano o inclusive acceso imposible, como ocurre con el interior de la Tierra a gran escala o del subsuelo en una escala menor; esto último se hace en la búsqueda de yacimientos metalíferos (prospección, exploración), o de hidrocarburos (gas y aceite). Los métodos geofísicos pueden dar información geológica valiosa sin hacer perforaciones, que implican altos costos. Existen varios métodos geofísicos útiles en Ciencias de la Tierra, los cuales aprovechan las propiedades físicas de las rocas para conocer sus características y distribución. Pero todos los métodos geofísicos dan solamente información indirecta, es decir, no se dispone de muestras de una roca o de otra sustancia de interés; se trata de modelos matemáticos que en muchos casos que convierten en imágenes que esperan a una interpretación adecuada y óptima. En este trabajo se tratará únicamente el método geofísico sísmico.

2.1.1 Los métodos sísmicos.

Los métodos de exploración sísmicos basan su desarrollo en la generación inducido de ondas sísmicas, por ejemplo por medio de una explosión o de un rompedor de caída como ocurre con un camión generador de movimiento (Fig. 2.1). Las ondas sísmicas son ondas mecánicas y elásticas; se trata de ondas que causan deformaciones no permanentes en el medio, en el cual se propagan. La deformación se constituye de una alternancia de compresión y dilatación de tal manera que las partículas del medio se acercan y se alejan respondiendo a las fuerzas asociadas con las ondas, por ejemplo, en un material elástico.

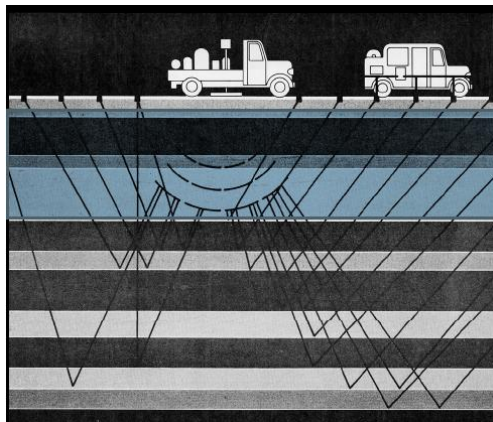


Fig. 2.1 Camión generador de movimiento (Tomado de IAGC, 2005).

Existen dos tipos de ondas sísmicas principales, estos corresponden con las ondas de compresión y las ondas transversales (conocidas como ondas de volumen) y ondas Love y Rayleigh, este tipo de ondas reciben el nombre de superficiales debido a que solo se propagan por las capas más superficiales de la Tierra, decreciendo su amplitud con la profundidad. Las ondas de compresión son las más rápidas por eso se llaman ondas primarias (ondas P). Las ondas transversales son un poco más lentas, llegan un poco más tarde a la estación de recepción. Las diferencias en las velocidades se usan en la medición de sismos naturales. La diferencia entre la llegada de la onda "P" y de la onda "S" (Δt) corresponde a la distancia del foco, por lo que Δt es grande, si el foco es muy lejano, porque la onda p se propaga más rápido.

Las ondas P (primarias o *primae*): son ondas longitudinales o compresionales, lo cual significa que el material rocoso afectado es alternadamente comprimido y dilatado en la dirección de la propagación. Estas ondas generalmente viajan a una velocidad 1.73 veces más rápido que las ondas S y pueden viajar a través de cualquier tipo de material líquido o sólido; sus velocidades típicas son 1450 m/s en el agua y cerca de 5000 m/s en el granito.

Las partículas de una onda P, longitudinal o de compresión oscilan en la dirección de propagación de la onda (Fig. 2.2).

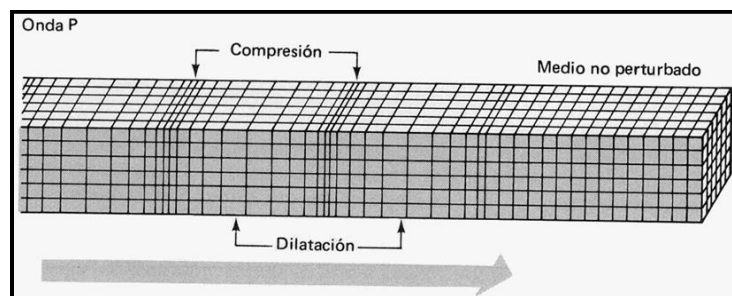


Fig. 2.2 Esquema que muestra el comportamiento y dirección de propagación de las ondas P (Tomado de Técnicas Geofísicas, 2009).

Las velocidades que pueden presentar las ondas P dentro de las rocas varían dependiendo la litología, por lo que cada material tiene un valor característico (Tabla 2.1).

Tabla 2.1 Velocidades de ondas P en diferentes materiales

	Vp (km/s)
Materiales no consolidados	
Arena (seca)	0.2 - 1.0
Arena (saturada de agua)	1.5 - 2.0
Arcilla	1.0 - 2.5
Tillita glacial (saturada de agua)	1.5 - 2.5
Permafrost	3.5 - 4.0
Rocas sedimentarias	
Areniscas	2.0 - 6.0
Areniscas terciarias	2.0 - 2.5
Arenisca Pennant (carbonífero)	4.0 - 4.5
Cuarcita cámbrica	5.5 - 6.0
Calizas	2.0 - 6.0
Pedernal cretácico	2.0 - 2.5
Calizas bioclásticas y oolitas jurásicas	3.0 - 4.0
Caliza carbonífera	5.0 - 5.5
Dolomías	2.5 - 6.5
Sal	4.5 - 5.0
Anhidrita	4.5 - 6.5
Yeso	2.0 - 3.5

Rocas ígneas y metamórficas	
Granito	5.5 - 6.0
Gabro	6.5 - 7.0
Rocas ultramáficas	7.5 - 8.5
Serpentinita	5.5 - 6.5
Fluidos de poro	
Aire	0.3
Agua	1.4 - 1.5
Hielo	3.4
Petróleo	1.3 - 1.4
Otros materiales	
Acero	6.1
Hierro	5.8
Aluminio	6.6
Concreto	3.6

Tabla 2.1 Ejemplos de algunas velocidades de propagación de las ondas P para algunos tipos de rocas, así como para otros materiales (Tomado de Udías, 1999).

Las ondas S (secundarias o *secundae*): son ondas en las cuales el desplazamiento es transversal a la dirección de propagación. Su velocidad es menor que la de las ondas primarias. Debido a ello, éstas aparecen en el terreno un tiempo después que las primeras. Estas ondas son las que generan las oscilaciones durante el movimiento sísmico y las que producen la mayor parte de los daños en las construcciones civiles. Sólo se trasladan a través de elementos sólidos. La velocidad de propagación de las ondas S en

medios isótopos y homogéneos depende del módulo de corte μ y de la densidad ρ del material.

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Las partículas de una onda S, transversal o de cizalla oscilan perpendicularmente a la dirección de propagación (Fig. 2.3).

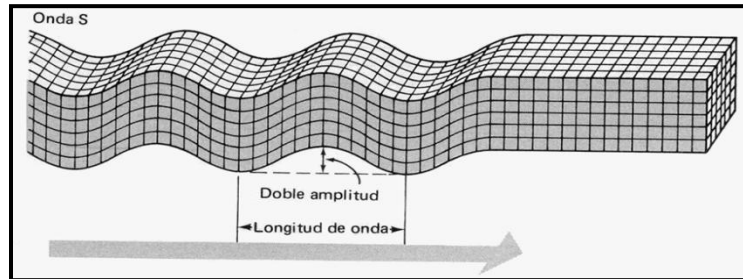


Fig. 2.3 Esquema que muestra el comportamiento y dirección de propagación de las ondas S (Tomado de Técnicas Geofísicas, 2009).

Ondas de Rayleigh: En el año de 1885 el matemático y físico británico John William Strutt Rayleigh, predijo la presencia de ondas superficiales diseñando matemáticamente el movimiento de ondas planas en un espacio semi-infinito elástico, estas ondas reciben su nombre. Las ondas de Rayleigh causan un movimiento rodante parecido a las ondas del mar y sus partículas se mueven en forma elipsoidal en el plano vertical, que pasa por la dirección de propagación. En la superficie el movimiento de las partículas es retrógrado con respecto al avance de las ondas.

Ondas de Love: En el año de 1991 el matemático y geofísico británico Augustus Edward Hough Love, descubrió la onda superficial que lleva su nombre, el descubrimiento lo realizó cuando estudiaba el efecto de vibraciones elásticas a una capa superficial. Las ondas de Love requieren la existencia de una capa superficial de menor velocidad en comparación a las formaciones subyacentes, es decir, un gradiente de velocidad positivo (la velocidad se incrementa) con la profundidad. Las ondas de Love son ondas de cizalla, que oscilan solo en el plano horizontal, es decir, las ondas de Love son ondas de cizalla horizontalmente polarizadas.

Las ondas sísmicas en las rocas.

Los parámetros característicos que se relacionan de las rocas y que se determinan con los métodos sísmicos son la velocidad de las ondas P y S, el coeficiente de reflexión y la densidad. Las propiedades de las rocas, que influyen en estos parámetros son:

- a) Petrografía (mineralogía, textura, fábrica, etc.).
- b) Estado de compactamiento.
- c) Porosidad (porcentaje o proporción de espacio vacío (poros) en una roca).
- d) Relleno del espacio vacío (de los poros).
- e) Textura y estructura primaria de la roca.
- f) Temperatura.
- g) Presión.

Una variación en alguna de estas propiedades de la roca puede ser relacionada por ejemplo con un límite entre dos estratos litológicos, con una falla, una zona de fallas o con un cambio en el relleno del espacio poroso de la roca. Durante del cambio de un medio al otro las ondas sísmicas cambian su velocidad.

2.1.2 Las ondas sísmicas entre dos distintos medios litológicos (en una interfase horizontal).

A partir de una fuente de ondas sísmicas situadas en la superficie, como una explosión, un dispositivo de vibración o un peso cayéndose en el suelo, se generan distintas ondas con las siguientes características generales:

- La onda directa se propaga a partir de la fuente de ondas sísmicas en el medio superior con la velocidad uniforme v_1 .
- La onda reflejada se engendra por la reflexión de la onda directa incidente en la interfase entre medio 1 y medio 2, y se propaga con la velocidad v_1 .
- Una porción de la onda incidente en la interfase entre medio 1 y medio 2 pasa por la interfase y se refracta. La onda refractada se propaga en el segundo medio con la velocidad v_2 .
- A través de los datos entregados por las reflexiones sísmicas se puede construir el horizonte de reflexión que corresponde a un cambio en el tipo de material. Por ejemplo diferentes estratos de rocas sedimentarias o la superficie de una falla.

Gracias al análisis de las ondas sísmicas y sus reflexiones podemos construir secciones sísmicas, las cuales con una buena y adecuada interpretación nos proporcionarán información indirecta de cómo es que se encuentran las estructuras y la posición de las rocas en el subsuelo, además de proporcionarnos también su litología, su saturación de fluidos. Con los datos obtenidos se puede realizar la interpretación de la evolución geológica del lugar analizado.

2.1.3 Patrones sísmicos en la terminación de las reflexiones.

El primer paso en la interpretación estratigráfica a partir de una línea sísmica, es determinar la escala vertical y horizontal de la sección. Una apreciación de ambas es esencial para restringir los modelos geológicos que posteriormente serán construidos. También es importante encontrar en los datos sísmicos si la sección ha sido migrada, y si se trata de datos marinos o tomados en el continente. La migración sísmica es una técnica de reconstrucción de la imagen sísmica acústica basada en la inversión de la ecuación de onda.

El siguiente paso, es dividir los datos sísmicos en paquetes que correspondan a unidades estratigráficas naturales discretas que construyen la sección. Para poder llevar a cabo esto, se tienen que identificar y marcar las terminaciones de reflexión (Fig. 2.4). En la interpretación se debe tomar en cuenta que las reflexiones no son continuas, ya que la mayoría se detienen o truncan en el espacio, frecuentemente contra otra reflexión. Generalmente es una buena idea empezar ignorando zonas de reflexiones caóticas o no continuas y concentrarse en las áreas de mejores datos. Donde las reflexiones terminan de una forma consistente, éstas definen una línea sobre la sección, esto se conoce como una superficie sísmica.

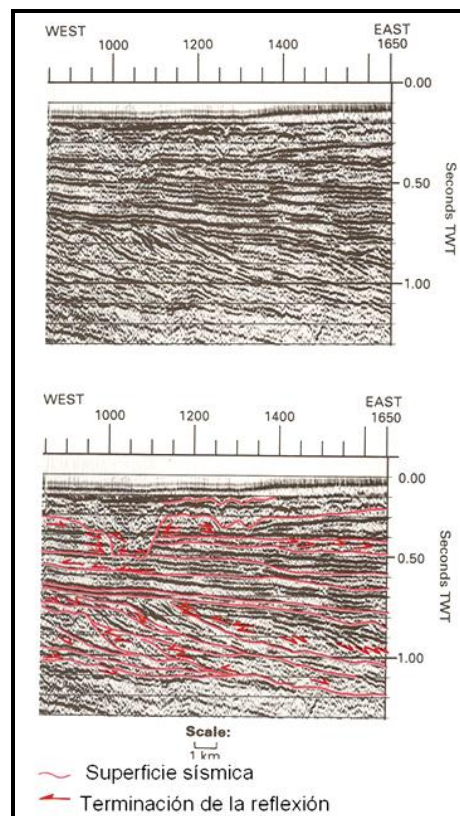


Fig. 2.4 Datos sísmicos de la secuencia de Morray Firth donde se aprecian terminaciones de reflexiones típicas, centro del mar del Norte (Tomado de Emery y Myers, 2006).

2.1.4 Categoría de las terminaciones de los reflectores.

Las terminaciones de los reflectores se categorizan en una sección sísmica en dos dimensiones (bidimensional) por la relación geométrica entre la reflexión y la superficie sísmica contra la cual ésta finaliza. Mitchum, Vail, y Thompson (1977a), introdujeron los términos “lapout, truncación, onlap, toplap, downlap, baselap” para describir los estilos de terminación de las unidades estratigráficas mediante sísmica de reflexión (Fig. 2.5).

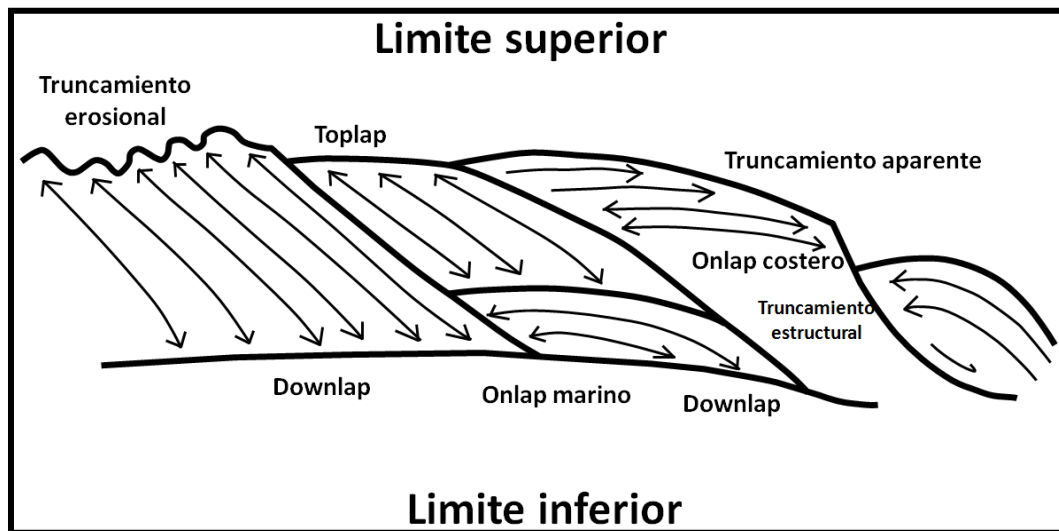


Fig. 2.5 Diferentes tipos de terminaciones de los reflectores (Tomado Emery y Myers, 2006).

A continuación se describen las terminaciones de las unidades estratigráficas mediante sísmica de reflexión:

Lapout: es la terminación lateral de un reflector en su límite depositacional (generalmente plano), mientras la *truncación* implica que el reflector originalmente se extendió más allá pero ha sido erosionado (truncación erosional) o truncado estructuralmente por un plano de falla, una superficie de derrumbe, un contacto con un domo salino, o una intrusión ígnea (Mitchum, Vail y Sangree 1977 b y Mitchum, Vail y Thompson 1977 a).

Baselap: es el límite de los reflectores contra una superficie sísmica subyacente (la cual marca la base del paquete sísmico). El baselap puede consistir de *downlap*, donde la

inclinación de la superficie es menor que la inclinación del estrato sobreyacente, u *onlap*, donde la inclinación de la superficie es mayor.

El *downlap* es comúnmente visto en la base de las clinoformas progradantes, y generalmente representa la progradación de un sistema de talud de la margen de la cuenca en aguas profundas (Fig. 2.6). El *downlap* entonces representa un cambio en la depositación de pendiente marina (o lacustre) a uno de condensación marina o de no depósito.

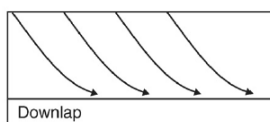


Fig. 2.6 Esquema que representa la terminación tipo downlap de los reflectores sísmicos (Tomado de Catuneanu, 2009).

El *onlap* se reconoce en datos sísmicos por la terminación del reflector de bajo ángulo contra una superficie sísmica más inclinada (Fig. 2.7). Se reconocen dos tipos de onlap; marino y costero.

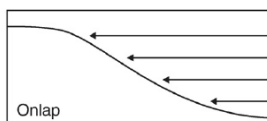


Fig. 2.7 Esquema que ilustra la terminación tipo onlap de los reflectores sísmicos (Tomado de Catuneanu, 2009).

El *onlap marino*, corresponde con un onlap de estratos marinos, que generalmente está representado por un cambio de depositación marina a no depositación marina o condensación que resulta del relleno parcial del espacio por sedimentos marinos.

El *onlap costero* es un onlap de estratos marinos marginales, no marinos, o lagunares y representa un cambio de una zona de depositación a un margen de cuenca (plataforma o subaereo) de erosión o de no depósito. El onlap costero generalmente se infiere de datos sísmicos como el onlap hacia el continente de las reflexiones del topset, donde se asume o se demuestra que representan depósitos litorales, lagunares o no marinos. El onlap costero no ocurre necesariamente en la línea de costa.

El *toplap* es la terminación de los reflectores de forma inclinada contra una superficie sobreyacente de bajo ángulo, donde ésta se cree que tiene el límite depositacional proximal (Fig. 2.8).

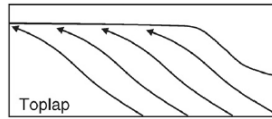


Fig. 2.8 Esquema que representa la terminación tipo toplap de los reflectores sísmicos (Tomado de Catuneanu, 2009).

El *truncamiento erosional* es la terminación de estratos contra una superficie erosional sobreyacente. El toplap se puede desarrollar en un truncamiento erosional, pero el truncamiento es más extremo que el toplap, e implica tanto el desarrollo de un relieve erosional como el desarrollo de una discordancia angular.

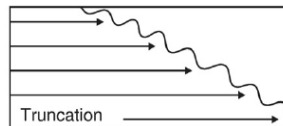


Fig. 2.9 Se ilustra la terminación tipo truncamiento erosional del reflector (Tomado de Catuneanu, 2009).

El *truncamiento por falla* representa la terminación del reflector contra una falla syn- o post-depositacional, derrumbe o un plano de intrusión. La terminación contra un relicto de escarpe de falla es un onlap.

2.1.5 Facies sísmicas y análisis de atributos.

Una vez que los datos sísmicos han sido divididos en sus paquetes depositacionales, la interpretación geológica de la estratigrafía se puede llevar a cabo. Esto usualmente se realiza a través del mapeo de facies sísmicas, descritas por Sangree y Witmier (1977), como la interpretación de facies depositacionales de los datos de reflexión sísmica. Esto implica la delineación e interpretación de la geometría de reflexión, la continuidad, la amplitud, frecuencia, y la velocidad del intervalo; así como también la forma externa y las asociaciones tridimensionales de grupos de reflexiones.

Uno de los atributos más fáciles de mapear y definir es la geometría de los reflectores, ya que por ejemplo las unidades progradantes del margen de la cuenca son rasgos comúnmente vistos en datos sísmicos, éstas son los topsets y clinofomas (Fig. 2.10).

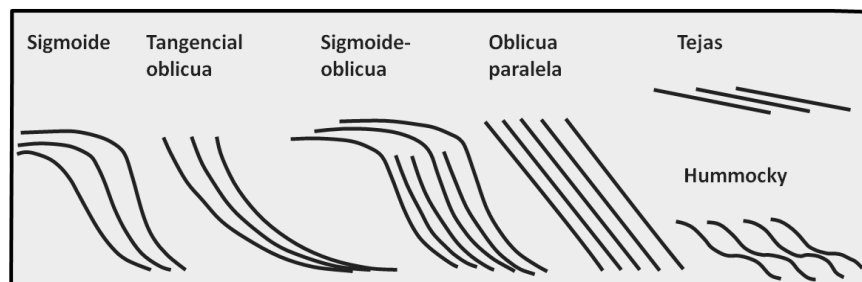


Fig. 2.10. Esquema que muestra los tipos de clinoformas (Tomado de Emery y Myers, 2006).

Otra unidad sedimentaria, que corresponde con los abanicos submarinos, puede tener en algunas ocasiones una forma similar, con las reflexiones haciéndose un poco más pronunciadas en dirección a la cuenca. La clave para reconocer un paquete topset-clinoform verdadero es reconociendo un offlap-break claro, y las reflexiones para el topset tienen que ser concordantes y paralelas.

Ramasayer (1979), presentó una metodología rigurosa para el mapeo de facies sísmicas bidimensionales, conocido como la "técnica A, B, C". Éstas implican el conocimiento de la naturaleza de las terminaciones de los reflectores contra el límite superior, la naturaleza de las terminaciones de los reflectores contra el límite inferior y, la configuración interna de los reflectores.

2.2 ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS.

Para realizar el análisis de cómo se conforma la estratigrafía de secuencias de una región determinada comenzaremos por definir el concepto de cuenca (Fig. 2.11).

Las cuencas sedimentarias son las áreas con depresión en la superficie terrestre en las que se han podido acumular grandes espesores de sedimentos durante un largo intervalo de tiempo. Una cuenca sedimentaria es un sector de la corteza terrestre que durante un intervalo de tiempo ha estado sometido a subsidencia y en el que la sedimentación ha rellenado parcial o totalmente la zona de relieve negativo (acomodamiento). Toda cuenca sedimentaria implica la existencia de áreas adyacentes sometidas a denudación y que constituyen el medio generador de la propia cuenca, o sea, las áreas a partir de las cuales proceden los materiales que se depositan en la cuenca (Vera, 1994).

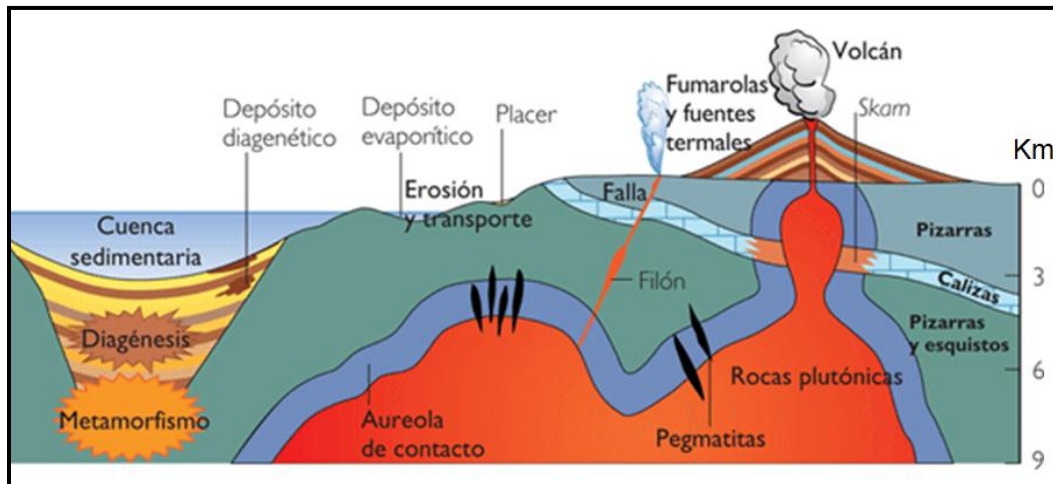


Fig. 2.11 Representación esquemática de una cuenca sedimentaria y fuentes de sedimentos (Tomado de kalipedia, 2009).

El tectonismo es el parámetro primordial sobre la creación y destrucción del acomodamiento (espacio disponible para la acumulación de sedimentos en cualquier tiempo y lugar). Hay que tener muy en cuenta que sin subsidencia tectónica no hay cuenca sedimentaria. La subsidencia tectónica, en general es el resultado de dos principales mecanismos, por la extensión flexural y por la carga de la litósfera. Otro factor que influye, es la tasa de suministro de sedimento a la cuenca. Las cuencas pueden ser clasificadas (desde el punto de vista tectónico) en tres tipos: extensionales, compresivas y *pull-apart*.

Cuenca extensional.

Es una cuenca cuyo origen es un campo de esfuerzos que originan deformación por extensión (Fig. 2.12a). El esfuerzo principal corresponde a la vertical por lo que ocurre una ruptura por fuerzas de cizalla a 65° , formando fallas normales. Los campos de esfuerzos adquieren diferentes valores en tres posiciones, tienen un reparto espacial que correspondería a un elipsoide de tres ejes.

Las cuencas extensionales se pueden formar en una variedad de escenarios donde se tienen límites tectónicos, pero las más comunes se encuentran en márgenes de placas constructivas. En las cuencas extensionales, las tasas de subsidencia tectónica varían sistemáticamente a través del tiempo, con un periodo inicial de subsidencia muy rápida provocado por el ajuste isostático y el estiramiento de la litósfera, seguido por una fase gradual y decreciente de subsidencia térmica mientras la astenósfera se va enfriando. Este cambio sistemático en la tasa de subsidencia tectónica tiene una fuerte influencia en la geometría del relleno de la cuenca; así que es posible dividir la estratigrafía en fases pre-, post- y syn-rift; estas fases han sido denominadas *megasecuencias* por Hubbard (1988).

En el modelo simple de megasecuencia syn-rift, los sedimentos son depositados en las depresiones en las proximidades de las fallas activas controladas del rift en evolución y pueden mostrar crecimiento y volcadura dentro de las mismas (fallas activas). La subsidencia diferencial a través de las fallas extensionales pueden implicar un control fuerte en la distribución de las facies. En la megasecuencia post-rift, cualquier remanente de la topografía relacionada con el rift es enterrada gradualmente bajo los sedimentos que rellenan la cuenca subsidente y con un límite del tipo “onlap” en el margen de la cuenca, creando la geometría típica de fallas escalonadas (McKenzie and White, 1988) (Fig. 2.12b). Las megasecuencias syn-rift y post-rift en un rift marino, contendrán secuencias en las cuales su desarrollo está controlado por cambios de mayor frecuencia en el nivel relativo del mar.

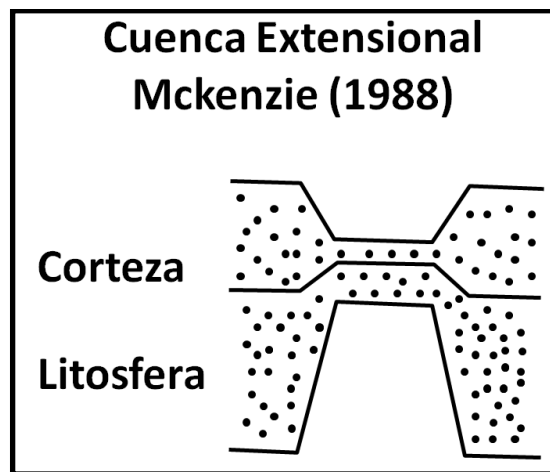


Fig. 2.12a Esquema del modelo de Mckenzie and White (1988) de una cuenca con deformación por extensión (Tomado de Emery y Myers, 2006).

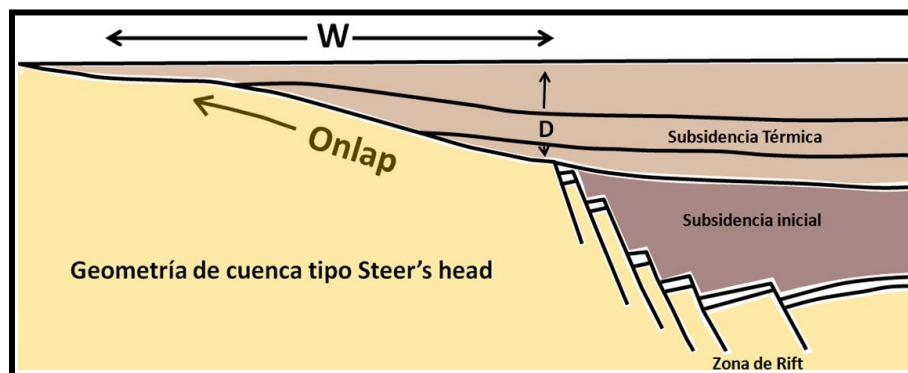


Fig. 2.12b Modelo esquemático de una cuenca extensional con presencia de fallas escalonadas “Steer’s head” (Tomado de Mckenzie y White 1988).

Cuenca compresiva.

Las cuencas compresivas (Fig. 2.13) se desarrollan como respuesta a la carga de la litósfera que se encuentra por debajo de los cinturones plegados. La litósfera se inclina en respuesta a la carga desarrollada por el emplazamiento de los pliegues, y crea una depresión que se acentúa en dirección a la carga. El relleno sedimentario para esta cuenca compresiva tiene una forma de cuña característica, engrosándose hacia el frente del plegamiento y formando una megasecuencia de cuenca compresiva. El espesor de la cuenca es proporcional a la rigidez de la litósfera subyacente y la profundidad es proporcional al tamaño de la carga. Las cuencas compresivas formadas junto a cinturones montañosos crecientes se caracterizan por tasas de suministro de sedimento largas y altas, con crecimiento inicial rápido. El cese del plegamiento y la erosión continua del cinturón montañoso nos dirige a un eventual decremento de la carga, por lo que muchas cuencas compresivas (foreland) llegan a ser levantadas. El esfuerzo se da en dirección horizontal, dando origen a fallas inversas.

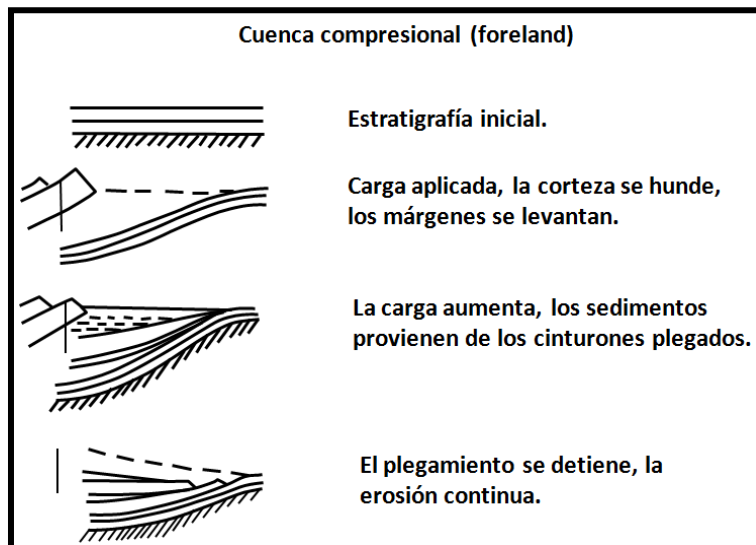


Fig. 2.13 Representación esquemática de la evolución y desarrollo de una cuenca compresiva (Tomado de Emery y Myers, 2006).

Cuencas pull-apart (strike-slip).

Las cuencas pull-apart (Fig. 2.14) son cuencas limitadas por dos fallas transformantes cuya geometría en relevo deja una depresión intermedia que sirve de área de depósito; son fallas laterales o de desgarre. Las cuencas pull-apart no tienen un patrón característico de subsidencia, aunque en general, las tasas de subsidencia (y levantamiento) son extremadamente rápidas. Las curvas de subsidencia; tectónica proveen un control fundamental en la distribución del sedimento, así como también la eustacia, (el movimiento o actividad de las fallas y las intrusiones diapíricas juegan un rol importante). Durante periodos de rápida subsidencia de la cuenca, los límites de la secuencia generados por decrementos eustáticos de mayor frecuencia del nivel del mar serán

imperceptibles. En tiempos de lenta subsidencia tectónica o levantamiento de la cuenca, los límites de secuencias se verán muy marcados y son más notables.

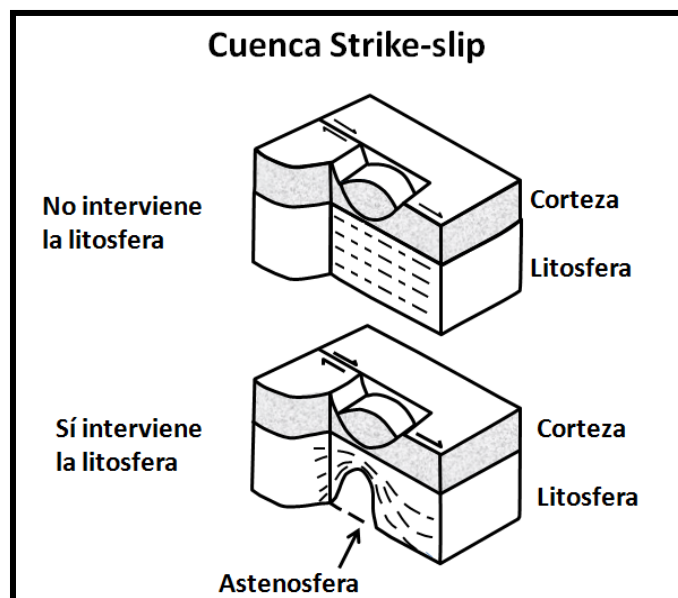


Fig. 2.14 Esquema del desarrollo y evolución de una cuenca tipo pull-apart (Tomado Emery y Myers, 2006).

2.2.1 Conceptos de los márgenes de cuenca.

Muchos de los conceptos y principios de la estratigrafía de secuencias están basados en la observación e interpretación de datos sísmicos considerando que, los sistemas progradantes de márgenes de cuenca presentan frecuentemente una geometría depositacional consistente. A continuación se describen y ejemplifican los márgenes de cuenca:

El *topset* (Fig. 2.15) es un término usado para describir la porción proximal del perfil caracterizado por baja pendiente ($<0.1^\circ$) del margen de la cuenca. Efectivamente los topsets parecen ser planos en datos sísmicos y generalmente contienen sistemas depositacionales deltaicos, aluviales y marinos costeros someros. La línea de costa puede encontrarse en cualquier punto dentro del topset. Puede coincidir con el "offlap break" (Fig. 2.15) o puede estar a cientos de kilómetros hacia el continente. Otra terminación del topset es usualmente llamada el punto de *onlap costero* (Fig. 2.15), refiriéndose al límite pendiente arriba de la llanura costera o de facies lagunares. El término *clinoform* o clinoforma (Fig. 2.15) se usa para describir la porción de la pendiente más escarpada del margen de la cuenca (comúnmente $> 1^\circ$) desarrollado a partir del topset y hacia la cuenca. Las clinoformas generalmente contienen sistemas depositacionales de aguas más profundas característicos del talud. La pendiente de la clinoforma generalmente puede ser interpretada (observada) a partir de los datos sísmicos. El *bottomset* es un término algunas veces usado para

describir la porción del margen de la cuenca que se encuentra en la base de la clinoforma, caracterizado por pendientes bajas y sistemas depositacionales de aguas profundas.

El principal corte en la pendiente en el perfil depositacional se encuentra entre en topset y la clinoforma, y se llama *offlap break* (Vail, Audemart, Bowman, Eisner y Perez-Cruz, 1991).

La importancia del offlap break sobre los sistemas depositacionales se aprecia más durante las caídas (descensos) del nivel relativo del mar. Cuando el nivel relativo del mar expone el offlap break, los ríos normalmente cortan (inciden) para reequilibrar el nivel base del mar, resultando el río atrincherado en su desembocadura.

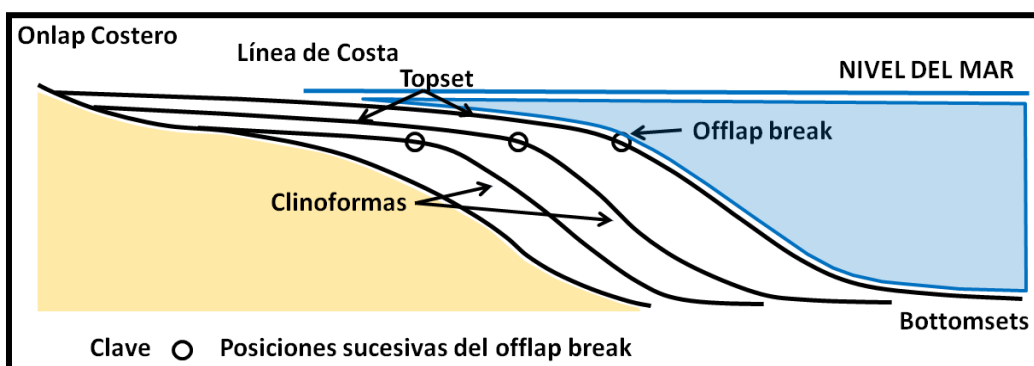


Fig. 2.15 La figura muestra la representación de los márgenes de cuenca (Tomado de Emery y Myers, 2006).

2.2.2 Tipos de márgenes de cuenca.

Los márgenes tipo *Shelf-break* (Fig. 2.16), son aquellos con depósitos tipo clinofomas bien desarrollados. El atrincheramiento fluvial durante el decremento del nivel del mar puede resultar en cargas del sedimento enfocadas a localidades discretas sobre la pendiente de la clinofoma. El cese de la carga sedimentaria tiene la capacidad para formar largas corrientes turbidíticas y depósitos de abanicos submarinos. Los márgenes shelf-break son típicos de márgenes continentales pasivos en momentos de bajo incremento del nivel relativo del mar, cuando los sistemas deltaicos pueden fácilmente progradar hacia el límite de la plataforma.

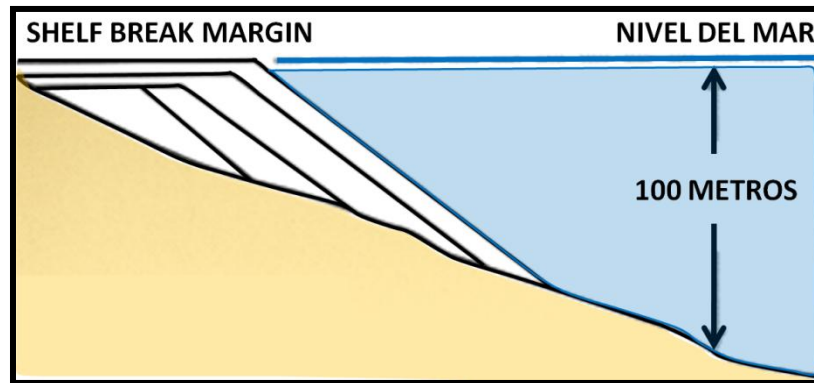


Fig. 2.16 Esquema que representa el margen de cuenca tipo Shelf-break (Tomado de Emery y Myers, 2006).

Los márgenes de rampa o *Ramp margins* (Fig. 2.17), se caracterizan por aguas someras que tienden a profundizarse gradualmente, donde las tormentas y las corrientes pueden operar sobre la mayor área de deposición; los ángulos depositacionales son generalmente menores a 1° . El offlap break sobre un margen de rampa se encuentra probablemente cerca de la línea de costa, donde los gradientes fluviales cambian a gradientes poco más pronunciados de plataforma o frente deltaico. Muchos sistemas deltaicos modernos pueden ser considerados para formar márgenes de rampa.

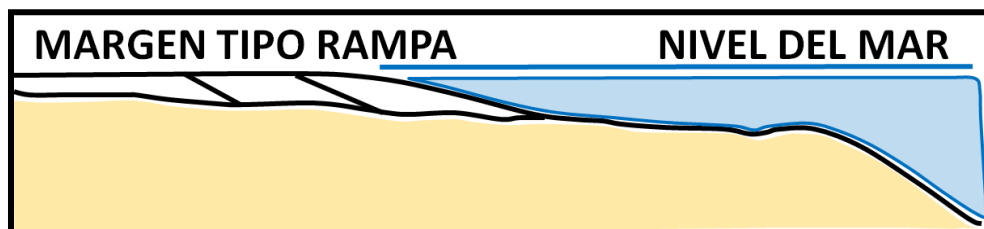


Fig. 2.17 Esquema que ilustra el margen de cuenca tipo rampa (Tomado Emery y Myers, 2006).

Los márgenes tipo Rift o *Rift margins* (Fig. 2.18), corresponden con cuencas de activa extensión cortical, en este caso las fallas extensionales formadas en el proceso de apertura tienen una influencia fuerte tanto en la paleogeografía como las tasas de flujo de sedimentos. La distribución espacial del acomodamiento de sedimento dentro del rift es controlada en gran medida por la tectónica. Las tasas de subsidencia generalmente se incrementarán de los márgenes hacia el centro del rift, aunque individualmente cada block de falla tendrá su propio patrón de

acomodamiento; el bloque de piso presentará la menor subsidencia y podrá experimentar levantamiento y erosión, mientras el bloque de techo experimentará tasas de subsidencia progresivamente mayores hacia la falla principal (falla que controla el rift). Los sistemas deposicionales que se desarrollaran dependerán directamente de si el rift es marino o continental.

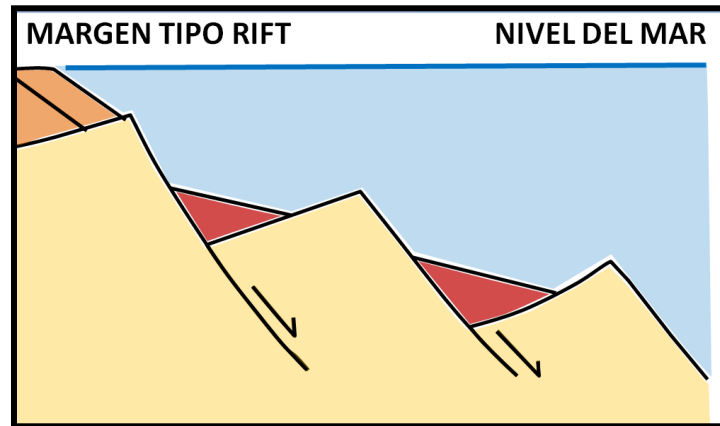


Fig. 2.18 Representación esquemática de la margen de cuenca tipo Rift (Tomado de Emery y Myers, 2006).

Márgenes tipo Foreland (antepaís) o *Foreland basin margins* (Fig 2.19), éste tipo de cuenca varía dependiendo de la distribución del sedimento aportado, preferentemente a lo largo de la cuenca o directamente desde el cinturón plegado y dentro de la cuenca foreland. En el primero de los casos, la tasa de subsidencia tectónica incrementa en dirección hacia el cinturón plegado, o sea hacia la fuente del sedimento. En otras palabras, el acomodamiento de sedimento, puede ser relativamente elevado en áreas proximales comparadas con el centro de la cuenca.

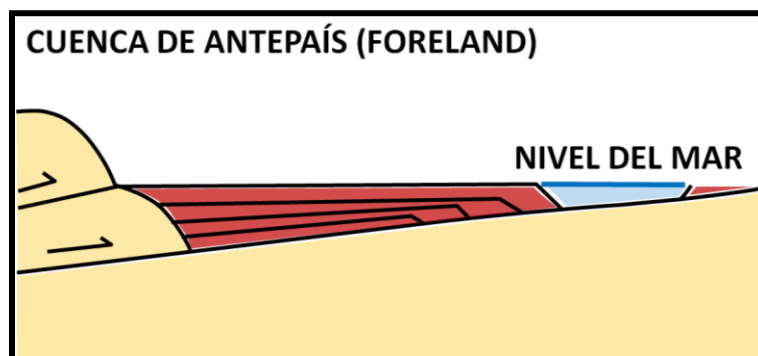


Fig. 2.19 Esquema que ilustra el margen de cuenca tipo Foreland (Tomado de Emery y Myers, 2006).

Márgenes asociados a fallas de crecimiento "*Growth-fault margins*" (Fig. 2.20), se caracterizan por fallas extensionales syn-sedimentarias. La tasa de subsidencia es considerablemente mayor en el bloque de techo de la creciente falla, siendo el resultado una sucesión sedimentaria expandida.

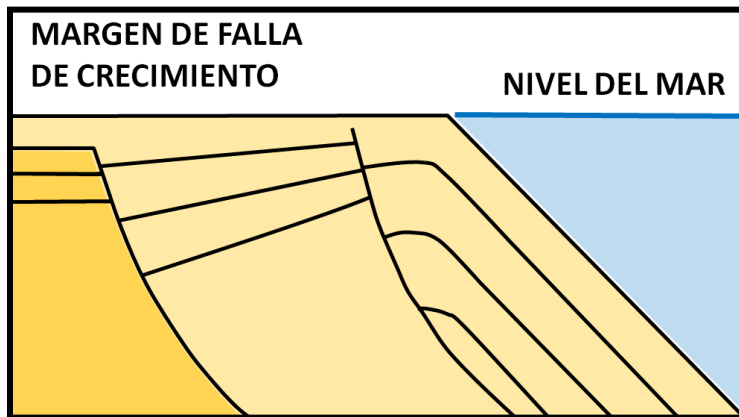


Fig. 2.20 Representación esquemática del margen de cuenca tipo fallas de crecimiento "Growth-fault" (Tomado de Emery y Myers, 2006).

2.2.3 Nivel relativo del mar, tectónica y eustacia.

La eustacia es la teoría que explica el régimen de fluctuaciones del nivel del mar inducido por fenómenos climáticos o tectónicos globales. Entre los cambios climáticos que producen cambios del nivel del mar significativos están las glaciaciones, que han producido cambios del nivel absoluto del mar (cambios glacioeustáticos), que en el Cuaternario han llegado a ser de más de 100 metros, aunque en tiempos anteriores (p. ej. Mesozoico) fueron mucho menores debido al menor desarrollo de los casquetes polares. Los cambios tectónicos globales que producen cambios del nivel absoluto (Fig. 2.21) del mar (cambios tectono-eustáticos) son: el crecimiento desigual de las dorsales, las etapas de colisión, y las inundaciones que forman nuevos océanos originados por la fragmentación de antiguos continentes.

Estos factores tectónicos globales han podido producir cambios en el nivel absoluto del mar de hasta varios centenares de metros (Pitman, 1978). Los cambios del nivel del mar antiguos pueden ser deducidos a partir del estudio de las secciones estratigráficas de un sector, pero en muchos casos resultará muy complejo reconocer los cambios absolutos del nivel del mar. En estos casos y hasta no poder diferenciarlos claramente se utiliza el término genérico de "cambios relativos del nivel del mar", que comprende a todos los cambios (incluidos los absolutos).

Eustacia global.

La eustacia (Fig. 2.21) se mide entre la superficie del mar y un datum fijo (usualmente se trata del centro de la tierra). La eustacia puede variar por el cambio de volumen de las cuencas oceánicas (por ejemplo el volumen variable de las cordilleras mesoceánicas) o por el volumen variable del agua del océano (debido a glacioeustacia). El nivel base del mar se define como el nivel por arriba del cual se presenta la erosión y la depositación temporal.

Nivel relativo del mar.

El nivel relativo del mar (Fig 2.21) se mide entre la superficie del mar y un datum local ambulante (variable), puede ser un basamento o la superficie de una pila de sedimentos (Posamentier *et al.*, 1988). La subsidencia tectónica o el levantamiento del basamento del datum, la compactación del sedimento implicando subsidencia del datum dentro de la pila sedimentaria, y los movimientos eustáticos verticales de la superficie del mar contribuyen al cambio relativo del nivel del mar. Los incrementos relativos del nivel del mar se deben a subsidencia, compactación y/o levantamientos eustáticos del nivel del mar, y los decrementos se atribuyen al levantamiento tectónico y/o decrementos eustáticos. El nivel relativo del mar no debe ser confundido con la profundidad del agua, la cual es medida entre la superficie del mar y el piso del mismo en cualquier localización geográfica dada en cualquier punto y tiempo.

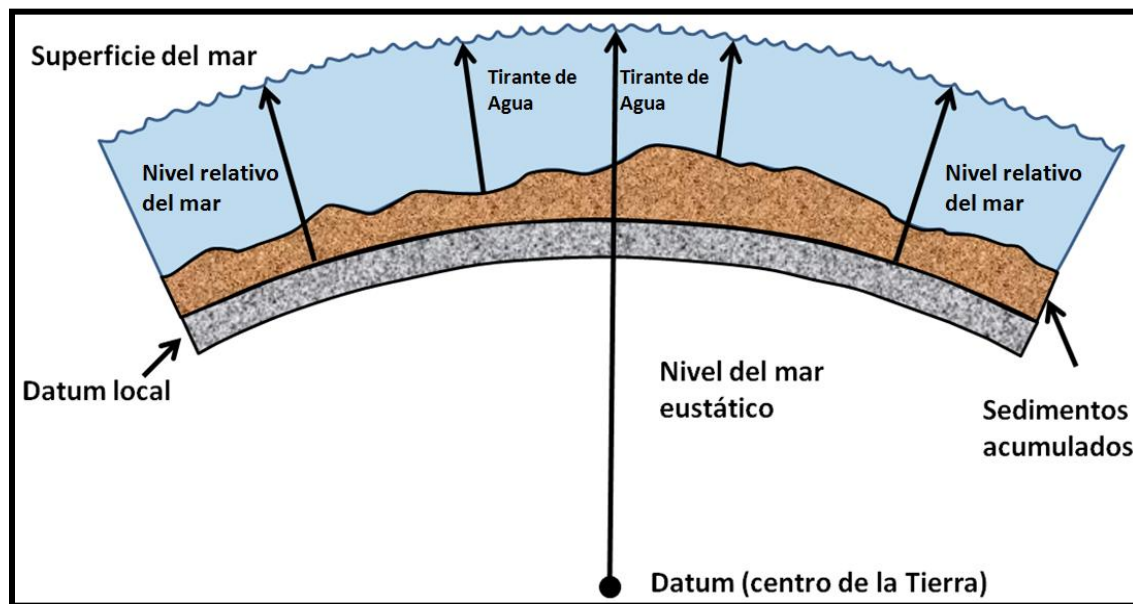


Fig. 2.21 Esquema que muestra cómo es que se miden los cambios en el nivel relativo del mar y en el nivel absoluto del mismo (Tomado de Emery y Myers, 2006).

El concepto de transgresión se define como un “movimiento horizontal tierra adentro de la línea de costas” o como “un avance o extensión del mar sobre áreas en las que anteriormente había depósito o erosión continental, debido a una elevación brusca del nivel relativo del mar”. El antónimo de transgresión es regresión, la cual se define como “un movimiento horizontal mar

adentro de la línea de costas” o como “un avance o extensión de áreas con depósito costero y/o continental sobre áreas anteriormente ocupadas por el mar debido a un descenso brusco del nivel relativo del mar”.

2.2.4 Acomodamiento.

La tasa de la eustacia y la subsidencia en conjunto controlan la cantidad de espacio disponible para la acumulación de sedimento, a esto se le llama convencionalmente acomodamiento-. El acomodamiento es definido como el espacio disponible para que el sedimento se acumule en cualquier tiempo y lugar (Jervey, 1988). El acomodamiento está controlado por el nivel base del mar para que los sedimentos se acumulen, debe haber espacio disponible debajo del nivel base para que esto ocurra.

El acomodamiento a través del tiempo.

Cuando la subsidencia ocurre lentamente, el acomodamiento máximo se desarrolla cerca del máximo cambio eustático. Cuando ocurren incrementos en la tasa de subsidencia, el tiempo de acomodamiento es progresivamente mayor. Los puntos en la cuenca donde las tasas de subsidencia son muy altas no experimentan decremento en el acomodamiento aunque un decremento eustático ocurriera.

2.2.5 Órdenes cíclicos y correlación global.

Una secuencia depositacional representa un ciclo completo de depósito limitado arriba y debajo por discordancias erosionales. La secuencia tiene una duración máxima, la cual es medida entre las conformidades correlativas y las inconformidades que la limitan. Entonces, la duración de la secuencia será determinada por el evento que controla la creación y destrucción del acomodamiento, por ejemplo la subsidencia tectónica y/o eustacia. Los ciclos tectónicos de subsidencia y levantamiento y los ciclos eustáticos de incremento y decremento del nivel del mar (Fig. 2.22) pueden operar sobre diferentes periodos de tiempo, y es muy usual clasificar las secuencias en términos de su magnitud de duración, comúnmente llamados primer orden, segundo, tercero, cuarto, etc.

El ciclo de *primer orden* o de inundación continental (Fig. 2.22), es definido por la mayor escala de ciclos sedimentarios con duración > 50 millones de años, el onlap y offlap son parte de los supercontinentes. Los ciclos de invasión continental de *primer orden* son considerados por ser controlados por la tectono-eustacia; por ejemplo, los cambios en el volumen de las cuencas oceánicas relacionados a ciclos de tectónica de placas. Por lo tanto, estos cambios son considerados como tectono-eustáticos y se interpretan como el efecto de cambios mayores en la posición de la línea de costa debida a la fragmentación de los supercontinentes, que ocasionan reajuste de las placas e inundaciones de continentes.

Los ciclos de *segundo orden* (Fig. 2.22) de duración entre 3 y 50 millones de años son los pilares de las secuencias de primer orden y representan estadios particulares en la evolución de una cuenca. Estos pueden ser provocados por cambios en la tasa de subsidencia tectónica de la cuenca o la tasa de levantamiento en el terreno que es fuente de sedimentos. Al igual que los ciclos de primer orden son considerados tectono-eustáticos y se interpretan como relacionados con cambios mayores en la posición de la línea de costa, aunque, en este caso, debido a cambios en la tasa de subsidencia tectónica que ocasiona grandes transgresiones y regresiones que pueden ser globales.

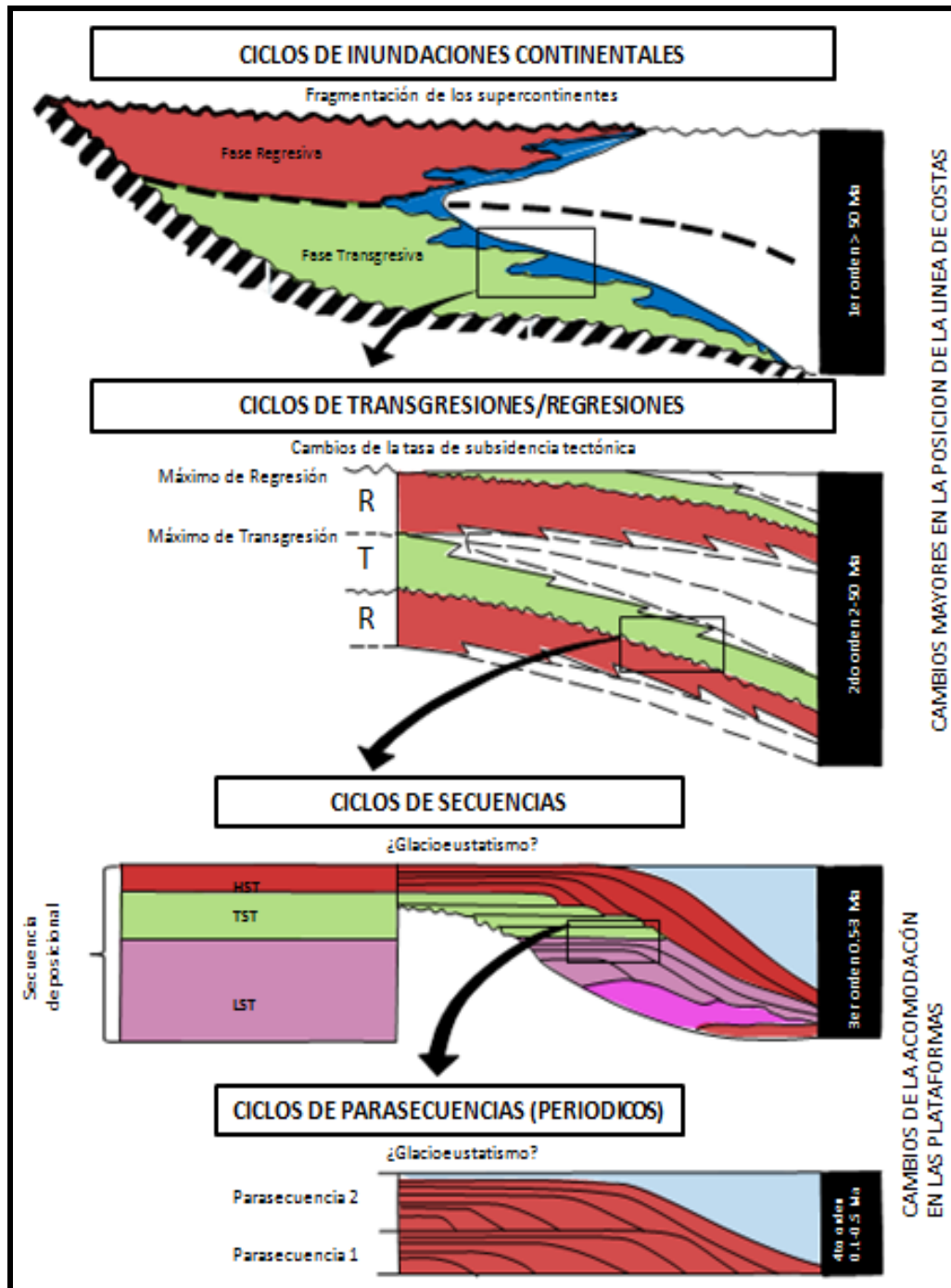


Fig. 2.22 Esquema que muestra los cuatro órdenes de los ciclos estratigráficos de Duval *et al* (1992) (Tomado de Vera, 1994).

Los ciclos de secuencia de *tercer orden* (Fig. 2.22) duran de entre 0.5 y 3 millones de años, son los que dieron origen a la estratigrafía de secuencias, debido a que son frecuentemente reconocibles en una escala de datos sísmicos convencionales. Éstos son identificados por la presencia de ciclos

individuales de creación y destrucción del acomodamiento; estos ciclos fueron reconocidos y estudiados por Vail, Audemart, Bowman, Eisner y Perez-Cruz (1991). Generalmente son originados por glacioeustacia, aunque otros mecanismos tectónicos también los pueden originar (Cloetingh, 1988). Estos ciclos originan las secuencias depositacionales y se limitan por superficies de discontinuidad que marcan etapas de interrupción sedimentaria (con o sin erosión) en las plataformas. Los ciclos de tercer orden pueden deberse a factores globales, regionales o locales, resultando muy complejo en la mayoría de los casos diferenciar un tipo de otro. Los factores globales son cambios eustáticos que pueden ser tectono-eustáticos, aunque no se descartan los glacio-eustáticos.

El término de secuencias compuestas (*composite sequences*), es algunas veces usado para describir secuencias de segundo y tercer orden (Mitchum and Van Wagoner, 1991).

Ciclos de *cuarto orden* (Fig. 2.22) con una duración que varía entre 0.1 y 0.5 millones de años originan "*parasecuencias*", que representan ciclos individuales de facies crecientes limitadas por superficies de abruptos ahondamientos. Este tipo de ciclos pueden ser glacioeustáticos o deberse a factores tectónicos locales.

2.2.6 Suministro de sedimentos.

La tasa de suministro de sedimento controla tanto la cantidad y donde el acomodamiento se llevará a cabo. El balance entre el suministro de sedimento y el incremento del nivel relativo del mar determina si los cinturones de facies progradan hacia la cuenca o tierra adentro; la cantidad de sedimento suministrado hacia la cuenca tiene una influencia fuerte en las facies sedimentarias.

Principios de suministro sedimentario clástico.

El transporte de los ríos es el principal medio para transportar material desde el interior del continente hasta la cuenca. El volumen y grado del sedimento acarreado hasta el margen de la cuenca es una función compleja de la tectónica, del clima y del interior continental.

La cantidad de sedimento suministrado a la margen de la cuenca es función tanto del área de drenaje fluvial de la cuenca como de la tasa de erosión. El tectonismo regional como el tectonismo local afecta la forma del drenaje fluvial de la cuenca, tamaño y relieve, así como la geología del área de origen, también controlará la cantidad de sedimento erosionado.

Relleno y acomodo.

La cantidad de sedimento suministrado a las localidades de la cuenca es una función de la tasa general de suministro de sedimento a la cuenca y de la proximidad de los puntos de entrada de sedimento a la cuenca.

En una localidad con bajas tasas de aporte de sedimento, el acomodamiento siempre excede la acumulación de sedimento; la línea de costa migra tierra adentro y resulta una transgresión, con profundidades del agua considerablemente desarrolladas.

Con una tasa moderada de aporte de sedimentos, el piso oceánico puede agradarse hasta el nivel base del mar. La tasa de incremento del acomodamiento inicialmente excede la habilidad del suministro del sedimento para mantener la superficie del sedimento al nivel del mar y resulta una transgresión. Durante la transgresión la profundidad del agua se incrementa en esta parte y las secuencias marinas arcillosas son depositadas.

Donde el aporte de sedimento es rápido, la tasa de suministro de sedimento excede la tasa de creación de acomodamiento, por lo que, los sedimentos costeros y de planicie deltaica se acumularán. La regresión de la línea de costa será continua a través del ciclo del nivel del mar. La tasa de acumulación en este punto en la cuenca se encuentra limitada por la tasa de incremento del acomodamiento. La erosión es probable cuando el acomodamiento es removido durante la caída del nivel del mar.

2.2.7 Arquitectura de la cuenca.

Para poder entender el comportamiento de un margen tipo topset/clinoforma a través del tiempo es necesario considerar el balance entre las tasas de suministro de sedimento y la tasa de creación del volumen de acomodamiento en el topset. La tasa de cambio del volumen de acomodamiento es una función de la magnitud del incremento del nivel del mar multiplicado por el área del topset (Milton, Bertram and Vann 1990). Si, durante el mismo intervalo, el margen de la cuenca es suministrado con un volumen mas grande de sedimento, entonces el volumen de acomodamiento en el topset se encontrará completamente lleno, y el sedimento se depositará en las clinoformas permitiendo al offlap break progradar hacia la cuenca.

Geometrías del margen de cuenca.

Geometría *progradacional* (Fig. 2.23a), ésta ocurrirá cuando el suministro de sedimento excede la tasa de creación del volumen del acomodamiento en el topset y los cinturones de facies migraran hacia la cuenca.

Geometría *agradacional* (Fig. 2.23b), ésta ocurre cuando el suministro de sedimento y la tasa de creación del volumen del acomodamiento en el topset se encuentran balanceadas, entonces los cinturones de facies se apilarán verticalmente y el offlap break no migrará ni tierra adentro ni hacia la cuenca.

Se entiende por geometría *retrogradacional* (Fig. 2.23c), cuando el suministro de sedimento es menor que la tasa de creación del volumen de acomodamiento en el topset. Los cinturones de facies migrarán tierra adentro.

Estas facies de progradación, agradación y retrogradación no son continuas pero están construidas de unidades progradacionales de una escala menor llamadas parasecuencias. Las parasecuencias se apilan juntas en un set de parasecuencia para construir las geometrías depositacionales observables en datos sísmicos.

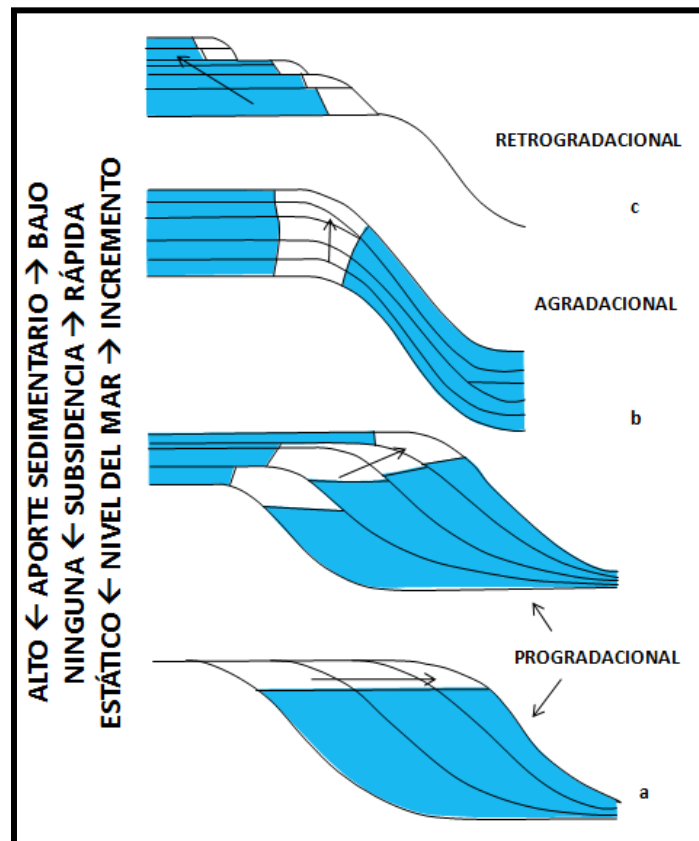


Fig. 2.23 Esquema que muestra los cambios en el aporte sedimentario, subsidencia y nivel del mar, y sus correspondientes geometrías del margen de cuenca (Tomado de Emery y Myers, 2006).

2.2.8 Secuencias y sistemas de depósito.

Secuencias y límites de secuencias.

El término secuencia aplicado en estratigrafía de secuencia originalmente fue definido por Mitchum *et al.* (1977a) como:

“Una unidad estratigráfica compuesta de una sucesión de estratos genéticamente relacionados en su cima y base por discontinuidades de sus conformidades correlativas”

Esta definición generalizada no especifica la escala o duración de la secuencia, ni implica algún mecanismo particular que produzca las discontinuidades. El término “discontinuidad” en esta definición fue una causa inicial de confusión por que el uso preciso del término puede variar.

Mitchum *et al.* (1977a) incluyó inicialmente “hiatos marinos” e “intervalos condensados” en el término discontinuidad, pero se necesita hacer una distinción entre inconformidades subáreas e hiatos marinos en el centro de la cuenca. Para el propósito de definir secuencias, el término “discontinuidad” estará restringido en una definición más reducida, nombrándolo “una superficie separando estratos más viejos a través de los cuales se encuentra la evidencia de erosión subárea y truncamiento; y en algunas áreas, erosión submarina correlativa y exposición subárea a lo largo de la cual se presenta un hiatus significativo” (Van Wagoner *et al.*, 1988). Al intervalo de tiempo que corresponde una secuencia depositacional se denomina Secron.

Por lo tanto, las secuencias son unidades limitadas por superficies de erosión subárea significantes. Unidades limitadas por superficies condensadas marinas, superficies de transgresión, o superficies de onlap marino, no son secuencias, según esta definición.

Definición de Sistema de depósito.

La secuencia idealizada tipo 1 (Fig. 2.24) es representativa de un margen tipo shelf-break. Se puede observar que consiste de un número de paquetes depositacionales distintos. Fue interpretado en las etapas iniciales de la estratigrafía sísmica, donde el depósito en una cuenca no es uniforme y continuo, pero se forman series de paquetes discretos limitados por las terminaciones de los reflectores (en secciones sísmicas). Estos paquetes son conocidos como sistemas de depósito.

El término “sistema de depósito” fue definido por primera vez por Brown y Fisher (1977), como una unión de sistemas depositacionales contemporáneos, donde un sistema depositacional es un agregado de litofacies tridimensional, genéticamente unido por procesos activos (modernos) o inferidos (antiguos) y por ambientes (Fisher and McGowen, 1967).

Un sistema de depósito es entonces, una unidad tridimensional de depositación, y los límites de un sistema de depósito son límites depositacionales de onlap, downlap, etc.

Los sistemas de depósito se reconocen y se definen por la naturaleza de sus límites y su geometría interna.

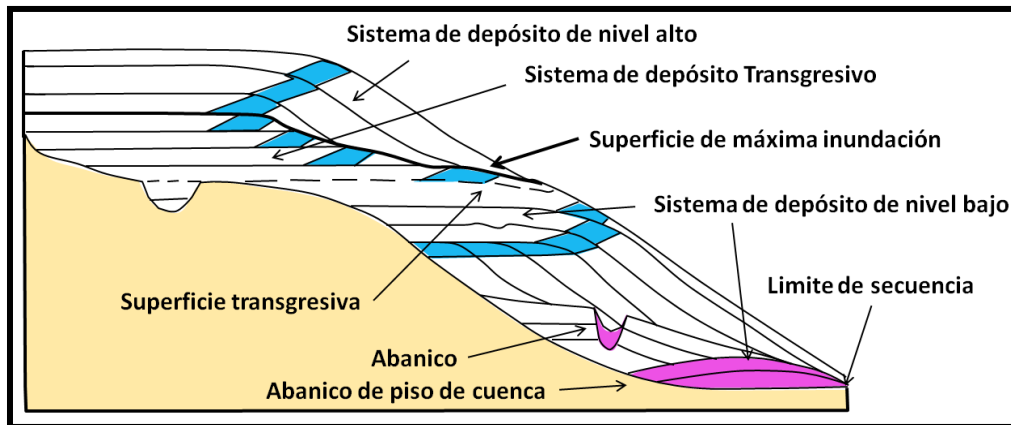


Fig. 2.24 Representación esquemática de la secuencia idealizada tipo 1, la cual muestra diferentes sistemas de depósito (Tomado de Emery y Myers, 2006).

2.2.8A Sistema de depósito de nivel bajo.

El sistema de depósito basal en una secuencia depositacional tipo 1 se llama, “sistema de depósito de nivel bajo” (Fig. 2.25). El sistema de depósito de nivel bajo se deposita durante un intervalo de caída en el nivel relativo del mar en el offlap break, y un subsecuente y lento incremento en el nivel relativo del mar.

La caída en el nivel relativo del mar sobre el offlap break, de un margen tipo shelf break tendrá un efecto extremo sobre los sistemas de los ríos. Previo a la caída del nivel relativo del mar, los ríos tendrán un perfil más o menos constante con una más alta porción erosional y una porción más baja depositacional (llanura aluvial y llanura costera). El río corta en el topset previamente depositado, la llanura aluvial, la llanura costera y/o los depósitos de plataforma de la secuencia previa. Esto ocurre en una situación inestable, y los procesos de sedimentación son dominados por el desvío del talud y el depósito de abanicos submarinos en la cuenca.

El sistema de depósito de nivel bajo consiste, por lo tanto, de dos partes: una unidad de abanicos submarinos depositados durante la caída del nivel relativo del mar, y un sistema topset/clinoform inicialmente progradacional y posteriormente agradacional, depositado durante un ascenso lento del nivel relativo del mar.

Abanicos submarinos de nivel bajo.

La formación de abanicos se asocia con la erosión de cañones sobre la pendiente y el corte de valles fluviales sobre la plataforma. Los sedimentos clásticos se desvían de la plataforma y la pendiente a través de los valles y los cañones para alimentar el abanico del piso de cuenca (Fig. 2.25).

Los abanicos de la pendiente (Fig. 2.25) son descritos por Van Wagoner *et al*, (1988) y se caracterizan por depósitos turbidíticos y flujo de detritos sobre la base o la mitad de la pendiente.

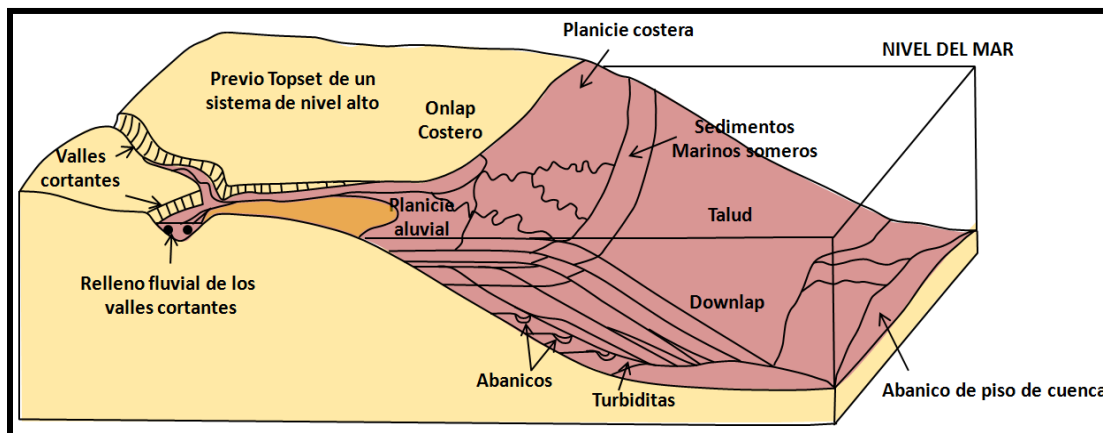


Fig. 2.25 Esquema de un sistema de depósito de nivel bajo con sus respectivas zonas características (Tomado de Emery y Myers, 2006).

Cuña progradante de bajo nivel.

Se trata de un sistema topset-clinoforme depositado durante un aceleramiento relativo en el ascenso del nivel del mar. Se separa del sobreyacente sistema de depósito transgresivo por una superficie de progradación máxima, marcando un cambio en el apilamiento geométrico de la parasecuencia, de progradacional (cuña de bajo nivel) a retrogradacional (sistema de depósito transgresivo). La depositación de la cuña progradante de bajo nivel se confina inicialmente a las áreas alrededor de las bocas de los ríos cortantes (incisivos).

2.2.8B Sistema de depósito transgresivo.

Este tipo de sistema de depósito transgresivo (Fig. 2.26) se lleva a cabo durante un ascenso en el ciclo del nivel relativo del mar, cuando el volumen de acomodamiento en el topset se incrementa más rápido que la tasa de suministro de sedimento. Contiene en su mayoría topsets, con pocas clinoformas asociadas, y es totalmente retrogradacional. Los sistemas depositacionales activos son sistemas tipo topset, aluvial, lagunar, de planicie costera y de plataforma.

La máxima tasa de incremento del nivel relativo del mar ocurre en algún tiempo del sistema de depósito transgresivo, y el fin del mismo se da cuando la tasa del volumen de acomodamiento decrece en el topset hasta un punto en donde empata o iguala con el suministro de sedimento; por lo que, la progradación comienza de nuevo. Este punto se conoce como la superficie máxima de inundación.

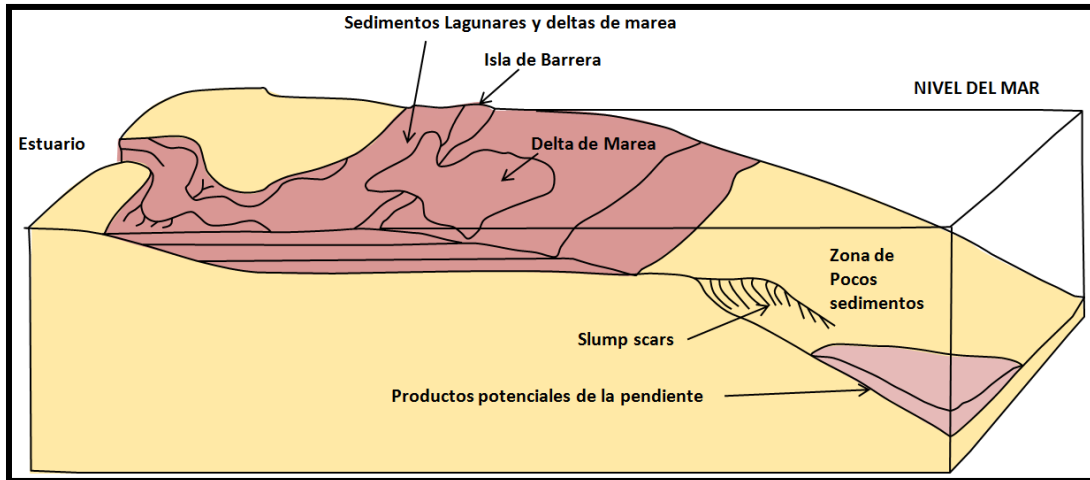


Fig. 2. 26 Esquema que muestra el sistema de depósito transgresivo, con sus respectivas partes constituyentes (Tomado de Emery y Myers, 2006).

2.2.8C Sistema de depósito de nivel alto.

Este sistema de depósito representa el sistema progradacional topset-clinoform, depositado después de la máxima transgresión y antes de un límite de secuencia, cuando la tasa de creación del acomodamiento es menor que la tasa de suministro de sedimento. El sistema de depósito de nivel alto (Fig. 2.27) se caracteriza por una tasa desacelerada del ascenso del nivel relativo del mar a través del tiempo, resultando en una agradación inicial y posterior agradación de la arquitectura de la cuenca.

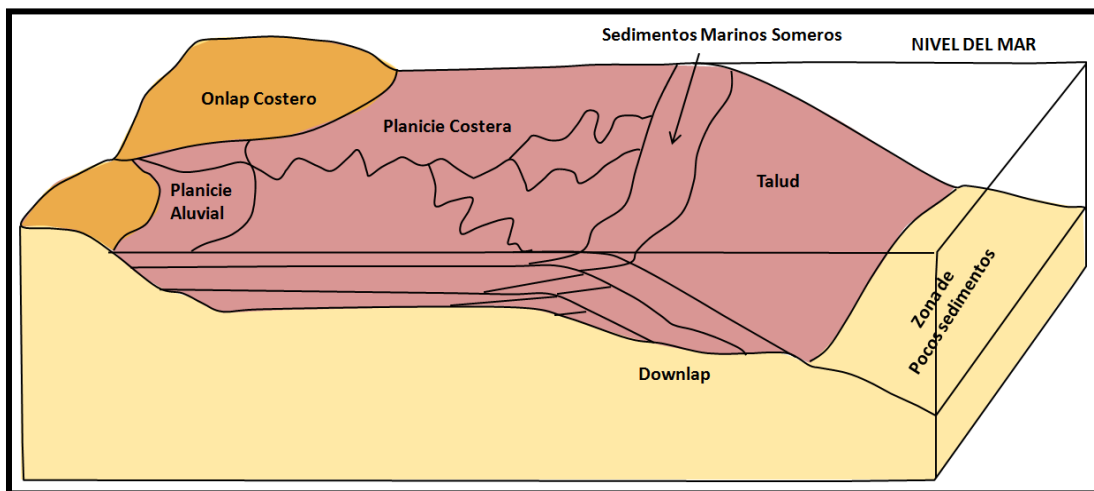


Fig. 2.27 Esquema de un sistema de depósito de nivel alto con sus respectivas zonas características (Tomado de Emery y Myers, 2006).

Límite de secuencia tipo 2 y sistema de depósito del borde de plataforma.

El nivel relativo del mar puede caer sobre el área proximal del topset del sistema de depósito de nivel alto, sin caer hasta el offlap break. Entonces resulta un límite de secuencia, pero éste no está caracterizado por incisión fluvial o depositación de abanicos submarinos. El límite de secuencia tipo 2 (Fig. 2.28) se reconoce en datos sísmicos por un cambio descendiente en el onlap costero en una posición Tierra adentro a partir del offlap break. Esto es conocido como un límite de secuencia tipo 2, y el sistema de depósito resultante es conocido como un sistema de depósito del borde de plataforma. Este consiste de topsets y clinofomas progradantes, y es inicialmente progradacional pero llega a ser agradacional en la parte superior, pasando eventualmente hacia un sistema de depósito transgresivo retrogradacional.

El cambio de progradación a agradación, el cual es considerado característico del límite tipo 2, no es definitivo propiamente debido a otros factores como el decremento en la tasa del suministro de sedimento.

2.2.8D Sistema de depósito de nivel bajo sobre un margen de rampa.

Los sistemas de depósito definidos anteriormente se desarrollan sobre un margen tipo shelf-break, donde la pendiente de tipo clinofoma es lo suficientemente pronunciada y profunda para permitir la formación de sistemas de abanicos submarinos y derrumbes. Sobre un margen de rampa, el sistema de depósito de nivel bajo (Fig. 2.29) fue descrito por Van Wagoner *et al.* (1988) como una cuña de bajo nivel relativamente delgada que puede contener dos partes. La primera se caracteriza por una incisión del flujo y desviación del sedimento de la llanura costera; esto se interpreta que ocurre durante una caída relativa en el nivel del mar cuando la línea de costa se encamina rápidamente hacia la cuenca, hasta que la caída relativa se estabiliza. La segunda parte de la cuña se caracteriza por un ascenso lento y relativo en el nivel del mar, rellenando los valles, y continuando la progradación de la línea de costa.

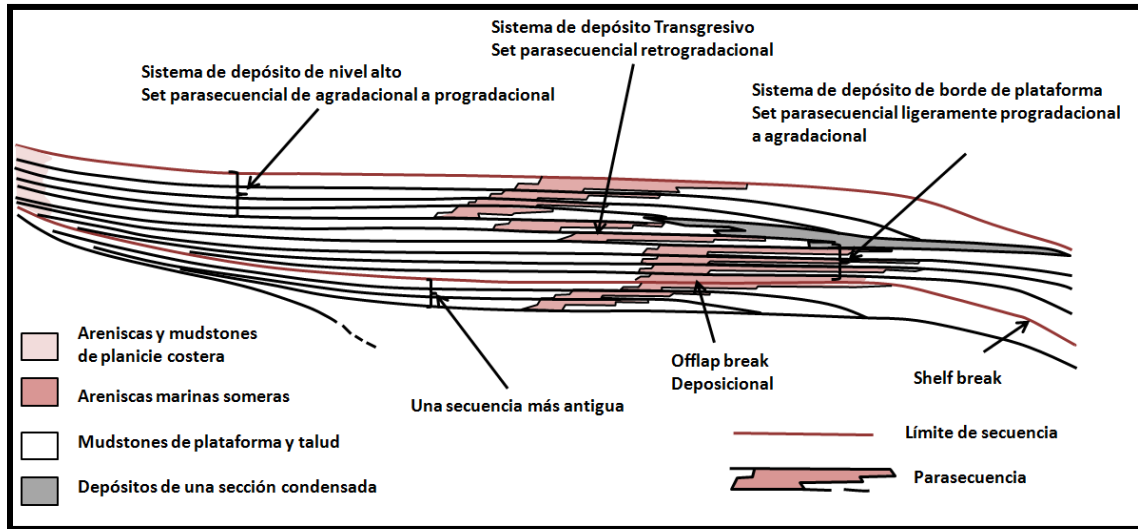


Fig. 2.28 Representación esquemática del límite de secuencia idealizado tipo 2, en el se pueden apreciar sus diferentes sistemas de depósito (Tomado de Emery y Myers, 2006).

La cima de la cuña de bajo nivel es la superficie transgresiva y la base de la cuña de bajo nivel es el límite de la secuencia.

Los sistemas de depósito transgresivos y de nivel alto sobre un margen de rampa son similares a aquellos sobre un margen shelf-break, aunque no hay componente de clinofoma significativa para el sistema de depósito de nivel alto.

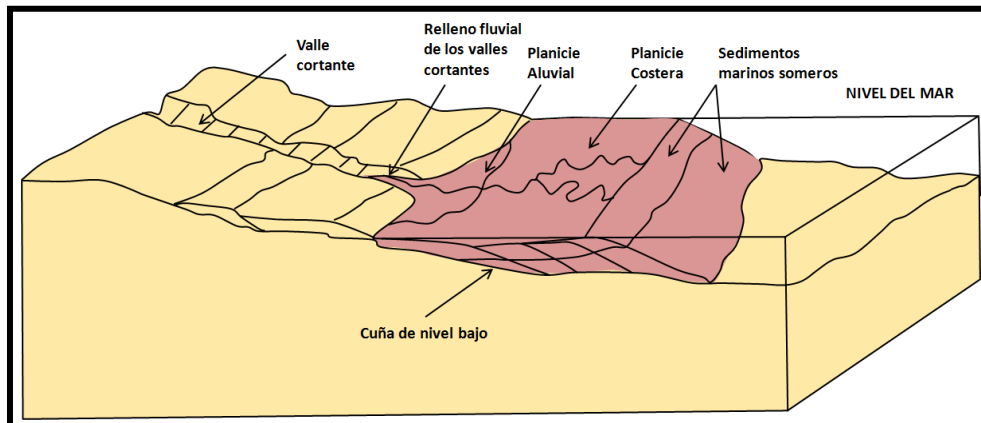


Fig. 2.29 Esquema de un sistema de depósito de nivel bajo sobre un margen de rampa con sus respectivas zonas características (Tomado de Emery y Myers, 2006).

2.2.8E Otros posibles sistemas de depósito dentro de un ciclo del nivel relativo del mar.

Van Wagoner *et al.* (1988), sugiere que los sistemas de depósito deberían ser definidos objetivamente a partir de los tipos de superficie limitante, su posición en una secuencia y su geometría interna.

El sistema de depósito regresivo (Fig. 2.30a), es un sistema teórico formado entre dos ascensos rápidos en el nivel relativo del mar separado por otro lento (o por un pulso incrementado del suministro sedimentario durante tasas continuas de incrementos en el nivel del mar). Este sistema de depósito está limitado por una superficie máxima de inundación, y consiste de una cuña progradante. La cuña progradante está limitada en la parte superior por una superficie de progradación máxima. La geometría interna de la cuña es de agradacional a progradacional y a agradacional de nuevo.

El sistema de depósito tipo midstand (Fig. 2.30b) o “sistema de depósito regresivo forzado” (Hunt y Tucker 1992), representa una secuencia entera donde en ningún momento la subsidencia fue suficientemente alta para permitir la transgresión y el paso del suministro de sedimento. Esto podría ser esperado en cuencas con baja o negativa subsidencia tectónica y/o tasas altas de suministro sedimentario.

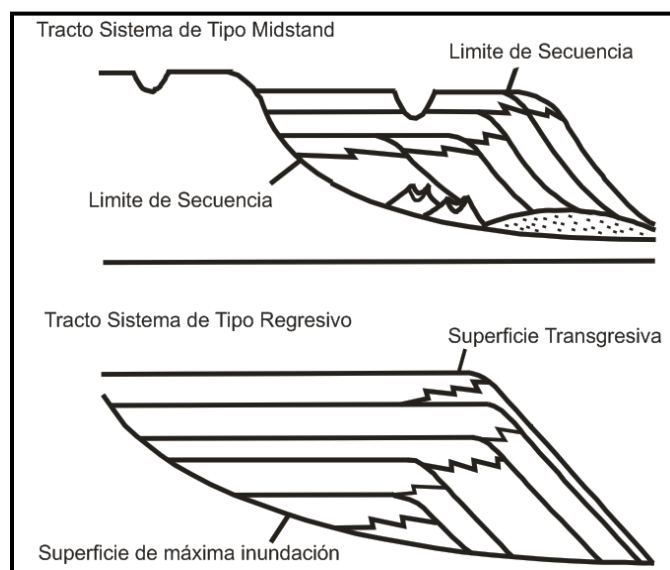


Fig. 2.30 Representación gráfica de los sistemas de depósito tipo regresivo y tipo midstand (Tomado de Emery y Myers, 2006).

2.2.9 Secuencias compuestas (segundo y tercer orden) y sistemas de depósito.

Las secuencias compuestas (Fig. 2.31) fueron definidas por Mitchum y Van Wagoner (1991) como “sucesiones de secuencias relacionadas genéticamente, en las cuales, las secuencias individuales se apilan en sets de secuencias de nivel bajo, transgresivas y de nivel alto. Por lo tanto, los sets de secuencias en una secuencia compuesta son análogos, pero diferentes de los sistemas de depósito

en una secuencia depositacional. Esta relación provee la pista para transformar un marco estratigráfico de baja resolución en uno de más alta resolución si datos mejorados demuestran que una interpretación previa de una secuencia depositacional contiene discontinuidades internas.

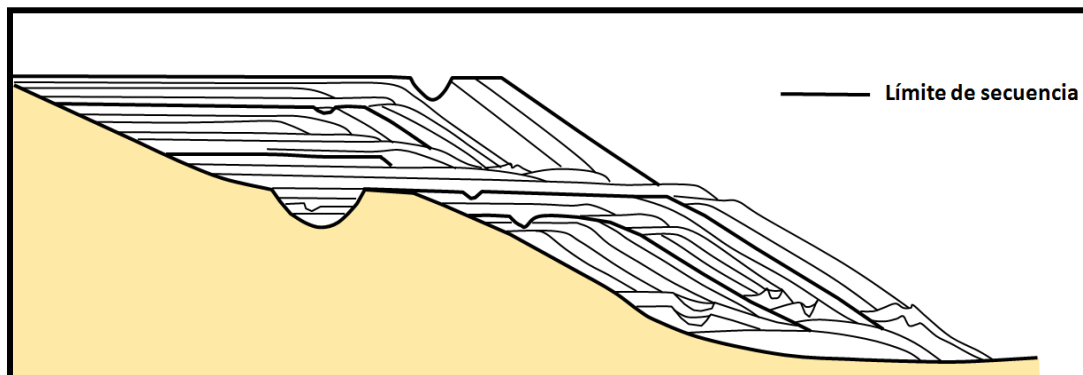


Fig. 2.31 Esquema de una secuencia compuesta, la cual comprende 5 secuencias de mayor orden. El apilamiento de las secuencias de mayor frecuencia constituyen la secuencia compuesta, su naturaleza se determina gracias a su posición en la secuencia compuesta (Tomado de Emery y Myers, 2006).

2.2.9A Parasecuencias.

Se reconoce que las sucesiones de acomodamiento representando las secuencias de nivel bajo, transgresivas y de nivel alto pueden darse en varios órdenes de magnitud dependiendo de su duración y no son únicos para los sistemas de depósito en una secuencia depositacional. La "parasecuencia" es la unidad más pequeña de la estratigrafía de secuencias en ambientes costeros; son los bloques constructivos de las secuencias depositacionales. El apilamiento de las parasecuencias define los sistemas de depósito que son únicos a las secuencias de depósito. Usar los sistemas de depósito en una escala de secuencia compuesta es inapropiado por que el sistema depositacional unido contemporáneo ocurre dentro de la secuencia depositacional total. De todas formas las secuencias de nivel bajo, tipo transgresivo y de nivel alto con su apilamiento pueden darse en una escala de secuencia compuesta para describir los sets de secuencias.

2.2.10 Jerarquía de la estratigrafía de secuencias.

Un marco jerárquico propuesto para describir unidades depositacionales resultantes de las sucesiones de acomodamiento, de magnitud variable y duración basada en su apilamiento físico es:

Megasecuencia

Set de secuencia compuesta

Secuencia compuesta

Set de secuencia

Secuencia depositacional

System tracts

Parasecuencia

Internamente, cada unidad jerárquica responde a una sucesión de acomodamiento controlada por la interacción entre, la tasa de creación del acomodamiento y la tasa de sedimentación.

2.2.11 Escenario sedimentario en márgenes continentales con sedimentación de carbonatos.

Los escenarios sedimentarios en plataformas con depósito de carbonatos presentan diferencias con respecto a las terrígenas. Las ideas fundamentales sobre los escenarios sedimentarios en carbonatos fueron esbozadas por Sarg (1988), el cual propuso un modelo de escenarios sedimentarios en carbonatos (Fig. 2.32).

Diferentes autores han ido matizando este modelo, Tucker (1990), recopiló y analizó de manera muy expresiva y amplía el modelo; de acuerdo con este autor, uno de los rasgos más interesantes en las secuencias depositacionales de carbonatos de medios marinos someros, es la presencia de ciclos de somerización de escala métrica (asimilables a parasecuencias), que se inician con carbonatos submareales, le siguen carbonatos de llanuras de mareas y terminan con superficies que indican etapas de emersión. El otro rasgo que destaca especialmente este autor (Tucker, 1990), es el papel de la diagénesis en los materiales carbonatados, a diferencia de los detríticos, lo que implica la aparición de superficies muy características (p.ej. carstificación) no presente en medios terrígenos.

Las diferencias esenciales que hay entre los modelos de escenarios sedimentarios en márgenes con sedimentos terrígenos y márgenes con depósitos de carbonatos son las siguientes:

A. Escaso desarrollo de los escenarios de nivel bajo, ya que durante los descensos del nivel del mar la producción de carbonatos se reduce.

B. Escaso desarrollo de los escenarios de bordes de plataforma debido a que en carbonatos los límites de las secuencias dominantes son los de tipo 1 (SB 1).

C. Combinación de dispositivos agradantes y progradantes en los intervalos de subida del nivel del mar, debido a un incremento de productividad simultáneo de los carbonatos, alcanzándose los máximos espesores de las parasecuencias al final del escenario transgresivo (Fig. 2.33A,C).

D. Abundancia (y en muchos casos superposición) de rasgos que implican diagénesis en diferente contexto (marina, hipersalina, zona de mezcla, meteórica) en los carbonatos debida a los cambios del nivel del mar.

E. Diversidad de rasgos en cada uno de los escenarios sedimentarios en función del clima reinante (que regula las condiciones sedimentarias y diagenéticas) y de que los acuíferos queden o no confinados (Fig. 2.33B).

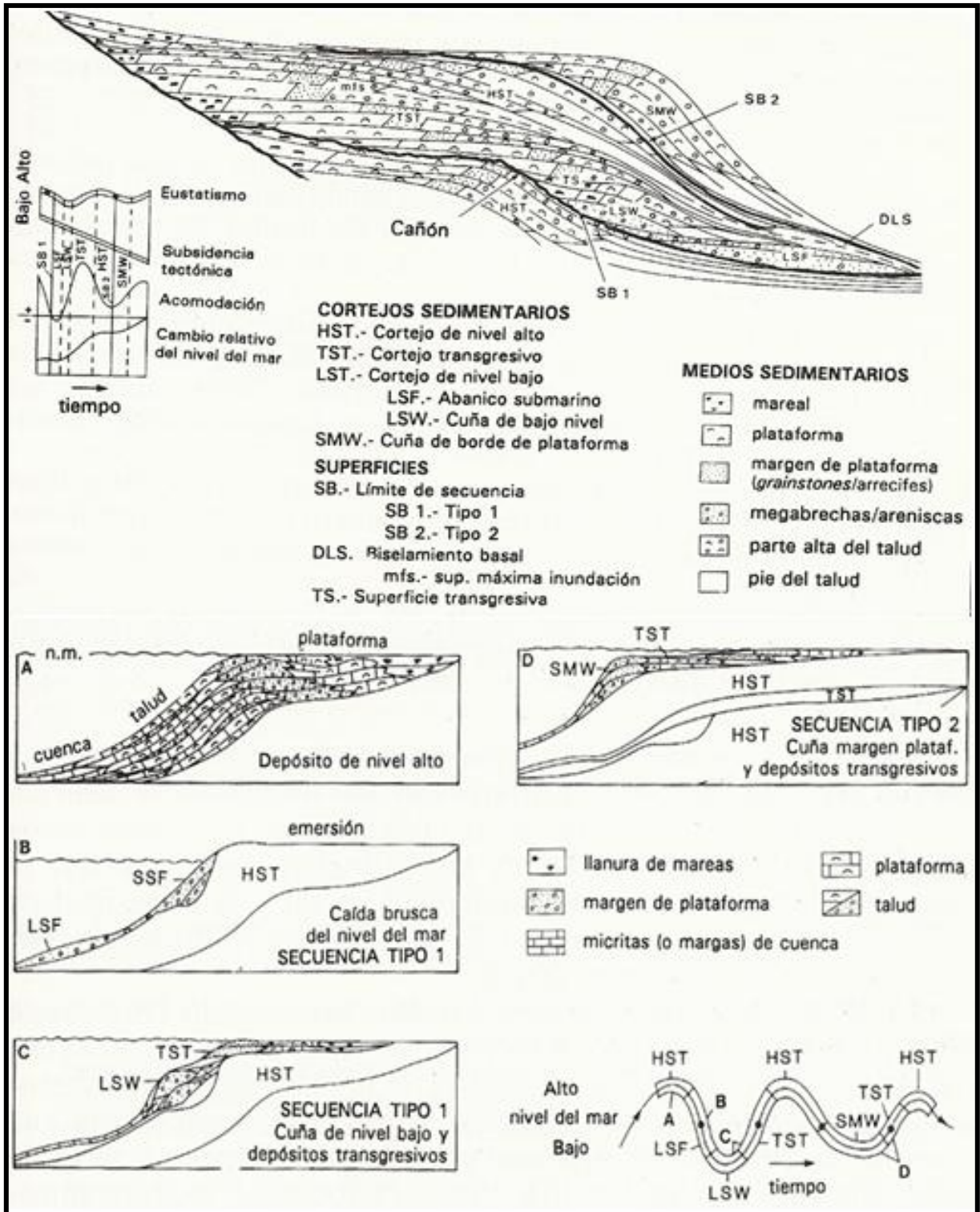


Fig. 2.32 Modelo esquemático de escenarios sedimentarios carbonatados. A. Escenario de nivel alto con depósitos progradante-gradantes. B. Estadio de nivel bajo con depósito, en una secuencia de tipo 1, constituido por abanicos turbidíticos y rellenos de huecos de slumps (SSF). C.

Estadios de nivel bajo e inicio del depósito del escenario transgresivo. D. Esquema de una secuencia de tipo 2, en la que se forma la cuña de margen de plataforma (Tomado de Vera, 1994).

En el estudio estratigráfico secuencial de los carbonatos hay que prestar especial atención en diferenciar los límites de secuencias depositacionales de los límites de parasecuencias. En ambos casos puede haber rasgos de emersión y karstificación; por lo que, será la magnitud de las mismas, su continuidad lateral y la intensidad de los procesos diagenéticos, junto con la geometría de los materiales, lo que sirva para tal diferenciación.

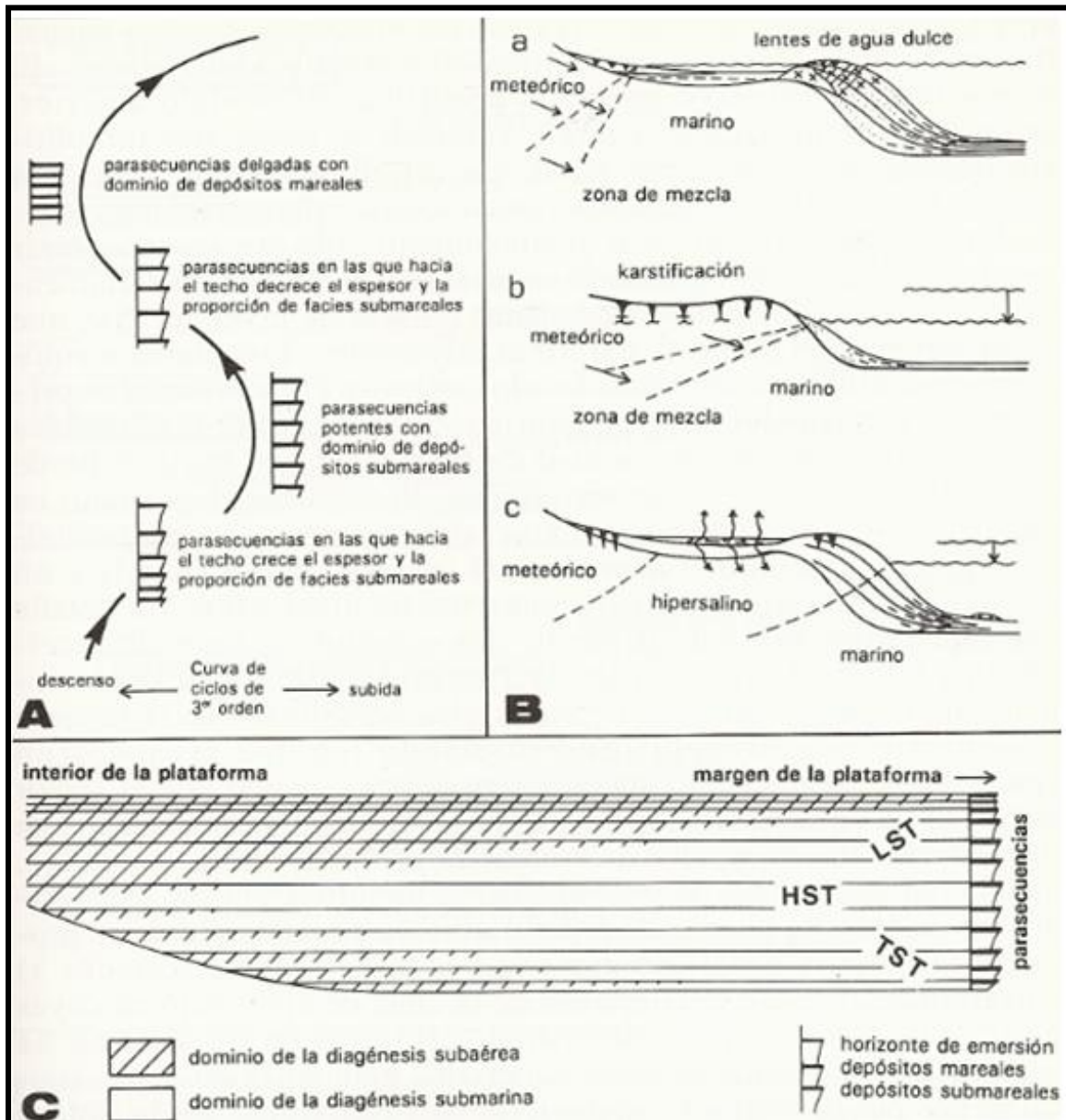


Fig. 2.33 Modelo representativo de los ciclos de tercer orden en carbonatos. A. Tipos de agrupamiento de las parasecuencias a lo largo de los ciclos de tercer orden. B. Selección de algunos modelos de diagénesis en diferentes escenarios sedimentarios y diferentes condiciones climáticas. C. Expresión de las geometrías de las parasecuencias en estadios transgresivos (TST) en las que son estratocrecientes, de nivel alto (HST) con espesor uniforme y de nivel bajo (LST) estratodecrecientes (Tomado de Vera, 1994).