

# SEDIMENTACIÓN CARBONATADA, SILÍCICA Y OTROS SEDIMENTOS QUÍMICOS EN LOS AMBIENTES MARINOS PROFUNDOS

Fernando Núñez-Useche,<sup>1</sup> Ricardo Barragán,<sup>1</sup> Carles Canet<sup>2</sup>

## RESUMEN

Se consideran en este capítulo las propiedades generales de algunos de los sedimentos que son depositados en los ambientes marinos profundos, localizados por debajo del límite externo de la plataforma continental. La presentación de la información se acompaña con una breve descripción de las fuentes principales de los sedimentos marinos, a saber: (a) litogénico, (b) biogénico, (c) hidrogénico y (d) cosmogénico. Adicionalmente, se describen de manera general los rasgos fisiográficos de las dos regiones básicas de las cuencas oceánicas, el *margen continental* y la *cuenca oceánica profunda*, regiones que por su topografía y procesos químicos, oceanográficos y sedimentarios, inciden en la naturaleza y texturas de los sedimentos en ellas acumulados. Especial énfasis se ha dado a los sistemas y procesos sedimentarios asociados a la generación de carbonatos, pedernales, y otros sedimentos químicos (barita y óxidos de manganeso) en ambientes marinos profundos. Además, se describen algunos ejemplos actuales y pasados de di-

<sup>1</sup> Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, C.P. 04510, México, D.F. fernandonunezu@comunidad.unam.mx, ricardor@geologia.unam.mx.

<sup>2</sup> Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, C.P. 04510, México, D.F. ccanet@geofisica.unam.mx.

chos sistemas y procesos sedimentarios en los mares mexicanos, y para algunos casos, se explica su importancia económica.

Palabras clave: océano profundo, sedimentación, carbonatos, pedernales, nódulos de manganeso, cold seeps.

#### ABSTRACT

This chapter deals with the general properties of some of the sediments that are settled down on the deep marine environments, from below the outer boundary of the continental shelf. The information is presented along with a brief description of the main sources of the marine sediments, namely: (a) lithogenic, (b) biogenic, (c) hydrogenic, and (d) cosmogenic. In addition, the chapter describes, in a broad sense, the physiographic features of the two basic regions of the ocean basins, the continental margin and the deep-ocean basin, traits that by how its topography, chemical, oceanographic and sedimentary processes impact on the nature and textures of the sediments there accumulated. Special emphasis has been given to the systems and sedimentary processes associated with the generation of carbonates and cherts, manganese oxides, and sediments related to cold seepage in such deep-ocean marine environments. In addition, examples are given of some current and ancient of these systems and sedimentary processes in the Mexican seas, and in some cases, their economic importance is described.

*Keywords:* Deep-ocean, Sedimentation, Carbonates, Cherts, Manganese nodules, Cold seeps.

## INTRODUCCIÓN

Una gran parte del volumen de rocas expuestas en la superficie de los continentes, por arriba de la línea de costa actual, se formó por la litificación de muy diversas partículas sedimentarias depositadas en ambientes oceánicos del pasado. La clasificación de dichas partículas sedimentarias en los ambientes marinos, tiene su fundamento en el origen de las partículas mismas. Las cuatro fuentes principales de generación de sedimento marino son: (a) rocas pre-existentes (origen litógeno), (b) materia orgánica (origen biógeno), (c) compuestos disueltos en el agua (origen hidrógeno), y (d) material proveniente del espacio exterior (origen cosmogénico).

El entendimiento de los procesos de formación de dichos sedimentos demanda una apreciación general de los rasgos principales del piso oceánico, los cuales influyen en sus texturas y composición.

La mayor parte de nuestro conocimiento acerca de la naturaleza del piso oceánico ha sido obtenida por diversas técnicas geofísicas y exploratorias desarrolladas en las últimas décadas. A medida que el entendimiento de los rasgos batimétricos de los océanos ha ido en aumento, ha quedado de manifiesto que las cuencas oceánicas pueden ser divididas en dos regiones básicas, mismas que por sus características fisiográficas y procesos químicos, oceanográficos y sedimentarios, son claramente distinguibles: (a) los márgenes continentales, y (b) las cuencas oceánicas profundas. Adicionalmente, con base en rasgos de *profundidad* y de *pendiente*, la superficie del margen continental es dividida en *plataforma continental*, *talud continental* y *elevación continental*, conforme dicho margen progresa desde la línea de costa hacia la cuenca oceánica profunda. El desarrollo de *cañones submarinos* es un rasgo distintivo del margen continental. Más allá del talud continental, donde las profundidades generalmente exceden los 4000 m, se extienden los ambientes de la cuenca oceánica profunda, la cual se encuentra totalmente subyacida por corteza oceánica basáltica. A lo largo de los márgenes tectónicamente pasivos, el talud continental desciende de manera muy gradual hacia una *llanura abisal* ampliamente extendida, mientras que en aquellos tectónicamente activos, los taludes pueden descender de manera abrupta hacia profundas *trincheras* o *fosas abisales*. Dos rasgos fisiográficos importantes de los ambientes de la cuenca oceánica profunda son las *dorsales centro-oceánicas* y los *montes submarinos*. Cerca de los ejes de dichas dorsales y elevaciones submarinas, donde las cámaras magmáticas pueden estar localizadas a menos de un kilómetro por debajo del piso oceánico, el agua marina se infiltra a través de fracturas hacia la corteza oceánica en donde es calentada por el magma subyacente. Posteriormente, el fluido (*hidrotermal*) caliente asciende hacia la superficie y es expulsado hacia el océano a través de sistemas de *ventiladas* o *chimeneas*, en lo que se conoce como circulación hidrotermal. La actividad hidrotermal en las dorsales oceánicas se encuentra directamente asociada a procesos de divergencia de placas litosféricas, aunque en algunos casos son el resultado del movimiento de dichas placas sobre *puntos calientes*.

En este capítulo consideraremos las propiedades generales de algunos de los sedimentos generados en los ambientes marinos profundos, es decir, por debajo del límite externo de la plataforma continental. Especial énfasis se ha

dado a los depósitos sedimentarios de carbonatos, sílex, óxidos de manganeso y barita en dichos ambientes marinos profundos.

## SISTEMAS Y PROCESOS SEDIMENTARIOS ASOCIADOS AL DEPÓSITO DE CARBONATOS Y SÍLEX

La sedimentación carbonatada en ambientes marinos profundos tiene lugar preferentemente en: (a) el talud continental y el pie de talud, (b) la elevación continental, (c) los cañones submarinos, (d) la llanura abisal, (e) las dorsales centro-oceánicas, (f) los montes submarinos, y (g) las trincheras o fosas abisales (Fig. 1). La composición de los sedimentos y su distribución en estas zonas son controladas por dos importantes factores relacionados entre sí: la profundidad y la temperatura. El incremento en la profundidad está acompañado por un descenso en la temperatura y un aumento en la concentración de  $\text{CO}_2$  en el agua marina, hecho que favorece la disolución de las conchas de calcita y aragonita depositadas en el fondo marino. Como consecuencia, en los océanos modernos se definen diferentes niveles de profundidad que regulan la preservación/disolución de los carbonatos de calcio (Fig. 2). El primer nivel es conocido como el nivel de compensación de la aragonita y corresponde a la profundidad a la cual dicho mineral es disuelto. En las bajas latitudes este nivel se presenta a una profundidad promedio de 1.5 km, y en el océano Atlántico varía en general entre 2 y 3 km. La calcita se preserva a profundidades mayores, comenzando a disolverse significativamente por debajo del nivel definido como la lisoclina (3000 a 5000 m), y alcanzando su disolución total a partir del nivel de compensación de la calcita

Figura 1. Perfil del fondo oceánico mostrando los principales ambientes de sedimentación profunda. a = Talud Continental, b = Elevación Continental, c = Cañones Submarinos, d = Llanura Abisal, e = Dorsal Centro-Oceánica, f = Montes Submarinos, g = Trincheras o Fosa abisal.

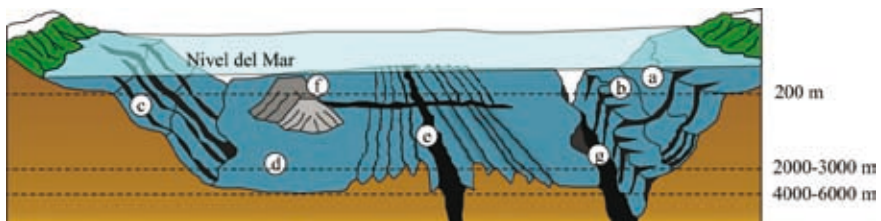
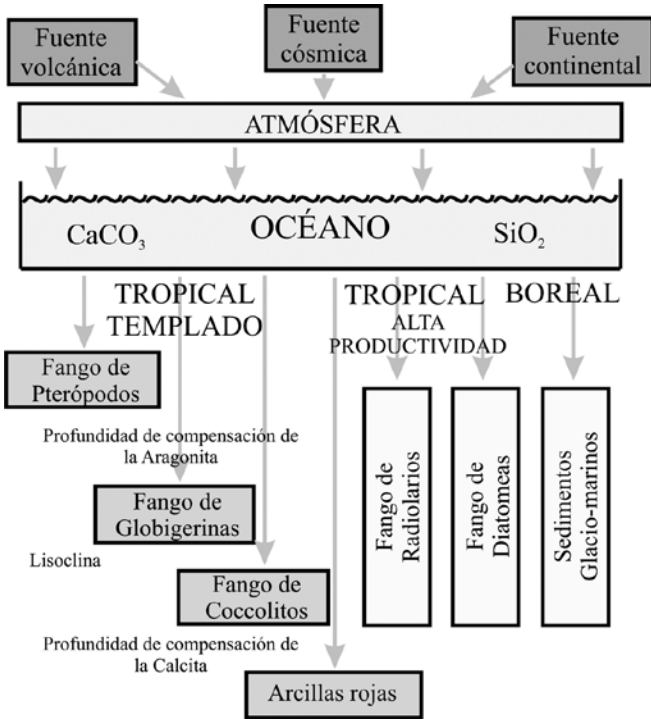


Figura 2. Principales fuentes y patrones de transporte de los sedimentos marinos profundos actuales (modificado de Hay, 1974).



(CCD, por sus siglas en inglés). Aunque la profundidad de la CCD ha variado con el tiempo (Berger y Winterer 1974, Ramsay 1977, van Andel et al. 1977), en los océanos modernos se sitúa entre 4200 y 5400 m.

La naturaleza de la sedimentación carbonatada en ambientes marinos profundos es diversa; no obstante, puede agruparse según los procesos sedimentarios bajo los cuales tiene lugar (Cook y Mullins 1983, Cook et al. 1983, Enos y Moore 1983, Pickering et al. 1986, Stow 1986), y que se detallan a continuación.

### Deposición de material pelágico

Los sedimentos que cubren el piso oceánico en cuencas marinas profundas se componen mayoritariamente de partículas de origen biogénico, las

cuales consisten en fragmentos microesqueléticos o restos de organismos planctónicos que han sido decantados a partir de la columna de agua. Este proceso de depósito es conocido como lluvia pelágica y da lugar a los diferentes tipos de fangos pelágicos que cubren los fondos marinos. Otros componentes menos importantes son los de procedencia volcánica (cenizas), cósmica, continental y glaciario (Fig. 2).

Los fangos pelágicos fueron descubiertos durante las expediciones del *Challenger* (1872-1876). Su descubrimiento abrió un nuevo panorama para las investigaciones sobre el clima y los océanos, ya que estos depósitos son un buen registro de las condiciones oceanográficas, bióticas y atmosféricas del pasado.

La distribución de los fangos pelágicos está influenciada por la temperatura, la salinidad y el patrón de circulación de las masas de agua, que a su vez controlan la tasa de disolución de los carbonatos y la productividad biológica superficial (Wooster 1978). Dichos fangos se acumulan en cuencas oceánicas profundas, pequeñas cuencas oceánicas, márgenes continentales y, en menor proporción, en la zona axial de las dorsales oceánicas y en edificios volcánicos inactivos (Jenkyns 1986).

La composición química de los fangos pelágicos es función no solo de la profundidad sino también de la latitud. En latitudes bajas, por ejemplo, las aguas están sobresaturadas de carbonato de calcio, habiendo así una mayor disponibilidad de este material para que los organismos construyan conchas calcáreas.

Aproximadamente el 50 % de los fondos oceánicos actuales se hallan cubiertos por fangos calcáreos compuestos fundamentalmente por testas de foraminíferos, nanofósiles y pterópodos. Estos fangos se acumulan fundamentalmente entre las latitudes de 45° al norte y sur de la línea del ecuador, siendo especialmente abundantes en el océano Atlántico. Sobre la zona axial de la Dorsal Atlántica hay una fina capa de sedimentos pelágicos carbonatados (fango de foraminíferos), justo por encima del CCD. A medida que nos alejamos del eje de la dorsal y aumenta así la profundidad, se observa un predominio de los fangos silíceos y arcillas rojas. Estas últimas están compuestas por cuarzo muy fino, diferentes tipos de arcillas, minerales autigénicos, residuos de partículas biogénicas, y material volcánico y meteorítico. Son sedimentos de grano muy fino, y su color café-rojizo es causado por la cristalización de oxihidróxidos de hierro sobre las partículas que las conforman.

En el Océano Índico cerca del 54 % del fondo está cubierto por lodos calcáreos de globigerinas, hallándose la mayor parte de estos lodos en el sector occidental de dicho océano, en tanto que la mitad oriental está cubierta mayoritariamente por arcillas rojas (Mero, 1965). Los fangos calcáreos también abundan en cuencas profundas restringidas como el Mar Rojo y el Mediterráneo, donde la escasa circulación limita la productividad superficial. En el Mediterráneo, Milliman y Müller (1973) describieron la precipitación abiótica de calcita magnesiana depositada en forma de nódulos micríticos dentro de un fango calcáreo biogénico. Los fangos calcáreos de pterópodos son abundantes en los flancos de las dorsales oceánicas y en los taludes de la Plataforma de Bahamas (Emiliani y Milliman 1966).

Los fangos silíceos, por otro lado, están compuestos mayoritariamente por radiolarios y diatomeas, y en menor grado, por organismos silicoflagelados y espículas de esponjas. En general estos fangos se depositan en las costas orientales de los continentes y en los océanos polares, es decir, en zonas que se hallan bajo la influencia de corrientes de surgencia (que arrastran el agua profunda rica en nutrientes hasta la superficie) o de aguas frías. Mientras que los fangos enriquecidos en radiolarios predominan en el Pacífico Ecuatorial y en el Océano Índico, los fangos de diatomeas se acumulan principalmente en las cuencas del cinturón meridional de altas latitudes y en el Pacífico Norte (Tucker y Wright 1990).

## 2.2. Resedimentación y flujos de fondo transportados por gravedad

En las zonas de talud tienen lugar diferentes procesos de resedimentación que causan el transporte de grandes cantidades de sedimentos desde las partes más someras hacia zonas profundas. Estos procesos están promovidos por la gravedad e incluyen fenómenos como caída de bloques (olistolitos), deslizamiento de sedimentos, *slumping*, y distintos tipos de flujos gravitacionales como los flujos de detritos y las corrientes turbidíticas (Fig. 3). Aunque pueden ser generados por tormentas o por la sismicidad (Seed 1968, Bea *et al.* 1983, Hansen y Franks 1991), dichos procesos dependen en gran medida de la geometría del talud, de las variaciones del nivel del mar y de la acción de las corrientes de fondo.

Según Wilson (1974) existen tres tipos de perfiles fundamentales de la transición margen de plataforma-talud. Cuando la plataforma presenta un borde arrecifal (tipos I y III), generalmente existe una pendiente inclinada con

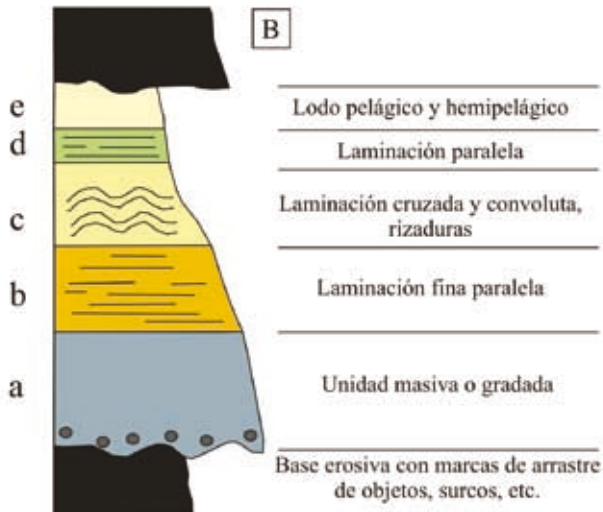
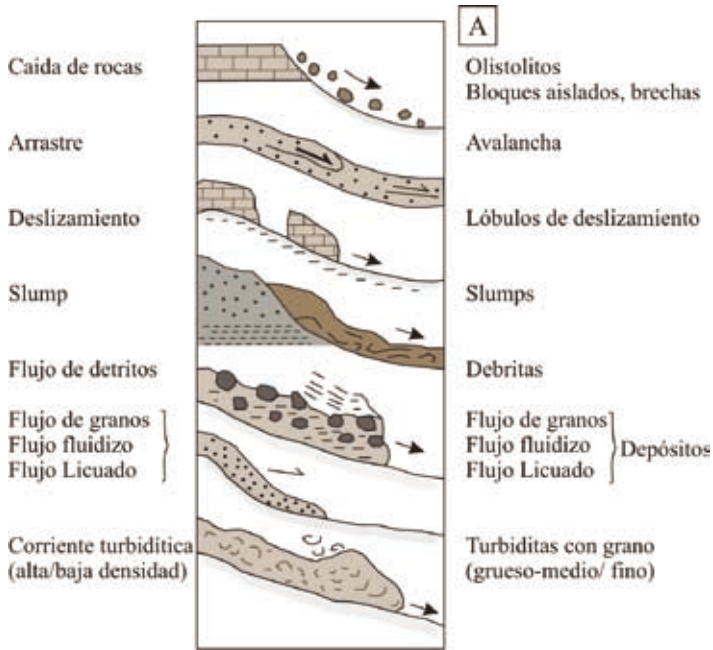
acantilados y salientes que favorece el *slumping* y la formación de flujos de detritos. Mientras las facies redepositadas en plataformas con un margen tipo I se caracterizan por acumulaciones de lodo calcáreo formando montículos en el frente arrecifal, en las plataformas con un margen tipo III dichas acumulaciones están constituidas por bloques con fragmentos esqueléticos del arrecife orgánico original. Los márgenes suaves de rampas homoclinales (tipo II) son más propicios para la deposición de calciturbiditas de grano fino, bajo la acción de corrientes de fondo y de sedimentos pelágicos (Stow 1992).

Mientras que los sedimentos siliciclásticos removilizados por procesos gravitacionales han sido ampliamente estudiados, aún se desconocen muchos aspectos relacionados con los depósitos redepositados de carbonatos. El interés creciente por estos últimos radica en su potencial como roca almacén de hidrocarburos o como conductos para su migración debido a su elevada porosidad. En México, el 80 % de las reservas de hidrocarburos se encuentran asociadas a márgenes de plataformas cretácicas con flujos gravitacionales de talud (Nehring 1991). En el campo petrolero de Poza Rica, por ejemplo, gran parte del petróleo está almacenado en depósitos que han sido interpretados como brechas carbonatadas “gigantes” del frente arrecifal (Enos 1977, Minero *et al.* 1983).

La formación de depósitos carbonatados resedimentados es más común durante los periodos de ascenso del nivel del mar, ya que la alta producción de carbonatos someros en el interior de la plataforma favorece la resedimentación en la zona de talud (Mullins 1983). Sin embargo, el descenso del nivel del mar puede causar la exposición sub-aérea del margen de la plataforma, y de esta manera aumentar la inestabilidad del talud y generarse así turbiditas y megabrechas (Hunt y Tucker 1992). En el talud, estos depósitos están constituidos por: (a) granos provenientes de las plataformas someras (granos esqueléticos, peloides, ooides), (b) bloques caóticos (olistostromas) de carbonatos depositados sobre el talud o pie de talud, procedentes del margen de la plataforma o de partes superiores del talud, (c) litoclastos derivados de las partes superiores endurecidas, y (d) material somero de grano fino y granos siliciclásticos hemipelágicos de tamaño limo-arcilla (Flügel 2004). Todos estos materiales pueden aparecer junto con los sedimentos originales del talud (que usualmente consisten en montículos de lodo o arrecifes) o estar intercalados con los fangos de periplataforma. En los taludes de la Plataforma de Bahamas, dichos fangos consisten en material derivado de la plataforma somera mez-



Figura 3. Sedimentación carbonatada asociada a procesos gravitacionales. (A) Representación esquemática de los principales procesos de resedimentación por flujos de masa (Stow 1994). (B) Secuencia turbidítica ideal de Bouma (1962). En las turbiditas calcáreas es rara la existencia de una secuencia completa.



clados con fangos pelágicos de foraminíferos y nanofósiles (Schlager y James 1978, Mullins *et al.* 1984).

### 2.3. Resedimentación por corrientes de contorno

Las corrientes de contorno son corrientes del fondo marino que corren paralelamente al contorno batimétrico de los márgenes continentales. Estas corrientes son producidas por diferencias en el gradiente térmico y de salinidad de las masas de agua oceánica (circulación termohalina), y están condicionadas por el movimiento de rotación de la tierra (origen geostrofico). Además, están influenciadas por la circulación del viento sobre la superficie oceánica (Hollister y Nowell, 1991). Su circulación inicia con el hundimiento de masas de agua bien oxigenadas en latitudes altas de los océanos Atlántico y Pacífico (Stow *et al.* 1996, Salon *et al.* 2008; Shanmugam 2008), las cuales se desplazan hacia el ecuador como masas de agua profunda. Aunque estas corrientes presentan bajas velocidades (10 a 30 cm/s), son un factor muy importante en el movimiento de nutrientes alrededor del globo. Los pulsos de alta energía, con velocidades de hasta 70 cm/s, son capaces de ocasionar rizaduras y estructuras sedimentarias de erosión en el fondo marino (Richardson *et al.* 1981).

Las corrientes de contorno suponen un importante control de la topografía del talud de las plataformas carbonatadas, pues pueden moldear bordes erosionados cortados por grandes bloques colapsados (Freeman-Lynde y Ryan 1985, Mullins *et al.* 1986). Los depósitos asociados a estas corrientes son denominados “contornitas” y se hallan a profundidades mayores a 300 m (Stow *et al.* 2002). La composición de estos depósitos depende del tipo de material transportado. Las contornitas calcáreas y silíceas tienen lugar en regiones con un importante arribo de material pelágico, en zonas marinas abiertas y bajo las zonas de surgencia oceánica. En la mayoría de los casos estos depósitos carecen de estructuras sedimentarias primarias (o bien las tienen pobremente desarrolladas), y están constituidos granulométricamente por arcillas y limos pobremente clasificados. Las partículas que componen las contornitas usualmente son granos biogénicos fragmentados y teñidos por oxihidróxidos de hierro y/o de manganeso. También pueden contener, en menor grado, material terrígeno y volcanoclástico.

Es común que estos depósitos se intercalen con sedimentos depositados por corrientes de turbidez en la zona del talud. Un ejemplo espectacular de

sedimentación carbonatada actual asociada a corrientes de contorno es el que se ha descrito en el Estrecho de la Florida (Mullins 1983). Se calcula que ahí la corriente del Atlántico Norte ha causado un retroceso del margen de la plataforma de más de 30 km y, como consecuencia, se han acumulado lóbulos de arena carbonatada derivada de las partes someras adyacentes de la plataforma hacia el norte y oeste de ella (donde el flujo de las corrientes converge). Además, en estas zonas ocurre una extensa cementación submarina, y la subsecuente formación de nódulos y fondos endurecidos (cf. *hardgrounds*).

### 3. EJEMPLOS ACTUALES EN LOS MARES MEXICANOS

#### 3.1. Golfo de México

El Golfo de México es un mar marginal localizado entre las zonas tropical y subtropical del oeste del Océano Atlántico. En esta cuenca oceánica de casi 1.5 millones de km<sup>2</sup> dos terceras partes de la sedimentación tiene lugar en el talud y en la llanura abisal (Galloway *et al.* 2009). Las primeras perforaciones realizadas en el centro de esta cuenca revelaron que el horizonte superior que cubre el fondo marino (5-50 cm) es mayoritariamente un lodo de globigerinas rico en carbonato de calcio, subyacente por una alternancia de capas de arcilla y limo pobres en carbonato de calcio (Trask *et al.* 1947). Posteriormente, Balsam y Beeson (2003) observaron que la cantidad de carbonato de calcio en los sedimentos aumenta del noroeste al sureste (con contenidos de CaCO<sub>3</sub> >75 % en las plataformas de Florida y de Yucatán), distribución que está fuertemente influenciada por el aporte de material terrígeno de los ríos Grande y Misisipi (Fig. 4). En los taludes de estas plataformas carbonatadas existe también un gradiente en el contenido de carbonato, que va desde 60 % en la zona superior hasta un 25 % en la llanura abisal de Sigsbee, una de las partes más profundas (3900 m) del golfo. Aunque en las zonas someras del talud el mayor aporte a la sedimentación carbonatada corresponde a macro-invertebrados, a medida que aumenta la profundidad la microbiota pelágica pasa a tener un papel fundamental, especialmente los foraminíferos planctónicos y los cocolitos. Sobre la llanura abisal, los sedimentos carbonatados están dominados por margas compuestas por una mezcla de material pelágico y arcillas provenientes del río Misisipi.

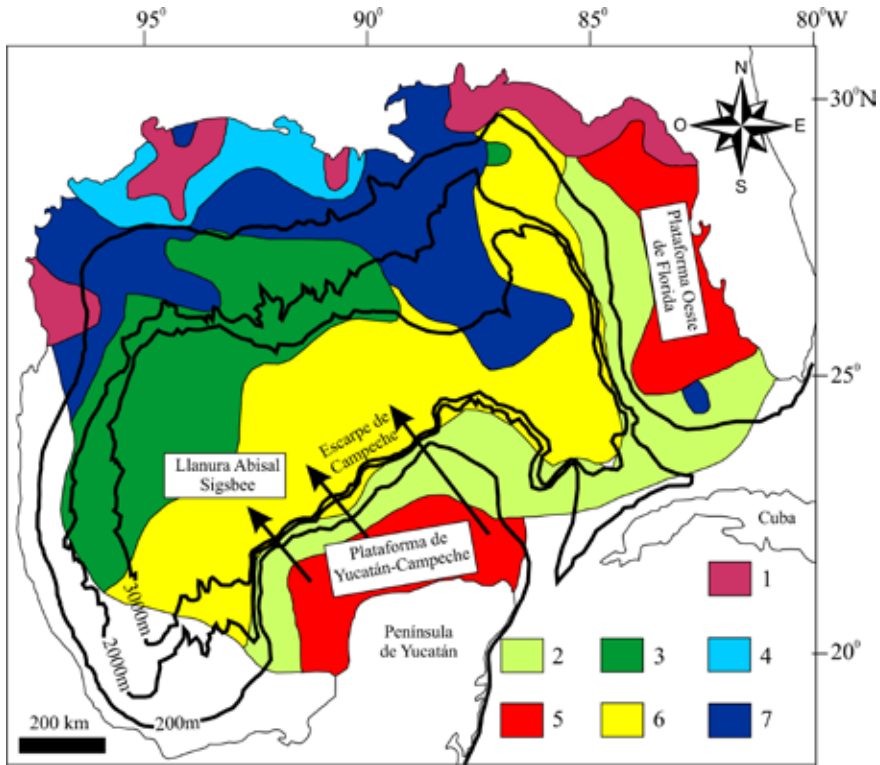
El Escarpe de Campeche, al sur del Golfo de México, se cuenta entre los mayores acantilados del mundo, pues tiene un desnivel aproximado de 2000

m. Dicho escarpe bordea el margen este y norte de la Plataforma de Yucatán y, aunque localmente tiene paredes verticales, presenta una inclinación promedio de 20° (Jordan y Stewart 1959, Paull *et al.* 1990). La base del escarpe se encuentra por encima de la lisoclina, por lo que no existe una importante disolución del material carbonatado.

Este escarpe se originó por el crecimiento de arrecifes y bancos carbonatados en el margen de la plataforma, y ha sido moldeado por diferentes procesos erosivos, pues así lo sugiere la presencia de carbonatos resedimentados a lo largo de su base (Halley y Schlager 1983). La erosión que el margen de la plataforma carbonatada ha sufrido desde su formación ha provocado que las facies lagunares afloren en las paredes de los acantilados (Freeman-Lynde 1983, Paull *et al.* 1990). Mediante métodos sísmicos, en la base del escarpe se ha identificado un cuerpo de brechas depositado antes del Cretácico medio (Buffler *et al.* 1980, Locker y Buffler 1984, Schlager y Buffler 1984, Faust 1990), que resultó probablemente de la caída de bloques desde las paredes del escarpe (Fig. 5A).

En la llanura abisal frente al Escarpe de Campeche existe actualmente una importante contribución de sedimentos carbonatados provenientes de la plataforma (Fig. 4). Estos sedimentos se restringen a ocasionales capas de color claro cuyo origen ha sido relacionado con una fuerte erosión de la zona continental y de la plataforma, que se incrementó especialmente durante el periodo glacial del Pleistoceno (Greenman y Leblanc 1956). Ewing *et al.* (1958), por otro lado, sugiere que estos depósitos son el resultado de la acción de corrientes turbidíticas. Algunos sondeos realizados en el extremo sur de la llanura abisal mostraron que estos niveles calcáreos están constituidos por tres miembros (de base a techo): (a) calcilitas de color claro con abundante fauna de ambientes someros, (b) calcilitas con escasa fauna somera mezclada con organismos planctónicos, y (c) lutitas arcillosas de color claro con abundante fauna planctónica. Según Davies (1968), dadas las características texturales y estratigráficas de dichos horizontes, no existe duda alguna sobre su origen turbidítico. El modelo propuesto por este autor explica que la fricción entre flujos de alta densidad de sedimentos provenientes de la plataforma y la llanura abisal ocasionó la reducción de la velocidad de la corriente de turbidez y favoreció el rápido depósito del miembro inferior de la secuencia. Cuando la velocidad de la corriente disminuyó, los sedimentos carbonatados de la lluvia pelágica fueron incorporados a los sedimentos arrastrados y tuvo lugar la formación del miembro intermedio. El miembro supe-

Figura 4. Distribución actual de los sedimentos primarios en el Golfo de México. Las líneas negras gruesas indican la batimetría en metros. 1 = Arena Cuarzosa, 2 = Fango Calcáreo, 3 = Arcilla Calcárea, 4 = Limo, 5 = Arena Calcárea, 6 = Marga, 7 = Arcilla (Balsam y Beeson 2003). Las flechas señalan la contribución de material carbonatado somero procedente de la Plataforma de Yucatán-Campeche a la llanura abisal, a través del Escarpe de Campeche.



rrior representa el cese del flujo y el retorno a la deposición arcillosa de la llanura abisal durante condiciones normales. Se han contabilizado al menos ocho repeticiones de este tipo de secuencia, con límites erosivos. Estas turbiditas logran desarrollarse hasta una distancia de 30 km del Escarpe de Campeche.

Paull *et al.* (1991) y Twichell *et al.* (1996) han reportado el hallazgo de bloques de hasta 5 m y de escombros de material carbonatado, distribuidos localmente en la base de los escarpes de Florida y Campeche, que al parecer

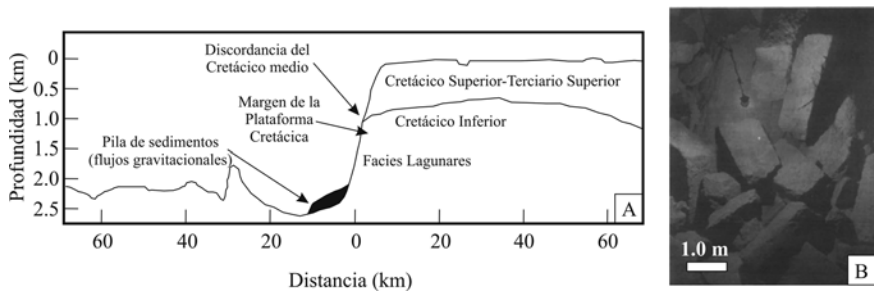
están originados recientemente por desprendimiento y caída de bloques (Fig. 5B). De hecho, Brink *et al.* (2009) incluyen estos escarpes dentro de provincias geológicas en las cuales los deslizamientos de bloques podrían tener cierto potencial tsunamigénico.

### 3.2. Golfo de California

El Golfo de California es una cuenca oceánica semi-cerrada cuyas profundidades alcanzan los 3600 m en su entrada. Esta cuenca constituye un *rift* oblicuo, cuyo origen se remonta al Mioceno Medio (16-12 Ma), período en el que tuvo lugar un cambio progresivo del régimen tectónico, de subducción a rifting continental (Angelier *et al.* 1981).

En ambos márgenes continentales del golfo ocurren procesos de surgencia oceánica que ocasionan una de las más altas tasas de sedimentación de sílice biogénico en el mundo. La surgencia estacional es responsable de las condiciones eutróficas superficiales y del enorme crecimiento del plancton, especialmente de diatomeas y radiolarios, que se registran en esta zona (Fig. 6A). La distribución de radiolarios en la cuenca refleja una compleja interacción entre las aguas superficiales de la Corriente de California, las aguas cálidas del Pacífico Tropical Oriental y el agua originada en el interior del Golfo de California (Álvarez-Arellano y Molina-Cruz 1984). La intersección de la zona de mínimo

Figura 5. Depósitos gravitacionales en los escarpes de Campeche y Florida. (A) Perfil longitudinal del Escarpe de Campeche. Los depósitos y estructuras tienen una localización aproximada basada en perfiles sísmicos realizados por Buffler *et al.* (1980) y Faust (1990). (B) Bloques angulosos sobre la llanura abisal asociados a zonas de slumping del Escarpe de Florida. Fotografía submarina tomada de Paull *et al.* (1991).



de oxígeno, que subyace a la zona eutrófica superficial, con el talud continental favorece el depósito de fangos lodosos de diatomeas ricos en materia orgánica (entre los 120 y 300 m), particularmente en los taludes de la parte central del golfo (Fig. 6B). Estos sedimentos están finamente laminados y consisten en sedimentos blancos ricos en diatomeas, intercalados con sedimentos oscuros y arcillosos (Van Andel 1963). Según De Diego y Douglas (1999), la presencia de la zona de mínimo de oxígeno es responsable de la acumulación de lutitas negras en las zonas abiertas del talud. Estas investigaciones muestran que dicha zona ha variado en espesor e intensidad durante los últimos sesenta años. Las concentraciones de oxígeno en general han aumentado y han permitido el desarrollo de macrobentos y un cambio en el patrón de sedimentación. En el interior de los sedimentos anóxicos tiene lugar la formación de dolomita, en relación con la sulfatoreducción provocada por la diagénesis temprana de la materia orgánica (Kelts y McKenzie 1982).

## **OTROS PROCESOS DE SEDIMENTACIÓN QUÍMICA EN AMBIENTES MARINOS PROFUNDOS**

### Depósitos submarinos de costras y nódulos de óxidos de manganeso

Los depósitos submarinos de óxidos de manganeso ( $\pm$  hierro) han sido descritos en todas las cuencas oceánicas y en muy diversos ambientes tectónicos. A nivel mundial, la mayor acumulación de dichos óxidos (en forma de nódulos) se halla en un área de océano profundo comprendida entre las zonas de fractura de Clipperton y de Clarión, al oeste del margen pacífico mexicano.

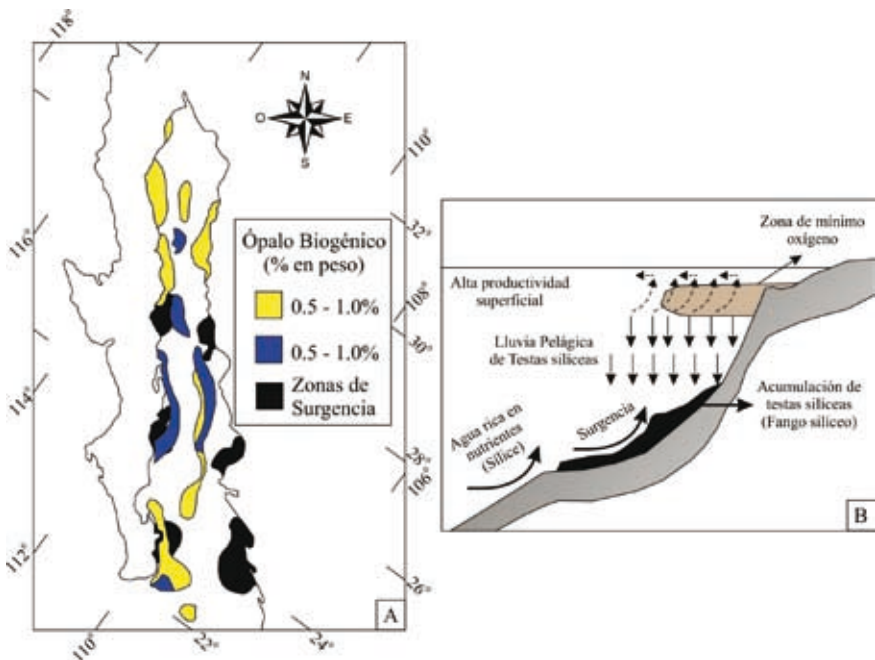
Además de contener óxidos de manganeso y hierro en proporciones variables, estos depósitos, también denominados de nódulos y costras polimetálicos, pueden estar altamente enriquecidos en cobalto, cobre, níquel e, inclusive, en platino (*i.e.* Wen *et al.* 1997, Glasby 2002). Precisamente por contener dichos metales de alto valor económico, estos depósitos submarinos ya son considerados como recursos minerales potencialmente estratégicos. Concretamente, los depósitos cobaltíferos (los que contienen más del 0.5 % en peso de Co) resultan particularmente atractivos, a tal punto que en algunas zonas ya se han delimitado concesiones mineras submarinas.

En el fondo marino, los óxidos de manganeso y hierro desarrollan depósitos de textura y morfología variable, pudiendo formar, además de nódulos y

costras, cementos y vetillas en rocas volcánicas y sedimentos, e incluso montículos y chimeneas en zonas con actividad hidrotermal. Estos distintos estilos de mineralización difieren entre sí en composición mineral y elemental, especialmente en la proporción Fe/Mn, los contenidos en elementos traza, y en la velocidad de crecimiento, y reflejan diferentes mecanismos de depósito o la combinación de ellos en diversos grados. De acuerdo con el mecanismo predominante de depósito, las mineralizaciones submarinas de óxidos de manganeso se clasifican, a grandes rasgos, en hidrogenéticas e hidrotermales (Hein *et al.* 1997).

Los procesos hidrogenéticos son responsables, en buena medida, de la formación de la mayoría de los depósitos en costras y en nódulos del Océano Pacífico. La precipitación mineral hidrogenética tiene lugar a baja temperatura y ocurre directamente a partir del agua de mar “ambiental”, implicando velo-

Figura 6. Sedimentación silíceo en el Golfo de California. (A) Distribución regional del ópalo biogénico (Van Andel 1963) y principales zonas de surgencia (Álvarez-Arellano y Molina-Cruz 1984). (B) Modelo de corrientes de surgencia y acumulación de fangos silíceos (modificado de Meyers 2006).





ciudades de crecimiento extremadamente bajas, del orden de unos milímetros por millón de años. Por otro lado, los procesos hidrotermales involucran fluidos acuosos calientes que han circulado en profundidad a través de las rocas y los sedimentos, y que son descargados en zonas específicas del fondo marino. Alrededor de dichas descargas tiene lugar la precipitación mineral, debido fundamentalmente al enfriamiento de las soluciones y a cambios en el estado de oxidación/reducción. Estos mecanismos de precipitación son mucho más rápidos que los hidrogenéticos, siendo el origen de algunos yacimientos “gigantes” de manganeso hospedados en terrenos geológicos formados en cuencas marinas, los cuales, si alcanzan gran volumen y alta ley, son objeto de explotación minera. El yacimiento de Molango, en Hidalgo (México) es el más grande de manganeso en Norteamérica, y se formó en el Jurásico a partir de un sistema hidrotermal submarino (Okita 1992). Sin embargo, el efecto de los sistemas hidrotermales sobre los depósitos actuales de nódulos y costras suele ser parcial y depende de la distancia de éstos respecto a las zonas influenciadas por dichos sistemas (principalmente: arcos de islas, dorsales oceánicas y puntos calientes; Glasby 1988, Hein *et al.* 1997, Canet *et al.* 2008).

La principal condición para el desarrollo de nódulos y costras de óxidos de manganeso es que la tasa de sedimentación sea extremadamente baja. Además, debe de haber un aporte “regional” de manganeso a la columna de agua, el cual puede estar ligado a hidrotermalismo submarino, y el ambiente de depósito debe ser moderadamente oxidante (Banakar *et al.* 1997). Mientras que los nódulos se forman en las llanuras abisales, las costras se pueden hallar a menor profundidad (a partir de 700 m bajo el nivel del mar), tanto en cuencas oceánicas como en márgenes continentales, recubriendo sustratos rocosos en taludes y montes submarinos (Fig. 7; Bau *et al.* 1996, Hein *et al.* 1997).

Los depósitos submarinos de óxidos de manganeso consisten esencialmente en mezclas de óxidos e hidróxidos pobremente cristalizados o incluso amorfos, comúnmente vernadita y feroxihita (Fig. 8). Ocasionalmente presentan otros óxidos como goethita, birnessita, pirolusita, todorokita y asbolana, y filosilicatos como nontronita e hisingerita (Hein *et al.* 1997, Varentsov *et al.* 1991). Además, contienen cantidades variables de fases biogénicas, como ópalo, aragonita y apatito, y de granos detríticos de cuarzo y feldespatos, principalmente. Los minerales de manganeso y hierro se originan a partir de óxidos coloidales hidratados, los cuales tienen la capacidad de extraer y adsorber metales traza de su entorno (del agua de mar y/o los sedimentos), concentrando

de manera eficiente algunos iones metálicos como el cobalto y el níquel (Fig. 7; Bau *et al.* 1996). Este proceso es más eficiente cuanto más lenta es la tasa de crecimiento de los depósitos, de manera que los depósitos hidrogenéticos “puros” son los que presentan contenidos más elevados en dichos metales.

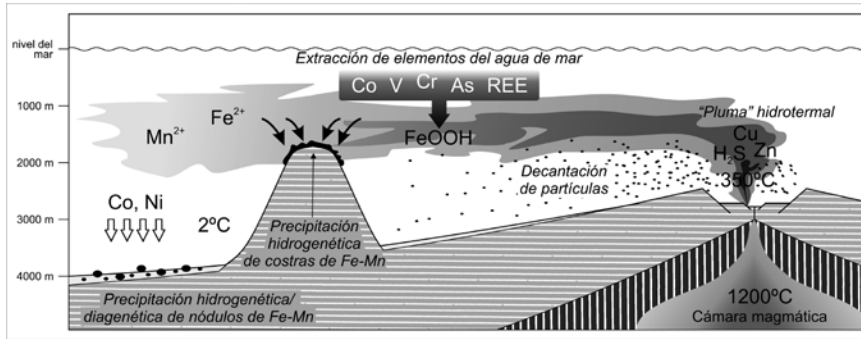
## Depósitos submarinos de barita

La barita ( $\text{BaSO}_4$ ) es un mineral abundante en los sedimentos marinos actuales, hallándose principalmente (a) en los sistemas hidrotermales, (b) en algunos sedimentos pelágicos, y (c) en zonas de expulsión de fluidos sedimentarios “fríos” en márgenes continentales (Torres *et al.* 2003). En los sistemas hidrotermales que se hallan distribuidos principalmente a lo largo de las dorsales oceánicas, la barita precipita junto con anhidrita y sulfuros metálicos alrededor de las zonas de emisión de fluidos o “ventilas”, y llega a formar estructuras de tipo chimenea y pequeños montículos. Por otro lado, en zonas de alta productividad primaria ocurre la precipitación biogénica de barita, en forma de partículas que se acumulan en los sedimentos pelágicos. Por último, la infiltración y expulsión de fluidos sedimentarios en el fondo marino puede causar la precipitación de barita autigénica en los sedimentos superficiales (Canet y Prol-Ledesma 2010). Torres *et al.* (2003) atribuyeron a este último proceso la génesis de los depósitos estratiformes de barita, basándose en comparaciones morfológicas y estructurales, texturales y geoquímicas, así como en el estudio de faunas fósiles halladas en los yacimientos, la mayor parte de las cuales son del Paleozoico. Dichos depósitos son, a nivel mundial, los más grandes y económicamente más importantes de barita.

El modelo de depósito de Torres *et al.* (2003) explicaría por actualismo la formación de aquellos yacimientos de barita que son singenéticos en un encajonante sedimentario (sinsedimentarios) y que no presentan sulfuros de metales base asociados. Anteriormente, estos yacimientos solían considerarse de origen hidrotermal y se agrupaban, bajo la categoría de los depósitos sedimentario-exhalativos (o SEDEX), con los sulfuros masivos de metales base.

Los yacimientos de Mazatán y Cobachi, en Sonora (México), considerados actualmente los más importantes de barita en todo el país, constituyen un ejemplo de mineralizaciones estratiformes de barita. Dichos yacimientos consisten en varios lechos masivos de barita micro- a fanero-cristalina, de hasta 20 m de espesor y 500 m de longitud, que se hallan concordantemente inter-

Figura 7. Modelo conceptual de formación de depósitos submarinos de óxidos de manganeso ( $\pm$  hierro). Los procesos hidrotermales de precipitación predominan en las zonas de dorsal oceánica (derecha), a lo largo de las cuales se distribuyen los mayores sistemas de “ventilas” submarinas. Por otro lado, los procesos hidrogenéticos son responsables de la formación de los depósitos en las llanuras abisales y en montes submarinos (izquierda), en forma de nódulos y costras, respectivamente. Los óxidos de manganeso y hierro tienen la capacidad de extraer metales de su entorno (agua de mar y/o sedimentos), principalmente cobalto y níquel.

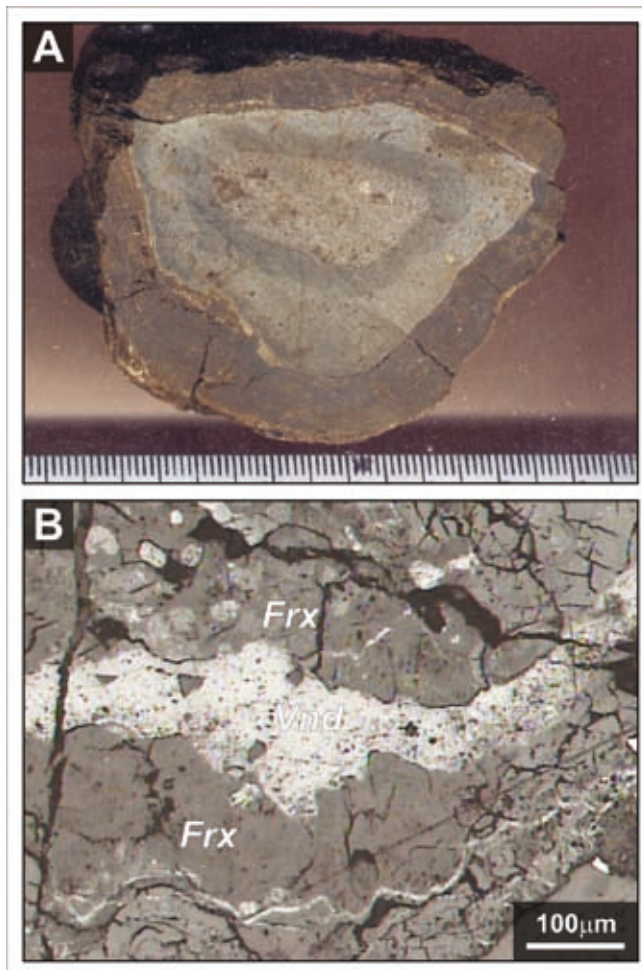


calados en series sedimentarias del Carbonífero Superior y del Devónico (Fig. 9). La secuencia que los contiene representa el extremo occidental del orógeno Ouachita-Marathon-Sonora, el cual fue el resultado de la colisión entre el margen continental meridional del cratón de Laurentia y el arco de islas de Gondwana (Poole et al. 2005).

En el fondo marino, la descarga de fluidos sedimentarios (*i.e.* gas, salmueras, petróleo y lodo fluidizado) tiene lugar en áreas discretas conocidas como *cold seeps*, donde se pueden hallar montículos y pavimentos cementados por carbonatos autigénicos y barita, charcas de salmueras, depósitos de hidratos de metano, volcanes de lodo, *pockmarks* y complejas comunidades bióticas quimiosintéticas. Este fenómeno tiene lugar tanto en márgenes pasivos, incluyendo plataformas continentales, taludes y llanuras abisales de mares epicontinentales, como en márgenes activos, especialmente en prismas de acreción y en márgenes afectados por *rifting*.

Los fluidos de los *cold seeps* son fríos, reducidos (carecen del ión sulfato) y ricos en hidrocarburos, y tienen la capacidad de lixiviar bario a partir de sedimentos enriquecidos en este elemento (Fig. 10). Un enriquecimiento en bario

Figura 8. Muestras de óxidos de Fe–Mn en costras y nódulos de la Placa de Rivera, obtenidas por medio de dragado a una profundidad de 2700–2800 m, en un área situada ~175 km al suroeste de Manzanillo, Colima (México) (Canet et al. 2008). (A) Fotografía de la sección de un nódulo cuyo núcleo es un bloque de basalto oceánico que presenta una costra de oxihidróxidos de Fe–Mn de hasta 2.5 cm de espesor. (B) Fotomicrografía (microscopio óptico de polarización, luz reflejada) de la costra de oxihidróxidos de Fe–Mn. El nivel de mayor reflectividad corresponde a vernadita (Vnd), y se halla encajonado en un agregado de oxihidróxidos de Fe (principalmente feroxihiita; Frx) con granos detríticos diseminados.



en los sedimentos marinos puede atribuirse a la sedimentación pelágica de partículas biogénicas de barita.

La precipitación de barita tiene lugar como consecuencia de la reacción entre fluidos de *cold seeps*, ricos en bario, y el agua de mar, rica en ión sulfato, a medida que ésta se infiltra en los sedimentos más superficiales (Fig. 10). En muchos fondos marinos con *cold seeps* se ha descrito barita autigénica originada por este mecanismo; por ejemplo, en el Golfo de México (Canet et al., 2006) y en el norte del Golfo de California (Canet et al. 2010).

## AGRADECIMIENTOS

Estos trabajos han sido financiados en parte por los proyectos IN-106907, IN-103211 e IN-108709 (PAPIIT, UNAM). Agradecemos al Mtro. A. Low Pfeng su interés en nuestro trabajo de investigación, así como sus comentarios constructivos del manuscrito. E. González Partida, P. Schaaf y E. Escobar Briones (UNAM) proporcionaron amablemente algunas de las muestras que se presentan en las figuras.

## BIBLIOGRAFÍA

- Álvarez-Arellano, A. y Molina-Cruz, A. 1984. Aspectos paleoceanográficos cuaternarios del Golfo de California, evidenciados por conjuntos de radiolarios: *Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología*, contribución 475.
- Angelier, J., Colletta, B., Chorowicz, J., Orlieb, L. y Rangin, C. 1981. Fault tectonics of the Baja California Peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico: *Journal of Structural Geology*, 3, 347–357.
- Balsam, W.L. y Beeson, J.P. 2003. Sea-floor sediment distribution in the Gulf of Mexico: *Deep-Sea Research*, 50, 1421–1444.
- Banakar, V.K., Pattan, J.N. y Mudholkar, A.V. 1997. Paleooceanographic conditions during the formation of a ferromanganese crust from the Afanasiy–Nikitin seamount, North Central Indian Ocean: geochemical evidence: *Marine Geology*, 136, 299–315.
- Bau, M., Koschinsky, A., Dulski, P. y Hein, J.R. 1996. Comparison of the partitioning behaviors of yttrium, rare earth elements, and titanium between hydrogenetic marine ferromanganese crusts and seawater: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 1709–1725.
- Bea, R.G., Wright S. G., Sicar, P. y Niedoroda, A. W. 1983. Wave induced slides in South Pass Block 70, Mississippi delta: *Journal of Geotechnical Engineering*, 109, 619–644.

- Berger, W.H. y Winterer, E.L. 1974. Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line. En: Hsü, K.J., Jenkyns, H.C. (eds.). *Pelagic Sediments: on Land and under the Sea: Special Publication of The International Association of Sedimentologists*, 1, 11-48.
- Bouma, A.H. 1962. *Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies pattern*: Amsterdam, Elsevier, 168 p.
- Brink, U.T., Twichell, D., Lynett, P., Geist, E., Chaytor, J., Lee, H., Buczkowski, B. y Flores, C. 2009. Regional Assessment of Tsunami Potential in the Gulf of Mexico: Report to the National Tsunami Hazard Mitigation Program, United States Geological Service.
- Buffler, R.T., Locker, S. D., Bryant, W. R., Hall, S. T. y Pilger Jr., R. H., 1980. *Atlas No. 6 Gulf of Mexico*, Ocean Margin Drilling Program: Marine Science International Woods Hole.
- Canet, C., Prol-Ledesma, R.M., Escobar-Briones, E., Mortera-Gutiérrez, C., Lozano-Santa Cruz, R., Linares, C., Cienfuegos, E. y Morales-Puente, P. 2006. Mineralogical and geochemical characterization of hydrocarbon seep sediments from the Gulf of Mexico: *Marine and Petroleum Geology*, 23, 605–619.
- Canet, C., Prol-Ledesma, R.M., Bandy, W.L., Schaaf, P., Linares, C., Camprubí, A., Tauler, E. y Mortera-Gutiérrez, C. 2008. Mineralogical and geochemical constraints on the origin of ferromanganese crusts from the Rivera Plate (western margin of Mexico): *Marine Geology*, 251, 47–59.
- Canet, C. y Prol-Ledesma, R.M. 2010. Infiltración y escape de fluidos sedimentarios en el fondo marino: estructuras y procesos de mineralización: Macla, *Revista de la Sociedad Española de Mineralogía*, 12, 04–09.
- Canet, C., Prol-Ledesma, R.M., Dando, P.R., Vázquez-Figueroa, V., Shumilin, E., Birosta, E., Sánchez, A., Robinson, C.J., Camprubí, A. y Tauler, E. 2010. Discovery of massive gas seepage along the Wagner Fault, Northern Gulf of California: *Sedimentary Geology*, 228, 292–303.
- Cook, H.E., Hine, A.C. y Mullins, H.T. 1983. Platform margin and deep-water carbonates: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course 12, 573 p.
- Cook, H.E. y Mullins, H.T. 1983. Basin margin environment, in Scholle, P.A., Bebout, D.G., Mooreeds, C.H. (eds.), *Carbonate depositional environments*: American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 33, 540–617.
- Davies, D.K. 1968. Carbonate Turbidites, Gulf of Mexico: *Journal of Sedimentary Petrology*, 38, (4), 1100–1109.
- De Diego, T. y Douglas, R.G. 1999. Oxygen-related sediment microfabrics in modern “black shales”, Gulf of California, Mexico: *The Journal of Foraminiferal Research*, 29 (4), 453–464.

- Emiliani, C. y Milliman, J.D. 1966. Deep-sea sediments and their geological record: *Earth-Science Reviews*, 1 (2-3), 105–132.
- Enos, P. 1977. Tamabra Limestone of the Poza Rica trend, Cretaceous, Mexico. En: Cook, H.E., Enos, P. (eds.). *Deep-water carbonates environments*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 25, 273–314.
- Enos, P. y Moore, C.H. 1983. Fore-reef slope. En: Scholle, P.A., Bebout, D.G., Moore, C.H. (eds.). *Carbonate Depositional Environments*: American Association of Petroleum Geologists, *Memoir*, 33, 507–538.
- Ewing, M., Ericson, D.B. y Heezen, B.C. 1958. Sediments and topography of the Gulf of Mexico, En: Weeks, L. G. (ed.), *Habitat of oil-A symposium*: American Association of Petroleum Geologists, 995–1053.
- Faust, M.J. 1990. Seismic stratigraphy of the mid-Cretaceous unconformity (MCU) in the central Gulf of Mexico basin: *Geophysics*, 55 (7), 868–884.
- Flügel, E. 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*: Germany, Springer-Verlag, 976 p.
- Freeman-Lynde, R.P. 1983. Cretaceous and Tertiary samples dredged from the Florida Escarpment, eastern Gulf of Mexico: *Gulf Coast Association of Geological Societies*, 33, 91–99.
- Freeman-Lynde, R.P. y Ryan, W.B.F. 1985. Erosional modification of the Bahama Escarpment: *Geological Society of the America Bulletin*, 96, 481–494.
- Galloway, W.E., Ganey-Curry, P. y Whiteaker, T.L. 2009. Regional Controls from Temporal and Spatial Distribution of Continental Slope and Abyssal Plain Reservoir Systems of the Gulf of Mexico Basin: Search and Discovery Article, 50226, Adapted from poster presentation at American Association of Petroleum Geologists, Annual Convention, Denver, Colorado, 2009.
- Glasby, G.P. 1988. Hydrothermal manganese deposits in island arcs and related to subduction processes: a possible model for genesis: *Ore Geology Reviews* 4, 145–153.
- Glasby, G.P. 2002. Deep seabed mining: past failures and future prospects: *Marine Georesources and Geotechnology* 20, 161–176.
- Greenman, N.N. y Leblanc, R. J. 1956. Recent marine sediments and environments of northwest Gulf of Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 40, 812–847.
- Halley, B.J. y Schlager, W. 1983. Alternative diagenetic models for Cretaceous talus deposits, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project Site 536, Gulf of Mexico. En: Buffler, R.T, Schlager, W. (eds.), Initial Reports, Deep Sea Drilling Project Leg 77: Washington, Government printing office, 397–408.

- Hansen, A. y Franks, C.A.M. 1991. Characterization and mapping of earthquake triggered landslides for seismic zonation, in *Proceedings of the 4th International Conference on Seismic Zonation*: Stanford, California, 1, 149–195.
- Hay, W.W. 1974. *Studies in paleo-oceanography*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 20, 218 p.
- Hein, J.R., Koschinsky, A., Halbach, P., Manheim, F.T., Bau, M., Jung-Keuk, K. y Lubick, N. 1997. Iron and manganese oxide mineralization in the Pacific. En: Nicholson, K., Hein, J.R., Bühn, B., Dasgupta, S. (eds.), *Manganese mineralization: geochemistry and mineralogy of terrestrial and marine deposits*. Geological Society Special Publication No. 119, pp. 123–138.
- Hollister, C.D. y Nowel, A.R.M. 1991. High Energy Benthic Boundary Layer Experiment, epilogue: *Marine Geology*, 99, 445–460.
- Hunt, D. y Tucker, M.E. 1992. Stranded parasequence and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall: *Sedimentary Geology*, 81, 1–9.
- Jenkyns, H.C. 1986. Pelagic environments, En: Reading, H.G. (ed.), *Sedimentary environments and Facies*: Oxford, Blackwell Scientific Publications, 343–397.
- Jordan, G.F. y Stewart, H.B. 1959. Continental slope off south-west Florida: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 43, 974–991.
- Kelts, K. y McKenzie, J. 1982. Diagenetic dolomite formation in Quaternary anoxic diatomaceous muds of Leg 44, Gulf of California, Initial Reports, Deep Sea Drilling Project: Washington, Government printing office, 64, 397–408.
- Locker, S.D. y Buffler, R.T. 1984. Comparison of Lower Cretaceous carbonate shelf margins, northern Campeche Escarpment and northern Florida Escarpment, Gulf of Mexico, En: Bally, P.W. (ed.), *Seismic Expression of Structural Styles – A Picture and Work Atlas*: American Association of Petroleum Geologists, *Studies in Geology Series*, 15 (2), 123–128.
- Mero, J.L. 1965. *Mineral Resources of the Sea*: Amsterdam, Elsevier, 312 p.
- Meyers, P.A. 2006. Paleooceanographic and paleoclimatic similarities between Mediterranean sapropels and Cretaceous black shales: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 235, 305–320.
- Milliman, J.D. y Müller, J. 1973. Precipitation and lithification of magnesian calcite in the deep-sea sediments of the eastern Mediterranean sea: *Sedimentology*, 20, 29–45.
- Minero, C.J., Enos, P. y Aguayo, J.E. 1983. *Sedimentation and diagenesis of mid-Cretaceous platform margin, east-central Mexico*: The Dallas Geological Society, 168 pp.
- Mullins, H.T. 1983. Modern carbonate slopes and basins of the Bahamas, En: Cook, H.E., Hine, A.C., Mullins, H.T. (eds.), *Platform Margin and Deepwater Carbonates*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course 12, Chapter 4.



- Mullins, H.T., Heat, K.C., Van Buren, H.M. y Newton, C.R. 1984. Anatomy of a modern open-ocean carbonate slope: Northern Little Bahama Bank: *Sedimentology*, 31, 141–168.
- Mullins, H.T., Gardulski, A.F. y Hine, A.C. 1986. Catastrophic collapse of the west Florida carbonate platform margin: *Geology*, 14, 167–170.
- Nehring, R. 1991. Oil and gas resources, En: Salvador, A. (Ed.), *The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, The Geology of North America*, J, 445–494.
- Okita, P.M. 1992. Manganese carbonate mineralization in the Molango District, Mexico. *Economic Geology* 87, 1345–1366.
- Paull, C.K., Spiess, F.N., Curray, J.R. y Twichell, D.C. 1990. Origin of Florida Canyon and the role of spring sapping on the formation of submarine box canyons: *Geological Society of America Bulletin*, 102, 502–515.
- Paull, C.K., Twichell, D.C., Spiess, F.N. y Curray, J.R. 1991. Morphological development of the Florida Escarpment: Observations on the generation of time transgressive unconformities in carbonate terrains: *Marine Geology*, 101, 181–201.
- Pickering, K.T., Stow, D.A.V., Watson, M. y Hiscott, R.N. 1986. Deep water facies, processes and models: A review and classification scheme for modern and ancient sediments: *Earth Science Reviews*, 22, 75–174.
- Poole, F.G., Perry, W.J. Jr., Madrid, R.J. y Amaya Martínez, R. 2005. Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate-tectonic model, in Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B., (eds.), *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper*, 393, 543–596.
- Ramsay, A.T.S. 1977. Sedimentological clues to paleo-oceanography, in Ramsay, A.T.S. (ed.), *Oceanic Micropaleontology*: London, Academic Press, 1371–1453.
- Richardson, M.J., Wimbush, M. y Mayer, L. 1981. Exceptionally strong near-bottom flows on the continental rise of Nova Scotia: *Science*, 213, 887–888.
- Salon, S., Crise, A. y Van Loon, A.J. 2008. Dynamics of the bottom boundary layer, in Rebesco, M., Camerlenghi, A. (eds.), *Contourites: Developments in Sedimentology*, 60, 83–98.
- Schlager, W. y Buffler, R.T., Scientific Party of DSDP Leg 7. 1984. Early history of the Gulf of Mexico, Deep Sea Drilling Project Leg 77: *Geological Society of America Bulletin*, 95, 226–236.
- Schlager, W. y James, N.P. 1978. Low-magnesian calcite limestones forming at the deep-sea floor, Tongue of the Ocean, Bahamas: *Sedimentology*, 25, 657–702.

- Seed, H.B. 1968. Landslides during earthquakes due to soil liquefaction: American Society of Civil Engineers, Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, 94, 1053–1122.
- Shanmugam, G. 2008. Deep-water bottom currents and their deposits, En: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Contourites: Developments in Sedimentology*, 59–81.
- Stow, D.A.V. 1986. Deep Clastic Seas, En: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments and Facies*: Oxford, Blackwell Scientific Publications, Second edition, 399–444.
- Stow, D.A.V. 1992. *Deep-Water Turbidites Systems*: Oxford, the International Association of Sedimentologists, Blackwell Scientific Publications, 473 p.
- Stow, D.A.V. 1994. Deep-sea processes of sediment transport and deposition, in Pye, K. (ed.), *Sediment Transport and Depositional Processes*: Oxford, Blackwell Science, 257–291.
- Stow, D.A.V, Reading, H.G. y Collinson, J.D. 1996. Deep Seas, in Reading, H.G. (ed.), *Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy*: Oxford, Blackwell Scientific Publications, 395–453.
- Stow, D.A.V., Faugères, J.-C., Howe, J.A., Pudsey, C.J. y Viana, A.R. 2002. Bottom currents, contourites and deep-sea sediments: current state of the art, En: Stow, D.A.V, Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugères, J.-C., Viana, A.R. (Eds.), *Deep-Water Contourites Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics*: Geological Society of London, Memoir 22, 7-20.
- Torres, M.E., Bohrmann, G., Dubé, T.E. y Poole, F.G. 2003. Formation of modern and Paleozoic stratiform barite at cold methane seeps on continental margins: *Geology*, 31, 897–900.
- Trask, P.D., Phleger Jr., F.B. y Stetson, H.C. 1947. Recent Changes in Sedimentation in the Gulf of Mexico: *Science*, 14, 460–461.
- Tucker, M.E. y Wright, V.P. 1990. *Carbonate Sedimentology*: Oxford, Blackwell Scientific Publications, 482 p.
- Twichell, D.C., Dillon, W.P., Paull, C.K. y Kenyon, N.H. 1996. Morphology of carbonate escarpments as an indicator of erosional processes, En: Gardner, J. V. Field, M.E., Twichell, D.C. (eds.), *Geology of the United States' Seafloor: The view from GLORIA: USA*, Cambridge University Press, 97–107.
- van Andel, T.H. 1963. Algunos aspectos de la sedimentación reciente en el Golfo de California: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 27(2), 85–94.
- van Andel, T.H., Thiede, J., Sclater, J.G. y Hay, W.W. 1977. Depositional history of the South Atlantic Ocean during the last 125 million years: *The Journal of Geology*, 85, 651–698.

- Varentsov, I.M., Drits, V.A., Gorshkov, A.I., Sivtsov, A.V. y Sakharov, B.A. 1991. Me-Fe oxyhydroxide crusts from Krylov Seamount (Eastern Atlantic): mineralogy, geochemistry and genesis: *Marine Geology*, 96, 53–70.
- Wen, X., De Carlo, E.H. y Li, Y.H. 1997. Interelement relationships in ferromanganese crusts from the central Pacific ocean: their implications for crust genesis: *Marine Geology*, 136, 277–297.
- Wilson, J.L. 1974. Characteristics of carbonate platform margins: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 5815, 810–824.
- Wooster, W.S. 1978. Upwelling Research and Ocean Affairs, En: Bojey, R., Tomczak, M. (Eds.), *Upwelling Ecosystems*: Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 291–300.