

# Génesis de carbonatos autigénicos asociados a volcanes de fango del Golfo de Cádiz (SW España): influencia de procesos bioquímicos y desestabilización de hidratos de gas

Marta Rejas Alejos

**ADVERTIMENT.** La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX ([www.tesisenxarxa.net](http://www.tesisenxarxa.net)) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

**ADVERTENCIA.** La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR ([www.tesisenred.net](http://www.tesisenred.net)) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

**WARNING.** On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX ([www.tesisenxarxa.net](http://www.tesisenxarxa.net)) service has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized neither its spreading and availability from a site foreign to the TDX service. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service is not authorized (framing). This rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.



**Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica  
Universitat de Barcelona  
Programa de Doctorat de Ciències de la Terra  
Bienni 2004-2006**

**Génesis de carbonatos autigénicos asociados a  
volcanes de fango del Golfo de Cádiz (SW España):  
influencia de procesos bioquímicos y  
desestabilización de hidratos de gas.**

**Marta Rejas Alejos  
2009**

*Capítulo 5. Caracterización  
morfológica y geoquímica de  
las concreciones  
carbonatadas de Diasom.*

## **Capítulo 5. Caracterización morfológica y geoquímica de las concreciones carbonatadas de la zona de Diasom (montículos de fango Ibérico, Cornide y Arcos).**

### **5.1. Introducción.**

Este capítulo muestra los resultados obtenidos en el estudio de las concreciones carbonatadas pertenecientes al campo de volcanes de fango Diasom (ver apartado 3.1, capítulo 3). Se describen los procesos bacterianos así como los mecanismos implicados en la formación de concreciones carbonatadas pertenecientes a los montículos de fango Ibérico, Cornide y Arcos. Para conocer los procesos implicados y deducir la génesis de las concreciones, se ha realizado una caracterización petrográfica, mineralógica y geoquímica de las mismas. En este caso, la escala de trabajo es diferente a la que se utilizará en los capítulos 6 y 7 ya que, la paragénesis de estas muestras no es tan compleja desde el punto de vista petrográfico. Se ha trabajado con análisis de roca total tanto en el caso de los análisis químicos elementales, como en el de la DRX y de los análisis isotópicos. Se ha desarrollado más el apartado de descripción morfológica (concretamente el apartado de trazas fósiles) de las concreciones ya que este aspecto junto con los resultados isotópicos son los que ofrecen mayor información sobre la génesis de estas concreciones.

En algunos estudios realizados con anterioridad en carbonatos del Golfo de Cádiz, se ha utilizado el término chimenea carbonatada para describir este tipo de muestras (Díaz del Río, et al. 2003; González et al., 2009; Merinero et al., 2008; Pinheiro et al., 2003) posiblemente porque presentan características externas similares a las de las chimeneas carbonatadas generadas en ambientes hidrotermales (figura 5.1, foto A) o “Black Smokers” del océano pacífico, ricos en sulfuros (figura 5.1, foto B). En este capítulo utilizaremos el término concreción carbonatada ya que, como se menciona en el apartado 5.7.3, estos carbonatos se forman por cementación del sedimento que se encuentra alrededor de estructuras de bioturbación relacionada con la presencia de un flujo de metano dentro del sistema (figura 5.1, foto C y D) (Gibert et al., 2005).

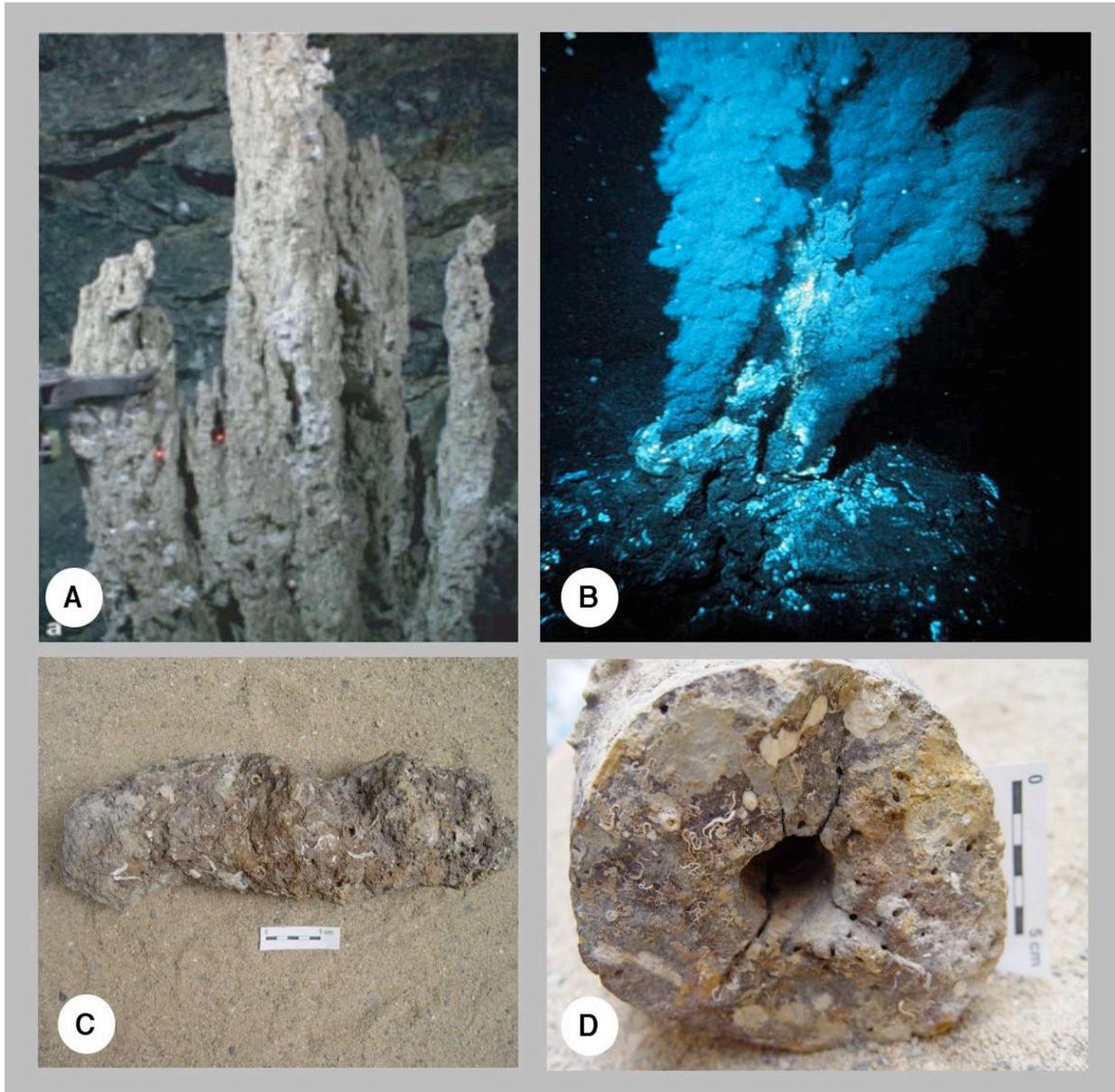


Figura 5.1. Fotografías de “chimeneas” y “concreciones carbonatadas. A) Chimenea carbonatada inactiva de la zona de Lost City (dorsal atlántica) (Ludwig et al., 2006); B) “Black smoker” del océano atlántico. Alrededor de la surgencia del fluido hidrotermal se produce la acumulación de sulfuros; C) Concreción tabular del montículo de fango Arcos. Muestra de mano 231; D) Detalle del orificio central de una concreción cilíndrica posiblemente generada por bioturbación. La concreción pertenece al montículo de fango Ibérico. Muestra de mano 219.

## 5.2. Descripción de las concreciones.

Una característica común de las concreciones correspondientes a los tres montículos de fango estudiados es el amplio rango de morfologías y tamaños que presentan.

### 5.2.1. Concreciones del montículo de fango Ibérico.

Presentan tamaños que oscilan entre 10 y 55 cm de largo (figura 5.2.1a), y morfologías de dos tipos:

- **Morfologías irregulares** sin forma definida. A menudo presentan protuberancias de tipo nodular (figura 5.2.1a, foto A) y orificios cilíndricos internos difíciles de reconocer en superficie (figura 5.2.1a, foto B).
- **Morfologías cilíndricas** con tamaños entre 10 y 30 cm. Las concreciones cilíndricas presentan siempre un conducto interno que se aprecia a simple vista (figura 5.2.1a, foto C, E). Algunas concreciones muestran una bifurcación de dicho conducto (figura 5.2.1a, foto F). Los orificios pueden estar encontrarse vacíos o bien rellenos de sedimento.

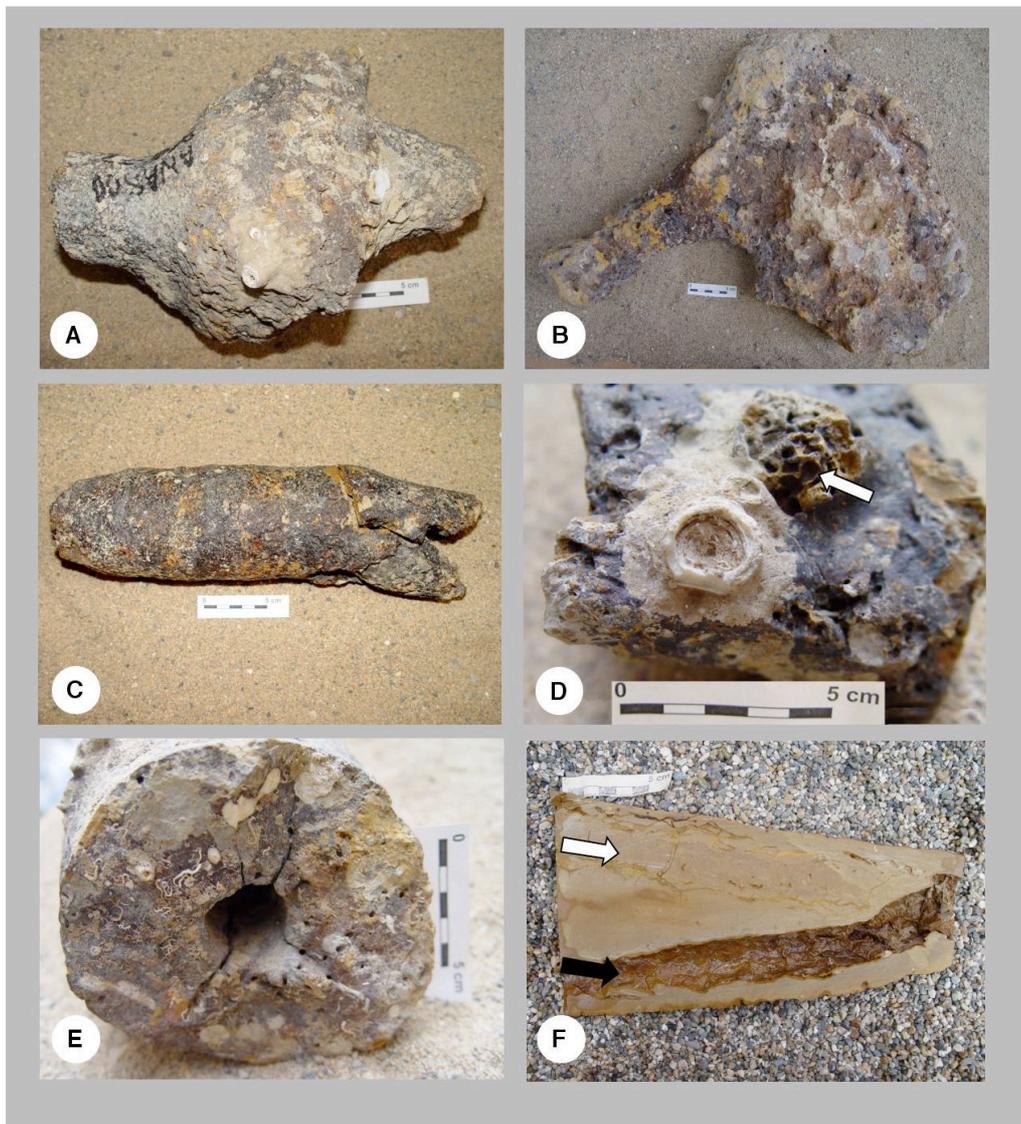


Figura 5.2.1a. Diferentes morfologías y tamaños de las concreciones carbonatadas de Ibérico. A) Detalle de concreción de tipo irregular con protuberancias nodulares en la parte central. La concreción contiene un conducto cilíndrico no apreciable a simple vista. Muestra de mano 215,

B) Detalle de concreción irregular ramificada. La concreción también contiene un conducto central, no apreciable externamente. Muestra de mano 267, C) Concreción con morfología cilíndrica y orificio cilíndrico central. Muestra de mano 214, D) Resto de coral adherido a la superficie de la concreción (parte clara de la fotografía). Se observan abundantes perforaciones causadas por esponjas (*Gastrochaenolites*, *Trypanites*, *Taulostrepsis*, *Entobia*) especialmente en la parte superior de las muestras (flecha blanca). Muestra de mano 267, E) Detalle de orificio cilíndrico con un diámetro de 3 cm, en este caso vacío. Obsérvese el grosor de la concreción respecto el tamaño del orificio. Muestra de mano 219, F) Detalle de concreción cilíndrica con orificio central bifurcado. La flecha negra marca una bifurcación vacía y, la flecha blanca un orificio relleno por sedimento. Muestra de mano 291.

El orificio central de las concreciones del montículo de fango Ibérico muestra en la mayoría de las ocasiones, límites bien definidos sin ningún tipo de fractura (figura 5.2.1b, foto A y B). Sin embargo en algunos casos se ha observado que el límite no es neto sino que presenta irregularidades y pequeñas fracturas oblicuas al mismo (figura 5.2.1b, foto C). Algunas concreciones carecen de canal central que es sustituido por un sistema de fracturas que se cortan unas a las otras (figura 5.2.1b, foto D). El origen de estos orificios o canales se discute en el apartado 5.3 de este capítulo.

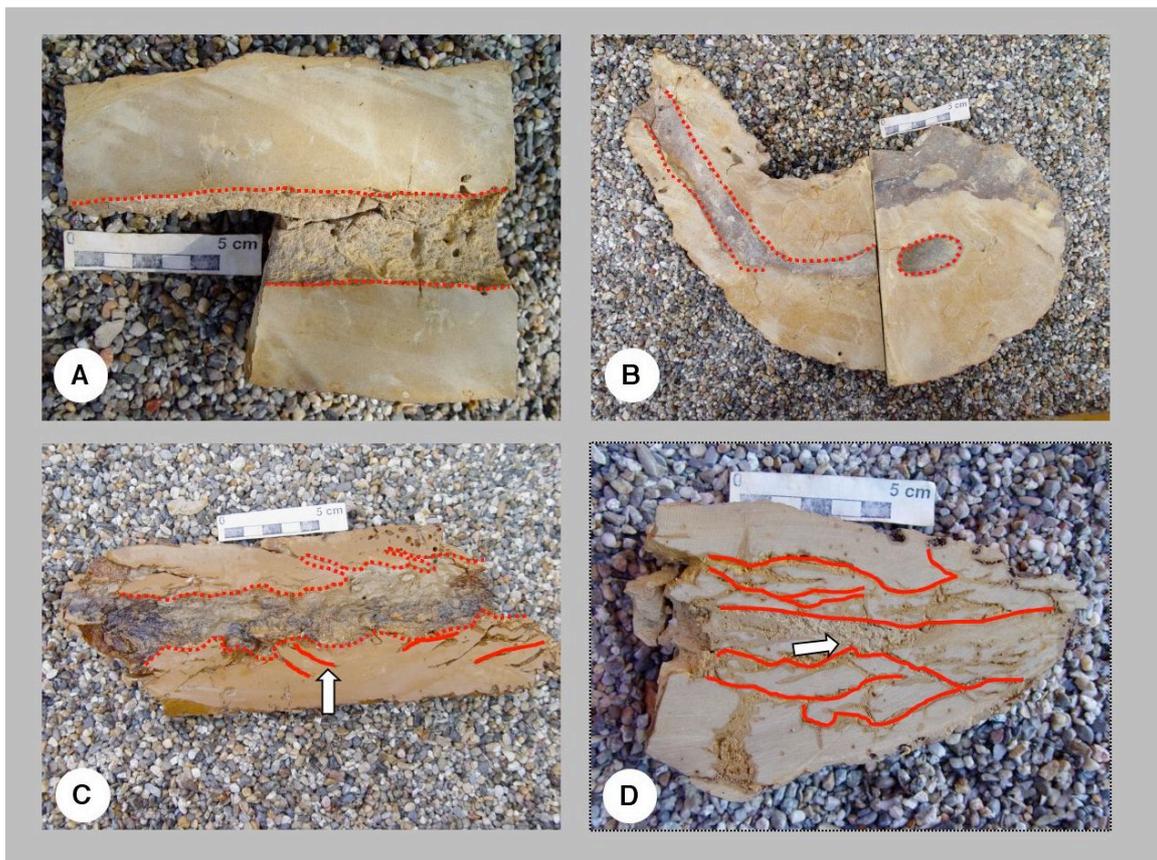


Figura 5.2.1b. Detalles de los canales centrales de las concreciones de Ibérico. A) Orificio central de una concreción de cilíndrica. El orificio es recto y con diámetro constante (límite marcado en rojo). Muestra de mano 219, B) Concreción irregular con orificio central curvado. El diámetro del canal se mantiene constante (límite marcado en rojo). Muestra de mano 216, C) Orificio irregular de una concreción de tipo cilíndrico. En este caso, sus límites son irregulares y diámetro variable (límite marcado en rojo). En algunas zonas se observan pequeñas fracturas oblicuas al canal principal (flecha blanca). Muestra de mano 214, D) Pequeñas fracturas situadas en una concreción de tipo irregular. No se observa la presencia de un canal central. Se aprecian

pequeños relictos de canales o fracturas rellenas por sedimento (flecha blanca). Muestra de mano 220.

La totalidad de las concreciones del montículo de fango Ibérico presentan unas coloraciones anaranjadas parduscas, grises y marrones en superficie, debido a óxidos de hierro y óxidos de manganeso (González et al., 2009).

Los organismos epifáunicos son muy abundantes en estas muestras (figura 5.2.1a, foto D). Se observan restos de corales, braquiópodos, esponjas (ya sea el organismo o el resultado su la actividad perforante), anélidos (poliquetos) (Díaz del Río et al, 2003, Cunha et al, 2002). En el apartado 5.3.1 se caracterizan las estructuras de bioerosión “boring” encontradas en las concreciones carbonatadas de la zona de Diasom.

### 5.2.2. Concreciones del montículo de fango Cornide.

Presentan tamaños variados (figura 5.2.2a) en función de su morfología:

**-Morfologías irregulares** (figura 5.2.2a, foto A, B y F) con tamaños entre 14 y 28 cm. Son las concreciones más abundantes en el montículo de fango Cornide. Algunas concreciones muestran una elevada densidad de protuberancias o nódulos en su superficie (figura 5.2.2a, foto B). Los “nódulos” pueden llegar a alcanzar diámetros superiores a 5 cm y no muestran orificio o canal central. En cambio, hay otro tipo de concreciones irregulares que presentan canal central (figura 5.2.2a, foto F). En este caso el grosor de la pared de la concreción oscila entre 3 y 7cm y el diámetro del orificio entre 1 y 4 cm.

**-Morfologías cónicas** con tamaños entre 8 y 12 cm de largo. Presentan un extremo más ancho que el otro (figura 5.2.2.a, foto D). No muestran orificio central y presentan una estructura interna helicoidal.

**- Morfologías cilíndricas** con tamaños entre 5 y 23 cm. La mayoría de las mismas no muestran orificio central. Algunas presentan estructura interna helicoidal (figura 5.2.2a, foto E).



Figura 5.2.2a. Morfologías y tamaños de las concreciones carbonatadas del montículo de fango Cornide. A) Concreción de tipo irregular. La concreción contiene un canal cilíndrico no apreciable en la parte exterior. Muestra de mano 241, B) Concreción irregular con bioturbación rellena por carbonato (flecha blanca). Las estructuras de bioturbación se superponen unas a otras. Muestra de mano 242, C) Sección de la concreción anterior. Estructura de bioturbación

cortada de forma transversal (flecha blanca) rellena por un carbonato diferente al que está cementando toda la concreción. Muestra de mano 242, D) Concreción de tipo cónico. No se observa evidencia de canal central. En superficie la concreción muestra estructuras de bioerosión asociadas a organismos perforantes. Muestra de mano 245, E) Concreción cilíndrica con estructura interna helicoidal. No muestra canal central. Muestra de mano 204, F) Orificio central (flecha blanca) de una concreción de tipo irregular. Muestra de mano 244, G) Detalle de los organismos epifaúnicos presentes en las concreciones de Cornide. Los serpúlidos son los organismos más abundantes (flecha blanca) llegando a alcanzar en algunas muestras tamaños superiores a 7 cm de largo. Se observan también esponjas, bivalvos y poliquetos. Muestra de mano 252, H) Detalle de braquiópodo presente en las concreciones de Cornide. Muestra de mano 252.

Algunas de las concreciones carbonatadas de Cornide presentan un canal central más o menos regular que, en ocasiones, no atraviesa la totalidad de la concreción (figura 5.2.2b, foto A). Las muestras cónicas y cilíndricas con estructura interna helicoidal no muestran conducto central, sino la presencia de un sistema de pequeñas fracturas (figura 5.2.2b, foto B).

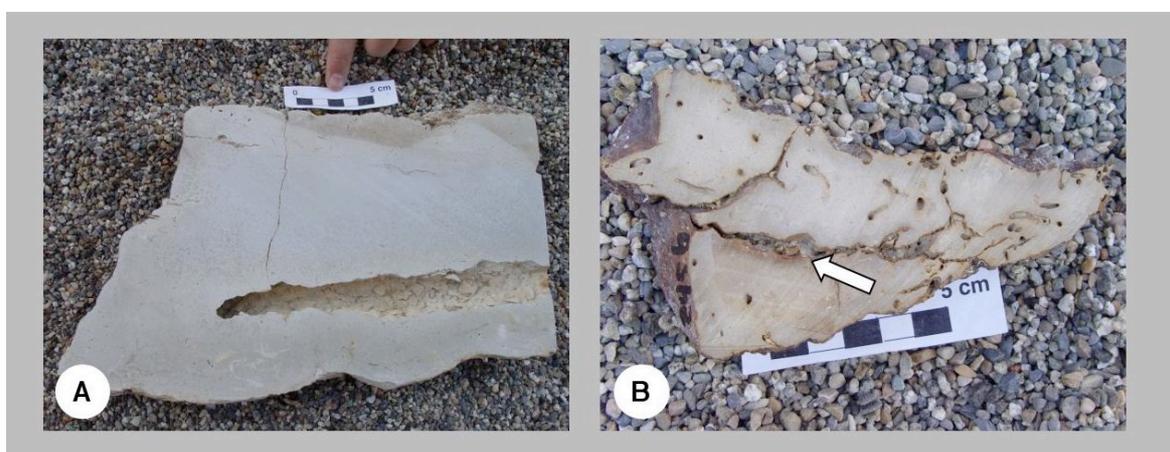


Figura 5.2.2b. Estructuras internas de las concreciones de Cornide. A) Detalle del orificio central de una concreción de tipo irregular. Se observa el orificio con límites más o menos rectos no afecta a la totalidad de la concreción. Muestra de mano 243, B) Detalle de concreción cónica con crecimiento helicoidal. En este caso no se observa la presencia de un canal central sino pequeños relictos de canales o fracturas (flecha blanca) paralelas al eje de giro o situadas de forma oblicua al eje anterior. Muestra de mano 245.

La mayoría de las concreciones de tipo irregular presentan coloraciones claras de color beige y gris (figura 5.2.2a, foto B, C, F), aunque en ocasiones suelen presentar una pátina de color oscuro (figura 5.2.2a, foto A) rica en óxidos de hierro y manganeso. En cambio las concreciones de tipo cilíndrico y cónico presentan tonalidades rojizas y anaranjadas, con pátinas de color oscuro.

La presencia de organismos epifaúnicos en estas concreciones es muy abundante (figura 5.2.2a, foto G y H) aunque está restringida a las concreciones de tipo cilíndrico y cónico. Las concreciones irregulares de color claro no suelen presentar una elevada presencia de organismos incrustantes ni perforantes.

### 5.2.3. Concreciones del montículo de fango Arcos.

Presentan básicamente las siguientes morfologías:

-**Morfologías cilíndricas** con tamaños entre 12 y 28 cm (figura 5.2.3, foto A). Son las muestras que más abundan en el montículo de fango Arcos. Suelen presentar un conducto central con los límites bien definidos (figura 5.2.3, foto D y F). En algunos casos muestran dos conductos paralelos entre ellos (figura 5.2.3, foto E) que corresponden al icnogénero *Arenicolites* o *Diplocraterion* de trazas fósiles asociadas a bioturbación (ver apartado 5.3.2).

-**Morfologías cónicas** con tamaños entre 15 y 30 cm de longitud. Se caracterizan por poseer una cavidad interna vacía no apreciable a simple vista (figura 5.2.3, foto G) con un diámetro medio de 3 cm.

Las concreciones de Arcos presentan coloraciones de color beige y gris. En ocasiones presentan una pátina de color rojizo en superficie (figura 5.2.3, foto A, C y E).

La presencia de organismos epifaúnicos en estas concreciones es menos elevada que en las concreciones de Ibérico y Cornide, aunque también muestran serpúlidos, esponjas (figura 5.2.3, foto H), braquiópodos y poliquetos.

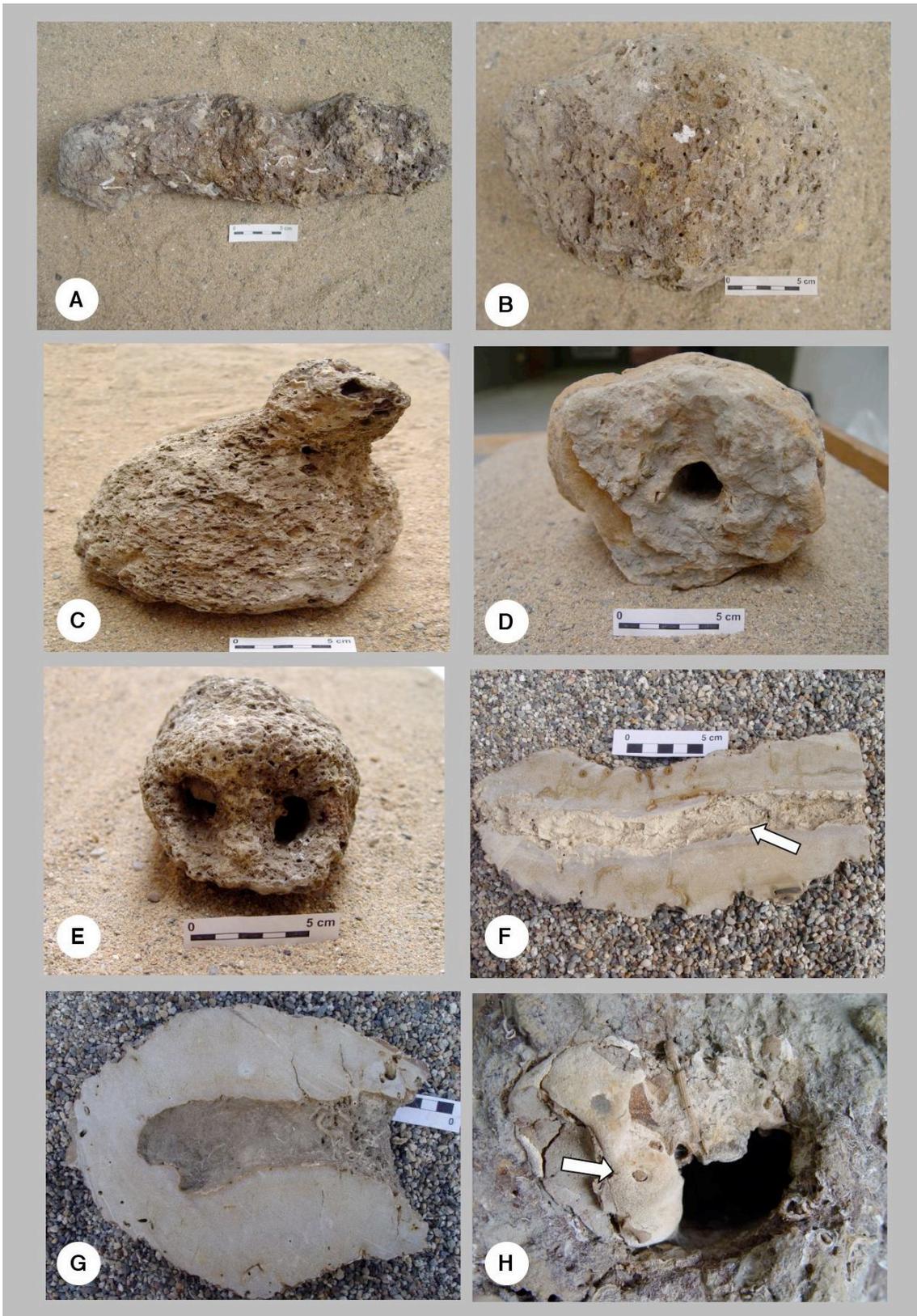


Figura 5.2.3. Morfologías y tamaños de las concreciones carbonatadas de Arcos. A) Concreción de tipo cilíndrico. Externamente, no se observa la presencia del conducto central interno. En superficie presenta restos de serpúlidos y poliquetos. Muestra de mano 231, B) Concreción de tipo cónico dónde no se observa la cavidad central. En su superficie se observan perforaciones realizadas por esponjas. Muestra de mano 235, C) Concreción de tipo cónico con protuberancia

en la parte superior dónde se puede observar el orificio de la cavidad interna. Muestra de mano 279, D) Sección perpendicular del canal central de concreción cilíndrica. El diámetro del canal central es mucho menor que el diámetro total de la concreción. Muestra de mano 278, E) Concreción cilíndrica con dos canales centrales paralelos entre sí. El diámetro de los dos canales es prácticamente igual. Muestra de mano 279, F) Sección perpendicular de concreción cilíndrica. El límite del canal central (flecha blanca) está bien definido y el diámetro del canal o conducto central es bastante constante. Muestra de mano 231, G) Sección perpendicular de concreción de tipo cónico. Se observa la cavidad interna en el centro de la concreción. En la boca de la cavidad (derecha de la imagen) se aprecia la colonización por serpúlidos y esponjas. Muestra de mano 235, H) Orificio central de concreción cilíndrica colonizado en parte por un ejemplar de esponja (flecha blanca). El orificio se encuentra parcialmente relleno por sedimento. Muestra de mano 234.

### 5.3. Trazas fósiles presentes en las concreciones carbonatadas de Diasom.

Se ha dedicado un apartado especial dentro de este capítulo a las trazas fósiles presentes en las concreciones carbonatadas ya que, su presencia es muy elevada y están directamente relacionadas con la formación de estas concreciones. Los resultados mostrados en este apartado forman parte de la comunicación “An alternative interpretation for the carbonate “chimneys” from the Gulf of Cadiz as concretions around burrows” (Gibert et al, 2005).

El concepto de “traza fósil” se utiliza en Icnología (disciplina de la Paleontología) para definir las marcas o señales dejadas por un organismo en el medio que le rodea, ya sea físico o biológico (Domènech et al. 2008). Estas marcas son el reflejo directo de la actividad de un organismo que puede llegar a modificar de forma considerable las características de sedimentos o rocas, o bien la producción de sedimento (Gámez et al., 1996). Algunos autores también utilizan el término “pista fósil” o “estructura etológica” (Liñán y Gámez, 1996).

En función del tipo de sustrato afectado, se pueden distinguir **trazas de bioerosión** si la actividad del organismo se produce cuando el sustrato ya está duro (“hardground”) o **trazas de bioturbación**, si se producen cuando el sustrato todavía no está completamente consolidado.

En este apartado hablaremos de las trazas de bioerosión y de bioturbación presentes en las concreciones de Diasom de forma unificada ya que se han observado en la mayoría de las ocasiones, las mismas trazas de bioerosión y bioturbación en los tres montículos de fango, si bien es cierto que en el caso de la bioturbación, existen algunos icnogéneros característicos de un montículo de fango determinado.

En el apartado de descripción de los estadios de formación de las concreciones (apartado 5.7.3) se definen las icnofacies (asociación de pistas fósiles más frecuentes dentro de un sedimento o roca recibiendo el nombre del icnogénero más representativo) presentes en las concreciones de Diasom. Con ello, no se ha pretendido dar ni deducir un modelo batimétrico en función de los icnogéneros descritos, ya que la presencia de un icnogénero determinado no

solamente está controlada por la profundidad, sino que existen otros factores definidos en el apartado 5.3.2.

Generalmente, para la clasificación de pistas fósiles se utiliza la nomenclatura binomial linneana con el nombre del icnogénero seguido por el de la icnoespecie (por ejemplo *Cruziana rugosa*), aunque a menudo solamente se utiliza el icnogénero (por ejemplo; *Trypanites*, *Caulostrepsis*, *Entobia*). La descripción y denominación de la trazas fósiles se basa en su morfología y es independiente de la naturaleza de los posibles organismos productores.

### 5.3.1 Trazas fósiles de bioerosión.

El término de bioerosión fue utilizado por primera vez por Neumann en 1966, y abarca todos los procesos de desgaste llevados a cabo por un organismo sobre sustrato consolidado o duro, ya sea de origen orgánico (por ejemplo; conchas de bivalvos, corales, etc) o inorgánico (hardgrounds) (Domènech et al., 2008). Los organismos bioerosionadores pueden pertenecer a un amplio rango de grupos, algunos de los cuáles no se conservan en el registro fósil, lo que hace que sus trazas o pistas sea el único registro de su presencia.

Las trazas de bioerosión se pueden generar debido a la interacción entre las especies (depredación, parasitismo y comensalismo) y, a la interacción de una determinada especie con el sustrato. Pueden presentar formas muy diversas (surcos, túneles, impresiones, perforaciones etc...) en función del objetivo, naturaleza y procedimiento del productor (Bromley, 1970; Warne, 1975; Martinell, 1989).

En las concreciones de Ibérico, Cornide y Arcos se han distinguido varias trazas de bioerosión (icnogéneros) producidas durante la última etapa de formación de las concreciones carbonatadas de Diasom (ver apartado 5.7.3):

-Icnogénero *Caulostrepsis* Clarke 1908: traza de bioerosión atribuida a la actividad perforante de poliquetos espionidos (Bromley y D'Alessandro, 1985; Domènech et al., 2008) (figura 5.3.1, foto A). Corresponde a túneles en forma de U excavados sobre la concreción carbonatada. En el caso de la bioerosión de tipo *Caulostrepsis* el orificio de entrada suele tener forma de 8.

-Icnogénero *Maeandropolydora* Voigt 1965: también es una traza fósil atribuida a poliquetos espionidos (Domènech et al., 2008) presenta morfología meandriforme con un orificio de entrada y uno de salida (figura 5.3.1, foto B).

-Icnogénero *Rogerella* Saint-Seine 1951: traza de bioerosión atribuida a la actividad perforante de crustáceos cirrípedos. Corresponden a cavidades cóncavas (figura 5.3.1, foto C) que en profundidad se van extendiendo formando estructuras elongadas (Pickerill et al., 2002).

-Icnogénero *Gastrochaenolites* Leymerie, 1842: traza de bioerosión producida por bivalvos perforantes (Laurito, 1988). Corresponden a cavidades con morfologías elongadas en forma de porra o gota con una entrada estrecha que se abre a una cámara mayor (figura 5.3.1, foto D) presentando en algunos casos irregularidades en su interior (Pickerill et al., 2002).

-Icnogénero *Entobia* Bronn, 1837: traza producida por esponjas clionideas (Bromley y D'Alessandro, 1984). Son perforaciones de complejas constituidas por elementos de forma más o menos globular y en ocasiones pueden tener morfologías cilíndricas. También se han diferenciado los icnogéneros *Trypanites* y *Taulostrepsis*.

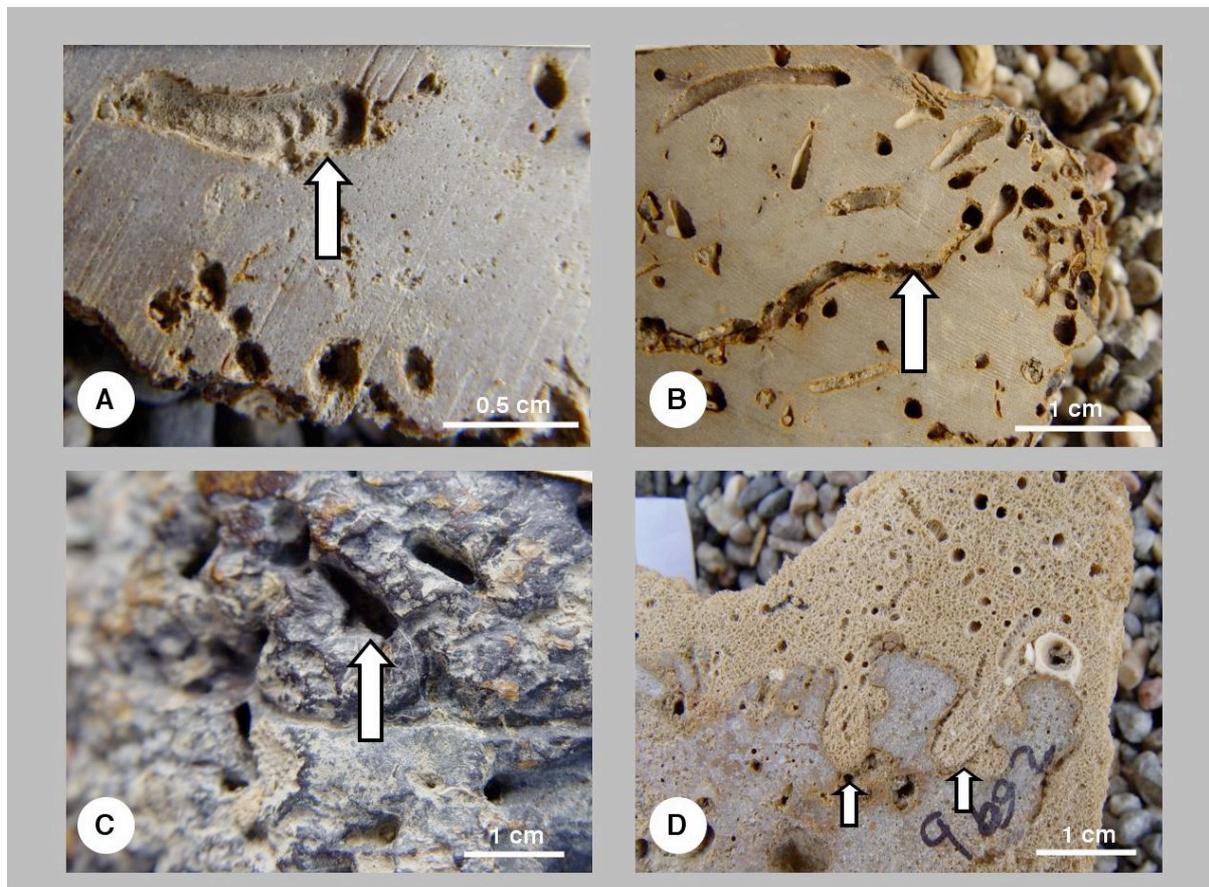


Figura 5.3.1. Trazas de bioerosión observadas en las concreciones carbonatadas del área de Diasom. A) Detalle de icnogénero *Caulostrepsis* (flecha blanca). En este caso se observan una cavidades o bolsones en el interior de la perforación. Muestra de mano 217. Montículo de fango Ibérico; B) Detalle de perforación perteneciente al icnogénero *Maeandropolydora* (flecha blanca). En este caso la longitud de la traza es superior a 3 cm. Se observa que presenta una morfología sinuosa y no se encuentra relleno por sedimento. Muestra de mano 219. Montículo de fango Ibérico; C) Detalle del icnogénero *Rogerella* (flecha blanca). En este caso solamente se observa el orificio inicial y no es posible observar la morfología cóncava del orificio. Muestra de mano 218. Montículo de fango Ibérico; D) Detalle de perforaciones pertenecientes al icnogénero *Gastrochaenolites* (flechas blancas) rellenas por un sobrecrecimiento de esponja incrustante. Muestra de mano 260. Montículo de fango Cornide.

### 5.3.2 Trazas fósiles de bioturbación.

Son las trazas más abundantes en los montículos de fango estudiados (Ibérico, Cornide y Arcos). En algunas ocasiones se ha podido identificar el icnogénero correspondiente a la traza, pero existe un gran número de trazas de bioturbación que no se han podido identificar.

La bioturbación se produce en sedimentos blandos o no cementados al contrario que la bioerosión. En un sustrato blando se pueden encontrar dos tipos de estructuras:

-Texturas de bioturbación: Asociadas a una reestructuración de las partículas del sedimento blando, como por ejemplo, la acción de gusanos que acumulan partículas gruesas en determinadas profundidades. En estas concreciones no se han apreciado texturas de bioturbación.

-Estructuras de bioturbación: Muestran señales producidas por organismos con morfologías y estructuras reconocibles.

Las estructuras o trazas de bioturbación (“burrows”) son producidas por organismos cuya actividad está condicionada por varios factores:

-propiedades del sustrato: Las asociaciones de icnogéneros (icnofacies) no tienen una distribución homogénea ya que dependen del tipo de sustrato y su grado de consolidación. Las icnofacies presentan variaciones laterales en función de los cambios laterales del sustrato (Pemberton y Frey, 1985, Wignall, 1991; MacEachern y Burton, 2000; Martín, 2004).

-presencia de nutrientes: En las zonas más someras la cantidad de nutrientes es mayor y, por tanto, hay una mayor diversidad de organismos. En cambio, en las zonas más profundas los nutrientes se encuentran dentro del sedimento por lo que los organismos mejor adaptados serán los que sean capaces de nutrirse tomando partículas del sedimento.

-cantidad de oxígeno disponible: En sedimentos dónde hay un gradiente de oxígeno desde la superficie hacia el interior, los organismos presentes serán distintos en función de este gradiente (Bromley y Ekdale, 1984; Savrda y Bottjer, 1987; Oschmann, 1991). Los icnogéneros ordenados de mayor a menor dependencia del oxígeno son: *Planolites*, *Thalassinoides*, *Zoophycos* grandes, *Zoophycos* pequeños, *Chondrites* grandes, *Chondrites* pequeños.

-otros factores son la temperatura, la salinidad (Pemberton y Wightman, 1992), dinámica de corrientes (Seilacher, 1964,1967) y la tasa de sedimentación (Pollard et al., 1993; Löwemark et al., 2004).

Como se ha descrito anteriormente, debido a la relación directa entre la presencia de determinada traza fósil con las condiciones ambientales, en los últimos años se están utilizando las trazas fósiles de bioturbación como una herramienta complementaria en los estudios paleoceanográficos como por ejemplo: Wetzel, (1983); (1991); Savrda y Bottjer, (1986); Fu y Werner, (1994) y, concretamente en la zona del Golfo de Cádiz, Baas et al. (1998) y Löwemark et al. (2004).

A continuación se muestran las diferentes trazas fósiles asociadas a bioturbación encontradas en las concreciones carbonatadas de la zona de Diasom:

-Icnogénero *Arenicolites* Salter, 1857: trazas verticales con morfologías en forma de U perpendiculares a la superficie del sedimento. Se han encontrado solamente en el montículo de fango Arcos siendo en esta zona muy abundantes. Esta traza se interpreta como cavidad de habitación o de morada (*Domichnia*) de organismos vermiformes suspensívoros (Aceñolaza y Nieva, 2003). En la mayoría de las ocasiones no se ha podido encontrar la parte inferior de la traza que corresponde a la curvatura del conducto (figura 5.3.2-1, foto C), sino que se conservan las partes verticales del mismo o, como en el caso de las concreciones del montículo de fango Arcos, se conservan concreciones con relictos de los dos orificios (figura 5.3.2-1, foto A y B). Medidos los diámetros del par de orificios de cada muestra (tabla 5.3.2), se observa que el valor de la relación  $d1/d2$  en la mayoría de las ocasiones, es cercano a 1, lo que podría estar indicando que se trata de una traza o pista fósil generada por el mismo organismo.

Muestra	diámetro 1 (cm)	diámetro 2 (cm)	relación $d1/d2$ (cm)
277	1,5	1,7	0,9
282	1,5	2	0,8
284	1,9	1,9	1,0
283	1,3	2,6	0,5
285	1,3	1,3	1,0
281	1,6	1,7	0,9

Tabla 5.3.2. Valores de los diámetros obtenidos en cada uno de los orificios encontrados en las concreciones de Arcos asociadas a la traza fósil *Arenicolites*.

-Icnogénero *Zoophycos* Massalongo, 1855: Es muy poco abundante, y solamente se han encontrado dos concreciones asociadas a esta traza fósil en el montículo de fango Cornide (figura 5.3.2-2, foto A). Se caracteriza por presentar una morfología helicoidal alrededor de un eje central (figura 5.3.2-2, foto B y C). Se producen en sustratos fangosos deficientes en oxígeno. Son estructuras de bioturbación asociadas a alimentación, pero también de habitación.

- Icnogénero *Thalassinoides* Ehrenberg, 1944: corresponden a estructuras cilíndricas ramificadas que se unen formando redes horizontales (figura 5.3.2-3, foto C) que en algunas ocasiones pueden llegar a ser muy complejas. Son cavidades usadas de forma más o menos permanente por el organismo (Laurito, 1988) y atribuidas a la actividad de crustáceos decápodos (Lövermark et al., 2004). No se han encontrado grandes ramificaciones preservadas, sino pequeños fragmentos de estructuras cilíndricas dónde se pueden ver zonas de conexión entre las diferentes ramificaciones (figura 5.3.2-3, foto A) con diámetros que oscilan entre 1 y 4 cm. También se han encontrado fragmentos de moldes asociados a estas cavidades (figura 5.3.2-3, foto B). Se han encontrado este tipo de trazas asociadas a bioturbación en los montículos de fango Ibérico y Cornide.

-Icnogénero *Chondrites* Sternberg, 1833: Se reconoce por presentar un sistema tridimensional de galerías ramificadas (figura 5.3.2.-4, foto C) en la que cada rama diverge 45° respecto la anterior (Laurito, 1988). Es una traza de alimentación del organismo. Estas trazas de bioturbación no se observan a simple vista, quedaron visibles al cortar las concreciones. Se aprecian formas circulares con diámetros que oscilan entre 0.05 mm y 2 mm y formas alargadas con una tamaño entre 0.2 y 1 cm (figura 5.3.2-4, foto A y B). En algunas concreciones se ha observado que están asociados a la presencia de óxidos de hierro (ver apartado 5.5.2). Algunos autores utilizan este icnogénero como indicador de ambientes muy poco oxigenados (Ekdale et al, 1984; Ekdale y Mason, 1988; Fu, 1991; Bromley, 1996). Esta traza es una de las más abundantes en el montículo de fango Cornide.

Como ya se comentaba en la introducción de este apartado, existe un gran número de trazas de bioturbación que no se han podido asignar a un icnogénero determinado. A continuación se describen algunas de estas trazas:

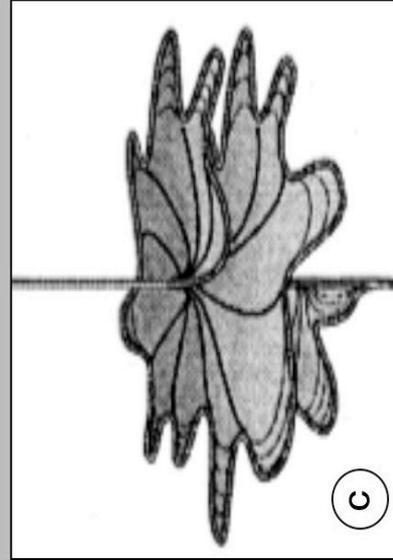
**-Estructuras cilíndricas:** En los tres montículos de fango se han encontrado fragmentos cilíndricos con tamaños que oscilan entre 3 y 17 cm de largo y diámetros con valores entre 1 y 4 cm (figura 5.3.2-5, foto A). Podrían corresponder a fragmentos de relleno de cavidades verticales.

**-Estructuras superpuestas:** Se han observado rellenos de bioturbación que se superponen unos respecto de otros (figura 5.3.2-5, foto B), con morfologías cilíndricas y diámetros que pueden llegar a ser, en algunos casos, superiores a 4 cm. Estas trazas fósiles sin identificar son muy comunes en el montículo de fango Cornide.

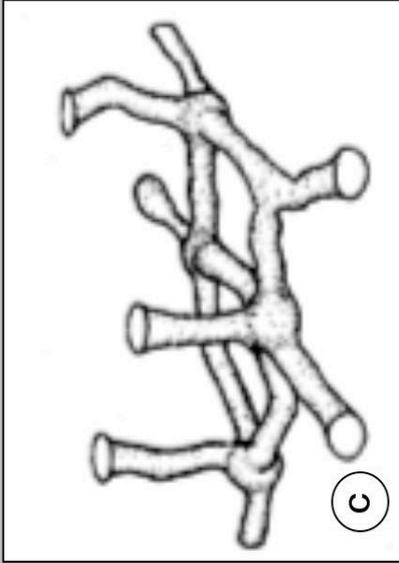
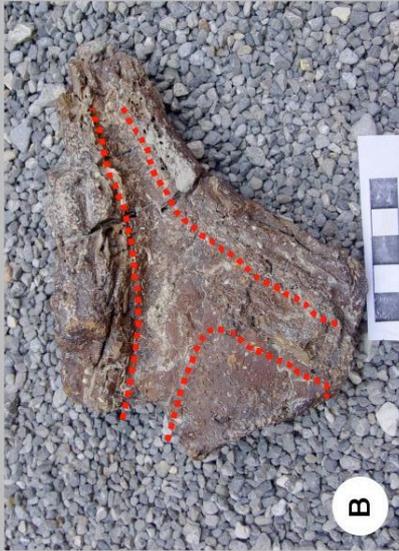
**1. Arenicolites**



**2. Zoophycos**



**3. Thalassinoides**



**4. Chondrites**

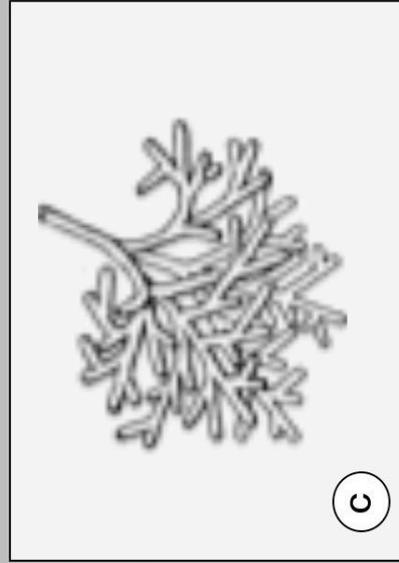




Figura 5.3.2. Icnogéneros identificados en las concreciones carbonáticas de Diasom. 1A) Concreción carbonatada de tipo cilíndrica con dos canales centrales paralelos entre sí. Estos orificios podrían corresponder a relictos de los dos canales paralelos que forman el icnogénero *Arenicolites*. Muestra de mano 285. Montículo de fango Arcos, 1B) Concreción cilíndrica con dos canales paralelos. En este caso los canales están rellenos por esponjas. Muestra de mano 277. Montículo de fango Arcos, 1C) Icnogénero *Arenicolites* extraída de la web de la Universidad de Colorado ([www.envs.colorado.edu](http://www.envs.colorado.edu)). Se puede apreciar la terminación en U de la traza. En la parte derecha de la composición se observa un dibujo esquemático de la misma traza extraído del Grupo de Investigación Icnológico de la Universidad de Alberta ([www.research.eas.ualberta.ca/ichnology](http://www.research.eas.ualberta.ca/ichnology)), 2A) Concreción carbonatada con crecimiento helicoidal. Estas concreciones se caracterizan por presentar en su interior un sistema de microfracturas dispuestas en forma de espiral alrededor de un eje central. Muestra de mano 202. Montículo de fango Cornide, 2B) Sección transversal de una concreción de crecimiento helicoidal como la de la fotografía anterior. Se observa el sistema de fracturas dispuestas de forma helicoidal a un conducto central. Esta disposición es típica del icnogénero *Zoophycos*. Fotografía facilitada por el Dr. Víctor Díaz del Río. Ejemplar depositado en el Centro Oceanográfico de Málaga, 2C) Dibujo esquemático del icnogénero *Zoophycos* (Löwermark et al., 2004), 3A) Concreción carbonatada que corresponde al relleno de una traza de bioturbación. Se puede observar la estructura bifurcada de la concreción. Muestra de mano 221. Montículo de fango Ibérico, 3B) Fragmento de molde de una traza bifurcada. Las líneas rojas discontinuas marcan el límite de la traza fósil. Muestra de mano 246. Montículo de fango Cornide, 3C) Dibujo esquemático del icnogénero *Thalassinoides* (Löwermark et al., 2004), 4A) Icnogénero *Chondrites*. Se observan pequeños conductos o galerías rellenos por material carbonatado de color más claro que el resto de la concreción. Muestra de mano 242. Montículo de fango Cornide, 4B) Trazas correspondientes al icnogénero *Chondrites*. En este caso se observan morfologías más elongadas que en la foto anterior. Muestra de mano 253. Montículo de fango Cornide, 5A) Concreciones carbonatadas de tipo cilíndrico que corresponde al relleno de conductos o

cavidades de bioturbación. No se ha podido identificar el icnogénero al que pertenecen. Muestra de mano 225. Montículo de fango Ibérico, 5B) Sistema de rellenos de bioturbación superpuestos. El diámetro de los conductos es aproximadamente de 3 cm. Muestra de mano 250. Montículo de fango Cornide, 5C) Traza de bioturbación bifurcada con relleno de cavidad en "menisco" (cavidad inferior). La cavidad superior no se encuentra rellena por sedimento. Muestra de mano 291. Montículo de fango Ibérico, 5D) Traza de bioturbación con morfología irregular. El grosor de la traza no se mantiene constante. Muestra de mano 242. Montículo de fango Cornide.

**-Trazas bifurcadas con relleno en "menisco":** Se han identificado cavidades bifurcadas con rellenos de tipo "menisco" asociados a trazas de bioturbación usadas de forma más o menos permanente por el organismo productor. Se pueden observar los límites cóncavos del sedimento que rellena la cavidad (figura 5.3.2-5, foto C). Este tipo de traza se ha observado en el montículo de fango Ibérico.

**- Trazas cilíndricas irregulares:** No son visibles en la superficie de la muestra y se aprecian cuando se cortan las concreciones. No presentan unos límites claros y son cavidades con morfología sinuosa (figura 5.3.2.-5, foto D). Pueden llegar a alcanzar diámetros superiores a 3 cm y son típicas del montículo de fango Cornide.

#### 5.4. Composición mineralógica y geoquímica elemental de las concreciones carbonatadas de Diasom.

Se muestran los resultados mineralógicos obtenidos a partir de los análisis de DRX realizados y los resultados de análisis químico elemental de las concreciones carbonatadas de Diasom. Tanto los análisis de DRX como los de química elemental se han realizado a partir de muestra total.

Al observar los difractogramas de rayos x, se aprecia que la mayoría de las dolomitas y calcitas identificadas no son estequiométricas, y por ese motivo se ha analizado el desplazamiento del pico  $d_{104}$  de las calcitas y dolomitas para poder determinar el % molar de Mg de las calcitas y el contenido de Fe de las dolomitas. En el caso del desplazamiento del pico de las dolomitas existía la duda si era debido a un exceso de Ca o, a la presencia de Fe en la red cristalina de la dolomita. Para averiguar a que era debida esta desviación, se analizó químicamente (tabla 5.4) una selección de muestras de las que previamente se sabía que solamente contenían dolomita, calcita y componentes detríticos pero que carecían de óxidos de hierro para que no enmascarasen la posible señal del Fe de la dolomita.

Los resultados de ICP-MS muestran que el contenido en Ca de las concreciones de la zona de Diasom es bastante constante con un valor medio de 26.2 % en CaO. El contenido en Mg varía entre 2.4 y 12.9 % en MgO siendo las concreciones de Cornide las que tienen un contenido más elevado. Los contenidos de Sr y Mn en estas concreciones es mínimo y el contenido en Si

varía entre 0.8 y 1.5 % en SiO<sub>2</sub>. El contenido en Fe varía entre 1.9 y 5.4 % en FeO, lo que nos confirma que el desplazamiento del pico del espectro de DRX de estas dolomitas es debido a la presencia de Fe en la red cristalina. Se han encontrado valores de Fe en concreciones de Diasom con valores superiores a 10% en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Díaz del Río et al., 2003), posiblemente asociados a los óxidos de hierro dispersos en las concreciones.

Área	Muestra	% CaO	% MgO	% SrO	% MnO	% FeO	% SiO <sub>2</sub>
Ibérico	215D.1	26,52	2,63	0,08	0,07	4,97	0,98
Ibérico	267B.2	22,38	7,22	0,06	0,05	2,81	0,87
Ibérico	291C.3	26,74	8,40	0,09	0,06	5,40	1,48
Cornide	252A.3	26,13	10,48	0,10	0,06	3,17	0,99
Cornide	253E.2	24,02	12,13	0,15	0,07	3,51	0,99
Cornide	260A.1	26,94	12,92	0,10	0,07	1,91	0,90
Arcos	234B.2	25,36	4,55	0,07	0,05	3,65	1,49
Arcos	233C.1	27,07	11,83	0,12	0,06	5,25	1,12
Arcos	282C.1	30,48	2,38	0,10	0,03	2,34	0,91

Tabla 5.4. Resultados obtenidos mediante análisis ICP-MS de muestra total de las concreciones de Diasom (% en peso). Estos valores no son representativos de todas las concreciones de Diasom, ya que las muestras fueron seleccionadas para que no tuvieran un contenido significativo de Fe en forma de óxidos.

#### 5.4.1. Mineralogía de las concreciones de Ibérico.

Los minerales más abundantes en las concreciones de Ibérico son: dolomita (con un contenido de FeO inferior a 12 % del total), dolomita ferruginosa (con un contenido de FeO entre 12 % y 19.5 %) y ankerita (con un contenido de FeO superior a 19.5%). Los límites de la concentración en Fe de la dolomita se han extraído de Díaz del Río et al. (2003). Además, se han encontrado como minerales accesorios calcita, cuarzo, feldespatos y, en muy pequeña proporción, óxidos de hierro (ver tabla 5.4.1a en anexo).

El contenido en carbonato de las concreciones de Ibérico oscila entre 35 y 92 %, del que entre 14 y 92 % corresponde a dolomita/ankerita y entre 0 y 44 % a calcita (figura 5.4.1). Se observa una gran dispersión de valores en las concreciones de este montículo de fango, así como una gran heterogeneidad en muestras obtenidas de la misma concreción.

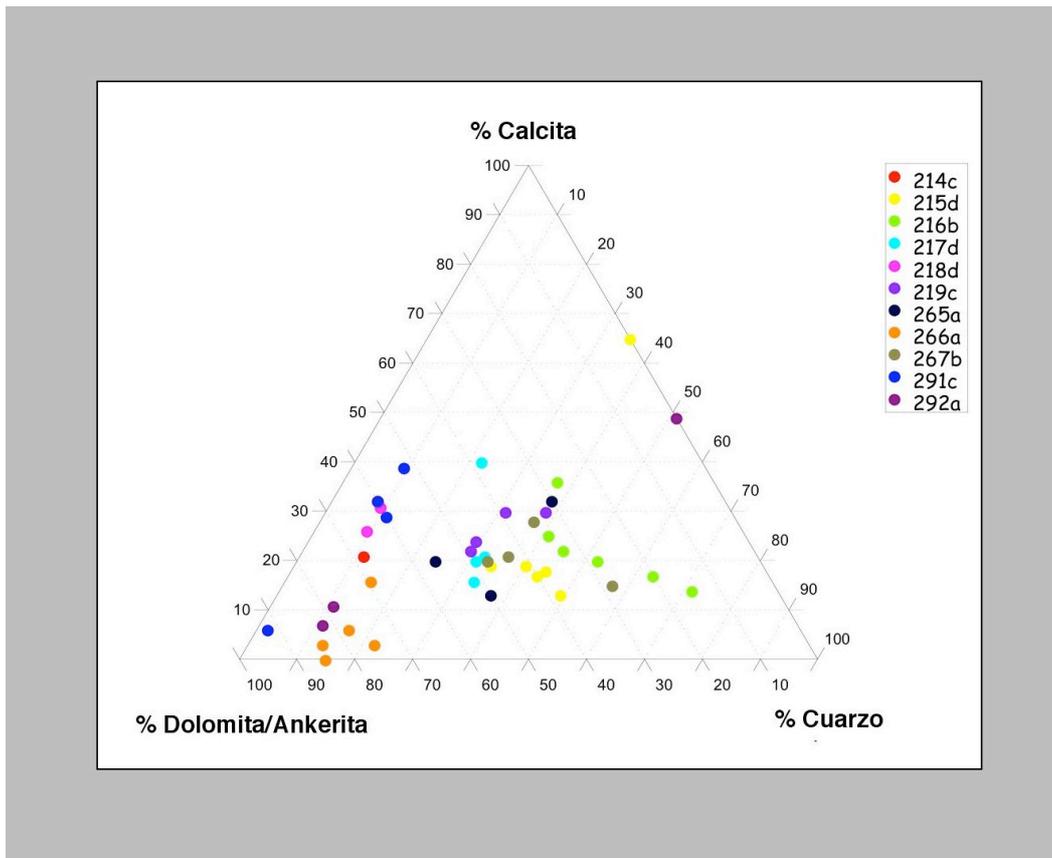


Figura 5.4.1. Diagrama ternario mostrando la composición mayoritaria de las concreciones carbonatadas de Ibérico. Los valores de % se han obtenido a partir de los análisis de DRX.

En algunas concreciones de Ibérico, el contenido en terrígenos, mayoritariamente granos detríticos de cuarzo, puede llegar a alcanzar valores superiores al 60 %, aunque en la mayoría de los casos muestran un valor que oscila entre el 10 y el 40 % del total (tabla 5.4.1b).

En los difractogramas obtenidos a partir de las concreciones de Ibérico, se observa que el valor de  $d_{104}$  de la calcita varía entre 3.0130 y 3.0380 en función de la sustitución de  $\text{Ca}^{2+}$  por  $\text{Mg}^{2+}$  en la calcita (tabla 5.4.1b). El número de moles de Mg en las calcitas oscila entre 0 y 11 % molar, correspondiendo el 0 a las calcitas estequiométricas. La mayoría de las calcitas que aparecen en las concreciones de Ibérico tienen un valor inferior a 4 % molar de magnesio, por lo que se las considera con bajo contenido en magnesio (LMC). Solamente las muestras 214 y 292, con un valores superiores a 8% molar, son consideradas como calcitas con alto contenido en magnesio (HMC).

El contenido en magnesio de las dolomitas varía entre 34 y 47 % molar y el contenido de hierro entre 6 y 35 % molar, considerándose ya, estas últimas, ankeritas.

Muestra	% carbonato	% calcita	calcita		dolomita		% moles Mg dolomita	% moles Fe dolomita	% cuarzo
			$d_{104}$	% moles Mg calcita	% dolomita	$d_{104}$			
214c.1	86	20	3,0031	11	66	2,8984	46	10	11
214c.2	92	32	3,0031	11	60	2,9076	43	16	8
215d.1	65	65	3,0080	10	0	2,9030	44	13	35
215d.2	51	13	3,0380	0	38	2,9030	44	13	49
215d.3	56	18	3,0330	1	38	2,8984	46	10	44
215d.4	59	19	3,0279	3	40	2,8984	46	10	40
215d.5	53	16	3,0330	1	37	2,8939	47	6	40
215d.6	63	18	3,0330	1	44	2,9030	44	13	32
216B.1	35	16	3,0330	1	19	2,8939	47	6	61
216B.2	45	19	3,0279	3	26	2,8939	47	6	48
216B.3	28	13	3,0330	1	14	2,8939	47	6	71
216B.4	56	24	3,0330	1	32	2,8939	47	6	39
216B.5	51	20	3,0330	1	31	2,8984	46	10	42
216B.6	61	35	3,0031	11	26	2,8939	47	6	36
217d.1	67	19	3,0330	1	47	2,8993	46	10	30
217d.2	78	40	3,0279	3	38	2,8939	47	6	21
217d.3	65	15	3,0279	3	50	2,8939	47	6	32
217d.4	67	21	3,0279	3	46	2,8984	46	10	32
218d.1	91	31	3,0330	1	60	2,9076	43	16	9
218d.2	84	24	3,0380	0	60	2,9076	43	16	9
219C.1	68	21	3,0380	0	47	2,9076	43	16	28
219C.2	62	30	3,0330	1	32	2,9356	34	35	38
219c.3	71	24	3,0330	1	47	2,9030	44	13	29
219c.4	69	30	3,0330	1	39	2,9216	38	26	31
265A.1	73	19	3,0330	1	53	2,9030	44	13	23
265A.2	62	32	3,0330	1	30	2,9030	44	13	38
265A.3	63	13	3,0279	3	50	2,9030	44	13	37
266A.1	84	6	3,0380	0	78	2,8984	46	10	16
266A.2	85	0			85	2,8984	46	10	15
266A.3	87	3	3,0229	5	84	2,8984	46	10	13
266A.4	85	16	3,0130	8	70	2,9030	44	13	15
266A.5	78	3	3,0330	1	75	2,8984	46	10	22
267B.1	61	27	3,0330	1	34	2,9030	44	13	35
267b.2	64	21	3,0330	1	43	2,9030	44	13	36
267b.3	42	15	3,0330	1	27	2,9030	44	13	55
267b.4	59	17	3,0330	1	41	2,8984	46	10	29
291c.1	91	39	3,0279	3	52	2,9169	40	22	9
291c.2	92	32	3,0279	3	60	2,8984	46	10	8
291c.3	98	6	3,0279	3	92	2,9123	41	19	2
291c.4	89	29	3,0279	3	60	2,9076	43	16	11
292.A.1	89	11	3,0130	8	79	2,9030	44	13	11
292.A.2	44	44	3,0130	8	82	2,8984	46	10	45
292.A.3	89	7	3,0130	8	82	2,9076	43	16	11

Tabla 5.4.1b. Principales resultados obtenidos mediante DRX en las concreciones de Ibérico. El valor del espaciado  $d_{104}$  de la calcita y de la dolomita se ha obtenido corrigiendo los difractogramas respecto de la posición de la reflexión (104) del cuarzo.

### 5.4.2. Mineralogía de las concreciones de Cornide.

Los minerales más abundantes en las concreciones de Cornide son la dolomita (con un contenido de FeO inferior a 12 % del total de la muestra) y la dolomita ferruginosa (con un contenido de FeO entre 12 % y 19.5 %) a los que acompañan calcita, cuarzo y feldspatos. En estas concreciones solamente se han detectado cantidades significativas de óxidos de hierro en la muestra 241 (ver tabla 5.4.2a en anexo).

El contenido en carbonato de las concreciones de Cornide oscila entre 80 y 98 % del total. De ese carbonato, entre el 60 y 87 % del total corresponde a dolomita o dolomita ferruginosa, mientras que la calcita oscila entre 0 y 24 % del total (figura 5.4.2), a excepción de una muestra que alcanza el 45 % de calcita, y que corresponde al relleno de una traza de bioturbación. Este grupo

de concreciones son las que muestran el contenido en detríticos más bajo de los tres grupos de concreciones (entre 4 y 20 % del total).

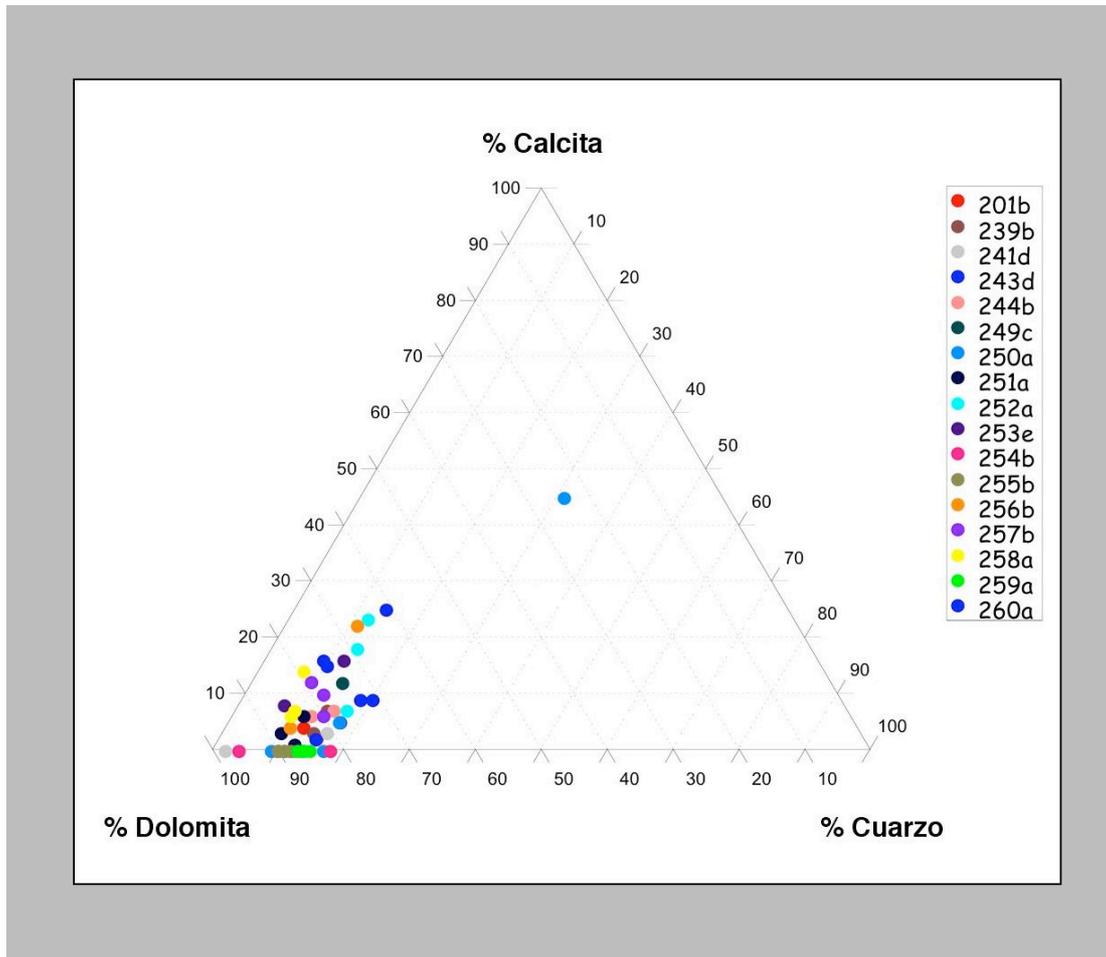


Figura 5.4.2. Diagrama ternario mostrando los componentes mayoritarios de las concreciones carbonatadas de Cornide. Las concentraciones se han obtenido a partir de los análisis de DRX. El punto que contiene 45 % de calcita, 24 % de dolomita y un 31 % de cuarzo pertenece a la muestra 250, concretamente a un relleno de bioturbación.

Al contrario que en las concreciones de Ibérico, los carbonatos obtenidos en Cornide presentan aproximadamente las mismas proporciones de dolomita, calcita y cuarzo.

A partir de la desviación del valor del espaciado ( $d_{104}$ ) en los difractogramas de las calcitas estudiadas, se ha calculado que el número de moles de Mg en las calcitas mismas es prácticamente cero, es decir, que salvo en el caso de las muestras 241 y 256 (tabla 5.4.2b) consisten en calcitas estequiométricas o calcitas con bajo contenido en Mg. El contenido en magnesio de las dolomitas es bastante constante en torno a 45.6 % molar y su contenido en hierro entre 6 y 13 % molar.

Muestra	% carbonato	% calcita	calcita $d_{104}$	% moles Mg calcita	% dolomita	dolomita $d_{104}$	% moles Mg dolomita	% moles Fe dolomita	% cuarzo
201b.1	85	2	3,0380	0	83	2,8984	46	10	15
201b.2	88	4	3,0279	3	85	2,8984	46	10	12
239b.1	88	0			88	2,8984	46	10	12
239b.2	87	0			87	2,9030	44	13	13
239b.3	87	0			87	2,8984	46	10	13
239b.4	86	3	3,0330	1	83	2,9030	44	13	14
239b.5	86	7	3,0380	0	79	2,9030	44	13	14
241d.1	81	3	2,9981	13	78	2,8984	46	10	15
241d.2	98	0	3,0130	8	98	2,8984	46	10	2
243d.1	83	5	3,0330	1	78	2,8984	46	10	17
243d.2	80	9	3,0330	1	71	2,8984	46	10	20
243d.3	85	2	3,0380	0	84	2,8984	46	10	15
243d.4	82	9	3,0330	1	73	2,8984	46	10	18
244b.1	87	0			87	2,9030	44	13	13
244b.2	85	7	3,0330	1	78	2,8984	46	10	15
244b.3	88	6	3,0330	1	81	2,9030	44	13	12
249c.1	86	12	3,0380	0	75	2,9030	44	13	14
250a.1	91	0			91	2,8984	46	10	9
250a.2	83	5			79	2,9030	44	13	17
250a.3	83	0			83	2,9076	43	16	17
250a.4	86	0			86	2,8984	46	10	14
250a.5	89	0			89	2,8939	47	6	11
250a.6	69	45			24	2,8984	46	10	31
251a.1	91	3	3,0300	2	88	2,9030	44	13	9
251a.2	88	1	3,0300	2	87	2,8984	46	10	12
251a.3	89	6	3,0380	0	83	2,9030	44	13	11
252a.1	87	18	3,0330	1	69	2,8984	46	10	13
252a.2	83	7	3,0380	0	76	2,9030	44	13	17
252a.3	88	23	3,0279	3	64	2,8984	46	10	12
253e.1	93	8	3,0380	0	85	2,8984	46	10	7
253e.2	88	16	3,0380	0	72	2,8984	46	10	12
254b.1	96	0			96	2,9030	44	13	4
254b.2	90	0			90	2,9030	44	13	10
254b.3	82	0			82	2,8984	46	10	18
255b.1	89	0			89	2,8984	46	10	11
255b.2	90	0			90	2,8984	46	10	10
255b.3	88	0			88	2,9030	44	13	12
255b.4	86	0			86	2,8984	46	10	14
256b.1	90	4	3,0130	8	87	2,8984	46	10	10
256b.2	89	22	3,0080	10	67	2,8939	47	6	11
257b.1	86	6	3,0380	0	80	2,8984	46	10	14
257b.2	91	12	3,0330	1	78	2,8939	47	6	9
257b.3	88	10	3,0330	1	78	2,8939	47	6	12
258a.1	91	7	3,0330	1	84	2,8939	47	6	9
258a.2	93	14	3,0330	1	79	2,9030	44	13	7
258a.3	91	6	3,0330	1	85	2,9030	44	13	9
259a.1	85	0			85	2,8984	46	10	15
259a.2	87	0			87	2,8984	46	10	13
259a.3	85	0			85	2,8984	46	10	14
259a.4	86	0			86	2,8984	46	10	14
260a.1	90	15	3,0330	1	75	2,9030	44	13	10
260a.2	91	16	3,0330	1	75	2,8984	46	10	9
260a.3	86	25	3,0330	1	61	2,9030	44	13	14

Tabla 5.4.2b. Principales resultados obtenidos a partir de difractogramas de las concreciones de Cornide. El valor del espaciado  $d_{104}$  de la calcita y de la dolomita se ha obtenido tras la corrección de la posición del pico (104) del cuarzo.

### 5.4.3. Mineralogía de las concreciones de Arcos.

Los minerales más abundantes en las concreciones de Arcos son la dolomita (con un contenido de FeO inferior a 12 % del total de la muestra) y HMC. Se ha identificado también dolomitas ferruginosas (con un contenido de FeO entre 12 % y 19.5 %) y ankeritas (con un contenido de FeO superior a 19.5%). Como minerales accesorios se han identificado cuarzo y feldespato (ver tabla 5.4.3a en anexo).

El contenido en carbonato de las concreciones de Arcos oscila entre 53 y 94 % del total. De este porcentaje de carbonato, entre el 0 y el 57 % corresponde a dolomita y dolomita ferruginosa excepto las muestras 233 y 238 que tienen un valor superior a 70 % de dolomita (figura 5.4.3). El contenido en calcita oscila entre 22 y 70 %, exceptuando la muestra 238 que no tiene calcita. Estas concreciones, son junto con las concreciones de Ibérico, las que presentan un porcentaje más elevado de componentes terrígenos oscilando entre 6 y 46 %, alcanzando, en ocasiones, valores superiores a 70 %.

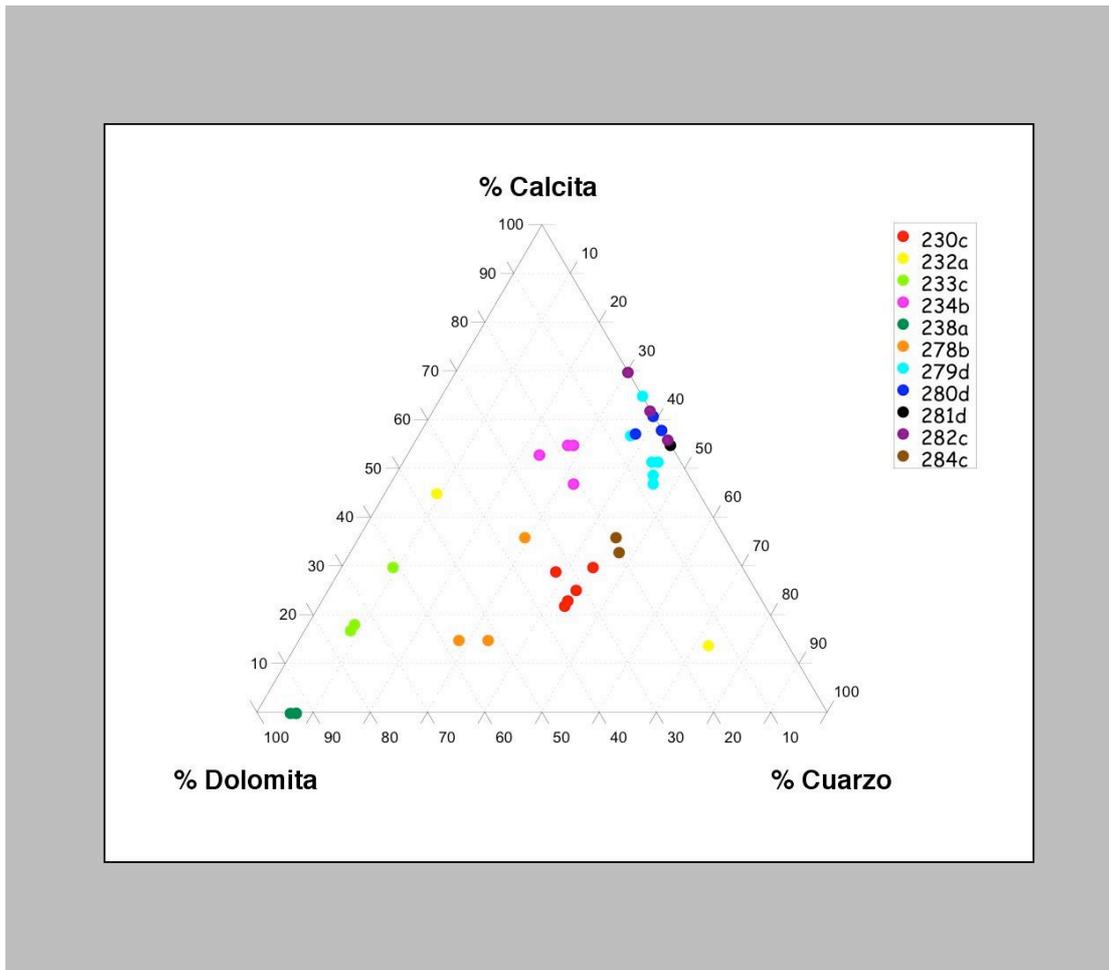


Figura 5.4.3. Diagrama ternario mostrando los componentes mayoritarios de las concreciones carbonatadas de Arcos. Las concentraciones se han obtenido a partir de los análisis de DRX. Se observa que hay muestras que carecen de dolomita y solamente están formadas por calcita y cuarzo.

A partir de la desviación del valor del espaciado ( $d_{104}$ ) en los difractogramas de las calcitas estudiadas, se ha calculado que el número de moles de Mg en las mismas oscila entre 5 y 11 % molar, excepto en el caso de una muestra que posee 0 moles de Mg. Como la mayoría de calcitas tienen un valor superior a 4 % moles de Mg, se las ha considerado HMC (tabla 5.4.3b). El contenido en magnesio de las dolomitas varía entre 38 y 50 % molar y el contenido en hierro entre 6 y 13 %, excepto en el caso de la muestra 279 con un 3%.

Muestra	% carbonato	% calcita	calcita $d_{104}$	% moles Mg calcita	% dolomita	dolomita $d_{104}$	% moles Mg dolomita	% moles Fe dolomita	% cuarzo
230c.1	54	29	3,0031	11	25	2,8939	47	6	43
230c.2	56	23	3,0031	11	33	2,8893	49	3	41
230c.3	62	29	3,0080	10	33	2,8984	46	10	38
230c.4	57	22	3,0179	6	35	2,8984	46	10	43
230c.5	56	25	3,0080	10	31	2,8939	47	6	43
232a.1	27	13	3,0031	11	13	2,9123	41	19	72
232a.2	91	45	3,0031	11	46	2,9030	44	13	9
233c.1	92	17	3,0380	0	75	2,9076	43	16	8
233c.2	92	18	3,0279	3	73	2,9076	43	16	8
233c.3	91	30	3,0330	1	61	2,9030	44	13	9
234b.1	72	55	3,0279	3	17	2,8939	47	6	28
234b.2	68	47	3,0229	5	21	2,9076	43	16	32
234b.3	73	55	3,0229	5	18	2,9076	43	16	27
234b.4	77	53	3,0130	8	24	2,9076	43	16	23
238a.1	93	0			93	2,8939	47	6	7
238a.2	94	0			94	2,8984	46	10	6
238a.3	93	0			93	2,8984	46	10	7
278b.1	72	15	3,0380	0	57	2,9076	43	16	28
278b.2	67	15	3,0330	1	52	2,9030	44	13	33
278b.3	69	35	3,0330	1	34	2,9076	43	16	28
279.D.1	65	65	3,0130	8	0	2,9030	44	13	35
279.D.2	54	47	3,0130	8	7	2,8893	49	3	46
279.D.3	55	49	3,0130	8	6	2,8893	49	3	45
279.D.4	56	52	3,0130	8	5	2,8893	49	3	44
279.D.5	55	52	3,0130	8	4	2,8893	49	3	45
279.D.6	63	57	3,0130	8	6	2,8848	50	0	37
280.A.1	61	61	3,0229	5	0	2,9216	38	26	39
280.A.2	58	58	3,0031	11	0	2,9030	44	13	42
280.A.3	62	58	3,0229	5	5	2,8984	46	10	38
281.A.1	55	55	3,0229	5	0	2,8984	46	10	45
282.C.1	56	56	3,0130	8	0	2,8939	47	6	44
282.C.2	62	62	3,0179	6	0				38
282.C.3	70	70	3,0080	10	0				30
284.A.1	55	36	3,0081	10	19	2,8985	46	10	45
284.A.2	53	33	3,0031	11	20	2,9031	44	13	47

Figura 5.4.3b. Principales resultados obtenidos a partir de difractogramas de las concreciones de Arcos. El espaciado  $d_{104}$  de la calcita y de la dolomita se ha obtenido tras la corrección utilizando la reflexión (104) del cuarzo.

## 5.5. Texturas deposicionales y productos diagenéticos en las concreciones carbonatadas de Diasom.

Las concreciones de la zona de Diasom están constituidas por fango carbonatado que incluye granos detríticos y escasos componentes esqueléticos cementados por micrita junto con óxidos de hierro.

A continuación se describen los productos diagenéticos de cada una de las tres áreas diferentes de estudio (Ibérico, Cornide y Arcos).

### 5.5.1. Texturas deposicionales y productos diagenéticos en las concreciones del montículo de fango Ibérico.

Las concreciones carbonatadas de Ibérico presentan fundamentalmente texturas tipo wackestone y packstone según la clasificación de Dunham (1962) (figura 5.5.1, foto A y B). Están formada mayoritariamente por dolomita ferruginosa, dolomita y como minerales accesorios, calcita, cuarzo, feldespatos y óxidos de hierro (goethita). Presenta una luminiscencia media anaranjada (figura 5.5.1, foto A, B y C) mostrando en algunas zonas una luminiscencia más débil. Estas últimas zonas corresponden al relleno de trazas de bioturbación (figura 5.5.1, foto B).

Tal y como se comentó en el apartado 5.4.1 del presente capítulo, una de las características principales de las concreciones de Ibérico es la gran cantidad de componentes detríticos (cuarzo, feldespatos) (figura 5.5.1, foto A). En cambio, la presencia de componentes esqueléticos es mínima y únicamente se han podido observar pequeños ejemplares aislados de foraminíferos planctónicos pertenecientes a la Superfamilia Globigerinacea (definida por Carpenter et al., 1862) (figura 5.5.1, foto A).

La porosidad en estas concreciones es muy escasa y solamente se ha observado porosidad primaria de tipo intraparticular asociada a las cámaras globulares de los foraminíferos (figura 5.5.1, foto E).

Otro de los productos diagenéticos de estos carbonatos son los óxidos de hierro (goethita) observados en dos situaciones diferentes:

-Asociados a bioturbación: se disponen en el relleno de las trazas de bioturbación presentes en estas concreciones (figura 5.5.1, foto C y D).

-Dentro de las cámaras foraminíferos. Se disponen de forma aislada dentro de las cámaras asociados a la porosidad intraparticular (figura 5.5.1, foto E).

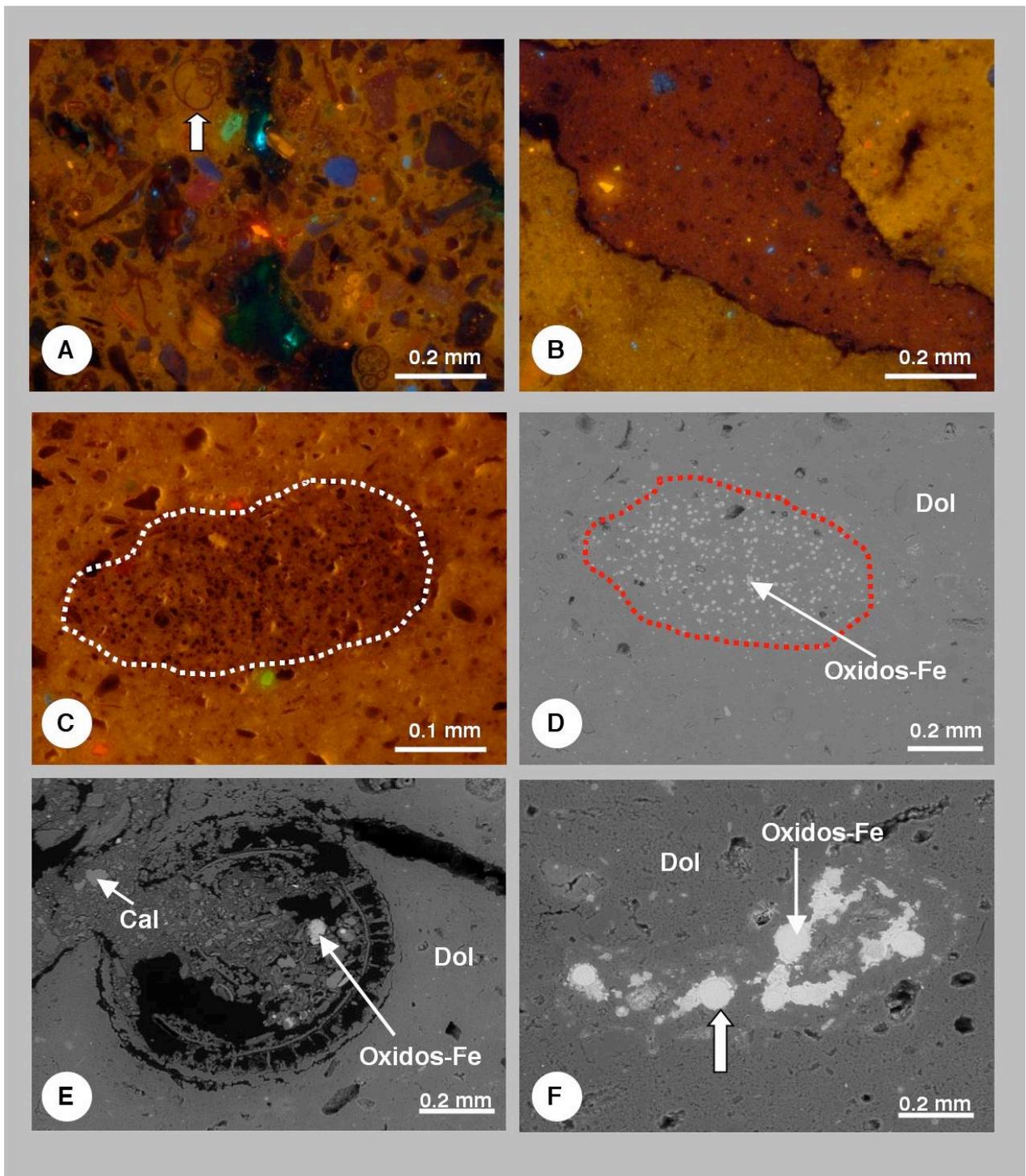


Figura 5.5.1. Fotografías de la matriz carbonatada y óxidos de hierro de las concreciones carbonatadas de Ibérico. A) Detalle de la roca con textura tipo wackestone-packstone. Presenta una luminiscencia media anaranjada. Los cristales azules y no luminiscentes corresponden a granos detríticos de cuarzo y los de luminiscencia verdosa a cristales de feldespatos. Se observa un ejemplar de foraminífero planctónico perteneciente al género *Pulleniatina* sp (flecha blanca). Imagen de catodoluminiscencia. Muestra 217., B) Detalle del relleno de bioerosión por carbonato con luminiscencia más apagada que la del carbonato que forma la matriz. Imagen de catodoluminiscencia. Muestra 217., C) Traza de bioturbación sin identificar (línea discontinua blanca) rellena por óxidos de hierro (pequeños puntos oscuros). Imagen de catodoluminiscencia. Muestra 266., D) Misma situación que la foto anterior. Se observa la presencia de óxidos de hierro (puntos blancos) dentro del relleno de una traza de bioturbación

(marcada con línea roja discontinua). La matriz está formada por dolomita. Imagen de electrones retrodispersados. Muestra 266., E) Detalle de foraminífero planctónico mostrando porosidad intraparticular (color oscuro). Dentro de la cámara globular se observa una estructura esférica que corresponde a óxidos de hierro. También se observan granos detríticos de calcita dentro de la matriz dolomítica. Imagen de electrones retrodispersados. Muestra 266., F) detalle de óxidos de hierro dentro de porosidad. En algunas ocasiones se pueden observar relictos de la textura framboidal de los sulfuros iniciales (flecha blanca), aunque en la mayoría de las ocasiones la morfología inicial no se conserva. Imagen de electrones retrodispersados. Muestra 266. Cal: calcita, Dol: dolomita, Oxidos-Fe: óxidos de hierro.

En la mayoría de las ocasiones no se observa ningún tipo de estructura dentro de los óxidos de hierro. Solamente en la muestra 266 se han podido apreciar estructuras framboidales (figura 5.5.1, foto F) con tamaños que oscilan entre 20 y 60  $\mu\text{m}$  y con morfologías esféricas-subesféricas.

### **5.5.2. Texturas deposicionales y productos diagenéticos en las concreciones del montículo de fango Cornide.**

Las concreciones carbonatadas de Cornide presenta texturas tipo wackestone y packstone (figura 5.5.2, foto A, B y C). Están formadas principalmente por dolomita ferruginosa, dolomita y por cuarzo. Se han identificado cristales de calcita, feldespatos, óxidos de hierro (goethita) y óxidos de titanio (no detectados en DRX pero identificados por SEM) como minerales accesorios. La matriz presenta una luminiscencia media-alta de color naranja (figura 5.5.2, foto A, B, C y D).

El contenido en componentes detríticos de las concreciones de Cornide es inferior al contenido en detríticos de las concreciones de Ibérico. En cambio, el contenido en componentes esqueléticos es igual de bajo. Se han observado ejemplares de foraminíferos planctónicos pertenecientes a la Superfamilia Globigerinacea (definida por Carpenter et al., 1862), Familia *Globigerinidae* (Carpenter et al, 1862), concretamente al género *Globigerinoides* (Cushman, 1927) (figura 5.5.2, foto B y E).

La porosidad en estas concreciones es muy escasa. Solamente se ha identificado porosidad primaria intraparticular asociada a los foraminíferos planctónicos (figura 5.5.2, foto B y C). También se puede observar porosidad secundaria asociada a las trazas de bioturbación (figura 5.5.2, foto D).

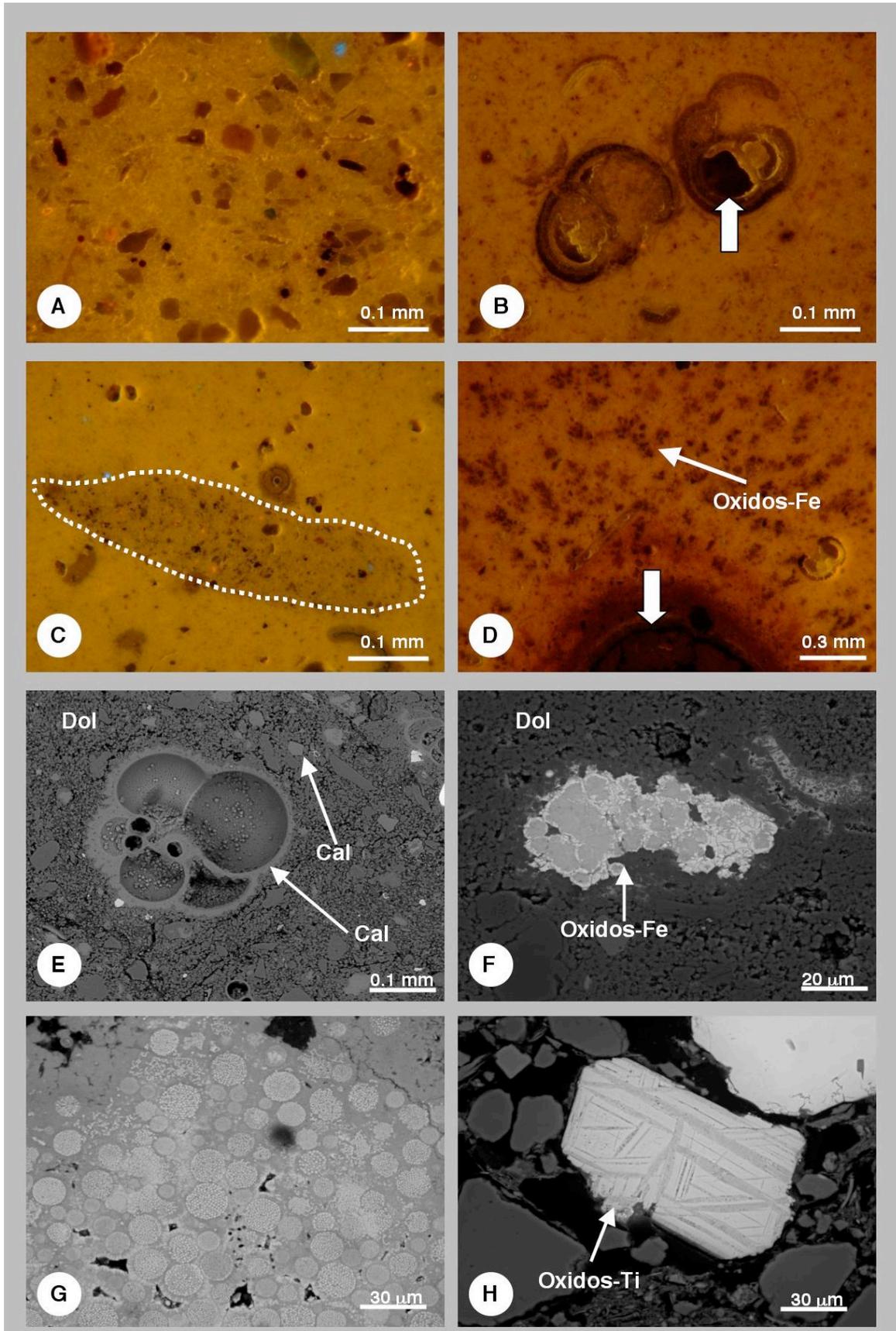


Figura 5.5.2. Fotografías de la matriz carbonatada y óxidos de hierro de las concreciones carbonatadas de Cornide. A) Detalle de la matriz luminiscente con textura de tipo wackestone-packstone. Imagen de catodoluminiscencia. Muestra 243., B) Género *Globigerinoides*. La pared de las cámaras de los foraminíferos presenta una luminiscencia muy débil. Se observa porosidad

intraparticular no rellenada (flecha blanca). Imagen de catodoluminiscencia. Muestra 258., C) Relleno de traza de bioturbación perteneciente al icnogénero *Chondrites* (marcada con línea blanca punteada). Se pueden observar puntos oscuros dentro del relleno de la bioturbación que corresponden a óxidos de hierro. Imagen de catodoluminiscencia. Muestra 253., D) Detalle de orificio generado por bioturbación no rellenado por sedimento (flecha blanca). Se puede ver una aureola de óxidos de hierro alrededor de la cavidad y luego óxidos de hierro dispersos. Imagen de catodoluminiscencia. Muestra 258., E) Género *Globigerinoides* sp, con crecimiento trocospiral y cámaras con morfología globular. Se observa la presencia de poros en la parte externa de las paredes. La pared de las cámaras está formada por calcita. Imagen electrones retrodispersados. Muestra 243., F) Óxidos de hierro rellenando porosidad interparticular. Se aprecian morfologías esféricas que podrían corresponder a relictos de framboides de pirita. Imagen electrones retrodispersados. Muestra 243., G) Textura poliframboidal donde se pueden apreciar la disposición ordenada de los framboides. Estos óxidos se encuentran en una cavidad de bioturbación. Imagen electrones retrodispersados. Muestra 243., H) Óxidos de titanio (posiblemente rutilo terrígeno) asociado a porosidad. Imagen electrones retrodispersados. Muestra 243. Cal: calcita, Dol: dolomita, Oxidos-Fe: óxidos de hierro, Oxidos-Ti: óxidos de titanio.

Se han observado óxidos de hierro asociados a las diferentes trazas de bioturbación, rellenando las cavidades del icnogénero *Chondrites* (figura 5.5.2, foto C) y estructuras de bioturbación no identificadas (figura 5.5.2, foto D). Estos óxidos se encuentran de forma dispersa entre la matriz carbonatada (figura 5.5.2, foto D) o bien formando agrupaciones (figura 5.5.2, foto F y G). En algunas zonas se ha podido observar que todavía conservan las morfologías frambooidales del sulfuro (pirita) inicial. Estos framboides esféricos cuyos tamaños oscilan entre 5 y 20  $\mu\text{m}$  estaban formados por microcristales de pirita con un tamaño aproximado inferior a 1  $\mu\text{m}$  (figura 5.5.2, foto G). El origen de estos framboides se trata en el apartado 7.6.2 del capítulo 7. Algunos autores opinan que el hecho de mostrar una disposición interna ordenada, podría indicar que estos framboides están reemplazando formas biológicas y por tanto un origen bacteriano. También se han detectado óxidos de titanio (rutilo) de origen detrítico a partir en las observaciones realizadas por SEM (figura 5.5.2, foto H), aunque aparecen de forma muy escasa.

### 5.5.3. Texturas deposicionales y productos diagenéticos en las concreciones del montículo de fango Arcos.

Las concreciones carbonatadas de Arcos presentan texturas tipo mudstone y wackestone (figura 5.5.3, foto B), aunque debido al elevado contenido en componentes detríticos se pueden observar en ocasiones texturas de tipo grainstone (figura 5.5.3, foto A). Están compuestas principalmente por dolomita, dolomita ferruginosa y calcita, apareciendo como componentes accesorios cristales de cuarzo, feldespatos, óxidos de hierro y óxidos de Ti (5.5.3, foto F). La matriz carbonatada de Arcos tiene una luminiscencia media-alta de color naranja (figura 5.5.3, foto A, B y C).

Estas concreciones son las que muestran el contenido más alto en componentes terrígenos, alcanzando en algunas muestras más del 70 % del volumen total de la muestra, confirmando los resultados obtenidos mediante DRX (ver apartado 5.4.3). El contenido en componentes esqueléticos es igual de escaso que en las concreciones de Ibérico y Cornide, habiéndose identificado

ejemplares de foraminíferos planctónicos pertenecientes a la Superfamilia Globigerinacea (Carpenter et al., 1862), Familia *Globigerinidae* (Carpenter et al, 1862), concretamente al género *Orbulina* (D'Orbigny, 1839) (figura 5.5.3, foto B). De forma excepcional, se ha distinguido un ejemplar de foraminífero bentónico perteneciente a la Superfamilia *Miliolacea* (Ehrenberg, 1839) concretamente al género *Pyrgo* sp (figura 5.5.3, foto C).

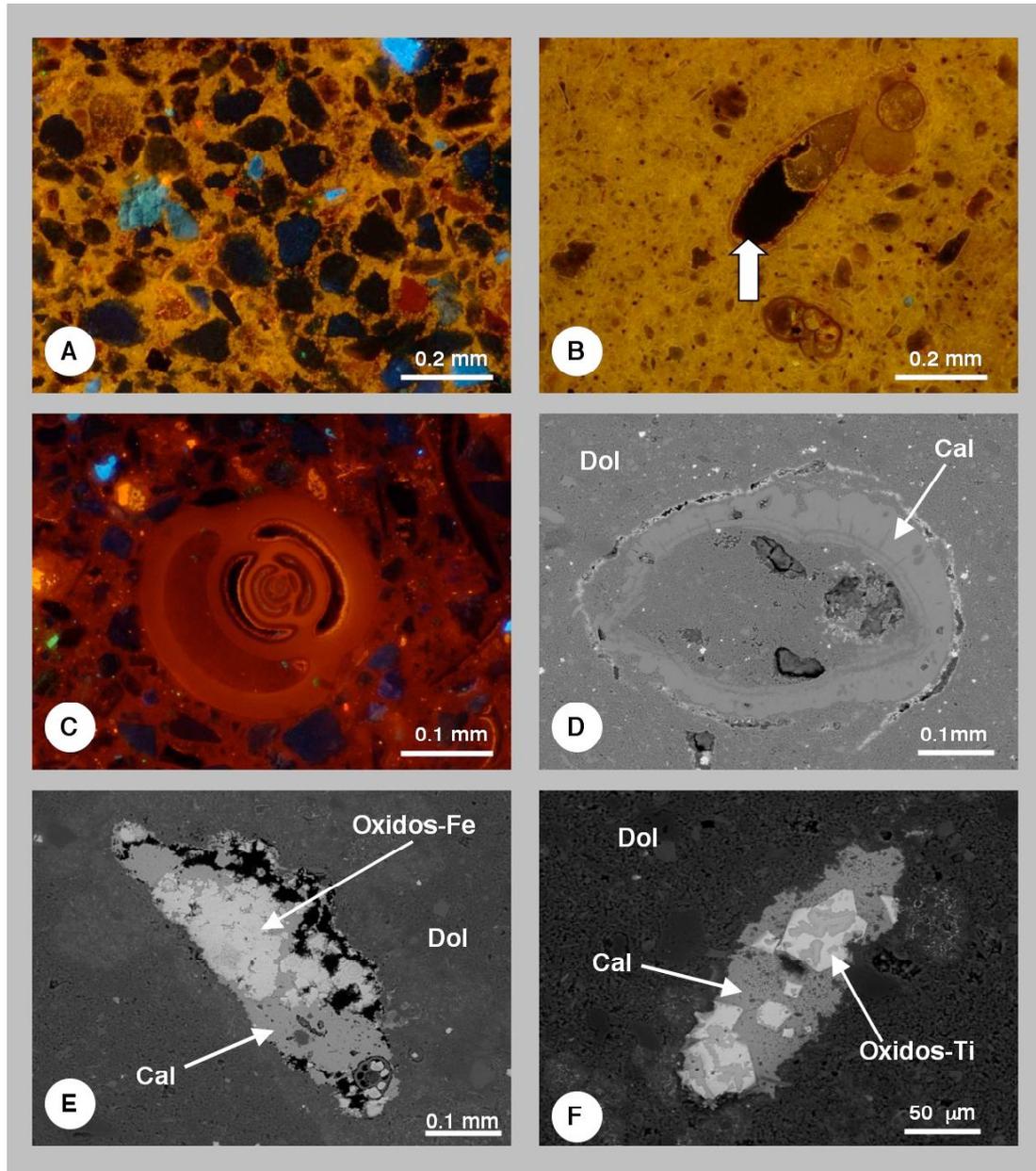


Figura 5.5.3. Fotografías de la matriz carbonatada, de los óxidos de hierro y de los óxidos de titanio de las concreciones carbonatadas de Arcos. A) Detalle de la matriz con luminiscencia media-alta de color naranja y textura de tipo packstone-grainstone. Se observa la gran cantidad de cristales de cuarzo detrítico (no luminiscentes) presentes en esta muestra. Imagen de catodoluminiscencia. Muestra 230., B) Detalle de matriz con textura de tipo wackestone. Se observan ejemplares de foraminíferos planctónicos pertenecientes a la especie *Orbulina bilobata* (parte superior derecha) mostrando sus cámaras esféricas dónde no se pueden apreciar las cámaras primarias. Se observa porosidad primaria intraparticular (flecha blanca) asociada a un componente esquelético no diferenciado. Imagen de catodoluminiscencia. Muestra 250., C) Detalle de ejemplar de foraminífero bentónico aporcelanado de la familia *Miliolidae*. Presenta

morfología bilocular ovalada. La porosidad intraparticular se encuentra rellena por micrita. Imagen de catodoluminiscencia. Muestra 233., D) Detalle de foraminífero planctónico no identificado donde se aprecia que la pared de la cámara está formada por calcita y la matriz que lo rodea por dolomita. Imagen electrones retrodispersados. Muestra 233., E) Detalle de óxidos de hierro sin ningún tipo de estructura interna. Se encuentran asociados a calcita relleno de porosidad preexistente. Imagen electrones retrodispersados. Muestra 233., F) Detalle de óxidos de titanio asociados a calcita relleno de porosidad. La matriz que los rodea está formada por dolomita. Imagen electrones retrodispersados. Muestra 233. Cal: calcita, Dol: dolomita, Oxidos-Fe: óxidos de hierro, Oxidos-Ti: óxidos de titanio.

Al igual que en los dos grupos de concreciones anteriores (Ibérico y Cornide) la porosidad es muy escasa y sólo se ha identificado porosidad primaria intraparticular asociada a foraminíferos planctónicos (figura 5.5.3, foto B).

Los óxidos de hierro presentes en estas concreciones se encuentran relleno de porosidad (figura 5.5.3, foto E y F) asociados a calcita. No presentan ninguna estructura interna y no se han podido observar morfologías framboidales. Los óxidos de titanio (componentes terrígenos) se encuentran también asociados a porosidad (figura 5.5.3, foto F).

## **5.6. Resultados isotópicos de las concreciones carbonatadas de *Diasom*.**

A continuación se muestran los valores de  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  obtenidos en las concreciones de la zona de *Diasom*. Todos los análisis isotópicos se han realizado a partir de muestras de roca total.

### **5.6.1. Isótopos estables de C y O de las concreciones de *Diasom*.**

En este apartado se muestran los resultados isotópicos de C y O de las concreciones de cada montículo de fango estudiado por separado.

#### **5.6.1.1. Isótopos estables de C y O de las concreciones del montículo de fango Ibérico.**

La composición isotópica del carbono en las concreciones de Ibérico varía entre  $-45.3$  y  $-20$  ‰ V-PDB (ver tabla 5.7.1.1 en anexo) para todas las muestras de dolomita y de ankerita, excepto la única muestra de HMC hallada (punto 1, figura 5.6.1.1) que presenta un valor de  $+0.4$  ‰ V-PDB. El valor de  $\delta^{18}\text{O}$  oscila entre  $+3.1$  y  $+7.0$  ‰ V-PDB.

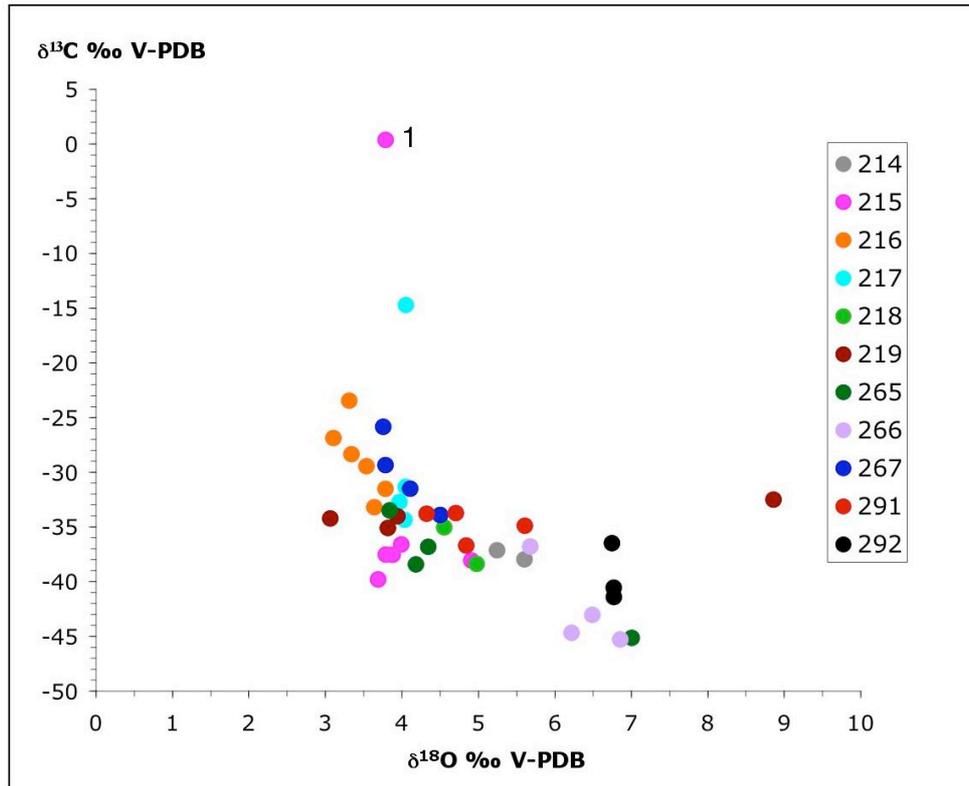


Figura 5.6.1.1. Valores de composición isotópica de carbono y oxígeno de las muestras total en las concreciones carbonatadas de Ibérico. Todas las muestras corresponden a dolomita y en menor cantidad a ankerita, excepto la muestra marcada con 1 que corresponde al relleno de una traza de bioerosión formada por HMC.

Existe una gran dispersión de valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  en las muestras, tanto dentro de cada concreción como entre diferentes concreciones. El posible origen de esta dispersión es analizado en el apartado 5.7.2 de este capítulo.

### 5.6.1.2. Isótopos estables de C y O de las concreciones del montículo de fango Cornide.

Los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  en las concreciones de Cornide varían entre  $-48.3$  y  $-14.4$  ‰ V-PDB (ver tabla 5.7.1.2 en anexo) y el valor de  $\delta^{18}\text{O}$  oscila entre  $+5.7$  y  $+7.6$  ‰ V-PDB. Todas las muestras analizadas corresponden a dolomitas y dolomitas ferruginosas.

En este montículo de fango, al contrario que en las concreciones de Ibérico, la composición isotópica de C y O es bastante uniforme dentro de cada una de las concreciones, aunque presenta variaciones entre las diferentes concreciones, en cambio, el valor de  $\delta^{18}\text{O}$  es bastante homogéneo, presentando un valor medio de  $+6.7$  ‰ V-PDB.

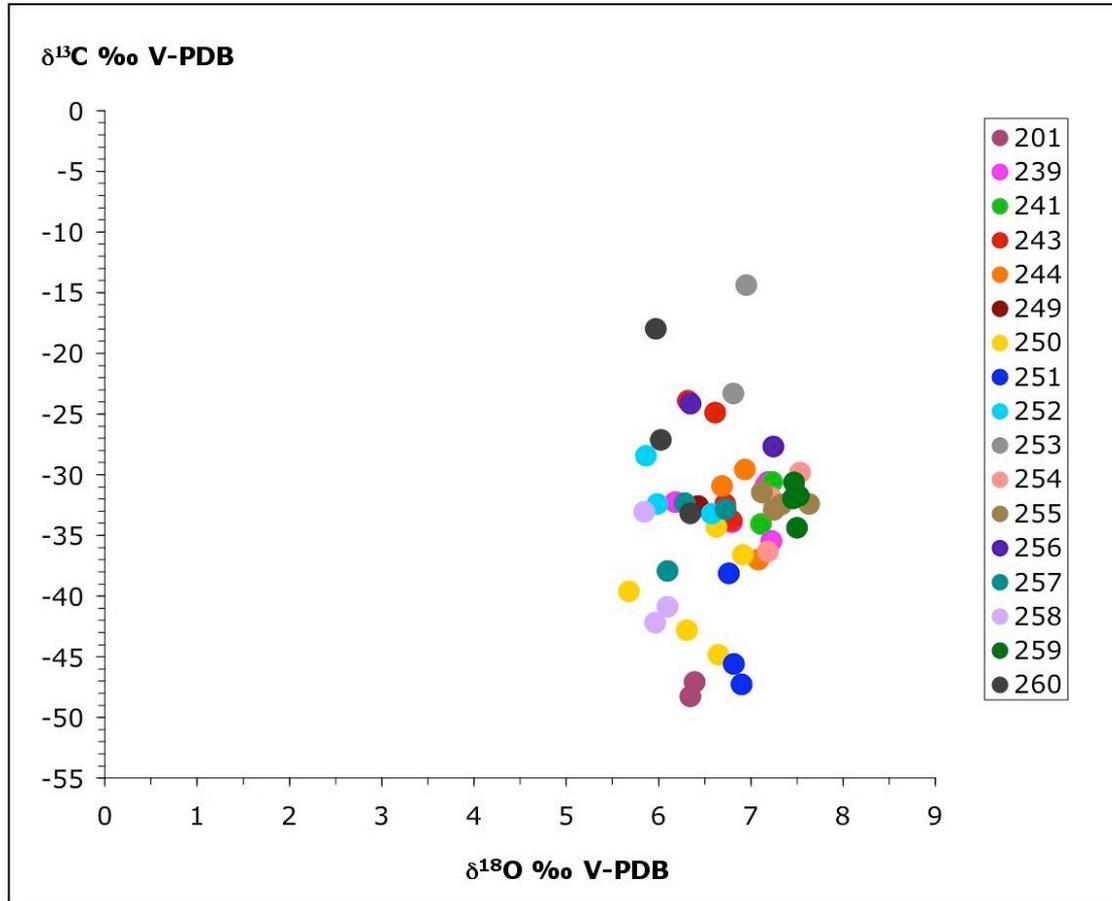


Figura 5.6.1.2. Valores de composición isotópica de carbono y oxígeno de las muestras de roca total en las concreciones carbonatadas de Cornide.

### 5.6.1.3. Isótopos estables de C y O de las concreciones del montículo de fango Arcos.

Los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  obtenidos en las concreciones del montículo de fango Arcos oscilan entre  $-40.3$  y  $-10.9$  ‰ V-PDB y, los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  entre  $+2.4$  y  $+7.0$  ‰ V-PDB (ver tabla 5.7.1.3 en anexo). En este montículo abundan más las concreciones formadas por HMC que son las que presentan los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  más altos, oscilando entre  $-29.3$  y  $-10.9$  ‰ V-PDB, y los valores más bajos de  $\delta^{18}\text{O}$  (entre  $+2.2$  y  $+3.6$  ‰ V-PDB). En cambio, las muestras de dolomita y dolomita ferruginosa son las que presentan los valores más negativos de  $\delta^{13}\text{C}$  (entre  $-40.3$  y  $-26.8$  ‰ V-PDB) excepto en la muestra 230 (figura 5.6.1.3), y los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  más positivos (entre  $+3.8$  y  $+7.0$  ‰ V-PDB).

Los valores de composición isotópica de C y O de las concreciones de Arcos, muestran una gran dispersión (figura 5.6.1.3), semejante a lo que sucedía en el montículo de fango Ibérico, aunque dentro de cada una de las concreciones los valores son bastante homogéneos.

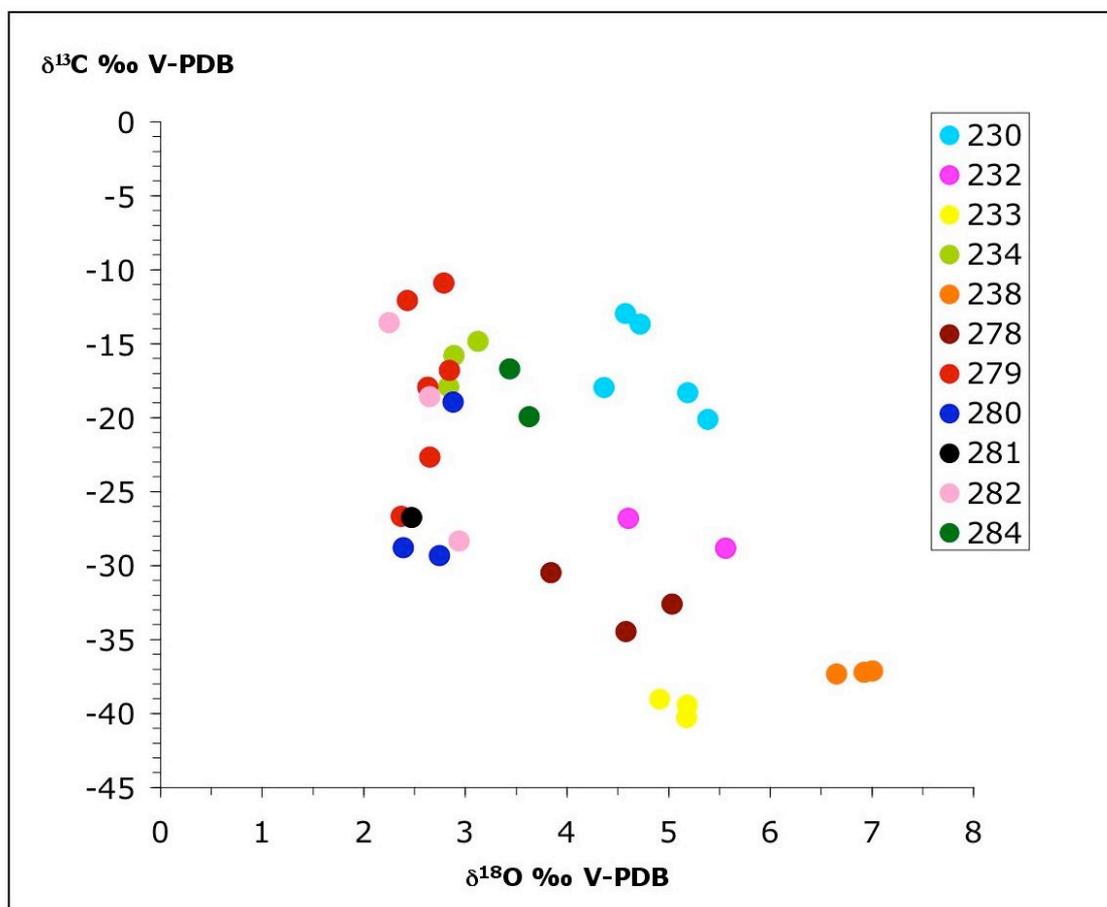


Figura 5.6.1.3. Valores de composición isotópica de carbono y oxígeno de las muestras de roca total en las concreciones carbonatadas de Arcos.

### 5.6.2. Relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las concreciones de Diasom.

Se ha analizado una muestra de cada uno de los montículos de fango estudiados en la zona de Diasom. El valor de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  varía entre 0.708811 y 0.709332 (tabla 5.6.2).

Montículo de fango	Muestra	Mineralogía	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ V-PDB)
IBERICO	291.C3	Dolomita	0,709332	-34,9	5,6
CORNIDE	239.B1	Dolomita	0,709017	-35,5	7,2
ARCOS	282.C3	HMC	0,708811	-28,3	2,9

Tabla 5.6.2. Valores de la relación isotópica de estroncio de las muestras de cada uno de los montículos de fango (Ibérico, Cornide, Arcos). Las dos columnas de la derecha corresponden a los valores de composición isotópica de carbono y oxígeno para las mismas muestras.

## 5.7. Formación de las concreciones carbonatadas de Diasom.

Para poder alcanzar uno de los objetivos definidos en esta tesis como era la caracterización de los procesos y fluidos implicados en la génesis de las concreciones carbonatadas de Diasom, es necesario determinar la composición isotópica del fluido original que se vio implicado en la formación de estos carbonatos. A continuación, se identifican los diferentes procesos bioquímicos implicados y, por último, se definen los estadios de formación de las concreciones carbonatadas de Diasom.

### 5.7.1. Origen de los fluidos parentales.

La composición del fluido original se ha calculado a partir de la ecuación número 3 para las muestras de HMC, la ecuación número 4 para las muestras de dolomita y dolomita ferruginosa y la ecuación 5 para las muestras de ankerita, definidas en el apartado 4.11.1 del capítulo 4.

Dado que en el caso de estas concreciones carbonatadas no se ha podido obtener ningún dato directo sobre la temperatura mínima del fluido original asociado a la formación de las mismas, debido a la ausencia de inclusiones fluidas, se ha tomado 10° C como el valor de temperatura a utilizar en las ecuaciones de equilibrio carbonato-agua. Esta temperatura corresponde al valor medio medido en las aguas profundas actuales del Golfo de Cádiz (Gardner et al., 2001). También corresponde al valor medio de las temperaturas de formación calculadas a partir de las ecuaciones de equilibrio en concreciones carbonatadas similares a las estudiadas en este capítulo, presentadas en Díaz del Río (2003).

A continuación se muestran los diferentes valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido-V-SMOW}}$  obtenidos para cada grupo de concreciones carbonatadas:

- el valor de la  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido-V-SMOW}}$  en las concreciones carbonatadas de **Ibérico** varía en función de los diferentes carbonatos (dolomita, dolomita ferruginosa, ankerita y HMC) :
  - para las muestras de dolomita y dolomita ferruginosa entre -6.4 y -2.5 ‰ V-SMOW (tabla 5.7.1.1 en anexo).
  - para las muestras de ankerita entre +0.2 y +1.9 ‰ V-SMOW, excepto un valor de +6.0 ‰ V-SMOW obtenido en una única muestra (analíticamente es un valor correcto pero no se tendrá en cuenta ya que no se ha vuelto a obtener un valor tan elevado de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido-V-SMOW}}$ ).
  - la única muestra de HMC presenta un valor de +1.7 ‰ V-SMOW.

- el valor de la  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido-V-SMOW}}$  en las concreciones carbonatadas de **Cornide** formadas por dolomita y dolomita ferruginosas, varía entre  $-3.8$  y  $-1.9$  ‰ V-SMOW (tabla 5.7.1.2 en anexo).

- el valor de la  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido-V-SMOW}}$  en las concreciones carbonatadas de **Arcos** varía :

- para las muestras de dolomita entre  $-5.7$  y  $-4.0$  ‰ V-SMOW (tabla 5.7.1.3 en anexo).

- para las muestras de HMC entre  $+0$  y  $+1.4$  ‰ V-SMOW.

Se observa que las muestras de HMC y de ankerita presentan unos valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido-V-SMOW}}$  positivos que oscilan entre  $+0$  y  $+1.9$  ‰ V-SMOW al contrario que las muestras de dolomita y dolomita ferruginosa que presentan en todos los casos valores negativos (entre  $-6.4$  y  $-1.9$  ‰ V-SMOW). Los valores ligeramente positivos de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido-V-SMOW}}$  podrían ser el reflejo de la influencia del agua marina en la génesis de las concreciones de calcita y ankerita. Mazurenko et al. (2002), presenta valores entre  $+0.5$  y  $+1.5$  ‰ V-SMOW en muestras de agua marina profunda en el Golfo de Cádiz. Los valores más positivos de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido-V-SMOW}}$  podrían ser debidos a fluidos con una composición de agua marina modificada por el efecto de la interacción roca-agua, proceso explicado de forma detallada en el apartado 7.6.1 del capítulo 7. Algunos autores postulan que los valores más enriquecidos en  $^{18}\text{O}$  podrían corresponder a fluidos liberados durante la desestabilización de hidratos de gas, ya que el agua liberada durante la descomposición de los mismos se encuentra enriquecida en  $^{18}\text{O}$  (Mazurenko et al., 2002; 2003). En el apartado 7.10.1 del capítulo 7 se expone los detalles de este proceso.

Los valores negativos de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido-V-SMOW}}$  podrían ser atribuidos, en un principio, a la influencia de agua con composición meteórica. Si tenemos en cuenta que en este escenario la presencia de agua meteórica queda completamente descartada, es de suponer que alguno de los parámetros utilizados en la ecuación de equilibrio dolomita-agua no era el indicado. El valor de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita-V-PDB}}$  es el valor analítico obtenido y el valor de temperatura de  $10^{\circ}\text{C}$  es el valor medio de los datos publicados de la temperatura actual de agua profunda en el Golfo de Cádiz. Suponiendo que existe un error al estimar que la temperatura de formación es de  $10^{\circ}\text{C}$ , por tanto tomaremos los diferentes valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido-V-SMOW}}$  presentados por Mazurenko et al., (2002) como variables conocidas, en vez de la temperatura, y consideraremos como incógnita la temperatura del fluido original:

- para un valor de  $+0.5$  ‰ de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido-V-SMOW}}$ : se obtiene un valor de temperaturas de formación que oscilan entre  $+19.2$  y  $+38.5^{\circ}\text{C}$ . La tabla 5.7.1a muestra los valores de temperatura obtenidos para cada montículo de fango.

- para un valor de +1 ‰ de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido-V-SMOW}}$ : la temperatura obtenida oscila entre +17.3 y +36.2 °C.

- para un valor de + 1.5 ‰ de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido-V-SMOW}}$ : la temperatura calculada varía entre +15.5 y +34.1 °C.

Por tanto, queda claro que todas las temperaturas calculadas serían superiores a 15° C. Esta anomalía en la temperatura podría ser explicada con tres posibles causas:

- Efecto de la temperatura: si consideramos que la temperatura media del agua marina profunda es de 10° C y que existe un gradiente de temperatura en la zona de 2.8° C/100 m (Barvalina et al., 2004), el rango de temperaturas obtenido nos indica que las concreciones de Diasom se formaron a una profundidad que oscila entre 196 y 1018 m. El valor calculado de profundidad para cada montículo de fango se presenta en la tabla 5.7.1a. En este caso tenemos que suponer que las concreciones de dolomita de Diasom se han formado a una profundidad significativa dentro del sedimento.

$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido-V-SMOW}}(\text{‰})$	Montículo de fango	$\delta^{18}\text{O}_{\text{dolomita-V-PDB}}(\text{‰})$	Temperatura (°C)	Profundidad (m) sedimento
0.5	Ibérico	+3.7 y +7.0	21.6 - 38.5	346 - 936
0.5	Cornide	+5.7 y +7.6	19.2 - 26.9	261 - 532
0.5	Arcos	+3.8 y +7.0	21.6 - 35.3	825 - 954
1	Ibérico	+3.7 y +7.0	19.7 - 36.3	414 - 1018
1	Cornide	+5.7 y +7.6	17.3 - 24.9	329 - 604
1	Arcos	+3.8 y +7.0	19.6 - 33.1	414 - 904
1.5	Ibérico	+3.7 y +7.0	17.8 - 34.1	279 - 857
1.5	Cornide	+5.7 y +7.6	15.5 - 22.9	196 - 461
1.5	Arcos	+3.8 y +7.0	17.8 - 30.9	279 - 746

Tabla 5.7.1a. Resultados de paleotemperatura obtenidos para cada uno de los montículos de fango, a partir de la ecuación de equilibrio dolomita-agua (Friedman y O' Neil, 1977) con unos valores de +0.5, +1 y +1.5 ‰ de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido-V-SMOW}}$ . La columna de la derecha corresponde a la profundidad de formación de las concreciones dentro del sedimento, calculada a partir de un gradiente de 2.8° C/100 m y suponiendo que la temperatura del agua profunda es de 10 °C.

- Influencia de la circulación de metano: se ha comprobado que en las zonas con fracturas, volcanes de fango y montículos de fango se produce un incremento de temperatura (figura 5.7.1a) asociado a los fluidos calientes que funcionan como mecanismo de transporte del metano hacia la superficie (Ginsburg et al., 1999). Esto explicaría porque encontramos unas temperaturas más elevadas asociadas a la formación de las dolomitas y dolomitas ferruginosas en esta zona. Este gradiente térmico afectaría al fluido intersticial situado entre los poros produciendo un incremento de temperatura de este fluido. En este caso la

composición del fluido podría ser agua marina, agua enriquecida en  $^{18}\text{O}$  procedente de la deshidratación de hidratos de gas o fluidos profundos asociados a deshidratación de arcillas. Lo único necesario sería una elevada circulación de metano a través de los sedimentos o grandes emisiones de metano en superficie.

- Presencia de diapiros en profundidad: tanto la zona del montículo de fango de Ibérico como la zona de Cornide están asociadas a la presencia de diapiros (figura 5.7.1b) como ya se comentó en el apartado 2.3 del capítulo 2. Existen numerosos estudios que han modelizado la variación de conductividad térmica que se produce alrededor de los diapiros. La conductividad térmica alrededor de los diapiros es mucho mayor que en sedimento adyacente. Este aumento es debido al incremento del flujo de calor alrededor del cuerpo diapirítico, hecho que provoca que las isotermas se acerquen y se produzca un incremento de temperatura anómalo en la zona (Dillon et al., 1980; MacLeod, 1982; Schmuck y Paull, 1993). Este fenómeno genera acumulaciones de gas en las partes altas de los diapiros y en las partes altas de los volcanes de fango ya que, el límite de la zona GHSZ se desplaza hacia la superficie debido al aumento de temperatura (Schmuck y Paull, 1993; Casas et al., 2003). Este proceso sería importante en la desestabilización de hidratos de gas por un aumento local de temperatura.

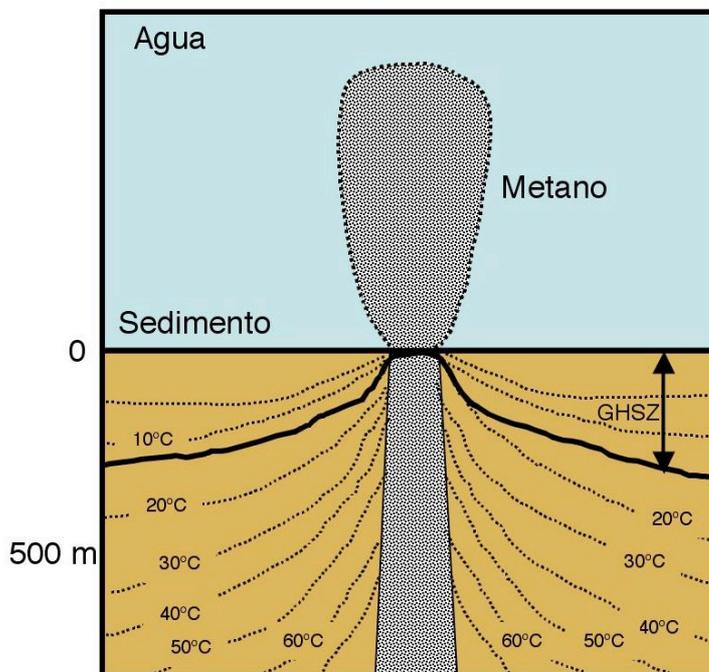


Figura 5.7.1a. Modelo esquemático de la variación de temperatura asociada a la circulación de metano a través de los sedimentos. La zona de estabilidad de los hidratos de gas (GHSZ) se ha calculado a partir de las condiciones de presión y temperatura (Egorov et al., 1999). Modificado a partir de Ginsburg et al. (1999).

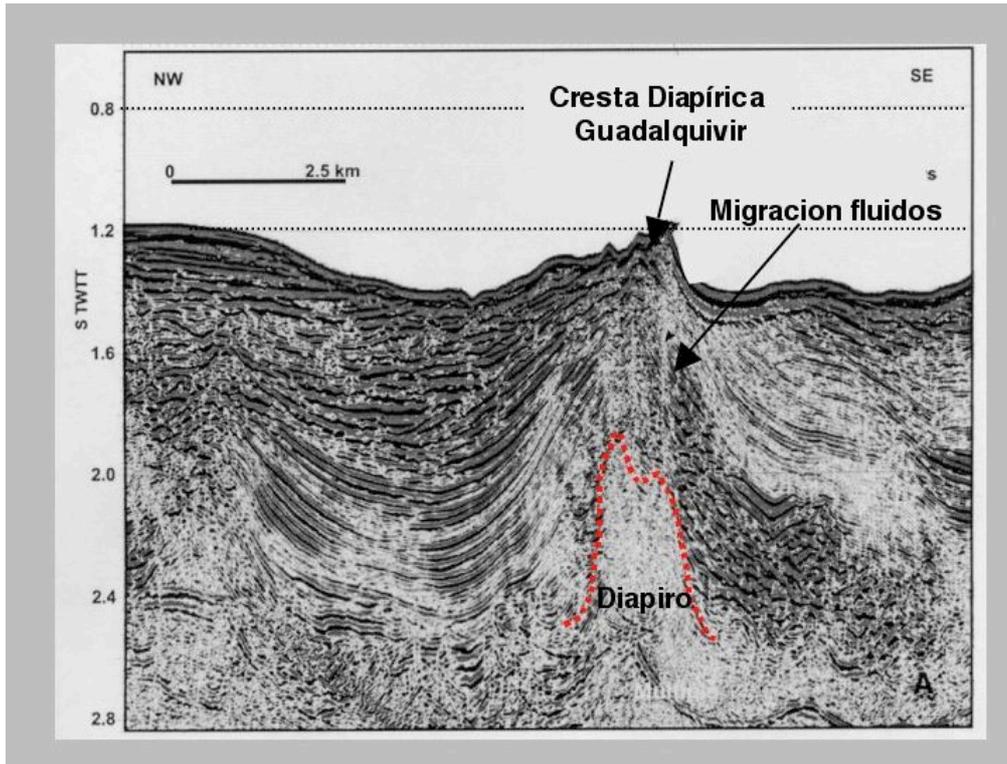


Figura 5.7.1b. Perfil sísmico perpendicular a la cresta submarina Guadalquivir (cercana al montículo de fango Ibérico y Cornide). Se puede observar la presencia de una estructura diapírica en profundidad (línea roja discontinua) y por encima de la misma, posibles estructuras de migración de fluidos (modificado a partir de Medialdea et al., 2008).

La primera opción implica que la formación de las dolomitas se produjo en profundidad y no cercana a la interfase agua sedimento. Los posibles valores de profundidad superiores a 180 m no serían compatibles con la elevada densidad de trazas de bioturbación encontradas en estas concreciones ya que la penetración de las trazas es de varios cm, excepto el icnogénero *Thalassinoides* que puede penetrar varios metros dentro del sedimento. Una opción sería que las concreciones se hubieran formado cuando las trazas ya eran fósiles dentro del sedimento, pero entonces no encontraríamos las concreciones con la mayoría de los conductos sin ningún tipo de relleno interno. Por tanto, suponemos que la formación de las concreciones formadas por dolomita y dolomita ferruginosa está asociada a anomalías térmicas puntuales asociadas a la circulación de metano y/o presencia de diapiros en profundidad. Si esta opción es la correcta, en la formación de las concreciones de dolomita y dolomita ferruginosa también ha intervenido un fluido con composición de agua marina (entre +0.5 y +1.5 ‰ V-SMOW) que posiblemente se ha visto afectado por la interacción roca-agua.

Otro parámetro que confirmaría la presencia del agua marina en la formación de las concreciones de calcita y de dolomita, es el valor de la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Los valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en las concreciones de Diasom varían entre 0.708811 y 0.709332 (tabla 5.6.2), siendo bastante cercanos al valor obtenido para el agua marina actual que es de 0.709175 (Paytan et al., 1993). Esta proximidad

de valores nos estaría indicando que la formación de las concreciones se encuentra claramente influenciada por el agua marina.

Si proyectamos los valores obtenidos de las calcitas y de las dolomitas en un diagrama de equilibrio dolomita-agua y calcita-agua (figura 5.7.1c), se observa que existen muestras de calcita y de dolomita que poseen un mismo rango de valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{carbonato V-PDB}}$  comprendido entre +2.6 y +4.8 ‰ pero la temperatura del fluido original es diferente siendo la temperatura mínima calculada para las dolomitas 5° C más elevada que la de las calcitas. Las dolomitas que presentan esta temperatura son las que tienen los valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{carbonato V-PDB}}$  más positivos y serían las concreciones que más se acercan al valor teórico de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{carbonato V-PDB}}$  (entre +6.4 y +8.8 ‰) que es el que tendrían unas dolomitas en equilibrio con los valores de calcita, ya que la dolomita siempre está enriquecida entre +3 y +6 ‰ respecto de la calcita (Tucker, 1980). Esta diferencia entre los valores obtenidos en las concreciones formadas por dolomita y las formadas por calcita nos indican que no han precipitado en las mismas condiciones de formación. Hay que recordar que las dragas de arrastre muestrearon la superficie de cada uno de los montículos de fango (Ibérico, Cornide y Arcos) a lo largo varios centenares de metros, por lo que se pudieron obtener concreciones formadas en condiciones diferentes. Ello puede ser la causa de la dispersión de valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  que encontramos en los montículos de fango Ibérico y Cornide.

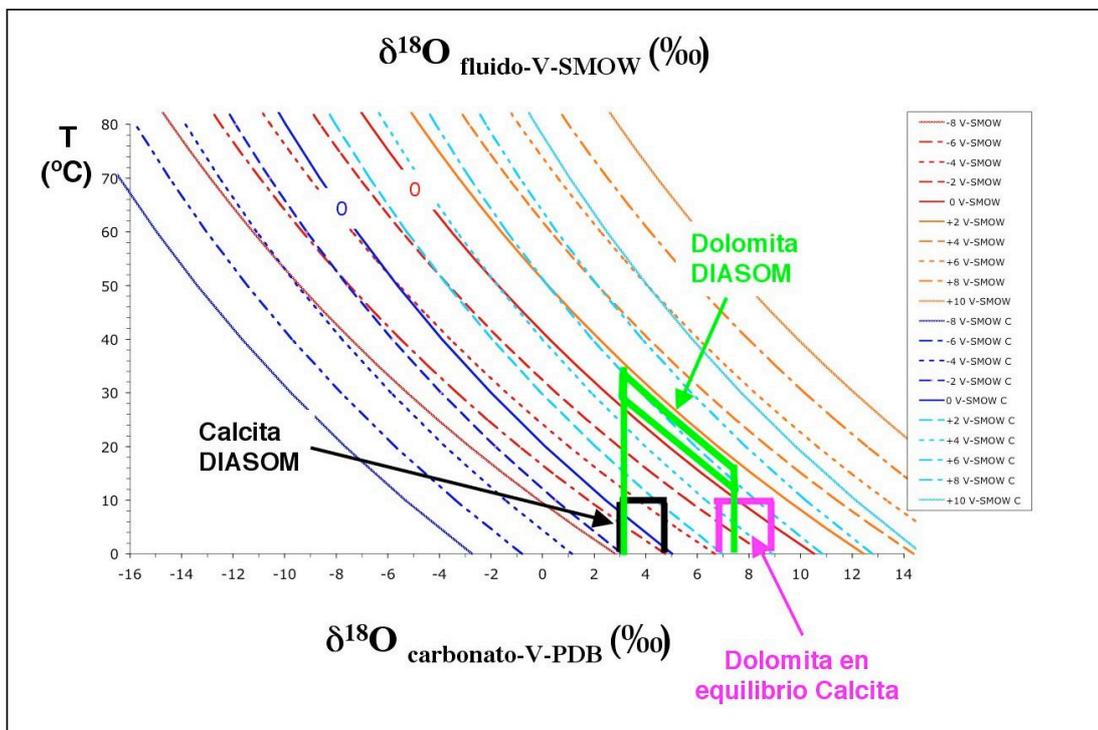


Figura 5.7.1c. Diagrama mostrando las curvas de equilibrio isotópico calcita-agua (curvas azules) y dolomita-agua (curvas rojas-naranjas) calculadas a partir de las fórmulas definidas por Friedman y O'Neil, 1977. Para calcular los valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido-V-SMOW}}$  de la calcita (línea negra) se ha utilizado una temperatura de 10 °C, en cambio, para las muestras de dolomita (línea

verde) se ha proyectado el rango de temperaturas calculado a partir de un valor de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido-V-SMOW}}$  que oscila entre +0.5 y +1.5 ‰. También se ha proyectado el valor teórico que tendrían unas muestras de dolomita (línea fucsia) en equilibrio con los valores de calcita, considerando un enriquecimiento de +4 ‰ en el valor de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido-V-SMOW}}$  de la dolomita respecto a la calcita.

### 5.7.2. Procesos bioquímicos que intervienen en la formación de las concreciones de Diasom.

A partir de los resultados de  $\delta^{13}\text{C}$  obtenidos en las concreciones de Diasom se puede determinar la fuente de  $\text{CO}_2$  implicado en la generación del carbonato. En el apartado 5.6.1 de este capítulo, se presentaban los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  obtenidos en cada grupo de concreciones carbonatadas en función del montículo de fango al que pertenecían. El valor de  $\delta^{13}\text{C}$  en las concreciones varía entre -48.3 y -10.9 ‰ V-PDB, excepto un valor de +0.4 ‰ V-PDB ya comentado en el apartado 5.6.1.1. Esta dispersión de valores indica que durante la formación de las concreciones se vieron implicados diferentes procesos bioquímicos (figura 5.7.2a). Se observa que todas las concreciones de HMC del montículo de fango Arcos, la mayoría de concreciones de dolomita de Arcos y algunas de las concreciones de dolomita de Cornide presentan valores de  $\delta^{13}\text{C}$  que oscilan entre -29.3 y -10.9 ‰ V-PDB reflejando la influencia de los procesos de BSR (sulfato-reducción bacteriana) y oxidación de la materia orgánica. En este caso la materia orgánica podría funcionar como catalizador del proceso de BSR, aunque no se puede descartar la presencia de metano como precursor del proceso de sulfato reducción bacteriana, sobretodo en las concreciones con valores inferiores a -25 ‰ V-PDB.

La mayoría de concreciones de dolomita y dolomita ferruginosa de los montículos de fango de Ibérico y Cornide tienen valores de  $\delta^{13}\text{C}$  comprendidos entre -45 y -25 ‰ V-PDB. Estos valores indican que estas concreciones se formaron principalmente a partir de  $\text{CO}_2$  procedente de la oxidación anaeróbica de metano (AOM) que se produce asociada al proceso de BSR y de forma más escasa a partir de  $\text{CO}_2$  derivado de la oxidación de metano. La descripción de este proceso se realiza de forma más detallada en el apartado 6.6.2 del capítulo 6. El origen del metano en las concreciones de Diasom tendría mayoritariamente un origen termogénico ya que presentan valores superiores a -40 ‰ V-PDB, aunque los valores más empobrecidos en  $^{13}\text{C}$  (inferiores a -45 ‰ V-PDB) podrían reflejar también la influencia de metano biogénico ya que se encuentran en la zona de indefinición entre el metano termogénico y el biogénico (entre -55 y -45 ‰ V-PDB) (ver apartado 1.1.1, capítulo 1).

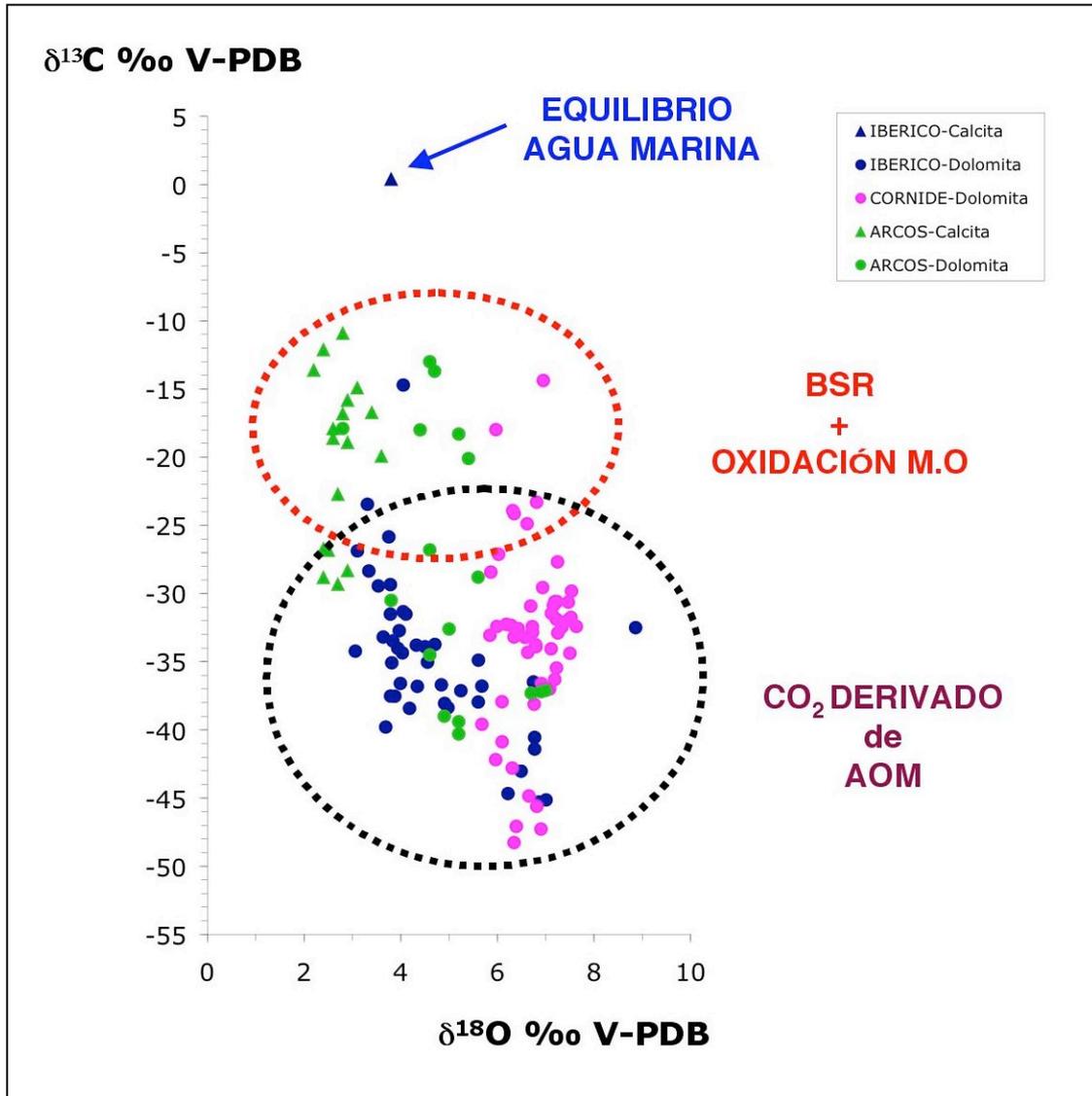


Figura 5.7.2a. Grupos de valores de  $\delta^{13}\text{C}$  obtenidos en las concreciones carbonatadas de Diasom. Las muestras formadas por HMC están representadas por triángulos y las muestras de dolomita y dolomita ferruginosa por círculos. El límite de influencia de los procesos bioquímicos identificados están marcados por círculos en líneas discontinuas. En la zona de intersección comprendida entre los valores  $\delta^{13}\text{C}$  de -20 y -30 ‰ V-PDB se pueden producir procesos de AOM y BSR de forma conjunta.

Observando de forma detallada los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  de dos de las concreciones de Ibérico (figura 5.7.2b), podemos constatar dos tendencias distintas. La concreción 215, de tipo irregular con un conducto cilíndrico en su interior, no presenta ninguna variación en la  $\delta^{13}\text{C}$  (figura 5.7.2b-A). El valor de la micromuestra más alejada del conducto (punto 1) es prácticamente igual al de la muestra más cercana al conducto (punto 3). Esta constancia en el valor de  $\delta^{13}\text{C}$  puede ser debida a que la circulación de metano, en este caso termógeno, sea constante en el tiempo y a que no ha habido aportes de metano con otra composición isotópica. En cambio, en la concreción 266, también irregular, se observa que el punto más alejado del conducto (punto 1, figura 5.7.2b-B) está más enriquecido en  $^{13}\text{C}$  (-36.8 ‰ V-PDB) que la muestra más cercana al conducto central (-45.1 ‰ V-PDB) (punto 3, figura 5.7.b-B). Esta variabilidad

puede ser debida al aporte de metano con diferentes composiciones isotópicas mientras la concreción se estaba formando.

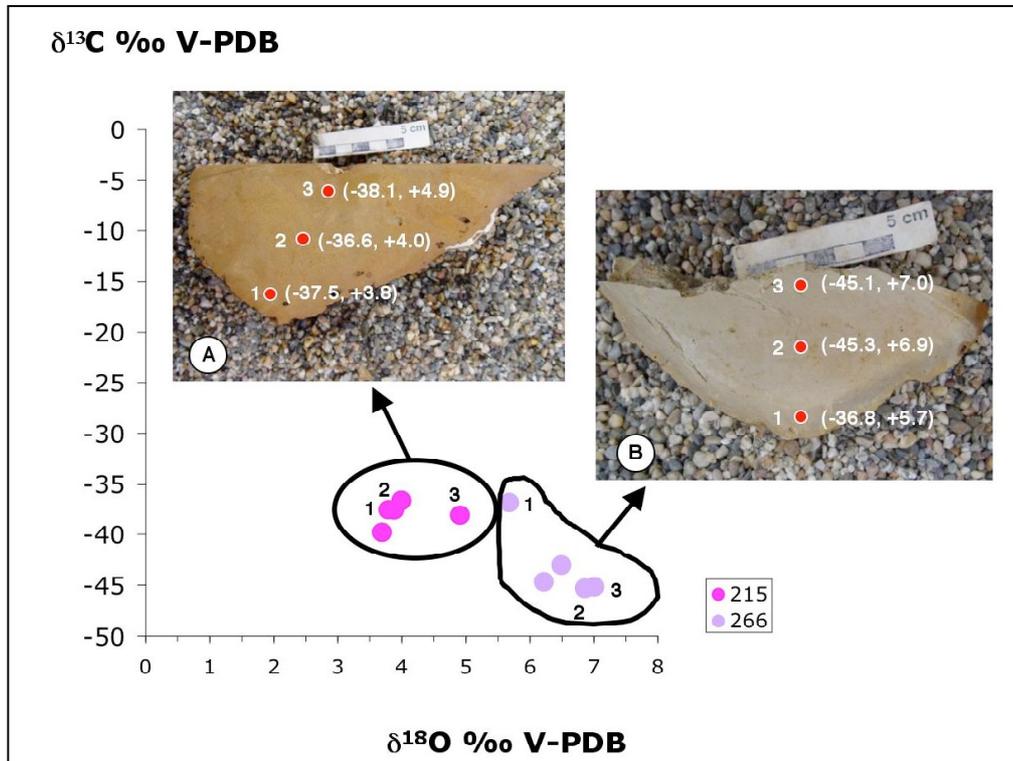


Figura 5.7.2b. Composición isotópica de C y O de las concreciones 215 y 266 del montículo de fango Ibérico. Fotografía A corresponde a una sección perpendicular al conducto central dónde se han situado los puntos de muestreo con sus valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ . La fotografía B corresponde también a una sección perpendicular al conducto central de la concreción 266 con los puntos de muestreo situados. Los valores que no poseen numeración corresponden a puntos obtenidos en fragmentos de la misma concreción, no representados en las fotografías.

Los resultados de  $\delta^{13}\text{C}$  obtenidos para las concreciones de Cornide (figura 5.7.2c), muestran las mismas tendencias, en los valores de  $\delta^{13}\text{C}$ , que en las concreciones de Ibérico. La muestra 255 correspondiente a una concreción de composición dolomita-dolomita ferruginosa que muestra una distribución  $\delta^{13}\text{C}$  bastante homogénea, sin diferencias significativas entre los puntos más alejados (punto 1, figura 5.7.2c-B) y los más cercanos al conducto central (punto 2). Esto no sucede en la concreción irregular 250 caracterizada por una elevada densidad de trazas de bioturbación. En ella, los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  no presentan una tendencia clara: hay rellenos de bioturbación con valores de  $\delta^{13}\text{C}$  que oscilan entre  $-42.8$  y  $-34.3$  ‰ V-PDB y algo similar sucede en el caso de la matriz carbonatada (entre  $-36.6$  y  $-44.8$  ‰ V-PDB) (figura 5.7.2b-A). En este último caso suponemos la presencia de metano con diferentes composiciones isotópicas de carbono (de origen termogénico y, posiblemente, biogénico).

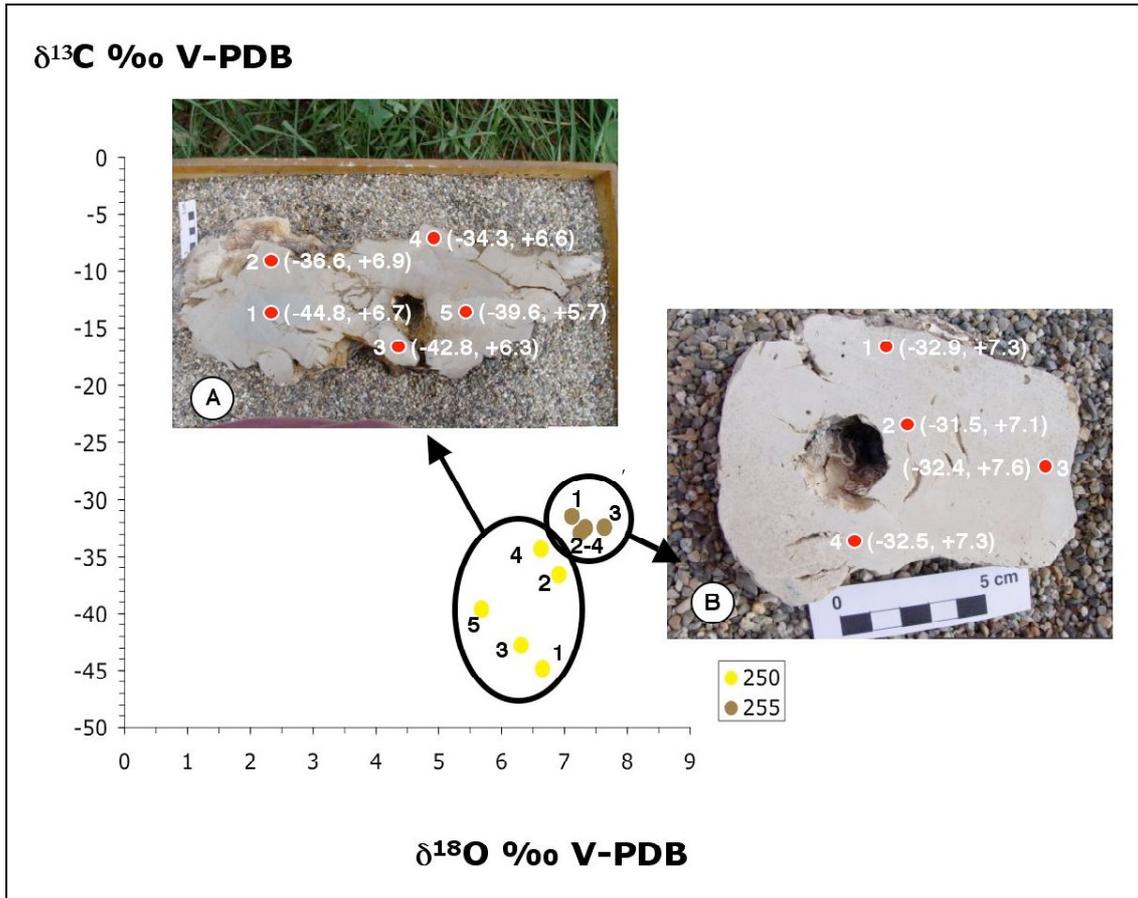


Figura 5.7.2c. Composición isotópica de C y O de las concreciones 250 y 255 del montículo de fango Cornide. Foto A corresponde a una sección perpendicular de la concreción 250 donde se observa el relleno de las trazas de bioturbación. La foto B corresponde a una sección perpendicular al conducto central de la concreción 255. Se indican, en ambos casos, los puntos de muestreo con sus valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ .

Los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  obtenidos en el volcán de fango Arcos muestran un comportamiento similar. La concreción 233, formada por dolomita, presenta valores homogéneos de  $\delta^{13}\text{C}$  (figura 5.7.2d-B), con un valor medio de  $-39.7$  ‰ V-PDB, que corresponde a la composición isotópica del metano termogénico. En cambio, la concreción 282 formada por HMC, presenta un enriquecimiento en  $^{13}\text{C}$  en la parte más externa de la concreción (punto 1, figura 5.7.2d-A), posiblemente debido a la contribución de  $\text{CO}_2$  generado por BSR y oxidación de la materia orgánica. Los puntos más internos de la concreción cercanos a los orificios centrales (punto 3, figura 5.7.2d-A), reflejan una mayor influencia de AOM de metano termogénico.

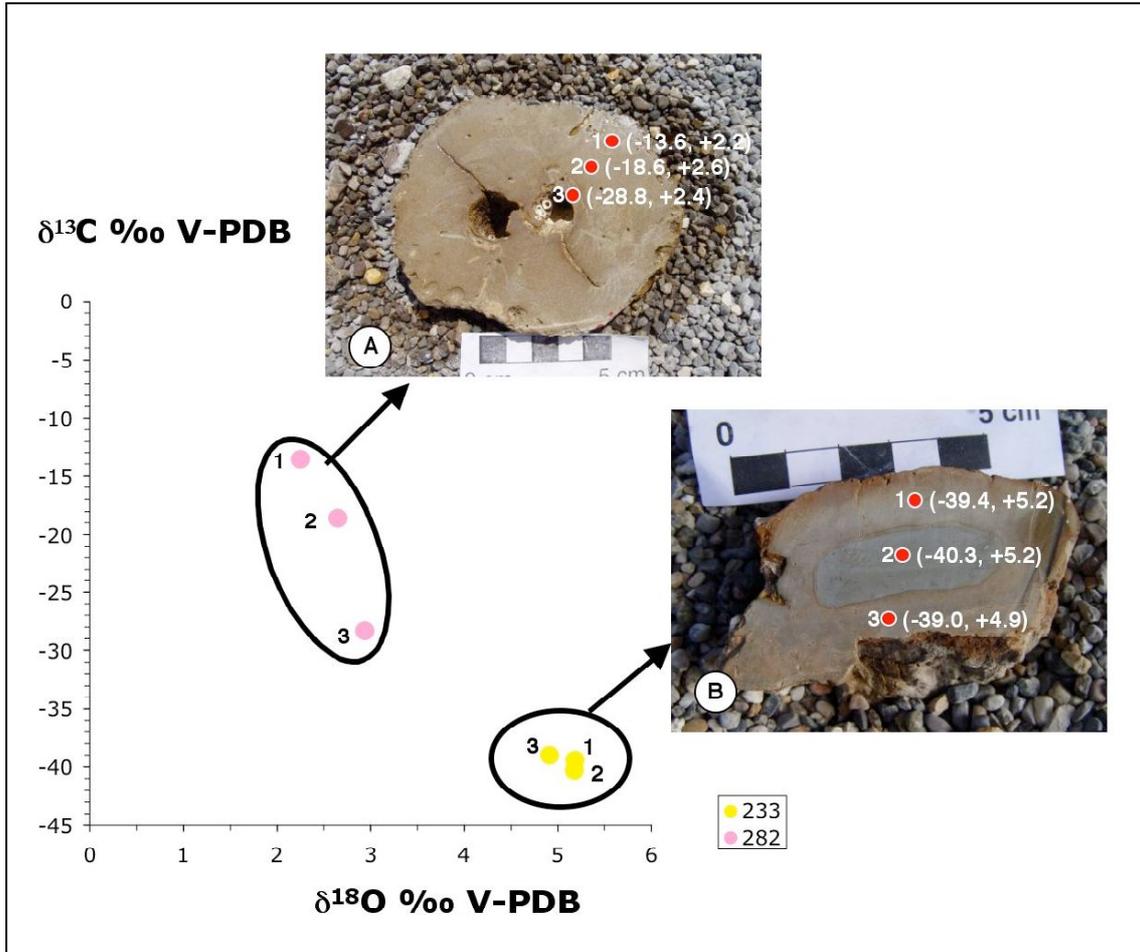


Figura 5.7.2d. Composición isotópica de C y O de las concreciones 233 y 282 del montículo de fango Arcos. Foto A corresponde a una sección perpendicular a los dos conductos centrales de la concreción 282. La foto B corresponde a una sección perpendicular al conducto central de la concreción 233. El conducto estaría situado en la parte inferior. Se han situado, en ambos casos, los puntos de muestreo con sus respectivos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$

Otra evidencia independiente de actividad bacteriana en la formación de las concreciones es la presencia en las mismas de sulfuros con estructuras framboidales. Tanto en el montículo de fango de Ibérico (figura 5.5.1, foto F) como en el de Cornide (figura 5.5.2, foto F y G) se han identificado sulfuros con morfologías framboidales que algunos autores asocian con el proceso de BSR y con un posible origen bacteriano directo (Gontharet et al., 2007; Ritger et al., 1987, Hovland et al., 1987, Shapiro y Fricke, 2002). En el apartado 7.6.2 del capítulo 7 se discute con mayor profundidad el origen bacteriano de las morfologías framboidales.

### 5.7.3. Estadios de formación de las concreciones carbonatas de Diasom.

Uno de los principales inconvenientes encontrados en el estudio de las concreciones carbonatadas de Diasom ha sido la imposibilidad de obtener dataciones radiométricas de las mismas. Estas concreciones se han formado por cementación de un carbonato marino preexistente. La actividad de organismos bioturbadores ha permitido la circulación preferente de metano a través de las estructuras de bioturbación (ver apartado siguiente), y la acción de bacterias sulfato reductoras y arqueas metanotróficas, ha producido la cementación del este fango carbonatado original formando las concreciones. Por tanto, la datación radiométrica de estas concreciones, proporciona edades más antiguas a la de formación real del carbonato cementado. La edad obtenida correspondería a una media ponderada de las edades del sedimento inicial y de los cementos de concreción.

Las concreciones de los tres montículos de fango de Diasom se forman en el mismo escenario diagenético, denominado en esta tesis **zona de sulfato-reducción bacteriana**. Esta zona está situada por debajo de la zona óxica y puede llegar a alcanzar un espesor de varias decenas de metros (Irwin et al., 1977). Su principal característica es la presencia de  $\text{SO}_4^{2-}$  como especie disuelta junto con materia orgánica y metano (ya sea de origen termogénico o biogénico). Los procesos bacterianos característicos de este escenario son la BSR, la oxidación de materia orgánica y AOM. Los fluidos implicados en la formación de las concreciones tienen composición de agua marina, de agua marina modificada por la interacción roca-agua y, más escasamente, en el caso de algunas concreciones de los volcanes de fango Ibérico y Arcos, de fluidos asociados a la desestabilización de hidratos de gas (valores  $\delta^{18}\text{O}$  V-SMOW superiores a +1.5 ‰).

Aunque no tenemos ninguna datación absoluta de las concreciones de Diasom, se han definido tres estadios relativos de formación de las concreciones partir de la relación entre las trazas de bioturbación y bioerosión y la matriz carbonatada que las contiene (figura 5.7.3a):

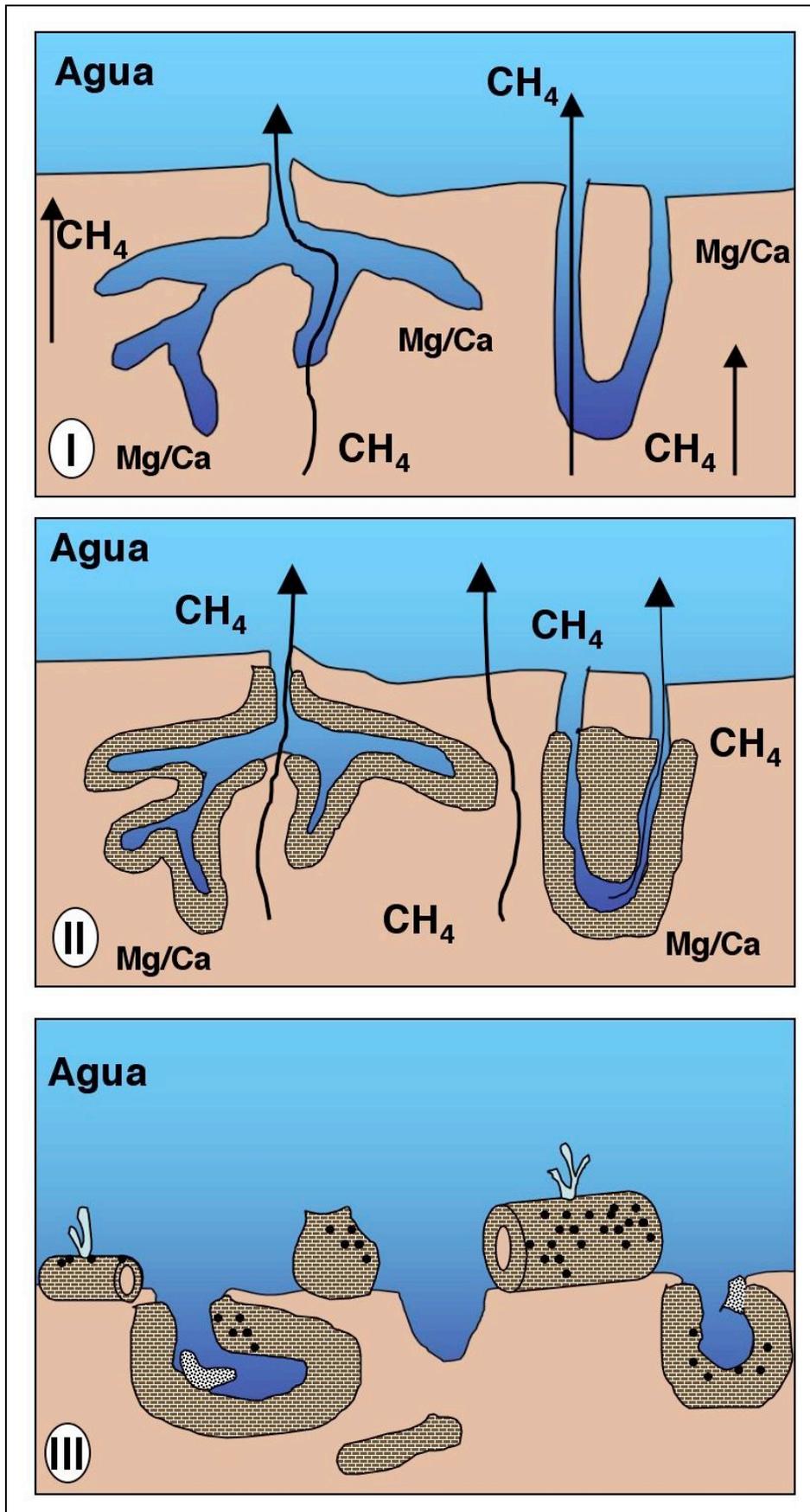


Figura 5.7.3a. Modelo esquemático mostrando los tres estadios de formación de las concreciones carbonatadas de Diasom. Ver explicación texto.

- **Estadio diagenético I:** Las primeras etapas de formación de las concreciones corresponden al estadio en el que el sedimento marino todavía no está consolidado ("softground") (Gibert et al., 2005). En este periodo se manifiesta la actividad bioturbadora de algunos organismos, generando icnogéneros de tipo *Chondrites*, *Thalassinoides* y *Zoophycus*. La asociación de estas trazas de bioturbación es característica de las icnofacies *Zoophycus* (figura 5.7.3b-A), característica de sedimentos fangosos deficientes de oxígeno. Esta icnofacies está formada por trazas de bioturbación de tipo *Fodinichnia* producidas por organismos limnóvoros y limnófagos. Por efecto de la diagénesis temprana, el sedimento fangoso se va consolidando y adquiere una consistencia más firme ("firmground"). En este momento aparece el icnogénero *Thalassinoides* y bioturbaciones en forma de U completamente preservadas y sin ningún tipo de relleno que son características de la icnofacies *Glossifungites* (figura 5.7.3a-I). Esta icnofacies es característica de sustratos firmes con gran presencia de trazas cilíndricas verticales en forma de tubo, de U y en forma de saco como cavidades de habitación (*Thalassinoides*) (figura 5.7.3b-B). Debido a la presencia de las trazas de bioturbación sin rellenar presentes en el sedimento se produce un incremento de la permeabilidad y de la porosidad del sedimento y una modificación del límite de la zona óxica-anóxica alrededor de las paredes de la traza de bioturbación (Gingras et al., 2004). Esta modificación en las condiciones iniciales del sedimento, genera unas direcciones preferentes de circulación de fluidos y de removilización de la materia orgánica (figura 5.7.3c). Así, las zonas donde existen trazas de bioturbación son zonas idóneas para la actividad bacteriana (Sander y Kalff, 1993; Chow y Longstaffe, 1995).

- **Estadio diagenético II:** El carbonato de las concreciones de Diasom precipita a causa de la actividad bacteriana presente en las zonas de porosidad asociadas a bioturbación y debido a la circulación preferente de metano en la misma (figura 5.7.3a-II). Esta etapa se caracteriza por la coexistencia de procesos de BSR, oxidación de la materia orgánica y AOM. Las concreciones presentan un amplio rango de valores de  $\delta^{13}\text{C}$  variando entre -48.3 y -10.9 ‰ V-PDB lo que implica la coexistencia de diferentes fuentes del  $\text{CO}_2$  y que el metano implicado tenía una composición principalmente termogénica aunque también puede ser de origen biogénico.

- **Estadio diagenético III:** Posteriormente, debido a procesos de erosión del fondo marino, se produce la exhumación de las concreciones carbonatadas (figura 5.7.3a-III). En este momento las concreciones son colonizadas por organismos epifaunales y sometidas a bioerosión. La actividad bioerosionadora se produce tanto en las paredes de las concreciones (sustrato duro "hardground") como en el interior de los orificios centrales de las concreciones. Los principales icnogéneros asociados a bioerosión son: *Maeandropolydora*, *Caulostrepsis*, *Trypanites*, *Gastrochaenolites*, *Rogerella* y *Entobia*. Esta asociación de trazas es característica de la icnofacies *Entobia*.

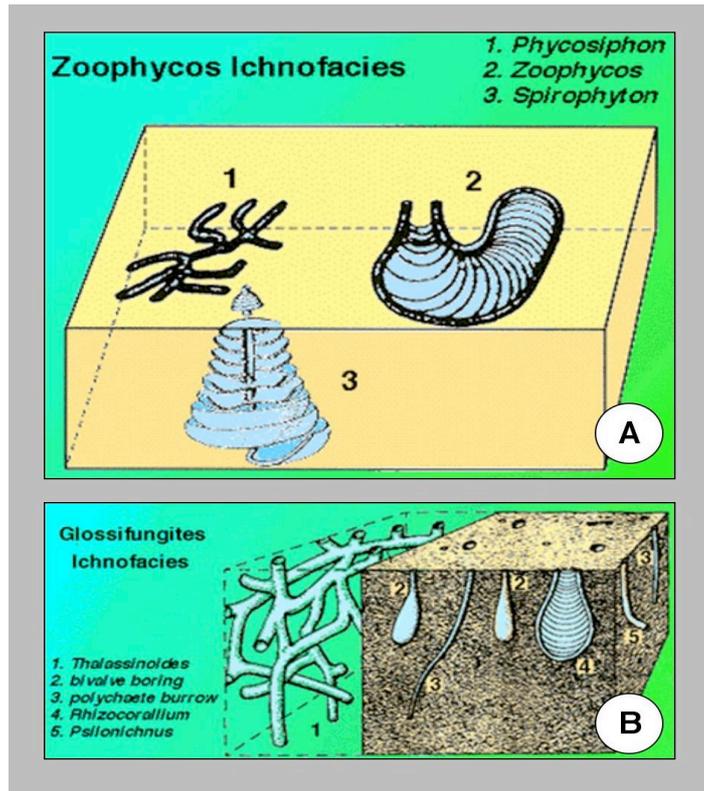


Figura 5.7.3b. Esquema mostrando las principales trazas asociadas a bioturbación características de la icnofacies *Zoophycos* ( figura A) y la icnofacies *Glossifungites* (foto B), modificado de [www.Paleoblog/Ichnofacies.htm](http://www.Paleoblog/Ichnofacies.htm).

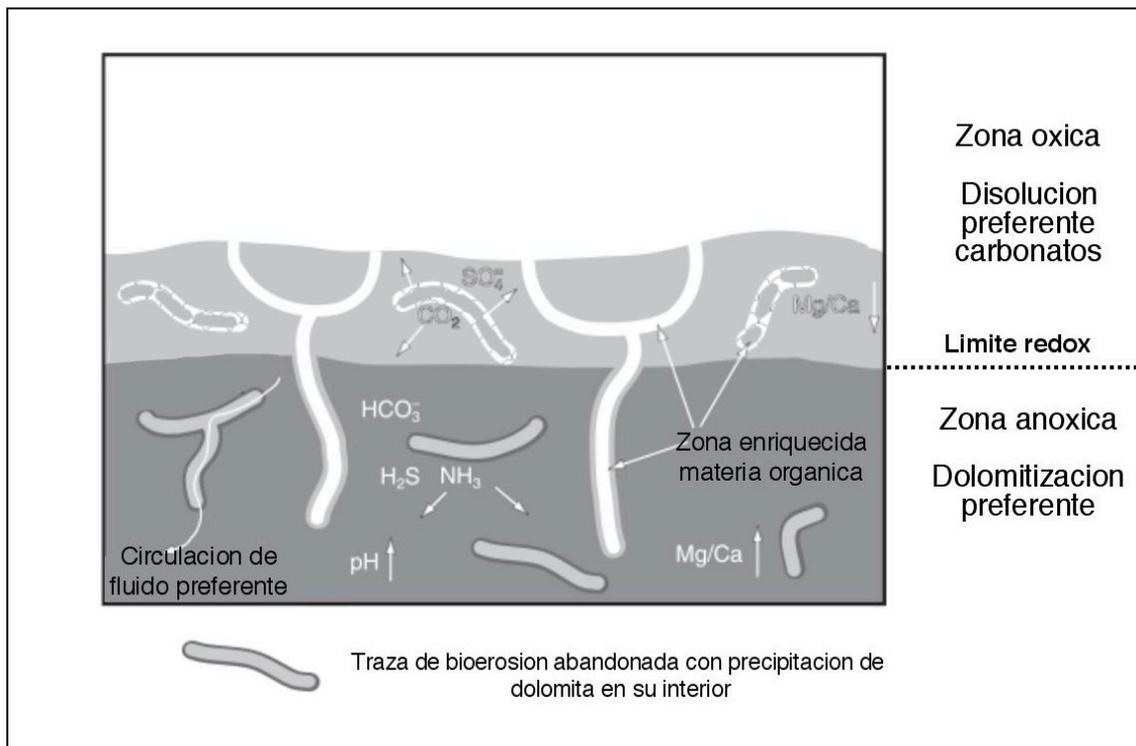


Figura 5.7.3c. Esquema mostrando las características geoquímicas de las zonas óxica y anóxica dentro de sedimento marino. Se muestran las variaciones del sustrato asociadas a procesos de bioturbación y la precipitación, en este caso, de concreciones formadas por dolomita (modificado a partir de Gingras et al., 2004).

## 5.8. Conclusiones capítulo 5.

Las concreciones carbonatadas de Diasom presentan una amplia variedad en morfologías y tamaños. Una de las características principales de estas concreciones es la abundante presencia de trazas de bioturbación. Los principales minerales que forman las concreciones son: dolomita, dolomita ferruginosa y ankerita. Hay que destacar que en el montículo de fango Arcos la mayoría de las concreciones están formadas por HMC. También se han observado óxidos de hierro (inicialmente pirita) en estas concreciones.

Los principales productos diagenéticos identificados en estas concreciones son el cemento micrítico que une la matriz con textura de tipo wackestone-packstone y los óxidos de hierro presentes. La porosidad observada corresponde a trazas de bioturbación y bioerosión.

Las concreciones de Diasom presentan un amplio rango de valores de  $\delta^{13}\text{C}$ , oscilando entre  $-48.3$  y  $-10.9$  ‰ V-PDB. Esta variación es indicativa de que el  $\text{CO}_2$  implicado en la formación de las concreciones ha tenido diferentes fuentes. Los principales procesos bioquímicos asociados a la producción de  $\text{CO}_2$  en la zona de Diasom son la BSR, la oxidación de materia orgánica, AOM y la oxidación de metano. En el caso de los montículos de fango Ibérico y Cornide es dónde se observa más claramente la influencia de los procesos de AOM y oxidación de metano mientras que en el montículo de fango Arcos es dónde domina más el proceso de BSR y oxidación de la materia orgánica. En estas concreciones, el origen del metano sería principalmente termogénico, y solamente en algunas concreciones de Ibérico se puede intuir la influencia de metano de origen biogénico.

Los fluidos implicados en la génesis de estas concreciones tienen una composición principalmente marina, aunque hay también fluidos con composición marina enriquecida en  $^{18}\text{O}$  debido a la interacción roca-agua. También se ha observado la influencia de fluidos con un valor de  $\delta^{18}\text{O}$  superior a  $+1.5$  ‰ V-SMOW posiblemente procedentes de la desestabilización de hidratos de gas. La anomalía encontrada en la composición del fluido parental dentro de las concreciones de dolomita es debida posiblemente a la influencia de anomalías térmicas puntuales asociadas al aumento de temperatura relacionado con la circulación de metano o al aumento de conductividad térmica producido alrededor de estructuras diapiríticas situadas en profundidad

Esta gran variación en morfologías, mineralogías y valores de composición isotópica (C y O) de las concreciones dentro de cada montículo de fango o bien, entre los tres montículos puede ser debida al sistema de muestreo utilizado. Hay que recordar que las concreciones fueron obtenidas mediante dragas de arrastre con unos recorridos que oscilaban entre 200 y 500 m. Esto implica que las concreciones pertenecientes a cada montículo de fango pueden haberse formado a profundidades diferentes y, por tanto, en condiciones de formación diferentes (flujo metano, materia orgánica disponible, hidratos de gas etc.).

La formación de las concreciones de los tres montículos de fango (Ibérico, Cornide y Arcos) se produce dentro del escenario diagenético denominado zona de sulfato-reducción bacteriana caracterizado por la presencia de sulfato en el medio junto con materia orgánica y metano.

Se han definido tres estadios de formación de las concreciones carbonatadas, correspondiendo el primer estadio a la generación de estructuras de bioturbación que provocan un aumento en la permeabilidad del medio y por tanto, de la circulación de metano y de la redistribución de la materia orgánica dentro de las trazas de bioturbación. Posteriormente se forman las concreciones carbonatadas debido a la actividad bacteriana existente alrededor de las estructuras de bioturbación (estadio 2) y, por último, la exhumación y posterior colonización por parte de organismos perforantes e incrustantes de las concreciones carbonatadas (estadio 3).