

— 11 —

**CAMBIOS GLACIOEUSTÁTICOS
EN EL ESTRECHO DE GIBRALTAR**

*Por D. Víctor Díaz del Río Español.
Dr. En Ciencias Geológicas Investigador Científico
del Instituto Español de Oceanografía.*



D. Víctor Díaz del Río Español.
Dr. En Ciencias Geológicas Investigador Científico del Instituto Español de Oceanografía.

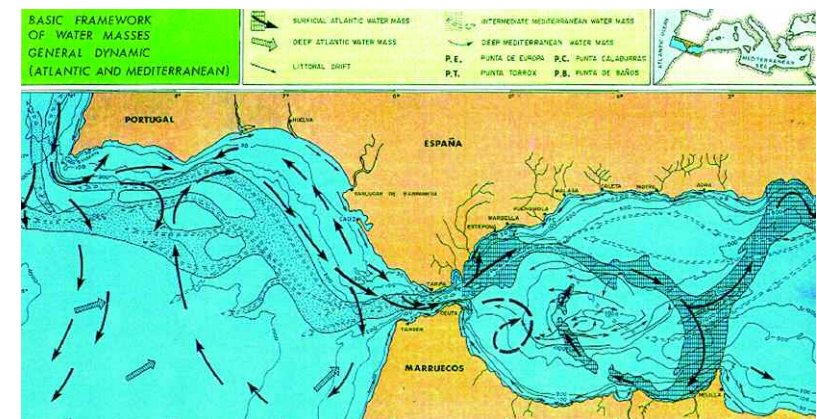
Se gradúa en el año 1977 en la Universidad Complutense de Madrid. Es Doctor en Ciencias Geológicas e Investigador Titular del Instituto Español de Oceanografía (Ministerio de Ciencia e Innovación). En el año 1978 inicia su actividad investigadora, en el marco del Programa de Cooperación Hispano Norte Americano, especializándose en prospección sísmica -de alta y media resolución-, sonografías y batimetrías de haz estrecho. Participa en los proyectos de investigación geológica que se desarrollan en el Estrecho de Gibraltar, relacionados con el estudio de la viabilidad de un enlace permanente entre Europa y África. Cooperó en los proyectos bilaterales hispano-norteamericanos que se desarrollan en la plataforma continental de Galicia, así como en el estudio de los factores que determinan la evolución del litoral y plataforma del Levante español y en la Bahía de Palma (Mallorca), Murcia (Mar Menor) y margen continental de Alborán. A partir del año 1991 centra su actividad en el estudio del Golfo de Cádiz, con atención a los procesos derivados de la convergencia tectónica y a los factores geoambientales que determinan la generación de ecosistemas extremófilos profundos que se desarrollan en el talud. En los últimos años ha participado en el estudio de los geohabitats que se localizan en los depósitos de deriva de Hatton Drift (Hatton-Rockall Plateau, Cuenca de Islandia) dedicándose en la actualidad, a preparar otras investigaciones en regiones subpolares del Atlántico Norte. En relación con la gestión científica, ha sido Director del Centro Oceanográfico de Murcia (IEO). Ha sido miembro de la Comisión para la Concertación de Política Científica de los Países Comunitarios Mediterráneos (Comisión Europea, 1994) y el primer Panel de Seguimiento de la actividad del Programa MAST II (DG XII de la Comisión Europea, 1995). Ha formado parte de la Comisión de Expertos Científicos para la valoración del desastre del Prestige. Es miembro de la Comisión Bilateral del Convenio de Colaboración Científica establecido entre el British Geological Survey y el Instituto Español de Oceanografía. Ostenta la representación institucional en la Comisión Nacional de Geología (Ministerio de la Presidencia). En el ámbito internacional, ha sido miembro de la Comisión Bilateral de Cooperación Científica Marina entre Francia y España (1996 y 1997) y es, actualmente, Delegado Nacional en el European Science Support Advisory Committee (ESSAC) del Integrated Ocean Drilling Program (IODP) y miembro, desde el año 2005, de la Delegación Nacional de España ante la International Sea Bed Authority (ISA/ONU) con sede en Jamaica. Ha sido Profesor en la Universidad Internacional Menéndez y Pelayo, y en la actualidad es Profesor en el MASTER en Ingeniería de Puertos y Costas que se imparte en el Centro de Estudios y Experiencias de Obras Públicas (CEDEX). Participa en la promoción de foros científicos y fomenta la incorporación de jóvenes investigadores al sistema mediante la cooperación con varias universidades. Ha tutelado 12 becas de estudiantes universitarios y codirigido 6 Tesis de Licenciatura y 4 Tesis Doctorales. Ha participado en 7 proyectos internacionales y 24 nacionales, en el marco de los cuales se han realizado 38 campañas oceanográficas, en 12 de las cuales ha desempeñado la responsabilidad de Jefe de Campaña. Ha publicado numerosos artículos científicos y comunicaciones a congresos.

11 · CAMBIOS GLACIOEUSTÁTICOS EN EL ESTRECHO DE GIBRALTAR

Por D. Víctor Díaz del Río Español.
Dr. En Ciencias Geológicas Investigador Científico del Instituto Español de Oceanografía.

I. Introducción.

Hemos de contemplar los estrechos y los canales en su dualidad funcional como límites y, al mismo tiempo, conexiones entre cuencas marinas. Desde una perspectiva hidrodinámica resultan unos complejos sistemas interactivos en los que se produce la mezcla de aguas de diversa naturaleza, o se favorece el enriquecimiento de los flujos verticales, o incluso se activan los fenómenos dinámicos de las aguas someras, siendo todos ellos un conjunto de procesos cuya naturaleza varía considerablemente a diversas escalas temporales. Es por ello que no pueden contemplarse como sistemas cuya función ha permanecido invariable en toda circunstancia, y un buen ejemplo de



ello es el Estrecho de Gibraltar cuyo papel en la historia paleoceanográfica del área circundante (Golfo de Cádiz y Mar de Alborán) ha sido crucial para su evolución, habiendo dejado su impronta en los fondos marinos de ambas zonas.

Figura 1. Esquema de la dinámica de intercambio de aguas a través del Estrecho de Gibraltar (Hernández Molina, 1993). Pueden observarse las rutas que sigue el agua mediterránea profunda (MOW) sobre el fondo del Golfo de Cádiz. Estas rutas profundas han quedado grabadas sobre el fondo marino a modo de surcos y canales excavados en el substrato.

Por lo tanto, nuestra visión de los estrechos nos ha de permitir contemplarlos como sistemas interactivos complejos cuya comprensión requiere de observaciones realizadas en escalas espaciales y temporales diversas, de forma tal que seamos capaces de comprender su función como generadores de procesos físicos, químicos, biológicos y geológicos. Así pues, con este enfoque analítico se asume la complejidad del sistema que involucra a los procesos y estructuras presentes en el propio Estrecho, así como el papel decisivo que desempeñan en las cuencas marinas adyacentes. Ello nos conduce a enfocar nuestras observaciones con un planteamiento interdisciplinar, de forma tal que seamos capaces de interrelacionar procesos, lineales y no lineales, de muy diversa naturaleza, particularmente aquellos que se relacionen con el sistema climático y los cambios ambientales.

Pero la historia geológica del Estrecho de Gibraltar, y de sus zonas adyacentes, no es muy antigua; en realidad, su formación es relativamente reciente y la función que desempeña como vía para realizar el intercambio de aguas -estableciendo un flujo de agua superficial atlántica entrante y otro flujo profundo saliente (Figura 1)-, es mucho más reciente. No es ocioso recordar que en épocas más próximas a la actual, en concreto aquellas que se han identificado como los periodos glaciares o las glaciaciones más recientes, el Estrecho de Gibraltar no pudo funcionar tal y como lo vemos en la actualidad, sino que el menor espesor de la lámina de agua y la diferente composición que tendrían las aguas atlánticas y mediterráneas le habrían obligado a realizar el intercambio, cuando lo hubo, de manera

distinta a la que se realiza en la actualidad. Este hecho no es de importancia menor, pues un conocimiento detallado de aquellas situaciones paleogeográficas en las que se hallara, nos permitiría interpretar, de forma más atinada, las morfologías que hoy en día reconocemos en el fondo del Estrecho y en las áreas que quedan bajo su influencia.

A pesar de que, posteriormente, veremos estos episodios climáticos con algo más de detalle, pensemos por un momento en la situación en la que se encontraría el Estrecho de Gibraltar hace unos 18.000 años (Figura 2), cuando finalizaba el último periodo Glacial (Würm) y se iniciaba un repunte de las temperaturas, en el marco de un cambio global cálido, con el consiguiente ascenso del nivel medio de las aguas marinas (nivel eustático).

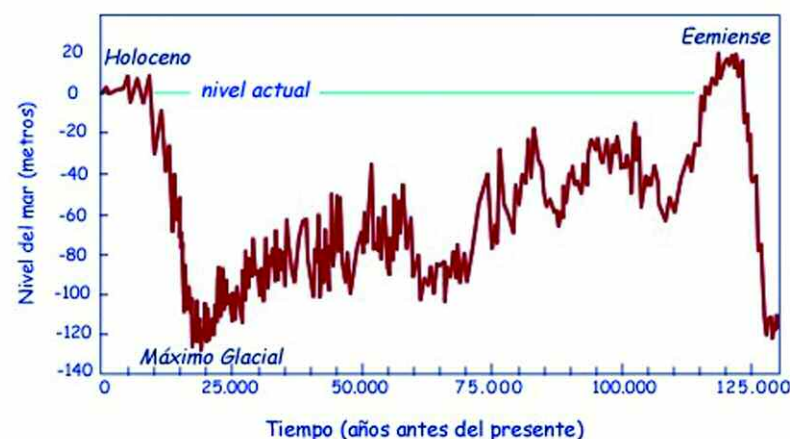


Figura 2. La primera fase de la última glaciación (Würm) comenzó hace unos 115.000 años, tras el periodo interglacial Eemiense (durante el que el nivel medio de la superficie del mar se situó a unos 20 metros por encima del actual), produciéndose un descenso drástico y rápido de las temperaturas. La segunda fase de la glaciación sucedió hace 85.000 y duró unos 10.000 años, siendo mucho más acusada que la primera. La tercera fase se produjo de una manera mucho más abrupta que las dos anteriores, y se inició hace unos 30.000 años. Entonces se alcanzó el denominado Último Máximo Glacial que alcanzó su paroxismo hace 18.000 años. El nivel del mar bajó entonces hasta una cota situada a unos 120 metros por debajo de la actual (Siddall et al., 2003).

En aquella circunstancia, la distancia, medida en línea recta, que actualmente existe entre la Punta Malabata (Marruecos) y Punta Paloma (España) que alcanza los 28 km, habría quedado reducida a unos 11 km, debido a que el nivel del mar se encontraría en la posición más baja que la actual constituyendo una línea de costa en el lugar en el que ahora se encuentra la batimétrica de 120 metros. Por lo tanto, la lámina de agua no alcanzaría a tener más allá de 250 metros en su punto más profundo y el Monte Tartesos constituiría un bajo situado a unos 30 metros. Las aguas mediterráneas estarían muy frías y con un caudal bastante más reducido que el actual, mientras que las aguas atlánticas podrían ser ligeramente más cálidas y proceder de zonas más meridionales del Atlántico. En esta situación, es difícil imaginar lo que podría acontecer en un estrecho en el que la reducción drástica de su sección hubiera alcanzado la cifra de 11 km.

Nuestra intención en esta exposición es destacar los rasgos morfo-sedimentarios que impone la actividad hidrodinámica del Estrecho de Gibraltar sobre los fondos del propio estrecho y en el Golfo de Cádiz. Trataremos también de analizar las consecuencias ambientales de tal actividad y los riesgos que conlleva el arrastre de la corriente profunda de salida al desestabilizar los gases hidrato que yacen bajo la superficie del fondo marino.

II. De los canales béticos al Estrecho de Gibraltar: una historia convulsiva.

Si le preguntáramos su edad al Estrecho de Gibraltar, al igual que lo solemos hacer con cualquier persona, él no nos podría responder con un dato exacto, sino que nos diría que tiene aproximadamente unos cinco millones y medio de años. Pero en este tiempo, que no es mucho si lo contemplamos desde una perspectiva geológica, ha experimentado una gran cantidad de procesos, entre los que destaca, como en el caso de cualquier persona, su aumento de tamaño creciendo en anchura y profundidad, y retocando su morfología con el paso del tiempo forzada, en gran medida, por los cambios ambientales y del nivel marino (ascensos y descensos glacioeustáticos).



Figura 3. Mapa de sombras del Estrecho de Gibraltar en el que se destacan sus rasgos geomorfológicos dominantes. Se han incluido los relieves continentales, lo que imprime una apariencia más abrupta al conjunto, como realmente debe de percibirse la morfología del área. Interesa señalar el agreste cañón submarino que se ha excavado en la Bahía de Algeciras y que produce un sistema turbidítico de edad muy reciente, probablemente del Cuaternario Superior, al igual de los que se han for-

mado en la base del talud frente al Guadiaro y La Linea y que quedan a levante de Punta Europa. Un rasgo muy significativo es la cresta central que discurre en dirección N65E y que se interrumpe hacia el Oeste frente al imponente Umbral que se eleva, en una corta distancia, desde una profundidad de 750 metros hasta alcanzar la mínima profundidad de 153 m en la cumbre del Monte Tartesos (IGN/SECEG, 1988).

Ya nos hemos acostumbrado a ver la recreación en imágenes del episodio finimioceno, que produjo el llenado de la cuenca mediterránea, a modo de una inmensa catarata de agua atlántica cayendo en cascada hacia la seca cuenca mediterránea, como si fueran las cataratas de Niagara o de Iguazu, cuando en realidad el fenómeno se inició de una manera bastante menos espectacular y mucho más canalizada que en aquellos turísticos lugares. En caso de tener que buscar un símil actual, y en base a los datos batimétricos de alta resolución obtenidos recientemente por el Instituto Español de Oceanografía, tendríamos que pensar en una catarata que tuviera un frente compuesto por dos grandes cascadas, de un kilómetro de anchura cada una, con un salto de unos 150 metros que convergerían, corriente abajo, en una única cascada que formaría un nuevo salto de unos 180 metros y que a continuación trascurriría con gran turbulencia hacia el interior de la cuenca.

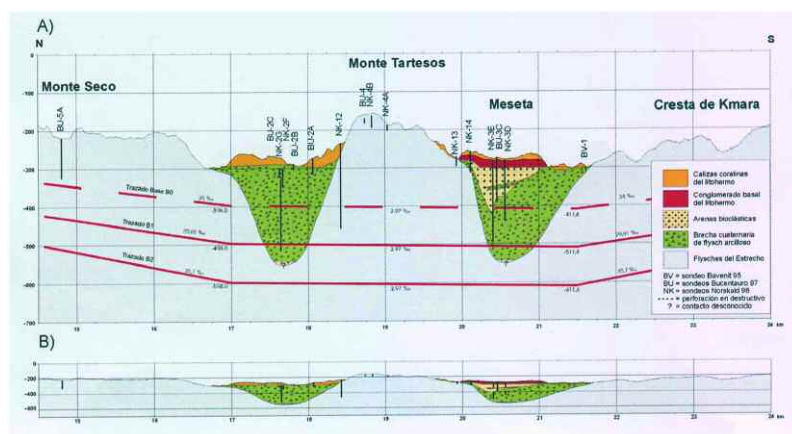


Figura 4. Corte geológico del sector del Umbral de Camarinal en el que se observa la situación del canal bifurcado, por efecto del emplazamiento del Monte Tartesos, que ha generado una profunda incisión en

el substrato y que posteriormente se ha ido rellenando de sedimentos. El relleno está constituido (de muro a techo) por brechas y arcillas, arenas bioclásticas, conglomerados y calizas coralinas (Esteras *et al.*, 2000).

A tenor de las investigaciones realizadas por SECEGSA (Esteras *et al.*, 2000), podríamos imaginar un surco de morfología muy irregular, situado entre la Punta Malabata (Africa) y la Punta Camarinal (Iberia), por el que se drenaba una gran cantidad de agua atlántica de forma torrencial, con gran capacidad erosiva, en medio del cual se elevaba un montículo poco prominente -el Monte Tartesos, que entonces se elevaría unos 140 metros por encima del nivel de las aguas-. Esta sería la zona más angosta del incipiente Estrecho de Gibraltar que estaría sometida, a su vez, a grandes esfuerzos tectónicos y, probablemente, a constantes movimientos sísmicos de diversa intensidad. Esta frenética actividad generaría un escenario de gran inestabilidad que podría haber provocado grandes deslizamientos en masa y fuertes dismantelamientos de algunos relieves circundantes. Así parece quedar atestiguado por los rellenos de canal que se han extraído en las prospecciones mencionadas.

Tales rellenos consisten en brechas constituidas por litologías arcillosas, de edades homogéneas, con elevada heterometría, escasa o nula rodadura y en las que no existen intercalaciones sedimentarias de otros materiales. Todo ello obliga a realizar una interpretación paleogeográfica según la cual los materiales que han provocado el relleno y colmatación de los canales son el producto de un único depósito de avalancha, generado por un megadeslizamiento submarino cuyo material procede de alguna zona inestable próxima a los paleocanales (Esteras *et al.*, 2000). Parece pues claro que las diversas etapas evolutivas de la zona han ido estabilizando el nivel marino y ahondando los fondos del estrecho hasta alcanzar la configuración actual.

Particularmente significativa resulta una de las etapas finales de esta estabilización y que culmina con la formación de una costra calcárea, muy cementada y compacta, tapizando todo el Umbral de Camarinal. Se trata de una biocalcarenita con restos de corales, briozoos, pelecípodos y gasterópodos, empastados en una matriz

arenosa que ocasionalmente engloba algunos cantos y bloques del flysch circundante. Las dataciones realizadas con C_{14} señalan una edad comprendida entre los 25.000 y los 40.000 años, lo cual se correspondería con la última fase del Cuaternario Superior. Nos encontraríamos en la fase terminal de la glaciación Wurm, momento en el que se produjo el descenso más brusco del nivel marino, cayendo desde los 70 metros que venía manteniendo los 20.000 últimos años, hasta alcanzar los 100 metros de profundidad con respecto al nivel actual de las aguas. Sin embargo, dicho nivel seguiría descendiendo hasta alcanzar la cota de 120 metros de profundidad, máximo glacial que se establece hace 20.000 años. Esto tiene especial relevancia pues nos ayudaría a comprender las condiciones ambientales que regirían el momento en el que se produce la formación de este depósito biocalcarentico con fuerte presencia de corales.

Pero, ¿existe algún antecedente que nos permita establecer alguna similitud entre esta situación que ahora hemos descrito y la que hubiera existido anteriormente? La respuesta la encontramos en los llamados “canales bético y rifeño”.

Como veremos posteriormente, la mayor parte del mar Mediterráneo (el antiguo Thetys) desapareció como consecuencia de la orogenia Alpina, durante la cual se elevaron las prominentes cadenas montañosas bética y rifeña. Se crean entonces unas cuencas menores que en conjunto poseen una morfología similar a la mediterránea. Otra consecuencia de la aproximación de Europa y África fue el cambio gradual del clima que se volvió más árido iniciándose entonces un proceso progresivo hacia la crisis de salinidad que habría de suceder algunos millones de años más tarde (Maldonado, 1989). Es entonces cuando las conexiones del Mediterráneo con el Atlántico, y entre las dos principales cuencas mediterráneas, se realizan a través de diversos pasos intramontañosos. En este contexto podríamos referirnos a los estrechos Bético y Rifeño que permitirían el vertido de aguas atlánticas hacia el Mediterráneo por dos vías diferentes pero de recorridos subparalelos. Pero estas uniones resultaron ser muy débiles, de forma que los propios procesos exógenos produjeron el cierre de ambos pasos, soterrando sus cauces y aislan-

do definitivamente el Mar Mediterráneo, con lo que la crisis de salinidad se aceleró irremediabilmente.

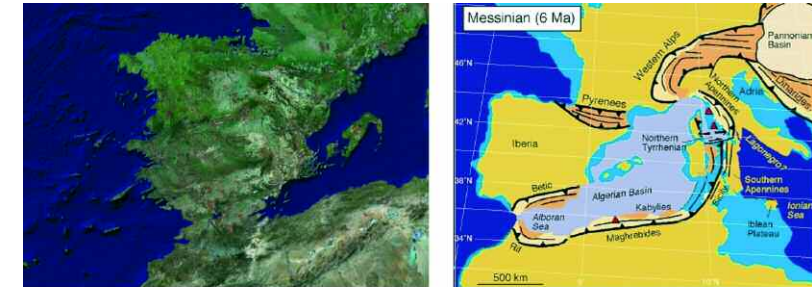


Figura 5. (Izquierda) Recreación de la situación en la que se encontraría la Península Ibérica antes del inicio de la “Crisis de Salinidad Messiniense” (estado final del Mioceno). No existiría el Estrecho de Gibraltar cuyo espacio estaría ocupado por las rocas que se habrían elevado como fruto de la compresión Iberia/Africa. (Derecha) Esquema geoestructural para el Messiniense, momento en el que habría quedado aislada la cuenca mediterránea occidental (Rosenbaun et al., 2002).

Todos estos episodios han dado como resultado un conjunto de rasgos morfológicos que ponen de manifiesto la singularidad del Estrecho de Gibraltar (Sanz y Maestro, 2005; Grupo de Trabajo Hércules, 1988). Observado de levante a poniente, posee un marcado perfil en U, bastante homogéneo desde el meridiano de Punta Europa hasta el de Punta Paloma. A lo largo de este tramo las vertientes del canal son bastante homogéneas en ambas riberas. La morfología del fondo del canal, tomando como referencia la isobata de 600 metros, es de planta ligeramente trapezoidal, con la base sobre el meridiano de Punta Europa (unos 10 km de ancho), cerrándose en dirección al Atlántico, hasta alcanzar los 5 km en el meridiano de la Punta de la Peña. El tramo inicial de este profundo canal está ocupado por el espectacular abanico submarino que genera el Cañón de Algeciras, una escarpada incisión que se produce en la plataforma continental, en el interior mismo de la Bahía de Algeciras, y cuya cabecera se sitúa a unos escasos dos km de distancia de la desembocadura del río Guadalquivir. De ésta manera, el acceso al Estrecho de Gibraltar desde el mar de Alborán está marca-

do por la influencia del Cañón de Algeciras que nos habla de una historia reciente relacionada con las oscilaciones glacioeustáticas y de las derivas que han tenido durante este tiempo, Cuaternario reciente, los cauces de los ríos que desembocan en su entorno (Palmones, Guadarranque y Guadiaro).

Continuando nuestro recorrido por el fondo del Estrecho de Gibraltar en dirección al Océano Atlántico, nos encontramos un conjunto de colinas submarinas de menor tamaño, alargadas en dirección N65E, compuesto por cuatro cumbres que se elevan sobre el fondo unos 150 metros. La morfología del conjunto parece estar relacionada con el episodio finimesiniense con retoques pliocenos y cuaternarios, puesto que los relieves parecen responder a procesos de arrastre de poniente a levante, lo cual se correspondería con la fase de llenado de la cuenca mediterránea. Esta pequeña sierra submarina, que tiene unas dimensiones similares a las posee cualquiera de sus hermanas emergidas –próximas al litoral–, situadas en la provincia de Cádiz (Sierra del Cabrito, Sierra del Bujeo, Sierra de Luna, ...etc), se extiende en posición axial al cauce del Estrecho abarcando una longitud total de unos 12 km y una anchura de unos 2 km. Se rematan estos relieves hacia poniente, con unos montículos pareados que no alcanzan los 100 m de altura sobre el fondo, de naturaleza un tanto discutida. Todo esta superficie del fondo marino está caracterizada por abundantes huellas de transporte procedente del Océano Atlántico, que habrían sido retocadas durante los episodios glacioeustáticos cuaternarios. Es precisamente a esta altura del Estrecho, frente a la localidad de Tarifa, donde se localiza uno de los lugares más atractivos para estudiar la influencia de las variaciones del nivel marino durante el Cuaternario. Los fondos existentes en el borde de la plataforma continental ibérica presentan abundantes signos de haber estado ocupados por arrecifes de coral (Álvarez-Pérez et al, 2005), situación que podría corresponder al máximo climático que determinó el inicio de un periodo más cálido y el final de las glaciaciones recientes. El nivel marino habría alcanzado los 120 metros de profundidad y esta sería la razón por la que los corales de aguas frías (que se pueden asentar a profundidades de 50 metros) se encontrarían en estos momentos a partir de los 200 metros de profundidad.

Hacia poniente, nos encontramos en este lugar los abruptos relieves que configuran el Umbral del Estrecho. Consiste en una rápida elevación del fondo, que llega a alcanzar una profundidad de 153 metros (Monte Tartesos), de relieve muy irregular orientado en una dirección preferente NO/SE. Continuando hacia el Atlántico y separado del Umbral por un conjunto de profundas depresiones, hoyas en la toponimia de la zona, se encuentra el Banco Majuán que es otro alto estructural que llega a alcanzar profundidades de 50 metros, si bien queda situado hacia el sector más meridional del Estrecho.

III. El papel que desempeña el Estrecho de Gibraltar en la evolución del mar Mediterráneo.

El mar Mediterráneo, el más septentrional de los mares de Europa, es un magnífico ejemplo de **mar epicontinental**, un mar semicerrado, bordeado por el continente europeo al Norte, el asiático al Este y el africano al Sur. Está conectado al Océano Atlántico a través del Estrecho de Gibraltar por medio del inmenso portal constituido por el Golfo de Cádiz, donde las influencias atlánticas son tan notables como las mediterráneas.

La evolución oceanográfica del mar Mediterráneo, basada en la información suministrada por la paleontología, no es muy difícil de reconstruir, no podemos decir lo mismo de su evolución geológica. En este sentido, habría que contemplar la Cuenca Mediterránea como un complejo puzzle constituido por numerosas e intrincadas piezas, muchas de las cuales se han podido encajar a costa de obviar la existencia de algunas otras cuya posición exacta no se puede asegurar. La razón de esta complejidad, aparentemente incomprensible, reside en los complejos procesos evolutivos en los que se ha visto involucrada la zona que en la actualidad ocupa el mar Mediterráneo, y que han ocasionado, entre otras cosas, la desaparición -por un proceso de subducción-, de antiguas áreas emergidas. Este hecho, entre muchos otros de carácter geodinámico, hace que resulte poco menos que imposible reconstruir la historia geológica del mar Mediterráneo al tener que apoyarse en teorías ciertamente atrevidas que justifiquen la discontinuidad de determinadas unida-

des o estructuras geológicas, sin existir evidencias claras que sopor- ten aquellas hipótesis.

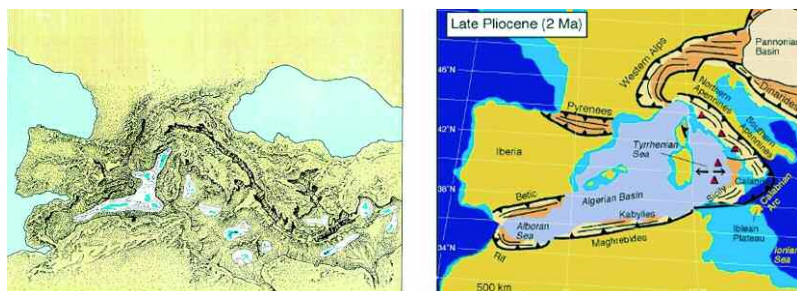


Figura 6. (Izquierda) Recreación de la situación en la que se encontraría la Cuenca Mediterránea en plena “Crisis de Salinidad Messiniense”. La situación más plausible para este momento de la evolución de la cuenca, dibujaría unos relieves aplacerados cubiertos por grandes cantidades de depósitos salinos que formarían extensas lagunas hipersalinas. Así, serían posible todas las migraciones de especies africanas a través de pasos continentales. (Derecha) Una vez superada la Crisis de Salinidad, volveríamos a encontrarnos una cuenca marina alimentada por el agua atlántica y con comunicación entre las dos sub-cuencas: oriental y occidental, a través del Estrecho de Sicilia. Una situación así se correspondería con el Plioceno Superior, momento en el cual se configuraría la fisiografía actual de la cuenca mediterránea.

Sin embargo, parece existir una opinión ampliamente aceptada por la comunidad científica, según la cual el mar Mediterráneo junto con los pequeños mares anejos (Caspio y Negro), son los herederos de aquel mar de Tethys que se formó hace unos 25 millones de años cuando la gran masa continental **Pangea II** se disgregó en dos supercontinentes, denominados **Laurasia** y **Gondwana**, originándose entre ambos un profundo surco que finalizó por construir la actual cuenca marina mediterránea.

Pero estos procesos evolutivos hay que contemplarlos en un contexto geodinámico amplio, denominado **Ciclo Alpino**, que ha durado los últimos 220 millones de años de la historia de la Tierra. Durante este tiempo, los fragmentos dispersos de **Pangea II** han ocasionado la apertura y la clausura de océanos y mares al colisionar repetida-

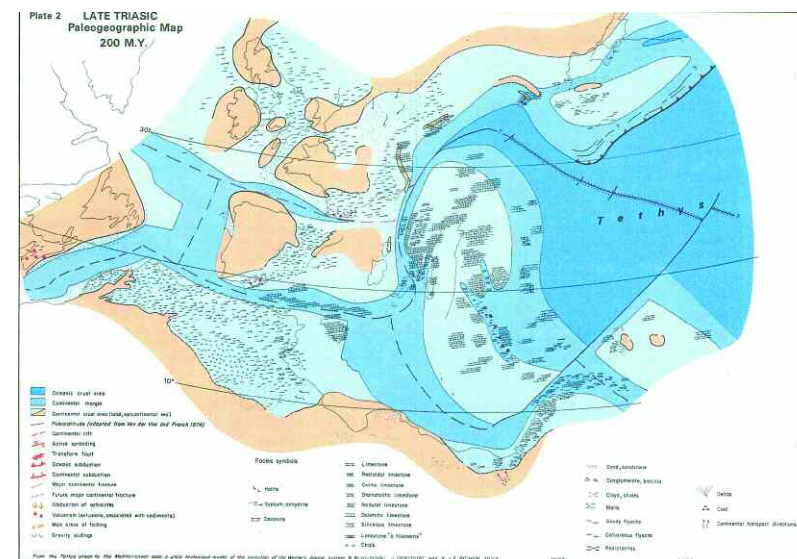


Figura 7. Recreación de la hipotética situación en la que se habría de encontrar la que actualmente es la cuenca mediterránea durante el Triásico, al inicio de la Orogénia Alpina. Las masas continentales se encontrarían dispersas y el profundo Tethys se situaría a levante del subcontinente ibérico.

mente unos con otros. Los bordes de colisión de los continentes que derivaban unos con respecto a los otros, han sufrido procesos de formación y reabsorción de diversas unidades geológicas, como una prueba más de la intensa actividad que ha venido dominando en la corteza terrestre.

La Cuenca Mediterránea no ha sido ajena a todos estos movimientos corticales, y en la actualidad sabemos que la cuenca oriental se formó en el Mesozoico Medio (Jurásico; hace unos 195 millones de años) y Superior (Cretácico; hace unos 140 millones de años aproximadamente), mientras que el Mediterráneo Occidental se formó durante la era Terciaria (final del Oligoceno e inicio del Mioceno; hace tan solo entre 20 y 10 millones de años) como un conjunto de cuencas abiertas a causa del desplazamiento de un mosaico de

microplacas. La colisión Europa y África produjo una compresión fortísima de la zona, lo cual originó la expulsión de ingentes cantidades de sedimento hacia el Golfo de Cádiz como consecuencia del levantamiento de las cordilleras béticas y rifeñas.

Estos inmensos depósitos sedimentarios, que posteriormente han sido recubiertos por sedimentos miocenos de elevado espesor, han sufrido inmensas deformaciones causadas por la plasticidad de los materiales subyacentes. En ello ha influido considerablemente la tectónica salina, ocasionada por el emplazamiento de extensos y abundantes diapiros, que ha tendido a levantar el fondo marino en determinadas direcciones preferentes (NE-SW, preferentemente).

Tras esta azarosa historia alpina se llega al periodo Mioceno (hace unos 22.5 millones de años), momento en el que pueden reconocerse los rasgos morfológicos básicos de la cuenca mediterránea. En éste periodo geológico, como ya se ha dicho, se originó un cierre temporal de las conexiones existentes con los océanos circundantes produciéndose la “crisis de salinidad”, caracterizada por la formación generalizada de un depósito de sedimentos constituido principalmente por evaporitas (unidades formadas por precipitación química bajo unas condiciones de fuerte evaporación).

La teoría de la desecación del mar Mediterráneo está bien documentada con los resultados de las perforaciones profundas que se han realizado hasta el día de hoy, así como por medio de los innumerables perfiles sísmicos que demuestran la extensión superficial que ocupan las capas de evaporitas. La idea fundamental es que la precipitación de evaporitas se originó por desecación y consiguiente evaporación completa de las grandes ensenadas totalmente cerradas y aisladas en las que se había convertido el mar Mediterráneo (como un inmenso Valle de la Muerte).

Cabe, sin embargo, preguntarse ¿cómo pudo suceder un aislamiento tal en el Mediterráneo? ¿qué episodios geoambientales tuvieron que suceder en aquella época para que se interrumpiera el flujo masivo de agua entrante por el Estrecho de Gibraltar? ¿es posible que el Estrecho de Gibraltar se pudiera cerrar súbitamente

impidiendo así la entrada de agua atlántica hacia el mar Mediterráneo?

IV. ¿Porqué se secó el Mar Mediterráneo?

Como puede verse, a tenor de lo dicho anteriormente, son muchas las incógnitas que cabe plantearse para las cuales todavía no hay respuestas muy convincentes, aunque sí teorías que puedan explicar algunos episodios particulares. Sin embargo existe una opinión generalizada en relación con el episodio que determinó la desecación y es, sin duda, el cierre del Estrecho de Gibraltar por causa de algún colapso generalizado en ambas orillas (avalanchas y elevación del substrato).

Para entender el proceso de desecación, por evaporación, de la cuenca marina, hay que contemplar al mar Mediterráneo como una cuenca de dilución con un volumen de agua próximo a los 3.7×10^6 km³. Esta inmensa cuenca pierde por evaporación cerca de 4.000 km³ de agua cada año, de los que únicamente el 10% se repone por aportaciones de los ríos que desembocan en éste mar. El resto del caudal que debe de ser repuesto para mantener el nivel medio de las aguas marinas, se incorpora desde el Océano Atlántico a través del Estrecho de Gibraltar. Si por cualquier causa, éste flujo continuo de agua atlántica se interrumpiera, entonces el mar Mediterráneo **se secaría en un lapso de tiempo próximo a los mil años.**

Sabemos que el cierre definitivo del Estrecho de Gibraltar, y la interrupción del flujo de agua entrante, pudo ocurrir aproximadamente hace unos 6.5 o 5 millones de años. Durante éste tiempo se depositaron, en algunos lugares del Mediterráneo, más de mil metros de espesor de sales —en total, cerca del 6% de la sal que había en todos los océanos del mundo—.

Hace, aproximadamente, unos cinco millones de años, el alto estructural que ocupaba lo que hoy en día conocemos con el Estrecho de Gibraltar, se desmontó a causa de las tensiones producidas por la fricción entre las placas africana e ibérica, y comenzó el proceso de rellenado, lento pero continuo, de la cuenca mediterránea.

nea con los aportes de agua procedentes del Océano Atlántico. En principio sería como una inmensa cascada de más de 1.000 metros de desnivel (unas 25 veces más alta que las Cataratas de Niágara, y con un caudal mil veces mayor) que fue aportando agua durante más de mil años hasta alcanzar el nivel que, más o menos, tenía antes de su desecación.

V. Los cambios climáticos cuaternarios y sus efectos sobre los cambios ambientales en el fondo marino, en el entorno al Estrecho de Gibraltar.

Podemos decir –aunque está sometido a continuas controversias–, que el periodo Cuaternario se inició hace cerca de dos millones de años (entre 1,8 y 2 m.a.), cuando el *Homo sapiens* aún no había hecho su aparición en el planeta. Por entonces la orilla mediterránea de la Península Ibérica estaba sufriendo un régimen compresivo que ha producido algunas fallas y ciertos levantamientos de sectores próximos a la costa, cosa que se puede percibir en algunas zonas del litoral donde se observan playas levantadas y basculadas (desde Huelva, pasando por Gibraltar y llegando hasta la costa de Almería). Se calcula que estos levantamientos pueden llegar a alcanzar valores próximos a los 15 metros durante los últimos 125.000 años cerca del Estrecho de Gibraltar, disminuyendo ligeramente hacia el Cabo de Gata e intercalándose pequeños sectores en donde se registra una suave subsidencia (Nerja-Adra).

A grandes rasgos, podemos asegurar que la morfología del litoral que ahora contemplamos es producto de la estabilización del paisaje alcanzado con posterioridad a la transgresión Flandriense, en un momento de óptimo climático generalizado en todo el planeta que ocurrió hace aproximadamente 6.800 a 6.000 años. Sabemos con una gran certeza que hace unos 18.000 años se produjo un cambio ambiental muy importante tras el último periodo glacial, originado por un calentamiento global muy brusco. Dicho cambio generó la fusión parcial de los casquetes polares y de los glaciares y hielos continentales. Este incremento de la masa hídrica acompañado de momentos de fuerte pluviosidad generó un ascenso progresivo del nivel marino. A este episodio se le conoce como **Transgresión Flandriense**.

Es cierto que éste ascenso del nivel marino no fue continuo sino que estuvo modulado por breves periodos de estabilización o incluso por un episodio frío, corto pero intenso, que se denomina **Younger Dryas** y que tuvo lugar entre los 10.500 y 10.000 años. Posteriormente se produjo la mencionada estabilización, hace ahora unos 6.000 años, que impuso las pautas de las geoformas que ahora contemplamos. Las pequeñas variaciones posteriores nos sitúan en un escenario en el que en una posición de alto nivel marino reconoceremos cuatro fases alternantes: Fase I Regresiva (entre 6.000 y 3.800 años); Fase II Transgresiva (entre 3.800 y 2.300 años); Fase III Regresiva (entre 2.300 años y 1.000 años); Fase IV Transgresiva (entre los 1.000 años y la actualidad).

La instalación definitiva del régimen dinámico es consecuencia de la estabilización del clima, y sabemos con absoluta certeza que las pequeñas oscilaciones climáticas han originado cambios sustanciales en la morfología del fondo del Golfo de Cádiz y del mar de Alborán, tan influenciado por el intercambio de masas de agua que se produce en el Estrecho de Gibraltar.

Tal y como hemos mencionado con anterioridad, los sedimentos superficiales del Golfo de Cádiz, así como de extensas zonas del mar Mediterráneo, están cargadas de **gases hidratos** (sólidos similares al hielo, también llamados *clathratos* –del latín *clatratus* que significa jaula–, que presentan en su interior moléculas de gas) y fluidos muy ricos en hidrocarburos que permanecen en un estado congelado muy cerca de la superficie. En consecuencia, resultan ser muy sensibles a los cambios ambientales que puedan sufrir las aguas mediterráneas profundas que circulan pegadas al fondo marino formando la **capa nefelóide** (puede llegar a tener un par de metros de espesor). Al ser más frías, densas y salinas, desequilibran el gas hidrato contenido en los sedimentos y facilita su expulsión hacia la columna de agua y posteriormente a la atmósfera. Esta expulsión de fluidos cargados en metano, rápida y continuada genera un ecosistema quimiosintético altamente productivo y tremendamente activo, compuesto fundamentalmente por bacterias que consumen el metano y lo descomponen por oxidación anaeróbica formando grandes chimeneas de carbonato cálcico y magnésico, a través del cual se

escapa el metano no consumido (<http://www.ma.ieo.es/deeper/>). Sabemos que el metano es el tercer gas invernadero presente en la atmósfera, y esta aportación natural se realiza en cantidades ingentes con el peligro que tiene saber que el metano contenido en el aire es 10 veces más efectivo que el dióxido de carbono para absorber la energía calorífica solar y así provocar el calentamiento de la atmósfera. El metano contenido en los hidratos es aproximadamente 3.000 veces superior al contenido en la atmósfera, con lo que es fácil imaginar el impacto que se produciría si se liberara semejante cantidad contenida en los sedimentos. Otro problema que presentan los sedimentos cargados en hidratos de gas es que son fácilmente deslizables y, por lo tanto, de gran inestabilidad. Las capas de gas actúan como superficies de despegue, facilitando el transporte de grandes masas de sedimento hacia la cuenca profunda por efecto gravitacional a lo largo de la pendiente del talud continental. Este fenómeno libera igualmente enormes cantidades de gas de manera dispersa.

Una de las estructuras que están empezando a ser mejor conocidas, gracias a los recientes descubrimientos en diversos lugares del mundo, son los denominados “volcanes de fango” (o también conos de barro, e incluso más acepciones aportadas por el ingenio de los investigadores españoles en su intento de traducir voces anglosajonas) similares a los que se presentan en la figura inferior izquierda (Volcán Ibérico, Golfo de Cádiz; figura tridimensional obtenida a través de una sonda multihaz EM 12) y que se originan por la expulsión de los fluidos cargados en gas a través de alguna pequeña fisura en el fondo marino. Estos volcanes resuspenden una gran cantidad de sedimento fangoso que va posteriormente precipitando a modo de “cascada” y que edifica el depósito con la característica morfología cónica. Muchos de estos volcanes de fango presentan abundantes concentraciones de chimeneas (como se ve en la fotografía de la derecha tomada en el volcán de fango Cornide, junto al Ibérico en el Golfo de Cádiz) que son vestigios de las expulsiones masivas ocurridas recientemente. Estas chimeneas parecen formarse en el interior de los sedimentos que constituyen el cono, posteriormente las fuertes corrientes del fondo remueven los fangos provocando la exhumación de las chimeneas que al ser grandes y pesadas

comienzan a quebrarse y a precipitarse sobre el fondo. De esta forma se originan estos pequeños paisajes submarinos dominados por construcciones cilíndricas de muy diversos tamaños y formas

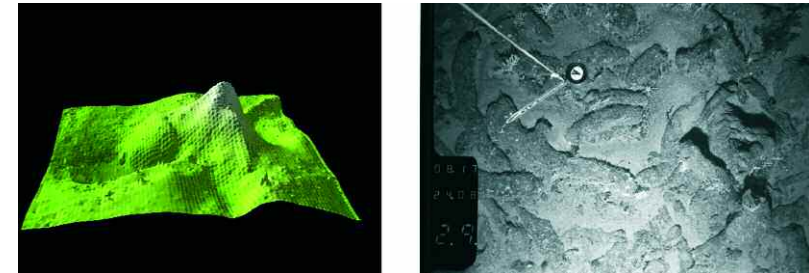


Figura 8. (Izquierda) Modelo digital 3D del volcán de fango Ibérico, localizado en el Golfo de Cádiz y que está bañado por las aguas mediterráneas profundas que circulan en la capa nefeloide, desestabilizando los hidratos y facilitando su escape hacia la superficie del fondo. Con ello se generan unos relieves de geometría cónica, ligeramente aplacerados, a través de los cuales se produce el escape de fluidos que resuspenden el fango para, posteriormente, volver a depositarlos alrededor de la zona de fuga. (Derecha) Fotografía tomada con una cámara analógica Benthos, a unos 1000 metros de profundidad, en la cumbre de otro volcán de fango llamado Cornide de Saavedra. El fondo está ocupado por un gran número de chimeneas y estructuras carbonatadas de forma tubular o tabular. El origen de estas concreciones carbonatadas se relaciona con el consumo del metano por parte de las archeas y bacterias que facilitan la precipitación del carbonato, en las variantes dolomita, ankerita y aragonito. (<http://tierra.rediris.es/pro/CYTMAR/TASYO/home.html>).

Estas emisiones frías de metano se producen en muchos lugares del fondo marino como consecuencia de la desestabilización de las capas de hidratos de gas. Es entonces cuando se inicia la reducción bacteriana de sulfatos y la oxidación anaeróbica del metano, con lo que se favorece la precipitación de carbonatos al amparo de un incremento de la alcalinidad que se localiza en el entorno mismo de la zona de precipitación. No podemos ocultar la evidencia de que la actividad bacteriana se convierte en un mecanismo regulador de la expulsión de metano a la atmósfera. Sabemos que, en la actualidad, la mayor parte del metano que se expulsa a través del fondo mari-

no, se consume in situ bajo la acción de las bacterias. Pero este fenómeno no ha sido siempre igual, todo lo contrario. Hubo momentos en los que las expulsiones de cantidades ingentes de metano tuvieron que alcanzar la atmósfera y ocasionar un efecto disparador de cambios ambientales. Este hecho se vería favorecido por los propios cambios en la posición del nivel marino, con lo que algunas zonas ricas en hidratos se verían sometidas a nuevas condiciones de presión y temperatura con lo que se iniciaría una fase de desestabilización y expulsión a la superficie del gas libre.

Resulta importante señalar que la precipitación del carbonato, evidenciado por las variadas formas que adquieren las concreciones resultantes (tubulares, tabulares, costras, etc...), pueden facilitar la formación de nódulos polimetálicos. Los nódulos polimetálicos han sido observados, mediante fotografías del fondo marino, en las inmediaciones a las zonas de expulsión de fluidos hidrocarburos, en zonas profundas del Golfo de Cádiz. En el año 2001, a bordo del B/O Cornide de Saavedra en la Campaña Anastasya 2001, se recogieron más de 500 nódulos polimetálicos con una draga de arrastre de fondo (González et al., 2007). Estas concreciones se forman en los cauces excavados por la corriente mediterránea profunda (Canal de Cádiz y Canal de Guadalquivir), al pie mismo de las vertientes de las dorsales diapíricas que sostienen algunos volcanes de fango, como es el caso de la Fila de Hormigas situada en el límite más distal del Canal de Cádiz.

Están constituidos por un núcleo central margoso, un material muy plástico del Miceno Inferior y Medio, rodeado por múltiples capas milimétricas de oxidróxidos de Fe y Mn. Los componentes minerales más frecuentes son: goetita, lepidocrocita, birnesita, pirolusita, y algunos filossilicatos. Tienen, al igual que las chimeneas carbonatadas, muy diversas formas: tabular, irregular, discoidal, subesférico, elipsoidal y cilíndrico. Tienen un abundancia elevada de hierro (39%) y moderado contenido de manganeso (5,8%).

Se ha propuesto una génesis mixta en la que intervienen procesos diagenéticos e hidrogénica para el crecimiento de los nódulos. Se podrían formar tanto en la superficie del fondo como bajo él, y esta-

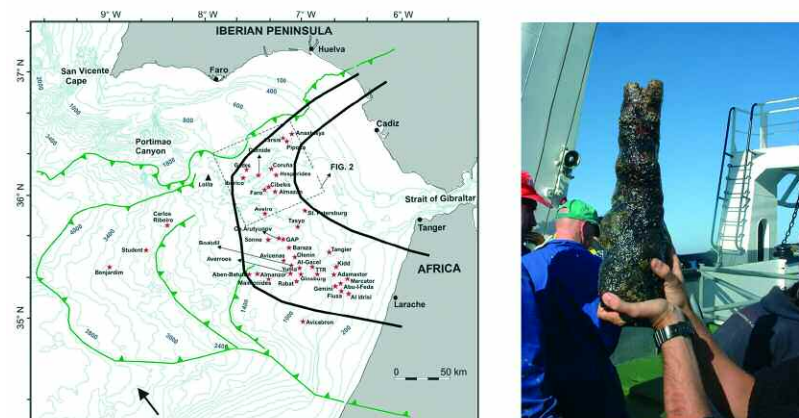


Figura 9. (Izquierda) Posición que ocupa, en forma de arco cóncavo hacia el Estrecho de Gibraltar, el conjunto de volcanes de fango que constituyen un inmenso campo de escapes de fluidos en el Golfo de Cádiz, cubriendo una amplia zona de los márgenes continentales ibérico y magrebí. (Derecha) Ejemplar de estructura carbonatada autigénica procedente del volcan Ibérico, recuperada en el año 200 a bordo del B/O Cornide de Saavedra.

rían muy vinculados a los procesos de enterramiento y exhumación que se alternarían como consecuencia de las activas corrientes profundas que dominan el fondo marino a lo largo del Canal de Cádiz. La presencia de hidrocarburos maduros en el interior de los nódulos, parece indicar que los procesos diagenéticos están relacionados con escapes de fluidos enriquecidos con los propios hidrocarburos, en los que participa la actividad microbiana por medio de la oxidación anaeróbica (González et al., 2007).

VI. Conclusiones.

Es sabido que el Estrecho de Gibraltar desempeña un importante papel en el intercambio de masas de agua entre las cuencas mediterránea y atlántica. Esta función de intercambio, que no siempre se ha realizado con el mismo caudal ni bajo el mismo nivel marino, ejerce una influencia determinante en el equilibrio geoambiental del fondo marino. Particularmente espectacular es el impacto que producen las aguas mediterráneas expulsadas a través del estrecho, que



Figura 10. (Izquierda) Fotografía submarina tomada con una cámara Benthos a unos 1100 metros de profundidad, en la que se observa un campo de nódulos descubierto en el Golfo de Cádiz y relacionado con la zona de expulsión de fluidos. (Centro) Muestra de nódulos extraída en el lugar donde se ha tomado la foto. Los nódulos se muestrearon con una draga de arrastre bentónico a bordo del B/O Cornide de Saavedra en el año 2001. (Derecha) Detalle de un nódulo polimetálico partido por la mitad en el que se aprecia el núcleo constituido por las margas azules del Mioceno y recubierto por sucesivas capas de metales (Díaz del Río, 2001).

siendo más calientes y densas que las masas de agua atlánticas, excavan auténticos cauces sobre el fondo del Golfo de Cádiz y erosionan sus depósitos sedimentarios. En su transcurrir desde el Estrecho de Gibraltar hacia el Cabo de San Vicente, van provocando la exhumación de las concreciones carbonatadas que se han formado en el interior de los sedimentos. De esta manera se van desmontando parte de las estructuras que generan los escapes de fluidos (montículos carbonatados, volcanes de fango, ...etc) que con tanta profusión se observan en los márgenes ibérico y magrebí. Los escapes se originan por la desestabilización de las capas de hidratos (principalmente metano), como consecuencia del desequilibrio térmico que

le infunde el agua mediterránea al circular por encima de los depósitos fuertemente cargados de gas. Estas expulsiones determinan una morfología característica del área circundante al estrecho y generan un cuadro ambiental un tanto peculiar.

Así pues, las diferentes etapas acontecidas durante el Cuaternario, han favorecido la expulsión de fluidos hidrocarburos del fondo marino. La posición de los campos preferentes de expulsión de fluidos ha ido variando con el paso del tiempo y con la situación relativa del nivel marino, de tal forma que para posiciones bajas del nivel del mar, los escapes se producirían en zonas que ahora están más profundas, mientras que para posiciones de alto nivel del mar, las expulsiones se ubicarían en zonas que actualmente están más someras. Queda pues evidenciado que el papel desempeñado por el Estrecho de Gibraltar no se reduce, simple y llanamente, al de un canal que permite el intercambio de masas de agua, si no que regula algunos mecanismos geoambientales que favorecen, o han favorecido, algunos cambios climáticos, regionales o globales.

BIBLIOGRAFÍA

Álvarez-Pérez, G., P. Busquets, B. De Mol, N. Sandoval, M. Canals y J. L. Casamor, 2005. Deep-water coral occurrences in the Strait of Gibraltar. Freiwald A., Roberts J.M. (eds), *Cold-water Corals and Ecosystems*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp: 207-221.

Díaz del Río, V., 2000. Informe de la Campaña de Geología Marina ANASTASYA 2000/09. *Instituto Español de Oceanografía* (sin publicar). Documento interno.

Díaz del Río, V., 2001. Informe de la Campaña de Geología Marina ANASTASYA 2001/09. *Instituto Español de Oceanografía* (sin publicar). Documento interno.

Esteras, M., J. Izquierdo, N. G. Sandoval y A. Mamad, 2000. Evolución morfológica y estratigráfica Plio-Cuaternaria del Umbral de Camarinal (Estrecho de Gibraltar) basada en sondeos marinos. *Rev. Soc. Geol. España*, vol.: 13 (3/4): 539-550.

González, F.J., Somoza, L., Lunar, R., Martínez-Frías, J., Martín Rubí, J.A., Torres, T., Ortiz, J.E. y Díaz del Río, V., 2007. Fe-Mn nodules associated with hydrocarbon sep: a new discovery in the Gulf of Cadiz (eastern central Atlantic). *Episodes*, Vol. 30 (3): 187-196.

Grupo de Trabajo Hérculas, 1988. Características morfológicas y geofísicas de la parte centro-oriental del Estrecho de Gibraltar. Monografías del Instituto Español de Oceanografía, Vol. 2: 46 pp y 5 mapas.

Hernández Molina, F. J., 1993. Dinámica sedimentaria y evolución durante el Pleistoceno terminal-Holoceno del margen noroccidental del Mar de Alborán. Modelo de Estratigrafía secuencial de muy alta resolución en plataformas continentales. *Tesis Doctoral*, Universidad de Granada, 618 pp.

IGN/SECEG, 1988. Mapa físico del Estrecho de Gibraltar, E. 1:100.000.

Maldonado, A., 1989. Evolución de las cuencas mediterráneas. En: *El Mediterráneo Occidental*. Edt: R. Margalef, Ediciones Omega, pp.: 18-61.

Merinero, R., 2008. Procesos mineralógicos y geoquímicos en chimeneas submarinas de carbonatos metanogénicos del Golfo de Cádiz: biogeomarcadores framboidales de sulfuros y oxidróxidos de hierro. *Tesis Doctoral*, Universidad Complutense de Madrid. Facultad de Ciencias Geológicas, 212 pp. + anexos.

Rosenbaun, G., Lister, G.S. y Duhoz, C., 2002. Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer*, vol. 8: 107-130.

Sandoval, N. G., J. L. Sanz y F. J. Izquierdo, 1996. Fisiografía y Geología del Umbral del Estrecho de Gibraltar. *Geogaceta*, vol.:20 (2): 343-346.

Sanz, J. L. y A. Maestro, 2005. El margen continental del Estrecho de Gibraltar. En: *Mapa Geomorfológico de España y del margen continental*. A. Martín Serrano (Edt.), IGME, pp.: 201-206.

Siddall *et al.*, 2003. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, vol: 423: 853-858.