



EL NEÓGENO DE LA CUENCA GUADALQUIVIR-CÁDIZ (SUR DE ESPAÑA)

The Neogene infill of the Guadalquivir-Cadiz Basin (South Spain)

W. Martínez del Olmo y D. Martín

Oil and Gas Capital. s.l. Ángel Muñoz ,3, 28043 Madrid
 wmartinez@oilandgascapital.com dmartin@oilandgascapital.com

Abstract: *The Alpine foreland of the Guadalquivir-Gulf of Cadiz basin contains 45 biogenic gas fields in Miocene sandy reservoirs. Their past and actual hydrocarbon exploration provided a very good hard data base that allow recognize its structure and their sedimentary infill. The Neogene deposits contain seven Depositional Sequences of 3rd order, whose description and special features make the main purpose of this work. The first three Depositional Sequences (Langhian-Serravallian) were sedimented in a restricted area located in the more internal segment of the basin, SW of the Gulf of Cadiz. The Tortonian Depositional Sequence begins with a TST event that greatly increases the marine area of the basin and their continuity, thickness and shallow marine facies cast doubt about the existence of the Northbetic Strait. Their following HST provided a very important deep water facies sedimentary volume that contains two systems of sandy turbidites with NE and NNW flow direction. The first one may be derived from six-seven main hiperpicnic flows, and the second one is a classic system from delta bottom set. The HST is coetaneous with the thick olisthostromes sliding from S-SE. The Tortonian-Messinian 1 Depositional Sequence starts with a new and modest sea level rise and their HST prograde from the NNW of the basin margin and suffers a major sedimentary condensation on the distal basin segments, however in shallower locations their TST and HST provided siliciclastic and thin limestone beds. The Messinian 2-Pliocene 1 Depositional Sequence means a paleogeographic revolution promoted from erosion and its correlative sediment transport induced by an important intra-Messinian sea level drop. The sea level fall promote a sedimentary bypassing and a highly developed system of sandy turbidites in the distal Gulf of Cadiz locations, that can be composed by Basin floor fan (Bff), Slope fan complex (Sfc) and the Prograding complex (Pc). The LST turbidite system is fossilized by the Pliocene sea level rise. The Pliocene 2 – Pleistocene Depositional Sequence is poorly represented by continental and marine facies, respectively located in the current terrestrial and marine segments of the basin.*

Key-words: *Miocene and Pliocene, Depositional Sequences, turbidite systems, Guadalquivir-Cadiz basin*

Resumen: *La cuenca miocena de antepaís alpino del Guadalquivir-Golfo de Cádiz contiene numerosos yacimientos de gas biogénico, motivo por el que muchos datos de sísmica y sondeo permiten reconocer tanto su estructura como las siete Secuencias de Depósito de tercer orden que contiene. Las tres primeras, Langhiense inferior a Serravalliense tienen un área de depósito restringida al Golfo de Cádiz. La Secuencia Tortonense se inicia con un evento transgresivo que incrementa enormemente el área marina de la cuenca. La extensión y continuidad de sus facies marino someras permiten dudar de la existencia del estrecho Norbético. Su cortejo sedimentario de alto nivel (HST) es coetáneo con el deslizamiento de olistostromas de procedencia S-SE y contiene dos sistemas de turbiditas arenosas: las de procedencia NE y las de procedencia N-NO. La Secuencia Tortonense-Messiniense 1 se inicia por un nuevo y modesto ascenso de nivel marino, prograda desde el NNO y es prácticamente pelicular en el eje de la cuenca. La Secuencia Messiniense 2-Plioceno 1 se inicia por un cortejo sedimentario de nivel bajo (LST) provocado por una importante caída del nivel marino que ocasionó drásticos cambios paleogeográficos: erosión, bypassing sedimentario y transporte de turbiditas arenosas hasta el Golfo de Cádiz. Este LST bien desarrollado finaliza con la transgresión pliocena que da paso a un HST de espesor considerable. La Secuencia Plioceno 2 -*

Pleistoceno está pobremente representada por sedimentos en facies continentales y marinas depositadas respectivamente en los actuales segmentos terrestre y marino de la cuenca.

Palabras clave: Neógeno, Secuencias Depositionales, sistemas turbidíticos. Cuenca Guadalquivir-Cádiz.

Martínez del Olmo, W. y Martín, D. (2016): El Neógeno de la Cuenca Guadalquivir-Cádiz (Sur de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 29(1): 35-58.

La cuenca Guadalquivir-Golfo de Cádiz se localiza entre el borde sur del Margen Sudibérico y los afloramientos del Subbético Olistostrómico que preceden en dirección sur a los alóctonos del propio Subbético; razones que llevan a definirla como la cuenca miocena, de tipo *foreland*, de la Cordillera Bética. En superficie es una cuenca de tipo trapezoidal de orientación SO-NE y a ella puede asignarse un área mínima de 25.000 km².

La cuenca Guadalquivir-Golfo de Cádiz atrajo muy pronto la atención de la exploración de hidrocarburos, ya que entre 1954 y 1960 se perforaron 22 sondeos exploratorios. La exploración volvió en una segunda fase iniciada en 1967 y se

completó con una tercera fase, más activa, que comenzó con el primer descubrimiento comercial en el sondeo Palancares-1 en el año 1985. Este interés exploratorio, que aún continúa, ha propiciado cerca de un centenar de sondeos exploratorios y más de 30.000 km de líneas sísmicas; conjunto de datos de subsuelo, en su mayor parte, de acceso libre, que unidos a las cartografías geológicas de la Serie MAGNA (1:50.000) y al Mapa Geológico de Andalucía (1:400.000) constituyen una importante base de datos de subsuelo y superficie (Fig. 1) que permiten una interpretación de su relleno sedimentario y de su estilo estructural.

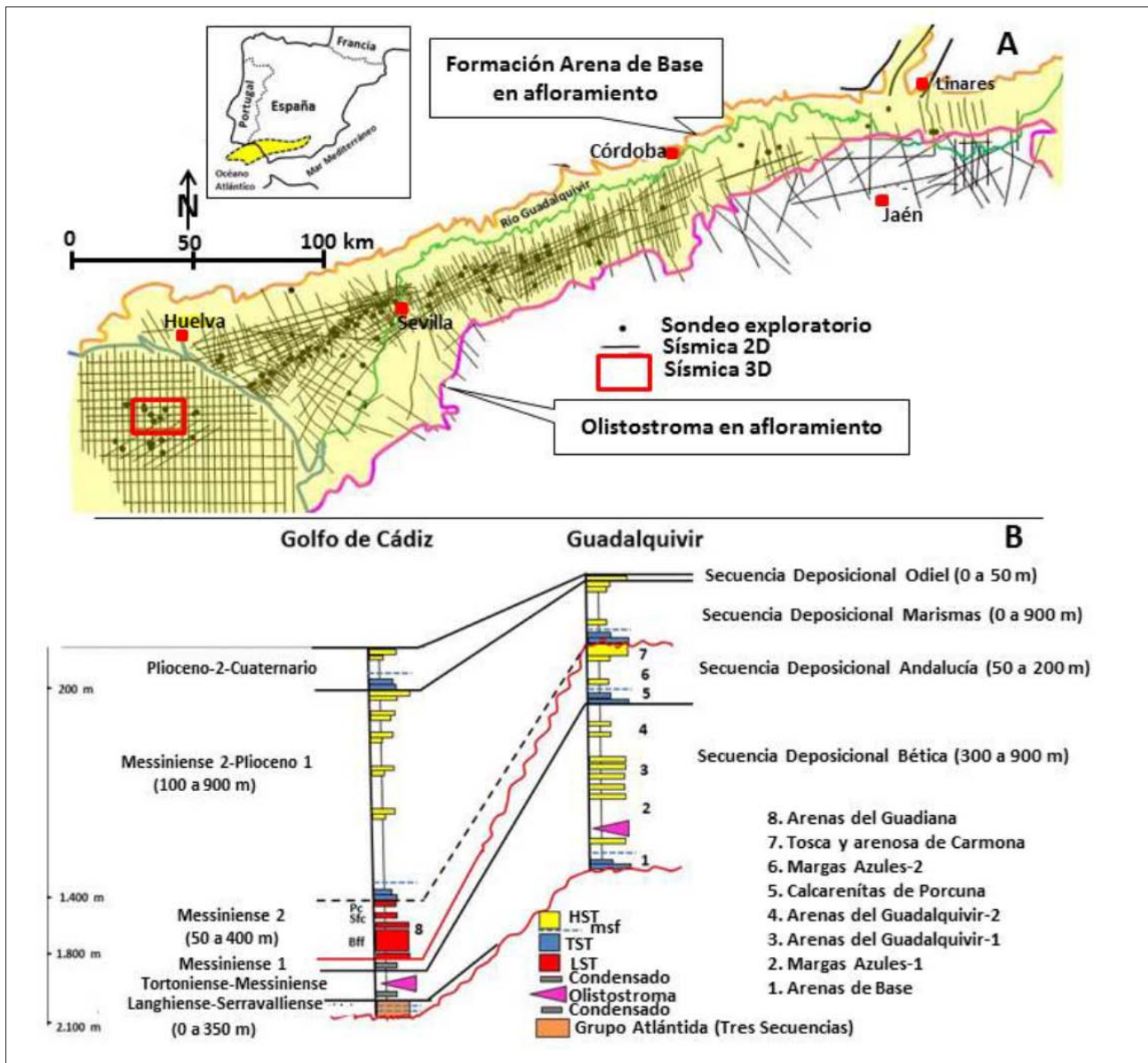


Fig. 1.- A) Base de datos de subsuelo. B) Secuencias deposicionales, cortejos sedimentarios y formaciones descritas en el texto en una correlación Golfo de Cádiz-Guadalquivir que resume la mayoría de los trabajos previos que usan la información de subsuelo procedente de líneas sísmicas y pozos.

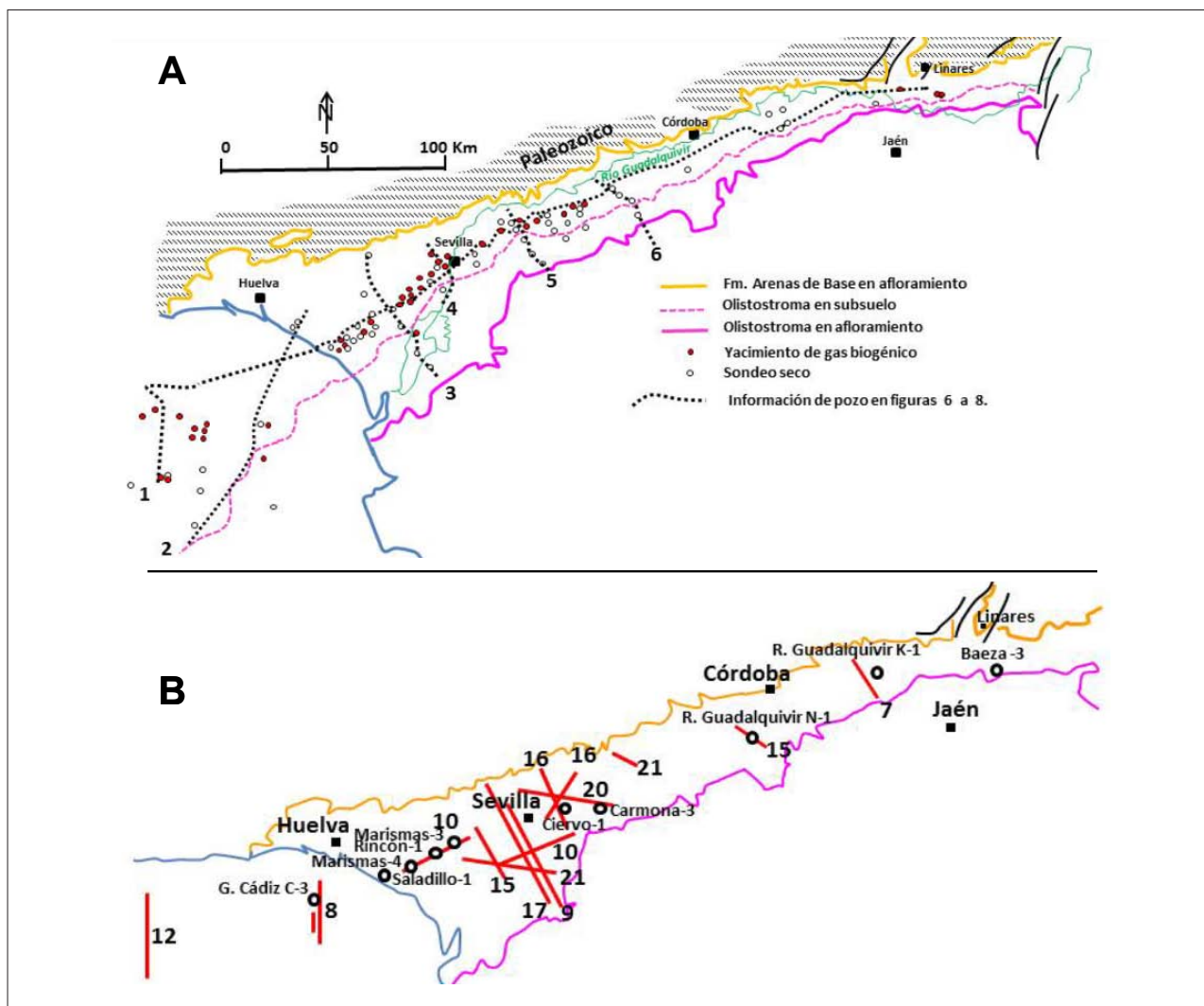


Fig. 2.- A) Localización de las transversales 1 a 6 de las figuras 4, 5 y 6 y de los diferentes sondeos considerados en este trabajo. Arriba se ha suprimido el nombre de los sondeos para clarificar la figura. B) Aproximación a la situación de los sondeos y líneas sísmicas mostradas en las figuras 7, 8, 9, 10, 12, 15, 16, 17, 20 y 21.

Con relación a esta base de datos es preciso advertir que los datos de subsuelo son muy dispares en su calidad, pues aquellos procedentes de una primera etapa exploratoria, una docena de sondeos, llevada a cabo entre los años 1954 y 1960 por la compañía ADARO, no poseen ni diagráfias de pozo, ni líneas sísmicas; pues toda la información disponible es una incompleta ficha de fin de pozo. Sin embargo, a partir del año 1967, los datos de sísmica y pozo han ido aumentando en calidad al tiempo que mejoraba la tecnología de adquisición-procesado sísmico y la de las diagráfias de pozo. Hasta donde conocemos, la última campaña de adquisición-procesado sísmico se ha concluido en el año 2015 y el último sondeo exploratorio en el año 2008, ambos localizados al N y NE de la ciudad de Sevilla.

Si esta extensa base de datos de subsuelo adolece de algo, sin duda que ello hay que referirlo a la escasa precisión de la información micropaleontológica procedente de los sondeos, dificultad que no deriva de la ausencia de intenciones de las compañías de exploración, sino de la difícil caracterización de las edades en sondeo por problemas tanto propios de la cuenca miocena, donde son abundantes los materiales re trabajados, y de los sondeos,

por caídas de las paredes del pozo durante la perforación, y de la falta de numerosos testigos convencionales que serían necesarios para alcanzar la precisión deseable. Esta indefinición es aún más importante cuando con frecuencia se están modificando los indicadores micropaleontológicos y la edad de los diferentes materiales miocenos que trataremos de describir; problema que afecta especialmente al Messiniense, tanto a su base como a la caída del nivel marino intra-Messiniense en una cuenca atlántica.

El área que pretendemos describir, la Cuenca Guadalquivir-Cádiz ha sido objeto de un considerable número de trabajos previos, pero ya sea por diferencias de criterios o por no incluir datos confidenciales para el tiempo en que fueron redactados, creemos que es posible completar esta dispersa información en un único documento que es el objeto de este trabajo.

Dado que las diagráfias de pozo y las líneas sísmicas permiten un buen control litológico y la identificación de los límites de las secuencias deposicionales, la práctica totalidad de los autores (Martínez del Olmo *et al.*, 1984, 1986, 1998; Suárez Alba *et al.*, 1986; Riaza y Martínez del Olmo, 1996; Ledesma, 2000) que basan su interpre-

tación en datos de subsuelo, dividen el relleno sedimentario del Neógeno de la cuenca en siete secuencias deposicionales de 3^{er} orden (Fig.1) que, desde los primeros trabajos, fueron llamadas Atlántida 1, Atlántida 2, Atlántida 3, Bética, Andalucía, Marismas y Odiel.

A diferencia de los anteriores, Ledesma (2000) propone que las dos formaciones turbidíticas de las secuencias Bética y Marismas, Formaciones Arenas del Guadalquivir y Arenas del Guadiana, sean de la misma edad, por lo que se suprimiría una de las siete secuencias deposicionales; propuesta que discutiremos cuando las describamos en detalle. De otra parte, cuando los datos de subsuelo no son utilizados (Sierra *et al.*, 1996), se atribuyen los cinco subsistemas turbidíticos progradantes de la Formación Arenas del Guadalquivir a seis clinoformas de progradación, literalmente llamadas “*depositional sequences*” que progradan desde las lomas de Úbeda, en el alto Guadalquivir, hasta el Golfo de Cádiz, lugar donde el más joven y oriental pertenecería a la Formación Arenas del Guadalquivir, y no a la Formación Arenas del Guadiana, tal y como, más tarde, propusieron Ledesma (2000) y Civis *et al.* (2004).

En notas previas, Martínez del Olmo *et al.* (1984) e IGME (1990) asignaban las Calcarenitas de Porcuna al afloramiento más oriental de la Formación Arenas del Guadalquivir. Una revisión de sondeos, líneas sísmicas y

la posición de sus afloramientos sobre el mapa geológico regional de la figura 3, nos permite rectificar, y atribuir las al cortejo sedimentario transgresivo (TST) de la Secuencia Andalucía. Del mismo modo es preciso advertir que Riaza y Martínez del Olmo (1996), a partir de muestras tomadas en la proximidad de los estribos del puente sobre el Río Guadalquivir, al sur de Baeza, que dieron edad Serravalliense, indicaron que la Secuencia Depositional Atlántida 3 afloraba en el Alto Guadalquivir. Una revisión de tal localización mostró que este Serravalliense está transportado con el Olistostroma, razón por la que no pertenece a una secuencia deposicional del autóctono de la cuenca.

Desde las cartografías de la Serie MAGNA (escala 1:50.000) y la información en profundidad proporcionada por los sondeos, las líneas sísmicas, y la ubicación de los afloramientos de las litologías más significativas y conocidas: Arenas del Margen norte (Formación Arenas de Base), Arenas de las lomas de Baeza y Úbeda (Formación Arenas del Guadalquivir), dos niveles diferentes de Margas Azules, Calcarenitas de Porcuna y Carmona, y Arenas de Gibralfón etc., puede construirse (Fig.3) un mapa geológico (Martínez del Olmo y Motis, 2012) que recoge la distribución de las secuencias deposicionales que afloran, completando con ella, la introducción a la Cuenca Guadalquivir-Cádiz.

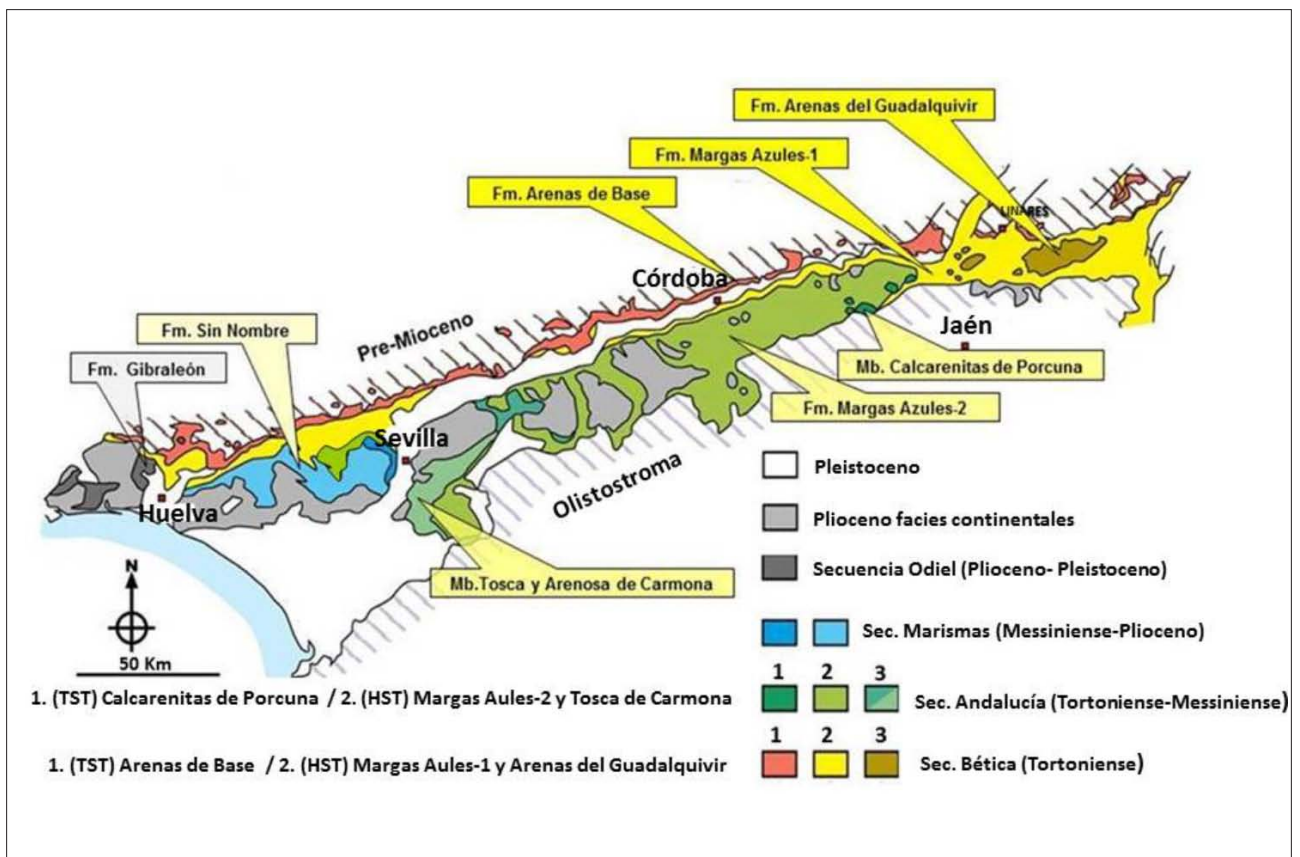


Fig. 3.- Mapa geológico del Guadalquivir en el que se diferencian las secuencias deposicionales y sus litologías más significativas (modificado de Martínez del Olmo y Motis, 2012).

Recientemente (García-García *et al.*, 2014) realizan un minucioso estudio de foraminíferos planctónicos en cuatro pequeños afloramientos (Iznatoraf, Sabiote, Baeza y Begijar) del segmento más oriental de la cuenca (provincia de Jaén) que asignan al Tortoniense y proponen sustanciales modificaciones a las interpretaciones previas que, dado su significado regional, las comentaremos en el apartado de discusión.

Los datos de subsuelo: sondeos y líneas sísmicas

Aunque son muchos los datos de sondeo y sísmica que pueden ser utilizados, se ha realizado una selección de los mismos (Figs. 4, 5, 6, 7, 8, 9 y 10) que tratan tanto de su localización regional en las seis transversales SO-NE y NO-SE representadas, como de la expresión sísmica

de los conjuntos litológicos más significativos del Golfo de Cádiz y del Guadalquivir. En estas figuras, queda claramente representada la secuencia sedimentaria y la estructura de la Cuenca Guadalquivir-Cádiz.

En las figuras 4, 5 y 6, se recoge tanto el espesor y número de las secuencias deposicionales neógenas cortadas por los sondeos como las litologías que contienen en sus diferentes cortejos sedimentarios. También incluyen la edad del substrato Mioceno y los niveles o intervalos que propiciaron un yacimiento de gas, que aunque no están todos, actualizan y completan el trabajo de Martínez del Olmo y Mallo-García (2001). La transversal 1 de dirección SO-NE de la figura 4 es el soporte geológico de la figura 7, que completa la atribución a la Secuencia Depositional Andalucía de las Calcarentas de Porcuna, comentada en líneas precedentes.

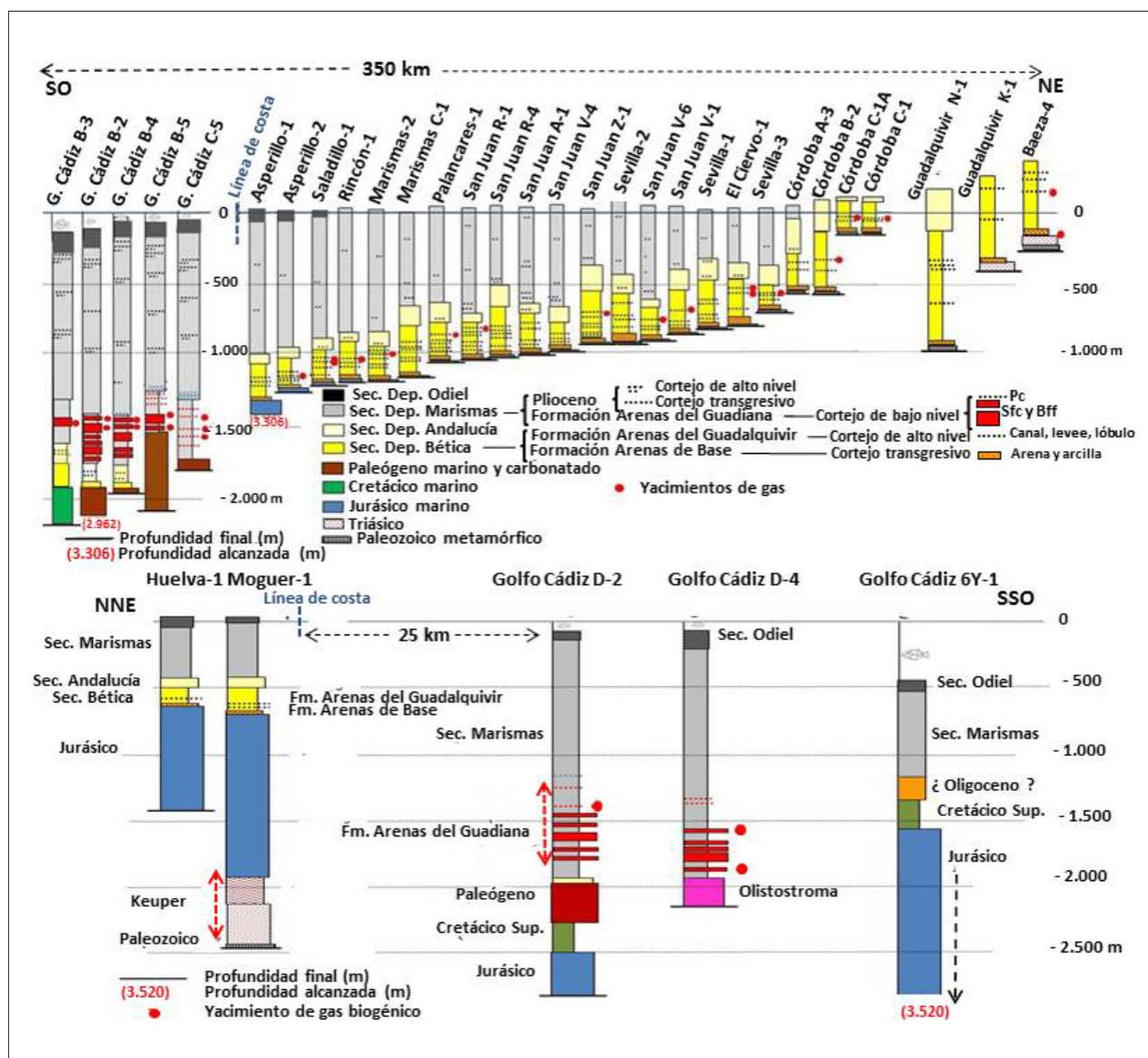


Fig. 4.- Transversales 1 y 2 de la figura 2.

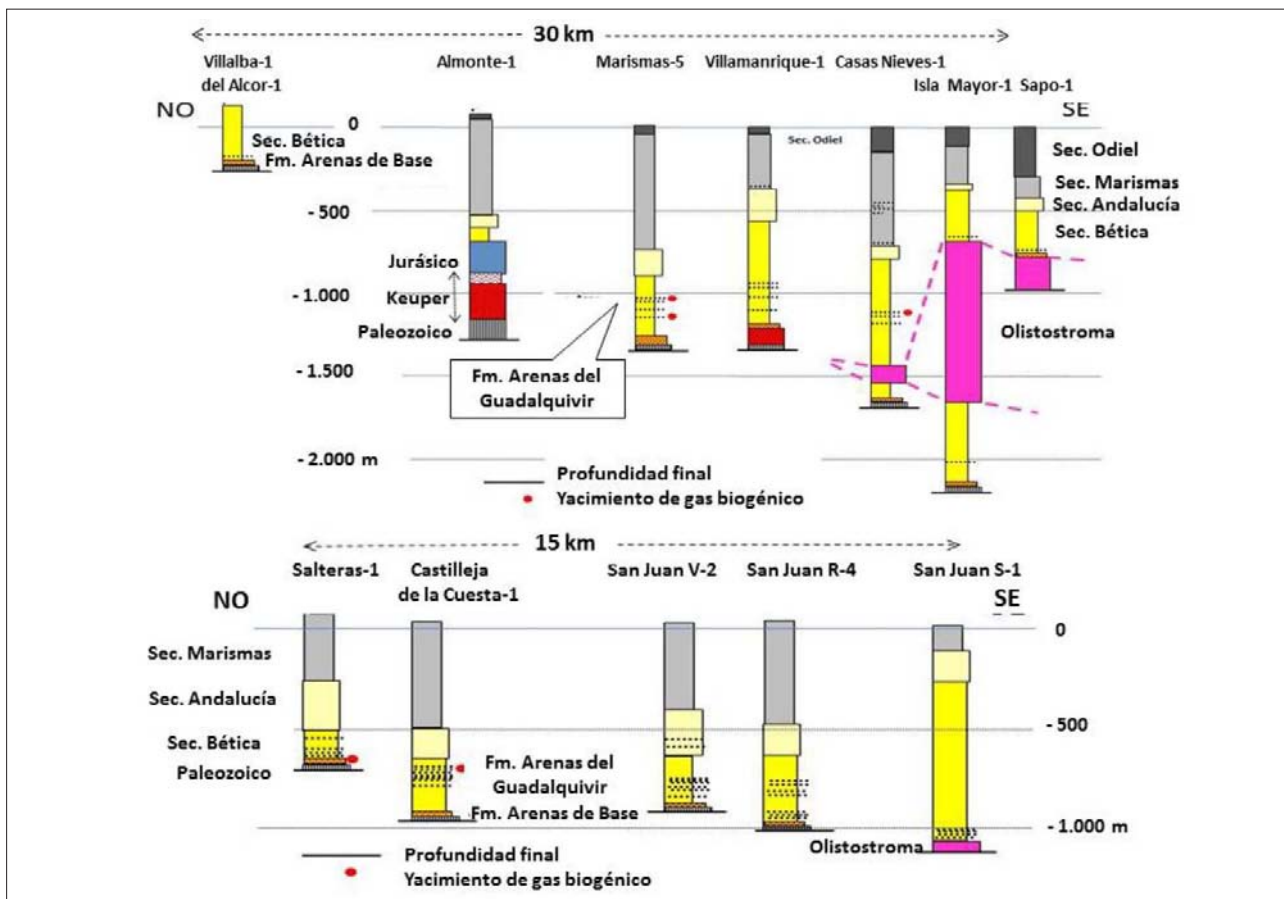


Fig. 5.- Transversales 3 y 4 de la figura 2.

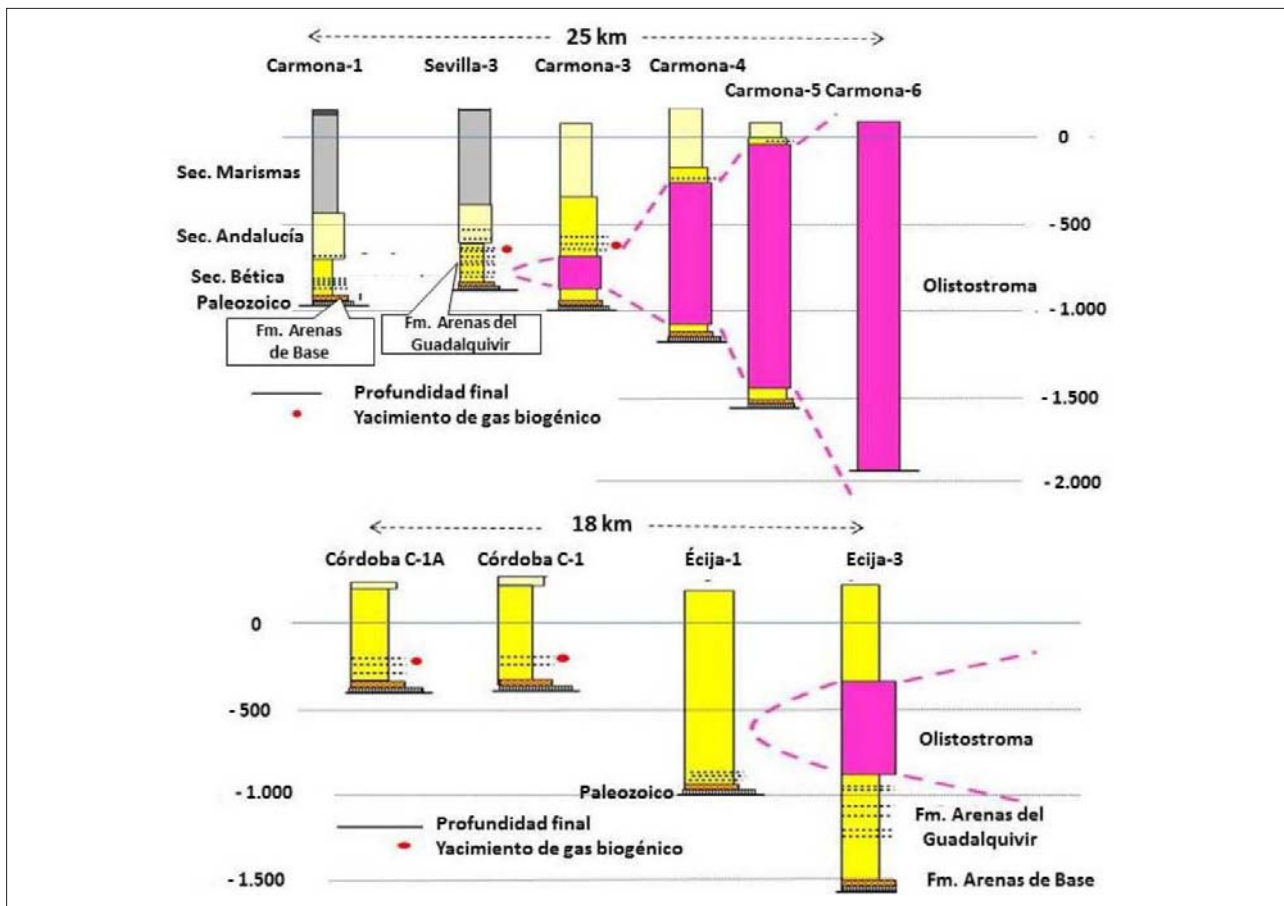


Fig. 6.- Transversales 5 y 6 de la figura 2.

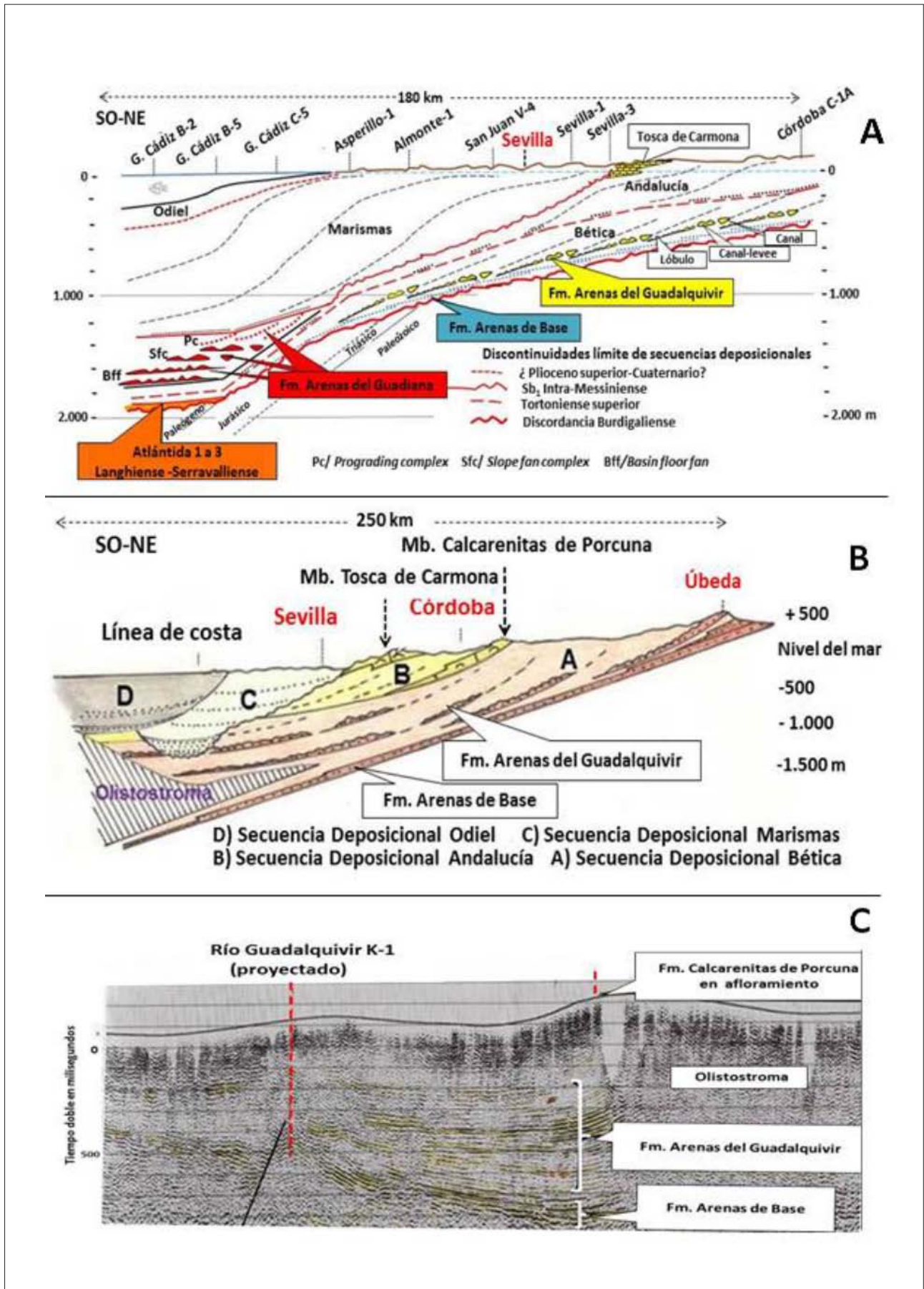


Fig. 6.- A y B) Esquemas sedimentarios SO-NE de la cuenca Guadalquivir-Cádiz deducidos de las transversales de la figura 4 y las líneas sísmicas . C) Línea sísmica NO-SE mostrando el intervalo sedimentario (350-400m) que separa las Calcarenitias de Porcuna de la Formación Arenas del Guadalquivir (localización de esta línea en la figura 2).

Del conjunto de figuras conviene comentar lo siguiente:

- 1) Que el Grupo Atlántida ha sido únicamente reconocido en los sondeos del Golfo de Cádiz.
- 2) Que las turbiditas arenosas se concentran en las Secuencias Depositionales Bética y Marismas (Formaciones Arenas del Guadalquivir y Arenas del Guadiana) respectivamente incluidas en cortejos sedimentarios de alto y bajo nivel (HST y LST).
- 3) Que las secuencias deposicionales Bética y Andalucía sufren una condensación sedimentaria en el Golfo de Cádiz, lugar donde, muy al contrario, la Secuencia Marismas se depositó con toda su riqueza de facies y espesor.
- 4) Que el Olistostroma Subbético alcanza espesores mayores a los 2.000 metros y que la pantalla sísmica que

representa impide conocer la extensión hacia el sur y la profundidad total alcanzada por la cuenca de antepaís de la Cordillera, tanto en el Serravaliense como en el Tortoniense.

- 5) Que las transversales NO-SE muestran un gradiente de pendiente estructural muy superior al de dirección SO-NE, y que esta estructuración es, sin duda, muy tardía.

La expresión sísmica de las secuencias deposicionales en el Golfo de Cádiz se recoge en la figura 8, con localización en la figura 2. En ella se han sobreimpuesto las principales agrupaciones de facies del LST de la Secuencia Marismas: abanico de fondo (Bff) talud canalizado (Sfc) y complejo progradante (Pc) siguiendo las nomenclaturas usadas en Mitchum *et al.*, (1985 y 977) y Vail (1987a y 1987b).

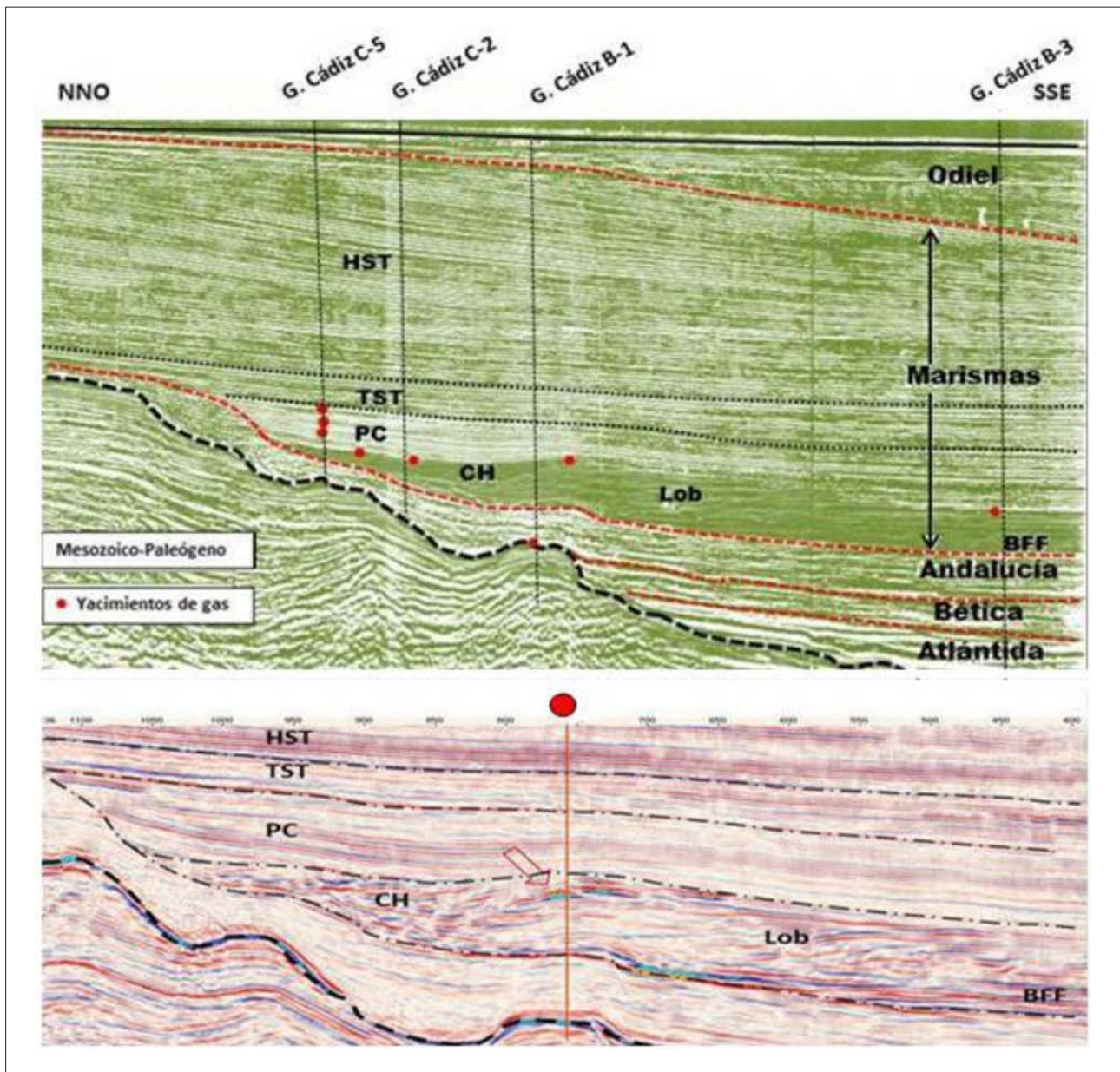


Fig. 8.- Arriba, línea sísmica en el Golfo de Cádiz (los sondeos C-5 y B-3 están proyectados) mostrando las secuencias deposicionales y el *onlap* de Atlántida, Bética y Andalucía que fosiliza la discordancia erosiva y angular atribuida al Burdigaliense. (HST y TST: cortejos de nivel alto y transgresivo; PC: complejo progradante; CH: complejo canalizado; Lob: lóbulos; BFF: abanico de fondo. Abajo, detalle del cortejo de nivel bajo (LST) de la Secuencia Depositional Marismas que conforma la Formación Arenas del Guadiana desde línea sísmica en 3D. La flecha roja señala un yacimiento de gas (localización en la figura 2).

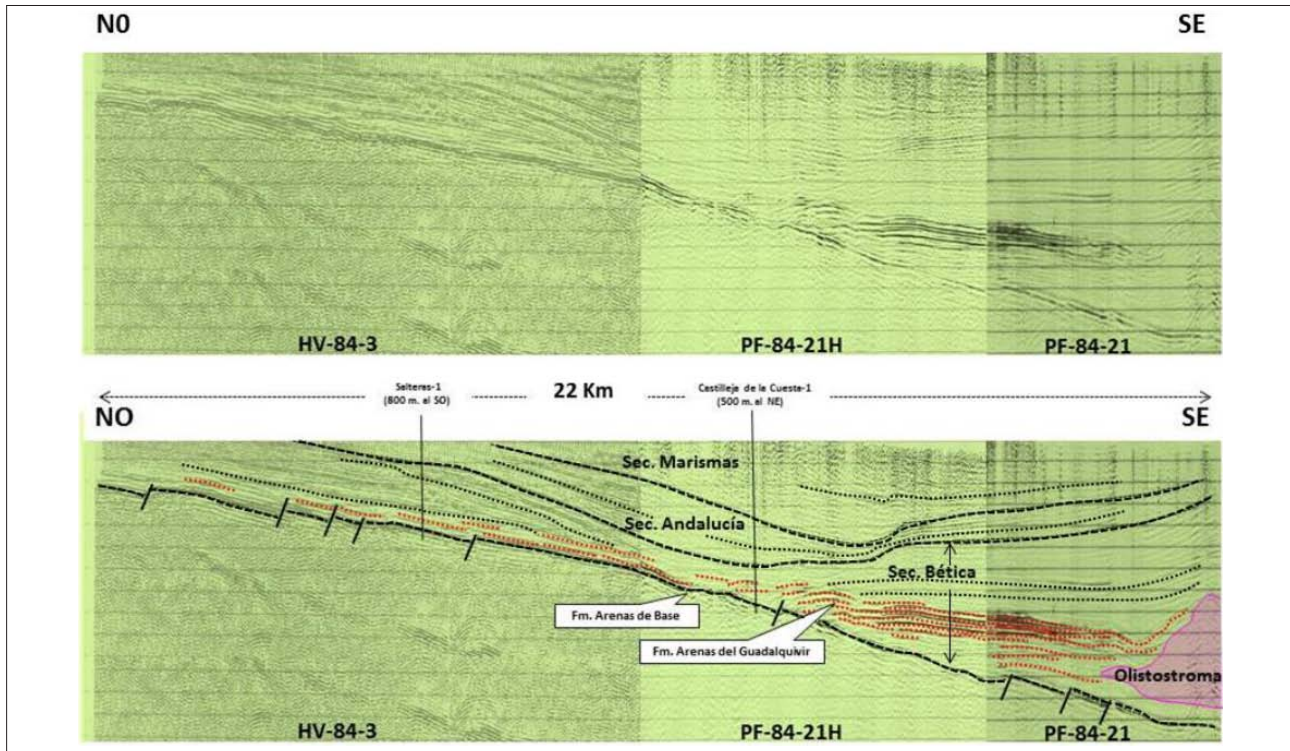


Fig. 9.- Línea sísmica margen-cuenca (NO-SE) en la proximidad de Sevilla (localización en la figura 2).

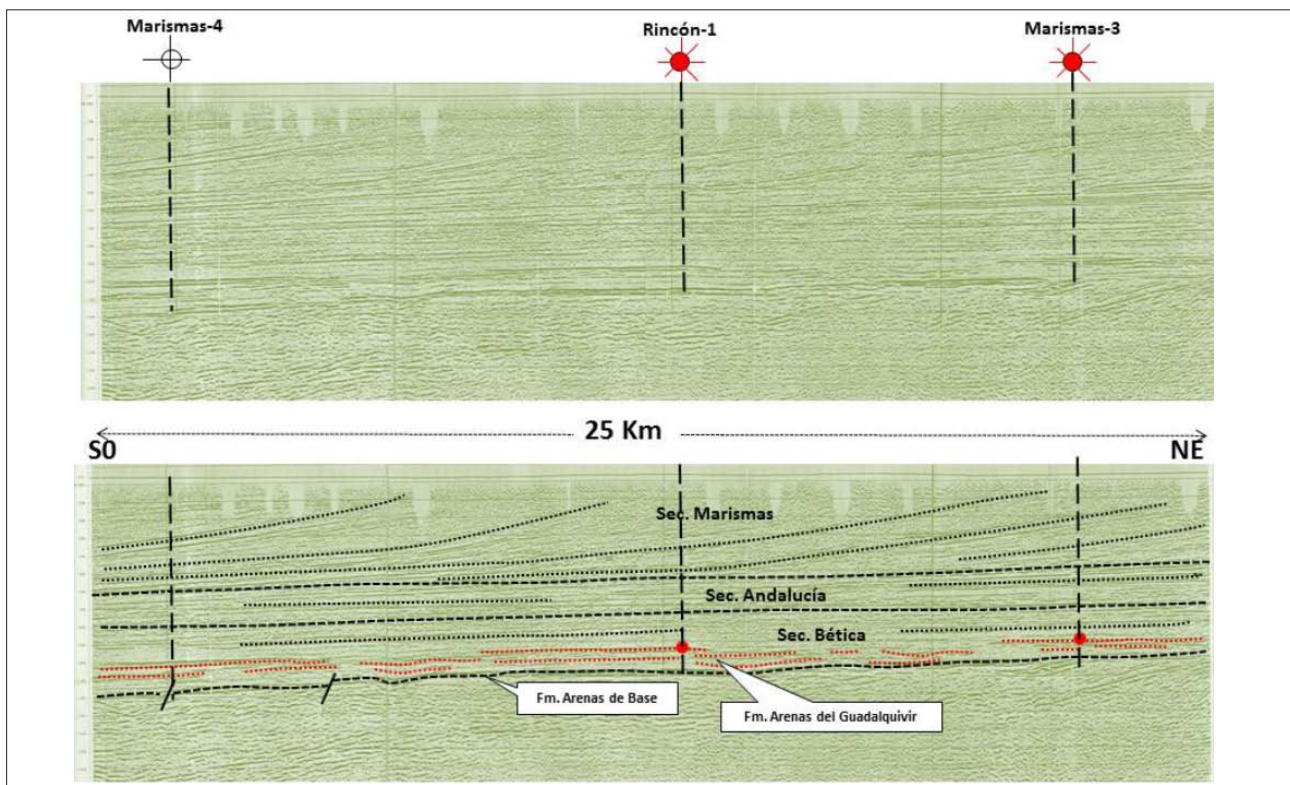


Fig. 10.- Línea sísmica paralela a la cuenca (SO-NE) al S-SO de Sevilla (localización en la figura 2).

La figura 9 es una imagen sísmica, que corresponde a un perfil situado al oeste de la ciudad de Sevilla y de dirección NO-SE y coincidente con la transversal 4 de la figura 5. Ella enseña la diferenciación de las Secuencias Deposicionales Bética, Andalucía y Marismas. Esta composición de tres pequeñas líneas sísmicas muestra como en la Formación Arenas del Guadalquivir pueden diferenciarse dos sistemas: uno de bot-

tom set deltaico que prograda desde el NO, que luego analizaremos con más detalle, y otro, mejor conocido, que lo hace desde el NE y es sub-paralelo al Río Guadalquivir durante más de 180 km. También puede observarse como el Olistostroma es sin-sedimentario con la Secuencia Deposicional Bética y, ya sea por el final de su emplazamiento o por su movilidad post-deslizamiento, llega a de formar los sets arenosos más jóvenes.

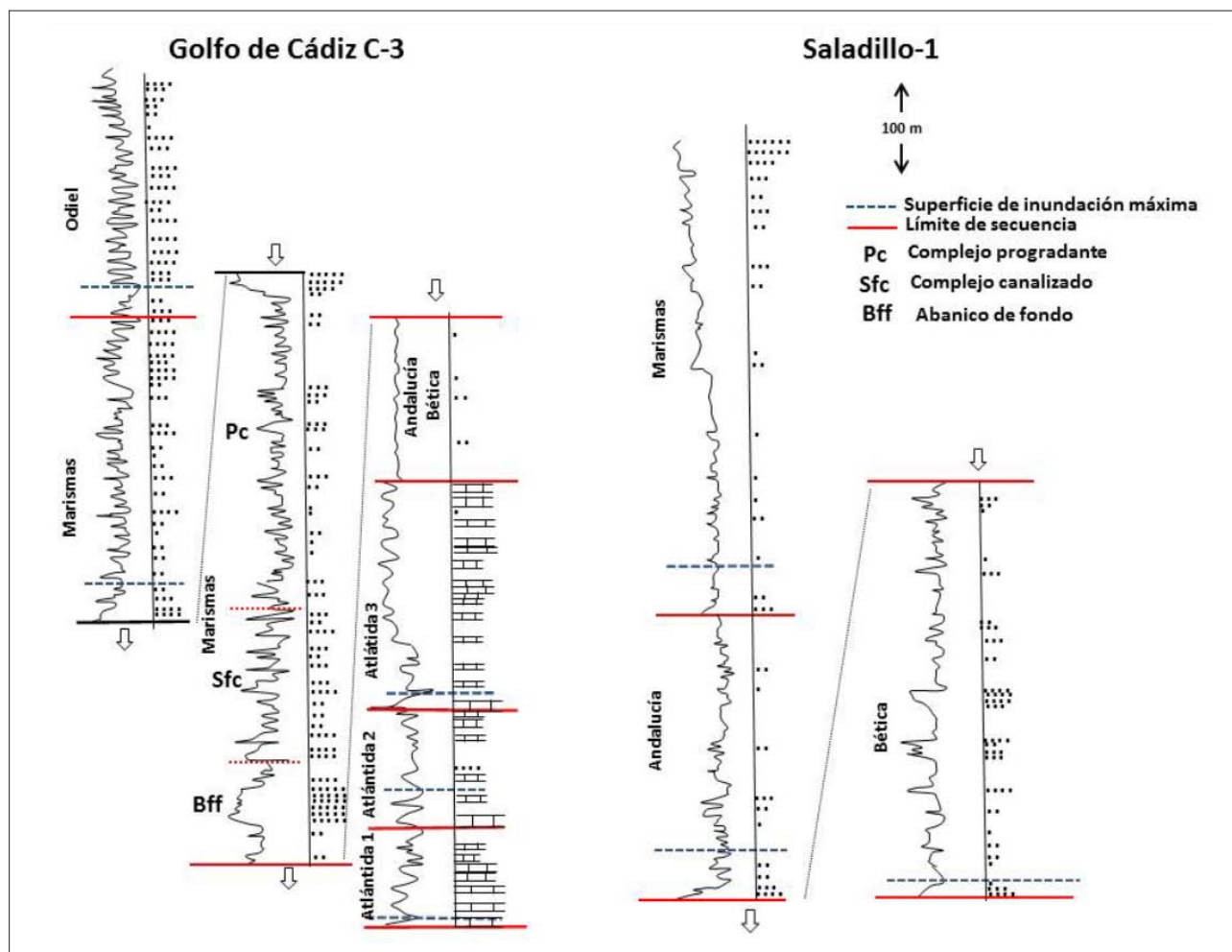


Fig. 11.- Expresión desde un perfil Gamma ray (GR) de las Secuencias Depositionales de dos sondeos representativos del segmento suroccidental de la cuenca Guadalquivir - Cádiz. La correlación muestra las diferencias de espesor y contenido arenoso de las Formaciones Arenas del Guadalquivir (Bética) y Arenas del Guadiana (Marismas). Las líneas a puntos representan capas arenosas o limolíticas que indican el ritmo sedimentario, positivo o negativo.

Una línea sísmica de dirección SO-NE, situada al suroeste de Sevilla y coincidente con el eje de la cuenca (Fig. 10), que se corresponde con un tramo de la transversal 1 de la figura 2, vuelve a mostrar las discontinuidades estratigráficas que limitan las secuencias deposicionales, así como la configuración de tipo *downlap* de la base de la Secuencia Depositional Marismas.

Por otro lado a partir de los perfiles de rayos gamma, suavizado por razones de escala mostrados en la figura 11, se establece la correlación estratigráfica de dos sondeos representativos de la cuenca Guadalquivir-Cádiz, uno en el golfo de Cádiz y otro en el Bajo Guadalquivir (ver su situación en la figura 2). En esta figura 11 debe tenerse presente que, aunque los niveles arenosos están representados mediante puntos, para de esta forma mostrar el ritmo creciente o decreciente de las secuencias genéticas que conforman los cortejos sedimentarios, con excepción de las formaciones Arenas del Guadalquivir y Arenas del Guadiana, los paquetes con arenas limpias de arcilla y con alta porosidad son realmente escasos. De estas tres últimas figuras puede extraerse que:

1) Dada la escasa deformación de la cuenca y la ausencia de sondeos desviados, los espesores registrados por los sondeos son muy próximos a los reales.

2) En las modernas líneas sísmicas no existe problema alguno para identificar tanto los límites de las secuencias deposicionales, como los principales intervalos litológicos que contienen, lo que motiva que sea posible y relativamente sencillo, constatar sus espesores, sus direcciones de aporte sedimentario y la arquitectura regional del conjunto de las secuencias deposicionales.

3) Las enormes diferencias litológicas en cuanto a espesores, contenido en arena, organización en vertical etc., que albergan las formaciones Arenas del Guadalquivir (HST) y Arenas del Guadiana (LST).

Secuencias deposicionales Atlántida 1 a 3 (Langhiense-Serravalliense)

El llamado Grupo Atlántida, que puede alcanzar los 300-350 metros de espesor, solo está presente como autóctono en el S-SO del Golfo de Cádiz y dada su reducida área de sedimentación sólo ha sido reconocido por seis sondeos exploratorios. Desde las líneas sísmicas (Fig. 8) sus materiales conforman un *onlap* que fosiliza una discordancia erosiva y angular que es atribuida al Burdigaliense porque da paso a

un substrato deformado, con edades muy diversas bajo ella: Jurásico, Cretácico, Paleoceno y Oligoceno.

A la luz de las diagrfias de pozo (Fig. 11) y de los análisis micropaleontológicos el Grupo Atlántida se interpreta conformado por tres secuencias deposicionales con edades posiblemente comprendidas entre el Langhiense, quizás inferior, y el Serravalliense (zonas de *Globorotalia Glomerata*, *Globorotalia Fohsi* y *Globorotalia Siakensis*). Sus litologías son eminentemente carbonatadas y mixtas, con intervalos arcillosos y algunos bancos finos de naturaleza arenosa o limolítica, litologías que nos llevan a interpretarlas como pertenecientes a facies de plataforma, posiblemente interna.

No puede dudarse de que el Grupo Atlántida, autóctono, no incorporado al Olistostroma, es el testigo del primer Neógeno marino en la cuenca de antepaís, pero sus facies de plataforma y su escasa progresión hacia el NNE nos lleva a enunciar tres preguntas que, para nosotros, tienen difícil respuesta:

- 1) ¿Los ascensos de nivel marino que inician las tres secuencias deposicionales fueron de magnitud muy moderada y de ahí la ausencia de sus registros sedimentarios en la práctica totalidad de la cuenca Guadalquivir-Cádiz?
- 2) ¿El antepaís aún no había establecido más que un incipiente surco en su extremidad más suroccidental, posibilidad que pone en duda el Estrecho Nortbético (Sanz de Galdeano y Vera, 1991; Civis *et al.*, 2004; Martín *et al.*, 2009, 2014)?
- 3) ¿La comunicación Atlántico-Mediterráneo existía, pero

no como estrecho, sino como una amplia plataforma a considerable distancia del Margen Sudibérico, y su registro sedimentario ha sido erosionado en la práctica totalidad del margen centro y norte de la cuenca Guadalquivir-Cádiz?

Secuencia Depositional Bética (Tortoniense-Messiniense)

Esta Secuencia está condensada en el Golfo de Cádiz, motivo por el que puede interpretarse que esa paleogeografía era excesivamente distal para su área de depósito. Por el contrario, alcanza su mayor expresividad en el Guadalquivir (Figs. 1, 4, 5 y 6) donde regionalmente mantiene espesores de 400-500 metros, y localmente, Alto Guadalquivir, puede superar los 600 metros. De hecho, la Secuencia Depositional Bética (zonas de *Globorotalia Menardii* y *Globorotalia Acostaensis*) ocupa el mayor volumen sedimentario de la actual cuenca de antepaís, especialmente si en ella se incluye el Olistostroma. Sus materiales han sido reconocidos en más de 70 sondeos exploratorios. Cinco hechos son distintivos de ella:

- 1) No se le atribuye un LST, aunque es posible que este exista en el surco sedimentario de dirección NO-SE que albergan las aguas profundas del Algarve, donde algunas líneas sísmicas (Antich *et al.*, 2005) muestran notables surcos sedimentarios, de más de 2.000 metros de espesor, bajo la discontinuidad sedimentaria intra-Messiniense y sobre el Olistostroma (Fig. 12), motivo por el que estos depocentros son atribuidos a la Secuencia Bética.

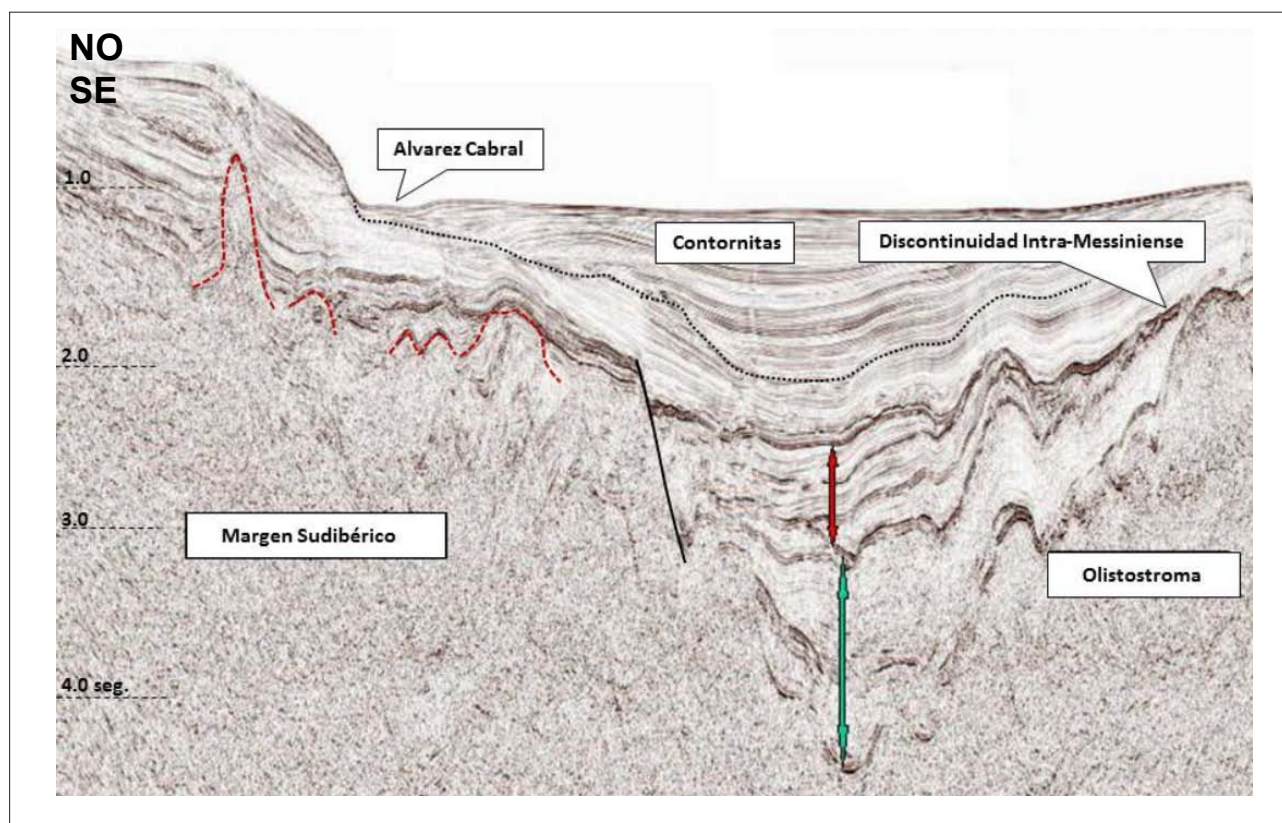


Fig. 12.- Línea sísmica en las aguas profundas del Algarve mostrando un depocentro pre-Messiniense y post-Olistostroma que aunque no ha sido investigado por sondeo, por su posición, es atribuido a la Secuencia Bética (flecha verde, posible LST). Trazos en rojo, diapiros del Triásico autóctono.

- 2) Es sin-sedimentaria con el deslizamiento del Olistostroma, cuyo espesor puede, según las líneas sísmicas, superar los 3.000 metros (Fig. 6).
- 3) Se inicia por un episodio transgresivo (Formación Arenas de Base) que en la práctica totalidad del Guadalquivir (Figs. 4, 5 y 6) recubre un Paleozoico metamórfico.
- 4) Contiene los dos sistemas turbidíticos que conforman la Formación Arenas del Guadalquivir, y que han constituido el objetivo exploratorio principal de la cuenca.
- 5) Salvo en sus niveles basales, no está cortada por las fallas extensionales que hunden tanto al norte, más frecuentes, como al sur (Fig. 9) que aun siendo de pequeño salto, constituyen el único sistema de fracturación visible en la cuenca.

El Cortejo Transgresivo (Formación Arenas de Base)

El cortejo transgresivo de la Secuencia Depositional Bética (TST) se corresponde con una formación eminentemente arenosa con fragmentos de conchas, a veces con conglomerados basales, y en determinados afloramientos y sondeos, con delgados niveles de calizas, conjunto que tapiza la totalidad de la cuenca del Guadalquivir. En el área del Golfo de Cádiz, la Formación Arena de Base es muy delgada y arcillosa, motivo por el que puede interpretarse que este área de depósito se correspondía con un segmento distal, quizás profundo, o que al igual que toda la Secuencia Depositional Bética, allí sufre una condensación sedimentaria (Fig. 1) que se resuelve en la ausencia de almacenes de interés exploratorio, razón por la que allí no ha sido bien caracterizada.

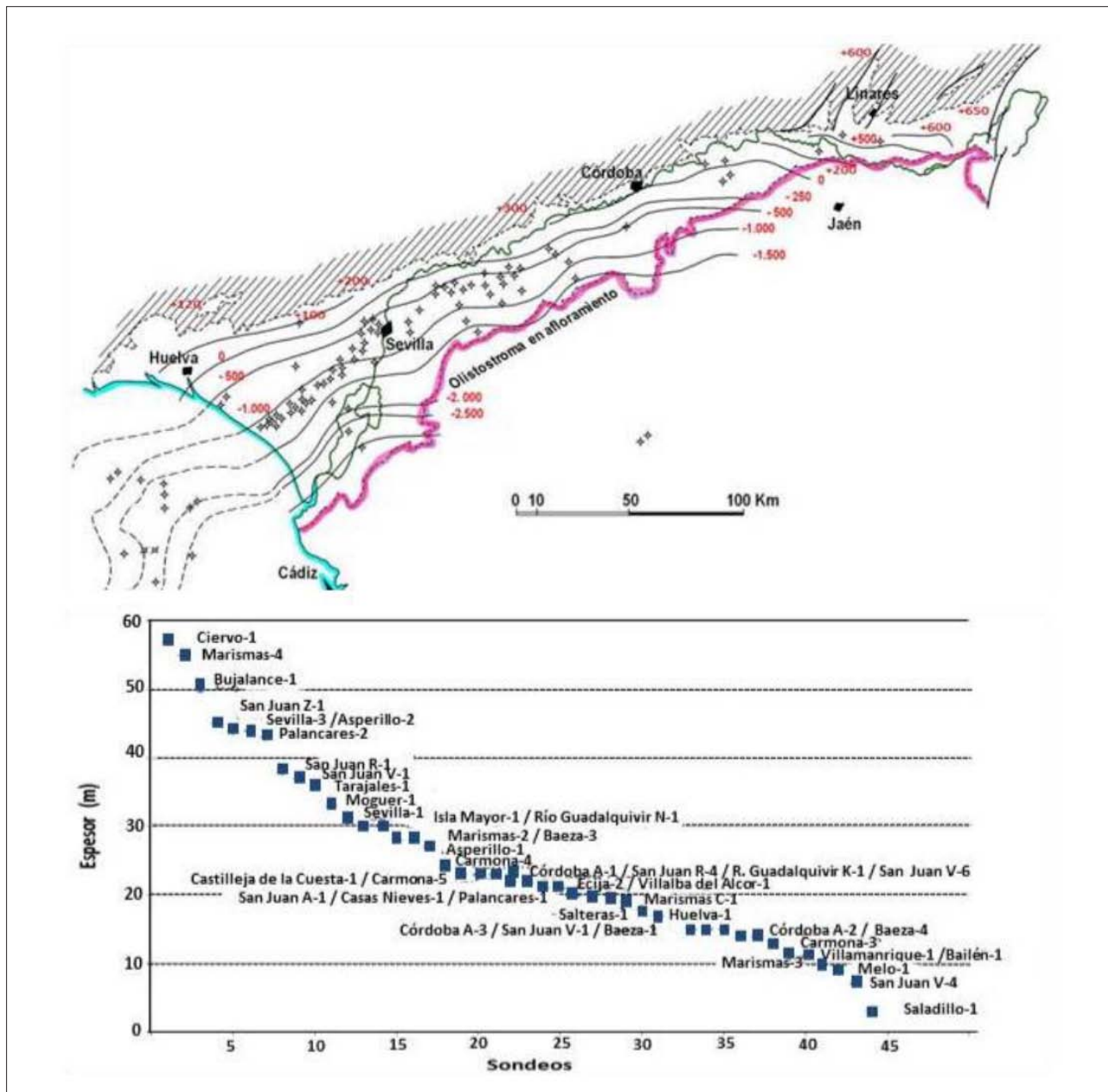


Fig. 13.- Aproximación a las isobatas de la Fm. Arenas de Base (m. n. mar) y a los espesores de la misma en numerosos sondeos del Guadalquivir.

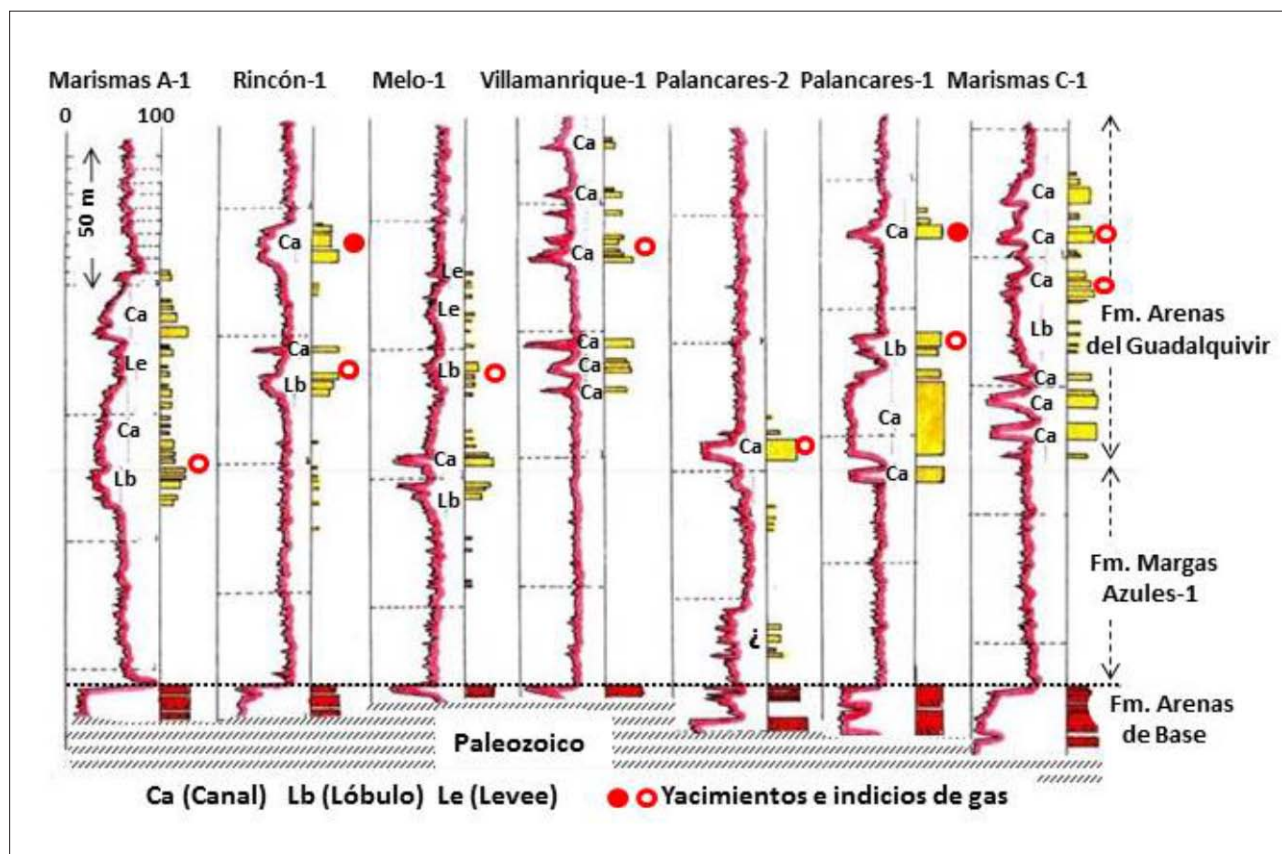


Fig. 14.- Atribución de facies desde un log Gr. a los intervalos arenosos de la Fm. Arenas del Guadalquivir.

La Formación Arenas de Base es equivalente a la Formación Niebla (Sierra, 1984; Sierra *et al.*, 1996; Baceta y Pendón, 1999) y es la expresión de un evento transgresivo (Mitchum *et al.*, 1977) con depósitos que tapizan todo el Paleozoico del Margen Sudibérico (Fig. 13) con elevaciones sobre el nivel del mar que ascienden desde los 100 metros en la provincia de Huelva, hasta los 650 metros en la provincia de Jaén.

La constancia en las facies que caracteriza a sus depósitos, ya sea en el citado borde emergido, ya sea a la profundidad de 2.200 metros (Fig. 5) donde fue cortada por el sondeo Isla Mayor-1, imposibilitan estimar que este TST represente un ascenso eustático de 550 metros, más aún cuando esa cifra es absolutamente incompatible con el registro geológico (Haq *et al.*, 1987) de tales acontecimientos. Es así por lo que hay que admitir que al inicio del Tortonense la cuenca era prácticamente plana y que su actual geometría, suave según un sentido NE-SO, pero con un fuerte gradiente de pendiente, en sentido NO-SE, unido a la posición suroccidental del área de depósito de los materiales correspondientes al Plioceno marino, se debe a una deformación muy tardía, posiblemente de edad Plioceno inferior.

Las dos a cinco secuencias genéticas positivas que culminan en un delgado nivel arcilloso, que representa la superficie de máxima inundación (mfs) de este evento transgresivo, muestran notables cambios de espesor; hecho advertido por Portero y Álvaro (1984) que la atribuyeron a la actividad de fallas sin-sedimentarias. El pequeño salto de la gran mayoría de esas fallas y las grandes diferencias de espesor reconocidas por los sondeos (Figs. 9, 10 y 13)

vienen a sugerir la existencia de puntos de aporte sedimentario muy localizados espacialmente, por ejemplo, de tipo delta, canales y quizás pequeños *fan deltas*, especialmente provenientes del margen norte (Viguier, 1974; Baceta y Pendón, 1999; Santisteban-Navarro y Martín Serrano, 1999) son, posiblemente, los responsables de esta evidente dispersión de espesores sedimentarios que la dinámica marina coetánea con el desarrollo del cortejo transgresivo no consiguió uniformizar.

El mapa de isobatas (Fig. 13) del episodio transgresivo del Tortonense inferior (Formación Arenas de Base) viene a expresar que junto a la moderada magnitud del ascenso relativo del nivel del mar con la que lo relacionamos, en este tiempo era muy difícil la presencia de una comunicación marina entre el Atlántico y el Mediterráneo por el Estrecho Nordbético (Sanz de Galdeano y Rodríguez Fernández, 1996; Vera, 2000; Civis *et al.*, 2004; Martín *et al.*, 2009 y 2014) tanto por la ausencia de un profundo o semi-profundo surco marino, próximo al Margen Sudibérico, como por el hecho de que en su teórica prolongación al NE del Guadalquivir, el Mioceno superior presenta dos facies muy diferentes: una marina, trasladada al norte unas decenas de kilómetros con el Prebético (Estévez *et al.*, 1982) y otra autóctona, de facies continentales (Calvo Sorando, *et al.*, 1978; López Martínez, 1989). Puede así interpretarse que por una diferenciación paleogeográfica, quizás heredada del Serravalliense, el Estrecho Nordbético constituía una comunicación de las aguas atlánticas y mediterráneas más meridional y ancha.

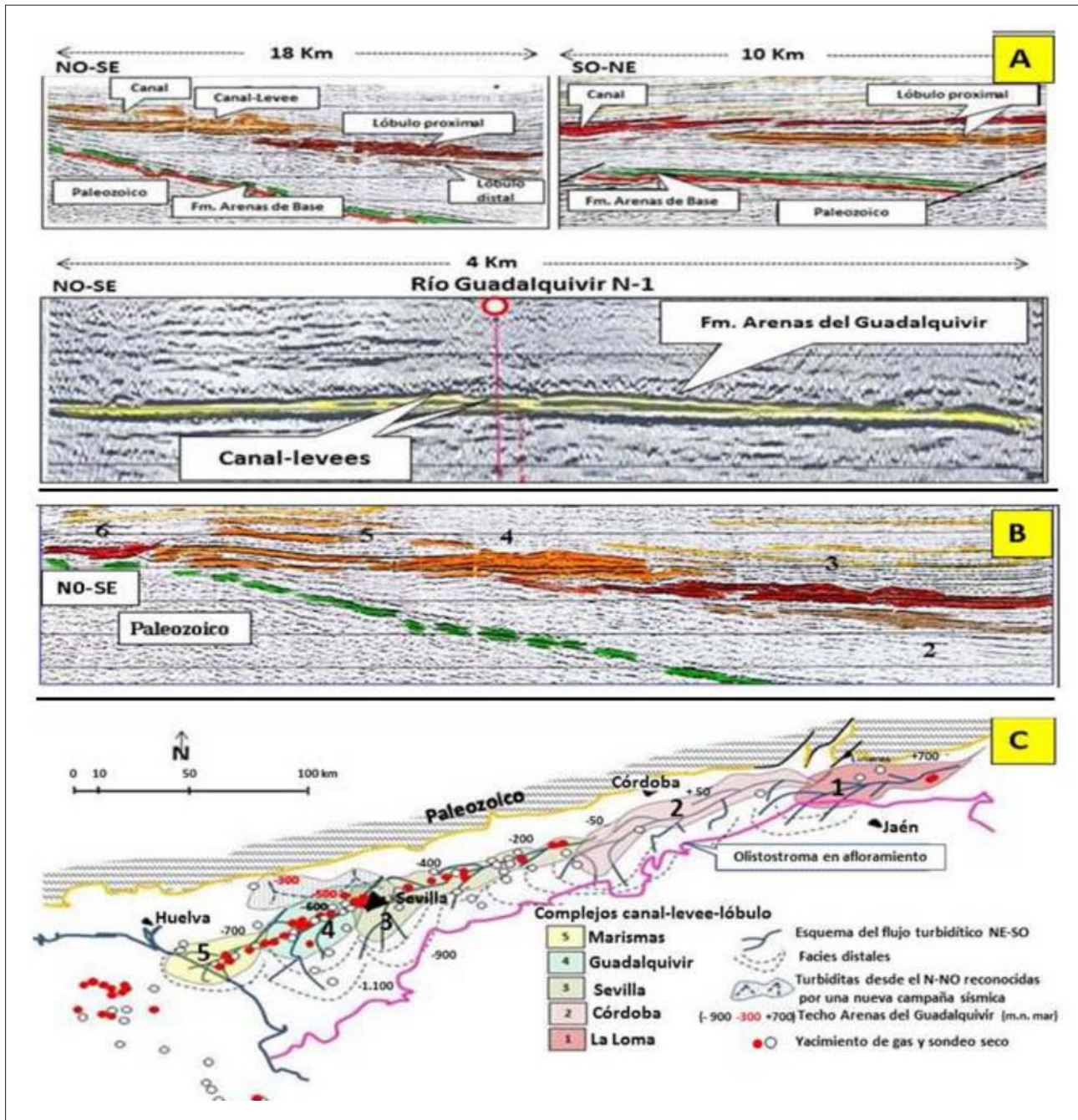


Fig. 15.- La Fm. Arenas del Guadalquivir: A) Relieves sinsedimentarios en líneas NO-SE, y SO-NE y detalle de un canal-levee en la vertical del sondeo Río Guadalquivir N-1 (provincia de Córdoba). B) El onlap hacia el Margen NNO y la diferenciación de facies (2-3 lóbulos distales, 4 canal-levee, 5-6 canales). C) Modelo sedimentario. (localización en la figura 2).

El cortejo de nivel alto (Formaciones Arenas del Guadalquivir y Margas Azules-1)

A una o varias decenas de metros por encima de la superficie de máxima inundación con la que culmina el cortejo transgresivo, las facies arcillosas que, desde los afloramientos han sido tradicionalmente denominadas Margas Azules, comienzan a intercalar capas arenosas de 2 a 20 metros de espesor (Fig. 14) que definen tanto secuencias positivas como negativas y que son interpretadas como facies canal-abandono de canal y lóbulos, de acuerdo con las propuestas de Mutti (1985 y 1992). Junto a los bancos arenosos más gruesos, las diagrafas de pozo

muestran delgados a muy delgados niveles de arenas arcillosas que, sin muchas precisiones, interpretamos como facies de tipo levee y desbordamiento. Tanto por mantener su relieve sedimentario realzado, por efecto de la compactación diferencial arena-arcilla, los intervalos arenosos más gruesos son reflejados en las líneas sísmicas (Fig. 15) perpendiculares y paralelas a la dirección del flujo, con geometrías y organización vertical que es difícil atribuir a un medio sedimentario diferente del turbidítico, más aún cuando las asociaciones microfaunísticas de este paquete (zonas de *Globorotalia Menardii*, *Globorotalia Miotumida*, *Globorotalia Scitula*, *Globorotalia Acostaensis*, *Globorotalia Merotumida* y a techo prime-

ras apariciones de *Globorotalia Margaritae*) contienen otros indicadores que revelan un medio sedimentario profundo con una muy elevada proporción y diversidad de plantónicos y escasos bentónicos; siendo estos últimos quizás transportados con las arenas, por lo que sus indicaciones batimétricas, siempre difíciles de estimar, deben ser tomadas con precaución.

Aunque en el Guadalquivir no exista una pequeña superficie con sísmica 3D, la densidad de líneas en 2D permite una interpretación regional, (Fig. 15) que puede resumirse en:

- 1) Depósito de un mínimo de cinco subsistemas complejos canal-*levee*-lóbulo que progadan desde el Alto al Bajo Guadalquivir (NE-SO) y muestran cicatrices ero-

sivas, que buzcan hacia el norte, en el segmento proximal en el que se superponen. El calificativo de complejos es porque cada subsistema no está compuesto por un canal único de alimentación principal, sino por una red de pequeños canales que suelen confluir, aguas abajo, en un canal como el representado en el ápice de los subsistemas. Cada uno de estos subsistemas muestra un significativo cambio de facies, expresado por la progresiva desaparición de los paquetes arenosos en direcciones paralela (NE-SO) y perpendicular al flujo turbidítico (NO-SE). Un hecho llamativo es que las facies canal-*levee* son asimétricas, pues el *levee* izquierdo está siempre más desarrollado, hecho que atribuimos a la aceleración de Coriolis.

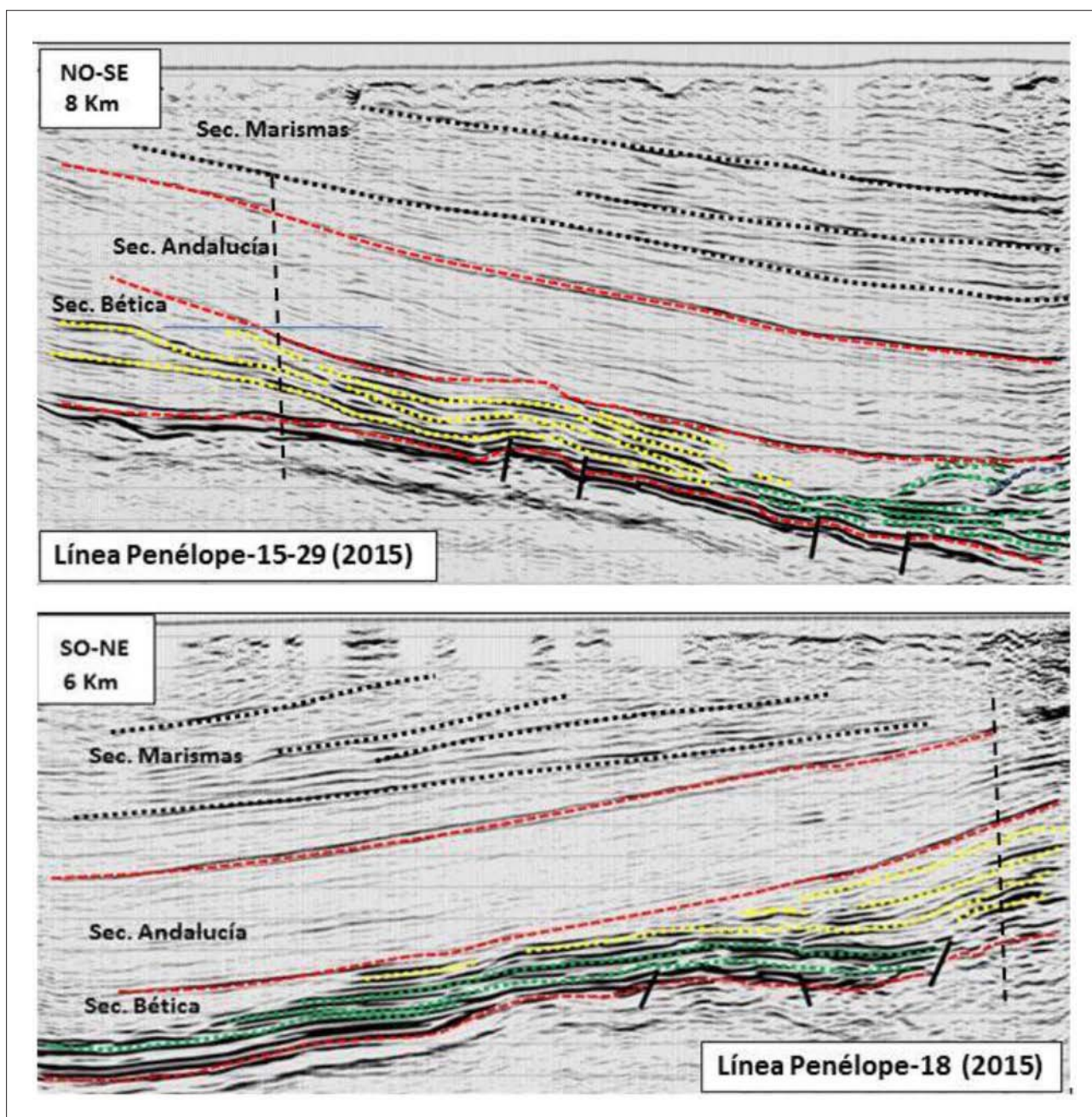


Fig. 16.- La Fm. Arenas del Guadalquivir y sus dos sistemas de turbiditas a partir de perfiles obtenidos en una campaña sísmica reciente en el norte de Sevilla: en verde, las de flujo NE-SO y en amarillo, las de flujo NNO-SSE. La vertical a trazos en negro indica el cruce de las dos líneas sísmicas (localización en la figura 2).

- 2) Los diferentes subsistemas se inscriben en un acoplamiento que siempre deriva hacia el norte (Fig. 15) por lo que esta no puede ser aludida a ciclos de compensación sedimentaria (Mutti y Sonnino, 1981) pues estos derivarían tanto a un flanco como al otro del relieve creado por el abanico precedente. Este desvío todavía tiene una causa incierta: aunque puede ser debida a una todavía persistente compresión tectónica de la Cordillera (Martínez del Olmo *et al.* 1984), movilidad del Olistostroma, e incluso a la aceleración de Coriolis.
- 3) Las facies distales contienen delgados niveles de arenas arcillosas que coinciden con la desaparición de los relieves sedimentarios tipo canal-*levee* que caracterizan a los segmentos proximales.
- 4) Una reciente campaña de adquisición sísmica, localizada al norte de Sevilla, muestra que la Formación Arenas del Guadalquivir contiene (Fig. 16) dos tipos diferentes de turbiditas: las de sentido de flujo NE-SO y otras de pie de talud deltaico que progradan desde el N-NO. Las primeras, por ser paralelas a la dirección de la cuenca, son las que dieron nombre a la formación (Martínez del Olmo *et al.*, 1984). Las segundas, muy visibles en las líneas sísmicas disparadas en la cercanía del margen norte de la cuenca sólo han sido reconocidas por los sondeos más septentrionales realizados en las transversales de Huelva, Sevilla y Córdoba, en lugares donde alcanzan escaso desarrollo.
- 5) Las líneas sísmicas NO-SE y SO-NE muestran: a) Que a techo de sus facies distales, de aspecto laminar, hay pequeños canales que sin duda caracterizan las facies de lóbulo (Fig. 17). b) Que la formación arenosa es sin-sedimentaria con el Olistostroma. c) Que la fase compresiva intra-Tortonense (Estévez *et al.*, 1982) no alcanzó o lo hizo débilmente, a la parte más septentrional de la cuenca de antepaís, donde no puede identificarse una discordancia intra-Tortonense. Es por ello por lo que pensamos que sus efectos hay que buscarlos en la creación de un largo cinturón, más meridional, de elevaciones, posiblemente submarinas, que originaron el deslizamiento gravitatorio del Olistostroma hacia el ONO.
- 6) Los afloramientos del Alto Guadalquivir, lomas de Jabalquinto, Baeza, Úbeda y Sabiote, han sido cartografiados con detalle (Figs. 18 y 19). En esta cartografía de capas se muestra una alta coincidencia con el modelo sedimentario proporcionado por las líneas sísmicas: canal de alimentación principal y progradación NE-SO de dos complejos sistemas de facies que contienen más de 20 capas arenosas, predominantemente

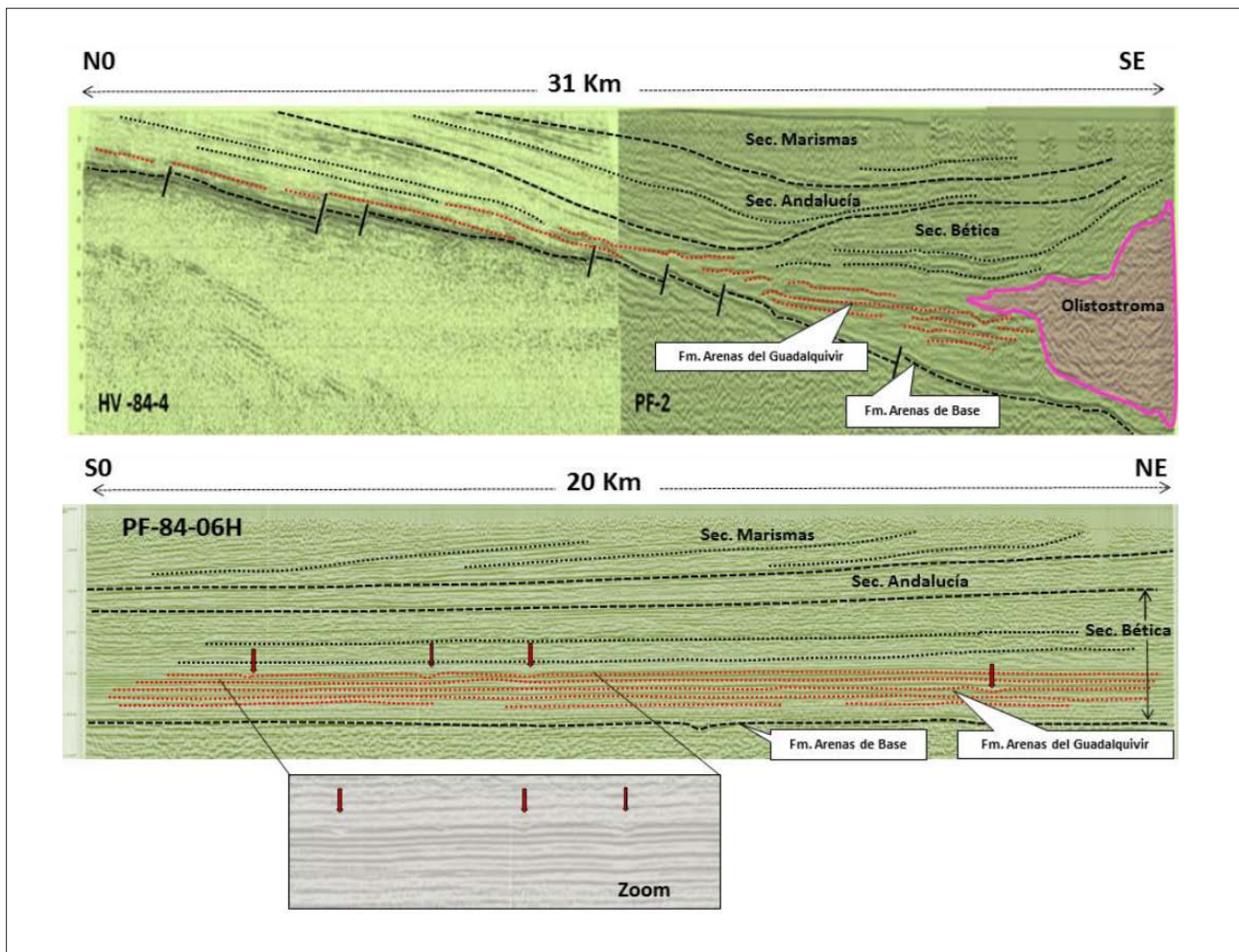


Fig. 17.- La Fm. Arenas del Guadalquivir en líneas sísmicas perpendicular y paralela a la dirección del flujo, última en la que un zoom muestra los pequeños canales que se observan en el techo de las facies lóbulo en las facies distales (localización en la figura 2).

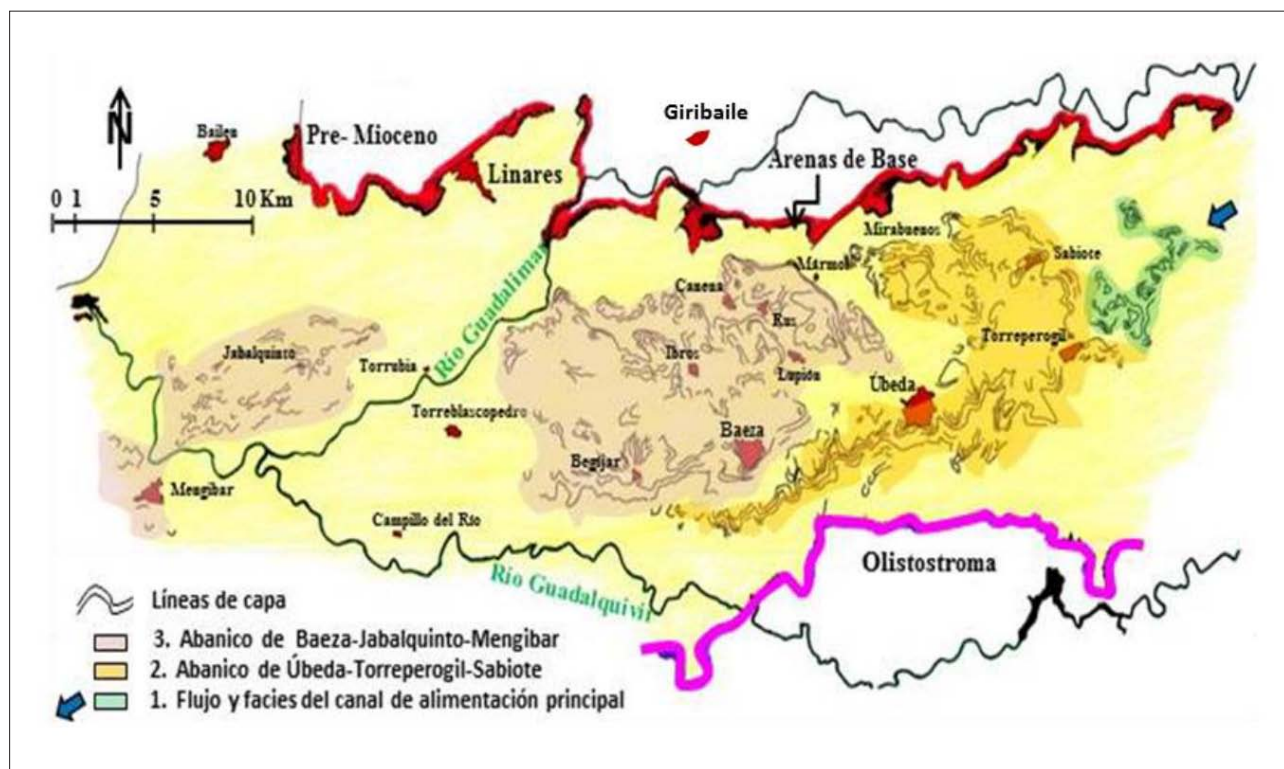


Fig. 18.- La Formación Arenas del Guadalquivir en sus afloramientos de la provincia de Jaén (Sabiote, Torreperogil, Úbeda, Baeza, Begijar y Jabalquinto) mostrando tanto las líneas de capa como la progradación y progresiva distalidad de los abanicos turbidíticos en sentido oeste-suroeste.

de facies de lóbulo, pero no exentas de pequeños canales. En dirección SO, paralela al flujo, todo el sistema desarrolla facies cada vez más distales y arcillosas (Begijar, Jabalquinto-Mengíbar) dato que no puede constatare en dirección sur por la ausencia de la continuidad de afloramientos que afecta a este borde de la comarca de La Loma.

- 7) Los afloramientos de Iznatoraf, en la extremidad NE de la cuenca, contienen facies de calcarenitas con restos de ostreidos, equinodermos, pectínidos y lignito, son sub-horizontales y sobre ellos se asientan las casas más altas de la ciudad. Estas facies que constituyen el techo de los materiales atribuidos al sistema deltaico, son resistentes a la erosión y responsables del cerro testigo sobre el que se asienta la población. Unos metros más abajo se aprecia un cinturón de facies de *slump* que Martínez del Olmo y Díaz Merino (2004), interpretaron como facies de talud deltaico. Estas se localizan 250 metros por encima de los primeros depósitos arenosos de la Formación Arenas del Guadalquivir, que han sido preservadas por la erosión a una distancia de 16-18 km de Iznatoraf. Entre ambos, *slump* y turbiditas (afloramientos de la carretera Iznatoraf-Villacarrillo-Sabiote) los depósitos del sistema son de tipo F9 (Mutti, 1992) y según García-García *et al.* (2014), corresponden a batimetrías estimadas entre 300 y 1.000 metros. Creemos que la estimación de la batimetría de un depósito no es un ejercicio fácil, pero esos 250 metros de diferencia de cota topográfica y los 16-18 km que separa los *slump* de las turbiditas, son muy acordes con el gradiente de pendiente y el by-

passing sedimentario que suelen caracterizar el depósito de turbiditas de pie de talud deltaico, ya que su depósito suele ser coincidente con el cambio de pendiente de las clinoformas de la progradación deltaica, paso de los *foresets*, en este caso con *slumps*, a los *bottomsets* con turbiditas.

A pesar de los abundantes datos obtenidos del estudio de la Formación Arenas del Guadalquivir, sus depósitos no están exentos de preguntas, sin resolver, que ya fueron formuladas por Martínez del Olmo *et al.* (2005):

- 1) ¿Por qué no se reconoce un cortejo de bajo nivel (LST) bajo la Formación Arenas de Base? ¿Está en las aguas profundas del Algarve (Fig. 12) o realmente no existe? ¿Qué fue de la bajada del nivel marino del final del Serravalliense (Haq *et al.*, 1987)?
- 2) ¿Los cinco grandes subsistemas responden a pequeños descensos de nivel marino que reactivan la erosión y los aportes arenosos (Posamentier *et al.*, 1988) o a flujos hiperpícnicos (Mutti, 1992) de origen climático y media-alta frecuencia que se inscriben en un cortejo de nivel alto (HST)?
- 3) ¿Por qué en el Tortoniense sufren un ligero, pero significativo cambio de dirección, menos acusado, pero semejante al que actualmente dibuja el Río Guadalquivir (Fig. 15) a partir del meridiano de Sevilla?
- 4) ¿Qué diferenció una rampa acentuada o paleo-talud (Fig. 1) en la proximidad de la actual línea de costa que impidió el progreso de la progradación sedimentaria y ello supuso el desarrollo o ausencia de este HST arenoso en el Golfo de Cádiz.

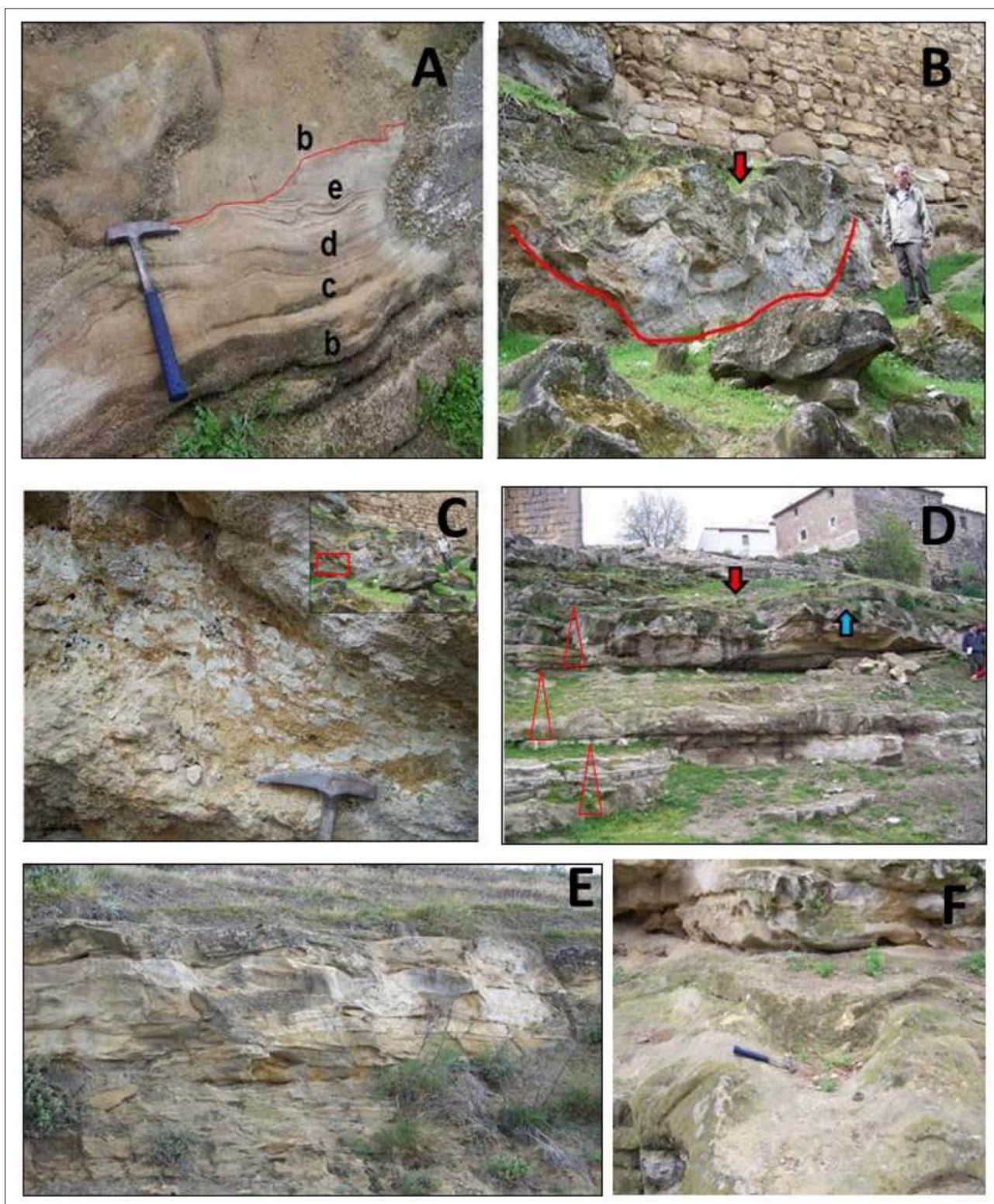


Fig. 19.- Caracterización como turbiditas de los afloramientos de la Formación Arenas del Guadalquivir en sus afloramientos de la provincia de Jaén. (Sabiote-Bejigar). A) Secuencia de Bouma. B) Canal de flujo hiperdenso. C) Cantos blandos en su cicatriz basal. D) Canal-levee y secuencias genéticas positivas. E y F) Megaripples.

Secuencia Depositional Andalucía (Messiniense 1 o Messiniense s.s.)

La Secuencia Depositional Andalucía fue definida con el apoyo primordial de las líneas sísmicas (Figs. 8, 9, 10, 16 y 17) donde es posible observar con claridad los límites de la misma; estos límites fueron contrastados con los cambios litológicos y micropaleontológicos registrados

en los sondeos: drástica desaparición de capas arenosas, que son sustituidas por limolitas y delgados y ocasionales niveles de arenas y arcillas con pequeños fragmentos de rocas metamórficas, que son acompañados por una variedad de especies planctónicas, frecuentemente piritizadas, que muestran un intervalo de predominio de *Globorrotalia margaritae*.

Una reciente revisión de todos los datos disponibles (Martínez del Olmo y Motis, 2012) permitió superponer la traza de las líneas sísmicas a las cartografías a escala 1:50.000 de la Serie MAGNA, metodología que llevó a constatar que su organización vertical consta de dos cortejos sedimentarios:

1) Un episodio transgresivo, de 30-40 metros de espesor que está conformado por las Calcarenitas de Porcuna y sus niveles detríticos equivalentes, lo que rectifica interpretaciones previas de Martínez del Olmo *et al.* (1984) y del IGME (1990) que las consideraron el afloramiento más occidental de la Formación Arenas del Guadalquivir y de Civis *et al.* (2004) que describe a las Calcarenitas de Porcuna como representativas de un LST de su secuencia C en la que incluyen la Formación Arenas del Guadalquivir. De otra parte Sierro *et al.* (1996) les asigna una edad Tor-

toniense superior-Messiniense inferior, lo que las incluiría en nuestra Secuencia Depositional Bética, que desde datos de sísmica y sondeo, es para nosotros anterior, merced a la discontinuidad sedimentaria visible en su base y a los contrastes litológicos y micropaleontológicos.

2) Un episodio de nivel alto, que llega a alcanzar 150 metros de espesor y que se inicia en las Margas Azules 2 y que culmina en las facies más regresivas representadas por los niveles conocidos como Tosca y Arenosa de Carmona y sus equivalentes laterales. Momento en el que puede afirmarse que se alcanzó el nivel máximo de colmatación sedimentaria del Mioceno de la cuenca del Guadalquivir.

A partir de las líneas sísmicas, la Secuencia Depositional Andalucía indica que la cuenca sufrió un notable cambio en la dirección de los aportes sedimentarios, pues estos crecen en espesor en dirección N-NO y muestran un visible adelgaza-

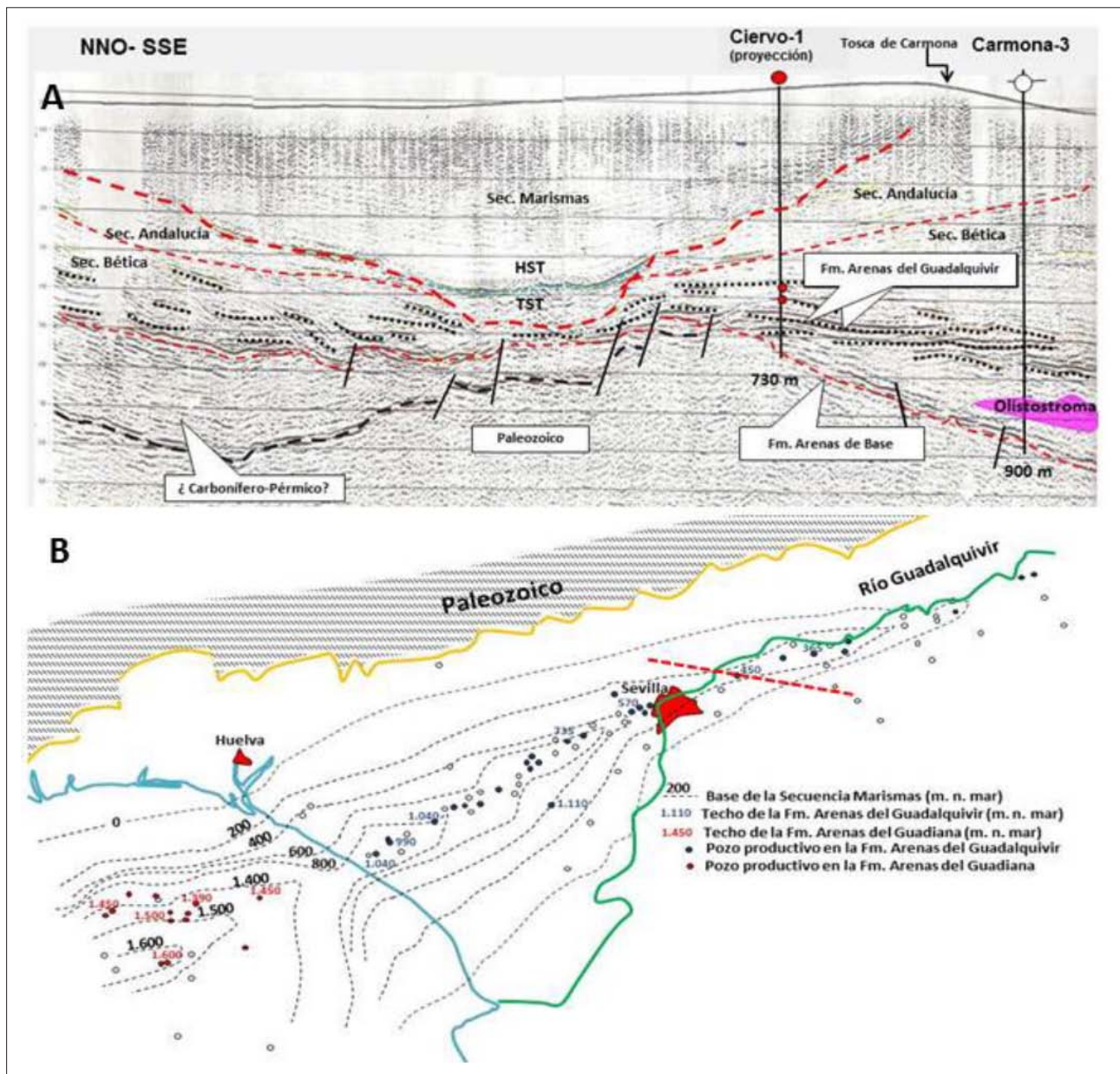


Fig. 20.- Secuencia Depositional Marismas: A) Expresión sísmica del surco erosivo y la interpretación de su relleno sedimentario. B) Isobatas de la base del surco y diferencias de cotas en los techos de las Formaciones Arenas del Guadalquivir y Arenas del Guadiana (localización de la línea sísmica trazos en rojo y figura 2).

miento hacia el S-SE, lo que ocasiona que en el eje y centro de la actual cuenca, provincias de Córdoba y Sevilla (Figs. 9 y 17) sus depósitos sean prácticamente peliculares, tanto por su visible reducción de espesor como por la erosión tardía que ha soportado en extensos segmentos de la cuenca.

Las tres litofacies descritas (Calcarenitas de Porcuna, Margas Azules 2 y Tosca de Carmona) de la Secuencia Andaluía llegan a apoyarse sobre el Olistostroma en todo el borde sur de la cuenca, motivo por el que podría afirmarse que la Secuencia es consecuencia de un ascenso del nivel del mar, perceptible incluso en las aguas profundas a las que se deslizó el Olistostroma.

En las líneas sísmicas NO-SE de las figuras 9 y 17, la Secuencia Depositional Andaluía dibuja una evidente flexura que inicia un rápido adelgazamiento en dirección sur, dirección del eje de la cuenca ocupada por el Olistostroma. Esta reiterativa configuración, visible en muchas líneas sísmicas, plantea problemas de interpretación: a) sus depósitos, coincidentes con el mínimo espesor ¿han sido deformados por una elevación tardía del Olistostroma? b) ¿La Secuencia Depositional Bética conformaba un alto sedimentario interno y la Secuencia Depositional Andaluía se adaptó a éste en aguas profundas? c) Si se realiza un *flattening* de un horizonte sísmico, se puede interpretar que esta última opción es muy posible, ya que resultaría un *downlap* en mar profundo de la Secuencia Andaluía sobre la precedente Secuencia Bética.

Secuencia Depositional Marismas (Messiniense2 - Plioceno)

El depósito de la Secuencia Depositional Marismas significa una revolución paleogeográfica de la Cuenca Guadalquivir-Cádiz ya que se inicia con el descenso del nivel marino intra-Messiniense que promueve la erosión aérea y submarina de importantes sectores de la cuenca y no sólo de su margen norte.

El descenso del nivel marino y su erosión correlativa genera un surco erosivo de dirección NE-SO que se superpone a la geometría de plataforma-cuenca de la secuencia precedente (Secuencia Andaluía). Este surco, llamado cañón del Guadalquivir (Martínez del Olmo *et al.*, 1996), es cada vez más ancho y profundo

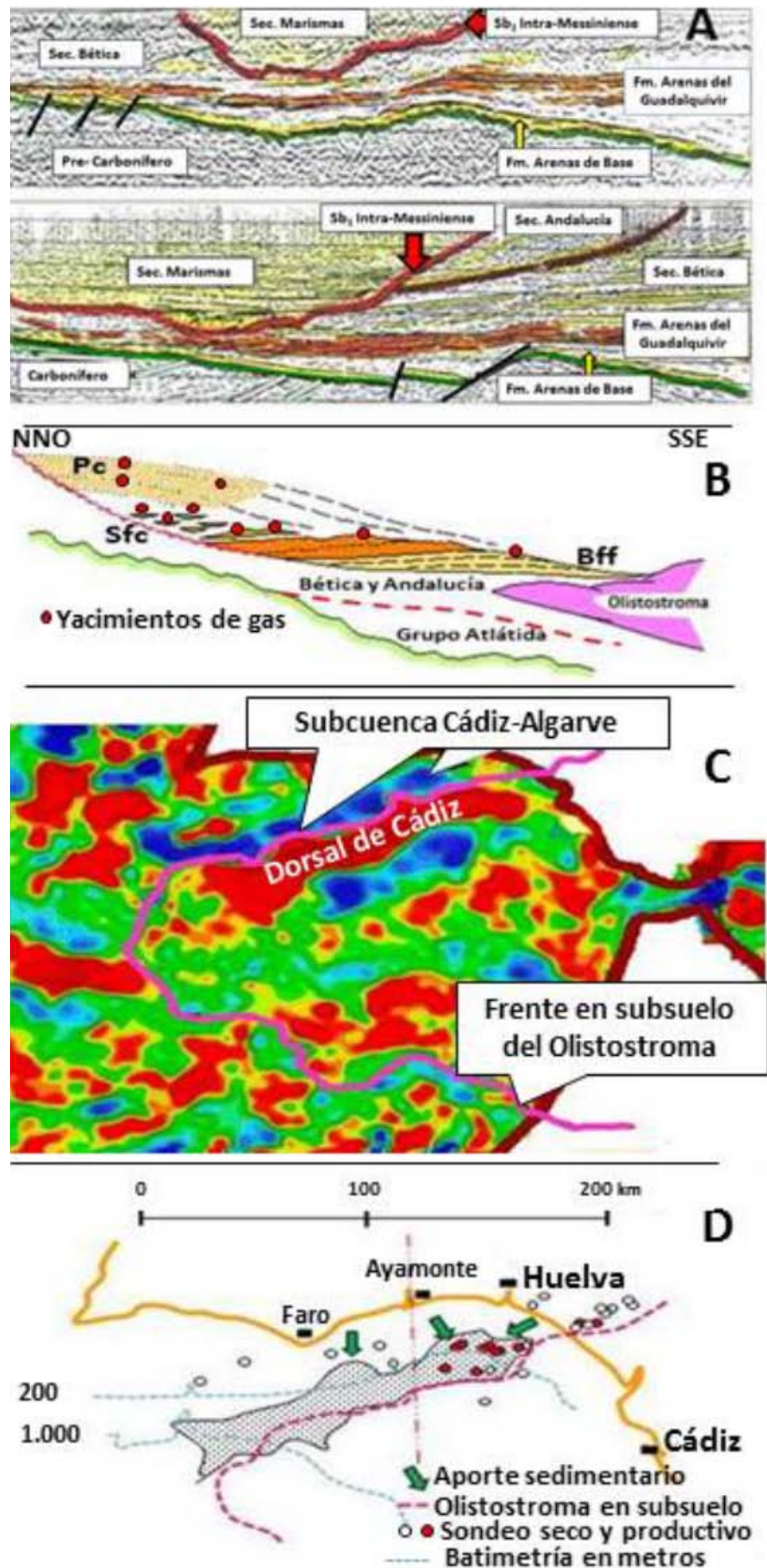


Fig. 21.- La Fm. Arenas del Guadiana de la Secuencia Depositional Marismas: A) Cañón del Guadalquivir al NNE y SSO de Sevilla (localización en figura 2). B) Modelo estratigráfico del LST que las contiene en el Golfo de Cádiz. C) Mapa regional de la anomalía de Bouguer mostrando su surco de depósito (colores azul y rojo, valores negativos y positivos). D) Probable extensión y direcciones de aporte sedimentario al LST.

en dirección SO (Figs. 20 y 21) y es visible en un trayecto de 100 km que va desde el NE de Sevilla, donde es estrecho, claramente erosivo y coincidente con el actual Río Guadalquivir, de ahí su nombre, hasta las aguas profundas del Golfo de Cádiz, donde tiene por base una paraconformidad. El relleno sedimentario de este surco da nombre a la Secuencia Depositional Marismas que, según las líneas sísmicas y los datos de sondeo, está conformada (Figs. 8, 10, 11 y 20) por tres cortejos sedimentarios:

- 1) Un sistema turbidítico inicial que, por medio de un *bypassing* de 40-50 km, encuentra su área de depósito en el Golfo de Cádiz y da nombre a la formación. Los depósitos de este LST constituyen una cuña sedimentaria que se interrumpe antes de alcanzar la actual línea de costa (Martínez del Olmo, 2008) y presentan una ordenación vertical y espacial que reproduce el modelo de Vail (1987a y b), pues tanto desde las líneas sísmicas como desde los sondeos (Fig. 21) es posible reconocer la geometría y superposición de las tres agrupaciones de facies descritas: abanico de fondo (Bff), abanico de talud (Sfc) y complejo progradante (Pc).
- 2) Un depósito transgresivo (TST) que fosiliza los materiales precedentes, que dibuja un notable *onlap* hacia tierra (Fig. 8) y que está constituido por delgados niveles de arenas arcillosas en capas finas y secuencias genéticas positivas que, por su contenido microfauístico (*Globorotalia Margaritae* y *Globorotalia Puncticulata*) es asignado a la transgresión pliocena.
- 3) Un sistema (HST) de tipo deltaico (zona de *Globorotalia Crassaformis*) en cuya base puede observarse una configuración tipo *downlap*, con espesor considerable en el Golfo de Cádiz y secuencias genéticas estrato y grano crecientes, que conforman el final de la Secuencia Marismas (Figs. 8 y 11).

Cuando se visualizan líneas sísmicas del Bajo Guadalquivir, la diferenciación de los tres cortejos sedimentarios precedentes no es tan fácil, entre otras cosas porque no hay sondeos que corten el relleno sedimentario de la Secuencia Depositional Marismas en el eje del surco erosivo que colmata y porque ella está enteramente cubierta por los sedimentos del Pleistoceno; además, los mapas geológicos no proporcionan datos relevantes para los objetivos de este trabajo. No obstante, tanto las líneas sísmicas como los sondeos permiten interpretar (Figs. 11 y 20) que la Secuencia Depositional Marismas también contiene un TST de reducido espesor que presenta un notable *onlap* hacia el N-NO y un HST que desde el golfo de Cádiz (facies marinas abiertas) al Guadalquivir (facies marinas, complejas y difíciles de precisar) pasa de más de 1.000 m a unas decenas de metros de espesor. Aunque no haya sondeos en las aguas someras del Golfo de Cádiz, y el *bypassing* sedimentario del LST sea otro obstáculo, los 400-450 metros de diferencia entre el techo de las Formaciones Arenas del Guadalquivir y Arenas del Guadiana y las notables diferencias de espesor de los intervalos arenosos, son indicadores de que estas dos formaciones pertenecen a dos Secuencias Depositionales diferentes que están separadas por la discontinuidad intra-Messiniense que segrega lo que hemos llamado (Fig. 1) Messiniense-1 y Messiniense-2.

Otro dato que apoya la individualización de las Secuencias Depositionales Bética y Marismas se encuentra en el hecho de que en la primera, el techo de sus arenas turbidíticas se mueve entre cotas de -1.000 metros en el Bajo Guadalquivir a cotas de +800 metros en el Alto Guadalquivir, desnivel de más de 1.800 metros, producido tanto por la progradación NE-SO como por la subsidencia diferencial de uno y otro sector. Por el contrario, el techo de las Arenas del Guadiana, también turbidíticas, merced a la agradación en mar profundo, se sitúa prácticamente plano a una cota de 1.400-1.500 metros bajo el nivel del mar. Ello se constata por el hecho de que, si se exceptúan los pequeños descubrimientos de gas localizados en el complejo progradante (Pc) y en el abanico de fondo (Bff), el techo de las arenas que contienen los demás yacimientos (Fig. 20) se sitúa a una cota muy próxima a los 1.400-1.450 metros bajo el nivel del mar; es decir tal y como corresponde a un depósito en mar profundo, no muestra las grandes diferencias de cota de su techo que enseñan las Arenas del Guadalquivir en la totalidad de su área de depósito.

Secuencia Depositional Odiel (Plioceno-Cuaternario)

El registro sedimentario de la Secuencia Depositional Odiel es de espesor muy reducido y aunque en el Golfo de Cádiz es de facies marinas (Sierro *et al.*, 2000; Llave *et al.*, 2004) e incluye las contornitas depositadas por la corriente Mediterráneo-Atlántico (Antich *et al.*, 2005) su techo está mal conocido debido a que los sondeos marinos no inician el muestreo hasta no haber alcanzado los 200-300 metros de profundidad. Ahora bien, si se atiende a la información proporcionada por las cartografías geológicas de la Serie MAGNA a escala 1:50.000 (Fig. 3) se puede precisar que salvo en un pequeño segmento del norte de la provincia de Huelva, sus depósitos son de facies continentales en la totalidad de la cuenca del Guadalquivir.

Discusión

A partir de los datos presentados en apartados anteriores, es posible plantear la discusión sobre los siguientes aspectos relativos a la cuenca que se estudia en este trabajo: a) el Estrecho Nordbético, b) la edad de los cortejos sedimentarios, c) las formaciones turbidíticas, d) la discontinuidad intra-Messiniense y e) el límite meridional del Olistostroma.

El registro sedimentario del Langhiense-Serravalliense de la cuenca de antepaís se ha reconocido, como autóctono, exclusivamente en el segmento más meridional y subsidente del Golfo de Cádiz en una posición que dista más de 50 km de los afloramientos del Paleozoico del Margen Sudibérico. Si a ello añadimos que la constancia de facies y el mapa de isobatas del Tortoniense inferior reflejan que, para ese tiempo, el antepaís era prácticamente plano, y que los materiales del Tortoniense inferior recubren a las rocas del Paleozoico, que llegan a extenderse hasta un mínimo de otros 40 km de los afloramientos del margen norte, puede plantearse, que el Estrecho Nordbético, de existir, se localizaba mucho más al sur, quizás en la cuenca adosada al frente de la Cordillera. Este profundo surco recibió los deslizamientos tipo olistostroma durante el

Tortonense medio-superior, período en el que la cuenca refleja una brusca profundización, como podrían reflejar la presencia de los subsistemas turbidíticos de la Formación Arenas del Guadalquivir. Esta concepción podría significar que el Estrecho Nordbético quizás fuera un mar abierto hacia el sur y no un estrecho.

La edad de las Secuencias Depositionales que hemos señalado, se ha estimado a partir de los datos de los rípios de los sondeos y de un pequeño número de testigos laterales, lo que no permite grandes precisiones; pero con la excepción de la discontinuidad intra-Messiniense, nos parece que la sucesión de las biozonas de *Globorotalia Glomerata*, *Globorotalia Fohsi*, *Globorotalia Menardii*, *Globorotalia Acostaensis*, *Globorotalia Margaritae* y *Globorotalia Puncticulata*, es bastante indicativa de que los informes consultados, aunque sean de pozo, es bastante indicativa de las edades consideradas.

De la lectura detenida del trabajo de García-García *et al.* (2014) se puede concluir que un buen trabajo micropaleontológico obtenido de afloramientos muy limitados espacialmente se ha extrapolado a nivel de cuenca, planteando un modelo alternativo a otros (Martínez del Olmo *et al.*, 1984, 1986, 1996, 2005; Suárez Alba *et al.*, 1986; Ríaza y Martínez del Olmo, 1996; Sierro *et al.*, 1996; Ledesma, 2000; Civis *et al.*, 2004) elaborados a partir de gran cantidad de datos de superficie y de subsuelo que abarcan el conjunto de la misma. Esta limitación espacial y temporal llevó a García-García *et al.* (2014) a desdeñar las geometrías canal-*levee*-lóbulo visibles en las numerosas líneas sísmicas de la cuenca y considerar que no son exportables a los afloramientos del Alto Guadalquivir revisados en el trabajo, y a partir de ahí:

- a) asignar los afloramientos de las turbiditas de la Formación Arenas del Guadalquivir a barras de *offshore* profundo, y ello por el simple hecho de interpretarlas individualizando *sets* de espesor creciente, olvidando que este es el ritmo sedimentario (Mutti, 1992) que corresponde a la progradación de las facies de lóbulo, y no constatar que otros muchos *sets* de areniscas son de espesor decreciente.
- b) Atribuir megarrípios (Mutti, 1992) a *hummockys cross stratification* (estructuras HCS) y correlacionar estos afloramientos con los de las Calcarenititas de Porcuna (Alfaro *et al.*, 1996) al usar como herramienta de correlación, no la edad, sino la presencia de un indicador del oleaje de tormenta tal y como corresponde a estructuras HCS.
- c) Cambiar la atribución litoestratigráfica de los materiales que afloran en el cerro de Giribaile (margen norte de la cuenca, al NE de Linares), descritos en García-García *et al.* (2003) como de tipo deltaico, a la Formación Arenas del Guadalquivir y no de la Formación Arenas de Base (Fig.18).
- d) Explicar los materiales deformados del cerro testigo de Izatorraf en el extremo NE de la cuenca, como pliegues relacionados con el frente cabalgante de Cazorla, debido a considerar una cicatriz de deslizamiento como una falla inversa, por lo que no sería un talud deltaico *slumpizado* (Martínez del Olmo y Díaz Merino, 2004) sino que resultarían de una deformación de origen tectónico.
- f) No realizar una cartografía detallada de las capas de areniscas y no haber constatado la presencia de criterios definitorios de flujos turbidíticos, tales como canales de flujo

hiperdenso, secuencias tipo Tb-Tc, Td y Te (Bouma, 1962), huellas de carga y tracción, progradación de facies de lóbulo, geometrías canal-*levee* etc., algunos de ellos recogidos en las fotografías tomadas al pie del castillo de Sabote (Fig. 19).

De otra parte, debe destacarse que la Secuencia Depositional Marismas (Messiniense 2-Plioceno) comenzó con un LST, a partir de datos de sísmica y sondeo. En contextos de plataforma, los cortejos de bajo nivel del mar producidos por descensos de magnitud moderada a muy moderada son muy difíciles de delimitar en sísmica y sondeo debido a que las erosiones producidas tienen escasa penetración y extensión, y las sutiles y delgadas cuñas de plataforma correlativas con ellos, son fáciles de confundir con las facies canalizadas del techo del HST de la secuencia deposicional precedente.

Un aspecto no resuelto, que merecería futuros trabajos, es atribuir los subsistemas turbidíticos de la Formación Arenas del Guadalquivir, a una alta frecuencia de aportes de sedimento debidos a cambios climáticos, caso más probable, o a pequeños descensos del nivel marino, ya que ambos reactivarían los aportes sedimentarios a la cuenca (Mutti, 1985, 1992) y serían los responsables de la progradación e individualización de los subsistemas canal-*levee*-lóbulo que la formación contiene..

El LST de la Secuencia Marismas lo hemos descrito como un acontecimiento de orden mayor que es correlativo con el descenso eustático intra-Messiniense. Esta correlación creemos que adolece, de que no existe una atribución cronológica precisa, debido a que no hay un indicador micropaleontológico capaz de definir la edad del acontecimiento en las aguas atlánticas. Esto llevó a interpretar (Ledesma, 2000) que las turbiditas de la Formación Arenas del Guadalquivir (Tortonense-Messiniense) se extendían hasta el Golfo de Cádiz, y por tanto, no podrían diferenciarse de las de la Formación Arenas del Guadiana (Messiniense *s.s.*) más aún cuando la Secuencia Andalucía (Messiniense 1) es muy delgada en esa posición paleogeográfica distal. Este episodio sedimentario es tan espectacular que en la figura 21 hemos representado su modelo sedimentario, el surco que la recibió y hasta donde parecen extenderse sus depósitos.

A partir de las líneas sísmicas, Olistostroma y Subbético Externo, que conforman el borde sur del antepaís durante el Mioceno, ofrecen una imagen sísmica muy semejante y ella nos lleva a preguntarnos dónde acaba uno y empieza otro. Este dato aparece difuso en Roldán (1995), y, por tanto, merecería la pena investigar para avanzar en el conocimiento de la cuenca del Guadalquivir. Es decir, la reciente definición de Subbético Olistostromico, no encuentra una explicación sísmica satisfactoria, porque es probable que gran parte o la totalidad del todavía llamado Subbético Externo sea olistostromico tal y como plantearon Martínez del Olmo *et al.* (1998b).

Conclusiones

No son muchas las conclusiones que podamos ofrecer que no hayan sido justificadas en líneas y figuras precedentes, pero dado que nos planteamos que esta comunicación sea una actualización y resumen, deben de resaltarse las siguientes ideas:

- El Neógeno de la Cuenca Guadalquivir-Golfo de Cádiz se

encuentra dividido en siete Secuencias Depositionales de tercer orden, tres de edad Langhiense-Serravalliense (que en conjunto han servido para definir el Grupo Atlántida) y cuatro de edades Tortoniense-Messiniense (Secuencia Depositional Bética), Messiniense-1 (Secuencia Depositional Andalucía), Messiniense 2-Plioceno (Secuencia Depositional Marismas) y Plioceno-Cuaternario (Secuencia Depositional Odiel). Esta sucesión de edades, asignadas a las secuencias, supone que ningún límite de las mismas es enteramente coincidente con los límites cronoestratigráficos de los pisos del Neógeno, hecho que viene a indicar que el progreso en el conocimiento de la cuenca pasa por obtener indicadores micropaleontológicos precisos de la base y del techo de las secuencias y, en especial, de la discontinuidad intra-Messiniense en una cuenca Atlántica; problema agravado por las resedimentaciones que, sin duda, indujeron las energéticas facies turbidíticas.

- Sólo dos de estas Secuencias Depositionales (Bética y Marismas) contienen sistemas turbidíticos que introducen en la cuenca paquetes arenosos que se inscriben en cortejos sedimentarios muy diferentes: uno Tortoniense-Messiniense, interpretado como HST de alta velocidad de progradación, y otro Messiniense-Plioceno, que sería un LST con notables pautas de agradación y una espectacular aproximación a los modelos sedimentarios descritos (Vail, 1987a y b) para este tipo de episodios.
- La organización vertical y las áreas de sedimentación de estas siete Secuencias Depositionales permiten reconocer notables cambios paleogeográficos ocurridos en la cuenca, tales como:
 - a) la probable existencia de una plataforma interna durante el Langhiense-Serravalliense en un pequeño segmento del Golfo de Cádiz, evento representado por el Grupo Atlántida.
 - b) El ascenso de nivel marino en el Tortoniense inferior, que expande la cuenca hasta una dimensión mucho mayor que la actual, suceso correlativo con la Formación Arenas de Base.
 - c) El establecimiento de un primer surco profundo durante el Tortoniense superior, que recibe los primeros aportes turbidíticos y los olistostromas deslizados desde el S-SE (Secuencia Depositional Bética).
 - d) La diferenciación de una rampa acentuada o paleotalud en la proximidad de la actual línea de costa del Golfo de Cádiz, línea que generó tanto la condensación de los materiales del Tortoniense superior y el Messiniense, al pie del mismo, como facies someras en un largo segmento comprendido entre Carmona y Porcuna, momento en el que se alcanza el máximo nivel del relleno sedimentario mioceno de la cuenca (Secuencia Depositional Andalucía).
 - e) Un notable descenso de nivel marino intra-Messiniense que crea un surco erosivo y un *bypassing* sedimentario, representado por la Secuencia Depositional Marismas.
 - f) Una transgresión pliocena que lleva la cuenca a una paleogeografía semejante a la actual.

Agradecimientos

Nuestro sincero agradecimiento al editor Luís M. Nieto Albert, a un revisor anónimo, a los excompañeros

de Repsol C. García Mojonero, S. Torrecusa y J. Suárez, que con su trabajo, hace años, ayudaron a la interpretación ahora presentada, y a Oil and Gas Capital, por permiternos publicar una sustancial parte de su base de datos.

Referencias

- Alfaro, P., Molina, J. M., Moretti, M. y Soria, J. M. (1996): Estructuras sedimentarias de deformación originadas por licuefacción de depósitos de tormentas (Mioceno de la Cuenca del Guadalquivir, provincia de Jaén). *Geogaceta*, 20 (2): 311-314.
- Antich, N., Buitrago, J., Carcia Mojonero, C., Jiménez, A. y Martínez del Olmo, W. (2005): Contourites: An unknown and excellent reservoir (Gulf of Cadiz, SW Spain). En: *25 Aniversario Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo*. (W. Martínez del Olmo, Ed.). 75-83.
- Baceta, J. I. y Pendón, J. G. (1999): Estratigrafía y arquitectura de facies de la Formación Niebla, Neógeno Superior, sector occidental de la cuenca del Guadalquivir. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12 (3-4): 419-438.
- Civis, J., Dabrio, C. J., González-Delgado, J. A., Goy, J. L., Ledesma, S., País, J., Sierro, F. J. y Zazo, C. (2004): Cuenca del Guadalquivir. En: *Geología de España*. (J. A. Vera, Ed.). 543-550.
- Bouma, A. H. (1962): *Sedimentology of Somme Flysch Deposits, a Graphic Approach to Facies Interpretation*. Elsevier, Springer-Verlag, 217-222.
- Calvo, J.P., Elizaga, E., López, N., Robles, F. y Usera, J. (1978): El Mioceno superior continental del Prebético externo, evolución del estrecho nortibético. *Boletín Geológico y Minero*, 5: 9-32.
- Estévez, A., Rodríguez-Fernández, J., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J. A. (1982): Evidencia de una fase compresiva de edad tortoniense en el sector central de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, 38: 55-60.
- García-García, F., Castro, J. M., Rey, J. y Ruiz Ortiz, P. A. (2003): Sistemas de delta y plataforma en el Tortoniense del borde norte de la Cuenca del Guadalquivir (NE de Linares, provincia de Jaén). *Geotemas*, 5: 71-74.
- García-García, F., Corbí, H., García Ramos, D.A., Soria, J.M., Tent-Manclús, J.E. y Viseras, C. (2014): El sector nororiental de la Cuenca del Guadalquivir (Cordillera Bética, Mioceno Superior): estratigrafía, cronología y evolución sedimentaria. *Revista de la Sociedad Geológica de España*. 27 (1): 187-204.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P. R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235:1156-1167.
- IGME (1990): Guadalquivir-Golfo de Cádiz. En: *documentos sobre la Geología del subsuelo de España*. I, 28 pp.
- Llave, E., Flores, J. A., Hernández-Molina, F.J., Sierro, F.J., Somoza, L., Díaz del Río, V. y Martínez del Olmo, W. (2004): Cronoestratigrafía de los depósitos cuaternarios del talud continental del Golfo de Cádiz a partir del análisis de nanofósiles calcáreos: *Geotemas*, 6 (5):183-186.
- Ledesma, S. (2000): Astrobiocronología y estratigrafía de alta resolución del Neógeno de la Cuenca Guadalquivir- Golfo de Cádiz. Tesis Universidad de Salamanca. 464 pp.
- López Martínez, N. (1989): Tendencias en Paleobiogeografía. El futuro de la biogeografía del Pasado. En: *Nuevas Tendencias. Paleontología*. (E. Aguirre, Coord.). Consejo Superior de Investigaciones Científicas. 271-296.
- Martín, J. M., Braga, J.C., Aguirre, J. and Puga-Bernabeu, A., (2009): History and evolution of the North-Betic Strait (Prebetic Zone, Betic Cordillera). *Sedimentary Geology*, 216: 80-90.

- Martín, J.M., Puga-Bernabeu, A., Aguirre, J. y Braga, J.C. (2014): Miocene Atlantic-Mediterranean seaways in the Betic Cordillera (Southern Spain). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27 (1): 175-186.
- Martínez del Olmo, W., García Mallo, J., Leret Verdú, G., Serrano, A. y Suárez, J. (1984): Modelo tectosedimentario del Bajo Guadalquivir. *I Congreso Geológico de España. Segovia*, 1: 199-213.
- Martínez del Olmo, W., Suárez Alba, J., Serrano Oñate, A y Leret Verdú, G. (1986): Los sistemas turbidíticos miocenos de la Cuenca Guadalquivir-Golfo de Cádiz. En: Abstract, *XI Congreso Español. Sedimentología*. Barcelona.
- Martínez del Olmo, W., Riaza Molina, C. y Torrecusa, S. (1996): Descenso eustático Messiniense en una cuenca atlántica. El cañón submarino del Río Guadalquivir (SO. de España). *Geogaceta*, 20 (1): 138-141.
- Martínez del Olmo, W., Torrecusa, S., Riaza, C. y García Mojonero, C. (1998): Sequence stratigraphy and turbidite reservoir characterization of biogenic gas fields in the Guadalquivir-Gulf of Cadiz Miocene basins, SW Spain. En: *American Association Petroleum Geologist Congress*. Rio de Janeiro, Brasil, 692.
- Martínez del Olmo, W., Martínez Cabañas, W., Malagón, J., Hernández, E., Klimowitz J. y Serrano, A. (1998b): Transversales de Huelva, Sevilla y Córdoba a partir de algunos pozos profundos: olistostromas y cabalgamientos (Cordillera Bética, SO. de España). En: *Libro Homenaje a J. Ramírez del Pozo*. Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo. Madrid, 189-197.
- Martínez del Olmo, W. y Mallo-García, J. (2001): An overview of the Hydrocarbon System in Spain. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbon y T. Moreno, Eds.), Geological Society. London. 494-499.
- Martínez del Olmo, W. (2004). La exploración de hidrocarburos en el Terciario de España. *Boletín Geológico y Minero*, 115(3): 411-425.
- Martínez del Olmo, W. y Díaz Merino, C. (2004): El delta de Iznatoraf y las turbiditas de la Fm. Arenas del Guadalquivir. *Geotemas*, 6 (2): 87-90.
- Martínez del Olmo, W., García Mojonero, C. y Torrecusa, S. (2005): The Guadalquivir and Gulf of Cadiz gas basin. En: *25 Aniversario, Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo*, (W. Martínez del Olmo, Ed.). 105-121.
- Martínez del Olmo, W. (2008): Posibles almacenamientos de CO₂ en España. En: *El futuro del carbón en la política energética española*. Edita Fundación para estudios sobre la energía. Madrid. 225-246.
- Martínez del Olmo, W. y Motis, K. (2012): Cartografía de las secuencias de depósito del Neógeno del Guadalquivir. *Geotemas*, 13: 79-82.
- Mitchum, R.M. Jr., Vail, P.R. y Sangree, J.B. (1977): Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Levels, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection in Depositional Sequences. *American Association Petroleum Geologist*. Memoir 26: 117-146.
- Mitchum, R.M. Jr. (1985): Seismic stratigraphic expression of submarine fans. En: *Seismic Stratigraphy II: An Integrated Approach To Hydrocarbon Exploration* (O.R. Berg and D.G. Woolverton, Eds.). American Association Petroleum Geologist Memoir, 39: 117-136.
- Mutti, E. y Sonnino, M. (1981): Compensation cycles; a diagnostic feature of turbidite sandstone lobes. En: *IAS. 2^o Eur. Reg. Meeting, Bologna, Italy*. 120-123.
- Mutti, E. (1985): Turbidite systems and their relations to depositional sequences. En: *Provenance of arenites* (O.C. Zuffa, Ed.). Reidel, 65-93.
- Mutti, E. (1992): *Turbidite sandstones*. AGIP. 275 pp.
- Portero García, J.M. y Álvaro López M. (1984): La depresión del Guadalquivir, Cuenca de antepaís durante el Neógeno: génesis, evolución y relleno final. En: *I Congreso Español de Geología, Segovia*, vol III: 241-252.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T. y Vail. P.R. (1988): Eustatic controls on clastic depositions. I Conceptual framework. En: *Sea level Changes*. SEPM Special Publication 42: 109-124.
- Riaza, C. y Martínez del Olmo, W. (1996): Depositional model of the Guadalquivir-Gulf of Cadiz Tertiary basin. En: *Tertiary basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics*. (P. Friend y C. Dabrio, Eds.). Cambridge University. 330-338.
- Roldan, F.J. (1995): Evolución neógena de la Cuenca del Guadalquivir. Tesis Universidad Granada. 295p.
- Santisteban-Navarro, J.L. y Martín Serrano, A. (1999): Neogene fan deltas in the northern Guadalquivir basin (Andújar, Jaén, Spain). En: *Dinámica de deltas de grano grueso*. (C.J. Dabrio, C. Zazo y J.L. Goy, Eds.). Cuadernos de Geología Ibérica, 15:163-183.
- Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1991): Una propuesta de clasificación de las cuencas neógenas béticas. *Acta Geológica Hispánica*, 26 (3-4): 205-227.
- Sanz de Galdeano, C. y Rodríguez Fernández, J. (1996): Neogene palaeogeography of the Betic Cordillera: an attempt at reconstruction. En: *Tertiary basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics*. (P. Friend y C. Dabrio, Eds.). Cambridge University.330-338.
- Sierro, F.J. (1984): Foraminíferos planctónicos y bioestratigrafía del Mioceno superior-Plioceno del borde occidental de la Cuenca del Guadalquivir (SO de España). Tesis Universidad de Salamanca. 391 pp.
- Sierro, F.J. González Delgado, J.A., Dabrio, C., Flores, J.A. y Civis, J. (1996): Late Neogene depositional sequences in the foreland basin of Guadalquivir (SW Spain). En: *Tertiary basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics* (P. Friend y C. Dabrio, Eds) Cambridge University. 339-345.
- Sierro, J., Ledesma, S. Flores, J.A., Torrecusa, S. y Martínez del Olmo, W. (2000): Sonic and gamma-ray astrochronology: Cycle to cycle calibration of Atlantic climatic records to Mediterranean sapropels and astronomical oscillations. *Geology*, 28: 695-698.
- Suárez Alba, J., Martínez del Olmo, W., Serrano Oñate, A. y Leret Verdú, G. (1989): Estructura del sistema turbidítico de la Formación Arenas del Guadalquivir. En: *Libro homenaje a R. Soler y José*. Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo. Madrid. 123-132.
- Vail, P.R. (1987a): Seismic stratigraphy interpretation procedure. En: *Atlas of Seismic Stratigraphy* (A.W. Bally, Ed.). American Association Petroleum Geologist, 27 (11): 11.
- Vail, P.R. (1987b): Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. En: *Atlas of Seismic Stratigraphy. Part. 1. Seismic interpretation procedure*. (A.W. Bally, Ed.). American Association Petroleum Geologist.
- Vera, J. A. (2000): El Terciario de la Cordillera Bética: Estado actual de conocimientos. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13 (1-2): 345-373.
- Viguier, C. (1974): Le Néogène en Andalousie Nord-Occidentale (Espagne). Tesis Universidad de Bordeaux I. 450 pp.

MANUSCRITO RECIBIDO EL 15-10-2015

RECIBIDA LA REVISIÓN EL 21-03-2016

ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL 23-03-2016

