

Sedimentación y volcanismo al este de las islas de Fuerteventura y Lanzarote (Surco de Fúster Casas)

Sedimentary and volcanic record east of Lanzarote and Fuerteventura islands (Fúster Casas trough)

W. Martínez del Olmo y J. Buitrago Borrás.

Repsol-YPF. Paseo de la Castellana 280. 28046 (Madrid)

ABSTRACT

Fuerteventura and Lanzarote islands were created by volcanic processes that took place on the western margin of the triassic rift basin developed during the initial opening of the Central Atlantic. Thick syn-rift deposits consisting mainly of salt-anhydrite, were soon substituted by a deep water paleogeography developed west of the distant shelf, of passive type, built on the african continental margin. Seismic lines and wells in the area, allow us differentiating the extent, the approximated age and morphological characteristics of the volcanic products that, originated in Fuerteventura and Lanzarote, were intercalated within the sedimentary record of the basin as well as interpreting some of the peculiarities of the Jurassic and Cretaceous outcropping onshore Fuerteventura.

Key words: vulcanism, sea mounts, passive margin, salt tectonics

Geogaceta, 32 (2002), 51-54

ISSN:0213683X

Introducción

A partir de una base de datos conformada por mas de 8.000 Km de líneas sísmicas procedentes de campañas realizadas entre los años 1978 y 2001, por EniEpsa, Hispanoil y RepsolYpf, los afloramientos del Jurásico-Cretácico de Fuerteventura, el sondeo geotérmico de Lanzarote, los pozos profundos realizados en las cuencas de Tarfaya y El Aïoum de la plataforma africana, y los DSDP realizados en las aguas profundas circundantes al Archipiélago de las Canarias (Fig.1), puede establecerse una síntesis geológica de la cuenca sedimentaria localizada entre las islas de Fuerteventura y Lanzarote y la plataforma continental africana. Algunas de las principales conclusiones de esta síntesis implican nuevos datos, tanto relativos al inicio del volcanismo en este segmento oriental del archipiélago, como a posibles explicaciones de algunas de las peculiaridades de los afloramientos del Mesozoico de Fuerteventura, que ya fueron recogidas en (Fúster et al.1968 y 1981, Steiner et al.1998) Dado que es posible establecer notables diferencias entre la cuenca oceánica en la que pueden inscribirse la totalidad del archipiélago de las Canarias y la fachada oriental del eje Fuerteventura-Lanzarote, en recuerdo del

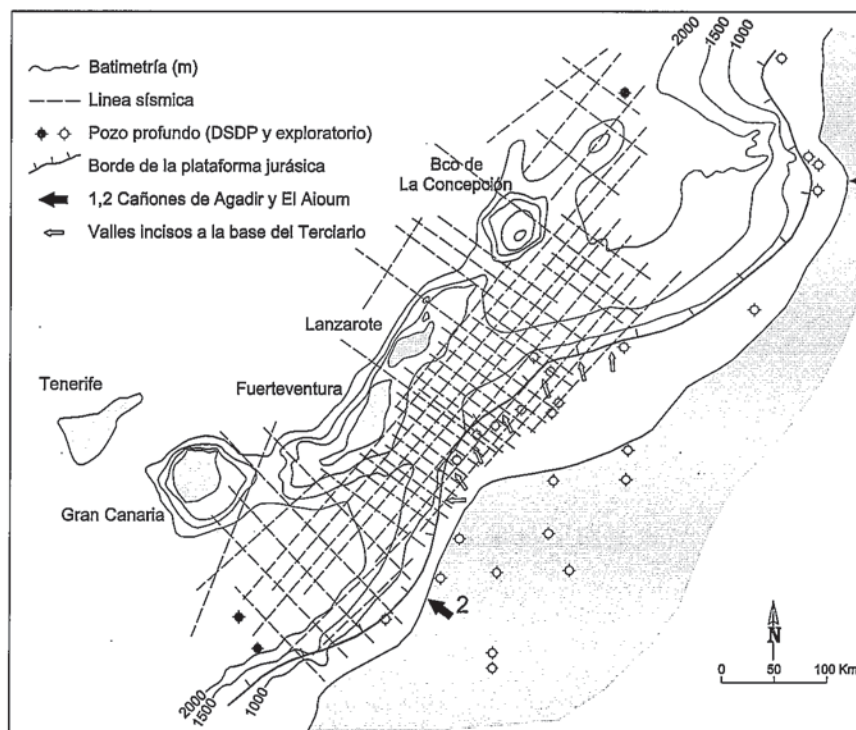


Fig. 1.- Base de datos y principales rasgos morfológicos del área

Fig. 1.- Database and main morphologic features

hombre que dedicó gran parte de su vida al conocimiento geológico de estas Islas, proponemos llamar "Surco de Fúster Casas" a este genuino segmento geológico,

cuya descripción es el propósito de esta breve comunicación.

La ausencia de pozos en el área implica que las atribuciones estratigráficas que

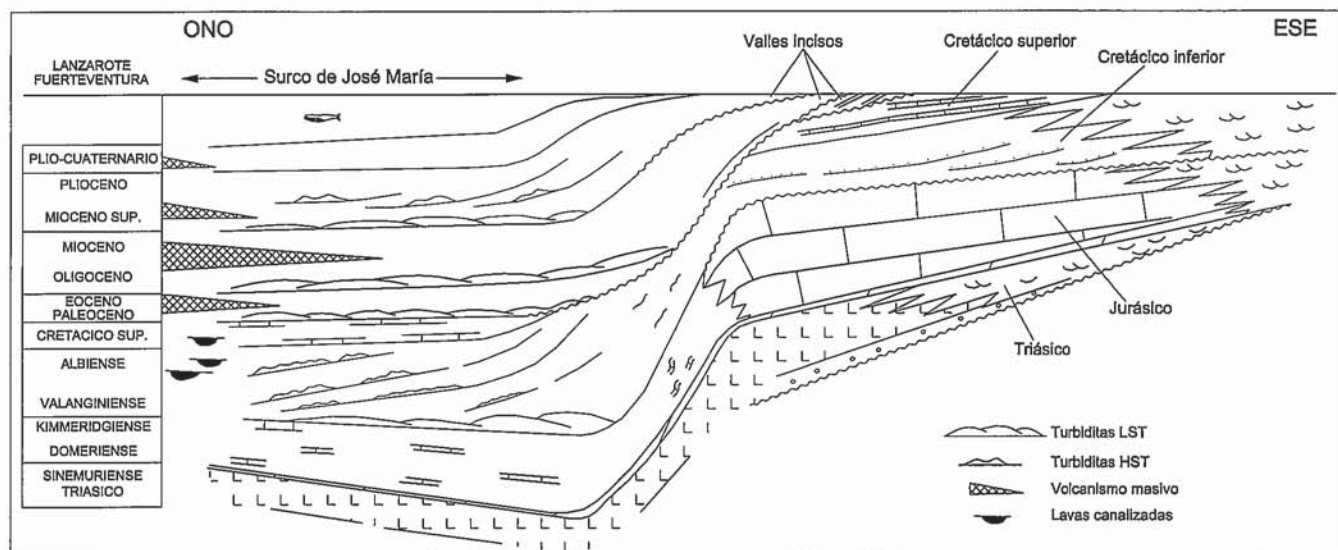


Fig. 2.- Modelo sedimentario del Surco de Fúster Casas.

Fig. 2.- Fúster Casas trough sedimentary model.

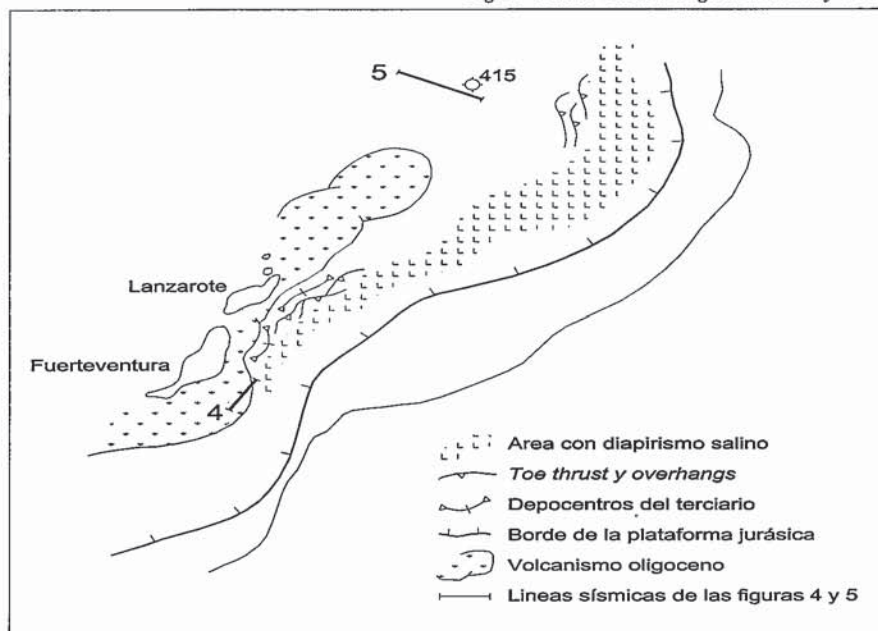


Fig. 3.- Esquema geológico del eje Fuerteventura-Lanzarote y sectores adyacentes.

Fig. 3.- Geological scheme of Fuerteventura-Lanzarote area.

presentamos no sean todo lo precisas que nos gustaría, pues han sido establecidas introduciendo en las líneas sísmicas los datos de los pozos realizados en la plataforma africana. Esta metodología se ve favorecida por la calidad y densidad de la malla sísmica, la temprana y persistente geometría plataforma-cuenca de este margen de tipo pasivo y la ausencia de deformación tectónica compresiva en toda el área representada, circunstancias que permiten tanto una sencilla interpretación de facies y medios sedimentarios, como una directa conexión sísmica entre la plataforma, donde se establecen los

controles cronoestratigráficos, y la cuenca profunda.

Modelo tecto-sedimentario

A la luz de todos los datos reunidos, la evolución geológica del sector representado puede sintetizarse en seis etapas principales: 1) Una fase de *rift* que inicia la construcción del margen atlántico sobre el flanco occidental del cratón africano. El depósito de espesas capas de sal y anhidrita-dolomía se extiende entre un probable Triásico medio y el Sinemuriense.

2) Inundación marina en el Domeriense-Toarciense de una gran superficie del margen continental africano sobre el que se establece la primera plataforma carbonatada, que culmina en el Jurásico superior con la progradación de su borde hasta una línea casi paralela a la costa actual (Figs. 1, 2 y 3). El persistente y continuo borde externo de esta plataforma jurásica da paso a un abrupto talud que, sin descompactar, supera los 2.000 metros de desnivel, y establece la primera y usual geometría de un margen de tipo pasivo.

La diferenciación entre las plataformas de El Aïoum-Tarfaya y las facies profundas (Steiner et al. 1998) del Surco Fúster Casas, aflorantes en Fuerteventura, queda así establecida desde el Jurásico inferior.

3) En el Neocomiense se asiste a un notable cambio sedimentario que es manifestado por la progradación desde el cratón africano de una plataforma fluvial y deltaica que sólo deposita delgados niveles carbonatados en su segmento más externo. La geometría plataforma-talud se acrecienta en vertical y el borde externo con el que culmina esta nueva plataforma progresa una decena de kilómetros más allá de la posición que había alcanzado en el Jurásico superior.

Al pie del talud, se depositan turbiditas detríticas, también aflorantes en Fuerteventura (Fúster et al. 1981 y Steiner et al. 1998) que progredan con el talud de la plataforma oriental que las alimenta.

4) El Cretácico superior registra otro notable ascenso de nivel marino, evento Albiense-Cenomaniense-Turonense

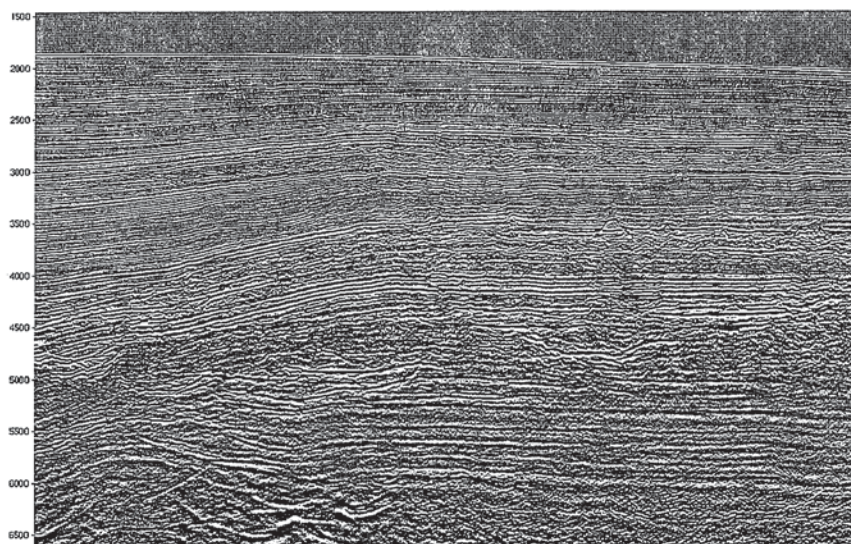


Fig. 4.- Volcanismo canalizado en el Albiense-Cenomaniense.

Fig. 4.- Albian-Cenomanian volcanic channel flows.

(ACT) que produce una importante retrogradación de la línea de costa, fenómenos de anoxia y *upwelling* en la plataforma y facies de condensación en cuenca profunda, ricas en materia orgánica y presentes (Steiner et al.1998) en el Albiense de Fuerteventura.

En la cuenca profunda, las líneas sísmicas no muestran imágenes asimilables a depósitos turbidíticos, por lo que se interpreta que el episodio ACT fue correlativo con una notable disminución del aporte sedimentario procedente del continente.

5) En el Paleoceno se produce el colapso eustático, quizás mixto, eustático y tectónico, del margen africano, y su resultado es la erosión, sobre una larga, continua y ancha banda, de la práctica totalidad del borde externo de la plataforma cretácica.

La penetración erosiva (>1.500 m), la geometría de sus espectaculares valles y cañones incisivos y los depósitos turbidíticos con ellos correlativos vienen a indicar que un alto porcentaje de la erosión es submarina y que el *bypassing* sedimentario de plataforma a cuenca fue prácticamente continuo e importante.

6) Desde el Eoceno al Pleistoceno la construcción de la plataforma y la colmatación de la cuenca profunda se realizó merced a la progradación de sistemas carbonatados o clásticos en la plataforma y en los episodios de alto nivel del mar y al depósito de sistemas turbidíticos en los pulsos de descenso. En este contexto, la fase oligocena de estructuración del Atlas sólo puede inferirse por una mayor expresión sísmica de las turbiditas de esta edad, introducidas en la cuenca profunda desde los paleo-cañones de Agadir y de El

Aioum y desde los numerosos valles incisivos que continuaron funcionando como cabeceras de la alimentación sedimentaria de la cuenca profunda.

Afloramientos y datos profundos

En el anterior esquema tecto-sedimentario pueden introducirse observaciones procedentes de la interpretación de las líneas sísmicas, y ello permite aportar nuevos datos relativos a muy diversos, en ocasiones discutidos, aspectos geológicos del eje Fuerteventura-Lanzarote-Banco de la Concepción:

a) Cortezas oceánica y continental

La observación del área donde se manifiesta el diapirismo inducido por la sal profunda (Fig.3) puede directamente relacionarse con el área donde ocurrió su depósito y ella indica que el *rift* que representa el primer estadio en la separación de las placas americana y africana estableció uno de sus bordes su bordes en la posición que hoy ocupa el eje

Lanzarote-Fuerteventura. Esta interpretación es acorde con los datos proporcionados por la posición de las anomalías magnéticas S-1 y M-25 de edades respectivas Toarciense y Oxfordiense-Kimmeridgiense (Huon et al.1993) y la presencia de basaltos de dorsal oceánica (*Mid oceanic ridge basalts / MORB*) intercalados en el Domeriense-Toarciense de Fuerteventura (Steiner et al.1998).

El espesor sedimentario del Surco de Fúster Casas, mayor de 8.000 m y la barrera que representa el volcanismo de las islas, impiden a las líneas sísmicas visualizar el contacto entre las cortezas oceánicas y continental, pero los datos antes descritos y los aportados por Banda et al.1981, vienen a indicar que el contacto entre ambas cortezas debe situarse sobre la alineación Fuerteventura-Lanzarote-Banco de la Concepción.

b) La serie inversa de Fuerteventura

La observación de la deformación diapírica, ausente en la plataforma de Tarfaya-El Aioum y al oeste de la alineación Lanzarote-Fuerteventura, permite interpretar que el diapirismo estaba ya desarrollado en el Cretácico inferior, y que posteriormente fue reactivado por la alta velocidad de sedimentación del Paleógeno, tiempo en el que muchos diapiros alcanzaron el fondo del mar. La deformación salina, especialmente activa en el talud y pie de talud de la plataforma africana (Fig.3) se desarrolló según un clásico modelo con deformación creciente de margen a cuenca, lo que generó una notable extensión en el Paleógeno del margen oriental. En el margen salino occidental la citada extensión se resuelve en una franja de cabalgamientos epidérmicos *toe thrust* (Gabor et al. 2000) y diapiros con sinclinales periféricos y *overhangs* muy asimétricos y volcados al oeste. Esta intensa deformación salina podría ser el origen de la inversión estructural que muestran los afloramientos del

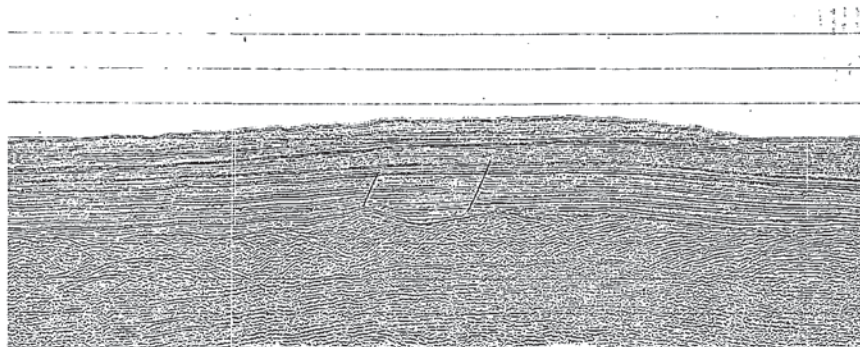


Fig. 5.- Imagen sísmica de la prolongación NE del Banco de la Concepción.

Fig. 5.- Northeastward plunging Conception Bank seismic display.

Jurásico-Cretácico de Fuerteventura, que anteriormente ha sido atribuida a las intrusiones plutónicas del Complejo Basal.

c) Edad y tipos de volcanismo

Las líneas sísmicas muestran que el Albiense-Cenomaniense del este de Lanzarote y Fuerteventura contiene geometrías tipo canal (5 y 7 km de anchura y 150-200 m de profundidad), que por su contraste de amplitud sísmica, por su trazo rectilíneo, y por descender desde las islas, son interpretadas como pertenecientes a coladas volcánicas submarinas (Fig.4). Estos ríos de lava, emitidos desde conos volcánicos ubicados al sur de Fuerteventura y al norte de Lanzarote anticipan en 60 a 70 millones de años el volcanismo submarino establecido en los afloramientos de Fuerteventura (Fúster et al.1981) y en 30 a 40 millones de años al volcanismo reconocido por el sondeo geotérmico Lanzarote-1, sinsedimentario con el Paleoceno medio (Sánchez Guzmán y Abad, 1979)

Junto a este inicial y local volcanismo, las líneas sísmicas muestran otro de tipo masivo del Eoceno superior y el Oligoceno. Este último caracteriza el momento de máxima actividad, que una vez culminado inicia una progresiva retracción, en volumen y área, de las emisiones submarinas ocurridas desde Fuerteventura y Lanzarote.

La constancia de los espesores sedimentarios del Cretácico inferior y superior, y los marcados depocentros (3.500m) del Terciario, localizados inmediatamente al este de Lanzarote-

Fuerteventura (Fig.3) son interpretados como el producto de una subsidencia diferencial motivada por la sobrecarga de los materiales volcánicos que fueron emitidos por el eje Fuerteventura-Lanzarote durante el Paleógeno y Neógeno.

d) Los carbonatos de Fuerteventura

La reconstrucción de la geometría plataforma-talud-cuenca indica que al oeste del borde de la plataforma africana (Fig.2) el Cretácico se depositaba en facies muy profundas que fácilmente superaban los 2.000m de batimetría. En este contexto paleogeográfico, las facies carbonatadas del Cretácico superior de Fuerteventura, depositadas por encima del nivel de compensación de la calcita (Fúster et al.1981), se pueden interpretar como sedimentadas en *sea mounts* tipo guyots, de los que, ya desde el Albiense y quizás antes, descendían los ríos de lava descritos en líneas precedentes.

e) El uplift final

La ausencia de tectónica compresiva en toda el área estudiada plantea serios problemas para relacionar el origen del archipiélago con la Cordillera del Atlas (Anguita y Hernán, 2000), pero de otra parte, no es menos evidente que los afloramientos del Jurásico de Fuerteventura y del Paleoceno (-2.600 m. nivel del mar) del pozo geotérmico de Lanzarote, han sufrido un evidente *uplift*, que como mínimo y respectivamente estimamos en 3.500 y 2.000 m.

Las imágenes sísmicas del Banco de la Concepción, continuidad hacia el NE del eje Fuerteventura-Lanzarote, muestran una deformación de gran radio que

se inició en el Cretácico superior, que aún continúa activa (Fig.5) y que no puede atribuirse a los aparatos volcánicos submarinos que, como el propio Banco de la Concepción, son visibles en dirección SO. El origen de esta larga y tardía elevación del fondo oceánico es incierto, pero se nos ocurre que podría representar la expresión de un abombamiento cortical, decreciente en dirección NE, del eje Fuerteventura-Lanzarote-Banco de la Concepción, expresión final de una probable y vieja pluma de manto.

Referencias

- Anguita, F. y Hernán, F. (2000): Geotemas 1(3):313-316.
- Banda, E., Danobeitia, J. J., Surinach, E. y Ansorge, J. (1981) Earth and Planetary Sciences Letters, v.55, p.11
- Fúster, J. M., Cendrero, A., Gastesi, P., Ibarrola, E. Y López, R. J. (1968): I. L. Maillada CSIC. Madrid: 239 pp.
- Fúster, J. M., Barrera, J. L., Muñoz, M., Sagredo, J. y Yebenes, A. (1981): Pájara. Serie Magna 1:25.000 (1106-III): 63 pp.
- Gabor, T., Molnar, J. y Ashton, P. (2000): Leading Edge. 1074-1078
- Huon, S., Comée, J. J., Piqué, A., Rais, N., Clauer, N., Liewig, N. y Zayane, R. (1993) : Bull.Soc.Geol.France, v.164 :165-173
- Sanchez Guzmán, J. y Abad, J. (1986) : Anales de Física ; Serie B : 102-109
- Steiner, Ch., Hobson, A., Favre, Ph., Stampfli, G. y Hernandez, J. (1998) : Geo.Soc.Am Bull.v.110 ; nº 10 : 1304-1317