

Interacción entre la tectónica salina y las clinofor­mas progradantes plio-cuaternarias del SO del surco de Valencia

Interaction between salt tectonics and Plio-Quaternary prograding clinoforms in the SW Valencia Trough

Adrià Ramos^{1*}, Antonio Pedrera², Menno J. de Ruig³, Pedro Alfaro¹ y Iván Martín-Rojas¹

¹University of Alicante, Dpto. de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Carretera San Vicente del Raspeig s/n 03690 San Vicente del Raspeig, Alicante, España. adria.ramos@ua.es, pedro.alfaro@ua.es, ivan.martin@ua.es.

²Instituto Geológico y Minero de España, Dpto. Geología y Subsuelo, CN IGME-CSIC, C/ Ríos Rosas 23, 28003, Madrid, España. a.pedrera@igme.es

³Oropesa BV, Van Bleiswijkstraat 183, 2582 LD The Hague, Netherlands. menno.deruig@gmail.com.

*Corresponding autor

ABSTRACT

2D multichannel seismic profiles from the SW part of the Valencia Trough has allowed us to recognize the architecture of the main deltaic margin sequences deposited during the Pliocene and Quaternary. The sequential restoration of a representative geological cross-section has been made in order to determine the evolution of these sequences and to discuss the role played by the salt had in the stratigraphic configuration. The load associated with these sediments, up to 3000 meters thick in the external part of the platform, led to the rejuvenation of previous diapiric structures and the development of faults that sole in the underlying Triassic salt unit. Besides the changes of the sea level and climate, these suprasalt faults influenced the geometry and migration of the depocenters during the Pliocene and Quaternary. Therefore, salt tectonics plays key role on the architecture of prograding clinoforms.

Key-words: Valencia Trough, prograding clinoform, salt tectonics, Plio-Quaternary.

Geogaceta, 76 (2024), 43-46

<https://doi.org/10.55407/geogaceta104493>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

Los sistemas deltaicos muestran frecuentemente arquitecturas progradantes desarrolladas en la zona de transición entre las aguas someras y profundas. La sísmica de exploración realizada en márgenes continentales y cuencas sedimentarias ha favorecido la caracterización geométrica de las secuencias deposicionales y el perfeccionamiento de los modelos conceptuales que explican su formación (Patrino and Helland-Hansen 2018). El desarrollo de las secuencias estratigráficas está controlado por factores globales como la altura relativa del nivel del mar y regionales como la cantidad de sedimentos aportados en el sistema y la tasa de subsidencia asociada a distintos procesos tectónicos.

Cuando las cuencas sedimentarias albergan unidades evaporíticas que incluyen sal, la carga sedimentaria desentra-

na su movilización (p.ej. Ge et al. 1997; Ramos et al. 2022). La tectónica salina condiciona la paleobatimetría y, por lo tanto, los ambientes sedimentarios de las sucesiones sin-cinemáticas. En el caso de sistemas deltaicos, la tectónica salina interactúa con otros controles primarios como las variaciones del nivel del mar y de los aportes sedimentarios durante el depósito de clinofor­mas progradantes (p.ej. Rojo et al. 2019).

En el margen continental del suroeste del surco de Valencia se ha emplazado una megasecuencia progradante durante el Plioceno y el Cuaternario, con un espesor máximo de unos 3000 metros. Frente a las costas de Valencia, el sistema deltaico muestra una dirección de progradación O-E que cambia a SSO-NNE en la parte sur de la cuenca. El estilo de apilamiento de estas secuencias en el margen continental ibérico está principalmente vinculado a las va-

RESUMEN

Los perfiles de sísmica multicanal 2D situados en la parte SO del Surco de Valencia permiten reconocer la arquitectura de las principales secuencias deltaicas depositadas en su margen durante el Plioceno y el Cuaternario. Se ha realizado la restitución secuencial de un corte geológico representativo para determinar su evolución y discutir el papel que tuvo la sal en su configuración. La carga asociada a estos sedimentos, que llega hasta los 3000 metros de espesor en la parte externa de la plataforma, ha propiciado el rejuvenecimiento de estructuras diapíricas previas y el desarrollo de fallas despegadas en la unidad de sal triásica infrayacente. Además de las variaciones del nivel del mar y el clima, estas fallas suprasal influyeron en la geometría y migración de los depocentros durante el Plioceno y Cuaternario. Por tanto, la tectónica salina ejerce un control clave en la arquitectura de las clinofor­mas progradantes.

Palabras clave: Surco de Valencia, clinofor­ma progradante, tectónica salina, Plio-Cuaternario.

Fecha de recepción: 09/02/2024

Fecha de revisión: 19/04/2024

Fecha de aceptación: 07/06/2024

riaciones glacio-eustáticas y a los cambios de aportes, así como la tectónica (Fernández-Salas et al., 2003; Hernández-Molina et al., 2002; Kertzhus y Kneeller, 2009; Lobo et al., 2015; Maldonado et al., 1985). Por otro lado, tanto el relieve sedimentario Mesozoico y Mioceno de la cuenca como estas unidades más recientes están afectadas por tectónica salina. Sin embargo, no hay estudios que discutan la influencia del flujo de la sal en las clinofor­mas progradantes en el surco de Valencia. El objetivo de este trabajo es describir la geometría de las principales secuencias deltaicas y discutir el papel que tuvo la sal en su configuración.

La excelente calidad de la sísmica de reflexión 2D y el control de los pozos nos permite caracterizar las fallas normales desacopladas en la sal que afectan a la configuración y evolución de las clinofor­mas.

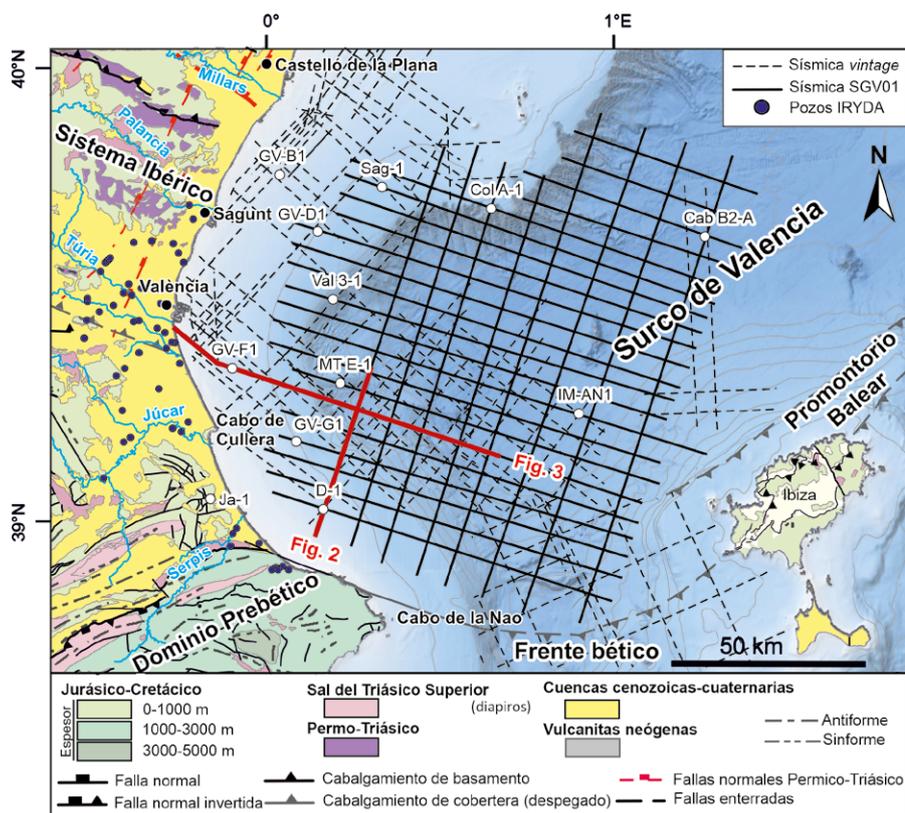


Fig. 1.- Mapa geológico de la parte SO del Surco de Valencia (modificado de Ramos et al. 2023). Se presentan también la localización de los perfiles sísmicos y sondeos utilizados en este trabajo. Cab B2-A: Cabriel B-2 A, Col A-1: Columbretes A-1, D-1: Denia-1, GV-B1: Golfo de Valencia B-1, GV-D1: Golfo de Valencia D-1, GV-F1: Golfo de Valencia F-1, GV-G1: Golfo de Valencia G-1, IM-AN1: Ibiza Marina, Ja-1: Jaraco-1, MT E-1: Marina del Turia E-1, Sag-1: Sagunto-1, V 3-1: Valencia 3-1. Se indica la localización de las secciones mostradas en las figuras 2 y 3.

Fig. 1.- Geological map of the SW Valencia Trough (modified from Ramos et al. 2023). The location of the seismic profiles and wells used in this work are also presented. The location of the sections shown in figures 2 and 3 is indicated.

Marco Geológico

El Surco de Valencia, originado en el Oligoceno, es una cuenca sedimentaria orientada NE-SO (Fig. 1) que coincide con un sector de corteza muy adelgazada (Banda y Santanach 1992; Ramos et al. 2023; Roca, 2001; Torné et al., 1992). Durante el Triásico Superior se depositaron evaporitas en facies Keuper y sobre ellas, una alternancia de carbonatos y sedimentos detríticos de hasta 15 km de espesor en las partes más profundas de la cuenca (Ramos et al. 2023). Esta cuenca mesozoica fue invertida y elevada entre el Eoceno superior y el Oligoceno y sujeta de nuevo a subsidencia durante el Oligoceno-Mioceno Medio (Roca, 2001). Tras la crisis de salinidad mesiniense y el desarrollo de una discordancia de carácter regional (Maillard et al. 2006), se depositó una megasecuencia siliciclástica progradante de plataforma durante el Plioceno y el Cuaternario. Esta unidad está afectada por un sistema de fallas normales de orientación aproximada N-S.

Datos y metodología

Para la interpretación de la zona de estudio se utilizaron principalmente los datos de sísmica de reflexión multicanal 2D SVG01 adquirida en 2001. Consiste en 30 perfiles orientados ONO-ESE y NNE-SSO, con una longitud aproximada de 90 km (Fig. 1). Más detalles de la adquisición y procesamiento del survey SVG01 pueden encontrarse en Cameselle y Urgeles (2017).

La interpretación, realizada en tiempo doble usando el programa Move (Petex), fue complementada con perfiles sísmicos antiguos adquiridos en las décadas de los 60 y 70, accesibles como datos públicos bajo petición en el Instituto Geológico y Minero de España (CN IGME-CSIC) (<http://info.igme.es/sigeof/>).

La calibración de los marcadores tuvo en cuenta la información de los pozos exploratorios (Lanaja 1987) y los pozos hidrogeológicos IRYDA (Fig. 1). La sísmica fue convertida a profundidad teniendo en cuenta las velocidades sísmicas extraídas de Torné et al. (1992).

La restitución secuencial de una sección interpretada perpendicular a las principales estructuras extensionales del margen, fue llevada a cabo utilizando nuevamente el programa Move. Se eliminó el desplazamiento de las fallas para cada intervalo estratigráfico, y se descompactaron los sedimentos a partir de los datos de litologías medias obtenidos de los pozos. En cada etapa de la restitución, la sección fue compensada mediante el algoritmo de isostasia de Airy.

Resultados y discusión

La sísmica muestra una secuencia progradante plio-cuaternaria (Fig. 2). En las clinofórmulas es posible identificar el topset en la plataforma, el foreset en la parte media-alta del talud y el bottomset en la parte baja del talud. La arquitectura de las clinofórmulas muestra una progradación de la secuencia hacia el noreste (Fig. 2). Se han identificado 6 secuencias deposicionales (P1, P2, P3, Q1, Q2, Q3), separadas por marcadores de 3.8 Ma, 3.3 Ma, 2.6 Ma y 2.0 Ma, datados con microfósiles (Lirer et al., 2019). En los casos donde no había información de pozo, se añadió un marcador asumiendo una sedimentación constante (marcador 1 Ma).

La megasecuencia se dispone discordante encima de un paquete de espesor variable de Mesozoico y Mioceno afectado por halocinesis. La primera unidad de la megasecuencia (P1) se dispone en onlap sobre la discordancia mesiniense (Fig. 2). Esta discontinuidad corresponde a la mayor etapa erosiva en el surco de Valencia, producida por una bajada súbita del nivel del mar. Los materiales miocenos infra-yacentes permanecen truncados por la discordancia. Las unidades P1 y P2 muestran patrones agradacionales en la parte profunda de la cuenca, pero presentan cambios de espesor, de tal modo que se adelgazan hacia el diapirismo encapsulado en los materiales Mesozoicos (Fig. 2). Esto parece indicar que dichos cambios de espesor están relacionados con el diapirismo (Fig. 2). Las geometrías sigmoidales se encuentran mejor desarrolladas en la unidad P3 (2.6-3.3 Ma), representadas por toplaps en el bottomset, seguido por un foreset con una inclinación de hasta 12° afectado por ondas sedimentarias, y downlaps en el bottomset agradacional (Fig. 2). Esta arquitectura sedimentaria también se puede observar en las sucesiones cuaternarias, que dibujan una progradación de las clinofórmulas.

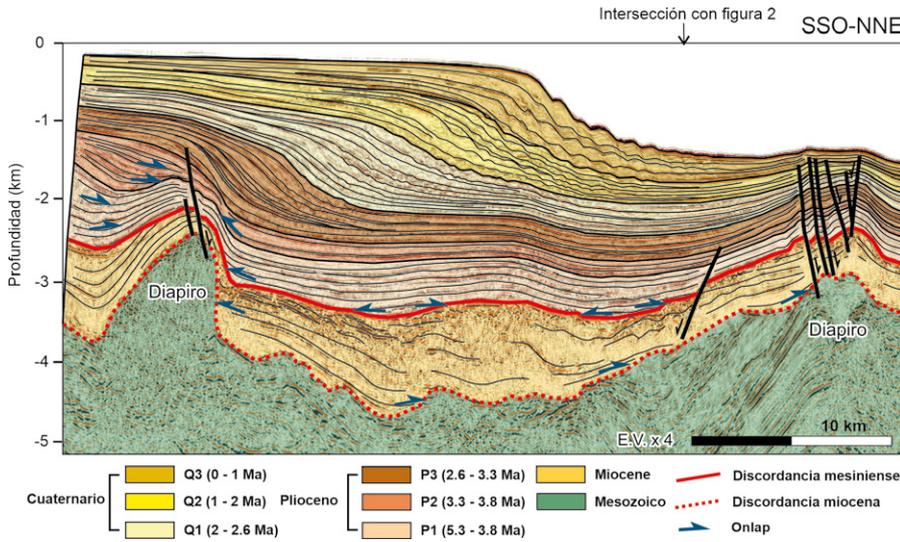


Fig. 2.- Clinoformas progradantes plio-cuaternarias del Surco de Valencia. Nótese la presencia de diapiros afectando diacrónicamente las secuencias progradantes, y como su colapso da lugar a fallas normales. Ver figura 1 para su localización.

Fig. 2.- Plio-Quaternary prograding clinoforms of the Valencia Trough. Notice the presence of diapirs diachronically affecting the prograding sequences, and how their collapse gives rise to normal faults. See figure 1 for its location.

formas hacia el NNE, con espesores de centenares de metros. Estas geometrías nos permiten clasificarlas como clinoforras deltaicas de borde de plataforma, según Patruno y Helland-Hansen (2018).

Los diapiros afectan diacrónicamente a los sedimentos de la megasecuencia progradacional plio-cuaternaria. Hacia el sur, las unidades P1 y P2 se adelgazan hacia los diapiros y se engruesan principalmente en el flanco sur de éstos. El diapiro situado al NNE deforma todas las unidades que se disponen en downlap. Dicha deformación es mayor en los reflectores de las unidades inferiores, aunque atraviesan la estructura, sin mostrar significativos cambios de espesor (Fig. 2). Esto sugiere una migración de la sal hacia el diapiro, es decir hacia el norte, en respuesta a la carga sedimentaria proveniente del continente en la parte interna de la plataforma. Las unidades suprayacentes no muestran geometrías sin-cinemáticas en relación con el movimiento de la sal, y puede ser debido a: a) la capa de sal Triásica autóctona ha sido agotada completamente para alimentar al diapiro, soldando el basamento con el Mesozoico en la parte profunda hacia el sur, o b) la tasa de entrada de sedimentos es superior a la tasa de flujo de la sal. Sin embargo, en la vertical del diapiro situado al norte, los espesores de las unidades cuaternarias varían, adelgazándose ligeramente hacia el diapiro (Fig. 2). Esto lo interpretamos como una señal de que este diapiro es activo durante el Cuaternario. De hecho, su actividad se prolonga hasta la actualidad, como demuestra

el abombamiento del fondo marino y la presencia de fallas normales, posiblemente como respuesta a la intrusión del diapiro (Fig. 2).

La interpretación de la sismica disponible en el margen nos permite identificar otras estructuras relacionadas con el movimiento de la sal que afectan a las clinoforras. La sección de la figura 3 muestra el estilo tectónico dominante en el SO del surco de Valencia, donde las unidades Mesozoicas, Cenozoicas, Pliocenas y Cuaternarias están afectadas por fallas normales listricas en la plataforma continental. Estas fallas, que buzan hacia el este, están despegadas en la sal triásica y tienen una actividad sin-sedimentaria. La falla más cercana a la costa es la responsable del engrosamiento de las unidades plio-cuaternarias, pasando de escasos 100 metros en una zona cercana a la costa, a aproximadamente 1500 metros en el bloque superior, mostrando geome-

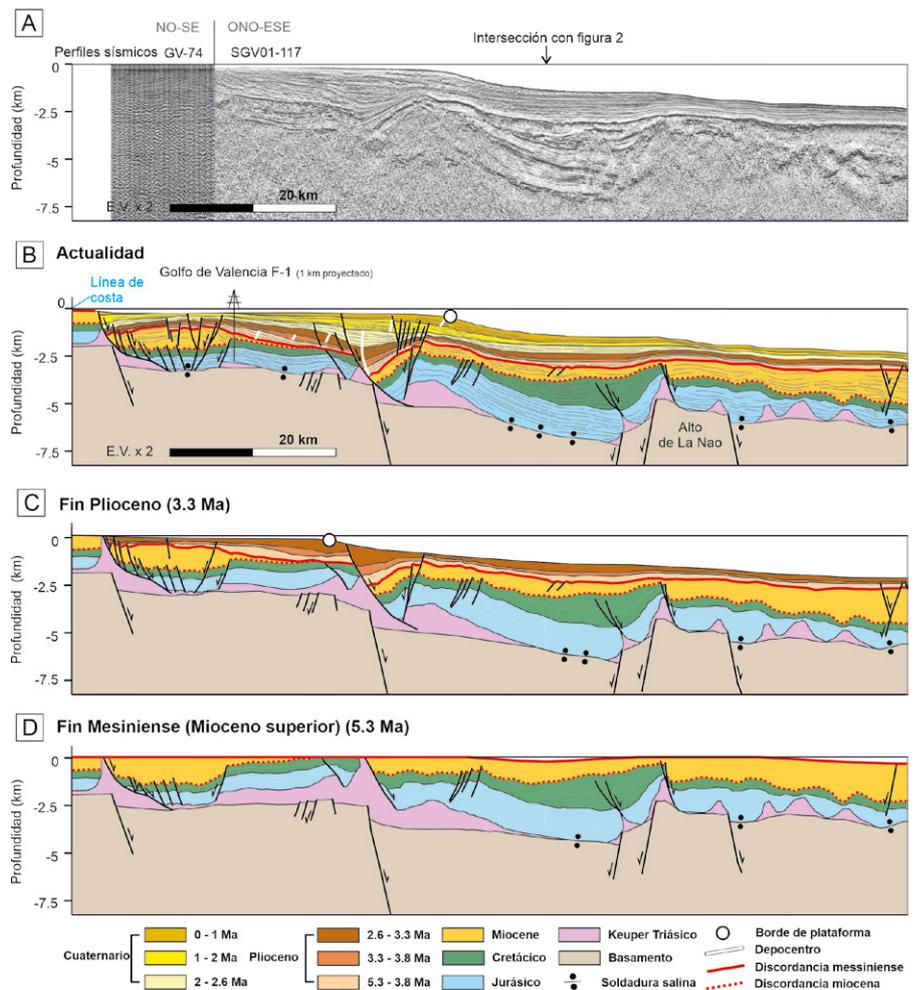


Fig. 3.- Interpretación (b) de una sección sísmica compuesta (a) localizada en el margen continental del SO del surco de Valencia y su restitución (c y d). Se puede observar como el Plio-Cuaternario es afectado por estructuras asociadas con la tectónica salina. Ver figura 1 para su localización. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Interpretation (b) of a composite seismic section (a) on the continental margin of the SW Valencia Trough and its restoration (c and d). Notice how the Plio-Quaternary is affected by structures associated with salt tectonics. See figure 1 for its location. See color figure in the web.

trías de abanico que se abren hacia la falla. Estas sucesiones se adelgazan justo encima de un depocentro mioceno. La restitución secuencial (Fig. 3B, C, D) sugiere que el espacio de acomodación generado durante el Plio-Cuaternario es compatible con la expulsión de un diapiro pasivo nucleado sobre una falla de basamento que se desarrolló en el flanco oeste de la minicuenca miocena. La paleobatimetría ha tenido en cuenta reconstrucciones paleogeográficas de Pellen et al. (2019).

Los depocentros del Plioceno migran hacia el este con geometrías sigmoidales compatibles con clinofomas, adelgazándose de nuevo en el bloque inferior de una falla lítrica desacoplada en la sal que se encuentra cercana al borde de la plataforma. En el bloque superior se pueden observar estratos de crecimiento hasta la unidad Q1 (marcador 2 Ma), junto con la presencia de fallas normales antitéticas acomodando parte de la deformación (Fig. 3B). Sin embargo, las unidades Q2 y Q3 (marcador 2 Ma hasta el fondo marino) no muestra estratos en geometría de abanico contra falla relacionados con la actividad de la falla lítrica, aunque sí se pueden observar clinofomas progradantes (Fig. 3). En este caso, el eje de los depocentros migra hacia el este. Esto podría sugerir un aumento de la tasa de sedimentación respecto a la tasa del flujo de la sal subyacente, influyendo en el apilamiento ascendente de las clinofomas y, por lo tanto, la migración del borde de plataforma hacia el este (Fig. 3B, C).

La restitución secuencial muestra como la falla lítrica anteriormente descrita se desarrolla en buena medida durante el Plio-Cuaternario debido a la expulsión de sal de un diapiro pasivo (Fig. 3B,C). Esta expulsión es coetánea con la progresiva soldadura primaria del Mesozoico hacia el oeste que ocurre principalmente durante el Plioceno. Esta sal alimenta el domo salino inmediatamente al este de la falla lítrica cercana al borde de la plataforma, produciendo su levantamiento, como se puede observar por la geometría anticlinal y el adelgazamiento súbito de las secuencias sin-cinémicas (Fig. 3C).

Las secuencias pliocenas y la más baja del Cuaternario muestran un ligero engrosamiento hacia el este a partir del domo salino hasta llegar al Alto de la Nao, mientras las unidades Q2 y Q3 se adelgazan. De nuevo interpretamos esta geometría como una respuesta a la expulsión de sal. Desde este alto estructural, el Plio-Cuaternario en su conjunto se muestra isópaco sobre la discordancia mesiniense. Esto puede ser

debido a que la cuenca ya se soldó durante el Mioceno, como así lo demuestra el aumento repentino de espesor al este del Alto de la Nao. Así pues, la previa soldadura de la cuenca condicionó la sedimentación con geometrías agradacionales, sin la generación de espacio de acomodación asociado al flujo de sal que pudieran ocasionar cambios de espesor en la parte distal y profunda de la cuenca.

Conclusiones

La interpretación de los perfiles de sísmica de reflexión y los pozos disponibles en la parte SO del surco de Valencia nos ha permitido discutir los principales mecanismos tectónicos que afectan y controlan la arquitectura de las megasecuencias progradantes desarrolladas durante el Plioceno y el Cuaternario en el margen continental.

La carga asociada al depósito de estos sedimentos ha propiciado el rejuvenecimiento de estructuras diapíricas previas y el desarrollo de fallas normales que despegan en la unidad de sal triásica. Esto ocasiona que los máximos depocentros del Plioceno se concentren en forma de estratos de crecimiento en el bloque superior de la falla lítrica principal localizada en la parte externa de la plataforma, interrumpiendo así la migración del apilamiento ascendente de las clinofomas progradantes hacia la parte externa de la plataforma.

Contribución de los autores

A. Ramos, A. Pedrera y M. de Ruig interpretaron los datos. A. Ramos elaboró las figuras y redactó el manuscrito. Todos los autores colaboraron en la discusión de los resultados y en la revisión del trabajo.

Agradecimientos

Agradecemos los comentarios de dos revisores anónimos que han contribuido a mejorar notablemente el manuscrito original.

Este trabajo es parte de los proyectos CIAPOS/2022/082 y AICO/2021/196, financiados por la Generalitat Valenciana, de los proyectos PID2020-119651RB-I00 y PID2021-127967NB-I00 financiados por el Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades del Gobierno de España, así como el proyecto VIGROB053 financiado por la Universidad de Alicante. El Institut Cartogràfic Valencià, la Agencia Valenciana de Seguridad y Respuesta a

las Emergencias (Generalitat Valenciana), y el Consorcio Provincial para el Servicio de Prevención y Extinción de Incendios y Salvamento de Alicante también han aportado financiación parcial.

Referencias

- Banda, E., Santanach, P., (1992). *Tectonophysics* 208, 183–202. <https://doi.org/bqnddb>
- Cameselle, A.L., Urgeles, R. (2017). *Basin Research* 29:576–595. <https://doi.org/f9rzg>
- Ge. H., Jackson, M.P.A., Vendeville, B.C. (1997). *AAPG Bulletin* 81:398–423. <https://doi.org/cjzqxq>
- Fernández-Salas, L.M., Lobo, F.J., Hernández-Molina, F.J., et al. (2003). *Continental Shelf Research* 23, 1037–1054. <https://doi.org/bs8nws>
- Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Vazquez, J.T., et al. (2002). *Quaternary International* 92, 5–23. <https://doi.org/b5s36z>
- Lanaja, J.M. (1987). *Instituto Geológico y Minero de España (IGME)*, Madrid
- Lirer, F., Foresi, L.M., Iaccarino SM, et al (2019). *Earth-Science Reviews* 196:102869. <https://doi.org/mdmn>
- Lobo, F.J., Durán, R., Roque, C., et al. (2015). *Boletín Geológico y Minero* 126, 377–408.
- Maillard, A., Gorini, C., Mauffret, A., et al. (2006). *Sedimentary Geology* 188–189, 69–91. <https://doi.org/cnz74>
- Maillard, A., Mauffret, A. (2013) *Tectonophysics* 591:116–130. <https://doi.org/cv3wrr>
- Maldonado, A., Got, H., Monaco, A., et al., 1985. *Marine Geology* 62, 295–319. <https://doi.org/bb25bz>
- Patruno, S., Helland-Hansen, W. (2018). *Earth-Science Reviews* 185:202–233. <https://doi.org/gfng6q>
- Pellen, R., Aslanian, D., Rabineau, M., et al. (2019). *Global and Planetary Change* 181, 102988. <https://doi.org/mqtz>
- Ramos, A., García-Senz, J., Pedrera, A., et al. (2022). *Tectonophysics* 822:229178. <https://doi.org/mdmq>
- Ramos A, Pedrera A, García-Senz J, et al. (2023). *Terra Nova* 35:404–412. <https://doi.org/mdmr>
- Roca, E., 2001. *Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle* 186, 671–706.
- Rojo, L.A., Marín, D., Cardozo, N., et al. (2019). *Basin Research* 32:979–1004. <https://doi.org/gjjb2n>
- Torné, M., Pascal, G., Buhl, P., et al. (1992). *Tectonophysics* 203:1–20. <https://doi.org/d3fj4n>