



CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA DE LA FALLA DEL LLANO DEL ÁGUILA EN CAMPO DALÍAS (ALMERÍA): POSIBLE FUENTE SISMOGÉNICA DEL TERREMOTO DE 1804

Geological characterization of the Llano del Águila fault in Campo de Dalías (Almería): possible seismogenic source of the 1804 earthquake

Júlia Molins-Vigatà^{1,2}, Julián García-Mayordomo³, María Ortuño¹, David García-Sellés¹ y Octavi Gómez-Novell^{1,4}

¹ RISKNAT Group, GEOMODELS, Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona, 08028 Barcelona, España.

juliamolins98@gmail.com, maria.ortuno@ub.edu, dgarcia@ub.edu, octgomez@ub.edu

² Dpto. de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid, España

³ Instituto Geológico y Minero de España (IGME, CSIC), La Calera 1, 28760 Tres Cantos, Madrid, España.

julian.garcia@igme.es

⁴ INGEO, Università degli Studi "Gabriele d'Annunzio" Chieti-Pescara, 66013 Chieti, Italy

Abstract: On August 25, 1804, an earthquake with a $M_w \sim 6.4$ and a maximum intensity of IX, caused serious damage in several locations of Campo de Dalías region (Almería). This study provides new evidence of the relationship between this episode and the Llano del Águila fault. A NW-SE subvertical fault, with a normal-dextral slip, that runs parallel to the Loma del Viento fault, located at about 3 km to the south. For the characterization of the Llano del Águila fault, a new geomorphologic interpretation of the Quaternary alluvial deposits and their relationship with the trace of the structure has been carried out. Four generations of alluvial fans draining the Sierra de Gádor and two fault sections have been identified at a cartographic scale (Cantera Est and Rambla de la Maleza). All the geomorphologic interpretation is made by the analysis of historical aerial photos. Due the high anthropization of the area, modern elevation models are not sufficiently useful. To overcome this limitation, a digital elevation model was obtained through photogrammetry with the aerial photos of the interministerial flight (1977). Fault scarp analysis from topographic profiles measured on the new elevation model provides a 6.3 ± 1.9 m vertical slip for the Cantera East section and a 12.1 ± 1.9 m vertical slip for the Rambla de la Maleza section. All these interpretations have been verified in the field and new data on the kinematics have been acquired to estimate the net slip rate of each section. A $0.016 \pm 0.002 - 0.10 \pm 0.02$ mm/yr slip rate has been estimated for the Cantera Est section and a $0.031 \pm 0.002 - 0.19 \pm 0.02$ mm/yr for the Rambla de la Maleza one, for the last 126 – 781 ky (middle Pleistocene). A maximum magnitude of 6.59 ± 0.19 is estimated through empirical relationships from the total length of the fault trace.

Keywords: photogrammetry, Loma del Viento fault, Eastern Betics, Campo de Dalías, 1804 earthquake.

Resumen: El 25 de agosto de 1804 un fuerte terremoto sacudió la región del Campo de Dalías (Almería) llegando a sentirse con una intensidad EMS de IX ($M_w \sim 6.4$). En este estudio se muestran evidencias que sugieren una relación entre este episodio sísmico y la falla de Llano del Águila. Se trata de una falla normal sub vertical de dirección NW-SE y



paralela a la falla de Loma del Viento, situada a unos 3 km al sur. Para la caracterización de la falla de Llano del Águila se ha llevado a cabo una nueva interpretación geomorfológica de los depósitos aluviales cuaternarios que se ven atravesados por la traza de la falla a lo largo del área de estudio. Se han identificado cuatro generaciones de abanicos aluviales provenientes de la Sierra de Gádor, y dos secciones de falla a escala cartográfica (Cantera Este y Rambla de la Maleza). La interpretación geomorfológica se basa en el análisis de fotografías aéreas históricas. Debido a la intensa antropización de la zona, los modelos digitales del terreno actuales no son útiles. Para solventar esta limitación se procesó un modelo digital de elevaciones mediante fotogrametría usando las fotos aéreas del vuelo interministerial (1977). El análisis de escarpes de falla mediante perfiles topográficos medidos en el nuevo modelo de elevaciones proporciona un salto vertical de $6,3 \pm 1,9$ m para la sección de la Cantera Este y de $12,1 \pm 1,9$ m para la sección de la Rambla de la Maleza. Estas interpretaciones han sido verificadas en el campo donde además se adquirieron nuevos datos sobre la cinemática de la falla. Todo ello ha permitido estimar la tasa de deslizamiento neta de cada sección: $0,016 \pm 0,002$ y $0,10 \pm 0,02$ mm/año para la sección de la Cantera Este y $0,031 \pm 0,002 - 0,19 \pm 0,02$ mm/año para la Rambla de la Maleza, respectivamente para los últimos 126 y 781 ka (Pleistoceno Medio). A partir de la longitud total de la traza de la falla se puede estimar mediante relaciones empíricas una magnitud máxima potencial de $6,59 \pm 0,19$.

Palabras clave: fotogrametría, Falla de la Loma del Viento, Béticas Orientales, Campo de Dalías, terremoto de 1804.

Molins-Vigatà, J., García-Mayordomo, J., Ortuño, M., García-Sellés, D., Gómez-Novell, O., 2022. Caracterización geológica de la falla del Llano del Águila en Campo Dalías (Almería): posible fuente sísmica del terremoto de 1804. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 35 (1): 71-83

Introducción

La identificación de fallas activas como fuentes de terremotos destructivos es crucial para una correcta previsión espacio-temporal de futuros eventos y, por ende, para una adecuada reducción del riesgo sísmico. El desarrollo espectacular que ha experimentado la teledetección en las últimas décadas permite que en la mayoría de los grandes terremotos ($M > 6,0$) corticales se pueda identificar rápidamente la falla causante gracias a las deformaciones (p.ej., roturas) que estas producen en la superficie del terreno. Sin embargo, para eventos sísmicos que han ocurrido en la época pre-instrumental (i.e., anterior a 1920), la identificación directa de las fallas responsables es, con frecuencia, mucho más compleja. Dicha complejidad normalmente requiere la integración de: i) el registro geológico, mediante técnicas como la paleosismología (p.ej., McCalpin, 2009), y ii) datos históricos, como pueden ser las descripciones en crónicas de la época de los efectos geológicos y/o sociales de los sismos (p.ej., Silva *et al.*, 2019). Especialmente relevantes son las descripciones de grietas en el terreno, si bien puede ser difícil discernir cuando se trata de un efecto primario (rotura cosísmica) o de uno secundario (movimiento del terreno). Otra gran dificultad añadida es la fuerte antropización a la que están sometidas algunas zonas del planeta, hecho que dificulta de sobremano localizar con precisión en el campo estos fenómenos, especialmente los que son muy efímeros y quedan pronto erosionados o cubiertos por sedimentos.

Este estudio se centra en caracterizar con detalle una de las posibles fallas causantes del terremoto del 25 de

agosto de 1804 ($I_{EMS} = VII-IX$; M_w 6,4-6,6) que destruyó las poblaciones de Dalías y Berja (Almería), provocando la muerte de al menos 175 personas (Murphy, 2019). La franja costera meridional almeriense, desde Adra a Almería ciudad, es una de las zonas con mayor actividad sísmica en España (IGN-UPM, 2012; IGME, 2015). Por ejemplo, es destacable el sismo que tuvo lugar el 13 de enero del mismo año y que afectó gravemente la población de Adra ($I_{EMS} = VII-VIII$; M_w 6,7), así como el del año 1522 que destruyó la ciudad de Almería ($I_{EMS} = VII-VIII-IX$; M_w 6,5), entre otros (cf. Solares y Rodríguez, 2002). Ya en época instrumental es muy destacable la conocida como serie de Adra ($M_{blg} = 5,0$; $I_{EMS} = VII$) de finales de 1993 y principios de 1994. El origen de esta sismicidad, de tipo enjambre, se ha podido atribuir a la actividad reciente de fallas NNW-SSE a NW-SE con componente normal-dextral, muy abundantes en la zona (Martínez Díaz, 2000; Marín-Lechado *et al.*, 2005; IGME, 2022) y en coherencia con el mecanismo focal de los eventos principales (Stich *et al.*, 2001). De igual manera sucede con el mecanismo focal obtenido en el estudio de Stich *et al.* (2003) del sismo de 1910 (M_w 6,1), y mucho más recientemente con las series de octubre/noviembre de 2008 (M_w 3,5), noviembre/diciembre de 2010 (M_w 4,2) y enero de 2016 (M_w 4,5), también consistentes con la tectónica NW-SE (Pedrera *et al.*, 2012a; Murphy, 2019).

La ocurrencia del sismo del 25 de agosto de 1804 ha sido atribuida recientemente por Murphy (2019) a la Falla de la Loma del Viento, estudiada desde el punto de vista geológico por Pedrera *et al.* (2012a) y a fallas subpa-

ralelas asociadas. Murphy (2019) sustenta esta asignación basándose en la distribución de los efectos macrosísmicos del sismo de 1804 después de analizar una nueva fuente documental desconocida hasta el momento, así como a la similitud en la distribución de los efectos con terremotos instrumentales en los que sí se conoce el mecanismo focal (p.ej., eventos de 1910 y 2010) y que son atribuidos a fallas de similar dirección. Esta información se recoge en el legajo 2495, un documento histórico que contiene la correspondencia oficial mantenida entre el gobierno y las autoridades de las localidades afectadas por el terremoto de 1804 y que se conserva en el Archivo Histórico Nacional.

En este trabajo nos centramos en una falla subparalela a la de la Loma del Viento, situada a 3 km, aproximadamente, al norte de ésta y denominada aquí Falla del Llano del Águila y presente en cartografías anteriores (p.ej., Baena and Ewert, 1976; Marín-Lechado, 2005). El interés en estudiar esta falla reside en que presenta una impronta morfológica en fotografías aéreas antiguas muy evidente, así como potenciales indicios de actividad muy reciente, posiblemente histórica. Para ello, en primer lugar, se realiza una cartografía geomorfológica-estructural a partir de fotografías aéreas antiguas y trabajo de campo con el objetivo de cartografiar con precisión la traza de la falla además de diferentes elementos geomorfológicos presentes de la zona, como lo son los abanicos aluviales. Posteriormente, y habida cuenta de que la topografía actual se encuentra completamente modificada por la instalación de invernaderos, se ha generado un modelo digital de elevaciones (MDE) a partir de fotografía aérea disponible del año 1977 (vuelo Interministerial 1973-1986). Esta técnica, conocida como fotogrametría, aporta importantes aplicaciones en el estudio de zonas con fuerte antropización, como es la costa mediterránea. Mediante este MDE se ha cuantificado el salto de falla y la deformación acumulada, pudiéndose realizar una estimación preliminar de la tasa de deslizamiento sobre la hipótesis de las edades de formación de las diferentes generaciones de abanicos aluviales reconocidos. Finalmente, se discute la posibilidad de que esta falla rompiera en el terremoto de 1804, conjuntamente o no con la falla de la Loma del Viento.

El terremoto del 25 de agosto de 1804

El 25 de agosto de 1804 tuvo lugar el terremoto principal de una serie sísmica que había comenzado el día 23 y que se extendería hasta entrado el año 1805 ($I_{EMS} = VIII-IX$; Mw 6,4-6,6) (Solares y Rodríguez, 2002; Murphy, 2019). Los efectos macrosísmicos del terremoto han sido estudiados por numerosos autores a través de las crónicas históricas disponibles (cf. Murphy, 2019), habiéndose situado tentativamente el epicentro del mismo en las cercanías de las poblaciones de Dalías y Berja, en las estribaciones occidentales de la Sierra de Gádor. En los últimos años, se ha prestado especial interés a la identificación y catalogación en las crónicas históricas de los efectos que tuvo este terremoto en el medioambiente (Huerta *et al.*, 2015; Silva *et al.*, 2019). Sin embargo, no es hasta el descubrimiento del legajo 2495 del Archivo Histórico Nacional y su minucioso estudio

(Murphy, 2019) que se pueden identificar más efectos geológicos del terremoto, especialmente en el Campo de Dalías y en la franja costera, principalmente licuefacciones y grietas. La distribución de estos efectos permite a Murphy (2019) sugerir como falla causante del terremoto a la Falla de la Loma del Viento y “ramales asociados”. Con esta última terminología se refiere a una falla paralela que aquí denominaremos Falla del Llano del Águila. Ambas fallas están identificadas claramente en el mapa geológico nacional de la zona (Baena y Ewert, 1976) y trabajos posteriores (p.ej., Martínez Díaz, 2000; Marín-Lechado *et al.*, 2005; Pedrera *et al.*, 2012a). Esta estructura, de orientación general NW-SE se identifica desde Las Marinas (Roquetas de Mar), donde desplaza terrazas marinas holocenas, hasta el borde meridional de la Sierra de Gádor, donde deforma las superficies de los abanicos aluviales, y aún se podría continuar a través de esta sierra hacia la población de Dalías.

Encuadre Geológico

La zona de estudio se sitúa en la Zona interna de las Cordilleras Béticas (Balanyá y García-Dueñas, 1987) al pie de la Sierra de Gádor (Almería), en la zona NE del Campo de Dalías (Fig. 1). Se encuentra en el límite entre la cuenca de Mar de Alborán y las Cordilleras Béticas, que junto con las cordilleras del Rif componen el extremo occidental del cinturón Alpino mediterráneo, formando parte del dominio Alborán. Este contexto es el resultado de la convergencia entre las placas Europea y Africana desde finales del Mesozoico y especialmente, desde finales del Mioceno (DeMets *et al.*, 1990). La convergencia se acomoda en forma de pliegues y fallas de desgarre de orientación E-W a NE-SW y también de fallas normales NW-SE (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2003). El periodo Neotectónico se establece en la región hace, aproximadamente, 9 Ma (desde finales del Tortonense), dando lugar a la estructura actual bajo un campo de esfuerzos con dirección de acortamiento N-S / NW-SE, plegando y fallando estructuras extensionales preexistentes (Hatzfeld y Frogneux, 1981; Buforn *et al.*, 1988; De Larouzière *et al.*, 1988; Dewey *et al.*, 1989; Rodríguez-Fernández *et al.*, 1990; Sanz De Galdeano, 1990; Srivastava *et al.*, 1990). La zona de estudio se sitúa en el frente montañoso de la Sierra de Gádor que presenta un leve basculamiento regional hacia el Este, observado en diferentes superficies a escala regional (Martínez-Díaz, 1998). La sierra se encuentra compuesta principalmente por filitas y mármoles del complejo Alpujarride que constituyen el basamento de la cuenca del Campo de Dalías, recubierta por materiales neógenos y cuaternarios (Fig. 1). La geometría de estos materiales sedimentarios es consecuencia directa de la tectónica de la zona (Marín-Lechado *et al.*, 2007). En el Campo de Dalías se produce una continentalización progresiva a causa de los pliegues de orientación ENE-WSW que vergen hacia el norte afectando la Sierra de Gádor. En la zona norte del Campo de Dalías, una sub-cuenca endorreica ha ido evolucionando desde principios del Pleistoceno, con formación de depósitos distales de abanicos aluviales, erosionados y deformados

durante el Cuaternario (p.ej., Pedrera *et al.*, 2012a). En cambio, por la zona sur encontramos un sistema de terrazas marinas holocenas escalonadas, correspondientes a diferentes transgresiones cuaternarias (Goy y Zazo, 1983; Goy *et al.*, 2003; Fernández-Salas *et al.*, 2009).

Este estudio se centra en los sedimentos cuaternarios, que se disponen sobre el basamento del complejo Alpujárride, provenientes de la erosión de la Sierra de Gádor. En la zona de cabecera, estos abanicos llegan a una potencia superior a 20 m mientras que aguas abajo se van adelgazando hasta llegar a potencias de 1 m aproximadamente. Se encuentran compuestos por conglomerados desorganizados matriz-soportados, con una matriz de arenas y arcillas en posiciones proximales, y en una alternancia de conglomerados, gravas, arenas y arcillas en una posición distal mediana. En algunos casos, y en los sedimentos más antiguos, los materiales presentan costras brechificadas y caliches en la parte superior (Goy y Zazo, 1983; Rodríguez-Fernández y Martín-Penela, 1993). Se ha determinado que el sistema podría tener de tres (Rodríguez-Fernández y Martín-Penela, 1993) a 7 generaciones de abanicos (Goy y Zazo, 1983). De forma esquemática, las primeras generaciones de abanicos se situarían a cabecera en contacto con la secuencia sedimentaria neógena, y en función de la tasa de sedimentación y la velocidad de levantamiento de la Sierra de Gádor, se irían formando las siguientes generaciones. También tiene un papel importante en la diferenciación de las generaciones y en su preservación, como se explica más adelante, la afectación de las fallas neógenas de orientación NW-SE (120°E) que se encuentran en la zona (Rodríguez-Fernández y Martín-Penela, 1993).

Sismología y fallas activas de la zona

La zona sudoriental de las Cordilleras Béticas es una de las zonas sísmicas más activas de toda España (García-Mayordomo *et al.*, 2007). Aunque las magnitudes más habituales son bajas ($M_w = 2$ y 3) y moderadas, de forma menos frecuente, se pueden producir terremotos de magnitudes moderadas-grandes ($M_w = 6-7$). En los últimos 700 años se han producido una quincena de episodios con sismos de intensidad (MSK) superior a VI (López-Marinás, 1977; Marín-Lechado *et al.*, 2005; Pedrera *et al.* 2012b) en Almería, entre ellos el terremoto del 25 de agosto del 1804 en el Campo de Dalías, en el cual se centra este trabajo.

Esta sismicidad puede asociarse a las fallas de desgarre NE-SW activas desde el Tortoniense. Subordinadas a estas estructuras principales encontramos fallas sub-verticales normales, con una componente dextral, de orientación NW-SE (N120°E – N190°E) activas desde el Pleistoceno (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2003; Marín-Lechado *et al.*, 2004; Marín-Lechado, 2005). La falla del Llano del Águila corresponde a este último conjunto de fallas junto con la falla de la Loma del Viento. A menudo, los planos de estas fallas se encuentran estriados, indicando su cinemática (Pedrera *et al.*, 2012a). Éstas presentan escarpes muy marcados que se pueden observar en fotogra-

fías aéreas, alcanzando su longitud total de unos 20 km. Atraviesan la zona afectando los sedimentos cuaternarios, incluidas las terrazas marinas holocenas, y en algunos casos, condicionando la sedimentación de los materiales (Fig. 1). La Falla del Llano del Águila ha sido estudiada anteriormente por Marín-Lechado (2005) bajo el nombre de Falla del Águila, de solo 1,5 km de longitud. La descripción y la cartografía realizada por Marín-Lechado (2005) coincide con una de las secciones estudiadas en este trabajo (Sección de la Rambla de la Maleza), descrita más adelante.

Las diaclasas que se localizan en la zona pueden ser precursoras de futuras fallas, en este caso de las fallas NW-SE principales (Pedrera *et al.*, 2012a). En la zona encontramos agrupaciones de diaclasas híbridas sub-verticales, que representan una clase intermedia con componentes extensivos y de cizalla. Afectan principalmente a las calcarenitas del Pleistoceno inferior y medio, con orientaciones variables mayoritariamente entre N125°E y N170°E (Marín-Lechado *et al.*, 2003, 2004). Cerca de la Falla de la Loma del Viento, estas orientaciones pueden variar de N105°E a N135°E. En la zona también encontramos diaclasas de tensión en los materiales más modernos de orientaciones N135-150°E, posterior a las fracturas híbridas comentadas.

Métodos

Para cumplir los objetivos se han seguido dos aproximaciones: la realización de una cartografía neotectónica y el análisis de un MDE creado con fotogrametría. Ambos bloques se desarrollan a partir de fotografías aéreas antiguas, en las que la zona no se encuentra tan antropizada como en la actualidad. Actualmente, las estructuras estudiadas están cubiertas por cultivos e invernaderos y han sufrido una gran degradación.

Cartografía neotectónica

Se ha realizado una cartografía geomorfológica y estructural de la zona en la que también quedan representadas las diversas litologías. Para ello se han utilizado las fotografías aéreas del vuelo Americano (serie B) del 1956-1957 y del Interministerial del 1973-1986, concretamente de 1977, para una primera fotointerpretación con estereoscopia. A continuación, se ha digitalizado y completado la interpretación con el software ArcGIS®. Se ha usado el Mapa geológico de la zona, hoja Roquetas de Mar (1058) del MAGNA (Baena y Ewert, 1976) y el MDE de 5 m de malla, del cual se han obtenido la topografía y los modelos de sombras necesarios. Todo el material se ha extraído del Centro de Descargas del IGN (<https://centrodedescargas.cnig.es/>).

La cartografía se ha acabado de completar con trabajo de campo, que ha permitido la toma de datos estructurales y la verificación y revisión de las interpretaciones previas. Durante la elaboración de la cartografía también se ha tenido en cuenta los resultados obtenidos del modelo fotogramétrico creado.

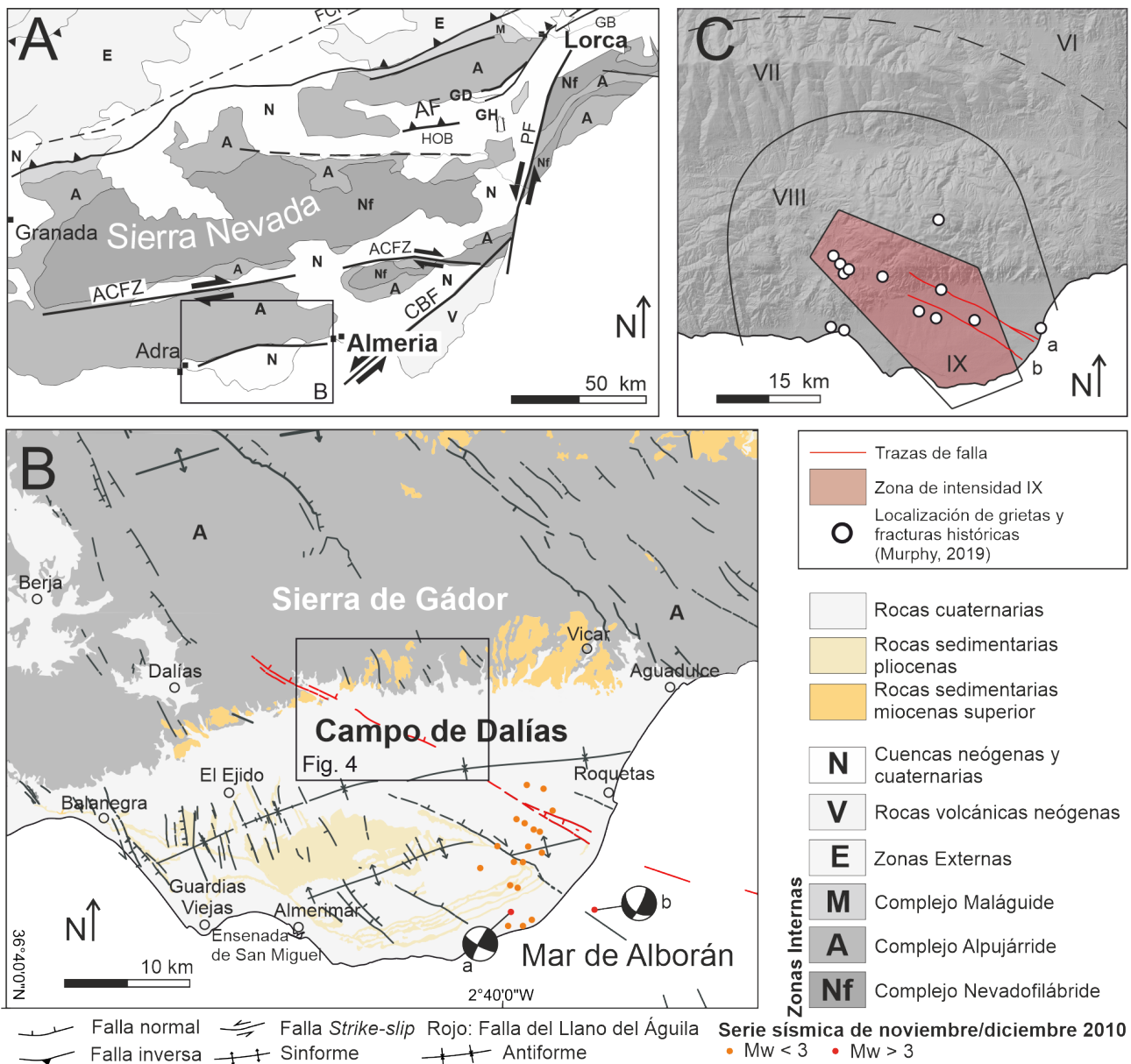


Fig. 1.- Mapa de situación de la zona. A) Mapa geológico con las estructuras recientes simplificadas de la zona oriental de las Cordilleras Béticas. B) Mapa geológico del campo de Dalías (modificado de Pedrera *et al.* (2012)) con la localización de la zona de estudio y de los terremotos de mayor magnitud de la serie noviembre/diciembre de 2010; a y b son los mecanismos focales de los terremotos de 04/12/2010 de Mw 4,0 y 3,4, respectivamente (IAG, Instituto Andaluz de Geofísica). C) Mapa esquemático con las isosistas del terremoto de agosto de 1804 (Murphy, 2019), los puntos con fracturas y grietas históricas (Murphy, 2019) y las trazas de las fallas NW-SE en el Campo de Dalías (a: Falla del Llano del Águila, b: Falla de la Loma del Viento).

Fotogrametría

Se han usado 42 imágenes originales sin procesar del vuelo Interministerial de 1977 de la zona de estudio como base para la elaboración del MDE de unos 150 km² usando el *software* de fotogrametría *Agisoft MetaShape*®. Este programa informático incorpora la reciente técnica fotogramétrica SfM (*Structure from Motion*) (Snavely *et al.*, 2008; Westoby *et al.*, 2012) donde destaca el alto grado de automatismo en el reconocimiento de puntos homólogos de las imágenes. El nivel de solapamiento de las imágenes utilizadas es óptimo y el ajuste fotogramétrico fue correcto (0,45 m).

En una segunda fase, el programa densifica la búsqueda de puntos homólogos sobre la zona de estudio hasta obtener una alta densidad y finaliza el producto último con un modelo con formato de nube de puntos (x, y, z e Intensidad) (Fig. 2). La georreferenciación del modelo se ha realizado con 47 puntos de control repartidos sobre el terreno (Fig. 2) con un error de 6 m. Los perfiles sobre el terreno utilizados para el análisis geológico se han realizado con el programa QGIS®.

El modelo obtenido es un modelo digital de elevaciones, concretamente un modelo digital de superficies. El resultado no ha sido filtrado debido a las pocas edificaciones y vegetación de la zona.

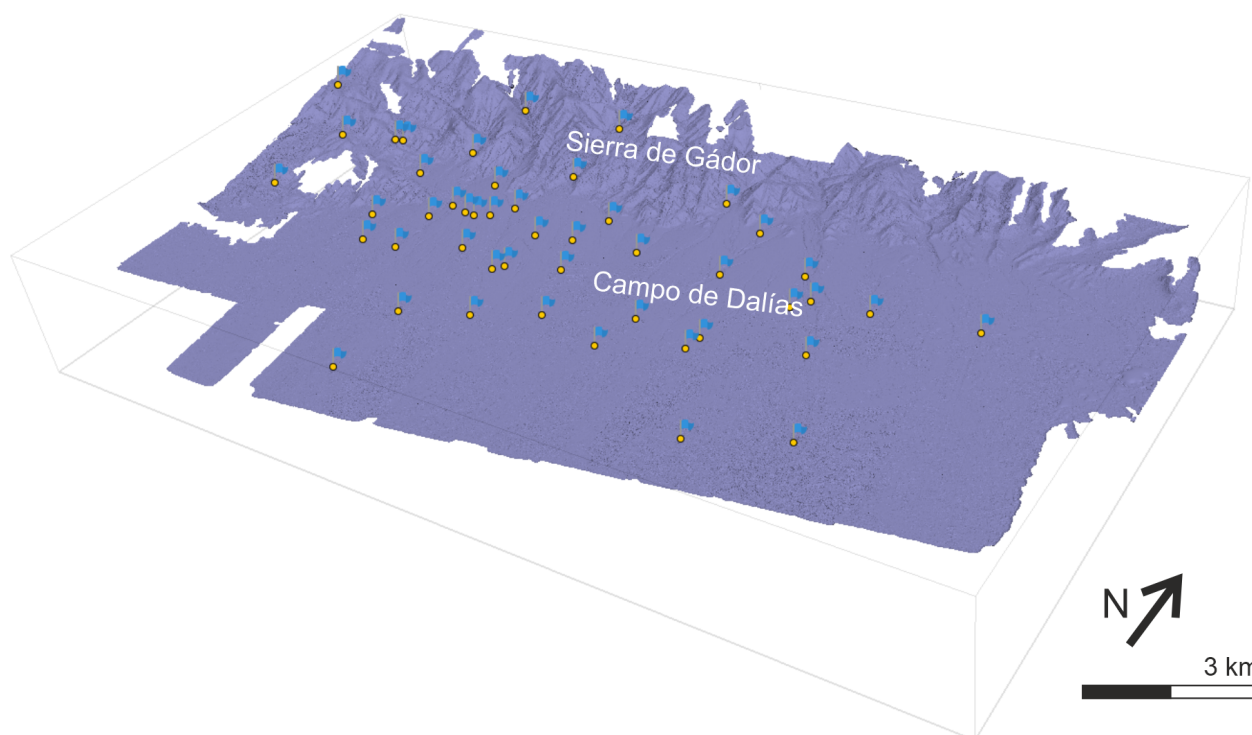


Fig. 2.- Modelo 3D obtenido a partir de las fotografías aéreas del vuelo interministerial de 1997 donde se observa la distribución de los puntos escogidos para georreferenciación.

Morfometría

Una vez se ha introducido el MDE en un sistema de información geográfica (SIG), se ha obtenido el modelo de sombras, la topografía y los perfiles topográficos necesarios. De esa manera se han definido y caracterizado las secciones de la falla y sus saltos verticales.

Para obtener la mediana del salto vertical en cada sección se ha utilizado el *plugin swath Profile*, que se puede incorporar en el *software QGIS®*, siguiendo la metodología descrita por Martín-Banda (2020). Esta herramienta realiza una serie de perfiles perpendiculares a una línea base (en este caso la falla) y calcula los valores estadísticos (valor mínimo, valor máximo, la media, la mediana y la desviación estándar) por cada punto (Anexo 1.1). El resultado es un perfil global de la sección estudiada con los datos estadísticos que más interesan. En este caso, se han realizado dos perfiles *swath* (uno en cada sección). Se ha configurado para calcular un perfil perpendicular cada 50 m a lo largo de la falla, con datos de altitud cada 5 m. La longitud de los perfiles es de 600 m, 300 m a ambos lados de la estructura (Anexo 1.2). Con estos datos se ha representado, en una hoja de cálculo, un perfil topográfico por cada sección, con la mediana del conjunto de perfiles perpendiculares a la estructura (Anexo 1.3).

Para calcular la variación del salto a lo largo de la traza de falla, se ha utilizado la metodología extraída de Fletcher *et al.* (2014). Se han realizado perfiles topográficos perpendiculares a cada sección de la estructura, de forma directa y no a través del plugin, espaciados 75 m (Anexo 2.1). Con los perfiles obtenidos (35 en total) se ha calculado el salto vertical (Anexo 2.2) a lo largo de cada sección para observar su variación.

Con las dos metodologías se han seguido los mismos criterios en el cálculo del salto vertical. Los cortes se han realizado con suficiente margen (600 m) para poder observar la pendiente sin que quede enmascarado por la geometría local de los abanicos. Una vez trazadas las tendencias de la pendiente en el bloque levantado y en el hundido, la distancia vertical entre estas dos superficies será el salto vertical. Al tratarse de una falla de componente oblicuo y a que la superficie de los abanicos que desplaza es irregular, el salto vertical calculado no será el desplazamiento vertical real, sino que será el aparente (Wallace, 1980).

Para evaluar la tasa de actividad tectónica del frente montañoso a la zona de estudio se ha realizado el cálculo del índice de sinuosidad (Bull y McFadden, 1977), que considera la relación entre la longitud del contacto irregular entre el frente y el sistema aluvial con la longitud rectilínea del frente.

Resultados

Análisis geomorfológico

La cartografía realizada ha permitido definir con precisión la traza de la estructura neotectónica estudiada. La Falla del Llano del Águila presenta una orientación de N115°E a N120°E (NW-SE). Se pueden identificar en la falla claramente dos secciones de, aproximadamente, un kilómetro y medio de longitud cada una, presentando escarpes muy marcados con alturas de dimensiones métricas. Una se sitúa al este de la Cantera de El Ejido y el otra se sitúa en la Rambla Maleza, esta última descrita por Marín-Lechado (2005) con anterioridad. En estas zonas la falla afecta a la dinámica de los abanicos aluviales y en las

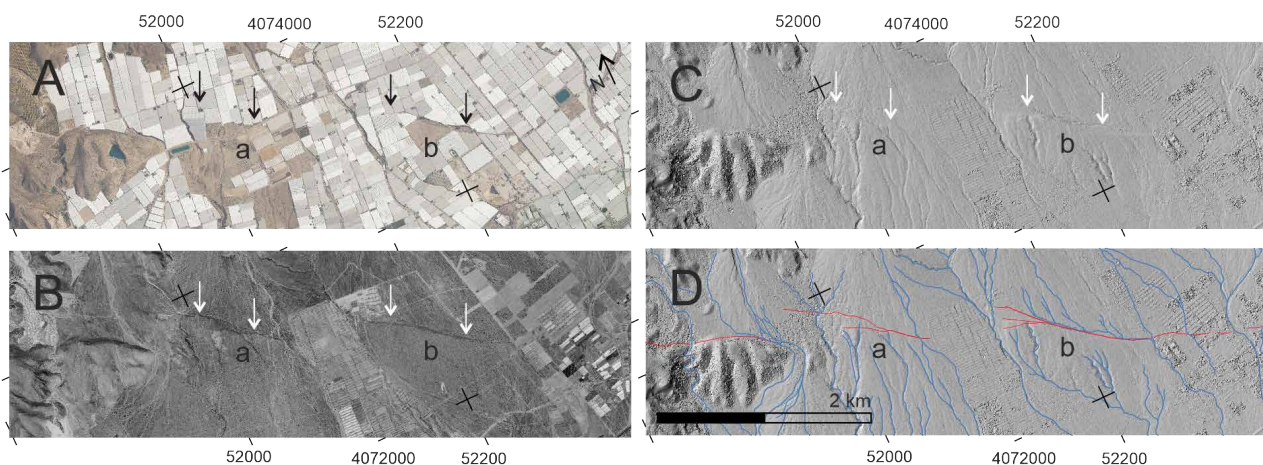


Fig. 3.- Comparación de la traza de falla de las secciones estudiadas: A) ortofoto actual, B) ortofoto del vuelo interministerial (1977), C) modelo de elevaciones obtenido por fotogrametría, D) interpretación (rojo: traza de la falla, azul: drenaje). En todas las figuras: a) sección de la Cantera Este y b) sección de la Rambla de la Maleza.

superficies preservadas, en el bloque levantado de la falla, se puede observar como el drenaje queda decapitado (Fig. 3). Estas observaciones son coherentes con las realizadas por Marín-Lechado (2005) que describe canales cortados que quedan colgados e inactivos en el bloque levantado de la falla. En una de las zonas donde más clara es esta morfología es en la sección de la Rambla de la Maleza, donde además el drenaje se incide siguiendo la traza de la falla (Fig. 3D). Esta morfología podría ser el resultado tanto de la componente lateral del movimiento de la falla, como producto de una obturación del drenaje controlado por la traza de falla. Esta última interpretación encajaría

con el basculamiento regional hacia el este de Sierra de Gádor propuesto por Martínez-Díaz (1998).

La relación entre los depósitos aluviales descritos y el frente montañoso permite evaluar las tasas de actividad tectónica de las fallas que lo controlan. El resultado del índice de sinuosidad obtenido en la zona de estudio es de 2,28. Este valor coincide con el proporcionado por Silva *et al.* (1992) en la parte oriental de la Sierra de Gádor (2,29), que este autor relaciona con una actividad tectónica moderada.

Se han determinado hasta cuatro generaciones de abanicos aluviales (Q4, Q3, Q2, Q1) (Fig. 4) formados a partir de la regresión marina cuaternaria y el levantamiento de

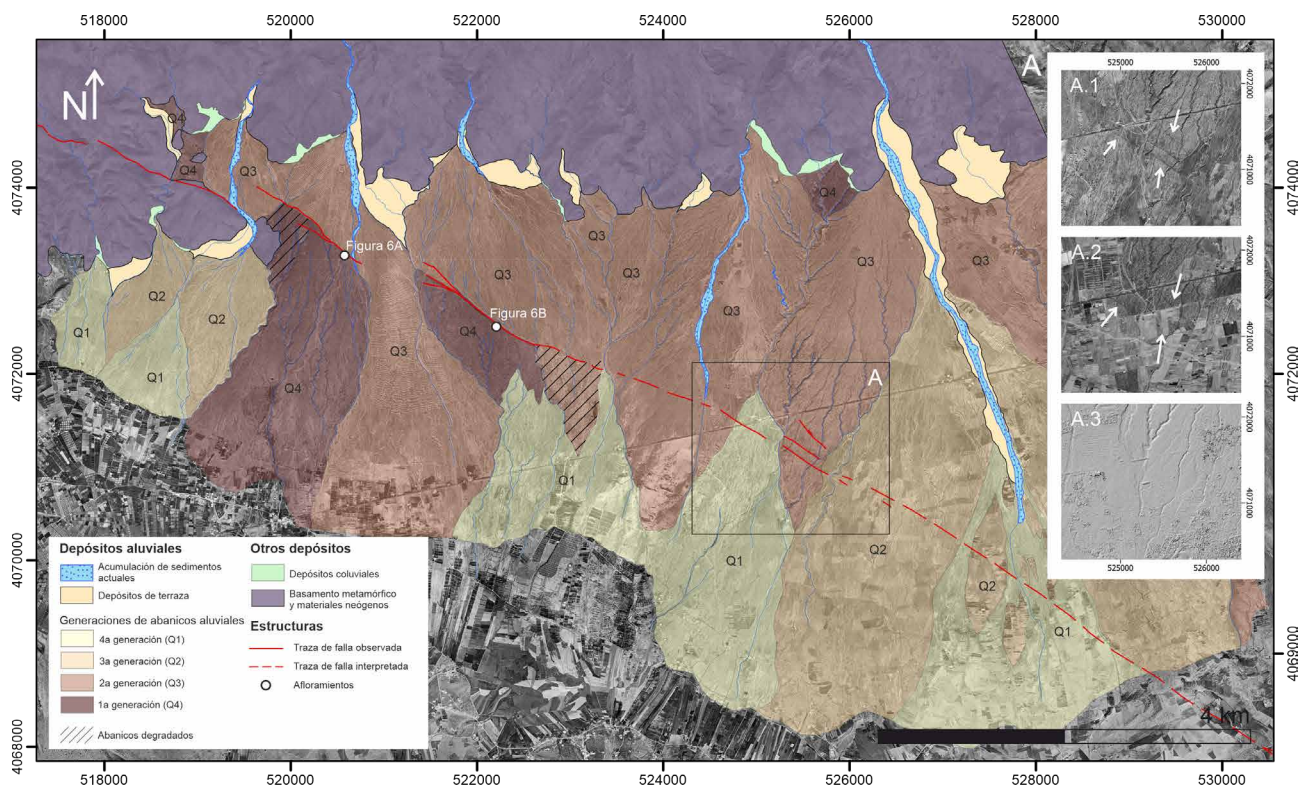


Fig. 4.- Cartografía neotectónica en detalle de la zona. Se observan las 4 generaciones de abanicos descritas. A) Comparación de A.1 ortofoto del vuelo Americano (1956-1957), A.2 ortofoto del vuelo interministerial (1977) y A.3 modelo digital de elevaciones obtenido. Las flechas indican la localización de las trazas interpretadas en la fotointerpretación que no quedan representadas en el modelo.

Sierra de Gádor. Para clasificarlos, se ha tenido en cuenta su grado de erosión, la relación de encajamiento entre abanicos y cómo están afectados por la falla del Llano del Águila. La topografía resultante del MDE permite delinear mucho mejor la morfología de los abanicos de la zona y establecer su relación cronológica basada en la fotointerpretación. Para caracterizar el área fuente de los depósitos se han delimitado las cuencas de drenaje situadas en la Sierra de Gádor (Anexo 3).

Las generaciones de abanicos más antiguas Q4 y Q3, se depositaron al inicio de la regresión, en continuidad con los depósitos deltaicos, a causa de la reactivación de las estructuras E-O que ponen en contacto la Sierra de Gádor y el Campo de Dalías. Durante su formación la velocidad de levantamiento de la Sierra de Gádor es superior al poder de excavación (Goy y Zazo, 1983) dando lugar a la mayor deposición de sedimentos del sistema al pie de la Sierra. Los abanicos de la Q4 se reconocen, principalmente, en las superficies que han quedado preservadas en algunas zonas en el bloque levantado de la falla del Llano del Águila, totalmente decapitadas. Estas superficies presentan calcretas en las partes protegidas del drenaje torrencial. Su presencia en el bloque levantado coincide con las secciones donde la falla presenta más salto, lo que sugiere que se han preservado del recubrimiento por materiales más modernos gracias al movimiento de la falla. Por otro lado, la generación Q3 mantiene el contacto directo con la Sierra de Gádor en su cabecera. Las siguientes dos generaciones (Q2 y Q1) están ligadas a un levantamiento más leve de la Sierra de Gádor (Goy y Zazo, 1983), sus depósitos migran hacia el Campo de Dalías y se inciden en las anteriores generaciones desconectándose de la Sierra de Gádor. La generación Q1 tiene la cabecera a media altura de los abanicos de la Q2 acentuando la incisión de la red de drenaje, creando un nuevo abanico de circulación preferente, y en algún caso, envolviendo superficies relictas de la Q2.

Interpretación del modelo digital de elevaciones de 1977

En la interpretación del MDE se identifican las dos secciones descritas en el análisis geomorfológico previo. Con los datos obtenidos de los perfiles *swath* se ha obtenido en cada sección el perfil correspondiente con el valor de la mediana, indicándonos el valor de la mediana del salto vertical en cada sección. La sección de la Cantera presenta una mediana de 4,4 m y el de la Rambla Maleza de 10,7 m (Anexo 1.3).

La variación del salto a lo largo de la traza de falla en las dos secciones es, en general, similar: presenta valores máximos en el centro y van disminuyendo hacia los extremos (Fig. 5). Los saltos verticales máximos son de $6,3 \pm 1,9$ m para la sección de la Cantera Este, y de $12,1 \pm 1,9$ m para la sección de la Rambla de la Maleza. Para la obtención de estos saltos se ha calculado la media del rango de salto máximo de cada sección, escogido mediante el análisis de las gráficas obtenidas con la ayuda de la línea de tendencia, y se ha calculado la desviación estándar. Para la sección de la Cantera, se han considerado valores máximos por encima de 4 m y para la Rambla de la Maleza por encima de 9 m. El resultado obtenido de este análisis (Fig. 5) nos indica las partes más rápidas de cada sección y ayuda a descartar valores máximos anómalos que podrían estar asociados a procesos ajenos al movimiento de la falla, como efectos locales de erosión.

En algunas zonas el MDE no permite identificar las fallas interpretadas con la fotointerpretación (Fig. 4A). En el modelo de sombras resultante no quedan representadas y al realizar perfiles no se observa ninguna estructura. Estas estructuras podrían estar relacionadas con saltos verticales menores a 1 m y, por tanto, no detectables con esta metodología. También se podrían interpretar como diaclasas.

Estudio de afloramientos

El estudio de campo ha permitido visitar las zonas que presentaban dudas en la fotointerpretación, así como es-

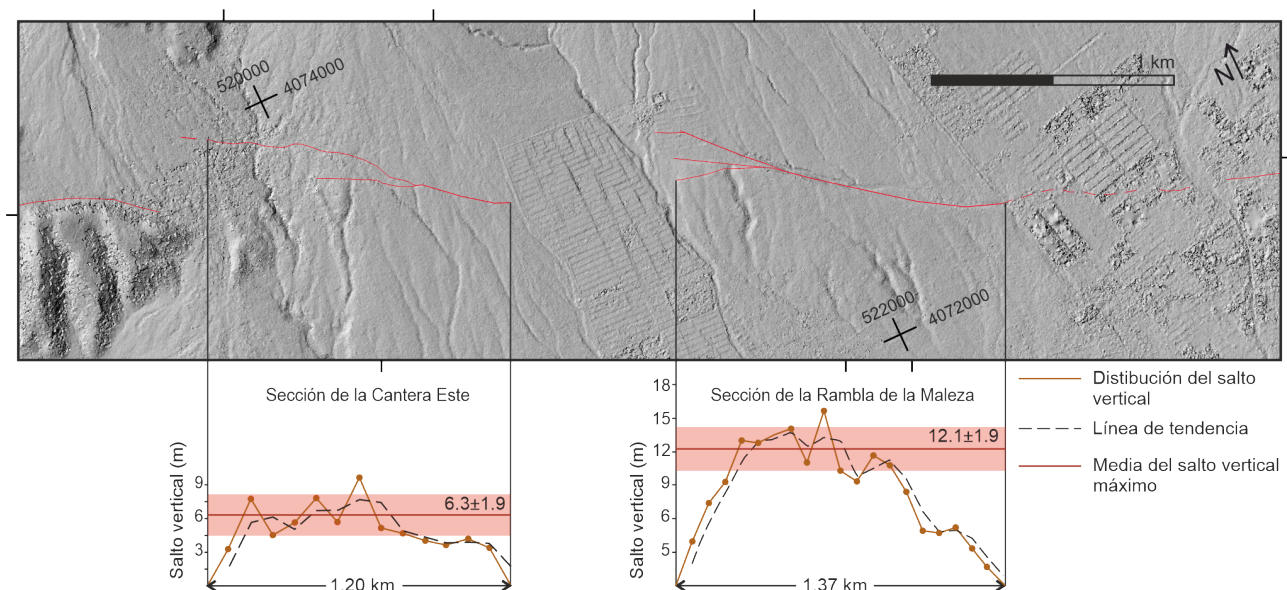


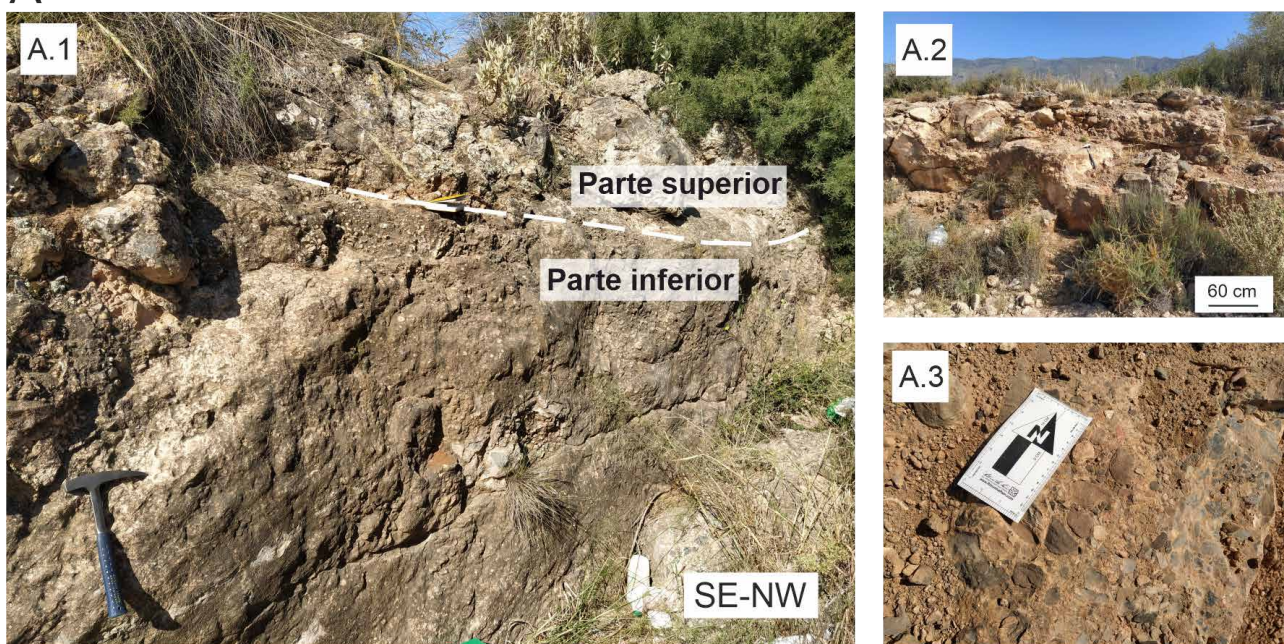
Fig. 5.- Morfología de las rupturas acumuladas en las diferentes secciones a partir de la distribución del salto vertical, con la media del salto máximo para cada sección y la desviación estándar correspondiente.

tudiar la estructura a escala de afloramiento. Las zonas de principal interés se localizan en los escarpes de las dos secciones descritas.

En la sección de la Cantera Este, los sedimentos aluviales presentan una calcreta muy desarrollada (Fig. 6A). Estos materiales corresponden a la generación Q4 que ha quedado preservada por situarse en el bloque levantado de la falla. El escarpe estudiado corresponde con una falla sub-vertical donde se identifican dos fases de exposición subaérea marcadas por la distribución de poblaciones de líquenes con tamaños diferentes (Fig. 6, A.1). En la parte superior del escarpe encontramos líquenes de un tamaño

mayor que en la inferior, indicándonos que esta parte ha sido expuesta durante más tiempo, y, por tanto, sugiriendo la ocurrencia de dos eventos de desplazamiento separados en el tiempo. Un futuro trabajo consistiría en estimar la edad de la exposición subaérea del escarpe mediante técnicas liquenométricas (Pérez-López *et al.*, 2012) y discriminar su potencial relación con el evento de 1804. La parte inferior del escarpe presenta una altura de 1,55 m, y en ella se observan estrías con un cabeceo de -150° , coincidente con los valores de Pedrera *et al* (2012a). La altura del escarpe, en este caso, corresponde aproximadamente con el desplazamiento vertical experimentado por

A



B

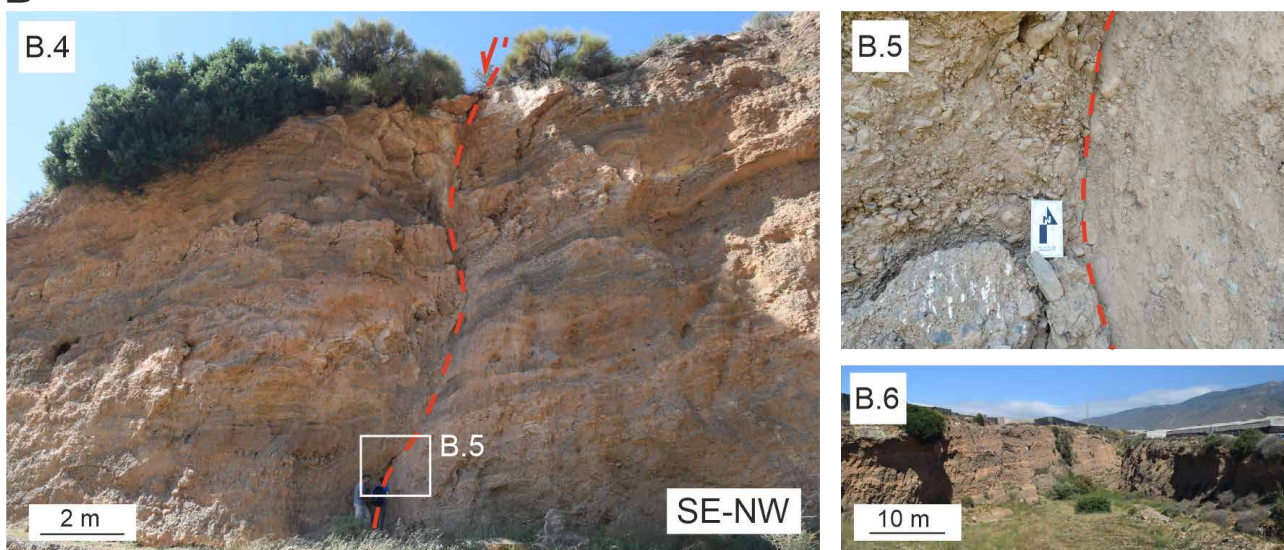


Fig. 6.- Afloramientos estudiados. A) Sección de la Rambla de la Cantera Este. A.1 Se observan las dos partes descritas en el texto, la superior presenta un color más blanquinoso a causa de los líquenes, mientras que en la inferior se observan las estrías con un cabeceo de -150° . A.2 y A.3 Aspecto de las calcretas encontradas en el afloramiento. B) Sección de la Rambla de la Maleza. B.4 Se observa la traza de la falla marcada con los guiones rojos que afecta a los depósitos aluviales y los desplaza. En la parte superior se identifica la calcreta típica de los materiales de abanicos de la primera generación (Q4). B.5 Detalle del plano de falla dónde se observan estrías con un cabeceo de -100° . B.6 Aspecto del barranco creado por la falla.

la superficie del abanico, puesto que el plano de falla es sub-vertical. El desplazamiento neto es de 3 m considerando el cabeceo de la estría, y de haberse producido en un solo evento correspondería con el salto vertical por evento en este punto.

En la sección de la Maleza podemos observar un escarpe de unos 10 m aproximadamente, originado por la ruptura de la falla y la erosión del canal, fuertemente encajado y formando un barranco de paredes verticales (Figura 6B). En la parte superior del escarpe también podemos observar un caliche métrico muy desarrollado, igual que en la sección de la Cantera. En general la orientación del escarpe es de aproximadamente N120°E. Aun así, localmente se puede identificar la falla con una orientación más N-S, y unas estrías con un cabeceo de -100°. Además, se observa que la falla desplaza estratos (Fig. 6B). El origen de esta orientación diferente de la falla respecto de la del barranco se puede explicar por un relevo que daría lugar a la formación de una pequeña zona transtensiva. Esta geometría propiciaría la formación del pequeño barranco paralelo a la traza de la falla y a favor de la zona de máxima subsidencia (en la parte central).

Discusión

La Falla del Llano del Águila es una falla normal con componente dextral. Con la interpretación geomorfológica se puede inferir la componente normal de la falla, pero no la lateral. La falta de evidencias claras de desplazamiento lateral podría estar condicionada por la rápida sedimentación de la zona, puesto que la estructura se sitúa en la parte media de un sistema aluvial muy activo. La componente lateral se puede detectar por el cabeceo observado en las estrías identificadas en los planos de falla en el campo. Los valores medidos (-150°) indican que la falla es normal con componente dextral.

Las fallas son estructuras que pueden presentar una continuidad de kilómetros en profundidad, aunque en algunos casos, pueden estar segmentadas en la superficie en estructuras próximas de un orden menor (Boncio *et al.*, 2004). Para reconocer si las estructuras identificadas en este estudio pueden ser consideradas secciones de la misma falla y pueden intervenir en la propagación de una misma ruptura, o si actúan de forma independiente, se puede hacer uso de una serie de criterios (Boncio *et al.*, 2004; Milner *et al.*, 2013). Éstos tienen en cuenta el espacio entre estructuras (no más de 5 km), la presencia de estructuras que cruzan a la estudiada o cambios importantes en la orientación de las trazas (no más de 60°). Si se sobrepasan los valores marcados por cada condición, estas características, pueden actuar como barrera de la propagación (Milner *et al.*, 2013). Las secciones estudiadas no superan los valores orientativos. Presentan la misma orientación, su separación es menor a 1 km y no se identifican estructuras interpuestas relevantes. Por lo tanto, es posible que en un terremoto la ruptura se propague a lo largo de las dos secciones.

Con esta consideración se ha realizado el cálculo de la magnitud máxima esperable para la Falla del Llano del

Águila teniendo en cuenta la longitud total (en superficie), de la Falla del Llano del Águila, de unos 20 km. Utilizando las ecuaciones de Wells y Coppersmith (1994), se obtiene una magnitud de $6,59 \pm 0,19$ que coincide con la magnitud estimada del sismo de 1804 (Solares y Rodríguez, 2002; Murphy, 2019). Con estos valores, el máximo desplazamiento neto atribuible a la longitud varía entre 0,88 m y 1 m utilizando las ecuaciones de Wells y Coppersmith (1994). Este valor es mucho menor al desplazamiento neto observado en el afloramiento de la sección de la Cantera Este (3 m). Por lo tanto, los saltos verticales observados podrían no ser atribuibles únicamente al terremoto de 1804, sino corresponder a un desplazamiento acumulado de varios eventos.

Las estructuras identificadas en la fotointerpretación que no quedan representadas en el MDE (Fig. 4A) podrían tener saltos inferiores a 1 m. Si tenemos en cuenta el desplazamiento obtenido por la magnitud del terremoto (salto máximo de 1 m), estas estructuras, consideradas como expresión directa del terremoto de 1804, podrían interpretarse como diaclasas o bien como fallas cuyo desplazamiento ha quedado reducido por erosión. Actualmente, la superficie donde se localizan ha sido totalmente modificada. De todos modos, no se puede descartar que el terremoto pueda estar también relacionado con la Falla de la Loma del Viento o con ambas estructuras. Murphy (2019) identifica las secciones estudiadas como ramas de falla de la Loma del Viento que se podrían unir en profundidad. Ésta podría ser la fuente principal del terremoto de 1804, siendo la falla del Llano del Águila parte de su expresión en superficie o una falla secundaria. Las dos estructuras son paralelas y están a menos de 3 km de distancia. Este hecho hace que la traza de la Loma del Viento esté incluida en la zona de máximas intensidades (Fig. 1). La Falla de la Loma del Viento, sin tener en cuenta el tramo que se adentra en el mar, también es de 20 km de longitud, por lo tanto, la magnitud obtenida sería la misma.

Teniendo en cuenta la edad de los materiales afectados por la falla del Llano del Águila y el desplazamiento neto acumulado, se puede realizar una aproximación de la velocidad de desplazamiento para cada sección estudiada de la falla. Para calcular el desplazamiento neto se tendrá en cuenta el desplazamiento vertical máximo, obtenido a partir del MDE y el cabeceo de las estrías (-150°). El cálculo se puede realizar de manera aproximada con el salto vertical, debido al alto buzamiento de la falla. Los saltos netos calculados son de 12,7 m y 24,3 m para la sección de la Cantera y la sección de la Rambla de la Maleza respectivamente.

Para estimar la edad de la estructura podemos considerar los desplazamientos y las edades de los materiales de la zona. La estructura corta los abanicos más antiguos desconectando las zonas levantadas de la dinámica aluvial principal y las siguientes generaciones se encajan en la morfología asociada a la traza de la falla. Por lo tanto, en algún momento entre la primera y la segunda generación de abanicos o durante la segunda generación de abanicos, se produjeron movimientos (rupturas de la superficie) de suficiente entidad como para originar esta

barrera topográfica. Según Goy y Zazo (1983) la primera y segunda generación de abanicos podría pertenecer al Plioceno superior – Pleistoceno inferior. Estudios más recientes en las Béticas Orientales, utilizando técnicas de datación, proponen edades mucho más modernas para depósitos aluviales comparables, situándolos en el Pleistoceno medio (Ortuño *et al.*, 2012; Roquero *et al.*, 2019). Para realizar la estimación de la velocidad se ha tomado como referencia el límite inferior y el superior del Pleistoceno medio (781 ka a 126 ka). Con estas edades y considerando los valores de desplazamiento máximos medidos, se obtienen estimaciones para la tasa de desplazamiento entre $0,016 \pm 0,002$ y $0,10 \pm 0,02$ mm/año para la sección de la Cantera Este y entre $0,031 \pm 0,002$ y $0,19 \pm 0,02$ mm/año para la sección de la Rambla de la Maleza. Los valores de velocidad de desplazamiento obtenidos presentan un rango de variación muy amplio a causa de la incertidumbre en la edad de los materiales. En otras fallas como la de la Loma del Viento, Pedrera *et al.* (2012a) obtienen una tasa de desplazamiento de $0,07 \pm 0,003$ mm/año, usando marcadores mucho más antiguos. Estos valores también son bastante variables, pero tienen en común que se pueden clasificar como velocidades de desplazamiento lentas (Machette, 2000), igual que los valores obtenidos en este trabajo. Para afinar más en el cálculo sería necesario datar numéricamente los materiales de la zona.

En cuanto a las implicaciones de este estudio en la peligrosidad sísmica de la región, se tiene que considerar que la zona del Campo de Dalías ya está catalogada como una de las zonas con mayor peligrosidad de toda España. Con un valor de aceleración de 0,19 g para un periodo de retorno de 475 años (CNIG, 2015). La zona oriental de las Cordilleras Béticas, como ya se ha comentado anteriormente, se caracteriza por ser una zona afectada continuamente por actividad sísmica. Normalmente, las magnitudes de los terremotos son bajas, pero, se pueden producir, de forma menos recurrente, sismos de mayor magnitud, como en el caso de las series de agosto de 1804. Aun así, la Falla del Llano del Águila, actualmente, no se encuentra en la Base de datos de Fallas Cuaternarias (IGME, 2022) y no ha sido estudiada con anterioridad desde el punto de vista paleosísmico. Terremotos como el de Lorca (11/05/2011) o la reciente serie sísmica de la Vega de Granada de enero de 2021 han puesto en evidencia que las poblaciones situadas cerca de las trazas de falla pueden llegar a sufrir aceleraciones máximas más elevadas que zonas situadas a pocos kilómetros, a causa de efectos de cercanía de fuente (Pérez-López *et al.*, 2012; López-Comino *et al.*, 2012; Gómez-Novell *et al.*, 2020). Las localidades próximas a la falla estudiada y a la de la Loma del Viento estarían expuestas a este efecto, experimentando una peligrosidad mayor a la establecida. También se debe tener en cuenta los efectos locales de amplificación por cambio de medio ligados a las características geológicas, litológicas y geomecánicas de los depósitos de la zona. Nos encontramos en una zona colmatada de materiales aluviales, configuración que puede amplificar el movimiento del terreno durante un terremoto.

Conclusiones

El 25 de agosto de 1804 un terremoto de magnitud Mw 6,4 afectó gravemente a la parte occidental de Andalucía. En este estudio proponemos la falla del Llano del Águila como fuente sísmica de este terremoto, de forma conjunta o no con la falla de la Loma del Viento. La evidente expresión geomorfológica y geológica de estas fuentes (escarpes, grietas, etc.), junto con las evidencias históricas asociadas y su proximidad al epicentro (Dalías) han permitido inferir dicha relación. Los resultados de este trabajo se basan mayoritariamente en fotointerpretación y técnicas de fotogrametría de imágenes aéreas históricas, que permiten observar la superficie previa a la extensiva antropización de la zona a mediados del siglo XX.

Interpretamos dos secciones en la falla estudiada, coincidentes con los escarpes más prominentes geomorfológicamente en las fotografías aéreas. La sección de la Cantera Este presenta un salto vertical máximo de $6,3 \pm 1,9$ m y una velocidad de deslizamiento entre $0,016 \pm 0,002$ y $0,10 \pm 0,02$ mm/año, en base a edades aluviales regionales. La sección de la Rambla de la Maleza presenta un salto vertical máximo de $1,0 \pm 1,9$ m y una velocidad entre $0,031 \pm 0,002$ y $0,19 \pm 0,02$ mm/año.

La ruptura completa de la falla del Llano del Águila podría producir un terremoto de Mw $6,59 \pm 0,19$ teniendo en cuenta su longitud superficial, que coincide con la que se estima para evento de agosto de 1804. Aun así, no se puede descartar que la Falla de la Loma del Viento también pudiera haber roto durante este terremoto, ya que ambas estructuras presentan la misma orientación y una longitud similar. Además, estas características sugieren que las dos fallas puedan estar conectadas en profundidad formando parte de una misma estructura, y que actuaran de forma conjunta en el terremoto de agosto de 1804.

Agradecimientos y financiación

Este trabajo ha sido posible gracias a las supervisiones de María Ortuño y de Julián García-Mayordomo de la tesis de Máster de Júlia Molins Vigatà titulada “*Caracterització geològica de la ruptura en superfície del sisme de 1804 del Campo de Dalías (Andalusia)*” de la Universidad de Barcelona. También se agradece a Juan Miguel Insua-Arévalo (UCM) y Raquel Martín-Banda (IGME), por la ayuda prestada en el campo. Parte de los gastos del trabajo de campo fueron financiados por el proyecto Quake-Step (CGL2017-83931-C3-1-P). Finalmente, se agradecen las sugerencias y correcciones de Antonio Pedrera y Nieves López-González.

Contribución de autores/as

Diseño y planteamiento del trabajo: J.M.V., J.G.M. y M.O.; trabajo de campo: J.G.M., J.M.V. y O.G.N.; desarrollo metodológico: J.M.V., D.G.S. y M.O.; redacción del manuscrito y realización de las figuras: J.M.V.; revisión del manuscrito: J.M.V., J.G.M., M.O., D.G.S. y O.G.N.

Anexos

Los Anexos de este trabajo se pueden encontrar en: <https://figshare.com/s/6b57f95520b934ef951d>

Referencias

- Baena, J., Ewert, K., 1976. Mapa geológico de España 1:50.000, hoja nº 1058 (Roquetas de Mar). IGME, Madrid.
- Balayá, J.C., García-Dueñas, V., 1987. Les directions structurales dans le Domaine d'Alborán de part et d'autre du Détroit de Gibraltar. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 304: 929-932.
- Boncio, P., Lavecchia, G., Pace, B., 2004. Defining a model of 3D seismogenic sources for Seismic Hazard Assessment applications: The case of central Apennines (Italy). *Journal of Seismology*, 8: 407-425. <https://doi.org/10.1023/B:JOSE.0000038449.78801.05>
- Buforn, E., Udías, A., Mezcuca, J., 1988. Seismicity and focal mechanisms in south Spain. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78: 2008-2024.
- Bull, W.B., McFadden, L.D., 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. En: *Geomorphology in arid regions*, Routledge, p. 115-138. <https://doi.org/10.4324/9780429299230-5>
- CNIG, 2015. Peligrosidad Sísmica de España. PGA. Periodo de retorno 475 años.
- De Larouzière, F.D., Bolze, J., Bordet, P., Hernandez, J., Montecat, C., Ott d'Estevou, P., 1988. The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene. *Tectonophysics*, 152: 41-52. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90028-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90028-5)
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1990. Current plate motions. *Geophysical journal international*, 101: 425-478. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb06579.x>
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Knott, S.D., Turco, E., Hutton, D.H.W., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, 45: 265-283. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.045.01.15>
- Fernández-Salas, L.M., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Díaz, V., Zazo, C., Lobo, F.J., Sanz, J.L., Lario, J., 2009. Land - sea correlation between Late Holocene coastal and infralittoral deposits in the SE Iberian Peninsula (Western Mediterranean). *Geomorphology*, 104: 4-11. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.05.013>
- Fletcher, J. M., Teran, O. J., Rockwell, T. K., Oskin, M. E., Hudnut, K. W., Mueller, K. J., ... González-García, J., 2014. Assembly of a large earthquake from a complex fault system: Surface rupture kinematics of the 4 April 2010 El Mayor-Cuicahuac (Mexico) Mw 7.2 earthquake. *Geosphere*, 10: 797-827. <https://doi.org/10.1130/GES00933.1>
- Galindo-Zaldívar, J., Gil, A.J., Borque, M.J., González-Lodeiro, F., Jabaloy, A., Marín-Lechado, C., Ruano, P., De Galdeano, C.S., 2003. Active faulting in the internal zones of the central Betic Cordilleras (SE, Spain). *Journal of Geodynamics*, 36: 239-250. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(03\)00049-8](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(03)00049-8)
- García-Mayordomo, J., Gaspar-Escribano, J.M., Benito, B., 2007. Seismic hazard assessment of the Province of Murcia (SE Spain): analysis of source contribution to hazard. *Journal of Seismology*, 11: 453-471. <https://doi.org/10.1007/s10950-007-9064-0>
- Gómez-Novell, O., García-Mayordomo, J., Ortuño, M., Masana, E., Chartier, T., 2020. Fault System-Based Probabilistic Seismic Hazard Assessment of a Moderate Seismicity Region: The Eastern Betics Shear Zone (SE Spain). *Frontiers in Earth Science*, 8: 579398. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.579398>
- Goy, J.L., Zazo, C., 1983. Los piedemontes cuaternarios de la region de almeria (españa) analisis morfologico y relacion con la neotectonica. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 5: 397-419.
- Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J., 2003. A beach-ridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almería, Western Mediterranean). *Geomorphology*, 50: 251-268. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00217-9](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00217-9)
- Hatzfeld, D., Frogneux, M., 1981. Intermediate depth seismicity in the western Mediterranean unrelated to subduction of oceanic lithosphere. *Nature*, 292: 443-445. <https://doi.org/10.1038/292443a0>
- Huerta, P., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Rodríguez-Pascua, M.A., Bautista-Davila, M.B., 2015. Efectos geológicos del terremoto de Dalías-Berja 1804 ad. (Almería, SE España). En: *Una visión global del Cuaternario: el hombre como condicionante de procesos geológicos*, JP Galve, p. 194-197.
- IGME, 2015. ZESIS; Base de Datos de Zonas Sismogénicas de la Península Ibérica y territorios de influencia para el cálculo de la peligrosidad sísmica en España. URL: <http://info.igme.es/zesis/> (06/2022).
- IGME 2022. QAFI: Quaternary Active Faults Database of Iberia. URL: <https://info.igme.es/QAFI> (06/2022).
- IGN-UPM, 2012. Actualización de mapas de peligrosidad sísmica de España. Centro Nacional de Información Geográfica, Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- Instituto Andaluz de Geofísica, (IGA) Red Sísmica de Andalucía. URL: <https://iagpds.ugr.es/> (06/2022).
- López-Comino, J.-A., Mancilla, F. de L., Morales, J., Stich, D., 2012. Rupture directivity of the 2011, Mw 5.2 Lorca earthquake (Spain). *Geophysical Research Letters*, 39: 1-5. <https://doi.org/10.1029/2011GL050498>
- López-Marinas, J.M., 1977. Estudio del terremoto de 22 septiembre 1522 en Almería. *Pub. Hidroeléct. Esp*, 16: 51-60.
- Machette, M.N., 2000. Active, capable, and potentially active faults - a paleoseismic perspective. *Journal of Geodynamics*, 29: 387-392. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(99\)00060-5](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(99)00060-5)
- Marín-Lechado, C., 2005. Estructura y evolución tectónica reciente del Campo de Dalías y de Níjar en el contexto del límite meridional de las Cordilleras Béticas orientales. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 307 p.
- Marín-Lechado, C., Galindo-Zaldívar, J., Rodríguez-Fernández, L.R., Pedrera, A., 2007. Mountain Front Development by Folding and Crustal Thickening in the Internal Zone of the Betic Cordillera-Alboran Sea Boundary. *Pure and Applied Geophysics*, 164: 1-21. <https://doi.org/10.1007/s00024-006-0157-4>
- Marín-Lechado, C., Galindo-Zaldívar, J., Rodríguez-Fernández, L.R., Serrano, I., Pedrera, A., 2005. Active faults, seismicity and stresses in an internal boundary of a tectonic arc (Campo de Dalías and Níjar, southeastern Betic Cordilleras, Spain). *Tectonophysics*, 396: 81-96. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.11.001>
- Marín-Lechado, C., Galindo-Zaldívar, J., Rodríguez-Fernández, L.R., González-Lodeiro, F., 2004. Faulted hybrid joints: an example from the Campo de Dalías (Betic Cordilleras, Spain). *Journal of Structural Geology*, 26: 2025-2037. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.03.006>
- Marín-Lechado, C., Galindo-Zaldívar, J., Rodríguez-Fernández,

- L.R., 2003. Joints, faults and palaeostress evolution in the Campo de Dalias (Betic Cordilleras, southeastern Spain). *Comptes Rendus Geoscience*, 335: 255-264. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(03\)00035-X](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(03)00035-X)
- Martín-Banda, R., 2020. Segmentación y evolución reciente del sistema de fallas de la Sierra de Carrascoy: implicaciones en su potencial sismogénico. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid (Madrid, Spain), 220 p.
- Martínez-Díaz, J.J., 1998. Neotectónica y tectónica activa del sector centro-occidental de la región de Murcia y sur de Almería (cordillera Bética, España). Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 466 p.
- Martínez-Díaz, J.J., 2000. Actividad neotectónica en el sureste de Almería y su incidencia en la morfotectónica de la zona (Cordilleras Béticas). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13: 417-429.
- McCalpin, J.P., 2009. Chapter 3 Paleoseismology in Extensional Tectonic Environments. En: *Paleoseismology*, Academic Press, v. 95, p. 171-269. [https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(09\)95003-3](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(09)95003-3)
- Milner, B.K.R., Page, M.T., Field, E.H., Parsons, T., Biasi, G.P., Bruce, E., 2013. Appendix T - Defining the Inversion Rupture Set Using Plausibility Filters, UCERF 3 Report, p. 1-14.
- Murphy, P., 2019. Los terremotos de Almería de 1804, En el archivo histórico nacional. Instituto Geográfico Nacional, 600 p.
- Ortuño, M., Masana, E., García-Meléndez, E., Martínez-Díaz, J., Štěpančíková, P., Cunha, P.P., Sohbat, R., Canora, C., Buylaert, J.P., Murray, A.S., 2012. An exceptionally long paleoseismic record of a slow-moving fault: The Alhama de Murcia fault (Eastern Betic shear zone, Spain). *GSA Bulletin*, 124: 1474-1494. <https://doi.org/10.1130/B30558.1>
- Pedraza, A., Marín-lechado, C., Stich, D., Ruiz-Constán, A., Galindo, J., Rey-moral, C., Lis, F. De, 2012a. Nucleation, linkage and active propagation of a segmented Quaternary normal-dextral fault: the Loma del Viento fault (Campo de Dalias, Eastern Betic Cordillera, SE Spain). *Tectonophysics*, 522-523: 208-217. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.12.001>
- Pedraza, A., Galindo-Zaldívar, J., Marín-Lechado, C., García-Tortosa, F.J., Ruano, P., López-Garrido, A.C., Azañón, J.M., Peláez, J.A., Giaconia, F., 2012b. Recent and active faults and folds in the central-eastern Internal Zones of the Betic Cordillera. *Journal of Iberian Geology* 38 (1) 2012: 191-208. https://doi.org/10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39213
- Pérez-López, R., Martín-González, F., Martínez-Díaz, J.J., Rodríguez-Pascua, M.A., 2012. Datación mediante liquenometría de los desprendimientos rocosos asociados a la sismicidad histórica en Lorca (Murcia, SE de España). *Boletín Geológico y Minero*, 123: 473-485.
- Rodríguez-Fernández, J., Martín-Penela, A.J., 1993. Neogene evolution of the Campo de Dalias and the surrounding offshore areas - (Northeastern Alboran Sea). *Geodinamica Acta*, 6: 255-270. <https://doi.org/10.1080/09853111.1993.1105253>
- Rodríguez-Fernández, J., Sanz de Galdeano, C., Serrano, F., 1990. Le couloir des Alpujarras. Documents et travaux de l'Institut géologique Albert de Lapparent, 87-100.
- Roquero, E., Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Bardají, T., Elez, J., Carrasco-García, P., Giner-Robles, J.L., 2019. Analysis of faulted fan surfaces and paleosols in the Palomares Fault Zone (Betic Cordillera, SE Spain): Paleoclimatic and paleoseismic implications. *Geomorphology*, 342: 88-102. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.06.003>
- Sanz De Galdeano, C., 1990. Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172: 107-119. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90062-D](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90062-D)
- Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Giner-Robles, J.L., Pérez-López, R., Lario J., Perucha-Atienza, M.A., Bardají-Azcárate, T., Huerta-Hurtado, P., Roquero, E., Bautista-Davila, M.B. 2019. Catálogo de Efectos Geológicos de los terremotos en España, 2a Edición (Revisada y ampliada). Madrid, IGME, 804 p.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardaj, T., Dabrio, C.J., Lario, J., 1992. Evaluación geomorfológica de la actividad neotectónica cuaternaria a lo largo de frentes montañosos de falla en el SE de España. *Actas III Congreso Geológico de España, VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, 2: 96-100.
- Snavely, N., Seitz, S.M., Szeliski, R., 2008. Modeling the World from Internet Photo Collections. *International Journal of Computer Vision*, 80: 189-210. <https://doi.org/10.1007/s11263-007-0107-3>
- Solares, J.M.M., Rodríguez, J.M., 2002. Catálogo sísmico de la Península Ibérica: (880 a. C-1900): Ministerio de Fomento.
- Srivastava, S.P., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Oakey, G., Lévesque, S., Verhoef, J., Macnab, R., 1990. Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184: 229-260. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90442-B](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90442-B)
- Stich, D., Alguacil, G., Morales, J., 2001. The relative locations of multiplets in the vicinity of the Western Almería (southern Spain) earthquake series of 1993-1994. *Geophysical Journal International*, 146: 801-812. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01498.x>
- Stich, D., Batlló, J., Morales, J., Macià, R., Dineva, S., 2003. Source parameters of the MW= 6.1 1910 Adra earthquake (southern Spain). *Geophysical Journal International*, 155: 539-546. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.02059.x>
- Wallace, R.E., 1980. Discussion-Nomograms for estimating components of fault displacement from measured height of fault scarp. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, 17: 39-45. <https://doi.org/10.2113/gsegeosci.xvii.1.39>
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994. New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin - Seismological Society of America*, 84: 974-1002.
- Westoby, M.J., Brasington, J., Glasser, N.F., Hambrey, M.J., Reynolds, J.M., 2012. 'Structure-from-Motion' photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology*, 179: 300-314. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.08.021>

MANUSCRITO RECIBIDO EL: 17-02-2022

RECIBIDA LA REVISIÓN EL: 03-06-2022

ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL: 06-06-2022