

Iberfault 2022

IV Reunión Ibérica

sobre Fallas Activas y Paleosismología

TERUEL · 7 al 10 de septiembre de 2022



VOLUMEN DE RESÚMENES

IBER 
2022 **FAULT**



IV Reunión Ibérica
sobre Fallas Activas y Paleosismología

TERUEL · 7 al 10 de septiembre de 2022

VOLUMEN DE RESÚMENES

Editores:

Iván Martín, Carlos L. Liesa, Pedro Alfaro, Carolina Canora, Lope Ezquerro,
Jesús Galindo, José J. Martínez, Alba Peiro, Óscar Pueyo, José L. Simón

Los trabajos contenidos en el presente volumen deberán citarse como en el siguiente ejemplo:

García-Mayordomo, J. y Martín-Banda, R. (2022). Prospectiva de zonas de interés para el desarrollo futuro de estudios de actividad tectónica reciente en España. *Resúmenes IV Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología*, Teruel, Universidad de Zaragoza, pp. 177-180.

D.L.: Z 1059-2022

ISBN: 978-84-18321-58-0



Servicio de
Publicaciones
Universidad Zaragoza

© Los autores

Editores:

Iván Martín, Carlos L. Liesa, Pedro Alfaro, Carolina Canora, Lope Ezquerro,
Jesús Galindo, José J. Martínez, Alba Peiro, Óscar Pueyo, José L. Simón

Diseño: Alba Peiro

Editado por:

Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza.

Fotografía de portada: Falla de Concud en Los Baños, Teruel. Autora: Paloma Lafuente.

Iberfault 2022

Comité coordinador

José L. Simón Gómez (Universidad de Zaragoza)
Carlos L. Liesa Carrera (Universidad de Zaragoza)
Iván Martín Rojas (Universidad de Alicante)
María Ortuño Candela (Universidad de Barcelona)
Alba Peiro Chamarro (Universidad de Zaragoza)

Comité editorial

Iván Martín Rojas (Universidad de Alicante)
Carlos L. Liesa Carrera (Universidad de Zaragoza)
Pedro Alfaro García (Universidad de Alicante)
Carolina Canora Catalán (Universidad Autónoma de Madrid)
Lope Ezquerro Ruiz (Universidade NOVA de Lisboa – Universidad de Zaragoza)
Jesús Galindo Zaldívar (Universidad de Granada)
José J. Martínez Díaz (Universidad Complutense de Madrid)
Alba Peiro Chamarro (Universidad de Zaragoza)
Óscar Pueyo Anchuela (Universidad de Zaragoza)
José L. Simón Gómez (Universidad de Zaragoza)

Comité organizador

José L. Simón Gómez (Universidad de Zaragoza)
Carlos L. Liesa Carrera (Universidad de Zaragoza)
Iván Martín Rojas (Universidad de Alicante)
María Ortuño Candela (Universidad de Barcelona)
Alba Peiro Chamarro (Universidad de Zaragoza)
Camino Álvarez Fidalgo (Facultad Ciencias Humanas y Sociales, Teruel)
Luis E. Arlegui Crespo (Universidad de Zaragoza)
Pedro Alfaro García (Universidad de Alicante)
José A. Álvarez Gómez (Universidad Complutense de Madrid)
Carolina Canora Catalán (Universidad Autónoma de Madrid)
Lope Ezquerro Ruiz (Universidade NOVA de Lisboa – Universidad de Zaragoza)
Jesús Galindo Zaldívar (Universidad de Granada)
Julián García Mayordomo (IGME, Madrid)
Paloma Lafuente Tomás (ADIF)
Aránzazu Luzón Aguado (Universidad de Zaragoza)
José J. Martínez Díaz (Universidad Complutense de Madrid)
Eulàlia Masana Closa (Universitat de Barcelona)
Óscar Pueyo Anchuela (Universidad de Zaragoza)
Miguel Ángel Rodríguez Pascua (IGME, Madrid)

Comité Científico

José A. Álvarez Gómez
Pedro Alfaro García
Juan C. Balanya Roure
Josep Batlló Ortiz
Marta Béjar Pizarro
Carolina Canora Catalán
Antonio Casas Sainz
Cristina Crespo Martín
José Delgado Marchal
Javier Elez Villar
Lope Ezquerro Ruiz
Jesús Galindo Zaldívar
Julián García Mayordomo
Jorge Gaspar Escribano
Antonio J. Gil Cruz

Laura Gómez De La Peña
Álvaro González Gómez
Juan M. Insua Arévalo
Giorgi Khazaradze Tsilosani
Carlos L. Liesa Carrera
Adolfo Maestro González
Carlos Marín Lechado
Raquel Martín Banda
Fidel Martín González
Iván Martín Rojas
José J. Martínez Díaz
Eulàlia Masana Closa
Iván Medina Cascales
María Ortuño Candela

José A. Peláez
Héctor Perea Manera
Raúl Pérez López
Óscar Pueyo Anchuela
César Rodríguez Ranero
Klaus R. Reicherter
Miguel Á. Rodríguez Pascua
Eduard Roca Abella
Alberto Sánchez Alzola
Mario Sánchez Gómez
Miguel Á. Santoyo Frausto
José L. Simón Gómez
Alejandra Staller Vázquez
Arantza Ugalde Aguirre
Juan T. Vázquez Garrido

ÍNDICE

SESIÓN 1: Tectónica activa y paleosismología de las Cordilleras Béticas (I)

- 1 SEISMOGENIC CONSIDERATIONS ON THE VERTICAL SLIP RATE OF THE FRONTAL STRANDS OF THE CARRASCOY FAULT (SE IBERIAN PENINSULA) FROM P-WAVE TOMOGRAPHY ANALYSIS
J.M. Insua-Arévalo, R. Martín-Banda, J. García-Mayordomo, J.J. Martínez-Díaz, H. Handoyo, I. DeFelipe, D. Martí, T. Teixidó, J. Alcalde, I. Palomeras y R. Carbonell
- 5 NUEVOS DATOS PALEOSÍMICOS PARA LA CARACTERIZACIÓN DE UN TRANSECTO COMPLETO EN LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA (SE ESPAÑA)
M. Ollé, D. Dufour, O. Gómez-Novell, J. Molins-Vigatà, S. Baize, R. Martín-Banda, J.M. Insua-Arévalo, M. Ortuño, R. Pallàs, G. Khazaradze y E. Masana
- 9 TO WHAT EXTENT CAN WE REFINE PALEOSEISMIC DATA? MAIN LIMITATIONS AT THE ALHAMA DE MURCIA FAULT
O. Gómez-Novell, M. Ortuño, J. García-Mayordomo, J.M. Insua-Arévalo, J.J. Martínez-Díaz, T.K. Rockwell, S. Baize y E. Masana
- 13 CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA DE LA FALLA DEL LLANO DEL ÁGUILA (ALMERÍA). POSIBLE FUENTE DEL TERREMOTO DE DALÍAS 1804
J. Molins-Vigatà, J. García-Mayordomo, M. Ortuño, D. García-Sellés y O. Gómez-Novell

SESIÓN 2: Tectónica activa y paleosismología del resto de la Península Ibérica

- 19 TECTÓNICA ACTIVA (PLIO-CUATERNARIA) EN EL SECTOR OCCIDENTAL DE LA CUENCA CENOZOICA DE MADRID
G. de Vicente, R. Díez Fernández, P.P. Cunha y A. Oláiz
- 23 PROCESOS DE LICUEFACCIÓN EN MATERIALES DEL PLEISTOCENO MEDIO-Holoceno EN EL TRAMO MEDIO DEL RÍO TAJO (DRIEBES, GUADALAJARA, ESPAÑA)
M.A. Rodríguez-Pascua, M.A. Perucha, A. Díez-Herrero y J.F. Mediato
- 27 ACTIVIDAD PLIO-CUATERNARIA DE FALLAS EN EL SISTEMA EXTENSIONAL TERUEL-JILOCA-CALATAYUD (CORDILLERA IBÉRICA CENTRAL)
J.L. Simón, A. Peiro, L.E. Arlegui, L. Ezquerro, A.I. García-Lacosta, P. Lafuente, C.L. Liesa, A. Luzón, L. Martín-Bello, Ó. Pueyo y M.A. Soriano
- 31 NEW INSIGHTS INTO FAULT SYSTEMS OF THE BURGALESA PLATFORM REVEALED BY SEISMIC MONITORING AT THE HONTOMÍN TECHNOLOGY DEVELOPMENT PLANT (BURGOS, SPAIN)
A. Sánchez de la Muela, A. Ramos, J.M. Marín, R. Pérez-López, J.F. Mediato y M.A. Rodríguez-Pascua
- 35 ¿SE PUEDE ASOCIAR LA SISMICIDAD CON LAS FALLAS EN EL NO PENINSULAR?
F. Martín González, C. Crespo-Martín y S. González-Muñoz
- 39 EL TERREMOTO DE BENAVENTE DE 1909: CONSTRIÑENDO LA FUENTE MEDIANTE ESCENARIOS SÍMICOS
Y. de Pro Díaz, S. Vilanova y C. Canora Catalán
- 43 ¿ES MUY ALTO EL *SLIP-RATE* DE LAS FALLAS INTRAPLACA PENACOVA-REGUA-VERÍN Y MANTEIGAS-VILARIÇA-BRAGRANÇA?
S. González-Muñoz, F. Martín-González y C. Crespo-Martín

SESIÓN 3: Sismología y sismicidad inducida

- 49 SEISMOGENIC DEPTH IN IBERIA
Á. González y Á.M. Gómez-García
- 53 DELAYED INDUCED SEISMICITY IN THE YELA GEOLOGICAL GAS STORAGE (CENTRAL SPAIN)
R. Pérez-López, A. Ramos, J.L. Giner Robles y J.J. Martínez-Díaz
- 57 LA RED SÍSMICA DE LA COMUNIDAD VALENCIANA
P. Alfaro, J.M. Andreu, N. Benabdeloued, J. Cuevas, J. Delgado, J.J. Galiana, J. Giner, I. Martín-Rojas, M. Martín, I. Medina, D. Montiel, S. Molina, S. Moliner, J. Rosa, S. Rosa, E. Santamaría, J.L. Soler y J.E. Tent
- 61 SERIE SÍSMICA DEL ALT URGELL-ANDORRA 2021-2022
A. Echeverría, A. Margalef, T. Frontera Genovard y N. Gallego

SESIÓN 4: Arqueosismología

- 67 CÓRDOBA, 21 SEPTIEMBRE 1589: ¿TERREMOTO Y/O TEMPESTAD? EVIDENCIAS ARQUEOSISMOLÓGICAS
R. Pérez-López, A. Sánchez-Hernampérez, P.G. Silva, J. Elez, J.L. Giner-Robles, M.A. Rodríguez-Pascua, E. Roquero, T. Bardají y Y. Sánchez

- 71 ARCHAEOSEISMOLOGICAL EVIDENCE IN CEUTA (SPAIN): A LATE ROMAN EARTHQUAKE IN NORTH AFRICA
K.R. Reicherter, D. Bernal-Casasola y F. Villada-Paredes
- 73 ARCHAEOSEISMOLOGICAL ANALYSIS OF THE LATE 4TH CENTURY CE TSUNAMI EVENT OF BAELO CLAUDIA (GIBRALTAR ARC, SOUTH SPAIN)
P.G. Silva, J. Elez, J.P. Tarruella, Y. Sánchez-Sánchez, G. Santos, P. Carrasco-García, J.L. Giner-Robles, E. Roquero, K.R. Reicherter, I. García-Jiménez, F. Prados Martínez, R. Pérez-López, T. Bardají y M.A. Rodríguez-Pascua
- 77 PRIMERAS EVIDENCIAS ARQUEOSISMOLÓGICAS EN LA CIUDAD ROMANA DE ATEGUA, S. II CE (CÓRDOBA, ESPAÑA)
M.A. Rodríguez-Pascua, C. Fuertes-Santos, M.A. Perucha, J.D. Borrego de la Paz, P.G. Silva, A. Felipe-Colodrero, J.L. Giner-Robles, J. Elez, T. Bardají y E. Roquero
- 81 ¿FUE EL PRIMER EDIFICIO DE SILLERÍA DE LA PENÍNSULA IBÉRICA DESTRUIDO POR UN TERREMOTO?: EL MAUSOLEO ÍBERO DEL POZO MORO (ALBACETE, ESPAÑA)
M.A. Rodríguez-Pascua, M. Almagro-Gorbea, M.A. Perucha, P.G. Silva, J. Martínez, J.F. Mediato y J.L. Giner-Robles
- 85 LOS TERREMOTOS DE ADEMUZ DEL 7 DE JUNIO DE 1656 Y DEL 10 DE MARZO DE 2006: ¿UNA FUENTE SÍSMICA COMÚN?
J.L. Giner-Robles, J. Elez, P.G. Silva, R. Pérez-López, T. Bardají, M.A. Rodríguez-Pascua, Y. Sánchez-Sánchez y E. Roquero

SESIÓN 5: Tectónica activa y paleosismología de las Cordilleras Béticas (II)

- 91 LA ZONA DE FALLA DE PALOMARES Y SU INFLUENCIA EN LAS CUENCAS ADYACENTES
V. Tendero-Salmerón, G. Ercilla, L. González-Castillo, A. Madarieta-Txurruka, F.J. Martínez-Moreno, F. Estrada y J. Galindo-Zaldívar
- 95 PALAEOSEISMOLOGICAL RECORD OF THE ACTIVE GALERA FAULT (CENTRAL BETIC CORDILLERA, SPAIN)
I. Martín-Rojas, F.J. García-Tortosa, I. Medina-Cascales y P. Alfaro
- 99 SISMICIDAD EN EL GUADIANA MENOR: FALLAMIENTO DEL BASAMENTO IBÉRICO DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR
V. Tendero-Salmerón, J. Galindo Zaldívar, J.A. Peláez, M. Martínez-Martos, J. Henares, C. Marín-Lechado, A.J. Gil, A.C. López-Garrido
- 103 LA SERIE SÍSMICA DE GRANADA DE 2021. ANÁLISIS A PARTIR DE LA RELOCALIZACIÓN DE LA SERIE, GRAVIMETRÍA Y GEOLOGÍA ESTRUCTURAL
A. Madarieta-Txurruka, J.A. Peláez, L. González-Castillo, M. Catalán, J. Henares, F. Lamas y J. Galindo-Zaldívar
- 107 CARACTERIZACIÓN DE LA FALLA DE SIERRA DE LAS NIEVES (CORDILLERA BÉTICA) MEDIANTE ANÁLISIS DEL RELIEVE Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA
M. Moreno-Sánchez, D. Ballesteros, G. Booth-Rea, J.V. Pérez-Peña, C. Pérez-Mejías, C. Reyes-Carmona, J.M. Azañón, H. Cheng, J.P. Galve y P. Ruano
- 111 ACTIVE FAULTING THROUGH THE SINISTRAL REACTIVATION OF MIDDLE MIOCENE TRANSFER FAULTS IN IBIZA
G. Booth-Rea, J.M. Azañón, M. Moreno-Sánchez, J.P. Galve, P. Ruano y C. Reyes
- 115 REVELANDO LA GEOMETRÍA EN PROFUNDIDAD DE LAS FALLAS ACTIVAS QUE LIMITAN EL VALLE DEL GUADALENTÍN MEDIANTE SÍSMICA DE REFLEXIÓN DE ALTA RESOLUCIÓN: RESULTADOS PRELIMINARES
H. Perea, P. Herrero-Barbero, J. Molins-Vigatà, J. Alcalde, J.A. Álvarez Gómez, M. Berriolopez Llamosas, R. Carbonell, Y. de Pro Díaz, D. Dufour, J. García-Mayordomo, J.L. Granja Bruña, J.M. Insua-Arévalo, D. Martí, R. Martín-Banda, E. Masana, M. Ollé, E. Pascual Sánchez, J.J. Portela, J.S. Rivera Rivera, J.L. Sánchez Roldán, A. Staller y S. Rameez

SESIÓN 6: Tectónica activa en el medio marino

- 121 CARACTERIZACIÓN DE LA ESTRUCTURA PROFUNDA DEL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL Y SUS IMPLICACIONES PARA EL RIESGO SÍSMICO Y TSUNAMIGÉNICO
L. Gómez de la Peña, C.R. Ranero, G. Booth-Rea, J.M. Azañón, E. Gràcia, F.E. Maesano, R. Basili, F. Romano y M. Volpe
- 125 CHARACTERIZATION OF THE NORTH-SOUTH FAULT SYSTEM IN THE ALBORAN SEA USING HIGH-RESOLUTION GEOPHYSICAL DATA: THE INITIATION OF A TRANSTENSIONAL FAULT SYSTEM
A. Canari, H. Perea, S. Martínez-Loriente, J. Llopart, D. Fernández-Blanco y E. Gràcia
- 129 POTENCIAL TSUNAMIGÉNICO DE LA FALLA DE CARBONERAS A PARTIR DE MODELOS FÍSICOS DE TERREMOTOS
J.A. Álvarez-Gómez, P. Herrero-Barbero y J.J. Martínez-Díaz
- 133 DEFORMACIÓN DEL FONDO MARINO EN RELACIÓN CON LA ACTIVIDAD TECTÓNICA CUATERNARIA EN EL CANAL DE MALLORCA, PROMONTORIO BALEAR (MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL)
J.T. Vázquez, O. Sánchez-Guillamón, D. Palomino, M.C. Fernández-Puga, N. Martínez-Carreño, P. Bárcenas, L.M. Fernández-Salas, M.O. Tello y M. Gómez-Ballesteros

- 137 SISTEMAS DE PLIEGUES ACTIVOS EN EL MARGEN CONTINENTAL SEPTENTRIONAL DEL MAR DE ALBORÁN (MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL)
J.T. Vázquez, J. Galindo-Zaldívar, D. Palomino, L. González, M.C Fernández-Puga, S. Naranjo, M.T. Pedrosa, V. Tendero, P. Bárcenas, F. Estrada y G. Ercilla
- 141 SERIE SÍSMICA DEL SUR DEL MAR DE ALBORÁN DEL 2021-2022: RELOCALIZACIÓN DE LOS EVENTOS E IMPLICACIONES SISMOTECTÓNICAS
H. Perea, J.L. Sánchez Roldán, L. Lozano, J.A. Álvarez Gómez, P. Herrero-Barbero, M.J. Jiménez, S. Martínez-Loriente, A. Canari y J. Llopart
- 145 THE HORSESHOE ABYSSAL PLAIN THRUST, THE MOST PLAUSIBLE SOURCE OF THE 1755 LISBON EARTHQUAKE AND TSUNAMI
S. Martínez-Loriente, V. Sallarès y E. Gràcia

SESIÓN 7: Geodesia aplicada a tectónica activa

- 151 PRESENT-DAY 3D CRUSTAL DEFORMATION FIELD OF THE IBERIAN PENINSULA
G. Khazaradze, S. Pena-Castellnou, M. Romanyà-Serrasolsas, X. Matarín-Aguilar y P. Vernant
- 155 EXTENSIÓN ACTIVA EN LA CORDILLERA BÉTICA CENTRAL. APORTACIONES GEODÉSICAS GNSS
I. Martín-Rojas, P. Alfaro, J. Galindo-Zaldívar, C. Sanz de Galdeano, M.J. Borque, F.J. García-Tortosa, I. Medina-Cascales, M. Avilés, P. Ruano, A. Sánchez-Alzola y A.J. Gil
- 159 COMPARACIÓN DE DATOS DE NIVELACIÓN DE ALTA PRECISIÓN DE LA FALLA DE GRANADA CON NUEVOS DATOS CGNSS EN LA CUENCA DE GRANADA
A. Madarieta-Txurruka, J. Galindo-Zaldívar, L. González-Castillo, A. Ruiz-Armenteros, M.S. Garrido-Carretero, M. Avilés y A.J. Gil
- 163 ACTIVIDAD DE PLIEGUES Y FALLAS EN EL CAMPO DE DALÍAS A PARTIR DE REDES GNSS
J. Galindo-Zaldívar, A.J. Gil, V. Tendero, M.J. Borque, G. Ercilla, L. González-Castillo, A. Sánchez-Alzola, M.C. Lacy, F. Estrada, M. Avilés, P. Alfaro, A. Madarieta-Txurruka y F. Chacón
- 167 DISTRIBUCIÓN DE LA DEFORMACIÓN EN EL SE DE LA COMUNIDAD VALENCIANA. APORTACIONES GEODÉSICAS
I. Martín-Rojas, A. Sánchez-Alzola, I. Medina-Cascales, M.J. Borque, P. Alfaro y A.J. Gil
- 171 ACTUALIZACIÓN DEL CAMPO DE VELOCIDADES GNSS EN LAS BÉTICAS ORIENTALES. RESULTADOS PRELIMINARES
A. Staller Vázquez, J.J. Portela-Fernández, M. Béjar-Pizarro, J.A. Álvarez-Gómez, J.J. Martínez-Díaz, R. Pérez-López, G. Khazaradze

SESIÓN 8: Modelización sismotectónica

- 177 PROSPECTIVA DE ZONAS DE INTERÉS PARA EL DESARROLLO FUTURO DE ESTUDIOS DE ACTIVIDAD TECTÓNICA RECIENTE EN ESPAÑA
J. García-Mayordomo y R. Martín-Banda
- 181 METHODS FOR COMBINING SEISMOLOGICAL AND GEOLOGICAL INFORMATION FOR SEISMIC HAZARD PURPOSES
A.F. Ornelas-Agrela, C.J. Gamboa-Canté, M.A. Arroyo-Solórzano, J.S. Rivera-Rivera, C. Lindholm y M.B. Benito
- 183 TOWARD UNDERSTANDING THE ROLE OF POSTSEISMIC STRESS TRANSFER FOR LONG-TERM EARTHQUAKE TRIGGERING IN EASTERN BETICS, SPAIN
P. Yazdi y J. García-Mayordomo
- 187 ESCENARIOS DE ROTURA SÍSMICA EN EL SISTEMA DE FALLAS DE LA SIERRA DE CARRASCOY (BÉTICAS ORIENTALES)
R. Martín-Banda, J. García-Mayordomo y J. Insua-Arévalo
- 191 ¿QUÉ INFORMACIÓN SOBRE EL PROCESO SÍSMICO SE PUEDE OBTENER DEL CATÁLOGO SÍSMICO? EL CASO DEL NOROESTE PENINSULAR
C. Crespo-Martín, F. Martín-González y S. González-Muñoz
- 195 MODELOS FÍSICOS DE SIMULACIÓN DE TERREMOTOS APLICADOS AL ANÁLISIS DE LA AMENAZA SÍSMICA EN LAS BÉTICAS ORIENTALES (SE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA)
P. Herrero-Barbero, J.A. Álvarez-Gómez, M. Tsige y J.J. Martínez-Díaz
- 199 INVERSIÓN DE HIPOCENTROS MEDIANTE UN MODELO 3D DE VELOCIDADES E INTERPRETACIÓN SISMOTECTÓNICA: LA SERIE DE MULA-ARCHENA DE 2018 (MURCIA)
J.L. Sánchez-Roldán, J.A. Álvarez-Gómez, J.V. Cantavella, P. Herrero-Barbero, L. Lozano y J.J. Martínez-Díaz
-
- 203 EVIDENCIA PALEOSÍSMICA EN LAGOS: TERREMOTO DE LA RIBAGORZA, 1373.
T. Briceño-Sarmiento, A. Vicente de Vera, A. Moreno, B. Valero-Garcés y M. Ortuño



SESIÓN 1:

**Tectónica activa y paleosismología
de las Cordilleras Béticas (I)**



SEISMOGENIC CONSIDERATIONS ON THE VERTICAL SLIP RATE OF THE FRONTAL STRANDS OF THE CARRASCOY FAULT (SE IBERIAN PENINSULA) FROM P-WAVE TOMOGRAPHY ANALYSIS

J.M. Insua-Arévalo¹, R. Martín-Banda², J. García-Mayordomo², J.J. Martínez-Díaz¹, H. Handoyo^{3,4}, I. DeFelipe⁵, D. Martí⁶, T. Teixidó⁷, J. Alcalde³, I. Palomeras⁵ and R. Carbonell³

¹ Universidad Complutense de Madrid, Spain. insuarev@ucm.es

² Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC), c/ La Calera, 1 Tres Cantos 28760-Madrid, Spain

³ Geosciences Barcelona (GEO3BCN, CSIC), Spain

⁴ Teknik Geofisika, Institut Teknologi Sumatera, South Lampung, Indonesia

⁵ Universidad de Salamanca, Spain

⁶ ULithica SCCL, Girona, Spain

⁷ Universidad de Granada, Spain

Abstract: A seismic profile has been performed across the Algezares-Casas Nuevas fault zone, the SW section of the major Carrascoy Fault, a potential source of earthquakes in the region and hence an important threat to the nearby City of Murcia. The seismic data were processed to obtain a Vp model and provide insight into the depth structure of the fault zone. The Vp model was interpreted according to the local geology and surface data, enabling the location of the Messinian/Tortonian contact, and also the erosive contact of the Red Unit (Pliocene alluvial fan deposits) on the Messinian deposits. Both contacts are offset by two principal thrusts identified in the profile, by a similar amount ca. 135-140 m. Considering the age of the onset of the deformation, quoted in 209 ka in previous studies, a vertical slip rate around double that previously calculated can be estimated. We discuss the different causes for this disagreement and we conclude about the important impact that such a slip rate could have on seismic hazard studies.

Key words: Vp tomography, seismic profile, active fault, seismic hazard, Murcia.

Introduction

Any modern seismic hazard analysis strongly depends on the consideration of active faults as seismogenic sources (e.g., Chartier *et al.*, 2019). Knowing the deep structure of active faults in a region is crucial for evaluating realistic seismic scenarios. High-resolution seismic imaging of the subsurface provides very valuable information, allowing to characterize fault zones, associated structures, fault geometry, or blind faults (e.g., Villani *et al.*, 2017 and references). Identification of kinematic markers at depth, as layer boundaries geometry, are also critical information for calculating realistic displacements, which is essential for determining the slip rate of a fault. The slip rate is one of the most important parameters of any fault to assess its seismogenic behaviour (Gómez-Novell *et al.*, 2020, Herrero-Barbero *et al.*, 2020).

In this communication, we discuss the seismogenic implications of the vertical slip rate estimated from the interpretation of the P-wave tomography profile developed across the frontal strands of the Carrascoy fault, one of the main tectonic features within the Eastern Betic Shear Zone (EBSZ; De Larouzière *et al.*, 1988) located in the SE of the Iberian Peninsula (Fig. 1).

Geological setting

The EBSZ is a large left-lateral strike-slip system of sigmoid geometry stretched over more than 450 km with significant seismic activity accommodating the present-day crustal deformation in the southeastern Iberian Peninsula, driven mainly by the NW–SE convergence (4–5 mm/yr) between Africa and Iberia. The faulting activity in this tectonic corridor has been modelling the landscape in a transpressive regime during the Pliocene and Quaternary generating a seri-

es of basins and ranges. The main basin within the EBSZ corresponds to the Guadalentín depression, a NE–SW running depression bounded by the Alhama de Murcia fault to the NW, and by the Palomares and Carrascoy faults to the SE.

The Carrascoy fault is a SE dipping high angle reverse fault with a general left-lateral strike-slip component. The Carrascoy fault is formed by two overlapping sections, with different geometrical, structural, and kinematic characteristics (Martín-Banda *et al.*, 2016) (Fig 1C). The NE section extends in a N50E trend for 16 km controlling the relief of the Cresta del Gallo range. The SW section splits into two main fault branches showing a more complex structure: i) the Norcarrascoy fault that uplifts the Carrascoy Range, and ii) the Algezares-Casas Nuevas fault, running for 23 km in a N70E trend forming elongated low ridges, so-called forebergs (*sensu* Florensov and Slolnenko, 1963), as a result of a fault propagation anticline with several subparallel strands bounding the Guadalentín depression. The growth of the fold-and-thrust belt related to the Algezares-Casas Nuevas fault began 209.1±6.2 ka (Martín-Banda *et al.*, 2016) and constitutes the currently active front of the Carrascoy fault in this SW section.

The oldest rocks affected by the Carrascoy fault in the SW section (Fig. 1D) correspond to the Paleozoic and Mesozoic metamorphic basement of the Alborán Domain, located in the highest part of the Carrascoy range. The Algezares-Casas Nuevas fault also offsets the sedimentary units of the Tortonian (biocalcarenes and limestones), the Messinian (marlstones), and the Quaternary (several generations of alluvial fans). The Quaternary alluvial deposits include the locally known as the Red Unit (Jerez *et al.*, 2015), Plio-Pleistocene deposits coming from the erosion of the uplifted basement cropping out at the Carrascoy Range.

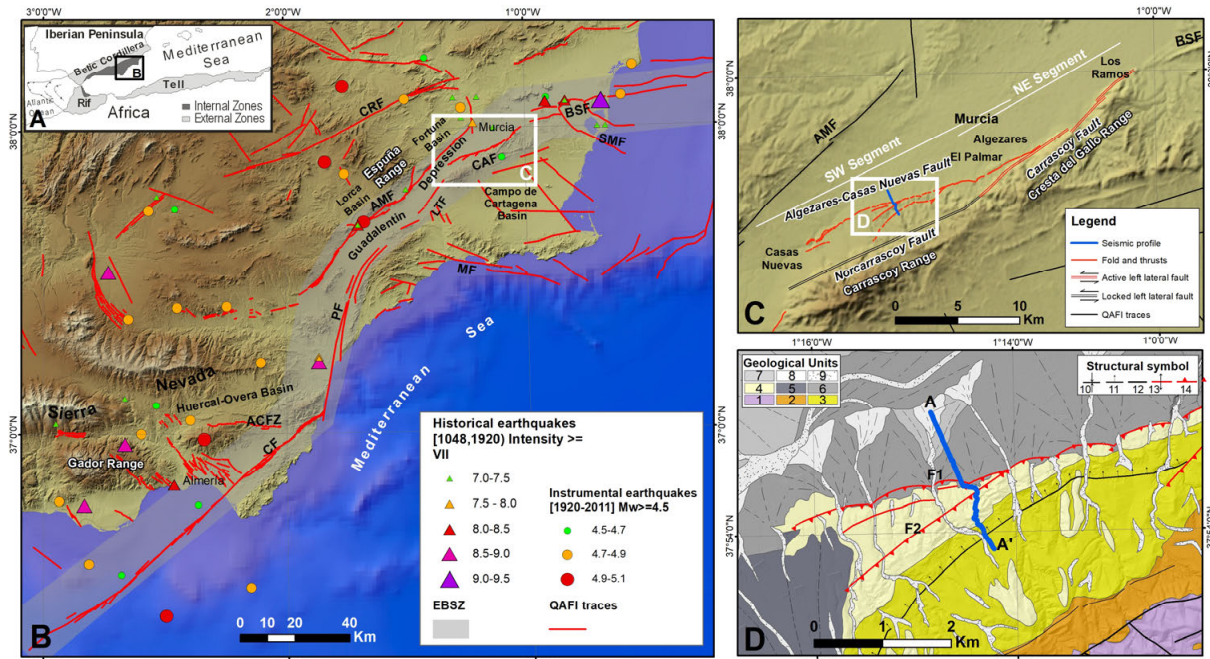


Fig. 1.- A) Regional geological setting of the study area. B) Tectonic Frame of the EBSZ: Eastern Betic Shear Zone (gray shaded); BSF: Bajo Segura Fault; SMF: San Miguel de Salinas Fault; CAF: Carrascoy Fault; LTF: Los Tollos Fault; AMF: Alhama de Murcia Fault; PF: Palomares Fault; CF: Carboneras Fault; CRF: Crevillente Fault; MF: Las Moreras Fault; and ACFZ: Alpujarras Corridor Fault Zone. Fault traces are from an updated version of QAFI database [IGME, 2015; García-Mayordomo *et al.*, 2012, 2017]. Earthquake data corresponds to a declustered version of the Spanish national seismic catalog [IGN-UPM, 2013] C) Local tectonic frame of the Carrascoy Fault (CAF) and location of the studied seismic profile (blue line). D) Geological context of the studied seismic profile (A-A'). Legend: 1. Alborán Domain; 2. Tortonian; 3. Messinian; 4. Pliocene-Middle Pleistocene. Alluvial fans (1st generation); 5. Middle Pleistocene. Alluvial fans (2nd generation); 6. Middle-Upper Pleistocene. Alluvial fans (4th generation); 7. Upper Pleistocene- Holocene. Alluvial fans (5th generation); 8. Holocene. Alluvial and valley floor deposits; 9. Holocene. Alluvial and valley floor deposits; 10. Syncline; 11. Monocline; 12. Fault; 13. Active anticline; 14. Active thrust.

P-wave Travel Time Tomography

A seismic profile was performed to characterize the structure of the Algezares-Casas Nuevas fault at depth, as part of the INTERGEO project (Handoyo *et al.*, 2022). The ca. 3km-long profile has a NNW-SSE orientation, perpendicular to the fault trace (Fig 1D).

The seismic data acquisition consisted of a 240-channel system built up by connecting 10 GEODE recording units with 24 channels each. A total of 433 shots were recorded using a 200kg accelerated weight-drop as source. The sample rate was 1ms and the total recording time was 4s. The data were recorded using conventional single vertical component exploration geophones with a natural frequency of 10Hz. The geophone spacing was 2m, resulting in a maximum offset of nearly 500m.

The first arrival travel times were handpicked from the shot records. A total of 84373 travel-time picks from the 93528 available traces were picked, representing 90.2% of the total data available.

The seismic data recorded were processed to obtain the Vp model of the subsurface. Detailed acquisition parameters and data processing are summarized in Handoyo *et al.* (under review). The seismic dataset is available in DeFelipe *et al.* (2021)

Results and interpretation

The P-wave velocity model

The resulting Vp-depth model (Fig. 2) provides an image of the first 200-250m of the subsurface, allowing us to characterize three seismic units. Low Vp (<1500m/s) are modelled in the shallower part of the profile as a zone that increases slightly in

thickness towards the north, into the Guadalentín Depression. This low Vp corresponds from south to north to weathered Messinian marls, the Red Unit, and the Quaternary alluvial fans sediments. Underneath, intermediate Vp (yellow to light blue colours) corresponds to the Messinian marlstones, showing a variable lateral thickness due to the tectonic structures. A Vp contrast at 3500 to 4500m/s is identified at 130-140m depth along the profile. The continuity of this limit along the profile, and in coherence with geological mapping, allows us to interpret it as the Messinian/Tortonian boundary at depth.

Based on the Vp model, the main fault zones are represented by lower velocity discontinuities related to the fault damage zone.

Tectonic structure

Considering the position of the contact between the main stratigraphic units, the location of damage zones, and the geological mapping, two main faults have been interpreted, F1 and F2. These faults are high-angle south-dipping faults displacing the contacts between the different units in a reverse kinematic. Besides these main faults, several synthetic and antithetic high-angle blind faults have been interpreted. Associated with the faults, some folds have been also identified, such as the monocline (reaching up to the outcropping Red Unit at ca. 700m distance in Fig. 2) related to F2, the anticline in the hanging wall of F1, or the backthrust anticline related to F1 drawn by the Messinian-Tortonian boundary.

Hence, the Algezares-Casas Nuevas fault shows at depth a complex-wide deformation band (ca. ~1km) that uplifts the southern block over the Guadalentín

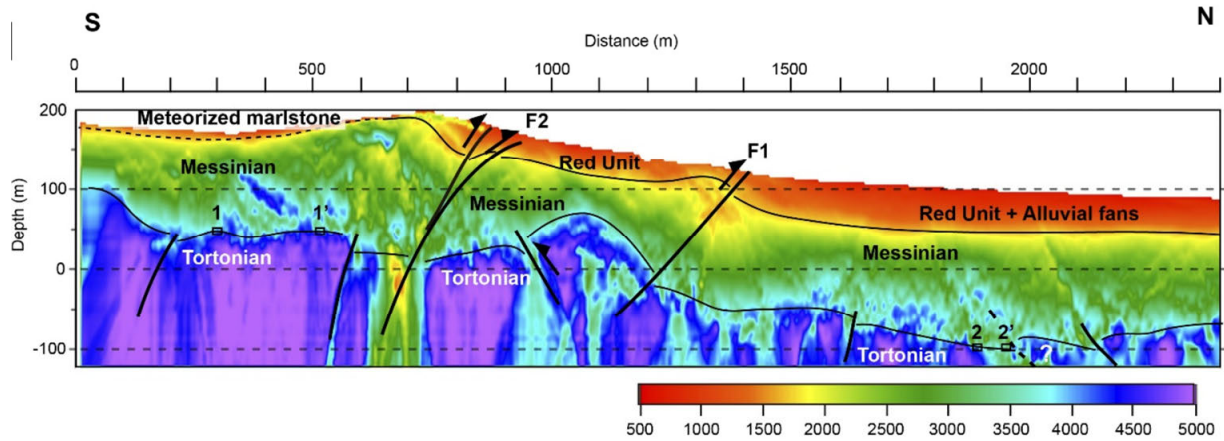


Fig. 2.- Geological interpretation of the Vp model. Numbers 1, 1' and 2, 2' represent the points used to calculate the vertical slip rate of the Algezares-Casas Nuevas fault (see text for details).

depression, consistent with a transpressional tectonic regime.

At the northernmost part of the seismic profile, the Vp model reveals the presence of two south-vergent blind thrusts that disrupt the Messinian/Tortonian contact. We interpret these structures as strands of the Alhama de Murcia fault, which controls the northern border of the Guadalentín depression to the north of this area.

Estimation of the vertical slip rate of the Algezares-Casas Nuevas fault

The identification of the Messinian/Tortonian and Red Unit/Messinian contacts at both sides of the Algezares-Casas Nuevas fault allows us to estimate a vertical slip rate. The vertical displacement of the Messinian/Tortonian boundary between both blocks of the fault is quoted in $135 \pm 15\text{m}$ (points 1 and 1' with respect to points 2 and 2' in Figure 2). The displacement of the Red Unit/Messinian contact respect to the base of the outcrop of the Red Unit on the upthrown block located southwards of the seismic profile (see Figure 1d) is $140 \pm 20\text{m}$. Both displacements are practically identical, which leads us to consider that the entire deformation took place once the Red Unit was deposited. This assumption is consistent with the age of the onset of the formation of the fault around $209.1 \pm 6.2\text{ka}$ (Martín-Banda *et al.*, 2016). This age value allows us to calculate a vertical slip rate of $0.66 \pm 0.06\text{m/ky}$.

Discussion

The vertical slip rate obtained in this work ($0.66 \pm 0.06\text{m/ky}$) is almost double of the $0.37 \pm 0.08\text{m/ky}$ estimated by Martín-Banda *et al.* (2016). This difference is not surprising, as previous value was calculated according to the restitution of the top of the Red Unit based on data from paleoseismological trenches dug across the major strand of the fault. The new value integrates the offsets of every single structure within a broader band of deformation, that notably increases the total displacement. This issue has been also pointed out in the neighbouring fault of the Alhama de Murcia, where the integration of data from multiple paleoseismological trench sites has been considered the most reliable way to improve the representativeness of the seismogenic parameters of the fault (Gómez-Novell, 2021).

The long-term uplift rate of the Carrascoy range has been estimated with a minimum value of 0.2mm/yr since the Pliocene (Sanz de Galdeano *et al.*, 1998), which is consistent with the value obtained in this work. This fact, together with the surface morphotectonic signs, takes us to consider that the Norcarrascoy fault is blocked nowadays, transferring the activity to the Algezares-Casas Nuevas fault since $209.1 \pm 6.2\text{ka}$ (Martín-Banda *et al.*, 2016).

As the performed seismic profile is perpendicular to the fault trace, the dip component of the slip rate of the Algezares-Casas Nuevas fault can be reliably estimated considering a dip of $58 \pm 3^\circ$ for the main fault branches (F1 and F2), obtaining a value of $0.78 \pm 0.075\text{m/ky}$. The net slip rate has also to consider the strikeslip component, not affordable from the performed seismic profile. Nonetheless, and considering the notable strike slip component along the entire Carrascoy fault (Martín-Banda *et al.*, 2020), net slip rate values around 1m/ky could be quite realistic. Such a high value would imply much shorter recurrence periods for the possible occurrence of large earthquakes (Herrero-Barbero *et al.*, 2020), which will influence potential reevaluations of the seismic hazard of the area (Gómez-Novell *et al.*, 2020).

Nevertheless, future slip rates estimations must consider several issues, such as accurate strike slip displacements measured directly in the SW section (if any), the knowledge of the deeper fault geometry down to several kilometres and the influence of the regional shortening in the internal deformation of non-rigid blocks, among others.

Conclusions

Recently acquired seismic data has provided further evidence of accumulated offset of the Algezares-Casas Nuevas section since the onset of the deformation, estimated at *ca.* 209 ka. Preliminary new vertical slip rate estimations indicate that the net slip rate of the fault could be more than double that it was previously calculated. This much faster velocity will have a dramatic impact on the seismogenic potential of the Carrascoy fault, particularly in the frequency of earthquakes either considering a Characteristic or Gutenberg-Richter recurrence model. Further research devoted to better constrain slip rates, and their impact on seismic hazard, is currently ongoing.

Acknowledgements

This research was funded by the Secretaría de Estado de Investigación, Desarrollo e Investigación (MINECO) projects INTERGEO (CGL2013-47412-C2-1-P) and QUAKESTEP (CGL2017-83931-C3-1-P). I.P. is funded by the Spanish Government and the Universidad de Salamanca (Beatriz Galindo grant BEGAL 18/00090). J.A. is funded by grant IJC2018-036074-I, by MCIN/AEI /10.13039/501100011033.

References

- Chartier, T., Scotti, O., Lyon-Caen, H., 2019. SHERIFS: open-source code for computing earthquake rates in fault systems and constructing hazard models. *Seismol. Res. Lett.* <https://doi.org/10.1785/0220180332>.
- DeFelipe, I., Alcalde, J., Ivandic, M., Martí, D., Ruiz, M., Marzán, I., ... & Carbonell, R., 2021. Reassessing the lithosphere: SeisDARE, an open-access seismic data repository. *Earth System Science Data*, 13(3), 1053-1071.
- De Larouzière, F.D., Bolze, J., Bordet, P., Hernandez, J., Montenat, 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).
- Villani, F., Improta, L., Pucci, S., Civico, R., Bruno, P.P.G., Pantosti, D., 2017. Investigating the architecture of the Paganica Fault (2009 Mw 6.1 earthquake, central Italy) by integrating high-resolution multiscale refraction tomography and detailed geological mapping, *Geoph. J. Inter.*, Volume 208, Issue 1, Pages 403-423, <https://doi.org/10.1093/gji/ggw407>
- Herrero-Barbero, P., Álvarez-Gómez, J. A., Williams, C., Villamor, P., Insua-Arévalo, J. M., Alonso-Henar, J., & Martínez-Díaz, J. J., 2021 Physics-based earthquake simulations in slow-moving faults: A case study from the Eastern Betic Shear Zone (SE Iberian Peninsula), *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126, e2020JB021133. doi: 10.1029/2020JB021133.
- 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. doi: 10.3389/feart.2020.579398.
- Martín-Banda, R. 2020. Segmentación y evolución reciente del Sistema de Fallas de la Sierra de Carrascoy: Implicaciones en su potencial sísmogénico. Doctoral dissertation. Universidad Complutense.
- Martín-Banda, R., García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J. M., Salazar, Á. E., Rodríguez-Escudero, E., Álvarez-Gómez, J. A., 2016. New insights on the seismogenic potential of the Eastern Betic Shear Zone (SE Iberia): Quaternary activity and paleoseismicity of the SW segment of the Carrascoy Fault Zone. *Journal of Geophysical Research: Tectonics*, 35, 55-75. <https://doi.org/10.1002/2015tc003997>
- Florensov, N. A., and V. P. Solonenko (Eds.) 1963. The Gobi-Altay earthquake. Akademiya Nauk USSR Moscow (in Russian; English translation by Israel Program for Scientific Translations, U.S. Department of Commerce, Washington, DC, 1965).
- Jerez, F., F. Leyva, F. J. García-Tortosa, and P. Cabra, 2015. Geological Map of Spain, Sheet 933-Alcantarilla, scale 1:50.00, IGME, Madrid, 197 p.
- Handoyo, I. DeFelipe, R. Martín-Banda, J. García-Mayordomo, D. Martí, J.J. Martínez-Díaz, J.M. Insua-Arévalo, T. Teixidó, J. Alcalde, I. Palomeras, and R. Carbonell, *under review*. Characterization of the shallow subsurface structure across the frontal strands of the Carrascoy Fault System (SE Iberian Peninsula) using P-wave tomography and MASW models. *Geologica Acta*
- Handoyo, H., Alcalde, J., DeFelipe, I., Palomeras, I., Martín-Banda, R., García-Mayordomo, J., Martí, D., Martínez-Díaz, J.J., Insua-Arévalo, J.M., Teixidó, T., Marzán, I., Carbonell, R., 2022. Geophysical Imaging of the Critical Zone along the Eastern Betic Shear Zone (EBSZ), SE Iberian Peninsula. *Applied Sciences*, 12(7), 3398.
- Gómez-Novell, I., 2021. *Paleoseismic transect across the Alhama de Murcia Fault and implications of a fault-based seismic hazard assessment for the Eastern Betics*. PhD Thesis, Universitat de Barcelona.
- Sanz de Galdeano, C., López-Garrido, A.C., García-Tortosa, F.J., 1998. Nuevos datos para la estimación de los valores de levantamiento desde el Tortoniense Superior a la actualidad en la parte centro-occidental de la Sierra de Carrascoy (provincia de Murcia). *Geogaceta*, 23, 139- 142.



NUEVOS DATOS PALEOSÍSMICOS PARA LA CARACTERIZACIÓN DE UN TRANSECTO COMPLETO EN LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA (SE ESPAÑA)

New paleoseismic data for the characterization of a complete transect in the Alhama de Murcia Fault (SE Spain)

M. Ollé¹, D. Dufour², O. Gómez-Novell^{1,3}, J. Molins-Vigatà^{1,4}, S. Baize⁵, R. Martín-Banda⁶, J.M. Insua-Arévalo⁴, M. Ortuño¹, R. Pallàs¹, G. Khazaradze¹, E. Masana¹

¹RISKMAT Research Group, Geomodels institute. Dpt. of Earth and Oceans Dynamics. Faculty of Earth Sciences, University of Barcelona, 08028 Barcelona, Spain. 99.olle.m@gmail.com, octgomez@ub.edu, juliamolins98@gmail.com, maria.ortuno@ub.edu, raimonpallas@ub.edu, gkharaz@ub.edu, eulalia.masana@ub.edu

²Dpt. of Geosciences, Ecole Normale Supérieure, PSL Research University, 75230 Paris, France. domitille.dufour@ens.psl.eu

³INGEO, Università degli Studi "Gabriele d'Annunzio" Chieti-Pescara, 66013 Chieti, Italy

⁴Dpt. of Geodynamics, Stratigraphy and Paleontology, Complutense University of Madrid, 28760 Madrid, Spain. insuarev@geo.ucm.es

⁵Institut de Radioprotection et Sûreté Nucléaire - Seismic Hazard Division (BERSSIN), BP 17, 92262 Fontenay-aux-Roses, France. Stephane.BAIZE@irsn.fr

⁶Dpt. of Geoscientific Research and Prospective, Instituto Geológico y Minero de España, 28040 Madrid, Spain. r.martin@igme.es

Resumen: La Falla de Alhama de Murcia (FAM) es una de las principales fallas sismogénicas de la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO). En el tramo entre Lorca y Totana, la falla se compone de cinco ramas principales. Un estudio previo llevó a cabo el primer transecto paleosísmico en cuatro de estas ramas, dejando pendiente el análisis en una de ellas (N2a-AMF) por falta de sitios paleosísmicos adecuados. Este trabajo se ha centrado en esta rama inexplorada con el objetivo de analizar su potencial sismogénico y poder refinar los parámetros paleosísmicos estimados previamente de la AMF en esta zona (El Saltador-La Hoya). Hemos hecho un estudio geomorfológico detallado para cartografiar la N2a-AMF con precisión y seleccionar un emplazamiento adecuado para la excavación de una trinchera paleosísmica. También refinamos la cartografía de N2b-AMF, ya analizada previamente, para comprender mejor la relación entre ambas ramas y el *push-up* que delimitan. En la nueva trinchera, observamos evidencias claras de deformación recurrente (un mínimo de tres eventos morfogenéticos) en las unidades del Pleistoceno superior, lo que implica que N2a-AMF ha tenido actividad al menos durante dicho periodo (dataciones en proceso). En este trabajo presentamos los resultados preliminares de nuestra investigación en curso.

Palabras clave: Falla de Alhama de Murcia, Zona de Cizalla de las Béticas Orientales, Paleosismología, Geomorfología, falla sismogénica

Abstract: *The Alhama de Murcia Fault (AMF) is one of the main seismogenic faults in the Eastern Betic Shear Zone (EBSZ). In the segment between Lorca and Totana, the fault is composed of five main branches. A previous study carried out the first paleoseismic transect in four of these branches, leaving pending the analysis in one of them (N2a-AMF) due to the lack of appropriate paleoseismic sites. This work has focused on this unexplored branch in order to analyze its seismic potential and to refine the previously estimated paleoseismic parameters of the AMF in this area (El Saltador-La Hoya). We conducted a detailed geomorphological study to accurately map the N2a-AMF and to select a suitable location for the excavation of a paleoseismic trench. We also refined the mapping of N2b-AMF, which has been analyzed previously, to better understand the relationship between both branches and the push-up that they delimit. In the new trench, we observed clear evidence of recurrent deformation (a minimum of three morphogenetic events) in Upper Pleistocene sediments, which implies that N2a-AMF was active at least during that period (dating in progress). In this work we present the preliminary results of our ongoing research.*

Key words: Alhama de Murcia Fault, Eastern Betics Shear Zone, Paleoseismology, Geomorphology, seismogenic fault

Introducción

La Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO) absorbe buena parte de la convergencia entre las placas Euroasiática y de Nubia (De Larouzière *et al.*, 1998). En esta región se encuentran las fallas sismogénicas más rápidas de la Península Ibérica, entre ellas la Falla de Alhama de Murcia (FAM), caracterizada con una velocidad de $1.55^{+0.14}_{-0.18}$ mm/a (Gómez-Novell, 2021).

Establecer con precisión el potencial sísmico de dicha falla es importante para determinar la peligrosidad sísmica del SE de España, nada despreciable tal como evidenció el terremoto de Lorca de 2011 (M=5.2). Sin embargo, debido a su velocidad lenta-moderada, los registros históricos resultan insuficientes para caracterizar la frecuencia de grandes terremotos, por lo que es necesaria la realización de estudios geológicos para comprender su funcionamiento en el pasado.

La FAM se extiende unos 80 km desde Alcantarilla hasta la zona de Góñar con una orientación NE-SO, y puede dividirse en cuatro segmentos (Martínez-Díaz *et al.*, 2012). Los dos segmentos meridionales (entre los que se encuentra el de Lorca-Totana) son los que muestran más evidencias de actividad reciente. En el área de El Saltador-La Hoya del segmento Lorca-Totana (LT), la falla se divide en 5 ramas subparalelas. Gómez-Novell (2021) analizó la actividad de la FAM en este sector e, integrando datos paleosísmicos de 4 ramas en un transecto, estimó los parámetros paleosísmicos totales de la FAM. No obstante, una de las ramas principales, la rama N2a-AMF según la nomenclatura de Gómez-Novell (2021), no se tuvo en cuenta dada la ausencia de sitios paleosísmicos adecuados.

Los objetivos del presente estudio consisten en caracterizar la actividad paleosísmica de dicha rama. Para ello, se pretende elaborar una cartografía detallada de la geomorfología del abanico de El Saltador y excavar y analizar una trinchera

paleosísmica perpendicular a la falla. A partir del análisis de la trinchera, se espera obtener la velocidad de desplazamiento, salto por evento y recurrencia de terremotos de la citada falla.

Marco geológico

Contexto tectónico

La zona de estudio se sitúa en la zona central de la ZCBO, (SE de España), y se encuentra entre la Sierra de la Tercia y la Depresión del Guadalentín.

Toda esta región está sometida a esfuerzos compresivos de dirección NO-SE, por lo que se ha generado un conjunto de fallas sinistral-inversas con una orientación principalmente NE-SO.

La FAM es una de las principales fallas de la región. A gran escala también presenta una orientación NE-SO, pero en el segmento LT, su dirección varía ligeramente hasta orientarse hacia N60E. Este hecho provoca que los esfuerzos regionales estén orientados casi perpendicularmente a la falla de manera que favorecen una componente vertical del desplazamiento. Debido a ello, en esta zona se han formado distintas fallas inversas que han dado lugar a un *restraining bend* en forma de estructura en flor positiva.

Litología

La Sierra de la Tercia está formada predominantemente por rocas metamórficas triásicas, fundamentalmente pizarras y filitas. Estos materiales constituyen el basamento de la región y corresponden a los complejos Alpujarride y Maláguide, formando parte del dominio de las Zonas Internas de las Béticas. Estas rocas se encuentran altamente tectonizadas y metamorizadas y han sido exhumadas debido a la intensa actividad tectónica. Además, en dicha sierra también se pueden encontrar algunos materiales neógenos de la Cuenca de Lorca (Marín-Lechado *et al.*, 2011), discordantes sobre las rocas triásicas. La Depresión del Guadalentín está formada, en su base, por margas y conglomerados/brechas tortonienses, y a techo, formando una discordancia progresiva, se encuentran materiales del Plioceno. Estos últimos están constituidos por arenas y gravas depositadas en

abanicos aluviales proximales durante el periodo de máximo crecimiento de la sierra de la Tercia (Silva, 2014).

Sobre estos materiales se encuentran varias generaciones de abanicos aluviales cuaternarios. Están constituidos por arenas y gravas y, en ocasiones, limos (Silva, 2014). Algunos están confinados debido a la presencia de estructuras de tipo *push-up* formadas debido a la actividad de las distintas ramas de la falla.

Los materiales más recientes corresponden a sedimentos fluviales holocenos en los lechos de los cauces actuales y en la Depresión del Guadalentín.

Cartografía

Para la elaboración de la cartografía se han consultado ortofotografías aéreas, tanto actuales, como antiguas (vuelo 1956-1957); modelos digitales del terreno (MDT) (resolución 0,5m); y algunas de las cartografías geológicas previas de la zona (Masana *et al.*, 2004; Martínez-Díaz *et al.*, 2012; Ferrater *et al.*, 2016; Gómez-Novell, 2021). Los mapas han sido complementados con información recopilada mediante trabajo de campo.

Se ha elaborado una nueva cartografía geomorfológica centrada en la zona de El Saltador, prestando especial atención al trazado de las ramas N2a-AMF Y N2b-AMF con el objetivo de poder comprender mejor la relación existente entre ambas.

Se han podido identificar estructuras asociadas a la actividad de las fallas, como lomos de obturación (*shutter ridges*), canales dislocados y canales decapitados. A partir de esta información, se ha trazado la ubicación de las 5 ramas principales de la FAM en la zona (Fig. 1).

Se ha delimitado la extensión del Triásico, Mioceno y Plio-Cuaternario. Además, dentro del Cuaternario, se han distinguido 4 generaciones de abanicos aluviales, el relleno de la depresión del Guadalentín y los sedimentos fluviales recientes (Fig. 1). Con toda esta información, se ha elaborado un corte geológico sintético del abanico de El Saltador, a lo largo del barranco del mismo nombre (Fig. 2).

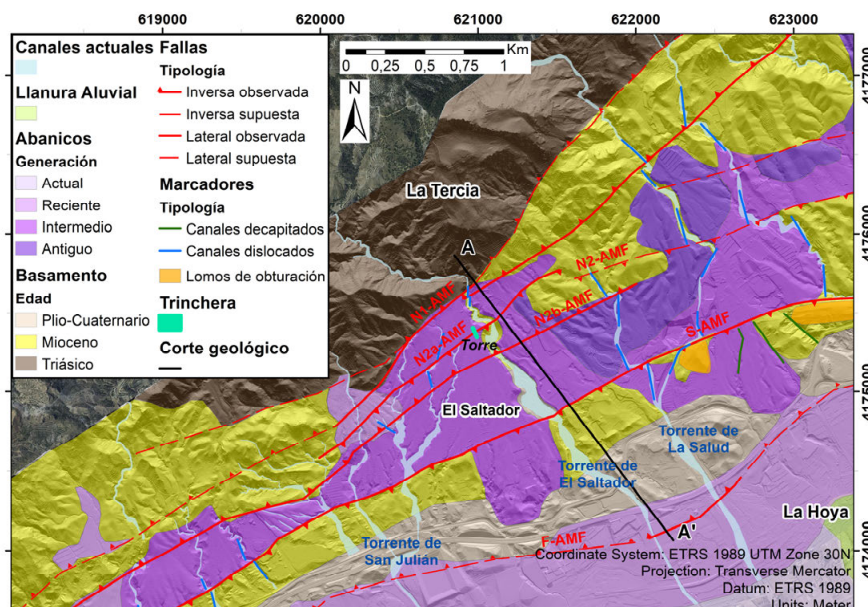


Fig. 1.- Cartografía geomorfológica de detalle del segmento Lorca-Totana en la zona de La Hoya. Se pueden apreciar algunas nuevas posibles ramas no cartografiadas previamente.

Fig. 1.- Detailed geomorphological map of the Lorca-Totana segment in La Hoya area, displaying some possible new branches not mapped previously.

Resultados de la trinchera “Torre”

Se excavó y analizó una trinchera (denominada “Torre”), en la zona del abanico de El Saltador de la rama N2a-AMF (su ubicación se muestra en la Figura 1). Se seleccionó este emplazamiento por la observación de la falla en la pared NE del contiguo barranco de El Saltador. El lugar, además, resultaba adecuado para la ejecución de un análisis paleosísmico debido a la presencia suficiente de sedimentos recientes.

La trinchera realizada presenta una orientación NO-SE, perpendicular a la traza de la falla. Tiene unas dimensiones de aproximadamente 66x3 m y una profundidad de unos 2,5m.

La excavación mostró materiales cuaternarios de la parte superior de la secuencia del abanico de El Saltador. Las unidades expuestas están constituidas por gravas, arenas y limos, procedentes de la erosión de la sierra de La Tercia. La mayor parte de unidades detectadas tienen una continuidad lateral limitada, ya que se habrían generado durante los procesos de obliteración derivados de la propia dinámica de los abanicos aluviales.

A partir de un análisis detallado de las paredes de la trinchera, ha sido posible identificar sus distintas unidades estratigráficas y agruparlas (Fig. 3):

A) Suelo actual: materiales afectados por los procesos edáficos actuales. No presenta significación estratigráfica, pero la edafización ha alterado el aspecto de los materiales, dificultando la identificación de estructuras sedimentarias internas.

B) Unidad superior: conjunto de estratos generalmente matriz-soportados. Es frecuente la presencia de tramos ricos en limos e incluso aparecen unidades formadas únicamente por este tipo de material. Algunas de las unidades destacan por su aspecto canaliforme y su marcada base erosiva (como la unidad Bd).

C) Unidad intermedia: estratos considerados transicionales. Están formados por gravas heterométricas subangulares y matriz-soportadas, con algunas áreas más ricas en matriz que otras.

D) Unidad inferior: conjunto de estratos predominantemente clasto-soportados. Están formados generalmente por gravas angulares con poca matriz. Se pueden encontrar algunas unidades compuestas de gravas bien seleccionadas y con un contenido de matriz prácticamente nulo. Han podido identificarse dos paleosuelos dentro de esta unidad (unidades D1 y D6).

En ambas paredes se ha podido identificar una zona de deformación con una amplitud variable entre 1,2 y 1,5 metros, en la que se han distinguido dos pliegues monoclinales contiguos. Cada uno de estos pliegues acomoda una deformación vertical de aproximadamente 30 centímetros, generando un salto total de entre 50 y 70 centímetros. A pesar de que la deformación se encuentra concentrada en una franja relativamente estrecha, la influencia de la falla se extiende por varios metros por medio de una flexión de longitud de onda métrica. En base a ello, se ha podido realizar una estimación de la deformación total a partir de mediciones en la unidad D1 en la pared SO y se ha obtenido un valor de deformación total (mínima) para esta unidad de 87 ± 4 centímetros.

En la pared NE, destacan dos unidades de limos que aportan información valiosa para comprender la actividad cuaternaria de la falla. La unidad Bg ha sido afectada por ambos planos de deformación, mientras que la unidad Ba (situada en una posición más elevada en el perfil) carece de deformación (Fig.3).

Debido a ello, se han tomado 2 muestras de sedimento de la unidad Bg (una muestra en la base y otra en el techo) y otra muestra más de la unidad Ba. El objetivo es llevar a cabo dataciones mediante la técnica de Luminiscencia estimulada ópticamente (OSL) para tratar de acotar la edad del último evento ocurrido en la falla. Estas dataciones se encuentran en proceso en la actualidad.

Discusión e interpretación paleosísmica

Mediante el estudio cartográfico hemos podido observar cierta relación entre las fallas N2a-AMF y N2b-AMF, dando lugar a una estructura de *push-up* entre ambas. La falla N2a sería una falla antitética respecto de la AMF, mientras que la N2b, sería sintética. A partir de su expresión geomorfológica, hemos interpretado que la N2a se muestra más activa en el sector NE del abanico de El Saltador, mientras que la N2b solo estaría activa en la zona SO.

Los dos planos de deformación identificados se han interpretado como la prolongación de dos ramas de la falla N2a-AMF hacia la superficie. No se tratarían de fallas, sino de superficies axiales, pero a efectos prácticos para la interpretación, se han usado como ramas de la falla (marcadas en rojo en los perfiles). Debido al aspecto dúctil que presenta la deformación, creemos que estas estructuras podrían corresponder a pliegues de propagación.

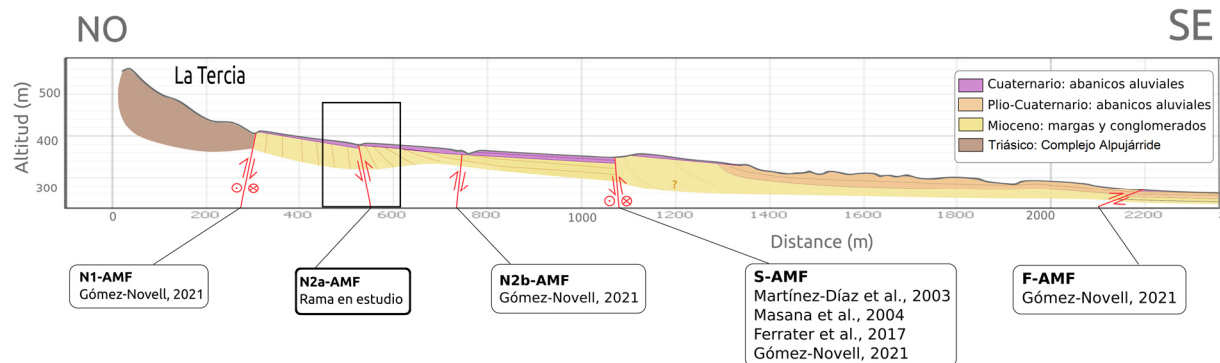


Fig. 2.- Sección esquemática del transecto a través del abanico de El Saltador, en el segmento Lorca-Totana de la FAM. Se han indicado los trabajos paleosísmicos previos realizados en las distintas ramas de la falla.

Fig. 2.- Schematic section of the transect through the El Saltador fan, in the Lorca-Totana segment of the AMF. The previous paleoseismological works carried out in the different branches of the fault have been indicated.

En base a las observaciones realizadas, interpretamos un mínimo de tres eventos ocurridos en la falla N2a-AMF durante el Cuaternario.

E1: El primero de estos eventos habría implicado solamente a la rama F1. Se habría producido cuando la unidad D3 se encontraría en la superficie, por lo que solamente habría afectado a las unidades D8-D3. Posteriormente a la ocurrencia del terremoto, se habría producido una erosión de la unidad D3 en el bloque superior, la cual habría eliminado el escarpe de falla generado en la superficie a raíz del evento.

E2: Este evento habría implicado a ambas ramas y habría afectado a toda la secuencia D8-C1. Dicho seísmo habría dado lugar a dos escarpes de falla a contrapendiente en la superficie de la unidad C1. Estos escarpes habrían podido actuar como trampa de sedimento, permitiendo el estancamiento de la unidad Bg. Esta unidad está formada por limos masivos con algunos bloques en su base y se ha interpretado como un depósito cosísmico asociado a la sacudida

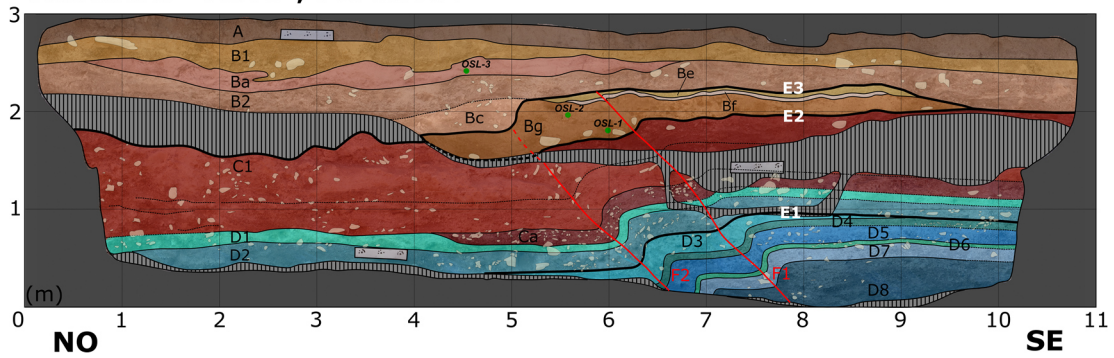
provocada por un gran terremoto. Estructuras similares han sido observadas por Ferrater *et al.* (2016) y Gómez-Novell (2021) en sus respectivas trincheras en la falla S-AMF, avalando esta posibilidad.

E3: El último de los eventos detectados habría implicado de nuevo a la rama F1. Habría afectado al conjunto de unidades D8-Be, hasta la que sería la superficie topográfica en ese momento. Se habría producido un salto vertical de $5\pm 2\text{cm}$, aunque una erosión posterior habría eliminado el pequeño escarpe de falla generado en la superficie de Be. Cabe la posibilidad de que este seísmo también hubiese reactivado la rama F2, afectando a la unidad Bg.

Agradecimientos

Este trabajo está financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación mediante el proyecto de investigación NSOURCE (PID2020-119772RB-I00) y ha sido elaborado en el marco de una beca Máster+UB y de una beca ERASMUS+.

Trinchera "Torre", Pared NE



Trinchera "Torre", Pared SO

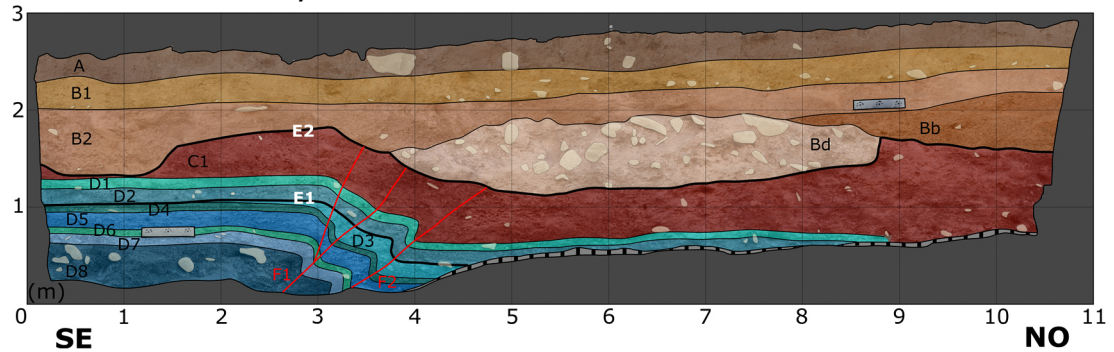


Fig. 3.- Interpretación preliminar de ambas paredes de la trinchera. Arriba pared NE, abajo pared SO.
Fig. 3.- Preliminary interpretation of both trench walls. NE wall on top, SO wall on the bottom.

Referencias

- De Larouzière, F.D., Bolze, J., Bordet, P., Hernandez, J., Montenat, C., and Ott d'Estevou, P., 1988, The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene. *Tectonophysics*, 152: 41–52, doi:10.1016/0040-1951(88)90028-5.
- Ferrater, M., Ortuño, M., Masana, E., Pallàs, R., Perea, H., Baize, S., García-Meléndez, E., Martínez-Díaz, J.J., Echeverría, A., Rockwell, T.K., Sharp, W.D., Medialdea, A., Rhodes, E.J., 2016. Refining seismic parameters in low seismicity areas by 3D trenching: The Alhama de Murcia fault, SE Iberia. *Tectonophysics*, 680: 122–128. doi: 10.1016/j.tecto.2016.05.020
- Gómez-Novell, O., 2021. Paleoseismic transect across the Alhama de Murcia Fault and implications of a fault-based seismic hazard assessment for the Eastern Betics. Tesis doctoral, Univ. Barcelona, 387 p.
- Marín-Lechado, C., Roldán-García, F.J., Pineda-Velasco, A., Martínez-Zubieta, P., Rodero-Pérez, J., and Díaz-Pinto, G., 2011, Mapa Geológico Digital Continuo de España 1:50000, Zonas Internas de las Cordilleras Béticas (Zona-2100), GEODE. https://mapas.igme.es/gis/services/Cartografia_Geologica/IGME_MAGNA_50/MapServer/WMS/Server (acceso abril 2021).
- Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., Ortuño, M., 2012. Active tectonics of the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. *Journal of Iberian Geology*, 38: 269–286. doi: 10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39218
- Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Hernández-Enrile, J.L., Santanach, P., 2004. The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary: Seismotectonic implications for the Ibero-Magrebien region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109: 1–17. doi: 10.1029/2002jb002359
- Silva, P.G., 2014. The Guadalentín Tectonic Depression, Betic Cordillera, Murcia. *World Geomorphological Landscapes*. Springer: 25–35. doi: 10.1007/978-94-017-8628-7_2



TO WHAT EXTENT CAN WE REFINE PALEOSEISMIC DATA? MAIN LIMITATIONS AT THE ALHAMA DE MURCIA FAULT

O. Gómez-Novell^{1,2}, M. Ortuño², J. García-Mayordomo³, J.M. Insua-Arévalo⁴,
J.J. Martínez-Díaz⁴, T.K. Rockwell⁵, S. Baize⁶, E. Masana²

¹ INGENIO, Università degli Studi “Gabriele d’Annunzio” Chieti-Pescara, 66013 Chieti, Italy

² RISKINAT Group, Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona, 08028 Barcelona, Spain

³ Instituto Geológico y Minero de España, 28760 Tres Cantos, Spain

⁴ Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, Spain

⁵ Department of Geological Sciences, San Diego State University, 92182 San Diego, United States

⁶ Institut de Radioprotection et Sûreté Nucléaire – Seismic Hazard Division (BERSSIN), 92262 Fontenay-aux-Roses, France

Abstract: Paleoseismology is one of the most widespread techniques to characterize fault activity in the past. At the Eastern Betics, paleoseismic studies have allowed to significantly improve the knowledge of the active faults and their parameters, especially in the Alhama de Murcia fault (AMF). In the present work, we describe and discuss the limitations and uncertainties from a multi-site paleoseismic survey in the AMF that allowed to significantly improve its fault parameter estimates. The main limitations are related to: 1) the arid alluvial environment of SE Spain, which leads to the presence of depositional hiatuses in the sedimentary sequences and challenges geochronological control of the sediments, and 2) the complexity of the fault zone. All these problems diminish the ability to reliably constrain the age of past earthquakes, recurrence intervals, and especially to perform site-to-site correlations to characterize fault behaviour. Given that most of the limitations are intrinsic to the nature of the alluvial environment of SE Spain, we argue whether if we could be getting close to the limits of paleoseismic resolution in the AMF, even when it is the best documented fault within the EBSZ. Along this line of reasoning, we recognize the importance of fully disclosing uncertainties of paleoseismic data for a more transparent transference to the seismic hazard modelers.

Key words: Alhama de Murcia fault, paleoseismology, geochronology, depositional gaps, paleoearthquake correlation.

Introduction

Paleoseismology is one of the most used techniques to estimate fault parameters for their inclusion into seismic hazard assessments. Therefore, paleoseismic techniques have experienced a large development, allowing to perform refined fault characterizations, even in terms of site-to-site event correlation and fault behaviour (e.g., DuRoss *et al.*, 2021). Most of these developments have taken place in high strain regions.

The application of paleoseismology in lower strain regions is intrinsically more challenging due to: i) the fact that the erosion rates tend to be faster than the rates of tectonic deformation, and ii) the long recurrence intervals that prevent a good geological sampling of the seismic cycle, among others. Paradoxically, it is in these settings where paleoseismic studies are often the only reliable source of information to characterize past surface rupturing earthquakes, which are usually larger than the instrumental ones. Thus, methodological adaptations are usually required to accommodate the aforementioned challenges (e.g., Ferrater *et al.*, 2015 in SE Spain).

The Eastern Betics Shear Zone (EBSZ) is a low-to-moderate strain region, but one of the most seismically active fault systems of the Iberian Peninsula (De Larouzière *et al.*, 1988). This context and the Mw 5.2 Lorca earthquake have motivated the development of many paleoseismic studies in the main faults over the last decades, allowing to characterize their seismogenic potential, activity and parameters such as slip rate and recurrence (Masana *et al.*, 2004; Moreno, 2011; Insua-Arévalo *et al.*, 2015; Ferrater *et al.*, 2016; Martínez-Díaz *et al.*, 2018).

The increasing knowledge on the EBSZ faults, has led to identify complex fault zones and deformation patterns. Accordingly, paleoseismic research has aimed to include such complexity, being multi-site

paleoseismic studies the most common approach: Ortuño *et al.* (2012) and Gómez-Novell (2021) in the Alhama de Murcia Fault (AMF) or Martín-Banda *et al.* (2021) in the Carrascoy Fault. Despite the advances, however, the application of these methods in SE Spain has evidenced limitations that impact the ability of researchers to further improve fault parameter constraints.

We discuss the limits of the multi-site paleoseismic approaches in the AMF, one of the most active faults within the EBSZ, based on the results from Gómez-Novell (2021). We evaluate whether these limitations indicate that the accuracy of the paleoseismic method in the AMF is close to be reached, but far from discouraging researchers, we present how much important the disclosure of such limitations is and how they can be complemented.

The Alhama de Murcia fault (AMF)

The AMF is one of the prominent and most seismogenic faults within the EBSZ. It is divided into four main segments (Martínez-Díaz *et al.*, 2012), being the central Lorca-Totana segment the one with the most evidence of activity. Accordingly, paleoseismic studies have developed mostly there (e.g., Masana *et al.*, 2004; Ferrater *et al.*, 2016).

Our recent research in the Lorca-Totana segment (Gómez-Novell, 2021) revealed that the AMF is divided into at least five sub-parallel branches that have been active during the Quaternary (Fig. 1). Based on this, paleoseismic trench surveys were conducted, for the first time in the segment, in four of these five active strands forming a nearly complete transect of the fault. This allowed to characterize the earthquake activity and slip rates in all of them. The observations at each site were further integrated to refine the previous estimates of the whole Lorca-Totana segment.

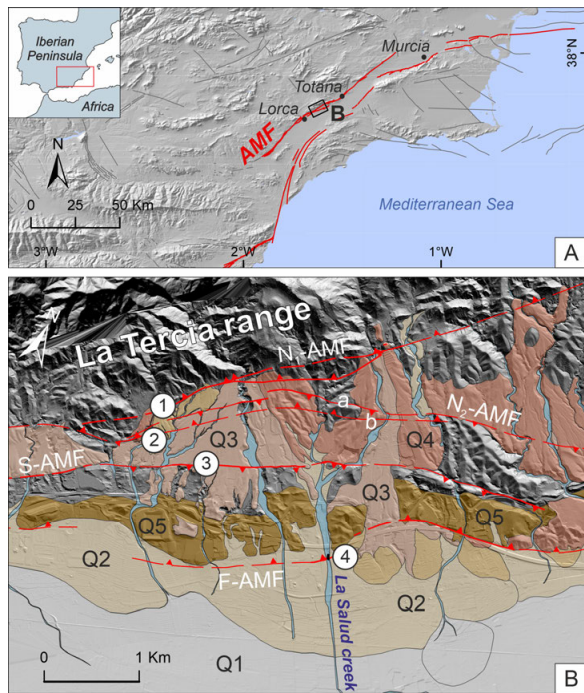


Fig. 1.- A) Location of the Alhama de Murcia Fault (AMF) within the Eastern Betics Shear Zone (EBSZ). B) Geomorphological map of the studied transect in the Lorca-Totana segment. The Quaternary alluvial generations are classified numerically as Qn: larger "n" means older. 1: La Tercia site; 2: El Roser site; 3: El Saltador site; 4: La Hoya site.

Main multi-site paleoseismic results

The multi-site approach in the Lorca-Totana segment by Gómez-Novell (2021) allowed to obtain improved estimations of the paleoseismic parameters, compared to previous studies focused on a single fault strand (e.g., Masana *et al.*, 2004; Ferrater *et al.*, 2016). Among the main results, the following stand out:

a) All four studied fault branches show paleoseismic evidence during the Upper Pleistocene to Holocene period. One of the most complete paleoearthquake records is identified at the El Saltador site (17 events for the past 100 ka).

b) A mean recurrence interval between 4.3 ± 0.4 and 3.1 ± 1.4 kyr is inferred in the Lorca-Totana segment at the El Saltador (S-AMF) and La Hoya (F-AMF) sites, respectively (see location in Fig. 1).

c) Average slip rate estimates are $1.55^{+0.14}_{-0.18}$ mm/yr for the past 18-15 ka, nearly double the previous ones (0.9 ± 0.1 mm/yr; (Ferrater *et al.*, 2016).

d) Possible synchronous ruptures between fault strands are inferred from the time constraints of the paleoearthquake sequences at the El Saltador and La Hoya sites for the past 18 ka.

Limitations

Besides the improvements in the fault parameter estimates from multi-site paleoseismic data, we have identified several problems that impact our ability to reliably integrate parameters from site to site. These issues can be classified in two main groups depending on their cause: related to the depositional environment of the study area or to the complex fault deformation.

Depositional environment

The arid alluvial fan environment that has dominated the SE of Spain since the Upper Pleistocene, provides insufficient age constraints of the sediments deformed by the AMF. The principal problems detected are:

a) Intermittent deposition through time, resulting in large depositional hiatuses/gaps and condensed sequences (Fig. 2). In the AMF, gaps are mainly found in the paleoseismic records of sites close to the apical regions of alluvial fans, where erosion is predominant (N₁ and N₂-AMF; Fig. 2). Also, the recent history of the fault is not well recorded in most sites due to the network entrenchment: past ~30 ka at the La Tercia and El Roser and past ~15 ka at the El Saltador (Fig. 2).

b) Difficulty to constrain the ages of the sediments. On the one hand, the scarcity of suitable material for dating results in limited sampling strategies, not allowing good chronological controls. The alluvials are coarse-grained sediments, typically clast-supported gravels from high energy flows (debris flow). These materials usually lack datable organic remains for radiocarbon or are too coarse for Optically Stimulated Luminescence (OSL). On the other hand, the quartz grains of some OSL samples are insufficiently bleached, thus yielding ages that are too old or out of the detection threshold of the method. First, the proximity of the sites to the alluvium source areas (La Tercia) reduces the likelihood of a complete bleaching (e.g., Colarossi *et al.*, 2015). Second, the source flows of the alluvial deposits imply high turbulence and sediment loads, which also compromise the bleaching.

Complexity of the fault-related deformation

Even though the multi-strand setting of the AMF is optimum from the paleoseismic perspective because it increases the likelihood of events to be recorded, the wide (~2 km) and complex fault zone of the Lorca-Totana segment also makes difficult to robustly constrain the total deformation. First, the distribution of the deformation among five strands, challenges the identification of all the structures contributing to the fault activity, since other active fault strands might have gone undetected (e.g., if they affect zones without Quaternary deposits or if the anthropic activity erased evidence of surface ruptures). This setting also difficulties selecting suitable sites for paleoseismic surveying, as well-preserved Quaternary records and paleoseismic evidence are not homogeneous throughout the transect. Second, the accommodation of deformation in bulk between strands (folding) further complicates quantifying the fault deformation.

Discussion and conclusions

Implications for fault parameter characterization

The limitations affecting paleoseismic data in the AMF impact the estimation of its fault parameters as we address here. First, the presence of large depositional hiatuses prevents from having a complete record of all the paleoseismic events in the trenches. Instead, the number of events identified is always a minimum and the inferred recurrence intervals are maximum. Second, the lack of age constraints in some of the deformed units results in large uncertainties in the event age estimates (Fig. 3A) and the derived parameters (recurrences).

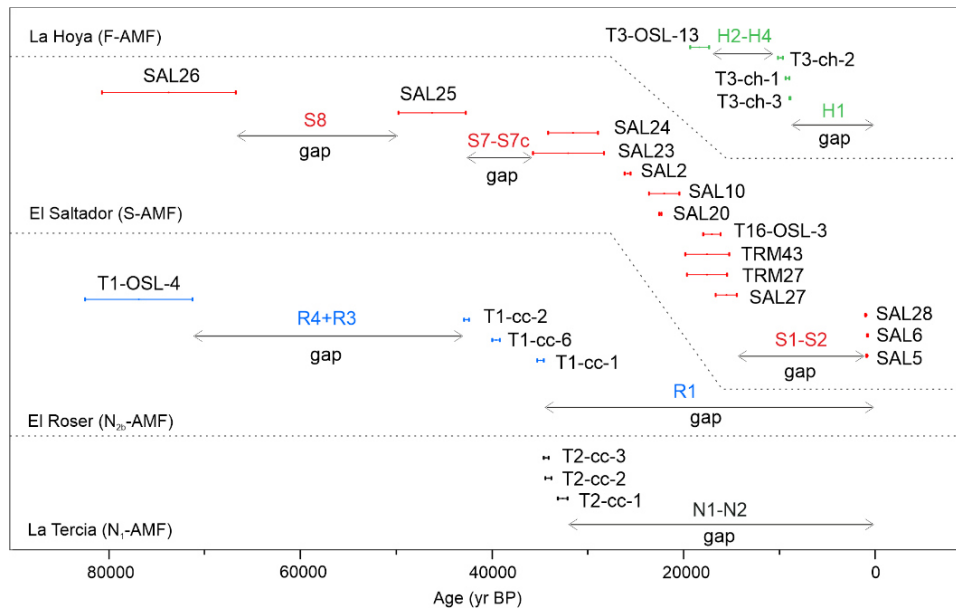


Fig. 2.- Numerical dates from Gómez-Novell (2021) for all the strands studied with the main age control gaps indicated as well as the paleoseismic events identified in such gaps. Most of them are related to scarce deposition. See Fig. 3 for event chronosequences based on these dates.

Consequently, detecting behaviours such as clustering or quiescence is nearly impossible. In the Lorca-Totana segment, the northern sector (La Tercia and El Roser) is the most affected by unconstrained earthquake sequences (Fig. 3A), resulting in much longer and unreliable recurrence intervals (12.8 ± 7.5 and 17.3 ± 8.8 kyr, respectively; Gómez-Novell, 2021), compared to the El Saltador and La Hoya sites.

The problems in establishing accurate earthquake chronosequences also have an impact on site-to-site correlation. On the one hand, individual event correlation is not possible where event age uncertainties are wide. For instance, the events in the northern sector or in the older range of the S-AMF sequence are hardly correlatable with any event (Fig. 3A). Conversely, the time compatibility of the better constrained last 5 events of each S-AMF and F-AMF suggest that some of them could correspond to the same earthquake rupturing simultaneously at both sites (Fig. 3B). This observation has important implications for fault behaviour and recurrence estimates, as multi-fault rupturing patterns are not described in the AMF. However, the constraining is not enough for individual correlation as the PDFs show large overlaps (Fig. 3B).

On the other hand, the depositional hiatuses do not allow having correlative time periods with recorded fault activity in all branches, which results in difficulties integrating parameters from different sites for similar periods. For instance, the short-term estimates in the $N_{1 \text{ and } 2}$ -AMF are for the past 30 ka, while in the S-AMF and F-AMF are for the past 18-15 ka.

Implications for the EBSZ and perspectives

The last studies in the AMF have provided clear improvements on the fault paleoseismic parameter estimates but have also evidenced limitations of the paleoseismic data that can reduce the robustness of fault behavior characterization. Reasonably, the similar geological and environmental conditions of other EBSZ faults to the AMF make it likely that similar limitations will arise in multi-site paleoseismic studies. This should be especially acknowledged if we consider that some

of these faults might be less active than the AMF.

The identified problems are intrinsically related to the natural conditions of the study area, which makes difficult to suggest ways to improve the data available today. Along this line of reasoning, we cannot ignore the possibility that we might be reaching the limit resolution of the paleoseismic method in the studied segment of the AMF. Increasing paleoseismic surveys in other sites might help to fill some of the geological record gaps identified to date, but not all of them. The intermittent deposition implies that some periods have left no sedimentary record in the area and thus their paleoseismic information will be inaccessible.

A plausible option for paleoseismic studies could be focusing on the recent histories of faults, not well recorded in most of the sites developed in older alluvial materials, but important for the current seismic hazard. For this, surveying the bottoms of modern creeks where the deposition has concentrated for the past ~20 ka has proven to be a successful practice at least in two sites along the AMF: La Hoya site (Gómez-Novell, 2021) and La Torrecilla site (Martínez-Díaz *et al.*, 2018).

Importantly, the complementation of paleoseismic research with other techniques is another plausible way to improve fault characterization and potentially overcome some of the problems encountered. For instance, developing more detailed geodetic models that focus on the motion of single fault blocks could help to better estimate their role in the short-term deformation. Similarly, establishing regional edaphic chronosequences or using hyperspectral imaging to increase the stratigraphic resolution (e.g., Kirsch *et al.*, 2019) might help to aid the limitations related to the age control and sampling of the sequences.

Far from discouraging paleoseismologists working in the Eastern Betics, with this study we seek helping to disclose the uncertainties and limitations related to paleoseismic data in one of the better studied EBSZ faults. Addressing them is not only an act of transparency but also of scientific responsibility, especially considering the increasing inclusion of paleoseismic data in seismic hazard assessments.

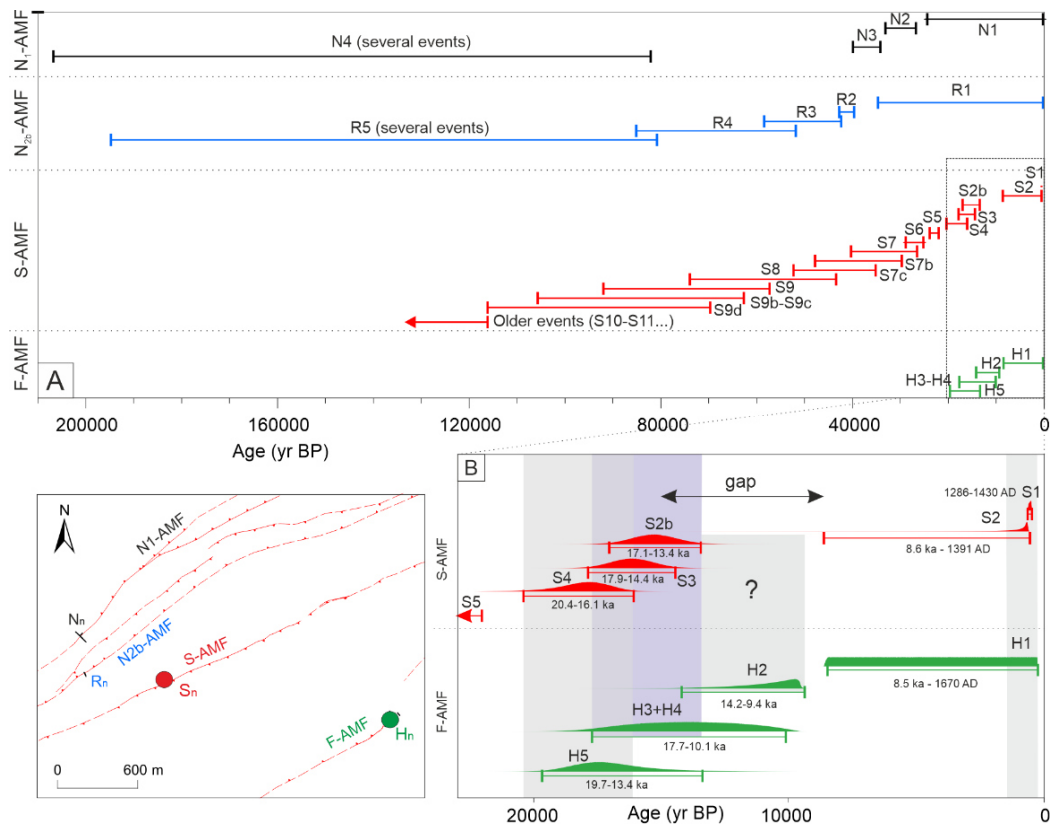


Fig. 3.- A) Earthquake chronosequences of the different fault strands studied by Gómez-Novell (2021). B) Detail of the chronosequences from S-AMF and F-AMF for the past ~20 ka with possible event correlations (shaded bands). Age ranges and PDFs refer to the 95.4% confidence interval.

Although improving the current estimates might challenge the limits of the paleoseismic resolution in the analyzed sector of the AMF, throughout most of the EBSZ paleoseismic data is scarce, with faults that have been poorly studied (e.g., Palomares fault). Therefore, further paleoseismic research is much needed and will be crucial to push forward the knowledge of these faults in the upcoming years.

Acknowledgements

This work is part of the PhD of Octavi Gómez Novell, who has benefited from a FPI fellowship (BES-2016-077048), by the Spanish Ministry of Science and Innovation (PREVENT project: CGL2015-66263-R).

References

- Colarossi, D., Duller, G.A.T., Roberts, H.M., Tooth, S. and Lyons, R., 2015. Comparison of paired quartz OSL and feldspar post-IR IRSL dose distributions in poorly bleached fluvial sediments from South Africa. *Quaternary Geochronology*, 30: 233–238.
- De Larouzière, F.D., Bolze, J., Bordet, P., Hernandez, J., Montenat, C. and Ott d'Estevou, P., 1988. The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene. *Tectonophysics*, 152: 41–52.
- DuRoss, C.B., Zellman, M.S., Thackray, G.D., Briggs, R.W., Gold, R.D. and Mahan, S.A., 2021. Holocene paleoseismology of the steamboat mountain site: Evidence for full-length rupture of the teton fault, Wyoming. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 111: 439–465.
- Ferrater, M., Arrowsmith, R. and Masana, E., 2015. Lateral offset quality rating along low slip rate faults: Application to the Alhama de Murcia Fault (SE Iberian Peninsula). *Remote Sensing*, 7: 14827–14852.
- Ferrater, M., Ortuño, M., et al., 2016. Refining seismic

parameters in low seismicity areas by 3D trenching: The Alhama de Murcia fault, SE Iberia. *Tectonophysics*, 680: 122–128.

- Gómez-Novell, O., 2021. Paleoseismic Transect across the Alhama de Murcia Fault and Implications of a Fault-Based Seismic Hazard Assessment for the Eastern Betics. PhD. Univ. Barcelona, 339p.
- Insua-Arévalo, J.M., García-Mayordomo, J., et al., 2015. Paleoseismological evidence of holocene activity of the Los Tollos Fault (Murcia, SE Spain): A lately formed Quaternary tectonic feature of the Eastern Betic Shear Zone. *Journal of Iberian Geology*, 41: 333–350.
- Kirsch, M., Lorenz, S., et al., 2019. Hyperspectral outcrop models for palaeoseismic studies. *Photogrammetric Record*, 34: 385–407.
- Martín-Banda, R., Insua-Arévalo, J.M. and García-Mayordomo, J., 2021. Slip Rate Variation During the Last ~ 210 ka on a Slow Fault in a Transpressive Regime: The Carrascoy Fault (Eastern Betic Shear Zone, SE Spain). *Frontiers in Earth Science*, 8: 1–21.
- Martínez-Díaz, J.J., Masana, E. and Ortuño, M., 2012. Active tectonics of the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. *Journal of Iberian Geology*, 38: 253–270.
- Martínez-Díaz, J.J., Alonso-Henar, J., et al., 2018. Geological evidences of surface rupture related to a seventeenth century destructive earthquake in Betic Cordillera (SE Spain): constraining the seismic hazard of the Alhama de Murcia fault. *Journal of Iberian Geology*, 45: 73–86.
- Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Hernández-Enrile, J.L. and Santanach, P., 2004. The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary: Seismotectonic implications for the Ibero-Magrebien region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109: 1–17.
- Moreno, X., 2011. Neotectonic and Paleoseismic Onshore-Offshore Integrated Study of the Carboneras Fault (Eastern Betics, SE Iberia). PhD. Univ. Barcelona, 305p.
- Ortuño, M., Masana, E., et al., 2012. An exceptionally long paleoseismic record of a slow-moving fault: The Alhama de Murcia fault (Eastern Betic shear zone, Spain). *Bulletin of the Geological Society of America*, 124: 1474–1494.



CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA DE LA FALLA DEL LLANO DEL ÁGUILA (ALMERÍA). POSIBLE FUENTE DEL TERREMOTO DE DALÍAS 1804

Geological characterization of the Llano del Águila Fault (Almería): Possible source of the Dalías 1804 earthquake

J. Molins-Vigatà^{1,2}, J. García-Mayordomo³, M. Ortuño¹, D. García-Sellés¹, O. Gómez-Novell^{1,4}

¹ RISKINAT Group, GEOMODELS, Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona, 08028 Barcelona, Spain

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

³ Instituto Geológico y Minero de España, 28760 Tres Cantos, Spain

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

Resumen: El 25 de agosto de 1804 un terremoto de intensidad máxima IX (Mw ~6.4) sacudió la región del Campo de Dalías (Almería). En este estudio se presentan evidencias relacionadas principalmente con la interpretación geomorfológica de la zona, que sugieren a la Falla del Llano del Águila como la posible fuente de este terremoto. En esta interpretación se han identificado cuatro generaciones de abanicos aluviales y dos secciones principales de la falla. Se ha procesado un modelo digital de elevaciones (MDE) mediante fotogrametría, que ha permitido analizar los diferentes saltos verticales máximos de cada sección y calcular, de forma preliminar, las velocidades de desplazamiento. Este proceso ha sido realizado a partir de las fotografías del vuelo interministerial de 1977, debido a la gran antropización que ha sufrido la zona con posterioridad.

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

Abstract: On August 25th, 1804, an earthquake with a maximum intensity of IX (Mw ~6.4) caused serious damage in the Campo de Dalías region (Almería). We present new evidence, related to geomorphological interpretations in the area, about the relationship of the Llano del Águila Fault with this event. In this interpretation, four alluvial fans generations and two main fault sections have been recognized. A digital elevation model (DEM) was processed, using photogrammetry, which allows us to analyze the maximum vertical slips and a preliminary slip rate for each section. This process has been carried out using the aerial photos from the interministerial flight (1977), with the purpose of avoiding the present anthropization.

Key words: Photogrammetry, Eastern Betics, Loma del Viento Fault, Campo de Dalías, Dalías 1804 Earthquake.

Introducción

La franja costera entre Adra y Almería, es una de las zonas con mayor peligrosidad sísmica en España (IGN-UPM, 2012). Se atribuye mayormente a la reciente actividad de fallas NNW-SSE a NW-SE, con componente normal-dextral, abundantes en la zona (Martínez Díaz, 2000; Marín-Lechado *et al.*, 2005; García-Mayordomo *et al.*, 2012). El terremoto de 1804 (IEMS=VII-IX; Mw 6.4-6.6), con epicentro en Dalías, destruyó las poblaciones de Dalías y Berja, provocando la muerte de unas 175 personas (Murphy, 2019). Los efectos geológicos asociados al terremoto han sido descritos por Murphy (2019) con el descubrimiento del legajo 2495 del Archivo Histórico Nacional. Se concentran especialmente en el campo de Dalías, y corresponden principalmente a licuefacciones y grietas. Murphy (2019) sugiere como falla fuente del terremoto la Falla de la Loma del Viento y "ramales asociados", a causa de la distribución de estos efectos geológicos y su situación en la zona de máximas intensidades. En este trabajo denominamos Falla del Llano del Águila a estos ramales, ya presentes en cartografías anteriores (e.g., Baena y Ewert, 1976). Esta estructura se identifica desde Roquetas de Mar hasta el borde meridional de la Sierra de Gádor, desplazando las terrazas marinas holocenas y deformando superficies de los abanicos aluviales al pie de la Sierra (Fig. 1). En este trabajo nos centramos en la terminación NW de la Falla del Llano del Águila. Esta se trata de una falla sub-paralela a la Falla de la Loma del Viento, situada a unos 3 km al norte, con componente normal-dextral.

El interés en estudiar esta falla reside en su clara expresión geomorfológica. Se ha realizado una cartografía geomorfológica-estructural de detalle a

partir de los ortofotos del vuelo interministerial (1977) y trabajo de campo, con el objetivo de cartografiar con precisión la traza de la falla, además de otros elementos como los abanicos. Posteriormente, mediante fotogrametría, se ha procesado un MDE, a partir de las fotografías aéreas del vuelo interministerial. Con este se ha cuantificado el salto vertical de la falla, valor que ha permitido calcular una velocidad de desplazamiento preliminar para cada sección estudiada. Este proceso ha sido necesario debido a la gran alteración de la superficie topográfica de la zona, que se encuentra totalmente modificada por la instalación de invernaderos.

Encaadre geológico

El Campo de Dalías es una de las zonas con mayor acumulación de sedimentos neógenos y cuaternarios en el margen norte del Mar de Alborán, al límite sur del SE de la Cordillera Bética. La zona de estudio se sitúa al pie de la Sierra de Gádor, que está compuesta principalmente por filitas y mármoles del complejo Alpujarride, que constituyen el basamento de la cuenca del Campo de Dalías (Fig. 1). Una sub-cuenca endorreica ha ido evolucionando en la zona, desde principios del Pleistoceno. En la zona norte se ha formado un sistema de abanicos aluviales distales, erosionados y deformados durante el Cuaternario. En cambio, en la zona sur, encontramos un sistema de terrazas marinas escalonadas, correspondientes a diferentes transgresiones cuaternarias (Baena y Ewert, 1976). La zona estudiada se centra en los sedimentos cuaternarios, fruto de la erosión de la Sierra de Gádor y que se depositan, principalmente, en forma de abanicos aluviales (Fig. 1).

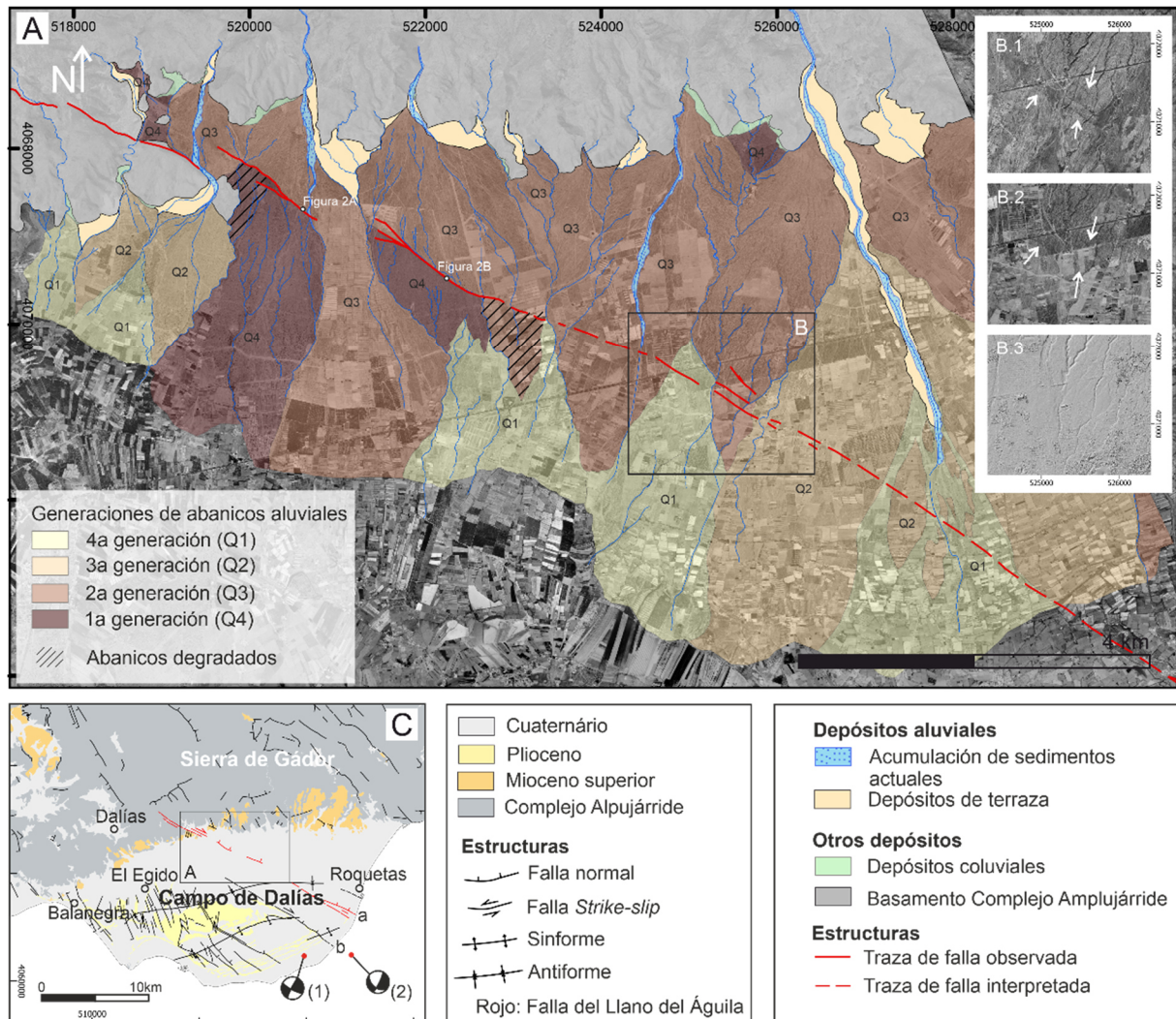


Fig. 1.- A- Mapa geomorfológico de la zona de estudio. B- Comparación de B.1- Ortofoto del vuelo Americano (serie B) 1956-1957, B.2- Ortofoto del vuelo interministerial 1977 y B.3- MDE. Las flechas indican trazas de la falla que no se detectan en el MDE obtenido. C- Mapa geológico del Campo de Dalías (GEODE). (1) y (2) son los mecanismos focales de los terremotos del 04/12/2010 de Mw 4.0 y 3.4 respectivamente. (IAG, Instituto Andaluz de Geofísica). (a) Falla del Llano del Águila (b) Falla de la Loma del Viento.

Fig. 1.- A- Geomorphological map of the study area. B- Comparison of B.1- American flight orthophoto (serie B) 1956-1957, B.2- Interministerial flight orthophoto 1977 and B.3-DEM. Arrows indicate fault traces not detected on the DEM. B- Geological map of the Campo de Dalías (GEODE). (1) and (2) are focal mechanisms of the 04/12/2010 earthquakes with Mw 4.0 and 3.4 respectively (IAG, Instituto Andaluz de Geofísica). (a) Llano del Águila Fault (b) Loma del Viento Fault

Análisis geomorfológico

Los resultados geomorfológicos se han obtenido gracias a la elaboración de una cartografía de detalle de la zona, realizada a partir de fotointerpretación y de trabajo de campo complementario.

La Falla del Llano del Águila presenta una orientación de N115-120°, sub-vertical, buzando ligeramente hacia el NE. En el trabajo de campo se han detectado estrías con las que se ha determinado una *rake* de -150°, indicando su comportamiento normal-dextral, parecidos a los valores de Pedrera *et al* (2012) para la Falla de la Loma del Viento. Se pueden identificar dos secciones de la falla (Fig. 2) coincidiendo con los ramales descritos por Murphy (2019), de 1.5 km aproximadamente cada una (Sección de la Cantera Este y Sección de la Rambla de la Maleza). En estas zonas la falla afecta a la dinámica de los abanicos aluviales, provocando una obturación del drenaje en el bloque deprimido, sobre todo, en la sección de la Rambla de la Maleza, y conservando superficies relictas de abanicos en el bloque levantado en ambas secciones (Fig. 2).

Se han reconocido cuatro generaciones de abanicos aluviales (Q4, Q3, Q2, Q1) (Fig. 1). La primera generación de abanicos (Q4), la más antigua, se reconoce en las superficies preservadas por el movimiento de la falla, coincidiendo con las secciones identificadas. Estas superficies se caracterizan por presentar calcretas muy desarrolladas, que han quedado protegidas de la dinámica de los abanicos aluviales. La segunda generación (Q3) mantiene el contacto directo con la Sierra de Gádor y da lugar a la mayor deposición de sedimentos. Los depósitos de las generaciones más modernas (Q2 y Q1), están ligadas a un levantamiento más leve de la Sierra de Gádor (Goy y Zazo, 1983). Migran hacia el Campo de Dalías, incidiéndose en los depósitos más antiguos, desconectándose de la Sierra de Gádor y manteniendo la cabecera a media altura de las anteriores generaciones.

Análisis morfométrico

Fotogrametría

Se han utilizado 42 imágenes originales, sin modificar, del vuelo interministerial, como base para la

elaboración de un MDE de detalle de la zona de estudio, de unos 150 km². El objetivo de este proceso es evitar la gran modificación antrópica que ha sufrido la zona en los últimos años. El procesado se ha realizado con el software *Agisoft MetaShape*®. Este programa incorpora la reciente técnica fotogramétrica SfM (*Structure from Motion*) (e.g., Westoby *et al.*, 2012) donde destaca el alto grado de automatismo para el reconocimiento de puntos homólogos entre imágenes. El solapamiento entre imágenes ha sido óptimo y el ajuste fotogramétrico correcto (0.45 m). El MDE obtenido (Fig. 3), se ha georreferenciado e importado en un ambiente SIG para su posterior análisis. La georreferenciación se ha realizado con 47 puntos de control más dos puntos geodésicos, repartidos de forma equitativa por el modelo. Se ha trabajado en la parte central del MDE, donde el error es mínimo. Hacia los bordes del modelo el error aumenta, a causa de la disminución del solapamiento. El error medio es de 6 m.

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.

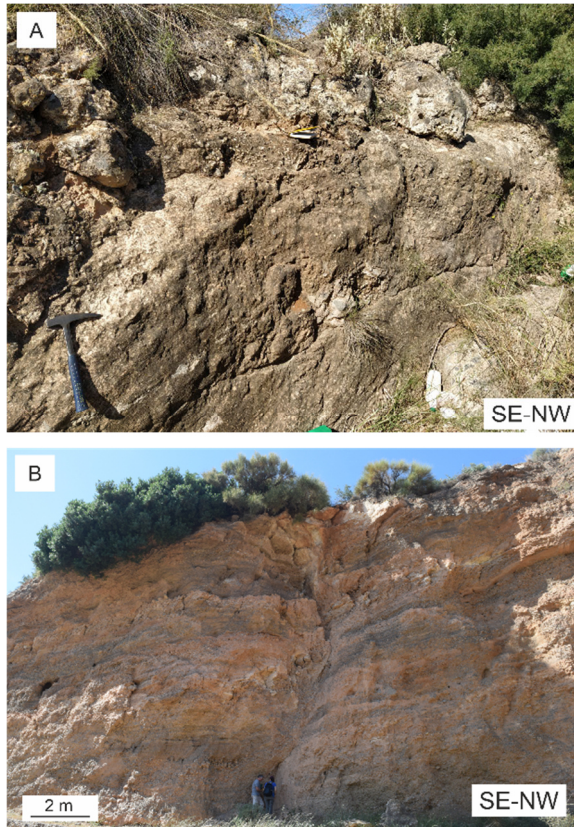


Fig. 2.- Afloramientos de las dos secciones de la falla. A- Sección de la Cantera Este. B- Sección de la Rambla de la Maleza.

Fig. 2.- Outcrops of the two fault sections. A- Cantera Este section B- Rambla de la Maleza Section.

Análisis del modelo digital de elevaciones de 1977

Las secciones de falla descritas en la interpretación geomorfológica también se identifican en el MDE. Mediante la realización de varios perfiles perpendiculares a la traza de la falla, ha sido posible definir la variación del salto vertical a lo largo de las dos secciones (Fig. 3), midiendo el desplazamiento de las superficies de los abanicos en cada perfil. El espaciado es de 80 m entre perfiles y tienen 600 m de longitud.

Las secciones presentan los valores de salto máximos en el centro y van disminuyendo hacia los extremos. La sección de la Cantera Este presenta un salto vertical máximo de 6.3 ± 1.9 m, y la sección de la Rambla de la Maleza de 12.1 ± 1.9 m. Para la obtención de estos valores se ha calculado la media del rango de salto máximo en cada caso, escogidos mediante el análisis de la distribución de los saltos a lo largo de las secciones, con la ayuda de la línea de tendencia, y se ha calculado la desviación estándar. Para la sección de la Cantera Este se han considerado valores máximos por encima de 4 m, y para la de la Rambla de la Maleza por encima de 9 m. Este análisis nos ayuda a descartar valores de saltos anómalos, que podrían estar relacionados con procesos ajenos al movimiento de la falla, como efectos locales de erosión.

En algún caso, las trazas de la falla interpretadas en la fotointerpretación no han quedado representadas en el MDE procesado (Fig. 1B). Estas trazas podrían presentar saltos muy pequeños, o tratarse de diaclasas.

Discusión y conclusiones

En este trabajo proponemos que la Falla del Llano del Águila, de forma conjunta o no con la Falla de la Loma del Viento, podría ser la fuente del terremoto de 1804. Esta afirmación se basa en la localización de la falla en la zona de máxima intensidad, la proximidad al epicentro (Dalías) y su clara expresión geomorfológica y geológica. Se ha calculado la magnitud máxima esperada, teniendo en cuenta la longitud total de la falla en superficie (20 km), utilizando las ecuaciones de Wells y Coppersmith (1994). Debido a que las secciones presentan la misma orientación, la poca separación entre ellas (menor a 5 km) y que no se detectan estructuras que las cruzan, que puedan actuar de barrera, se considera que en un terremoto la ruptura se pueda propagar a lo largo de las dos secciones (Boncio *et al.*, 2004; Milner *et al.*, 2013). El valor de magnitud obtenido es de 6.59 ± 0.19 ; el valor estimado para el terremoto de 1804 coincide con este rango.

De todos modos, no se puede descartar que el terremoto pueda estar relacionado con la falla de la Loma del Viento, o con ambas estructuras. La Falla de la Loma del Viento también presenta una longitud de 20 km en superficie, por lo que la magnitud obtenida sería la misma. Murphy (2019) sugiere que esta podría ser la fuente principal del terremoto e identifica las dos secciones estudiadas como ramas de la Falla de la Loma del Viento, que podrían estar unidas en profundidad. Las dos fallas son paralelas y se encuentran a 3 km de distancia, la traza de la Loma del Viento también se sitúa en la zona de máximas intensidades y a poca distancia del epicentro del terremoto (Dalías).

Teniendo en cuenta la edad de los materiales afectados por la Falla del Llano del Águila y el desplazamiento neto acumulado, se puede hacer una aproximación preliminar de la velocidad de desplazamiento de la falla. El valor de desplazamiento neto se ha calculado a partir de los valores de salto vertical máximo de cada sección y la rake calculada en el campo (-150°). El cálculo se puede realizar, de forma aproximada, con el salto vertical debido al alto buzamiento de la falla. 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

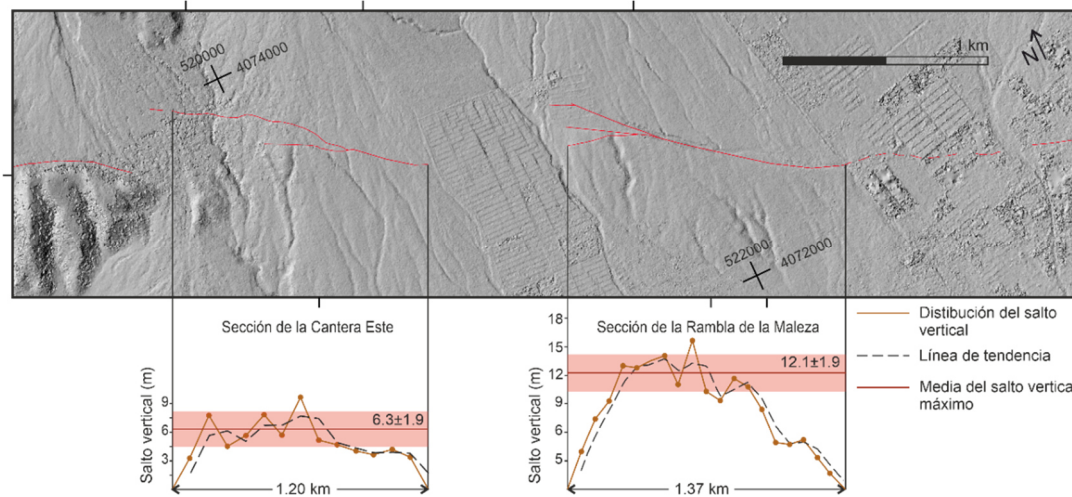


Fig. 3.— Distribución del salto vertical en las diferentes secciones descritas. Con la media del salto vertical máximo y la desviación estándar correspondiente.

Fig. 3.- Distribution of the vertical slips, along the two described sections. With the maximum vertical slip mean values and the corresponding standard deviation.

la traza de la falla. En algún momento, entre las dos generaciones más antiguas, se produjeron movimientos de suficiente entidad para originar esta barrera topográfica. Goy y Zazo (1983) proponen edades del Plioceno Superior – Plioceno Inferior para estos materiales. Estudios más recientes (Ortuño *et al.*, 2012) en zonas de estudio vecinas proporcionan edades más modernas para estos depósitos, situándolos en el Pleistoceno Medio. Para el cálculo de la velocidad se ha utilizado el límite inferior y el superior del Pleistoceno Medio (781 ka a 126 ka). Con estas edades y los valores de desplazamiento máximos, se obtienen velocidades de desplazamiento de entre 0.016 ± 0.002 y 0.10 ± 0.02 mm/año para la sección de la Cantera Este y entre 0.031 ± 0.002 y 0.19 ± 0.02 mm/año para la sección de la Rambla de la Maleza. Estos valores son preliminares y tienen un rango muy amplio, pero nos dan una idea de las velocidades esperadas para esta estructura que, en cualquier caso, se pueden clasificar como velocidades lentas. Para afinar más en el cálculo sería necesario cuantificar el salto de una forma directa y datar numéricamente los materiales de la zona.

Agradecimientos

Este trabajo forma parte del trabajo de fin de máster de Júlia Molins Vigatà. Se agradece a la ayuda prestada en el campo por Juan Miguel Insua-Arévalo (UCM) y Raquel Martín-Banda (IGME). Parte de este estudio se ha financiado por el proyecto Quake-Step (CGL2017-83931-C3-1-P).

Referencias

Baena, J. y Ewert, K., 1976. Mapa geológico de España 1:50.000, hoja nº 1058 (Roquetas de Mar). IGME, Madrid
 Boncio, P., Lavecchia, G., Pace, B., 2004. Defining a model of 3D seismic sources for Seismic Hazard Assessment applications: The case of central Apennines (Italy). *Journal of Seismology*, 8: 407-425,
 GEODE Mapa Geológico digital Continuo de España., http://mapas.igme.es/gis/services/Cartografia_Geologica/IGME_Geode_50/MapServer/WMS/Server (accessed abril 2022).
 Goy, J.L. y 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.

García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Jiménez-Díaz, A., Martín-Banda, R., Martín-Alfageme, S., Álvarez-Gómez, J.A., Rodríguez-Peces, M., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Masana, E., Perea, H., Martín-González, H., Giner-Robles, J., Nemser, E.S, Cabral, J., and the QAFI Compilers Working Group, 2012. The Quaternary Faults Database of Iberia (QAFI v.2.0), *Journal of Iberian Geology*, 38(1): 285-302.

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., <https://iagpds.ugr.es/>. (accessed abril 2022).

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,

Martínez Díaz, 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.

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, En *UCERF 3 Report*, p. 1-14.

Murphy, P., 2019. Los terremotos de Almería de 1804, En el archivo histórico nacional. Instituto Geográfico Nacional, 600p.

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*.

Pedrera, A., Marín-lechado, C., Stich, D., Ruiz-constán, A., Galindo-zaldívar, J., Rey-moral, C., Lis, F. De, 2012. Nucleation, linkage and active propagation of a segmented Quaternary normal-dextral fault: the Loma del Viento fault (Campo de Dalías, Eastern Betic Cordillera, SE Spain). *Tectonophysics*, 522-523: 208-217,

Wells, D.L. y 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.



SESIÓN 2:

**Tectónica activa y paleosismología
del resto de la Península Ibérica**



TECTÓNICA ACTIVA (PLIO-CUATERNARIA) EN EL SECTOR OCCIDENTAL DE LA CUENCA CENOZOICA DE MADRID

Active tectonics (Plio-Quaternary) in the western sector of the Madrid Cenozoic Basin

G. de Vicente^{1,2}, R. Díez Fernández³, P.P. Cunha⁴ y A. Olaz⁵

¹ GEODESPAL, Facultad de C.C. Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. gdv@geo.ucm.es

² Instituto de Geociencias IGEO. CSIC-UCM. Madrid.

³ Instituto Geológico y Minero de España – CSIC. r.diez@igme.es

⁴ Universidad de Coimbra, MARE, Department of Earth Sciences, Coimbra. pcunha@dct.uc.pt

⁵ Repsol E&P. C/ Méndez Álvaro 44, 28045 Madrid. antoniojose.olaiz@repsol.com

Resumen: El último evento tectosedimentario, con cabalgamientos de piel gruesa E-O a NE-SO, que afectó la parte más occidental de la Cuenca Cenozoica de Madrid, así como a las cuencas intramontañas aledañas (Coria), se produjo durante el Tortoniano superior a Messiniense (UBS 11), Messiniense superior a Zancleano inferior (UBS 12) y el Zancleano superior a Gelasiano (UBS 13), con un claro descenso, en el tiempo, de la intensidad de la deformación. Sin embargo, nuevas evidencias muestran que, alguna de las fallas relacionadas, como el sistema de cabalgamientos del Ibor, de dirección E-O, habrían continuado su actividad hasta tiempos muy recientes, ya que afectan a terrazas cuaternarias, con una edad probable de menos de 10.000 años.

Palabras clave: Tectónica activa, cabalgamiento cuaternario, Cuenca Cenozoica de Madrid.

Abstract: The last tectosedimentary event, with thick-skinned E-W to NE-SW thrusts, which affected the westernmost part of the Cenozoic Madrid Basin, as well as the surrounding intramountain basins (Coria), occurred during the Upper Tortonian to Messinian (UBS 11), Upper Messinian to Lower Zanclean (UBS 12) and Upper Zanclean to Gelasian (UBS 13), with a clear decrease in time of the deformation intensity. However, new evidence shows that some of the related faults, such as the E-W Ibor thrust system, would have continued their activity until very recent times, as they affect Quaternary terraces, with a probable age of less than 10,000 years.

Key words: Active tectonics, quaternary thrust, Madrid Cenozoic Basin.

Introducción

Son numerosas las evidencias de actividad tectónica fini-neógena en borde S del Sistema Central Hispano-Portugués (SC) (Fig. 1), desde las Sierras de La Estrela, Gata, y Guadalupe; así como a lo largo de la falla de Messejana-Plasencia (MP), en relación a la reactivación “Bética” de estructuras previas “Pirenaicas” (Vegas *et al.*, 2004; de Vicente *et al.*, 2008;2018). Durante la última etapa tectonoestratigráfica (Tortoniano tardío-actualidad) las fallas E-O y NE-SO se movieron como cabalgamientos

puros en relación con los esfuerzos intraplaca transmitidos desde el SE de Iberia (orógeno Bético). La magnitud de los desplazamientos, y el volumen de los sedimentos asociados, fueron inferiores a los de la etapa tectonoestratigráfica anterior (pirenaica). El reciente descubrimiento de uno de estos cabalgamientos, afectando a materiales cuaternarios (de Vicente y Díez Fernández, 2021), pone de manifiesto que el mismo tipo de deformación, que describiremos aquí, es activo hoy en día.

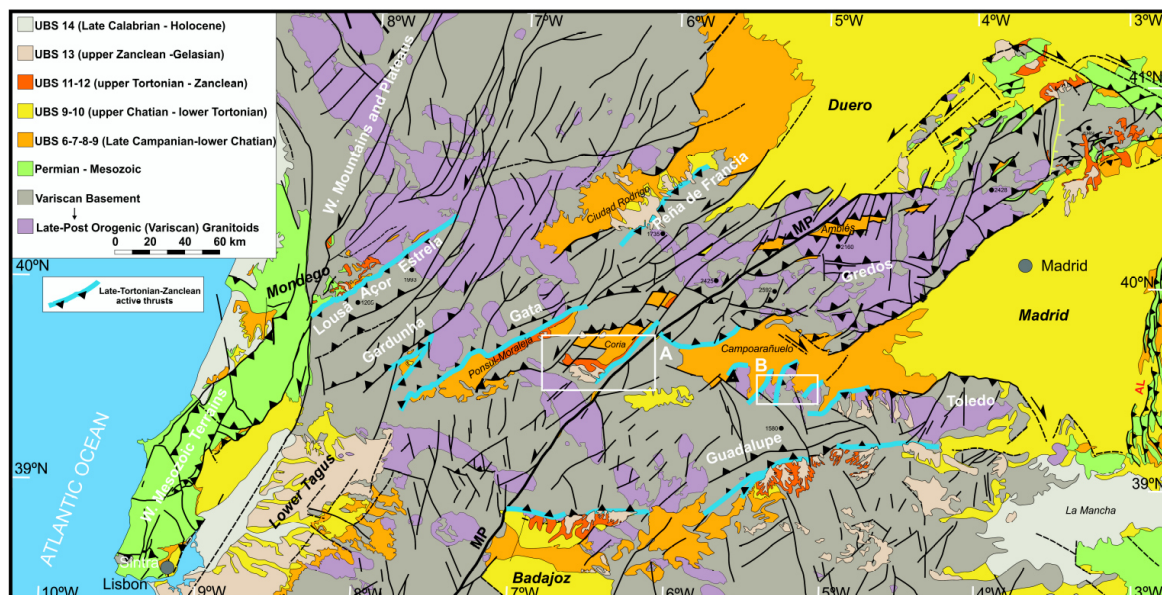


Fig. 1.- Mapa tectónico del Sistema Central Hispano-Portugués. En azul, Cabalgamientos activos durante el último evento tectosedimentario. Recuadros en blanco, A Fig. 2, B, Fig.

Fig. 1.- Tectonic map of the Spanish-Portuguese Central System. In blue, active thrusts during the last tectono-sedimentary event. Highlights in white. A Fig. 2, B, Fig.

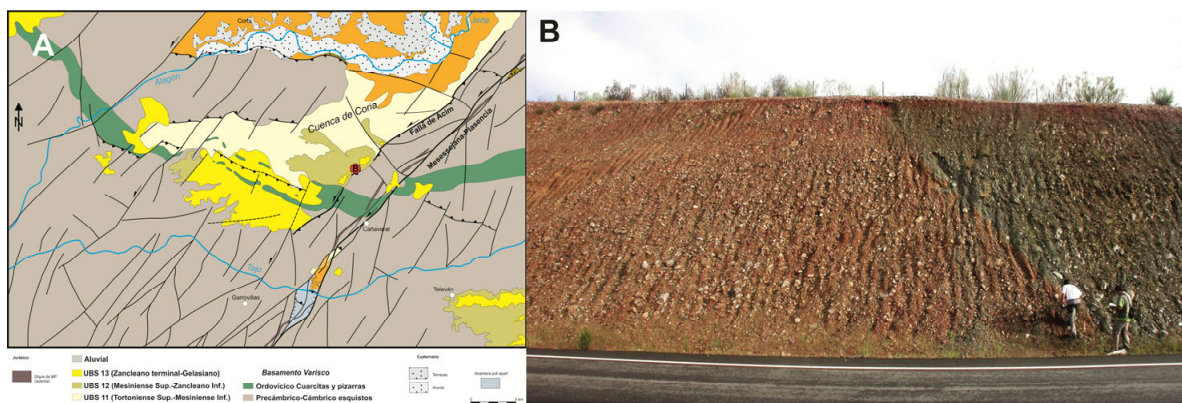


Fig. 2.- A) mapa tectónico de la Cuenca intramontana de Coria (A en Fig.1). B) Aspecto de campo de la falla de Pedroso de Acim.
 Fig. 2.- A) tectonic map of the intramontane Coria Basin (A in Fig.1). B) Field view of the Pedroso de Acim fault.

Deformación fini-cenozoica

En la etapa tectonoestratigráfica que comenzó en el Tortonense superior, se han identificado varios eventos tectónicos y unidades alostratigráficas (Cunha, 1992): UBS11 (Tortonense superior a Messiniense) - gravas de abanico aluvial mal clasificadas de color verde a marrón (clastos de metagrauvas y filitas) y arcillas limosas; UBS12 (Messiniense superior a Zancleano inferior) - gravas de abanico aluvial mal clasificadas de color rojo y limos con composición de clastos dominada por al cuarzo blanco y metagrauvas; UBS13 (Zancleano superior a Gelasiano) - gravas de abanico heterométricas, que contienen grandes cantos rodados cuarcíticos en zonas alimentadas por crestas resistentes de cuarcitas ordovícicas, vinculadas lateralmente a grandes ríos de grava y arena y siliciclásticos marinos; UBS14 (Pleistoceno a Holoceno) - valles encajados y escaleras de terrazas generadas por la etapa de incisión fluvial, con depósitos de terrazas del Pleistoceno, coluviones, arenas eólicas, pero también sedimentos fluviales y costeros modernos del Holoceno. La UBS 11 aparece claramente cabalgada por el basamento Varisco en las Sierras de La Estrela, Ponsul-Gata, Gredos, Guadalupe y Montes de Toledo (Álvarez *et al.*, 2004) (Fig. 1). La UBS 13 onlapa, en buena parte, estos contactos tectónicos, depositándose en la base de los altos estructurales antes generados, denotando una disminución de la actividad tectónica.

La falla de Pedroso de Acím

Como buen ejemplo de estos cabalgamientos, la falla de Pedroso de Acim, subparalela a la de Messejana Plasencia, limita por el E la cuenca intramontana de Coria. En el talud de la carretera EX109, en la cerrada del embalse de Torrejoncillo, se puede observar cómo el basamento Varisco (esquistos Cámbricos) cabalga sobre la UBS 12, que forma una ligera discordancia progresiva por debajo de la UBS 14 que, aparentemente, onlapa la falla (Fig. 2).

Deformación cuaternaria

Las evidencias de deformación de sedimentos cuaternarios son más escasas. Sin embargo, a 3 km al N de Fresnedoso de Ibor, en el talud de la CC 79, se aprecia cómo filitas cámbricas del basamento Varisco cabalgan sobre una brecha sintectónica depositada sobre una terraza del río Ibor (+5-10 m) formada por materiales detríticos con grandes bloques redondeados e imbricados de cuarcita (Fig. 3). Por encima de la terraza, la brecha sintectónica presenta una sedimentación grano-decreciente con cantos angulosos de filitas cámbricas. La proximidad de este tipo de roca, junto con la inmadurez textural del depósito, sugieren un transporte sedimentario muy escaso. Las terrazas más altas del río Tajo (+ 25-30 m) se han datado en 292 ± 17 Ka, mientras que

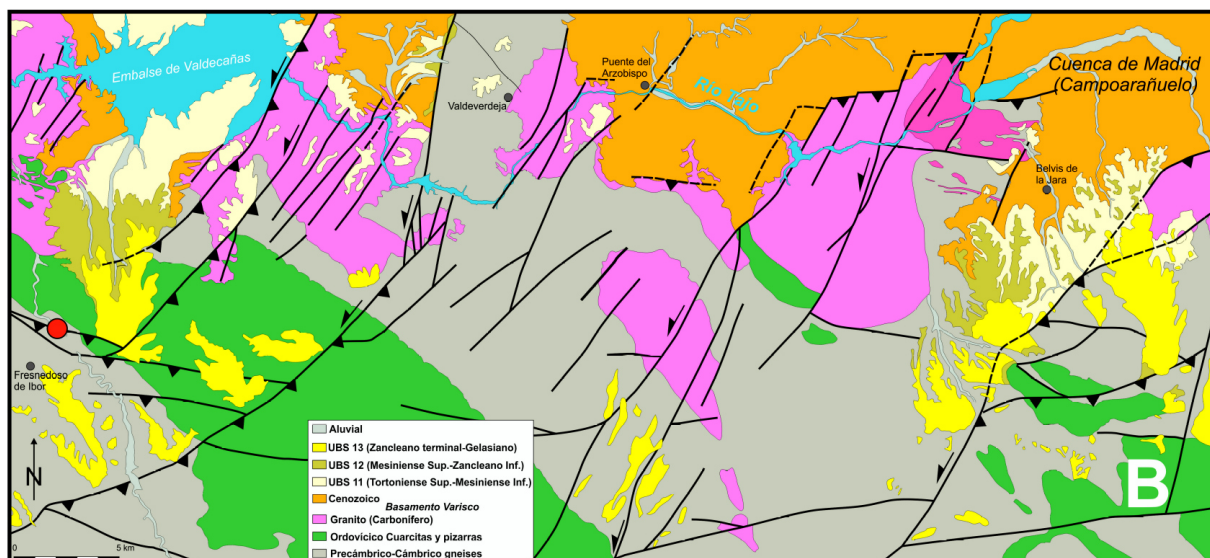


Fig. 3.- Terraza del río Ibor (+5m) por debajo de la brecha sintectónica.
 Fig. 3.- Ibor river terrace (+5m) below the syntectonic breccia

algunas formaciones aluviales que las recubren sólo tienen 11 ± 0.9 Ka (López-Recio *et al.*, 2013). Sólo podemos concluir que la brecha superior podría tener menos de 10.000 años.

La falla pertenece al sistema de cabalgamientos imbricados, con basamento implicado, y transporte tectónico al N-NE del Ibor, que afectan a las UBS 11-12 de Valdecañas, con un transporte sedimentario hacia el N y una pendiente hacia el N. Su ápice se localiza en este sistema de cabalgamientos a los que onlapa parcialmente (Fig. 4). Los cabalgamientos parecen condicionados por la estructuración varisca, aunque son ligeramente oblicuos a la misma. Se trata, probablemente, de una secuencia normal de imbricación con propagación hacia el N, hacia la cuenca cenozoica de Campoarañuelo (O de la de Madrid). La traza de los cabalgamientos afecta al curso del río Ibor, de manera que en sus tramos más E-O, la secuencia de terrazas es mayor, apareciendo más encajado (y con menos terrazas) entre el cabalgamiento más frontal y el inmediatamente hacia el S (Fig. 5).

La falla del Ibor

El bloque de techo lo constituyen las filitas cámbricas que suministran los cantos angulosos de la brecha. La foliación varisca parece condicionar la orientación de la falla, que tiene una dirección de $N98^\circ E$ con buzamiento de 45° al S y transporte tectónico hacia el N. Tiene un *tip point* intra brecha, con los sedimentos del muro buzando ligeramente hacia el S con los cantos reorientados en las proximidades de la ruptura, mientras que por encima buzando hacia el N, indicando una clara componente tectónica (Fig. 6). Algo más hacia el N, la brecha muestra una sinforma de muro, indicando también que la base está afectada por el cabalgamiento. Dado que el salto observable es algo superior a 1 m, y considerando el contexto tectónico, la magnitud del sismo asociado debe superar el valor de 6.5 (Anderson *et al.*, 1996; Stirling *et al.*, 2013). No obstante, dadas las características del afloramiento (el talud de una carretera, no una trinchera *ad hoc*),

no podemos asegurar que la ruptura visible se corresponda con un único evento, ni que la falla no se conecte en profundidad con otra más al S, ya que no se observa el escarpe relacionado con la brecha sintectónica.

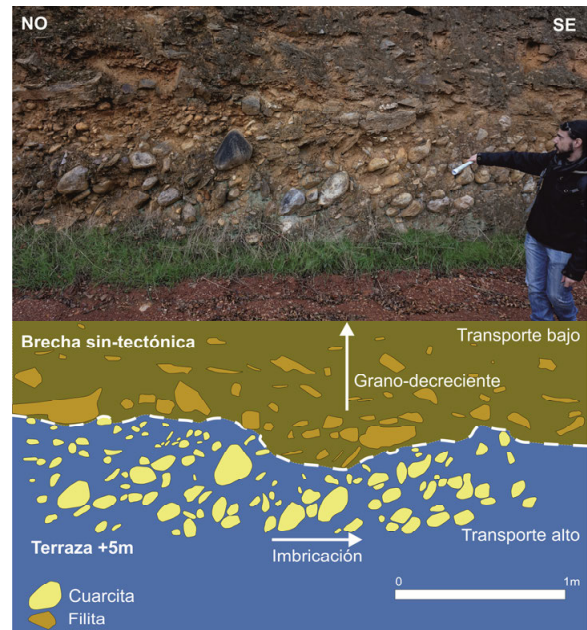


Fig. 4.- Mapa tectónico del borde N de los Montes de Toledo entre Belvis de la Jara y Valdecañas.

Fig. 4.- Tectonic map of the N edge of the Montes de Toledo between Belvis de la Jara and Valdecañas

Conclusiones

El cabalgamiento corta un depósito sintectónico que recubre la terraza de +5 m del río Ibor, lo que implica que su edad podría ser de sólo 10.000 años. La magnitud del sismo asociado, dada la aparente longitud de su traza y su desplazamiento, sería mayor a 6.5 con rotura superficial. En el caso de que no se tratase de un único evento, y dado que la ruptura alcanza la superficie, la magnitud seguiría siendo superior a 6.0.

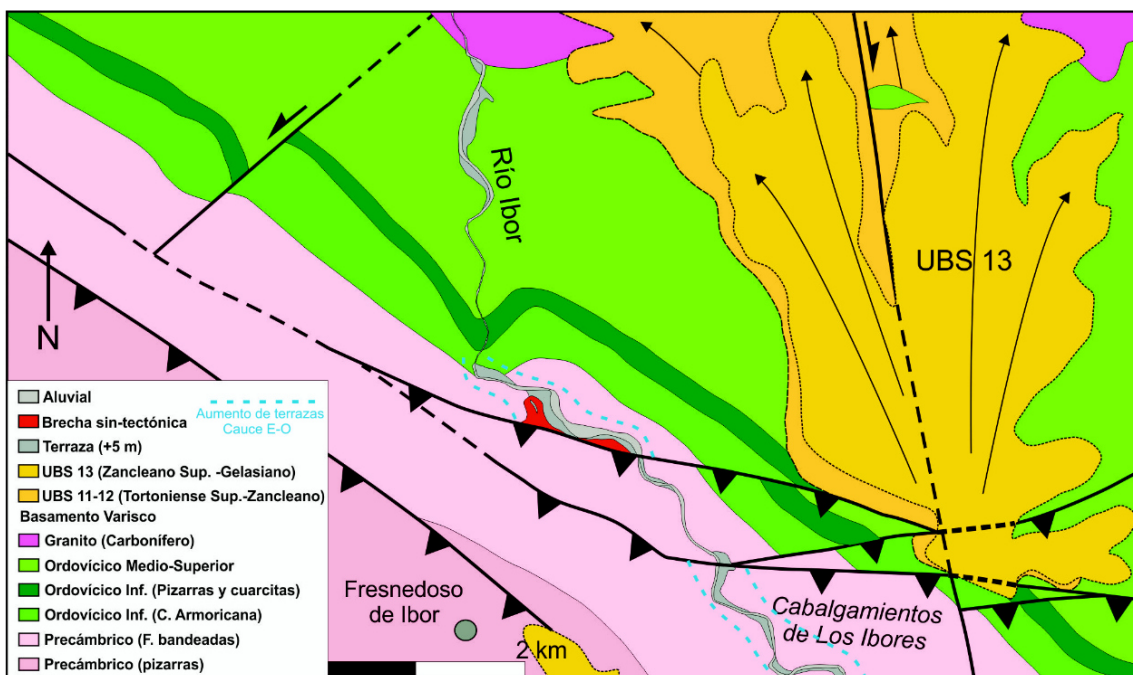


Fig. 5.- Mapa tectónico del cabalgamiento cuaternario del Ibor.

Fig. 5.- Tectonic map of the Ibor Quaternary thrust.

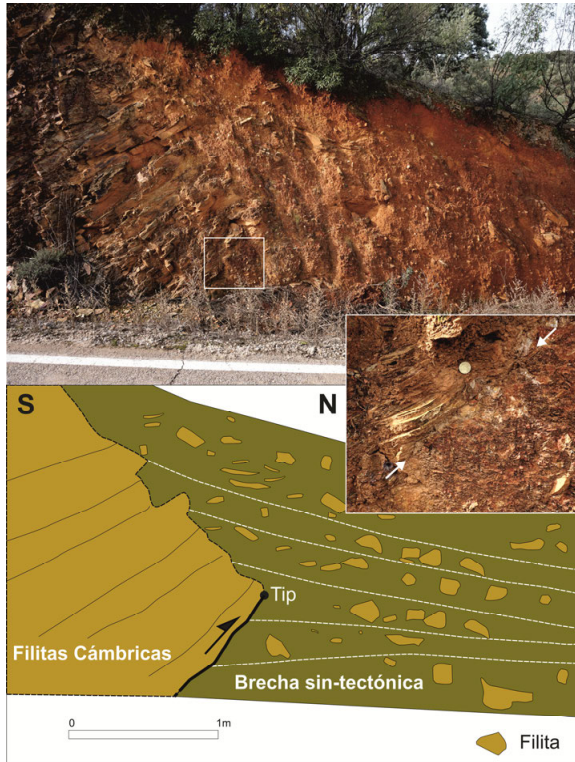


Fig. 6.- Afloramiento del cabalgamiento cuaternario del Ibor.
Fig. 6.- Field view of the Ibor Quaternary thrust.

Referencias

- Anderson, J. G., S. G. Wesnousky, y M. W. Stirling (1996). Earthquake size as a function of fault slip rate. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 86, no. 3, 683–690.
- Álvarez, J., Muñoz-Martín, A., Vegas, R. y de Vicente, G. (2004). Las Sierras de Guadalupe y Montánchez. *Geología de España*. En: Vera, J.A. (editor). SGE-IGME, Madrid, 627-628. ISBN: 84-7840-546-1
- Cunha, P.P. (1992). Ph.D. Thesis, Univ. Coimbra, 262 pp.
- De Vicente, G., Cloetingh, S., Muñoz-Martín, A., Olaiz, A., Stich, D., Vegas, R., Galindo-Zaldívar, J. y Fernández-Lozano, J. (2008). Inversion of momento tensor focal mechanisms for active stresses around microcontinente Iberia: Tectonic implications. *Tectonics*, 27, TC 1009, 1-22.
- De Vicente, G., Cunha, P. P., Muñoz-Martín, A., Cloetingh, S. A. P. L., Olaiz, A., y Vegas, R. (2018). The Spanish-Portuguese Central System: an example of intense intraplate deformation and strain partitioning. *Tectonics*, 37, 4444-4469.
- De Viente, G. y Díez-Fernández, R. (2021). El Cabalgamiento de El Ibor: una falla cuaternaria a 20 km de la Central Nuclear de Almaraz. *Geogaceta*, 69, 1-4.
- López-Recio, M., Silva, P.G., Cunha, P.P., Tapias, F., Roquero, E., Morín, J., Carobles, J., Murray, A.S. y Buylaert, J.P. (2013). Dataciones por luminiscencia de la terraza + 25-30 m del río Tajo en el área de Toledo. el yacimiento achelense de Pinedo. VIII Reunión de Cuaternario Ibérico, La Rinconada, Sevilla, 17-21
- Stirling, M.W., Goded, T., Berryman, K.R. y Litchfield, N.J. (2013). Selection of earthquake scaling relationships for seismic hazard analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America* 103(6), 2993- 3011.
- Vegas, R., de Vicente, G., Andriessen, P. y Martín Velázquez, S. (2004). Los Montes de Toledo. *Geología de España* Vera, J.A. (editor). SGE-IGME, Madrid, 626-627. ISBN: 84-7840-546-1



PROCESOS DE LICUEFACCIÓN EN MATERIALES DEL PLEISTOCENO MEDIO-Holoceno EN EL TRAMO MEDIO DEL RÍO TAJO (DRIEBES, GUADALAJARA, ESPAÑA)

Liquefaction processes in Middle Pleistocene-Holocene materials, middle section of the Tagus River (Driebes, Guadalajara, Spain)

M.A. Rodríguez-Pascua¹, M.A. Perucha¹, A. Díez-Herrero¹, J.F. Mediato¹

¹ Instituto Geológico y Minero de España (IGME,CSIC). Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid. ma.rodriguez@igme.es; ma.perucha@igme.es; andres.diez@igme.es; jf.mediato@igme.es

Resumen: la zona de estudio se encuentra dentro de la cuenca cenozoica continental del Tajo, una de las grandes unidades geológicas de la península Ibérica. Dentro de ésta, se ubica en la parte nororiental de la denominada Cuenca de Madrid, en el término municipal de Driebes (Guadalajara). En el proceso de encajamiento del río Tajo durante el Cuaternario, el río ha ido dejando depósitos aluviales en niveles de terrazas escalonadas y colgadas a distintas cotas. Se han descrito en estos depósitos, en el tramo entre Zorita de los Canes y Villamanrique de Tajo, fenómenos de hundimiento sinsedimentario y engrosamiento del nivel de terraza situado a +60-65 m, todo ello favorecido por una actividad neotectónica actuante en el límite Pleistoceno inferior-medio. En este trabajo se han localizado estructuras de licuefacción tanto en materiales del Pleistoceno Inferior-Medio como del Holoceno, lo que da idea de la posible actividad sísmica de la falla que recorre este valle, la Falla del Tajo. En este tramo del río Tajo se han podido encontrar estructuras de licuefacción en la llanura de inundación del Tajo, asociadas a niveles de gravas que podrían estar relacionadas con terremotos de $M > 7,5$ (siendo este el límite empírico de licuefacción de las gravas).

Palabras clave: estructura de deformación sinsedimentaria, licuefacción, sismita, terremoto, río Tajo.

Abstract: The study area is located within the Tajo Basin, one of the great geological units of the Iberian Peninsula. Within this, it is located in the northeastern part of the so-called Madrid Basin in the municipality of Driebes (Guadalajara). In the process of the Tagus river undercutting during the Quaternary, the river has left alluvial deposits in terrace levels at different heights. These deposits were studied in the section between Zorita de los Canes and Villamanrique de Tajo, where they observed synsedimentary subsidence phenomena and thickening of the terrace level located at +60-65 m, all favoured by a neotectonic activity acting in the lower-middle Pleistocene limit. In this work, liquefaction structures have been located both in Lower-Middle Pleistocene and Holocene materials, which gives an idea of the possible seismic activity of the fault that runs through this valley, the Tagus Fault. In this section of the Tagus River, liquefaction structures have been found in the Tagus floodplain, associated with levels of gravels that could be related to earthquakes of $M > 7.5$ (this being the empiric limit of liquefaction of the gravels).

Key words: soft-sediment deformation structures (SSDS), liquefaction, seismite, earthquake, Tagus River.

Introducción

En el proceso de encajamiento del río Tajo durante el Cuaternario, el río ha ido dejando depósitos de terrazas fluviales escalonadas, solapadas y colgadas a distintas cotas (Pérez-González, 1994; Pinilla *et al.*, 1995a y 1995b; Uribebarrea, 2008; Silva *et al.*, 2017). Desde los depósitos de las terrazas de +40m hasta los aluviones de terrazas más jóvenes aparecen numerosas estructuras de licuefacción en las distintas secuencias aluviales e incluso en el relleno de la propia llanura de inundación del Tajo (Holoceno). Estas estructuras de licuefacción están asociadas a fallas que deforman las terrazas. Todo este sistema de fracturación fue generado por la actividad de la Falla del Tajo (Giner y De Vicente, 1995). En este tramo (N045°E) puede seguirse su traza cartográfica a partir de las deformaciones de las terrazas a lo largo de una longitud superior a los 15 km, desde Fuentidueña de Tajo hasta la presa el Almoquera.

Estructuras de licuefacción

En los puntos donde la Falla del Tajo intersecta las terrazas del Tajo aparecen deformaciones que están fundamentalmente asociadas a fallas normales y normal-direccionales (Figs. 1 y 2). En estas áreas intensamente deformadas (deformación dúctil-frágil) también aparecen estructuras de licuefacción con

diferentes características. Los diques de arena observados siguen las mismas direcciones que la Falla del Tajo, estando claramente influidas por el mismo campo de esfuerzos activo que genera el movimiento de la falla (Herraiz *et al.*, 2000).

Estos diques de arena están constituidos por arenas silíceas de grano medio bien clasificadas. Intruyen en materiales de las mismas características o en conglomerados de niveles superiores (Fig. 3A). En ningún caso se observan estructuras de deformación asociadas a la carga brusca que podrían haber generado las barras de gravas donde intruyen. No se han encontrado mecanismos de disparo que puedan estar asociados a la dinámica sedimentaria del Tajo, por lo que la hipótesis sísmica podría ser la que explica el desarrollo de estructuras de este tipo en los diferentes niveles de terraza. La traza de 15 km de la falla en este segmento podría generar terremotos de $M > 6$ por lo que podría ser la fuente sismogénica que las produjo.

En el caso de materiales holocenos de la llanura de inundación del Tajo, se han observado estructuras de licuefacción en gravas. La capa confinante es un nivel de arenas de grano medio bien seleccionadas con arcilla que le dan cohesión. El nivel licuefactado son gravas heterométricas matriz soportadas de cantos de caliza micrítica de entre 0,5 y 8 cm, con clastos de sílex y cuarcita. La matriz es arenosa de grano medio bien seleccionada. La morfología corresponde a estructuras en champiñón con la parte superior

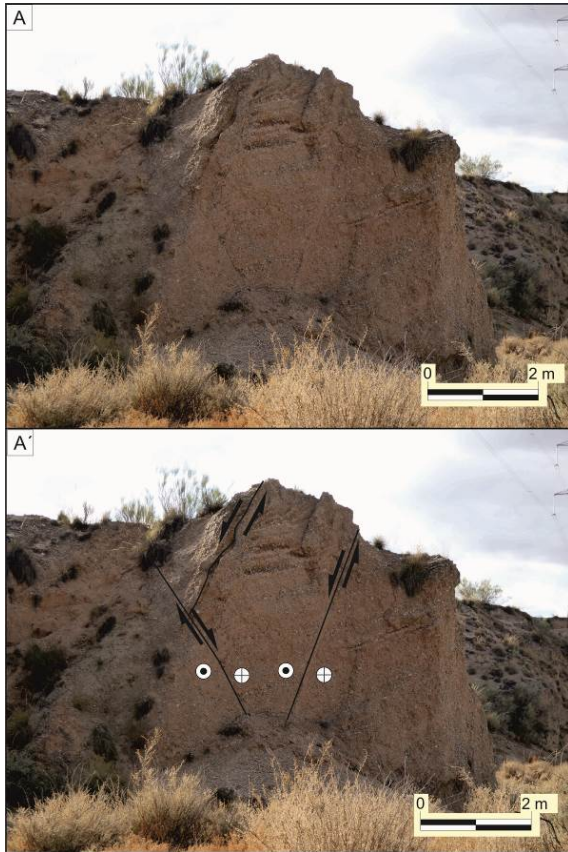


Fig. 1.- Deformación frágil en terrazas del río Tajo: A) desgarre con estructura en flor negativa y A') esquema interpretativo.
Fig. 1.- Brittle deformation in the Tagus River terraces: A) Strike-slip fault with negative flower structure and B') interpretative sketch.

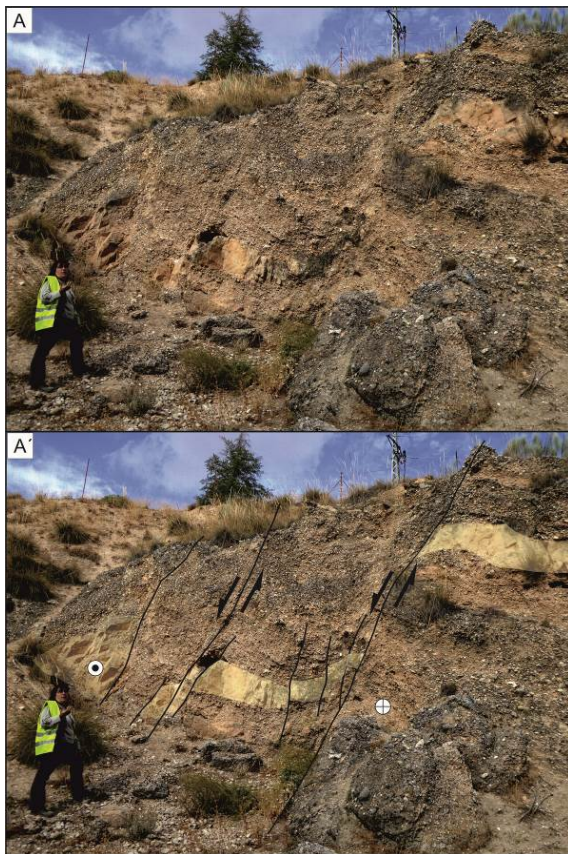


Fig. 2.- Deformación dúcil-frágil en terrazas del río Tajo: A) sistemas de fallas normal-direccionales y A') esquema interpretativo.
Fig. 2.- Ductile-brittle deformation in the Tagus River terraces: A) System of normal-strike-slip faults and B') interpretative sketch.

erosionada (Rodríguez-Pascua *et al.* 2000). Estas licuefacciones se pueden seguir lateralmente en este nivel. Las intrusiones presentan clastos orientados que marcan las direcciones de flujo ascendentes de las gravas licuefactadas, con intrusión lateral al llegar a la superficie o a la zona de contacto con la capa confinante (no visible al haber sido erosionada) (Fig. 3B). El posible origen sísmico de estas estructuras tendría que estar asociado a energías muy altas ($M > 7,5$) generadas por rupturas de falla superiores a los 100 km (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000). Este tipo de estructuras también pueden generarse por terremotos de menor magnitud debido al efecto sitio de la llanura de inundación o debido a un evento muy superficial que pudiese haber generado licuefacciones de gravas con rupturas de falla de menor longitud. En cualquier caso, es un tema que se está estudiando.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado con los proyectos CARACA 2021 (Diputación de Guadalajara; Expediente JCCM: 21.2008P1) y el proyecto QTECSPAIN (MINECO-FEDER CGL2015-67169-P (USAL)). Es una contribución del grupo de trabajo QTEC-AEQUA. Además, ha contado con el apoyo del Proyecto PCI2019-111943-2/AEI/ 10.13039/501100011033.

Referencias

- Pérez-González, A., 1994. "Depresión del Tajo". En: *Geomorfología de España*, Gutiérrez Elorza, M. (ed.). Editorial Rueda, Madrid: 389-436.
- Pinilla, L., Pérez-González, A. y Benito, G., 1995a. Cambios históricos de los cauces de los ríos Tajo y Jarama en Aranjuez, Geogaceta. 18: 101-105.
- Pinilla, L., Pérez-González, A., Sopeña, A. y Parés, J.M., 1995b. Fenómenos de hundimientos sinsedimentarios en los depósitos cuaternarios del río Tajo en la Cuenca de Madrid (Almoguera-Fuentidueña de Tajo). En: *Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario* (T. Aleixandre Campos y A. Pérez-González Eds.), CSIC, Madrid, 125-140.
- Giner, J.L. y de Vicente, G., 1995. Crisis tectónicas recientes en el sector central de la cuenca de Madrid. En: *Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario* (T. Aleixandre Campos y A. Pérez-González Eds.), CSIC, Madrid, 125-139.
- Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo-Naupari, R., Giner, J., Simón, J.L., González-Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuéndez, J.I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A.L., Ramírez, M., Lucini, M., 2000. The recent (upper Miocene to 751 Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, 19, 762-786.
- Rodríguez Pascua, M.A., Calvo, J.P., De Vicente, G., Gómez Gras, D., 2000. Seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology* 135 (1-4), 117-135.
- Silva, P.G., Roquero, E., López-Recio, M., Huerta, P., y Martínez-Graña, A.M., 2017. Chronology of fluvial terrace sequences for large Atlantic rivers in the Iberian Peninsula (Upper Tagus and Duero basins, Central Spain). *Quaternary Science Reviews*. 166: 188-203.
- Uribelarra Del Val, D., 2008. *Dinámica y evolución de las llanuras aluviales de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo, entre las ciudades de Madrid y Toledo*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Madrid: 344 pp.+anexos.

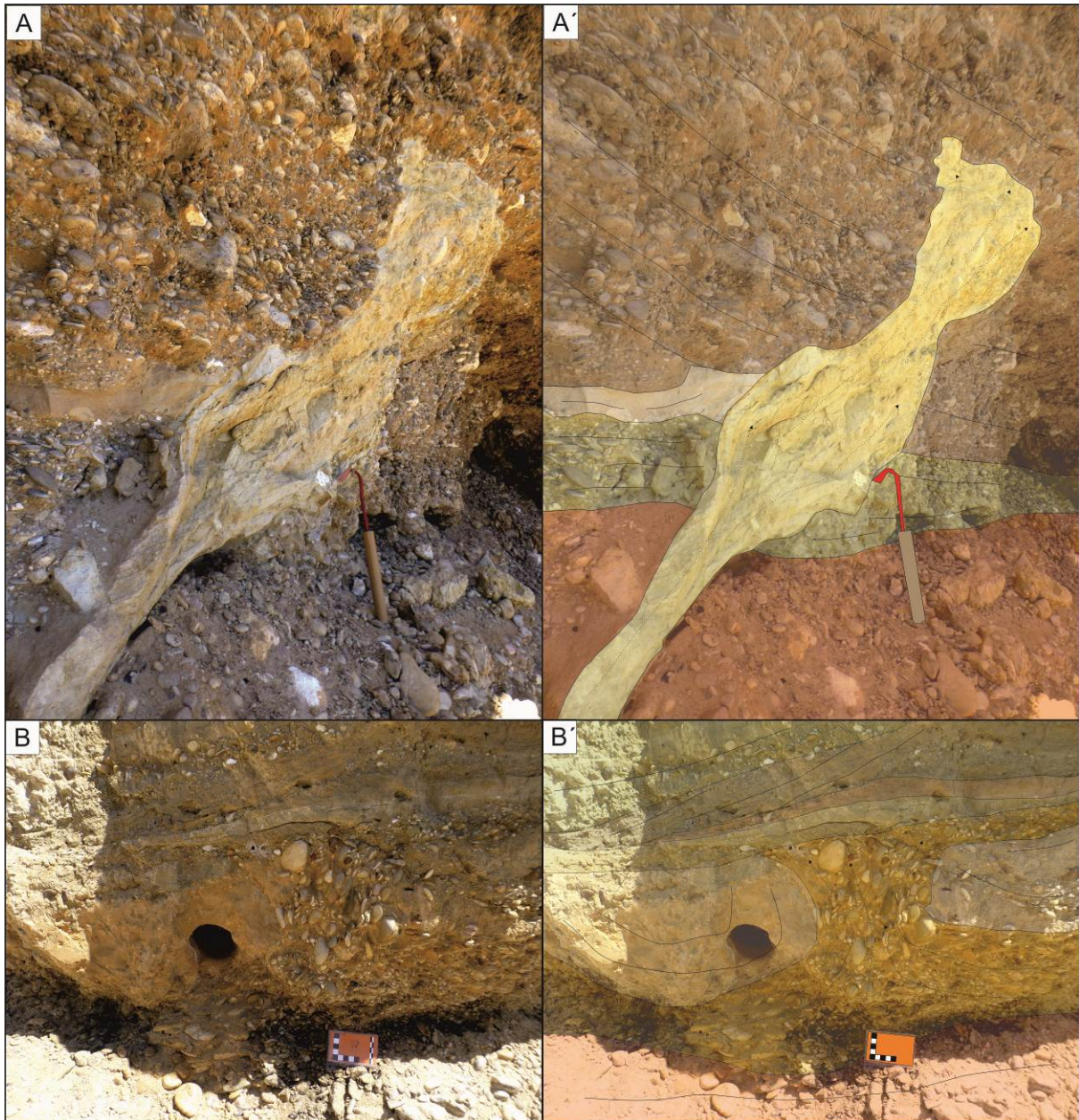


Fig 3.- Estructuras de licuefacción en materiales cuaternarios en la llanura de inundación del río Tajo: A) dique de arena intruyendo en niveles de arenas y gravas; A') esquema interpretativo; B) estructura de licuefacción en gravas intruyendo en arenas en la llanura de inundación del río Tajo y b') Esquema interpretativo.

Fig. 3.- Liquefaction-induced structures in Quaternary materials of the Tagus River floodplain: A) sand dyke intruding into sand and gravel layers; A') interpretative sketch; B) liquefaction-induced structure in gravels intruding into sands in the Tagus River floodplain and B') interpretative sketch.



ACTIVIDAD PLIO-CUATERNARIA DE FALLAS EN EL SISTEMA EXTENSIONAL TERUEL-JILOCA-CALATAYUD (CORDILLERA IBÉRICA CENTRAL)

Plio-Quaternary fault activity in the Teruel-Jiloca-Calatayud extensional system (central Iberian Chain)

J.L. Simón¹, A. Peiro¹, L.E. Arlegui¹, L. Ezquerro¹, A.I. García-Lacosta¹, P. Lafuente¹, C.L. Liesa¹, A. Luzón¹, L. Martín-Bello¹, Ó. Pueyo², M.A. Soriano¹

¹ Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. apeiro@unizar.es, jsimon@unizar.es, arlegui@unizar.es, lopezquerro@gmail.com, anagarcialacosta@hotmail.com, palomalaf@gmail.com, carluis@unizar.es, aluzon@unizar.es, leticia.martin.bello@gmail.com, asuncion@unizar.es

² Dpto. Didácticas Específicas, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza; opueyo@unizar.es

Resumen: Se presenta una síntesis de resultados de los estudios de fallas extensionales recientes desarrollados en la Cordillera Ibérica centro-oriental por nuestro grupo en las últimas dos décadas. Son fallas que limitan o cortan las cuencas neógeno-cuaternarias de Teruel, Jiloca y Calatayud, que han registrado desplazamientos de escala deca- a hectométrica desde el Plioceno superior y, muchas de ellas, muestran evidencias de actividad en el Pleistoceno. Han sido investigadas usando métodos estructurales, morfotectónicos y paleosismológicos, y se ha caracterizado su geometría, direcciones de transporte, tasas de deslizamiento y potencial sismogénico. Se comparan sus tasas a largo y corto plazo, evidenciando una tendencia a incrementarse a lo largo del Neógeno-Cuaternario: 0,05–0,15 mm/a (media: 0,08 mm/a) para los últimos 3,8–3,5 Ma, frente a 0,05–0,36 mm/a (media: 0,21 mm/a) para el Pleistoceno superior. Integrando esos resultados, se propone un modelo de deformación global de la corteza de la región, que muestra una total coherencia entre la dirección media de estiramiento regional (ENE-WSW) y el campo de esfuerzos extensional.

Palabras clave: falla activa, tasa de movimiento, extensión neógeno-cuaternaria, esfuerzos intraplaca, *doming*,

Abstract: A synthesis of the main results of studies on recent extensional faults in the central-eastern Iberian Chain, carried out by our research group during the last two decades, is presented. It concerns faults that bound or cut the Neogene-Quaternary Teruel, Jiloca and Calatayud basins, which have undergone decametre- to hectometre-scale slip since the Late Pliocene and, most of them, show evidence of Pleistocene activity. They have been investigated using structural, morphotectonic and paleoseismological methods, allowing characterizing their geometry, transport direction, slip rate and seismogenic potential. Long-term and short-term fault slip rates are critically compared, evidencing a tendency to increase along Neogene-Quaternary times: 0.05–0.15 mm/a (average: 0.08 mm/a) for the last 3.8–3.5 Ma, while 0.05–0.36 mm/a (average: 0.21 mm/a) for the Late Pleistocene-Holocene. A model of bulk strain for the regional crust is proposed by integrating such data, the inferred average stretching direction (ENE-WSW) showing full consistence with the regional extensional stress field.

Key words: active fault, slip rate, Neogene-Quaternary extension, intraplate stress, *doming*.

Introducción

A pesar de tratarse de un área de sismicidad moderada, en la Cordillera Ibérica se han descrito y caracterizado en las últimas dos décadas numerosas fallas activas durante el Plioceno superior-Cuaternario. Su conocimiento es indispensable para definir las fuentes sísmicas de cara a una evaluación rigurosa de la peligrosidad sísmica de la región.

El objetivo de este trabajo es caracterizar, de una forma global, la actividad plio-cuaternaria de las fallas que enmarcan las cuencas de Calatayud, Jiloca y Teruel y situarla en su contexto geodinámico. Para ello utilizaremos los resultados más relevantes de las investigaciones realizadas por nuestro grupo en las últimas dos décadas, que sintetizamos en la Tabla 1.

El conocimiento de dichas fallas y de su evolución proviene de numerosos trabajos de cartografía geológica y geomorfológica, estudios estructurales sobre geometría y cinemática de fallas, análisis morfotectónico (cartografía de superficies de erosión, morfometría de escarpes de falla), análisis de paleoesfuerzos (reconstrucción del campo de esfuerzos bajo el que las fallas se han activado) y estudio paleosismológico en trincheras.

Marco geológico

La Cordillera Ibérica es una cadena intraplaca formada durante el Cenozoico como consecuencia de

la inversión tectónica positiva de cuencas sedimentarias mesozoicas. Sus sectores central y oriental experimentan, a partir del inicio del Mioceno superior, una nueva deformación extensional ligada al *rifting* del Surco de Valencia. Se activan importantes fallas tanto longitudinales (NO-SE a NNO-SSE) como oblicuas (N-S a NNE-SSO) a la cadena (Fig. 1a), muchas de ellas producto de la inversión negativa de fallas contractivas anteriores. En este proceso puede distinguirse una primera etapa (Mioceno superior-Plioceno inferior), dominada por una extensión uniaxial ESE-ONO, y una segunda (Plioceno superior-Cuaternario) de extensión radial o multidireccional (Simón, 1982, 1989; Ezquerro *et al.*, 2020).

En paralelo, el relieve de la Cordillera Ibérica centro-oriental experimenta una evolución cuyos hitos principales son extensas superficies de aplanamiento escalonadas. La principal de ellas es la *Superficie de Erosión Fundamental* (SEF), que en trabajos recientes ha sido dividida en tres subniveles (SEF1, SEF2 y SEF3) con presencia generalizada en todos los márgenes de cuenca y acotados en edades entre 3,8 y 3,5 Ma (Simón-Porcar *et al.*, 2019; Ezquerro *et al.*, 2020). Fuera de las cuencas sedimentarias (en ausencia, por tanto, de marcadores estratigráficos) estas superficies constituyen excelentes marcadores geomorfológicos de la deformación, útiles para calcular los desplazamientos verticales de las fallas activadas durante la etapa extensional plio-cuaternaria.

Geometría y cinemática de las fallas principales

Las fallas extensionales de dirección NO-SE a NNO-SSE predominan en el sector central de la cadena, delimitando o cortando las cuencas neógenas de Calatayud y Jiloca (Fig. 1a). Las más importantes son las fallas o zonas de falla de Río Grío-Pancrudo, Munébrega-Gallocanta, Daroca-Calamocha, Sierra Palomera y Conclud. Las de dirección N-S a NNE-SSW, más coherentes con la extensión ligada al *rifting* de Valencia, predominan en el sector oriental. Las principales se encuentran en los márgenes y en el interior de la Cuenca de Teruel (fallas de la Sierra de El Pobo, Peralejos, Cabigordo, Tortajada, Teruel, La Hita, Aldehuela-Mas del Olmo y Ademuz) y en el sistema de fosas del Maestrat. La mayoría de estas fallas presentan sus bloques hundidos al oeste, haciendo que las cuencas del Jiloca y Teruel sean prácticamente estructuras en semigraben. Sólo en el sector más oriental (Maestrat y Sector Levantino) abundan las fallas que hunden los bloques al E, escalonando el relieve hacia el Mediterráneo, de manera que entre ambos sistemas extensionales emergen los macizos de Gúdar-El Pobo-Javalambre para dar las mayores altitudes en este sector de la cadena. Con carácter mucho más local, aparecen asimismo otras fallas de dirección próxima a E-O (Villar del Salz, Valdecebro, Cascante).

Las fallas estudiadas por nuestro grupo en las últimas dos décadas, y en las que se centra esta síntesis, son las incluidas en la Tabla 1 (ver referencias bibliográficas principales en la misma). Son fallas con longitudes del orden de 10^1 km y buzamientos en superficie en torno a 70° . El movimiento es siempre próximo a normal puro, con direcciones de transporte del bloque superior hacia SO y OSO, en el caso de las vinculadas a las cuencas de Calatayud y Jiloca, o hacia O y ONO, en la cuenca de Teruel. Los saltos máximos registrados durante el Plioceno superior-Cuaternario, usando como marcadores los subniveles de la SEF (3,8–3,5 Ma), son del orden de 10^2 m, arrojando tasas netas de movimiento a largo plazo de entre 0,05 y 0,15 mm/a (media: 0,08 mm/a). La mayoría de las estructuras han evidenciado también actividad recurrente durante el Cuaternario. En algunos casos, han podido así estimarse tasas a corto plazo (particularmente en el Pleistoceno superior), que sistemáticamente muestran valores superiores (0,05–0,36 mm/a; media: 0,21 mm/a) a los promediados a largo plazo.

Otras fallas NO-SE reseñables en el sector central de la cadena son la de Daroca, que se prolonga hacia el NO de la falla de Calamocha formado con ella un relevo diestro, y la de Munébrega-Gallocanta, que delimita el graben-polje de Gallocanta (Gutiérrez *et al.*, 2009). Ambas registran también actividad cuaternaria, aunque con tasas estimadas (0,02–0,06 mm/a; Gutiérrez *et al.*, 2020) menores que las reseñadas en el Tabla 1. En el sector oriental, las fallas del Maestrat presentan una orientación persistente NNE-SSO. Las mejor documentadas son las fallas de Rambla de la Viuda, Talaies, Xivert, Torreblanca e Irta, con saltos aproximados post-SEF de entre 200 y 600 m (tasas a largo plazo de 0,05–0,15 mm/a). El análisis morfotectónico y las evidencias geológicas sugieren que, al contrario de lo que ocurre en las fosas del Jiloca y Teruel, su actividad tiende a disminuir durante el Cuaternario (Perea, 2006; Simón *et al.*, 2013).

Discusión

La deformación extensional en la Cordillera Ibérica centro-oriental muestra una zonificación desde el interior hacia la costa mediterránea (Fig. 1a). Las fallas que enmarcan o cortan las cuencas de Calatayud y Jiloca tienen dirección dominante NO-SE, longitudinal a la cadena, y son producto de la inversión negativa de estructuras contractivas anteriores. Las que controlan la cuenca de Teruel son más próximas a N-S y presentan, como las anteriores, saltos verticales de orden hectométrico durante el Plioceno superior-Cuaternario. En el entorno de Teruel confluyen y coexisten ambos sistemas de fallas mostrando una cinemática variable, con direcciones de transporte tanto hacia el OSO como hacia ONO. Finalmente, las fallas del sistema de fosas del Maestrat se orientan NNE-SSO y tienen direcciones de transporte contenidas en un plano de movimiento E-O.

Esa heterogeneidad espacial de la deformación, aunque puede estar condicionada por la herencia estructural, parece relacionarse sobre todo con variaciones espaciales y temporales del campo de esfuerzos. La multiplicidad de direcciones de fracturación se ve favorecida por el régimen de extensión radial que domina en el Plioceno superior-Cuaternario (Simón, 1982). Sin embargo, el análisis de la fracturación a escala mesoestructural muestra una cierta anisotropía horizontal de la extensión. Hacia el interior de la cadena prevalece en ese periodo una extensión ENE-OSO (Arlegui *et al.*, 2005). A escala

Falla / zona de falla	Salto neto máximo (m)	Dirección de transporte	Tasa neta largo plazo (3.8-3.5 Ma) (mm/a)	Tasa neta corto plazo (Pleistoceno superior) (mm/a)	Referencia
1 Río Grío-Pancrudo	260 – 325	N235°E	0,07 – 0,09	0,3 – 0,36 (desde 67 ka)	Peiro y Simón (2022)
2 Calamocha	190 – 230	N234°E	0,05 – 0,06	0,1 – 0,3 (95 a 70 ka)	Simón <i>et al.</i> (2022)
3 Sierra Palomera	330 – 480	N230°E	0,09 – 0,15		Peiro <i>et al.</i> (2022)
4 Conclud	255 – 290	N220°E	0,07 – 0,08	0,29 (desde 74 ka)	Lafuente <i>et al.</i> (2011, 2014), Simón <i>et al.</i> (2016)
5 Sierra de El Pobo	380 – 520	N260°E	0,10 – 0,14		Ezquerro <i>et al.</i> (2020)
6 Peralejos	520	N295°E	0,14		Ezquerro <i>et al.</i> (2020)
7 Cabigordo	180		0,05		Ezquerro <i>et al.</i> (2020)
8 Tortajada	260	N315°E	0,07		Ezquerro <i>et al.</i> (2020)
9 La Hita	250		0,07		Ezquerro <i>et al.</i> (2020)
10 Teruel	270	N275°E	0,07	0,18 – 0,20 (desde 46 ka)	Simón <i>et al.</i> (2017)
11 Valdecebro	190	N202°E	0,05	0,05 – 0,07 (desde 142 ka; sobre una rama de falla)	Simón <i>et al.</i> (2019)

Tabla 1.- Resumen de parámetros cinemáticos de las principales fallas estudiadas en el sistema de cuencas extensionales de Teruel-Jiloca-Calatayud. Todos ellos están referidos al periodo de actividad constatada: Plioceno superior-Pleistoceno.

Table 1.- Summary of kinematical parameters of the main studied faults in the Teruel-Jiloca-Calatayud extensional system. All of them refer to the period of evinced activity: Late Pliocene-Pleistocene.

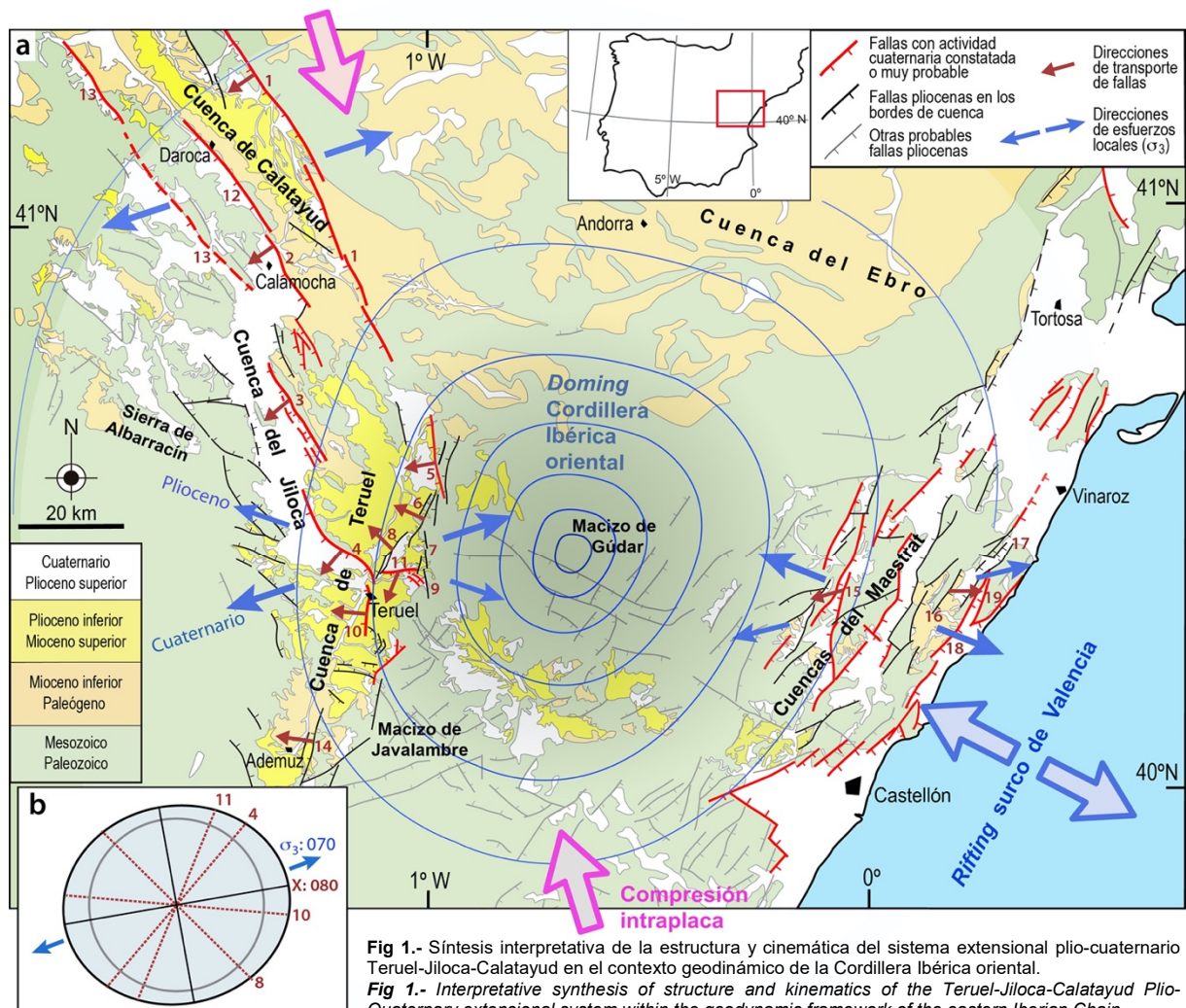
macroestructural, la propia fosa del Jiloca revela también esa dirección de esfuerzos remotos (Simón, 1989): aunque está controlada por fallas NO-SE paralelas a las estructuras contractivas principales de la Cordillera, éstas se disponen oblicuas y en relevo diestro, de manera que el eje del graben es NNO-SSE, paralelo a las trayectorias del esfuerzo máximo horizontal (S_{Hmax}). Liesa *et al.* (2019) sugieren que esa extensión dominante ENE-OSO en la región de Teruel se consolida realmente en el Pleistoceno, mientras que en el Mio-Plioceno prevalece una extensión ESE-ONO. En el sector más oriental (Maestrat), la dirección preferente de σ_3 es la ESE-ONO, si bien se registra asimismo un máximo secundario ENE-OSO similar al del interior (Simón, 1982).

Debido a esa heterogeneidad, no es viable elaborar un modelo simple de la deformación cortical de toda la región. Sin embargo, sí puede ensayarse un modelo semicuantitativo 2D para el entorno inmediato de Teruel, donde cuatro fallas bien conocidas (Concud, Teruel, Valdecebro y Tortajada) confluyen y acomodan casi la totalidad de la deformación. Integrando los vectores de estiramiento horizontal obtenidos a partir del salto neto y la dirección de transporte de cada una de ellas, puede construirse una elipse de deformación horizontal virtual (Fig. 1b, sin escala) cuyo eje X ($N080^{\circ}E$) se halla curiosamente muy próximo al eje σ_3

promedio ($N070^{\circ}E$) inferido por Arlegui *et al.* (2005) y Liesa *et al.* (2019).

La heterogeneidad se debe a la combinación de varios mecanismos geodinámicos que se solapan en la región. El más obvio es el proceso de *rifting* del vecino Surco de Valencia, que explica la dirección de extensión ESE (ortogonal al eje del mismo) vigente en la primera etapa extensiva mio-pleiocena; ésta se atenúa más tarde en Teruel y persiste, sin embargo, en el Maestrat. El segundo es la compresión NNO-SSE que se transmite al interior de la Placa Ibérica desde el margen bético, manifestada en las trayectorias de S_{Hmax} que controlan el rumbo de la fosa del Jiloca y perduran hasta la actualidad (Herraiz *et al.*, 2000). Finalmente, el carácter radial o multidireccional de la extensión es compatible con un proceso de abombamiento o *doming* cortical asociado al propio *rifting* del surco de Valencia, mecanismo que ha sido postulado a partir de datos morfotectónicos y geofísicos (Simón, 1982; Scotti *et al.*, 2014).

Este sistema extensivo heterogéneo evoluciona en el tiempo, propagándose desde el eje del *riff* hacia el interior de la Península. Las edades en que se inicia el desarrollo de las fosas son progresivamente más recientes de este a oeste: Mioceno inferior en el Maestrat, Mioceno superior en Teruel, Plioceno en el Jiloca. Por otro lado, partiendo de tasas de movimiento



similares en toda la región en el Plioceno, la actividad tiende a disminuir durante el Cuaternario en el sistema extensional del Maestrat (también en las Catalánides; Perea, 2006) mientras aumenta en Teruel. Todo ello cabe interpretarlo como consecuencia de variaciones en la forma de operar y combinarse esos mecanismos geodinámicos (propagación de la deformación extensional hacia el interior de la Península, progresión del *doming* cortical, posibles cambios de intensidad en la compresión intraplaca), así como por factores internos del sistema extensional (gradual coalescencia de los segmentos de falla).

Conclusiones

La actividad conjunta de las fallas extensionales plio-cuaternarias en la Cordillera Ibérica centro-oriental revela un régimen de deformación general de la corteza caracterizado como un estiramiento multidireccional. Dicho estiramiento es heterogéneo en el espacio y en el tiempo, reflejando combinaciones variables de tres componentes del campo de esfuerzos regional originados por sendos mecanismos geodinámicos (Fig. 1a): (i) extensión ESE-ONO ligada al *rifting* en el surco de Valencia, que es dominante en el sector más oriental de la cadena, sobre todo en el Mio-Plioceno; (ii) *doming* que afecta a la corteza de la Cordillera Ibérica centro-oriental cortical desde el Plioceno, que induce un campo de extensión radial o multidireccional y probablemente intensifica la actividad de las fallas durante el Cuaternario en el sector central; (iii) compresión intraplaca NNO-SSE relacionada con el empuje de la Placa Africana, que determina la orientación dominante de las trayectorias de extensión en ese sector central y favorece la activación de las fallas longitudinales. A lo largo del Plioceno-Cuaternario, la propagación del *rifting* hacia el interior de Iberia y el influjo creciente del *doming* pueden explicar la aceleración registrada en el movimiento en las fallas principales de Teruel mientras se atenúa el de las fallas del margen del Surco de Valencia.

Agradecimientos

El trabajo ha sido financiado por el proyecto PID2019-108705-GB-I00 (Agencia Estatal de Investigación) y el grupo de investigación Geotransfer (E32_20R, Gobierno de Aragón). A. Peiro disfruta un contrato FPU (FPU17/02470) del Gobierno español.

Referencias

Arlegui, L.E., Simón, J.L., Lisle, R.J., Orife, T., 2005. Late Pliocene-Pleistocene stress field in the Teruel and Jiloca grabens (eastern Spain): contribution of a new method of stress inversion. *J. Struct. Geol.*, 27: 693-705.

Ezquerro, L., Simón, J.L., Luzón, A., Liesa, C.L., 2020. Segmentation and increasing activity in the Neogene-Quaternary Teruel Basin rift (Spain) revealed by morphotectonic approach. *J. Struct. Geol.* 135. 104043.

Gutiérrez, F., Masana, E., González, Á., Lucha, P., Guerrero, J., McCalpin, J.P., 2009. Late Quaternary paleoseismic evidence on the Munébrega half-graben fault (Iberian Range, Spain). *Intern. J. Earth Sci.*, 98: 1691-1703.

Gutiérrez, F., Moreno, D., López, G. I., Jiménez, F., del Val, M., Alonso, M. J., Martínez-Pillado, V., Guzmán O., Martínez, D., Carbonel, D., 2020. Revisiting the slip rate of Quaternary faults in the Iberian Chain, NE Spain. Geomorphic and seismic-hazard implications. *Geomorphology*, 363: 107233.

Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo-Ñaupari, R., Giner, J., Simón, J.L., González-Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuéndez, J.I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A.L., Ramírez, M., Lucini, M., 2000. The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, 19: 762-786.

Lafuente, P., Arlegui, L.E., Liesa, C.L., Simón, J.L., 2011. Paleoseismological analysis of an intraplate extensional structure: the Conclud fault (Iberian Chain, Spain). *Intern. J. Earth Sci.*, 100: 1713-1732.

Lafuente, P., Arlegui, L.E., Liesa, C.L., Pueyo, Ó., Simón, J.L., 2014. Spatial and temporal variation of paleoseismic activity at an intraplate, historically quiescent structure: the Conclud fault (Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, 632: 167-187.

Liesa, C.L., Simón, J.L., Ezquerro, L., Arlegui, L.E., Luzón, A., 2019. Stress evolution and structural inheritance controlling an intracontinental extensional basin: the central-northern sector of the Neogene Teruel Basin. *J. Struct. Geol.*, 118: 362-376.

Peiro, A., Simón, J.L., 2022. The Río Grío-Pancrudo Fault Zone (central Iberian Chain, Spain): recent extensional activity revealed by drainage reversal. *Geol. Mag.*, 159: 21-36.

Peiro, A., Simón, J.L., Arlegui, L.E., Ezquerro, L., García-Lacosta, A.I., Lamelas, M.T., Liesa, C.L., Luzón, A., Martín-Bello, L., Pueyo-Anchuela, Ó., Russo, N., 2022. Hanging-wall deformation at the active Sierra Palomera extensional fault (Jiloca basin, Spain) from structural, morphotectonic, geophysical and trench study. *Tectonophysics*, 828: 229274.

Perea, H., 2006. *Falles actives i perillositat sísmica al marge nord-occidental del solc de Valencia*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona.

Scotti, V.N., Molin, P., Faccenna, C., Soligo, M., Casas-Sainz, A., 2014. The influence of surface and tectonic processes on landscape evolution of the Iberian Chain (Spain): Quantitative geomorphological analysis and geochronology. *Geomorphology*, 206, 37-57.

Simón, J.L., 1982. *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza.

Simón, J.L., 1989. Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *J. Struct. Geol.*, 11: 285-294.

Simón, J.L., Pérez, A.J., Calvo, A., 2013. Tectonic beheading of fluvial valleys in the Maestrat grabens (eastern Spain): Insights into slip rates of Pleistocene extensional faults. *Tectonophysics*, 593: 73-84.

Simón, J.L., Arlegui, L.E., Ezquerro, L., Lafuente, P., Liesa, C.L., Luzón, A., 2016. Enhanced paleoseismic succession at the Conclud Fault (Iberian Chain, Spain): new insights for seismic hazard assessment. *Natural Hazards*, 80: 1967-1993.

Simón, J.L., Arlegui, L.E., Ezquerro, L., Lafuente, P., Liesa, C.L., Luzón, A., 2017. Assessing interaction of active extensional faults from structural and paleoseismological analysis: The Teruel and Conclud faults (eastern Spain). *J. Struct. Geol.*, 103: 100-119.

Simón, J.L., Ezquerro, L., Arlegui, L.E., Liesa, C.L., Luzón, A., Medialdea, A., García, A., Zarazaga, D., 2019. Role of transverse structures in paleoseismicity and drainage rearrangement in rift systems: the case of the Valdecebro fault zone (Teruel graben, eastern Spain). *Intern. J. Earth Sci.*, 108: 1429-1449.

Simón, J.L., Peiro, A., Martín-Bello, L., Arlegui, L.E., Ezquerro, L., Luzón, A., Medialdea, A., Corral, B., Liesa, C.L., 2022. Recent activity and paleoseismicity of the Calamocho fault (Jiloca graben, central Iberian Chain). Submitted to *Intern. J. Earth Sci.*

Simón-Porcar, G., Simón, J.L., Liesa, C.L., 2019. La cuenca neógena extensional de El Pobo (Teruel, Cordillera Ibérica): sedimentología, estructura y relación con la evolución del relieve. *Rev. Soc. Geol. España*, 32: 17-42.



NEW INSIGHTS INTO FAULT SYSTEMS OF THE BURGALESA PLATFORM REVEALED BY SEISMIC MONITORING AT THE HONTOMÍN TECHNOLOGY DEVELOPMENT PLANT (BURGOS, SPAIN)

A. Sánchez de la Muela¹, A. Ramos², J. M. Marín¹, R. Pérez-López²,
J. F. Mediato², M.A. Rodríguez-Pascua²

¹ Avenida del Presidente Rodríguez Zapatero, s/n, 24492 Cubillos del Sil (León), Spain. almuneda.sanchez@ciuden.es; ja.marin@ciuden.es

² Instituto Geológico y Minero de España (IGME - CSIC), Madrid, Spain. a.ramos@igmes.es; r.perez@igme.es; jf.mediato@igme.es; ma.rodriguez@igme.es

Abstract: The seismic monitoring of the Hontomín CO₂ geological storage pilot plant, located in Burgos (northern Spain) and operated by CIUDEN, has provided remarkable insights into the structure of the site, within the Burgalesa Platform. Beyond the geological and geophysical studies previously executed for the Hontomín facility, this work presents high-resolution instrumental seismicity data acquired by a local network in the study area for the first time. The analysis of this dataset yields novel constraints on subsurface fault distribution and kinematics, while it is a valuable contribution to understand the interaction of fluids with rocks and faults in the context of CO₂ geological storage.

Keywords: micro-seismicity, seismic monitoring, CO₂ storage

Introduction

In 2011, Fundación Ciudad de la Energía (CIUDEN) started to build the first and only CO₂ geological storage pilot plant of Spain, in Hontomín (Burgos), located in the Burgalesa Platform, a fold belt in the Southern Basque-Cantabrian Basin (Ramos *et al.*, 2022). As a key test facility to the European Parliament and being part of a full chain Carbon Capture and Storage (CCS) project, the Hontomín pilot plant was developed to demonstrate

the feasibility to host 100000 tons of CO₂ in a deep saline aquifer emplaced in fractured Jurassic carbonates (De Dios *et al.*, 2016). After the construction of the pilot plant, the reservoir's hydraulic characterization phase was carried out involving the injection of 14000 m³ of brine (salt saturated water) and 2300 tons of CO₂ (De Dios *et al.*, 2017).

To ensure safety during operations, seismicity has been monitored in the vicinity of the Hontomín pilot plant since 2011 through a network of 30 3-component

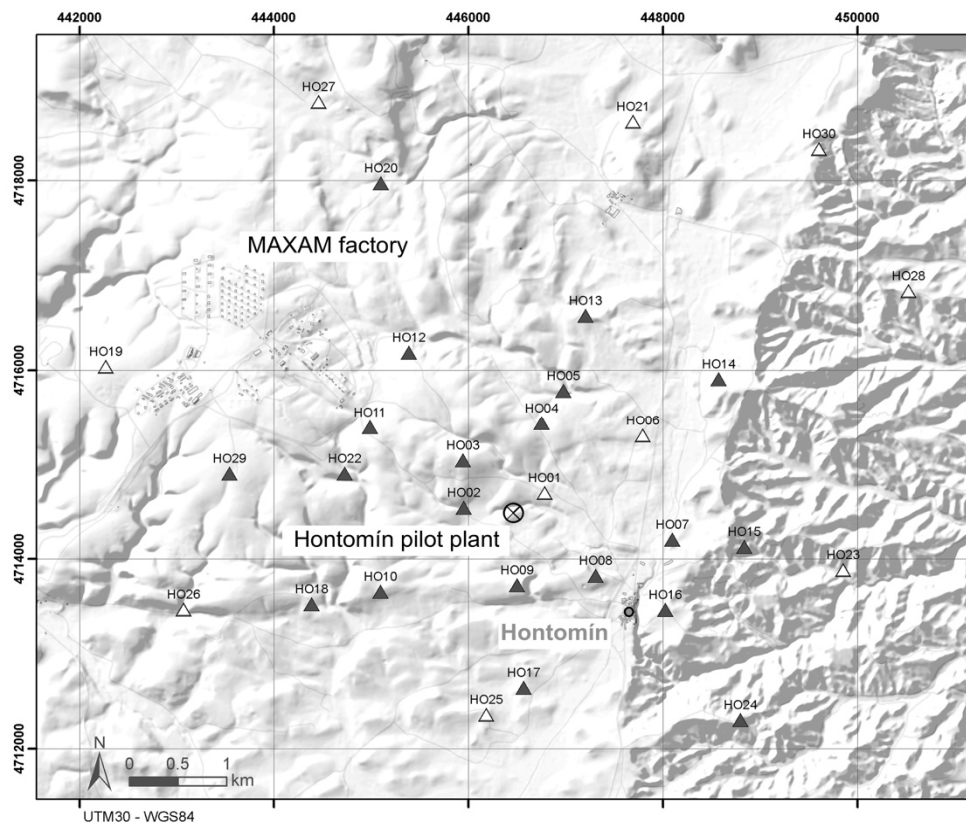


Fig. 1.- Hontomín seismic network (HO) stations distribution, edited from Ugalde *et al.* (2013). Hontomín urban center and the Hontomín CO₂ storage pilot plant are highlighted with a grey dot and a black crossed circle, respectively. The facilities of the MAXAM factory in the western side of the map is also shown. Seismic stations are represented by triangles, with different colors showing different sensor models. White triangles are used for Lennartz sensors, and the black ones correspond to SARA sensors.

seismometers (Ugalde *et al.*, 2013) disposed radially around the injection well (Fig. 1). An automatic seismic event detector system was set for this network and it detected only one seismic event during an injection test, after which a bottom hole pressure control system was installed to reinforce injection security. In this work, the raw seismicity data have been further inspected to understand the origin of seismic activity and contribute to improve deformation monitoring in CO₂ geological storage projects, within the scope of the SENSE (Assuring integrity of CO₂ Storage sites through ground surface monitoring) research project of the ERA-NET ACT programme.

Data and methods

This study focusses on the revision of seismicity data acquired by the Hontomín seismic network (henceforth HO network) during the first stage of the reservoir hydraulic characterization achieved in 2014. During this

period, several stations were out of service lessening the network to almost half of its original size. The data obtained from all operative stations have been processed through different steps. First, the data have been visually inspected to manually detect any signal related to seismic activity. Then, the onsets of seismic phases have been used together with a local velocity model to locate the hypocenters of the detected seismicity. Based on the maximum amplitude of the registered S-waves, the earthquakes' local magnitude has been also estimated. Finally, the focal mechanisms of the seismic events occurred inside the network area have been determined using the first-motion polarity of P-waves.

Seismic activity during the hydraulic characterization of the Hontomín reservoir

The HO network registered abundant anomalous ground motion during July and September 2014. Most

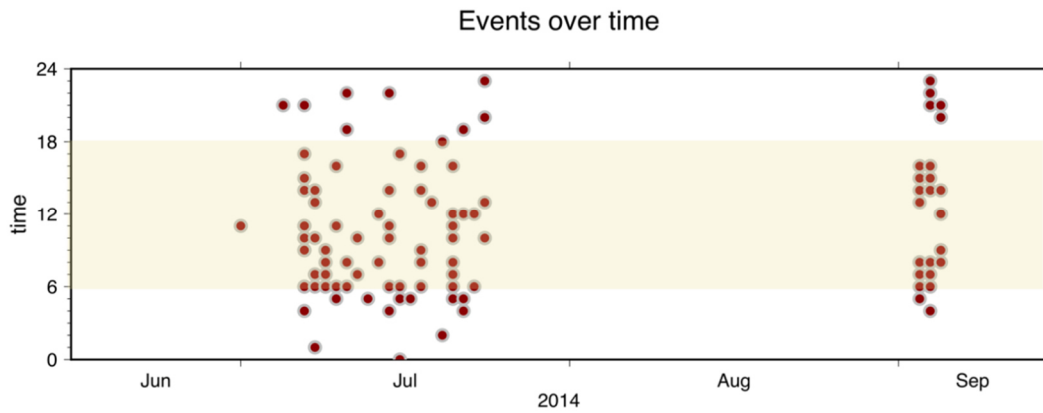


Fig. 2.- Events detected over time. The light orange box highlights daytime (6 am – 6 pm), when most of the events were detected

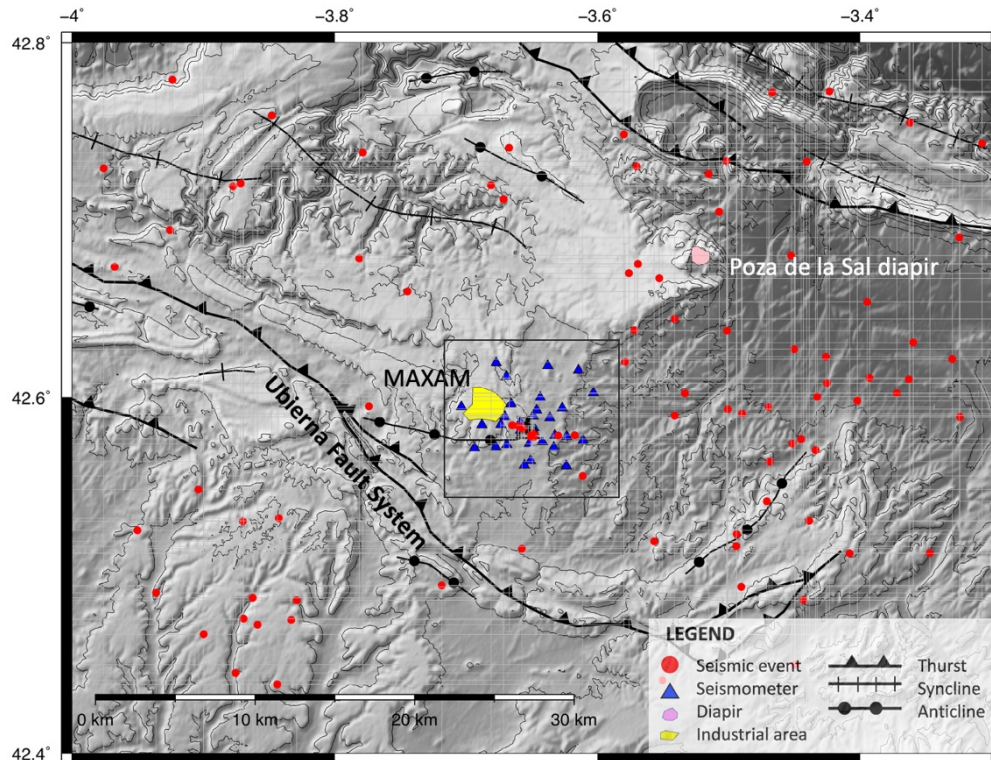


Fig. 3.- Regional seismicity map with SRTM1 30m DEM in the background. Epicenters are shown as red dots with horizontal location errors represented by the grey NS and EW bars. The black inset highlights the location of the Hontomín (HO) seismic network (Fig. 1).

of such activity occurred during daytime hours suggesting a strong influence of anthropogenic activities (Fig. 2), such as the controlled explosions performed by the MAXAM explosives factory, which is located very close to the Hontomín pilot plant (Fig. 1). Moreover, the bulk of these seismic events took place outside of the area covered by the HO network (Fig. 3), where the capability to solve the location of sources is very limited due to the network configuration.

Nevertheless, there was some local micro-seismicity registered near the injection well during July and September 2014 and temporally associated with injection tests. So far, we detected 16 micro-seismic events ($-1M_L - 0.4M_L$) within the network coverage by manually inspecting the recorded seismograms. The preliminary focal mechanisms of these events appear to be consistent with the fault kinematics expected for the area of study and the Ubierna Fault System (Pérez-López *et al.*, 2020), which is the largest tectonic structure close to the Hontomín pilot plant.

Conclusions

The seismic monitoring accomplished in the Hontomín pilot plant demonstrates that surface networks are able to detect micro-seismicity. This is dependent on the number of stations, the type of sensors and their distribution, but it means that surface seismometers are highly valuable tools to be considered for deformation monitoring in CO₂ storage sites.

The results obtained in this work show that the changes in pore fluid pressure or high fluid flow rates associated with brine/CO₂ injection along rock units and/or faults might promote micro-seismic events.

The seismic activity recorded in Hontomín is a unique piece of information on the fault systems of the Burgalesa Platform, both in terms of fault location and/or geometry and faulting mechanisms.

Acknowledgements

The research presented in this manuscript was fulfilled in the framework of the SENSE international research project, funded by the ERA-NET ACT programme (Project No 294766) and nationally managed by the State Research Agency of Spain (Agencia Estatal de Investigación, AEI) under the project reference AEI/10.13039/501100011033.

References

- De Dios, J.C., Delgado, M.A., Marín, J.A., Martínez, C., Ramos, A., Salvador, I., Valle, L., 2016. Short-term effects of impurities in the CO₂ stream injected into fractured carbonates. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 54, 727–736.
- De Dios, J.C., Delgado, M.A., Martínez, C., Ramos, A., Álvarez, I., Marín, J.A., Salvador, I., 2017. Hydraulic characterization of fractured carbonates for CO₂ geological storage: Experiences and lessons learned in Hontomín Technology Development Plant. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 58, 185–200.
- Pérez-López, R., Mediato, J.F., Rodríguez-Pascua, M.A., Giner-Robles, J.L., Ramos, A., Martín-Velázquez, S., Martínez-Orío, R., Fernández-Canteli, P., 2020. An active tectonic field for CO₂ storage management: the Hontomín onshore case study (Spain). *Solid Earth*, 11, 719–739.
- Ramos, A., García-Senz, J., Pedrera, A., Ayala, C., Rubio, F., Peropadre, C., Mediato, J.F., 2022. Salt control on the kinematic evolution of the Southern Basque-Cantabrian Basin and its underground storage systems (Northern Spain). *Tectonophysics*, 822, 229178.
- Ugalde, A., Villaseñor, A., Gaité, B., Casquero, S., Martí, D., Calahorrano, A., Marzán, I., Carbonell, R., Pérez Estaún, A., 2013. Passive Seismic Monitoring of an Experimental CO₂ Geological Storage Site in Hontomín (Northern Spain). *Seismological Research Letters*, 84, 1, 1–10.



¿SE PUEDE ASOCIAR LA SISMICIDAD CON LAS FALLAS EN EL NO PENINSULAR?

Can seismicity and faults be matched in the NW of the Iberian Peninsula?

F. Martín González¹, C. Crespo-Martín¹, S. González-Muñoz¹

¹ Área de Geología - ESCET, TECVOLRISK Research Group, Universidad Rey Juan Carlos. C/Tulipán s/n, Móstoles, 28933, Madrid, Spain. fidel.martin@urjc.es, cristina.crespo@urjc., sandra.gonzalezmu@urjc.es.

Resumen: En el NO de Iberia se registra actividad sísmica intraplaca y se identifican fallas con actividad cuaternaria. Sin embargo, no existe un consenso sobre cuáles son las fallas sismogénicas responsables de esta sismicidad. Esto es debido a la gran heterogeneidad de los datos (p.ej. métodos de cálculo de los mecanismos focales y de localización de eventos) y a las bajas tasas de deformación, que compiten con grandes tasas de erosión antrópica. Por estos motivos, incluso para un mismo evento, se encuentran interpretaciones diferentes. En este estudio preliminar se ha homogeneizado y relocalizado el catálogo sísmico, además de seleccionarse sólo los mecanismos focales calculados por inversión del tensor de momento sísmico. Estos resultados muestran que las fallas responsables de esta sismicidad pertenecen a los sistemas de fallas NNE-SSW de desgarre sinistral, fallas normales de dirección N-S y NW-SE y fallas de desgarre dextral E-W situadas en el mar. Todas estas fallas serían estructuras heredadas, principalmente alpinas y tardi-variscas que se reactivan bajo el tensor de esfuerzos actual y, por tanto, algunas de ellas tienen cinemáticas diferentes a las originales.

Palabras clave: sismotectónica, sismicidad intraplaca, NO Iberia, región continental estable

Abstract: *In the NW of the Iberian Peninsula intraplate seismic activity is recorded and Quaternary active faults have been identified. However, there is no consensus on the seismogenic faults responsible for the seismicity. The reason is the great heterogeneity of the data (e.g., methods for determining focal mechanism or epicentral locations), and the low deformation rates competing with high rates of anthropic erosion. For these reasons, even for the same event there are different interpretations. In this preliminary study, the seismic catalogue has been homogenized and relocated, and the focal mechanisms calculated by seismic moment tensor inversion have been selected. The outcomes show that the seismogenic faults belong to NNE-SSW left-lateral strike-slip fault systems, N-S and NW-SE normal faults and E-W right-lateral strike-slip faults located offshore. These faults are previous, inherited structures (mainly alpine and late Variscan) reactivated under the current stress regime and, therefore, some of them with kinematics different from the original ones.*

Key words: *seismotectonics, intraplate seismicity, NW Iberia, stable continental region (SCR)*

Introducción

El NW de la Península Ibérica se considera una región intraplaca, localizada a más de 1000 km del actual borde placa sísmicamente activo, el de la Placa Euroasiática (ubicado en el sur de Iberia). A pesar de esto, la región registra una moderada actividad sísmica intraplaca que incluso obligó a revisar los Códigos de Construcción (NCSE, 2002; Martín-González *et al.*, 2012). Por esta razón esta región es una excelente oportunidad para estudiar la sismicidad intraplaca, que además ha atraído el interés de la comunidad científica en los últimos años (p. ej., Martínez-Díaz *et al.*, 2006; Martín-González *et al.*, 2012; López-Fernández *et al.*, 2018; Crespo-Martín *et al.*, 2021).

A pesar de la sismicidad reciente y de los terremotos históricos documentados (Crespo-Martín *et al.*, 2018), en esta región intraplaca las fallas sismogénicas siguen siendo poco conocidas. Esto es debido a las bajas tasas de deformación y a la notable modificación antrópica de los marcadores geomorfológicos, lo cual dificulta identificar y estudiar las fallas sismogénicas (p.ej. Cabral, 1989; Martín-González *et al.*, 2012). Además, la baja frecuencia de los terremotos y las magnitudes instrumentales bajas y moderadas hacen que el análisis de los catálogos de terremotos sea complejo (e.g. González, 2017; Crespo-Martín y Martín-González, 2021). Esta actividad sísmica se ha asociado a todo tipo de sistemas de fallas en la literatura, desde normales a inversas en todo tipo de orientaciones. El principal motivo es la gran variedad de soluciones de los mecanismos focales,

que incluso llegan a ser contradictorias para un mismo evento, y a la baja precisión en la localización de los epicentros, que impide identificar alineaciones de la sismicidad (. Sin embargo, en las últimas décadas el catálogo sísmico ha mejorado significativamente tras la actualización de la red sísmica de las estaciones del IGN a banda ancha en 2002 (Instituto Geográfico Nacional, 1999; González, 2017). Estas mejoras en la red hacen muy robusto el registro sísmico instrumental y permiten un análisis sísmico y relocalizaciones más precisas, abriéndose así una gran oportunidad para estudiar esta sismicidad intraplaca.

El objetivo de esta comunicación es realizar un estudio preliminar de los nuevos datos sísmicos y relacionarlos con los sistemas de fallas que presentan evidencias de actividad cuaternaria.

Contexto geológico

El NW de la Península Ibérica está situado en el Macizo Ibérico, un basamento Paleozoico muy deformado por la Orogenia Varisca (Fig. 1a). La siguiente etapa compresiva, Orogenia Alpina (Cenozoico), se desarrolló muy localizada y únicamente causó deformación frágil (p. ej., Alonso y Pulgar, 2004; Martín-González y Heredia, 2011; Martín-González *et al.*, 2012, 2014). Las estructuras alpinas son principalmente reactivaciones de estructuras variscas y tardi-variscas (p. ej., Ribeiro *et al.* 1990; Martín-González *et al.*, 2021), excepto en la parte más occidental de la región estudiada, donde se generaron estructuras N-S durante los episodios de

ruptura de Pangea. El NW de Iberia es la terminación occidental de las estructuras alpinas (del Eoceno medio a Oligoceno inferior) (Martín-González y Heredia, 2011; Martín-González *et al.*, 2014). Después del Mioceno inferior y medio, la deformación migró hacia el sur de Iberia y la región solo sufrió una deformación de campo lejano convirtiéndose en una región de intraplaca. Las estructuras previas, reactivadas bajo el actual campo de esfuerzos (SHmax NW-SE) se han sugerido como las fallas sismogénicas responsables de la sismicidad reciente (Cabral, 1989; Martín-González *et al.*, 2012; López-Fernández *et al.*, 2018).

Sismicidad

A pesar de considerarse una región sísmicamente estable, el NW de la Península Ibérica presenta una sismicidad intraplaca moderada, con terremotos de hasta 5.1 Mw (Lugo, en 1995-1997) y 4.4 Mw (Zamora, en 2003), con una sismicidad histórica que ha llegado a intensidades VIII y X (Crespo-Martín *et al.*, 2018).

La sismicidad se concentra en las provincias de Orense, Pontevedra y en el norte de Portugal, y tiende a ocurrir en agrupaciones (*clusters*), etiquetadas como L1 a L25 (Fig.1). Esta sismicidad contrasta con grandes zonas como la cuenca del Duero, donde no se ha registrado prácticamente ningún evento. La localización que presenta la sismicidad de mayor

magnitud es la de Sarria-Triacastella-Becerreá (L24 en Fig. 1; Martínez-Díaz *et al.*, 2006; Crespo-Martín *et al.*, 2021). Esta es además la localización con mayor número de eventos, que liberó el 48% del momento sísmico de toda la región y ha continuado su actividad desde el año 1995 de forma constante durante más de 25 años (Fig. 1) (Martínez-Díaz *et al.*, 2006; Crespo-Martín *et al.*, 2021).

Los *clusters* se pueden clasificar en secuencias o enjambres sísmicos. Esta clasificación se basa, respectivamente, en la existencia de un terremoto principal y sus réplicas de menor magnitud o, en que no exista un terremoto que destaque sobre los demás. Observamos cómo los enjambres se encuentran sobre todo situados en la provincia de Orense y Pontevedra.

Los cálculos de la ley de Gutenberg-Richter indican que los enjambres de Orense presentan un alto valor del parámetro *b* (uno de los mayores de la península, Amaro-Mellado *et al.*, 2018) mientras que las secuencias presentan valores cercanos a la unidad (Crespo-Martín y Martín-González, 2021).

La sismicidad ha sido relocalizada y el estudio de la distribución espacial de estos *clusters* (Fig. 1) muestra alineaciones NNE-SSO (series de L2, L8, L9, L10, L13 y L18), y NO-SE (L25) y E-O (L5 y L6, localizadas en el mar). El resto de la sismicidad no presenta patrones de orientación espacial claros.

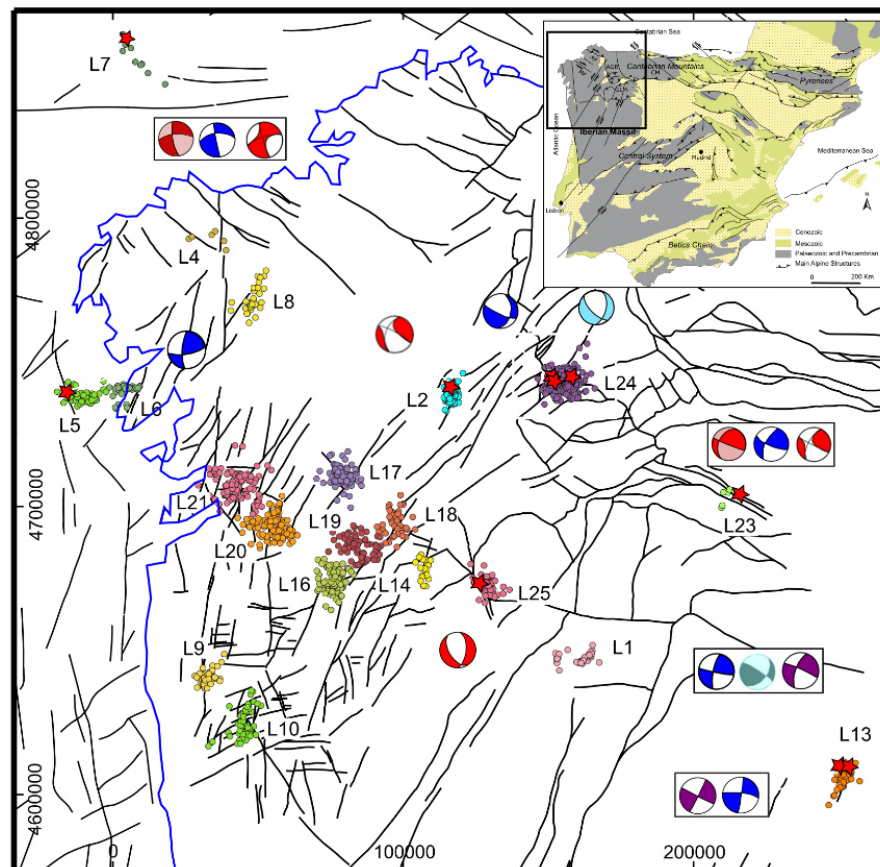


Fig. 1.- A.-Esquema geológico de la Península Ibérica donde se muestra la zona de estudio dentro del Macizo Ibérico. B.-Mapa mostrando los *clusters* sísmicos relocalizados de la zona de estudio (L1 a L25), los mecanismos focales (MT)(Estrella es la localización del MF) (rojo: IGN; azul cian: USGS; rosa: RTCM; Verde: Pondrelli et al., 2007; azul: Stich et al., 2003,2006,2010; púrpura: Rueda-Núñez, 2006) y las principales fallas alpinas de la zona de estudio.

Fig. 1.- A.-Geological sketch of the Iberian Peninsula showing the study area within the Iberian Massif. B.- Map showing the seismic clusters relocated in the study area (L1 to L25), the focal mechanisms (MT)(stars are the FM) (red: IGN; blue cyan: USGS; pink: RTCM; green: Pondrelli et al., 2007; blue:Stich et al., 2003,2006,2010; purple: Rueda-Núñez, 2006) and the Alpine main faults.

Sistemas de fallas con actividad cuaternaria

Como se ha mencionado, la sismicidad en el NW Iberia se ha relacionado con la reactivación de las estructuras heredadas alpinas y tardi-variscas bajo el tensor de esfuerzos actual (p.ej. Martín-González *et al.*, 2012). Estas estructuras cenozoicas en un basamento varisco están poco estudiadas debido a la dificultad para reconocerlas. Por ello, se ha realizado una completa revisión bibliográfica y una síntesis de las principales estructuras alpinas y con actividad cuaternaria, además se ha realizado una cartografía estructural detallada en las regiones donde se localiza la sismicidad.

Sistemas de fallas sinestrales NNE-SSO y NE-SO

Estos sistemas presentan algunas de las fallas más largas del NW de la Península Ibérica (algunas de ellas con más de 300 km de longitud) como los sistemas de fallas Penacova-Regua-Verin y Orense-Monforte (Arthaud y Matte, 1975; Cabral, 1989; Martín-González *et al.*, 2012). Están fuertemente controladas por las fallas tardi-variscas (Arthaud y Matte, 1975; Ribeiro *et al.*, 1990). Estos sistemas de fallas presentan la actividad cuaternaria clara, con tasas de desplazamiento de 0,2–0,5 mm/año y con evidencias paleosísmicas de grandes terremotos ($M > 7$ en la falla de Vilarriça-Bragança (Cabral, 1989; Rockwell *et al.*, 2009).

Sistemas de fallas de desgarre dextral NO-SE y ONO-ESE

Estas estructuras limitan pequeñas cuencas *pull-apart* de edad Oligoceno-Mioceno Inferior (por ej. As Pontes) (Santanach *et al.*, 2005). Presentan actividad cuaternaria y alteración geoquímica reciente relacionada con las fallas (p. ej. en la falla Ferreira, González-Menéndez *et al.*, 2022).

Estructuras variscas arqueadas que se reactivan principalmente en los segmentos de dirección E-O y N-S

Las estructuras variscas son principalmente cabalgamientos arqueados (Arco Astúrico o Ibero-Armoricano que bajo el régimen de esfuerzos actual reactivan los segmentos favorables orientados E-O (p. ej. la Falla de León o Cabalgamiento Basal Cantábrico) (Alonso y Pulgar, 2004; Martín-González y Heredia 2011). Han sido descritas reactivaciones del arco varisco afectando a depósitos cuaternarios (Fernández *et al.*, 2018)

Sistemas de falla N-S

Estas fallas se observan en la parte occidental de la región de estudio (p.ej., falla de Pontevedra). Muestran un trazo muy rectilíneo que indica un buzamiento subvertical, controlando la morfología de los principales valles en la costa oeste. Se ha descrito actividad reciente de estas fallas N-S afectando depósitos cuaternarios (Martín-González *et al.*, 2018).

Fallas normales E-O (offshore)

Fallas normales E-O se han cartografiado en zona marina; muestran trazas muy rectilíneas, que indican

un buzamiento subvertical y los estudios de geofísica *offshore* indican actividad neotectónica (Díaz *et al.*, 2008).

Mecanismos focales

Son numerosos los mecanismos focales publicados para los terremotos de esa región, pero las soluciones son muy variadas e incluso son contradictorias para un mismo evento (ver discusión en Martín-González *et al.*, 2012). Estas discrepancias pueden ser debidas a las importantes diferencias en los métodos de cálculo entre distintos autores (p. ej. polaridad de onda o inversión de tensor momento). Por ello, en este trabajo sólo se han recopilado mecanismos focales calculados por el método de inversión de tensor momento, que ofrece mayor calidad y precisión. Además, sólo se han estudiado los mecanismos focales de los eventos que pertenecen a algún *cluster* para poder compararlos con la distribución espacial del *cluster* sísmico al que pertenecen (previamente relocalizado) y así discriminar el plano nodal.

Con estas restricciones, los mecanismos focales que coincidirían con las alineaciones de *clusters* y los sistemas de fallas activas, indicarían (Fig. 1): fallas NNE-SSO y N-S con cinemática de desgarre sinistral, fallas NO-SE y N-S normales y fallas E-O marinas de desgarre dextral. Estas fallas serían estructuras previas reactivadas con cinemáticas coherentes con el tensor de esfuerzos actual NE-SO.

Conclusiones

A pesar de las diferencias encontradas en la asignación de las fallas sísmogénicas relacionadas con la sismicidad en la literatura, se encuentra que las alineaciones de eventos relocalizados, los sistemas de fallas activos y las soluciones de los mecanismos focales calculados con inversión de momento tensor indican coherentemente, que las fallas sísmogénicas son fallas NNE-SSO y N-S de desgarre sinistral, fallas normales de dirección N-S y NO-SE y fallas de desgarre dextral E-O situadas en el mar. Estas fallas coincidirían con los sistemas de fallas en los que se ha observado evidencias de deformación cuaternaria siendo estructuras previas, principalmente alpinas y tardi-variscas, que se reactivan bajo el régimen de esfuerzos actual y por tanto algunas de ellas con cinemáticas diferentes a las que tenían originalmente en su formación.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por la Comunidad de Madrid y los fondos de la UE [PEJD-2017-PRE/AMB-3472] y contrato predoctoral (PREDOC20-073) de la Universidad Rey Juan Carlos.

Referencias

- Alonso, J.L., Pulgar, J.A., 2004. Estructura alpina de la Cordillera Cantábrica: generalidades. In: Vera, J.A. (Ed.). Geología de España, SGE-IGME, Madrid, pp. 332–343.
- Amaro-Mellado, J. L., Morales-Esteban, A., & Martínez-Álvarez, F., 2018. Mapping of seismic parameters of the Iberian Peninsula by means of a geographic information system. *Central European Journal of Operations Research*, 26(3): 739–758.

- Arthaud, F., Matte, P., 1975. Les décrochements Tardi-Hercyniens du Sud-ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. *Tectonophysics* 25: 139–171.
- Cabral, J., 1989. An example of intraplate neotectonic activity, Vilarica Basin, northeast Portugal. *Tectonics* 8: 285–303. <https://doi.org/10.1029/TC008i002p00285>.
- Crespo-Martín, C., Martín-González, F., Lozano, G. (2018). Revisión y ampliación del catálogo sísmico del noroeste de la Península Ibérica previo a 1755 y sus implicaciones en la actividad intraplaca. *Estudios Geológicos*, 74(2): 1–32. <https://doi.org/10.3989/egeol.43083.477>
- Crespo-Martín, C., Martín-González, F., 2021. Statistical analysis of intraplate seismic clusters: the case of the NW Iberian Peninsula. *Pure and Applied Geophysics*, 178: 3355–3374. <https://doi.org/10.1007/s00024-021-02834-8>
- Crespo-Martín, C., Martín-González, F., Yazdi, P., Hainzl, S., Rincón, M., 2021. Time dependent and spatiotemporal statistical analysis of intraplate anomalous seismicity: Sarria- Triacastela-Becerreá (NW Iberian Peninsula, Spain). *Geophysical Journal International*, 225 (1): 477–493. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa595>
- Díaz J., Gallart J., Gaspà O., Ruiz M., Córdoba D. 2008. Seismicity analysis at the Prestigeoil-tanker wreck área (Galicia Margin, NW of Iberia) *Marine Geology* 249 150–165
- Fernández, F.J. Alonso J.L., Pando L., 2018 Evidencias de actividad tectónica cuaternaria en el occidente de la Zona Cantábrica (Puertos de Marabio, Manto de la Sobia). *Geogaceta*. 64: 3-6
- González, A., 2017. The Spanish National Earthquake Catalogue: Evolution, precision and completeness. *Journal of Seismology*, 21: 435-471. <https://doi.org/10.1007/s10950-016-9610-8>
- González-Menéndez L., Rodríguez García A., Martín-González F., González-Álvarez I., Gallastegui G., A. Suarez-Rodríguez, Quintana L. 2022. Geochemical approach to provenance, weathering, hydrothermal processes and tectonics in a continental basin: The Ferreira basin (NW Spain). *Catena*. 208: 105741 <https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105741>
- IGN, 2022. <https://www.ign.es/web/ign/portal/tensor-momento-sismico/-/tensor-momento-sismico/getBbdd>
- López Fernández, C., Fernandez-Viejo, G., Olona, J., Llana-Funez, S., 2018. Intraplate seismicity in the Northwest Iberia along the trace of the Ventaniella fault: a case for fault intersection at Depth. *Bull. seism. Soc. Am.*, 108: 604–618.
- Martínez- Díaz, J. J., Capote, R., Tsige, M., Villamor, P., Martín-González, F., Arévalo, J. M., 2006. Seismic triggering in a stable continental area: The Lugo 1995–1997 seismic sequences (NW Spain). *Journal of Geodynamics*, 41(4): 440–449.
- Martín-González, F., Antón, L., Insua-Arévalo, J.M., De Vicente, G., Martínez-Díaz, J.J., Muñoz-Martín, A., Heredia, N., Olaiz, A., 2012. Seismicity and potentially active faults in the Northwest and Central-West Iberian Peninsula, *J. Iber. Geol.*, 38: 31–51.
- Martín-González, F., Freudenthal, M., Heredia, N., Martín-Suarez, E., Rodríguez-Fernandez, L.R., 2014. Paleontological age and correlations of the Tertiary of the NW Iberian Peninsula: the tectonic evolution of a broken foreland basin, *Geol. J.*, 49: 15–27.
- Martín-González, F., Heredia, N., 2011. Geometry, structures and evolution of the western termination of the Alpine–Pyrenean orogen relief (NW Iberian Peninsula). *Journal of Iberian Geology*. 37: 102–120. https://doi.org/10.5209/rev_JIGE.2011.v37.n2.1.
- Martín-González, F., Fernández-Lozano J., De Vicente G., Crespo-Martín C., Heredia N., 2021. Role of multiple inherited basement structures on orogen geometry and evolution: Insights from analogue modelling. *Journal of Structural Geology*. 144, 104267 <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104267>
- Martín-González F., Ruano P., Insua-Arévalo J. M., González-Menéndez L., Rodríguez A., Heredia N. 2018. Revisión preliminar de los sistemas de fallas activas en el Cuaternario en Galicia. Iberfault 2018: Avances en el estudio de fallas activas, terremotos y peligrosidad sísmica de Iberia 75-78
- Pondrelli, S., Salimbeni, S., Morelli, A., Ekström, G., & Boschi, E. (2007). European–Mediterranean regional centroid moment tensor catalog: solutions for years 2003 and 2004. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 164(1–2), 90–112.
- Ribeiro, A., Kullberg, M.C., Kullberg, J.C., Manuppella, G., Phipps, S., 1990. A review of Alpine tectonics in Portugal - foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics* 184: 357–366.
- Rockwell, T., Fonseca, J., Madden, C., Dawson, T., Owen, L.A., Vilanova, S., Figueiredo, P., 2009. Paleoseismology of the Vilarica segment of the Manteigas-Bragança fault in northeastern Portugal. In: Reicherter, K., Michetti, A.M., Silva, P.G. (Eds.), *Palaeoseismology: Historical and Prehistorical Records of Earthquake Ground Effects for Seismic Hazard Assessment*. Geological Society of London, vol. 316, pp. 237–258. <https://doi.org/10.1144/SP316.15>. Special Publications.
- Rueda Núñez, J.J. (2006). Discriminación sísmica mediante el análisis de las señales generadas por explosiones y terremotos Recurso electrónico: aplicación a la región suroeste de Europa-Norte de África. Tesis (Doctoral), E.T.S.I. Agrónomos (UPM)
- Santanach, P., Ferrús, B., Cabrera, L., Saez, A., 2005. Origin of a restraining bend in an evolving strike-slip system: the Cenozoic as Pontes basin (NW Spain). *Geol. Acta*, 3: 225–239.
- Stich, D., Ammon, C. J., and Morales, J. 2003, Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region, *J. Geophys. Res.*, 108(B3), 2148, doi:10.1029/2002JB002057.
- Stich, D., Serpelloni E., Mancilla F., Morales J. 2006, Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics*, 426: 295-317
- Stich, D., Martín R., Morales J. 2010. Moment tensor inversion for Iberia-Maghreb earthquakes 2005–2008. *Tectonophysics*, 483: 390-398
- USGS, 2022. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>



EL TERREMOTO DE BENAVENTE DE 1909: CONSTRIÑENDO LA FUENTE MEDIANTE ESCENARIOS SÍSMICOS

The 1909 Benavente earthquake: constraining the source with seismic scenarios

Y. de Pro Díaz¹, S. Vilanova², C. Canora Catalán³

¹ Universidad Complutense de Madrid. C/ José Antonio Novais, 12, Ciudad Universitaria 28040 – Madrid (España). ypro@ucm.es

² Instituto Superior Técnico (CERENA). Av. Rovisco Pais 1, 1049-001 Lisboa (Portugal). susana.vilanova@icloud.com

³ Universidad Autónoma de Madrid. C/ Francisco Tomás y Valiente, 7, Universidad Autónoma de Madrid, Ciudad Universitaria de Cantoblanco, 28049 – Madrid (España). carolina.canora@uam.es

Resumen: Exponemos una nueva metodología para investigar la fuente sísmica de terremotos históricos sin ruptura superficial documentada y con registro instrumental insuficiente. Esta metodología se basa en elaborar escenarios sísmicos para las distintas fallas que por dimensiones y situación podrían haber generado el terremoto, y comparar estos escenarios con el campo de intensidades macrosísmicas. Aplicamos esta metodología al caso del terremoto de Benavente (Portugal) de 1909, sobre cuya fuente existe aún controversia. Las rupturas candidatas consideradas son las ramas suroeste y sureste de la Zona de Falla del Valle del Bajo Tajo (ZFVBJ) y la Falla de Azambuja. Nuestros resultados apuntan a la rama sureste de la ZFVBT como la fuente más probable de este terremoto.

Palabras clave: escenario sísmico, terremoto de Benavente de 1909, intensidad macrosísmica

Abstract: We show a new methodology designed to investigate seismic sources of earthquakes which lack a reported surface rupture and for which there are insufficient instrumental records. This methodology consists of generating seismic scenarios for any of the faults that, considering their dimensions and location, could have triggered the earthquake, and then comparing these scenarios with the macroseismic intensity field. We apply this methodology to the 1909 Benavente earthquake (Portugal), since its source remains still unknown. Considered candidate ruptures are the southwest and southeast strands of the Lower Tagus Valley Fault Zone (LTVFZ) and the Azambuja Fault. Our results point to the LTVFZ's southeast strand as this earthquake's most likely source.

Key words: seismic scenario, 1909 Benavente earthquake, macroseismic intensity

Introducción

La intensidad macrosísmica es una medida que han utilizado numerosos autores para estudiar terremotos históricos y calcular otros parámetros sísmicos como la magnitud, la localización del epicentro o incluso las dimensiones y orientación más probables de la fuente sísmica (Toppozada, 1975; Ambraseys, 1985; Bakun y Wentworth, 1997; Stucchi *et al.*, 2013; Gasperini *et al.*, 2010). La intensidad puede resultar especialmente útil en el estudio de terremotos con un registro instrumental escaso, de calidad baja o sin registros instrumentales, como ocurre con la mayoría de los terremotos de $M > 6$ de la Península Ibérica, que corresponden al periodo pre-instrumental (Martínez Solares y Mezcuca Rodríguez, 2002).

El objetivo de la presente comunicación es exponer una nueva metodología que actualmente se encuentra en desarrollo para constreñir la fuente sísmica de terremotos históricos en base al campo de intensidades. Para ello, aplicamos esta metodología al caso del terremoto de Benavente de 1909, en el Valle del Bajo Tajo, en Portugal.

Contexto: el Valle del Bajo Tajo

El Valle del Bajo Tajo es una depresión NNE-SSO englobada en la Cuenca de Lusitania, un rift abortado desarrollado durante del Triásico al oeste de la Península Ibérica y cuyo régimen de esfuerzos se invirtió durante el Terciario (Mason y Miles, 1984). Es una región sísmicamente activa en la que hay constancia de terremotos de $M_w > 6$ en los últimos 700 años (Stucchi *et al.*, 2013). Esta sismicidad está relacionada con la Zona de Falla del Valle del Bajo

Tajo (ZFVBT), que comparte dirección con el valle y está formada por dos ramas sub-paralelas que discurren bajo los márgenes del valle y en las cuales hay documentada actividad holocena (Mendes Victor *et al.*, 1980; Cabral *et al.*, 2011; Besana-Ostman *et al.*, 2012; Canora *et al.*, 2021; Foroutan *et al.*, 2016). Otra falla potencialmente activa de la zona es la Falla de Azambuja, transversal a la ZFVBT (Besana-Ostman *et al.*, 2012).

El terremoto de Benavente de 1909

Este terremoto, cuya magnitud se ha asignado en el rango de 6.0-6.6 dependiendo del autor (Kárník, 1969; Dineva *et al.*, 2002; Stich *et al.*, 2005; Teves-Costa *et al.*, 2010), sucedió en los inicios de la monitorización sísmica en Europa, por lo que los registros instrumentales del evento son pocos y procedentes en su mayoría de estaciones lejanas. Tampoco hay registro de ruptura superficial. El campo de intensidades macrosísmicas, por otro lado, consta de más de 300 puntos repartidos por todo Portugal y parte del oeste de España (Fig. 1), ya que fue un terremoto sentido en una amplia área y que causó numerosos daños (Choffat y Bensaude, 1912). Aún hoy hay controversia sobre la fuente sísmica de este terremoto: Cabral *et al.* (2013) se inclinan por la Falla de Azambuja, pero Canora *et al.* (2015) encontraron evidencias de una ruptura reciente en la rama este de la ZFVBT, que no fue posible datar con precisión debido a contaminación de las muestras. Esta controversia, la escasez de registros instrumentales, la ausencia de ruptura superficial documentada y la riqueza del campo de intensidades propician el uso de la metodología que aquí presentamos para esclarecer la fuente de este seísmo.

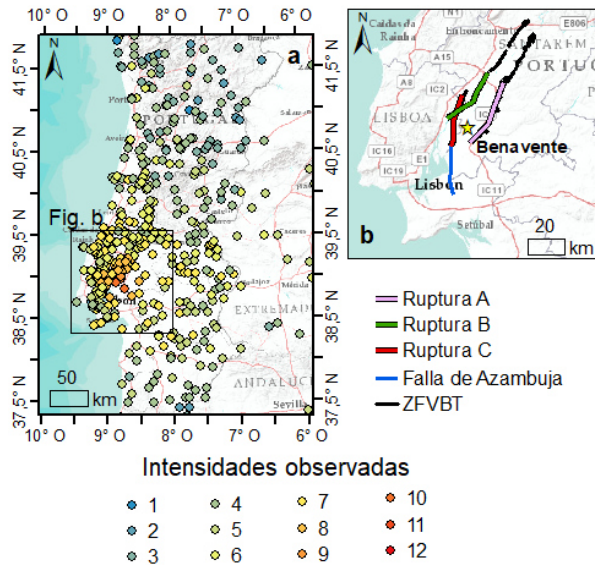


Fig. 1.- Campo de intensidades observadas del terremoto de Benavente y situación de las rupturas candidatas y las fallas potencialmente activas de la zona. ZFVBT=Zona de Falla del Valle del Bajo Tajo.

Fig. 1.- Observed intensity field of the Benavente earthquake and location of candidate ruptures and potentially active faults in the area. ZFVBT=Lower Tagus Valley Fault Zone.

Metodología

La metodología utilizada se puede resumir en los siguientes pasos:

1- Revisar la bibliografía en busca de fallas activas en la zona y fuentes propuestas para el terremoto por anteriores autores y, teniendo en cuenta la magnitud del seísmo y la distribución general de los daños, se seleccionan como rupturas candidatas las fallas (o los segmentos de fallas) cuyas dimensiones concuerden con la magnitud del terremoto.

2- Generar escenarios sísmicos para cada una de las rupturas candidatas. Con el programa *OpenQuake* se genera una simulación del movimiento del terreno en el área de estudio a partir de modelos de movimiento del terreno y los siguientes parámetros de la ruptura candidata: magnitud, longitud, geometría y ubicación de la ruptura, ubicación y profundidad del hipocentro, y profundidades sismogénicas mínimas y máximas. Después, mediante ecuaciones de conversión se traduce este movimiento a valores de intensidad. En el caso del terremoto de Benavente, se han utilizado el modelo de movimiento del terreno de Atkinson y Boore (2011) y las ecuaciones de conversión de Caprio *et al.* (2015).

3- Comparar la distribución geográfica de los escenarios sísmicos con el campo de intensidades observadas. Para ello se muestrean en ArcGIS los valores de intensidad de cada simulación en los puntos del campo de intensidades observadas, y se obtienen los residuales entre intensidad observada y simulada para cada escenario. La ruptura candidata cuyo escenario tenga residuales más próximos a 0 será más cercana al campo de intensidad observada, y por tanto será también la más próxima a la fuente real del terremoto. A menudo, sin embargo, sucede que varias rupturas candidatas obtienen resultados igualmente cercanos al campo de intensidades en este paso. Si esto sucede, se sigue adelante al paso 4 solo con estas rupturas.

4- Comparar entre sí las simulaciones de las rupturas seleccionadas, para ver en qué zonas se diferencian más una de la otra. A menudo se obtendrá una zona donde una simulación A da valores de intensidad más altos que otra simulación B, otra zona donde sucede, al contrario, y un área general mayoritaria donde ambas simulaciones dan valores idénticos. El paso 5 del análisis se realiza solo en las zonas donde las simulaciones difieren entre sí.

5- Comparar la distribución de intensidades de las simulaciones entre sí mediante un test de Kolmogórov-Smirnov, que identifica si dos muestras de datos pertenecen o no a la misma distribución. Si los valores de intensidad de ambas simulaciones A y B siguen la misma distribución, el análisis es no concluyente y no se puede continuar. Si, por el contrario, no siguen la misma distribución, el siguiente paso es comparar la distribución de intensidades de cada simulación con la del campo de intensidades observadas mediante el mismo test estadístico. La ruptura cuya simulación siga una distribución estadísticamente similar al campo de intensidad observada se considera la más cercana a la fuente real del terremoto. En la Figura 2 se ilustra de forma simplificada el diagrama de flujo de esta metodología.

Para el terremoto de Benavente de 1909 hemos considerado tres rupturas candidatas, basándonos en las fallas activas de la zona y las fuentes propuestas en la literatura: las rupturas A, B y C (Fig. 1). Durante la elaboración de las simulaciones para cada ruptura candidata se probaron distintas magnitudes dentro del rango propuesto en la bibliografía.

Resultados

Los escenarios sísmicos de las rupturas A, B y C se encuentran en la Figura 3. Para cualquiera de las rupturas candidatas consideradas, las simulaciones generadas con $M_w < 6.5$ producen intensidades demasiado bajas respecto a las observadas, por lo que se ha realizado este análisis considerando $M_w 6.5$. Las tres rupturas candidatas generan simulaciones muy parecidas en general a las intensidades observadas, y en los pasos 1 a 3 del análisis no resulta posible distinguir ninguna candidata mejor que las demás (Fig. 4).

Tras analizar las zonas donde las simulaciones difieren más unas de otras, el test de Kolmogórov-Smirnov revela que los valores de intensidad de las distintas simulaciones no siguen la misma distribución en estas zonas acotadas, por lo que el análisis puede continuar. Al comparar la distribución de las intensidades de la simulación A con las intensidades observadas en estas zonas, el resultado es que los valores pertenecen a la misma distribución en el nivel de confianza de 0,05. Con las simulaciones B y C, por el contrario, se rechaza la hipótesis de que los valores de la simulación y los observados pertenezcan a la misma distribución a un nivel de confianza de 0,05.

Discusión

Aplicando la metodología propuesta, la mejor candidata de las tres rupturas consideradas ha sido la ruptura A, es decir, la rama sureste de la ZFVBT. Este resultado concordaría con la ruptura reciente no datada identificada por Canora *et al.* (2015) en esta misma rama de la zona de falla. Proponemos esta ruptura como la fuente sísmica del terremoto de Benavente de 1909.

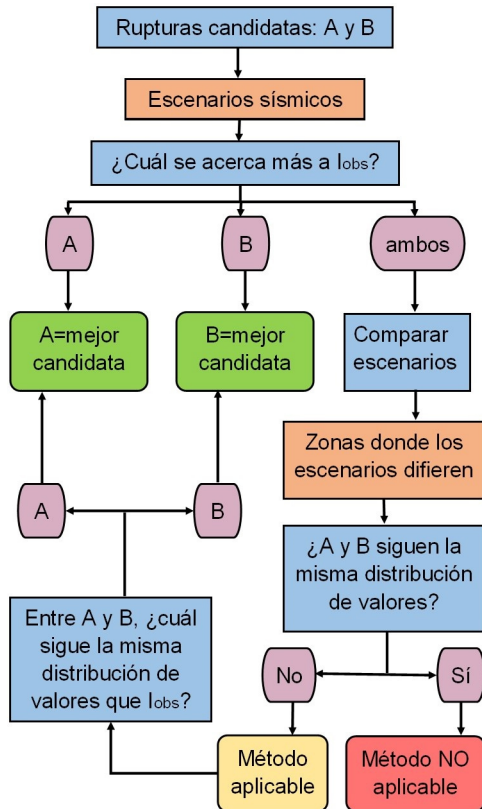


Fig. 2.- Diagrama de flujo simplificado de la metodología. I_{obs} =valores del campo de intensidad observada.
 Fig. 2.- Simplified Flow diagram for the methodology. I_{obs} =observed intensity field values.

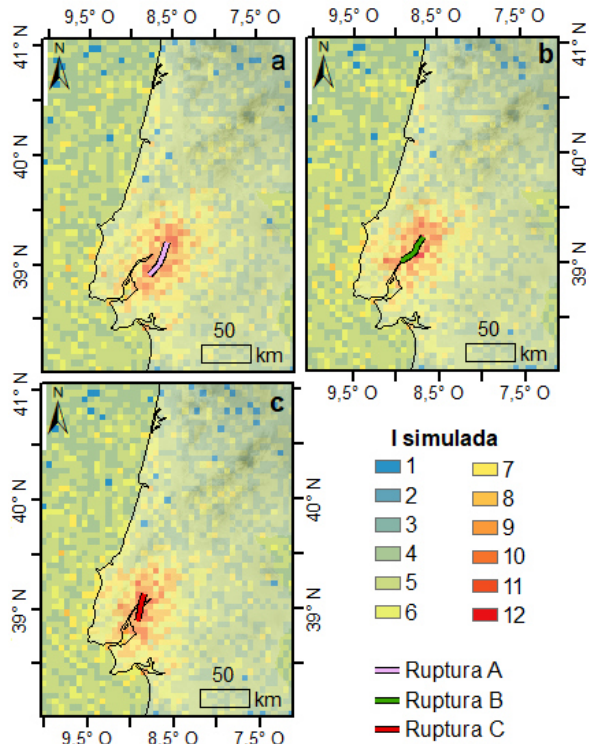


Fig. 3.- Escenarios sísmicos de las tres rupturas candidatas para el terremoto de Benavente: a) ruptura A, b) ruptura B, c) ruptura C.
 Fig. 3.- Seismic scenarios for the three candidate ruptures for the Benavente earthquake: a) rupture A, b) rupture B, c) rupture C.

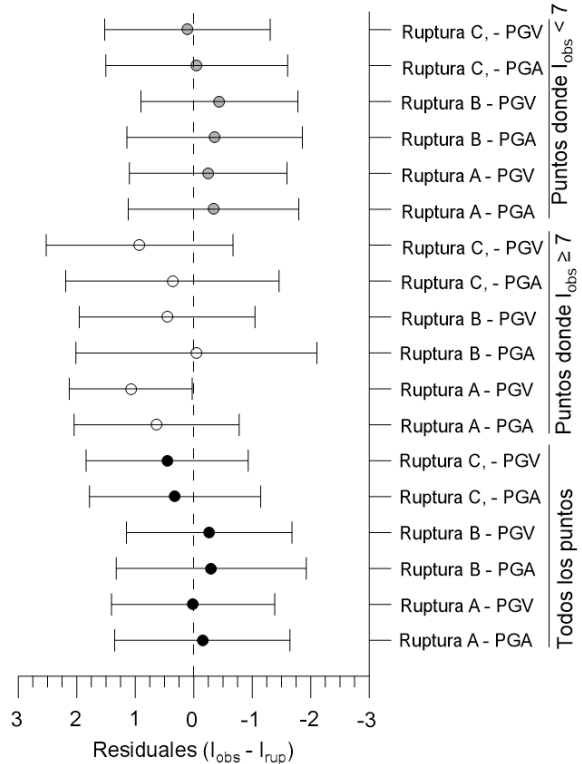


Fig. 4.- Residuales de los escenarios sísmicos de cada ruptura candidata. Se han derivado los valores de intensidad en cada escenario a partir de los valores simulados de aceleración pico del suelo (PGA) y velocidad pico del suelo (PGV). I_{obs} =valores del campo de intensidad observada. I_{rup} =valores de intensidad muestreados de la simulación.
 Fig. 4.- Residuals from the seismic scenarios for each candidate rupture. Intensity values from each scenario were derived from simulated values of both peak ground acceleration (PGA) and peak ground velocity (PGV). I_{obs} =observed intensity field values. I_{rup} =sampled intensity values from the simulation.

Al comparar las simulaciones entre sí, en la mayor parte de la zona de estudio los valores de intensidad simulada son prácticamente idénticos. Esto puede deberse a que las rupturas están muy cerca unas de otras, por lo que a igualdad de magnitudes, el efecto del terremoto en áreas a media o larga distancia será similar. Por este motivo, al barajar posibles fuentes sísmicas muy próximas unas a otras, es importante tener en cuenta que la mayor parte del campo de intensidades observadas no va a dar suficiente información como para discernir qué fuente es la correcta. Consideramos vital centrarse en las zonas donde los efectos que causaría cada ruptura difieren.

Conclusiones

Proponemos como fuente sísmica del terremoto de Benavente de 1909 el sector sur de la rama este de la ZFVBT, por ser la ruptura cuyo escenario sísmico se asemeja más al campo de intensidades observadas.

La metodología utilizada, pese a estar en desarrollo, es útil para el estudio de la fuente sísmica de terremotos históricos sin ruptura superficial documentada y sin registro instrumental suficiente, pero que sí tienen un campo de intensidades observadas abundante.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por la Universidad Complutense de Madrid a través de un contrato predoctoral de investigación (2019), por la Fundação para a Ciência e a Tecnologia (FCT) de Portugal a través del proyecto Seismic Hazard: probabilistic Assessment at long Return Periods (SHARPE) (IF-EXPLOR) y un contrato IF/01561/2014/CP1214/CT0006 bajo el programa IF2014, y por el Ministerio de Economía y Competitividad del Gobierno de España a través del proyecto QuakeStep CGL2017-83931-C3-1-P.

Referencias

- Ambraseys, N. 1985. Magnitude Assessment of Northwestern European Earthquakes. *Earthquake Engineering & Structural Dynamics* 13 (3): 307–20.
- Atkinson, G. M., & Boore, D. M. 2011. Modifications to existing ground-motion prediction equations in light of new data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(3), 1121–1135.
- Bakun, W. H., Wentworth, C. M. 1997. Estimating Earthquake Location and Magnitude from Seismic Intensity Data. *Bulletin of the Seismological Society of America* 87 (6): 1502–21.
- Besana-Ostman, G. M., Vilanova, S. P., Nemser, E. S., Falcao-Flor, A., Heleno, S., Ferreira, H., Fonseca, J. D. 2012. Large Holocene Earthquakes in the Lower Tagus Valley Fault Zone, Central Portugal. *Seismological Research Letters* 83 (1): 67–76.
- Cabral, J., C. Moniz, J. Batlló, P. Figueiredo, J. Carvalho, L. Matias, P. Teves-Costa, R. Dias, and N. Simão. 2013. The 1909 Benavente (Portugal) Earthquake: Search for the Source. *Natural Hazards* 69 (2): 1211–27.
- Cabral, J., Marques, F., Figueiredo, P., Matias, L. 2011. “Active Surface Faulting or Landsliding in the Lower Tagus Valley (Portugal)? A Solved Controversy Concerning the Vila Chã de Ourique Site.” *Journal of Seismology* 15 (2): 215–34.
- Canora, C., Vilanova, S. P., de Pro-Díaz, Y., Pina, P., Heleno, S. 2021. Evidence of Surface Rupture Associated with Historical Earthquakes in the Lower Tagus Valley, Portugal. Implications for Seismic Hazard in the Greater Lisbon Area. *Frontiers in Earth Science* 9:620778.
- Caprio, M., Tarigan, B., Bruce Worden, C., Wiemer, S., & Wald, D. J. 2015. Ground motion to intensity conversion equations (GMICEs): A global relationship and evaluation of regional dependency. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105(3), 1476–1490.
- Choffat, P., Bensaúde, A. 1912. Estudos Sobre o Sismo Do Ribatejo de 23 de Abril de 1909. *Com. Serv. Geol. Port.*, Lisboa.
- Dineva, S., Batllo, J., Mihaylov, D., Van Eck, T. 2002. Source Parameters of Four Strong Earthquakes in Bulgaria and Portugal at the Beginning of the 20th Century. *Journal of Seismology* 6 (1): 99–123.
- Foroutan, M., Vilanova, S. P., Heleno, S., Pinto, L., Sajedi Far, A. 2016. New Evidence for Large Earthquakes in Mainland Portugal: Paleoseismology of the Lower Tagus Valley Fault. In *35th General Assembly of the European Seismological Commission*. Trieste.
- Gasperini, P., Vannucci, G., Tripone, D., Boschi, E. 2010. The Location and Sizing of Historical Earthquakes Using the Attenuation of Macroseismic Intensity with Distance. *Bulletin of the Seismological Society of America* 100 (5 A): 2035–66.
- Kárník, V. 1969. *Seismicity of the European Area. Pt. 1*. Dordrecht, Holland: D. Reidel Publishing Co.
- Martínez Solares, J. M., Mezcuca Rodríguez, J. 2002. *Catálogo Sísmico de La Península Ibérica (880 a. C. - 1900)*. Madrid: Dirección General del Instituto Geográfico Nacional.
- Masson, D. G., Miles, P. R. 1984. Mesozoic Sea-Floor Spreading between Iberia, Europe and North America. *Marine Geology* 56: 279–87.
- Mendes-Victor, L., Hirn, A., Veinante, L. 1980. A Seismic Section across the Tagus Valley, Portugal: Possible Evolution of the Crust. *Ann. Geophys.* 36 (4): 469–76.
- Stich, D., Batlló, J., Macià, R., Teves-Costa, P., Morales, J. 2005. Moment Tensor Inversion with Single-Component Historical Seismograms: The 1909 Benavente (Portugal) and Lambesc (France) Earthquakes. *Geophysical Journal International* 162 (3): 850–58.
- Stucchi, M., Rovida, A., Gomez Capera, A. A., Alexandre, P., Camelbeeck, T., Demircioglu, M. B., Gasperini, P., et al. 2013. The SHARE European Earthquake Catalogue (SHEEC) 1000-1899. *Journal of Seismology* 17 (2): 523–44.
- Teves-Costa, P., Batlló, J. 2011. The 23 April 1909 Benavente Earthquake (Portugal): Macroseismic Field Revision. *Journal of Seismology* 15 (1): 59–70.
- Toppozada, T. R. 1975. Earthquake Magnitude as a Function of Intensity Data in California and Western Nevada. *Bulletin of the Seismological Society of America* 65 (5): 1223–38.



¿ES MUY ALTO EL SLIP-RATE DE LAS FALLAS INTRAPLACA PENACOVA-REGUA-VERIN Y MANTEIGAS-VILARIÇA-BRAGANÇA?

Is the slip rate the Penacova-Regua-Verin and Manteigas-Vilariça-Bragança intraplate fault significantly elevated?

S. González–Muñoz¹, F. Martín–González¹, C. Crespo–Martín¹

¹ Área de Geología - ESCET, TECVOLRISK Research Group, Universidad Rey Juan Carlos. C/Tulipán s/n, Móstoles, 28933, Madrid, Spain. sandra.gonzalezmu@urjc.es, fidel.martin@urjc.es, cristina.crespo@urjc.es.

Resumen: En el NW de la Península Ibérica destacan dos grandes sistemas de fallas intraplaca: Penacova-Regua-Verin (PRV) y Manteigas-Vilariça-Bragança (MVB). Se tratan de fallas N30°E, cinemática de tipo sinestral, longitud mayor a 200Km, y con evidencias de actividad cuaternaria. Esta ha sido cuantificada por varios autores con un *slip-rate* entre 0.3-0.5mm/a y con eventos paleosísmicos registrados de M>7, considerándose alta la actividad cuaternaria ya que es similar a fallas más activas del borde de placa de Iberia. La nucleación de estas estructuras comenzó al final de la Orogenia Varisca, reactivándose posteriormente durante la compresión Alpina hasta el Cuaternario. En este trabajo se realiza un análisis neotectónico preliminar de la actividad más reciente desde el Mioceno superior hasta la actualidad aportando una ventana de observación mayor de las fallas, comparándolas con los altos valores de actividad cuaternaria y paleosísmica publicados. Para ello, se han identificado y cartografiado cuencas de tipo *pull-apart* y *restraining-beds*, relacionadas con su actividad durante el Mioceno superior-actualidad. También se ha calculado el *slip-rate* según el desplazamiento obtenido en las cuencas mediante relaciones empíricas. Los resultados muestran un rango de actividad media (Mioceno superior-actualidad) de 0.18-0.45 mm/a para MVB, y 0.14-0.35mm/a para PRV. Estos valores son muy similares a los resultados paleosísmicos obtenidos y de actividad cuaternaria publicados previamente, por tanto, se trata de un sistema con alto potencial sísmogénico.

Palabras clave: Intraplaca, slip-rate, neotectónica, fallas strike-slip.

Abstract: *In the NW of the Iberian Peninsula, two major intraplate fault systems stand out: Penacova-Regua-Verin (PRV) and Manteigas-Vilariça-Bragança (MVB). These are N30°E left-lateral strike-slip faults, longer than 200 km, and with evidence of Quaternary activity. This activity has been quantified by several authors with a slip rate between 0.3-0.5 mm/a and paleoseismic events M>7 therefore the quaternary activity is high cause it is like the most actives faults of the Iberia plate boundary. Its nucleation started at late Variscan Orogeny, latterly reactivated during the Alpine compression and Quaternary. A preliminary neotectonic activity analysis is carried out of the Upper Miocene – actual period comparing them with the published high values of Quaternary and paleoseismic activity. Consequently, the releasing-bends and pull-apart basins, related to their activity during the Upper Miocene-present are identified and mapped. The slip-rate has also been calculated according to the displacement obtained in the basins through empirical relationships. The results show an average activity range (Miocene superior-present) of 0.18-0.65 mm/yr for MVB, and 0.14-0.5 mm/yr for PRV. These values are very similar to the paleoseismic and Quaternary activity previously published. Therefore, it is a system with high seismogenic potential.*

Key words: *Intraplate, slip-rate, neotectonic, Vilariça fault and Verin fault.*

Introducción

El NW de la Península Ibérica está considerado como una región intraplaca, la cual presenta dos grandes sistemas de fallas subparalelas y con evoluciones similares: Penacova-Regua-Verin (PRV) y Manteigas-Vilariça-Bragança (MVB), que serán objeto de estudio en este trabajo. Se tratan de fallas sinestrales con una dirección N30°E y una traza cartográfica entre 200-300 Km. Estas fallas registran actividad desde el final del Orógeno Varisco hasta la actualidad.

Su formación se atribuye a las etapas tardías del Orógeno Varisco (Ribeiro, 1974; Arthaud and Matte, 1975; Cabral, 1989), desplazando principalmente materiales del Macizo Ibérico obteniéndose un acortamiento para este período de 8 km en el caso de MVB (Cabral, 1989) y 3-4 Km para el sistema PRV en el Paleozoico (Arthaud y Matte, 1975). Posteriormente estas anisotropías heredadas fueron reactivadas durante la compresión cenozoica (Martín González *et al.*, 2021), pudiendo funcionar como una zona de transferencia de la deformación entre la Cordillera Cantábrica y el Sistema Central español desde el Eoceno (De Vicente *et al.*, 2008). Aunque, según los estudios estratigráficos de los sedimentos en las cuencas, las fallas fueron reactivadas en dos etapas. La primera coincidiendo con el pico máximo de

compresión en las béticas en el Tortonense superior (9-9.5 Ma) con una dirección NNW-SSE (Ribeiro *et al.*, 1990; Cunha y Pereira, 2000; Pais *et al.*, 2012). El siguiente pulso de reactivación tectónica se correspondería con el paso del Plioceno al Pleistoceno (Pais *et al.*, 2013), el cual queda registrado por los saltos verticales entre las superficies geomorfológicas y en los desplazamientos laterales que experimenta la red de drenaje (Cabral, 2012).

Evidencias sobre la actividad miocena de las fallas es la presencia de cuencas de tipo *pull-apart* a lo largo de la traza de ambas. El relleno mioceno de estas cuencas se puede dividir en dos tipos (a) pre-tectónico, representado fundamentalmente por arcasas pertenecientes al Oligoceno-Mioceno inferior como por ejemplo la Formación Vilariça (Pais *et al.*, 2012); y (b) sin-tectónico, relacionado con la reactivación de la falla y representado por la Formación Bragança de edad Mioceno superior-Plioceno (Pais *et al.*, 2012).

Los estudios sobre la actividad neotectónica se han centrado en el sistema de fallas de MVB, siendo Cabral (1989) el primero en cuantificar la actividad de la falla. En este artículo se resalta un desplazamiento vertical de 150-200m, tomando de referencia las

superficies geomorfológicas, y un desplazamiento horizontal de 1km desde el Pleistoceno inferior medido en el Duero obteniéndose un *slip-rate* neto de 0.2-0.5 mm/a en el Cuaternario. Los siguientes estudios paleosísmicos (Rockwell *et al.*, 2009; Cabral *et al.*, 2010), cuentan con la realización de trincheras en la cuenca de Vilarica y en el valle Meão. El equipo de Rockwell *et al.* (2009), identificó 2-3 eventos Mw>7 en sedimentos aluviales del Pleistoceno y Holoceno obteniéndose en conjunto un desplazamiento para el canal fluvial de 6.5 m después de 18 Ka, y 9m para 23 Ka resultando una tasa de actividad de 0.3-0.5 mm/a para el Cuaternario. Cabral *et al.* (2010), identificó sedimentos aluviales, con una edad inferior a 16 Ka, desplazados en el valle Meão, corroborando los resultados obtenidos por Rockwell *et al.* (2009). En el caso de PRV no hay constancia de estudios

paleosísmicos, pero en la base de datos de fallas activas en la Península Ibérica se le asigna un *slip-rate* neto de 0.275 mm/a (García-Mayordomo *et al.*, 2012).

En esta comunicación se muestran los resultados preliminares sobre la actividad neotónica de los dos sistemas de falla (PRV y MVB), basándonos en el estudio de su actividad miocena superior-actual a partir de la cartografía geológica y geomorfológica. Estos datos han permitido la medida de los desplazamientos obtenidos mediante relaciones empíricas de las cuencas. Los resultados se han comparado con los valores obtenidos en los estudios paleosísmicos para el Cuaternario. Por último, se discute la importante actividad reciente de ambos sistemas de falla intraplaca estimada en este trabajo dentro del contexto de la Placa Ibérica.

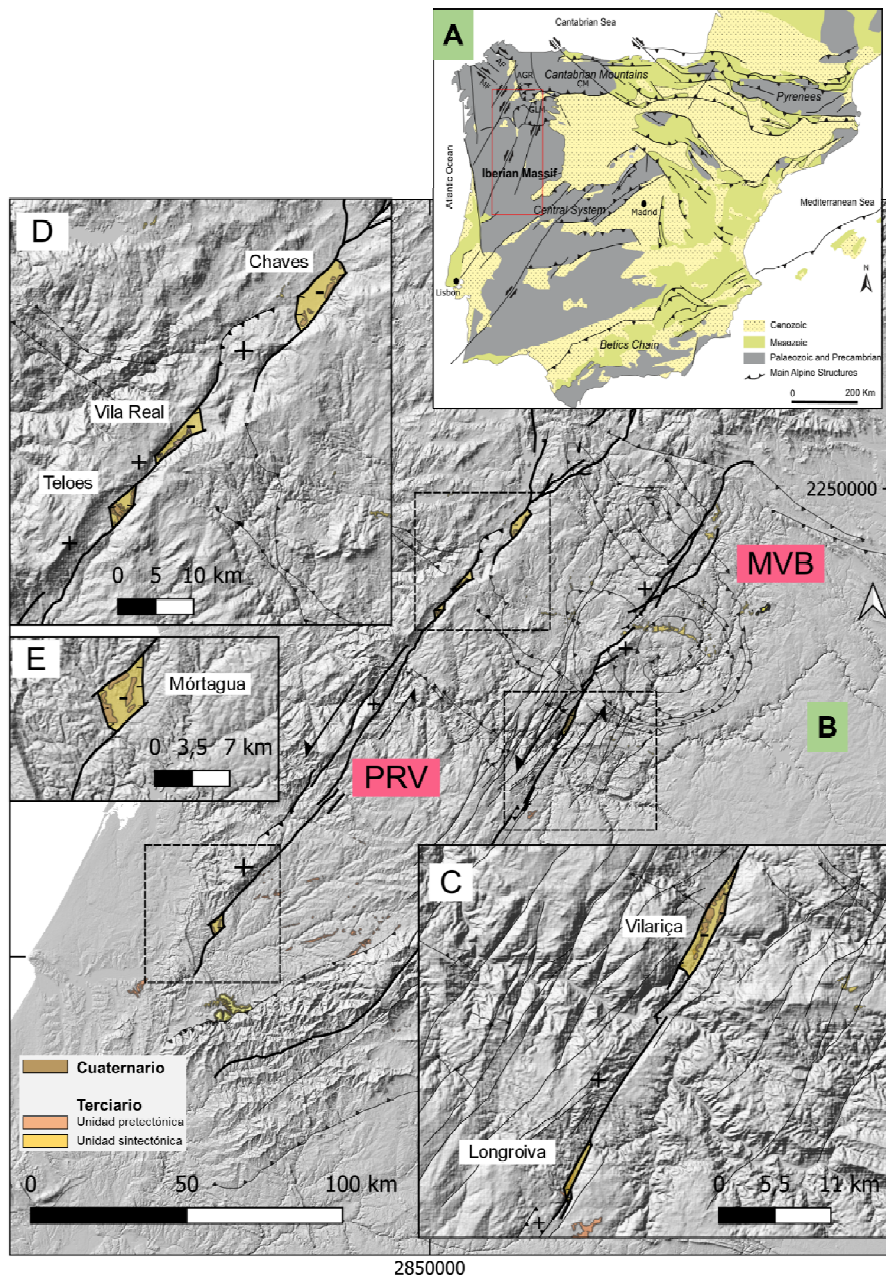


Fig. 1.- A.- Situación geológica y localización de la zona de estudio. B.- Cartografía de las fallas y cuencas, se han señalado restraining-bends (+) y pull-apart (-). Detalle de las cuencas (C, D, E).

Fig. 1.- A.- Geological map and location of the study area in the Iberian Massif. B.- Map of faults and basins, restraining-bends (+) and pull-apart (-) are marked. Detail of basins (C, D, E).

Estudio de la actividad y cinemática neotectónica en las fallas

La cartografía geológica (Fig. 1) llevada a cabo en la zona de estudio muestra dos sistemas de fallas N30°E con una traza principal segmentada y la existencia de zonas deprimidas marcadas con el (-), y áreas elevadas (+) a lo largo de su traza. La edad de estas cuencas y, por tanto, de la actividad de la falla utilizada para el cálculo del *slip-rate* se obtiene de los primeros sedimentos sintectónicos que las rellenan (Mioceno superior, Pais *et al.*, 2012). Se observan diferencias entre ambos sistemas de fallas en relación con su longitud y anchura de las cuencas *pull-apart*. Aquellas cuencas que se corresponden con el sistema de fallas MVB muestran un patrón alargado, mientras que el sistema PRV son más anchas, como en el caso de Vila Real (6000m) o Mórtaqua (4700m). Con el objetivo de obtener un *slip-rate* neto en las fallas (Tabla 1), se han empleado ecuaciones empíricas que relacionan las dimensiones de la cuenca con el desplazamiento de la falla (Hempton y Neher, 1986). La profundidad de las cuencas, cuando no existen datos de campo o sondeos, se han obtenido aplicando la relación (Ec1) existente entre el espesor del relleno sedimentario (y) con la longitud de la cuenca (x) propuesta por Hempton y Dunne (1984), exceptuando la cuenca de Chaves donde sí se han conseguido datos sobre su profundidad (Monteiro

Santos *et al.*, 1997). Con el valor de la profundidad se calcula el desplazamiento neto con la segunda ecuación (Ec2) basada en la relación entre espesor (x) y desplazamiento (y) (Hempton y Neher, 1986). La profundidad estimada para las cuencas de ambos sistemas de fallas es de más de 400m y los resultados de desplazamiento se muestran en la Tabla 1.

$$y = 0.36x - 1.4 \quad (\text{Ec1})$$

$$y = 0.08x + 0.26 \quad (\text{Ec2})$$

Debido a que los primeros sedimentos sintectónicos tienen un rango amplio desde el Mioceno superior hasta el Plioceno inferior-Zancliense (3.6 Ma), se plantean dos hipótesis. La primera, más conservadora teniendo en cuenta todo el período activo desde el Mioceno superior considera la reactivación de las fallas coincidiendo con el cambio del tensor de esfuerzos en el Tortoniense, obteniéndose (Tabla 1) un *slip-rate* neto de 0.15-0.18 mm/a para MVB y 0.07-0.14 mm/a en el caso de PRV. La segunda tiene en cuenta la edad para el Plioceno medio (3.6 Ma), puesto que es el límite superior para la edad de la primera unidad sintectónica, estimándose 0.39-0.45 mm/a y 0.16-0.35 mm/a para MVB y PRV respectivamente.

FALLA	CUENCA	ANCHO (m)	LARGO (m)	PROFUNDIDAD (m)	DESPLAZAMIENTO (m)	SLIP-RATE mm/a (9 Ma)	SLIP-RATE mm/a (3,6 Ma)
MVB	Vilariça	1798,55	6725	584,98	1628,82	0,18	0,45
	Longroiva	860	5195	498,24	1387,88	0,15	0,39
PRV	* Chaves	3000	7000	300,00	837,22	0,09	0,23
	Teloos	1709	3671	255,66	714,04	0,08	0,20
	Vila Real	2622	6143	448,63	1250,09	0,14	0,35
	Mórtaqua	3530	4712	211,17	590,47	0,07	0,16

Tabla 1.- Tasas de actividad obtenidas en las cuencas pull-apart de MVB y PRV. * Monteiro Santos *et al* (1997).

Table 1.- Resultant activity rates in the pull-apart basins of MVB and PRV. * Monteiro Santos *et al* (1997).

Discusión

Los dos sistemas de fallas presentan diferencias en el tamaño y espaciado de sus cuencas, indicando desplazamientos diferentes que oscilan entre 1628-1387 m para MVB y 1250-837 m para PRV. Los *slip-rate* netos estimados a partir del cálculo del desplazamiento, son de 0.15-0.18 mm/a considerando la edad de los depósitos sintectónicos del Mioceno superior-actual y valores 0.39-0.45mm/a para el Plioceno inferior-actual en el sistema MVB. En el caso de PRV se obtienen valores menores entre 0.07-0.14 mm/a en el Mioceno superior-actual, y 0.16-0.35 mm/a si consideramos el período de actividad el Plioceno inferior-actual (Tabla 1).

La estimación del *slip-rate* neto puede presentar limitaciones debido a la ausencia de datos de sondeo del espesor de las cuencas y por tanto la fuerte influencia que tiene la longitud sobre el resultado de la profundidad en los cálculos basados en relaciones empíricas y en consecuencia sobre el desplazamiento calculado. A pesar de esta limitación, los valores obtenidos son similares a los obtenidos en estudios paleosísmicos anteriores de 0.3-0.5 mm/a (Rockwell *et al.*, 2009; Cabral *et al.*, 2010). O los obtenidos con marcadores cuaternarios de 0.2-0.5 mm/a (Cabral, 19889)

El *slip-rate* estimado para ambos sistemas de fallas, implica que la actividad de ambas fallas y sus

slip-rate, son equiparables a otras fallas del borde SE de la placa Ibérica, como por ejemplo la falla de Palomares (segmento Carboneras-Sierra de Almenara) M 6.4 y un *slip-rate* de 0.041 m/ka (García-Mayordomo, 2005); o la falla de Alhama de Murcia (segmento Lorca-Totana) M 6.7 (Martínez-Díaz *et al.*, 2012; Ortuño *et al.*, 2012), y un *slip-rate* de 0.3 m/ka (Martínez-Díaz *et al.*, 2012).

Conclusiones

Los sistemas de fallas intraplaca del NW de la Península Ibérica han sido reactivadas en el Mioceno superior generando cuencas de tipo *pull-apart* y *restraining-bends*, según la geometría de estas cuencas y la edad de los primeros depósitos sintectónicos (cuyo rango de edad es desde el Mioceno superior hasta el Plioceno inferior).

El *slip-rate* estimado puede ser 0.15-0.18 mm/a o 0.39-0.45 mm/a para el sistema de fallas Manteigas-Vilariça-Bragança desde el Mioceno superior y Plioceno respectivamente.

El *slip-rate* estimado puede ser 0.07-0.14 mm/a o 0.16-0.35 mm/a para el sistema de fallas Penacova-Regua-Verin desde el Mioceno superior y Plioceno respectivamente.

Comparando esta alta actividad con la que se obtiene sólo para el Cuaternario o con estudios paleosísmicos en trincheras, el *slip-rate* es muy

similar y es comparable con las fallas activas del borde de placa de la Península Ibérica.

Agradecimientos

El siguiente trabajo ha sido parcialmente financiado mediante un contrato predoctoral (PREDOC20-073), por la Universidad Rey Juan Carlos.

Referencias

- Arthaud, F., Matte, Ph. 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. *Tectonophysics* 25, 139–171. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(75\)90014-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(75)90014-1).
- Cabral, J. 2012. Neotectonics of mainland Portugal: state of the art and future perspectives. *Journal of Iberian Geology* 38. https://doi.org/10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39206.
- Cabral, J. 1989. An example of intraplate neotectonic activity, Vilarica Basin, northeast Portugal. *Tectonics* 8, 285–303. <https://doi.org/10.1029/TC008i002p00285>
- Cabral, J., Perea, H., Marques Figueiredo, P., Besana-Ostman, G., Brum da Silveira, A., Cunha, P., Gomes, A., Lopes, F., Pereira, D., Rockwell, T. 2010. Preliminary results of a paleoseismological study of the Vilarica fault (NE Portugal).
- Cunha, P., Pereira, D. 2000. Evolução cenozóica da área de Longroiva-Vilarica (NE Portugal). *Ciências da Terra (UNL)* 14, 89–98.
- García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Jiménez-Díaz, A., Martín-Banda, R., Martín-Alfageme, S., Álvarez-Gómez, J.A., Rodríguez-Peces, M., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Masana, E., Perea, H., Martín-González, F., Giner-Robles, J., Nemser, E.S., Cabral, J. 2012. The Quaternary Active Faults Database of Iberia (QAFI v.2.0). *Journal of Iberian Geology* 38, 285–302. https://doi.org/10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39219.
- Gürbüz, A. 2010. Geometric characteristics of pull-apart basins. *Lithosphere* 2, 199–206. <https://doi.org/10.1130/L36.1>
- Hempton, M., Neher, K. 1986. Experimental fracture, strain and subsidence patterns over an échelon strike-slip faults: implications for the structural evolution of pull-apart basins. *Journal of Structural Geology* 8, 597–605. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(86\)90066-0](https://doi.org/10.1016/0191-8141(86)90066-0)
- Martín-González, F., Fernandez-Lozano J., De Vicente G., Crespo-Martin C., Heredia N. 2021. Role of multiple inherited basement structures on orogen geometry and evolution: Insights from analogue modelling. *Journal of Structural Geology*. 144, 104267 <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104267>
- Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., Ortuño, M. 2012. Active tectonics of the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. *Journal of Iberian Geology* 38, 253–270. https://doi.org/10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39218
- García Mayordomo, J. 2005. Caracterización y análisis de la peligrosidad sísmica en el sureste de España. Tesis Doctoral, Univ. Complutense. Madrid
- Monteiro Santos, F.A., Roque Andrade Afonso, A., Mendes Victor, L.A. 1997. Study of the Chaves geothermal field using 3D resistivity modeling. *Journal of Applied Geophysics* 37, 85–102. [https://doi.org/10.1016/S0926-9851\(97\)00010-4](https://doi.org/10.1016/S0926-9851(97)00010-4)
- Ortuño, M., Masana, E., García-Meléndez, E., Martínez-Díaz, J., Štěpančíková, P., Cunha, P., Sohbati, R., Canora, C., Buylaert, J.-P., Murray, A. 2012. An exceptionally long paleoseismic record of a slow-moving fault: The Alhama de Murcia fault (Eastern Betic Shear Zone, Spain). *Geological Society of America Bulletin* 124, 1474–1494. <https://doi.org/10.1130/B30558.1>
- Pais, J., Cunha, P., Legoinha, P., Dias, R., Pereira, D., Ramos, A. 2013. Cenozóico das Bacias do Douro (sector ocidental), Mondego, Baixo Tejo e Alvalade. pp. 1251–1323. <https://doi.org/10.13140/2.1.1519.5844>
- Pais, J., Cunha, P., Pereira, D., Legoinha, P., Dias, R., Moura, D., Brum da Silveira, A., Kullberg, J., González-Delgado, J. 2012. The Paleogene and Neogene of Western Iberia (Portugal). A Cenozoic record in the European Atlantic domain.
- Ribeiro, A. 1974. Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes oriental. *Serviços Geológicos de Portugal*.
- Ribeiro, A., Kullberg, M.C., Kullberg, J.C., Manuppella, G., Phipps, S. 1990. A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics, Alpine Evolution of Iberia and its Continental Margins* 184, 357–366. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90448-H](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90448-H)



SESIÓN 3:

Sismología y sismicidad inducida



SEISMOGENIC DEPTH IN IBERIA

Álvaro González¹, Ángela María Gómez-García²

¹ CRM Centre de Recerca Matemàtica. Campus UAB Edifici C, 08193 Bellaterra, Barcelona, Spain. alvaro@geonaut.eu

² GFZ German Research Centre for Geosciences, 14473 Telegrafenberg, Potsdam, Germany. angela@gfz-postdam.de

Abstract: We present the first, preliminary maps of the lower seismogenic depth for the whole Iberian Peninsula and surroundings. This depth is calculated as the 90% percentile (d_{90}) of the hypocentral depth distribution of earthquakes immediately surrounding each site of the map, considering only those events with the most reliable locations. Two versions of this map are shown: either considering earthquakes at all depths, or restricting the analysis to crustal seismicity. The resulting values of d_{90} can be used as a proxy of the brittle-ductile transition, as well as in seismic hazard assessment in order to define the lower depth boundary of seismogenic sources. For example, as the effective lower boundary of crustal faults (considering the map calculated with crustal earthquakes), especially if fault geometries are not constrained by other means. Regional variations of d_{90} are emphasized, ranging from values as low as ~4 km for seismicity associated to the Castor project to 375 km below Granada, and may be largely interpreted considering each local tectonic setting. Such d_{90} maps provide also observational constraints for future thermal and rheological modelling of the Iberian lithosphere.

Key words: Iberian Peninsula, hypocentral depth, statistical seismology, seismic hazard assessment.

Introduction

Earthquake ruptures nucleate in the seismogenic layer, where the rheology of the rocks allows stick-slip dynamics with the release of short-period seismic waves during sudden slip (e.g. Scholz, 2019). The relevant lower limit of seismogenic sources for the purpose of modelling in seismic hazard assessment is the lower boundary of this layer, which corresponds to the brittle-ductile transition. This transition is usually deduced as the lower depth limit of the observed distribution of seismicity. From the recorded earthquakes alone, it is not possible to define a strict limit (such as 100% of them nucleate above that limit and 0% of them nucleate below), since there is always some probability that an earthquake deeper than those observed could eventually occur. For this reason, a percentile of earthquake depths is usually regarded as a statistically meaningful lower boundary of the seismogenic zone. The most commonly used limit is the 90% percentile (Sibson, 1982), denoted d_{90} , defined such as 90% of earthquakes in a region are shallower than d_{90} .

It may also be useful to consider a crustal seismogenic depth, calculated only with earthquakes not deeper than the Mohorovicic discontinuity (Wu *et al.*, 2017). This allows determining the maximum seismogenic depth of crustal faults, separately from the global deeper seismogenic depth, which also involves earthquakes generated by sub-crustal structures. Considering explicitly that discontinuity (as Wu *et al.*, 2017) is not common when calculating seismogenic depths. No lower hypocentral depth threshold is typically used (e.g. Zuzi and Cao, 2020) or some maximum threshold is chosen arbitrarily.

This work presents preliminary maps of seismogenic depth for the whole Iberia and surrounding regions, either considering all the seismicity (regardless of its depth) or crustal earthquakes only. Previously, the seismogenic depth had been mapped in detail only for NW Iberia (Llana-Fúnez and López-Fernández, 2015), albeit

interpolating the depth of the deepest earthquakes in the region, instead of considering depth percentiles.

Data used

Earthquake catalogue

The catalogue of the National Geographic Institute of Spain (IGN, 2022) is used (Fig. 1), whose quality was analysed by González (2017, 2018). Despite the catalogue covers the seismicity recorded since the historical era (before the XX century), and a telemetred network was operational since 1985, the precision of the reported hypocentral depths is particularly reliable since November 1997, when the IGN location software was updated; since this date, hypocentral depth uncertainties were reported with the same criterion (see González, 2017, 2018 for details). In the Iberian Peninsula and surroundings, the catalogue is complete down to a completeness magnitude $M_c \sim 2.8$ or better during November 1997-February 2002, and down to $M_c \sim 2.0$ or better since March 2002 (González, 2017, 2018). Therefore, we used these periods and magnitude thresholds for our analysis, including events recorded up to April 2022.

Hypocentral depth is the most difficult location parameter to determine. For a substantial fraction of events in the catalogue, it is reported as 0 km, or could not be calculated independently from the available phase pickings and is flagged as fixed (González, 2017). In either case, such events are removed from the present analysis, as they would artificially distort the actual depth distribution. For events with non-fixed depth (that is, calculated from the available data), depth errors (reported as 90% uncertainty intervals) are typically ~5 km within the Iberian Peninsula but increase rapidly offshore, far from the recording network (González, 2017, 2018). Hypocentres with effectively unconstrained depths (reported 90% error larger than 30 km) were also excluded from our analysis (Fig. 1).

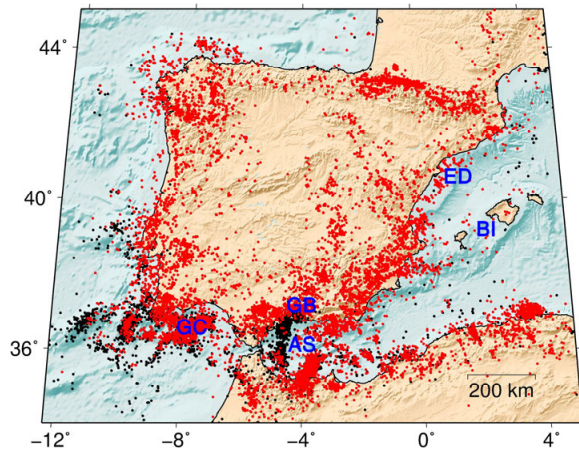


Fig. 1.- Earthquakes used for calculating the seismogenic depth. Black: Sub-crustal; Red: Crustal. Blue labels: Locations mentioned in the main text: AS: Alboran Sea; BI: Balearic Islands; ED: Ebro Delta; GB: Granada Basin; GC: Gulf of Cádiz.

Geoid height

Hypocentral depths in the IGN catalogue are referred to the WGS84 ellipsoid. In order to consider the actual depth below sea level, they were referred to the EGM2008-5 geoid model (Pavlis *et al.*, 2012).

Bathymetry

The location procedures used by IGN (and most seismological agencies) consider an Earth model with horizontal layers with different seismic wave velocities. This disregards the actual topography or bathymetry, and may yield hypocentral depths located in ocean water. When regarding crustal seismicity, we discarded such earthquakes, considering the GEBCO bathymetry model as reference (GEBCO Bathymetric Compilation Group, 2020).

Moho depth

The depth to the base of the crust (Mohorovicic discontinuity, or Moho for short) was taken as the average value mapped in the detail in the PRISM3D model (Arrocau *et al.*, 2021), the most recent one published for the Iberian region.

Method of percentile calculation

The 90% depth percentile (d_{90}) was calculated using the median-unbiased estimator of Hyndman and Fan (1996) at each node of a latitude-longitude grid with a spacing of 0.1° . We use the 20 closest earthquakes to each node as the sample for calculating the corresponding d_{90} , provided that they are at a maximum distance of 100 km from the node (to avoid regions where the spatial density of epicentres is too low to obtain reliable results), and provide d_{90} as the average value obtained from 10000 bootstrap samples (Efron, 1979).

Firstly, we use all earthquakes in the catalogue which satisfy the quality criteria mentioned in the section above. For a second analysis, we consider only the subset of those earthquakes which are located within the crust (below the topography or seafloor, and not deeper than the Moho).

Seismogenic depth

The resulting maps of d_{90} are shown in Figures 2A (calculated using all earthquakes) and 2B (calculated using crustal earthquakes only). The results of Figure 2A can be summarized as follows. Most values below the Iberian Peninsula, where seismicity is mainly generated by crustal faults (e.g. García-Mayordomo *et al.*, 2012) are located within the continental crust (typically $d_{90} < 25$ km). The western half of the peninsula, approximately where the crystalline basement of the Paleozoic Iberian Massif crops out, shows typically higher d_{90} than the eastern part. The spot with lowest d_{90} values in the maps (~ 4 km) is associated to the seismicity triggered by the Castor project (e.g. Cesca *et al.*, 2021 and references therein), offshore the Mediterranean coast close to the Ebro Delta, evidencing that it was shallower than the typical, natural, seismicity. Large d_{90} values (> 60 km, and even > 100 km) are reached offshore, in the Gulf of Cadiz (characterized by cold, ancient oceanic lithosphere, where part of the seismicity occurs in the mantle, e.g. Custódio *et al.*, 2015) and in the Alboran Sea (due to its intermediate-depth seismicity, e.g. López-Sánchez *et al.*, 2002).

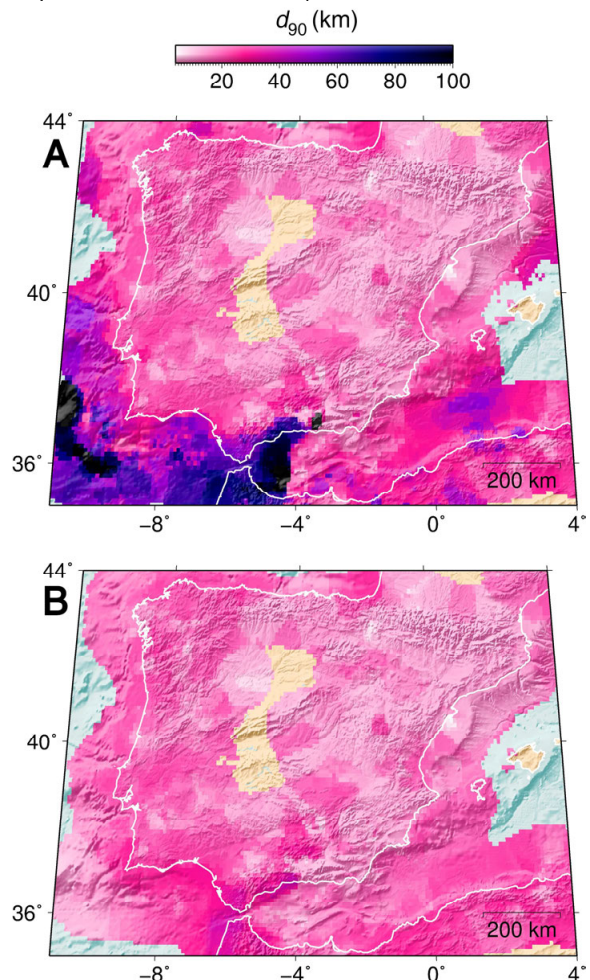


Fig. 2.- Map of the seismogenic depth (d_{90} , the 90% hypocentral depth percentile) in the Iberian Region. A (top): Calculated considering earthquakes regardless of their depth. The observed range is from 4 to 375 km, albeit the colour scale is truncated at 100 km for clarity. B (bottom): Calculated using crustal earthquakes only. For comparison, the same colour scale as in (A) is used. The observed range is from 4 to 38 km. In regions with a too low spatial density of earthquakes, d_{90} was not calculated and they appear without results (e.g. centre of the Iberian Peninsula).

In specific locations in Morocco, Algeria and offshore between the Balearic Islands and the African coast, values reaching 50 km are observed, albeit in those areas the earthquake catalogue is less complete than in or near the Iberian Peninsula (González, 2017, 2018), so these d_{90} values would need to be taken with caution. The largest d_{90} values (~375 km) are observed where deep earthquakes have occurred near the Granada Basin (e.g. Bezada and Humphreys, 2012, and references therein). This is an example of the limits of the usefulness of such unconstrained d_{90} values for seismic hazard assessment, since the hazard at this location is controlled by shallower seismic sources (e.g. Peláez Montilla *et al.*, 2003).

Restricting the analysis to crustal seismicity (Fig. 2B), logically the maximum d_{90} values are equal to or smaller than in Figure 2A, reaching up to ~38 km. The most notable differences with Figure 2A are found in the shallower values observed in offshore regions, northern Africa and the Gibraltar Arc. The Moho depth (disregarding its reported uncertainties; Arroucau *et al.*, 2021) provides an upper constraint to d_{90} of Figure 2B. Apart from this limitation, there is no simple, direct correlation between the Moho depth and d_{90} , as noted elsewhere (e.g. Wu *et al.*, 2017). For example, the thick crust under the Pyrenees does not show large d_{90} values, while the western margin of the peninsula, with thinner crust (Arroucau *et al.*, 2021), shows higher d_{90} values instead.

Conclusions

The available earthquake data (IGN, 2022) is already reliable and abundant enough to map the seismogenic depth in detail in the Iberian region and surroundings. This work presents the first, preliminary, maps of the 90% hypocentral depth percentile (d_{90}) in the whole region. This proxy to the brittle-ductile transition shows considerable variability, and may be largely interpreted as related to the diverse tectonic settings present in the region. For example, crustal faulting within the peninsula, intermediate-depth seismicity in the Alboran Arc, deep earthquakes below Granada and seismicity in the mantle below the Gulf of Cadiz.

The seismogenic depth, even if restricted to crustal earthquakes, is only poorly correlated with the Moho depth (e.g. Wu *et al.*, 2017), as it also depends on the lithological, thermal and rheological characteristics of the lithosphere. For this reason, d_{90} provides a more reliable lower depth boundary of seismogenic sources than the Moho depth *per se*. Such a boundary can be applied to crustal seismogenic sources when the map is calculated using crustal earthquakes.

Finally, the d_{90} values mapped here provide observational constraints for future modelling attempts of the thermal and rheological structure under Iberia.

Acknowledgements

Á.G. is supported by the “Juan de la Cierva-Incorporación” grant IJC2020-043372-I from the Spanish State Research Agency.

References

Arroucau, P., Custódio, S., Civiero, C., Silveira, G., Dias, N., Díaz, J., Villaseñor, A., Bodin, T., 2021. PRISM3D: a 3-

- D reference seismic model for Iberia and adjacent areas. *Geophysical Journal International*, 225: 789-810.
- Bezada M.J., Humphreys, E.D., 2012. Contrasting rupture processes during the April 11, 2010 deep-focus earthquake beneath Granada, Spain. *Earth and Planetary Science Letters* 353-354: 38-46.
- Cesca, S., Stich, D., Grigoli, F., Vuan, A., López-Comino, J.A., Niemz, P., Blanch, E., Dahm, T., Ellsworth, W.L., 2021. Seismicity at the Castor gas reservoir driven by pore pressure diffusion and asperities loading. *Nature Communications*, 12: 4783.
- Custódio, S., Dias, N.A., Carrilho, F., Góngora, E., Rio, I., Marreiros, C., Morais, I., Alves, P., Matias, L., 2015. Earthquakes in western Iberia: improving the understanding of lithospheric deformation in a slowly deforming region. *Geophysical Journal International*, 203: 127-145.
- Efron, J., 1979. Bootstrap methods: Another look at the jackknife. *The Annals of Statistics*, 7: 1-26.
- García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Jiménez-Díaz, A., Martín-Banda, R., Martín-Alfageme, S., Álvarez-Gómez, J.A., Rodríguez-Peces, M., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Masana, E., Perea, H., Martín-González, F., Giner-Robles, J., Nemser, E.S., Cabral J. and the QAFI Compilers Working Group, 2012. The Quaternary Faults Database of Iberia (QAFI v.2.0). *Journal of Iberian Geology*, 38: 285-302.
- GEBCO Bathymetric Compilation Group, 2020. *The GEBCO_2020 Grid - A continuous terrain model of the global oceans and land*. British Oceanographic Data Centre, National Oceanography Centre, NERC, UK. DOI:dtg3
- González, Á., 2017. The Spanish National Earthquake Catalogue: Evolution, precision and completeness. *Journal of Seismology*, 21: 435-471.
- González, Á., 2018. El catálogo sísmico del Instituto Geográfico Nacional: una guía para el usuario. *Tercera reunión ibérica sobre fallas activas y paleosismología, Alicante (España)*, 257-260.
- Hyndman, R.J., Fan, Y., 1996. Sample quantiles in statistical packages. *American Statistician*, 50: 361-365.
- IGN -Instituto Geográfico Nacional- (2022). Catálogo de terremotos. DOI:10.7419/162.03.2022
- Llana-Fúnez, S., López-Fernández, C., 2015. The seismogenic zone of the continental crust in Northwest Iberia and its relation to crustal structure. *Tectonics*, 34: 1751-1767.
- López-Sánchez, C., Buforn, E., Cesca, S., Lozano, L., Sanz de Galdeano, C., Mattesini, M., Udías, A., Cantavella, J.V., 2002. Intermediate-depth earthquakes in southern Spain and Alboran Sea. *Tectonophysics*, 825: 229238.
- Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyon, S.C., Factor, J.K., 2012. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *Journal of Geophysical Research*, 117: B04406.
- Peláez Montilla, J.A., Sanz de Galdeano, C., López Casado, C., 2003. Use of active fault data versus seismicity data in the evaluation of seismic hazard in the Granada Basin (Southern Spain). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93:1670-1678.
- Scholz, C.H., 2019. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, 3rd edition. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 493 p.
- Sibson, R.H., 1982. Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72:151-163.
- Wu, W.N., Yen, Y.T., Hsu, Y.J., Wu, Y.M., Lin, J.Y., Hsu, S.K., 2017. Spatial variation of seismogenic depths of crustal earthquakes in the Taiwan region: Implications for seismic hazard assessment. *Tectonophysics*, 708: 81-95.
- Zuza, A.V., Cao, W., 2020. Seismogenic thickness of California: Implications for thermal structure and seismic hazard. *Tectonophysics*, 782-783:228426.



DELAYED INDUCED SEISMICITY IN THE YELA GEOLOGICAL GAS STORAGE (CENTRAL SPAIN)

R. Pérez-López¹, A. Ramos¹, J.L. Giner-Robles², J.J. Martínez-Díaz³

¹ Dpto. Riesgos Geológicos y Cambio Climático. Instituto Geológico y Minero de España – CSIC. C. de la Calera, 1, 28760 Tres Cantos, Madrid. Email: r.perez@igme.es, a.ramos@igme.es

² Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid. Ciudad Universitaria de Cantoblanco, C. Francisco Tomás y Valiente, 7, 28049 Madrid. Email: jorge.giner@uam.es

³ Dpto. de Geodinámica Interna. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. Email: jmdiaz@geo.ucm.es

Abstract: Induced seismicity is widely related to injection and/or withdrawal of underground fluids. The mechanic of these earthquakes is related to changes in the pore pressure, changes of the stress tensor configuration, and lubrication of fault planes. Here we relate the injection/withdrawal of natural gas in Yela underground storage (central Spain), with the seasonal occurrence of nearby earthquakes since 2012. This seismic series shows a typical delayed triggering between 2 and 3 months with respect to periods of gas injection and withdrawal. Lateral fluid migration could be related, although over the last three years the frequency and magnitude of earthquakes have decreased suggesting a media stress relaxing. The maximum induced earthquake had a magnitude of $M = 2.3$.

Key words: induced earthquakes, delay, fluid injection, Yela, Spain

Introduction

Induced seismicity is related to fluid injection in onshore geological reservoirs and related to the tectonic stress field (i.e. Frohlich 2012; Pérez-López *et al.*, 2020, 2022). Geological natural gas storage consists in the use of natural reservoirs with the goal of stocking a huge underground amount of gas (on the order of several Mm^3) when the gas price is lower, and extracting large quantities of it for selling it to consumers when the gas price is higher (typically during the winter period in the Spanish gas market). The onshore geologic natural gas storage of Yela is located within the north-eastern zone of the Madrid Basin, central Spain (Fig. 1). The Madrid Basin is a subdomain of the regional Tagus Basin, which is bordered to the north by the Central System and to the northeast by the Iberian Chain. It was filled and deformed during Cenozoic times due to the folding of the Iberian Peninsula lithosphere related to the convergence between Iberia and Eurasian plates (Cloetingh *et al.*, 2002).

The main fault structure consists of a large crustal-scale thrust that puts in contact the southern margin of the Central System with the Madrid Basin. This regional structure is represented by a basement flexure determined by a NE-trending axis, which is related with instrumental seismicity of maximum magnitude $M = 4.2$ (Escopete earthquake, 7th June of 2007, Carreño *et al.*, 2008), and shallow earthquakes (< 10 km) with normal focal mechanisms (Giner-Robles *et al.*, 2012).

The Yela facility is an underground strategic reservoir of natural gas. Its geological reservoir consists of a saline aquifer in a carbonate succession, elongated NE-SW and 8 km long, covering an area of 25 km^2 . The depth of the reservoir ranges between 2300 and 2500 m, and the total volume is ca 6.2 km^3 (Pérez-López *et al.*, 2022). The lithology of the reservoir is a succession of Cretaceous carbonates, mainly dolostones (Conian-Santonian), overlain and sealed by evaporitic facies. Additionally, a NE-SW

fault-propagation fold, accommodated on a SE-directed NE-SW thrust, seals structurally the reservoir to the SE.

Nearby seismicity and correlation with gas storage

Injection/withdrawal operations

The starting injection operations in Yela began in December 2012, with the injection of 6.26 Mm^3 of natural gas. The next step was an increase of gas injection between 2013 and 2019, year when the reservoir reached the maximum natural gas capacity and started working in a cyclic mode by injection/withdrawal (Fig. 2a, c). The monthly maximum injection was 88.5 Mm^3 , in October 2021. The withdrawal operations began in January 2013, with the extraction of 1.36 Mm^3 (Fig. 2b, c). The maximum monthly withdrawal value was 141 Mm^3 , during December, 2020. The accumulated injected gas oscillated between 760 and 1100 Mm^3 (maximum value) from 2019 to present (Fig. 1c). Data of gas operations was obtained from the official web site (https://www.enagas.es/enagas/es/Transporte_de_gas/Almacenamientos_Subterraneos, last access February, 2022).

Seismic energy

138 earthquakes were recorded within a radius of 20 km around the Yela site between the years 2012 and 2022 (IGN catalogue, www.ign.es, last access February 2022, Fig. 2). Before the year of the Yela starting operations, 2012, the catalogue records only four instrumental earthquakes in this circle (from 1982), with a maximum magnitude of $M = 4.1$. Bearing in mind the evolution of the IGN recording network and seismic catalogue, the apparent increase of the seismicity at Yela is not related to the enhanced seismic monitoring in the region, by checking the magnitude of completeness (M_c) of the catalogue until 2013 calculated by González (2017). According to

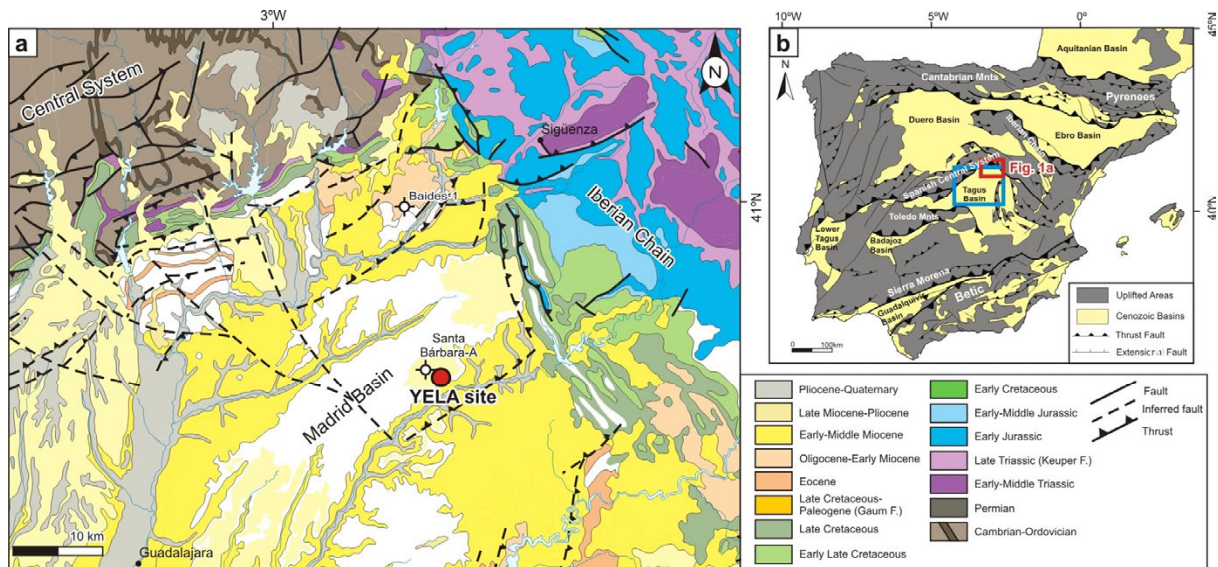


Fig. 1.- Geological and geographical location of Yela underground gas facility in the central part of Spain. a. regional geology context. b. Geographical location and main geological structures (modified after Pérez-López *et al.*, 2022).

González (2017), at the location of Yela, the IGN catalogue was complete down to:

- $M_c=2.2$ in November 1997-February 2002,
- $M_c=1.6$ in March 2002-June 2005,
- $M_c=1.8$ in July 2005-June 2010,
- $M_c=1.9$ in July 2010-December 2013, and
- $M_c=1.3$ in January 2014-December 2017.

Hence, an increase of the number of recorded earthquakes since 2012 is real, not correlated with a reduction of M_c , albeit the increase of the number of small earthquakes ($M < 1.9$), since 2014 is at least in part due to an enhanced seismic monitoring at this location.

When plotting the monthly seismic energy released with the injection/withdrawal gas into the reservoir (Fig. 2), peaks of energy release appear in the transition between autumn and winter (with the maximum peaks being mostly recorded in November), with a maximum earthquake magnitude of $M = 2.3$, and a maximum number of earthquakes/day of 10. The seismic energy was obtained by the general equation $E = M_0 \cdot 10^{-4.6}$ from the $m_b L_g$ values converted in M_0 , although without taking into account the uncertainties (Cabañas *et al.*, 2015; Bormann *et al.*, 2015). We assume an uncertainty for small magnitudes ($M < 1.9$) because a more accurate analysis does not vary the results significantly.

The gas injection/withdrawal operation has been increasing from 2012 to July 2021, according to the maximum volume of gas stored into the reservoir. We have classified the seismic peaks between the years 2012 and 2021, with acronyms with numbers according to the respective year of occurrence (Fig. 2). The first peak (P12a, Fig. 2) was in March 2012, with an earthquake of $M=2.3$ and 11 km depth, although no data about injection/withdrawal are available (Fig. 2, dashed circle). The second peak (P12b) of seismic energy release in 2012 was due to 13 earthquakes with maximum magnitude $M_{max} = 2.1$, between November and early December, in coincidence with

the first injection data. The largest peak of seismic energy release (P17b) was due to 47 earthquakes with $M_{max} = 2.3$, coinciding with an injection phase. Peaks P19 and P20 occurred during an extraction gas stage. The peak P15 is represented by just one earthquake with $M = 2.0$ and 16 km depth, with no apparent relationship with the Yela underground operations.

Cross-correlation analysis

We have performed a cross-correlation analysis between the temporal monthly series of injected natural gas volume and seismic energy released 20 km around the Yela facilities. The objective is to determine how well both series match each other and, in particular, at what point the best match occurs. We can observe in figure 2a that there are some cases that the seismicity matches injection months (circles) and other cases where there is a time lag between the end of an injection and the start of earthquake occurrence. Furthermore, the injection monthly periods could be several months long, which hamper the interpretation between injection and the induced seismicity.

A predominant time lag of 3 months with respect to the injection operations has been determined from the cross-correlation analysis, pointing to a causal relationship between the gas injections and the recorded seismicity. In at least one case, seismicity is simultaneous to the injection (a seismic cluster with 47 earthquakes and with a $M_{max} = 2.3$ took place during the summer-autumn operations of 2017). The typical time lag of 3 months would suggest that injection operations during the summer would have triggered small clusters of induced seismicity in autumn/winter, although the recorded induced earthquakes have decreased in frequency and magnitude over the last period from 2017 to 2021. However, there is no model to explain this fact despite the relationship between gas injection and earthquake occurrence is positive.

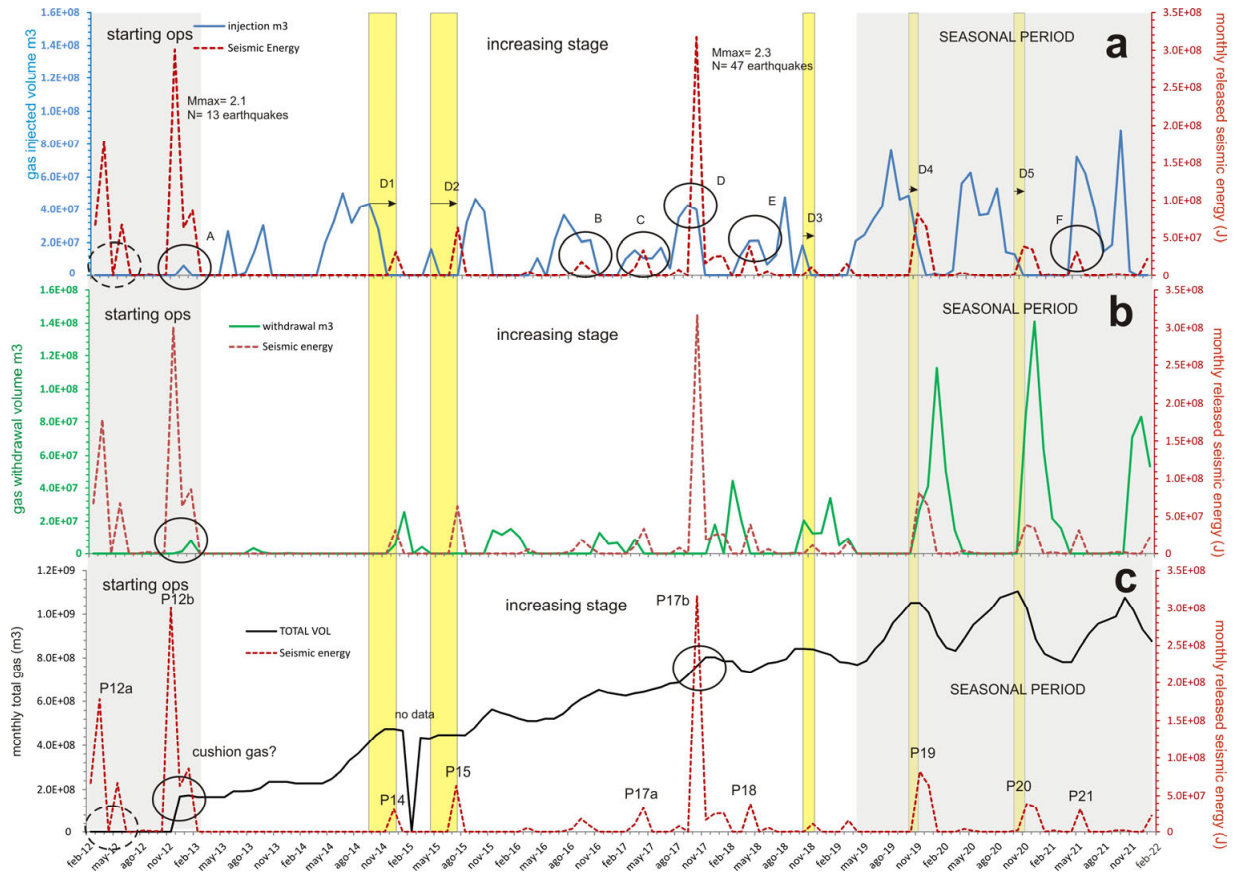


Fig. 2.- Correlation between seismicity and natural gas storage in Yela. a. Monthly seismic energy (Joules) vs. monthly injected volume (m^3). b. Monthly seismic energy (Joules) vs. monthly withdrawal volume (m^3). c. Monthly seismic energy (Joules) vs. the accumulated injected volume (m^3). The dashed circle represents a monthly period (March 2012) of no information of gas injected available. See text for details.

Perhaps the increased seismicity in the “increasing stage” was due to the general increasing trend of stored volume (and thus to an increasing general trend of pore pressure), while the seismicity rate diminished once the reservoir reached the maximum operational storage capacity and started operating in a seasonal mode (without reaching further maxima of pore pressure). Also, the extraction gas has to be taken into account (Candela *et al.*, 2019). No earthquake focal mechanism solutions are available to go deeper in this discussion although.

Finally, other causes could explain the seasonality of the released of seismic energy, as those pointed out by Johnson *et al.* (2017) regarding the effect of wet and dry seasonal periods for signals of

Conclusions

The monthly released seismic energy is related to the underground operations carried out at Yela Geological natural gas storage. The maximum triggered earthquake was with a magnitude $M = 2.3$. A preliminary analysis of cross-correlation between the volume of the injected gas and the seismic energy 20 km around Yela shows a predominant lag of 3 months between the injection and the earthquake occurrence. This time lag could be related to the lateral fluid migration during the injection and the permeability constraints of the reservoir rock host.

However, it is noteworthy that the induced seismicity shows a lower maximum magnitude than the natural seismicity recorded nearby: $M_{\text{ind}}(\text{max}) = 2.3$ ($1.8 \cdot 10^8$ J) and $M_{\text{nat}}(\text{max}) = 4.1$ ($8.9 \cdot 10^{10}$ J), respectively. Moreover, the seasonal seismic peaks

after the injection manoeuvres decreased from 2019 to present, which suggests that the accommodation of the porous rock pressure is close to an aseismic mode.

Acknowledgements

This work has been funded by ENAGAS S.A. and partially funded by the project FAMRAD PID2020-113407RB-I00, Spanish Ministry of Science and Innovation and EU – FEDER. Thanks are given to Álvaro González for his good revision and helpful comments, and an anonymous reviewer.

References

- Bormann, P. 2015. Are new data suggesting a revision of the current M_w and M_e scaling formulas? *Journal of Seismology*, 19, 989–1002.
- Cabañas, L., Rivas-Medina, A., Martínez-Solares, J.M., Gaspar-Escribano, J.M., Benito, B., Antón R., Ruiz-Barajas, S. 2015. Relationships Between M_w and Other Earthquake Size Parameters in the Spanish IGN Seismic Catalog. *Pure Applied Geophysics*, 172, 2397–2410.
- Candela, T., Osinga, S., Ampuero, J.P., Wassing, B., Pluymaekers, M., Fokker, P.A., van Wees, J.D., de Waal, H.A., Muntendam-Bos, A.G. 2019. Depletion-induced seismicity at the Groningen gas field: Coulomb rate - and - state models including differential compaction effect. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124, 7081–7104.
- Carreño, E., Benito, B., Martínez-Solares, J.M., Cabañas, L., Giner, J., Murphy, P., López, C., Del Fresno, C., Alcalde, J.M., Gaspar-Escribano, J.M., Antón, R., Martínez-Díaz, J., Cesca, S., Izquierdo, A., Sánchez-Cabañero, J.G., Expósito, P. 2008. The 7 June 2007 m_b Lg 4.2 Escopete

- Earthquake: An Event with Significant Ground Motion in a Stable Zone (Central Iberian Peninsula). *Seismological Research Letters* Vol. 79, (6), 820-829.
- Cloetingh, S., Burrov, E., Beekman, F., Andeweg, B., Andriessen, P.A.M., Garcia-Castellanos, D., de Vicente, G., Vegas, R., 2002. Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics* 21, 5-1-5-26.
- Frohlich, C. 2012. Two-Year Survey Comparing Earthquake Activity and Injection-Well Locations in the Barnett Shale, Texas. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, vol. 109(35), 13934-13938.
- González, Á. 2017. The Spanish National Earthquake Catalogue: Evolution, precision and completeness. *Journal of Seismology*, 21(3), 435-471.
- Giner-Robles, J.L., Pérez-López, R., Silva, P.G., Jiménez-Díaz, A., & Rodríguez-Pascua, M.A. 2012. Recent tectonic model for the Upper Tagus Basin (central Spain). *Journal of Iberian Geology*, 38(1), 113-125.
- Johnson, C.W., Fu Y., Bürgmann R. 2017. Seasonal water storage, stress modulation, and California seismicity. *Science*, 356 (6343), 1161-1164.
- Pérez-López, R., Mediato, J. F., Rodríguez-Pascua, M. A., Giner-Robles, J. L., Ramos, A., Martín-Velázquez, S., Martínez-Orío, R., and Fernández-Canteli, P. 2020. An active tectonic field for CO₂ storage management: The Hontomín onshore case study (Spain), *Solid Earth*, 11, 719-739.
- Pérez-López, R., Giner-Robles, J.L., Ramos, A. 2022. Stress and strain analysis and induced seismicity in geological gas storage (Yela, Spain). *Journal of Structural Geology*, *Accepted*.



LA RED SÍSMICA DE LA COMUNIDAD VALENCIANA

The seismic network of the Valencian Community

P. Alfaro¹, J.M. Andreu¹, N. Benabdeloued¹, J. Cuevas¹, J. Delgado¹, J.J. Galiana²,
J. Giner¹, I. Martín-Rojas¹, M. Martín¹, I. Medina¹, D. Montiel³, S. Molina³,
S. Moliner¹, J. Rosa², S. Rosa⁴, E. Santamaría¹, J.L. Soler¹, J.E. Tent¹

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra y Medio Ambiente, Facultad de Ciencias, Universidad de Alicante, Ap. Correos 99, 03080 Alicante. Pedro.alfaro@ua.es, Andreu.rodas@ua.es, nassim@gcloud.ua.es, Jaime.cuevas@ua.es, jose.delgado@ua.es, jj.giner@ua.es, ivan.martin@ua.es, ivan.medina@ua.es, santi.moliner@ua.es, esp63@alu.ua.es, jl.soler@ua.es, je.tent@ua.es

² Departamento de Física, Ingeniería de Sistemas y Teoría de la Señal, Escuela Politécnica Superior, Universidad de Alicante, Ap. Correos 99, 03080 Alicante. Jj.galiana@ua.es, julio.rosaherrans@ua.es

³ Departamento de Física Aplicada, Facultad de Ciencias, Universidad de Alicante, Ap. Correos 99, 03080 Alicante. David.motlop@ua.es, Sergio.molina@ua.es

⁴ Departamento de Didáctica General y Didáctica Específicas, Facultad de Educación, Universidad de Alicante, Ap. Correos 99, 03080 Alicante. Sergio.rosacintas@ua.es

Resumen: A partir de la Ley 2/2020 de la Generalitat Valenciana, el *Institut Cartogràfic Valencià* adquiere la responsabilidad de la creación y mantenimiento de la red sísmica de la Comunidad Valenciana. Dicha red se creará a partir de la ya existente Red Sísmica de la Universidad de Alicante (RSUA) y ampliará su cobertura espacial hasta cubrir todo el territorio de la Comunidad Valenciana. El objetivo de esta futura red, que se prevé plenamente operativa en el último trimestre de 2022, es servir de portal de información y concienciación del fenómeno sísmico en la comunidad, así como suministrar información científica útil para todos aquellos grupos de investigación interesados en la sismicidad y la tectónica activa en la Comunidad Valenciana.

Palabras clave: Sismicidad, red sísmica, tectónica activa, fallas activas.

Abstract: After the enact of Law 2/2020 of the Generalitat Valenciana, the *Institut Cartogràfic Valencià* acquires responsibility for the creation and maintenance of the seismic network of the Valencian Community. This network will be created from the already existing Seismic Network of the University of Alicante (RSUA) and will expand to cover the entire territory of the Valencian Community. The goal of this future network, which is expected to be fully operational in the last quarter of 2022, is to serve as a portal for information and awareness of the seismic phenomenon in the community, as well as to provide useful scientific information for all those research groups interested in seismicity and the active tectonics in the Valencian Community.

Key words: Seismicity, seismic network, active tectonics, active faults.

Introducción

Los terremotos son una de las manifestaciones de la tectónica activa. El estudio de la sismicidad de un territorio es básico para caracterizar dicha tectónica, aportando información no solo sobre el mecanismo de generación sísmica, sino también sobre la estructura geológica de una región, o sobre la tasa de actividad más reciente de las fallas activas, entre otros datos.

En la Comunidad Valenciana se han identificado y caracterizado diversas fallas activas por todo su territorio (Bajo Segura, Crevillente, Jumilla, etc., García-Mayordomo *et al.*, 2012), existiendo además una sismicidad que, en algunos casos, ha resultado destructiva, como los terremotos de 1748 (Imáx IX, Mw 6.2) o de 1829 (Imáx IX-X, Mw 6.5) (Martínez Solares y Mezcuca Rodríguez, 2002; IGN, 2022). La sismicidad más reciente se ha monitorizado gracias a las estaciones sísmicas instaladas por diversas instituciones y universidades.

Recientemente, a partir de la Red Sísmica de la Universidad de Alicante (RSUA) y del *Institut Cartogràfic Valencià* (ICV), en colaboración con otras instituciones públicas (Emergencias de la Generalitat Valenciana, Diputaciones Provinciales de Alicante y Castellón), se va a crear la Red Sísmica de la Comunidad Valenciana (Red Sísmica de Banda Ancha de la Comunidad Valenciana, VBSN) que monitorizará la sismicidad de esta Comunidad. En

este trabajo se presentan las características de esta futura red y sus objetivos.

Redes sísmicas presentes en la Comunidad Valenciana

Actualmente (abril de 2022), en el territorio de la Comunidad Valenciana coexisten estaciones pertenecientes a cuatro instituciones (Fig. 1). Además, otras dos instituciones tienen estaciones próximas a los límites de la comunidad cuyos datos también sirven para el control de la sismicidad. La red más amplia es la conformada por las estaciones de la Red de Alerta Sísmica del Instituto Geográfico Nacional (IGN), que posee 6 estaciones (2 en la provincia de Alicante, 3 en Valencia y 1 en Castellón). La RSUA tiene actualmente dos estaciones operativas en la provincia de Alicante. Finalmente, tanto el Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos (IAGPDS) como el Observatorio del Ebro (OE) tienen una estación en la Comunidad; la del primero está en la provincia de Alicante y la del OE está en la provincia de Castellón. De este modo, en la provincia de Alicante hay 5 estaciones operativas, 3 en la provincia de Valencia y solo 2 en Castellón. Muy próximas al límite provincial con Castellón, tanto el OE como el *Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya* (ICGC) tienen operativas varias estaciones en la zona sur de la provincia de Tarragona (Delta del río Ebro). Además, varias estaciones en las provincias de

Murcia, Albacete, Teruel e Islas Baleares, pertenecientes a las redes del IGN, IAGPDS y RSUA (Fig. 1), contribuyen al control de la sismicidad ocurrida en la Comunidad Valenciana.

Todas estas estaciones están dotadas de sensores de velocidad de banda ancha (30 s o 120 s, dependiendo de la estación concreta) con la excepción de la estación ALCX, en la provincia de Castellón (Fig. 1), que posee un sensor de velocidad de periodo corto (1 s).

El IGN y RSUA poseen, además, redes de acelerómetros (no mostrados en la Fig. 1). Sin embargo, por su menor sensibilidad, la utilidad de estas estaciones para detectar y localizar sismicidad es limitada.

Las estaciones mostradas en la Figura 1 se fueron instalando progresivamente. En ocasiones, el emplazamiento está ocupado desde hace décadas, pero los equipos se han ido actualizando hasta llegar a las estaciones de banda ancha actuales.

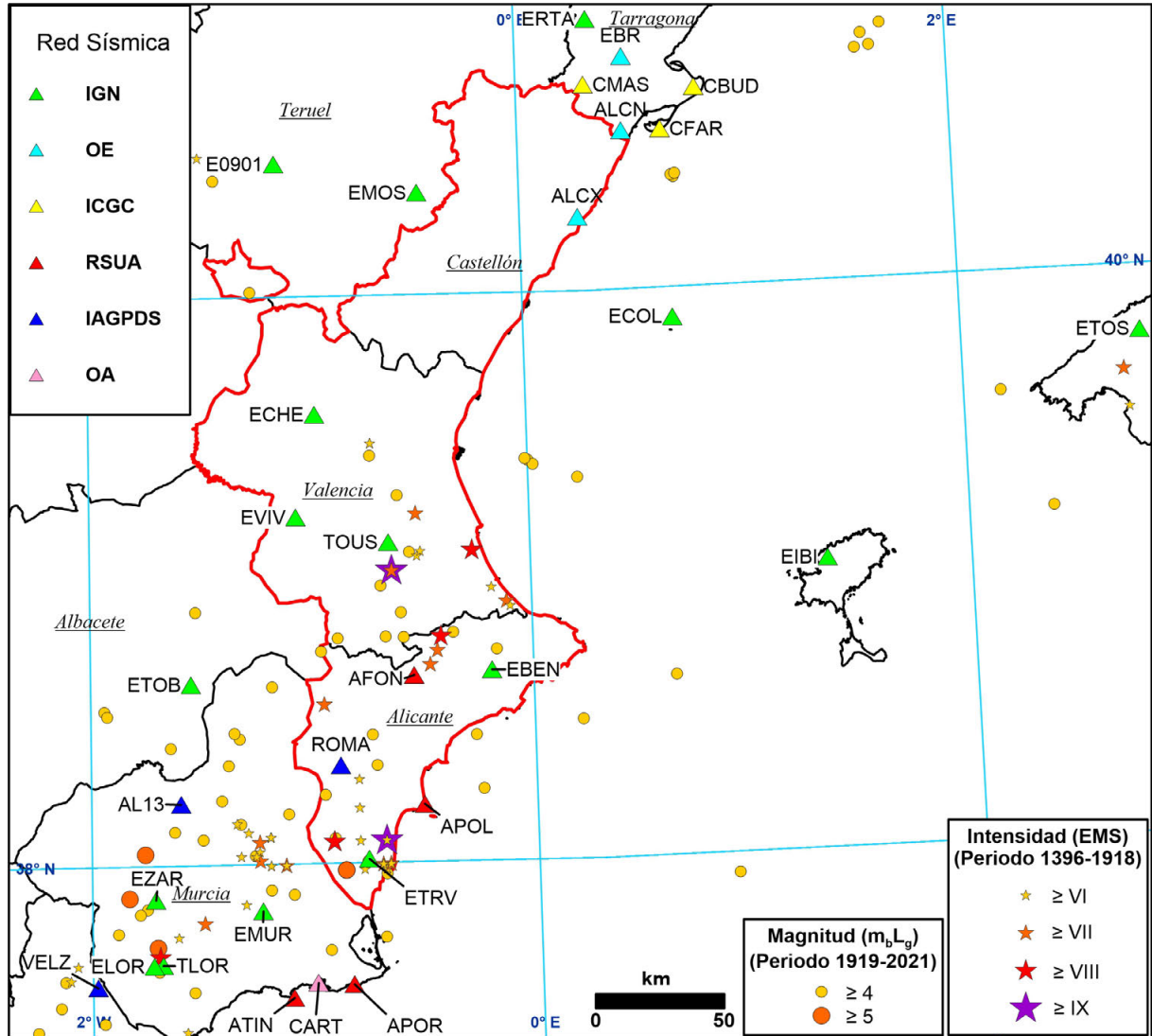


Fig. 1.- Sismicidad histórica e instrumental en la Comunidad Valenciana. En rojo se señala el perímetro de la Comunidad Valenciana. Redes sísmicas: IGN – Instituto Geográfico Nacional, OE – Observatorio del Ebro, ICGC – Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, RSUA – Red Sísmica Universidad de Alicante, IAGPDS – Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos, OA – Observatorio de la Armada.
Fig. 1.- Historical and instrumental in the Valencian Community. Red line is the perimeter of Valencian Community. Seismic networks: IGN – Instituto Geográfico Nacional, OE – Ebro Observatory, ICGC – Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, RSUA – University of Alicante seismic network, IAGPDS – Andalusian Institute of Geophysics and Prevention of Seismic Disasters, OA – Army Observatory.

La Figura 2 presenta un resumen de estadísticas de la sismicidad localizada por el IGN dentro del perímetro de la Comunidad Valenciana durante las últimas dos décadas. Aparentemente, la sismicidad ha aumentado en fechas recientes; sin embargo, este hecho está más relacionado con la capacidad de las redes existentes de detectar y localizar los terremotos que con un incremento real de la actividad sísmica. Así, el incremento observado a partir de 2012 coincide con los esfuerzos del IGN por actualizar su red de

estaciones, pues en estas fechas actualizó muchas de las estaciones de su red, dotándolas de sensores de banda ancha. Esta mejora se ha traducido no solo en una mejor detectabilidad de la sismicidad, sino también en una mejora de las localizaciones, con una progresiva reducción del error de localización epicentral (hasta los errores cuadráticos medios inferiores a 3 km de las localizaciones de los últimos años).

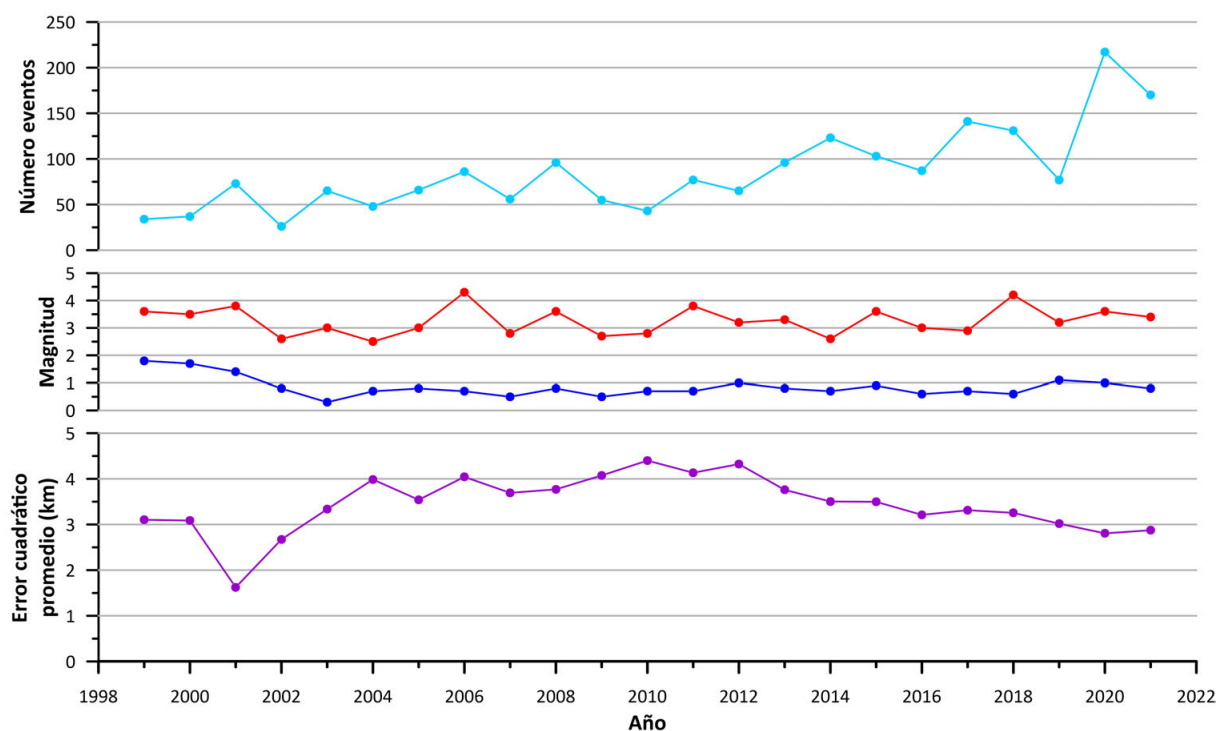


Fig. 2.- Estadísticas de la sismicidad registrada por el IGN dentro de la Comunidad Valenciana. Arriba: número de eventos por año; Centro: magnitudes extremas (máxima en rojo y mínima en azul) de los eventos localizados; Abajo: error cuadrático promedio de las localizaciones epicentrales.

Fig. 2.- Statistics of seismicity recorded by IGN in the Valencian Community. Top: number of events per year; Middle: extreme values of magnitude (maximum and minimum in red and blue, respectively) for events located; Bottom: mean quadratic error of epicentral locations.

En esta misma figura se comprueba que las magnitudes extremas (máxima y mínima) de los terremotos no han variado significativamente en el tiempo (entre 3.5 – 4.0 como magnitud máxima y algo menor de 1.0 la magnitud mínima de los eventos).

Creación y objetivos de la red sísmica de la Comunidad Valenciana

La Ley 2/2020 de 2 de diciembre, de la Generalitat Valenciana, de la información geográfica y del *Institut Cartogràfic Valencià* [2020/10518], establece en su artículo 46 que el ICV es el organismo encargado de proyectar, desplegar, mantener y explotar la red sísmica de la Comunidad Valenciana como herramienta básica de la Generalitat para la detección de los eventos sísmicos ocurridos en territorio valenciano.

Este organismo, el ICV, ha contactado con la RSUA para aprovechar la experiencia previa en gestión de redes sísmicas y constituir así el punto de partida de la futura red sísmica de la Comunidad Valenciana (VBSN). A tal efecto, en abril de 2021 se firmó un acuerdo marco de colaboración entre el ICV y la Universidad de Alicante, como entidad que acoge la RSUA. Posteriormente, en febrero de 2022 se ha firmado un primer convenio de colaboración específico entre ambas instituciones para la ampliación de la RSUA y su transformación en VBSN. En este primer convenio, de renovación anual, se establecen las pautas para la ampliación de la red, que incluirá 3 nuevas estaciones en la provincia de Valencia (Fig. 3) y el desarrollo de actividades de investigación en relación con la actividad sísmica y la tectónica activa en la Comunidad Valenciana. Por mediación del ICV, también se ha firmado un convenio de colaboración entre la RSUA y la

Excelentísima Diputación Provincial de Castellón para la instalación y mantenimiento de una estación en territorio de dicha provincia (Fig. 3). Por otra parte, la RSUA ha mantenido la colaboración con el Consorcio Provincial para el Servicio de Prevención y Extinción de Incendios y Salvamento de Alicante mediante el cual se instalarán otras 2 estaciones en la provincia de Alicante (Fig. 3). Finalmente, la RSUA ha recibido una subvención de la Agencia Valenciana de Seguridad y Respuesta a las Emergencias de la Generalitat Valenciana para la contratación de personal técnico especializado para trabajar en la VBSN.

Las nuevas estaciones que se van a instalar en las tres provincias estarán dotadas de sensores de banda ancha de 120 s de periodo, con transmisión de datos vía IP. Los equipos se prevé que estén plenamente operativos en el último trimestre de 2022. Los emplazamientos para estas nuevas estaciones se han seleccionado teniendo presente la distribución actual de estaciones dentro del territorio de la Comunidad Valenciana (Fig. 1), las fallas activas conocidas (García-Mayordomo *et al.*, 2012) y la sismicidad de la Comunidad, tanto en el periodo histórico como el instrumental (IGN, 2022). Estos emplazamientos se caracterizan por encontrarse en áreas poco pobladas, en las que el ruido ambiental medio no supera los umbrales máximos de amplitud espectral del ruido ambiente recomendados para estaciones con sensores de banda ancha, necesarios para una correcta identificación de la señal sísmica respecto del ruido de fondo (McNamara y Buland, 2004). Los mismos corresponden a instalaciones de Emergencias de la Generalitat Valenciana, de la Consellería de Agricultura, Desarrollo Rural, Emergencia Climática y Transición Ecológica (delegaciones de Forestales de las provincias de Castellón y Valencia), o de los ayuntamientos de

Almoradí y Pilar de la Horadada (provincia de Alicante). Adicionalmente, se hará uso de un sondeo profundo en el campus de la Universidad de Alicante, en San Vicente del Raspeig, para la otra estación que se instalará en la provincia de Alicante. De este modo, habrá un total de 8 estaciones en la provincia de Alicante, 6 en la de Valencia y 3 en Castellón.

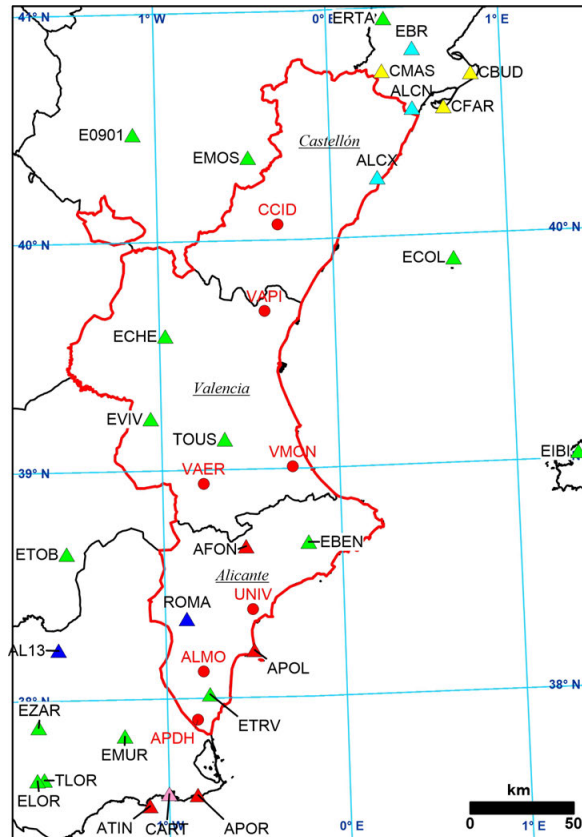


Fig. 3.- Distribución espacial de las estaciones la futura Red Sísmica de la Comunidad Valenciana. Los círculos rojos y etiquetas en rojo muestran las nuevas estaciones de la red. Ver Figura 1 para leyenda de símbolos.

Fig. 3.- Spatial distribution of stations of future Seismic Network of Valencian Community. Red circles and red labels mark the situation of new stations of the network. See Figure 1 for legend of symbols.

La implantación de esta red sísmica tiene dos objetivos fundamentales. El primero de ellos es realizar un servicio público, sirviendo de fuente de información sísmica para las entidades públicas, privadas y ciudadanía en general. Se prestará especial atención a la sensibilización de la opinión pública acerca del fenómeno sísmico en la Comunidad Valenciana, así como facilitar o realizar estudios técnicos específicos que requieran las administraciones públicas.

El segundo objetivo de esta nueva red sísmica es científico, pretendiendo suministrar datos en relación con terremotos (localizaciones y su error, catálogos, formas de onda, momento tensor, etc.) a todos aquellos grupos de investigación con interés en el territorio de la Comunidad Valenciana. Se prevé que una vez esta red esté operativa, el catálogo sísmico de la Comunidad sea completo para terremotos de magnitud ≥ 1.0 , y los eventos tengan errores de localización de 1 km.

Conclusiones

Como consecuencia de la publicación de la Ley 2/2020 de la Generalitat Valenciana, por la que el ICV adquiere la responsabilidad de crear, gestionar y mantener la red sísmica en la Comunidad Valenciana, se ha establecido una colaboración entre dicho organismo y la RSUA, creándose la futura VBSN. Además de este organismo, en la creación de esta red también colaboran otras instituciones públicas (*Emergències* de la Generalitat Valenciana, Excelentísima Diputación Provincial de Castellón, Consorcio de Bomberos de la provincia de Alicante y Ayuntamiento de Almoradí). Para tal fin se van a adquirir 7 estaciones, de modo que a finales de 2022 habrá 8 estaciones operativas en la provincia de Alicante, 6 en Valencia y 3 en Castellón.

Con esta nueva red se pretende servir de portal de información y concienciación del fenómeno sísmico en la Comunidad, así como suministrar información científica útil para todos aquellos grupos de investigación interesados en la sismicidad y la tectónica activa en la Comunidad Valenciana.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el *Institut Cartogràfic Valencià*, por la Agencia Valenciana de Seguridad y Respuesta a las Emergencias (Generalitat Valenciana), por el Consorcio Provincial para el Servicio de Prevención y Extinción de Incendios y Salvamento de Alicante, por la Excelentísima Diputación Provincial de Castellón y por el Ayuntamiento de Almoradí.

Este trabajo también ha sido financiado por los proyectos de investigación RTI2018-100737-B-I00 (Ministerio de Ciencia e Innovación) y AICO/2021/196 (Generalitat Valenciana). También por los grupos de investigación VIGROB20-116, VIGROB20-184 y VIGROB053 (Universidad de Alicante)

Referencias

- García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J. M., Martínez-Díaz, J. J., Jiménez-Díaz, A., Martín-Banda, R., Martín-Alfageme, S., Álvarez-Gómez, J. A., Rodríguez-Peces, M., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M. A., Masana, E., Perea, H., Martín-González, F., Giner-Robles, J., Nemser, E. S., & Cabral, J. (2012). The Quaternary active faults database of Iberia (QAFI v. 2.0). *Journal of Iberian Geol*, 38(1)10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39219
- IGN (2022). Catálogo de terremotos. <https://www.ign.es/web/ign/portal/sis-catalogo-terremotos>. Fecha último acceso: 26 abril 2022.
- McNamara, D.E., Buland, R.P., 2004. Ambient noise levels in the continental United States. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94, 4: 1517-1527.
- Martínez Solares J.M. and J. Mezcua Rodríguez, 2002. Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 a.C.-1990). IGN, Madrid, 254 pp.

A. Echeverría¹, A. Margalef¹, T. Frontera Genovard², N. Gallego¹

¹ Andorra Recerca+Innovació. Av Rocafort, 21-23, Edifici Molí, 3r pis. AD600, Sant Julià de Lòria (Andorra). echeverria@ari.ad, amargalef@ari.ad, ngallego@ari.ad

² Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, Parc de Montjuïc, s/n, 08038, Barcelona. tanit.frontera@icgc.cat

Resumen: Durante el último año ha aumentado la actividad sísmica en la zona del Pirineo situada en la frontera entre el Alt Urgell (Cataluña) y Andorra. Des de octubre de 2021, se ha registrado un aumento de la actividad, siendo el 01 de febrero de 2022 cuando se produjo el sismo de mayor magnitud ($M_I=3.8$) hasta la fecha. La serie sísmica 2021-2022 presenta una profundidad superficial y se sitúa alrededor de la localidad de Os de Civís. La población de Andorra ha percibido algunos de estos terremotos; tres de ellos fueron notificados mediante el cuestionario sísmico andorrano por más de 100 personas. Este trabajo pretende destacar la existencia de esta serie sísmica, proponiendo la posible falla responsable de esta sismicidad. El tipo de mecanismo focal obtenido sostiene la posibilidad de una reactivación de un cabalgamiento orientado E-W como falla normal. Hace falta un estudio más detallado para determinar la posible fuente sismogénica y determinar si mantiene relación con la Falla Nord Maladeta, situada 40 km al oeste.

Palabras clave: Serie sísmica, Pirineos, sismicidad, Alt Urgell, Andorra.

Abstract: During the last year, seismic activity has increased in the Pyrenees area located on the border between Alt Urgell (Catalonia) and Andorra. Since October 2021 there has been an increase in activity, with the largest earthquake ($M_I=3.8$) to date occurring on 01 February 2022. The 2021-2022 seismic series has a shallow depth and is located around the town of Os de Civís. Some of these earthquakes have been felt by the population of Andorra; three of them were reported by more than 100 people through the Andorran seismic survey. This work aims to highlight the existence of this seismic series, proposing the possible fault responsible for this seismicity. The type of focal mechanism obtained supports the possibility of a reactivation of an E-W oriented thrust as a normal fault. A more detailed study is needed to determine the possible seismogenic source and to determine if it is related to the North Maladeta Fault, located 40 km to the west.

Key words: seismic series, Pyrenees, seismicity, Alt Urgell, Andorra.

Introducción

Desde mediados de febrero de 2021, se están registrando una serie de terremotos superficiales en la frontera entre Andorra y Cataluña, en el entorno de la localidad de Os de Civís (Alt Urgell, provincia de Lleida). Este estudio pretende mostrar los datos disponibles hasta la actualidad de la serie sísmica reciente del Alt Urgell-Andorra, en una zona hasta la fecha sin terremotos importantes, con el fin de, en un futuro inmediato, estudiar en detalle la posible fuente sismogénica y su contexto. En este trabajo, se ha usado el catálogo e información proporcionada por el ICGC dado que los datos locales son más detallados que los de las agencias estatales española o francesa.

La región de estudio se encuentra en la Zona Axial de los Pirineos. Esta cordillera se caracteriza por una sismicidad moderada, siendo en la parte oriental más difusa que en la parte occidental. No obstante, esto no excluye que no se hayan producido terremotos importantes como el de 1373 de la Ribagorça (Int. VIII-IX), 1923 en Vielha (Int. VIII) o en 1427-1428 en la provincia de Girona (Int. IX-X; ICC, 1999). En la zona epicentral de la serie que se estudia, en Os de Civís, no hay registro de terremotos históricos importantes.

Desde el día 01/01/2021 hasta la fecha de elaboración de este trabajo (finales de abril 2022) se han registrado, según el Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC), un total de 384 terremotos en la

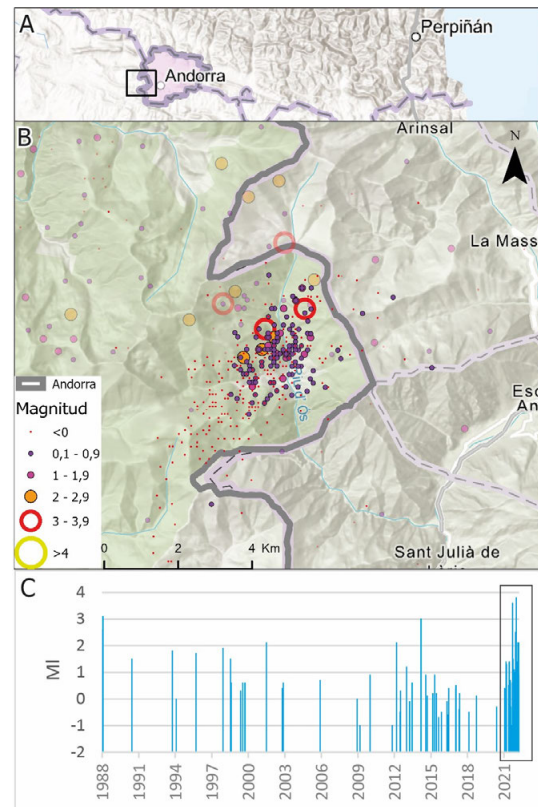


Fig. 1.- A: Situación general de la zona de estudio. B: Sismicidad instrumental de fondo en la zona des de 1984 (catálogo del ICGC (2022a)) y en colores más sólidos la serie 2021-2022. C: Evolución temporal de los terremotos incluidos en la imagen superior en función de su magnitud local (M_I). El recuadro incluye la serie sísmica 2021-2022, detallada en la Figura 2.

Fig. 1.- A: Situación general de la zona de estudio. B: Sismicidad instrumental de fondo en la zona des de 1984 (catálogo del ICGC (2022a)) y en colores más sólidos la serie 2021-2022. C: Evolución temporal de los terremotos incluidos en la imagen superior en función de su magnitud local (M_I). El recuadro incluye la serie sísmica 2021-2022, detallada en la Figura 2.

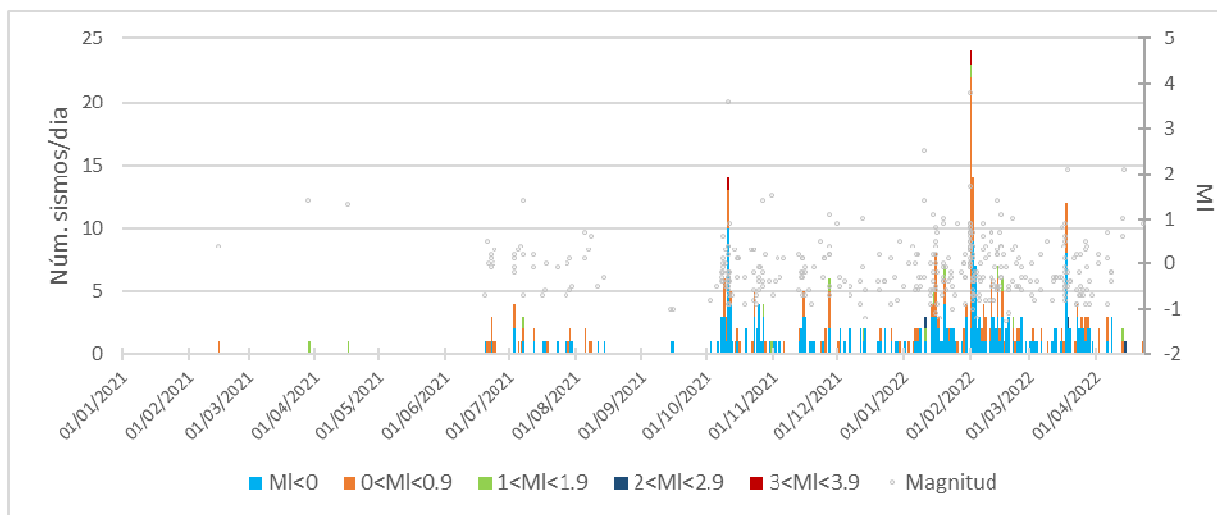


Fig. 2.- Número de sismos diarios de la serie sísmica en función de su magnitud local.
Fig. 2.- Number of events per day of the seismic series according to the local magnitude.

zona, siendo el de mayor magnitud el del 01/02/2022 con una Magnitud local (MI) de 3.8.

En la Figura 1B se han representado todos los terremotos ocurridos en la zona desde la implementación de la red, en 1984, siendo el más antiguo que se tiene registrado en febrero de 1988 (nótese que la red de estaciones fue mejorándose progresivamente). No obstante, tal y como se observa en la evolución temporal (Fig. 1C), la mayoría de los eventos se han producido a partir de 2021. Previamente a esta serie, destacan los terremotos del 19/02/1988 de MI=3.1 y del 06/04/2014 de MI=3.

Serie sísmica 2021-2022

Como se observa en la Figura 2, a mediados del mes de junio de 2021 se produce un breve período de actividad, pero es en octubre de 2021 cuando se registra un aumento notable de la sismicidad en la región, cuando se concentran la mayoría de los sismos de la serie (90%). Desde enero de 2021 se han producido 384 sismos, de los cuales 5 presentan una magnitud superior a 2. Destacan el terremoto del 11/10/2021 de MI=3.6 y el del 01/02/2022 de MI=3.8.

La serie corresponde a una sismicidad superficial, con una profundidad hasta el momento siempre inferior a los 15 km, siendo el valor medio de 4 km. La profundidad parece aumentar en relación directa con la longitud, es decir, hacia el este. No obstante, siendo la profundidad el parámetro menos preciso de las localizaciones (95% con un error de entre 0-10 km), habría que verificar que no se trate de un efecto de la distribución de la red sísmica o bien realizar una relocalización mediante métodos no lineales (Fig. 3).

En cuanto a la información macrosísmica, cada vez que un terremoto es sentido por la población andorrana se solicita que se rellene el cuestionario macrosísmico realizado por Andorra Recerca+ Innovació (AR+I). En la actualidad las intensidades en Andorra las obtiene el ICGC junto con AR+I, ya que los organismos estatales español y francés no las calculan. Dado el carácter transfronterizo de la serie sísmica, para obtener una visión global de las intensidades relacionadas a cada episodio hace falta obtener los datos de los organismos de los países limítrofes.

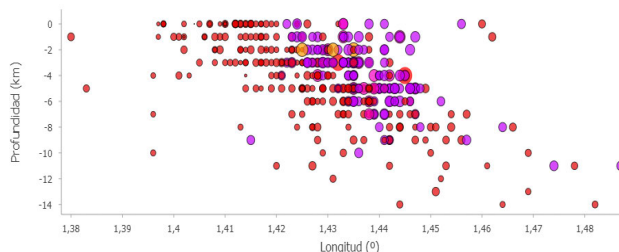


Fig. 3.- Distribución de la sismicidad en función de la profundidad y la longitud. La relación de colores se corresponde a la misma simbología que en la Figura 1.

Fig. 3.- Seismicity distribution as a function of depth and longitude. The colours correspond to the same as in Figure 1.

El terremoto de mayor magnitud (MI=3.8) fue percibido en Andorra, según el número de respuestas del cuestionario, por 817 personas (Tabla1, Fig. 2). Ocurrió de madrugada, a las 03:03h (hora local) mientras la mayoría de gente dormía. Por primera vez, desde que se realizan estas encuestas, más de 100 personas (14% de los que respondieron) afirmaron sentir pánico. Según las valoraciones preliminares del ICGC se estima que pudo alcanzar en Andorra una intensidad de IV en la escala EMS-98. Según el estudio de seguimiento (ICGC, 2022b) el terremoto se percibió hasta 150 km del epicentro en la parte catalana. En Francia, a partir de 32 respuestas del cuestionario francés, se obtienen intensidades preliminares de IV en algunas poblaciones francesas y se percibió hasta al menos 80 km del epicentro (BCSF-RéNaSS, 2022). El IGN (2022) obtiene una intensidad preliminar de III-IV para los municipios españoles cercanos a la frontera.

El segundo terremoto de mayor magnitud (MI=3.6) ocurrió el 11/10/2021 a las 10:23h, en horario laboral; el cuestionario obtuvo 339 respuestas de personas que percibieron el sismo en Andorra (intensidad aún no disponible). En el lado francés, a partir de 66 respuestas, se obtienen intensidades preliminares de hasta IV en algún municipio y fue percibido hasta 70 km del epicentro. En el lado español, el IGN obtiene una intensidad preliminar de III para municipios cercanos a la Seu d'Urgell, a 8 km al sur de Andorra.

Fecha	Prof. (ICGC)	MI (ICGC)	mbLg (IGN)	EMS -98 (IGN)	Nº encuestas AND (sentido)
29/03/2021	5 km	1.4	2.1		39
11/10/2021	3 km	3.6	3.6* Mw	III	339
27/10/2021	4 km	1.4	2.1		4
11/01/2022	2 km	2.5	2.9	II	95
01/02/2022	4 km	3.8	4	III-IV	817
19/03/2022	2 km	2.1	2.5		7
14/04/2022	2 km	2.1	2.6	S	11

Tabla 1.- Relación de los terremotos de la serie sísmica percibidos en Andorra por más de tres personas a partir del cuestionario sísmico. Los datos provenientes del IGN y ICGC pueden variar en función de la revisión pertinente.

Table 1.- List of the earthquakes in the seismic series perceived in Andorra by more than three people based on the survey. Data from IGN and ICGC may vary depending on the revision.

Discusión y conclusiones

La sismicidad en los Pirineos presenta una concentración de terremotos en *clusters* muy activos (e.g. Sylvander *et al.*, 2021), tal y como se muestra en la Figura 4. Algunos pueden relacionarse con la presencia de fallas, como los asociados a la Falla Nord Maladeta (e.g. Ortuño *et al.*, 2008), al oeste de la zona de estudio. La base de datos de fallas activas QAFI v.4 (IGME, 2015), de carácter bibliográfico, no tiene registrada ninguna falla estudiada en la zona de

la serie sísmica. Por lo que se refiere a cartografía geológica, Margalef (2015) sitúa, justo en el lado andorrano, unos cabalgamientos orientados E-W, como la mayoría de estructuras regionales del Pirineo, que coinciden con la zona epicentral. En detalle, en la cartografía del lado catalán también se reconoce la presencia de algún cabalgamiento discontinuo (ICGC,2016) que no llega hasta la zona de Os de Civís (pero de las observaciones de campo se deduce su continuación) y que correspondería a la misma estructura del lado andorrano. Algunos autores constatan la reactivación neotectónica de cabalgamientos alpinos con buzamientos favorables (i.e. sub-verticales) como fallas normales, como el de Gavarnie, reactivado como la falla Nord Maladeta (Ortuño *et al.*, 2008; 2013) o el de Lakora-Eaux-Chaudes, reactivado como el sistema de fallas Bedous-Pic du Midi du Bigorre, (e.g. Lacan y Ortuño, 2012 y Dumont *et al.*, 2015). Los mecanismos focales (Fig. 4) obtenidos para los dos terremotos más grandes de la serie sísmica de Os de Civís son del tipo normal (ICGC, 2022b), compatibles con la tendencia general de mecanismos normales en la cordillera (e.g. Stich *et al.*, 2020) y la orientación de los planos nodales compatibles con la orientación del cabalgamiento.

La manifestación de la serie sísmica del Alt Urgell-Andorra 2021-2022 hace plantearnos algunas cuestiones, como: ¿Se trata de una reactivación como falla normal de un antiguo cabalgamiento? ¿Podría asociarse la actividad de esta serie sísmica a una continuación hacia el este del sistema de fallas normales Maladeta-Bedous, tal y como sugiere Ortuño (2022)? Harán falta estudios de detalle pluridisciplinarios para poder abordar estas cuestiones.

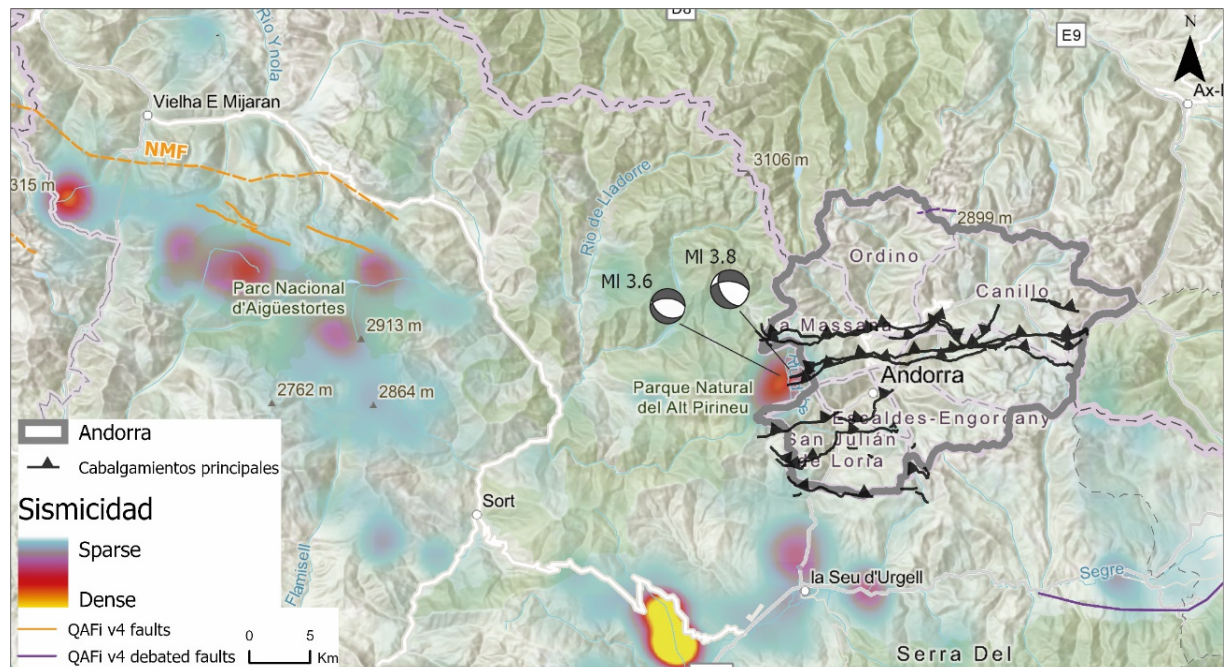


Fig. 4.- Mapa de calor de la sismicidad desde 1984 hasta abril 2022 y con un radio de 12 km. Mecanismos focales de los dos sismos de mayor magnitud según el ICGC (2022b). Fallas del sur de Andorra tomadas de Margalef (2015) en negro, y fallas de la base de datos QAFI v.4 en naranja (en morado las que están a debate). NMF: Falla Nord Maladeta.

Fig. 4.- Seismicity heatmap from 1984 to April 2022 and with 12 km radius. Focal mechanism of the two largest earthquakes from ICGC (2022b). Southern Andorra faults in black (Margalef, 2015) and QAFI v.4 faults database in orange (in purple the debated faults). NMF: North Maladeta Fault.

Referencias

- BCSF-RéNaSS, 2022. La Bureau Central Sismologique Français. <https://www.franceseisme.fr/nseisme.php?IdSei=1117> (Último acceso el 25/04/2022)
- Dumont, T., Replumaz, A., Rouméjon, S., Briais, A., Rigo, A., & Bouillin, J. P., 2015. Microseismicity of the Béarn range: Reactivation of inversion and collision structures at the northern edge of the Iberian plate. *Tectonics*, 34(5), 934–950.
- ICC, 1999. *Atlas sísmic de Catalunya. Vol 1: Catàleg de sísmicitat*. Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona, 413 p.
- ICGC, 2016. Mapa geològic comarcal 1:50.000. MG50m v2, formato shp. ICGC, Barcelona.
- ICGC, 2022a. Terratremols enregistrats. <https://www.icgc.cat/ca/Ciutada/Explora-Catalunya/Terratremols/Terratremols-enregistrats> (Último acceso el 25/04/2022).
- ICGC, 2022b. Serie sísmica de l'Alt Urgell, febrer 2022. <https://www.icgc.cat/ca/Administracio-i-empresa/Serveis/Terratremols-enregistrats-i-informacio-sismica/Terratremols-enregistrats/Estudis-de-seguiment/Serie-sismica-de-l-Alt-Urgell-febrer-2022> (Último acceso el 25/04/2022)
- IGME, 2015. QAFI v.4: Quaternary Faults Database of Iberia (WMS). <http://info.igme.es/QAFI> (Último acceso el 04/05/2022)
- IGN, 2022. Catálogo de terremotos. <https://www.ign.es/web/ign/portal/sis-catalogo-terremotos> (Último acceso el 26/04/2022)
- Lacan, P., & Ortuño, M., 2012. Revisión de la tectónica activa de los pirineos. *Journal of Iberian Geology*, 38 (1), 11–33.
- Ortuño, M., Queralt, P., Martí, A., Ledo, J., Masana, E., Perea, H., & Santanach, P., 2008. The North Maladeta Fault (Spanish Central Pyrenees) as the Vielha 1923 earthquake seismic source: Recent activity revealed by geomorphological and geophysical research. *Tectonophysics*, 453(1–4), 246–262.
- Ortuño, M., Martí, A., Martín-Closas, C., Jiménez-Moreno, G., Martinetto, E., & Santanach, P., 2013. Palaeoenvironments of the Late Miocene Prúedo Basin: implications for the uplift of the Central Pyrenees. *Journal of the Geological Society*, 170(1), 79–92.
- Ortuño, 2022. Respuesta al tweet de Bertrand Delouis donde se discuten los mecanismos focales y posible fuente sismogénica del sismo de Os de Civís, Andorra (11/10/2021). <https://twitter.com/MaraOrtuo14/status/1447543514678632449>
- Margalef, A., 2015. Estudi estructural i estratigràfic del sud d'Andorra. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 224 p.
- Stich, D., Martínez-Solares, J. M., Custódio, S., Batlló, J., Martín, R., Teves-Costa, P., & Morales, J., 2020. Seismicity of the Iberian Peninsula. En: *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach*. Regional Geology Reviews. (C. Quesada y J. Oliveira Eds). Springer, Cham, 11–32.
- Sylvander, M., Rigo, A., Sénéchal, G., Battaglia, J., Benahmed, S., Calvet, M., Chevrot, S., Douchain, J. M., Grimaud, F., Letort, J., & Pauchet, H., 2021. Seismicity patterns in southwestern France. *Comptes Rendus - Geoscience*, 353(S1), 1–26.



SESIÓN 4:
Arqueosismología



CÓRDOBA, 21 SEPTIEMBRE 1589: ¿TERREMOTO Y/O TEMPESTAD? EVIDENCIAS ARQUEOSISMOLÓGICAS

Cordoba, 21st September 1589: Earthquake and/or storm? Archaeoseismological evidence

R. Pérez-López¹, A. Sánchez-Hernampérez², P.G. Silva³, J. Elez³, J.L. Giner-Robles⁴,
M.A. Rodríguez-Pascua¹, E. Roquero⁵, T. Bardají⁶, Y. Sánchez³

¹Dpto. Riesgos Geológicos y Cambio Climático. Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC). C/ Ríos Rosas 23, 28003-Madrid. Spain. r.perez@igme.es; ma.rodriguez@igme.es

²Dpto. Preservación y Conservación de Fondos. Biblioteca Nacional de España, Spain. arsenio.sanchez@bne.es

³Dpto. Geología, Universidad Salamanca, Facultad Ciencias, 37008-Salamanca, Spain. pgsilva@usal.es; j.elez@usal.es; yolanda.ss@usal.es

⁴Dpto. Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid, Madrid, Spain. jorge.giner@uam.es

⁵Dpto. Edafología. E.T.S.I. Agrónomos. Universidad Politécnica de Madrid, Madrid, Spain. elvira.roquero@upm.es

⁶Dpto. Geología, Geografía y Medio Ambiente; Universidad de Alcalá. 28805-Alcalá de Henares, Spain. teresa.bardaji@uah.es

Resumen: En este trabajo se evalúa el terremoto/huracán de Córdoba del 21 de septiembre del año 1589, mediante la aplicación de técnicas de arqueosismología sobre los efectos ambientales y en edificaciones, y que quedaron escritos en un romance firmado por Amaro Centeno (1589), nueve días después de dicho suceso. Se ha aplicado la clasificación de Efectos Arqueológicos de Terremotos (EAEs) y la escala ESI07, así como argumentos sobre la posibilidad de que dicho terremoto fuese debido a un huracán. A pesar de la elevada incertidumbre que acompaña un trabajo de esta índole, es posible extraer información para estimar el grado de veracidad de dicho terremoto y su relevancia en futuros estudios de peligrosidad sísmica, máxime si tenemos en cuenta que aparece incluido en los catálogos oficiales de terremotos en la Península Ibérica. Los datos sugieren que este terremoto podría haber alcanzado una intensidad macrosísmica XI, siendo el mayor del registro histórico afectando a la antigua ciudad monumental de Córdoba (España).

Palabras clave: arqueosismología, terremoto, Córdoba, 1589, tempestad.

Abstract: We have applied archaeoseismological techniques to evaluate the historical information about the earthquake/hurricane that occurred in Cordoba, on 21st September 1589 (Southern Spain). We have estimated the Earthquake Archaeological Effects (EAEs) and the macroseismic earthquake environmental scale ESI07 to destruction patterns of buildings and churches described in the Spanish Romance by Amaro Centeno (1589), written nine days after the event. Archaeoseismic evidence obtained from historical documents exhibits high uncertainties and a comprehensive methodology is mandatory to be applied. The origin of such destruction associated to a heavy storm cannot be discarded from the romance description. However, it is possible to get relevant information to be considered in future seismic hazard studies, considering that this historical earthquake is included in the official Spanish catalogue of earthquakes. Results suggest a potential historical earthquake of intensity XI, the greatest of the historical record affecting the old and monumental city of Cordoba (Spain).

Key words: archaeoseismology, earthquake, Cordoba, 1589, storm.

Introducción

La reciente exposición organizada por la Biblioteca Nacional de España "Noticias verdaderas, maravillosos prodigios. Relaciones de sucesos en la BNE y los orígenes del periodismo" ha sacado a la luz un interesante texto titulado: "Romance que trata sobre la Tempestad y Terremoto que afectó a la Ciudad de Córdoba el 21 de septiembre del año 1589", compuesto por Amaro Centeno nueve días después de dicho acontecimiento (Centeno, 1589). En este romance se describen los efectos y testimonios registrados en diversos lugares santos de la ciudad de Córdoba y de su campiña (Centeno, 1589; Diario El Clamor Público, 1851), efectos atribuidos a un terremoto/tormenta durante el día 21 de septiembre del citado año.

En dicho romance se detallan los efectos destructivos en varias iglesias, conventos, monasterios, casas, torres y construcciones en la campiña sur de Córdoba (i.e. molino de aceite), atribuida a fenómenos meteorológicos descritos como una fuerte tempestad con vientos y pedrisco aunque citándolo explícitamente como terremoto. Puestos en contacto con el Archivo de la Catedral de Córdoba para encontrar documentos antiguos y actas capitulares

sobre reparaciones y descripción del fenómeno, comprobamos que existen escritos sobre daños en referencia a una tempestad, igual que en los archivos de las Iglesias de la Compañía de Jesús, San Salvador y Santo Domingo, con efectos y reparaciones en sus espadañas, torres y campanarios.

El objetivo de este trabajo es aplicar las técnicas de arqueosismología para tratar de establecer la veracidad de dicho terremoto o, por el contrario, asociar los daños a un fenómeno meteorológico extremo. Para ello, hemos contrastado los daños en las edificaciones reconociendo los lugares santos actuales, el tipo de daño en función de los efectos arqueológicos de terremotos (EAEs, Rodríguez-Pascua *et al.*, 2011), para así establecer una intensidad sísmica de acuerdo con la escala de Rodríguez-Pascua *et al.* (2022).

Además, se han contrastado los argumentos a favor y en contra de que el daño sufrido en dicha fecha hubiese sido debido a un terremoto. Debido a la existencia de una única fuente documental, las incertidumbres en este trabajo son muy elevadas. El Instituto Geográfico Nacional, en su Catálogo Sísmico de la Península Ibérica (Martínez-Solares y Mezcuá, 2002), incluye dicho terremoto en Córdoba con la fecha descrita en su listado paramétrico, asociado con

11 referencias bibliográficas (ver Martínez-Solares y Mezcuca, 2002), todas ellas entroncadas con la descripción del romance (Centeno, 1589). La ventaja de este texto histórico es que se escribió poco después de que ocurriese el terremoto/tempestad, incluyendo un grabado y descripción del daño aunque con el estilo literario y licencias poéticas de la época.

Efectos Arqueológicos de Terremotos (EAEs)

En general, en el romance se describen hundimientos de viviendas, daños mayores en iglesias, hundimiento de cúpulas, espadañas, torres, campanarios, etc. Partiendo de la clasificación de EAes de Rodríguez-Pascua *et al.* (2011), en el texto original distinguimos:

Grabado en el romance (S. XVI)

La xilografía representa una panorámica de la ciudad desde el sur que incluye la muralla, edificios principales y el río Guadalquivir (Fig. 1). Podría interpretarse que los edificios se derrumban con una orientación entre el W y el NW, afectando a torres de sillería, almenas y grandes bloques tumbando muros sólidos y aumentando el caudal del río de forma considerable, con oleaje intenso pero navegable.



Fig. 1.- Grabado del romance de Amaro Centeno (Centeno 1589) sobre los efectos del terremoto /tempestad del 21 de septiembre del año 1589.

Fig. 1.- Original picture included in the historical text by Amaro Centeno (Centeno 1589), drawing the effects of the earthquake/storm occurred on 21st of September, 1589.

La clasificación de intensidades sísmicas aparece en la Tabla 1. Se describen efectos EAes y de la escala macrosísmica ESI07, como efectos en los ríos y en las corrientes de aguas. En todo el texto se describen cambios de cauces, aumentos de caudales y oleajes. Además, se describen efectos sobre árboles a lo largo de la ciudad y de la campiña, con una intensidad máxima de XI.

Iglesia de San Salvador y Santo Domingo S. XVI

En general el texto describe cómo afecta la tempestad/terremoto a los edificios principales de la ciudad, destacando el derrumbe de la mitad de la

ciudad de Córdoba, tumbando edificios y tabiques (EMS98 X), colapsando torres y campanarios de iglesias, incluso la recién construida de la Compañía. La denominada iglesia o templo de la Compañía, debido a su pertenencia a la Compañía de Jesús, es la actual Iglesia de San Salvador y Santo Domingo (S. XVI). En ella se derrumbó la espadaña y se cayó la torre del campanario con las campanas.

Lugar	efecto EAes	Int.	escala ESI07	Int.	EMS 98	vibración
Iglesia de San Salvador y Santo Domingo S. XVI	caída de la Torre de campanas	IX			VIII-IX	
	derribo de la espadaña	IX			VIII-IX	N-S
Iglesia Mayor Compañía de Jesus S. XVI	hundimiento de la bóveda	IX			IX	
	caída del capitel de la Torre Mayor	IX			VIII-IX	
Monasterio Santos Mártires (desaparecido, zona del Molino Martós)	Torres jónicas, corintias derruidas	VIII-IX	río cambio de curso	X	IX	
	campanario derruido	VIII-IX			VIII-IX	
	derrumbe de celdas de frailes	VIII			VIII	
Iglesia de un Mártir ¿Actual San Lorenzo?	torre derruida	VIII-IX			IX	
Antiguo Hospital Virgen del Socorro Plaza de la Corredera S. XVI	vibración	VI			VII-VIII	
Campiña	Caseríos de adobe derruidos	VIII	árboles derribados	XI	VII-VIII	
	techos de paja hundidos	VII	ramas caídas	IX	VII	
	columnas de mármol rotas por la base	VII	nogal derribado	XI	VIII	
Torre de Arias Cabrera S. XIII	caída de las claves arcos	VIII			VIII-VIII	NW-SE
Grabado en el romance (S. XVI)	caída de columnas, torres, muros, capiteles	VIII-IX	oleaje intenso en el Guadalquivir	VIII-IX	VIII-IX	NW-SE
Testigo en el río no puede estar de pie y es lanzada		VIII	ondulación del terreno		IX	

Tabla 1.- Potenciales efectos sísmicos clasificados en los edificios reconocidos de la ciudad de Córdoba, extraídos del romance. Se incluyen las escalas de intensidades sísmicas IEAes según Rodríguez-Pascua *et al.* (2021), ESI 07 (Silva *et al.*, 2015) y EMS98.

Table 1.- Potential earthquake archaeological effects (EAes) from the "romance" described in Córdoba. Macro seismic intensities are included: IEAes (Rodríguez-Pascua *et al.* (2021); ESI07 (Silva *et al.*, 2015 and EMS98.

Monasterio Santos Mártires (zona del Molino Martós)

Los daños descritos en el monasterio incluyen el colapso de torres jónicas y corintias, incluyendo el derrumbamiento del campanario. También se describe el colapso de las celdas donde habitaban los frailes, aunque sin víctimas mortales a pesar del colapso total de las construcciones. Estas celdas generalmente consistían en edificios bajos de adobe y techo de paja y con vigas sencillas de madera. Este monasterio actualmente no existe, por su derrumbe y colapso total posterior a la fecha de la tempestad/terremoto.

Torre de Arias Cabrera (molino de aceite)

Esta antigua torre de vigilancia localizada en la campiña al sur de Córdoba, se construyó en el siglo XIII y ha perdurado hasta la actualidad. Presenta daños en los arcos de las fachadas este y oeste. A pesar de las pruebas circunstanciales que describen daños en un molino de aceite y que es la única ruina que podría coincidir con dicha descripción en la actualidad, es difícil asignar daños a este terremoto. Sin embargo, es interesante señalar que presenta una intensidad VII-VIII a una distancia de 13 km hacia el SE de la ciudad.

Efectos geológicos ESI07

Los efectos geológicos que se extraen del texto solamente incluyen efectos ambientales. Por tanto, dichos efectos podrían ser debidos tanto a un fuerte terremoto como a una tempestad. En general se describen caídas de árboles, caídas de ramas, llegando en algún caso a describir roturas por la base en árboles sanos y frondosos de fuerte tronco, como un nogal (1 m de diámetro según el romance). También se citan efectos sobre las aguas, cambio de cauces de arroyos y del Guadalquivir, con inundaciones y oleaje proceloso. Estos efectos podrían alcanzar una intensidad X-XI en el caso de ser debidos a terremotos. Además, el texto señala un área afectada de casi 1400 km² (60 leguas cuadradas, intensidad IX-X).

¿Terremoto o tempestad?

El uso de las técnicas de arqueosismología en este trabajo busca patrones de deformación que puedan ser atribuidas a terremotos dentro del archivo histórico, con el fin último de poder discriminar otras causas como tempestades y huracanes. Sin embargo, este es un caso complejo puesto que la zona ha sufrido huracanes en tiempos recientes y en la misma época del año (huracán Vince en septiembre del 2006). No obstante, no se han vuelto a registrar eventos con daños equiparables desde la publicación del romance.

A favor de la hipótesis de un terremoto histórico tenemos la descripción de temblor de tierra, personas lanzadas al suelo por una sacudida brusca, grandes daños en edificios robustos, corta duración del fenómeno (unos minutos), y presencia de potenciales EAEs. No olvidemos que Córdoba es una de las ciudades españolas de las que más registros de terremotos históricos disponemos (19) y con potenciales fuentes sísmicas candidatas (Silva *et al.*, 2013).

En contra de la teoría sísmica es posible argumentar la ausencia de réplicas en los meses posteriores. Pero también es cierto que el romance se publicó pocos días después del evento y, por tanto, con escaso tiempo de registro de réplicas. Sin embargo, es poco común que un terremoto que pudo alcanzar un valor entre X-XI de intensidad sísmica no tenga réplicas en los días siguientes sentidas por la población. También hay que considerar los testimonios del documento sobre la presencia de un fuerte viento, pedrisco, lluvias, ruido atronador, pérdida de hojas de los árboles y vuelo de objetos livianos. Los efectos sobre el río también podrían ser atribuidos a una fuerte tempestad.

De lo que no hay duda alguna es de la verosimilitud de la fuente escrita, firmada por un autor que vivió en dicha época (S. XVI), Amaro Centeno. Además, el romance cuenta con elementos de autenticidad, como que fuese autorizado como documento público por el entonces Alcalde Mayor de Córdoba y representante del Rey Felipe II, Excelentísimo Señor D. Cristóbal Sánchez de León, y de su Escribano Público, señor D. Diego Martínez, así como avalado por el señor D. Juan de Chaves y Soto Mayor, Corregidor. Finalmente, se encuentra impreso en la famosa imprenta de la época de D. Diego

Galván, con fecha del 1 de octubre del año de 1589, 9 días después del evento.

Conclusiones

El romance describe de forma precisa una serie de daños en la ciudad de Córdoba acaecidos el 21 de septiembre del año 1589, y que son compatibles con los denominados Efectos Arqueológicos de Terremotos. Estos daños se centran principalmente en iglesias, monasterios y casas en general. Sin embargo, no es posible descartar del todo que dicho evento fuese debido a un fenómeno meteorológico como una tempestad o huracán.

Por otro lado, si aceptamos que estos daños del 21 de septiembre del año 1589 se debieron a un terremoto, estaríamos hablando del mayor terremoto registrado en la serie histórica de la ciudad de Córdoba desde el siglo X CE. Este terremoto podría alcanzar una intensidad máxima XI (IEAEs, EMS97 X-XI, EMS98 IX), afectando casi a 1400 km² de la ciudad y su campiña sur. Finalmente, es de destacar que, de ser verídica la descripción del romance, e independientemente de su origen, el fenómeno mostró un alto poder destructivo, haciendo colapsar la mitad de las edificaciones de la ciudad.

Agradecimientos

Este trabajo se ha financiado por los proyectos MINECO-FEDER Project QTECT-SPAIN (CGL2015-67169-P) y FAMRAD PID2020-113407RB-I00.

Referencias

- Centeno, Amaro. 1589. *Famoso romance que trata la gran Tempestad y Terremoto que vuo en la Ciudad de Cordoua a los veynte y vno de Setiembre Año de mil y quinientos y ochenta y nueue dia del glorioso Apostol San Matheo*. Impreso en Cordoba, en casa de Diego Galvan, BNE VE/1426/12. 5p.
- Diario El Clamor Público. 1851. *Relación curiosa sobre la tempestad y terremoto ocurrido en Córdoba en 1589*. Madrid, 21 agosto 1851, núm. 2183, p. 3.
- Martínez-Solares, J.M., Mezcua, J. 2002. *Catálogo Sísmico de la Península Ibérica (880 a.c. – 1900)*. Ministerio de Fomento. Dirección General del Instituto Geográfico Nacional. NIPO: 162-02-020-X. ISBN: 84-95.172-37-2.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Giner-Robles, J.L., Silva, P.G., Garduño-Monroy V.H., K. Reicherter. 2011. A Comprehensive Classification of Earthquake Archaeological Effects (EAE) in Archaeoseismology: application to ancient remains of Roman and Mexica cultures. *Quaternary International*, 242: 20-30.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Perucha, M.A., Roquero, E., Bardají, T., Elez, J., Pérez-López, R. 2022. Earthquake Archaeological Effects (EAEs) for Identification of Seismic Damage and Intensity Assessments in Cultural Heritage. En: *Handbook of Cultural Heritage Damage*, D'Amico y Venuti (Eds), 1779 – 1791.
- Silva, P.G., Rodríguez Pascua, M.A., Giner Robles, J.L., Pérez López, R., Reicherter, K., Bardají, T., Goy, J.L., Zazo, C. 2013. Geological and Archaeological effects of the AD 1504 Carmona Earthquake (Guadalquivir valley, South Spain): preliminary data on probable seismic sources. *Cuaternario y Geomorfología*, 27: 109-125.
- Silva, P.G., Michetti, A. y Guerrieri, L. 2015. *Intensity Scale ESI 2007 for Assessing Earthquake Intensities*. En: *Encyclopedia of Earthquake Engineering*. Springer-Verlag Ed. DOI: 10.1007/978-3-642-35344-4_31.



ARCHAEOSEISMOLOGICAL EVIDENCE IN CEUTA (SPAIN): A LATE ROMAN EARTHQUAKE IN NORTH AFRICA

Klaus R. Reicherter¹, Darío Bernal-Casasola², Fernando Villada-Paredes³

¹ Inst. for Neotectonics and Natural Hazards, RWTH Aachen University, Lochnerstr. 4-20, 52056 Aachen, Germany. k.reicherter@nug.rwth-aachen.de

² Departamento de Historia, Geografía y Filosofía, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Cádiz. Área de Arqueología, Avda. Dr. Gómez Ulla 1, 11003, Cádiz, España. dario.bernal@uca.es

³ Consejería de Educación y Cultura. Sección de Patrimonio Cultural. c/Ingenieros s/n, Ciudad Autónoma de Ceuta, 51001, Ceuta, España. fvillada@ceuta.es

Abstract: Since the advent of the Phoenicians in the Archaic period, the Strait of Gibraltar has served as a vital historical link between the Atlantic and the Mediterranean, and as a conduit for active marine commerce accepted as a *modus vivendi* by all human tribes who have occupied the area. This is why we have e.g., Roman ruins on both sides of the Strait, which aid in the detection of archaeoseismic activity in the area, which is prone to earthquakes due to its location in the African-Eurasian convergence zone.

Archaeological work in the “Baluarte de la Bandera” in Ceuta (*Septem*), on the African coast of the Strait of Gibraltar, has led to the discovery of a series of defensive features. These probably belonged to the city wall built in the late second or early third century CE. The upper section of a wall, which was originally over 3 m high, appears to have collapsed dramatically. Together with various large vertical cracks, this suggests that it was caused by an earthquake. Part of the wall fell on top of a stratigraphic sequence which has been securely dated, based on the associated ceramic material and radiocarbon dates, to the second half of the seventh century CE, which is, therefore the *post quem* date for the earthquake.

This work presents seismic damage caused by an earthquake which is conspicuous by its absence in existing catalogues. It is the first earthquake to be detected in North Africa during this period. Similarly, we also analyze broader issues relating to the *Fretum Gaditanum*, where several seismic events are attested for the Roman period, especially in the nearby city of *Baelo Claudia*, while re-examining the chronology of these late Roman seismic events (tsunamis and earthquakes) based on archaeological indicators.

Key words: archaeoseismology, palaeoseismology, Roman period, earthquake damage

Introduction

We present the first archaeoseismic evidence for earthquake damages in Roman buildings in the Spanish city of Ceuta (*Septem*, Sebta) in Northern Africa (Fig. 1). Strong earthquakes above a Richter magnitude of M 5.5 usually leave traces on the Earth's surface along a fault, which are mapped and evaluated. In addition, there are other earthquake effects, such as soil liquefaction or mass movements, e.g., landslides, which can also occur away from the fault. This does not necessarily include collapsed buildings, so-called archaeoseismological studies (Galadini *et al.*, 2006). This requires very detailed knowledge of the buildings, their history and architecture and any structural modifications or changes in use over time and cooperation with archaeologists and other professionals. In Ceuta, we have almost no large outcrops and access to geological features and structures, the entire peninsula is completely covered by buildings or not accessible military areas/boundary installations. Therefore, we describe our observations in ancient buildings, that have been overbuilt and destroyed several times. In the 1540s the Portuguese invaders began building the “Royal Walls” including bastions, like the Baluarte de la Bandera. The bastion is built on Arabic and Roman remains dating back to the first century AD. The historical earthquake catalogues (e.g., Galbis, 1932, 1940; Silva, 2019) do not contain a strong event at the wake of the Dark Ages in northern Africa.



Fig. 1.- Study area in Northern Africa and Strait of Gibraltar, Satellite image Credit: NASA.

Methodology

We present T-LiDAR scans (TLS) and an assessment of the structural damage. The scans have been obtained with a FARO® Focus S350 scanner mounted on a tripod. Furthermore, we have assessed the seismic deformation and orientation of the structures by compass and mapping. The deformation structures have been dated precisely by archaeological findings and additional 14C datings.

Results

In the excavations of the fortress, many open cracks in the masonry and foundation could be documented. The cracks are often traceable over several meters and rotated Roman walls forming a *terminus post quem* and deforming the walls in an anti-clockwise sense with a vertical rotation axis (Fig. 2). However, there are also, rotations observed around horizontal axes (Fig. 3), opening the cracks in a shear-mode.

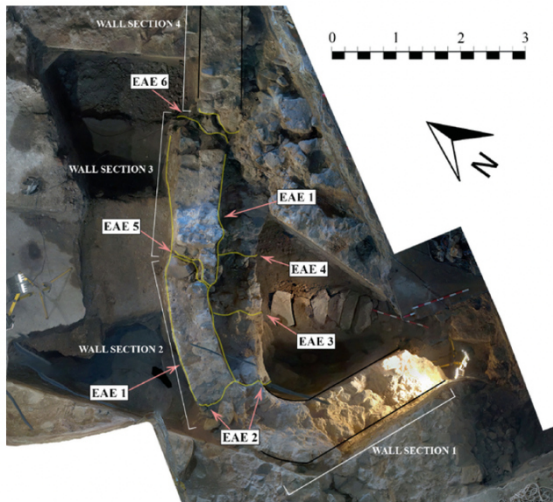


Fig. 2. Earthquake Archaeological Effects sensu (Rodríguez-Pascua *et al.* 2011), cracks in a wall in the western section, displaced walls. Top view.

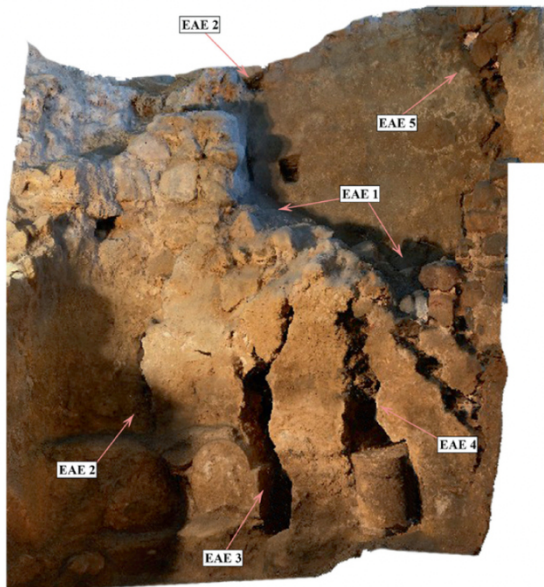


Fig. 3. Open cracks in a wall in wall section 2 (in Fig. 2), displaced walls. Side view, stitched photos. Vertical scale: ca. 2.5 m

Conclusions

Most probably, an impulsive event led to the tearing of the bedrock and rotation of the wall in the foundation. The well-known building history of the fortress and its predecessor buildings and dates suggest a "late Roman" destruction phase at the beginning of the 7th century (*terminus ad quem*), documented in several places.

The assessment of the structural damage points to E-W shock wave (Fig. 4), opening many cracks (and parallel to the present-day stresses of the world stress map, see summary in Heidbach *et al.* (2016)). The historical earthquake catalogues do not contain a strong event at the wake of the Dark Ages. The causative fault may be situated at along the N-S trending contact of Alpujarride and Malaguide complexes, however we cannot exclude a far-field earthquake within the geodynamical context of the Straits of Gibraltar.

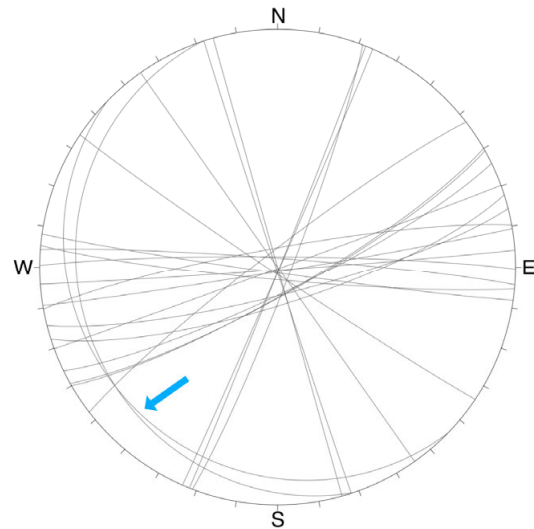


Fig. 4. Stereo plot (equal area) of the orientation of cracks (steep dip) and rotated tiles and bricks (from horizontal to shallow W-dipping planes, blue arrow). Tiles and keystones are tilted up to 17° anticlockwise. There are dominant E-W, NW-SE, and NE-SW striking fractures.

Acknowledgements

This work has been conducted in the framework of projects GARVM III (PID2019-108948RB-I00) funded by the Spanish Government/ERDF; ARQUEOSTRA (sol-201800104415-tra), Programa Operativo FEDER Andalucía 2014–2020; and ARQUEOFISH (P18-FR-1483) Programa de Ayudas a la I+D+i del Plan Andaluz de Investigación, Desarrollo e Innovación (PAIDI 2020). KRR was granted financial support by the Deutsche Forschungsgemeinschaft project RE1361/28-1. Thanks are extended to Alexander von Scheele (RWTH) for the help with TLS scans, and to José Retamos Gámez, José Portillo Sotelo and Rosario García Giménez of Univ. of Cádiz.

References

- Galadini F, Hinzen KG, Stiros S, 2006. Archaeo-seismology: Methodological issues and procedure. *J. Seism.*, 10: 395–414.
- Galbis J (1932) Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5° E y 20° W de Greenwich y los paralelos 45° y 25° N, vol 1. Instituto Geográfico, Catastral y de Estadística, Madrid, 807 pp.
- Galbis J (1940) Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5° E y 20° W de Greenwich y los paralelos 45° y 25° N, vol 2. Instituto Geográfico, Catastral y de Estadística, Madrid, 227 pp.
- Heidbach OM, Rajabi K, Reiter M, Ziegler MO and the WSM team, 2016. World Stress Map Database Release 2016, GFZ Data Services, <https://doi.org/10.5880/wsm.2016.001>.
- Rodríguez-Pascua MA, Pérez-López R, Giner-Robles JL, Silva PG Garduño-Monroy VH, Reicherter K, 2011. A comprehensive classification of earthquake archaeological effects (EAE) in archaeoseismology: application to ancient remains of Roman and Mesoamerican cultures. *Quat. Int.*, 242: 20–30.
- Silva PG, 2019. Fuentes históricas y geológicas de los terremotos antiguos en la Península Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 32 (2): 43–64.



ARCHAEOSEISMOLOGICAL ANALYSIS OF THE LATE 4th CENTURY CE TSUNAMI EVENT OF BAELO CLAUDIA (GIBRALTAR ARC, SOUTH SPAIN)

P. G. Silva¹, J. Elez¹, J.P. Tarruella¹, Y. Sánchez-Sánchez¹, G. Santos², P. Carrasco-García², J. L. Giner-Robles³, E. Roquero⁴, K. R. Reicherter⁵, I. García-Jiménez⁶, F. Prados Martínez⁷, R. Pérez-López⁸, T. Bardají⁹, M. A. Rodríguez-Pascua⁸

¹ Dpto. Geología, Universidad Salamanca, Facultad Ciencias, 37008-Salamanca, Spain. pgsilva@usal.es

² Dpto. Ingeniería Cartográfica y del Terreno, Universidad Salamanca, Escuela Politécnica Superior de Ávila 05003-Ávila, Spain

³ Dpto. Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid, Madrid, Spain

⁴ Dpto. Edafología. E.T.S.I. Agrónomos. Universidad Politécnica de Madrid, Madrid, Spain

⁵ Neotectonics and Natural Hazards Institute. RWTH Aachen University, 52056-Aachen, Germany

⁶ Conjunto Arqueológico de Baelo Claudia. Área de Investigación y Conservación, Bolonia, Cádiz, Spain

⁷ Instituto. Univ. Investigación en Arqueología y Patrimonio Histórico, Universidad de Alicante, Spain

⁸ Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC). Área Riesgos Geológicos. 28003-Madrid. Spain

⁹ Dpto. Geología, Geografía y Medio Ambiente; Universidad de Alcalá. 28805-Alcalá de Henares, Spain

Abstract: We report on the tsunami deposits burying the coastal Roman remains of the *Baelo Claudia* archeologic site and its surroundings up to ca. +8 m above the sea-level. We present new data from 2D ERT profiles (Electric Resistivity Tomography) of the lagoonal zone near the eastern necropolis, adjacent to the city walls, as well as new sedimentologic insights on the paleotsunami deposits inside and outside the city. The tsunami layer has been well documented inside the city in previous works, being archaeologically dated in the late 4th century CE. It is interpreted that the tsunami triggered the latter abandonment of the city. The tsunami layer is a dark cohesive sandy deposit (28 to 52 cm thick) containing fragments of pottery, fish and animal bones, glassware, bricks and large boulders of masonry blocks, and column drums. The layer also contains microfaunal assemblages with a mixture of benthic and planktonic foraminifera, as well as lagoonal brackish-water gastropods, numerous shell debris, and broken reworked foraminifera. Data presented in this work indicate that the paleotsunami layer is mainly composed of well-rounded fine-medium sands originated from the reworking of aeolian and littoral beach deposits of the old roman spit-bar enclosing the ancient embayment. We interpret parts of the tsunami layer as backwash deposits trapped within the ruins of the city after the earthquake destruction, as testified by recent excavations in the funerary monuments of the eastern necropolis.

Key words: Archaeoseismology, tsunami deposits, dating, geophysical research, Gibraltar Strait, South Spain.

Introduction

Baelo Claudia is a well-known ancient Roman city located in the edge of the Gibraltar Strait (Province of Cádiz, South Spain). The city developed from the 1st century BCE to the late 4th century CE. Following the writings of the Greek geographer Strabo, it was the main harbour to cross to Africa (Tingis) during the Roman Empire times (Sillières, 1997). The current remains of the city document two different earthquakes, one during the 1st century CE and the second during the late 4th century CE (e.g. Ménanteau *et al.*, 1983; Sillières, 1997; Silva *et al.*, 2005; 2009). The first event occurred between AD 40-60, causing the destruction of the first roman settlement (Belon) and the subsequent complete rebuilding of the town that became a true roman city (*Baelo Claudia*), with impressive public buildings, such as the Theatre, Forum, Temples, Macellum, Thermae, Aqueducts, large City walls and a large E-W *Decumanus*. The last seismic event occurred between AD 365 – 390, and triggered a subsequent damaging tsunami that eventually devastated the lower zone of the city and wiped out the aforementioned public buildings, causing the eventual abandonment of the city (Röth *et al.*, 2015; Reicherter *et al.*, 2022). This tsunami event and related deposits have been recently characterized and dated by means of archaeological findings (Prados, *et al.*, 2020) radiocarbon and OSL dating (Reicherter *et al.*, 2022).

This paper offers new data on the tsunami event and deposits by means of **(a)** sedimentological

analyses of tsunamite deposits inside the city; **(b)** geophysical research around the eastern lagoonal area; and **(c)** archaeoseismological observations around the eastern zone of the city (city walls, collapsed aqueduct and recently excavated funerary monuments).

Methods

Research has been conducted by means of archaeoseismological field work and sampling of tsunamite deposits in key locations. It also gathers all the previous drilling probes and dating (¹⁴C and OSL) performed in the city since the year 2005 (Fig. 1). Sediment samples have been screened and sieved according to typical methods for particle size analysis, focusing the analysis on the representative fractions (>150 µm in this case) using specific software (Fig. 2).

Electric survey was carried out by a sequence of three 2D ERT profiles 98 m length with 2 m electrode spacing across the ancient lagoon flanking the eastern side of the city. A multichannel Iris-Syscal device was used for this purpose and the performed profiles were planned according to the location of key archaeological findings and existing sedimentological probes in the zone (Fig. 1).

Finally, 3D digital models of key archaeological sites at the eastern zone of the city have been obtained through photometric analyses with a 1.0 DJI Mavic 2 PRO device, with a photogrammetric resolution of c. 1 cm/pixel (Figs. 3 and 4).

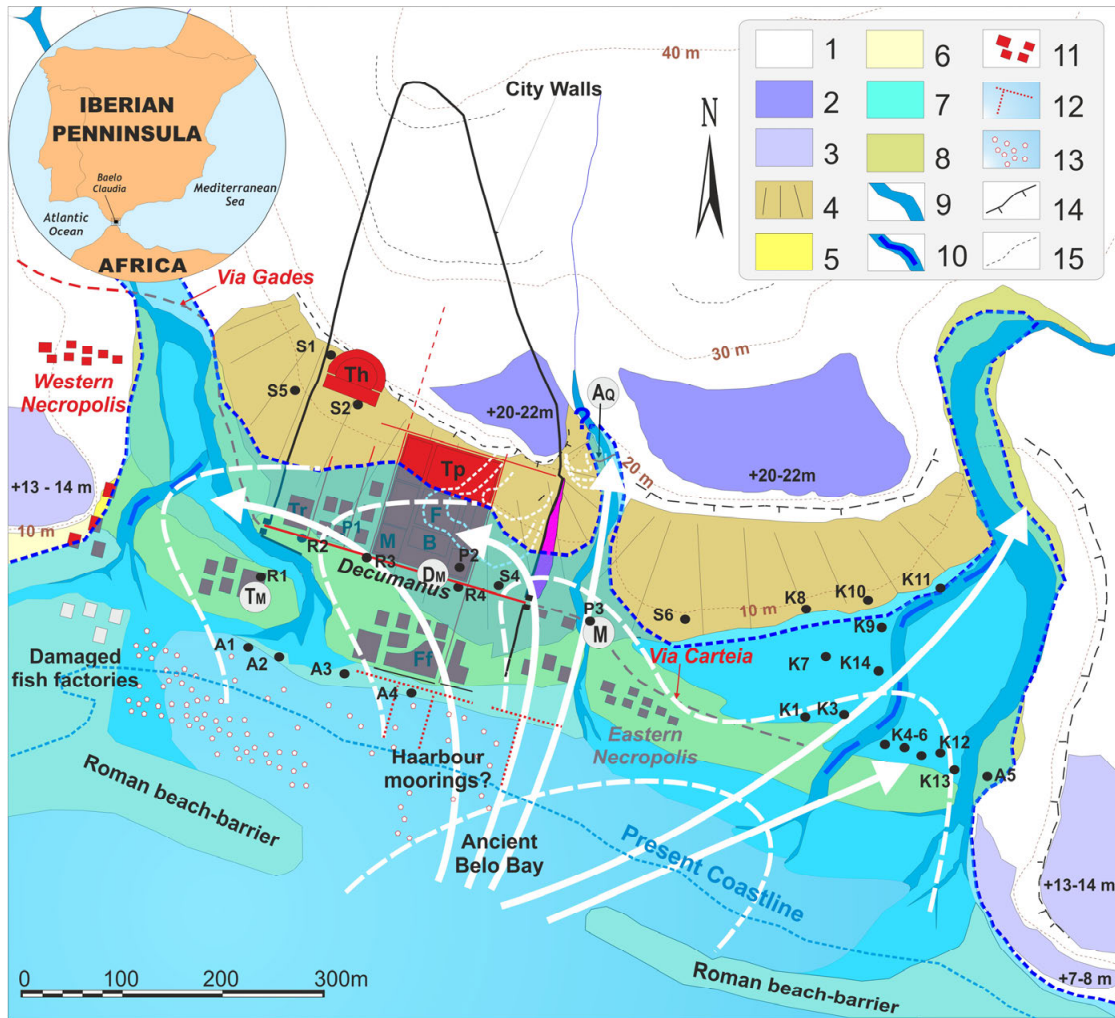


Fig. 1. Palaeogeography of *Baelo Claudia* (after Reicherter et al., 2022). 1 Betic Substratum (Almarchal Fm. Cretaceous-Eocene), 2 and 3 Pleistocene marine terraces, 4 Post-roman colluvium, 5 beach barrier (c. 4 ka BP) 6 Roman spit-bar and beach deposits, 7 Lagoon and river coastal floodplains, 8 modern fluvial terraces, 9 active channels, 10 paleo-channels, 11 Roman buildings, 12 Harbour moorings, 13 submerged ashlar and blocks, 14 scarps, 15 flooded areas late 4th century CE. S1-S5 boreholes Silva et al. (2005); A1-A5 sample sites Alonso-Villalobos et al. (2003); R1-R4 sample sites Röth et al. (2015); K1-K11 boreholes Reicherter et al. (2022); P1-P3 sample sites and observations in this work. AQ: Damaged aqueduct; DM: *Decumanus maximus*; M: *Mausoleum Iunia Rufina*; TM: *Thermae maritimas*. White dashed lines and with arrows illustrate main flow directions of tsunami run-up. Dark-blue dashed line indicates maximum theoretical tsunami penetration. Note change of colours due to the superposition (transparency) of the tsunami flooding with respect to the present and past (roman) coastlines.

Results

The sedimentological analyses indicate that the tsunamite materials mainly correspond to a moderate-high sorted cohesive sandy layer (40-60 cm thick), with a mean in the 150 µm and a matrix of blackish clays and silts.

The sediment mainly consists of medium-fine quartz-rich sand (65%), with well-rounded and moderate sorted grains and, characteristic of an aeolian or beach deposits, which constitute the main source materials of the tsunamite. Many quartz grains are broken. It also contains decimetre-sized detrital elements (c. 10%) of a very diverse nature and provenance. Among the variety of exotic elements incorporated in the coarse fraction we found (Fig. 2): (a) reworked Miocene and Pliocene foraminifera (*Neogloboquadrina acostaensis*, *G. inflata*, *G. sacculifer*, *Orbulina universa*, *Cibicides spp.*, *Lenticulina spp.*); (b) remains of continental fauna (rodent bones and vertebrae, rests of bird bones, micromammals excrements, gastropods; (c) remains

of marine fauna (broken shells, bryozoans, radiolas, echinoid remains, diverse bioclasts, as well as multiple fish spines, teeth and vertebrae); (d) anthropogenic remains (charcoal, rounded fragments of pottery, wood, metal and glass); and (e) rock fragments coming from constructional or ornamental materials within the city (siliceous sandstones, limestones, calcarenites, shales, marbles and gabbros); (f) significant occurrence of “*frambooidal pyrite*” in the sand fraction (c. 100 -150 µm) of these deposits (Fig. 2f).

Geoelectrical surveys in the eastern zone of the city identify the lagoonal area with an ancient minimum depth (i.e. present thickness) of ca. 60-80 cm which match with borehole data done in the zone by Reicherter et al. (2022; K drills in Fig. 1).

Regarding the archaeoseismological analysis, the tsunamite sediments are found capping the pavements of the Forum and Basilica and the E-W trending *Decumanus Maximus* (Fig. 3), in the lower sector of the city (Röth et al., 2015), but also the collapsed funerary monument of the eastern

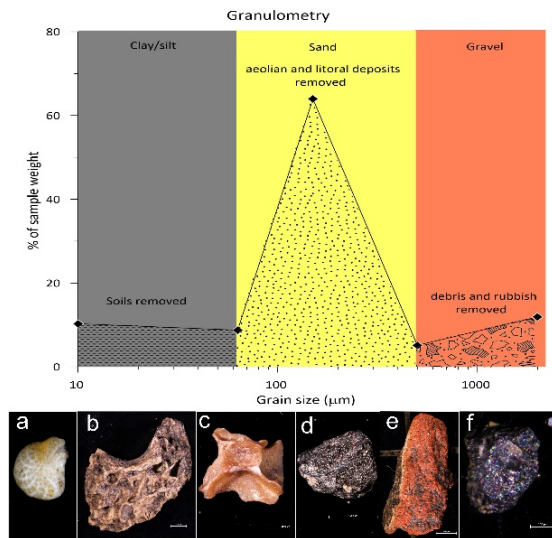


Fig. 2. Granulometry graphic of tsunamite deposits showing the mean grain-size in 150 µm fraction 3D indicating a high energy deposit. Lower images illustrate some different elements embedded in the tsunamite deposit: (a) reworked benthic foraminifera; (b) birdbone; (c) fish vertebrae; (d) charcoal fragment; (e) pottery fragment; (f) Framboidal Pyrite. Photos taken by microscope

necropolis outside the city walls (Reicherter *et al.*, 2022). Figure 3 displays the 3D model of a large marble dish washed by the tsunami landfall in the *Decumanus* overriding the tsunamite sediments. This deposit displays clear NE-SW clast orientations and imbrications illustrating the dominant backwash direction. Field observations and the 3D Digital Models reveal a clearly observable damage at the small aqueduct east to the city (Figs. 1 and 4). This structure displays a destruction pattern characterized by bilateral erosion, downslope dragging and collapses (Fig. 4).

Discussion and concluding remarks

All the granulometric features and the breaking of quartz grains clearly classify the studied materials as a chaotic and high-energy deposit, in this case a tsunamite, in agreement with previous determinations (Röth *et al.*, 2015). The source materials (aeolianite or beach deposits) seem to indicate that old backshore or ancient spit-bar sediments were remobilized and reworked during energetic wave event, originating the deposits. The paleogeographic reconstructions of the zone (Silva *et al.*, 2015; Reicherter *et al.*, 2022) matches this interpretation. Well-preserved specimens of recent benthic foraminifera *Elphidium crispum* and *Ammonia becarii*, typical of littoral and lagoonal

environments, are locally reported by Röth *et al.* (2015) in the *Decumanus*, suggesting that the lagoonal sediments adjacent to the city were also washed and incorporated to the tsunami deposits (Reicherter *et al.*, 2022).

This interpretation can be also supported by our new sedimentological findings of pyrite framboids (Fig. 2f), which are also common in littoral lagoonal and estuarine environments, especially under near-euxinic conditions in poorly oxygenated sulphate waters. They are commonly related with degradation of organic matter by bacterial activity (Wilkin *et al.*, 1996). Metallic framboids occurs as early diagenetic products within sediment pores, close to redox interfaces located just below the sediment-water interface. The occurrence of pyrite framboids is also common in highly polluted waters by mining, industrial and organic waste activity in estuarine zones of the Gulf of Cadiz (e.g., Borrego *et al.*, 2003). Therefore, the occurrence of framboidal pyrite might indicate a case of early pollution of the lagoonal area, maybe related with organic waste coming from intensive production of the multiple fish factories of the city. This waste may be washed by the tsunami and incorporated to the tsunamite deposits. However, pyrites are also common in the Cretaceous Almarçal formation cropping out around the area and reworking cannot be ruled out, so this hypothesis will need of additional geochemical analyses of the lagoonal deposits.

The archaeological data seem to support that the tsunami washed and backwashed the coastal area into the city. Recent findings in the eastern necropolis record a destroyed mausoleum of the late 2nd century in which the stratigraphy shows that the earthquake destruction layer (with NE-SW collapsed marble columns) is buried by the dark tsunami layer (Fig. 5). The retrieved data indicate that the tsunami waves washed the ancient Roman spit-bar and lagoonal area east to the city, and that the backwash debris went back WSW towards the city (Fig. 3), surpassing and partially destroying the eastern city walls and reaching a run-up of c.+8 -10 m. However, in the small valleys around the city, the wave event could have been channelized, penetrating inland at higher elevation.

This could be the cause of the observed damage at the small aqueduct east to the city (Fig. 1), whose destruction pattern (bilateral erosion, downslope dragging and collapses) is compatible with an energetic landfall of the tsunami overflowing the structure (Fig. 4). This interpretation could also explain the important number of debris and rubbish incorporated to the tsunami layer, since the wave could have mobilized part of the anomalous volume (c. 1500 m³) of waste accumulated against the outer side of the eastern city wall during the 1st and 2nd

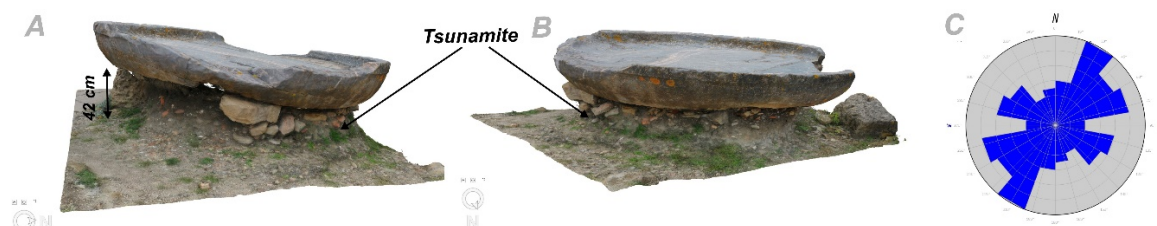


Fig. 3. 3D digital models of the tsunamite outcrop at the *Decumanus maximum*. A) view from the E of the tsunamite deposit with the bath dish on top. B) view from the NNE of the tsunamite deposit. Rose diagram of the direction of the mapped long axis of the largest clast (69 data) embedded in the tsunamite deposit indicating a NE-SW flow direction

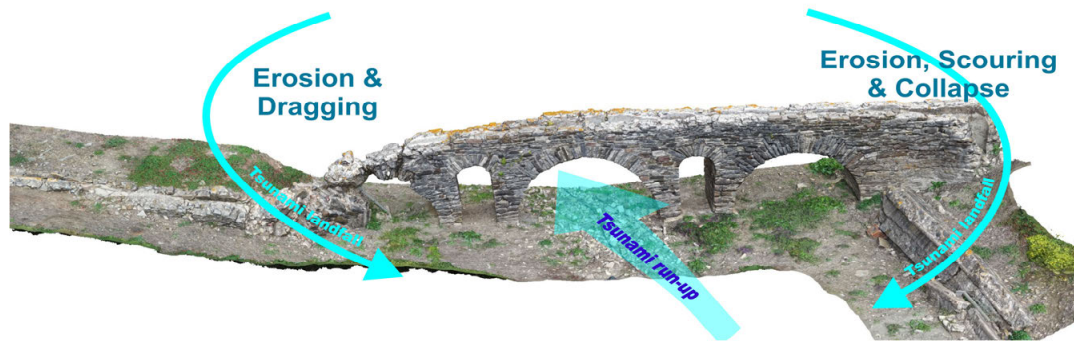


Fig. 4. 3D Digital Model of the damaged aqueduct in the eastern sector of the city, displaying the interpretation of the probable tsunami run-up and subsequent landfall causing bilateral erosion. See location of the Aqueduct in Fig. 1.

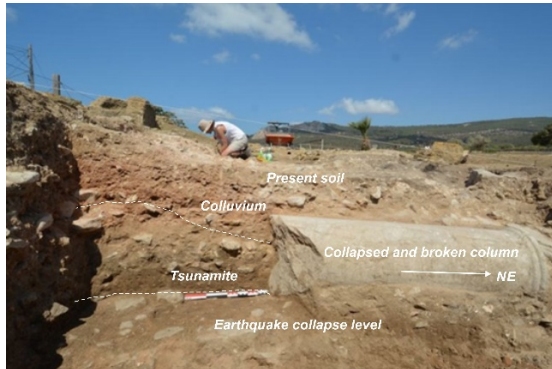


Fig. 5. View of the excavation of the "Iunia Rufina" Mausoleum, showing the sedimentary sequence of the earthquake-tsunami event. See location of the Mausoleum in Fig. 1.

centuries CE (Arévalo *et al.*, 2017). Within the city, the N-S streets (Cardos) directed the backwash deposits towards the sea, but the E-W ones (*Decumanus*) acted as sediment traps. This pattern is illustrated in the rose diagram of clast imbrications extracted for 3D models in this sector of the city (Fig. 3).

Regarding the age of the earthquake-tsunami event, the mixture of littoral deposits and Roman debris from different epochs gave place to relevant uncertainties of ^{14}C dating, inducing significant errors in its date (e.g., Silva *et al.*, 2009). In this case, radiocarbon dating of organic elements within the tsunamite will only give diverse *ante quem* dates for the tsunami event. However, the date can be constrained from archaeological data. The capping of the buildings from the reconstruction of Baelo Claudia after the first AD 40-60 earthquake (Forum, Basilica, *Decumanus*) predates the second event. The destruction of the funerary mausoleum of "Iunia Rufina", close to the eastern city wall, clearly account that the earthquake and tsunami were concatenated events occurred in the late 4th century CE (Prados *et al.*, 2020). As illustrated in Figure 5, the earthquake collapse level and the overlying tsunamite are nearly subsequent, showing a NE-SW collapse direction that is consistent with those reported for other zones of this archaeological site (Silva *et al.*, 2009). Numismatic evidence found in the colluvial deposits burying the collapsed columns indicate that the event occurred between 350 and 420 AD (Prados *et al.*, 2020), matching the dates of 365 - 390 AD originally reported by Ménanteau *et al.*, (1983) and Silva *et al.* (2005).

Acknowledgements

Research has been funded by the Spanish MINECO-FEDER Project QTECT-SPAIN (CGL2015-67169-P) and the

Neotectonics and Natural Hazards Institute of the RWTH Aachen University (Germany). It is a contribution of the AEQUA QTECT Working Group.

References

- Alonso-Villalobos F, Gracia-Prieto F, Ménanteau L. et al. 2003. Paléogéographie de l'anse de Bolonia (Tarifa, Espagne) à l'époque romaine. In: The Mediterranean world environment and history (Fouache, E. Ed). Elsevier, Mayenne, France, 407-417.
- Arévalo, A., Bernal, D., Muñoz, A., et al. 2017. Recientes actuaciones arqueológicas en la muralla oriental y en la necrópolis tardorromana de Baelo Claudia. *III Jornadas Internacionales de Baelo Claudia*. Casa de Velázquez, Madrid, 215-236.
- Borrego, J., Monterde, J., Morales, J.A., et al. 2003. Early diagenetic pyrite morphology in recent sediments of the Odiel Estuary (SW Spain). *Geogaceta*, 33: 99-101.
- Ménanteau L., Vanney J.R., Zazo C., 1983. Belo et son environnement (Déroit de Gibraltar), Etude physique d'un site antique. Casa de Velázquez, Ed. Broccard, France. 345 p.
- Prados F., Jiménez Vialás H., Abad L., 2020. Primeros avances de la intervención arqueológica en los mausoleos de la puerta sureste de Baelo Claudia: el monumento de Iunia Rufina. *Zephyrus*, 85: 163-184.
- Reicherter, K., Prados, F., Jiménez-Vialás, H., et al. 2022. The Baelo Claudia tsunami archive (SW Spain): archaeological deposits of high energy events, in: Historical Earthquakes and Tsunamis in the Iberian Peninsula: An Interdisciplinary Dialogue (Álvarez-Martí-Aguilar M, Machuca-Prieto F, Eds). Springer, Germany, 236-256.
- Röth J, Mathes-Schmidt M, García Jiménez I, Rojas. et al. 2015. The Baelo Claudia tsunami hypothesis: results from a multi-method sediment analysis of Late-Roman deposits (Gibraltar Strait, South Spain). *6th INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archaeoseismology*. Abstracts, 418-422.
- Sillières P. 1997. *Baelo Claudia: una ciudad romana de la Bética*. Casa de Velázquez, Madrid, Spain. 304 p.
- Silva P.G., Borja F., Zazo C., et al. 2005. Archaeoseismic record at the ancient Roman city of Baelo Claudia (Cádiz, south Spain). *Tectonophysics*, 408: 129-146
- Silva, P.G., Reicherter, K., Grützner, C., et al. 2009. Surface and subsurface palaeoseismic records at the ancient Roman city of Baelo Claudia and the Bolonia Bay area, Cádiz (south Spain). *Geological Society of London, Spc. Publ.*, 316: 93-121.
- Silva, P.G., Bardají, T., Roquero, E., et al. 2015. Seismic palaeogeography of coastal zones in the Iberian Peninsula: Understanding ancient and historic earthquakes in Spain. *Cuaternario y Geomorfología*, 29: 31-56.
- Wilkin, R.T., Barnes, H.L., Brantley, S.L. 1996. The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: An indicator of redox conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60 (20): 3897-3912.



PRIMERAS EVIDENCIAS ARQUEOSISMOLÓGICAS EN LA CIUDAD ROMANA DE ATEGUA S. II CE (CÓRDOBA, ESPAÑA)

First archaeoseismological evidence in the Roman city of Ategua, 2nd century CE (Cordoba, Spain)

M.A. Rodríguez-Pascua¹, C. Fuertes-Santos², M.A. Perucha¹, J.D. Borrego de la Paz², P.G. Silva³,
A. Felipe-Colodrero², J.L. Giner-Robles⁴, J. Elez³, T. Bardají⁵, E. Roquero⁶

¹ Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC). Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid, España. ma.rodriguez@igme.es; ma.perucha@igme.es

² AAIICC. Consejería de Cultura y Patrimonio Histórico, Junta de Andalucía. C/ Capitulares, 2. 14002 Córdoba, España. camino.fuertes@juntadeandalucia.es;

³ Dpto. Geología. Escuela Politécnica Superior de Ávila. Universidad Salamanca. Hornos Caleros, 50. 05003 Ávila, España. pgsilva@usal.es

⁴ Dpto. Geología. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid. Cantoblanco. Tres Cantos. Madrid, España. jorge.giner@uam.es

⁵ Dpto. Geología, Geografía y Medio Ambiente. Facultad de Ciencias. Universidad de Alcalá, 28871- Alcalá de Henares, Madrid, España. teresa.bardaji@uah.es

⁶ Dpto. de Edafología, ETSI Agrónomos. Universidad Politécnica de Madrid, España. elvira.roquero@upm.es

Resumen: El lugar donde se ubica la ciudad romana de Ategua (Córdoba, España) tiene una ocupación continua desde al menos el Bronce Final, con un episodio de abandono en el s. II CE. Este abandono fue parcial pero importante, ya que se dejaron sin usar y en ruinas edificios públicos como las termas, así como una panadería y dos grandes cisternas de agua. La documentación arqueológica recuperada durante las últimas excavaciones ha permitido observar en las construcciones diferentes tipos de deformaciones. Éstas han sido estudiadas mediante el análisis estructural geológico con el fin de discriminar su mecanismo de disparo que las pudo generar. Los resultados de ese estudio apuntan a que esas deformaciones podrían haberse debido a un terremoto que arruinó parcialmente la ciudad. Los resultados del análisis arqueosismológico preliminar son compatibles con una única dirección de movimiento del sustrato (N-S)

Palabras clave: Arqueosismología, Efectos Arqueosismológicos de Terremotos, ciudad romana, Ategua, Córdoba.

Abstract: *The ancient site of the Roman city of Ategua has a continuous occupation since at least the Final Bronze Age, with an episode of abandonment in the 2nd century CE. This abandonment was partial but important, since public buildings as the baths, cisterns and infrastructures such as a bakery, were suddenly left unused and in ruins. In the excavations carried out so far, different types of deformations have been observed. These deformations have been analysed by means of geological structural analysis in order to discriminate the triggering mechanism of these deformations. The result suggests that a historic earthquake could partially ruined the city, and compatible with a single direction of ground seismic shaking (N-S).*

Key words: *Archaeoseismology, Earthquake Archaeological Effects (EAEs), Roman city, Ategua, Córdoba.*

Introducción

Existen numerosos yacimientos arqueológicos de los que se desconocen las causas de su abandono o desaparición. Con respecto a la ciudad romana de Ategua (Córdoba, España), se ha documentado el abandono de algunos edificios a mediados o finales del s. II CE (Fuertes Santos *et al.*, 2021). Además, gracias a las prospecciones geofísicas se puede deducir que gran parte de su trazado urbano permanece prácticamente intacto, sin evidencias de expolio tras su abandono (Fuertes Santos y Meyer, 2019). Si bien se han recogido algunos materiales cerámicos descontextualizados del III milenio BCE, a día de hoy la ocupación del sitio está fechada en el Bronce Final y se mantuvo, suponemos que de manera más o menos ininterrumpida, hasta el reinado de los Reyes Católicos (s. XV. Fuertes Santos *et al.*, 2021). La ciudad adquiere relevancia histórica debido al conflicto bélico que enfrentó a las tropas cesarianas con las pompeyanas a mediados del siglo I BCE y que se saldó con su rendición. La magnitud de la ciudad romana la ha revelado una prospección geofísica realizada en el interior del recinto amurallado, una urbe organizada al menos en 76 calles que conforman alrededor de 59 manzanas en las que se agrupan

edificios privados, comerciales y públicos (Fuertes Santos y Meyer, 2019).

En este trabajo se han analizado las deformaciones encontradas en la parte excavada de este yacimiento arqueológico, actualmente Enclave Arqueológico de la Junta de Andalucía. Estas deformaciones podrían ser debidas a distintos mecanismos. Para discriminar su origen, se han estudiado estas deformaciones mediante análisis estructural geológico, con el fin de determinar si todas ellas se pudieron generar bajo un mismo campo de deformación orientado, ya que la llegada de las ondas sísmicas a un determinado conjunto de edificaciones se produce de manera orientada y las deformaciones que producen también están orientadas (Motoki y Seo, 2000; Howard *et al.*, 2005; Giner-Robles *et al.* 2018; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2020).

Situación geográfica y geológica

La ciudad romana de Ategua se localiza en el valle del Guadalquivir, a 20 km al SE de Córdoba, en la Comunidad Autónoma de Andalucía (España). Al norte se levantan los relieves de Sierra Morena (Fig. 1). Desde un punto de vista geológico, Ategua fue construida sobre materiales de la cuenca cenozoica

del Guadalquivir, pero muy próxima a otra de las grandes unidades geológicas de la península Ibérica, la Zona de Ossa Morena del Macizo Ibérico (al NW de la ciudad romana).

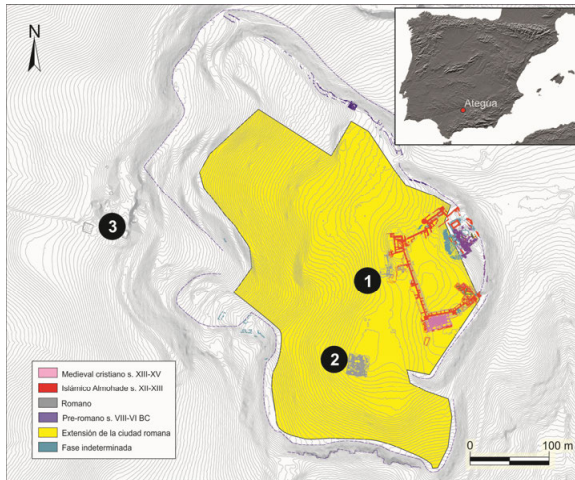


Fig. 1.- Topografía del yacimiento de Ategua. En amarillo se representa la extensión de la ciudad romana deducida mediante georradar (Fuertes Santos y Meyer, 2019). 1) Sector de la panadería; 2) sector de la *domus* y 3) sector de la fuente de Teba.

Fig. 1.- Topography of the archaeological site of Ategua. Yellow represents the extension of the Roman city deduced by georadar (Fuertes Santos and Meyer, 2019). 1) Sector of the bakery; 2) Sector of the *domus*, and 3) Sector of the Teba fountain.

En el valle del Guadalquivir la sismicidad no es un fenómeno común desde que hay registro instrumental; sin embargo, importantes eventos destructivos ($I \geq VIII$ EMS) ocurrieron en la zona durante tiempos históricos, a lo largo del borde norte de la cuenca neógena. Un ejemplo arqueosismológico de actividad sísmica en la cuenca es el de Medina Azahara, afectada por un terremoto en el s. XI de nuestra era (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2021). La ciudad de Córdoba fue objeto de una importante secuencia sísmica durante el final del siglo XIX (1863-1900). Durante este periodo sísmico moderno, las intensidades máximas estimadas alcanzaron hasta el grado VI EMS (IAG, 2022). En la actualidad la sismicidad instrumental no es importante ($M < 4,0$ mb; Intensidad $\leq V$ EMS) y se relaciona principalmente con varias series sísmicas ocurridas a lo largo del borde norte de la cuenca registradas desde el año 1945 hasta la actualidad (IAG, 2022).

Metodología

Los estudios arqueosismológicos deben comenzar con la toma de datos en campo de las orientaciones de las diferentes estructuras de deformación que se observan. Una vez realizada la toma de datos, es necesario hacer una clasificación de las estructuras de deformación existentes, y para ello se ha utilizado la clasificación de efectos arqueosismológicos de terremotos (EAEs) propuesta por Rodríguez-Pascua *et al.* (2011).

Una vez tomados los datos hay que pasar a analizarlos para obtener las orientaciones de máxima deformación. Para este propósito se ha utilizado la metodología propuesta por Giner *et al.* (2018 y 2022), basada en el análisis de la deformación estructura a estructura. El análisis conjunto de los datos va a dar una orientación media de máxima deformación en la horizontal, relacionada con la dirección media del

movimiento oscilatorio del terreno durante el terremoto. Si las estructuras de deformación fueron generadas por un terremoto, las orientaciones de la deformación obtenidas de cada estructura deberán estar agrupadas. Es decir, que los daños tenderán a aparecer orientados en relación a los parámetros focales del terremoto (Motoki y Seo, 2000; Howard *et al.*, 2005). En caso de que no se agrupen significará que el origen de dichas deformaciones no sería un terremoto. Lo contrario, por ejemplo, a lo que ocurre en un bombardeo, en donde la onda expansiva de las explosiones genera deformaciones en todas las direcciones, que en ningún caso van a dar una única dirección dominante de deformación.

Deformaciones en los restos arqueológicos de Ategua

Según la clasificación de Rodríguez-Pascua *et al.* (2011), los EAEs pueden clasificarse en dos grandes grupos: (a) cosísmicos y (b) postsísmicos. En general los efectos postsísmicos suelen ser los que primero pueden indicar que un determinado yacimiento arqueológico pudo ser afectado por un terremoto. Uno de estos efectos postsísmicos son los abandonos injustificados de la población. En el caso de Ategua, se ha comprobado el abandono de dos edificios (una panadería y unas termas), en principio sin una causa justificable, entre mediados y finales del s. II AD. Durante las excavaciones realizadas en 2020 en el "sector de la panadería" (Fig. 1) de la ciudad, aparecieron deformaciones no compatibles con un simple abandono o ruina de la ciudad. Otros sectores donde se han localizado deformaciones son la *domus* y las cisternas de la fuente de Teba, extramuros de la ciudad junto a su puerta occidental (Fig. 1). Estas deformaciones podrían clasificarse como efectos cosísmicos de un terremoto, siempre que se puedan descartar otros mecanismos de disparo. Se han podido clasificar cuatro tipos distintos de EAEs: (1) caídas orientadas, (2) desplazamientos de bloques de sillería, (3) pliegues en enlosados regulares y (4) fracturas penetrativas (tanto en bloques de sillería como en morteros hidráulicos).

Sector de la panadería

Durante los trabajos de excavación se identificaron varios derrumbes orientados N-S (Fig. 2A). El primero de ellos es el derrumbe hacia el S del muro meridional, que deja bloques de sillería desplazados en su base (Fig. 2B). Sobre este mismo muro hay grandes bloques de sillería caídos, unos en la misma dirección, pero en sentido N, y otros de gran tamaño sobre el pavimento de la calle, procedentes de los edificios contiguos (no excavados), marcando la misma dirección de colapso (Fig. 2A). En la esquina NE de la cata arqueológica apareció un horno cuyo fondo, pavimentado con un enlosado regular de baldosas de terracota, estaba plegado (inmersión y dirección de inmersión del eje del pliegue $04^\circ/120^\circ$). Este horno estaba también colapsado, con una dirección de colapso media N-S.

Las direcciones de colapso serían compatibles con las observadas en el muro sur. Uno de los dos bloques prismáticos rectangulares de caliza colocados en la base de la boca del horno también está desplazado 20 cm hacia el S. La estructura en cúpula del horno es un buen indicador de la dirección

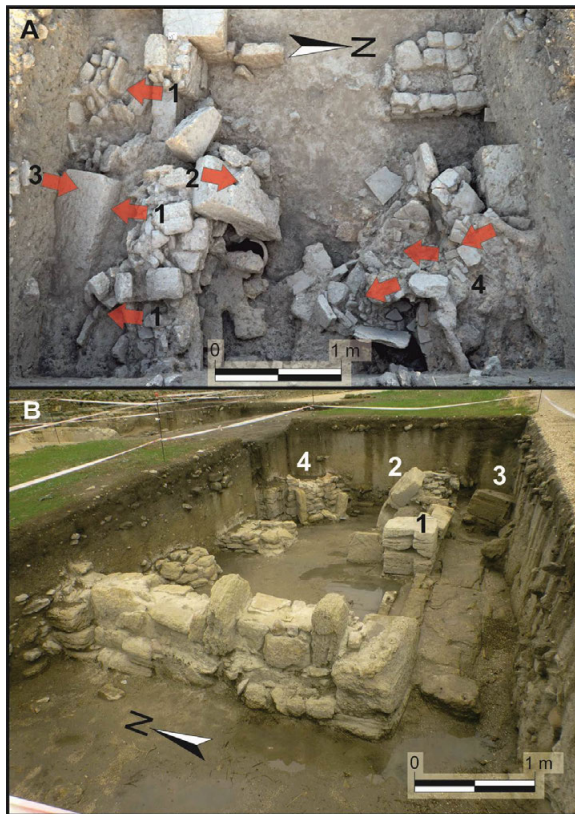


Fig. 2.- Panadería excavada en la campaña de 2020, donde se pueden ver las caídas orientadas. Se ha marcado la dirección y sentido de las caídas mediante flechas rojas (1: muro S; 2: bloque de sillaría procedente del muro S; 3: Bloque de sillaría posiblemente procedente de un edificio contiguo; 4: horno colapsado). A) ortoimagen cenital; B) vista en perspectiva.

Fig. 2.- Bakery excavated in 2019, where the oriented falls can be observed. The direction and sense of the falls have been marked by red arrows (1: S wall; 2: masonry block coming from the S wall; 3: masonry block coming from an adjoining building; 4: collapsed oven). A) zenith orthoimage; B) perspective view.

de movimiento, ya que al ser circular no tiene anisotropías previas que puedan condicionar la dirección del colapso del horno, como sí ocurre en los muros, al ser estructuras lineales. Los bloques de sillaría que sustentan el horno en el borde W del mismo tienen una fractura penetrativa que los corta con una dirección media N160°E. Estas fracturas se habrían podido generar por un movimiento del sustrato de dirección media N-S, compatible con todas las caídas orientadas y con los desplazamientos de los bloques de sillaría.

Por otro lado, el muro de dirección N-S que cierra el edificio por el Oeste (fabricado con una técnica edilicia de factura muy mediocre a base de sillares y mampuestos, sin ningún ritmo edilicio coherente, trabados con mortero de cal) permanece intacto sin deformaciones, ya que estaría dispuesto de forma paralela al movimiento del sustrato, orientación que impide la deformación y el colapso del muro (Giner et al. 2018 y 2022).

La extracción del relleno arqueológico durante la campaña de excavación puso de manifiesto que se habían retirado escombros de la puerta de la panadería, realizando un pasillo hacia el interior del inmueble. Dicha retirada de escombros debió de efectuarse con el fin de recuperar todo aquello que de valor pudiera encontrarse en este establecimiento, como, por ejemplo, el molino.

Sector de la domus

Estas casas se encuentran a 100 m al sur de la panadería (Fig. 1). Son casas modestas construidas fundamentalmente con muros de sillarejo, con sillares en los laterales de las puertas y con enlosados irregulares en el exterior, cimentados con lajas de caliza dispuestas horizontalmente (Fig. 3). En general, no se observan deformaciones de importancia o efectos que puedan ser cuantificables. Sin embargo, sí hay un desplazamiento de un bloque de sillaría en la base de un muro, que no podría estar asociado a un efecto relacionado con un arruinamiento por abandono o expolio, dada su localización. Dicho desplazamiento tiene un módulo de 18 cm en dirección y sentido N000°E (Fig. 3A). Así mismo se puede observar un pliegue sinclinal en un pavimento de losas cuadrangulares irregulares; la dirección del eje del pliegue medida es N070°E (Fig. 3B). Ambas deformaciones son compatibles con una dirección media de movimiento del sustrato N-S.

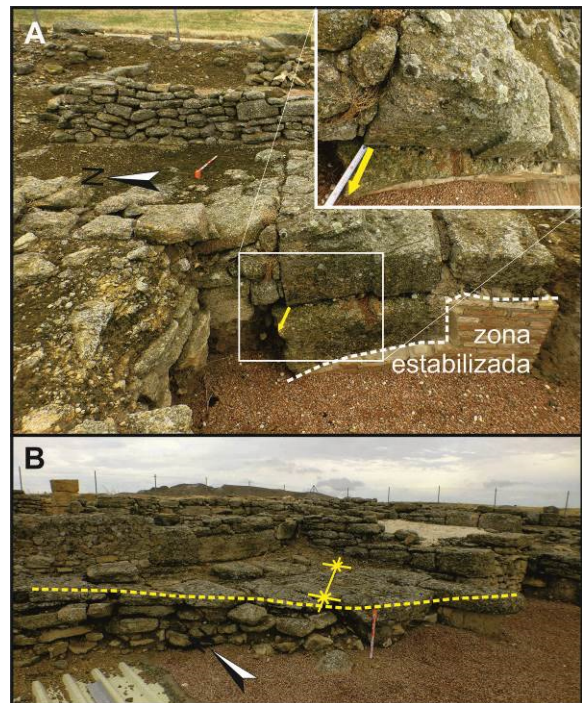


Fig. 3.- Sector de la domus: A) desplazamiento en la horizontal de un bloque de sillaría situado en la base de un muro en uno de los habitáculos; B) pliegue en el enlosado irregular de una de las dependencias.

Fig. 3.- Domus sector: A) horizontal displacement of a masonry block located at the base of a wall in one of the rooms; B) fold in the irregular tiling of one of the rooms.

Sector de la fuente de Teba

Extramuros de la ciudad, a 350 m al oeste de la panadería, se encuentran dos cisternas de mortero hidráulico en el paraje conocido como la fuente de Teba (Fig. 1). Una de las cisternas tiene planta rectangular (9,5 x 4 m) y está topográficamente más elevada, 10 m por encima de la cisterna inferior, esta última de planta cuadrangular (10 x 10 m); ambas presentan una profundidad superior a 1,2 m. El grosor de los muros de mortero hidráulico supera los 50 cm y se conservan en muy buen estado. En estos muros aparecen dos sistemas de fracturas desarrolladas tanto en los muros N-S como en los E-W (Fig. 4A). La

pendiente máxima del terreno en este punto es hacia los N285°E, sin que se observen evidencias claras de movimiento en la ladera. El eje largo de la cisterna superior tiene una orientación N015°E que es paralela a la cisterna inferior.

Los sistemas de fracturas desarrollados en los muros E-W, y que son perpendiculares al muro, podrían estar asociados a movimientos de la ladera, sin embargo, tienen un claro desplazamiento sinistrorso en la horizontal (perpendicular a la pendiente máxima de la ladera), generando el plegamiento del muro al sumarse los desplazamientos de las diferentes fracturas (Fig. 4B). También presentan aperturas centimétricas que sí podrían estar asociadas a fenómenos de deslizamiento de la ladera. Las fracturas de los muros N-S no presentan desplazamientos en la horizontal, pero sí una apertura centimétrica. Estas fracturas, si estuviesen asociadas a movimiento de *creep* en la ladera, debido a su orientación E-W deberían haber tenido un movimiento en la horizontal (paralelo a la dirección de la fractura). Sin embargo, aquellas solo tienen apertura perpendicular al plano de fractura y perpendicular a la pendiente. Por este motivo interpretamos que dichas fracturas, tanto las N-S como las N110°E, no tienen relación con posibles efectos de desplazamiento por movimientos de *creep* asísmico en la ladera.

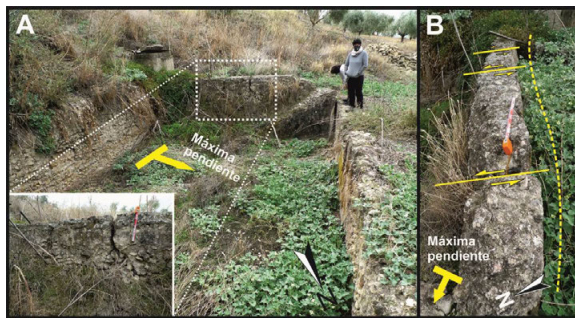


Fig. 4.- Cisterna alta del sector de la fuente de Teba: A) imagen general de la cisterna indicando la orientación de la pendiente máxima con una flecha amarilla y detalle de las fracturas desarrolladas en los muros E-W; B) detalle del desplazamiento dextrorso en la horizontal de las fracturas de los muros E-W.

Fig. 4.- High cistern of the Teba spring sector: A) general image of the cistern indicating the orientation of the maximum slope with a yellow arrow and detail of the fractures developed in the E-W walls; B) detail of the dextral horizontal displacement of the fractures in the E-W walls.

Conclusiones

Las deformaciones encontradas hasta el momento en las excavaciones arqueológicas realizadas en la ciudad romana de Ategua no son suficientes para poder determinar con precisión la llegada de un posible tren de ondas sísmicas que produjese la destrucción de la ciudad. No obstante, la clara orientación de las estructuras de deformación estudiadas sugiere un origen sísmico de las mismas. Los Efectos Arqueológicos de Terremotos (EAEs) localizados tanto en el sector de la panadería como en la *domus* y en las cisternas de la fuente de Teba son compatibles con una dirección media de movimiento del sustrato N-S. Esta clara orientación, sumada al abandono injustificado de parte de la ciudad entre mediados y finales del s. II BCE, apoyaría la hipótesis de su origen sísmico. Sin embargo, para poder establecer con mayor seguridad el origen del fenómeno y sus consecuencias en la

ciudad romana son necesarios más datos arqueológicos, que se podrán obtener en sucesivas campañas de excavación.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado con el proyecto QTECSPAIN (MINECO-FEDER CGL2015-67169-P (USAL)). Es una contribución del grupo de trabajo QTEC-AEQUA. Este trabajo también ha sido una aportación del Grupo de Investigación PAIDI Hum 882 Antiguas Ciudades de Andalucía.

Referencias

- Fuertes-Santos, M. C. y Meyer, C., 2019. La ciudad romana de Ategua. análisis e interpretación de los resultados obtenidos por la prospección geofísica efectuada al interior de su recinto amurallado. *Romvla. Revista del Seminario de Arqueología de la Universidad Pablo de Olavide de Sevilla*, 18: 1-41.
- Fuertes Santos, M.C., Borrego de la Paz, J.D., Carrasco Gómez, I., Jiménez Hernández, A., Romero Paredes, C., 2021. La acrópolis de Ategua: nuevos datos arqueológicos sobre su origen y evolución histórica. *Espacio, Tiempo y Forma. Serie I. Prehistoria y Arqueología*, 14: 123-154
- Giner-Robles, J.L., Rodríguez-Pascua M.A., Silva, P.G., Pérez-López, R., 2018. Efectos sísmicos en yacimientos arqueológicos: catalogación y cuantificación arqueosismológica. *Boletín Geológico y Minero*, 129 (1/2), 451-467.
- Giner-Robles, J.L., Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez López, R., Silva, P.G., Bardají, T., Roquero, E., Elez, J., Perucha, M.A., 2022. Geological structural analysis applied to archaeoseismology. In: *Handbook of Cultural Heritage Analysis. Springer Nature Switzerland AG* (Eds. Sebastiano D'Amico and Valentina Venuti). Chapter 60, 1763 – 1778.
- Howard J.K., Tracy, C.A., Burns R.G., 2005. Comparing observed and predicted directivity in near-source ground motion. *Earthquake Spectra*, 21 (4), 1063-1092
- IAG, 2022. Catálogo de Terremotos históricos de Andalucía online. Instituto Andaluz de Geofísica, Granada. Consultado December 2021. http://iagpds.ugr.es/pages/informacion_divulgacion/terremotos_historicos
- Motoki, K. y Seo, K., 2000. Strong motion characteristics near the source region of the Hyogoken-Nanbu earthquake from analyses of the directions of structural failures. In: *12th World Conference on Earthquake Engineering*. Paper 959, 6 pp.
- Howard J.K., Tracy, C.A., Burns R.G., 2005. Comparing observed and predicted directivity in near-source ground motion. *Earthquake Spectra*, 21 (4): 1063-1092.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Perez-Lopez, R., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Garduño-Monroy, V.H., Reicherter, K., 2011. A comprehensive classification of earthquake archaeological effects (EAE) for archaeoseismology. *Quaternary International*, 242: 20-30.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Benavente-Escobar, C., Rosell-Guevara, L., Grützner, C., Audin, L., Walker, R., García, B., Aguirre E., 2020. Did earthquakes strike Machu Picchu? *Journal of Seismology*, 24: 883–895.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Perucha, M.A., Montejó Córdoba, A.J., Silva, P.G., Giner, J.L., Bardají, T., Elez, J., Roquero, E., 2021. Evidencias arqueosismológicas de la destrucción de Medina Azahara (Córdoba, España). *Geo-Temas*, 18: 852.



¿FUE EL PRIMER EDIFICIO DE SILLERÍA DE LA PENÍNSULA IBÉRICA DESTRUIDO POR UN TERREMOTO?: EL MAUSOLEO ÍBERO DEL POZO MORO (ALBACETE, ESPAÑA)

Was the first masonry building in the Iberian Peninsula destroyed by an earthquake?: the Iberian mausoleum of Pozo Moro (Albacete,

M.A. Rodríguez-Pascua¹, M. Almagro-Gorbea², M.A. Perucha¹, P.G. Silva³,
J. Martínez-Martínez¹, J.F. Mediato¹, J.L. Giner-Robles⁴

¹ Instituto Geológico y Minero de España (IGME,CSIC). Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid. ma.rodriguez@igme.es; ma.perucha@igme.es; jf.mediato@igme.es; javier.martinez@igme.es ² Anticuario de la Real Academia de la Historia. c/ León 21, 28014-Madrid. teutates1946@gmail.com

³ Dpto. Geología. Escuela Politécnica Superior de Ávila. Universidad Salamanca. Hornos Caleros, 50. 05003 Ávila, España. pgsilva@usal.es

⁴ Dpto. Geología. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid. Cantoblanco. Tres Cantos. Madrid, España. jorge.giner@uam.es

Resumen: el monumento funerario del Pozo Moro está considerado como el primer edificio de sillería del que se tiene registro en la Península Ibérica. Este mausoleo fue construido por los iberos en torno al año 500 BCE y fue destruido pocos años después (495 BCE), según indican las evidencias arqueológicas. En la actualidad este monumento está reconstruido dentro del Museo Arqueológico Nacional (MAN), donde se ha podido estudiar en detalle. Además, se ha podido trabajar con información documental de la excavación del yacimiento en la década de 1980. En él se han identificado diferentes estructuras de deformación: esquinas fracturadas, desplazamiento de bloques de sillería y colapsos orientados. Los resultados del análisis estructural geológico de estas deformaciones indican que son compatibles con una dirección dominante de movimiento del sustrato NE-SW, lo que les podría otorgar un origen sísmico. A esto hay que sumar la cercanía de la falla activa de Pozohondo (a 20 km al SW), lo que apoyaría la hipótesis de la destrucción sísmica del monumento del Pozo Moro.

Palabras clave: Mausoleo del Pozo Moro, iberos, Efectos Arqueosismológicos de Terremotos (EAEs), Falla de Pozohondo.

Abstract: *The Pozo Moro funerary monument is considered to be the earliest recorded masonry building on the Iberian Peninsula. This mausoleum was built by the Iberians around 500 BCE and it was destroyed a few years later (495 BCE), according to archaeological evidence. This monument has now been reconstructed in the National Archaeological Museum (MAN), where it has been studied in detail. In addition, it has been possible to work with documentary information from the excavation of the site in the 1980s. Different deformation structures have been identified: dipping broken corners, displaced masonry blocks and oriented collapses. The results of the geological structural analysis of these deformations indicate that they are compatible with a NE-SW prevalent direction of movement of the substratum, which could give them a seismic origin. To this, it must be added the proximity of the active Pozohondo fault (20 km to the SW), which would support the hypothesis of the seismic destruction of the Pozo Moro monument.*

Key words: *Pozo Moro Mausoleum, Iberians, Earthquake Archaeological Effects (EAEs), Pozohondo fault.*

Introducción: el monumento del Pozo Moro

El monumento íbero del Pozo Moro se sitúa a 6 km al NE de la localidad de Pozo Cañada (Albacete). Geológicamente se encuentra en el Prebético Externo de Albacete, en la banda de transferencia norte del arco estructural Cazorla-Alcaraz-Hellín. La falla activa de Pozohondo es la falla más septentrional de esta banda de transferencia y se encuentra a tan solo 20 km del monumento del Pozo Moro. Esta falla activa tiene actividad paleosísmica desde hace al menos 26.000 años en su segmento de Tobarra-Cordovilla, siendo su último terremoto en torno al 650 CE. El terremoto característico de la Falla de Pozohondo estaría en un rango de $6,3 < M < 6,8$ durante el Holoceno, con un periodo de recurrencia de 6600-8600 años (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2012).

Pozo Moro es un monumento funerario construido hacia el 500 BCE. Es el primer edificio documentado en la Península Ibérica construido con bloques de sillería, y fue destruido a los pocos años de su construcción. Se considera el primer monumento turriforme (de unos 10 m de altura) bien documentado de la arquitectura íbera (Almagro-Gorbea, 1983).

Tras las excavaciones realizadas en la década de 1980 se pudo descubrir que este monumento estaba colapsado con dos direcciones principales de caída hacia los N040°E y N160°E (Almagro-Gorbea, 1983). Este monumento actualmente se encuentra reconstruido en el Museo Arqueológico Nacional (MAN) en Madrid, en las salas de arte ibérico (Fig. 1). La reconstrucción a su estado original antes del colapso se realizó recolocando los elementos constructivos que componen el monumento, en relación a su posición en el colapso orientado del edificio. En dicha reconstrucción se ha utilizado una estructura de acero para sustentar los pesados bloques de sillería (de hasta 0,5 m³) y evitar cargas que dañen los mismos tras su reconstrucción.

En esta reconstrucción se pueden observar claramente daños producidos en los bloques de sillería, consistentes fundamentalmente en esquinas fracturadas. Además, se ha podido contar con fotografías y los planos que se levantaron durante la excavación, donde se observan los colapsos, y donde se pueden ubicar cada uno de los bloques que actualmente forman parte de la reconstrucción del MAN.

Método de análisis arqueosísmico

El estudio arqueosismológico comenzó con la visualización de las fotografías de excavación y el estudio de los planos levantados para identificar estructuras de deformación. Posteriormente se visitó la reconstrucción en el MAN para la toma directa de datos. Una vez realizada la toma de datos, fue necesario hacer una clasificación de las estructuras de deformación existentes, y para ello se ha utilizado la clasificación de efectos arqueosismológicos de terremotos (EAEs) propuesta por Rodríguez-Pascua *et al.* (2011).



Fig. 1.- Reconstrucción del mausoleo ibero del Pozo Moro (Museo Arqueológico Nacional, Madrid).

Fig. 1.- Reconstruction of the Iberian mausoleum of Pozo Moro (National Archaeological Museum, Madrid).

Una vez tomados los datos se procedió al análisis para la obtención de las orientaciones de máxima deformación. Para este propósito se ha utilizado la metodología propuesta por Giner *et al.* (2018 y 2022). Esta metodología está basada en el análisis de la deformación estructura a estructura, con el fin de obtener una dirección de máxima deformación en la horizontal, relacionada con la dirección media del movimiento oscilatorio del terreno durante el terremoto. Si las estructuras de deformación fueron generadas por un terremoto, las orientaciones de la deformación obtenidas de cada estructura deberán agruparse en un máximo significativo, relacionado con los parámetros focales del terremoto (Howard *et al.*, 2005; Motoki y Seo, 2000). En caso de que no se ajusten significará que el mecanismo de disparo no ha sido un terremoto.

Con todo esto se han podido identificar los siguientes efectos orientados (EAEs): esquinas fracturadas (*Dipping broken corners*), desplazamientos de bloques de sillería en la base del monumento y colapsos orientados.

Para poder orientar las fracturas de las esquinas se midieron las orientaciones de las mismas en el propio monumento reconstruido y luego se restituyeron a su orientación original sobre el terreno. Este particular ha requerido un exhaustivo trabajo de medición y restitución de las orientaciones dato a dato. Esto es debido a que tanto el armazón de acero que sustenta actualmente el edificio, como el sistema de cableado eléctrico e iluminación de la sala donde se encuentra y la grúa hidráulica que se utilizó para realizar las medidas en altura (Fig. 2), generan campos magnéticos que alteran las medidas. Por este motivo se ha medido la orientación del muro en el punto donde aparece cada esquina fracturada y luego se ha restituido la orientación del plano de fractura de la esquina con respecto a la orientación original del muro. De este modo se realizaron un total de 45 medidas de planos de fractura de esquinas en las 4 caras del monumento. Las esquinas fracturadas se generan por la carga puntual en la esquina del bloque de sillería superior sobre el inferior, al oscilar con el paso de las ondas sísmicas superficiales. Los prismas rectangulares que conforman los bloques de sillería son más débiles en las esquinas, donde se produce la rotura. Esta rotura se genera en el sentido del movimiento de la oscilación, por lo que indicaría la dirección del rayo sísmico al llegar al monumento.



Fig. 2.- Toma de datos de esquinas fracturadas sobre el Mausoleo ibero del Pozo Moro (Museo Arqueológico Nacional, Madrid).

Fig. 2.- Dipping broken corners data collection on the Iberian Mausoleum of Pozo Moro (National Archaeological Museum, Madrid).

Resultados

Según la metodología aplicada, los datos de los polos de las fracturas en esquinas indicarían la dirección media de movimiento del sustrato, para poder generar las oscilaciones entre bloques y las cargas que produjeron estas fracturas (Giner Robles *et al.*, 2018 y 2022). Se han representado mediante diagramas de densidad y rosas de direcciones para

cada muro y en su conjunto (Fig. 3). Para los muros N y S, la orientación media de los polos de los planos de las esquinas fracturadas es N040°E, mientras que en los muros E y W es N175°E (Fig. 3), siendo estas orientaciones paralelas a las direcciones de colapso de los muros N y E. Esto refleja claramente la influencia en el movimiento del monumento de la anisotropía que representan las orientaciones de sus muros perpendiculares. La orientación media de los polos de las fracturas para los cuatro muros es N020°E, que sería compatible con la llegada del rayo sísmico desde el SW, donde se encuentra la Falla de Pozohondo a 20 km de distancia.

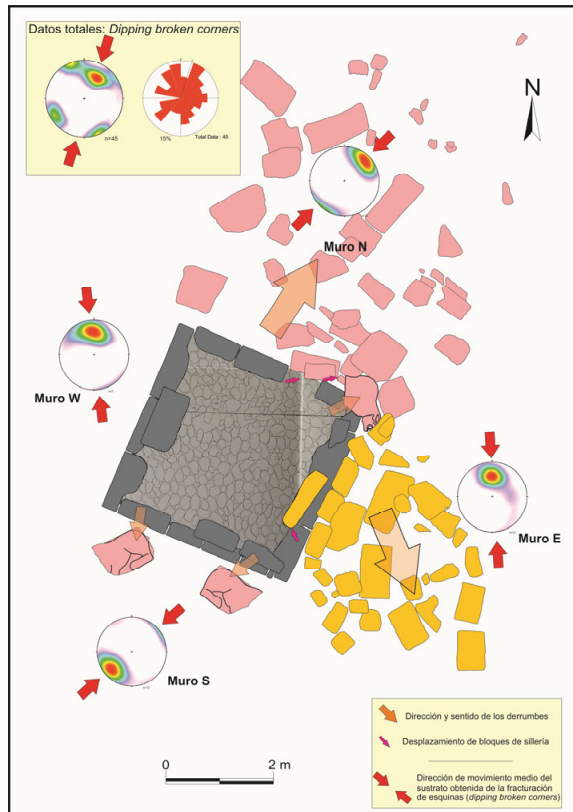


Fig. 3.- Plano de la excavación del mausoleo ibero del Pozo Moro, con los diagramas de densidad y la rosa de direcciones (datos totales) de los polos de las fracturas en esquinas, dirección y sentido de los colapsos de los muros (en rosa el colapso N y en amarillo el colapso E), y desplazamientos de bloques de sillería.

Fig. 3.- Excavation plan of the Iberian mausoleum of Pozo Moro showing the density diagrams and rose diagram (total data) of the poles to dipping broken corners, direction and sense of wall collapses (collapse N in pink and collapse E in yellow), and displacements of masonry blocks.

En el muro N se observan dos claros desplazamientos de bloques de sillería hacia N040°E, compatible con el colapso de este muro en este sentido (Fig. 3). Los desplazamientos de estos grandes bloques situados en la base del monumento difícilmente se pueden explicar por movimientos en la vertical asociados a la dinámica del colapso, por lo que debieron producirse por movimiento horizontal del sustrato.

Discusión y conclusiones

Las deformaciones observadas en el monumento del Pozo Moro, tanto durante su excavación como en el monumento reconstruido, son tres: colapsos orientados, desplazamientos de bloques de sillería y esquinas fracturadas. Los tres tipos de deformaciones son clasificables como EAEs. Si aplicamos análisis estructural geológico a estas deformaciones, obtenemos una dirección dominante de movimiento del sustrato NE-SW. Esta uniformidad en la orientación podría indicar que este monumento fue destruido por un terremoto, transcurridos muy pocos años desde su construcción. A esto hay que sumar que la falla activa de Pozohondo se encuentra a tan solo 20 km de distancia en esta misma dirección hacia el SW. Por tanto, la hipótesis de que un terremoto generado en torno al año 500 BCE por la Falla de Pozohondo destruyese el edificio cobra importancia. Esta hipótesis podrá ser corroborada en el futuro con más datos arqueológicos y arqueosismológicos.

Agradecimientos

Agradecemos al Director del MAN y la Conservadora de la zona de Arqueología Ibérica del MAN las facilidades dadas para el trabajo en el Monumento del Pozo Moro dentro de su sala de exposición. Este trabajo ha sido financiado con el proyecto QTECSPAIN (MINECO-FEDER CGL2015-67169-P (USAL). Es una contribución del grupo de trabajo QTEC-AEQUA.

Referencias

- Almagro-Gorbea, M., 1983. Pozo Moro. El monumento orientalizante, su contexto socio-cultural y sus paralelos en la arquitectura funeraria ibérica. *Madridrer Mitteilungen*, 24: 177-392.
- Giner-Robles, J.L., Rodríguez-Pascua M.A., Silva, P.G., Pérez-López, R., 2018. Efectos sísmicos en yacimientos arqueológicos: catalogación y cuantificación arqueosismológica. *Boletín Geológico y Minero*, 129 (1/2), 451-467.
- Giner Robles, J.L., Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez López, R., Silva, P.G., Bardají, T., Roquero, E., Elez, J., Perucha, M.A., 2022. Geological structural analysis applied to archaeoseismology. In: *Handbook of Cultural Heritage Analysis*. Springer Nature Switzerland AG (Eds. Sebastiano D'Amico and Valentina Venuti). Chapter 60, 1763 – 1778.
- Motoki, K. y Seo, K., 2000. Strong motion characteristics near the source region of the Hyogoken-Nanbu earthquake from analyses of the directions of structural failures. In: *12th World Conference on Earthquake Engineering*. Paper 959, 6 pp.
- Howard J.K., Tracy, C.A., Burns R.G., 2005. Comparing observed and predicted directivity in near-source ground motion. *Earthquake Spectra*, 21 (4): 1063-1092.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Garduño-Monroy, V.H., Reicherter, K., 2011. A comprehensive classification of earthquake archaeological effects (EAE) for archaeoseismology. *Quaternary International*, 242: 20-30
- Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Garduño-Monroy, V.H., Giner-Robles, J.L., Silva, P.G., Perucha-Atienda, M.A., Hernández-Madrigal, V.M., Bischoff, J., 2012. Paleoseismic and geomorphologic evidence of recent tectonic activity of the Pozohondo Fault (Betic Cordillera, SE Spain). *Journal of Iberian Geology*, 38(1), 239-251.



LOS TERREMOTOS DE ADEMUZ DEL 7 DE JUNIO DE 1656 Y DEL 10 DE MARZO DE 2006: ¿UNA FUENTE SÍSMICA COMÚN?

The Ademuz earthquakes of June 7, 1656 and March 10, 2006: A common seismic source?

J.L. Giner-Robles¹, J. Elez², P.G. Silva², R. Pérez-López³, T. Bardají⁴,
M.A. Rodríguez-Pascua³, Y. Sánchez-Sánchez², E. Roquero⁵

¹Dpto. Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid, Madrid, Spain. jorge.giner@uam.es

²Dpto. Geología, Universidad Salamanca, Facultad Ciencias, 37008-Salamanca, Spain. pgsilva@usal.es; j.elez@usal.es; yolanda.ss@usal.es

³Dpto. Riesgos Geológicos y Cambio Climático. Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC). 28003- Madrid. Spain. r.perez@igme.es; ma.rodriguez@igme.es

⁴Dpto. Geología, Geografía y Medio Ambiente; Universidad de Alcalá. 28805-Alcalá de Henares, Spain. teresa.bardaji@uah.es

⁵Dpto. Edafología. E.T.S.I. Agrónomos. Universidad Politécnica de Madrid, Madrid, Spain. elvira.roquero@upm.es

Resumen: En este trabajo se comparan dos terremotos ocurridos en la misma zona de Ademuz (Valencia): el terremoto de Ademuz del 7 de junio de 1656 (VIII EMS), y el terremoto del 10 de marzo de 2006, de magnitud Mw 4,3 (EMS V-VI). Se han inventariado los efectos geológicos del terremoto de 1656 aplicando la escala de intensidades ESI-07, obteniendo una intensidad máxima de VIII-IX. Las intensidades máximas del terremoto de 1656 (IX ESI-07) se sitúan próximas al epicentro del terremoto de 2006. Se ha analizado el mecanismo focal del terremoto instrumental para obtener la orientación y características de las posibles fuentes sísmica, utilizando esos parámetros para realizar una modelización del movimiento del terreno mediante ShakeMaps del terremoto instrumental. Dada la cercanía de las intensidades máximas del terremoto de 1656 al epicentro de 2006, se ha considerado como hipótesis que el terremoto de 1656 tenga la misma orientación de fuente sísmica que el de 2006, realizando la modelización por ShakeMaps con esos datos. Este análisis establece una buena correlación entre los datos de intensidades de este terremoto con los datos generados en la modelización, apoyando la hipótesis de una orientación y geometría de fuente sísmica común para ambos terremotos, y obteniendo una magnitud Mw superior a 5,5 para el terremoto de 1656.

Palabras clave: Terremoto de Ademuz, escala ESI-07, ShakeMaps, mecanismo focal

Abstract: In this work, two earthquakes are compared that occurred in the same area of Ademuz (Valencia): the Ademuz earthquake of June 7, 1656 (EMS VIII), and the earthquake of March 10, 2006 of magnitude Mw 4.3 (EMS V-VI). The geological effects of the 1656 earthquake have been evaluated applying the ESI-07 intensity scale, obtaining a maximum intensity of VIII-IX. The maximum intensities of the 1656 earthquake (IX ESI-07) are located close to the epicenter of the 2006 earthquake. The focal mechanism of the instrumental earthquake has been analyzed to obtain the orientation and characteristics of the possible seismic sources, using these parameters to perform a ground motion modeling using ShakeMaps of the instrumental earthquake. Given the proximity of the maximum intensities of the 1656 earthquake to the 2006 epicenter, it has been considered as a hypothesis that the 1656 earthquake has the same seismic source as the 2006 earthquake, performing the ShakeMap modeling with those data. This analysis establishes a good correlation between the intensity data of this earthquake with the data generated in the models, supporting the hypothesis of a common seismic source orientation and geometry for both earthquakes, and obtaining a magnitude Mw greater than 5.5 for the 1656 earthquake.

Key words: Ademuz Earthquake, ESI-07 intensity scale, ShakeMaps, focal mechanism.

Introducción

El terremoto del 7 de junio de 1656, que afectó a toda la comarca del Rincón de Ademuz (Valencia, España) (Fig. 1), está incluido en los catálogos del IGN sin asignar intensidad (Martínez Solares y Mezcuca, 2002), a pesar de que en catálogos y trabajos anteriores aparece con una intensidad MSK de VIII (Bisbal Cervelló, 1984; Mezcuca y Martínez Solares, 1985). Este terremoto provocó daños importantes en las poblaciones de Ademuz, Vallanca, Torrebaja y Puebla de San Miguel (Galbis, 1932). La eliminación de la valoración de intensidad de este terremoto en los catálogos actuales puede deberse a la poca información de los daños producidos en las poblaciones afectadas, ya era únicamente en la población de Ademuz, donde se describían detalladamente los daños producidos: el colapso de la fortaleza, de la antigua iglesia parroquial, y daños importantes en la totalidad de las casas de la ciudad, de las que 40 llegaron a colapsar completamente.

En el resto de las poblaciones afectadas sólo hay referencias poco detalladas de daños en los edificios religiosos (iglesias y ermitas) (Sánchez Garzón, 2008).

No obstante, en la documentación histórica aportada por otros autores (Antón Andrés, 1997; Eslava Blasco, 2009) se incluyen referencias a efectos ambientales y geológicos producidos en las inmediaciones de algunas de estas poblaciones (grietas, procesos gravitacionales, etc...) que nos permiten asignar valores de intensidad máximos de VIII-IX según la escala macrosísmica de intensidades ESI-07 (Michetti *et al.*, 2007).

En el año 2006 se produjo un terremoto de magnitud (Mw) 4.3 a menos de 3 kilómetros al SE de la población de Ademuz, cuyo epicentro se sitúa a menos de 1 kilómetro de la localización de los efectos ambientales del terremoto de 1656 con intensidades máximas ESI-07 de IX.

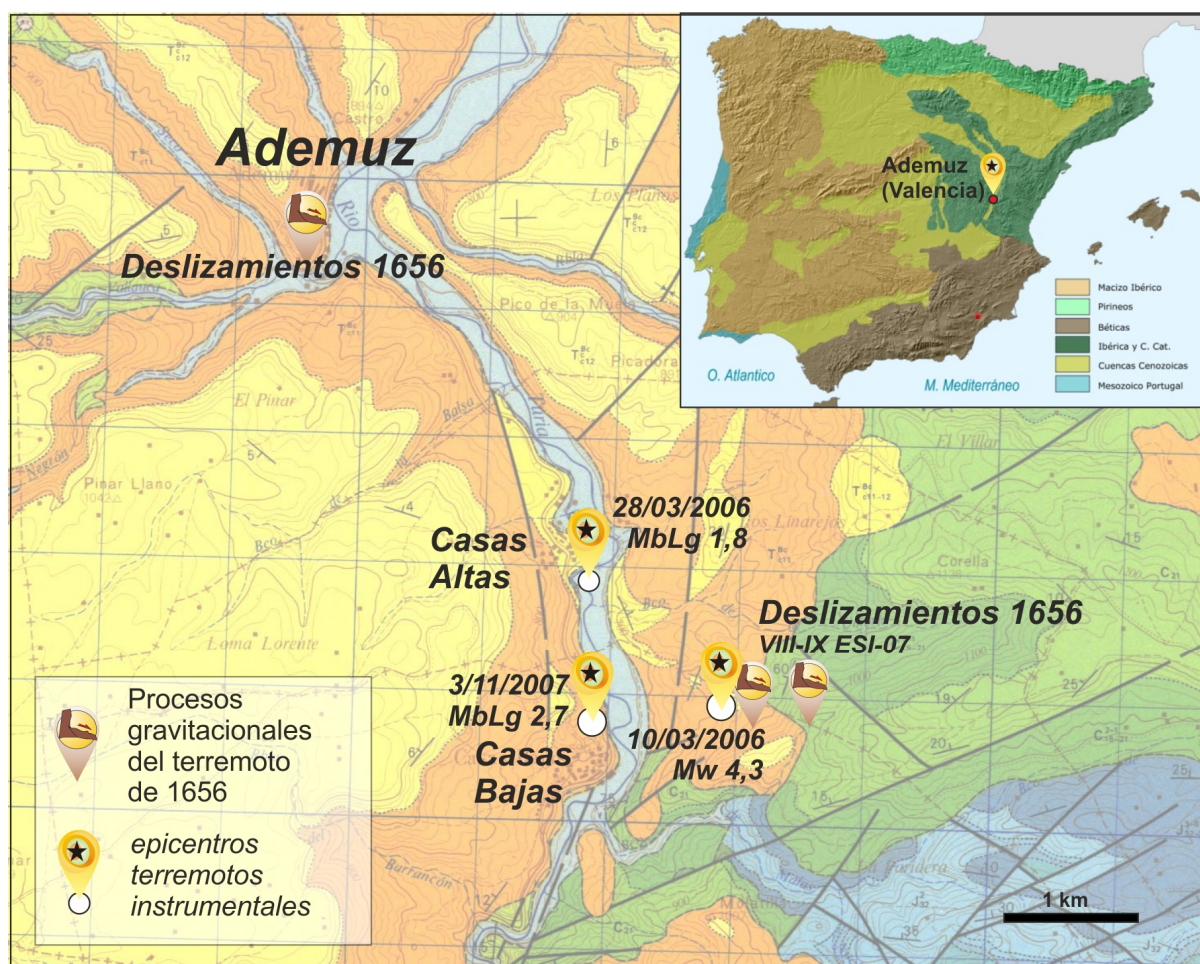


Fig. 1.- Localización de los efectos ambientales del terremoto de Ademuz del 7 de junio de 1656 y de los epicentros instrumentales localizados en la zona incluyendo el terremoto del 10 de marzo de 2006.

Fig. 1.- Location of the environmental effects of the Ademuz earthquake of June 7, 1656 and of the instrumental epicentres located in the area included the earthquake of March 10, 2006.

En este trabajo se realiza una comparación preliminar de ambos terremotos modelizando las aceleraciones del terreno producidas en los dos eventos mediante la construcción de ShakeMaps, aplicando la metodología propuesta por Silva *et al.* (2017) y considerando una fuente sísmica común, dada la cercanía del epicentro del 2006 a las máximas intensidades ESI-07 inventariadas del terremoto de 1656.

El terremoto de Ademuz del 7 de junio de 1656

Los efectos ambientales en la población de Ademuz descritos en la documentación de la época (documentos del mismo año del sismo) son fundamentalmente desprendimientos y agrietamientos del terreno (Antón Andrés, 1997, Eslava Blasco, 2009). Los desprendimientos afectaron a toda la población, pero fueron especialmente importantes en la zona SO, tal y como se describe en crónicas de la época. En otro documento, un notario que vivió el terremoto en la población de Ademuz también describe los daños en la ciudad (Eslava Blasco, 2009), haciendo alusión a 36 casas destruidas de cuarenta que tenía la población, y a la presencia de grietas de más de 60 cm de ancho. Aunque la mayor parte de los daños en Ademuz estuvieron ocasionados por el desplome de más de 300 metros lineales de la pared occidental del

cerro en el que se sitúa el castillo. Los grandes bloques de dimensiones decamétricas, visibles hoy en día (hasta de 20 x 5 m), y que destruyeron gran parte de las viviendas situadas en esta zona, permiten asignar a esta población una intensidad ESI-07 mínima de VIII.

Otra de las zonas con referencias a efectos ambientales se sitúa en un valle orientado E-O localizado en la margen izquierda del río Turia en las proximidades de la población de Casas Bajas. En este valle se describen procesos gravitacionales y la existencia de grandes grietas que probablemente estarían relacionadas con los deslizamientos que se produjeron.

El análisis preliminar de los deslizamientos asociados a este valle parece indicar que afectaron a unos 3 km lineales del mismo, reactivando grandes deslizamientos de materiales mesozoicos a favor de la gran fractura NNE-SSO que delimita su vertiente septentrional. El volumen de materiales movilizados supera el millón de metros cúbicos, con desplazamientos de algo más de 200 metros. Las grandes grietas que se mencionan en las descripciones históricas hacen referencia a las grietas de cabecera de estos deslizamientos. Las dimensiones de los efectos descritos en esta zona permiten asignar una intensidad ESI-07 máxima de IX.

El terremoto del 10 de marzo de 2006

El 10 de marzo de 2006 se produjo un terremoto de magnitud 4.3 Mw (prof. 6 km), cuyo epicentro se sitúa a escasamente un kilómetro al este de la población de Casas Bajas (Fig.1). Con una intensidad EMS V-VI, afectó a todas las poblaciones cercanas produciendo daños moderados en numerosas edificaciones y generando pequeños desprendimientos de roca de volúmenes métricos.

El mecanismo focal de este terremoto (Fig. 2), publicado por el Instituto Geográfico Nacional (IGN) y de carácter normal, está definido por: el plano nodal 1, con una dirección N-S y buzamiento al O (orientación coincidente con una de las principales familias de estructuras cartografiadas en la zona); el plano nodal 2, orientado NNO-SSE con buzamiento al E, subparalelo a la orientación del río Turia en esa zona.

Los dos únicos epicentros de terremotos instrumentales localizados en esta zona se sitúan en las proximidades del epicentro de este terremoto (Fig.1).

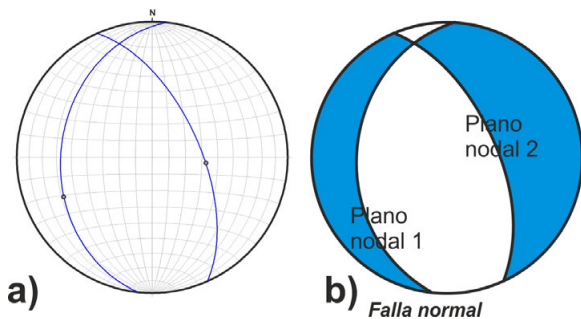


Fig. 2.- a) Proyección estereográfica de los dos planos nodales del mecanismo focal del terremoto de 2006. b) Construcción del mecanismo focal.

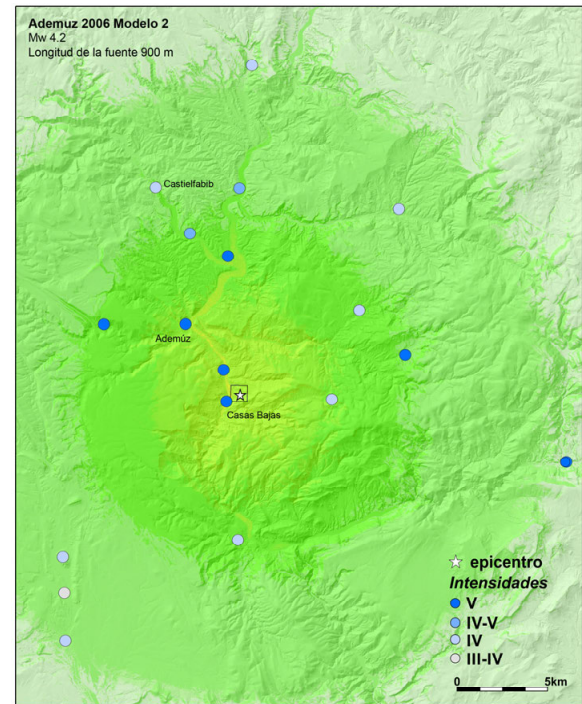
Fig. 2.- a) Stereographic projection of the two nodal planes of the focal mechanism of the 2006 earthquake. b) Construction of the focal mechanism.

Modelización mediante ShakeMaps

Los modelos de ShakeMaps permiten calcular en una zona la aceleración máxima horizontal del terreno a partir de una fuente sísmica dada utilizando la metodología y ecuaciones de predicción de movimientos del suelo aplicadas en el programa ShakeMap del USGS (Wald *et al.*, 2005). Para ello se utilizan los parámetros focales del terremoto: la orientación (dirección y buzamiento), el tipo de falla (normal, inversa, direccional, normal con componente de desgarre...), y la magnitud para correlacionarla con la superficie de rotura (para más información, ver Silva *et al.*, 2017). Para poder establecer una buena correlación se utilizan los datos de intensidades del terremoto. Silva *et al.* (2017) establecen una correlación entre las intensidades y la aceleración del terreno, pudiendo calibrar los modelos generados que mejor se adaptan a la distribución de densidades.

En el caso del terremoto de 2006 tenemos los parámetros focales que nos permiten modelizar la aceleración del terreno para los dos planos nodales (Fig.2), estableciendo en el transcurso del análisis cuál de los modelos generados se ajusta mejor a los datos de intensidades registrados. Se han realizado varios modelos hasta conseguir una correlación adecuada con las intensidades EMS descritas en este terremoto. El modelo elegido (Fig. 3) correspondería a

una fuente sísmica orientada según N-S (plano nodal 1) de unos 900 metros de longitud, con una magnitud ligeramente inferior (4.2 Mw) a la calculada por el IGN (4.3 Mw), aunque hay que tener en cuenta que la baja magnitud del terremoto está en el límite inferior de aplicabilidad de este tipo de métodos.



MMI (USGS)	IV	Δ V	Δ VI	Δ VII	Δ VIII	Δ IX	Δ X	Δ XI	Δ XII
SACUDIDA	Ligera	Moderada	Fuerte	Muy Fuerte	Severa	Violenta	Muy Violenta	Extrema	Extrema
DAÑO	Ninguno	Muy Ligero	Ligero	Moderado	Severo	Destruutivo	Muy Destruutivo	Devastador	Extremamente Devastador
PGA (Fig)	0,014	0,039	0,092	0,18	0,34	0,65	1,24	> 1,60	

Fig. 3.- ShakeMap del terremoto del 10 de marzo de 2006 (Casas Bajas, Valencia). El modelo elegido presenta una fuente sísmica de 900 metros de longitud con una magnitud Mw de 4,2 (magnitud algo inferior a la calculada por el IGN).

Fig. 3.- ShakeMap of the earthquake of March 10, 2006 (Casas Bajas, Valencia). The selected model presents a seismic source 900 meters long with a magnitude Mw of 4.2 (magnitude a little lower than the one calculated by the IGN).

En el caso del terremoto de junio de 1656 se han utilizado las intensidades EMS y las intensidades ESI-07 inventariadas en la zona. La principal ventaja de la utilización de las intensidades ESI radica en que se extienden por zonas donde la ausencia de poblaciones impedía la definición de este parámetro.

En los distintos modelos realizados, se han evaluado las dos orientaciones de los planos nodales del terremoto de 2006 (dirección y buzamiento de los dos planos nodales) (Fig.2), como posibles orientaciones de la fuente sísmica. Y también se han considerado las distintas longitudes de la fuente para ajustar los valores de intensidades inventariados. La realización de los diferentes modelos tiene como objetivo maximizar la correlación entre los valores de intensidades registrados (EMS, 8 datos y ESI 07, 9 datos) (Giner *et al.*, 2017) y los valores de aceleración del terreno obtenidos de los modelos.

El modelo que mejor se ajusta a los datos de intensidades inventariados para el terremoto de 1656 ha sido el generado por una fuente sísmica orientada N-S y buzamiento al O (correspondiente al plano nodal 1 del terremoto de 2006, Fig. 2), con una longitud de 8,5 Km y una magnitud Mw de 5.8 (Fig. 4).

La elección de la orientación de la fuente sísmica coincidiría con la elegida para el terremoto de 2006 (plano nodal 1).

El modelo elegido predice aceleraciones del terreno de 0,5 g en la zona del valle del río Turia en las proximidades de las poblaciones de Casas Bajas y Casas Altas (Fig.1), y en la zona del cauce entre Ademuz y Castielfabib. En las poblaciones de Ademuz el modelo predice aceleraciones de 0,28 g. Estos valores de aceleración del terreno obtenidos son coherentes con los datos de intensidades definidos mediante la escala ESI 07 (Silva *et al.*, 2017).

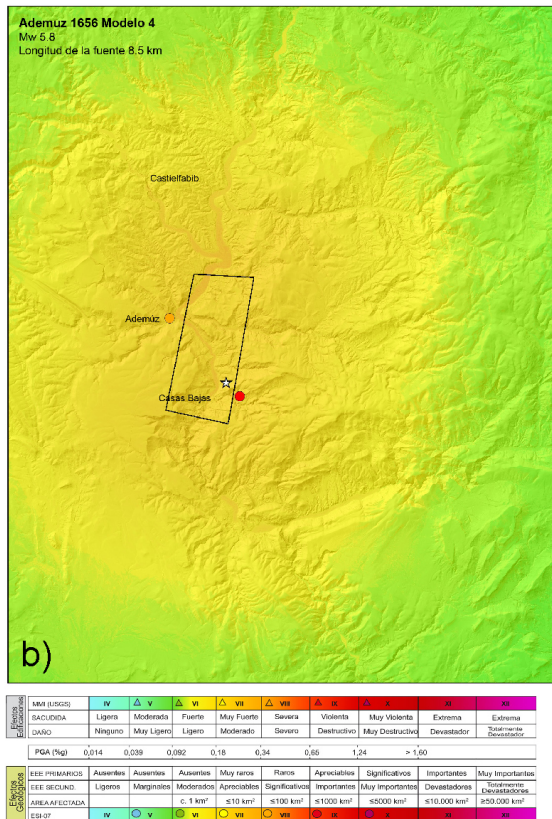


Fig. 4.- ShakeMap del terremoto de Ademuz del 7 de junio de 1656 (Valencia, España). El modelo elegido presenta una fuente sísmica de 8,5 kilómetros con una magnitud MW de 5,8.

Fig. 4.- ShakeMap of the Ademuz earthquake of June 7, 1656 (Valencia, Spain). The selected model presents a seismic source of 8.5 km with a MW magnitude of 5.8.

Conclusiones

Los datos de intensidades inventariados en la zona permiten establecer una intensidad ESI-07 de VIII-IX para el terremoto de Ademuz de 1656. Los efectos geológicos con mayor intensidad (IX ESI-07) se localizan prácticamente en la misma zona en la que se sitúa el epicentro del terremoto de 2006 (4,3 Mw).

La modelización realizada permite considerar la posibilidad de que el terremoto de 1656 tenga una fuente sísmica con orientación muy similar a la del terremoto instrumental del 2006. El modelo seleccionado corresponde a una fuente sísmica de más de 8 km y una magnitud Mw de 5,8. Este hecho nos permite considerar la posibilidad de que el terremoto de 1656 sea una rotura mayor de la misma fuente sísmica que generó el terremoto de 2006.

Es evidente, que este tipo de análisis está limitado por el número y localización de datos de intensidades EMS y ESI disponibles para el evento. No obstante, la incorporación de nuevos datos de terremotos históricos hace posible que la utilización conjunta de los efectos geológicos y de las construcciones de ShakeMaps sea una herramienta muy relevante para introducir terremotos históricos casi olvidados, como el de Ademuz de 1656, en el análisis de la peligrosidad sísmica de una zona.

Agradecimientos

La investigación ha sido financiada por el proyecto español MINECO-FEDER QTECT-SPAIN (CGL2015-67169-P). Es una contribución del Grupo de Trabajo QTECT de AEQUA.

Referencias

Antón Andrés, A., 1997. Documentos del Archivo Vaticano (II, 1656). Ababol, 9: 5-12.

Bisbal Cervelló, L., 1984. Estudio de la distribución de intensidades sísmicas en el ámbito valenciano. Su incidencia en las obras públicas. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Valencia (11 tomos).

Eslava Blasco, R., 2009. El terremoto de Ademuz del año 1656: un nuevo documento, en El poso de la historia. Ababol 59: 8-15.

Galbis Rodríguez, J., 1932. Catálogo Sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5° E y 20° W de Greenwich y los paralelos 45° y 25° Norte, Tomo I y II. Instituto Geográfico Catastral y de Estadística, Madrid.

Giner-Robles, J.L., Silva, P., Rodríguez-Pascua, M.A., Bardají, T., Perucha, M.A., Pérez-López, R., Roquero, E., Huerta, P., Rodríguez-Escudero, E. 2017. Análisis preliminar de los efectos ambientales del terremoto de Ademuz de junio de 1656 (Valencia, España). En: IX Reunión del Cuaternario Ibérico. Cambios en sistemas ambientales y sus escalas temporales, Faro, Portugal, 133-136.

Martínez Solares, J.M., Mezcua, J., 2002. Catálogo Sísmico de la Península Ibérica (880 a.C. - 1900). Monografías IGN, 18. IGN, Madrid (Spain), 253 p.

Mezcua, J., Martínez Solares, J.M., 1985. Sismicidad del área Ibero-Mogrebi. Instituto Geográfico Nacional (IGN). Publicación 203. Madrid. 301 p.

Michetti, A.M., Esposito, E., Guerrieri, L., Porfido, S., Serva, L., Tatevossian, R., Vitoori, E., Audemard, F., Azuma, T., Clague, J., Comerci, V., Gurpinar, A., Mc Calpin, J., Morner, N., Ota, Y., Roghazin, E., 2007. Environmental seismic Intensity scale -ESI, 2007. In: Guerrieri, L., Vittori, E. Eds. Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia 74. APAT, Rome, Italy, 41 p.

Sánchez Garzón, A., 2008. Del Paisaje, alma del Rincón de Ademuz (II) Autoediciones Tagus, 425 p.

Silva, P.G., Elez, J., Giner-Robles, J.L., Rodríguez Pascua, M.A., Pérez-López, R., Roquero, E., Bardají, T., Martínez-Graña, A. 2017. ESI-07 ShakeMaps for instrumental and historical events in the Betic Cordillera (SE Spain): An approach based on geological data and applied to seismic hazard. Quaternary International, 451: 185-208.

Wald, D.J., Worden, B.C., Quitoriano, V., Pankow, K.L., 2005. ShakeMap Manual: Technical Manual, User's Guide, and Software Guide. U.S. Geol. Survey, p. 132.



SESIÓN 5:

**Tectónica activa y paleosismología
de las Cordilleras Béticas (II)**



LA ZONA DE FALLA DE PALOMARES Y SU INFLUENCIA EN LAS CUENCAS ADYACENTES

The Palomares fault zone and its influence in the adjacent basins

V. Tintero-Salmerón¹, G. Ercilla², L. González-Castillo³, A. Madarieta-Txurruka³,
F. J. Martínez-Moreno⁴, F. Estrada², J. Galindo-Zaldívar^{1,3}

¹ Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-UGR), 18100 Armilla (Granada), España. vtintero@ugr.es, jgalindo@ugr.es.

² Instituto de Ciencias del Mar, CSIC, Grupo de Márgenes Continentales, 08003 Barcelona, España. gemma@icm.csic.es, festrada@icm.csic.es.

³ Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, 18071 Granada, España. lgcastillo@ugr.es, amadatu@ugr.es, jgalindo@ugr.es.

⁴ Departamento de Geodinámica, Paleontología y Estratigrafía, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, Spain. fjmmoreno@ucm.es.

Resumen: La zona de falla sinistral de Palomares, que forma parte de la *Eastern Betic Shear Zone (EBSZ)*, acomoda la indentación del Arco de Águilas. Se estima que se prolonga desde Sierra Cabrera (Almería) hasta el frente del Arco de Águilas. Adyacente a la misma se encuentran las cuencas de Vera, Pulpí y la parte occidental del Corredor del Guadalentín. En este trabajo se estudia la geometría de estas cuencas y su relación con la zona de falla (borde oriental de estas cuencas) mediante gravimetría. Los resultados muestran que la discordancia basal de la cuenca de Pulpí presenta una geometría de sinforme simétrico, y el Corredor del Guadalentín tiene altos de basamento y varias fallas menores en su borde sureste. El basamento sólo está desplazado por la falla de Palomares en el borde oriental de la cuenca de Vera, marcado por un cambio neto en el espesor de los sedimentos. Por ello, consideramos que la longitud de la zona de falla de Palomares es menor de lo estimado hasta ahora, abarcando solo desde Sierra Cabrera hasta la parte sur de la cuenca de Pulpí. En este tramo de la EBSZ, las fallas activas serían discontinuas.

Palabras clave: Falla de Palomares, gravimetría, indentación tectónica, fallas de salto en dirección

Abstract: The sinistral Palomares Fault Zone (PFZ) is part of the Eastern Betic Shear Zone (EBSZ) and it accommodates the tectonic indentation of the Águilas Arc. The fault zone is considered to run from the Cabrera Range (Almería) to the Águilas Arc front. Besides the PFZ, there are several adjacent basins (Vera, Pulpí and part of the Guadalentín Corridor). In this research, the basins geometries and its relationship with the fault zone (eastern boundary of the basins) are studied through gravity modelling. The results show that the basement unconformity in the Pulpí Basin has a synformal geometry and that the Guadalentín Corridor has several basement highs and minor faults at its south-eastern boundary. The basement is only displaced by the PFZ at the eastern boundary of the Vera Basin, where a vertical change in the sediment thickness is observed. Therefore, we consider that the length of Palomares Fault Zone is overestimated and that the fault zone only extends from the Cabrera Range to the southern part of the Pulpí Basin, so the EBSZ faults would be discontinuous in this zone.

Key words: Palomares fault, gravity prospecting, tectonic indentation, strike-slip fault

Introducción

Las indentaciones tectónicas se caracterizan por el desarrollo de fallas de salto en dirección en los márgenes del indedor (que acomodan su movimiento) y otras que deforman el bloque indentado, normalmente conectadas con las primeras, como ocurre en el caso de la India (e.g., Tapponnier *et al.*, 1982; Davy y Cobbold, 1988). En las Cordilleras Béticas, existe un ejemplo a menor escala en el Arco de Águilas, en el que un fragmento de cuenca argelina se indenta en las Béticas. Uno de sus límites es la zona de falla sinistral de Palomares (ZFP) (Silva *et al.*, 1993; Ercilla *et al.*, 2022). Esta zona de falla forma parte también de la *Eastern Betic Shear Zone* (Fig. 1), que incluye otras fallas sinistras activas como la falla de Alhama de Murcia (al norte de Palomares) y la de Carboneras (al sur) (Bousquet, 1979).

Como muestra la deformación de Sierra Cabrera y Sierra Almagrera, la ZFP ha condicionado notablemente el relieve de la zona y esto es esperable también en las cuencas adyacentes de Vera, Pulpí y parte del Corredor del Guadalentín (Booth-Rea *et al.*, 2003, 2004; Jonk y Biermann, 2002; Weijermars, 1987). No obstante, la geometría de la ZFP y su efecto en los depocentros de las cuencas adyacentes

(Fig. 1) no está bien caracterizado más allá de la cuenca de Vera y del estudio de la elevación de la zona (Booth-Rea *et al.*, 2003; Silva *et al.*, 2003; Stokes, 2008). Por otro lado, aunque la traza de la ZFP se extiende en la cartografía al borde oeste de la Sierra de Almenara, no hay evidencias directas (al menos en superficie) de la continuidad entre los planos de falla descritos en las cuencas de Vera y Pulpí y los planos que se observan en el frente del Arco de Águilas.

El objetivo de este trabajo es caracterizar la ZFP mediante el estudio de la geometría de las cuencas adyacentes a lo largo de toda la longitud estimada. Para ello se ha realizado gravimetría en dichas cuencas y se han obtenido modelos 2.5D de anomalía gravimétrica perpendiculares a la ZFP.

Contexto geológico

Las Cordilleras Béticas son el resultado de la convergencia NNO-SSE de Eurasia y África (Fig. 1), en la que el Dominio de Alborán colisiona con Iberia mientras se desplaza hacia el oeste (Sanz de Galdeano, 1990). El movimiento de Alborán se relaciona con la apertura de la cuenca argelina, de naturaleza oceánica, desde el Mioceno Inferior

(Gueguen *et al.*, 1998). Desde el Tortonense, el esfuerzo regional se ha caracterizado por la compresión NNO-SSE que ha generado grandes pliegues de dirección E-O (especialmente en las Zonas Internas de la cordillera, formadas por complejos metamórficos del Dominio de Alborán) y fallas inversas en algunos de los bordes de antiformes kilométricos (como Sierra Cabrera). Además, la extensión perpendicular desarrolló fallas normales que cortan a los pliegues, y favoreció el desarrollo de fallas de salto en dirección (Sanz de Galdeano, 1990). Por otra parte, en la zona de estudio, se superpone la acción de la EBSZ, que actúa como una zona de transpresión (Borque *et al.*, 2019), y la indentación tectónica generada por un bloque de corteza rígida de la cuenca argelina, el cual deforma, rota y fragmenta los pliegues de las Zonas Internas (Fig. 1, Ercilla *et al.*, 2022; Silva *et al.*, 1993; Weijermars, 1987). Esta indentación sigue activa como muestran los datos de GPS (Echeverría *et al.*, 2013), el reciente levantamiento de las cuencas cercanas (Silva *et al.*, 2003) y la sismicidad de las fallas involucradas (e. g., García-Mayordomo *et al.*, 2017). La peligrosidad sísmica de la EBSZ es de gran importancia y las tasas de desplazamiento de las fallas que la forman han sido estimadas, destacando la ZFP por sus bajas tasas en comparación con otras fallas de la EBSZ (García-Mayordomo *et al.*, 2017). También cabe destacar la presencia de fallas recientes selladas en el frente del Arco de Águilas y otras fallas recientes en el Corredor del Guadalentín (Roquero *et al.*, 2019).

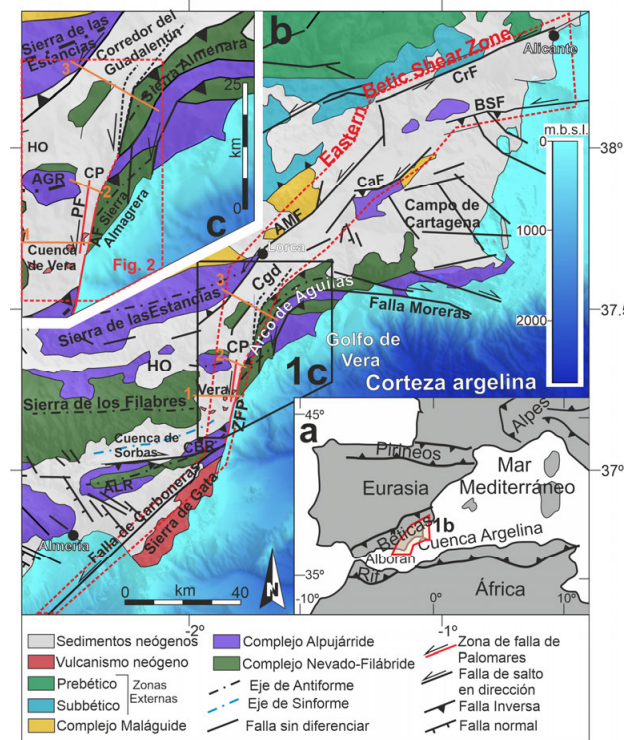


Fig. 1.- Contexto geológico. a. Esquema tectónico. b. Contexto geológico de la EBSZ. c. Zona de estudio. AF: falla de Arteal; AGR: Sierra de Almagro; ALR: Sierra de Alhamilla; AMF: falla de Alhama de Murcia; BSF: falla de Bajo Segurat; CaF: falla de Carrascoy; CBR: Sierra Cabrera; CP: cuenca de Pulpí; CrF: falla de Crevillente; Ggd: corredor del Guadalentín; HO: cuenca de Huércal Overa; PF: falla de Palomares.

Fig. 1.- Geological context. a. Tectonic sketch. b. EBSZ geological setting. c. Study area. AF: Arteal fault; AGR: Sierra de Almagro; ALR: Sierra de Alhamilla; AMF: Alhama de Murcia fault; BSF: Bajo Segurat fault; CaF: Carrascoy fault; CBR: Sierra Cabrera; CP: Pulpí basin; CrF: Crevillente fault; Ggd: Guadalentín corridor; HO: Huércal Overa basin; PF: Palomares fault.

Metodología

Se han adquirido 392 medidas de gravimetría mediante un gravímetro Scintrex Autograv CG-5 con 1 μ Gal de precisión. Para cada medida se calculó la anomalía completa de Bouguer mediante el software Oasis Montaj considerando una densidad estándar para la corteza de 2.67 g/cm³. A partir del mapa de anomalía completa de Bouguer, se calculó la anomalía residual (Fig. 1) sustrayendo la anomalía regional para conservar solo los efectos superficiales debidos a las cuencas sedimentarias. Después, se utilizó el software GRAVMAG v.1.7 (Pedley *et al.*, 1993) para modelizar la anomalía residual a lo largo de los perfiles 1, 2 y 3, en los que el espaciado entre estaciones es mucho menor (Fig. 1). Para la elaboración de dichos modelos se probaron diferentes valores de densidad para los sedimentos a partir de valores estándar (Telford *et al.*, 1990). Los valores finales se indican en la Figura 2.

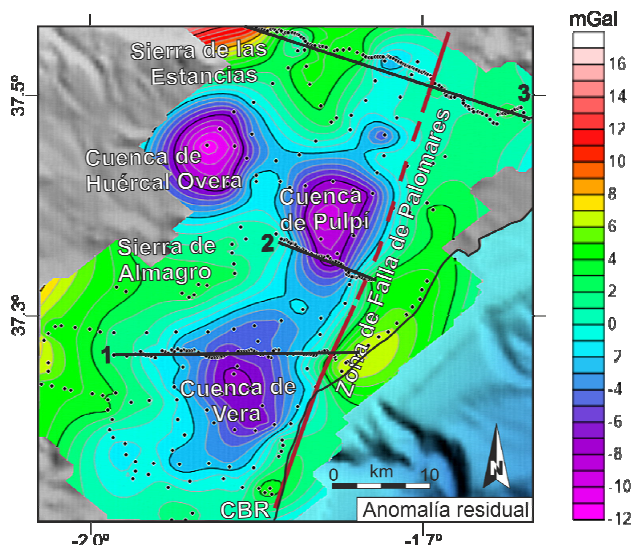


Fig. 2.- Mapa de anomalía gravimétrica residual. Las estaciones de medida están marcadas con puntos negros y se muestran los perfiles modelizados con líneas negras (1, 2 y 3). CBR: Sierra Cabrera.

Fig. 2.- Map of the gravity residual anomaly. The gravity stations are marked as black dots and the modelled profiles are depicted with black lines (1, 2 and 3). CBR: Sierra Cabrera

Resultados y discusión

Los resultados muestran que los depocentros de las cuencas de Vera y Pulpí están desplazados hacia el oeste de la ZFP, a varios kilómetros de la misma (Fig. 1). En el perfil 1 (Fig. 3a), se observa que en la cuenca de Vera existen varios escalones en el basamento, especialmente en el borde oriental, que es vertical y puede asociarse con la ZFP. Así, la cuenca de Vera puede interpretarse como una depresión, posiblemente un sinforme deformado por la ZFP.

En el perfil 2, en cambio, no se observan escalones, sino una discordancia basal con geometría de sinforme suave y simétrica (Fig. 3b). Esta geometría se aleja mucho de la que cabría esperar en una cuenca asociada a una zona de falla. Por tanto, y dado que no se aprecian indicios en superficie de la continuidad de la ZFP en esta zona, podemos deducir que la ZFP debe de terminar entre la parte sur de la cuenca de Pulpí y la cuenca de Vera. Esto implicaría que la ZFP no conecta las fallas del Corredor de Guadalentín y Carboneras, lo que supone que en este

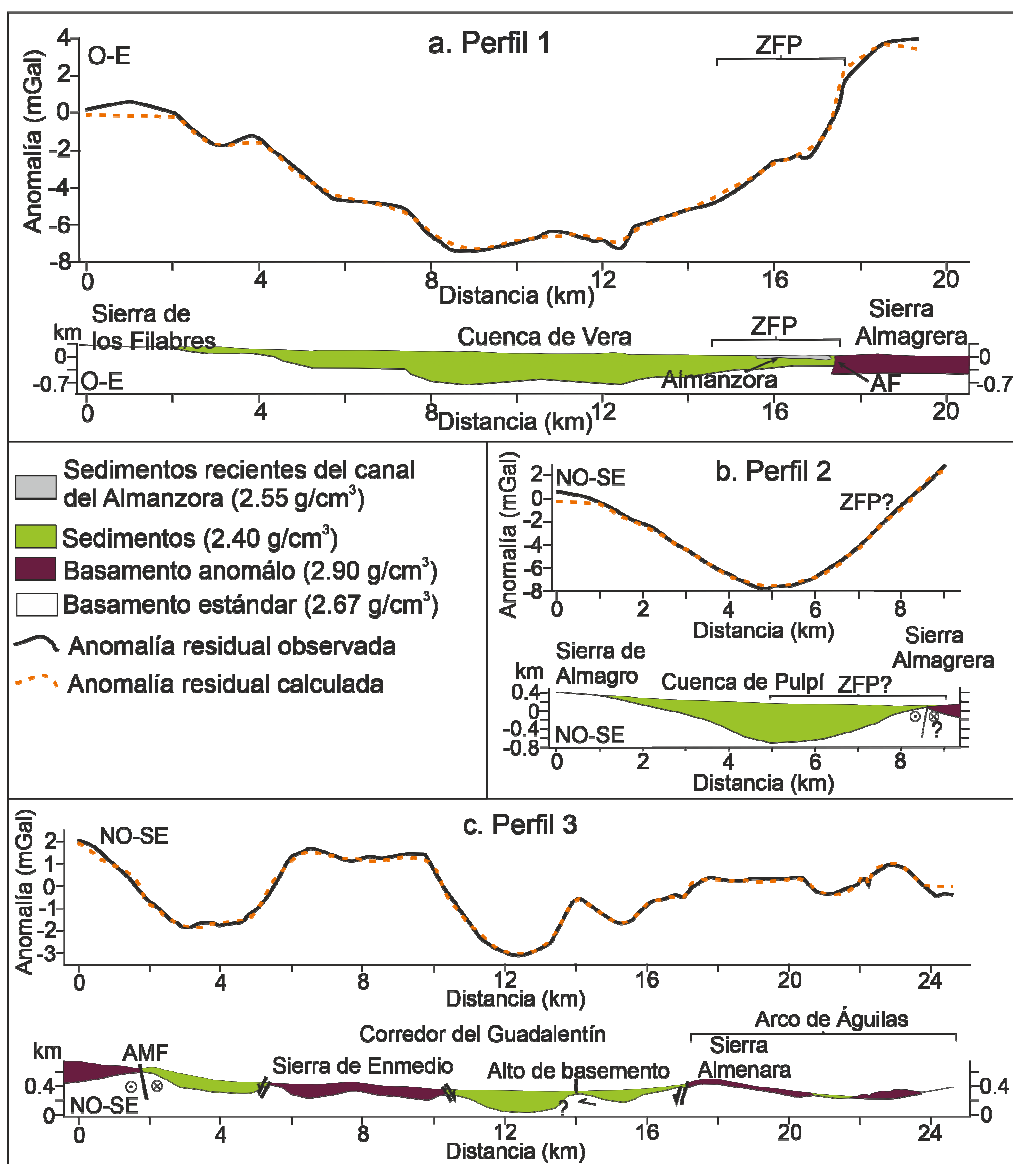


Fig. 3.- Modelos de anomalía gravimétrica residual del perfil 1 (a), 2 (b) y 3 (c). La localización de los perfiles se indica en la figura 2. AF: falla de Arteal; AMF: falla de Alhama de Murcia; ZFP: zona de falla de Palomares.

Fig. 3.- Gravity residual anomaly models of profiles 1 (a), 2 (b) and 3 (c). The location of the profiles is depicted in figure 2. AF: Arteal fault; AMF: Alhama de Murcia fault; ZFP: Palomares fault zone.

tramo de la EBSZ, las fallas son discontinuas. La longitud de la ZFP estaría determinada principalmente por la separación, fragmentación y rotación de los pliegues que forman las sierras Cabrera y Almagrera (antiformes), con su reflejo en las cuencas de Vera y Pulpí (sinformes), sin continuidad hacia el norte por el borde de la Sierra de Almenara.

En el perfil 3 (Fig. 3c), se detecta un escalón en la zona NO que puede asociarse a la falla de Alhama de Murcia. Dentro del valle del Guadalentín existen diferentes altos y fosas que podrían interpretarse como pliegues, o como zonas falladas en algunos casos, aunque de menor salto que las del perfil 1. También se observa un menor contraste en la zona SE, en el frente del Arco de Águilas, respecto a la zona NO. Si además consideramos la elevada actividad de la falla de Alhama de Murcia (García-Mayordomo *et al.*, 2017), las fallas del frente del arco con actividad reciente y selladas (Roquero *et al.*, 2019) y el patrón de movimiento de GPS del arco (Echeverría *et al.*, 2013; 2015), se puede interpretar que la deformación debida a la indentación está

migrando desde el frente del Arco de Águilas a la falla de Alhama de Murcia, deformando el Corredor del Guadalentín.

Conclusiones

La geometría de las cuencas adyacentes a la zona de falla de Palomares indica que dicha falla se prolonga entre las sierras de Cabrera y Almagrera y su extensión es menor de la que había sido estimada. Según los resultados de gravimetría, la ZFP termina en la zona sur de la cuenca de Pulpí. Por tanto, los resultados de gravimetría han permitido caracterizar mejor la discontinuidad de las fallas de la EBSZ en esta zona. La ZFP se desarrolla en el marco de la rotación y fracturación de los pliegues de las Béticas por la indentación tectónica, que continuarían siendo activos. En la zona norte, la deformación del frente del Arco de Águilas parece migrar hacia el NO, deforma el basamento del Corredor del Guadalentín y se propaga a la falla de Alhama de Murcia.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido financiada por los proyectos CGL2016 - 80687 - R AEI/FEDER, P18-RT-3275, B-RNM-301-UGR18 and RNM148 (Junta de Andalucía/FEDER). V. T. S. fue beneficiario del programa FPU (16/04038). Los autores del ICM-CSIC agradecen la financiación del Gobierno de España a través de la acreditación "Centro de Excelencia Severo Ochoa" (CEX2019-000928-S).

Referencias

- Booth-Rea, G., Azañón, J. M., Azor, A., García-Dueñas, V., 2004. Influence of strike-slip fault segmentation on drainage evolution and topography. A case study: the Palomares Fault Zone (southeastern Betics, Spain). *Journal of Structural Geology*, 26(9): 1615-1632.
- Booth-Rea, G., Azañón, J. M., García-Dueñas, V., Augier, R., 2003. Uppermost Tortonian to Quaternary depocentre migration related with segmentation of the strike-slip Palomares Fault Zone, Vera Basin (SE Spain). *Comptes Rendus Geoscience*, 335(9): 751-761.
- Borque, M. J., Sánchez-Alzola, A., Martín-Rojas, I., Alfaro, P., Molina, S., Rosa-Cintas, S., Gil, A. J., 2019. How much Nubia-Eurasia convergence is accommodated by the NE end of the Eastern Betic Shear Zone (SE Spain)? Constraints from GPS velocities. *Tectonics*, 38(5): 1824-1839.
- Bousquet, J. C., 1979. Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain. *Tectonophysics*, 52(1-4): 277-286.
- Davy, P., Cobbold, P. R., 1988. Indentation tectonics in nature and experiment. 1. Experiments scaled for gravity. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, 14: 129-141.
- Echeverría, A., Khazaradze, G., Asensio, E., Gárate, J., Dávila, J. M., Suriñach, E., 2013. Crustal deformation in eastern Betics from CuaTeNeo GPS network. *Tectonophysics*, 608: 600-612.
- Echeverría, A., Khazaradze, G., Asensio, E., Masana, E., 2015. Geodetic evidence for continuing tectonic activity of the Carboneras fault (SE Spain). *Tectonophysics*, 663, 302-309.
- Ercilla, G., Galindo-Zaldívar, J., Estrada, F., Valencia, J., Juan, C., Casas, D., Yenes, M., 2022. Understanding the complex geomorphology of a deep sea area affected by continental tectonic indentation: The case of the Gulf of Vera (Western Mediterranean). *Geomorphology*, 402: 108126.
- García-Mayordomo, J., Martín-Banda, R., Insua-Arévalo, J. M., Álvarez-Gómez, J. A., Martínez-Díaz, J. J., Cabral, J., 2017. Active fault databases: building a bridge between earthquake geologists and seismic hazard practitioners, the case of the QAFI v. 3 database. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17(8): 1447-1459.
- Gueguen, E., Doglioni, C., Fernandez, M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, 298(1-3): 259-269.
- Jonk, R., Biermann, C., 2002. Deformation in Neogene sediments of the Sorbas and Vera Basins (SE Spain): constraints on simple-shear deformation and rigid body rotation along major strike-slip faults. *Journal of Structural Geology*, 24(5): 963-977.
- Pedley, R. C., Busby, J. P., Dabek, Z. K., 1993. *GRAVMAG user manual-interactive 2.5 D gravity and magnetic modelling* (technical report WK/93/26/R.73). British Geological Survey.
- 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.
- Sanz De Galdeano, C., 1990. Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172(1-2): 107-119.
- Silva, P. G., Goy, J. L., Somoza, L., Zazo, C., Bardají, T., 1993. Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, southeastern Spain. *Tectonophysics*, 224(4): 289-303.
- Silva, P. G., Goy, J. L., Zazo, C., Bardaji, T., 2003. Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology*, 50(1-3): 203-225
- Stokes, M., 2008. Plio-Pleistocene drainage development in an inverted sedimentary basin: Vera basin, Betic Cordillera, SE Spain. *Geomorphology*, 100(1-2): 193-211.
- Tapponnier, P., Peltzer, Le Dain, A. Y., Armijo, R., Cobbold, P., 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10(12): 611-616.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press. Cambridge, UK., 744p.
- Weijermars, R., 1987. The Palomares brittle—ductile Shear Zone of southern Spain. *Journal of Structural Geology*, 9(2): 139-157.

PALAEOSEISMOLOGICAL RECORD OF THE ACTIVE GALERA FAULT (CENTRAL BETIC CORDILLERA, SPAIN)

I. Martín-Rojas¹, F.J. García-Tortosa², I. Medina-Cascales¹, P. Alfaro¹

¹ Dpto. Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante. Ctra de San Vicente del Raspeig, s/n, 03690-Alicante. ivan.martin@ua.es; ivan.medina@ua.es; pedro.alfaro@ua.es

² Dpto. Geología, Universidad de Jaén. Campus Las Lagunillas, s/n, 23071 Jaén. gtortosa@ujen.es

Abstract: In this study we provide the first palaeoseismological data for the Galera Fault, an active strike-slip fault located in the Central Betic Cordillera, one of the most tectonically active areas of the Iberian Peninsula. We analysed palaeoseismological trenches in two sites located in the central sector of the fault, where we identified evidence of several surface rupture events deforming recent Holocene deposits. After constraining the age of these deposits, we constructed time-stratigraphic OxCal models that resulted in probability density functions (PDFs) of the ages of each palaeoevent. Analysing the degree of overlap of PDFs between the two sites, we proposed a surface-rupturing history for the Galera Fault, including seven events since ca. 24000 BC. Finally, through a Monte Carlo simulation, we calculated recurrence intervals of ca. 2748 ± 3419 yr between events. Our results, together with the palaeoseismological data of adjacent structures, will be the base for improve future seismic hazard assessments in the study area.

Key words: strike-slip, active tectonics, surface rupturing history, recurrence interval, Betic Cordillera

Introduction

The Central Betic Cordillera is one of the most active tectonic zones on the Iberian Peninsula (Sanz de Galdeano *et al.*, 2012 and references therein) and the one with the highest seismic hazard (IGN-UPM, 2013). Significant historical and instrumental earthquakes, such as the 1531 Baza Earthquake and the 1964 Galera Earthquake, as well as numerous low-magnitude events, occurred in the Baza region (Granada Province) during the historical and instrumental periods (Martínez-Solares and Mezcuca, 2002; Sanz de Galdeano *et al.*, 2012). In the last few years, several studies characterized the two seismogenic sources responsible for these earthquakes, the Baza Fault and the Galera Fault (Alfaro *et al.*, 2008; García-Tortosa *et al.*, 2011; Medina-Cascales *et al.*, 2020 and 2021), including the first palaeoseismological data from the Baza Fault (Castro *et al.*, 2018). The aim of this work is to present the first palaeoseismological evidence from the Galera Fault extracted from trench analyses. Our results include a proposal of a preliminary surface rupturing history and recurrence intervals.

Geological and geodynamic setting of the Galera Fault

The Galera Fault (GF) is an active fault located in the NE sector of the Guadix-Baza Basin (Central Betic Cordillera) (Fig. 1). Since the late Miocene, the central sector of the cordillera has been dominated by NNW-SSE shortening (e.g., Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993; Sanz de Galdeano and Alfaro, 2004) coeval with orthogonal ENE-WSW extension (e.g., Galindo-Zaldívar *et al.*, 2015). This extension reaches up to 2.1–3.7 mm/yr (e.g., Serpelloni *et al.*, 2007, Pérez-Peña *et al.*, 2010). In the Guadix-Baza Basin, the regional extension is accommodated mainly by the NNW-SSE normal Baza Fault (e.g., Alfaro *et al.*, 2008; Medina-Cascales *et al.*, 2020) (Fig. 1).

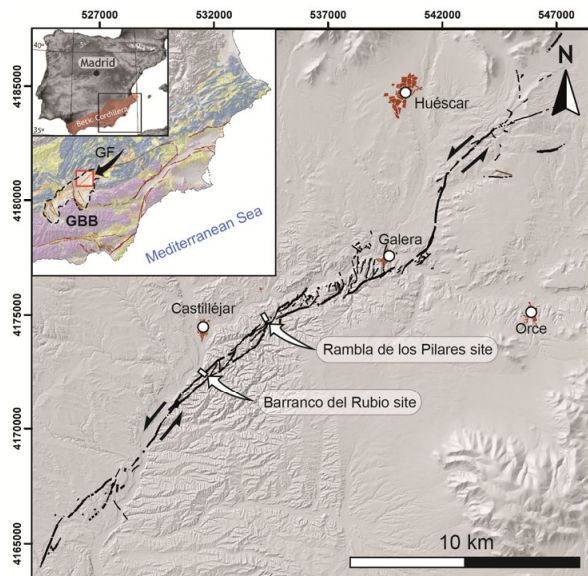


Fig. 1.- Map with the Galera Fault traces and the location of trench sites. The inset shows the location of the Galera Fault within the Betic Cordillera. GF: Galera Fault; GBB: Guadix-Baza Basin.

The GF is a transfer structure of the Baza Fault (Alfaro *et al.*, 2021) and thus accommodates part of the regional deformation in the Guadix-Baza Basin. The GF is ca. 30 km, SW-NE striking, oblique-slip fault with a main left-lateral slip and a minor vertical slip (Medina-Cascales *et al.*, 2021). The short-term horizontal slip rates of the GF have been calculated in ca. 0.5 mm/yr (Alfaro *et al.*, 2021). The main seismic event related to the GF during the instrumental period is the 1964 Galera Earthquake (VIII MMI, and mbLg 4.7, Silva *et al.*, 2019). Moreover, indirect evidence of palaeoseismic activity has been reported through palaeoliquefaction structures in Pleistocene deposits (Alfaro *et al.*, 2010) offset by the GF.

Methodology

On the basis of a geological, structural and geomorphological analysis of the GF (see Medina-Cascales *et al.*, 2021), we selected two sites in the central sector of the GF where recent fluvial terraces are deformed by fault strands. In these sites, we excavated two trenches (*Rambla de los Pilares* and *Barranco del Rubio*, Fig. 1). We interpreted the trench exposure in terms of surface-rupturing seismic events. This analysis is based on the geometric relationships between the sedimentary units and the fault strands identified on the trench wall as well as in the tecto-stratigraphic interpretation of some units. To date the proposed palaeo-events we used radiocarbon samples. Then, using the OxCal software (Bronk Ramsey, 2009a, 2009b), we integrated all the numerical dates in a Bayesian statistics analysis. As a result, we obtained probability density functions (PDFs) of the times of each palaeo-event. From these

PDFs we built a surface rupturing history for the GF. We correlated the palaeo-events between trenches and sites according to geologic criteria, and the degree of overlap between PDFs (*sensu* DuRoss *et al.*, 2011). Finally, we computed recurrence intervals between palaeo-events using a Monte Carlo simulation. In all cases, numerical ages are expressed as a confidence interval of 95.4% in addition to the mode.

Results and discussion

The Rambla de los Pilares site

The *Rambla de los Pilares* site is located to the East of Castelléjar town (UTM 30S534278/4174615, Fig. 1). The site includes 3 parallel trenches (trenches 1, 2, and 3, Fig. 2). We obtained palaeoseismological results from two of them. In this point, a N40E-striking, S-dipping, secondary strand of the GF offsets two

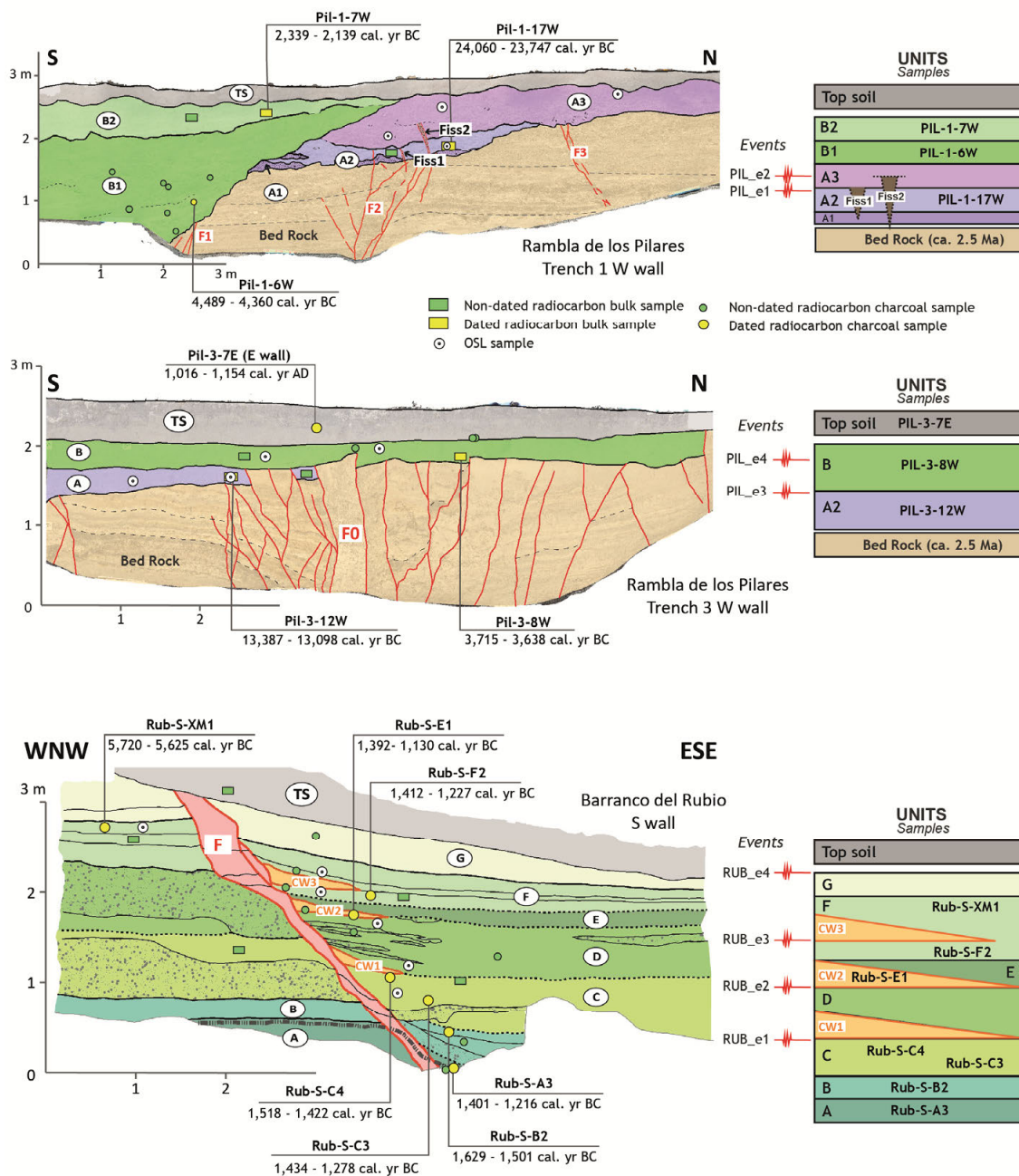


Fig. 2.- Trench logs and interpretation in terms of palaeoseismic stratigraphic sequences and events. See Figure 1 for location.

recent Holocene fluvial terraces. We identified an old terrace (units A) and an overlapping young terrace (units B) (Fig.2).

We postulate a surface-rupturing history for the *Rambla de los Pilares* site that includes four palaeo-events since ca. 24000 yr BC (Fig. 2): 2 older earthquakes in trench 1 (PIL_e1 and PIL_e2) and 2 younger earthquakes in trench 3 (PIL_e3 and PIL_e4). PIL-e1 is deduced from a filled fissure (Fiss1) that intersects A2 and is capped by the base of A3. PIL-e2 is interpreted based on another filled fissure (Fiss2), which intersects A2 and the base of A3, and is capped by the upper part of A3 (Fig. 2). PIL_e3 is evidenced by the rupture of several splays of fault F0, which intersect A and are capped by B. Finally, PIL_e4 is represented by F0 offsetting the base of unit B and being capped by the top of unit B (Fig. 2).

The Barranco del Rubio site

The *Barranco del Rubio* site is located to the South of Castilléjar town (UTM 30S534278/4174615, Fig. 1). The site includes one trench in a point where one of the main strands of the GF offsets a Holocene fluvial terrace (units A to F, Fig.2). In this site we propose a surface-rupturing history with evidence of four palaeo-events since ca. 1500 yr BC (RUB_e1 to RUB_e4) (Fig. 2). RUB_e1 to RUB_e3 are evidenced by and the deposition of several related colluvial wedges at different stratigraphic levels (CW1 to CW3, Fig.2) and by the rupture of the fault through the fluvial deposits (units A to E). The three older events (RUB_e1 to RUB_e3) are interpreted from three colluvial wedges. The youngest event, RUB_e4, is deduced because the fault offsets up to unit F and is

capped by the top soil (TS) (Fig. 2).

Earthquake chronology and recurrence intervals

In order to propose a complete surface-rupturing history for the GF, we integrated the above-mentioned data, trying to correlate the PDFs of both trench sites. The PDFs of the four events recognized in the *Barranco del Rubio* trench partially overlap event PIL_e4 (Fig. 3). The quantitative analysis of PDFs overlap indicates that event RUB_e3 presents a higher overlap, therefore, we constructed a composite event involving PIL_e4 and RUB_e3 are the same event. Thus, the resulting surface-rupturing history for the GF includes seven palaeo-events since ca. 24000 yr BC (Fig. 3). Considering this chronology, the Monte Carlo analysis yielded recurrence intervals of 120-3420 yr between events.

Conclusions

This is the first palaeoseismological study of the GF, one of the most significant active faults in the Guadix-Baza Basin (Central Betic Cordillera). The three trenches excavated in two different sites allowed us to identify evidence of eight palaeoseismic events. We deduced four surface rupturing events since ca. 24000 yr BC in the *Rambla de los Pilares* site, and four more events since ca. 1500 yr BC in the *Barranco del Rubio* site. Considering the high overlapping between PIL_e4 (*Rambla de los Pilares* site) and RUB_e3 (*Barranco del Rubio* site) the PDFs of these events, we propose an earthquake chronology of the GF including seven earthquakes since ca. 24000 yr BC with recurrence intervals of 120-3420 yr. These

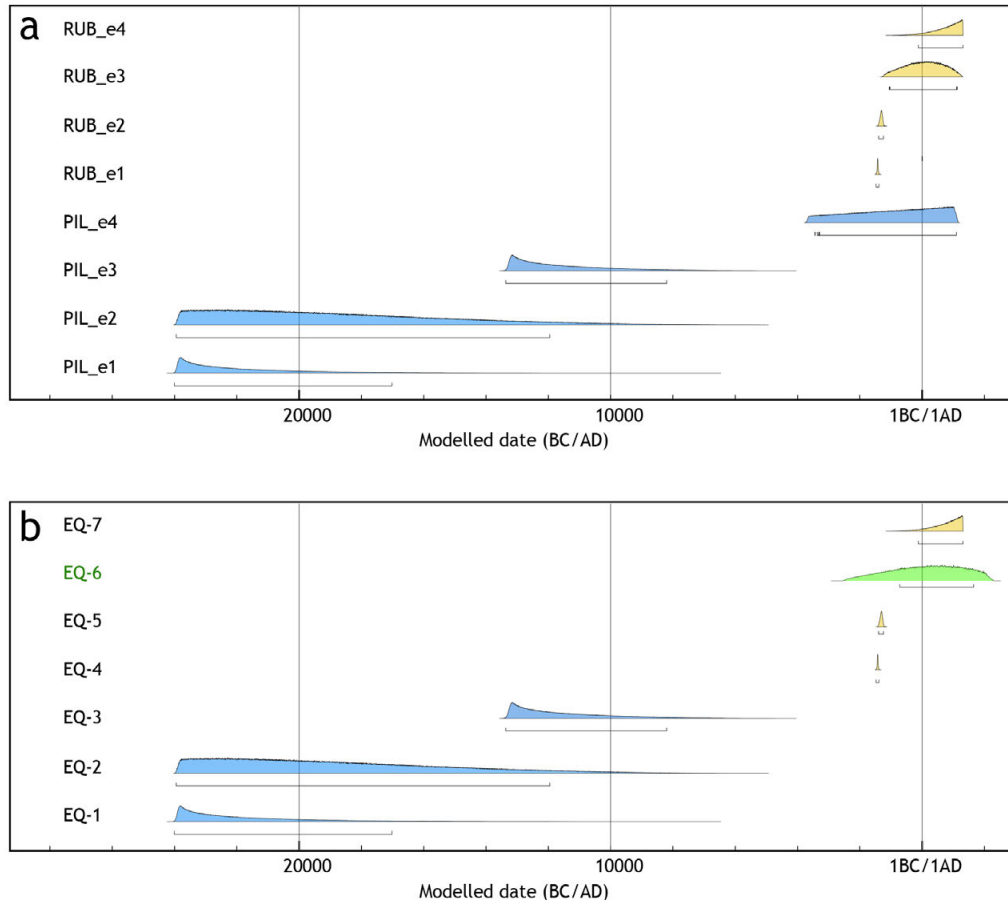


Fig. 3.- a) PDFs obtained from OxCal models of the *Rambla de los Pilares* site (in blue) and *Barranco del Rubio* site (in yellow). b) Correlation of the PDFs between the two trench sites. In green we display the PDF resulted from the overlapping of PIL-e4 and RUB-e3.

results will be the basis for future seismic hazard assessments in the study area.

Acknowledgements

This work was funded by the research project TASCUB (RTI2018-100737-B-I00) of the Spanish Ministry of Science, Innovation and Universities, the research group VIGROB053 (University of Alicante), the research project AICO/2019/040 of the Generalitat Valenciana (Valencia regional government), and the research group RNM 325 of the Junta de Andalucía. Iván Medina Cascales was funded by Ph.D. contract FPU16/00202 of the Spanish Ministry of Science, Innovation and Universities.

References

- Alfaro, P., Delgado, J., Sanz de Galdeano, C., Galindo Zaldívar, J., García Tortosa, F.J., López Garrido, A.C., López Casado, C., Marín, C., Gil, A.J., Borque, M.J. (2008). The Baza Fault: a major active extensional fault in the central Betic Cordillera (South Spain). *International Journal of Earth Sciences* 97, 1353-1365.
- Alfaro, P., Gibert, L., Moretti, M., García-Tortosa, F.J., Sanz de Galdeano, C., Galindo-Zaldívar, J., López-Garrido, A.C. (2010) The significance of giant seismites in the Plio-Pleistocene Baza palaeo-lake (S. Spain). *Terra Nova* 22, 172–179.
- Alfaro, P., Sánchez-Alzola, A., Martín-Rojas, I., García-Tortosa, F.J., Galindo-Zaldívar, J., Avilés, M., López-Garrido, A.C., Sanz de Galdeano, C., Ruano, P., Martínez, F., Pedrera, A., Lacy, M.C., Borque, M.J., Medina-Cascales, I., Gil, A.J. (2021) Geodetic fault slip-rates on active faults in the Baza sub-Basin (SE Spain): insights for Seismic Hazard Assessment. *Journal of Geodynamics*, 144, 101815.
- Bronk Ramsey, C. (2009a). Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51(1), 337-360.
- Bronk Ramsey, C. (2009b). Dealing with outliers and offsets in radiocarbon dating. *Radiocarbon*, 51(3), 1023-1045.
- Castro, J., Martín-Rojas, I., Medina-Cascales, I., García-Tortosa, F.J., Alfaro, P. and Insua-Arévalo, J.M. (2018) Active faulting in the central Betic Cordillera (Spain): Palaeoseismological constraint of the surface-rupturing history of the Baza Fault (Central Betic Cordillera, Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 736: 15-30
- DuRoss, C.B., Personius, S.F., Crone, A.J., Olig, S.S., Lund, W.R. (2011). Integration of Palaeoseismic Data from Multiple Sites to Develop an Objective Earthquake Chronology: Application to the Weber Segment of the Wasatch Fault Zone, Utah. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101 (6), 2765-2781.
- Galindo-Zaldívar J., González-Lodeiro F., Jabaloy A. (1993). Stress and palaeostress in the Betic-Rif Cordilleras (Miocene to Present). *Tectonophysics*, 227, 105–126.
- Galindo-Zaldívar, J., Gil, A. J., Sanz de Galdeano, C., Lacy, M. C., García-Armenteros, J. A., Ruano, P., Ruiz, A. M., Martínez-Martos, M., Alfaro, P. (2015) Active shallow extension in central and eastern Betic Cordillera from CGPS data. *Tectonophysics* 663, 290-301.
- García-Tortosa, F. J., Alfaro, P., Galindo Zaldívar J., Sanz de Galdeano, C. (2011a) Glacis geometry as a geomorphic marker of recent tectonics: the Guadix-Baza Basin (South Spain). *Geomorphology* 125 (4), 517-529
- IGN-UPM (2013). *Actualización de Mapas de Peligrosidad Sísmica de España 2012*. Editorial Centro Nacional de Información Geográfica, Madrid, 267 p.
- Martínez-Solares, J. M. and Mezcua, J. (2002) *Catálogo sísmico de la Península Ibérica* (880 AC-1900). Monografía nº 18 Instituto Geográfico Nacional, Madrid, Spain, 254 p.
- Medina-Cascales, I., Martín-Rojas, I., García-Tortosa, F.J., Peláez, J.A., Alfaro, P. (2020). Geometry and kinematics of the Baza Fault (central Betic Cordillera, South Spain): insights into its seismic potential. *Geologica Acta*, 18, 1-25.
- Medina-Cascales, I., García-Tortosa, F.J., Martín-Rojas, I., Pérez-Peña, J.V., Alfaro, P. (2021) Tec-tonic geomorphology of an active slow-moving, intrabasinal fault: The Galera Fault (Guadix-Baza Basin, central Betic Cordillera, southern Spain). *Geomorphology* 393, 107941.
- Pérez-Peña, A., Martín-Dávila, J., Gárate, J., Berrocoso, M., Buforn, E. (2010) Velocity field and tectonic strain in Southern Spain and surrounding areas derived from GPS episodic measurements. *Journal of Geodynamics* 49 (3-4), 232-240.
- Sanz de Galdeano, C. and Alfaro, P. (2004) Tectonic significance of the present relief of the Betic Cordillera. *Geomorphology* 63 (3-4), 175-190.
- Sanz de Galdeano, C., García-Tortosa, F.J., Peláez, J.A., Alfaro, P., Azañón, J.M., Galindo-Zaldívar, J., López-Casado, C., López-Garrido, A.C., Rodríguez-Fernández, J., Ruano, P. (2012). Main active faults in the Granada and Guadix-Baza Basins (Betic Cordillera). *Journal of Iberian Geology*, 38 (1), 209-223.
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P., Gasperini, P. (2007) Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophysical Journal International* 169 (3), 1180-1200.
- Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Giner-Robles, J., Elez, J., Huerta, P., García-Tortosa, F.J., Azcárate, T., Perucha, M.A., Gómez-Diego, P.V., Perez-Lopez, R., Lario, J., Roquero, E., Bautista Davila, M. B. (2019). *Catálogo de los efectos geológicos de los terremotos en España. 2ª Edición (Revisada y ampliada)*. IGME, AEQUA. Serie: Riesgos Geológicos y Geotecnia 6. Madrid, Spain, 804 p.



SISMICIDAD EN EL GUADIANA MENOR: FALLAMIENTO DEL BASAMENTO IBÉRICO DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR

Guadiana Menor seismicity: faulting in the Iberian basement of the Guadalquivir basin

V. Tintero-Salmerón¹, J. Galindo-Zaldívar^{1,2}, J. A. Peláez³, M. Martínez-Martos²,
J. Henares⁴, C. Marín-Lechado⁵, A. J. Gil^{6,7}, A. C. López-Garrido¹

¹ Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-UGR), 18100 Armilla (Granada), España. vtintero@ugr.es, jgalindo@ugr.es, aclopez@ugr.es

² Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, 18071 Granada, España. jgalindo@ugr.es, manuelmm@ugr.es

³ Departamento de Física, Universidad de Jaén, 23071 Jaén, España. japelaez@ujaen.es

⁴ Universidad Internacional de La Rioja, 26006 Logroño, España. jesus.henares@unir.net

⁵ Instituto Geológico y Minero de España, IGME – CSIC, 18001 Granada, España. c.marin@igme.es

⁶ Centro de Estudios Avanzados en Ciencias de la Tierra – CEATierra, 23071 Jaén, España. ajgil@ujaen.es

⁷ Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría, Universidad de Jaén, 23071 Jaén, España.

Resumen: Entre 2016 y 2020 tuvieron lugar varias series sísmicas en la zona del Guadiana Menor (Cuenca del Guadalquivir), teniendo el mayor terremoto magnitud 4.1 m_{BLG} . La distribución del enjambre sísmico y los mecanismos focales calculados muestran que los terremotos están causados por una falla sinistral NNE-SSO. En superficie, en cambio, los signos de actividad tectónica reciente son escasos y los elementos que destacan en el relieve son la falla dextra de Tíscar y el frente de pliegues y cabalgamientos de la Sierra de Cazorla. Tanto esta sierra como el relleno de la Cuenca del Guadalquivir presentan movimientos al oeste, pero no tienen indicios de ser tectónicamente activos. Los datos sismológicos con gravimetría, tomografías eléctricas y estudios en superficie muestran evidencias de una falla que afecta al basamento y aparentemente desacoplada de las estructuras superficiales. Así, habría una transmisión de esfuerzos desde el Dominio de Alborán, que estaría acoplado con la corteza ibérica en las Béticas orientales, por la convergencia Eurasia-África. Teniendo en cuenta otros enjambres sísmicos de la zona y las estructuras previamente descritas, se podría tratar de una tectónica de indentación incipiente en el basamento y que estaría propagándose al relleno sedimentario, donde las tomografías eléctricas revelan fallas recientes.

Palabras clave: fallas de salto en dirección, cuenca de antepaís, sismicidad

Abstract: From 2016 to 2020, several seismic series took place in the Guadiana Menor Valley (Guadalquivir basin), the biggest earthquake was 4.1 m_{BLG} . The swarm shape and the focal mechanism show that the earthquakes are originated by a NNE-SSW sinistral fault. At the surface, the evidence of active tectonics are scarce and the main tectonic structures that condition the relief are the dextral Tíscar fault and the Cazorla folds-and-thrusts belt. Both of them and the sedimentary infill of the basin present westwards movements, but no evidence can related them with the seismicity. The integration of seismological, gravity prospecting, electric resistivity tomographies and surface studies show that the faulting affects the Iberian basement and it seems disconnected from the superficial structures. It would suppose a stress transmission from the Alboran Domain, which is coupled with the Iberian crust at the eastern Betics, caused by the Eurasia-Africa convergence. In consideration of the other seismic swarms in the zone and the described structures in previous works, the basement could be experiencing an incipient tectonic indentation that would be extending to the sedimentary infill, where the electric tomographies has revealed recent faults.

Key words: strike-slip faults, foreland basin, seismicity

Introducción

La cuenca de antepaís del Guadalquivir es el límite norte de la Cordillera Bética. Su zona oriental ha experimentado varios enjambres sísmicos, algunos de los cuales han sido muy estudiados, como el de 2012-2013 en Torreperogil (Marín-Lechado *et al.*, 2017; Morales *et al.*, 2015; Pedrera *et al.*, 2013). Uno de ellos es el del Valle del Guadiana Menor, activo desde 2016, con magnitudes de hasta 4.1 m_{BLG} (Fig. 1). Estos terremotos no presentan una relación aparente con el avance esperable del frente montañoso, que en su borde oriental está formado por un cinturón de escamas tectónicas, como la Sierra de Cazorla (García-Cortés y Trío-Maseda, 1994). Esta sismicidad está causada por fallas de salto en dirección, cuya cinemática y orientación es opuesta a la de la principal falla de salto en dirección que aflora en la zona, la falla de Tíscar (Sanz de Galdeano *et al.*, 2006).

El objetivo de este trabajo es estudiar el origen de estos terremotos y mejorar el conocimiento de la

evolución geodinámica de la zona. Para ello se han adquirido nuevos datos geofísicos combinados con datos de superficie y sísmicos.

Sismicidad

La relocalización del enjambre sísmico (Fig. 1b) muestra que es alargado en dirección NNE-SSO, paralelo al plano sinistro que muestran los mecanismos focales de salto en dirección calculados por el IGN. Estos mecanismos muestran un estado de esfuerzos muy similar al regional causado por la convergencia Eurasia-África (DeMets *et al.*, 2010; Galindo-Zaldívar *et al.*, 2015). La mayor parte de los terremotos se sitúan a profundidades de entre 9 y 13 km, en la zona sur del enjambre, donde se dan las mayores magnitudes. Hay un grupo menor situado a profundidades menores de 2 km (la mayoría en el basamento, como muestran los espesores de sedimentos obtenidos en gravimetría).

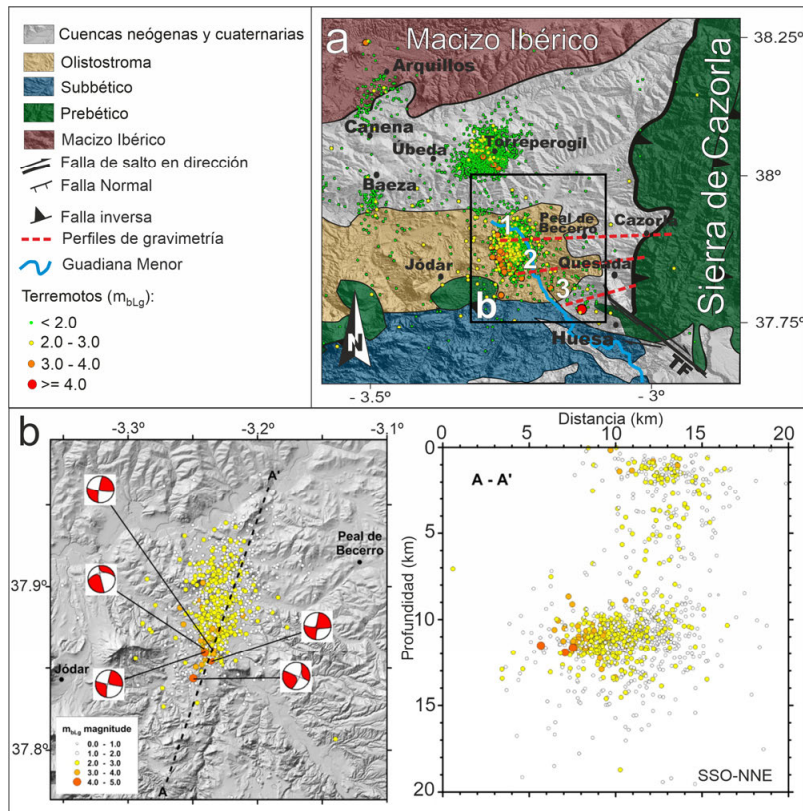


Fig. 1. a. Mapa geológico de la zona oriental de la cuenca del Guadalquivir con los principales enjambres sísmicos (ww.ign.es). b. Relocalización de los terremotos con los mecanismos focales calculados por el IGN, y corte AA' que muestra su distribución en profundidad. TF: Falla de Tiscar.

Fig. 1. a. Geological map of the eastern Guadalquivir basin with the main seismic swarms, obtained from the IGN (www.ign.es). b. Relocation of the earthquakes with the focal mechanism computed by the IGN and the section A-A' showing their distribution in depth. TF: Tiscar fault.

Modelos gravimétricos

Los modelos gravimétricos (Fig. 2) muestran un relleno heterogéneo que puede considerarse parte de la unidad olistostrómica (García-Cortés y Trío-Maseda, 1994) o, como se ha apuntado más recientemente,

debido a la evolución de un prisma de acreción transpresivo rico en evaporitas (Pérez-Valera *et al.*, 2017). Los cabalgamientos del frente de Cazorla se adentran en el relleno sedimentario, pero no muestran signos de actividad reciente en superficie. La falla de Tiscar continúa hacia el norte, con dirección N-S, pero

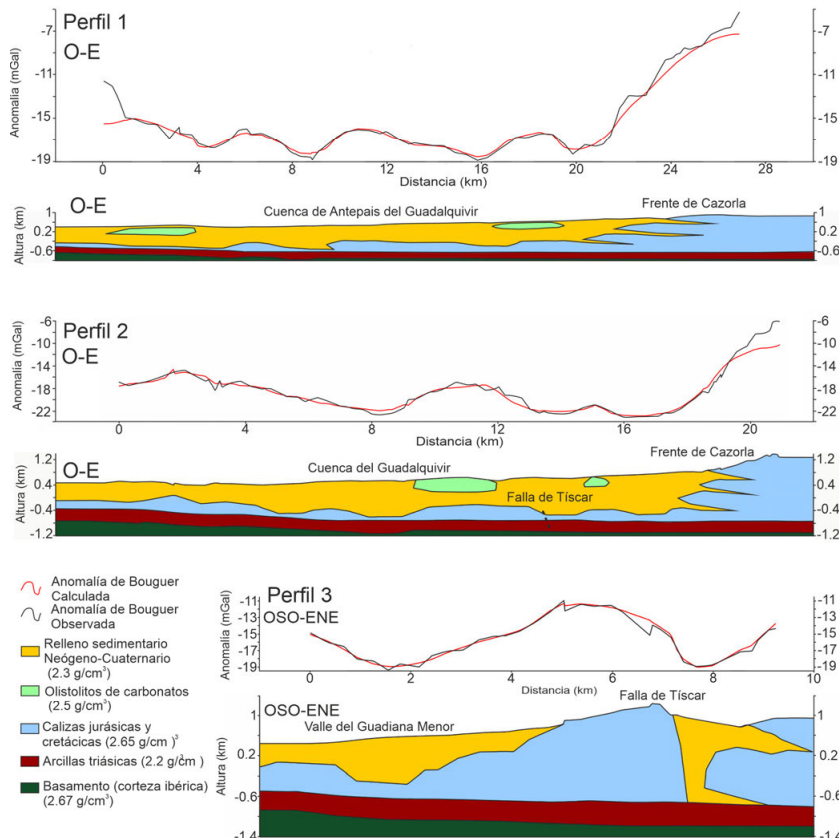


Fig. 2.- Modelos de anomalía gravimétrica residual. La localización de los perfiles se indica en la Figura 1.

Fig. 2.- Gravity residual anomaly models. The location of the profiles is depicted in Figure 1

no parece afectar al basamento, con lo que queda totalmente descartada su posible relación con la sismicidad en la zona oriental de la Cuenca del Guadalquivir, junto con las estructuras del frente bético. Estas estructuras fueron importantes durante la configuración del relieve actual, pero parecen no tener mayor actividad ni afectación al basamento ibérico.

Datos de superficie y tomografías eléctricas (ERT)

Sobre la parte norte del enjambre sísmico (donde se sitúa la sismicidad más somera), en el Valle del Guadiana Menor, pueden encontrarse algunos cambios bruscos de pendiente rectilíneos, N-S, a lo largo de los cuales terminan varios barrancos que vierten al río. En estas zonas se encuentran pequeños planos de falla que afectan a sedimentos cuaternarios.

Cortando una de estas rupturas de pendiente se han realizado dos perfiles de ERT (Fig. 3), uno en una loma (perfil 1) y otro en la salida de uno de estos barrancos (2). En el perfil 1 se aprecia una capa poco resistiva que se acuña y termina donde se sitúa el

cambio de pendiente (Fig. 3), bajo la cual hay una capa resistiva que aparece a ambos lados del perfil desplazada, con lo que podemos deducir la existencia de una falla que hunde el bloque occidental. En el perfil 2 se aprecia un cuerpo triangular de baja resistividad que forma el final del cañón (Fig. 3). El cuerpo es asimétrico y su máximo espesor queda alineado con la falla que se aprecia el perfil 1, con lo que se puede interpretar que esta falla genera espacio de acomodación que rellena el barranco. Todo ello evidencia la presencia de fallas N-S a lo largo del margen del Guadiana Menor.

Discusión

La sismicidad muestra que la deformación ha migrado del frente bético al basamento ibérico de la cuenca de antepaís del Guadalquivir. En concreto, la falla localizada bajo el Guadiana Menor podría estar creciendo hacia el sur (donde se sitúan los terremotos mayores y más profundos), y hacia arriba, apareciendo evidencias de fallamiento ya en superficie en la zona norte del enjambre, a pesar de la

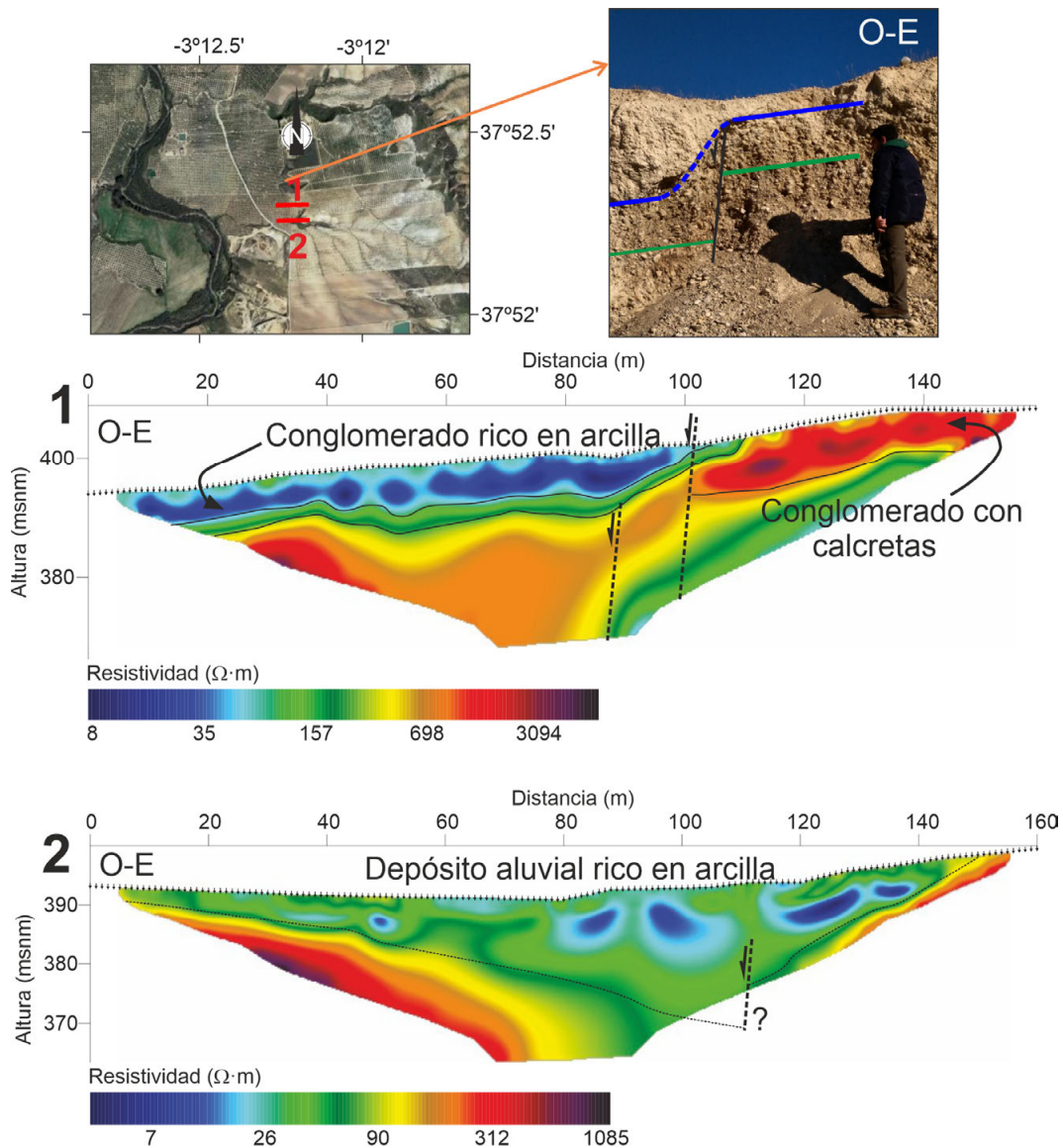


Fig. 3.- Perfiles de ERT en el valle del Guadiana Menor. Su localización aparece señalada en la imagen superior izquierda tomada de Google Earth. La imagen superior derecha es una foto tomada en sedimentos cuaternarios de una falla reciente.

Fig. 3.- ERT profiles in the Guadiana Menor valley. Their location is depicted in the upper left image, obtained from Google Earth. The upper right image is a photo of a recent fault in Quaternary sediments

poca consistencia de los sedimentos de la zona, que podrían actuar de una forma más plástica.

Tras descartar la posibilidad de una falla dextra de orientación E-O en los apartados previos, cabe destacar que la orientación y cinemática de esta falla sea similar a la de otras fallas sinistras como la de Palomares, que es parte de la *Eastern Betic Shear Zone* y de la zona de indentación del Arco de Águilas (Silva *et al.*, 1993). La aparición de una falla de salto en dirección implica que, mientras que el movimiento hacia el O que se ve en superficie sigue activo (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2015; Pérez-Valera *et al.*, 2012; Sánchez-Gómez *et al.*, 2014; 2018), se está transmitiendo desde el Dominio de Alborán un importante esfuerzo compresivo al basamento de la cuenca de antepaís, lo que implica un alto grado de acoplamiento entre la corteza ibérica y el Dominio de Alborán en la zona oriental de la cordillera (Marín-Lechado *et al.*, 2017). Podría interpretarse que en la zona más oriental de la cuenca se está empezando a dar una tectónica similar a la de las Béticas orientales, caracterizada por la presencia de fallas de salto en dirección y compresión, en contraste con las de las Béticas centrales, que están dominadas por la extensión OSO-ENE (Galindo-Zalivar *et al.*, 2015). Esto también podría estar asociado a una indentación tectónica, si consideramos también las estructuras del basamento descritas en el área de Torreperogil en Marín-Lechado *et al.* (2017), similar a la que puede verse en el mar de Alborán (Estrada *et al.*, 2018) y en el Arco de Águilas (Silva *et al.*, 1993). Podría estar ocurriendo esta propagación de la tectónica de indentación, pero en la corteza ibérica, en un estado aún incipiente y aprovechando, quizás, algunas heterogeneidades de la misma (Serrano *et al.*, 2015) para nuclear estas zonas de falla de salto en dirección.

Conclusiones

Una nueva zona de falla sinistra NNE-SSO ha surgido en el basamento ibérico de la zona oriental de la Cuenca del Guadalquivir, sin relación con las principales estructuras del frente bético de la zona. El grado de acoplamiento entre la corteza ibérica y el Dominio de Alborán en las Béticas orientales debe de ser lo suficientemente alto para transmitir esfuerzos compresivos al basamento de la cuenca de antepaís, generando así una posible zona de indentación incipiente en el mismo.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos CGL2016-80687-R, CGL2015-65602-R AEI/FEDER y PAIUJA 2019/20 (Universidad de Jaén) y por los grupos de la Junta de Andalucía RNM-148, RNM-282 y RNM-370 y la beca FPU 16/04038 (Ministerio de Educación, Cultura y Deporte).

Referencias

- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., 2010. Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181(1): 1-80.
- Estrada, F., Galindo-Zaldivar, J., Vázquez, J. T., Ercilla, G., D'Acremont, E., Alonso, B., Gorini, C. 2018. Tectonic indentation in the central Alboran Sea (westernmost Mediterranean). *Terra Nova*, 30(1), 24-33.
- Galindo-Zaldivar, J., Gil, A. J., Sanz de Galdeano, C., Lacy, M. C., García-Armenteros, J. A., Ruano, P., Ruiz, A. M., Martínez-Martos, M., Alfaro, P., 2015. Active shallow extension in central and eastern Betic Cordillera from CGPS data. *Tectonophysics*, 663: 290-301.
- García-Cortés, A., Trío-Maseda, M., 1994. *Memoria del Mapa Geológico de España 1:50000 (MAGNA), Hoja de Cazorla (0928)*. IGME, Madrid, Spain.
- Marín-Lechado, C., Pedrera, A., Peláez, J. A., Ruiz-Constán, A., González-Ramón, A., Henares, J., 2017. Deformation style and controlling geodynamic processes at the eastern Guadalquivir foreland basin (Southern Spain). *Tectonics*, 36(6): 1072-1089.
- Morales, J., Azañón, J. M., Stich, D., Roldán, F. J., Pérez-Peña, J. V., Martín, R., Cantavella, J. V., Martín, J. B., Mancilla, F., González-Ramón, A., 2015. The 2012–2013 earthquake swarm in the eastern Guadalquivir basin (South Spain): A case of heterogeneous faulting due to oroclinal bending. *Gondwana Research*, 28(4): 1566-1578.
- Pedrera, A., Ruiz-Constán, A., Marín-Lechado, C., Galindo-Zaldivar, J., González, A., Peláez, J. A., 2013. Seismic transpressive basement faults and monocline development in a foreland basin (Eastern Guadalquivir, SE Spain). *Tectonics*, 32(6): 1571-1586.
- Pérez-Valera, F., Sánchez-Gómez, M., Peláez, J. A., Pérez-Valera, L. A., 2012. Fallas de edad Pleistoceno superior en el entorno del terremoto de Huesa, Jaén (4.4 mbLg, 31/01/2012): implicaciones sismotectónicas. *Geogaceta* 52, 25–28.
- Pérez-Valera, F., Sánchez-Gómez, M., Pérez-López, A., Pérez-Valera, L. A., 2017. An evaporite-bearing accretionary complex in the northern front of the Betic-Rif Orogen. *Tectonics* 36, 1006–1036. doi:10.1002/2016TC004414.
- Sánchez-Gómez, M., Pérez-Valera, F., Peláez, J. A., Henares-Romero, J., Pérez-Valera, L. A., 2014. Fallas activas en la terminación meridional del Arco de Cazorla: el Sistema de Fallas de Collejares. *2ª Reunión Ibérica Sobre Fallas Activas y Paleosismología*, 63–66
- Sánchez-Gómez, M., Pérez-Valera, F., 2018. Evidence of recent tectonics (Late Pleistocene) at the Betic Cordillera-Guadalquivir Basin boundary (province of Jaén). *III Reunión Ibérica Sobre Fallas Activas y Paleosismología*. 107-110.
- Sanz de Galdeano, C., Galindo-Zaldivar, J., López-Garrido, A. J., Alfaro, P., Pérez-Valera, F., Pérez-López, A., García-Tortosa, F. J., 2006. La falla de Tíscar: su significado en la terminación sudoeste del Arco Prebético. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19(3-4): 271-280.
- Serrano, I., Torcal, F., Martín, J. B., 2015. High resolution seismic imaging of an active fault in the eastern Guadalquivir Basin (Betic Cordillera, Southern Spain). *Tectonophysics*, 660: 79-91.
- Silva, P. G., Goy, J. L., Somoza, L., Zazo, C., Bardají, T., 1993. Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, southeastern Spain. *Tectonophysics*, 224(4): 289-303



LA SERIE SÍSMICA DE GRANADA DE 2021. ANÁLISIS A PARTIR DE LA RELOCALIZACIÓN DE LA SERIE, GRAVIMETRÍA Y GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

The Granada 2021 seismic series. Analysis based on the relocation of the seismic series, gravity and structural geology

A. Madarieta-Txurruka¹, J. A. Peláez², L. González-Castillo¹, M. Catalán³,
J. Henares⁴, F. Lamas⁵, J. Galindo-Zaldívar^{1,6}

¹ Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, 18071 Granada, Spain, amadatxu@ugr.es, lgcastillo@ugr.es, jgalindo@ugr.es

² Departamento de Física, Universidad de Jaén, Campus de Las Lagunillas, 23071 Jaén, Spain, japelaez@ujaen.es

³ Real Instituto y Observatorio de la Armada, 11100 San Fernando, Cádiz, Spain, mcatalan@roa.es

⁴ Universidad Internacional de La Rioja, Avenida de la Paz, 137, 26006 Logroño, La Rioja, Spain, jesus.henares@unir.net

⁵ Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Granada, 18071 Granada, Spain, flamas@ugr.es

⁶ Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-UGR), 18071 Granada, Spain

Resumen: Dos series sísmicas superpuestas ocurrieron al Oeste de Granada en 2021. La primera y más importante registra cientos de terremotos desde enero a mayo, entre los que destacan cinco eventos a finales de enero de magnitud superior a 4.0 m_{BLG} . Este estudio multidisciplinar muestra el importante papel que tienen juegos de fallas oblicuas actuando como "barreras" para la propagación de series sísmicas. Los datos geológicos y gravimétricos revelan que el basamento está afectado por dos juegos de fallas de dirección N020-040°E y N100-140°E. La actividad de estas fallas afecta al basamento, tanto en Sierra Elvira como bajo la Cuenca de Granada, y a los sedimentos más recientes. Nuevos datos sismológicos evidencian el confinamiento de la sismicidad en un segmento de falla de dirección N020-040°E de aproximadamente 2 km de longitud. Dicho segmento podría pertenecer tanto a fallas que buzanan hacia el SO como a las que buzanan hacia el NE. El confinamiento podría deberse a la localización y continuidad hacia el SO en la Cuenca de Granada del juego de fallas N100-140°E. En el modelo propuesto, las fallas de Medina Elvira y Albolote-Atarfe se comportan como "barreras" del segmento activo en el NO y SE respectivamente.

Palabras clave: relocalización sísmica, gravimetría, barreras de falla, Cuenca de Granada, Cordillera Bética

Abstract: Two superimposed seismic series occurred west of Granada in 2021. The first and most important one records hundreds of earthquakes from January to May, standing out five events at the end of January greater than m_{BLG} 4.0. This multidisciplinary study highlights the important role of oblique fault sets acting as "barriers" to the propagation of seismic series. Geological and gravity data reveal that the basement is affected by two perpendicular or oblique sets of faults, striking N020-040°E and N100-140°E. The activity of these faults affects both the basement in Sierra Elvira and beneath the Granada Basin, as well as the most recent sediments. New seismological data reveal that seismicity is confined to a near 2 km long N020-040°E fault segment. This segment could belong to either SW-dipping or NE-dipping faults. The confinement could relate to the location and continuity to the SW of the N100-140°E fault set in the Granada Basin. The proposed model features the Medina Elvira and Albolote-Atarfe faults as the "barriers" of the active segment toward the NW and SE, respectively.

Key words: seismic relocation, gravity, fault barriers, Granada Basin, Betic Cordillera

Introducción

En 2021, la región situada al oeste de la ciudad de Granada (sur de la Península Ibérica) estuvo afectada por la sismicidad, resultado de dos series superpuestas, que se sintió en el área metropolitana. La serie inicial se produce entre enero y mayo, y se caracteriza por la ocurrencia de cientos de terremotos de diferentes magnitudes en un área muy concreta, cinco de ellos superando la magnitud 4.0 m_{BLG} . La segunda serie destaca por la ocurrencia del mayor terremoto, de magnitud 4.6 m_{BLG} , a principios de agosto, acompañado de cerca de 100 réplicas.

Las series sísmicas pueden aparecer en regiones notablemente fracturadas (Mogi, 1963). Por ello, es importante estudiar las heterogeneidades en las zonas afectadas por la sismicidad. La fracturación preexistente y las "barreras" que puedan afectar a la propagación de rupturas (Aki, 1979), son clave en el estudio de los terremotos, y permiten restringir la localización de iniciación y terminación de la ruptura, y comprender la migración/confinamiento de la serie. Las fallas perpendiculares/oblicuas entre sí pueden actuar como "barreras". Este es el caso de la zona afectada por la serie sísmica de Granada en 2021,

caracterizada por la existencia de juegos de fallas NO-SE y NE-SO. Se conoce la actividad de las fallas NO-SE (Sanz de Galdeano *et al.*, 2003), sin embargo, no se ha estudiado en detalle el papel del juego de fallas NE-SO. Estas fallas son interesantes no sólo por su posible actividad, sino también por el papel que juegan en la segmentación y formación de "barreras". La caracterización de la interacción de los diferentes juegos de fallas es clave para entender las causas y la evolución de la serie sísmica de 2021.

Una adecuada caracterización de la segmentación entre fallas, como ocurre en la Cuenca de Granada, requiere un enfoque multidisciplinar que combine estudios geológicos y geofísicos. La localización precisa de la sismicidad y los mecanismos focales es necesaria para determinar la posición de la ruptura y su comportamiento cinemático en profundidad. Al mismo tiempo, es esencial caracterizar adecuadamente la estructura, cinemática y actividad reciente de las fallas superficiales. De este modo, se pueden correlacionar las estructuras superficiales con los segmentos activos en profundidad. Sin embargo, no toda la sismicidad puede ser explicada por las estructuras que afloran. La gravimetría nos permite caracterizar la estructura profunda de las cuencas

sedimentarias en base al contraste de densidad entre sedimentos y basamento (Telford *et al.*, 1990). Así, podemos identificar fallas responsables de la sismicidad que no se observan en superficie. El objetivo de este trabajo es correlacionar la serie sísmica de 2021 con determinadas estructuras que se observan en superficie y su continuación en profundidad mediante la combinación de técnicas geológicas y geofísicas.

Contexto geológico

La serie sísmica de 2021 se produce en la Cuenca de Granada, situada en la Cordillera Bética central. La Cordillera Bética constituye la rama septentrional del Arco de Gibraltar, formado por la convergencia NO-SE de las placas de Eurasia y de Nubia desde el Cretácico Superior. Se divide fundamentalmente en las Zonas Externas, al N-NO, las Zonas Internas, al S-SE, y entre ambas, las Unidades de los Flysch (Vera, 2004) (Fig. 1a).

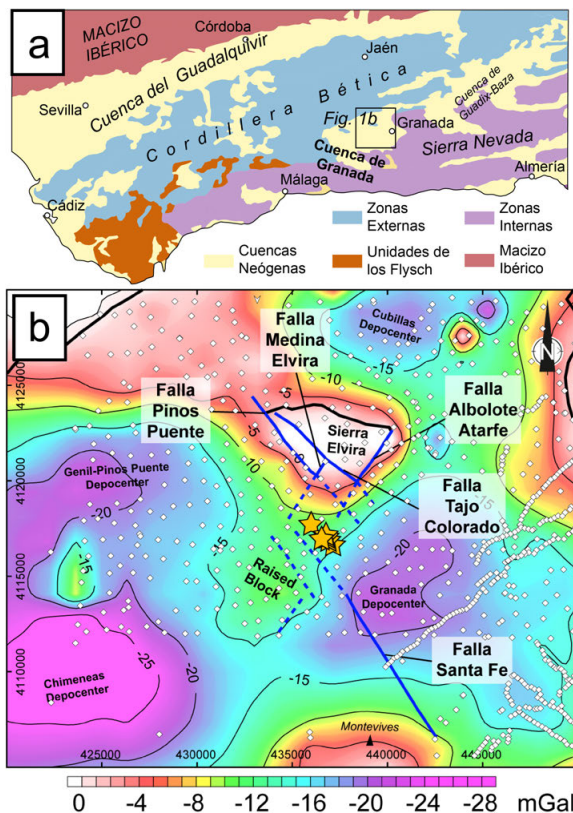


Fig. 1.- a) Mapa geológico simplificado de la Cordillera Bética. b) Mapa de anomalía gravimétrica residual de la zona central de la Cuenca de Granada. ERTS89 UTM zona 30. Los rombos marcan las estaciones gravimétricas. Las estrellas indican los principales terremotos de la serie.

Fig. 1.- a) Simplified geologic map of the Betic Cordillera. b) Residual gravity anomaly map of the central area of the Granada Basin. ERTS89 UTM zone 30. Diamonds indicate gravity stations. The stars indicate the main earthquakes of the series.

A finales del Oligoceno, la deformación orogénica comenzó a localizarse en el límite sureste de Iberia (p. ej., Rosenbaum *et al.*, 2002). Durante el Mioceno temprano y medio, la exhumación de la Cordillera Bética generó importantes fallas normales de bajo buzamiento que separan los principales complejos metamórficos (Aldaya *et al.*, 1991). Desde el Mioceno medio, la compresión provocó el levantamiento, dando lugar a grandes antiformas E-O a ENE-OSO

(Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004) y depresiones localizadas en las sinformas. Posteriormente, se formaron fallas normales NO-SE y fallas dexas E-O, que, junto con el continuo levantamiento, determinaron la individualización y posterior deformación de cuencas intramontañosas (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2003). En la actualidad, los datos geodésicos indican la existencia de una convergencia dextra oblicua en dirección NNO-SSE y un movimiento relativo hacia el oeste del Arco de Gibraltar (Garate *et al.*, 2015).

La Cordillera Bética central constituye la región de mayor sismicidad de España, con frecuentes terremotos de baja y de baja a moderada magnitud en la corteza superior (< 15 km). La sismicidad se concentra en las cuencas intramontañosas y está dominada por eventos relacionados con fallas normales que acomodan una extensión ENE-OSO (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993). Las series sísmicas son comunes en la Cordillera Bética, tanto en el registro histórico como en el reciente (Ocaña, 2009).

Cuenca de Granada y Sierra Elvira

La Cuenca de Granada (Fig. 1b) es una de las mayores cuencas intramontañosas de la Cordillera Bética. Está situada en la región central, limitada al E-SE por la zona más alta de la cordillera, Sierra Nevada. Se forma como consecuencia de la extensión ENE-OSO que afecta al borde meridional de Sierra Nevada desde el Mioceno temprano, principalmente acomodada por el sistema de fallas normales de alto buzamiento de Granada. Las fallas NO-SE (García-Mayordomo y Martín-Banda, 2022) generan una sismicidad moderada continua que alcanza la magnitud 4.6 m_{BLG} . El análisis detallado de los mecanismos focales en la Cuenca de Granada sugiere también la relación de terremotos, de hasta magnitud 4.0 m_{BLG} , con fallas normales de bajo buzamiento bajo la cuenca (Madarieta-Txurruka *et al.*, 2021).

Sierra Elvira es la principal elevación del basamento dentro de la Cuenca de Granada (Fig. 1). Está formada por rocas mesozoicas de la Zona Subbética (Zonas Externas). Las estructuras pre-extensionales más importantes son pliegues y cabalgamientos de dirección N70°E vergentes al sur, y una estructura diapírica de evaporitas triásicas con ofitas. Estas estructuras están relacionadas con la última etapa de la fase transpresiva entre las Zonas Externas e Internas durante el Mioceno temprano-medio (Pedrera *et al.*, 2020). El afloramiento subbético está completamente rodeado de materiales del Plioceno-Cuaternario debido a la actividad de las fallas normales desde el Mioceno tardío. Los principales juegos de fallas son NE-SO y NO-SE, este último considerado activo (García-Mayordomo y Martín-Banda, 2022) y responsable de grandes escarpes de falla (Lupiani y Soria, 1988).

Metodología

Gravimetría

Este estudio incluye el reprocesado de cerca de 1500 estaciones gravimétricas disponibles en la Cuenca de Granada y su entorno inmediato. El procesado se inicia con la nivelación de las diferentes campañas. A continuación, se aplicaron las

correcciones de Aire Libre y Bouguer utilizando una densidad estándar de $2,67 \text{ g/cm}^3$. Por último, se ha calculado la corrección topográfica mediante el programa Oasis Montaj, utilizando un MDT de 5 m de resolución, desarrollado por el IGN, hasta una distancia de 20 km.

Con los resultados del reprocesado se ha calculado un nuevo mapa de Anomalía de Bouguer Completa de la Cuenca de Granada mediante *kriging*. La adecuada caracterización de las cuencas requiere un mapa de anomalías residuales, que se obtiene extrayendo la anomalía regional al mapa de Anomalía de Bouguer Completa. En este trabajo se muestra el mapa de anomalía residual de la zona afectada por la serie sísmica de 2021 (Fig. 1b).

Estudios geológicos de campo

Para mejorar el conocimiento geológico de Sierra Elvira se ha actualizado la cartografía disponible y se han adquirido nuevos datos de geología de campo (orientación de fallas y diaclasas, relleno de fracturas de tensión, y estrías sobre fallas) para conocer la estructura y cinemática de las fallas y su relación con los sedimentos recientes.

Relocalización de la sismicidad

La sismicidad registrada directamente por el Instituto Geográfico Nacional (IGN) muestra un patrón típico en forma de "mancha" debido a las incertidumbres implicadas en el proceso de localización. Para la relocalización de las series se ha utilizado el código HypoDD (Waldhauser y Ellsworth, 2000), software basado en el llamado algoritmo de localización de terremotos de doble diferencia, que mejora las localizaciones relativas de los eventos; las localizaciones absolutas dependen en gran medida de la fiabilidad del modelo de velocidad utilizado. Consideramos los datos de fases P y S registrados por el IGN procedentes de la red sísmica, de acelerómetros permanentes y de dos estaciones, de

permanentes desplegadas en la zona el 25 de enero de 2021.

En la relocalización de los terremotos, sólo se han considerado los de magnitud superior a $1.5 m_{BLG}$. No se ha tenido en cuenta la fase S de los registros de aceleración, debido a la mayor incertidumbre en su lectura. Además, sólo se han incluido los terremotos registrados en más de ocho estaciones. El modelo de velocidades de cizalla utilizado ha sido el de Palomeras *et al.* (2014). Siguiendo estos parámetros se han relocalizado más de 770 eventos, con un error medio inferior a 1 km (Fig. 2).

Resultados y discusión

El mapa de anomalía residual de la zona afectada por la serie sísmica permite distinguir cuatro depocentros a partir de los mínimos de anomalía, que son inferiores a -20 mGal (Fig. 1). Estos depocentros coinciden con los descritos por Rodríguez-Fernández y Sanz de Galdeano (2006). Los depocentros oriental y occidental están separados por Sierra Elvira y un máximo con forma "romboidal" (-10 y -15 mGal). Tres de los depocentros rodean a Sierra Elvira desde el NE, SE y O (Fig. 1b).

Las estructuras más recientes son extensionales y afectan a sedimentos cuaternarios. Se dividen dos juegos NE-SO y NO-SE (Sanz de Galdeano *et al.*, 2003) (Fig. 2a). En el juego NE-SO hay dos fallas principales, Medina Elvira y Albolote-Atarfe. La Falla de Medina Elvira separa Sierra Elvira en dos. Aunque no se observan escarpes, se puede discernir por la variación en el relieve y la observación geológica de los contactos. Su dirección es $N30^\circ E$ buzando al SE. La Falla de Albolote-Atarfe tiene dirección $N035^\circ E$ y buzamiento $55^\circ SE$. El juego NO-SE está formado por las fallas de Pinos Puente, Tajo Colorado y Santa Fe. La Falla de Tajo Colorado tiene dirección $N134^\circ E$ y buzamiento $60^\circ SO$. La Falla de Pinos Puente se encuentra en el límite SO, tiene dirección $N140^\circ E$ y buzamiento $60^\circ SO$. La Falla de Santa Fe se sitúa bajo la cuenca en el SO de la zona de estudio, tiene

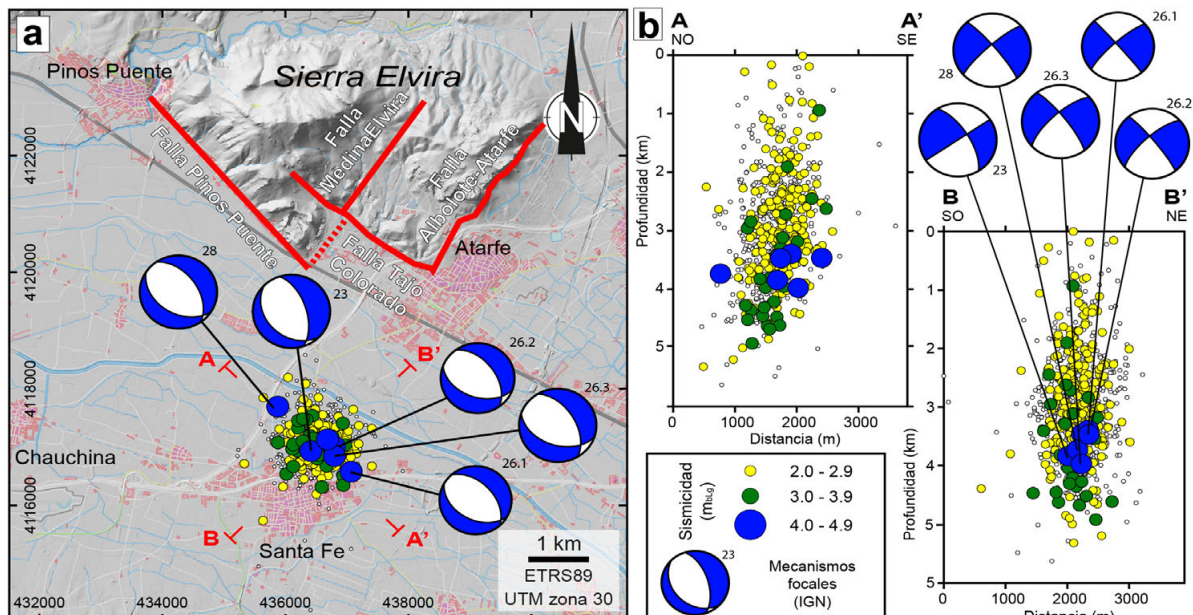


Fig. 2.- Serie sísmica de 2021. En rojo, principales fallas activas y/o recientes que afloran en Sierra Elvira a) Relocalización de la sismicidad y mecanismos focales disponibles. b) Secciones NO-SE (A-A') y SO-NE (B-B') que muestran la profundidad de los hipocentros.

Fig. 2.- Seismic series of 2021. In red, the main active and/or recent faults outcropping in Sierra Elvira. a) Relocation of seismicity and available focal mechanisms. b) NW-SE (A-A') and SO-NE (B-B') sections displaying hypocenters by depth.

dirección N140°E y buzamiento 60°NE. (Figs. 1 y 2a).

Los datos geológicos de campo y el análisis gravimétrico detallado en el sector afectado por la sismicidad apoyan la presencia de estos dos juegos de fallas principales (N020-040°E y N100-140°E). Estas fallas afectan tanto al macizo levantado de Sierra Elvira como al basamento bajo la Cuenca de Granada. El mapa local de anomalía residual muestra un máximo relativo de forma romboidal al S-SO de Sierra Elvira (Fig. 1). Este máximo puede deberse a la existencia de un bloque elevado en esa zona. Las direcciones de los límites de este bloque elevado, especialmente los orientales, coinciden con las de los dos juegos principales de fallas.

La mayoría de los eventos se localizan en un área no mayor a 4 km² al N-NE de Santa Fe. Los seis terremotos registrados con magnitud superior a 4.0 m_{bLg} se alinean en dirección NO-SE, paralelos a las principales fallas sismogénicas de la región (Fig. 2a). En profundidad, la sismicidad presenta una "forma de chimenea" entre 5 y 0 km. La sismicidad por debajo de 5 km es prácticamente inexistente. La mayoría de los terremotos se concentran entre 3 y 5 km, principalmente los de magnitud superior a 3.0 m_{bLg}. Los superiores a 4.0 m_{bLg} se localizan entre 3 y 4 km de profundidad. Por encima de los 3 km, la sismicidad observada disminuye tanto en cantidad como en magnitud conforme nos acercamos hacia la superficie (Fig. 2b).

La representación de los epicentros de los terremotos indica que la sismicidad está muy localizada. Se puede observar que los terremotos mayores a 4.0 m_{bLg} están alineados en dirección NO-SE, y los mecanismos focales indican justamente la actividad de las fallas NO-SE. Así, consideramos que la mayoría de los terremotos se producen en planos de falla NO-SE. Ambos planos nodales de los mecanismos focales calculados tienen buzamientos similares (del orden de 45°) y en la zona de estudio existen fallas que buzaban tanto al SO (Pinos Puente o Tajo Colorado) como al NE (Santa Fe o la falla que limita el bloque elevado hacia el NE; Fig. 1). Por lo tanto, y en principio, cualquiera de las anteriores podría haberse activado. En cualquier caso, la serie no presenta una evolución a lo largo de la falla, como cabría esperar (Henry y Das, 2001), y se concentra en una zona circular. Esta peculiar característica podría explicarse mediante la segmentación producida por las fallas Medina Elvira y Albolote-Atarfe, que actúan como "barrera" (Aki, 1979).

Conclusiones

La evolución reciente de la Cuenca de Granada dio lugar a un basamento afectado por dos juegos principales de fallas, NE-SO y NO-SE. Ambos juegos de fallas son responsables del levantamiento del macizo de Sierra Elvira, y de otro bloque elevado al SO. Al mismo tiempo, generan los depocentros de la Cuenca de Granada oriental.

La lineación NO-SE y el mecanismo focal de los principales terremotos sugieren que un segmento del juego de fallas NO-SE se activó en la serie sísmica de Granada de 2021. El juego de fallas NE-SO, en cambio, actúa como "barrera" y es responsable de la segmentación del juego de fallas activado. Esta segmentación confina la sismicidad y no permite que la serie migre a lo largo de la falla.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos P18-RT-3275 y B-RNM-301-UGR18 (Junta de Andalucía/FEDER), así como los grupos de investigación andaluces RNM-148 y RNM-370.

Referencias

- Aki, K., 1979. Characterization of barriers on an earthquake fault. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B11): 6140-6148.
- Aldaya, F., Alvarez, F., Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F., ... Navarro-Vilá, F., 1991. The Maláguide-Alpujárride contact (Betic cordilleras, Spain): a brittle extensional detachment. *CR Acad. Sci. Paris*, 313(Série II): 1447-1453.
- Galindo-Zaldívar, J., Gil, A.J., Borque, M.J., ... Sanz de Galdeano, C., 2003. Active faulting in the internal zones of the central Betic Cordilleras (SE, Spain). *Journal of Geodynamics*, 36(1-2): 239-250.
- Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F., Jabaloy, A., 1993. Stress and palaeostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to the present). *Tectonophysics*, 227(1-4): 105-126.
- Garate, J., Martín-Davila, J., Khazaradze, G., Echeverría, A., Asensio, E., Gil, A. J., Harnafi, M., 2015. Topo-Iberia project: CGPS crustal velocity field in the Iberian Peninsula and Morocco. *GPS Solutions*, 19(2): 287-295.
- García-Mayordomo, J., Martín-Banda, R., 2022. Guide for the use of QAFI v.4, En: <http://info.igme.es/qafi/> – IGME, CSIC, Madrid, Spain.
- Henry, C., Das, S., 2001. Aftershock zones of large shallow earthquakes: fault dimensions, aftershock area expansion and scaling relations. *Geophysical Journal International*, 147(2): 272-293.
- Lupiani, E., Soria, J., 1988. *Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hoja número 1009 (Granada)*. IGME, Madrid.
- Madarieta-Txurruka, A., Galindo-Zaldívar, J., González-Castillo, L., Peláez, J.A., ... Gil, A.J., 2021. High-and Low-Angle Normal Fault Activity in a Collisional Orogen: The Northeastern Granada Basin (Betic Cordillera). *Tectonics*, 40(7): e2021TC006715.
- Mogi, K., 1963. Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes (2nd paper). *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 40(4): 831-853.
- Ocaña, E., 2009. Análisis espacial de la actividad sísmica reciente del sur de España (Spatial analysis of the recent seismic activity in Southern Spain). Tesis Doctoral, Univ. Granada, 233 p.
- Palomeras, I., Thurner, S., Levander, A., Liu, K., ... Harnafi, M., 2014. Finite-frequency Rayleigh wave tomography of the western Mediterranean: Mapping its lithospheric structure. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(1): 140-160.
- Pedraza, A., Ruiz-Constán, A., García-Senz, J., Azor, A., ... Rodríguez-Fernández, L. R., 2020. Evolution of the South-Iberian paleomargin: From hyperextension to continental subduction. *Journal of Structural Geology*, 138, 104122.
- Rodríguez-Fernández, J., Sanz de Galdeano, C., 2006. Late orogenic intramontane basin development: the Granada basin, Betics (southern Spain). *Basin research*, 18(1): 85-102.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359(1-2): 117-129.
- Sanz de Galdeano, C., Alfaro, P., 2004. Tectonic significance of the present relief of the Betic Cordillera. *Geomorphology*, 63(3-4): 175-190.
- Sanz de Galdeano, C., Alfaro, P., 2004. Tectonic significance of the present relief of the Betic Cordillera. *Geomorphology*, 63(3-4), 175-190.
- Sanz de Galdeano, C., Peláez, J.A., López Casado, C., 2003. Seismic potential of the main active faults in the Granada Basin (southern Spain). *Pure and Applied Geophysics*, 160(8): 1537-1556.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., 1990. *Applied geophysics*. Cambridge university press.
- Vera, J.A. 2004. *Geología de España*. IGME, Madrid, 890 p.
- Waldhauser, F., Ellsworth, W.L., 2000. A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, California. *Bulletin of the seismological society of America*, 90(6): 1353-1366.



CARACTERIZACIÓN DE LA FALLA DE SIERRA DE LAS NIEVES (CORDILLERA BÉTICA) MEDIANTE ANÁLISIS DEL RELIEVE Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

Characterisation of the Sierra de las Nieves fault (Cordillera Bética) through relief analysis and geological mapping

M. Moreno-Sánchez¹, D. Ballesteros¹, G. Booth-Rea¹, J.V. Pérez-Peña¹, C. Pérez-Mejías², C. Reyes-Carmona¹, J.M. Azañón¹, H. Cheng², J.P. Galve¹, P. Ruano¹

¹ Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias, Campus de Fuentenueva s/n, 18071 Granada. marcosms@ugr.es, dballesteros@ugr.es, gbooth@ugr.es, vperez@ugr.es, cristinarc@ugr.es, jazonon@ugr.es, jpgalve@ugr.es, pruanos@ugr.es
² Xi'an Jiaotong University, Xi'an, China perezmejias@mail.xjtu.edu.cn, cheng021@xjtu.edu.cn

Resumen: Las fallas activas son estructuras comunes en la Cordillera Bética, aunque no están totalmente identificadas en todo su conjunto. Se ha caracterizado la falla de Sierra de las Nieves en el borde occidental de la cuenca de Málaga mediante el análisis morfométrico a partir de un modelo digital del terreno y cartografía de depósitos marinos, de abanicos aluvio-tobáceos y de la propia estructura tectónica. La falla de Sierra de las Nieves forma parte de un sistema de fallas normales de orientación NNE-SSO activas durante el Plioceno-Pleistoceno, que cortan a sedimentos de esa edad. Actualmente, los sedimentos marinos del Plioceno Inferior cortados por la falla se encuentran en su bloque de techo a 620 m de altitud, mientras que varios de sus segmentos cortan a abanicos aluvio-tobáceos del Pleistoceno. Su traza coincide con una marcada anomalía en el índice k_{sn} . Todo ello sugiere que la falla de Sierra de las Nieves levantó el borde occidental de la cuenca de Málaga con una tasa mínima estimada de 0,13 – 0,10 m/ka, mientras contribuía el hundimiento de la cuenca. Estas estructuras quizás se hayan formado en relación a un mecanismo tectónico de delaminación del manto litosférico debajo de las Béticas occidentales.

Palabras clave: Cuenca de Málaga, falla de Sierra de las Nieves, análisis del relieve, morfotectónica.

Abstract: Active faults are common structures in the Betic Cordillera although they are not fully reported throughout the whole range. Sierra de las Nieves fault at the western edge of the Malaga basin has been characterized by means of morphometric analysis of the digital terrain model and mapping of marine deposits, alluvial-tufa fans and the tectonic structure. This fault forms part of a system of NNE-SW oriented normal faults producing extension during the Pliocene-Pleistocene. The fault cuts Pliocene marine sediments cropping out at 620 m.a.s.l. on its hangingwall. Several segments of the fault zone also cut Pleistocene alluvial-tufa fans and coincides with a marked k_{sn} morphometric anomaly. All this suggests that the Sierra de las Nieves fault uplifted the western Malaga basin with an estimated minimum velocity of 0.13 - 0.10 m/ka, while contributing to the subsidence of the basin. These structures probably formed in response to active topographic uplift driven by lithospheric edge mantle delamination under the Westernmost Betics.

Key words: Málaga Basin, Sierra de las Nieves Fault, relief analysis, morphotectonics.

Introducción

La Cordillera Bética es un orógeno activo situado en el sur de la Península Ibérica (Fig. 1A), donde se han descrito numerosas fallas y pliegue activos (p.ej., Ruiz-Constán *et al.*, 2012, Sanz de Galdeano *et al.*, 2020). Para profundizar en su conocimiento, se está desarrollando el proyecto Morphomed (2019-2023) con el objetivo de establecer las causas del levantamiento y evolución reciente de la Cordillera Bética. Una de las zonas de estudio se corresponde con la cuenca de Málaga originada en el Tortoniense (Sanz de Galdeano y Vera, 1992). Esta área presenta fallas cuya naturaleza y actividad es controvertida (García-Mayordomo *et al.*, 2012).

El objetivo de este trabajo es identificar fallas cuaternarias del borde occidental de la cuenca de Málaga y establecer su funcionamiento e importancia en el relieve de Sierra Prieta (extensión montañosa al norte de Sierra de las Nieves).

Contexto geológico

La cuenca de Málaga es una gran depresión tectónica (Sanz de Galdeano y López-Garrido, 1991) de unos 250 km² de extensión, situada en la parte central y vertiente sur de la Cordillera Bética. La cuenca presenta actividad sísmica (Ruiz-Constán *et al.*, 2012; Sitch *et al.*, 2020), como la falla de la Sierra

de las Nieves, cuya velocidad de desplazamiento vertical mínima ha sido estimada en 0,02-0,03 m/ka (Insua-Arévalo *et al.*, 2012). En esta cuenca se han reconocido depósitos marinos pliocenos indicadores del levantamiento del relieve (Roiron *et al.*, 1993; Guendon *et al.*, 1997; Guerra-Merchán *et al.*, 2010) y depósitos aluviales y tobáceos relacionados con la falla de Casarabonela (Roiron *et al.*, 1993) (Fig. 1B). Estos autores dataron las tobas (que ellos denominaban travertinos) entre 10 ka y más de 350 ka mediante el método del ²³⁸U/²³⁰Th (espectrometría alfa). Con posterioridad, Guerra-Merchán *et al.* (2010) establecieron el desarrollo de los abanicos durante el Pleistoceno. En este trabajo, a todo este conjunto de depósitos los denominamos abanicos aluvio-tobáceos siguiendo a García-García *et al.* (2014).

Metodología

Análisis morfométrico de la cuenca de Málaga

Se realizó mediante sistemas de información geográfica (QGIS, v3.24), y a partir de un modelo digital de elevaciones de 10 m de resolución espacial. El análisis incluye, entre otros, el cálculo de los índices k_{sn} (siguiendo a Kirby y Whipple, 2012) con el fin de identificar anomalías del relieve.

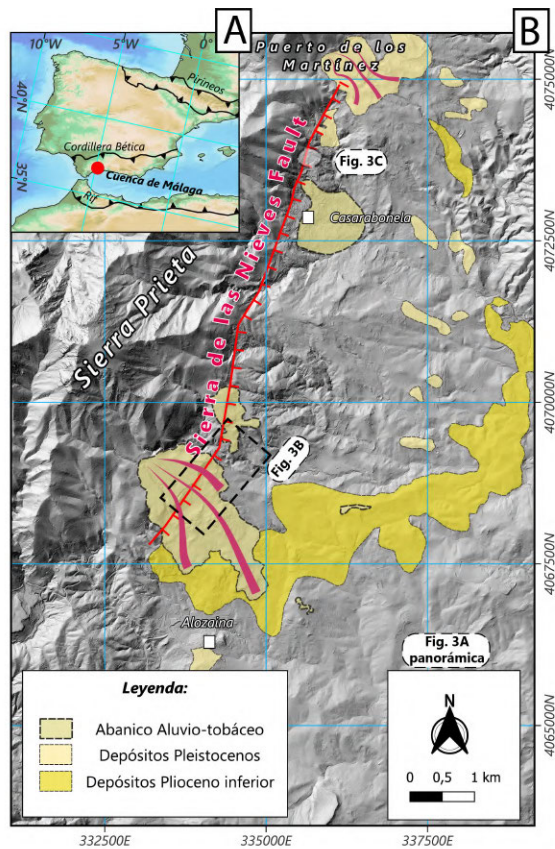


Fig. 1.- A) Cuenca de Málaga en la Cordillera Bética. B) Mapa morfoestructónico del borde oriental de la Cuenca de Málaga basado en Guerra-Merchán *et al.* (2010) y datos propios.
Fig. 1.- A) Málaga basin in the Cordillera Bética. B) Morphotectonic map of western Málaga basin based on Guerra-Merchán *et al.* (2010) and own data.

Estas anomalías representan cambios en el perfil longitudinal del río, que puede ser causado por contraste litológico, actividad tectónica o erosión. Se ha considerado una anomalía en el perfil del río (*knickpoint*) cuando el valor del índice k_{sn} supere dos veces la desviación estándar.

Cartografía

Se han cartografiado los depósitos marinos pliocenos, abanicos aluvio-tobáceos del sureste de Sierra Prieta, y la falla de Sierra de las Nieves a escala 1:10.000 se ha realizado mediante trabajo de campo y el uso de QGIS. Además, se ha estudiado someramente los depósitos de los abanicos aluvio-tobáceos, incluyendo observaciones bajo el microscopio óptico de luz polarizada.

Resultados y discusión

Se han identificado anomalías en el índice k_{sn} en los ríos de la vertiente sureste de Sierra Prieta. Estas anomalías coinciden con el trazado cartográfico de la falla de Sierra de las Nieves (Fig. 2). Esta estructura es una falla normal de dirección media N00-25°E que buza unos 75° hacia el sureste. En ella se han reconocido estrías inclinadas en buzamiento y pitch oscilando entre 90-130° (Fig. 3C).

La cartografía de detalle ha revelado también que los abanicos aluvio-tobáceos están afectados por la falla de Sierra de las Nieves (Fig. 3B) y estructuras asociadas. Las evidencias sedimentológicas indican claramente que esta falla estuvo activa durante el funcionamiento, de al menos, el abanico de al norte de la localidad de Alozaina (Fig. 1B). Concretamente, la base de este abanico está desplazada 35 m en la vertical siguiendo el plano de falla.

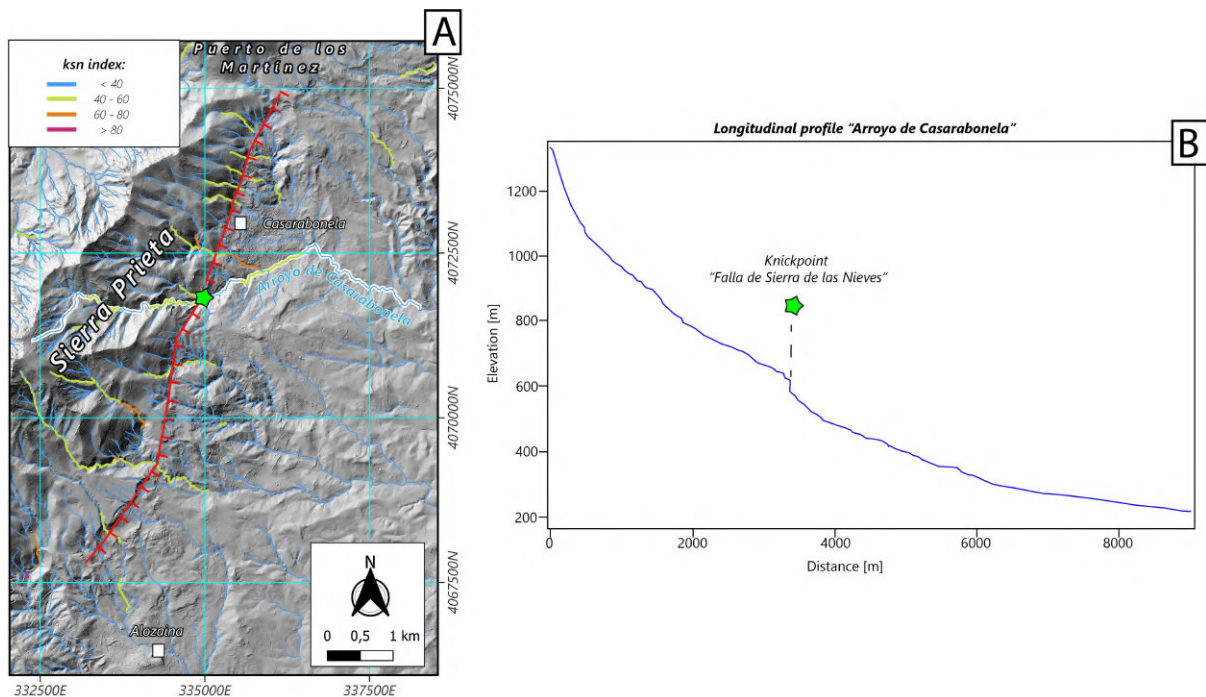


Fig. 2.- A) Distribución espacial de las anomalías del índice k_{sn} . Se han considerado anomalías a los valores que superan dos veces la desviación estándar más la media. B) Perfil longitudinal del Arroyo de Casarabonela, donde existe un *knickpoint* asociado a la falla de Sierra de las Nieves, representado con la estrella verde.
Fig. 2.- A) Spatial distribution of k_{sn} values. Values exceeding twice the standard deviation have been considered anomalies. B) The longitudinal profile of the Arroyo de Casarabonela, where there is a *knickpoint* associated with Sierra de las Nieves fault, represented by the green star.

Se han reconocido depósitos marinos pliocenos situados a 620 m de altitud en el Puerto de los Martínez (Fig. 3A), previamente identificados por Roiron *et al.* (1993), que sugieren un levantamiento de esta magnitud durante los últimos 4-5 Ma. Siguiendo, la curva eustática de Haq *et al.* (1987), el nivel máximo del nivel del mar para el Plioceno era de 90 m por encima del nivel actual, la tasa de levantamiento estimada es de 0,13 – 0,10 m/ka, para el bloque de techo de la falla en la zona de Puerto de los Martínez (Fig. 3A). Sin embargo, las tasas de levantamiento para el bloque de muro de la estructura serían mayores.

La Falla de Sierra de las Nieves fue previamente identificada y trazada por Insua-Arévalo *et al.* (2012). Sin embargo, la posición de la falla no coincide con la descrita en este trabajo. Las evidencias de campo y de gabinete, nos indican la existencia de una falla al borde de Sierra Prieta. Es posible que la Falla de Sierra de las Nieves sea un sistema de fallas, una

define el borde de Sierra Prieta y otra hacia el oeste hacia el interior la cuenca de Málaga.

Todos estos datos sugieren que la Falla de Sierra de las Nieves es una estructura extensional que estuvo activa desde probablemente el Plioceno inferior hasta como mínimo el Pleistoceno Superior. Por tanto, esta falla debió de causar el levantamiento de Sierra Prieta y, el consecuente hundimiento del borde occidental de la cuenca de Málaga. Esta estructura tectónica quizás se haya formado en relación a un mecanismo tectónico de delaminación del manto litosférico debajo de las Béticas occidentales (Mancilla *et al.*, 2015).

Conclusiones

La combinación del índice k_{sn} , cartografía de abanicos fallados, depósitos marinos pliocenos levantados y datos previos han permitido la identificación y caracterización de la falla cuaternaria de Sierra de las Nieves.

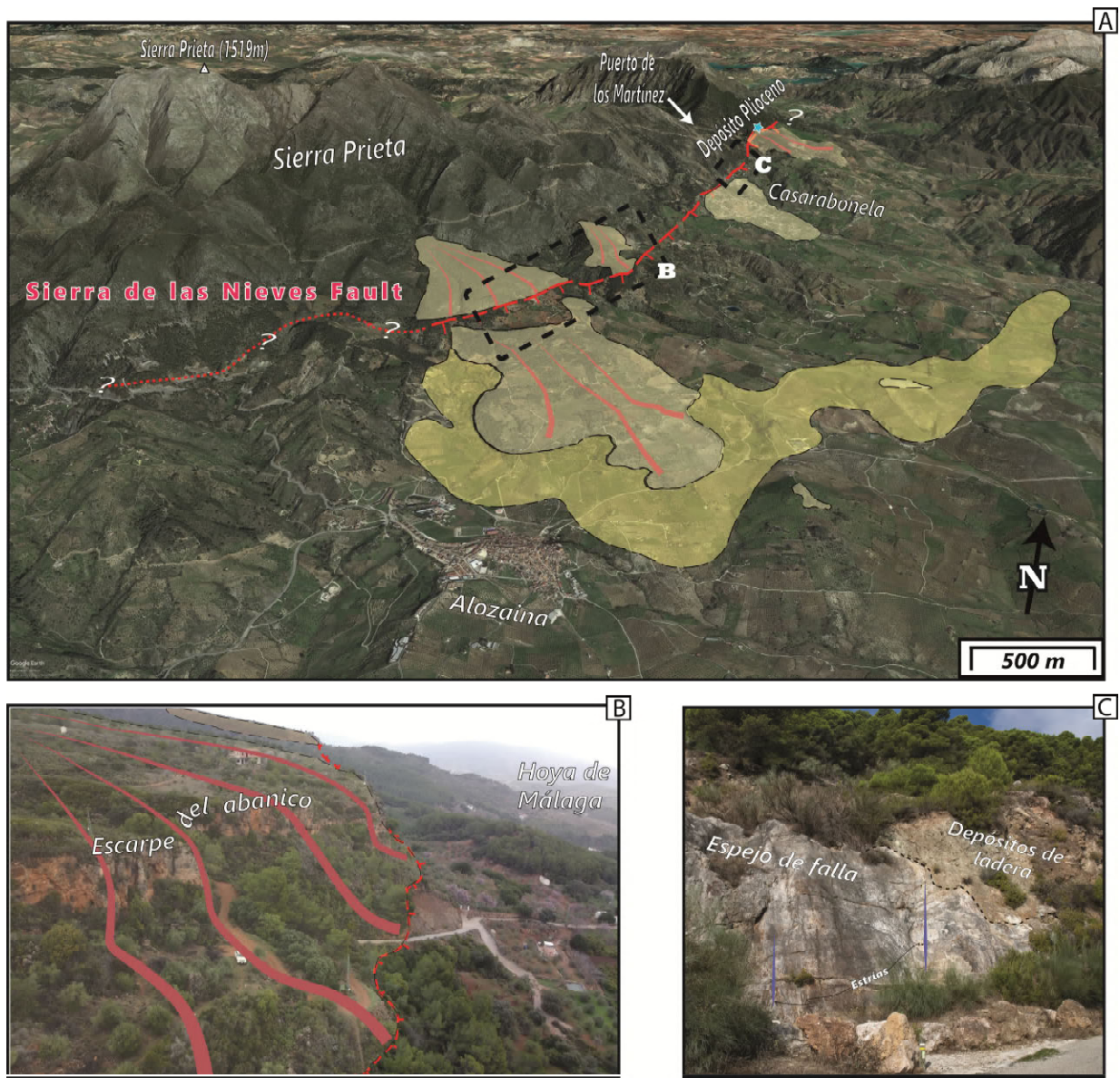


Fig. 3.- A) Paronámica del área de estudio de la Falla de Sierra de las Nieves. Esta falla delimita el borde este de Sierra Prieta y el occidental de la cuenca de Málaga. La estrella azul indica la posición del Plioceno marino. B) Depósitos aluvio-tobáceos (color anaranjado) cuya expresión topográfica (talud) sugiere que han sido afectados por la falla. C) Espejo de falla al norte de la localidad de Casarabonela.
Fig. 3.- A) General map of the study area of the Sierra de las Nieves Fault. This fault delimits the eastern edge of Sierra Prieta and the western edge of the Málaga Basin. Blue star shows the location of marine Pliocene. B) Drone photograph of the alluvial-tobaceous deposits (orange colour) whose topographic expression suggests that they have been affected by the fault. C) Detail photo of the fault mirror, in the locality of Casarabonela.

Esta falla debió de contribuir al levantamiento al relieve del borde de la cuenca de Málaga desde el Plioceno inferior al Pleistoceno Superior, y el consecuente hundimiento de la propia cuenca, probablemente ligado a la delaminación litosférica (*slab retreating*) bajo las Béticas occidentales.

Agradecimientos

Este trabajo está parcialmente financiado por: el Programa "Ramón y Cajal" (RYC-2017-23335) del Ministerio de Ciencia de España; el proyecto "MORPHOMED" (PID2019-107138RB-I00) financiado por MCIN / SRA (Agencia Estatal de Investigación / 10.13039/501100011033); y FEDER/Junta de Andalucía-Consejería de Transformación Económica, Industria, Conocimiento y Universidades/Proyectos (B-RNM-305-UGR18, A-RNM-508-UGR20 y P18-RT-3632). DB está financiado por el PAIDI2020-Junta de Andalucía.

Referencias

- García-García, F., Pla-Pueyo, S., Nieto, L.M., Viseras, C., 2014. Sedimentology of geomorphologically controlled Quaternary tufas in a valley in southern Spain. *Facies*, 60(1), 53-72.
- García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Jiménez-Díaz, A., Martín-Banda, R., Martín-Alfageme, S., Álvarez-Gómez, J.A., Rodríguez-Peces, M., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Masana, E., Perea, H., Martín-González, F., Giner-Robles, J., Nemser, E.S., Cabral, J., y el Grupo de Trabajo de compiladores de QAFI, 2012. The Quaternary Faults Database of Iberia (QAFI v.2.0). *Journal of Iberian Geology*, 38(1): 285-302.
- Guendon, J.L., Delannoy, J.J., Baena Escudero, R., Clauzon, G., Díaz del Olmo, F., Roiron, P., 1997. Les travertins néogènes du Puerto de los Martínez (Serranía de Ronda, Malaga) implications paléogéographiques et tectoniques. *Études de Géographie Physique. Supplément*, 26, 87-90
- Guerra-Merchán, A., Serrano, F., Garcés, M., Gofas, S., Esu, D., Gliozzi, E., Grossi, F., 2010. Messinian Lago-Mare deposits near the strait of Gibraltar (Malaga basin, S Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 285(3-4), 264-276.
- Haq, B.U., Hardenbol, J.A.N., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235(4793), 1156-1167.
- Insua-Arévalo, J., Martínez-Díaz, J., García-Mayordomo, J., Martín-González, F., 2012. Active tectonics in the Malaga Basin: evidences from morphotectonic markers (Western Betic Cordillera, Spain). *Journal of Iberian Geology*, 38(1), 175-190.
- Kirby, E., Whipple, K.X., 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of structural geology*, 44, 54-75.
- Mancilla, F. de L., Booth-Rea, G., Stich, D., Pérez-Peña, J.V., Morales, J., Azañón, J.M., Martín, R., Giaconia, F., 2015. Slab rupture and delamination under the Betics and Rif constrained from receiver functions. *Tectonophysics*, 663, 225-237.
- Roiron, P., Guendon, J.L., Quinif, Y., Delannoy, J.J., 1993. Formaciones travertínicas del piedemonte mediterráneo de la Serranía de Ronda (Málaga). *Cuadernos de Geografía*, 54: 189-222.
- Ruiz-Constán, A., Pedrera, A., Galindo-Zaldivar, J., Stich, D., Morales, J., 2012. Recent and active tectonics in the western part of the Betic Cordillera. *Journal of Iberian Geology*, 38(1), 161-174.
- Sanz de Galdeano, C., López-Garrido, A.C., 1991. Tectonic evolution of the Málaga Basin (Betic Cordillera). Regional Implication. *Geodinamica Acta*, 5(3), 173-186.
- Sanz de Galdeano, C., Vera, J.A., 1992. Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, 4(1), 21-36a.
- Sanz de Galdeano, C., Azañón, J.M., Cabral, J., Ruano, P., Alfaro, P., Canora, C., Ferrater, M., García Tortosa, F.J., García-Mayordomo, J., Gràcia, E., Insua-Arévalo, J.M., Jiménez Bonilla, A., Lacan, P.G., Martín-Lechado, C., Martín-Banda, R., Martín González, F., Martínez-Díaz, J.J., Martín-Rojas, I., Masana, E., Ortuño, M., pedrera, A., Perea, H. y Simón, J.L. (2020). Active faults in Iberia. En: *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach, Volumen 5*, Springer 33-75.
- Stich, D., Martín, R., Morales, J., López-Comino, J.Á., Mancilla, F. de L., 2020. Slip Partitioning in the 2016 Alboran Sea Earthquake Sequence (Western Mediterranean). *Frontiers. Earth Science*. 8:587356.



ACTIVE FAULTING THROUGH THE SINISTRAL REACTIVATION OF MIDDLE MIOCENE TRANSFER FAULTS IN IBIZA

Fallas activas con una componente principal sinistra que reactivan fallas transfer del Mioceno Medio en Ibiza

G. Booth-Rea^{1,2}, J.M. Azañón^{1,2}, M. Moreno-Sánchez¹, J.P. Galve^{1,2}, P. Ruano^{1,2}, C. Reyes^{1,3}

¹ Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada. Campus de Fuentenueva s/n, 18071 Granada. gbooth@go.ugr.es, marcosms@ugr.es, jazanon@ugr.es, jpgalve@ugr.es, pruno@ugr.es, c.reyes@igme.es

² Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR, Av. de las Palmeras 4, 18100 Armilla (Granada)

³ Instituto Geológico y Minero de España. CSIC. Urb. Alcázar del Genil, 4-Edif. Zulema, Bajo. (Granada).

Abstract: Recent work has highlighted the presence of active sinistral faults in Mallorca and offshore across the Mallorca Central Depression. Here we show that this system continues through the Island of Ibiza, cutting and folding Pleistocene alluvial and aeolian sedimentary sequences and favoring the development of new Quaternary sedimentary depocenters after an important hiatus since the Middle Miocene. These faults work through the reactivation of older reverse and dextral NE-SW faults. The activity of these faults since the Pleistocene suggests that the SE Betic shear zone is propagating towards the NE through the reactivation of strike-slip faults formed in relation to slab detachment under the Betic Foreland Thrust Belt (FTB) between the Middle and Late Miocene.

Key words: active faulting, Ibiza Island, Es Vedrá sinistral fault

Resumen: Recientemente se han identificado fallas de salto en dirección NE-SO activas en Mallorca y en la plataforma marina entre Mallorca e Ibiza. Aquí mostramos que este sistema de fallas atraviesa la Isla de Ibiza, cortando y plegando sedimentos aluviales y eólicos del Pleistoceno, favoreciendo el desarrollo de depocentros sedimentarios de esta edad, después de un hiato deposicional desde el Mioceno Medio. Estas fallas reactivan fallas inversas y de salto en dirección NE-SO dextras del Mioceno Inferior y Medio. La actividad de estas fallas, como la falla de Es Vedrá, sugiere que la zona transcurrente del SE de las Béticas se está propagando hacia el NE a través de la reactivación de fallas anteriores formadas en relación con el desgarre y delaminación de la losa subducida de las Béticas-Rif, en un estadio temprano bajo el Promontorio Balear en el Mioceno Medio.

Palabras clave: fallas activas, Ibiza, falla de Es Vedrá.

Introduction

Active faulting in Ibiza has never been described. Seismicity is scarce across the Balearic Promontory (Fig. 1) and GPS derived movement indicates NW-directed velocities of approximately 1 mm towards stable Eurasia (Sánchez-Alzola *et al.*, 2014). However, recent faulting occurs, along the Sencelles sinistral strike-slip fault in Mallorca (Silva *et al.* 2000; 2001; Mas *et al.*, 2014) and its continuation offshore in the Mallorca Central Depression (Maillard *et al.*, 2022). Furthermore, recent shortening structures also occur offshore between Alicante and Ibiza (Maillard and Mauffret, 2013). Here we present new preliminary data of active strike-slip faulting in Ibiza and its relation with the deposition and deformation of Pleistocene alluvial fans and aeolian sediments after a long period of sedimentary quiescence in the Island. Furthermore, we identify previously undescribed strike-slip and extensional faults cutting the Ibiza Foreland Thrust Belt (FTB). Finally, we provide a new interpretation for the Miocene to Present tectonic evolution of Ibiza and its relation with surrounding structures.

Geological setting

The Balearic promontory (Fig. 1) is interpreted as part of the external Foreland Thrust Belt of the Betics. However, it is surrounded by deep sedimentary basins, with oceanic crust in the Algero-Balearic basin to

the Southeast, being isolated from its corresponding metamorphic hinterland. This tectonic setting was reached after Middle Miocene extensional collapse of the FTB structure and the coeval opening of the Algero-Balearic basin (Moragues *et al.*, 2021; Haidar *et al.*, 2022). A process that drove the Mallorca hinterland, formed by the Alboran domain, towards the WSW to its present position as part of the Internal Betics. The main deformation event described in Ibiza is related to Early to Middle Miocene thrusting and the development of an FTB structure, which inverted a previous Oligocene to Early Miocene extended continental domain (Etheve *et al.*, 2016). The sedimentary sequence in Ibiza comprises mostly a Late Triassic to Cretaceous Mesozoic sequence, characterized by relatively shallow facies similar to the Prebetic (De Neira and Gil-Gil, 2013). Followed, after a sedimentary hiatus, by Oligocene to Langhian marine sedimentation (Etheve *et al.*, 2016). These two sedimentary sequences are covered unconformably by Pleistocene alluvial fans and aeolian sediments, mostly of Middle to Upper Pleistocene age (El Valle *et al.*, 2021). Serravallian to Pliocene sediments in Ibiza are mostly missing with only very minor outcrops along the shore and a thin sequence offshore, locally cut by high-angle faults between the Formentera basin and the Emile Baudot escarpment (Etheve *et al.*, 2016).

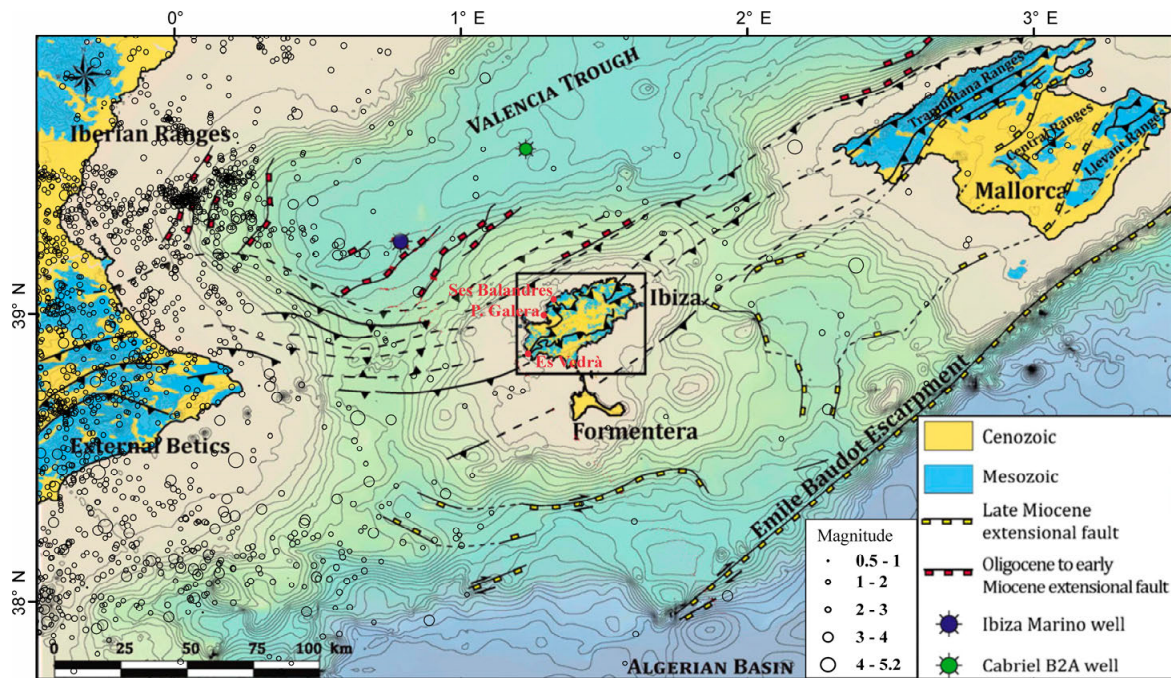


Fig. 1.- Location map (modified from Etheve et al., 2016). IGN earthquake catalogue since 1900 and location of described faults in Figure 2 are shown.

Fig. 1.- Mapa de Situación (modificado de Etheve et al., 2016). Se muestran los terremotos del catálogo del IGN desde 1900 y las localidades de las fallas descritas en la Figura 2

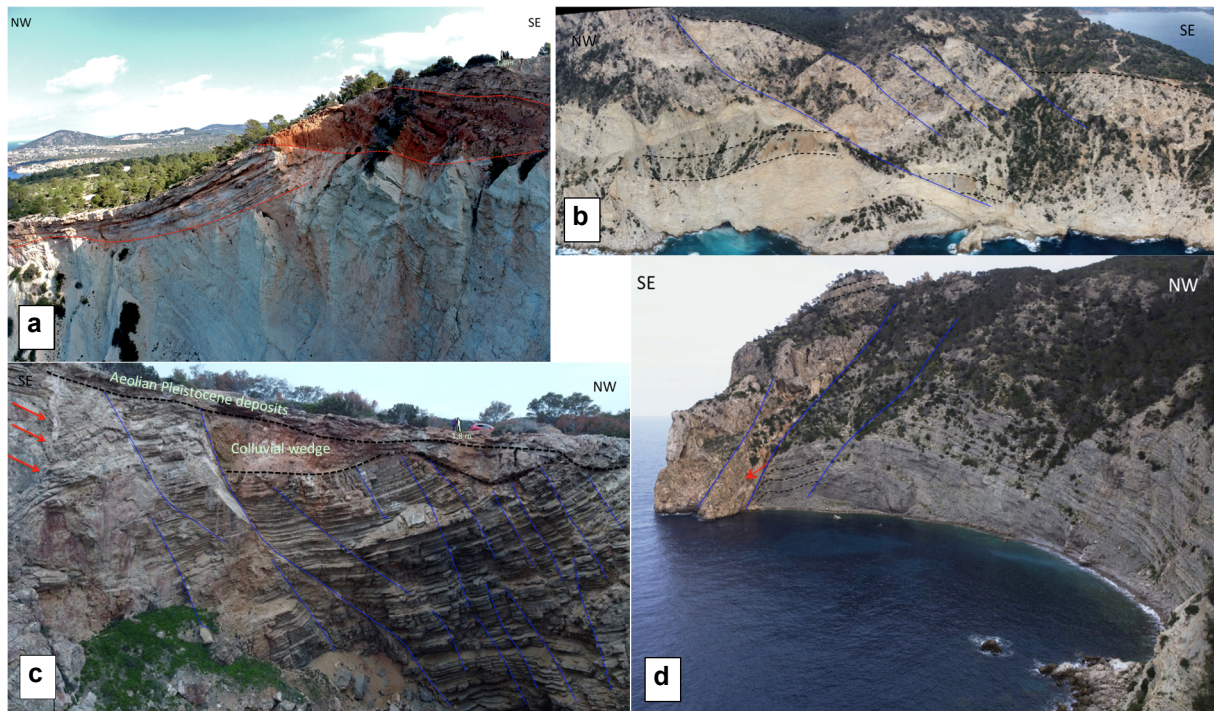


Fig. 2.-Structures affecting Pleistocene Aeolian deposits and underlying alluvial sediments. a y b, Folded and faulted Middle Pleistocene aeolianites and underlying alluvial sediments. c, Normal faults in Punta Galera. d, Strike-slip faults in Ses Banadres.
 Fig. 2.-Sedimentos aluviales y aerolitas pleistocenas afectadas por estructuras tectónicas. a y b, Sedimentos aluviales y aerolitas pleistocenas plegadas y falladas. c, Fallas normales en Punta Galera. d, Fallas de salto en dirección en Ses Banadres

Results

After a preliminary structural study of Ibiza, we find several previously undescribed structures. First, we identify two extensional fault system producing NE-SW and NW-SE directed extension that thin the Middle Miocene FTB structure (Fig. 3). These faults include

subvertical oblique NE-SW trending strike-slip fault segments, both dextral and sinistral. Second, we observe folded and faulted Middle Pleistocene aeolianites and underlying alluvial sediments in several outcrops of Ibiza. The most striking occurs in Punta Galera, Ses Banadres and the cape pointing to the Es Vedrá islet (Fig. 2). On the southwestern sector of Ibiza,

a high-angle reverse-sinistral fault (Es Vedrá fault), bounding Cretaceous limestones over Oligocene to Early Miocene conglomerate to marl sequence, also cuts Middle Pleistocene aeolianites, travertines and alluvial sediments. The Middle Pleistocene sequence is folded and uplifted at two different levels in the footwall of the fault system. Travertines and breccias of the upper terrace level are also cut by small fault segments with clastic dikes, probably of co-seismic origin.

Other Pleistocene aeolian deposits are cut by vertical fault segments in the western and northwestern areas of Ibiza (Punta Galera and Ses Banadres, Fig. 2). The San Carlos depression, filled with Pleistocene alluvial sediments is bounded by a strike-slip fault along its northern border, cropping out nearby the Aigües Blanques beach.

Discussion

The new data we present complements to the tectonic evolution of Ibiza by adding two orthogonal extensional systems that worked after the main Early to Middle Miocene FTB development in the region. Although, we have not identified related sedimentary depocenters, maybe indicating this extension occurred under generalized emersion of the area, followed by later erosional denudation, as described Mallorca for the time (Moragues *et al.*, 2021). Sedimentation in the Island was renewed during the Quaternary with the development of small continental basins with alluvial and aeolian deposits along the coast and within the interior of the Island (el Valle *et al.*, 2021). This process is probably related to the recent activity of strike-slip faults, like the Es Vedrá fault, which partly replay previous NE-SW oriented strike-slip and reverse faults. Pleistocene sediments are locally cut and folded in relation to this active faulting that also has contributed to the present landscape of the Island.

Post FTB extensional faulting in Ibiza is probably related to the initial stages of the Betic-Rif slab tearing or detachment under Mallorca in the Middle Miocene (Moragues *et al.*, 2021), a mechanism that propagated under the Eastern Betics in the late Miocene (e.g. Mancilla *et al.*, 2015). Meanwhile, the Pleistocene to Present activity of sinistral NE-SW trending strike-slip faults across the Balearic Promontory probably represents the NE propagation of the southeastern Betics shear zone during the Quaternary.

Aknowledgements

This work is financed by the following funds: European Regional Development Fund (ERDF) through the project "RISKCOAST" (SOE3/P4/E0868) of the Interreg SUDOE Programme; the "Ramón y Cajal" Programme (RYC-2017-23335) of the Spanish Ministry of Science; the project "MORPHOMED" (PID2019-107138RB-I00) funded by MCIN / SRA (State Research Agency / 10.13039/501100011033); and FEDER/Junta de Andalucía-Consejería de Transformación Económica, Industria, Conocimiento y Universidades/Projects (B-RNM-305-UGR18, A-RNM-508-UGR20 and P18-RT-3632).

References

- De Neira, J. A. D., & Gil-Gil, J. (2013). Ascription of the island of Ibiza to the Prebetic of Alicante (Betic Range, Spain) after correlation of Lower Cretaceous sedimentary successions. *Cretaceous Research*, 41, 194-209.
- El Valle, L., Pomar, F., Fornós, J. J., Gelabert, B., & Timar-Gabor, A., 2021. Processes and evolution of the Pleistocene coastal sedimentary succession of Es Codolar (Southern Eivissa, Balearic Islands, Western Mediterranean): insights from soft-sediment deformation structures. *Environmental Earth Sciences*, 80(22), 1-18.
- Etheve, N., de Lamotte, D. F., Mohn, G., Martos, R., Roca, E., & Blanpied, C., 2016. Extensional vs contractional Cenozoic deformation in Ibiza (Balearic Promontory, Spain): Integration in the West Mediterranean back-arc setting. *Tectonophysics*, 682, 35-55.
- Haidar, S., Déverchère, J., Graindorge, D., Arab, M., Medaouri, M., Klingelhoefer, F. 2022. Back-Arc dynamics controlled by slab rollback and tearing: A reappraisal of seafloor spreading and kinematic evolution of the eastern Algero-Balearic Basin (Western Mediterranean) in the Middle-Late Miocene. *Tectonics*, 41 (2), art. no. e2021TC006877.
- Maillard, A., & Mauffret, A. (2013). Structure and present-day compression in the offshore area between Alicante and Ibiza Island (Eastern Iberian Margin). *Tectonophysics*, 591, 116-130.
- Maillard, A., Raad, F., Chanier, F., Heida, H., Lofi, J., Mas, G., & Garcia-Castellanos, D., 2022. Plio-Quaternary strike-slip tectonics in the Central Mallorca Depression, Balearic Promontory: Land-sea correlation. *Tectonophysics*, 829, 229295.
- Mancilla, F. de L., Booth-Rea, G., Stich, D., Pérez-Peña, J.V., Morales, J., Azañón, J.M., Martín, R., Giaconia, F., 2015. Slab rupture and delamination under the Betics and Rif constrained from receiver functions. *Tectonophysics*, 663, 225-237.
- Mas, G., B. Gelabert, and J. J. Fornós., 2014. Evidencias de desplazamiento direccional de la falla de Sencelles (Mallorca, Islas Baleares). *Segunda reunión Ibérica sobre fallas activas y paleosismología*, 47.
- Moragues, L., Ruano, P., Azañón, J.M., Garrido, C.J., Hidas, K., Booth Rea, G. 2021. two Cenozoic extensional phases in Mallorca and their bearing on the geodynamic evolution of the Western Mediterranean. *Tectonics*, 40 (11), art. no. e2021TC006868.
- Sánchez-Alzola, A., Sánchez, C., Giménez, J., Alfaro, P., Gelabert, B., Borque, M. J., & Gil, A. J. (2014). Crustal velocity and strain rate fields in the Balearic Islands based on continuous GPS time series from the XGAIB network (2010–2013). *Journal of geodynamics*, 82, 78-86.
- Silva, P.G., Roquero, E., Bardají, T., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Giner, J.L. y Perucha M.A., 2000. Geochronology of the Sencellas fault scarp and its relationships with the AD 1851 Mallorca Earthquake (Balearic Islands, Spain). IX Congreso Geológico de España. In *Geotemas* 16 (1), 653-656.



REVELANDO LA GEOMETRÍA EN PROFUNDIDAD DE LAS FALLAS ACTIVAS QUE LIMITAN EL VALLE DEL GUADALENTÍN MEDIANTE SÍSMICA DE REFLEXIÓN DE ALTA RESOLUCIÓN: RESULTADOS PRELIMINARES

Revealing the depth geometry of the active faults bounding the Guadalentín Valley through high-resolution seismic reflection: preliminary results

H. Perea^{1,2}, P. Herrero-Barbero¹, J. Molins-Vigatà^{1,4}, J. Alcalde³, J.A. Álvarez Gómez¹, M. Berrío Lopez Llamosas¹, R. Carbonell³, Y. de Pro Díaz¹, D. Dufour⁴, J. García-Mayordomo⁵, J.L. Granja Bruña¹, J.M. Insua-Arévalo¹, D. Martí³, R. Martín-Banda⁵, E. Masana⁴, M. Ollé⁴, E. Pascual Sánchez¹, J.J. Portela⁶, J.S. Rivera Rivera⁶, J.L. Sánchez Roldán¹, A. Staller⁶, S. Rameez⁴

¹ Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, Spain. hperea01@ucm.es

² Institut de Ciències del Mar, CSIC, 08003 Barcelona, Spain. h.perea@icm.csic.es

³ Geociencias Barcelona (GEO3BCN), CSIC, 08028 Barcelona, Spain

⁴ RISKMAT, GEOMODELS, Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona, 08028 Barcelona, Spain

⁵ Instituto Geológico y Minero de España, CSIC, 28760 Tres Cantos, Spain

⁶ ETSI Topografía, Geodesia y Cartografía, Universidad Politécnica de Madrid, 28031 Madrid, Spain

Resumen: Para producir evaluaciones del peligro sísmico actualizadas al estado del arte actual, es esencial caracterizar las fallas activas de una región en términos de geometría, interrelación y estado sismotectónico. La depresión del Guadalentín es la principal cuenca cuaternaria dentro de la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales, la cual corresponde a un corredor tectónico con dirección NE-SW delimitado por las fallas de Carrascoy, Alhama de Murcia y Palomares, de norte a sur. Aunque varios estudios de tectónica activa y paleosismología se han centrado en estas fallas, su geometría en profundidad es bastante incierta. Para revelar la estructura profunda, la geometría y el historial de deformación desde el Neógeno superior de estas fallas, hemos llevado a cabo un estudio de sísmica de reflexión de alta resolución. Los perfiles sísmicos adquiridos permitirán mejorar nuestra comprensión de la geometría profunda de las fallas activas conocidas (hasta 2 km de profundidad), así como identificar posibles ramas ciegas, y ayudarán a reducir las incertidumbres en los cálculos de peligrosidad sísmica.

Palabras clave: Fallas activas, sísmica de reflexión, geometría profunda de fallas, Zona de Cizalla de las Béticas Orientales.

Abstract: To produce seismic hazard assessments to the current state-of-the-art, it is essential to characterize the active faults in terms of geometry, interrelation and seismotectonic status. The Guadalentín Depression is the main basin within the Eastern Betic Shear Zone, which corresponds to a NE-SW tectonic corridor bounded by the Carrascoy, Alhama de Murcia and Palomares faults, from north to south. Although a number of active tectonics and paleoseismological studies have been carried out in these faults, almost nothing is known about their geometry at depth. To unveil the deep structure, geometry and upper Neogene deformation history of these faults we have carried out a high-resolution seismic reflection survey. The acquired seismic profiles will allow to improve our understanding of the deep geometry of the known active faults (up to 2 km depth), as well as to identify potential buried branches and will help to reduce the uncertainties in seismic hazard assessment.

Key words: Active faults, seismic reflection, fault depth geometry, Eastern Betics Shear Zone.

Introducción

La amenaza sísmica de un territorio está fuertemente controlada por la presencia de fallas activas y su grado de actividad. Para realizar una evaluación moderna de la peligrosidad sísmica es esencial caracterizar de la forma más precisa posible estas fallas, particularmente en términos de su geometría, interrelación y estado sismotectónico.

La deformación actual de la corteza en el sureste de la Península Ibérica está impulsada principalmente por la convergencia NW-SE (4-5 mm/año) entre África e Iberia (Palano *et al.*, 2015). Esta convergencia se acomoda parcialmente sobre una amplia zona de deformación con importante actividad sísmica (Buforn *et al.*, 1995; Stich *et al.*, 2006). Algunas de las principales fallas activas en este área están relacionadas con un gran sistema de fallas, con deslizamiento lateral izquierdo y con geometría sigmoidal, denominado Zona de Cizalla Bética

Oriental (ZCBO) (Sanz de Galdeano, 1990). Este sistema de fallas se extiende a lo largo de más de 450 km desde Alicante hasta el sur de Almería. Dentro de la ZCBO se encuentra la depresión del Guadalentín, una cuenca con dirección NE-SW controlada tectónicamente por las fallas de Carrascoy, Alhama de Murcia y Palomares, de norte a sur (Fig. 1) (Silva *et al.*, 1993). En varias de estas fallas ya se han realizado estudios de paleosismología que han permitido caracterizar los terremotos que estas podrían generar (Ferrater *et al.*, 2017; Martín-Banda *et al.*, 2021). Por el contrario, únicamente se tiene un conocimiento de la geometría en profundidad en el caso de la terminación NE de la falla de Alhama de Murcia (Herrero-Barbero *et al.*, 2020), para el resto de las fallas del sistema se desconoce. Establecer esta geometría es un dato fundamental para poder reducir la incertidumbre en los estudios de peligrosidad sísmica.

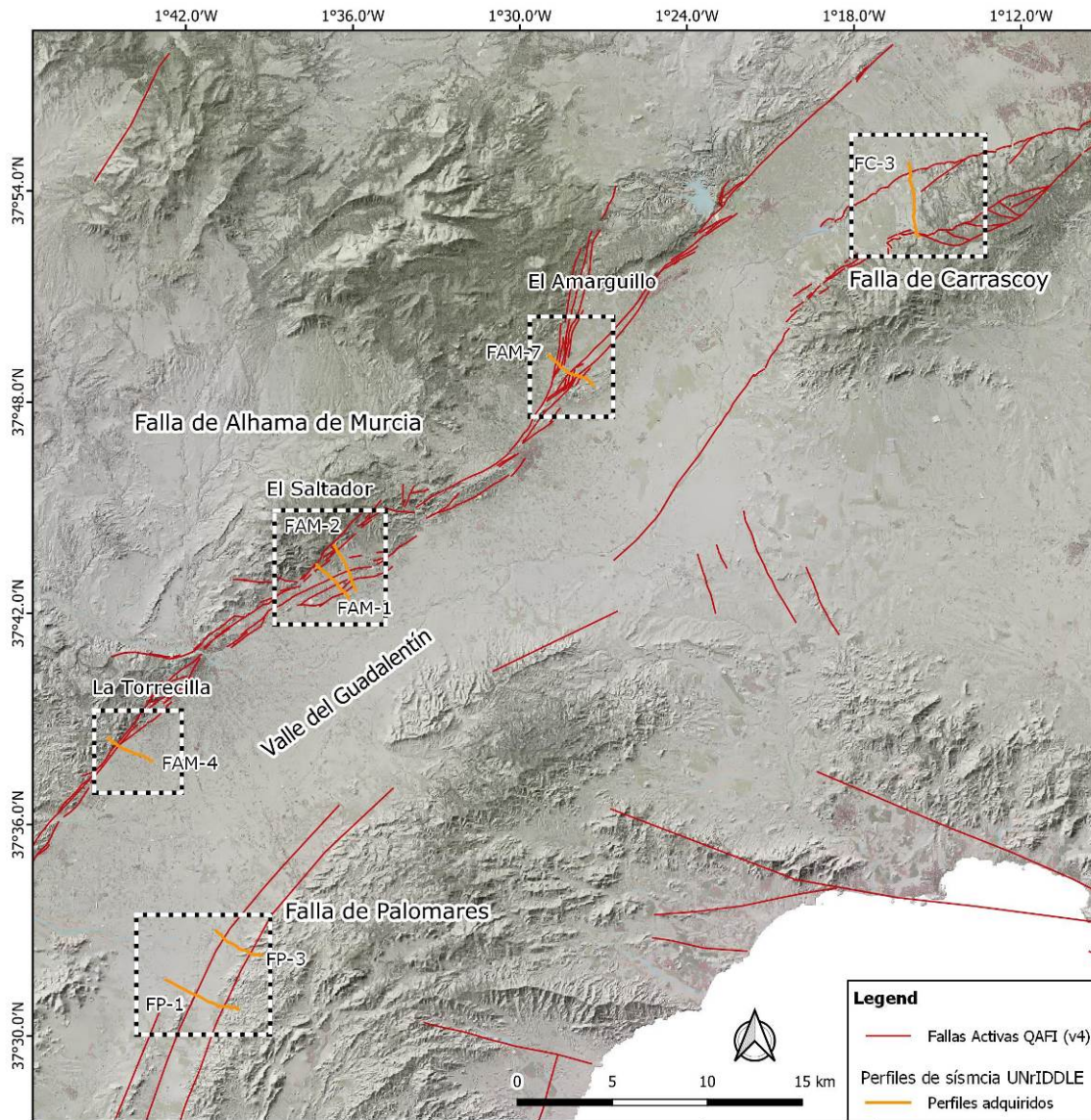


Fig. 1.- Mapa del Valle del Guadalestín con la localización de las fallas activas en la zona (base de datos QAFI v4; IGME, 2022) y de los perfiles de sísmica de alta resolución programados y adquiridos durante la campaña sísmica UNRIDDLE (Tabla 1).
Fig. 1.- Map of the Guadalestín Valley with the localization of the QAFI v4 active faults (IGME, 2022) and of the high-resolution seismic profiles programed and acquired during the UNRIDDLE seismic survey (Table 1).

Con el objetivo de mejorar el conocimiento actual sobre la geometría en profundidad de las diferentes fallas que bordean la depresión del Guadalestín se llevó a cabo una campaña de sísmica de reflexión de alta-resolución en el marco del proyecto UNRIDDLE, realizada en mayo del 2022 en los términos municipales de Lorca, Alhama de Murcia y Murcia (Fig. 1 y Tabla 1).

Metodología y parámetros de adquisición

La adquisición de perfiles de sísmica de reflexión nos permite obtener imágenes de las unidades y estructuras geológicas situadas en profundidad. En este estudio nos hemos focalizado en realizar una exploración de poca profundidad (1-2 km) y buscando una alta resolución espacial, tanto vertical como horizontal.

Como fuente de energía sísmica se utilizó un vehículo vibrador o vibroseis Envirovibe-Minibuggy modelo 290 de 8 toneladas (Fig. 2a). Estos vehículos están equipados con un sistema hidráulico que

permite realizar vibraciones débiles que generan un tren de ondas sísmicas controlado, transmitiendo al terreno una señal continua que contiene un rango de frecuencias determinado. Para obtener un registro de alta resolución, los puntos de vibración estaban separados 5 m y en cada uno de ellos se generaron tres barridos (*sweeps*) de 15 s de duración con un contenido de frecuencias entre 10 a 150 Hz de forma progresiva y con un tiempo de escucha entre barridos de 5 s.

Para el registro de la señal sísmica se utilizaron unidades inalámbricas formadas por un cajetín de registro o UNITE y un geófono conectado al UNITE (Fig. 2b). Durante el experimento distribuimos las unidades de registro cada 10 m a lo largo de los perfiles. Esto implicó el despliegue de entre 100 y 450 unidades de registro al mismo tiempo dependiendo de la longitud del perfil (Tabla 1).

Tanto los puntos de disparo como los sensores de registro se han posicionado de forma redundante mediante el sistema GPS integrado en la instrumentación (camión vibrador y cajetines de

registro) y mediante un GPS diferencial. Con lo cual se ha podido realizar un control de calidad en el posicionamiento obteniendo una precisión centimétrica.

a)



b)



Fig. 2.- Fotografías del vibroseis Envirovibe-Minibuggy modelo 290 de 8 toneladas (a) y de las unidades de registro inalámbricas UNITE (b).

Fig. 2.- Photographs of the vibroseis Envirovibe-Minibuggy model 290 8 ton (a) and of the UNITE wireless recording units (b).

Resultados de la campaña y conclusiones

A lo largo de 20 días de adquisición sísmica se obtuvieron 7 perfiles de sísmica de reflexión de alta resolución (Fig. 1 y Tabla 1). Dos de estos perfiles se localizan atravesando la falla de Palomares (FP1 y FP3). Cruzando la falla de Alhama de Murcia se adquirieron cuatro perfiles, uno en la zona de la Torrecilla (FAM4), dos en la zona de El Saltador (FAM1 y FAM2) y otro en la zona de El Amarguillo (FAM5). Finalmente, se adquirió un perfil a través de la falla de Carrascoy (FC3).

En la Figura 3 se muestra un ejemplo del registro bruto de un disparo a offset completo una vez eliminado el efecto de la fuente sísmica. El registro muestra una buena relación señal/ruido donde se pueden reconocer las primeras llegadas hasta a cada lado del punto de disparo

Los datos adquiridos van a permitir desvelar la estructura profunda (hasta 1 o 2 km), la geometría y la

historia de deformación del Neógeno superior, con énfasis en el Cuaternario superior, de las fallas de Carrascoy, Alhama de Murcia y Palomares.

Zona de falla	Longitud del perfil (m)
Falla de Palomares	
FP1	4088
FP3	2685
Longitud total	10444
Falla de Alhama de Murcia	
FAM1 (El Saltador)	2413
FAM2 (El Saltador)	2623
FAM4 (La Torrecilla)	2525
FAM7	2637
Longitud total	15393
Falla de Carrascoy	
FC3	3901
Longitud total	13681

Tabla 1.- Identificación de los perfiles de sísmica de reflexión de alta resolución adquiridos a través de las diferentes fallas activas estudiadas, indicando su longitud, así como la longitud total de perfiles.

Table 1.- Identification of the high-resolution seismic reflection profiles acquired across the different studied active faults, indicating their length and the total length.

Agradecimientos

Queremos agradecer la colaboración de los ayuntamientos de Lorca, Alhama de Murcia y Murcia, y muy especialmente de Emergencias Lorca que nos facilitó sus instalaciones como base de trabajo. También queremos agradecer el permiso de EARMUR para poder adquirir un perfil en sus terrenos y a Dinamo Instalaciones por su asistencia en los trabajos de campo. Hector Perea es un investigador postdoctoral del programa "Atracción de Talento" en la Universidad Complutense de Madrid financiado por la Comunidad de Madrid (2018-T1/AMB-11039). Paula Herrero y Júlia Molins han estado contratadas por el proyecto UNrIDDLE (2018-T1/AMB-11039). Juan Alcalde ha recibido financiación de las ayudas IJC2018-036074-I financiadas por MCIN/AEI/10.13039/501100011033.

Referencias

- Buform, E., Sanz de Galdeano, C., Udías, A., 1995. Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region. *Tectonophysics*, 248: 247–261.
- Ferrater, M., Ortuño, M., Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Pallàs, R., Perea, H., Baize, S., García-Meléndez, E., Echeverría, A., Rockwell, T., Sharp, W.D., Arrowsmith, R., 2017. Lateral slip rate of Alhama de Murcia fault (SE Iberian Peninsula) based on a morphotectonic analysis: Comparison with paleoseismological data. *Quaternary International*, 451: 87–100.
- Herrero-Barbero, P., Álvarez-Gómez, J.A., Martínez-Díaz, J.J., Klimowitz, J., 2020. Neogene basin inversion and recent slip rate distribution of the northern termination of the Alhama de Murcia Fault (Eastern Betic Shear Zone, SE Spain). *Tectonics*, 39(7), e2019TC005750.

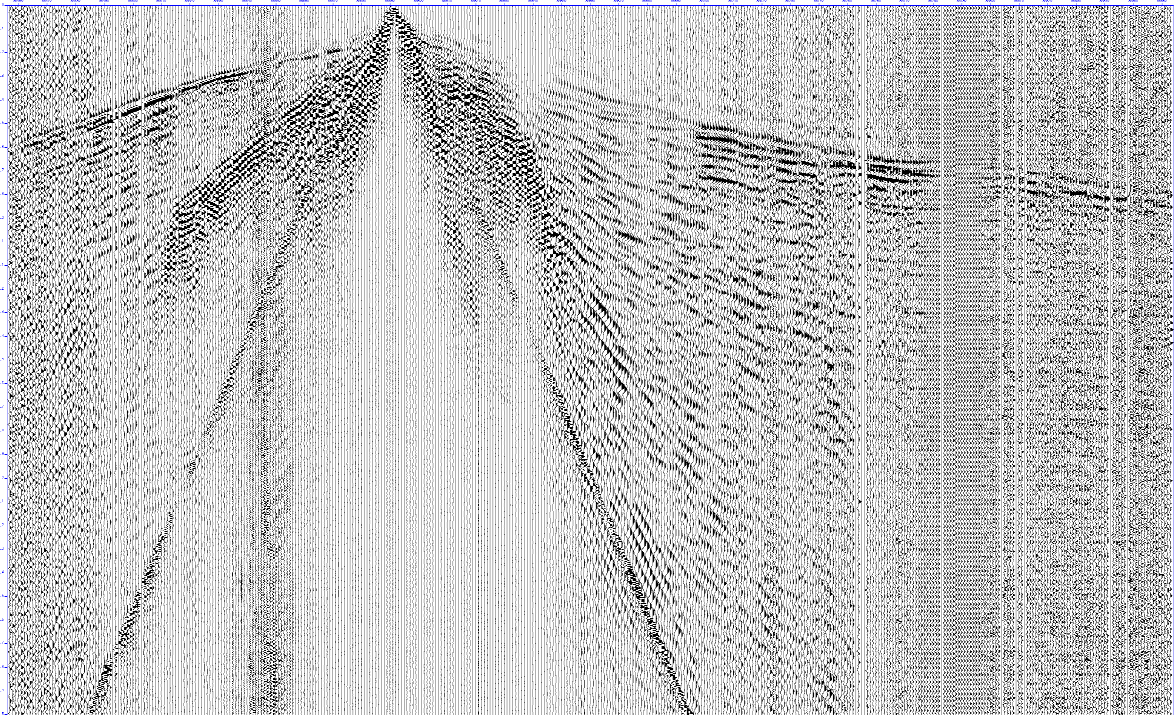


Fig. 3.- Registro sísmico registro bruto de un disparo a offset completo del perfil FP1 (ver Fig. 1 y Tabla 1) una vez eliminado el efecto de la fuente sísmica. El registro se corta a 3 s de tiempo doble.

Fig. 3.- Raw seismic record of a shot at full offset corresponding to profile FP1 (see Fig. 1 and Table 1) once the effect of the seismic source has been removed. The record is cut to 3 s of double time.

IGME (2022) QAFI: Quaternary Active Faults Database of Iberia. Accessed May 2022, from IGME web site: <https://info.igme.es/QAFI>

Martín-Banda, R., Insua-Arévalo, J. M., García-Mayordomo, J., 2021. Slip Rate Variation During the Last ~210 ka on a Slow Fault in a Transpressive Regime: The Carrascoy Fault (Eastern Betic Shear Zone, SE Spain). *Frontiers in Earth Science*, 8: 1–21.

Palano, M., González, P. J., Fernández, J., 2015. The Diffuse Plate boundary of Nubia and Iberia in the Western Mediterranean: Crustal deformation evidence for viscous coupling and fragmented lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 430: 439–447.

Sanz de Galdeano, C. (1990). Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172(1–2): 107–119.

Silva, P.G., Goy, J.L., Somoza, L., Zazo, C., Bardají, T., 1993. Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, southeast Spain. *Tectonophysics*, 224: 289–303.

Stich, D., Serpelloni, E., de Lis Mancilla, F., Morales, J. (2006). Kinematics of the Iberia–Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics*, 426(3–4): 295–317.



SESIÓN 6:

Tectónica activa en el medio marino



CARACTERIZACIÓN DE LA ESTRUCTURA PROFUNDA DEL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL Y SUS IMPLICACIONES PARA EL RIESGO SÍSMICO Y TSUNAMIGÉNICO

Characterization of the deep structure of the westernmost Mediterranean and its implications for seismic and tsunamigenic hazard

L. Gómez de la Peña¹, C.R. Ranero^{1,2}, G. Booth-Rea³, J.M. Azañón³, E. Gràcia¹, F.E. Maesano⁴, R. Basili⁴, F. Romano⁴, M. Volpe⁴

¹ Barcelona-CSI, Instituto de Ciencias del Mar, CSIC, Pg. Marítim de la Barceloneta 37-49, 08003 Barcelona, Spain. lgomez@icm.csic.es, egracia@icm.csic.es

² ICREA, Passeig Lluís Companys 23, 08010, Barcelona, Spain. cranero@icm.csic.es

³ Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Av. de Fuente Nueva, s/n, 18071, Granada, Spain. gbooth@go.ugr.es, jazanon@ugr.es

⁴ Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Via di Vigna Murata, 605, Rome, Italy. francesco.maesano@ingv.it, roberto.basili@ingv.it, fabrizio.romano@ingv.it, manuela.volpe@ingv.it

Resumen: En el Mediterráneo occidental se encuentra el límite de placas entre las placas Eurasia y Nubia. Estas placas tienen una convergencia NO-SE de 4,5 mm/año, que actualmente controla la deformación activa de las cuencas marinas. En la cuenca más occidental, la cuenca de Alborán, el límite de placas tradicionalmente se ha entendido como una zona de deformación difusa en la que no había una estructura principal acomodando la deformación. Sin embargo, el estudio de la estructura profunda de la cuenca con datos de sísmica multicanal revelan que el principal sistema de fallas submarino en esta cuenca, formado por el frente de cabalgamiento del Alboran Ridge y la falla en dirección de Yusuf, acomoda un deslizamiento total superior a la mitad de la convergencia de placas desde el límite Mioceno-Plioceno, cuando comenzaron su actividad. Este resultado contradice el modelo de deformación difusa, y tiene grandes implicaciones para el análisis de riesgo sísmico y tsunamigénico de las zonas costeras.

Palabras clave: estructura de la corteza, fallas activas, sísmica multicanal, potencial sísmico y tsunamigénico, geofísica marina.

Abstract: *The western Mediterranean hosts the plate boundary between the Eurasian and Nubian plates. These plates have a NW-SE convergence of 4.5 mm/year that currently controls the active deformation of the marine basins. In the westernmost basin, the Alboran Basin, the plate boundary has traditionally been understood as a zone of diffuse deformation in which there is no major structure accommodating most of the convergence. However, studies of the deep basin structure with multichannel seismic data reveal that the main submarine fault system in this basin, formed by the Alboran Ridge frontal thrust and the Yusuf strike-slip fault, accommodates at least half of the total plate convergence since the Miocene-Pliocene boundary, when they began their activity. This result challenges the diffuse deformation model, and has major implications for the assessment of the seismic and tsunamigenic hazard in the coastal areas.*

Key words: *crustal structure, active faults, multichannel seismic, seismic and tsunamigenic potential, marine geophysics.*

Introducción

La cuenca de Alborán está situada en el extremo occidental del mar Mediterráneo (Fig. 1). Esta cuenca se formó durante el Mioceno, y, desde el Mioceno tardío, se ha deformado debido a la convergencia de las placas tectónicas Iberia y África. Esta cuenca es una zona sísmicamente activa, a través de la cual pasa el límite de placas entre las placas tectónicas Eurasia y Nubia. Este límite se ha considerado tradicionalmente como una amplia zona de deformación difusa (Buforn *et al.*, 2004; Palano *et al.*, 2015). Sin embargo, esta hipótesis está basada en la distribución de la sismicidad y no en un estudio detallado de la estructura tectónica de la cuenca marina. Debido a la lenta convergencia entre las placas (4,5 mm/año, Nocquet, 2012), el ciclo sísmico puede ser más largo que los registros instrumentales. Por lo tanto, una revisión de la estructura tectónica es necesaria para entender el comportamiento sísmico de la región.

Usando datos modernos de sísmica activa, hemos podido caracterizar por primera vez la estructura profunda de la cuenca (sedimentos pre-Mesinienses y estructura del basamento y de la corteza, Booth-Rea *et al.*, 2018; Gómez de la Peña *et al.*, 2018, 2020,

2021; Gràcia *et al.*, 2019). Estudios previos apoyan que la sismicidad ocurre en profundidades corticales (Grevemeyer *et al.*, 2015; Gómez de la Peña *et al.*, 2020). Por ello, conocer y entender la estructura cortical del mar de Alborán no es sólo fundamental para entender su formación y evolución, sino también para caracterizar los sistemas de fallas activas y revelar su potencial sísmogénico y tsunamigénico (p.ej., Gómez de la Peña *et al.*, 2022). Las primeras campañas de sísmica que se hicieron en esta cuenca (campaña Conrad, 1988; Watts *et al.*, 1993), no permitieron caracterizar la estructura profunda debido a las limitaciones de la imagen sísmica (Fig. 2a). Por este motivo, los datos modernos adquiridos en la cuenca de Alborán son clave para caracterizar la estructura de la corteza, la geometría de las fallas en profundidad, y caracterizar en detalle los parámetros sísmicos de los principales sistemas de fallas activas (Fig. 2a-b).

Nuestro estudio se centra en caracterizar dos de los principales sistemas de fallas activas en la cuenca de Alborán, el frente de cabalgamiento del Alborán Ridge (ARFS) y el sistema de falla en dirección Yusuf (YFS) (Fig. 1), y en hacer una primera estimación de su potencial sísmico y tsunamigénico.

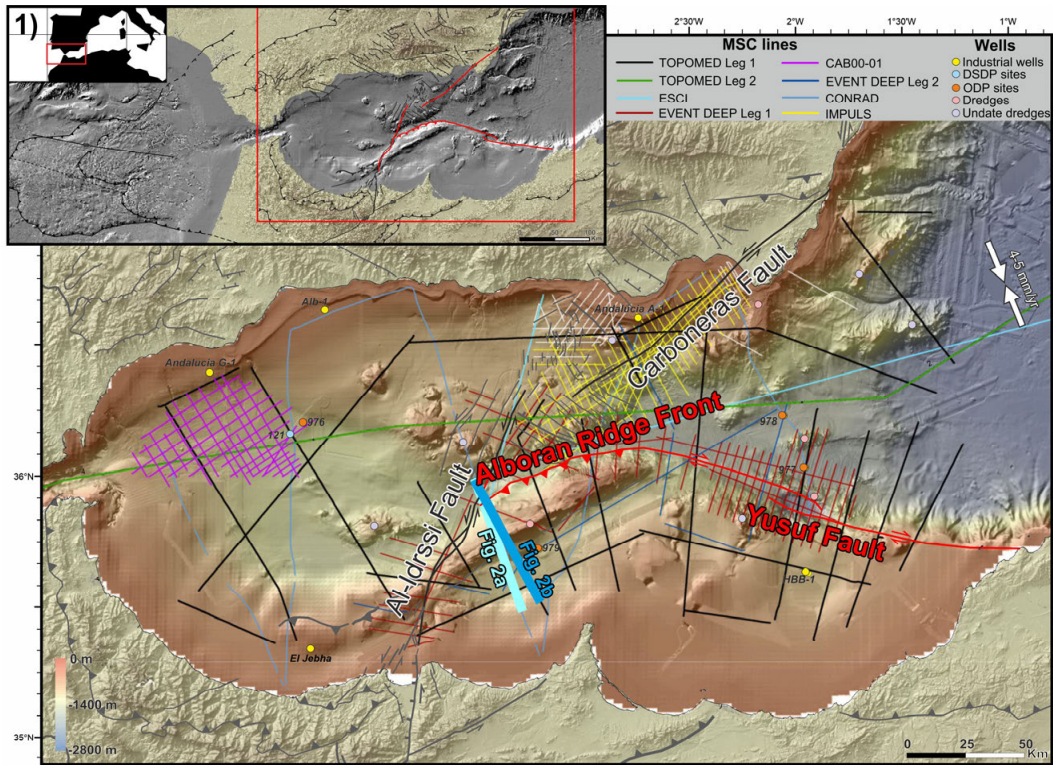


Fig. 1.- Mapa batimétrico del Mediterráneo occidental (mar de Alborán) (modificado de Gómez de la Peña *et al.*, 2021). Se muestran los perfiles de sismica multicanal adquiridos en esta zona, así como los sondeos y la estructura tectónica (ver leyenda para detalles). Los principales sistemas de fallas activos objeto de estudio de esta contribución se muestran en rojo.

Fig. 1.- Bathymetric map of the western Mediterranean (Alboran Sea) (modified from Gómez de la Peña *et al.*, 2021). Multichannel seismic profiles acquired in this area are shown, as well as wells and tectonic structure (see legend for details). The main active fault systems under study in this contribution are shown in red.

Metodología

Los perfiles sísmicos de las distintas campañas han sido procesados usando el software Globe Claritas en un sistema de computación de alto rendimiento (HPC). El flujo de procesado ha sido diseñado para obtener una buena imagen tanto de los sedimentos como del basamento y de la corteza inferior. Los pasos principales del flujo de procesado han sido: 1) definición de la geometría real, recuperación de la amplitud, deconvolución, eliminación del múltiple, corrección del *Normal Move Out* (NMO) basado en el análisis de semejanza de velocidades, stack, migración y filtro (véase Gómez de la Peña *et al.*, 2018 *Supporting Information* para más detalles). Además, realizamos una Migración en Profundidad *Pre-Stack* (PSDM) de varios perfiles, utilizando el software "Echos GeoDepth" (ver Gómez de la Peña *et al.*, 2022b, para más detalles). Esta imagen en profundidad nos permite ver la geometría real de las estructuras, y aplicar métodos cuantitativos de geología estructural.

Con estas imágenes, hemos revisado la interpretación de los principales sistemas de fallas activos de la cuenca. Con la información de la geometría de las fallas, hemos hecho una primera aproximación de su potencial tsunamigénico. Para estimar el potencial tsunamigénico de cada falla, seguimos un flujo de trabajo de dos pasos: En primer lugar, analizamos las fallas de la zona y generamos modelos 3D de los planos de falla. Nuestra densa malla de datos sísmicos nos permite analizar, por primera vez en la zona, la geometría realista de las principales fallas a escala cortical (ver Fig. 2).

A partir de estos datos, estimamos el deslizamiento total acomodado por las estructuras tectónicas más prominentes en el área. La deformación de los estratos nos permite cuantificar el deslizamiento en las fallas principales (ARFS, YFS, Fig. 1, 2a), utilizando métodos de modelado directo (FbFor software, Connors *et al.*, 2021) y métodos de balance de área (Epard y Groshong, 1993).

En segundo lugar, calculamos los posibles escenarios de tsunami para cada sistema de fallas, utilizando nuestros modelos de fallas en 3D y su versión simplificada en plano rectangular, todo ello junto con sus estimaciones de parámetros sísmicos asociados. Las simulaciones de tsunami se realizaron utilizando el código no lineal de aguas someras Tsunami-HySEA, optimizado para GPU, desarrollado por el Grupo EDANYA de la Universidad de Málaga, España (de la Asunción *et al.*, 2013).

Resultados y discusión

Las imágenes sísmicas permiten medir la deformación tectónica (Fig. 2, ARFS), y en conjunto muestran que el deslizamiento total estimado acomodado por el sistema de fallas Alborán Ridge-Yusuf es más del 50% del valor estimado de convergencia de la placa desde el Mesiniense (~24 km). Por lo tanto, el deslizamiento acumulado en este sistema de fallas probablemente está acomodando la mayor parte de la convergencia entre las placas Iberia-África durante el Plio-Cuaternario. Este resultado implica que la reorganización contractiva de la cuenca de Alborán se centra en unas pocas estructuras de primer orden que actúan como límites litosféricos, en lugar de ser generalizada y difusa a lo largo de toda la cuenca.

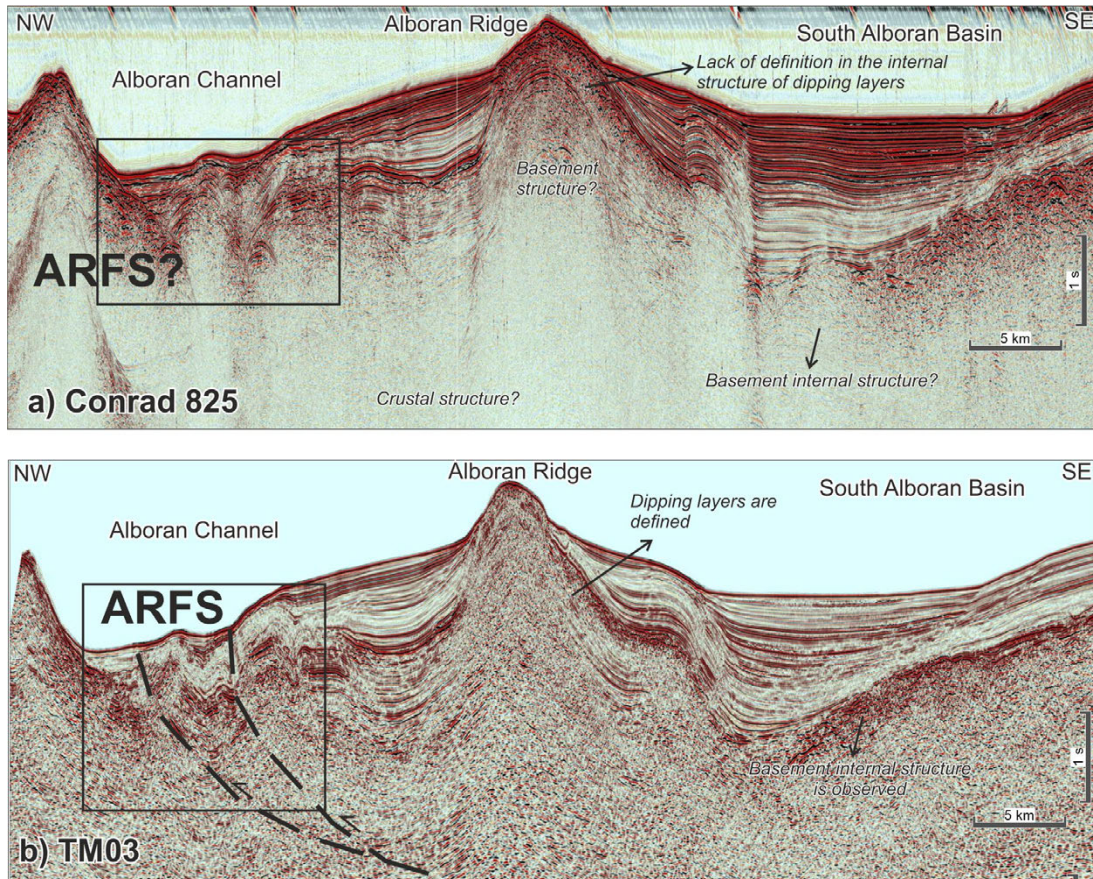


Fig. 2.- Comparación de la imagen del frente de cabalgamiento del Alboran Ridge (ARFS) en un perfil de sísmica multicanal adquirida y procesada en 1988 (a, Conrad) con un perfil multicanal adquirido en 2011 y procesado con metodologías modernas (b, TOPOMED) (localización en Figura 1). Se puede apreciar como la estructura está mejor definida en el perfil más moderno, sobre todo en zonas complejas afectadas por procesos de deformación (zona recuadrada, estructura interna del Alto de Alborán), donde las imágenes nuevas permiten medir el salto de falla. **Fig. 2.-** Comparison of the image of the Alboran Ridge Front Fault (ARFS) in a multichannel seismic profile acquired and processed in 1988 (a, Conrad) with a multichannel profile acquired in 2011 and processed with modern methods (b, TOPOMED) (location in Figure 1). It can be seen how the structure is better defined in the more modern profile, especially in complex areas affected by deformation processes (NW area, internal structure of the Alboran Ridge), where the modern images allow measuring the fault slip.

Además, estos resultados tienen implicaciones para la evaluación del riesgo sísmico y tsunamigénico. Utilizando el conjunto de datos más completo hasta la fecha (Fig. 1), hemos realizado una primera valoración del potencial sismogénico y tsunamigénico de los principales sistemas de fallas submarinos (Carboneras, Al-Idrissi, Yusuf y el frente del Alboran Ridge, Fig. 1). Nuestras simulaciones muestran que el potencial sismogénico y tsunamigénico de las estructuras offshore de la cuenca de Alborán puede estar infravalorado, por lo que es necesario mejorar la caracterización de la peligrosidad asociada a estos grandes sistemas de fallas activos (Fig. 3, Gómez de la Peña *et al.*, 2022a). En el caso del cabalgamiento frontal del Alboran Ridge (ARFS, Fig. 2), los modelos de tsunami resuelven una altura de ola superior a 3 m en el sur de España y costa norte de África, sin tener en cuenta efectos de amplificación costera ni efectos locales (Fig. 3, Gómez de la Peña *et al.*, 2022a).

Además de hacer una primera aproximación del potencial tsunamigénico de estas estructuras, hemos comparado distintas geometrías del plano de falla para comprobar cómo influye en la modelización del tsunami. Estas geometrías van desde la aproximación más sencilla (asumir que el plano de falla es una superficie con buzamiento constante y sin cambios de dirección) hasta modelos más complejos donde se aproxima la geometría del plano de falla a la

observada y los parámetros de falla y de la ruptura son variables a lo largo del plano (Fig. 3a-b).

Comparando el tsunami obtenido con los modelos complejos y la aproximación rectangular, observamos sistemáticamente distintos patrones de propagación de la ola (Fig. 3, p. ej., Serra *et al.*, 2021). Así, nuestros resultados muestran la importancia de la caracterización de las fallas para mejorar la definición del potencial tsunamigénico de los sistemas de fallas de la cuenca de Alborán, proporcionando un ejemplo para la aplicación de este flujo de trabajo en otras zonas.

Conclusiones

El sistema de fallas formado por el frente de cabalgamiento de Alborán y la falla en dirección de Yusuf (Fig. 1, 2b) es un sistema de fallas activo que está absorbiendo la mayor parte de la convergencia de placas desde el Plioceno inferior.

Los modelos de tsunamis realizados teniendo en cuenta la geometría real de las fallas demuestran que estos sistemas de fallas submarinos tienen un potencial sísmico y tsunamigénico asociado (Fig. 3).

Es necesario completar la caracterización del riesgo y la peligrosidad sísmica asociada a las fallas marinas en esta zona, e incluir los resultados en los mapas de riesgo de la Península Ibérica y del Norte de África.

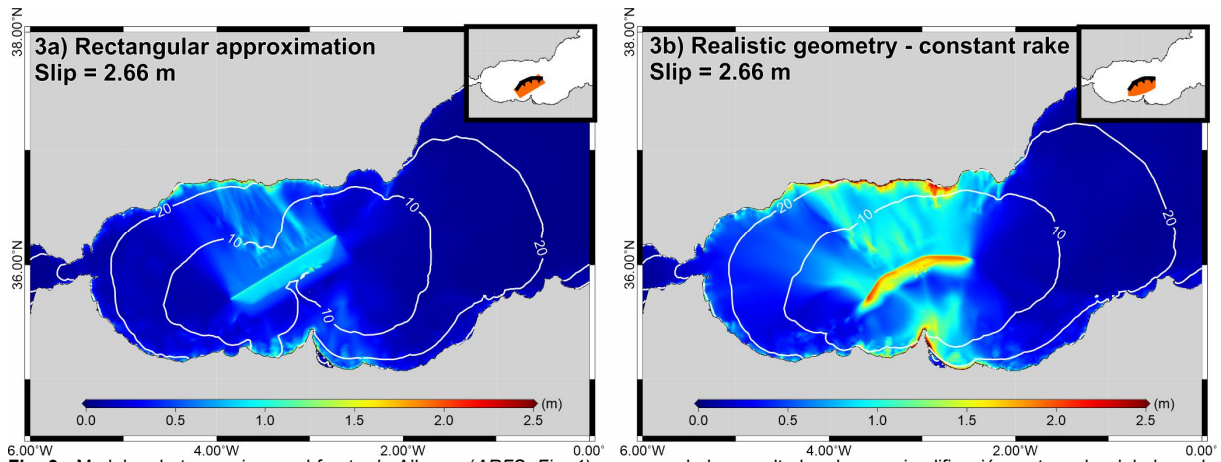


Fig. 3.- Modelos de tsunami para el frente de Alboran (ARFS, Fig. 1) comparando los resultados de una simplificación rectangular del plano de falla (a) con la geometría realista (b). Se ve cómo la geometría de falla determina la altura del tsunami así como su distribución.

Fig. 3.- Tsunami models for the Alboran Ridge Front Fault (ARFS, Fig. 1), showing the differences between the rectangular approximation (a) and the realistic geometry of the fault plane (b). It is observed the importance in the fault plane characterization to determine the wave amplitude and distribution.

Agradecimientos

L.G.P. tiene un contrato postdoctoral "Juan de la Cierva – Incorporación" del Ministerio de Ciencia e Innovación (IJC2020-042640-I). Este trabajo cuenta con el apoyo del Clúster de Excelencia "The Future Ocean" (Iniciativa de Excelencia de la Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG)), se ha realizado en colaboración con el Grup de Recerca Consolidat de la Generalitat de Catalunya "Barcelona Center for Subsurface Imaging" (2017 SGR 1662), y se beneficia de la acreditación del ICM "Centro de Excelencia Severo Ochoa" (CEX2019-000928-S).

Referencias

- Booth-Rea, G., Ranero, C.R., Grevemeyer, I., 2018. The Alboran volcanic-arc modulated the Messinian faunal exchange and salinity crisis. *Scientific Reports*, 8(1), 1–14. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-31307-7>
- Buform, E., Bezzeghoud, M., Udías, A., Pro, C., 2004. Seismic Sources on the Iberia-African Plate Boundary and their Tectonic Implications. *Pure and Applied Geophysics*, 161(3): 623–646. <https://doi.org/10.1007/s00024-003-2466-1>
- Connors, C.D., Hughes, A.N., Ball, S.M., 2021. Forward kinematic modeling of fault-bend folding. *Journal of Structural Geology*, 143: 104252. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104252>
- de la Asunción, M., Castro, M.J., Fernández-Nieto, E.D., Mantas, J.M., Acosta, S.O., González-Vida, J.M., 2013. Efficient GPU implementation of a two waves TVD-WAF method for the two-dimensional one layer shallow water system on structured meshes. *Computers and Fluids*, 80(1): 441–452. <https://doi.org/10.1016/j.compfluid.2012.01.012>
- Epard, J., Groshong, J., 1993. Excess area and depth to detachment. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77(8): 1291–1302.
- Gómez de la Peña, L., Ranero, C.R., Gràcia, E., 2018. The Crustal Domains of the Alboran Basin (Western Mediterranean). *Tectonics*, 37(10): 3352–3377. <https://doi.org/10.1029/2017TC004946>
- Gómez de la Peña, L.G., Grevemeyer, I., Kopp, H., Díaz, J., Gallart, J., Booth-Rea, G., Gràcia, E., Ranero, C.R., 2020. The Lithospheric Structure of the Gibraltar Arc System From Wide-Angle Seismic Data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(9). <https://doi.org/10.1029/2020jb019854>
- Gómez de la Peña, L., Ranero, C.R., Gràcia, E., Booth-Rea, G., 2021. The evolution of the westernmost Mediterranean basins. *Earth-Science Reviews*, 214 pags. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103445>
- Gómez de la Peña, L., Gràcia, E., Maesano, F.E., Basili, R., Kopp, H., Sánchez-Serra, C., Scala, A., Romano, F., Volpe, M., Piatanesi, A., Ranero, C.R., 2022a. A first appraisal of the seismogenic and tsunamigenic potential of the largest fault systems in the westernmost Mediterranean. *Marine Geology*, 445(February). <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2022.106749>
- Gómez de la Peña, L., Ranero, C.R., Gràcia, E., Booth-Rea, G., Azañón, J.M., Tinivella, U., Yelles-Chaouche, A. Evidence for a developing plate boundary in the western Mediterranean. *Accepted in Nature Communications* (2022b).
- Gràcia, E., Grevemeyer, I., Bartolomé, R., Perea, H., Martínez-Loriente, S., Gómez de la Peña, L., Villaseñor, A., Klinger, Y., Lo Iacono, C., Diez, S., Calahorrano, A., Camafort, M., Costa, S., d'Acremont, E., Rabaute, A., Ranero, C.R., 2019. Earthquake crisis unveils the growth of an incipient continental fault system. *Nature Communications*, 10(1): 1–12. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-11064-5>
- Grevemeyer, I., Gràcia, E., Villaseñor, A., Leuchters, W., Watts, A.B., 2015. Seismicity and active tectonics in the Alboran Sea, Western Mediterranean: Constraints from an offshore-onshore seismological network and swath bathymetry data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120: 767–787. <https://doi.org/10.1002/2015JB012352>. Received
- Nocquet, J.-M., 2012. Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics*, 579: 220–242. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.03.037>
- Palano, M., González, P.J., Fernández, J., 2015. The Diffuse Plate boundary of Nubia and Iberia in the Western Mediterranean: Crustal deformation evidence for viscous coupling and fragmented lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 430: 439–447. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.08.040>
- Serra, C.S., Martínez-Loriente, S., Gràcia, E., Urgeles, R., Gómez de la Peña, L., Maesano, F.E., Basili, R., Volpe, M., Romano, F., Scala, A., Piatanesi, A., Lorito, S., 2021. Sensitivity of Tsunami Scenarios to Complex Fault Geometry and Heterogeneous Slip Distribution: Case-Studies for SW Iberia and NW Morocco. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(10): 1–19. <https://doi.org/10.1029/2021JB022127>
- Watts, A.B., Platt, J.P., Buhl, P., 1993. Tectonic evolution of the Alboran Sea basin. *Basin Research*, 5: 153–177.



CHARACTERIZATION OF THE NORTH-SOUTH FAULT SYSTEM IN THE ALBORAN SEA USING HIGH-RESOLUTION GEOPHYSICAL DATA: THE INITIATION OF A TRANSTENSIONAL FAULT SYSTEM

Caracterización del sistema de fallas Norte-Sur en el mar de Alborán mediante datos geofísicos de alta-resolución: el inicio de un sistema de fallas transtensional.

A. Canari^{1,2}, H. Perea^{3,1}, S. Martínez-Loriente¹, J. Llopart¹, D. Fernández-Blanco¹, E. Gràcia¹

¹ Barcelona-CSI, Dpt. Geociències Marines, Institut de Ciències del Mar-CISC, Psg. Marítim de la Barceloneta, 37-49. 08003 Barcelona, Spain. acanari@icm.csic.es, smartinez@icm.csic.es, llopart@icm.csic.es, dfernandez@icm.csic.es, egracia@icm.csic.es

² Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona, 08028 Barcelona, Spain. acanari@icm.csic.es

³ Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, Spain. hperea01@ucm.es

Abstract: A key element in assessing the hazards associated with moderate to high seismic activity is the growth and connections of fault segments. The Alboran Sea is a Neogene basin located in the westernmost Mediterranean Sea and accommodate most of the convergence between the Eurasian and Nubian plates (4 – 5 mm/year) through different fault systems. This study shows the surface and depth characterization of the North-South Fault System in the northern Alboran Sea to understand better the region's kinematics using ultra-high-resolution geophysical data acquired in the area. The data analyses have revealed the presence of several fault scarps striking N-S, resulting in horst and graben systems and the presence of pockmarks in the area. The identified faults cut the post-Messinian seismostratigraphic units (last 5.3 Ma) up to the seafloor, which supports that the fault system is currently active. Moreover, results suggest that this fault system presents high segmentation and small accumulated displacements supporting that it is in its initial evolution stage of a transtensional system.

Keywords: active faults, ultra-high-resolution geophysical data, fault growth, transtensional fault system, Alboran Sea.

Resumen: Un elemento clave a la hora de evaluar los riesgos asociados a una actividad sísmica de moderada a alta es el crecimiento y las conexiones de los segmentos de falla. El mar de Alborán es una cuenca Neógena, situada en el extremo occidental del Mediterráneo, y absorbe la mayor parte de la convergencia entre las placas Euroasiática y Nubia (4 - 5 mm/año) a través de diferentes sistemas de fallas. Este estudio muestra la caracterización en superficie y en profundidad del sistema de fallas Norte-Sur en el norte del Mar de Alborán para comprender mejor la cinemática de la región utilizando datos geofísicos de ultra alta resolución adquiridos en la zona. Los análisis de los datos han revelado la presencia de varias escarpas de fallas con dirección N-S, que dan lugar a sistemas de horst y graben y a la presencia de marcas de viruela en la zona. Las fallas identificadas cortan las unidades sismoestratigráficas post-mesinianas (últimos 5,3 Ma) hasta el fondo del mar, lo que apoya que el sistema de fallas está actualmente activo. Además, los resultados sugieren que este sistema de fallas presenta una alta segmentación y pequeños desplazamientos acumulados que apoyan que se encuentra en su etapa inicial de evolución de un sistema transtensional.

Palabras clave: fallas activas, datos geofísicos de ultra alta resolución, crecimiento de fallas, sistema de fallas transtensional, Mar de Alborán.

Introduction

Earthquakes may affect populated areas and trigger tsunamis that threaten coastal areas and affect marine infrastructures. When assessing the hazards associated with moderate to high seismic activity, an important issue is the growth and connection of fault segments. Although tectonic deformation in the Alboran Sea is relatively slow (Vernant *et al.*, 2010; Argus *et al.*, 2011), active fault systems have produced moderate and large earthquakes (Stich *et al.*, 2003; Calvert *et al.*, 1997; Alami *et al.*, 1998; Tahayt *et al.*, 2009; Gràcia *et al.*, 2019).

In this work, we present a detailed characterization of the North-South Fault System (NSFS) located in the northern Alboran Sea (Fig. 1) based on a high- and ultra-high resolution geophysical dataset. These data were acquired during successive marine cruises within the framework of different Spanish National projects (IMPULS 2006, EVENT-SHELF 2009, EVENT-DEEP

2010, TOPOMED-GASSIS 2011 and SHAKE 2015). The aim of this study is to identify and characterize in detail seafloor morphologies using cutting-edge geomorphology analysis methods to link them with the shallow and deep structure by combining multi-scale seismic data.

Geological setting

The Alboran Sea is a Neogene basin located southeast of Iberia between the Euroasian and Nubian plates (Vernant *et al.*, 2010) (Fig. 1). The tectonic extension that dominated the area during the Miocene related to the roll-back of the Gibraltar Arc subduction slab (Lonergan and White, 1997) was followed by a compressional regime that has lasted from the Pliocene to the present (Comas *et al.*, 1999; Booth-Rea *et al.*, 2007; Gómez de la Peña *et al.*, 2018, Martínez -García *et al.*, 2017). The present-day deformation is controlled by the NW-SE to NNW-SSE

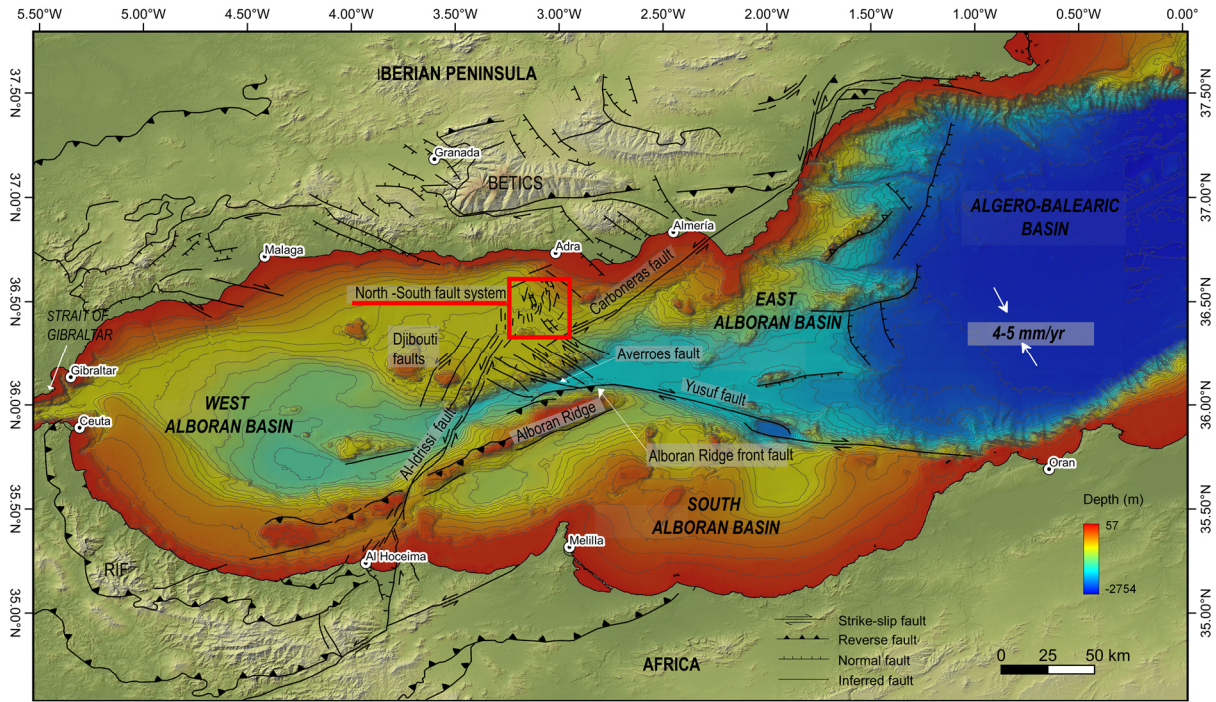


Fig. 1.- Tectonic setting of the Alboran Sea (GEBCO bathymetric data and SRTM-3 grid land topography). The red rectangle depicts the localization of the study area.

Fig. 1.- Marco tectónico del Mar de Alborán (datos batimétricos GEBCO y topografía terrestre de la cuadrícula SRTM-3). El rectángulo rojo representa la localización de la zona de estudio.

convergence (4 - 5 mm/yr) between both plates (Argus *et al.*, 2011). During the last period of deformation, Pliocene to nowadays, large strike-slip fault systems have developed, such as the Al-Idrissi, Carboneras and Yusuf fault systems (Gràcia *et al.*, 2006, 2019; Moreno *et al.*, 2016; Perea *et al.*, 2018). The seismicity in the region maybe described as low to moderate magnitude (Peláez *et al.*, 2007; Grevemeyer *et al.*, 2015); however, destructive events have occurred in historical and instrumental times, such as the Adra earthquakes of 1804 and 1910 (MSK Intensity > VIII) (Stich *et al.*, 2003), those of Al-Hoceima in May 1994 (Mw 6.0) (Calvert *et al.*, 1997; Alami *et al.*, 1998) and in February 2004 (Mw 6.3) (Tahayt *et al.*, 2009) or that of Al-Idrissi in January 2016 (Mw 6.4) (Gràcia *et al.*, 2019).

Data and methods

The dataset used in this work was acquired during the SHAKE-2015 and EVENT-DEEP-2010 cruises and includes ultra-high-resolution bathymetry (1x1 m pixel resolution) acquired with autonomous underwater vehicles (AUV) (Fig. 2), TOPAS sub-bottom profiles, high-resolution sparker seismic profiles and deep multichannel seismic data.

In this study, we have performed different geomorphologic analyses on ultra-high-resolution bathymetric data, which are based on different quantitative relief-processing methods: bathymetric map; slope map; bathymetric differential openness map created by combining the differential openness map, the hillshade and the bathymetry; and one specific visualisation approach, the Red-Blue Relief map (RBRM), created by modifying the Red Relief image Maps (RRIM, Chiba *et al.*, 2008). We use all the relief visualizations for the characterization of the area but the most useful was the Red-Blue Relief map which

allowed us to display the relief accurately and without lighting bias.

In addition, we carried out two more types of morphometric analyses: a) Perpendicular and parallel swath profiles of the identified scarps by using modified workflows from other authors (Pérez-Peña *et al.*, 2017), and b) Our semi-automated workflow to identify and characterize different types of pockmarks observed in

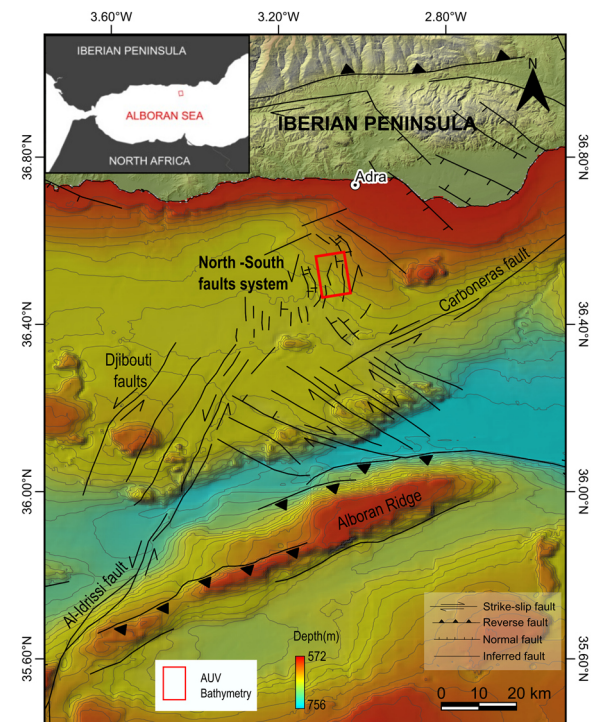


Fig. 2.- Location map of the ultra-high-resolution bathymetric data of our study (GEBCO bathymetric data and SRTM-3 grid land topography).

Fig. 2.- Mapa de localización de los datos batimétricos de ultra alta resolución de nuestro estudio (datos batimétricos GEBCO y topografía terrestre de la cuadrícula SRTM-3).

the area. Our analyses result in a high-resolution relief map with high precision that allows mapping with high resolution of the identified scarps, enhancing their continuity on the seafloor, quantifying their vertical and horizontal variability and their distribution to establish structural growth patterns.

After the geomorphological analysis, we have interpreted multi-scale seismic profiles to investigate the shallow and deep structure of the fault system.

First results

The high-resolution relief map highlights the presence of two main morphological features: N-S trending scarps and pockmarks.

The results of swath profiles across the scarps allow us to categorize them according to their vertical offset. Thus, we define secondary scarps as those with vertical offsets below 1 m, which are concentrated in the northern and southern terminations of the system. In contrast the main scarps reach heights larger than 20 m, with the maximum of 36 m, and are located southwest of the study area.

The high-resolution seismic profiles across the NSFS reveal that the scarps are related to different normal faults, resulting in a horst and graben configuration. These faults offset and displace the post - Messinian seismostratigraphic units (last 5.3 Ma) up to the seafloor, accounting for a sediment thickness between 0.4 and 0.6 s two-way travel time (300-450 m considering 1500 m/s as the sound speed in the water). This observation supports that the NSFS is currently active.

In the case of pockmarks, we identified two types: firstly, field pockmarks, in the shallower and 0-1 degree sloping areas of the zone and secondly, string pockmarks identified following the faults traces with a considerable vertical offset, from 10 meters.

Discussion and conclusions

The southwest location of the faults with the highest vertical offsets (vertical offsets > 20 meters), the secondary scarps characterized (vertical offsets < 1 meters) in the southern and northern termination areas and the morphology of the horst and graben system may suggest that the fault system is growing in a NE - SW direction, similarly to the observations done by other authors (Vázquez *et al.*, 2014). The NSFS's high segmentation and small cumulative vertical fault offsets lead us to consider it a transtensional system in its early stages of evolution. In addition, although the fault system shows normal kinematics in its surface structure, deep seismic profiles reveal a typical fault trace. According to Gràcia *et al.* (2019), it might correspond to the propagation towards the north of the Al-Idrissi fault.

Finally, the application of a semi-automated workflow to identify and characterize pockmarks allowed us to distinguish between two types: a) field pockmarks; and b) string pockmarks. The string pockmarks are aligned with the fault traces suggesting fault activity (past or present).

In summary, in this work, we show that an integrated, multi-scale approach, including very high-resolution geophysical data, allows to greatly improve the identification and characterization of active marine faults. A future research effort will focus on creating analogue and numerical models to understand better

the present geodynamic evolution of the N-S fault system.

Acknowledgements

The authors acknowledge the support of the Spanish Ministry of Science and Innovation through National Projects IMPULS (2006), EVENT-SHELF (2009), EVENT-DEEP (2010), TOPOMED (2011), SHAKE (2015), and STRENGTH (2019). Ariadna Canari is supported by the Spanish Science and Innovation Ministry under "Formación de Personal Investigador" programme (grant PREC-C-2020-0031). Hector Perea was partially supported by "Atracción de Talento Investigador - Comunidad de Madrid" fellow Universidad Complutense de Madrid. Sara Martínez-Loriente (ICM-CSIC) is supported by the MICINN "Juan de la Cierva-2017" (IJCI-2017- 33838) and "Severo Ochoa 2020 Postdoctoral Extension" (PEF-SO-03) fellowships. The ICM had the funding support of the 'Severo Ochoa Centre of Excellence' accreditation, of the Spanish "Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades" 2020-2023 (CEX2019-000928-S).

References

- Alami, S.O. el, Tadili, B.A., Cherkaoui, T.-E., Medina, F., Ramdani, M., Brahim, L.A., and Harnafi, M., 1998. The Al Hoceima earthquake of May 26, 1994, and its aftershocks a seismotectonic study. *Annali di Geofisica*, 41: 519-537.
- Argus, D.F., Gordon, R.G., Demets, C., 2011. Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12: 1-13, doi:10.1029/2011GC003751.
- Booth-Rea, G., Ranero, C.R., Grevemeyer, I., Martínez-Martínez, J.M., 2007. Crustal types and Tertiary tectonic evolution of the Alborán Sea, western Mediterranean. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8: 1-25, doi:10.1029/2007GC001639.
- Calvert, A., Gomez, F., Seber, D., Barazangi, M., Jabour, N., Ibenbrahim, A., Demnati, A., 1997. An Integrated Geophysical Investigation of Recent Seismicity. *Society*, 87: 637-651.
- Chiba, T., Kaneta, S., Suzuki, Y., 2008. Red relief image map: new visualization method for three-dimensional data. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 1071-1076, http://www.isprs.org/proceedings/XXXVII/congress/2_pdf/11_ThS-6/08.pdf.
- Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I., Watts, A.B., 1999. The origin and tectonic history of the Alboran Basin: *Insights from Leg 161 results: Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, 161: 555-580, doi: 10.2973/odp.proc. sr.161.262.1999.
- Gómez de la Peña, L., Ranero, C.R., Gràcia, E., 2018. The Crustal Domains of the Alboran Basin (Western Mediterranean). *Tectonics*, 37: 3352-3377, doi:10.1029/2017TC004946.
- Gràcia, E., Pallàs, R., Ignacio Soto, J., Comas, M., Moreno, X., Masana, E., Santanach, P., Díez, S., García, M., D'Ànobeitia, J., 2006. Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): Implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 241 (3-4): 734-749, doi: 10.1016/j.epsl.2005.11.009.
- Gràcia, E., Grevemeyer, I., Bartolomé, R., Perea, H., Martínez-Loriente, S., Gómez de la Peña, L., Villaseñor, A., Klinger, Y., Lo Iacono, C., Díez, S., Calahorrano, A., Camafort, M., Costa, S., d'Acremont, E., Rabaute, A., Ranero, C., 2019. Earthquake crisis unveils the growth of

- an incipient continental fault system. *Nature Communications*, 10: 1–12, doi:10.1038/s41467-019-11064-5.
- Grevenmeyer, I., E. Gràcia, A. Villaseñor, W. Leuchters, Watts, A. B., 2015. Seismicity and active tectonics in the Alboran Sea, Western Mediterranean: Constraints from an offshore-onshore seismological network and swath bathymetry data, *Journal Geophysical Research: Solid Earth*, 120, 8348–8365, doi:10.1002/2015JB012073.
- Lonergan, L., White, N., 1997. Origin of the Betic-Rif Mountain belt. *Tectonics*, 16 (3): 504–522, doi:10.1029/96TC03937.
- Martínez-García, P., Comas, M., Lonergan, L., Watts, A.B., 2017. From extension to shortening: Tectonic inversion distributed in time and space in the Alboran sea, western Mediterranean. *Tectonics*, 36 (12): 2777–2805. <https://doi.org/10.1002/2017TC004489>
- Moreno, X. Gràcia, E., Bartolomé, R., Martínez-Loriente, S., Perea, H., Gómez de la Peña, L., Lo Iacono, C., Piñero, E., Pallàs, R., Masana, E., Dañobeitia, J., 2016. Seismostratigraphy and tectonic architecture of the Carboneras Fault offshore based on multiscale seismic imaging: Implications for the Neogene evolution of the NE Alboran Sea. *Tectonophysics*, 689: 115–132, doi: 10.1016/j.tecto.2016.02.018.
- Peláez, J.A., Chourak, M., Tadili, B.A., Aït Brahim, L., Hamdache, M., López Casado, C., Martínez Solares, J.M., 2007. A catalog of main Moroccan earthquakes from 1045 to 2005. *Seismological Research Letters*, 78: 614–621, doi:10.1785/gssrl.78.6.614.
- Perea, H., Gràcia, E., Martínez-Loriente, S., Bartolomé, R., Gómez de la Peña, L., de Mol, B., Moreno, X., Lo Iacono, C., Diez, S., Tello, O., Gómez-Ballesteros, M., Dañobeitia, J., 2018. Kinematic analysis of secondary faults within a distributed shear-zone reveals fault linkage and increased seismic hazard. *Marine Geology*, 399: 23–33, doi: 10.1016/j.margeo.2018.02.002.
- Pérez-Peña, J.V., Al-Awabdeh, M., Azañón, J.M., Galve, J.P., Booth-Rea, G., Notti, D., 2017. SwathProfiler and NProfiler: Two new ArcGIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. *Computers and Geosciences*, 104: 135–150, doi: 10.1016/j.cageo.2016.08.008.
- 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 (2): 539–546, doi:10.1046/j.1365-246X.2003.02059.x.
- Tahayt, A., Feigl, K.L., Mourabit, T., Rigo, A., Reilinger, R., McClusky, S., Fadil, A., Berthier E., Dorbath, L., Serroukh, M., Gomez, F., ben Sari, D., 2009. The Al Hoceima (Morocco) earthquake of 24 February 2004, analysis and interpretation of data from ENVISAT ASAR and SPOT5 validated by ground-based observations. *Remote Sensing of Environment*, 113 (2): 306–316, doi:10.1016/j.rse.2008.09.015.
- Vázquez, J.T., Estrada, F., Vegas, R. Ercilla, G., d'Acremont, E., Fernández-Salas, L.M., Alonso, B., Fernández-Puga, M.C., Gómez-Ballesteros, M., Gorini, Ch., Bárcenas, P., Palomino, D., 2014. Quaternary tectonics influence on the Adra continental slope morphology (northern Alboran Sea). En: J.A. Álvarez-Gómez and F. Martín-González (eds.): Una aproximación multidisciplinar al estudio de las fallas activas, los terremotos y el riesgo sísmico. 2a reunión ibérica sobre fallas activas y paleosismología (Lorca, Spain), (IGME), 89–92.
- Vernant, P., Fadil, A., Mourabit, T., Ouazar, D., Koulali, A., Davila, J.M., Garate, J., McClusky, S., Reilinger, R., 2010. Geodetic constraints on active tectonics of the Western Mediterranean: Implications for the kinematics and dynamics of the Nubia-Eurasia plate boundary zone. *Journal of Geodynamics*, 49 (3-4): 123–129, doi: 10.1016/j.jog.2009.10.007.



POTENCIAL TSUNAMIGÉNICO DE LA FALLA DE CARBONERAS A PARTIR DE MODELOS FÍSICOS DE TERREMOTOS

Tsunamigenic potential of the Carboneras Fault from physics-based earthquake simulations

J.A. Álvarez-Gómez¹, P. Herrero-Barbero¹, J.J. Martínez-Díaz^{1,2}

¹ Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040, Madrid. pherrerob@ucm.es jaalvare@ucm.es meaza@ucm.es jmdiaz@ucm.es

² Instituto de Geociencias (IGEO-CSIC), Madrid. jmdiaz@ucm.es

Resumen: Las dimensiones y localización de la falla de Carboneras hace que presente un alto potencial de riesgo sísmico y de tsunami. En este trabajo presentamos simulaciones de tsunamis a partir de la generación de un catálogo sintético de terremotos cuyas características se asemejan a la sismicidad registrada en la zona, y calculamos las elevaciones máximas de ola para estos tsunamis sismogénicos con el fin de reevaluar la amenaza que supone la falla de Carboneras en el contexto del mar de Alborán. En esta comunicación presentamos los resultados de la simulación de uno de los peores casos obtenidos, que se corresponde con un evento de magnitud 7.62, rompiendo la falla de Carboneras al completo y parte de la falla de Palomares. De acuerdo a los resultados de las simulaciones, estos eventos destructivos, con magnitudes superiores a 7.0, presentan un intervalo de recurrencia de unos 4000 (-2500/+1500) años. Las elevaciones máximas de ola generadas superan 1 m de forma constante, y con inundaciones relevantes en el litoral almeriense. Los valores máximos se sitúan frente a la rotura de la falla, desde Adra hasta la ciudad de Almería, pero con inundaciones locales también relevantes en la zona del Cabo de Gata.

Palabras clave: Tsunami, simulaciones de terremotos, Falla de Carboneras, RSQSim, Béticas Orientales.

Abstract: *The dimensions and location of the Carboneras fault makes it to present a high seismic risk and tsunami potential. In this work we present simulations of tsunamis from the generation of a synthetic catalogue of earthquakes whose characteristics are similar to the seismicity recorded in the area, and we calculate the maximum wave elevations for these seismogenic tsunamis in order to reassess the threat posed by the Carboneras fault in the context of the Alboran Sea. In this communication we present the results of the simulation of one of the worst cases obtained, which corresponds to an event of magnitude 7.62, rupturing the entire Carboneras Fault and part of the Palomares Fault. According to the results of the simulations, these destructive events, with magnitudes greater than 7.0, have a recurrence interval of about 4,000 (-2,500/+1,500) years. The maximum wave elevations generated constantly exceed 1 m, and with significant flooding on the Almeria coast. The maximum values are located in front of the fault rupture, from Adra to the city of Almería, but with relevant local flooding in the area of Cabo de Gata also.*

Key words: *Tsunami, physics-based earthquake simulations, Carboneras Fault, RSQSim, Eastern Betics.*

Introducción

Si bien la menor capacidad de las fallas de desgarre para generar tsunamis es un hecho comprobado, no es despreciable. Esto es de especial relevancia en fuentes locales, donde la dispersión de las olas del tsunami es menor, y las complejidades en el deslizamiento de las roturas son parámetros clave en el impacto del tsunami. El estudio de la amenaza de tsunami, debido a la escasez de eventos desde el punto de vista estadístico, se aborda con frecuencia desde la modelización numérica. Estos modelos suelen basarse en la simulación de tsunamis generados por roturas de planos de falla rectangulares simples con deslizamiento homogéneo. Sin embargo, la variabilidad en la distribución de deslizamiento en el plano de falla es un parámetro fundamental para comprender la ocurrencia de amplitudes máximas en eventos destructivos. Esta variabilidad es de especial relevancia en las fuentes locales que, si se modelan como roturas simples, no pueden capturar la complejidad del proceso de rotura sísmica y su propagación e inundación, procesos altamente no lineales. Para superar esta limitación, se han propuesto metodologías basadas en la generación estocástica (o aleatoria) de patrones de

deslizamiento en fallas, o en el uso de modelos físicos dinámicos de rotura para eventos particulares. Nuestro enfoque se basa en el uso de simuladores de terremotos basados en la física. El desarrollo de códigos numéricos basados en la ley constitutiva de tasa y estado para el deslizamiento de fallas y el comportamiento friccional (Dieterich, 1994) permiten no solo modelar la deformación del ciclo sísmico a largo plazo, sino también la rotura cuasi-dinámica a corto plazo (Richards-Dinger y Dieterich, 2012).

Las dimensiones y localización de la falla de Carboneras, con más de 150 km de longitud, situada en el extremo suroriental de la Península Ibérica y extendiéndose por el Golfo de Almería, hacen que presente un alto potencial de riesgo sísmico y de tsunami. Según estudios previos, esta falla de desgarre siniestra (con cabeceos estimados entre 0° y 15°) tiene la capacidad de producir eventos con magnitudes de hasta ~7,1 – 7,4 (Gràcia *et al.*, 2006; Álvarez-Gómez *et al.*, 2011a; García Mayordomo *et al.*, 2012; Gómez de la Peña *et al.*, 2022). Aunque las simulaciones de tsunamis realizadas hasta la fecha (Álvarez-Gómez *et al.*, 2011a, 2011b; Gómez de la Peña *et al.*, 2022) descartan eventos dañinos, la simplicidad y los supuestos de dichas simulaciones deben ser reevaluados.

En este trabajo presentamos simulaciones de tsunamis a partir de la generación de un catálogo sintético de terremotos cuyas características se asemejan a la sismicidad instrumental e histórica registrada en la zona (Herrero-Barbero *et al.*, 2021). A partir de estas simulaciones realizamos estimaciones de elevaciones máximas de ola para estos tsunamis sismogénicos con el fin de reevaluar la amenaza que supone la falla de Carboneras en el contexto del mar de Alborán y el Mediterráneo occidental.

Metodología

Simulación de sismicidad sintética con RSQSim

Nuestra aproximación se basa en la aplicación del simulador de terremotos cuasi-dinámico RSQSim (Dieterich y Richards-Dinger, 2010; Richards-Dinger y Dieterich, 2012). El código RSQSim reproduce los terremotos en un modelo de falla 3D complejo, cuyos elementos interaccionan completamente entre sí. RSQSim ejecuta los procesos físicos que conducen a la nucleación y propagación de la rotura a través de una formulación de elementos de contorno que incorpora fricción dependiente de la velocidad y el estado basada en Dieterich (1994). El resultado es un extenso catálogo sintético de terremotos que incluye un registro completo y detallado de roturas sísmicas complejas con deslizamiento heterogéneo.

Hemos modelizado la superficie tridimensional de las fallas principales del sistema de las Béticas Orientales, entre ellas la Falla de Carboneras. Las mallas 3D del modelo contienen un total de 11764 elementos triangulares de $\sim 1 \text{ km}^2$. Cada uno de esos elementos ha sido caracterizado con los datos de entrada necesarios para ejecutar la simulación. Esta simulación abarca un periodo de tiempo de 1 Ma y se han generado 773.893 eventos con magnitudes entre 3,3 y 7,6.

Simulación de tsunamis

Las simulaciones de tsunamis producidos por terremotos se basan en modelar la deformación del fondo oceánico producida por la rotura del terremoto. Estos modelos utilizan soluciones analíticas en un semiespacio elástico para reproducir el comportamiento de la corteza superior. Los códigos más utilizados para esto a menudo se basan en ecuaciones derivadas de dislocaciones rectangulares (e.g., Okada, 1985), lo que dificulta modelar geometrías de rotura complejas sin incorporar artefactos numéricos. Para resolver este problema se han desarrollado otros algoritmos utilizando también ecuaciones analíticas pero para dislocaciones triangulares. En este trabajo hemos utilizado el algoritmo de cálculo desarrollado por Nikkhoo y Walter (2015) para geometrías triangulares libres de artefactos.

Para modelar la propagación de un tsunami se ha recurrido al muy utilizado y validado código COMCOT (Cornell Multi-grid Coupled Tsunami) (Liu *et al.*, 1995; Wang y Liu, 2006). Este algoritmo se basa en las ecuaciones no lineales de aguas someras en un esquema de diferencias finitas de mallas anidadas. La batimetría utilizada está compuesta por los datos batimétricos de EMODnet 2020 ("EMODnet Digital Bathymetry (DTM 2020)," 2022), con una resolución horizontal de $1/16'$ ($\sim 115 \text{ m}$); topografía regional MERIT (Yamazaki *et al.*, 2017), con una resolución

horizontal de $3''$ ($\sim 90 \text{ m}$); y topografía local del modelo digital de 25 m del Instituto Geográfico Nacional de España (CNIG, 2022).

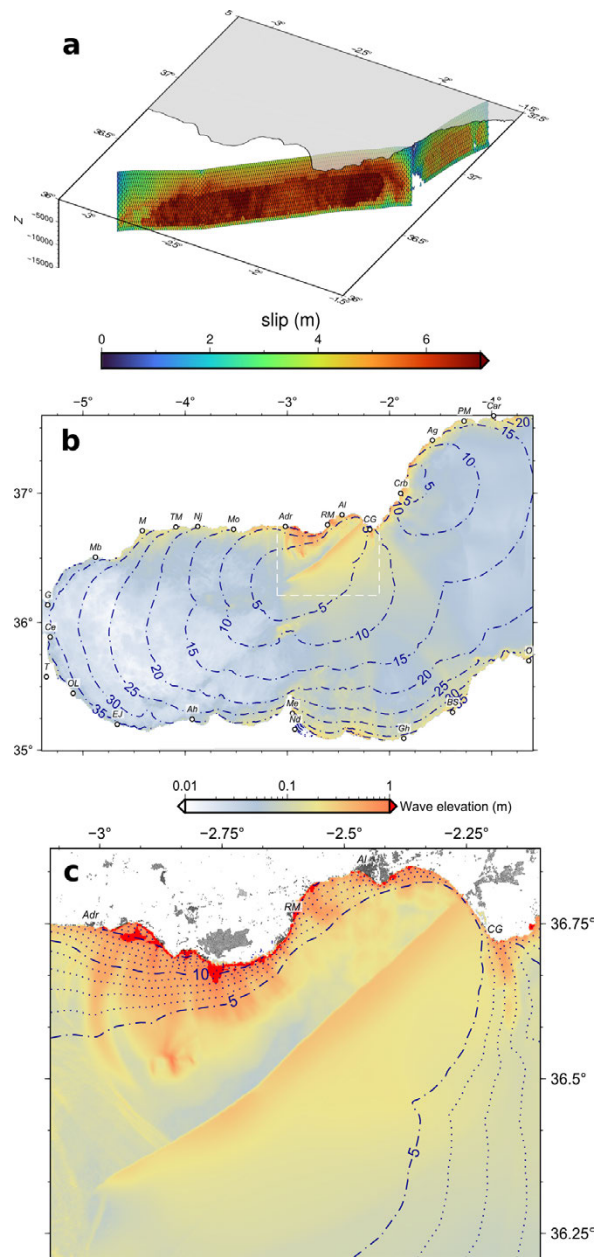


Fig. 1.- Simulación de rotura y tsunami de un peor caso generado. a) Rotura de un evento simulado de $M 7,62$, la escala de color muestra el salto neto; b) Simulación de tsunami a escala regional, la escala de color muestra la elevación máxima de la ola, c) simulación de tsunami a escala local. Las líneas discontinuas en b y c muestran el tiempo de viaje de la ola en minutos. Car, Cartagena; PM, Puerto de Mazarrón; Ag, Aguilas; Crb, Carboneras; CG, Cabo de Gata; Al, Almería; RM, Roquetas de Mar; Adr, Adra; Mo, Motril; Nj, Nerja; TM, Torre del Mar; M, Málaga; Mb, Marbella; G, Gibraltar; Ce, Ceuta; T, Tetouan; OL, Oued Laou; EJ, El Jebha; Ah, Al Hoceima; Me, Melilla; Nd, Nador; Gh, Ghazaouet; BS, Beni Saf; O, Oran.

Fig. 1.- A worst case scenario of rupture and tsunami simulation. a) Rupture of a $M 7.62$ simulated event, the colour scale shows the net slip; b) tsunami simulation at regional scale, the colour scale shows the maximum elevation of the wave, c) tsunami simulation at local scale. The dashed lines in b and c show the travel time of the wave in minutes. Car, Cartagena; PM, Puerto de Mazarrón; Ag, Aguilas; Crb, Carboneras; CG, Cabo de Gata; Al, Almería; RM, Roquetas de Mar; Adr, Adra; Mo, Motril; Nj, Nerja; TM, Torre del Mar; M, Málaga; Mb, Marbella; G, Gibraltar; Ce, Ceuta; T, Tetouan; OL, Oued Laou; EJ, El Jebha; Ah, Al Hoceima; Me, Melilla; Nd, Nador; Gh, Ghazaouet; BS, Beni Saf; O, Oran.

Resultados

En esta comunicación presentamos los resultados de la simulación de uno de los peores casos obtenidos, que se corresponde con un evento de magnitud 7,62 rompiendo la falla de Carboneras al completo y parte de la falla de Palomares (Fig. 1a). De acuerdo a los resultados de las simulaciones, estos eventos destructivos, con magnitudes superiores a 7,0, presentan un intervalo de recurrencia de unos 4000 (-2500/+1500) años. El deslizamiento máximo obtenido sobre el plano de falla es de unos 9 metros con valores medios entre 4 y 6 m. El cabeceo utilizado para la cinemática de la falla es de 10° (Moreno *et al.*, 2015).

Las elevaciones máximas de ola generadas superan 1 m de forma constante, y con inundaciones relevantes en el litoral almeriense (Fig. 1b y c). Los valores máximos se sitúan frente a la rotura de la falla, desde Adra hasta la ciudad de Almería, pero con inundaciones locales relevantes en la zona del Cabo de Gata. Hacia el oeste las cotas máximas pueden alcanzar localmente 1 m pero suelen mostrar valores de unos pocos decímetros. En la costa opuesta, en el norte de África, las elevaciones máximas están siempre en el rango de 0,1 - 0,8 m, con los valores más altos desde Melilla hasta Ghazouet (Fig. 1b). Para el norte de África, solo se ha utilizado batimetría de menor resolución y las reflexiones y resonancias locales no modeladas podrían producir elevaciones más altas localmente. Los tiempos de llegada son variables de acuerdo a la localización de la costa con respecto a la fuente, obteniendo tiempos de llegada en la costa ibérica de entre 0 y 35 min, y en la costa africana de unos 30-35 min.

Discusión y conclusiones

En línea con los resultados obtenidos en análisis previos del potencial tsunamigénico de las fallas de desgarre, este trabajo demuestra la capacidad tsunamigénica de la Falla de Carboneras. Se trata de una falla de desgarre, con cierta componente vertical (cabeceo de 10° según Moreno *et al.*, 2015) y con capacidad de generar tsunamis localmente dañinos. Si bien es cierto que a escala regional, considerando la cuenca del Mar de Alborán, su capacidad tsunamigénica es más limitada. Debido a los cortos tiempos de llegada calculados en la costa española, una adecuada educación respecto a la potencial llegada de tsunamis a las costas tras un terremoto importante es determinante para el funcionamiento de estrategias de autoevacuación efectivas. Independientemente de los sistemas de alerta de tsunami, cuya efectividad decrece con el tiempo de alerta disponible.

Si comparamos los resultados de este trabajo con resultados anteriores (Álvarez-Gómez *et al.*, 2011a, 2011b; Gómez de la Peña *et al.*, 2022) podemos ver que, aunque los tiempos de llegada de tsunami son esencialmente los mismos, la capacidad tsunamigénica aquí modelada es más alta. Si bien la geometría de la falla es la misma, con variaciones menores debido a la mayor resolución utilizada en nuestros modelos que en los de Álvarez-Gómez *et al.* (2011a) y similares a los de Gómez de la Peña *et al.*, (2022), existen otros parámetros que difieren significativamente. La magnitud máxima, estimada según relaciones empíricas, en modelos anteriores

fue $M 7,1 - 7,2$, notablemente inferior a la magnitud máxima alcanzada con nuestro modelo físico, $M 7,62$. Esta diferencia de magnitud produce en consecuencia una diferencia importante en el deslizamiento neto.

Por otra parte, el cabeceo utilizado en este modelo (10°) difiere también del utilizado por Álvarez-Gómez *et al.* (2011a) (15°) y por Gómez de la Peña *et al.*, (2022) (0°); sin embargo, la influencia de este parámetro es menor que la importante diferencia en deslizamiento neto. En concreto el trabajo de Álvarez-Gómez *et al.* (2011a) presenta una mayor componente vertical y sin embargo sus elevaciones máximas están cerca de 0,5 m.

Aunque la diferencia de magnitudes máximas pueda parecer grande, hay que tener en cuenta que las que proporcionan las relaciones empíricas utilizadas en anteriores trabajos son los valores medios de los mejores ajustes de regresión, con desviaciones típicas que pueden ser elevadas; mientras que en nuestros modelos hemos seleccionado la mayor magnitud generada a lo largo de un 1 Ma y no el valor medio de las magnitudes máximas generadas; que sería inferior y más próximo al obtenido mediante las relaciones empíricas.

Desde el punto de vista determinista, el adoptado en este trabajo, el uso de simulaciones de terremotos basados en la física para fuentes tsunamigénicas permite una caracterización más robusta de los escenarios, permitiendo además caracterizar los tiempos entre eventos y los intervalos de recurrencia de los eventos máximos, que son los que tienen mayor impacto en la amenaza de tsunami.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto QUAKESTEP (CGL2017-83931-C3-1-P) del Ministerio de Ciencia e Innovación. P. Herrero-Barbero agradece el apoyo financiero de un contrato FPU.

Referencias

- Álvarez-Gómez, J.A., Aniel-Quiroga, Í., González, M., Olabarrieta, M., Carreño, E., 2011a. Scenarios for earthquake-generated tsunamis on a complex tectonic area of diffuse deformation and low velocity: The Alboran Sea, Western Mediterranean. *Marine Geology*, 284(1-4): 55-73.
- Álvarez-Gómez, J.A., Aniel-Quiroga, Í., González, M., Otero, L., 2011b. Tsunami hazard at the Western Mediterranean Spanish coast from seismic sources. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11(1): 227-240.
- CNIG, C.N. de I., 2022. Modelo Digital del Terreno - MDT25. Centro de Descargas del CNIG. Disponible en: <http://centrodedescargas.cnig.es> [Accedido febrero 25, 2022].
- Dieterich, J., 1994. A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99 (B2), 2601-2618.
- Dieterich, J.H., Richards-Dinger, K.B., 2010. Earthquake Recurrence in Simulated Fault Systems. *Pure and Applied Geophysics*, 8 (167), 1087-1104.
- EMODnet., 2022. EMODnet Digital Bathymetry (DTM 2020). *Sextant*. Disponible en: <https://sextant.ifremer.fr/geonetwork/srv/api/records/bb6a87dd-e579-4036-abe1-e649cea9881a> [Accedido febrero 25, 2022].
- García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Jiménez-Díaz, A., Martín-Banda, R., Martín-Alfageme, S., Álvarez-Gómez, J.A., Rodríguez-Peces, M., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M., others., 2012. The Quaternary active faults database of Iberia (QAFI v. 2.0). *Journal of Iberian Geology*, 38(1): 285-302.

- Gómez de la Peña, L., Gràcia, E., Maesano, F.E., Basili, R., Kopp, H., Sánchez-Serra, C., Scala, A., Romano, F., Volpe, M., Piatanesi, A., R. Ranero, C., 2022. A first appraisal of the seismogenic and tsunamigenic potential of the largest fault systems in the westernmost Mediterranean. *Marine Geology*, 445: 106749.
- Gràcia, E., Pallàs, R., Soto, J.I., Comas, M., Moreno, X., Masana, E., Santanach, P., Diez, E., García, M., Nobeitia, J.D., 2006. Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): Implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 241: 734-749.
- Herrero-Barbero, P., Álvarez-Gómez, J.A., Williams, C., Villamor, P., Insua-Arévalo, J.M., Alonso-Henar, J., Martínez-Díaz, J.J., 2021. Physics-Based Earthquake Simulations in Slow-Moving Faults: A Case Study From the Eastern Betic Shear Zone (SE Iberian Peninsula). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(5), e2020JB021133.
- Liu, P.L.F., Cho, Y.S., Yoon, S.B., Seo, S.N., 1995. Numerical Simulations of the 1960 Chilean Tsunami Propagation and Inundation at Hilo, Hawaii. En Y. Tsuchiya y N. Shuto (eds) *Tsunami: Progress in Prediction, Disaster Prevention and Warning*. Advances in Natural and Technological Hazards Research, 99-115. Dordrecht: Springer Netherlands
- Moreno, X., Masana, E., Pallàs, R., Gràcia, E., Rodés, Á., Bordonau, J., 2015. Quaternary tectonic activity of the Carboneras Fault in the La Serrata range (SE Iberia): Geomorphological and chronological constraints. *Tectonophysics*, 663: 78-94.
- Nikkhoo, M., Walter, T.R., 2015. Triangular dislocation: an analytical, artefact-free solution. *Geophysical Journal International*, 201(2): 1119-1141.
- Richards-Dinger, K., Dieterich, J.H., 2012. RSQSim Earthquake Simulator. *Seismological Research Letters*, 83 (6), 983-990. doi:10.1785/0220120105
- Wang, X., Liu, P.L.-F., 2006. An analysis of 2004 Sumatra earthquake fault plane mechanisms and Indian Ocean tsunami. *Journal of Hydraulic Research*, 44(2): 147-154.
- Yamazaki, D., Ikeshima, D., Tawatari, R., Yamaguchi, T., O'Loughlin, F., Neal, J.C., Sampson, C.C., Kanae, S., Bates, P.D., 2017. A high-accuracy map of global terrain elevations. *Geophysical Research Letters*, 44(11): 5844-5853.



DEFORMACIÓN DEL FONDO MARINO EN RELACIÓN CON LA TECTÓNICA CUATERNARIA EN EL CANAL DE MALLORCA, PROMONTORIO BALEAR (MEDITERRANEO OCCIDENTAL)

Seafloor deformation related to Quaternary tectonics in the Majorca Channel, Balearic Promontory (Western Mediterranean)

J.T. Vázquez¹, O. Sánchez-Guillamón¹, D. Palomino¹, M.C. Fernández-Puga², N. Martínez-Carreño¹,
P. Bárcenas¹, L.M. Fernández-Salas³, M.O. Tello⁴, M. Gómez-Ballesteros⁴

¹ Instituto Español de Oceanografía, CSIC, Centro Oceanográfico de Málaga, Puerto Pesquero s/n, 29640 Fuengirola (Málaga), España. juantom.vazquez@ieo.csic.es, olga.sanchez@ieo.csic.es, desiree.palomino@ieo.csic.es, nataliamtnezc@gmail.com, patri.barcenas@gmail.com

² Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Universidad de Cádiz. 11510 Puerto Real (Cádiz), España. mcarmen.fernandez@uca.es

³ Instituto Español de Oceanografía, CSIC, Centro Oceanográfico de Cádiz, Muelle de Levante s/n, 11006 Cádiz, España. luismi.fernandez@ieo.csic.es

⁴ Instituto Español de Oceanografía, CSIC, Servicios Centrales, C/ Corazón de María 8, 28002 Madrid, España, olvido.tello@ieo.csic.es, maria.gomez@ieo.csic.es

Resumen: El análisis morfotectónico del sector central del Promontorio Balear, entre las islas de Ibiza y Mallorca, mediante batimetría multihaz y perfiles sísmicos de muy alta resolución ha permitido diferenciar varios rasgos morfológicos relacionados con la tectónica a dos escalas. Los elementos de gran escala, de dirección NE-SO, son: i) el escarpe Émile Baudot; ii) el monte submarino Émile Baudot, y iii) la alineación de montes submarinos Ausiàs March y Ses Olives. Los elementos de pequeña escala son: i) dos elevaciones longitudinales (ENE-OSO); ii) escarpes rectilíneos (NO-SE a NE-SO); iii) depresiones tectónicas (NNE-SSO a NE-SO); y iv) alineaciones rectilíneas de *pockmarks* (NO-SE a NNE-SSO). Los elementos de mayor tamaño responden a la configuración estructural neógeno-cuaternaria. El escarpe Émile Baudot limita el Promontorio Balear y la cuenca oceánica del Mediterráneo Occidental. La alineación de montes submarinos Ausiàs March y Ses Olives está generada por una fase extensional, y el monte submarino Émile Baudot forma parte de una alineación volcánica NO-SE asociada a la Zona de Fractura de Ibiza. Los elementos de pequeña escala están relacionados con estructuras tectónicas activas que deforman las unidades sedimentarias del Cuaternario y el fondo marino. Las elevaciones longitudinales están generadas por pliegues anticlinales, mientras que el resto de estructuras están asociadas a la actividad de fallas normales de buzamiento alto.

Palabras clave: geomorfología, deformación, pliegues, fallas, margen continental.

Abstract: A morphotectonic analysis has been carried out between the islands of Ibiza and Majorca in the central sector of the Balearic Promontory using multibeam bathymetry and very high-resolution seismic profiles. Several morphological features related to tectonics at two different scales have been differentiated. The large-scale features have a NE-SW direction, they are: i) the Émile Baudot Escarpment; ii) the Émile Baudot seamount, and iii) the Ausiàs March and Ses Olives seamounts alignment. The differentiated small-scale elements are: i) two longitudinal elevations (ENE-WSW); ii) rectilinear scarps (NW-SE to NE-SW); iii) tectonic depressions limited by one or two scarps (NNE-SSW to NE-SW); and iv) rectilinear pockmarks alignments (NW-SE to NNE-SSW). The largest elements respond to the Neogene-Quaternary structural configuration. The Émile Baudot escarpment is the limit between the Balearic Promontory and the Western Mediterranean oceanic basin. The alignment of the Ausiàs March and Ses Olives seamounts responds to the last extensional phase, and the Émile Baudot seamount forms part of a NW-SE volcanic alignment that could be associated with the Ibiza Fracture Zone. The smaller elements are related to active tectonic structures that deform Quaternary sedimentary units and the seafloor. The longitudinal elevations correspond to anticlinal folds, while the rest of the structures are associated to the activity of near vertical normal faults.

Key words: geomorphology, seafloor deformation, folds, faults, continental margin.

Introducción

En el margen continental entre las islas de Ibiza y Mallorca destaca la presencia de tres montes submarinos, dos de ellos próximos a Ibiza, los montes Ausiàs March y Ses Olives, y el tercero, el monte Émile Baudot, situado sobre el escarpe de igual nombre (Fig. 1). En el marco del proyecto LIFE IP INTEMARES se ha analizado la superficie de los fondos marinos de estos relieves y zonas adyacentes para evaluar la presencia de hábitats de interés comunitario y su importancia para su conservación.

A excepción de los montes submarinos, y de un campo de conos volcánicos relacionado con el monte Émile Baudot (Acosta *et al.*, 2004), la superficie del fondo marino se caracteriza por relieves suaves donde se han diferenciado cicatrices de deslizamiento,

pequeños escarpes, depresiones rectilíneas y varios campos de *pockmarks* (Massuti *et al.*, 2022).

El objetivo de este trabajo es el análisis de los rasgos geomorfológicos del fondo marino y su relación con la actividad tectónica reciente, así como realizar una primera estimación de esta actividad en el Canal de Mallorca.

Contexto geológico

La zona de estudio se localiza en el sector central del Promontorio Balear (PB), entre las islas de Ibiza (al SO) y Mallorca (al NE) y, el Escarpe de Émile Baudot al E, incluyendo la Cuenca Central (Acosta *et al.*, 2003) (Fig. 1B). La estructura del PB ha sido construida en tres fases: i) Oligoceno superior a Mioceno medio: apertura extensional de la Cuenca de Valencia y

rotación horaria del PB (Maillard y Mauffret, 1999), en el sector oriental del PB se formó un margen continental durante la apertura de la cuenca oceánica del Mediterráneo occidental, en relación con una falla transformante previa (Driussi *et al.*, 2015); ii) Mioceno inferior-medio: fase compresiva que generó estructuras de dirección ENE-OSO en continuidad con el cinturón Bético del NE de Alicante (Sabat *et al.*, 2011); iii) Serravallense-Tortonense: segundo episodio extensional (Moragues *et al.*, 2021). En el margen continental se observan cabalgamientos en el talud inferior al NO de las islas de Ibiza y Mallorca y, fallas normales que cortan a estas estructuras (Etheve *et al.*, 2016).

En el PB los terremotos tienen magnitud de baja a moderada (2.6 a 4.3) y se asocian con fallas NE-SO (Sánchez-Álzola *et al.*, 2014). En su parte SO se han descrito estructuras activas con pliegues locales, cabalgamientos y fallas de desgarre (Maillard y Mauffret, 2013), así como fallas normales y de desgarre en el Canal de Mallorca (Acosta *et al.*, 2003).

Datos y metodología

Se ha realizado un estudio geofísico de alta resolución (Fig. 1B) con la adquisición de datos de batimetría multihaz (EM710) y perfiles sísmicos con ecosonda paramétrica (TOPAS PS18 y PARASOUND P35) con una longitud total de 3250 km. Se ha elaborado un modelo de terreno de la zona que cubre una extensión de 4506 km², con una resolución de 16 m, que ha permitido analizar las principales variables del terreno con herramientas SIG. En los perfiles sísmicos se han diferenciado reflectores bien marcados a lo largo del perfil, de alta amplitud o que separen unidades sísmicas con diferentes características (transparentes, bien estratificados), así como las estructuras tectónicas que afectan a dichas unidades. Finalmente, se han interpretado los rasgos morfológicos del fondo marino en relación con las estructuras tectónicas y se ha realizado un análisis preliminar de la actividad de una falla a partir de las diferencias de espesor de las unidades sedimentarias a ambos lados del plano de falla siguiendo la metodología de Barnes y Pondard (2010).

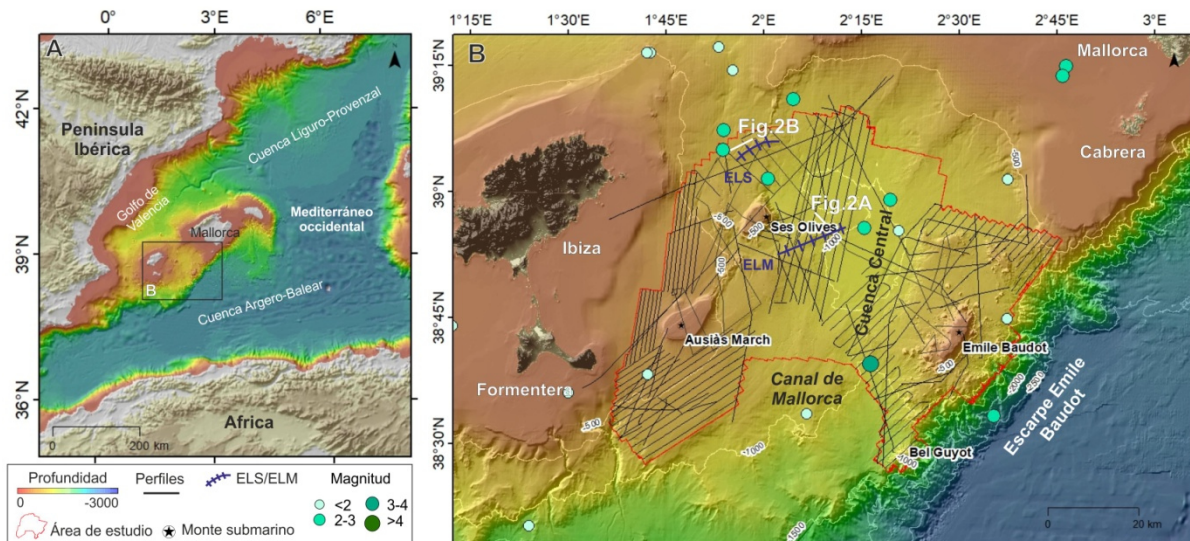


Fig. 1.- Situación de la zona de estudio en el contexto de la cuenca del Mediterráneo Occidental (A) y del Promontorio Balear (B). Se ha remarcado con un polígono la zona estudiada con nuevos datos de sonda multihaz y en línea continua los perfiles del subsuelo obtenidos con sonda paramétrica. Se incluye la localización de los perfiles de la Figura 2.

Fig. 1.- Situation of the study area in the context of the Western Mediterranean Basin (A) and the Balearic Promontory (B). The area studied with new multibeam data has been highlighted with a polygon and the high resolution profiles obtained with parametric echosounder are in continuous line. The location of Figure 2 seismic profiles is included.

Resultados

Se ha reconocido un conjunto de rasgos morfológicos en el fondo marino de origen tectónico, que se han clasificado en función de su tamaño en elementos de gran y pequeña escala.

Los elementos de gran escala tienen dirección NE-SO y son los siguientes (Fig. 1B):

- Escarpe Émile Baudot que separa al PB hacia el E de la Cuenca Argelo-Balear. Tiene 234 km de longitud con desniveles que varían entre 1450 m y 1900 m. Está constituido por dos segmentos con dirección ligeramente diferente.

- Monte submarino Émile Baudot, tiene una longitud de 15 km, desniveles entre 600 y 700 m, y su cima se sitúa a 96 m de profundidad. En su entorno existen numerosos conos volcánicos secundarios.

- Montes submarinos Ausiàs March y Ses Olives. Forman una alineación de 40 km de longitud, donde el

espelón norte del primero se extiende hacia el segundo. Sus desniveles varían de 200 a 350 m en el monte Ausiàs March, cuya cima se sitúa a 86 m de profundidad, y de 350 a 400 m en el monte Ses Olives.

Los elementos de pequeña escala son:

- Dos elevaciones longitudinales de orientación ENE-OSO: la septentrional (ELS) está situada entre el monte Ses Olives y la isla de Mallorca y hacia el NE pasa a E-O, tiene 12 km de longitud, 1 km de anchura y genera un relieve comprendido entre 25 y 75 m sobre los fondos adyacentes; la meridional (ELM) se localiza al este del monte Ses Olives, tiene 20 km de longitud, 4 km de anchura y genera un relieve de entre 50 y 75 m sobre los fondos adyacentes. En los perfiles sísmicos estas dos elevaciones corresponden a pliegues anticlinales (Fig. 2A).

- Escarpes rectilíneos situados sobre la ELS (NNE-SSO a NE-SO), en la cima del monte Ausiàs March (NE-SO) y tanto al N como al O del monte Ses Olives

(NO-SE a NE-SO). Tienen longitudes variables entre 0,5 y 20 km, con promedios de 3,8 km, y los desniveles asociados varían entre 3 y 28 m, descartando los escarpes que limitan las estructuras de gran escala. En los perfiles sísmicos corresponden a fallas normales que atraviesan las formaciones sedimentarias más recientes y deforman la superficie del fondo (Fig. 2B).

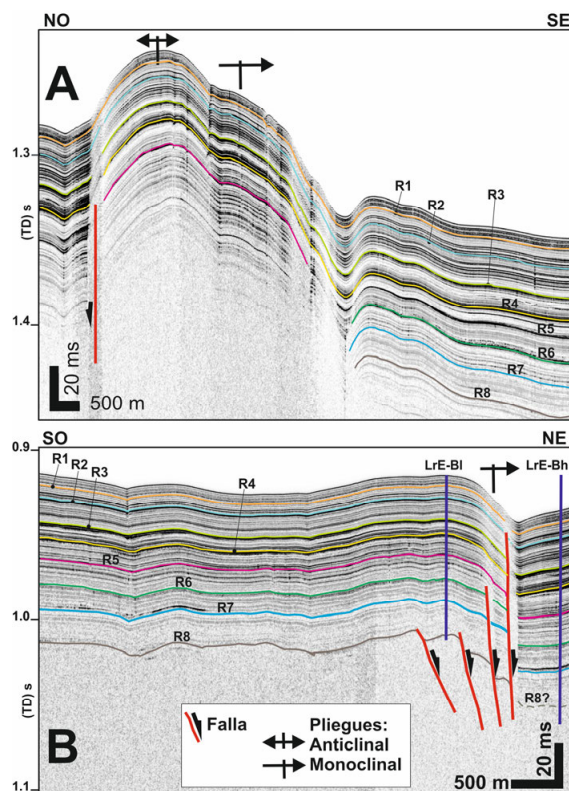


Fig. 2.- Ejemplo de las estructuras observadas en los perfiles sísmicos de alta resolución. A: Elevación longitudinal meridional interpretada como un pliegue anticlinal; B: Escarpe rectilíneo asociado a zona de falla normal. R1 a R8 reflectores de referencia; LrE-BI: Bloque levantado; LrE-Bh: Bloque hundido. Localización de los perfiles en la Figura 1.

Fig. 2.- Example of the structures observed in the high resolution seismic profiles. A: Southern longitudinal elevation interpreted as an anticline fold; B: Rectilinear escarp associated with a normal fault zone. R1 to R8 reference reflectors; LrE-BI: footwall; LrE-Bh: hangingwall. Location of the profile in Figure 1.

- Depresiones rectilíneas (NNE-SSO a NE-SO) limitadas por uno o dos escarpes, situadas sobre la ELS, con longitudes comprendidas entre 1 y 3 km, anchuras entre 0,5 y 1 km, y desniveles entre 4 y 28 m. En el extremo oriental de la Cuenca Central se localiza una depresión de 7,5 km de longitud, anchura variable entre 1,4 y 2,7 km, y desnivel máximo de 35 m. Los escarpes corresponden a fallas normales que afectan la superficie del fondo.

- La presencia de *pockmarks* en la superficie del fondo es muy alta, sólo se han considerado cuando se distribuyen según alineaciones rectilíneas que favorecen la formación de depresiones alargadas (NO-SE a NNE-SSO), con longitudes variables entre 0,7 y 9 km (promedio de 2,6 km). En los perfiles sísmicos se ha observado en algún caso su asociación en profundidad con fallas normales.

Cuantificación de la deformación

Se ha seleccionado una zona de falla normal, constituida al menos por 4 planos de fallas en secuencia de bloque superior (Fig. 2B) cuya

deformación genera unos pliegues de arrastre en las unidades sedimentarias. El buzamiento de los planos de falla aumenta hacia el ENE y sugiere que en profundidad se corresponda con una falla en dirección transtensiva. Esta zona de falla ha generado un escarpe rectilíneo a lo largo de 6 km de dirección NNE-SSO en la superficie del fondo marino.

Se ha estimado la evolución del salto de la zona de falla de forma preliminar. Para ello se han utilizado una serie de reflectores sísmicos a lo largo de un perfil sísmico que atraviesa la estructura (R1 a R8 de techo a base, en la Fig. 2B) como marcadores de la deformación. Se han medido los espesores que tienen las unidades sísmicas limitadas por estos reflectores a cada lado de la zona de falla, en dos puntos suficientemente alejados del plano de falla principal. De forma convencional, para unidades sedimentarias marinas superficiales, se ha utilizado 1550 m/s como velocidad de conversión de tiempo doble a espacio.

Unidad	Thick. FW (TD, ms)	Thick. HW (TD, ms)	Dif. Thick. (TD, ms)	Dif. Thick. (m)
U1=R1-FM	6	8	2	1,55
U2=R2-R1	7	9	2	1,55
U3=R3-R2	13	16	3	2,325
U4=R4-R3	8	13	5	3,875
U5=R5-R4	13	14	1	0,775
U6=R6-R5	14	18	4	3,1
U7=R7-R6	13	13	0	0
Total	74	91	17	13,175

Tabla 1.- Análisis del salto de la zona de falla (Fig. 2B) a partir de la variación del espesor de las unidades sísmicas. FM: fondo del mar; Thick. FW: Espesor bloque levantado; Thick. HW: Espesor bloque hundido; Dif. Thick. (TD, ms): Diferencias de espesores en ms tiempo doble; Dif. Thick. (m): Diferencia de espesores en metros.

Table 1.- Analysis of the fault zone offset (Fig. 2B) from the seismic units thickness variation. FM: Sea bottom; Thick. FW: Footwall thickness; Thick. HW: Hangingwall thickness; Dif. Thick. (TD, ms): Thickness differences in ms double time; Dif. Thick. (m): Thickness difference in meters.

En el estudio de las diferencias de espesor en las unidades sedimentarias recientes situadas en los bloques levantado y hundido (Tabla 1) se determina un salto total acumulado de la zona de falla de 17 ms (13,175 m) y que durante el depósito de estas unidades sedimentarias la zona de falla ha tenido, al menos, 6 eventos de actividad, marcados por saltos parciales que han variado entre 1 ms (0,775 m) y 5 ms (3,875 m), afectando a las diferentes unidades.

Discusión

Los elementos de mayor tamaño responden a la configuración estructural neógeno-cuaternaria del PB. El escarpe de Émile Baudot es el límite entre la corteza continental del margen del PB con la cuenca oceánica del Mediterráneo Occidental. Mientras que la alineación de montes submarinos de Ausiàs March y Ses Olives se configura durante la última fase extensional del PB (Maillard *et al.*, 2022).

El monte submarino Émile Baudot es un edificio volcánico cuaternario (Acosta *et al.*, 2004), forma parte de una alineación volcánica de dirección NO-SE asociada con la Zona de Fractura de Ibiza (Maillard y Mauffret, 1999), como parte de las zonas transformantes activas durante la apertura de las cuencas de Valencia y Argelo-Balear (Maillard *et al.*, 2020). La interferencia entre esta zona de fractura con el sistema de fallas que formó el escarpe Émile Baudot, ha podido producir el ligero cambio de dirección de este escarpe.

Los elementos de menor tamaño son elementos morfotectónicos activos en el Cuaternario que

deforman las unidades sedimentarias recientes y la superficie del fondo marino. Las dos elevaciones longitudinales corresponden a pliegues anticlinales, siendo el pliegue septentrional más cerrado. Estos pliegues podrían estar relacionados con pliegues de *roll-over* asociados a fallas normales enraizadas en una unidad salina situada en la base de la cobertera pliocena-cuaternaria (Maillard *et al.*, 2022).

El resto de las estructuras de pequeña escala se interpretan como originadas por el movimiento de fallas normales. Dada la baja actividad sísmica de la zona (Sánchez-Álzola *et al.*, 2014), la actividad tectónica Cuaternaria debe corresponder a procesos de deformación lenta. Maillard *et al.* (2022) han propuesto la actividad de fallas en dirección de orientación NE-SO a lo largo del Plioceno-Cuaternario.

El análisis de la evolución del salto de una zona de falla indica episodios de mayor actividad que han producido cambios en los espesores de las unidades sedimentarias a ambos lados de esta zona de falla y, podrían haber generado terremotos durante el Cuaternario. La presencia de deslizamientos en el área y la existencia de cuerpos volcánicos de edad Cuaternario (Acosta *et al.*, 2004) avala la actividad a lo largo de este periodo de tiempo.

Conclusiones

El análisis geomorfológico permite reconocer una serie de elementos generados por la actividad tectónica, que se clasifican en elementos de gran escala, generados durante la evolución neógeno-cuaternaria del PB y, de pequeña escala generados por la actividad tectónica durante el Cuaternario.

Entre los elementos tectónicos cuaternarios destaca el desarrollo de pliegues anticlinales en el fondo marino, así como numerosos escarpes y depresiones tectónicas rectilíneas causadas por la actividad de fallas normales. El análisis preliminar de una de estas zonas de falla normal ha permitido establecer hasta 6 eventos de actividad que afectan a las unidades sedimentarias de edad cuaternaria.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al proyecto LIFE IP INTEMARES, coordinado por la Fundación Biodiversidad, MITERD, con apoyo financiero del programa LIFE de la Unión Europea (LIFE15 IPE ES 012). Agradecemos su labor a los capitanes y tripulantes de los buques oceanográficos Ángeles Alvariño y Sarmiento de Gamboa así como a los participantes en las campañas oceanográficas INTEMARES_A22B_0718, 1019, 0720 y 0820.

Referencias

Acosta, J., Canals, M., Lopez-Martinez, J., Munoz, A., Herranz, P., Urgeles, R., Palomo, C., Casamor, J.L., 2003. The Balearic Promontory geomorphology (western Mediterranean): morphostructure and active processes. *Geomorphology* 49(3–4): 177–204.

Acosta, J., Ancochea, E., Canals, M., Huertas, M.J., Uchupi, E., 2004a. Early Pleistocene volcanism in the Émile Baudot seamount, Balearic promontory

(western Mediterranean Sea). *Marine Geology*, 207(1–4): 247–257.

Barnes, P. M., y Pondard, N., 2010. Derivation of direct on-fault submarine paleoearthquake records from high-resolution seismic reflection profiles: Wairau Fault, New Zealand. *Geochemistry Geophysics Geosystems* G³, 11: Q11013.

Driussi, O., Briais, A., Maillard, A., 2015. Evidence for transform motion along the South Balearic margin and implications for the kinematics of opening of the Algerian basin. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 186(4-5): 353-370.

Etheve, N., de Lamotte, D.F., Mohn, G., Martos, R., Roca, E., Blanpied, C., 2016. Extensional vs contractional Cenozoic deformation in Ibiza (Balearic Promontory, Spain): Integration in the West Mediterranean back-arc setting. *Tectonophysics*, 682: 35–55.

Maillard, A., Mauffret, A., 1999. Crustal structure and riftogenesis of the Valencia Trough (north-western Mediterranean Sea). *Basin Research*, 11(4): 357-379.

Maillard, A., Mauffret, A. 2013. Structure and present-day compression in the offshore area between Alicante and Ibiza island (eastern iberian margin). *Tectonophysics*, 591: 116-130.

Maillard, A., Jolivet, L., Lofi, J., Thion, I., Couéffé, R., Canva, A., Dofal, A., 2020. Transfer zones and associated volcanic province in the eastern Valencia Basin: Evidence for a hot rifted margin? *Marine and Petroleum Geology*, 119: art. n° 104419.

Maillard, A., Raad, F., Chanier, F., Heida, H., Lofi, J., Mas, G., García-Castellanos, D., 2022. Plio-Quaternary strike-slip tectonics in the Central Mallorca Depression, Balearic Promontory: Land–sea correlation. *Tectonophysics*, 829: art. n° 229295.

Massutí, E., Sánchez-Guillamón, O., Farriols, M.T., Palomino, D., Frank, A., Bárcenas, P., Rincón, B., Martínez-Carreño, N., Keller, S., López-Rodríguez, C., Díaz, J.A., López-González, N., Marco-Herrero, E., Fernández-Arcaya, U., Valls, M., Ramírez-Amaro, S., Ferragut, F., Joher, S., Ordinas, F., Vázquez, J.T., 2022. Improving Scientific Knowledge of Mallorca Channel Seamounts (Western Mediterranean) within the Framework of Natura 2000 Network. *Diversity*, 14 (1): art. n° 4.

Moragues, L., Ruano, P., Azañón, J.M., Garrido, C.J., Hidas, K., Booth-Rea, G., 2021. Two Cenozoic extensional phases in Mallorca and their implications in the geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonics*, 40(11): art. n° e2021TC006868

Sabat, F., Gelabert, B., Rodríguez-Perea, A., Giménez, J., 2011. Geological structure and evolution of Majorca: implications for the origin of the Western Mediterranean. *Tectonophysics*, 510(1–2): 217–238.

Sánchez-Alzola, A., Sánchez, C., Giménez, J., Alfaro, P., Gelabert, B., Borque, M.J., Gil, A.J., 2014. Crustal velocity and strain rate fields in the Balearic Islands based on continuous GPS time series from the XGAIB network (2010–2013). *Journal of Geodynamics*, 82: 78–86.



SISTEMA DE PLIEGUES ACTIVOS EN EL MARGEN CONTINENTAL SEPTENTRIONAL DEL MAR DE ALBORÁN (MEDITERRANEO OCCIDENTAL)

Active fold system in the northern continental margin of the Alboran Sea (Western Mediterranean)

J.T. Vázquez¹, J. Galindo-Zaldívar^{2,3}, D. Palomino¹, L. González², M.C Fernández-Puga⁴, S. Naranjo¹, M.T. Pedrosa², V. Tendero³, P. Bárcenas¹, F. Estrada⁵, G. Ercilla⁵

¹ Instituto Español de Oceanografía, CSIC, Centro Oceanográfico de Málaga, Puerto Pesquero s/n, 29640 Fuengirola (Málaga), Spain. juantomas.vazquez@ieo.csic.es, desiree.palomino@ieo.csic.es, patri.barcenas@gmail.com

² Dpto. de Geodinámica, Universidad de Granada, 18071 Granada, Spain. jgalindo@ugr.es, lgcastillo@ugr.es, mpedrosa@correo.ugr.es

³ Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR, 18100 Granada, Spain. vtendero@ugr.es,

⁴ Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Univ. Cádiz. 11510 Puerto Real (Cádiz), Spain. mcarmen.fernandez@uca.es

⁵ Instituto de Ciencias del Mar, CSIC, Continental Margins Group, 08003 Barcelona, Spain. festrada@icm.csic.es, gemma@icm.csic.es

Resumen: En el margen septentrional del Mar de Alborán, la deformación compresiva relacionada con la convergencia entre las placas de Eurasia y Nubia se resuelve mediante una intensa fracturación según dos grandes sistemas de fallas de dirección NNE-SSO con movimiento sinestro y NO-SE de desplazamiento dextral-normal. El análisis estructural de los elementos geomorfológicos presentes en el fondo marino permite establecer, además, una serie de elementos morfológicos generados por la actividad de pliegues anticlinales y sinclinales que conforman una serie de elevaciones de dirección N050-060°E. Estos pliegues deforman a las unidades sedimentarias superficiales y han sido activos al menos durante el Cuaternario, como lo demuestra el patrón de espesores de las unidades sísmicas afectadas por el plegamiento y la deformación de la superficie erosiva asociada a una terraza contornítica. Este patrón de estructuras se interpreta como generado por la deformación existente sobre una falla de cabalgamiento, vergente hacia el norte, que asume parte de la deformación compresiva causada por la indentación del bloque de la Dorsal de Alborán.

Palabras clave: geomorfología, deformación, pliegues, fallas, margen continental.

Abstract: In the northern margin of the Alboran Sea, the compressive deformation related to the convergence between the Nubian and Eurasian plates is resolved by an intense fracturing along two large fault systems trending NNE-SSW with left-lateral movements and NW-SE with right-lateral normal components. The structural analysis of the geomorphological elements on the seafloor also allows us to establish a series of morphological elements generated by the activity of some anticline and syncline fold sets. It is basically a series of ridges heading N050-060°E. These folds deform the shallow sedimentary units and have been active at least during the Quaternary, as evidenced by the thickness pattern of seismic units affected by the folding and the deformation of an erosive surface associated with a contouritic terrace. This pattern of structures is interpreted to be generated by the overlying deformation on a thrust fault, verging towards the north, which assumes part of the compressive deformation caused by the indentation of the Alborán Ridge block.

Key words: geomorphology, seafloor deformation, folds, faults, continental margin.

Introducción

La región del Mar de Alborán y las zonas de las Béticas y Rif, al norte y al sur respectivamente, se caracterizan por un alto número de terremotos, normalmente de magnitud moderada, pero que han tenido su máxima expresión con la generación de tres sismos de magnitud superior a 6 Mw (6,2 en el 2004; 6,2 en el 2010 y 6,4 en el 2016) en el sector meridional de esta región (Grevemeyer *et al.*, 2015; Buforn *et al.*, 2017). Este riesgo sísmico ocasiona que la actividad tectónica contemporánea sea un objetivo de gran interés en esta región durante las últimas décadas.

La adquisición de datos batimétricos y perfiles del subsuelo de alta resolución ha permitido estudiar las estructuras tectónicas que están afectando a la superficie del fondo marino, llegando a generar rasgos morfológicos lineales, muy marcados, asociados con zonas de fallas (Gràcia *et al.*, 2006; Ballesteros *et al.*, 2008; Estrada *et al.*, 2018; Perea *et al.*, 2018; d'Acremont *et al.*, 2020; Vázquez *et al.*, 2022). Así mismo, estos datos han permitido establecer una bu-

ena correlación entre las estructuras sismogénicas, en profundidad, con las estructuras tectónicas activas en la superficie del fondo marino (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2018; Gràcia *et al.*, 2019),

La evolución de la deformación a lo largo del Plioceno-Cuaternario en esta región es consecuencia de los procesos de colisión continental existentes entre las placas de Eurasia y Nubia (África Occidental) según una dirección de convergencia NO-SE. La indentación de la Dorsal de Alborán hacia el norte, como parte de la litosfera africana, explica toda la deformación que se observa en el sector central del Mar de Alborán (Estrada *et al.*, 2018). El bloque indentador (Dorsal de Alborán, de dirección ENE-OSO) está limitado al oeste por la falla de Al Idrissi, desgarre sinestro de dirección NNE-SSO, y hacia el este por la falla de Yusuf, desgarre dextroso de dirección NO-SE. Estos dos sistemas de fallas se han propagado hacia el margen septentrional de la cuenca, generando familias de estructuras muy penetrativas, como son el sistema de fallas de Motril-Djibouti (Vázquez *et al.*, 2018) de dirección NNE-SSO con movimiento sinestro, y el

sistema de fallas y pliegues de Averroes (Moreno *et al.*, 2016; Perea *et al.*, 2018) o el sistema de la falla de Balanegra (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2013), ambos de dirección NO-SE con movimiento dextro-normal. Además, en este contexto se han generado sistemas de pliegues de orientación ENE-OSO (Vázquez *et al.*, 2016; Estrada *et al.*, 2018).

Las estructuras de plegamiento activas durante el Cuaternario son menos conocidas que los sistemas de fallas, si bien se han descrito tanto en el margen meridional de la cuenca en el banco de Xauén (d'Acremont *et al.*, 2020), sobre el frente del bloque indentador formando la antiforma de la Dorsal de Alborán (Estrada *et al.*, 2018), y sobre el margen septentrional del mar de Alborán (Vázquez *et al.*, 2016) donde han sido estudiados, preferentemente, en el Campo de Dalías en la zona emergida (Pedrera *et al.*, 2012).

El objetivo de este trabajo es aportar nuevo conocimiento sobre las estructuras de plegamiento localizadas en el margen septentrional del Mar de Alborán, su actividad contemporánea y su influencia sobre la superficie del fondo marino.

Datos y metodología

En este estudio se ha utilizado la base de datos de batimetría y de perfiles sísmicos de alta resolución, recopilada a lo largo de las dos últimas décadas, por los grupos de investigación de Márgenes Continentales (ICM, CSIC) y de Geociencias Marinas (IEO, CSIC), completadas con la adquisición de nuevos datos geofísicos de alta resolución durante la campaña oceanográfica RIGEL2-AGORA_0820. En esta campaña se obtuvieron datos de batimetría multihaz (EM710) y, una malla de perfiles sísmicos de alta resolución con ecosonda paramétrica (TOPAS PS18) en el sector nororiental del margen continental del Mar de Alborán (Fig. 1A).

Los datos batimétricos se han integrado en un SIG, se ha obtenido un modelo digital del terreno y se han aplicado diferentes herramientas para conocer las principales variables del terreno (pendiente, curvatura, rugosidad y orientación del terreno), que han permitido interpretar los rasgos morfológicos del fondo marino. En los perfiles sísmicos se han interpretado las estructuras tectónicas que afectan a las unidades sedimentarias superficiales y han permitido discutir el origen tectónico de los rasgos morfológicos interpretados.

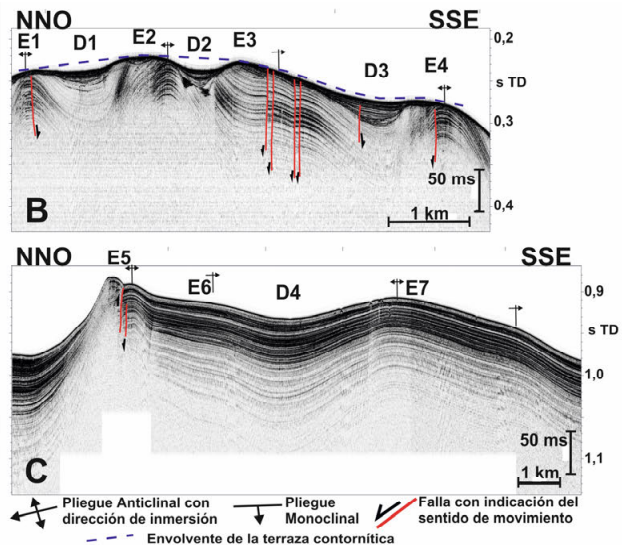
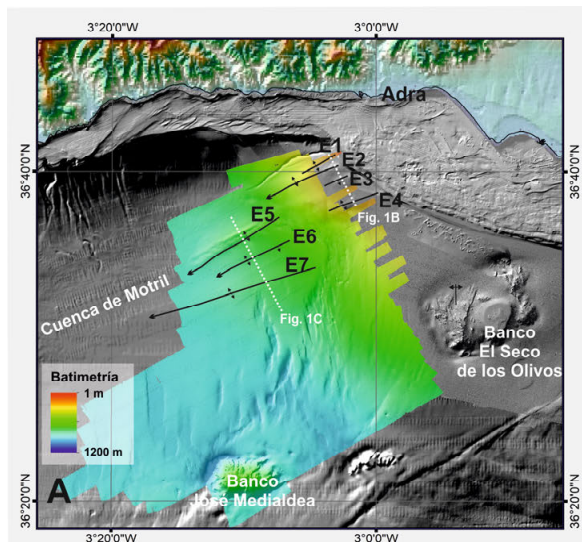


Fig. 1.- A: Área de estudio en el margen continental de Adra, sector septentrional del Mar de Alborán. B y C: Perfiles sísmicos de muy alta resolución obtenidos con sonda paramétrica durante la campaña oceanográfica RIGEL2_AGORA_0820.

Fig. 1.- A: Location of the study area in the, continental margin of Adra, northern sector of the Alboran Sea. B and C: Very high resolution seismic profiles acquired with parametric echosounder during the oceanographic cruise RIGEL2_AGORA_0820.

Resultados

En el modelo de terreno del fondo marino se diferencian claramente al menos siete suaves elevaciones rectilíneas alargadas (E1 a E7; Fig. 1A y Tabla 1), de dirección N050-060°E, que están localizadas en el talud continental medio al oeste del Banco del Seco de los Olivos (o Banco de Chella). Cuatro de ellas, sector oriental (E1 a E4, de norte a sur; Figs. 1A y 1B), afectan una terraza contornítica labrada en el segmento superior del talud medio (Ercilla *et al.*, 2016; referencia). Las otras tres, sector occidental (E5 a E7, de norte a sur; Figs. 1A y 1C), se sitúan a mayor profundidad en el interior de la cuenca de Motril.

De modo general las pendientes de los flancos septentrionales son mayores (3-6°) que la de los flancos meridionales (2,5-4,5°) que se aproximan a la pendiente media del talud (1-2°). Además, entre las

elevaciones se desarrollan depresiones de orientación subparalela a estas: D1 entre E1 y E2, D2 entre E2 y E3, D3 entre E3 y E4, y D4 entre E5 y E7.

Elevación	Longitud (km)	Anchura (km)	R Max. (m) N/S	Prof. Cima (m) E-O
E1	5,5	0,7	35/2	150-300
E2	9	1,75	30/16	160-550
E3	3	0,5-1,2	8/33	160-350
E4	5	0,5-1,2	5/36	160-350
E5	13	1,5-2,5	60/30	550-830
E6	10	3	10/25	680-840
E7	16	4	25/25	680-850

Tabla 1.- Características morfométricas de las elevaciones estudiadas. R Max.: Relieves máximo de los flancos norte y sur; Prof. Cima: Variación de la profundidad de la cima de este a oeste.

Table 1.- Morphometric characteristics of the elevations studied. R Max.: Maximum relief of the north and south flanks; Depth Top: Variation of the depth of the top from east to west.

La morfología de la cima de E1, E2 y E4 se caracteriza por un relieve prácticamente plano, mientras que E3, E5 y E7 tienen geometría de cresta, si bien con diferente inclinación de sus flancos, por último en E6 se caracteriza normalmente por tener una forma de escalón en el flanco meridional de E5. Las depresiones D1 y D3 se caracterizan así mismo por tener superficies prácticamente planas, mientras D2 y D4 tienen forma de valle (Figs. 1B y 1C).

En los perfiles sísmicos de alta resolución se observa como las principales estructuras responsables de estas elevaciones y depresiones corresponden a un tren de pliegues anticlinales y sinclinales (Figs. 1B y 1C). Las elevaciones E1, E2, E4, E5 y E7 corresponden a pliegues anticlinales, mientras que las elevaciones E3 y E6 están constituidas por pliegues monoclinales. Asimismo, las depresiones D1, D3 y D4 corresponden a pliegues sinclinales mientras que D2 tendría una geometría de canal erosivo parcialmente rellenado.

La elevación alcanzada por las estructuras en el sector oriental (E1 a E4 y D1 a D3) les hace estar sujetas a la acción erosiva de las corrientes de fondo responsables de la formación de una terraza contornítica en el segmento superior del talud medio. La superficie de abrasión de esta terraza erosiona a los pliegues anticlinales, truncando a los reflectores, y está posteriormente deformada por el movimiento de elevación de las estructuras de plegamiento y por el desarrollo de fallas de alto ángulo de componente normal, de dirección NO-SE.

Las elevaciones E5 y E7 están formadas por pliegues anticlinales con flancos asimétricos, siendo el flanco septentrional el que tiene más inclinación. Esta asimetría es mayor en el pliegue anticlinal más septentrional (E5, Fig. 1C). La elevación E6 está formada por un pliegue anticlinal más abierto, que hacia el este pasa a una estructura monoclinale. El eje de la elevación E5 se caracteriza por estar fracturado por una zona de falla de dirección subparalela al eje del pliegue anticlinal constituida por varias fallas de componente inversa que producen una estructura *pop-up* que acentúa la asimetría de este pliegue y favorece la formación de pequeños deslizamientos en la superficie actual del fondo marino del flanco septentrional. Por último, E7 y en menor medida E6 y E5, están afectadas también por fallas normales de dirección N-S a NO-SE.

Los pliegues sinclinales asociados con las depresiones D1, D3 y D4 también son asimétricos; en este caso los flancos más tendidos son los septentrionales y los más inclinados los meridionales, apreciándose un aumento de espesor de las unidades sísmicas hacia la charnela del pliegue. Esta asimetría es coherente con la observada en los pliegues anticlinales.

La dirección de inmersión de los ejes de los pliegues está dirigida hacia el oeste, dirección en la que se va produciendo también una progresiva disminución de la inclinación de los flancos de los pliegues.

Discusión

Las elevaciones y depresiones descritas en la morfología del talud medio del margen de Adra se interpretan como generadas por el desarrollo de un tren de pliegues anticlinales y sinclinales, de características asimétricas que indican una vergencia hacia el norte.

En el caso de la elevación E5 se observa la actividad de fallas inversas de alto ángulo que desplazan el propio pliegue anticlinal y llegan a afectar a la superficie del fondo marino. Estas fallas inversas que afectan al eje del anticlinal en superficie junto con la geometría asimétrica de los pliegues permiten proponer que este tren de pliegues está relacionado con un sistema de cabalgamiento imbricados ciegos desarrollados en contrapendiente que afectaría a parte de la cobertera sedimentaria de la cuenca y que sigue deformando a las unidades sedimentarias superficiales. El cabalgamiento frontal se sitúa en la posición del anticlinal que genera la elevación E5 que presenta la mayor actividad. Este cabalgamiento ha sido observado en perfiles sísmicos de gran penetración (Cabalgamiento del Margen de Adra; Vázquez *et al.*, 2016).

Las evidencias de actividad cuaternaria de estos pliegues son: i) la deformación de la superficie del fondo marino; ii) la deformación de la terraza contornítica por los pliegues asociados con las elevaciones E-1 a E4, esta terraza ha funcionado durante el Pleistoceno y Holoceno y está generada por la dinámica de las corrientes de fondo existente en la zona de interfase entre las masas de Agua Atlántica Superficial y Levantina Intermedia (Ercilla *et al.*, 2016); iii) el desarrollo de deslizamientos en la superficie actual del fondo marino en los flancos septentrionales de mayor pendiente de las estructuras de plegamiento; y iv) el aumento de espesor de las unidades sedimentarias en los pliegues sinclinales relacionada con el continuo incremento de agradación en los surcos sinclinales como consecuencia de la deformación durante el depósito de estas unidades sedimentarias.

La continuidad entre las estructuras descritas en los dos sectores es problemática, dada la densa fracturación existente al este del sector occidental con fallas de dirección NO-SE y comportamiento dextro-normal (Vázquez *et al.*, 2016). Al comparar la geometría de las estructuras se puede inferir una similitud entre los pliegues asociados con E5 y E6 al oeste y los pliegues asociados con E2 y E3 al este, si bien esta continuidad no es concluyente.

La intensidad de la deformación de los pliegues disminuye hacia el oeste y aumenta hacia el este donde los pliegues presentan configuraciones más apretadas. Hacia el este la dirección de los pliegues diverge ligeramente, este factor podría permitir generar nuevos pliegues entre los descritos en el sector occidental. Por otro lado los pliegues del margen de Adra tendrían continuidad con los descritos en el Campo de Dalias (Pedrera *et al.*, 2012).

El desarrollo durante el Cuaternario de estas estructuras compresivas es coherente con el modelo de indentación tectónica propuesto en el sector central del Mar de Alborán (Estrada *et al.*, 2018). En este escenario, la deformación se transmite de forma directa a la cobertera sedimentaria en la que se produciría un sistema de cabalgamientos de bajo ángulo, cuyo movimiento favorece el plegamiento de las unidades sedimentarias suprayacentes, llegando a fracturar con fallas inversas secundarias el anticlinal (E5) situado sobre el cabalgamiento frontal del sistema. Este sistema de cabalgamientos y pliegues se formaría como consecuencia de la resistencia ejercida por el basamento del margen de Adra, inclinado como parte del flanco sur de la antiforma de la Sierra de la Contraviesa (Pedrera *et al.*, 2012).

Conclusiones

Se han identificado siete elevaciones rectilíneas alargadas y cuatro depresiones a partir del análisis geomorfológico del talud medio del Margen de Adra, que están generados por un tren de pliegues con anticlinales de flancos ligeramente asimétricos que aumentan su pendiente y asimetría hacia el norte.

Se propone que estos pliegues son el resultado de la actividad de un sistema de cabalgamientos ciegos que afecta, al menos, a las unidades sedimentarias de esta cuenca. Este sistema de cabalgamientos, y pliegues asociados, asumirían parte de la deformación generada por la compresión hacia el norte de la dorsal de Alborán en el modelo de indentación tectónica propuesto para la parte central de esta cuenca.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al proyecto RIGEL2 (IEO, CSIC) y el proyecto AGORA de la Junta de Andalucía (P18-RT-3275). Además es una contribución a los grupos del Programa Andaluz de Investigación RNM-148 y RNM-328. Agradecemos su labor al capitán y tripulantes del buque oceanográfico Ramón Margalef.

Referencias

- Ballesteros, M., Rivera, J., Muñoz, A., Muñoz-Martín, A., Acosta, J., Carbó, A., et al. (2008). Alboran Basin, Southern Spain-Part II: Neogene Tectonic Implications for the Orogenic Float Model. *Marine and Petroleum Geology*, 25: 75–101.
- Buform, E., Pro, C., Sanz de Galdeano, C., Cantavella, J.V., Cesca, S., Caldeira, B., Udías, A., Mattesini, M. (2017). The 2016 South Alboran Earthquake (Mw 6.4): A Reactivation of the Ibero-Maghrebian Region? *Tectonophysics*, 712-713: 704–715.
- d'Acremont, E., Lafosse, M., Rabaute, A., Teurquety, G., Do Couto, D., Ercilla, G., Juan, C., de Lépinay, B.M., Lafuerza, S., Galindo-Zaldívar, J., Estrada, F., Vázquez, J.T., Leroy, S., Poort, J., Ammar, A., Gorini, C. 2020. Polyphase Tectonic Evolution of Fore-Arc Basin Related to STEP Fault as Revealed by Seismic Reflection Data From the Alboran Sea (W-Mediterranean). *Tectonics*, 39 (3): art. no. e2019TC005885.
- Ercilla, G., Juan, C., Hernández-Molina, F.J., Bruno, M., Estrada, F., Alonso, B., Casas, D., Farran, M., Llave, E., García, M., Vázquez, J.T., D'Acremont, E., Gorini, C., Palomino, D., Valencia, J., El Mounni, B., Ammar, A. 2016. Significance of bottom currents in deep-sea morphodynamics: An example from the Alboran Sea. *Marine Geology*, 378: 157-170.
- Estrada, F., Galindo-Zaldívar, J., Vázquez, J.T., Ercilla, G., D'Acremont, E., Alonso, B., Gorini, C. 2018. Tectonic indentation in the central Alboran Sea (westernmost Mediterranean). *Terra Nova*, 30(1): 24-33.
- Galindo-Zaldívar, J., Borque, M.J., Pedrera, A., Marín-Lechado, C., Gil, A.J., López-Garrido, A.C. 2013. Deformation Behaviour of the Low-Rate Active Balanegra Fault Zone from High-Precision Levelling (Betic Cordillera, SE Spain). *Journal of Geodynamics*, 71: 43–51.
- Galindo-Zaldívar, J., Ercilla, G., Estrada, F., Catalán, M., d'Acremont, E., Azzouz, O., Casas, D., Chourak, M., Vázquez, J.T., Chalouan, A., Sanz de Galdeano, C., Benmakhlouf, M., Gorini, C., Alonso, B., Palomino, D., Rengel, J.A., Gil, A.J. 2018. Imaging the Growth of Recent Faults: The Case of 2016–2017 Seismic Sequence Sea Bottom Deformation in the Alboran Sea (Western Mediterranean). *Tectonics*, 37(8): 2513-2530.
- Gràcia, E., Pallàs, R., Soto, J.I., Comas, M., Moreno, X., Masana, E., Santanach, P., Diez, S., García, M., Dañoibeitia, J., Bartolomé, R., Farrán, M., Gómez, M., Alpiste, M.J.R., Lastras, G., Wilmott, V., Perea, H., Blondel, P., Gómez, O., Bullock, L., Jacobs, C., Rouse, I., White, D., Whittle, S., Terrinha, P., Gafeira, J., Roque, C. 2006. Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): Implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 241(3-4), pp. 734-749
- Gràcia, E., Grevemeyer, I., Bartolomé, R., Perea, H., Martínez-Loriente, S., Gómez de la Peña, L., Villaseñor, A., Klinger, Y., Lo Iacono, C., Diez, S., Calahorrano, A., Camafort, M., Costa, S., d'Acremont, E., Rabaute, A., Ranero, C.R. 2019. Earthquake crisis unveils the growth of an incipient continental fault system. *Nature Communications*, 10(1): art. no. 3482.
- Grevemeyer, I., Gràcia, E., Villaseñor, A., Leuchters, W., Watts, A.B. 2015. Seismicity and Active Tectonics in the Alboran Sea, Western Mediterranean: Constraints from an Offshore-Onshore Seismological Network and Swath Bathymetry Data. *Journal of Geophysical Research*, 121: 767–787.
- Moreno, X., Gràcia, E., Bartolomé, R., Martínez-Loriente, S., Perea, H., de la Peña, L.G., ... Dañoibeitia, J.J. 2016. Seismostratigraphy and tectonic architecture of the Carboneras Fault offshore based on multiscale seismic imaging: Implications for the Neogene evolution of the NE Alboran Sea. *Tectonophysics*, 689: 115-132.
- Pedrera, 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. 2012. Recent and active faults and folds in the central-eastern internal zones of the Betic Cordillera. 2012, *Journal of Iberian Geology*, 38(1): 203-221.
- Perea, H., Gràcia, E., Martínez-Loriente, S., Bartolomé, R., de la Peña, L.G., de Mol, B., Moreno, X., Iacono, C.L., Diez, S., Tello, O., Gómez-Ballesteros, M., Dañoibeitia, J.J. 2018. Kinematic analysis of secondary faults within a distributed shear-zone reveals fault linkage and increased seismic hazard. *Marine Geology*, 399: 23-33.
- Vázquez, J.T., Estrada, F., Vegas, R., Ercilla, G., Alonso, B., Fernández-Salas, L.M., d'Acremont, E., Fernández-Puga, M.C., Gómez-Ballesteros, M., Bárcenas, P., Palomino, D., Gorini, Ch. 2016. Geomorfología submarina en relación con la actividad tectónica Cuaternaria en la Cuenca del Mar de Alborán, En: *Comprendiendo el relieve: del pasado al futuro*, Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. Geología y Geofísica Nº 5 (J.J. Durán Valsero, M. Montes Santiago, A. Robador Moreno, A. Salazar Rincón, Eds.), IGME, Madrid, 587-595.
- Vázquez, J.T., Estrada, F., Ercilla, E., D'Acremont, E., Fernández Salas, L.M., Galindo-Zaldívar, J., Palomino, D., Alonso, B., Juan, C., Gorini, Ch., Vegas, R. 2018. Geomorphology and Quaternary deformations related to fault zones in the Motril-Djibouti Marginal Plateau. En: *Avances En: El Estudio de Fallas Activas, Terremotos y Peligrosidad Sísmica de Iberia* (C. Canora, F. Martín, E. Masana, R. Pérez y M. Ortuño, Eds.) - Tercera reunión ibérica sobre fallas activas y paleosismología, Alicante, España. Los Autores, Alicante, 137-140.
- Vázquez, J.T., Ercilla, G., Alonso, B., Peláez, J.P., Palomino, D., León, R., Bárcenas, P., Casas, D., Estrada, F., Fernández-Puga, M.C., Galindo-Zaldívar, J., Henares, J., Llorente, M., Sánchez-Guillamón, O., d'Acremont, E., Ammar, A., Chourak, A., Fernández Salas, L.M., López González, N., Lafuerza, S. 2022. Triggering processes of tsunamis in the Alboran Sea and Gulf of Cádiz: A general review. En: *Historical Earthquakes and Tsunamis in the Iberian Peninsula - An Interdisciplinary Dialogue* (M. Álvarez Martí-Aguilar, F. Machuca Prieto, Eds.). Natural Science in Archaeology. Springer, Singapore, 65–104.



SERIE SÍSMICA DEL SUR DEL MAR DE ALBORÁN DEL 2021-2022: RELOCALIZACIÓN DE LOS EVENTOS E IMPLICACIONES SISMOTECTÓNICAS

Southern Alboran 2021-2022 seismic sequence: events relocation and seismotectonic implications

H. Perea^{1,2}, J.L. Sánchez Roldán¹, L. Lozano³, J.A. Álvarez Gómez¹, P. Herrero-Barbero¹,
M.J. Jiménez⁴, S. Martínez-Lorienté², A. Canari² y J. Llopart²

¹ Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, Spain. hperea01@ucm.es

² Institut de Ciències del Mar, CSIC, 08003 Barcelona, Spain. h.perea@icm.csic.es

³ Red Sísmica Española, Instituto Geográfico Nacional, 28003 Madrid, Spain.

⁴ Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, 28006 Madrid, Spain.

Resumen: La zona sur del mar de Alborán ha experimentado una sismicidad importante desde mitad del 2021 que se ha prolongado hasta la actualidad. La relocalización de esta sismicidad se ha realizado utilizando un nuevo un modelo tridimensional de velocidades de onda P desarrollado para el sur de la Península Ibérica, Mar de Alborán y norte de África. En general, la mayoría de los terremotos de esta serie se localizan al este de la falla de Al-Idrissi y al sur de la falla sur de la Cresta de Alboran. La comparación entre la densidad de terremotos de la serie sísmica del 2021-2022 y el mapa de la transferencia de esfuerzos de Coulomb correspondiente al terremoto de Al-Idrissi del 2016 (Mw 6.4) muestra que la mayoría de los terremotos de la serie actual se localizan en una zona de aumento del esfuerzo, sugiriendo que los terremotos de esta serie podrían ser considerados como réplicas del terremoto del 2016.

Palabras clave: Sismicidad, Relocalización, Transferencia del esfuerzo de Coulomb, Alboran Sur, Falla de Al-Idrissi.

Abstract: *The southern area of the Alboran Sea has experienced significant seismicity since mid-2021, which has lasted until today. The relocation of this seismicity has been carried out using a new three-dimensional model of P-wave velocities developed for the south of the Iberian Peninsula, the Alboran Sea and North Africa. In general, most of the earthquakes in this series are located east of the Al-Idrissi fault and south of the South Alboran Ridge fault. The comparison between the earthquake density of the 2021-2022 seismic series and the Coulomb stress transfer map corresponding to the 2016 Al-Idrissi earthquake (Mw 6.4) shows that most earthquakes in the current series are located in a zone of increased stress, suggesting that the earthquakes in this series could be considered as aftershocks of the 2016 earthquake.*

Key words: *Seismicity, earthquake relocation, Coulomb stress transfer, South Alboran, Al-Idrissi fault.*

Introducción

El mar de Alborán acomoda parte de los 4-5 mm/año de convergencia entre las placas de Nubia y Euroasiática (Sparacino *et al.*, 2020). La deformación relacionada con esta convergencia se acomoda a lo largo de una amplia zona (Fig. 1). La cuenca del mar de Alborán se interpreta como una cuenca neógena de tras-arco generada por la extensión relacionada con la subducción en el arco de Gibraltar (Comas *et al.*, 1999; Booth-Rea *et al.*, 2007). Esta es una zona caracterizada por una actividad sísmica significativa. Aunque esta sismicidad se puede describir como de magnitud entre baja y moderada, en la zona se han producido grandes terremotos como el de Almería de 1522 (I_{EMS98} IX), el de Adra de 1910 (I_{EMS98} VIII) o el de Al-Idrissi de 2016 (M_w 6.4), entre otros (Martínez Solares and Mezcua, 2002; Buforn *et al.*, 1995; Stich *et al.*, 2010; Gràcia *et al.*, 2019).

Desde mitad del 2021 hasta la actualidad, la zona sur del mar de Alborán ha estado registrado una serie de terremotos de manera continua. Entre el día 1 de junio del 2021 y del 2022, la red sísmica del Instituto Geográfico Nacional (IGN) ha registrado más de 4000 terremotos en esta zona. De ellos, 12 han tenido magnitud igual o superior a 4 y se han sentido en las poblaciones cercanas del norte de África, o incluso en el sur de la Península Ibérica, como es el caso del terremoto de Mw 5.3 del 20 de mayo de 2022 (IGN, 2022).

En este trabajo presentamos los resultados preliminares de la relocalización de los hipocentros de los terremotos con magnitud mayor que 2.5 de la serie sísmica que está afectando la zona sur del mar de Alborán desde junio del 2021. Estos resultados nos permiten establecer una relación entre esta serie sísmica y la acontecida en 2016 con un terremoto máximo de Mw 6.4 y asociada a la falla de Al-Idrissi (Gràcia *et al.*, 2019).

Serie de Alborán 2021-2022 y relocalización de hipocentros

De los más de 4000 terremotos presentes en el catálogo original del IGN ocurridos en la zona de estudio, se ha considerado el subconjunto de datos de aquellos con magnitud mayor a 2.5, lo que hace un total de 1105 terremotos. Para el cálculo de inversión se utilizaron 30530 fases de onda registradas en estaciones de toda la Red Sísmica Nacional (IGN, 2022).

La Figura 2 muestra que la frecuencia de detección de terremotos es más o menos homogénea a lo largo de la duración de la serie sísmica y, además, que la ocurrencia de terremotos con magnitud superior a 4 ha estado relacionada con periodos con un incremento de la sismicidad dentro de la serie. Por ejemplo, el terremoto de Mw 5.3 del 20 de mayo de 2022 dio lugar a numerosas réplicas que se reflejan en el pico de frecuencia del histograma de terremotos (Fig. 2).

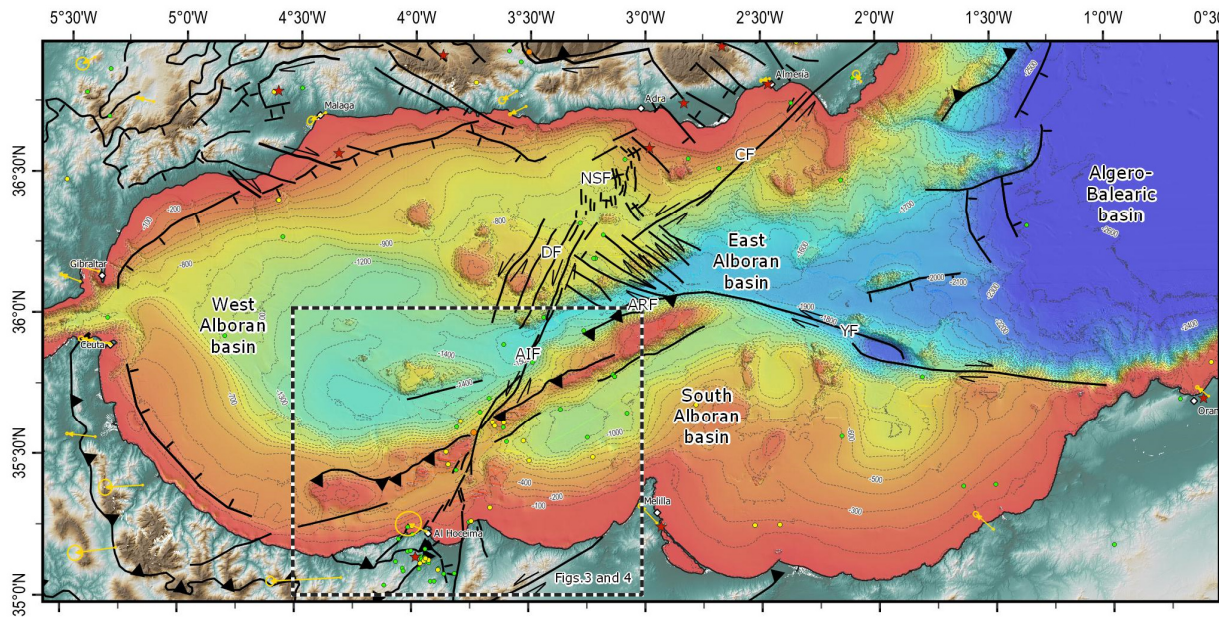


Fig. 1.- Mapa del mar de Alborán con la localización de la zona de estudio (rectángulo punteado en blanco y negro). AIF: Falla Al-Idrissi; ARF: Falla de la Cresta de Alboran; CF: Falla de Carboneras; DF: Fallas de Djibouti; NSF: Fallas Norte-Sur; YF: Falla de Yusuf. Terremotos (círculos de colores; $M > 4.0$) obtenidos del catálogo de terremotos del Instituto Geográfico Nacional (IGN, 2022) y vectores GNSS (flechas amarillas) de Sparacino *et al.* (2020).

Fig. 1.- Map of Alboran Sea localizing the study area (dotted black and white rectangle). AIF: Al-Idrissi Fault; ARF: Alboran Ridge Fault; CF: Carboneras Fault; DF: Djibouti Faults; NSF: North-South Faults; YF: Yusuf Fault. Earthquakes (colored circles; $M > 4.0$) from the Spanish seismic catalogue from the National Geographic Institute (IGN, 2022) and GNSS velocity vectors (yellow arrows) from Sparacino *et al.* (2020).

Para la obtención de hipocentros se utilizó el software Nonlinloc (Lomax *et al.*, 2000), ya que permite calcularlos usando mallas tridimensionales de velocidades, expresando la incertidumbre de la solución como una función de densidad de probabilidad (PDF) de la que se puede extraer la elipse de error correspondiente. En este caso, se utilizó un modelo tridimensional de velocidades de onda P que resulta de la ampliación del modelo presentado en Sánchez-Roldán *et al.* (2021). Este nuevo modelo 3D de velocidades de la onda P ha sido elaborado teniendo en cuenta los contrastes de velocidad más importantes para el área del sur de Iberia y el mar de Alborán. En el cálculo de la inversión se decidió fijar una ratio V_P/V_S de 1.73 para contemplar los valores de V_S . Además, después de una primera relocalización, se procedió a realizar una nueva introduciendo las correcciones por estaciones en el cálculo para reducir la influencia de sesgos por desviaciones de las velocidades de ondas sísmicas y mejorar la incertidumbre de los resultados.

Resultados

Tras la inversión, se ha observado que, en general, la mayoría de los terremotos han migrado hacia el este a lo largo del tiempo. Varios de los terremotos del principio de la serie sísmica se localizaron entre la zona central y sur de la falla de Al-Idrissi, pero rápidamente se desplazaron hacia el SE donde pasaron a concentrarse. El área de mayor frecuencia de terremotos queda limitada al oeste por la traza sur de la falla de Al-Idrissi y al norte por la falla sur de la Cresta de Alborán (Fig.3).

En la vertical, la mayoría de los terremotos están localizados por encima de los 20-25 km de profundidad. Aunque también se observa una pequeña concentración hacia los 35 km (Fig. 3). Por otro lado, el resultado de la localización de los terremotos más recientes (colores amarillentos en Fig. 3) indica que la sismicidad estaría principalmente concentrada en los 10 primeros kilómetros de profundidad. Además, también se observa que la distribución de terremotos es muy vertical y no parece seguir ningún plano con un buzamiento determinado.

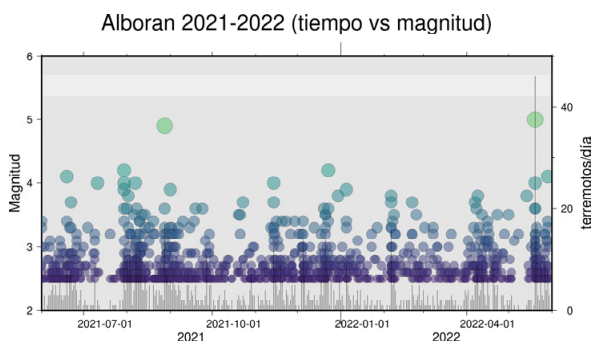


Fig. 2.- Gráfico magnitud-tiempo de los eventos ocurridos en la serie sísmica del sur de Alborán entre el 01/06/2021 y el 01/06/2022. El tamaño de los círculos es proporcional a la magnitud del terremoto. El histograma muestra el número de eventos por día.

Fig. 2.- Magnitude-time plot for events occurred within the south Alboran seismic sequence between 01/06/2021 and 01/06/2022. The size of the circles is proportional to the magnitude of the earthquakes. The histogram shows the number of events per day.

Discusión y conclusiones

La comparación de la densidad de terremotos de la serie sísmica del 2021-2022 (número de terremotos en 5 km^2) con la distribución de la transferencia de esfuerzos de Coulomb relacionada con el terremoto de Al-Idrissi de 2016 (Gràcia *et al.*, 2019) muestra claramente como la mayor densidad de terremotos se localiza en uno de los lóbulos donde se produjo un aumento destacable del esfuerzo (Fig. 4). Esta relación espacial sugeriría que la sismicidad de la serie del 2021-2022 estaría directamente relacionada con la ocurrencia del terremoto del 2016.

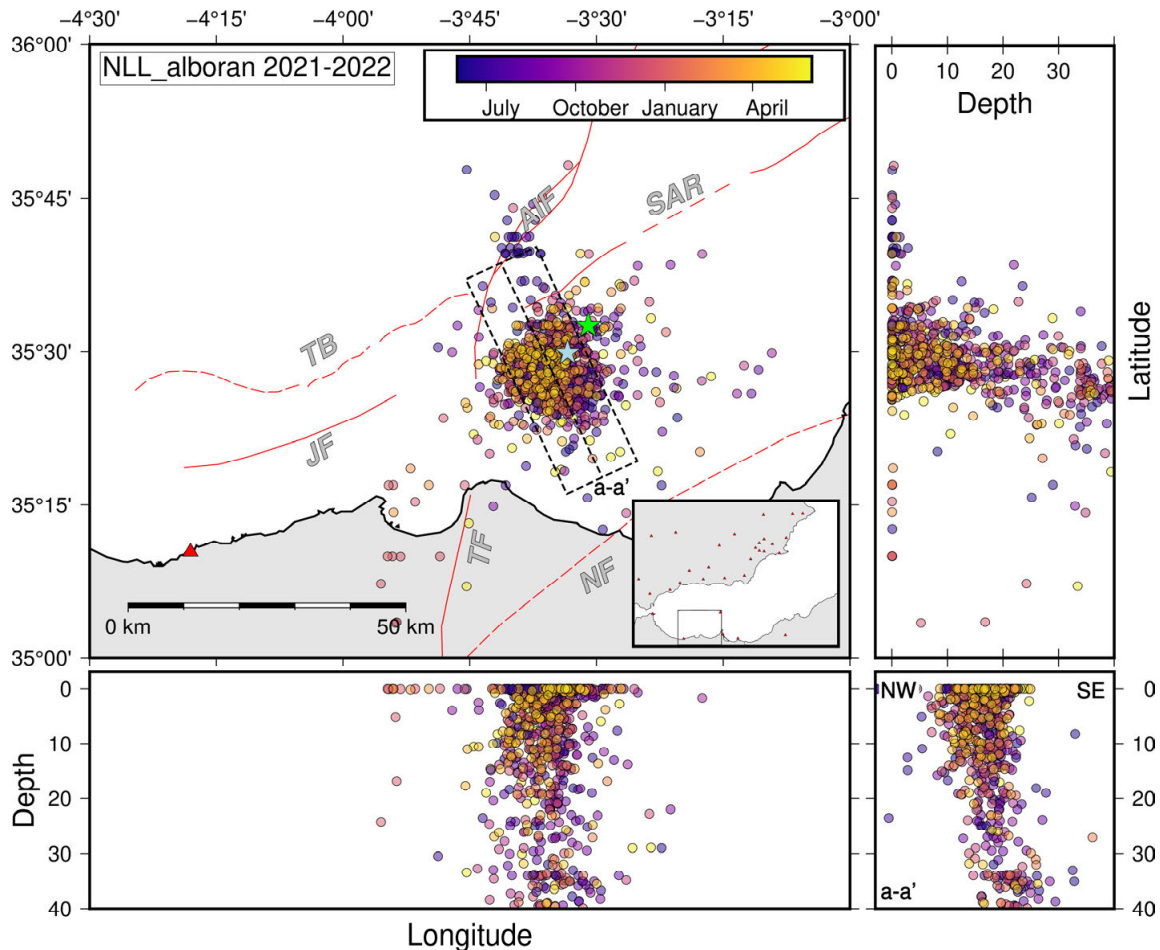


Fig. 3.- Mapa del sur del mar de Alborán con los terremotos relocados. La escala de color hace referencia a la evolución temporal. Se incluyen perfiles en la latitud y longitud, así como un perfil NW-SE en el recuadro inferior derecho e indicado en el mapa mediante un rectángulo con línea discontinua. Los triángulos en el mapa marcan la posición de las estaciones de la Red Sísmica Nacional (IGN, 2022) y las estrellas señalan los terremotos de Mw 5.3 (20/05/2022; verde) y de Mw 4.9 (28/08/2021; azul) ocurridos en la zona. Las líneas rojas hacen referencia a las trazas de las fallas con evidencias de actividad reciente (trazo continuo) o debatida (discontinua) según la base de datos de fallas activas QAFIv4 (García-Mayordomo et al. 2018). AIF: Falla Al-Idrissi; NAR: Falla norte de la Cresta de Alborán; SAR: Falla sur de la Cresta de Alborán; TB: Falla norte del Banco de Tofiño; JF: Falla de Jebha; TF: Falla de Trougout; NF: Falla de Nekor.

Fig. 3.- Map of the south Alboran sea with the relocated earthquakes. The color scale refers to the time evolution. Latitude and longitude sections, as well as NW-SE cross-section area included in the lower-right corner and indicated in the map with a dashed-line rectangle. The triangles in the map mark the position of the seismic stations of the Spanish Seismic Survey (IGN, 2022) and the stars localize the earthquakes with Mw 5.3 (20/05/2022 - green) and Mw4.9 of (28/08/2021 - blue) occurred in the area. The red lines refer to the fault traces with evidence of recent activity (continuous) or debated (dashed) after QAFIv4 active faults database (García-Mayordomo et al. 2018). AIF: Al-Idrissi fault; NAR: North Alboran Ridge; SAR: South Alboran Ridge; TB: North Tofiño Bank fault; JF: Jebha fault; TF: Trougout fault; NF: Nekor fault.

Por otro lado, llama la atención que a posteriori del terremoto del 2016 no se ha registrado sismicidad hacia el norte de la zona epicentral de este evento principal, aun siendo una zona que también habría experimentado un aumento destacable del esfuerzo de Coulomb (Fig. 4). Esto podría sugerir que esa zona de la falla de Al-Idrissi está bloqueada y ha estado acumulando esfuerzo debido a los eventos sísmicos acontecidos en la zona desde 1994, sin liberarlo parcialmente mediante terremotos de magnitudes pequeñas a moderadas a lo largo de los últimos años.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado gracias al proyecto proyecto UNrIDDLE (ref. 222AT11039) del Programa de Atracción de Talento de la Comunidad de Madrid y el QUAKESTEP (CGL2017-83931-C3-1-P) y el STRENGTH (PID2019-104668RB-I00) financiado por el Ministerio de Ciencia. HP es un investigador postdoctoral del programa "Atracción de Talento" en la Universidad Complutense de Madrid financiado por la Comunidad de Madrid (2018-T1/AMB-11039). JLSR

disfruta de un contrato FPI asociado a dicho proyecto. PH ha estado contratada por el proyecto UNrIDDLE (2018-T1/AMB-11039). Los datos de terremotos pertenecen al catálogo sísmico del Instituto Geográfico Nacional (IGN 2022).

Referencias

- Booth-Rea, G., Ranero, C.R., Martínez-Martínez, J.M., Grevemeyer, I., 2007. Crustal types and Tertiary tectonic evolution of the Alborán sea, western Mediterranean. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*: 8 (10).
- Bufo, E., Sanz de Galdeano, C., Udías, A., 1995. Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region. *Tectonophysics*: 248, 247–261.
- Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I., Watts, A.B., 1999. The origin and tectonic history of the Alboran Basin: Insights from Leg 161 results. En: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (R. Zahn, M.C. Comas, A. Klaus, Ed). 161, 555–580.
- García-Mayordomo, J., Canora, C., Martín-Banda, R., Martínez-Díaz, J.J., Insua-Arévalo, J.M., Álvarez-Gómez, J.A., Alonso-Henar, J., Masana, E., Ortuño, M., Gómez-Novell, O., Perea, H., González, A., Martín-González, F., Martín-Rojas, I., Rodríguez-Escudero, E.,

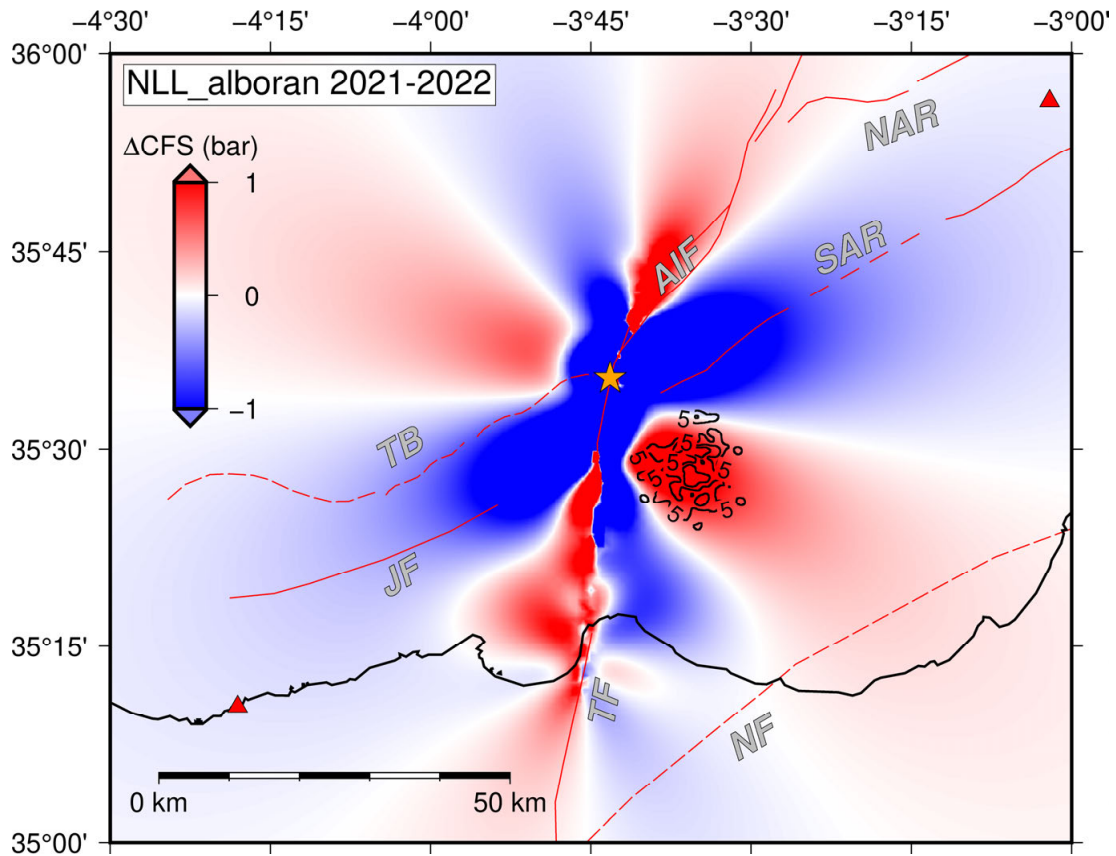


Fig. 4.- Comparación entre la transferencia de esfuerzos de Coulomb correspondiente al terremoto de Al-Idrissi del 2016 (Mw 6.4) (Gràcia *et al.*, 2019) y la densidad de terremotos de la serie sísmica del 2021-2022. Los contornos hacen referencia al número de terremotos por cada 5 km², comenzando en 5 terremotos/5km². El mapa de variación de esfuerzos de Coulomb se calculó para fallas receptoras con dirección 210°, buzamiento 90° y cabeceo 5°. La estrella naranja señala la posición del terremoto de Al-Idrissi del 25/01/2016 tras la relocalización de Gràcia *et al.* (2019).

Fig. 4.- Coulomb stress transfer corresponding to the 2016 Al-Idrissi earthquake (Mw 6.4) (Gràcia *et al.*, 2019) and the earthquake density comparison corresponding to the 2021-2022 seismic sequence. Contours refer to the number of earthquakes per 5 km², starting at 5 earthquakes per 5 km². The Coulomb failure stress change map is calculated for a fault that strikes 210°, dips 90° and with a rake of 5° (obtained after Gràcia *et al.*, 2019). The orange star marks the position of the Al-Idrissi earthquake of 25/01/2016 after the relocation of Gràcia *et al.* (2019).

- Azañón, J.M., Villamor, P., Cabral, J., Moniz, C., Dias, R., 2018. Trabajos de actualización de la base de datos de fallas activas en el Cuaternario de Iberia (QAFI) a la versión 4: cambios en la forma y en el fondo. 3ª Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología, 11-13 de Junio de 2018, Alicante, España.
- Gràcia, E., Grevenmeyer, I., Bartolomé, R., Perea, H., Martínez-Loriente, S., Gómez de la Peña, L., Villaseñor, A., Klinger, Y., Lo Iacono, C., Diez, S., Calahorrano, A., Camafort, M., Costa, S., D'Acromont, E., Rabaute, A., Ranero, C.R., 2019. Earthquake crisis unveils the growth of an incipient continental fault system. *Nature Communications*: 10, 3482.
- Instituto Geográfico Nacional. 2022. Catálogo Sísmico Nacional (<http://www.ign.es>). Accedido mayo 2022.
- Lomax, A., Virieux, J., Volant, P., Berge-Thierry, C., 2000. Probabilistic earthquake location in 3-D and layered models. En: *Advances in Seismic Event Location* (C.H. Thurber y N. Rabinowitz, Ed). Springer, Dordrecht, 101-134.
- Martínez Solares, J.M., Mezcua, J., 2002. *Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 a.C. - 1900)*. Instituto Geográfico Nacional - Monografía no 18.
- Sánchez-Roldán, J.L., Martínez-Díaz, J.J., Cantavella, J.V., Álvarez-Gómez, J.A., Morales, J., 2021. Relocation of Seismicity in the Guadalentín Tectonic Valley, Eastern Betics Shear Zone (Southeast Iberia). *Seismological Research Letters*, 92: 3046–3064.
- Sparacino, F., Palano, M., Peláez, J.A., Fernández, J., 2020. Geodetic Deformation versus Seismic Crustal Moment-Rates: Insights from the Ibero-Maghrebian Region. *Remote Sensing*: 12(6), 952.
- Stich, D., Martín, R., Morales, J., 2010. Moment tensor inversion for Iberia–Maghreb earthquakes 2005–2008. *Tectonophysics*: 483, 390–398.



THE HORSESHOE ABYSSAL PLAIN THRUST, THE MOST PLAUSIBLE SOURCE OF THE 1755 LISBON EARTHQUAKE AND TSUNAMI

El Horseshoe Abyssal Plain Thrust, la fuente más plausible del terremoto y tsunami de Lisboa de 1755

S. Martínez-Loriente¹, V. Sallarès¹, E. Gràcia¹

¹ Institut de Ciències del Mar, ICM - CSIC, 08003 Barcelona, Spain. smartinez@icm.csic.es, vsallares@icm.csic.es, egracia@icm.csic.es

Abstract: The southwest Iberia margin hosted the 1755 Lisbon earthquake and ensuing tsunami, one of the most destructive natural events in European history. Here we present a plausible source and mechanism responsible for this event combining geophysical data and numerical tsunami modelling. Our results show that an intra-plate, lithospheric-scale thrust fault located at the Horseshoe Abyssal Plain coincides with the location and focal mechanisms of the largest regional earthquakes and is likely to have suitable dimensions and fault-rock properties to account for the magnitude of the 1755 event. The tsunami simulations with the Horseshoe Abyssal plain Thrust as the source reproduce reported tsunami energy propagation patterns, arrival-times and run up heights more successfully than any other proposed source.

Key words: Lisbon earthquake, tsunami, SW Iberian margin, peridotite / serpentinite rheology

Resumen: El margen suroeste de Iberia es la región donde ocurrió el terremoto de Lisboa de 1755 y el posterior tsunami, uno de los eventos naturales más destructivos de la historia europea. Aquí presentamos una fuente plausible y un mecanismo responsable de este evento que combina datos geofísicos y modelos numéricos de tsunamis. Nuestros resultados muestran que un cabalgamiento de escala litosférica intraplaca ubicado en la llanura abisal de Horseshoe coincide con la ubicación y los mecanismos focales de los terremotos instrumentales más grandes ocurridos en la región, y es probable que tenga las dimensiones y propiedades de roca de falla adecuadas para explicar la magnitud del evento de 1755. Las simulaciones de tsunami con el Horseshoe Abyssal Plain Thrust como fuente reproducen los patrones de propagación de la energía del tsunami, los tiempos de llegada y las alturas máximas de ola con más éxito que cualquier otra fuente propuesta.

Palabras clave: Terremoto de Lisboa, maremoto, SO de Iberia, reología serpentinita / peridotita.

Introduction

The present-day Eurasia-Africa plate boundary off southwest Iberia is dominated by a NW-SE trending convergence (3.8-5.6 mm/yr) (De Mets *et al.*, 2010). Here, the plate boundary is diffuse, deformation is mainly accommodated by thrust and strike-slip faults (e.g., Martínez-Loriente *et al.*, 2013, 2018), and is characterized by a constant low to medium magnitude seismicity ($M_w < 6.0$) mostly concentrating at upper mantle depths (e.g., Stich *et al.*, 2007; Geissler *et al.*, 2010; Silva *et al.*, 2017). In addition, the SW Iberian margin has also been the site of large historical and instrumental earthquakes, such as the 1755 Lisbon (estimated $M_w \geq 8.5$) and the 1969 Horseshoe ($M_w 7.9$) ones (e.g., Fukao, 1973; Johnston, 1996; Baptista *et al.*, 1998b).

The 1755 Great Lisbon earthquake was one of the most destructive known earthquakes in European history (e.g., Baptista *et al.*, 1998a). Various evidences favour an epicentre located at the Horseshoe Abyssal Plain (Barkan *et al.*, 2009) and produced a tsunami with run-up heights of 5-15 m (Baptista *et al.*, 1998a) that devastated the coasts of SW Iberia and NW Morocco. Just in Lisbon, the event caused over 20,000 casualties combining the effects of ground-shaking, ensuing fires and tsunami waves, which were reported to hit as far as England, Newfoundland, the Caribbean and Brazil (Baptista *et al.*, 1998a). The source and the generating mechanism of the Lisbon earthquake have been the matter of numerous studies and vigorous debate during the last decades, but none of the sources proposed so far explain the seismic moment of the event, arrival-times and run-up heights inferred from

historical reports (e.g., Fukao, 1973; Johnston, 1996; Baptista *et al.*, 1998a, 1998b; Gràcia *et al.*, 2003; Gutscher *et al.*, 2006; Stich *et al.*, 2007; Barkan *et al.*, 2009; Zitellini *et al.*, 2009; Geissler *et al.*, 2010; Silva *et al.*, 2017;).

Basement-affinity distribution map and its boundaries

The SW Iberian margin has undergone a complex geodynamic history from the Mesozoic extension to the Neogene-to-present-day convergence. Based on two regional controlled-source wide-angle seismic profiles (profiles P1 and P2 in Fig. 1), Martínez-Loriente *et al.* (2014) proposed the first basement-affinity map of the SW Iberian Margin, which includes the presence of three different oceanic domains in the area originated in three different opening systems (Fig. 1a). First, the Seine Abyssal Plain (SAP) domain, which is made of oceanic crust generated during the first stages of seafloor spreading in the NE Central Atlantic (Early Jurassic). Second, the Gulf of Cadiz (GC) domain, formed by Jurassic-age oceanic crust generated at the Alpine-Tethys oblique-spreading system between Iberia and Africa (*i.e.*, the Western Tethys) (Sallarès *et al.*, 2011). Third, the Goringe Bank (GB) domain, composed of unroofed mantle rocks with little synchronous magmatism. These rocks, which constitute the basement of the GB, southern Tagus and northern Horseshoe Abyssal plains (HAP), were exhumed during the first stages of North Atlantic opening (Lower Cretaceous) (Sallarès *et al.*, 2013). The present-day plate configuration was established ~20 Ma ago, when the plate boundary between Africa and Eurasia shifted from north to south Iberia (Fig. 1b).

The Neogene NW–SE convergence resulted on the emplacement of large allochthonous masses during the Tortonian and caused the reactivation of major Mesozoic extensional faults (Martínez-Loriente *et al.*, 2013). These data also allowed identifying the presence of the Horseshoe Abyssal plain Thrust (HAT), a deep thrust fault located in the HAP (Martínez-Loriente 2014).

The present-day convergent deformation is mainly accommodated by two types of active faults, NE–SW

trending thrusts, such as the HAT, the Goringe Bank Fault (GBF) or the Marquês de Pombal Fault (MPF), and large WNW-ESE trending dextral strike-slip faults (i.e., the SWIM faults), such as the so-called Lineaments North and South (LS) (e.g., Martínez-Loriente *et al.*, 2013, 2014; Sallarès *et al.*, 2013; Johnston, 1996; Gràcia *et al.*, 2003; Zitellini *et al.*, 2009) (Fig. 1). According to Martínez-Loriente

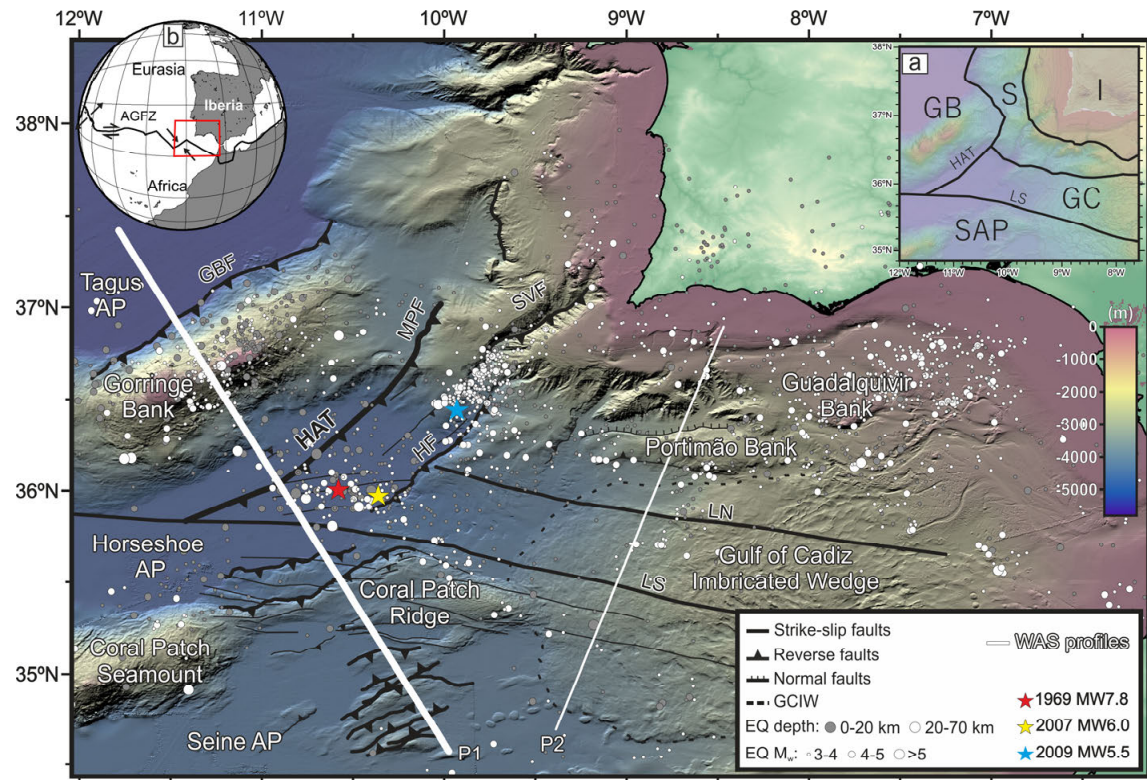


Fig. 1.- Bathymetric map of the SW Iberian margin with the location of the main active tectonic structures. White lines label wide-angle seismic profiles P1 and P2. The stars indicate the largest instrumental earthquakes that have occurred in the region (i.e., 1969, 2007, 2009). White and grey circles show epicentral locations of regional earthquakes with $M_w > 3$ for the period 1960–2020. a Map of the SW Iberian Margin Geological Domains. b Global map including the major tectonic plates and boundaries. AGFZ: Azores-Gibraltar Fault Zone; AP: Abyssal plain; GBF: Goringe Bank Fault; HAT: Horseshoe Abyssal plain Thrust; HF: Horseshoe Fault; LN: Lineament North; LS: Lineament South; MPF: Marquês de Pombal Fault; SVF: São Vicente Fault (modified from Martínez-Loriente *et al.*, 2021).

Fig. 1.- Mapa batimétrico del margen SO ibérico con la localización de las principales estructuras tectónicas activas. Las líneas blancas etiquetan los perfiles sísmicos de gran ángulo P1 y P2. Las estrellas indican los terremotos instrumentales más grandes que han ocurrido en la región (i.e., 1969, 2007, 2009). Los círculos blancos y grises representan los epicentros de terremotos regionales con $M_w > 3$ para el período 1960–2020. a Mapa de los Dominios Geológicos del Margen SO Ibérico. b Mapa global que incluye las principales placas tectónicas y sus límites (modificado de Martínez-Loriente *et al.*, 2021).

et al. (2014), the SAP and GC oceanic basement domains are separated by the LS strike-slip fault, whereas the GC and GB domains are limited by the HAT separating exhumed mantle rocks (NW) from oceanic lithosphere (SE) (Figs. 1).

The HAT as a source of the 1755 Lisbon earthquake and tsunami

The Horseshoe Abyssal plain Thrust (HAT) is a deep thrust-fault located in one of the deepest basins in the area that has been identified with controlled-source seismic data (Martínez-Loriente *et al.* 2014). It is interpreted as a NE-SW trending, NW-verging blind-deep thrust located in the middle of the Horseshoe Abyssal Plain that spans ~200 km from the LS to the MPF. Martínez-Loriente *et al.* (2021) suggest that its location, geometry and kinematics makes it the most plausible source candidate for the deep seismicity recorded by OBS networks (e.g., Stich *et al.*, 2007;

Geissler *et al.*, 2010; Silva *et al.*, 2017; Buforn *et al.*, 2020; Lozano *et al.*, 2020) in the area, as well as coincide with the location, deep hypocentre and focal mechanisms of the major recent seismic events in SW Iberia, the 28 February 1969 (M_w 7.9) and the 12 February 2007 (M_w 6.0) earthquakes (Buforn *et al.*, 2020; Lozano *et al.*, 2020).

As stated above, the HAT separates serpentinitized peridotite basement at the NW (GB domain) from oceanic lithosphere at the SE (GC domain). Therefore, the deep regional seismicity is controlled by peridotite/serpentinite rheology. While peridotite deforms seismically, the frictional behaviour of serpentinitized peridotite depends on pressure, water content, temperature, and slip velocity. Laboratory experiments show that at plate tectonic rates serpentinite is rate-strengthening (i.e. resistance to friction with increasing slip) resulting in widespread aseismic deformation. However, at higher rates this behaviour may switch to rate-weakening (i.e. frictional

resistance decreases with increasing slip), resulting in localized seismic deformation. This duality implies that large deep earthquakes, nucleated in pristine peridotite, may rupture seismically through weaker serpentized peridotite as long as slip velocity is high enough. Martínez-Loriente *et al.* (2021) suggest that this mechanism explains the capacity of the modest-length HAT to generate large tsunamigenic earthquakes. These authors have shown that tsunami simulations with the HAT as the source reproduce reported tsunami energy propagation patterns, arrival-times and run up heights more accurately than previously modelled sources.

Conclusions

The HAT, a deep thrust-fault imaged with controlled-source seismic data, can explain the location and focal mechanism of the largest instrumental events having occurred offshore SW Iberia, and has the dimensions and the inferred fault-rock bulk properties at focal depths to account for such a giant earthquake. In addition, the tsunami simulation fits better than any other proposed source of the historical reports from the 1755 Lisbon event, particularly the observed wave heights.

Deep regional seismicity is controlled by peridotite/serpentinite rheology, allowing modest-length thrust faults to generate anomalously large earthquakes. Regionally, there are a number of active thrusts that might also have the potential to generate larger earthquakes than previously estimated, such as the GBF, a 155 km-long, NW-verging thrust fault. Consequently, the seismogenic and tsunami hazard associated to these structures must be re-evaluated in light of the new findings.

Acknowledgements

This work has been done in the framework of projects INSIGHT (CTM2015-70155-R) and STRENGTH (PID2019-104668RB-I00), and with the funding support of the 'Severo Ochoa Centre of Excellence' accreditation, of the Spanish "Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades". 2020-2023 (CEX2019-000928-S). First author's work was done in the framework of the "Juan de la Cierva-Incorporación" (IJCI-2017-33838) and "Severo Ochoa 2020 Postdoctoral Extension" (PEF-SO-03) fellowships

References

- Baptista, M.A., Heitor, S., Miranda, J.M., Miranda, P.M.A., Mendes Victor, L., 1998a. The 1755 Lisbon earthquake; evaluation of the tsunami parameters. *J. Geodyn.* 25, 143–157.
- Baptista, M.A., Miranda, P.M.A., Miranda, J.M., Mendes Victor, L., 1998b. Constraints on the source of the 1755 Lisbon tsunami inferred from numerical modelling of historical data on the source of the 1755 Lisbon tsunami. *J. Geodyn.* 25, 159–174.
- Barkan, R., ten Brink, U.S., Lin, J., 2009. Far field tsunami simulations of the 1755 Lisbon earthquake: implications for tsunami hazard to the U.S. East Coast and the Caribbean. *Marine Geology* 264, 109–122.
- Bufo, E. *et al.* Re-evaluation of seismic intensities and relocation of 1969 saint vincent cape seismic sequence: a comparison with the 1755 Lisbon earthquake. *Pure Appl. Geophys.* 177, 1781–1800 (2020).
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., 2010. Geologically

- current plate motions. *Geophys. J. Int.* 181, 1–80.
- Fukao, Y., 1973. Thrust faulting at a lithospheric plate boundary, the Portugal earthquake of 1969. *Earth Planet Sci. Lett.* 18, 205–216.
- Geissler, W.H., Matias, L., Stich, D., Carillho, F., Jokat, W., Monna, S., Ibenbrahim, A., Mancilla, F., Gutscher, M.A., Sallarès, V., Zitellini, N., 2010. Focal mechanisms for sub-crustal earthquakes in the Gulf of Cadiz from dense OBS deployment. *Geophys. Res. Lett.* 37, L18309.
- Gràcia, E., Dañoibeitia, J.J., Vergés, J., PARSIFAL, 2003. Team. Mapping active faults offshore Portugal (36°N–38°N): implications for seismic hazard assessment along the southwest Iberian margin. *Geology* 31, 83–86.
- Gutscher, M.-A., Baptista, M.A., Miranda, J.M., 2006. The Gibraltar Arc seismogenic zone: Part 2. Constraints on a shallow east dipping fault plane source for the 1755 Lisbon earthquake provided by tsunami modeling and seismic intensity. *Tectonophysics.* 426, 153–166.
- Johnston, A., 1996. Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions — III New Madrid 1811–1812, Charleston 1886 and Lisbon 1755. *Geophys. J. Int.* 126, 314–344.
- Lozano, L., Cantavella, J.V., Barco, J., 2020. A new 3-D P-wave velocity model for the Gulf of Cadiz and adjacent areas derived from controlled-source seismic data: application to nonlinear probabilistic relocation of moderate earthquakes. *Geophys. J. Int.* 221, 1–19.
- Martínez-Loriente, S., Gràcia, E., Bartolome, R., Sallarès, S., Connors, C., Perea, H., Lo Iacono, C., Kleschen, D., Terrinha, P., Dañoibeitia, J.J., Zitellini, N., 2013. Active deformation in old oceanic lithosphere and significance for earthquake hazard: seismic imaging of the Coral Patch Ridge area and neighboring abyssal plains (SW Iberian Margin). *Geochem. Geophys. Geosyst.* 14, 2206–2231.
- Martínez-Loriente, S., Sallarès, V., Gràcia, E., Bartolome, R., Dañoibeitia, J.J., Zitellini, N., 2014. Seismic and gravity constraints on the nature of the basement in the Africa-Eurasia plate boundary: new insights for the geodynamic evolution of the SW Iberian margin. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 119, 127–149.
- Martínez-Loriente, S., Gràcia, E., Bartolome, R., Perea, H., Klaeschen, D., Dañoibeitia, J.J., Zitellini, N., Wynn, R.B., Masson, D.G., 2018. Morphostructure, tectono-sedimentary evolution and seismic potential of the Horseshoe Fault, SW Iberian Margin. *Basin Res.* 30, 382–400.
- Martínez-Loriente, S., Sallarès, V., Gràcia, E., 2021. The Horseshoe Abyssal plain Thrust could be the source of the 1755 Lisbon earthquake and tsunami. *Commun Earth Environ.* 2, 145.
- Sallarès, V., Gailler, A., Gutscher, M.A., Graindorge, D., Bartolome, R., Gràcia, E., Díaz, J., Dañoibeitia, J.J., Zitellini, N., 2011. Seismic evidence for the presence of Jurassic oceanic crust in the central Gulf of Cadiz (SW Iberia margin). *Earth Planet. Sci. Lett.* 311, 112–123.
- Sallarès, V., Martínez-Loriente, S., Prada, M., Gràcia, E., Ranero, C.R., Gutscher, M.A., Bartolome, R., Gailler, A., Dañoibeitia, J.J., Zitellini, N., 2013. Seismic evidence of exhumed mantle rock basement at the Gorringe Bank and the adjacent Horseshoe and Tagus abyssal plains (SW Iberia). *Earth Planet. Sci. Lett.* 365, 120–131.
- Silva, S. Terrinha, P., Matias, L., Duarte, J.C., Roque, C., Ranero, R., Geissler, W.H., Zitellini, N., 2017. Micro-seismicity in the Gulf of Cadiz: Is there a link between micro-seismicity, high magnitude earthquakes and active faults? *Tectonophysics* 717, 226–241.
- Stich, D., Mancilla, F.D.L., Pondrelli, S., Morales, J., 2007. Source analysis of the February 12th 2007, Mw 6.0 Horseshoe earthquake: implications for the 1755 Lisbon earthquake. *Geophys. Res. Lett.* 34 (L12308).
- Zitellini, N., Gràcia, E., Matias, L., Terrinha, P., Abreu, M.A., DeAlteris, G., Henriot, J.P., Dañoibeitia, J.J., Masson, D.G., Mulder, T., Ramella, R., Somoza, L., Diez, S., 2009. The quest for the Africa-Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar. *Earth Planet. Sci. Lett.* 280, 13–50.



SESIÓN 7:

Geodesia aplicada a tectónica activa

G. Khazaradze¹, S. Pena-Castellnou², M. Romanyà-Serrasolsas³, X. Matarín-Aguilar³, P. Vernant⁴

¹ Grup RISKNAT, Institut Geomodels, Universitat de Barcelona (UB), Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Facultat de Ciències de la Terra, Barcelona, Spain; gkharzar@ub.edu

² Neotectonics and Natural Hazards – Neotektonik und Georisiken, RWTH Aachen University, Aachen, Germany; s.pena-castellnou@nug.rwth-aachen.de

³ Universitat de Barcelona (UB), Facultat de Física, Barcelona, Spain; mromanse12@alumnes.ub.edu; xavi9aguilar@gmail.com

⁴ Laboratoire Géosciences Montpellier, Université Montpellier, Montpellier, France; philippe.vernant@umontpellier.fr

Abstract: We present a GPS derived 3D velocity field of the Iberian Peninsula based on the analysis of data from the last 11 years of continuous GPS stations distributed throughout the Iberian Peninsula, south of France and northern Africa. Until now none of the previously published study has estimated the vertical component of the velocity field in the Iberian Peninsula, although it has been carried out in other regions, like in the French Pyrenees and the Alps. These results will help to identify areas with an on-going active crustal deformation and link them with active geological and anthropogenic processes.

Key words: Iberian Peninsula, GPS, geodynamics, deformation rate, 3D velocity field.

Introduction

In this work we present a result of many years of research which is represented in an updated field of three-dimensional (3D) crustal deformation velocities of the Iberian Peninsula. It was obtained by the analysis of the 11 years (2009-2021) of almost 500 continuous GPS data from the study area, as well as, the addition of the campaign data, such as the CuaTeNeo network in the Betics, first observed in 1997 (Echeverría *et al.*, 2013).

No previous studies, known to the authors, have calculated the 3D deformation rates using the same spatial resolution as used in this study (Garate *et al.*,

2015; Palano *et al.*, 2015). Although similar studies have been performed in other regions, like in the French Pyrenees and the Alps (Nguyen *et al.*, 2016).

The presented results highlight the zones of important present-day crustal motions, indicating the on-going activity of many tectonic faults and areas. This, obviously, has an important implication for the future seismic hazard assessment studies.

It is worthwhile to point out that the presented work forms part of the 2 on-going final degree projects (TFG) of the Physics faculty graduating students of the UB Physics faculty: Magí Romanyà and Xavi Matarin.

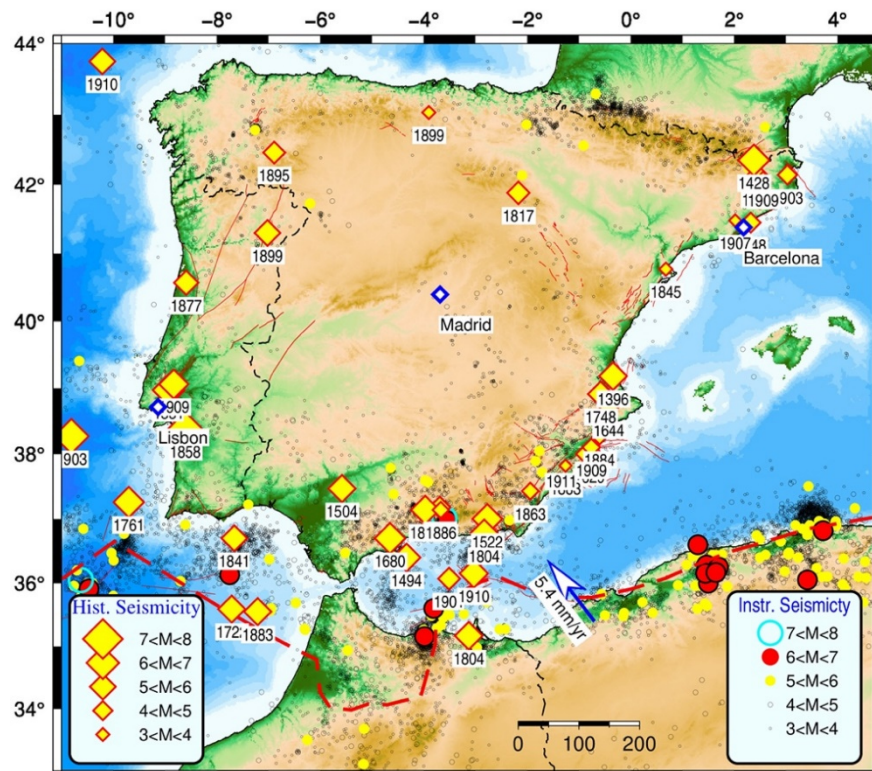


Fig. 1.- Instrumental and historical seismicity of the Iberian Peninsula. The former includes $M \geq 3$ events from 1910 to May 2022 from Instituto Geográfico Nacional (IGN), (2022) database. Blue big vector shows the MORVEL56 plate motion convergence of Nubia and Eurasia (Argus *et al.*, 2011). Red dashed line shows an approximate tectonic plate boundary from (Bird, 2003). Historical seismicity includes events before 1910 according to Mezcuca *et al.* (2013). The magnitude estimates were derived from the Intensities.

Seismotectonic setting

The Iberian Peninsula has undergone a complex tectonic evolution throughout its geologic history. The most important event that caused the current configuration of its tectonic setting, is the gradual opening of the North Atlantic Ocean Ridge which triggered a complex pattern of differential motion between Eurasia, Africa, and Iberia over the past 120 Ma (Andeweg, 2002). This opening caused an eastward movement of Africa relative to Iberia–Europe, resulting in collision of Iberia and Eurasia at around 30 Ma ago, with the creation of the Pyrenees Mountain range (Vergés and Fernández, 2012). Since then, Africa continued moving eastward with respect to Eurasia (including Iberia), causing a left lateral motion along the plate boundary (Rosenbaum *et al.*, 2002).

The study area is characterized by a moderate seismic activity, mainly concentrated in northern Africa, the Betic and the Pyrenees Mountain range (Fig. 1). In terms of the historical seismicity, since the 14th century the Iberian Peninsula has experienced at least 27 EMS-98 ≥ 8.0 intensity earthquakes (Mezcua *et al.*, 2013), including the devastating Lisbon earthquake of 1755 ($M_w=7.9$), 1428 Querolbs (Girona, $M=6.6$), 1829 Torrevieja (Alicante, $M_w=6.1$) and 1848 Arenas del Rey (Granada, $M_w=6.7$) earthquakes. However, the instrumental seismicity records of (Instituto Geográfico Nacional (IGN), 2022), covering a period from 1910 to present day, show only three $M_w > 7$ events, occurring at Dúrcal, Granada in 1954 ($M_w=7.8$) at 657 km depth, at Cabo de San Vicente (Portugal) in 1969 ($M_w=7.8$) and at El Asnam (Algeria) in 1980 ($M_s=7.3$). The most recent damaging earthquake that occurred in Spain, was the $M_w=5.1$ 2011 Lorca earthquake, that occurred in the Eastern Betics Shear Zone (EBSZ), on the Alhama de Murcia Fault (Martinez-Diaz *et al.*, 2012).

GPS data and analysis

Due to the relatively slow convergence rate between the Nubia and Eurasia plates (Argus *et al.*, 2011), deformation rates that occur in the study area are relatively low and hard to measure. For this reason, multi-year observations and stable geodetic monuments are required to reliably resolve the on-going crustal deformations, especially, to quantify vertical rates.

We analysed daily data from 417 continuous GPS stations (cGPS) throughout the Iberian Peninsula, south of France and northern Africa (Fig. 2) covering an 11-year time-period from 2009 to 2021. But not all the analysed stations have been operative for that long. For example, station FRAI near Cabo de Gata, Almería was established towards the end of 2018, and only covers 3 years of observations (Fig. 3). The bulk of the CGPS station data used in this study are publicly available from corresponding national and regional public administrations. In addition, we have also included campaign data from 31 survey style sGPS stations, belonging to the CuaTeNeo (Khazaradze *et al.*, 2008) and Regente (Barandillo Fernández and Quirós, 1996) networks, mainly located in the EBSZ.

The analysis of the GPS data was done using GAMIT/GLOBK software (Herring *et al.*, 2018) from MIT. It uses double differences of the phase and code data on the ionosphere-free LC combination to compute a network solution. We followed a three-step approach, where first loosely constrained daily

solutions were obtained for each day and subnetwork (Fig. 2). In total we used 12 subnetworks, which were created to reduce computer calculation time, and included 30 to 50 stations grouped by geographic regions.

During the second step, consistent station coordinate time-series were obtained in ITRF2014 Eurasia (Altamimi *et al.*, 2016) reference frame from the loosely constrained daily solutions (Fig. 3). At this stage it was necessary to perform several iterations to remove the outliers ($>3\sigma$), originated by position errors and offsets due to earthquakes, hardware, or antenna changes.

The third step consisted in estimating the positions, velocities, and uncertainties for each station in a Eurasia fixed reference frame, which is achieved by fixing a set of 13 Core CGPS stations located on the stable part of Eurasia.

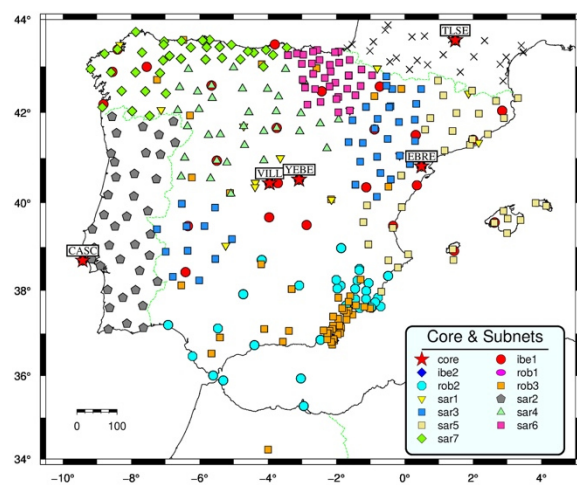


Fig. 2.- Processed cGPS stations. 13 Core stations were included in each subnetwork. Apart from the shown 5 core CGPS stations in Iberia, additional 8 stations not shown in this map were also used: BRST BRUX GRAS HERS IFR1 POLV POTS TORI

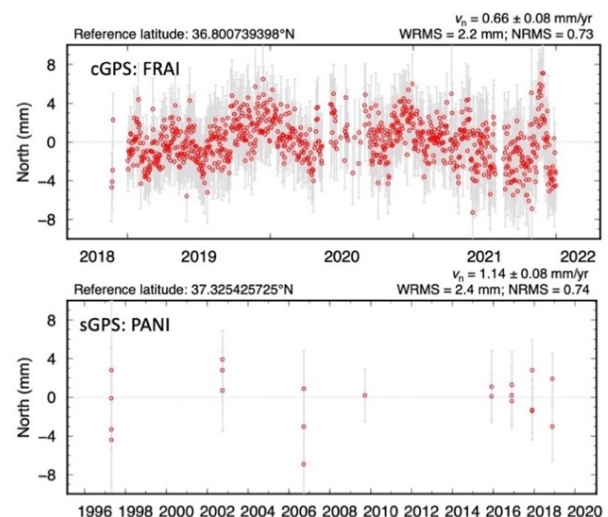


Fig. 1.- Examples of the north component time-series for the UB continuous GPS (cGPS) site FRAI, located close to Cabo de Gata and survey GPS (sGPS) site PANI of the CuaTeNeo network, located at Cala Panizo, Almería. WRMS and NRMS stand for weighted and normalized root mean square statistics for the time-series.

Results

The main results of this work are shown in Figs. 3, 4 and 5, represented as a present-day horizontal and

vertical crustal deformation velocity field in the Eurasia fixed reference frame.

The expected velocities are relatively slow due to the convergence rate between Eurasia and Nubia plates ranging between 5 to 6 mm/yr (Fig. 1). The highest velocities are seen in N Africa, which makes sense, since they move at a rate of Nubia/Eurasia convergence, reflecting a maximum possible

convergence rate between the two tectonic plates in question. On the Iberian Peninsula, the highest deformation rates are observed near the Gibraltar Arc, followed by the EBSZ to the east (Figs. 4 and 6). Not surprisingly, this is seismically the most active zone of the Iberian Peninsula (Fig. 1). The lowest velocities are found in the Pyrenees and the central part of the Iberian Peninsula.

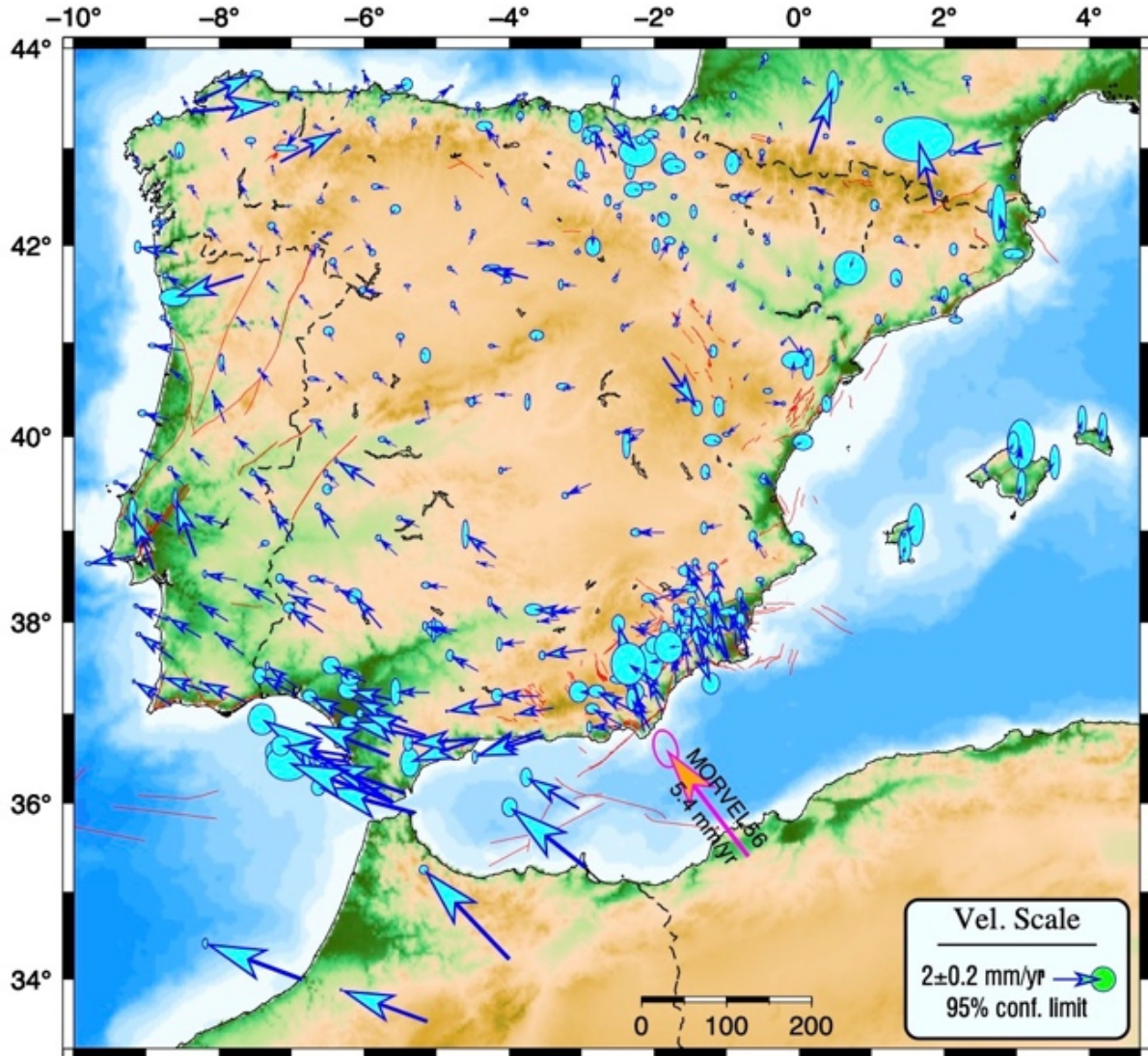


Fig. 2.- Map of the GPS horizontal velocity field in Eurasia fixed reference frame. Error ellipses correspond to 95% confidence limit. A big magenta arrow indicates the MORVEL56 convergence of Nubia and Eurasia (Argus *et al.*, 2011). Red lines depict Quaternary faults from QAFI v3 database (García-Mayordomo *et al.*, 2012).

Perhaps one of the most striking features of the obtained horizontal velocity field (Fig. 4) is a large-scale clockwise rotation of the southern and the western parts of the Iberian Peninsula, which was previously pointed out by (Palano *et al.*, 2015), who attributed this pattern to the lithospheric processes, which can be also related to slab roll-back tectonics in the Gibraltar Arc (*e.g.*, Galindo-Zaldívar *et al.*, 2022).

Regarding the vertical deformation rates (Fig. 5), Since the resolution of GPS for vertical component is lower, the presented field should be considered preliminary. In general, no obvious pattern can be identified, although clearly the subsidence is predominant. We should note that the rates exceeding 5 mm/yr were omitted from this plot, to avoid displaying clearly unstable monuments and/or deformations

related to anthropogenic origin, such as ground water extraction, as observed in Guadalentín basin near Lorca (*e.g.*, Béjar-Pizarro *et al.*, 2016). Although, some of the displayed vectors in the same region (-4.2 ± 0.3 at ALHA) are likely related to the same causes. In general, the subsidence rates are below 2 mm/yr, which is still a very high rate if we consider them as tectonic deformation rates.

The interpretation of the subsidence and uplift rates are a bit more complicated, since the plate tectonic forces are not as important, and most likely forces such as gravity, erosion, and deeper geodynamic processes become crucial.

Conclusions

In this work the vertical and horizontal deformation rates of the Iberian Peninsula are presented for the first time on an unprecedented spatial scale. These results will help to identify areas where with an on-going active crustal deformation, enabling the identification of the tectonic domains with similar kinematic behaviour. All this will lead towards a better understanding of the geodynamic evolution of the Iberian Peninsula and eventually, will result in improved seismic hazard assessment.



Fig. 3.- Map of the GPS vertical velocity field with 68% confidence limit error ellipses. Red and blue arrows show uplift and subsidence, respectively.

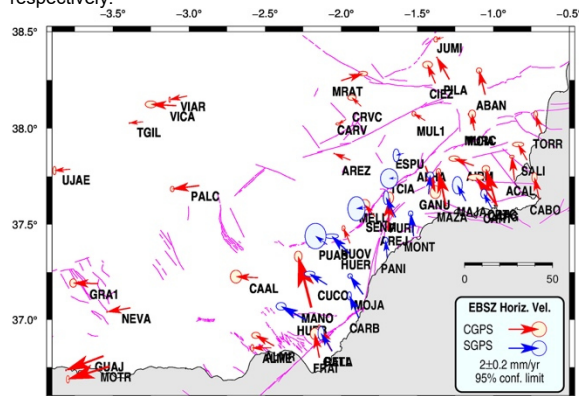


Fig. 4.- The EBSZ GPS horizontal velocity field. Red vectors show continuous GPS observations (e.g., FRAI in Fig. 3), and blue vectors show campaign GPS observations (e.g., PANI in Fig. 3).

Acknowledgements

This work was funded by the I+D+i projects: NSOURCES (PID2020-11972RB-I00) and PROMONTEC (CGL2017-84720-R), financed by MCIN/AEI/10.13039/501100011033 and FEDER. We are very grateful to all the landowners where we have installed cGPS and sGPS monuments.

References

Altamimi, Z., Rebischung, P., Métivier, L., Collilieux, X., 2016. ITRF2014: A new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling nonlinear station motions. *Journal of Geophysical Research*, 121, 6109–6131. <https://doi.org/10.1002/2016JB013098>

Andeweg, B., 2002. Cenozoic tectonic evolution of the Iberian Peninsula: effects and causes of changing stress fields. PhD thesis, pp. 1-192, Vrije Universiteit Amsterdam.

Argus, D.F., Gordon, R.G., DeMets, C., 2011. Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 12, Q11001. <https://doi.org/10.1029/2011GC003751>

Barandillo Fernández, A., Quirós, R., 1996. Proyecto REGENTE Una nueva red geodésica Nacional. *Física de la Tierra* 8, 23–38.

Béjar-Pizarro, M., Guardiola-Albert, C., García-Cárdenas, P.R., Herrera, G., Barra, A., López Molina, A., Tessitore, S., Staller, A., Ortega-Becerril, A.J., García-García, P.R., 2016. Interpolation of GPS and Geological Data Using InSAR Deformation Maps: Method and Application to Land Subsidence in the Alto Guadalentín Acuífer (SE Spain). *Remote Sensing*, <https://doi.org/10.3390/rs8110965>

Bird, P., 2003. An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4, 1–52. <https://doi.org/10.1029/2001GC000252>

Echeverría, A., Khazaradze, G., Asensio, E., Gárate, J., Dávila-Martín, J., Suriñach, E., 2013. Crustal deformation in eastern Betics from CuaTeNeo GPS network. *Tectonophysics*, 608, 600–612. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.08.020>

Galindo-Zaldívar, J., Gil, A.J., Tenedor-Salmerón, V., Borque, M.J., Ercilla, G., González-Castillo, L., Sánchez-Alzola, A., Lacy, M.C., Estrada, F., Avilés, M., Alfaro, P., Madarieta-Txurruka, A., Chacón, F., 2022. The Campo de Dalías GNSS Network Unveils the Interaction between Roll-Back and Indentation Tectonics in the Gibraltar Arc. *Sensors*, 22, 2128. <https://doi.org/10.3390/s22062128>

Garate, J., Martín-Davila, J., Khazaradze, G., Echeverría, A., Asensio, E., Gil, A.J., de Lacy, M.C., Armenteros, J.A., Ruiz, A.M., Gallastegui, J., Alvarez-Lobato, F., Ayala, C., Rodríguez-Caderot, G., Galindo-Zaldívar, J., Rimi, A., Harnafi, M., 2015. Topo-Iberia Project: CGPS crustal velocity field in the Iberian Peninsula and Morocco. *GPS Solutions*, 19, 287–295. <https://doi.org/10.1007/s10291-014-0387-3>

García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Jiménez-Díaz, A., Martín-Banda, R., Martín-Alfageme, S., Álvarez-Gómez, J.A., Rodríguez-Peces, M., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Masana, E., Perea, H., Martín-González, F., Giner-Robles, J., Nemser, E.S., Cabral J. and the QAFI Compilers Working Group (2012) The Quaternary Faults Database of Iberia (QAFI v.2.0), *Journal of Iberian Geology*, 38(1): 285-302.

Herring, T.A., King, R.W., Floyd, M.A., McClusky, S.C., 2018. Introduction to GAMIT / GLOBK: Release 10.7. Cambridge, MA, USA.

Instituto Geográfico Nacional (IGN), 2022. Catálogo de terremotos [WWW Document]. URL <https://www.ign.es/web/ign/portal/sis-catalogo-terremotos> (accessed 5.24.22).

Khazaradze, G., Garate, J., Suriñach, E., Dávila Martín, J., Asensio, E., Gárate, J., Barcelona, U. de, 2008. Crustal deformation in south-eastern Betics from CuaTeNeo GPS network. *Geo-Temas* 10, 1–4.

Martínez-Díaz, J., Álvarez-Gómez, J., García Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J., Martín-González, F., Rodríguez-Peces, M., 2012. Interpretación tectónica de la fuente del terremoto de Lorca de 2011 (Mw5.2) y sus efectos superficiales. *Boletín Geológico y Minero*, 123, 441–458.

Mezcua, J., Rueda, J., García Blanco, R.M., 2013. Iberian Peninsula Historical Seismicity Revisited: An Intensity Data Bank. *Seismological Research Letters*, 84, 9–18. <https://doi.org/10.1785/0220120097>

Nguyen, H.N., Vernant, P., Mazzotti, S., Khazaradze, G., Asensio, E. (2016). 3D GPS velocity field and its implications on the present-day post-orogenic deformation of the Western Alps and Pyrenees. *Solid Earth*, 7, 1349-1363.

Palano, M., González, P.J., Fernández, J., 2015. The Diffuse Plate boundary of Nubia and Iberia in the Western Mediterranean: Crustal deformation evidence for viscous coupling and fragmented lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 430, 439–447. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.08.040>

Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359, 117–129. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00442-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00442-0)

Vergés, J., Fernández, M., 2012. Tethys-Atlantic interaction along the Iberia-Africa plate boundary: The Betic-Rif orogenic system. *Tectonophysics*, 579, 144–172. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.08.032>



EXTENSIÓN ACTIVA EN LA CORDILLERA BÉTICA CENTRAL. APORTACIONES GEODÉSICAS GNSS

Active extension in the Central Betic Cordillera. Geodetic GNSS constrains

I. Martín-Rojas¹, P. Alfaro¹, J. Galindo-Zaldívar^{2,3}, C. Sanz de Galdeano³, M.J. Borque^{4,5},
F.J. García-Tortosa^{5,6}, I. Medina-Cascales¹, M. Avilés⁶, P. Ruano², A. Sánchez-Alzola⁷, A.J. Gil^{4,5}

¹ Dpto. de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, 03080, Alicante. Ivan.martin@ua.es, pedro.alfaro@ua.es, ivan.medina@ua.es

² Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18071, Granada. jgalindo@ugr.es, pruan@ugr.es

³ Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC e Univ. de Granada), 18071 Granada. csanz@ugr.es

⁴ Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría, Universidad de Jaén, Campus de las Lagunillas, 23071 Jaén. mjborque@ujaen.es, maviles@ujaen.es, agil@ujaen.es

⁵ Centro de Estudios Avanzados en Ciencias de la Tierra, Energía y Medio Ambiente (CEACTEMA), Universidad de Jaén, Campus de las Lagunillas, 23071 Jaén.

⁶ Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Jaén, 23071 Jaén. gtortosa@ujaen.es

⁷ Departamento de Estadística e Investigación Operativa, Universidad de Cádiz, 11510 - Puerto Real. alberto.sanchez@gm.uca.es

Resumen: La Cordillera Bética Central se encuentra sometida actualmente a una extensión ENE-OSO. En este trabajo presentamos los resultados de una red GNSS consistente en seis estaciones distribuidas a lo largo de un perfil paralelo a esta extensión y perpendicular a las principales fallas activas. Los datos obtenidos indican que la extensión total en la Cordillera Bética Central es de 2.0 ± 0.3 mm/año. Esta extensión se distribuye de forma heterogénea, concentrándose en dos zonas que coinciden con las cuencas de Granada y Guadix-Baza. Entre ambas zonas sometidas a extensión se sitúa una región donde la deformación es muy pequeña o nula. El campo de velocidades que hemos obtenido nos permite además cuantificar las siguientes tasas de deslizamiento de las principales fallas activas: falla de Baza entre 0.9 ± 0.3 y 1.3 ± 0.4 mm/año (asumiendo buzamientos de 45° y 60° respectivamente), falla de la Solana del Zamborino ~ 0.1 mm/año, sistema de fallas de Granada entre 1.3 ± 0.6 y 1.8 ± 0.6 mm/año (asumiendo buzamientos de 45° y 60° respectivamente). Proponemos que en el sector occidental de la cuenca de Granada podría existir una falla normal de bajo ángulo no aflorante que acomodaría 0.5 ± 0.4 mm/año (asumiendo un buzamiento de 30°).

Palabras clave: Béticas, geodesia, fallas normales, fallas activas.

Abstract: The Central Betic Cordillera undergoes ENE-WSW extension. We present here GNSS data derived from a network involving six stations. These stations are distributed along a profile parallel to the extension direction and orthogonal to the main active faults. Our data indicate 2.0 ± 0.3 mm/year of overall extension in the Central Betic Cordillera. Extension partitioning is heterogeneous, as deformation concentrates in the Granada and Guadix-Baza Basins. Between these two basins is located an area where extension is very small or non-significant. Our data also permit to quantify fault slip rates: 0.9 ± 0.3 mm/yr and 1.3 ± 0.4 mm/yr for Baza Fault; (assuming a dip of 45° and 60° , respectively); ~ 0.1 mm/yr for Solana del Zamborino Fault, and for Granada Faults System 1.3 ± 0.6 and -1.8 ± 0.6 mm/year (assuming a dip of 45° and 60° , respectively). We also hypothesize the existence of a non-outcropping low angle normal fault in the western sector with a slip rate of 0.5 ± 0.4 mm/ year (assuming a dip of 30°).

Key words: Betics, geodesy, normal faults, active faults.

Introducción

El régimen tectónico del sur de la Península Ibérica y el norte de África está condicionado por los 5-7 mm/año de convergencia entre las placas de Nubia y Eurasia (e.g., Serpelloni *et al.*, 2007). Este cuadro tectónico general hace que los sectores occidental y oriental de la Cordillera Bética estén sometidos a un campo de deformación dominado por acortamiento. Sin embargo, el sector central de la Cordillera Bética (CBC) está caracterizado por una extensión ENE-OSO que da lugar a varias fallas normales activas con una moderada peligrosidad sísmica e.g., (Alfaro *et al.*, 2007; Galindo-Zaldívar *et al.*, 2003).

La extensión total en la CBC ha sido cuantificada por estudios geodésicos regionales, que indican tasas de extensión entre 2.1 ± 0.7 y ~ 3.7 mm/año (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2015; Pérez-Peña *et al.*, 2010; Stich *et al.*, 2006).

En este trabajo presentamos los resultados obtenidos de una red GNSS distribuida a lo largo de un perfil paralelo a la dirección de extensión en la CBC.

Estos datos nos permiten refinar la tasa de extensión total y analizar cómo se distribuye esta extensión a lo largo de la CBC. Además, estos datos también nos permiten asignar tasas de desplazamiento a algunas de las fallas activas de esta región.

Contexto geológico

En la CBC (Fig. 1) afloran materiales pertenecientes a las Zonas Externas y a las Zonas Internas de la Cordillera Bética. Además, también aparecen rocas sedimentarias depositadas a partir del Mioceno en dos grandes cuencas intramontañosas: la cuenca de Granada y la de Guadix-Baza.

Desde el punto de vista de la tectónica activa, la CBC está dominada por grandes pliegues levantados de orientación ENE-OSO y por fallas normales de dirección NNO-SSE, así como otras fallas de orientación ENE-OSO (Sanz de Galdeano *et al.*, 2012). Entre estas fallas normales destacan las de Baza, Solana del Zamborino o el sistema de fallas de Granada. La falla de Baza y el sistema de fallas de

Granada controlan desde el Mioceno el depósito de materiales sedimentarios en las cuencas de Guadix-Baza y Granada respectivamente, ya que estas cuencas sedimentarias se desarrollan en sus bloques hundidos.

Las fallas activas de la CBC son la fuente sismogénica de eventos muy significativos, como el terremoto de Andalucía de 1884 (I = VIII-IX, Mms = 6.5), el de Baza de 1531 (I = VIII-IX, Mms = 6.0) o el reciente enjambre sísmico de Granada de 2021.

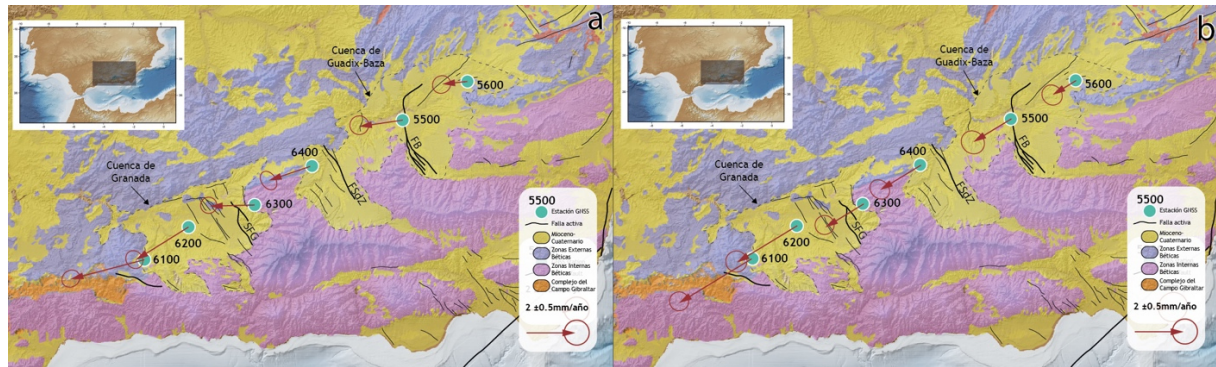


Fig. 1.- Vectores de velocidad horizontal. A) Vectores relativos respecto a Eurasia fija (modelo de movimiento de placas ITRF2014 PMM). B) Componentes N060°E.

Fig. 1.- Horizontal velocity vectors. a) Relative to fixed Eurasia (ITRF2014 Plate Motion Model). b) N060°E components.

Estaciones GNSS y procesado de datos

La red GNSS analizada (Fig. 1) consta de seis estaciones distribuidas a lo largo de un perfil de 170 km de longitud y con una dirección ENE-WSW (~N070E). Estas estaciones han sido medidas episódicamente una vez al año entre los años 2009 y 2017. El procesado de los datos se realizó mediante *Precise Point Positioning* utilizando el programa GipsyX (Bertiger *et al.*, 2020). A partir de estos datos se derivaron unas series temporales en el marco de referencia IGB14 y se obtuvo un campo de velocidades utilizando el programa SARI (Santamaría-Gómez, 2019). Las incertidumbres fueron calculadas aplicando

un modelo de ruido de color. Con todo ello calculamos un campo de vectores de velocidad absolutos y otro relativo (Fig. 1, Tabla 1) con respecto a Eurasia fija (utilizando el modelo de movimiento de placas consistente con el marco ITRF2014) (Altamimi *et al.*, 2017). Para analizar el campo de velocidades obtenido en términos de tectónica activa calculamos además la componente N060°E de cada vector, es decir la componente sub-paralela a la dirección de extensión regional y sub-perpendicular a las principales fallas activas (Fig. 1).

Estación	Velocidad (mm año ⁻¹)		Desv Típica (mm año ⁻¹)		Vel. residual (mm año ⁻¹)	
	East	North	East	North	East	North
6100	16.93	15.80	±0.23	±0.21	-2,98	-0,75
6200	17.77	15.22	±0.26	±0.24	-2,15	-1,32
6300	18.09	16.47	±0.23	±0.27	-1,86	-0,06
6400	18.29	15.96	±0.22	±0.27	-1,67	-0,57
5500	18.24	16.26	±0.28	±0.28	-1,76	-0,25
5600	18.99	16.39	±0.21	±0.24	-1,04	-0,11

Tabla 1.- Velocidades absolutas y relativas respecto a Eurasia fija (ITRF2014).
Table 1.- Absolute and relative velocities with respect to fixed Eurasia (ITRF2014).

Extensión en la CBC

Extensión total

Si analizamos los vectores de velocidad obtenidos vemos como se observa un incremento general de su componente N060°E hacia el SO, lo que pone de manifiesto que la CBC está actualmente sufriendo extensión. Si restamos las componentes N060°E de las estaciones 5600 y 6100 obtenemos que la extensión total a lo largo de este perfil es de 2.0 ± 0.3 mm/año. Este valor es coherente con los obtenidos por autores previos, que cuantifican la extensión general de la Cordillera Bética entre 2.1 ± 0.7 y ~ 3.7 mm/año

(Galindo-Zaldivar *et al.*, 2015; Pérez-Peña *et al.*, 2010; Stich *et al.*, 2006).

Distribución de la deformación

La disposición de las estaciones a lo largo del perfil analizado nos permite llevar a cabo un análisis de cómo se distribuye la deformación en la CBC (Fig. 2).

Para cuantificar la extensión en la cuenca de Guadix-Baza utilizamos las componentes N060°E de las estaciones 5600, 5500 y 6400. Si restamos las componentes de las estaciones 5600 y 6400 obtenemos que la extensión total en la cuenca de Guadix-Baza es de 0.8 ± 0.3 mm/año. Esta extensión es

mayoritariamente absorbida por la falla de Baza (0.7 ± 0.4 mm/año, estaciones 5600-5500), mientras que la falla del Zamborino acomoda muy poca deformación (0.1 ± 0.4 mm/año, estaciones 5500-6400).

En la cuenca de Granada utilizamos las estaciones 6300, 6200 y 6100. La resta de las componentes N060E de las estaciones 6300 y 6100 nos indica que la extensión en la cuenca de Granada es de 1.3 ± 0.3 mm/año. Esta extensión se acomoda principalmente en el sistema de fallas de Granada (0.9 ± 0.3 mm/año, estaciones 6300-6200), mientras que en el sector

occidental de la cuenca (donde no hay descrita ninguna falla activa) se acomodan 0.4 ± 0.3 mm/año (estaciones 6200-6100). Tras la comparación de las componentes N060E de las estaciones 6400 y 6300 obtenemos un valor de -0.1 ± 0.3 mm/año. Esto indica que la deformación en la zona comprendida entre las dos cuencas sedimentarias de la CBC está por debajo del error obtenido, lo que interpretamos como que la extensión en esta zona es muy pequeña o nula.

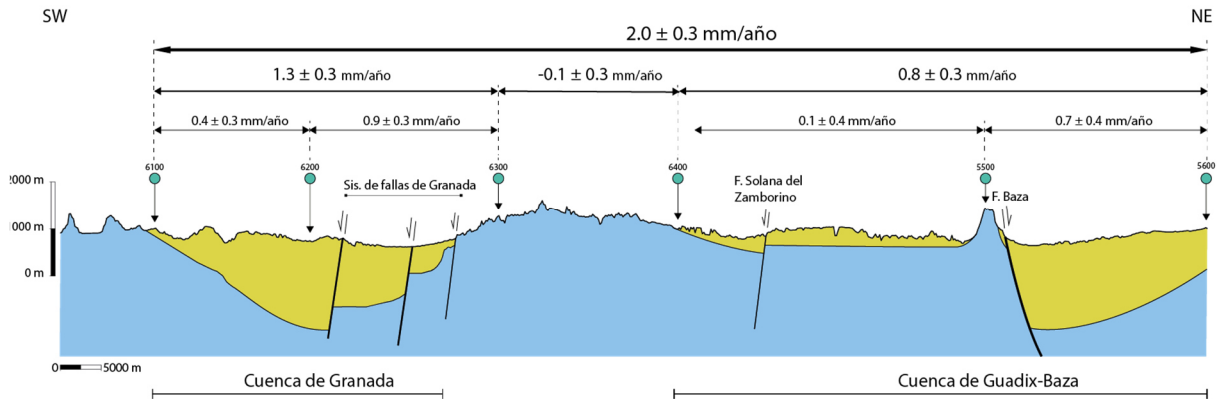


Fig. 2.- Corte esquemático mostrando la distribución de la extensión calculada a partir de nuestra red GNSS. Nótese la escala vertical exagerada.
Fig. 2.- Sketch showing the extension distribution derived from our GNSS network. Please, note the vertical exaggeration.

Por tanto, el análisis de los datos obtenidos de nuestro perfil GNSS indica que la distribución de la extensión en la CBC es heterogénea. Esta extensión se concentra en dos zonas, las cuencas de Granada y de Guadix-Baza, dejando entre ambas un sector con muy baja o nula deformación. Además, nuestro análisis también indica que, dentro de cada una de las cuencas, la deformación también es heterogénea, concentrándose en el borde oriental de la cuenca de Granada (sistema de fallas de Granada) y en la falla de Baza en la cuenca de Guadix-Baza.

Tasas de deslizamiento de fallas

Los datos obtenidos de nuestra red GNSS nos permiten cuantificar las tasas de deslizamiento *short term* de las principales fallas activas de la CBC.

En el caso de la falla de Baza, nuestros datos GNSS indican una tasa de deslizamiento de 0.9 ± 0.3 y 1.3 ± 0.4 mm/año (asumiendo buzamientos de 45° y 60° respectivamente). Estos datos coinciden con los publicados por autores previos para esa misma falla (Alfaro *et al.*, 2021).

En el caso de la falla de la Solana del Zamborino, nuestros datos están por debajo del error de la medida (extensión horizontal de 0.1 ± 0.4 mm/año). Por tanto, creemos que esta falla podría tener una tasa de deslizamiento aproximada de ~ 0.1 mm/año.

En el sistema de fallas de Granada nuestros datos indican una tasa de deslizamiento que varía entre 1.3 ± 0.6 y 1.8 ± 0.6 mm/año (asumiendo buzamientos de 45° y 60° respectivamente).

El sector occidental de la cuenca de Granada está acomodando una extensión horizontal de 0.4 ± 0.3 mm/año, pero en ese sector no se ha descrito ninguna falla activa aflorante. Madarieta *et al.* (2021) afirman que las fallas activas de la cuenca de Granada se unen en profundidad en una falla normal de bajo ángulo buzante al O. De ser cierta esta hipótesis, nuestros datos GNSS indicarían que esa falla de bajo ángulo

presenta una tasa de deslizamiento de 0.5 ± 0.4 mm/año (asumiendo un buzamiento de 30°).

Conclusiones

Los resultados obtenidos de nuestro perfil GNSS demuestran que en la CBC se acomodan actualmente 2.0 ± 0.3 mm/año de extensión en la dirección N060°E. Esta extensión se distribuye de manera heterogénea, de forma que se acomoda principalmente en las cuencas de Granada y Guadix-Baza, quedando entre ambas una zona con muy baja o nula deformación.

Por otro lado, nuestros datos nos permiten cuantificar las tasas de deslizamiento de las principales fallas activas, poniendo de manifiesto que las estructuras más activas son el sistema de fallas de Granada (1.3 ± 0.6 y -1.8 ± 0.6 mm/año) y la falla de Baza (0.9 ± 0.3 y -1.3 ± 0.4 mm/año).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación RTI2018-100737-B-I00 y CGL2016-80687-R (Ministerio de Ciencia e Innovación), AICO/2021/196 (Generalitat Valenciana), G.I. RNM282 (Junta de Andalucía), POAIUJA 2021-2022 (Universidad de Jaén), Programa Operativo FEDER Andalucía 2014/20 - Ref. 1263446 y VIGROB053 (Universidad de Alicante).

Referencias

Alfaro, P., Sánchez-Alzola, A., Martín-Rojas, I., García-Tortosa, F. J., Galindo-Zaldívar, J., Avilés, M., Garrido, A. C., Sanz de Galdeano, C., Ruano, P., Martínez-Moreno, F. J., Pedrera, A., Lacy, M. C., Borque, M. J., Medina-Cascales, I., & Gil, A. J. (2021). Geodetic fault slip rates on active faults in the Baza sub-Basin (SE Spain): Insights for seismic hazard assessment. *Journal of Geodynamics*, 144, 101815. 10.1016/j.jog.2021.101815

- Alfaro, P., Delgado, J., Sanz de Galdeano, C., Galindo-Zaldívar, J., García-Tortosa, F. J., López-Garrido, A. C., López-Casado, C., Marín-Lechado, C., Gil, A., & Borque, M. J. (2007). The Baza Fault: a major active extensional fault in the central Betic Cordillera (south Spain). *International Journal of Earth Sciences: Geologische Rundschau*, 97(6), 1353-1365. 10.1007/s00531-007-0213-z
- Altamimi, Z., Métivier, L., Rebischung, P., Rouby, H., & Collilieux, X. (2017). ITRF2014 plate motion model. *Geophysical Journal International*, 209(3), 1906-1912. 10.1093/gji/ggx136
- Bertiger, W., Bar-Sever, Y., Dorsey, A., Haines, B., Harvey, N., Hemberger, D., Hefflin, M., Lu, W., Miller, M., Moore, A. W., Murphy, D., Ries, P., Romans, L., Sibois, A., Sibthorpe, A., Szilagyi, B., Vallisneri, M., & Willis, P. (2020). GipsyX/RTGx, a new tool set for space geodetic operations and research. *Advances in Space Research*, 66(3), 469-489. 10.1016/j.asr.2020.04.015
- Galindo-Zaldívar, J., Gil, A. J., Borque, M. J., González-Lodeiro, F., Jabaloy, A., Marín-Lechado, C., Ruano, P., & Sanz de Galdeano, C. (2003). Active faulting in the internal zones of the central Betic Cordilleras (SE, Spain). *Journal of Geodynamics*, 36(1), 239-250. 10.1016/S0264-3707(03)00049-8
- Galindo-Zaldívar, J., Gil, A. J., Sanz de Galdeano, C., Lacy, M. C., García-Armenteros, J. A., Ruano, P., Ruiz, A. M., Martínez-Martos, M., & Alfaro, P. (2015). Active shallow extension in central and eastern Betic Cordillera from CGPS data. *Tectonophysics*, 663, 290-301. 10.1016/j.tecto.2015.08.035
- Madarieta-Txurruka, A., Galindo-Zaldívar, J., González-Castillo, L., Peláez, J. A., Ruiz-Armenteros, A. M., Henares, J., Garrido-Carretero, M. S., Avilés, M., & Gil, A. J. (2021). High and Low Angle Normal Fault Activity in a Collisional Orogen: The Northeastern Granada Basin (Betic Cordillera). *Tectonics*, 40(7), 10.1029/2021TC006715
- Pérez-Peña, A., Martín-Davila, J., Gárate, J., Berrocoso, M., Buforn, E. (2010). Velocity field and tectonic strain in Southern Spain and surrounding areas derived from GPS episodic measurements. *Journal of Geodynamics*, 49(3), 232-240. 10.1016/j.jog.2010.01.015
- Santamaría-Gómez, A. (2019). SARI: interactive GNSS position time series analysis software. *GPS Solutions*, 23(2), 1-6. 10.1007/s10291-019-0846-y
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P., & Gasperini, P. (2007). Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1180-1200. 10.1111/j.1365-246X.2007.03367.x
- Stich, D., Serpelloni, E., de Lis Mancilla, F., & Morales, J. (2006). Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics*, 426(3), 295-317. 10.1016/j.tecto.2006.08.004



COMPARACIÓN DE DATOS DE NIVELACIÓN DE ALTA PRECISIÓN DE LA FALLA DE GRANADA CON NUEVOS DATOS CGNSS EN LA CUENCA DE GRANADA

Comparing high-precision leveling data from the Granada Fault with new CGNSS data in the Granada Basin

A. Madarieta-Txurruka¹, J. Galindo-Zaldívar^{1,2}, L. González-Castillo¹, A. Ruiz-Armenteros^{3,4}, M. S. Garrido-Carretero^{3,4}, M. Avilés³, A. J. Gil^{3,4}.

¹ Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, 18071 Granada, Spain, amadatxu@ugr.es, jgalindo@ugr.es, lgcastillo@ugr.es

² Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-UGR), 18071 Granada, Spain

³ Departamento Ing. Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría, Universidad de Jaén, Campus de Las Lagunillas, 23071 Jaén, Spain, amruiz@ujaen.es, mgarrido@ujaen.es, maviles@ujaen.es, ajgil@ujaen.es

⁴ Centro de Estudios Avanzados en Ciencias de la Tierra, Energía y Medio Ambiente (CEACTEMA), Universidad de Jaén, Campus de Las Lagunillas, 23071 Jaén, Spain

Resumen: La Cuenca de Granada es una cuenca intramontañosa de la Cordillera Bética y es una de las regiones más activas tectónicamente de Iberia. Está afectada por juegos de fallas normales de alto buzamiento y destacan las fallas NO-SE. La falla de Granada es una de las principales del juego y cruza la capital granadina. En este trabajo se presentan datos de tres estaciones CGPS y dos perfiles de nivelación de alta precisión situados sobre la falla de Granada. Tiene como fin cuantificar la deformación tectónica en la cuenca y conocer la importancia de la falla de Granada en la misma. Los datos CGPS mejoran los patrones de deformación e indican un desplazamiento hacia el O-SO de la Cordillera respecto a Eurasia, una extensión E-O de $0.6 \pm 0,1$ mm/año en la Cuenca de Granada y extensión NE-SO de $1.1 \pm 0,1$ mm/año en el límite sur de la cuenca. Los datos de nivelación de alta precisión sugieren la importancia de la falla de Granada, pudiendo ser el responsable de la mayoría de la extensión. La mayor extensión NE-SO de la parte más meridional de la cuenca se explica en parte por el desplazamiento horizontal NE-SO de 0.5 mm/año de la falla de Padul.

Palabras clave: CGPS, nivelación de alta precisión, cinemática de fallas, Cuenca de Granada, Cordillera Bética.

Abstract: The Granada Basin is an intramontane basin of the Betic Cordillera and is one of the most tectonically active regions of Iberia. It is affected by sets of high-angle normal faults, among which the NW-SE faults stand out. The Granada Fault is one of the main faults and crosses Granada City. In this work, data from three CGPS stations and two high-precision leveling lines located on the Granada Fault are presented. The aim is to quantify the tectonic deformation in the basin and to know the importance of the Granada Fault in it. The CGPS data enhance the deformation patterns and indicate a W-SW displacement of the Cordillera with respect to Eurasia, an E-W extension of $0.6 \pm 0,1$ mm/yr in the Granada Basin and NE-SW extension of $1.1 \pm 0,1$ mm/yr at the southern boundary of the basin. High-precision leveling data suggest the importance of the Granada Fault, and it may be responsible for the most of the extension. The greater NE-SW extension of the southernmost part of the basin is partly explained by the 0.5 mm/yr NE-SW horizontal displacement of the Padul Fault.

Key words: CGPS, high-precision leveling, fault kinematics, Granada Basin, Betic Cordillera

Introducción

La cuenca de Granada se trata de una de las zonas más activas de la Península Ibérica donde se encuentran importantes fallas tales como la falla de Zafarraya, la falla de Granada o las fallas de Sierra Elvira. Además, se trata de una región clave para entender la evolución reciente de la Cordillera Bética central y constituye un laboratorio natural para estudiar la deformación superficial y monitorizar fallas de actividad y desplazamiento moderado (Sanz de Galdeano *et al.*, 2003).

Las técnicas geodésicas constituyen los medios más precisos para cuantificar la deformación actual de la superficie terrestre. Las redes GPS permiten determinar el campo de deformación superficial actual, contribuyendo así a nuestra comprensión global de los procesos tectónicos activos (Elliott *et al.*, 2016). Las redes regionales proporcionan nuevos y valiosos datos sobre el movimiento de las placas (Kreemer *et al.*, 2014), mientras que las redes locales se centran en las estructuras tectónicas más activas. Los datos de nivelación de alta precisión (HPL) recogidos a lo largo de varios años pueden utilizarse para cuantificar los movimientos verticales con gran precisión y así monitorizar fallas activas, incluyendo la identificación

del desplazamiento sísmica o por *creep* (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2013).

En el presente trabajo se integran ambos métodos geodésicos con el fin de determinar la evolución actual de la Cuenca de Granada y la importancia de la falla de Granada en la misma.

Contexto geológico

La Cordillera Bética, junto con el Rif, constituye el Arco de Gibraltar y rodean el Mar de Alborán. La Cordillera Bética está formada por las denominadas Zonas Internas y Externas, separadas por las Unidades de Flysch. Sobre estas se sitúan las cuencas neógeno-cuaternarias (Vera, 2004).

La deformación principal en la Cordillera Bética se inició en el Cretácico, lo que supuso un acortamiento y un importante desplazamiento dextral entre las Zonas Externas e Internas hasta el Oligoceno (Sanz de Galdeano, 1990). En el Mioceno medio el acortamiento N-S a NNO-SSE afectó a la Cordillera Bética y las Zonas Internas sufrieron una intensa extensión ENE-OSO, produciendo el adelgazamiento de la corteza y la exhumación de los complejos metamórficos (Jabaloy *et al.*, 1992). Desde el Tortonense, la convergencia entre las placas

Euroasiática y de Nubia genera grandes pliegues E-O y NE-SO (Sanz de Galdeano, 1990). Actualmente está afectada por una convergencia oblicua dextral NNO-SSE de $4,0 \pm 0,2$ mm/año (DeMets et al., 2010) y del movimiento hacia el oeste del arco respecto a las placas circundantes (Garate et al., 2015). Simultáneamente, con el levantamiento de la cordillera, la corteza superior ha sido deformada por zonas de falla NO-SE (Galindo-Zaldívar et al., 2003), que tienen asociada una sismicidad somera, habitual en la región.

Cuenca de Granada

La cuenca intramontañosa de Granada es una cuenca extensional situada en el límite entre las Zonas Externas e Internas de la Cordillera Bética y está rellena de sedimentos del Mioceno medio al Plioceno-Cuaternario. El basamento de la cuenca de Granada está formado por rocas metamórficas de las Zonas Internas (en su mitad sureste) y rocas sedimentarias de las Zonas Externas (en su mitad noroeste) (Lupiani y Soria, 1988).

La cuenca de Granada está delimitada por un juego de fallas normales y *strike-slip* de dirección E-O, ENE-OSO a NE-SO, en los límites norte y sur. La región noreste está afectada por fallas normales NO-SE (Rodríguez-Fernández y Sanz de Galdeano, 2006). La actividad de estas fallas está avalada por investigaciones paleosísmicas (Sanz de Galdeano et al., 2003), así como por datos geomorfológicos (Pérez-Peña et al., 2015), geológicos y sismológicos (Galindo-Zaldívar et al., 1999).

Falla de Granada

La falla de Granada es una de las principales fallas de la cuenca de Granada y atraviesa el centro de la ciudad de Granada. Tiene una dirección media $N150^\circ E$ e inclinación $60^\circ SO$. Hacia el norte, tiene una dirección NNE-SSO. Separa las zonas elevadas de la

cuenca de Granada oriental de la Vega de Granada. El escarpe asociado se observa fácilmente al norte y al sur de la ciudad (Sanz de Galdeano et al., 2003), alcanzando hasta 100 m de altura. Varios *splays* del sector central afectan a sedimentos del Plioceno tardío-Pleistoceno de la Formación Alhambra (Azañón et al., 2004) que se observan al NE de la ciudad o en afloramientos cercanos al río Genil. La altura total acumulada de los diferentes escarpes asciende a 175 m.

Metodología

CGPS

En este trabajo se utilizan las estaciones CGPS situadas en la Cordillera Bética central (LOJA, PALM y NEVA, Fig. 1) de la red instalada en la Península Ibérica y norte de Marruecos (Garate et al., 2015).

Se ha considerado el lapso de tiempo entre marzo de 2008 y diciembre de 2019. Los datos se han procesado con GipsyX (Bertiger et al., 2020) mediante el método de posicionamiento puntual de precisión (PPP). Una vez calculadas todas las coordenadas de cada vértice en el marco de referencia IGS14, creamos las series temporales en componentes N y E y estimamos las velocidades absolutas. Para este trabajo se han estimado las velocidades residuales con respecto a Eurasia estable y la estación NEVA estable (Fig. 1).

Nivelación de alta precisión

Dos líneas de nivelación de alta precisión que cruzan la falla de Granada fueron establecidas por Ruiz et al. (2003) (Fig. 1). Una de estas líneas consta de 14 puntos de referencia (G#) y discurre a lo largo de un muro de la acera sur paralela al Río Genil. La segunda incluye 16 puntos de referencia (J#), a lo largo de la carretera local Granada-Víznar en Jun (Fig. 2).

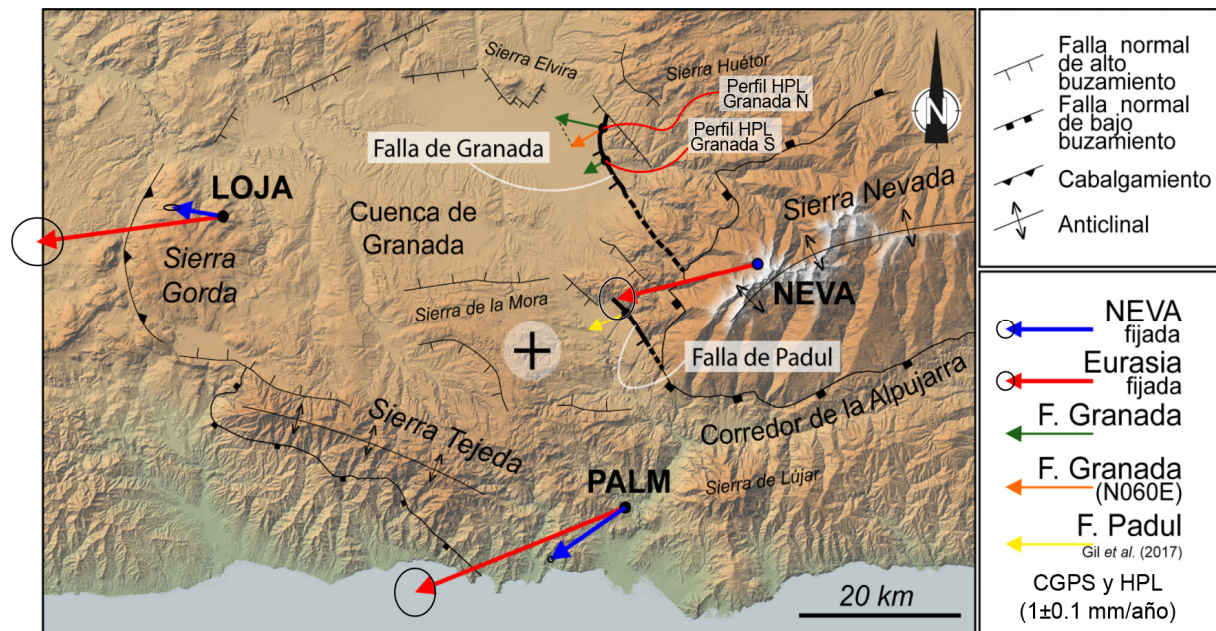


Fig. 1.- Mapa topográfico de la Cuenca de Granada con las principales estructuras. Velocidades horizontales obtenidas de: a) Datos CGPS respecto a Eurasia (flechas rojas) y NEVA (flechas azules) fijadas y elipses de 95% de confianza, b) datos HPL (flechas verdes y naranjas) y c) datos GPS de Gil et al., 2017 (flecha amarilla). El símbolo positivo indica levantamiento.

Fig. 1.- Topographic map of the Granada Basin with the main structures. Horizontal velocities obtained from: a) CGPS data with respect to the Eurasia fixed reference frame (red arrows) and NEVA fixed (blue arrows) and 95% confidence ellipses, b) HPL data (green and orange arrows) and c) GPS data from Gil et al., 2017 (yellow arrow). The positive symbol indicates uplift.

Ambas líneas de nivelación fueron medidas desde 1999 hasta 2013 utilizando niveles de precisión y varillas de invar. En 1999 se midió mediante un nivel óptico Wild N3 con micrómetro de placa paralela, y en 2000 mediante un nivel digital Wild NA3003. Desde el año 2000, se han realizado tres nuevas medidas con un nivel digital Leica DNA03: en 2009 para ambas líneas, y en 2011 y 2013, sólo para la línea del Genil. Para cada punto de referencia, se evaluó la diferencia entre la altura en cada levantamiento y la altura en la primera medida (1999), junto con la incertidumbre expandida propagada para tales diferencias.

Resultados y discusión

Los tres vértices CGPS situados en la Cordillera Bética central proporcionan velocidades horizontales alrededor de la cuenca de Granada (Fig. 1). Todos ellos se desplazan hacia el O-SO respecto a Eurasia estable con tasas de velocidad horizontal entre 1,5 y 3,0 mm/año. NEVA se encuentra en Sierra Nevada y es el vértice con las velocidades más bajas ($1,7 \pm 0,2$ mm/año hacia el O). En Sierra Gorda LOJA presenta una dirección similar, pero tasas de desplazamiento más altas ($2,3 \pm 0,3$ mm/año). Por último, en el sur de la cuenca de Granada, PALM presenta las tasas más altas ($2,8 \pm 0,3$ mm/año) hacia el SO. Si consideramos estable NEVA, LOJA muestra tasas de $0,6 \pm 0,1$ mm/año hacia el O-NO y PALM presenta tasas de velocidad de $1,1 \pm 0,1$ mm/año hacia el SO (Fig. 1).

Los nuevos datos de las estaciones CGPS indican una extensión hacia el O similar a los publicados por Garate *et al.* (2015). Se relaciona pues con la traslación hacia el O debido a procesos de roll-back en el frente occidental de la cordillera (González-Castillo *et al.*, 2015). A su vez, las velocidades más altas de los vértices LOJA y PALM respecto a NEVA, indican una extensión en la cuenca de Granada de 1 mm/año aproximadamente. La extensión no parece

ser uniforme, en la zona central se calculan $0,6 \pm 0,1$ mm/año en dirección E-O a ESE-ONO y la zona más meridional de la cuenca $1,1 \pm 0,1$ mm/año en dirección N060°E. Esta diferencia podría deberse a un levantamiento en la Sierra de la Mora (Fig. 1), que produciría extensión en dirección N-S rotando el vector de velocidad de LOJA de manera horaria y el de PALM de manera antihoraria.

Madarieta-Txurruka *et al.* (2021) señalan que en el perfil Granada N (Fig. 2a), aparecen tres sectores con estilos de deformación muy diferentes. Al oeste de la línea (J1-J4), se produce un desplazamiento vertical de hasta $-11 \pm 2,5$ mm en el periodo 1999-2009 ($-1,1 \pm 0,3$ mm/año), con una tasa máxima de $-5,0 \pm 2,5$ mm/año durante el primer año. La deformación se acumula entre los puntos de referencia J4 y J5, donde se encuentra el escarpe asociado a la falla de Granada. En el bloque de techo (J1-J4) se observa un mayor desplazamiento vertical relativo al acercarse a la falla. En el bloque de muro, los puntos de referencia J5 a J9 son relativamente estables. En la parte oriental de la línea (J10-J16) se produce una deformación caótica. Esta zona está afectada por deslizamientos activos, por lo tanto, deben descartarse de la interpretación tectónica.

El perfil Granada S (Fig. 2b) documenta un desplazamiento vertical total de aproximadamente $7,0 \pm 0,9$ mm entre los años 1999 a 2013 ($0,5 \pm 0,1$ mm/año). Se observan dos fases claramente diferenciadas en la deformación. La primera, durante los años 1999 a 2009, muestra una elevación de los puntos de referencia G2-G6 que asciende a $9,5 \pm 0,9$ mm ($0,7 \pm 0,1$ mm/año). La segunda fase, de 2009 a 2013, muestra una relajación del terreno de hasta 2,5 mm. Durante las dos fases, los puntos de referencia G7 y G8 registraron un comportamiento muy diferente, probablemente debido a efectos locales, por lo que deben descartarse de la interpretación tectónica (Fig. 2).

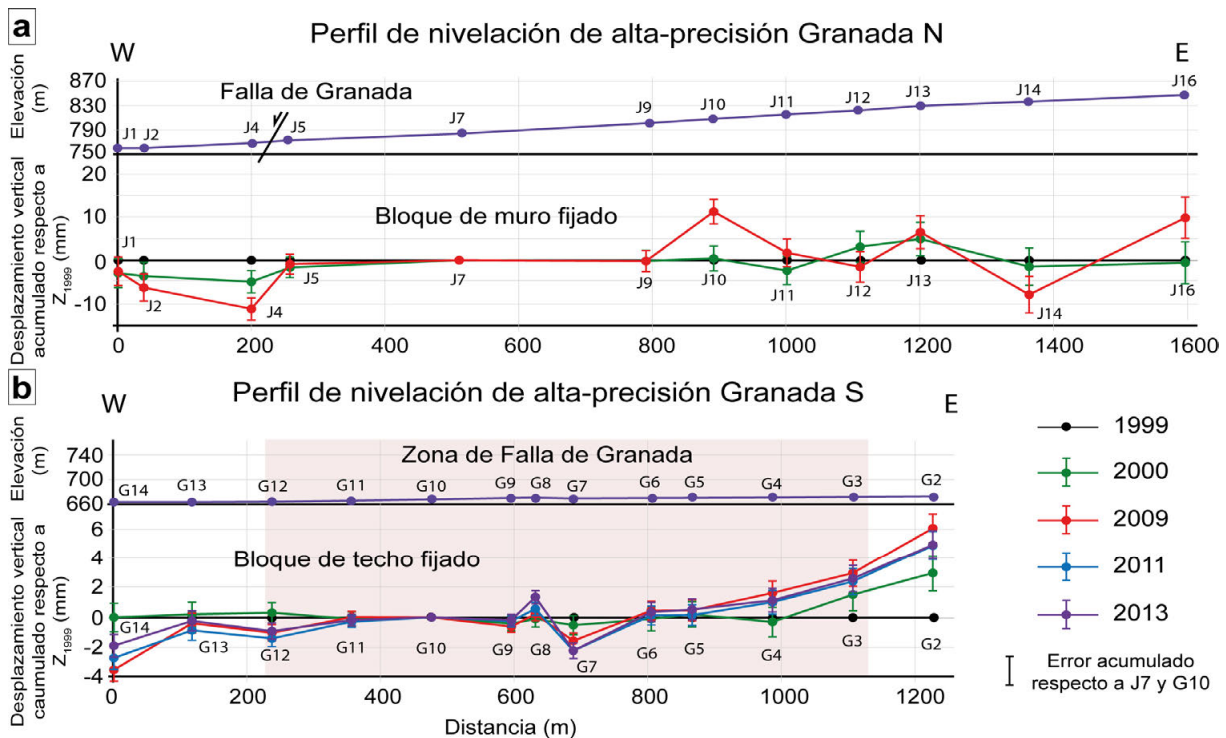


Fig. 2.- Perfiles de nivelación de alta precisión. a) Línea Granada N desde 1999 hasta 2009. b) Línea Granada S desde 1999 hasta 2013.
 Fig. 2.- High-precision leveling lines. a) Granada N line from 1999 to 2009. b) Granada S line from 1999 to 2013.

Con el fin de comparar datos CGPS y HPL, los desplazamientos calculados en las líneas de nivelación se han transformado a horizontales. Lo calculamos a partir de la dirección de la falla de Granada en cada perfil y considerando que buza 60° hacia el O-SO. Suponemos que el desplazamiento es normal y por lo tanto perpendicular a la traza de la falla. Así, se obtienen un desplazamiento horizontal N060°E de 0,3 mm/año para la línea Granada S y un desplazamiento horizontal en dirección N102°E de 0.6 mm/año para Granada N. Teniendo en cuenta que la extensión entre NEVA y LOJA es en dirección N099°E la falla de Granada podría ser la responsable de casi la totalidad de la extensión registrado mediante la red CGPS.

La extensión registrada en la parte meridional de la cuenca, entre NEVA y PALM, podría deberse a la actividad de fallas NO-SE y N070°E en la cuenca de Padul y en los extremos occidentales del Corredor de la Alpujarra y Sierra de Lújar (Sanz de Galdeano *et al.*, 1985). De hecho, Gil *et al.*, 2017 calcularon mediante una red GPS local una extensión aproximada a 0,5 mm/año en dirección N066°E en la falla de Padul. Por lo tanto, esta estructura explicaría cerca de la mitad de la extensión registrada entre los vértices NEVA y PALM.

Conclusiones

La comparación de desplazamiento horizontal obtenidos con redes GPS y desplazamientos verticales obtenidos con perfiles de alta nivelación permite conocer la importancia de ciertas estructuras en procesos tectónicos regionales.

Los nuevos datos CGPS confirman el desplazamiento hacia el O del Arco de Gibraltar y estiman una extensión entre 0,6 y 1,1 mm/año en la cuenca de Granada. Dicha extensión rota de manera antihoraria de N a S y podría deberse a un levantamiento en la Sierra de la Mora.

El desplazamiento vertical de la falla de Granada ha sido transformado a la horizontal y permite estimar que se trata una de las principales estructuras de la cuenca de Granada, pudiendo suponer casi la totalidad de la extensión calculada en la misma. Así mismo, la extensión N060°E registrado en sur de la cuenca se explica en gran medida por la actividad de la falla de Padul.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos P18-RT-3275 y B-RNM-301-UGR18 (Junta de Andalucía/FEDER); Programa Operativo FEDER Andalucía 2014/20 - Ref. 1263446 y POAUIJA 21/22 (Universidad de Jaén) así como por los grupos de investigación andaluces RNM-148 y RNM-282.

Referencias

Azañón, J.M., Azor, A., Booth-Rea, G., Torcal, F., 2004. Small-scale faulting, topographic steps and seismic ruptures in the Alhambra (Granada, southeast Spain). *Journal of Quaternary Science*, 19(3): 219-227.

Bertiger, W., Bar-Sever, Y., Dorsey, A., Haines, B., Harvey, N., Hemberger, D., ... Willis, P., 2020. GipsyX/RTGx, a new tool set for space geodetic operations and research. *Advances in space research*, 66(3): 469-489.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., 2010. Geologically current plate motions. *Geophysical journal international*, 181(1): 1-80.

Elliott, J.R., Walters, R.J., Wright, T.J., 2016. The role of

space-based observation in understanding and responding to active tectonics and earthquakes. *Nature Communications*, 7(1): 1-16

Galindo-Zaldívar, J., Borque, M.J., Pedrera, A., Marín-Lechado, C., Gil, A.J., López-Garrido, A. C., 2013. Deformation behaviour of the low-rate active Balanegra Fault Zone from high-precision levelling (Betic Cordillera, SE Spain). *Journal of Geodynamics*, 71: 43-51.

Galindo-Zaldívar, J., Gil, A.J., Borque, M.J., González-Lodeiro, F., Jabaloy, A., Marín-Lechado, C., ... Sanz de Galdeano, C., 2003. Active faulting in the internal zones of the central Betic Cordilleras (SE, Spain). *Journal of Geodynamics*, 36(1-2): 239-250.

Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., Serrano, I., Morales, J., González-Lodeiro, F., Torcal, F., 1999. Recent and present-day stresses in the Granada Basin (Betic Cordilleras): Example of a late Miocene-present-day extensional basin in a convergent plate boundary. *Tectonics*, 18(4): 686-702.

Garate, J., Martín-Davila, J., Khazaradze, G., Echeverría, A., Asensio, E., Gil, A. J., ... Harnafi, M., 2015. Topo-Iberia project: CGNSS crustal velocity field in the Iberian Peninsula and Morocco. *GPS Solutions*, 19(2): 287-295.

Gil, A.J., Galindo-Zaldívar, J., Sanz de Galdeano, C., Borque, M. J., Sánchez-Alzola, A., ... Alfaro, P., 2017. The Padul normal fault activity constrained by GPS data: Brittle extension orthogonal to folding in the central Betic Cordillera. *Tectonophysics*, 712: 64-71.

González-Castillo, L., Galindo-Zaldívar, J., de Lacy, M.C., Borque, M.J., Martínez-Moreno, F.J., García-Armenteros, J.A., Gil, A.J., 2015. Active rollback in the Gibraltar Arc: Evidences from CGNSS data in the western Betic Cordillera. *Tectonophysics*, 663: 310-321.

Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. 1992. The Mecina Extensional System: its relation with the post-Aquitania piggy-back basins and the paleostresses evolution (Betic Cordilleras, Spain). *Geo-Marine Letters*, 12(2): 96-103.

Kreemer, C., Blewitt, G., Klein, E.C., 2014. A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(10): 3849-3889.

Lupiani, E., Soria, J., 1988. *Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hoja número 1009 (Granada)*. IGME, Madrid.

Madarieta-Txurruka, A., Galindo-Zaldívar, J., González-Castillo, L., Peláez, J.A., Ruiz-Armenteros, A.M., Henares, J., ... Gil, A.J., 2021. High-and Low-Angle Normal Fault Activity in a Collisional Orogen: The Northeastern Granada Basin (Betic Cordillera). *Tectonics*, 40(7): e2021TC006715.

Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Azor, A., Booth-Rea, G., Galve, J.P., Roldán, F.J., ... Al-Awabdeh, M., 2015. Quaternary landscape evolution driven by slab-pull mechanisms in the Granada Basin (Central Betics). *Tectonophysics*, 663: 5-18.

Rodríguez-Fernández, J., Sanz de Galdeano, C., 2006. Late orogenic intramontane basin development: the Granada basin, Betics (southern Spain). *Basin Res*, 18(1): 85-102.

Ruiz, A.M., Ferhat, G., Alfaro, P., Sanz de Galdeano, C., de Lacy, M. C., Rodríguez-Caderot, G., Gil, A.J., 2003. Geodetic measurements of crustal deformation on NW-SE faults of the Betic Cordillera, southern Spain, 1999-2001. *Journal of Geodynamics*, 35(3): 259-272.

Sanz de Galdeano, C., 1990. Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172(1-2): 107-119.

Sanz de Galdeano, C., Rodríguez-Fernández, J., López-Garrido, A.C., 1985. A strike-slip fault corridor within the Alpujarra Mountains (Betic Cordilleras, Spain). *Geologische Rundschau*, 74(3): 641-655.

Sanz de Galdeano, C., Peláez Montilla, J.A., López Casado, C., 2003. Seismic potential of the main active faults in the Granada Basin (southern Spain). *Pure and Applied Geophysics*, 160(8): 1537-1556.

Vera, J.A. 2004. *Geología de España*. Serv. Geol. de España/Inst. Geol. y Minero de España (SGE/IGME), Madrid, 890 p.



ACTIVIDAD DE PLIEGUES Y FALLAS EN EL CAMPO DE DALÍAS A PARTIR DE REDES GNSS

Fold and fault activity in the Campo de Dalías from GNSS networks

J. Galindo-Zaldívar^{1,2}, A.J. Gil^{3,4}, V. Tendero², M.J. Borque^{3,4}, G. Ercilla⁵, L. González-Castillo¹, A. Sánchez-Alzola⁶, M.C. Lacy^{3,4}, F. Estrada⁵, M. Avilés^{3,4}, P. Alfaro⁷, A. Madarieta-Txurruka¹, F. Chacón^{3,4}

¹ Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, 18071 Granada, Spain. jgalindo@ugr.es, vtendero@ugr.es, lgcastillo@ugr.es, amadatxu@ugr.es.

² Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-UGR), 18071 Granada, Spain.

³ Departamento Ing. Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría, Universidad de Jaén, Campus de Las Lagunillas, 23071 Jaén, Spain. ajgil@ujaen.es, mjborque@ujaen.es, mclacy@ujaen.es, maviles@ujaen.es, fchacon@ujaen.es.

⁴ Centro de Estudios Avanzados en Ciencias de la Tierra, Energía y Medio Ambiente (CEACTEMA), Universidad de Jaén, Campus de Las Lagunillas, 23071 Jaén, Spain.

⁵ Instituto de Ciencias del Mar, CSIC, Continental Margins Group, 08003 Barcelona, Spain. gemma@icm.csic.es, festrada@icm.csic.es

⁶ Departamento de Estadística e Investigación Operativa, Universidad de Cádiz, 11510, Puerto Real, Spain. alberto.sanchez@gm.uca.es,

⁷ Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Facultad de Ciencias, Universidad de Alicante, 03080, Alicante, Spain. pedro.alfaro@ua.es

Resumen: La red GNSS del Campo de Dalías monitoriza desde 2006 la deformación tectónica activa de la zona con mayor sismicidad del límite entre la Cordillera Bética y el Mar de Alborán. Las velocidades de deformación residuales calculadas con respecto a Eurasia oscilan entre 1,7 y 3,0 mm/año. Los desplazamientos son aproximadamente homogéneos hacia el OSO de las estaciones del norte, mientras que las estaciones del sur evidencian desplazamientos irregulares hacia el O y el NO. Este patrón de deformación indica el acortamiento NNO-SSE que desarrolla pliegues ENE-OSO simultáneo a la extensión ENE-OSO, acomodada por fallas normales y oblicuas. Además, los resultados de la red GNSS indican un salto dextro de la falla de Balanegra, con orientación NO-SE, que había sido considerada anteriormente como una falla normal. Las redes GNSS revelan, por primera vez, la interacción actual de la tectónica de roll-back asociada a la subducción Rif-Gibraltar-Bética en la parte occidental del Arco de Gibraltar y la tectónica de indentación que afecta a las zonas oriental y meridional del Mar de Alborán. Además, proporciona nuevos datos para los estudios de peligrosidad sísmica en esta región.

Palabras clave: Arco de Gibraltar, red GNSS, interacción de pliegues y fallas activas, roll-back, tectónica de indentación.

Abstract: *The Campo de Dalías GNSS network monitors since 2006 the active tectonic deformation of the most seismic area on the boundary of the Alboran Sea and the Betic Cordillera. The residual deformation rates determined with respect to Eurasia range from 1.7 to 3.0 mm/yr. The displacements are roughly homogenous towards WSW of the northern sites while the southern sites evidence irregular displacements towards the W and NW. This deformation pattern supports simultaneous NNW-SSE shortening that develops ENE-WSW folds and ENE-WSW extension, accommodated by normal and oblique faults. Moreover, the GNSS results point to dextral kinematics of the main NW-SE Balanegra Fault, that was previously considered as a normal fault. These GNSS results thus reveal, for the first time, present-day interaction of the roll-back tectonics of the Rif-Gibraltar-Betics slab in the western part of the Gibraltar Arc with the indentation tectonics affecting the eastern and southern areas, providing new insights for seismic hazard studies in this region.*

Key words: *Gibraltar Arc, GNSS network, active fold and fault interaction, roll-back, indentation tectonics.*

Introducción

El Arco de Gibraltar es un cinturón tectónico arqueado alpino desarrollado desde el Cenozoico en el límite de placas Eurasia-Nubia (África) (Platt y Vissers, 1989) que actualmente experimenta una tasa de convergencia regional NO-SE de 4,5 a 5 mm/año (Sparacino *et al.*, 2020). En la región con mayor sismicidad del límite entre la Cordillera Bética y el Mar de Alborán, en el Campo de Dalías occidental, se instaló en 2006 una red GNSS no permanente (Fig. 1) (Marín-Lechado *et al.*, 2010; Galindo-Zaldívar *et al.*, 2022). La red tenía como objetivo inicial cuantificar la actividad de la falla normal NO-SE de Balanegra, una de las fallas más activas de la zona, relacionada con la serie sísmica de 1993-94. La actividad de la falla de Balanegra determinó la línea de costa recta que separa el bloque levantado al NE del Campo de Dalías y el bloque hundido localizado al SO y situado por debajo del nivel del mar. Las tasas de deformación vertical obtenidas a partir de líneas de nivelación de alta precisión indican un desplazamiento discontinuo de la zona de falla (Galindo-Zaldívar *et al.*,

2013). El objetivo de este trabajo es presentar los resultados cuantitativos de la red GNSS del oeste de Campo de Dalías (Fig. 1) para discutir la interacción local de pliegues y fallas.

Metodología

La red GNSS del Campo de Dalías occidental incluye cinco vértices (9400, 9600, 9700, 9800 y 9900, Fig. 1). Cuenta con dispositivos de montaje autocentrantes anclados a las rocas; hasta 2010 el equipo de medida estaba compuesto por antenas LEIAX1202 y receptores Leica Geosystem GX1230. Posteriormente se utilizan antenas LEIAR10 y receptores LEICA Geosystem AR10. Los registros incluyen al menos 96 h para cada observación. El procesado de los datos se realizó con el software GIPSY-OASIS. El campo de velocidad residual se calcula respecto a Eurasia con el modelo de movimiento de placas ITRF2014 (Altamimi *et al.*, 2017).

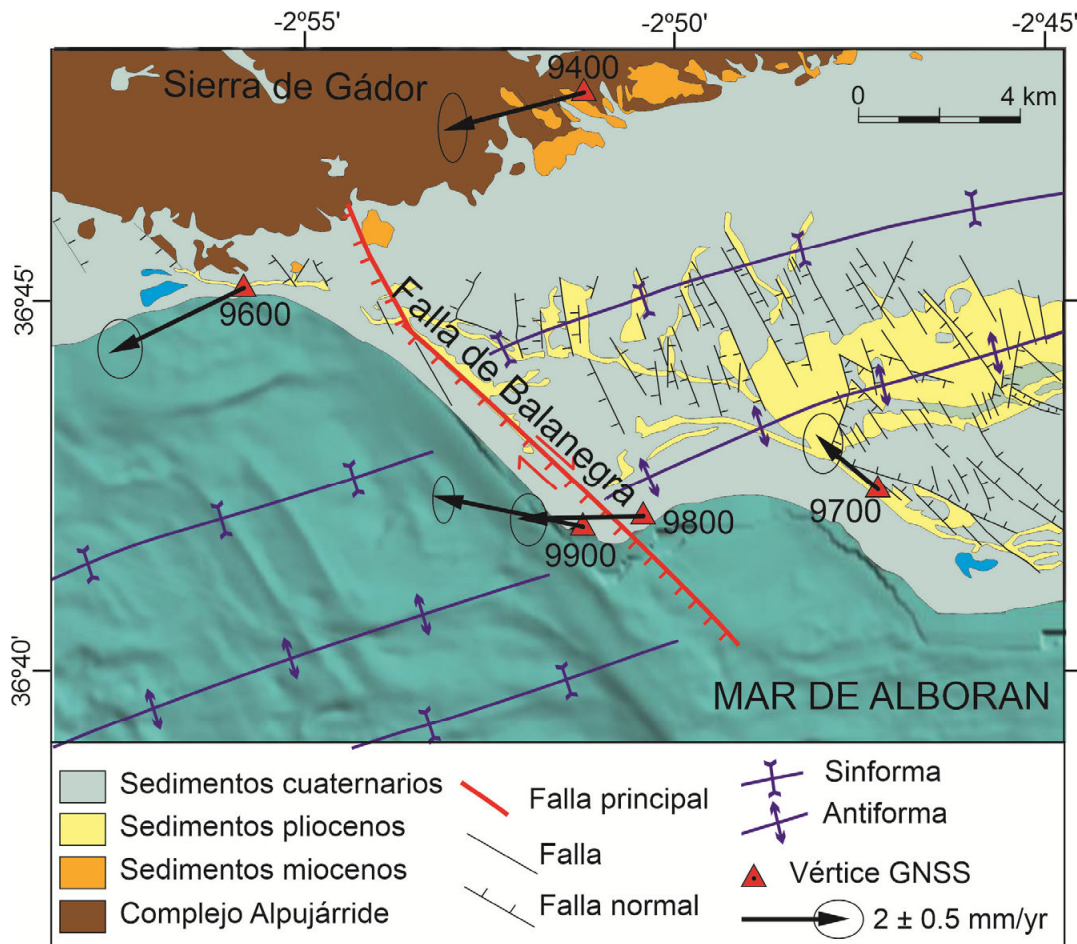


Fig. 1.- Esquema geológico del Campo de Dalías occidental que incluye las velocidades residuales GNSS respecto a Eurasia estable. Elipses de error con un 95% de confianza.

Fig. 1.- Geological sketch of the western Campo de Dalias including residual GNSS velocities respect to stable Eurasia. Error ellipses of 95% confidence.

Vértice	Velocidad (mm/año)		Error (mm/año)		Velocidad residual (mm/año)	
	Este	Norte	Este	Norte	Este	Norte
9400	17,5	15,6	±0,3	±0,7	-2,7	-0,9
9600	17,6	15,0	±0,4	±0,6	-2,5	-1,6
9700	19,0	17,7	±0,4	±0,6	-1,2	1,2
9800	17,8	16,4	±0,4	±0,5	-2,4	-0,1
9900	17,3	17,2	±0,3	±0,5	-2,9	0,7

Tabla 1. Velocidad absoluta en el marco de referencia IGS14 y velocidad residual con respecto a Eurasia estable basada en el ITRF2014. Error con el 95% de confianza.

Table 1.- Absolute velocity in IGS14 reference frame and residual velocity field with respect to stable Eurasia based on the ITRF2014. Error of 95% confidence.

Resultados

Todos los vértices tienen una componente de desplazamiento hacia el oeste con respecto a la Eurasia estable (Fig. 1, Tabla 1) (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2022). El comportamiento de los dos vértices del norte (9400 y 9600, Fig. 1) es aproximadamente similar, lo que sugiere que la falla de Balanegra no se propaga hacia el norte. Los movimientos relativos hacia el NNO de los vértices 9700 y 9900 respecto al vértice 9400 localizado al N, indican que el acortamiento de los pliegues ENE-OSO sigue siendo activo. El movimiento relativo entre los vértices 9900 y 9800 sugiere que el salto de la falla de Balanegra es dextro y posiblemente por reptación al producirse en un periodo intersísmico, o bien se está acumulando deformación elástica.

Discusión y conclusiones

La red GNSS del Campo de Dalías muestra que toda la región está afectada por una deformación continua que incluye la convergencia NNO-SSE, acomodada por pliegues ENE-OSO, y la extensión ortogonal ENE-OSO, acomodada por fallas normales. Los resultados de la red GNSS ponen de manifiesto la actividad actual dextra de hasta 1 mm/año de la falla NNO-SSE de Balanegra a partir del movimiento relativo entre los vértices 9800 y 9900, localizados en cada bloque de falla y próximos a la misma. Su comportamiento de reptación en superficie cambia posiblemente en profundidad, donde tiene carácter sísmico.

A escala regional, el área se localiza en el extremo NNE de la zona de cizalla sinistral Bética-

Alborán. El patrón de deformación activo se justifica por la interacción de la tectónica de indentación que afecta al Mar de Alborán oriental y la tectónica de roll-back que es dominante en la zona occidental del Mar de Alborán.

Agradecimientos

Junta de Andalucía; FEDER: AGORA P18-RT-3275, PAPEL B-RNM-301-UGR18; Programa Operativo FEDER-Andalucía 2014–2020 1263446; Universidad de Jaén. CEAITEMA. POAIUJA 21/22, Junta de Andalucía. RNM-148, RNM-282, RNM-370; V.T.S. FPU (16/04038).

Referencias

- Altamimi, Z., Métivier, L., Rebischung, P. Rouby, H., Collillieux, X., 2017. ITRF2014 plate motion model. *Geophysical Journal International*, 209: 1906-1912.
- Galindo-Zaldívar, J., Borque, M.J., Pedrera, A., Marín-Lechado, C., Gil, A.J., López-Garrido, A.C., 2013. Deformation behaviour of the low-rate active Balanegra Fault Zone from high-precision levelling (Betic Cordillera, SE Spain). *Journal of Geodynamics*, 71: 43-51.
- Galindo-Zaldívar, J., Gil, A.J., Tendero-Salmerón, V., Borque, M.J., Ercilla, G., González-Castillo, L., ... Chacón, F., 2022. The Campo de Dalias GNSS Network Unveils the Interaction between Roll-Back and Indentation Tectonics in the Gibraltar Arc. *Sensors*, 22: 2128.
- Marín-Lechado, C., Galindo-Zaldívar, J., Gil, A.J., Borque, M. J., De Lacy, M.C., Pedrera, A., ... Sanz, C., 2010. Levelling profiles and a GPS network to monitor the active folding and faulting deformation in the Campo de Dalias (Betic Cordillera, Southeastern Spain). *Sensors*, 10, 3504-3518.
- Platt, J.P., Vissers, R.L.M., 1989. Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology*, 17, 540-543.
- Sparacino, F., Palano, M., Peláez, J.A., Fernández, J., 2020. Geodetic deformation versus seismic crustal moment-rates: insights from the Ibero-Maghrebian region. *Remote Sensing*, 12: 952.



DISTRIBUCIÓN DE LA DEFORMACIÓN EN EL SE DE LA COMUNIDAD VALENCIANA. APORTACIONES GEODÉSICAS

Strain partitioning in SE Valencian Community. Geodetic insights

I. Martín-Rojas¹, A. Sánchez-Alzola², I. Medina-Cascales¹, M.J. Borque^{3,4,5}, P. Alfaro¹, A.J. Gil^{3,4,5}

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Facultad de Ciencias, Universidad de Alicante, 03080 Alicante, Spain. ivan.martin@ua.es; ivan.medina@ua.es; pedro.alfaro@ua.es

² Departamento de Estadística e Investigación Operativa, Universidad de Cádiz, 11510 - Puerto Real, Spain. alberto.sanchez@gm.uca.es

³ Grupo de Investigación RNM282-Microgeodesia Jaén, Universidad de Jaén, Campus Las Lagunillas s/n, 23071 Jaén, Spain.

⁴ Centro de Estudios Avanzados en Ciencias de la Tierra, Energía y Medio Ambiente (CEACTEMA), Universidad de Jaén, Campus de las Lagunillas, 23071 Jaén, Spain. mjborque@ujaen.es; ajgil@ujaen.es

⁵ Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría, Universidad de Jaén, Campus de las Lagunillas, 23071 Jaén, Spain

Resumen: En el SE de la Comunidad Valenciana se han producido diversos terremotos históricos de gran intensidad. Para algunos de estos terremotos, como los de Tavernes de la Valldigna de 1396, Alcoy de 1620 o la serie sísmica de Muro de 1644, la fuente sismogénica es ambigua. En este trabajo presentamos datos procedentes de estaciones continuas GNSS situadas en el SE de la Comunidad Valenciana. Estos datos nos muestran la existencia de dos principales dominios tectónicos: uno situado al S y dominado por un acortamiento NO-SE producido por la convergencia entre Nubia y Eurasia. El otro dominio, situado al E, está dominado por una extensión ENE-OSO. Esta extensión podría explicar la sismicidad histórica de la región. Sin embargo, en esta zona no se han descrito fallas normales aflorantes. Proponemos que esto pudiera deberse a un desacople parcial entre el basamento y la delgada cobertera sedimentaria.

Palabras clave: CGNSS, extensión, acortamiento.

Abstract: *The eastern Valencian Community underwent significant historical earthquakes. The seismogenic source of some of these events is under discussion, as for the 1396 Tavernes de la Valldigna Earthquake, the 1620 Alcoy Earthquake, or the 1644 Muro Seismic Series. We present here continuous GNSS data from several stations located in the SE Valencian Community. These data show two major tectonic domains. A first domain, located to the S, dominated by NW-SE shortening. This shortening is related to Nubia-Eurasia convergence. The second domain, located to the E, is dominated by ENE-WSW extension. This extension could be responsible for the historical seismicity in this region. However, no outcropping normal faults have been previously described. We postulate that the lack of outcropping normal faults could be related to a partial decoupling between the basement and the thin sedimentary cover.*

Key words: CGNSS, extension, shortening.

Introducción

En el SE de la Comunidad Valenciana se han producido varios terremotos históricos significativos. Algunos de ellos se encuentran asociados a la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO), como el terremoto de Torrevieja de 1829 (I= IX-X). Sin embargo, se han producido otros eventos fuera de la ZCBO cuya fuente sismogénica es menos clara, como el de Tavernes de la Valldigna (1396 I=VIII-IX), Alcoy (1620, I=VIII-IX), la serie sísmica de Muro de Alcoy (1644) o Estubeny (1748 I=VIII-IX).

En este trabajo mostramos los resultados del análisis de varias estaciones GNSS continuas (cGNSS) situadas en el SE de la Comunidad Valenciana, que nos permiten discutir la distribución de la deformación en esta región. A partir de estos datos proponemos un régimen tectónico regional que permite explicar la sismicidad histórica e instrumental observada.

Contexto geodinámico y geológico

La tectónica actual del extremo occidental del Mediterráneo está condicionada por la convergencia entre las placas de Eurasia y Nubia (Serpelloni *et al.*, 2007). Sin embargo, la manera en la que esta

convergencia se expresa en términos de deformación en el S de la Península Ibérica es muy heterogénea, ya que en ella existen dominios dominados por el acortamiento, la transpresión o la extensión.

La convergencia NNO-SSE entre las placas de Eurasia y Nubia se transfiere al SE Iberia gracias a la presencia de un indentor de corteza oceánica situado en el mar de Alborán (Serpelloni *et al.*, 2007). Esta transferencia provoca que, en la comunidad Valenciana, la mayor parte de la deformación actual se acumule en las fallas más orientales de la ZCBO (fallas del Bajo Segura y de Crevillente, ambas de orientación ENE-OSO, Fig. 1). Estas fallas presentan una cinemática inversa con cierta componente oblicua (Silva *et al.*, 1993). Esta misma cinemática ha sido atribuida a la falla de Jumilla (también de orientación ENE-OSO, Fig. 1), situada más al norte (García-Mayordomo *et al.*, 2012). Por otro lado, en la zona marina situada al E de la comunidad Valenciana, es decir, en el golfo de Valencia, se han descrito varias fallas activas de orientación NW-SE y cinemática normal (García-Mayordomo *et al.*, 2012). La extensión asociada a estas fallas normales ha sido atribuida a un proceso de subsidencia térmica ligada a fases finales de evolución del rift del golfo de Valencia.

	Absolute velocities (mm/yr)				Residual velocities (fixed ALBA) (mm/yr)			
	E	N	σE	σN	E	N	σE	σN
ALBA	18.94	16.25	± 0.02	± 0.02	0.00	0.00	± 0.02	± 0.02
ALCO	19.55	16.56	± 0.05	± 0.06	0.61	0.31	± 0.06	± 0.06
AYOR	19.23	15.99	± 0.04	± 0.03	0.29	-0.26	± 0.04	± 0.05
CARG	19.09	18.14	± 0.03	± 0.03	0.15	1.89	± 0.03	± 0.03
DENI	20.45	16.72	± 0.02	± 0.02	1.51	0.47	± 0.03	± 0.03
JUMA	19.64	16.37	± 0.02	± 0.03	0.70	0.11	± 0.03	± 0.03
MCIA	20.02	17.17	± 0.02	± 0.02	1.08	0.92	± 0.03	± 0.03
SAL7	19.60	17.27	± 0.02	± 0.02	0.67	1.01	± 0.03	± 0.03
TORR	19.69	17.18	± 0.02	± 0.02	0.75	0.93	± 0.03	± 0.03
UTIE	19.41	15.94	± 0.05	± 0.04	0.47	-0.32	± 0.03	± 0.04
VCIA	20.02	16.39	± 0.02	± 0.02	1.08	0.13	± 0.03	± 0.03

Tabla 1.- Velocidades absolutas E y N calculadas para las estaciones CGNSS analizadas en este trabajo.

Table 1.- East and North absolute velocities estimated for the CGNSS stations analyzed in this work. All values are in mm/yr.

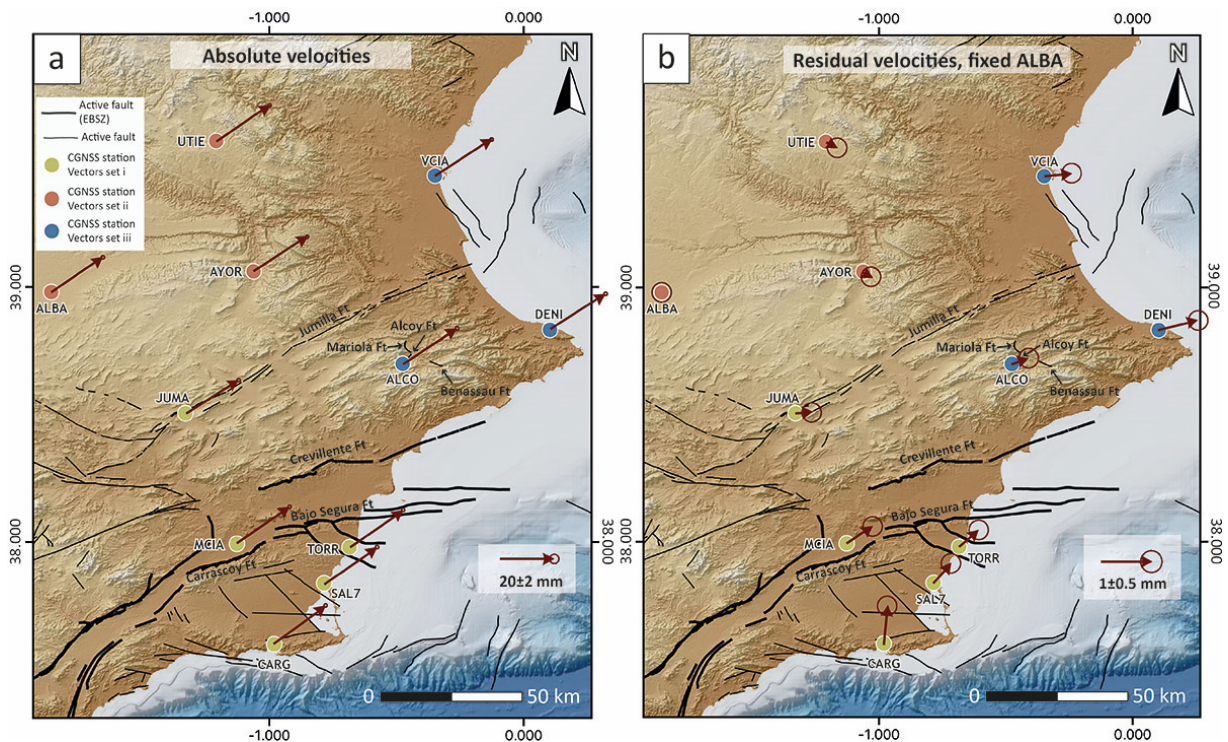


Fig. 1.- Campo de velocidades absolutas (a) y de velocidades relativas respecto a ALBA estable (b) en el marco de referencia IGS14. Magnitudes en mm/a con elipses de confianza del 95%.

Fig. 1.- Absolute velocity field in the IGS14 reference frame (a) and residual velocity field estimated with respect to the fixed ALBA station (b). Magnitudes are in mm/yr with 95% confidence error ellipses.

Procesado cGNSS

En el SE de la Comunidad Valenciana existen un total de 21 estaciones CGNSS. De ellas hemos utilizado 11 (Fig. 1), por tener series temporales lo suficientemente largas (más de 3 años) y por no presentar problemas constructivos. Para el procesado de los datos de las 11 estaciones utilizadas hemos seguido PPP GipsyX-1.0 usando los productos finales NNR daily Repro3.0 del Jet Propulsion Laboratory (<https://sideshow.jpl.nasa.gov/pub/>) con el mismo marco de referencia (IGS14), datos IONEX y parámetros tropo VMF1 de la Technical University (TU) de Viena. Así mismo, también hemos aplicado las efemérides planetarias DE431, las convenciones IERS2010 para la marea de la Tierra sólida y del polo, el campo magnético terrestre NOAA IGRF12 y los coeficientes FES2004 de carga de la marea oceánica.

(<http://holt.oso.chalmers.se/loading/>) (Lyard *et al.*, 2006).

A partir de los vectores velocidad absolutos obtenidos (Tabla 1) hemos calculado los vectores velocidad residuales con respecto a la estación ALBA (Fig. 1). Para entender mejor estos vectores de velocidad en un contexto sismotectónico, los hemos proyectado en las direcciones N070E y N340E, es decir, en las direcciones sub-paralela y sub-perpendicular a las principales fallas activas descritas en la región (Fig. 2).

Distribución de la deformación

Los vectores de velocidad obtenidos de nuestro análisis pueden agruparse en tres conjuntos (Fig. 2). El primer conjunto incluye los vectores nororientales (AYOR y UTIE), que son prácticamente estables

respecto a ALBA. El segundo conjunto agrupa a los vectores meridionales (JUMA, MCIA, CARG y SALI), que presentan un desplazamiento hacia el NW respecto a ALBA. El tercer grupo de vectores incluye a los vectores orientales (VCIA, ALCO y DENI), que presentan un desplazamiento hacia el NE respecto a ALBA.

Los vectores del segundo grupo indican además que la región en la que se encuentran está sufriendo actualmente un acortamiento NW-SO, compatible con la convergencia entre Nubia y Eurasia. Este acortamiento varía entre 1.23 ± 0.04 mm/a (CARG-MCIA) y 0.72 ± 0.04 mm/a (SALI-ALBA). La comparación de estos valores con los obtenidos de campañas GNSS episódicas (Borque *et al.*, 2019) muestra que la mayor parte del acortamiento NW-SO lo absorbe la falla del Bajo Segura, lo que implica a su vez que las fallas de Crevillente y Jumilla casi no acomodan acortamiento.

Los vectores del tercer grupo (Fig. 2) indican que la parte oriental de la Comunidad Valenciana está

sufriendo una extensión NE-SO. Esta extensión varía entre los 0.87 ± 0.06 mm/a (AYOR-VCIA) y los 0.90 ± 0.06 mm/a (ALCO-DENI). En esta región las únicas fallas activas descritas son la falla de Jumilla (García-Mayordomo *et al.*, 2012) y un conjunto de pequeñas fallas en el entorno de Alcoy (Fig. 2). Creemos que estas fallas no presentan una orientación o un tamaño adecuado para explicar la extensión deducida de los datos CGNSS. Por tanto, proponemos que pudieran existir fallas normales de orientación NO-SE que absorban esta extensión y que no han sido descritas hasta ahora. Estas hipotéticas fallas normales podrían afectar al basamento varisco y no llegarían a la superficie por la existencia de cierto desacople entre dicho basamento y la delgada cobertera sedimentaria (de menos de 4 km de espesor); desacople que ha sido descrito previamente en esta misma región (Rubinat *et al.*, 2012).

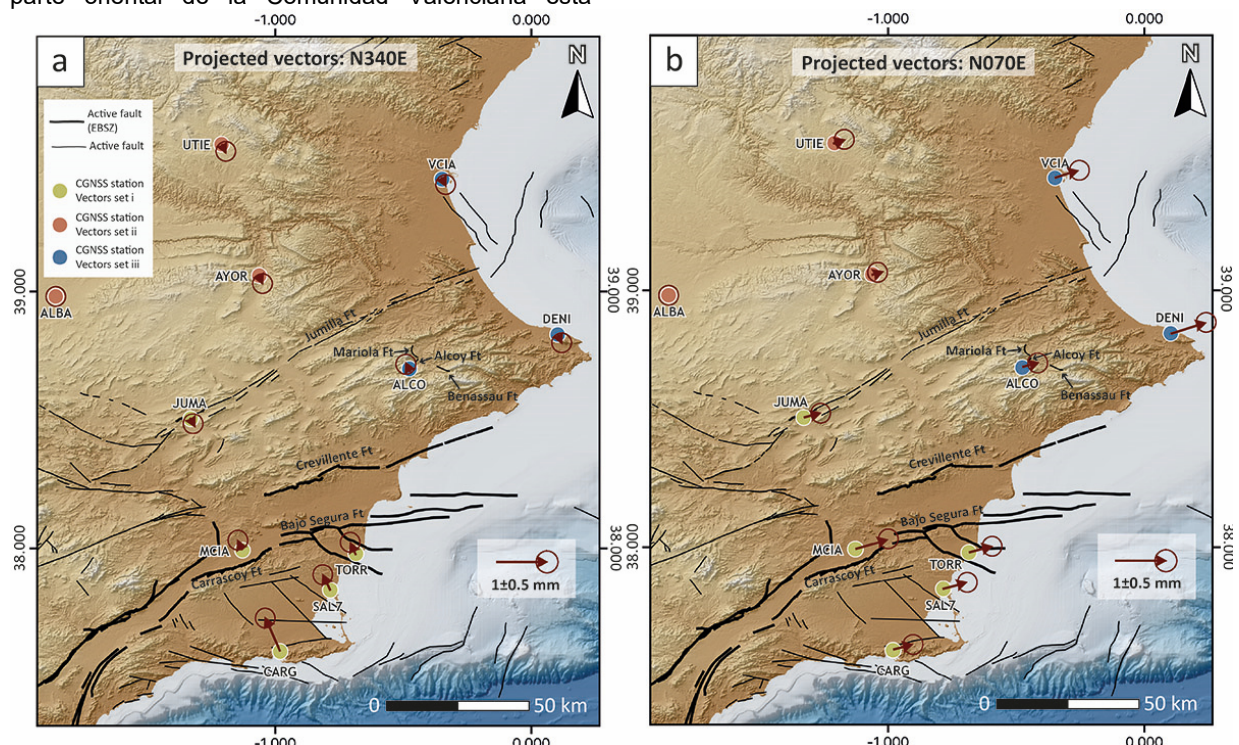


Fig. 2.- Campo de velocidades residuales respecto a ALBA estable en el marco de referencia IGS14 proyectadas en las direcciones N340E (a) y N070E (b). Magnitudes en mm/a con elipses de confianza del 95%.

Fig. 2.- Residual velocity field estimated with respect to the fixed ALBA station projected along the N340E (a) and N070E (b) directions. Magnitudes are in mm/yr with 95% confidence error ellipses.

Conclusiones

Los datos de cGNSS del SE de la Comunidad Valenciana ponen de manifiesto la existencia de una extensa región levantina que actualmente está sufriendo extensión NE-SO. Esta extensión explicaría la sismicidad histórica e instrumental que ha ocurrido en esta zona. Hoy en día no se han descrito fallas aflorantes que pudieran acomodar dicha extensión. Proponemos que esto pudiera deberse a que la extensión se acomoda en el basamento, el cual está parcialmente desacoplado de la cobertera sedimentaria.

Por otra parte, nuestros datos vienen a confirmar el acortamiento NO-SE que se produce en la parte más meridional de la Comunidad Valenciana. Este

acortamiento se acomoda principalmente en la falla del Bajo Segura.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación RTI2018-100737-B-I00 y CGL2016-80687-R (Ministerio de Ciencia e Innovación), AICO/2021/196 (Generalitat Valenciana). También por los grupos de investigación VIGROB20-116, VIGROB20-184 y VIGROB053 (Universidad de Alicante), así como por el RNM282 (Junta de Andalucía), POAIUJA 202119-2022 (Universidad de Jaén), Programa Operativo FEDER Andalucía 2014/20 - Ref. 1263446. Este trabajo también ha sido financiado por el *Institut Cartogràfic Valencià*, por la Agencia Valenciana de Seguridad y Respuesta a las

Emergencias (Generalitat Valenciana), por el Consorcio Provincial para el Servicio de Prevención y Extinción de Incendios y Salvamento de Alicante, por la Excelentísima Diputación Provincial de Castellón y por el Ayuntamiento de Almoradí.

Referencias

- Borque, M. J., Sánchez - Alzola, A., Martín - Rojas, I., Alfaro, P., Molina, S., Rosa - Cintas, S., Rodríguez-Caderot, G., Lacy, C., Avilés, M., Herrera - Olmo, A., García - Tortosa, F. J., Estévez, A., & Gil, A. J. (2019). How Much Nubia - Eurasia Convergence Is Accommodated by the NE End of the Eastern Betic Shear Zone (SE Spain)? Constraints From GPS Velocities. *Tectonics*, 38(5), 1824-1839. 10.1029/2018TC004970
- García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J. M., Martínez-Díaz, J. J., Jiménez-Díaz, A., Martín-Banda, R., Martín-Alfageme, S., Álvarez-Gómez, J. A., Rodríguez-Peces, M., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M. A., Masana, E., Perea, H., Martín-González, F., Giner-Robles, J., Nemser, E. S., & Cabral, J. (2012). The Quaternary active faults database of Iberia (QAFI v. 2.0). *Journal of Iberian Geology*
- Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T., & Francis, O. (2006). Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. *Ocean Dynamics*, 56(5), 394-415. 10.1007/s10236-006-0086-x
- Rubinat, M., Roca, E., Escalas, M., Queralt, P., Ferrer, O., & Ledo, J. J. (2012). The influence of basement structure on the evolution of the Biorb-Quesa Diapir (eastern Betics, Iberian Peninsula): contractive thin-skinned deformation above a pre-existing extensional basement fault. *International Journal of Earth Sciences*, 102(1), 25-41. 10.1007/s00531-012-0789-9
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P., & Gasperini, P. (2007). Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1180-1200. 10.1111/j.1365-246X.2007.03367.x
- Silva, P. G., Goy, J. L., Somoza, L., Zazo, C., & Bardají, T. (1993). Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, southeastern Spain. *Tectonophysics*, 224(4), 289-303. 10.1016/0040-1951(93)90034-H



ACTUALIZACIÓN DEL CAMPO DE VELOCIDADES GNSS EN LAS BÉTICAS ORIENTALES. RESULTADOS PRELIMINARES

Updating the GNSS velocity field in the Eastern Betics. Preliminary results

A. Staller Vázquez¹, J.J. Portela-Fernández¹, M. Béjar-Pizarro², J.A. Álvarez-Gómez³, J.J. Martínez-Díaz³, R. Pérez-López², G. Khazaradze⁴

¹ Grupo de Investigación TERRA. Geomática, Amenazas Naturales y Riesgos. Dpto. de Ingeniería Topográfica y Cartografía. ETSI en Topografía, Geodesia y Cartografía. Cra. Valencia km. 7. Campus Sur. Universidad Politécnica de Madrid. 28031-Madrid. a.staller@upm.es, jj.portela@upm.es

² Dpto. Riesgos Geológicos y Cambio Climático. Instituto Geológico y Minero de España – IGME CSIC. Spain; m.bejar@igme.es, r.perez@igme.es

³ Dpto. Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense. C/ José Antonio Novais, 2. 28004-Madrid. jmdiaz@geo.ucm.es, jaalvare@ucm.es

⁴ Grup RISKINAT, Institut Geomodels, Universitat de Barcelona (UB), Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Facultat de Ciències de la Terra, Barcelona, Spain; gkharzar@ub.edu

Resumen: El objetivo de este trabajo es presentar algunos resultados preliminares obtenidos con técnicas geodésicas (GNSS e InSAR) en la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO), que complementan los estudios paleosísmicos y geofísicos que se están desarrollando en la zona. El objetivo fundamental es determinar la deformación actual que se está produciendo en la zona, lo que permitirá conocer el comportamiento cinemático de los principales segmentos que la forman y su incorporación en la evaluación de la amenaza sísmica de la zona. Es por ello que presentamos un nuevo campo de velocidades GNSS actualizado de la zona central de la ZCBO, que incluye todas las estaciones continuas disponibles en la zona, así como observaciones continuas y de campaña realizadas en el marco del proyecto GeoActiva (CGL2017-83931-C3-3-P). Además, presentamos algunos resultados preliminares de la cinemática de las fallas principales de la zona, así como otras fuentes de deformación alternativas que afectan las observaciones GNSS (diferentes a las de origen tectónico), obtenidas a partir de procesamiento InSAR.

Palabras clave: Zona de Cizalla de las Béticas Orientales, deformación cortical, fallas activas, GNSS, InSAR.

Abstract: *The objective of this work is to present some preliminary results obtained with geodetic techniques (GNSS and InSAR) in the Eastern Betics Shear Zone (EBSZ), which complement the paleoseismic and geophysical studies that are being carried out in the area. The fundamental objective is to determine the current deformation that is taking place in the area, which will allow knowing the kinematic behavior of the main segments and its incorporation in the evaluation of the seismic hazard of the area. Therefore, we present here an updated GNSS velocity field of the central EBSZ, which includes all the available continuous stations in the area, as well as continuous and campaign observations carried out under the project GeoActiva (CGL2017-83931-C3-3-P). Additionally, we present some preliminary results of the kinematics of the main faults in the area, as well as other alternative deformation sources affecting the GNSS observations (other than those of tectonic origin), obtained from InSAR processing.*

Key words: Eastern Betics Shear Zone, crustal deformation, active faults, GNSS, InSAR.

Introducción

Los primeros estudios geodésicos realizados en la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO) comienzan hace más de dos décadas, en 1997, con el establecimiento de la red CuaTeNeo (Castellote *et al.*, 2000). A partir de estas observaciones de campaña y otras observaciones GPS continuas (cGPS), Echeverría *et al.* (2013) determinan un primer campo de velocidades GPS para la zona que revela que el grueso de la deformación observada se concentra alrededor de las fallas Alhama de Murcia (FAM) y Palomares (PF). La tasa de deslizamiento horizontal geodésica (sinistral inversa) calculada para el sistema de fallas FAM y PF es de $1,5 \pm 0,3$ mm/año, que concuerda bien con las observaciones geológicas en la FAM. Sin embargo, aunque pioneros, estos resultados tienen sus limitaciones para obtener resultados concluyentes de la cinemática de las fallas analizadas y, además, no cubren la totalidad de la zona, como la zona central de la ZCBO. Es por ello que se planteó la necesidad de realizar nuevos estudios con el fin de densificar la monitorización geodésica en los sistemas de la FAM y FP, así como ampliar a otros sistemas de fallas próximos de especial interés, como son las Fallas de Carrascoy (FCa) y Tollos (FTo).

Con este objetivo se desarrolla el proyecto GeoActiva (CGL2017-83931-C3-3-P) cuyo fin es aplicar técnicas geodésicas (GNSS e InSAR) para entender cómo se reparte la deformación elástica intersísmica en la zona central de la ZCBO, conocer mejor el comportamiento cinemático de sus principales segmentos, tasas de acumulación de esfuerzos, para su incorporación en la evaluación de la amenaza sísmica. Para ello, desde 2015 se han establecido en la zona un conjunto de estaciones continuas y de campaña que complementan las redes locales y regionales existentes, y que cubren con más detalle la zona central de la ZCBO.

En este trabajo se presenta el estado actual de la monitorización geodésica (GNSS e InSAR), el campo de velocidades GNSS actualizado, así como algunos resultados preliminares obtenidos hasta ahora.

Datos y procesamiento GNSS

Para el establecimiento de las nuevas estaciones de monitoreo se tuvieron en cuenta criterios geológicos, geodésicos y logísticos. Principalmente, se ha considerado la distribución de estaciones de la red CuaTeNeo y redes de estaciones permanentes GNSS que hay en la zona de estudio (ERGNSS, ERVA, RAP, REGAM, Meristemun y Topolberia).

También se ha tenido en cuenta la cartografía de las fallas activas de la zona (base de datos QAFI 3.0, García-Mayordomo *et al.*, 2012) y se ha considerado especialmente la geometría de la zona de desplazamiento principal de la FAM, FP y FCa.

Desde 2015 y hasta la actualidad se han instalado un total de 16 estaciones GNSS; 11 estaciones de campaña (observadas casi anualmente desde 2016) y 5 estaciones permanentes distribuidas lo más homogéneamente posible a lo largo de la zona de estudio (ver Figs. 2 y 3). Dentro de estas, se incluyen 4 estaciones localizadas en el valle de Guadalentín (principalmente para fines no tectónicos); 3 de ellas estaciones de campaña y 1 estación permanente GNSS, establecidas en colaboración con el IGME. Con el objetivo de tener mayor densidad, también se consideraron los vértices pertenecientes a la red REGENTE del IGN situados en la zona de estudio, instalados y observados en 1998 por el IGN y reobservados en 2016 (Staller *et al.*, 2018).

Para el procesamiento, se han utilizado datos GNSS diarios de más de 100 estaciones GNSS, pertenecientes a la zona de estudio, redes regionales, nacionales e internacionales. El procesamiento de las observaciones GNSS se ha realizado mediante el software científico Bernese 5.2 (Dach *et al.*, 2015),

mediante procesamiento estático relativo con la estrategia de dobles diferencias.

Para establecer un enlace con el marco de referencia global ITRF2014, se utilizaron más de 30 estaciones GNSS de observación continua de la red del Servicio Internacional GNSS (IGS). Una vez obtenidas las soluciones diarias y las coordenadas de todas las estaciones, se impusieron constreñimientos "a posteriori" para implementar el marco de referencia elegido (ITRF2014). Las coordenadas de las estaciones IGS fueron constreñidas (opción *NNT-No Net Translation*) a sus valores ITRF2014. De esta manera se ha obtenido la solución diaria en coordenadas cartesianas X,Y,Z respecto al marco de referencia ITRF2014, así como la matriz de varianza-covarianza (ficheros SINEX), de todas las estaciones procesadas. Para una mayor interpretabilidad de los resultados, las coordenadas cartesianas se convirtieron a un sistema local topocéntrico (e,n,u) (Fig. 1).

Campo de Velocidades GNSS

A partir de las soluciones diarias, se ha generado la serie temporal de cada una de las estaciones procesadas (Fig. 1).

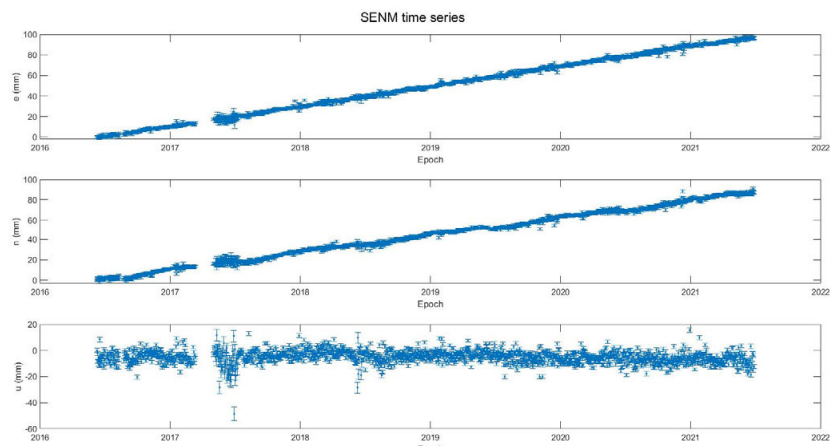


Fig 1.- Serie temporal GNSS de la estación SENM (solución diaria), componente este, norte y vertical respecto al marco de referencia ITRF2014.
Fig. 1.- GNSS time series of the SENM station (daily solution), east, north and vertical component with respect to the ITRF2014 reference frame.

Se ha realizado la modelización de las series temporales de todas las estaciones de la zona de estudio. Para ello se han tenido en cuenta offsets, outliers, efectos estacionales y tipo de ruido, con el objetivo de obtener la velocidad absoluta intersísmica (tendencia a largo plazo), así como la incertidumbre asociada con la mayor fiabilidad posible.

A partir de estas velocidades horizontales absolutas se han obtenido las velocidades residuales respecto a Eurasia fija, para ello se ha utilizado el polo de Euler de Echeverría *et al.* (2013).

La Figura 2 muestra el campo de velocidades horizontal respecto a Eurasia fija de todas las estaciones (continuas y de campaña) procesadas en la zona de estudio, eliminando aquellas localizadas en el valle que presentan velocidades horizontales muy elevadas (estas son ORCA, YEGU, HOYA, FABR, LORC, LRCA), de hasta 8 mm/a, movimientos horizontales que no son coherentes con los esperados según la tectónica regional. Estas estaciones podrían estar indicando que posiblemente estén afectadas por la subsidencia ya conocida del valle de Guadalentín (Béjar-Pizarro *et al.*, 2016). No obstante, se han

mantenido las velocidades de algunas estaciones como TOTA y ALHA que se encuentran al límite de estas zonas de deformación, aunque registran velocidades elevadas a las esperadas (más de 2 mm/a).

Datos SAR y procesamiento A-DinSAR

Para complementar el campo de velocidades obtenido con datos GNSS y con el fin de identificar áreas afectadas por la subsidencia y cuantificar el impacto en las velocidades GNSS, se ha realizado un análisis multitemporal usando la técnica A-DinSAR (*Advanced Differential SAR Interferometry*). Para ello se realizó el procesamiento con la técnica P-SBAS (Parallel computing solution of the Small BAseline Subset) (Manunta *et al.*, 2019) de imágenes Sentinel 1 en modo no supervisado con la herramienta online GEP (*GeoHazards Exploitation Platform*) de la ESA. Se han usado las imágenes Sentinel 1 de la trayectoria ascendente en el periodo 16/09/2019-21/03/2021 y de la trayectoria descendente del satélite en el periodo 12/01/2018-21/03/2021.

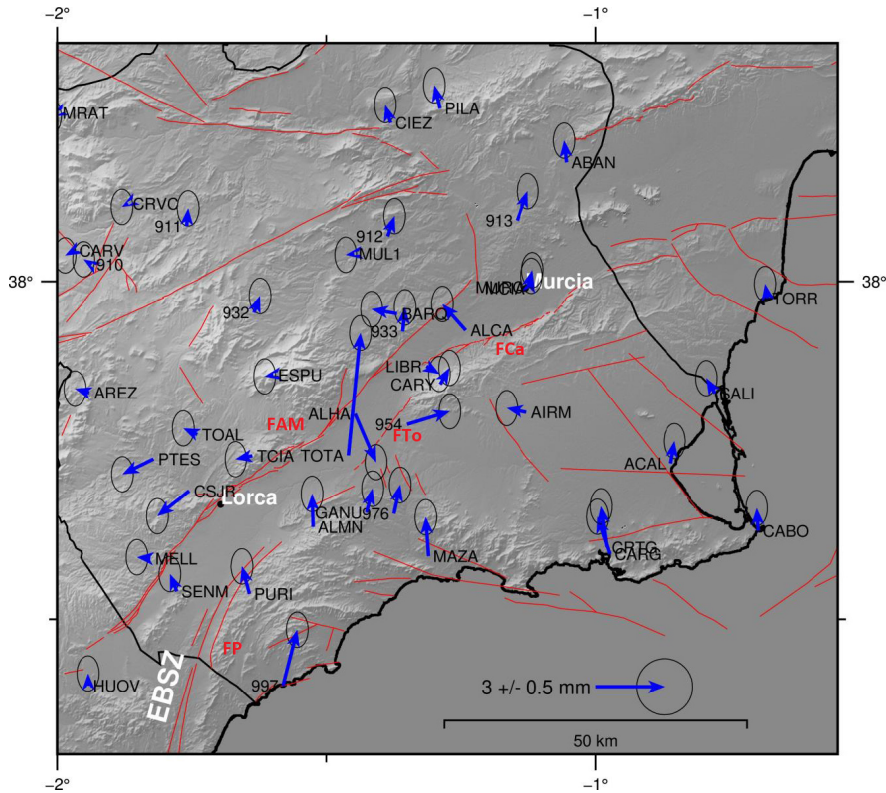


Fig. 2.- Campo de velocidades GNSS horizontal intersísmico relativo a EURASIA (flechas azules) con sus incertidumbres al 95% de nivel confianza (elipses negras) de la zona de estudio, eliminando las velocidades afectadas por subsidencia en el valle del Guadalentín. En rojo las trazas de las fallas tomadas de QAFI 3.0. FAM – Falla de Alhama de Murcia, FP – Falla de Palomares, FTo – Falla de los Tollos, FCa – Falla de Carrascoy.

Fig. 2.- Interseismic horizontal GNSS velocity field relative to EURASIA (blue arrows) with its uncertainties at 95% confidence level (black ellipses) of the study area, eliminating the velocities affected by subsidence in the Guadalentín valley. In red are the fault traces taken from QAFI 3.0. FAM – Alhama de Murcia Fault, FP – Palomares Fault, FTo – Los Tollos Fault, FCa – Carrascoy Fault.

La Figura 3 muestra el movimiento vertical obtenido en el periodo analizado en la zona de estudio. Estos resultados son coherentes con los publicados recientemente por el EGMS (*European Ground Motion Service*) (Crosetto *et al.*, 2020). Como se puede apreciar, se observan dos áreas principales de subsidencia, al norte y sur del Valle del Guadalentín, con velocidades verticales máximas que alcanzan los 70 mm/a. Estos resultados han servido

para identificar con mayor precisión las áreas afectadas por la subsidencia y cuantificar el impacto en las velocidades GNSS. Una línea de trabajo futuro consistiría en eliminar la deformación de origen no tectónico con el fin de poder cuantificar la deformación tectónica en estas estaciones situadas entre las principales fallas (FAM, FCa y FP), los cual es fundamental para el conocimiento de la cinemática de este sistema de fallas.

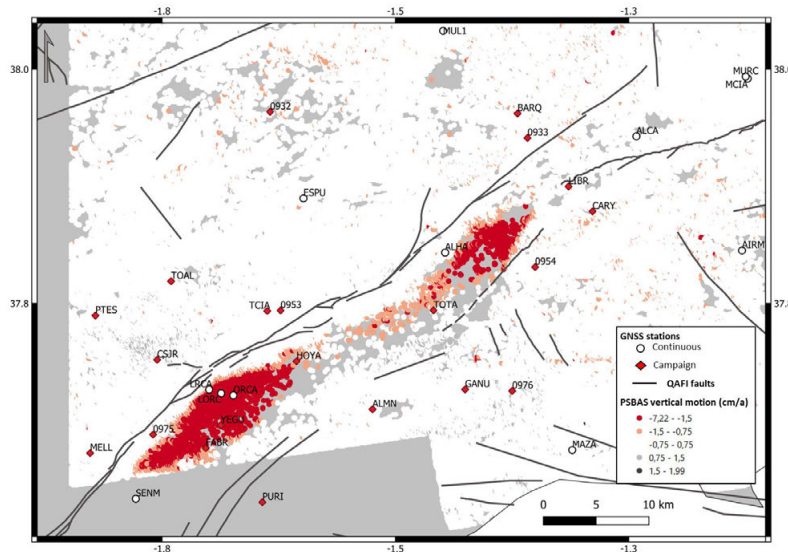


Fig. 3.- Mapa de velocidades verticales en el periodo analizado (ver texto) obtenido a partir del procesamiento PSBAS de imágenes Sentinel 1 con la herramienta GEP. Se incluyen la localización de las estaciones GNSS de campaña (rombos rojos) y continuas (círculos blancos) pertenecientes GeoActiva en la zona de estudio. Las líneas negras indican las trazas de las fallas tomadas de la QAFI 3.0.

Fig. 3.- Vertical velocity map in the analyzed period (see text) obtained from the PSBAS processing of Sentinel 1 images with the GEP tool. The location of the GNSS campaign stations (red diamonds) and continuous (white circles) belonging to GeoActiva in the study area are included. Black lines indicate fault traces taken from QAFI 3.0.

Resultados preliminares

Como se puede apreciar, el campo de velocidades horizontal obtenido (Fig. 2) es coherente con la tectónica regional, indicando un movimiento de desgarre sinistral de $\sim 1,5$ mm/a, acumulando en el sistema de fallas FAM, FCa y FP (Echeverría *et al.*, 2013). Destacan las velocidades registradas por las estaciones PTES y CSJR, con valores de 1,5 mm/a y 1,8 mm/a, respectivamente, y orientación SW-WSW. Aunque estas estaciones son de campaña, por lo que estos resultados deben tomarse como muy preliminares, podrían estar indicando una posible extensión local. Actualmente, se están registrando nuevas observaciones en estas estaciones, lo cual en breve podría confirmar y aportar mayor fiabilidad a resultados.

Un resultado también interesante, aunque también preliminar, es el obtenido en la zona sur de la zona de estudio, sobre el reparto de deformación relativa entre la FAM y la FP. La Figura 4 muestra las velocidades paralelas a un perfil perpendicular a la traza de la FAM en dicha zona. Como se puede apreciar, estos resultados indican una repartición del movimiento de desgarre sinistral de $\sim 0,8$ mm/a en la FAM y 0.3-0.6 mm/a en la FP. Dado que algunas de estas estaciones son de campaña, estos resultados son meramente preliminares. Para tal fin, se ha instalado una nueva estación continua GNSS (estación CASA) al NW de la estación MELL (ver Figuras 2 y 3), que podría confirmar próximamente estos resultados, dándoles mayor precisión y fiabilidad.

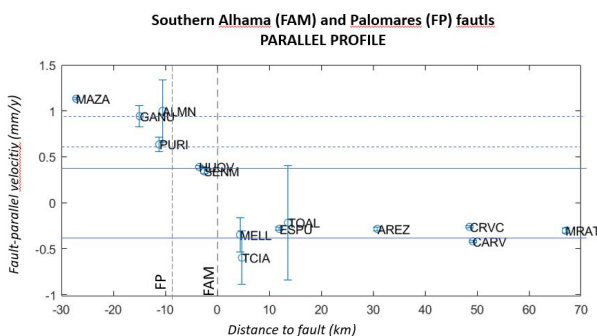


Fig. 4.- Velocidades paralelas de las estaciones situadas en un perfil perpendicular a la FAM. Las líneas discontinuas verticales indican la localización de las trazas de las fallas. FAM – Falla de Alhama de Murcia, FP – Falla de Palomares.

Fig. 4.- Parallel velocities of the stations located in a profile perpendicular to the FAM. The vertical dashed lines indicate the location of the trace faults. FAM – Alhama de Murcia Fault, FP – Palomares Fault.

Conclusiones

Se ha presentado un campo de velocidades actualizado de la zona central de la ZCBO, con resultados todavía preliminares, dado el movimiento lento característico del sistema de fallas objeto de estudio. No obstante, se ha comprobado que el campo de velocidades horizontal preliminar obtenido es coherente con la tectónica regional. Se ha comprobado que las estaciones establecidas en el valle del Guadalentín están fuertemente afectadas por la subsidencia, con velocidades horizontales que en algunos casos alcanzan los 8 mm/a y verticales de hasta 70 mm/a. Los resultados InSAR con Sentinel-1 han permitido obtener unos resultados preliminares

afectados fundamentalmente de la señal de la deformación debida a la subsidencia, por lo que es necesario realizar un procesado supervisado y con correcciones atmosféricas para la obtención de la deformación más precisa de la región.

Aunque algunos resultados muestran resultados interesantes, es evidente la necesidad de seguir observando algunas estaciones de campaña para obtener una mayor fiabilidad en las velocidades y por tanto resultados más concluyentes sobre la cinemática de las fallas analizadas.

Agradecimientos

Este trabajo forma parte de los proyectos GeoActiva (CGL2017-83931-C3-3-P, funded by MCIN/AEI/10.13039/501100011033 and by “ERDF A way of making Europe”), eShape (H2020 programme, Grant Agreement 820852) y la Ayuda FPU19/03929 (funded by MCIN/AEI/10.13039/501100011033 and by “FSE invests in your future”). Agradecemos la colaboración y apoyo del Instituto Geográfico Nacional, Área de Geodesia, en las campañas GNSS.

Referencias

- Béjar-Pizarro, M., Guardiola-Albert, C., García-Cárdenas, R. P., Herrera, G., Barra, A., López Molina, A., García-García, R. P., 2016. Interpolation of GPS and geological data using InSAR deformation maps: Method and application to land subsidence in the alto guadalentín acuífer (SE Spain). *Remote Sensing*, 8(11), 965.
- Castellote, M., Fleta, J., Goula, X., Suriñach, E., Talaya, J., Termens, A., 2000. Red GPS para el control de las fallas activas del SE de la Península Ibérica: (Proyecto CuaTeNeo). In V Congreso Geológico de España: Alicante, 10-14 julio, 2000: *Congreso Geológico de España* (5º. 2000. Alicante) (p. 167).
- Crosetto, M., Solari, L., Mróz, M., Balasis-Levinsen, J., Casagli, N., Frei, M., Andersen, H. S., 2020. The evolution of wide-area DInSAR: From regional and national services to the european ground motion service. *Remote Sensing*, 12(12), 2043.
- Dach, R., Andritsch, F., Arnold, D., Bertone, S., Fridez, P., Jäggi, A., Thaller, D., 2015. Bernese GNSS software version 5.2 doi:10.7892/boris.72297
- Echeverría, A., Khazaradze, G., Asensio, E., Gárate, J., Dávila, J. M., & Suriñach, E., 2013. Crustal deformation in eastern Betics from CuaTeNeo GPS network. *Tectonophysics*, 608, 600-612.
- García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Jiménez-Díaz, A., Martín-Banda, R., Martín-Alfageme, S., Álvarez-Gómez, J.A., Rodríguez-Peces, M., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Masana, E., Perea, H., Martín-González, F., Giner-Robles, J., Nemser, E.S., Cabral, J. and the QAFI Compilers Working Group, 2012. The Quaternary Faults Database of Iberia (QAFI v.2.0), *Journal of Iberian Geology*, 38(1): 285-302.
- Manunta, M., De Luca, C., Zinno, I., Casu, F., Manzo, M., Bonano, M., Berardino, P., 2019. The parallel SBAS approach for Sentinel-1 interferometric wide swath deformation time-series generation: algorithm description and products quality assessment. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 57(9), 6259-6281.
- Staller-Vázquez, A., Martínez-Díaz, J.J., Pérez-López, R., Khazaradze, G., Béjar-Pizarro, M., ... & Gonzalo, P., 2018. Monitorización geodésica de las zonas de falla de Alhama de Murcia, Palomares y Carrascoy (Zona de Cizalla de las Béticas Orientales): trabajos en marcha. Resúmenes de la 3ª Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología, Alicante, España (pp. 199-202). ISBN 978-84-09-02473-5.



SESIÓN 8:

Modelización sismotectónica



PROSPECTIVA DE ZONAS DE INTERÉS PARA EL DESARROLLO FUTURO DE ESTUDIOS DE ACTIVIDAD TECTÓNICA RECIENTE EN ESPAÑA

Prospective of selected areas for developing future active tectonic studies in Spain

J. García-Mayordomo¹ y R. Martín-Banda¹

¹ Instituto Geológico y Minero de España (CSIC), C/ La Calera, 1 Tres Cantos 28760-Madrid. Julian.Garcia@igme.es, R.Martin@igme.es

Resumen: Se presenta una selección de zonas con alto interés para el desarrollo futuro de estudios de actividad tectónica reciente en España. Se realiza un análisis prospectivo empleando como herramientas un catálogo sísmico elaborado procedente de dos fuentes diferentes y la cartografía de las fallas de la base de datos QAFI, en su última versión 4, además de las fallas del Mapa Neotectónico de España categorizadas como cuaternarias. Obviamente, en este trabajo se omiten aquellas zonas donde ya existe en la actualidad un cuerpo de conocimiento al respecto importante (ej. Zona de Cizalla de las Béticas Orientales, entre otras muchas). Finalmente, se concluye destacando la oportunidad de obtener resultados científicos relevantes de desarrollarse estudios de actividad tectónica reciente en estas zonas, además de su potencial alto impacto en futuras reevaluaciones de la peligrosidad sísmica.

Palabras clave: falla activa, tectónica cuaternaria, sismicidad, sismotectónica, peligrosidad sísmica.

Abstract: A selection of areas with a high interest for the future development of active tectonic studies in Spain is presented. A prospective analysis is performed using as tools an elaborated seismic catalogue from two different sources, and the fault's cartography of the QAFI database, in its latest version 4, as well as faults from the Neotectonic Map of Spain categorized as Quaternary. Obviously, we omit here those areas in which a considerable body of knowledge already exists (eg., Eastern Betic Shear Zone, among many others). Finally, we conclude highlighting the opportunity to attain relevant scientific results in these areas provided active tectonic studies are developed; as well as its potentially high impact in future reassessments of the seismic hazard in those areas.

Key words: active fault, Quaternary tectonics, seismicity, seismotectonics, seismic hazard.

Introducción

Establecer relaciones entre sismicidad y fallas concretas en España es habitualmente un ejercicio de pura especulación, ya sea porque las localizaciones sísmicas adolecen de errores importantes, pero también por el propio desconocimiento de la existencia o no de fallas con actividad reciente en una región. Sin embargo, hoy en día, establecer estas relaciones sismotectónicas es un poco más fácil, gracias a la mejora de la detectabilidad de la red sísmica, la calidad de las localizaciones, el cálculo semiautomático de mecanismos focales, y, también, por el importante avance experimentado en la última década en la identificación y catalogación de fallas con actividad reciente (cuaternaria). De este modo, en muchas regiones de España es posible, hoy en día, establecer hipótesis más o menos fundadas sobre las fallas responsables de la ocurrencia de series sísmicas significativas.

En esta comunicación presentamos un ejercicio de análisis prospectivo sobre diferentes zonas de Iberia donde pensamos que el desarrollo futuro de estudios de actividad tectónica reciente podría arrojar luz sobre las fallas responsables de la sismicidad en la actualidad, y, por ende, ponerlas en valor de cara a futuras reevaluaciones de peligrosidad sísmica. Para ello vamos a emplear dos herramientas básicas. La primera, un catálogo sísmico elaborado. El catálogo que vamos a usar procede del trabajo de actualización de los mapas de peligrosidad sísmica de España (IGN-UPM, 2013); este es un catálogo de terremotos principales y homogenizado a magnitud momento (M_{wh}) que abarca todo el periodo histórico y hasta el 20 de junio de 2011, con eventos $M_w > 3.0$.

Desde esa fecha en adelante usamos el catálogo bruto que sirve el IGN en su web (IGN, 2022). El uso de estos dos catálogos permite, por un lado, poder representar la sismicidad en una escala común (magnitud, aunque no totalmente homogénea) desde tiempos históricos; y, por otra parte, también poder observar la distribución de los terremotos más pequeños ($M < 4.0$) en los últimos diez años, coincidiendo con la mejor localización y detectabilidad actuales. La segunda herramienta que vamos a usar es la última versión de la QAFI (v.4) disponible en la web (IGME, 2022), junto con la representación de fallas con actividad pliocuaternaria y cuaternaria del Mapa Neotectónico de España (IGME y ENRESA, 1998).

A continuación comentamos brevemente algunas de las zonas más interesantes que hemos identificado en las que pensamos que todavía no se han desarrollado estudios de detalle de actividad tectónica reciente. Obviamente, en este trabajo se omiten aquellas zonas donde ya existe un importante cuerpo de conocimiento desarrollado (ej., la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales, Golfo de Cádiz, Mar de Alborán,...)

Tránsito de la Cordillera Ibérica a la Plana Costera y Golfo de Valencia

La zona comprendida por el paso de los relieves de la Cordillera Ibérica meridional a la plana costera valenciana y, finalmente, hacia el interior del golfo de Valencia, presenta un registro sísmico bastante abundante (Fig. 1) En esta zona se localizan del orden de 20 epicentros sísmicos de magnitudes significativas ($M_{wh} \geq 4.0$), principalmente terremotos del

siglo XIX. El paso a la plana costera está controlado por fallas extensionales NW-SE relacionadas con el adelgazamiento que experimenta la corteza continental hacia el interior del Golfo de Valencia. Estas fallas aparecen cartografiadas en el mapa Neotectónico de España, estando algunas de las fallas marinas debidamente documentadas en la QAFI. En el margen continental, sin embargo, no aparece ninguna falla documentada en la QAFI, siendo este entonces un territorio de potencial desarrollo de estudios de actividad reciente de fallas y de sus relaciones con la abundante y significativa sismicidad presente en la zona.

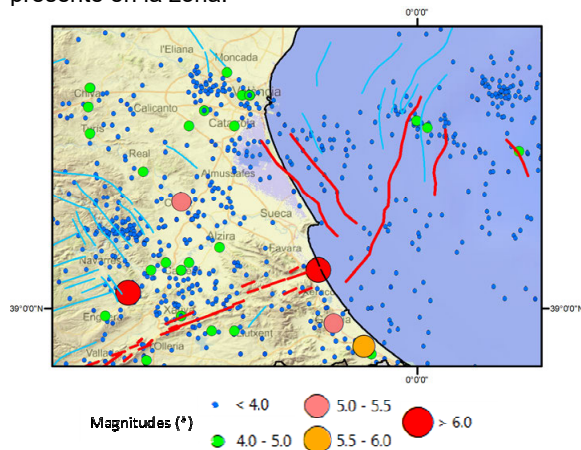


Fig. 1.- Sismicidad del tránsito de los relieves de la Cordillera Ibérica meridional a la Plana Costera y Golfo de Valencia. (*) Los epicentros se corresponden con los terremotos del catálogo depurado y homogenizado a magnitud momento (M_w) de IGN-UPM (2012) hasta el 20/06/2011; y, posteriormente y hasta el 13/05/2022, con el catálogo web (IGN, 2022). Las fallas son de QAFI v.4 (cf. IGME, 2022), excepto las azules que son del Mapa Neotectónico de España (IGME y ENRESA, 1998).

Fig. 1.- Seismicity of the transition to Plana Costera and Gulf of Valencia from the Iberian Chain relieves. (*) Epicenters correspond to the declustered and homogenized catalogue of IGN-UPM (2013) until 20/06/2011; and, subsequently, and until 13/05/2022, with the IGN online catalogue (IGN, 2022). Faults are from QAFI v.4 (IGME, 2022), except the blue ones which are from the Neotectonic Map of Spain (IGME, 1998).

Serranías prebéticas de Alicante y Valencia (Béticas Orientales)

El paso de los últimos relieves meridionales de la Cordillera Ibérica hacia el orógeno Bético está marcado por la aparición de la directriz estructural ENE-WSW, en forma de pliegues y zonas de falla (ej. Falla de Jumilla) (Fig. 2). La entrada en el orógeno bético también viene dada por la aparición de numerosos epicentros de terremotos con magnitudes estimadas de 5.0 a 6.5 (M_w), que se corresponden con temblores históricos muy destructivos localizados en el interior de las sierras (ej., sismos de Enguera, Alcoy, Ontinyent) como en la franja costera (ej., Tavernes). En este territorio existen algunos estudios que documentan evidencias de actividad reciente asociadas a fallas concretas, y la posibilidad de que algunas de ellas sean responsables de estos terremotos (ej., Buforn *et al.*, 2015; Giner-Robles *et al.*, 2018; Silva *et al.*, 2019). Sin embargo, algunos de estos estudios son muy preliminares y necesitan desarrollarse más para demostrar las evidencias en campo. Esta zona, por tanto, presenta un enorme potencial para el desarrollo de estudios de actividad tectónica cuaternaria de fallas concretas y posibles relaciones con sismos históricos importantes.

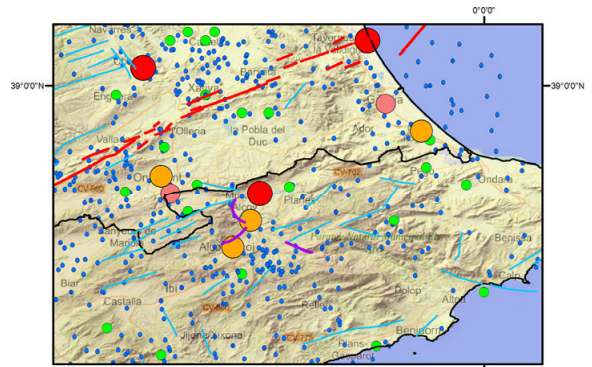


Fig. 2.- Sismicidad de las serranías prebéticas de Alicante y Valencia. Leyenda igual que en figura 1.
Fig. 2.- Seismicity of the Alicante-Valencia Prebetic ranges. Legend as in figure 1.

Serranías de Málaga, Cádiz y Sur de Sevilla (Béticas Occidentales)

Esta región presenta una actividad sísmica muy alta con un numeroso registro de eventos con $M_w \geq 4$ desde tiempos históricos hasta la actualidad (Fig. 3). Se estima que en promedio ocurre un terremoto de $M \geq 4$ cada 5 años (IGME, 2015). Aunque en esta región aún no se ha documentado la actividad cuaternaria de fallas concretas, en el Mapa Neotectónico de España aparecen cartografiadas algunas fallas con actividad cuaternaria. Esta situación evidencia el interés que tiene este territorio para desarrollar estudios de tectónica reciente, y por tanto la identificación y estudio de fallas singulares que puedan ser potenciales fuentes sismogénicas.

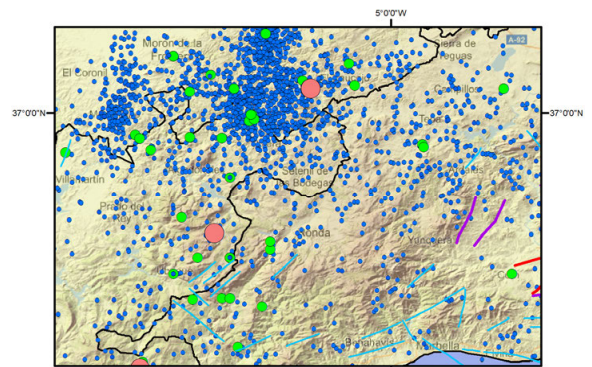


Fig. 3.- Sismicidad de las serranías de Málaga, Cádiz y sur de Sevilla, en las Béticas Occidentales. Leyenda igual que en figura 1.
Fig. 3.- Seismicity of the Málaga, Cádiz and south of Sevilla ranges in Western Betics. Legend as in figure 1.

Extensión meridional de la fosa de Teruel y Sierra de Albarracín (Cordillera Ibérica)

La ciudad de Teruel se enclava en una encrucijada de fosas tectónicas, donde diversos estudios han documentado la actividad reciente de varias de las fallas que controlan sus bordes (ej. Teruel, Concud, Alfambra, ej., Lafuente *et al.*, 2011; Simón *et al.*, 2017, 2018) (Fig. 4). Tanto hacia el oeste (Sierra de Albarracín) como en la posible prolongación de la fosa de Teruel hacia el SE y SW, se localiza cierta actividad sísmica, algunos pocos eventos presentando una magnitud significativa ($M_w \geq 4.0$). Estos eventos son fundamentalmente históricos (siglo XIX y principios del XX), destacando el de Orihuela del Tremedal, pero también hay registro de eventos

modernos, como el de 2006 ocurrido entre las localidades de Casas Bajas y Casas Altas (Mw 4,3). El estudio particular de la actividad de fallas recientes en esta zona parece bastante complicado, si bien sería necesario para establecer un marco adecuado para la interpretación de la sismicidad.

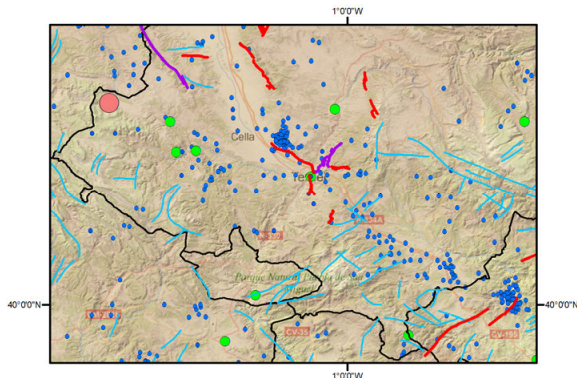


Fig. 4.- Sismicidad en el entorno tectónico de la ciudad de Teruel y Sierra de Albarracín. Leyenda igual que en figura 1.

Fig. 4.- Seismicity around Teruel city tectonic frame. Legend as in figure 1.

Serranías costeras y plataforma marina de Castellón

La QAFI identifica en esta zona numerosas fallas con actividad cuaternaria, tanto probada como en debate (Fig. 5). Esta situación contrasta fuertemente con el registro sísmico disponible, que demuestra una actividad sísmica muy baja. En la parte continental tan solo se reconoce un evento histórico del siglo XIX en Alcanar con magnitud estimada de 4,3 (Mwh). Sin embargo, en la plataforma continental, y en coincidencia con el malogrado almacén de gas subterráneo Castor, se registraron en 2013 hasta cuatro eventos con magnitudes mayores de 4.0. Esta región presenta un gran interés científico desde diferentes puntos de vista. Uno, para intentar explicar la paradójica escasez de sismicidad en relación con la alta frecuencia de fallas con actividad cuaternaria. Otro, porque es necesario el desarrollo de estudios de actividad reciente de mayor detalle que permitan dilucidar con mejores evidencias la actividad cuaternaria o no de las numerosas fallas en debate. Los resultados de ambos estudios seguro que permitirán una reevaluación de la peligrosidad sísmica de este territorio bien fundada en datos geológicos y no exclusivamente en el catálogo sísmico.

Zona surpirenaica navarra (Pirineos)

Esta zona presenta una alta actividad sísmica, con numerosos terremotos de magnitudes $M_{wh} \geq 4$ registrados desde tiempos históricos hasta la actualidad (Fig. 6). Muy destacables son, por ejemplo, el enjambre de 2020 que incluyó la ocurrencia de 4 terremotos con magnitudes 4.0-4.5, a unos 8 km al oeste del embalse de Itoiz. En esta zona se identifican en la QAFI fallas con actividad en debate, muy dudosas en general, y también existe una falla con actividad descartada (Leyre). Hacia el N de Pamplona se localiza la falla homónima, considerada un accidente tectónico de primer orden, pero que sin embargo no presenta una traza sencilla en superficie y tampoco localiza evidencias documentadas de actividad cuaternaria. En definitiva, la alta tasa de actividad sísmica existente unido a la ocurrencia de

magnitudes significativas, y la falta de conocimiento tectónico reciente en la zona, son acicate para el desarrollo de futuros estudios en esta zona.

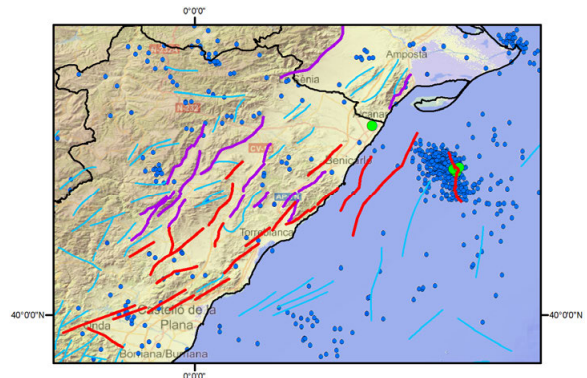


Fig. 5.- Sismicidad de las serranías de Castellón y plataforma marina. Leyenda igual que en figura 1.

Fig. 5.- Seismicity of Castellón ranges and marine platform. Legend as in figure 1.

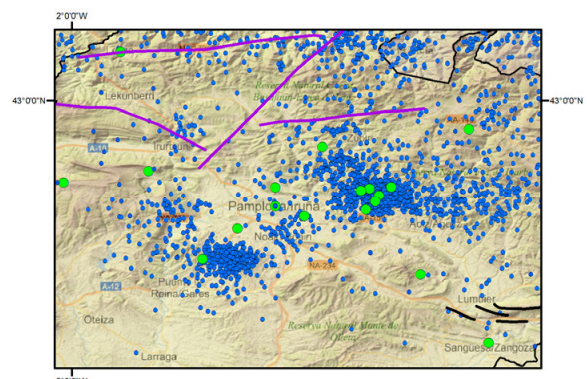


Fig. 6.- Sismicidad en la zona Surpirenaica Navarra. Leyenda igual que en figura 1.

Fig. 6.- Seismicity in Navarra Southpyrenean zone. Legend as in figure 1.

Margen atlántico galaico y portugués

A lo largo de los aproximadamente 500 km que hay desde las costas atlánticas de Galicia hasta aproximadamente Lisboa, se localizan numerosos epicentros marinos de terremotos con magnitudes muy importantes (5.0-6.0) (Fig. 7). La mayoría de estos terremotos son del siglo XIX y su magnitud está estimada a partir de las intensidades sentidas en las poblaciones costeras. La fuente de estos sismos se debe localizar en el mar, si bien, no se han propuesto hasta la fecha fallas candidatas sobre la base de estudios de actividad reciente a lo largo de este margen, ni en el Banco de Galicia ni en el Promontorio de Extremadura. Esta zona es, por tanto, de gran interés, y aún más si se considera que las potenciales fallas existentes también podrían ser fuentes tsunámicas.

Conclusiones

Se ha presentado una propuesta de zonas con alto interés para el desarrollo de estudios de tectónica reciente y sismotectónica en España. Estas zonas son interesantes precisamente por no haberse desarrollado en ellas aun este tipo de estudios y, por tanto, es previsible la obtención de resultados científicos relevantes, además de potencialmente tener un alto impacto para la reevaluación de la peligrosidad sísmica a nivel nacional.

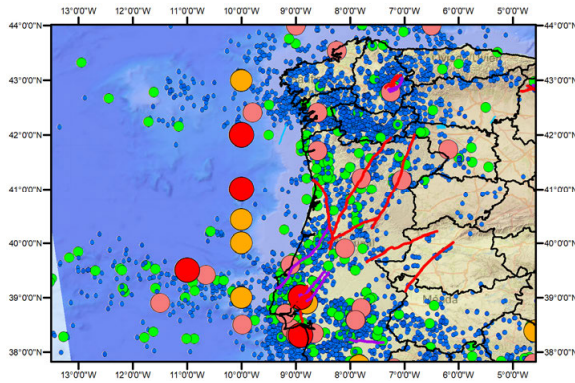


Fig. 7.- Sismicidad a lo largo del margen atlántico entre Galicia y Lisboa. Leyenda igual que en figura 1.

Fig. 7.- Seismicity along the Atlantic margin between Galicia and Lisbon. Legend as in figure 1.

Agradecimientos

Esta comunicación ha sido posible gracias a la última y reciente versión 4 de la QAFI, financiada mediante la sinergia de diferentes proyectos que pueden consultarse en el About de la web.

Referencias

Bufo, E., Udías, A. Sanz de Galdeano, C., Cesca, S. (2015) The 1748 Montesa (southeast Spain) earthquake - A singular event. *Tectonophysics* 664 (2015) 139-153.

Giner - Robles, J.L., Silva, P.G., Elez, J. (2018). Geología de los terremotos de Estubeny (1748 AD) y Tavernes de la Vallidigna (1396 AD): Efectos geológicos y su relación con el frente de deformación bético. *Cuadernos de Campo del Cuaternario*, 4. pp 7 - 8

IGME, 2022. QAFI, Quaternary Active Faults Database of Iberia: <https://info.igme.es/QAFI> Último acceso en Mayo 2022.

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: <http://info.igme.es/zesis> Último acceso en Mayo 2022.

IGME y ENRESA, 1998. *Mapas Neotectónico y Sismotectónico de España a escala 1:1.000.000*. Vol. I (237 pp.) y Vol. II (167 pp.). Disponible en www.igme.es

IGN, 2022. Catálogo de Terremotos: <https://www.ign.es/web/ign/portal/sis-catalogo-terremotos>. Último acceso en Mayo 2022.

IGN-UPM, 2013. *Actualización de Mapas de Peligrosidad Sísmica de España 2012*. Centro Nacional de Información Geográfica, Madrid, 267 pp.

Lafuente, P., Arlegui, L.E., Liesa, C.L., Simón, J.L. (2011). Paleoseismological analysis of an intraplate extensional structure: the Conclud fault (Iberian Chain, Eastern Spain). *International Journal of Earth Sciences*, 100: 1713–1732.

Silva P.G., M.A. Rodríguez-Pascua, J.L. Giner-Robles, J. Élez, P. Huerta, F. García-Tortosa, T. Bardají, M.A. Perucha, P. Vicente Gómez, R. Pérez-López, J. Lario, E. Roquero, M.B. Bautista Davila (2019). Catálogo de los efectos geológicos de los terremotos en España. 2ª Edición. P.G. Silva, M.A. Rodríguez-Pascua (Eds.), *Riesgos Geológicos y Geotecnia* 6, IGME, Madrid, p. 856.

Simón, J.L., Arlegui, L.E., Ezquerro, L., Lafuente, P., Liesa, C.L., Luzón, A. (2017). Assessing interaction of active extensional faults from structural and paleoseismological analysis: The Teruel and Conclud faults (eastern Spain). *Journal of Structural Geology*, 103: 100-119.

Simón, J.L., Liesa, C.L., Arlegui, L.E., Ezquerro, L., Luzón, A., Medialdea, A. (2018). Role of transverse structures in paleoseismicity and drainage rearrangement in rift systems: the case of the Valdecebro fault zone (Teruel graben, eastern Spain). *International Journal of Earth Science*, 108(5): 1429–1449.



METHODS FOR COMBINING SEISMOLOGICAL AND GEOLOGICAL INFORMATION FOR SEISMIC HAZARD PURPOSES

A. F. Ornelas-Agrela¹, C. J. Gamboa-Canté¹, M. A. Arroyo-Solórzano¹,
J. S. Rivera-Rivera¹, C. Lindholm², M. B. Benito¹

¹ Grupo de Investigación de Ingeniería Sísmica de la Universidad Politécnica de Madrid (GIIS-UPM). Campus Sur - UPM Calle Mercator, 2, 28031 Madrid, España af.ornelas@alumnos.upm.es, carlosjose.gamboa@alumnos.upm.es, mario.arroyo@alumnos.upm.es, jhonatan.rivera@alumnos.upm.es, Mariabelen.benito@upm.es

² NORSAR Gunnar Randers vei 15 N-2007 Kjeller, Norway. conrad.lindholm@outlook.com

Abstract: The faults as independent seismic sources in probabilistic hazard assessment have a great impact on the acceleration values obtained. Some approaches that have used hybrid models, modelling faults and zones in the hazard assessments, reveal that expected ground motion values in the vicinity of the main faults may duplicate respected those obtained by zoned models. We present the investigation framed in the south of Spain. In the present investigation, we have compared four methods that address two key aspects: how to quantify the geological information and transfer it to recurrence models and how to distribute the seismic potential between the two types of sources. These methods are: 1) a Moment-rate based method proposed by Bungum (2007), 2), a Slip-rate based method proposed also by Bungum (2007), 3) a Hybrid method developed by Rivas-Medina *et al.* (2018) and 4) Fault and Area zone Moment Shearing (FAMS) method that we propose here. We applied the mentioned methods in the seismic zones 37 and 55 defined by García-Mayordomo (2015) due to the available seismological and geological data of the faults (as independent sources) of these zones.

Key words: Probabilistic Seismic Hazard Assessment (PSHA), source modelling, Fault and Area zone Moment Shearing (FAMS), southern Spain.

Introduction

It is known that the introduction of faults as independent seismic sources in hazard assessment has a great impact on the results, with respect to those obtained with classical zoning methods (CZM). Although at the moment there are no widely contrasted methodological developments to combine zones and faults in the source models, some approaches that have used hybrid models (HM) composed of zone-type sources and fault-type sources, reveal that expected ground motion values, up to 5 – 20 km in the vicinity of the fault trace, may double (on average) those obtained by zoned models, in agreement with observations in recent earthquakes. This fact has a great impact on the hazard and seismic risk results that can be obtained in populations close to active faults.

In the present investigation, we have compared four methods that address two key aspects: how to quantify the geological information and transfer it to recurrence models and how to distribute the seismic potential between the two types of sources. These methods are: 1) a Moment-rate based method proposed by Bungum (2007), 2), a Slip-rate based method proposed also by Bungum (2007), 3) a Hybrid method developed by Rivas-Medina *et al.* (2018) and 4) Fault and Area zone Moment Shearing (FAMS) method that we propose here. These methods have been tested in different defined zones of Spain and in some countries of Central America. In this case, we present the investigation framed in the southern region of Spain. Firstly, we applied the mentioned methods in the seismic zones 37 and 55 defined by García-Mayordomo (2015) due to the available seismological and geological data of the faults (as independent sources) of these zones. These are seismic sources of a low to moderate seismicity region, the Eastern Betics Shear Zone (EBSZ). We present the results, comparison and discussions of these methods applied in the mentioned zones.

The new method proposed: Fault and Area zone Moment Shearing (FAMS)

We consider a hybrid model which is composed of fault-type sources and zone-type sources.

In addition, the term “region” is defined as the geometric container for both source types. Thus, the region presents the same geometry as the zone and its seismic potential (seismicity rate and seismic moment rate) is the sum of the potentials of the two types of sources (faults and zone). The zone is used to represent the seismic potential of events that cannot be associated with specific faults. Although there is a geometrical equivalence between region and zone, their seismic potential is different, as the seismic potential of the region equals the seismic potential of the zone plus the seismic potential of the faults contained within the region.

The basis for this method is the hypothesis that seismic moment from magnitudes higher than a given magnitude (MMZ) is attributed only to the fault, whereas the lower magnitudes may be distributed both along the fault and in the zone. The MMZ is considered as the maximum magnitude for the zone but is not the minimum magnitude for the fault.

The total seismic moment of the fault is derived from geological information ($MTo = \mu SA$) and it is distributed in two intervals: MoFMmin-MMZ and MoFMMZ-Mmax (Fig. 1).

Application

The new methods and the others proposed by Bungum (2007) and Rivas *et al.* (2019) have been tested in zones of Southern Spain where the necessary information on zones and faults are available. We take the zoning model of García Mayordomo *et al.* (2015) and the date of faults of QAFI v4.

The zones where the methods are applied are zones 37 and 55. Figure 2 shows the zones including the faults in which the application is addressed.

Finally, we compare the results with the different methods, and we extract some conclusions regarding their application: conditions, sensitivity analysis, resolution, etc.

Conclusions

We present a new method to calculate the seismic moment distribution of the seismic faults and zones for to be implemented in a hybrid seismic hazard computation which includes faults and zones (geometrically defined) as seismic sources. We present the results in the seismic zones 37 and 55

defined by García-Mayordomo (2015) for southern Spain.

The results have been compared with methods that transfer geological information to recurrence models: a Moment-rate based method proposed by Bungum (2007), a Slip-rate based method proposed also by Bungum (2007), and a method proposed by Rivas-Medica *et al.* (2018) which is a hybrid method to distribute the seismic potential between the seismic faults and seismic zones.

Acknowledgments

This study was supported by the Kuh Àhpan regional project (Spanish R&D National Program RTI2018-094827-B-C22).

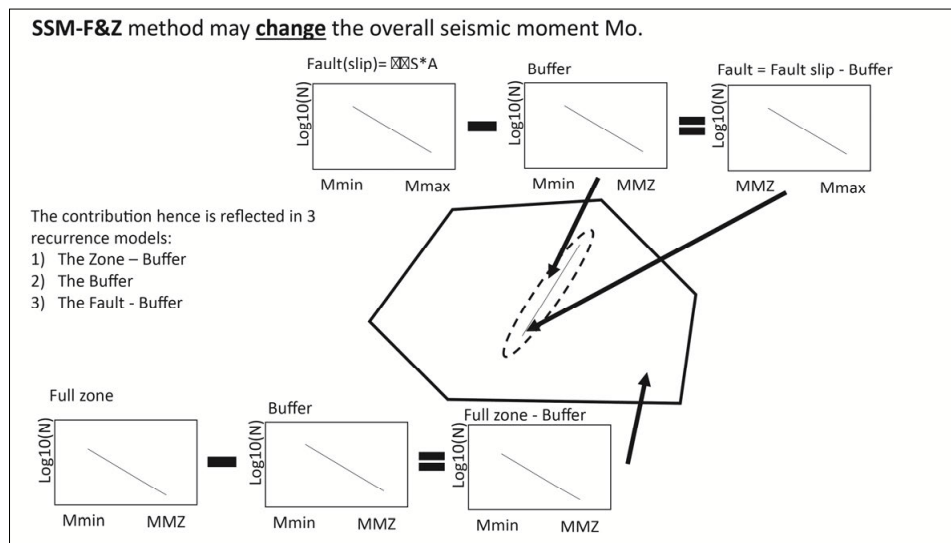


Fig. 1.- Visualization of Fault and Area zone Moment Shearing (FAMS) Method.

Fig. 1.- Visualización del método de reparto de momento entre falla y área de zonas (FAMS).

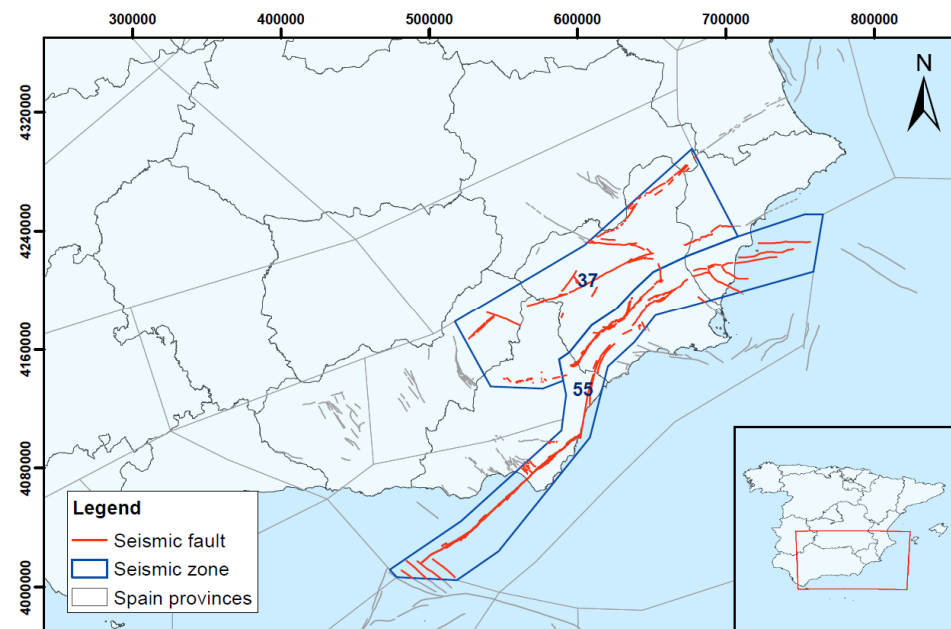


Fig. 2.- Seismic zones and faults were used in the initial calculations for the methods. Blue: seismic zones 37 and 55 from southeast Spain. Red: Fault traces of zones 37 and 55.

Fig. 2.- Zonas sísmicas y fallas utilizadas en los cálculos iniciales de cada método. En azul: zonas sísmicas 37 y 54 del sureste de España. En rojo: Trazas de las fallas de las zonas sísmicas 37 y 55.

References

Bungum, H., 2007. Numerical modeling of fault activities. *Computers & Geosciences*, 33: 808-820.

Rivas-Medina, A., Benito, B., Gaspar-Escribano, M., 2018. Approach for combining fault and area sources in seismic hazard assessment: application in south-eastern Spain. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 2809–2823, 2018.

García-Mayordomo, J., 2015. *Creación de un modelo de zonas sismogénicas para el cálculo del mapa de peligrosidad sísmica de España. Integración de conocimiento y opinión a través de tres modelos sucesivos.* Instituto Geológico y Minero de España.



TOWARD UNDERSTANDING THE ROLE OF POSTSEISMIC STRESS TRANSFER FOR LONG-TERM EARTHQUAKE TRIGGERING IN EASTERN BETICS, SPAIN

P. Yazdi¹ y J. García-Mayordomo²

¹ ETSI Topografía, Geodesia y Cartografía, Calle Mercator 2, Campus Sur UPM, 28031, Madrid. pouye.yazdi@upm.es

² Dpto. Riesgos Geológicos, Instituto Geológico y Minero de España, Calle La Calera, 1–Tres Cantos, 28760, Madrid. julian.garcia@igme.es

Abstract: In this work, we model the cumulative (coseismic + postseismic) Δ CFS due to synthetic Mw 6.0 earthquakes on two of the most important faults in the Eastern Betic Shear Zone and during a period of 100 years following. The synthetically modelled earthquakes represent a smoothed slip distribution on faults Bajo Segura onshore and the Lorca-Totana section of Alhama de Murcia. The static and time-dependent Δ CFS is estimated over neighbouring active faults, such as the Carrascoy and Palomares. Although we face a shallow fault system that does not go much deeper and barely reaches the lower crust, the influence of lithospheric viscoelastic relaxation is noticeable. However, this influence has been remaining unexplored so far. Even at this preliminary and testing level, our results support the importance of modelling postseismic stress transfer as an additional source of stress change at a regional scale in EBSZ.

Key words: Viscoelastic stress transfer, postseismic triggering, Eastern Betic Shear Zone

Resumen: En este trabajo modelamos, de modo preliminar, la variación de esfuerzos de coulomb (Δ CFS), cosísmicos y post-sísmicos, en un periodo de 100 años, que tendría lugar después de la ocurrencia de un terremoto sintético Mw 6.0 en dos de las fallas más importantes de la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales: Bajo Segura onshore y la sección de Lorca-Totana de la falla de Alhama de Murcia. La Δ CFS, tanto estáticos como tiempo-dependientes, se estima sobre sendas fallas cercanas a estas, en particular, las fallas de Carrascoy y de Palomares, respectivamente. Observamos de modo preliminar que la influencia de la relajación viscoelástica de la litosfera es muy significativa, sugiriendo, aun a este nivel preliminar de nuestra investigación, el control que podría llegar a tener la transferencia de esfuerzos post-sísmica en la interacción dinámica entre fallas y por ende en la ocurrencia de terremotos históricos relacionados en la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales.

Palabras Clave: Transferencia de esfuerzos viscoelásticos, disparo post-sísmico, Zona de Cizalla de las Béticas Orientales

Introduction

Moderate-slipping faults and moderate seismicity characterize the Eastern Betic Cordillera. However, this region embraces several large historical earthquakes with an estimated Mw>6.0 along with the active fault system that forms the Eastern Betic Shear Zone (EBSZ) (Stitch *et al.*, 2020). Some authors have examined coseismic Coulomb stress changes to explain the stress triggering influence of moderate instrumental earthquakes in this region (Martínez-Díaz *et al.*, 2012; Álvarez-Gómez *et al.*, 2018). Postseismic deformation as well is among the stress transient processes that follow earthquakes. Yet, the time-dependent viscoelastic relaxation of the lower crust and upper mantle has not been explored as an additional source of stress transfer during centuries of seismicity in the EBSZ. This study emerges with the idea of examining this effect in the long term. It commences by evaluating some key faults interactions via simple modelling of postseismic deformation fields. It first applies a simple synthetic earthquake simulation of an intermediate magnitude to simulate its consequent stress field for up to 100 years. The complexities from the rheological parameters in the EBSZ are reduced to essential in order to open a feasible initiation toward displaying the levels of postseismic stress interactions between these faults.

Geological setting

The Eastern Betic Shear Zone (EBSZ) is the most extended active fault system in the Iberian Peninsula. It extends for ~500 km from the Alboran Sea to the Mediterranean coast of Alicante, locating along with it

many destructive seismic events since historical times. The system is a complex composite of faults showing different geometry, kinematics and slip rate. Recent studies have been focused on trying to provide constraints on the interaction between faults from different perspectives, including paleoseismic research (Martín-Banda *et al.*, 2021; Gómez-Novell, 2021), static coulomb stress transfer (Álvarez-Gómez *et al.*, 2018) and seismic hazard modelling (Gómez-Novell *et al.*, 2020). Evidence found in that research, so far, suggests that the interaction between different faults of the system seems very likely. This opens the prospect of investigating the occurrence of earthquake triggering mechanisms (e.g., earthquake storms, cascades, etc.) both in the historical and instrumental seismic catalogue and from the viewpoint of fault stress interactions.

The EBSZ represents a major crustal discontinuity in the Eastern Betics, as it has been evidenced in several deep geophysical experiments (eg., Banda y Ansonge, 1980 among others) and rheological modelling (García-Mayordomo, 2005). The system's composition and structure in the South and West are remarkably different from those in the North and East. In basic terms, the crust located towards the Alboran Sea belongs to the allochthonous plate that formerly collided with the pre-orogenic Iberian margin and subsequently has undergone extension and heating, giving place eventually to oceanic crust in the eastern Alboran basin. Conversely, the other type of crust is the formerly Iberian margin, being thicker and colder. This work will show preliminary results just considering one crustal type in the modelling, particularly the structure and composition of the so-called Cartagena crustal block of García-Mayordomo (2005).

Methods and models

This study uses the multi-layered viscoelastic half-space code PSGRN/PSCMP (Wang *et al.*, 2006) to get insights into the level of coseismic and postseismic Coulomb failure stress changes (ΔCFS) during a time window of one century because of an earthquake rupture on some of the active faults along the EBSZ. It only focuses on the interaction among simulated earthquakes associated with these active faults, and interseismic ΔCFS are not considered.

Coseismic Stress Transfer

The Coulomb failure criterion is one of the most widely used criteria for characterizing the physical condition under which failure occurs in a rock. This criterion associates rock failure with the exceedance of a specific value of an accumulating static stress (King *et al.*, 1994; Stein, 1999). The change in the static Coulomb failure stress (ΔCFS) due to an earthquake, or coseismic stress transferring, is given by:

$$\Delta CFS = \Delta \tau + \mu' \Delta \sigma_n$$

Where $\Delta \tau$ is the change in shear stress along a specific slip vector for receiver fault, μ' is the coefficient of effective friction, and $\Delta \sigma_n$ is the change in normal stress for receiver faults (extension positive). This value is time-independent and can explain the coseismic earthquake interactions.

Postseismic Stress Transfer

We can also evaluate the redistribution of Coulomb failure stress changes, following an earthquake, due to viscoelastic relaxation of the lower crust and the upper mantle by time-dependent quasi-static postseismic stress modelling. This model combines solid rock's elastic and viscous behaviour, which expresses the shear stress transition at long time scales.

The PSGRN/PSMP code calculates synthetic static (coseismic) and/or viscoelastic (postseismic) displacement fields induced by any earthquake, and it requires a rheological model for the lithosphere. The incorporated rheology in this code is the Standard Linear Solid rheology with the Maxwell rheology as one of its special cases that it is applied for the purpose of this study.

	Thickness (km)	Vp (km/s)	ρ (km/m ³)	η (Pa s)
Upper crust	12	6.0	2700	Elastic
Lower Crust	12	6.4	2800	4E+18
Upper mantle	60	8.2	3200	1E+22

Table 1.- The Maxwell rheological models used in this study.

The velocity of the time-dependent stress release depends on the adopted rheology and viscosity values for the lower crust and upper mantle (Verdecchia and Carena 2015). Thus, a Maxwell viscoelastic model is applied using a set of viscosity values associated with the lower viscosity values from Bürgmann and Dresen (2008). A three-layered rheological model constructed

of the upper-, lower-crust, and upper-mantle was considered (García-Mayordomo, 2005; García-Mayordomo and Giner-Robrels, 2006) (Table 1). The Poisson Ratio of size 0.25 yielding a shear modulus of 3.2 GPa is applied.

Fault rupture modelling

The active faults along the EBSZ which are included in this study as source faults and/or receiver faults are Bajo Segura onshore fault (BS1), two sections of Carrascoy fault (CA1 and CA2), two southern sections of Alhama de Murcia fault (AM1 and AM2) and two sections of Palomares fault (PA1 and PA2). An ellipsoidal slip distribution with smoothed tapers on the edges (Yazdi, 2019) is applied for simulating earthquakes of Mw 6.0 with source geometry, location and rupture mechanism associated to the BS1 and AM2 (García-Mayordomo, 2012; IGME, 2022).

The Coulomb stress changes are estimated in each snapshot of time over receiver faults. An average value of $\mu'=0.4$ meets the objective of this study since this parameter has little impact on the pattern and magnitude of the stress distribution (King *et al.*, 1994; Verdecchia *et al.*, 2018).

Spatial and temporal analysis of viscoelastic stress transfer

The postseismic stress transfer during one century is principally estimated for cases in which the coseismic positive/negative influence on the receiver fault is low. In such circumstances, the time-dependent postseismic ΔCFS help us explore whether the lithosphere's viscoelastic relaxation would cause a favouring influence for the rupture on the receiver faults to occur or even delay a potential rupture.

Figure 1 shows the estimated static ΔCFS due to an earthquake of magnitude Mw 6.0 on AM2, over a target rupture mechanism of 215°/70°/20° for AM1 at a depth of 10 km. The coseismic stress triggering influence is evident. Figure 2 exhibits that after 100 years, a positive $\Delta CFS_{(co+post)}$ of 0.2 bars because of source fault AM2 reaches to CA1 fault at 10 km depth.

The solution of coseismic and coseismic + postseismic ΔCFS due to the same earthquake over both sections of PA1 and PA2 is shown in Figure 3. The 0.2 bars are estimated for the applied model in Table 1. The higher viscosity model tends to much slower relaxation and less distanced isolines.

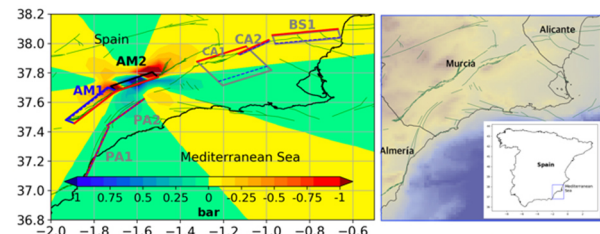


Fig. 1.- The coseismic ΔCFS map is solved for the receiver mechanisms 215°/70°/20° of AM1 (left) due to a simulated source earthquake 215°/70°/20° of AM2 at a depth of 10 km. The source fault is shown in black and the receiver fault is shown in blue. The geometry, location and the surface projection of other addressed faults in this study; BS1, CA1, CA2, PA1 and PA2 are also shown. All dashed lines mark the depth of 10 km.

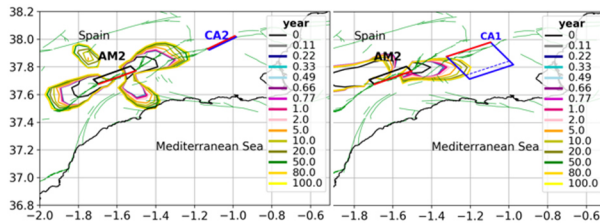


Fig. 2.- The coseismic + postseismic ΔCFS isolines of 0.2 bars because of source fault AM2 for a period of 100 years solved for the target mechanisms $60^\circ/30^\circ/80^\circ$ of CA1 (right) and $50^\circ/85^\circ/17^\circ$ of CA2 (left). The source fault is shown in black, and the receiver fault is shown in blue.

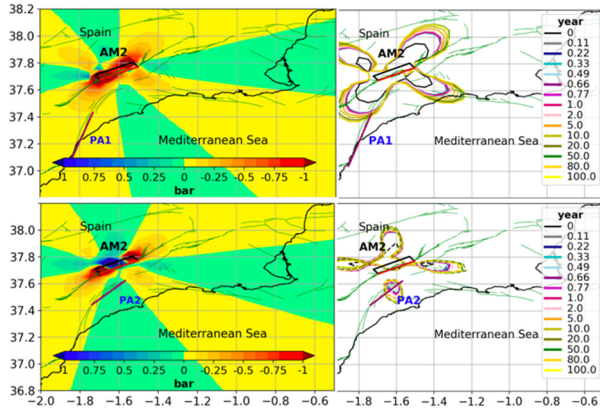


Fig. 3.- The coseismic ΔCFS (left panel) solved for the target mechanisms $14^\circ/90^\circ/10^\circ$ of PA1 (up) and $37^\circ/90^\circ/10^\circ$ of PA2 (down) due to a simulated earthquake on source fault AM2 at a depth of 10 km. The coseismic + postseismic ΔCFS (right panel) isolines of 0.2 bars (up) and -0.2 bars (down) for 100 years solved for the exact target mechanisms in left. The source fault is shown in black, and the receiver fault is shown in blue. Both PA1 and PA2 have vertical dipping.

In Figure 4 possible triggering influence of a simulated earthquake on the BS1 with Mw 6.0 over the neighbouring faults of CA1, CA2, and AM2 is explored at a seismogenic depth of 10 km. The coseismic stress transfer significantly favours rupturing of CA1. On the contrary, negative static stress changes are dominant for the CA2 mechanism at 10 km deep on its location, and the coseismic + postseismic ΔCFS show a temporal advance of negative stress at this depth. The ΔCFS over AM2 (and similarly over AM1) appears to have a very low triggering effect which does not travel long enough even after a century.

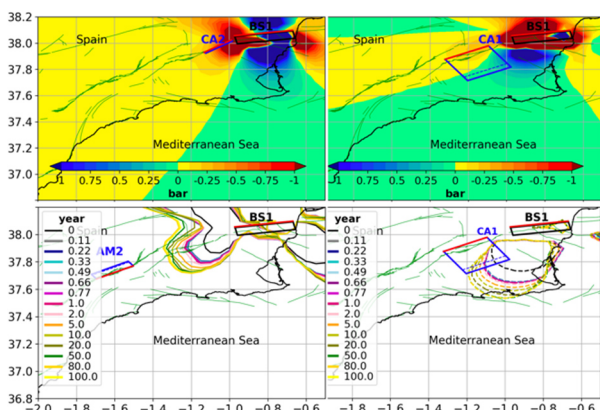


Fig. 4.- The coseismic (upper panel) and coseismic + postseismic (lower panel) ΔCFS isolines for 0.2 bars following an earthquake of size Mw 6.0 on source fault BS1. The ΔCFS in each caption is resolved for the target mechanism (García-Mayordomo, 2005; IGME, 2022) of associated receiver fault, and at depth of 10 km. The source fault is shown in black, and the receiver fault is shown in blue.

Conclusions

Exploring postseismic viscoelastic stress transfer due to a classic rupture on active faults along the EBSZ can provide valuable insights into long-term stress interaction between neighbouring and close faults within this fault system. The synthetic earthquake simulations in this study use empirical relations together with the most current knowledge about the geometry and mechanism of the studied faults. The adopted geology and rheological models can seriously impact any findings. However, within the framework of this study, we trust that they are reasonable and the best from the available information and for testing.

The temporal and spatial distribution of estimated ΔCFS estimated for an Mw 6.0 earthquake on *Bajo Segura* onshore fault (BS1), such as historical events in Orihuela, Alicante in 1482 and 1763 (García-Mayordomo, 2005) on the Carrascoy fault show significant favouring influence for the northern section (CA2) and a long-lasting delaying influence on the southern area (CA1).

It is expected that a more significant event, such as the Torre Vieja Mw 6.6 in 1829 (García-Mayordomo et al., 2006), would have greater influence, and the positive ΔCFS isolines of postseismic stress transfer would travel longer during one century toward the middle sections of Alhama de Murcia fault.

As for the second section of the Alhama de Murcia fault (AM2) and as for long-term triggering influence, a slow viscoelastic relaxation is identified. The postseismic ΔCFS appear to favour the northern area of the southern Palomares fault (PA1) and can delay the north section (PA2). However, the reaching of ΔCFS isolines of 2.0 bars to PA1 is arguable. Accordingly, sensitivity analyses are essential for more conclusive results.

The presented study displays the very preliminary investigation results. The subsequent steps must incorporate a sensitivity analysis for rheological models, and the control for fault feature uncertainties, especially rake directions, is indispensable. Afterwards, examining the interaction between different faults and consecutive historical events with long and short-term earthquake cascades is desirable.

Acknowledgements

The first author benefits from a Margarita Salas contract. This research is part of the NSOURCES project (PID2020-119772RB-I00).

References

- Álvarez Gómez, J. A., Insúa Arévalo, J. M., Herrero Barbero, P., Martínez Díaz, J. J., Canora Catalán, C., Alonso Henar, J., & García Mayordomo, J., 2018. Seismic ruptures linking potential on the Eastern Béticos Shear Zone by Coulomb Stress Transfer. Resúmenes de la 3ª Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología, 157-160.
- Banda, E., Anson, J., 1980. Crustal Structure under the central and eastern part of the Betic Cordillera. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 63, 515-532.
- Bürgmann, R., Dresen, G., 2008. Rheology of the Lower Crust and Upper Mantle: Evidence from Rock Mechanics, Geodesy, and Field Observations. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 36(1), 531-567

- García-Mayordomo, J., 2005. Caracterización y Análisis de la Peligrosidad Sísmica en el Sureste de España. PhD, La Universidad Complutense de Madrid, 373 p.
- García-Mayordomo, J., Martínez-Díaz, J., 2006. Caracterización sísmica del anticlinorio del Bajo Segura (Alicante): Fallas del Bajo Segura, Torrevieja y San Miguel de Salinas. *Geogaceta*, 40, 19–22.
- García-Mayordomo, J., Giner-Robles, J. L., 2006. Definición de zonas sismogénicas en base al gradiente geotérmico, resistencia y profundidad del límite frágil-dúctil en la corteza superior. Aplicación metodológica para el cálculo de la peligrosidad sísmica en el Sureste de España. *Geogaceta*, 39, 55-58.
- García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Jiménez-Díaz, A., Martín-Banda, R., Martín-Alfageme, S., Álvarez-Gómez, J.A., Rodríguez-Peces, M., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Masana, E., Perea, H., Martín-González, F., Giner-Robles J., Nemser, E.S., Cabral J., the QAFI Compilers Working Group, 2012. The Quaternary Faults Database of Iberia (QAFI v.2.0), *Journal of Iberian Geology*, 38(1), 285-302.
- Gómez Novell, O., 2021. Paleoseismic transect across the Alhama de Murcia Fault and implications of a fault-based seismic hazard assessment for the Eastern Betics. PhD, Universidad de Barcelona, 385 p.
- Gómez-Novell, O., Cartier, T., García-Mayordomo, J., Ortuño, M., Masana, E., Insua-Arévalo, J.M., Scotti, O., 2020. Modelling earthquake rupture rates in fault systems for seismic hazard assessment: The Eastern Betics Shear Zone. *Engineering Geology*, 265: 105452
- IGME, 2022. <https://info.igme.es/QAFI>, QAFI: Quaternary Active Faults Database of Iberia. Last visited on 20.05.2022.
- King, G. C. P., Stein, R. S., Lin, J., 1994. Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84(3), 935–953.
- Martín-Banda, R., Insua-Arévalo, J.M., García-Mayordomo, J., 2021. Slip Rate variation during the last ~210 ka on a slow fault in a transpressive regime: The Carrascoy Fault (Eastern Betic Shear Zone, SE Spain). *Frontiers in Earth Science*, doi: 10.3389/feart.2020.599608
- Martínez-Díaz, J.J., Béjar-Pizarro, M., Álvarez-Gómez, J. A., Mancilla, F. L., Stich, D., Herrera, G., Morales, J., 2012. Tectonic and seismic implications of an intersegment rupture. *Tectonophysics*, 546-547, 28-36
- Stein, R. S., 1999. The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature*, 402(6762), 605.
- Stich, D., Martínez-Solares, J. M., Custódio, S., Batlló, J., Martín, R., Teves-Costa, P., Morales, J., 2020. *Seismicity of the Iberian Peninsula*. In *The Geology of Iberia: A Geodynamic approach*, 11–32.
- Verdecchia, A., Carena, S., 2015. One hundred and fifty years of Coulomb stress history along the California-Nevada border, USA. *Tectonics*, 34, 213–231.
- Verdecchia, A., Pace, B., Visini, F., Scotti, O., Peruzza, L., Benedetti, L., 2018. The role of viscoelastic stress transfer in long-term earthquake cascades: Insights after the central Italy 2016–2017 seismic sequence. *Tectonics*, 37(10), 3411-3428.
- Wang, R., Lorenzo-Martín, F., Roth, F., 2006. TPSGRN/PSCMP—a new code for calculating co- and post-seismic deformation, geoid and gravity changes based on the viscoelastic-gravitational dislocation theory. *Computers & Geosciences*, 32: 527-541.
- Yazdi, P., 2019. Analysis of earthquake sequences and activity rates: implications for seismic hazard. PhD, Universidad Politécnica de Madrid, 152 p.



ESCENARIOS DE ROTURA SÍSMICA EN EL SISTEMA DE FALLAS DE LA SIERRA DE CARRASCOY (BÉTICAS ORIENTALES)

Seismic rupture scenarios of the Carrascoy Range Fault System (Eastern Betics)

R. Martín-Banda¹, J. García-Mayordomo¹, J. Insua-Arévalo²

¹ CN IGME – CSIC, c/ La Calera, 1, 28760, Tres Cantos (Madrid). r.martin@igme.es

² Dpto. de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Universidad Complutense de Madrid, c/ José Antonio Novais, 12, 28040, Madrid. insuarev@ucm.es.

Resumen: El sistema de Fallas de la Sierra de Carrascoy (SFSC), formado por las fallas de Carrascoy (FCA) y Los Tollos (FLT), constituye una de las principales estructuras del Corredor de Cizalla de las Béticas Orientales (CCBO) que absorbe parte de la convergencia entre las placas Euroasiática y de Nubia. Los trabajos cartográficos y paleosismológicos realizados durante la última década en este sistema han dado lugar a su caracterización tectónica y paleosísmica. El análisis integral de todos los resultados, así como su comparación con las estimaciones realizadas a través de relaciones empíricas para distintos escenarios de rotura, han permitido la interpretación de rupturas conjuntas de los segmentos NE y SO de la FCA entre los últimos ~26 y ~6 ka, seguidas de rupturas de todo el SFSC durante los últimos ~6 ka.

Palabras clave: Falla de Carrascoy, Falla de Los Tollos, Corredor de Cizalla de las Béticas Orientales, eventos multi-fallas, paleosismología.

Abstract: The Sierra de Carrascoy Fault System (SCFS), formed by the Carrascoy (CAF) and Los Tollos (LTF) faults, is one of the main structures of the Eastern Betic Shear Zone (EBSZ) that accommodate part of the convergence between the Nubia and Eurasian plates. The geological mapping and paleoseismological studies carried out during the last decade in this system have allowed its tectonic and paleoseismic characterization. The integrated analysis of the results obtained and their comparison with results estimated from empirical relationships for different rupture scenarios have allowed us to interpret combined ruptures of the NE and SW segments of the CAF between the last ~26 ky and ~6 ky, followed by ruptures of the SFSC during the last ~6 ky.

Key words: Carrascoy Fault, Los Tollos Fault, Eastern Betics Shear Zone, multi-fault events, paleoseismology.

Introducción

La longitud de ruptura en superficie (LRS) es un parámetro crucial en el cálculo del potencial sismogénico de una falla (e.g., Wells and Coppersmith, 1994; Stirling *et al.*, 2013). Rupturas complejas de múltiples fallas, como las originadas por los terremotos de Kaikoura Mw 7,8 de 2016 o Darfield Mw 7,1 de 2010 en Nueva Zelanda, desafían el paradigma de la segmentación (e.g., Hamling *et al.*, 2017; Quigley *et al.*, 2017). Sin embargo, modelizaciones numéricas y estudios paleosísmicos clásicos apuntan a la existencia de terminaciones de ruptura persistentes bajo un patrón multiciclo en determinados tipos de *restraining bends* (e.g., Duan and Oglesby, 2005; Lozos *et al.*, 2011; Elliott *et al.*, 2018). Por tanto, nos deberíamos preguntar si las rupturas multi-falla son tan esperables como las rupturas de un único segmento o falla, encaminando nuestros esfuerzos a definir los intervalos de recurrencia de ambos tipos de eventos.

La identificación de eventos multi-falla en el registro paleosismológico presenta grandes dificultades (elevadas incertidumbres en las mediciones de campo y en las dataciones). En sistemas de fallas lentas como el Corredor de Cizalla de las Béticas Orientales (CCBO), donde el desplazamiento por evento es pequeño y los intervalos de recurrencia son grandes, actuando con éxito los procesos de erosión, el reto es mayor y está sujeto a sobre-interpretación.

El CCBO es una gran estructura cortical NE-SO, que absorbe parte de la convergencia entre las placas Euroasiática y de Nubia en el Mediterráneo más occidental (Fig. 1A). Está formada por un conjunto de fallas de desgarre sinistral, cuya componente inversa

aumenta progresivamente hacia el NE: Falla de Carboneras (FC), Falla de Palomares (FP), Falla de Alhama de Murcia (FAM), Falla de Los Tollos (FLT), Falla de Carrascoy (FCA) y Falla del Bajo Segura (FBS) representada por un gran cabalgamiento (e.g. Bousquet, 1979; Silva *et al.*, 1993; Insua-Arévalo *et al.*, 2015).

Los trabajos paleosísmicos realizados durante la última década en el entorno de la FCA, han dado lugar a la caracterización sismogénica de esta falla formada por dos segmentos solapados (Martín-Banda *et al.*, 2015; 2021) y la definición de una nueva falla en el CCBO, la Falla de Los Tollos (FLT) (Insua-Arévalo *et al.*, 2015) que, junto a la anterior, conforman el Sistema de Fallas de la Sierra de Carrascoy (SFSC) (Fig. 1) (Martín-Banda, 2020).

El análisis integral de los parámetros geológicos y sismogénicos obtenidos para cada una de estas fallas y sus segmentos, así como su comparación con los parámetros obtenidos mediante el uso de relaciones empíricas (Wenousky, 1986; Leonard, 2014) han llevado a interpretar distintos casos de escenarios de ruptura del sistema durante los últimos ~26 ka, que implicarían diferentes potenciales sismogénicos esperables para el SFSC.

Estructura Tectónica del SFSC

El SFSC incluye la FLT, que se sitúa en el extremo más suroccidental de la Sierra de Carrascoy, desde donde se extiende hacia el SO por la Depresión del Guadalentín (Fig. 1). Se trata de una falla sinistral con ligera componente inversa, de 15 km de longitud que afecta a depósitos holocenos (Insua-Arévalo *et al.*, 2015).

A unos 2 km al NE de la FLT, se extiende por el borde norte de la Sierra de Carrascoy, con una cinemática general inverso-direccional sinistral, la FCA (Fig. 1). Está formada por dos segmentos solapados con diferentes características estructurales y de actividad tectónica reciente (Martín-Banda *et al.*, 2015): un Segmento SO denominado Algezares-Casas Nuevas (FA-CN), con predominio de la componente en buzamiento, y un Segmento NE denominado Los Ramos-El Palmar (FLR-EP), con predominio de movimiento en dirección. Esta diferenciación tectónica se inició hace ~220 ka, cuando el segmento SO comenzó a desarrollar una zona de pliegues y cabalgamientos tipo *foreberg* hacia el antepaís del relieve principal de la Sierra de Carrascoy, dando lugar a la formación de un nuevo

frente montañoso a favor de la FA-CN. La geometría *en echelon* del sistema de pliegues y cabalgamientos indica un crecimiento asimétrico de esta nueva falla desde el NE hacia el SO (desde El Palmar hacia Casas Nuevas), simultáneo al bloqueo en superficie de la FCA que previamente controló el relieve principal de la sierra. Sin embargo, entre hace ~30 y ~26 ka, se registra el crecimiento hacia el NE del extremo NE de la falla (desde El Palmar hasta Algezares) (Martín-Banda *et al.*, 2016). Este sector es una zona de enlace en el que la FA-CN se une en superficie con el Segmento NE, dónde se observa la superposición de los distintos estilos de ruptura (inverso-direccional y direccional-inverso) de ambos segmentos (Martín-Banda, 2020).

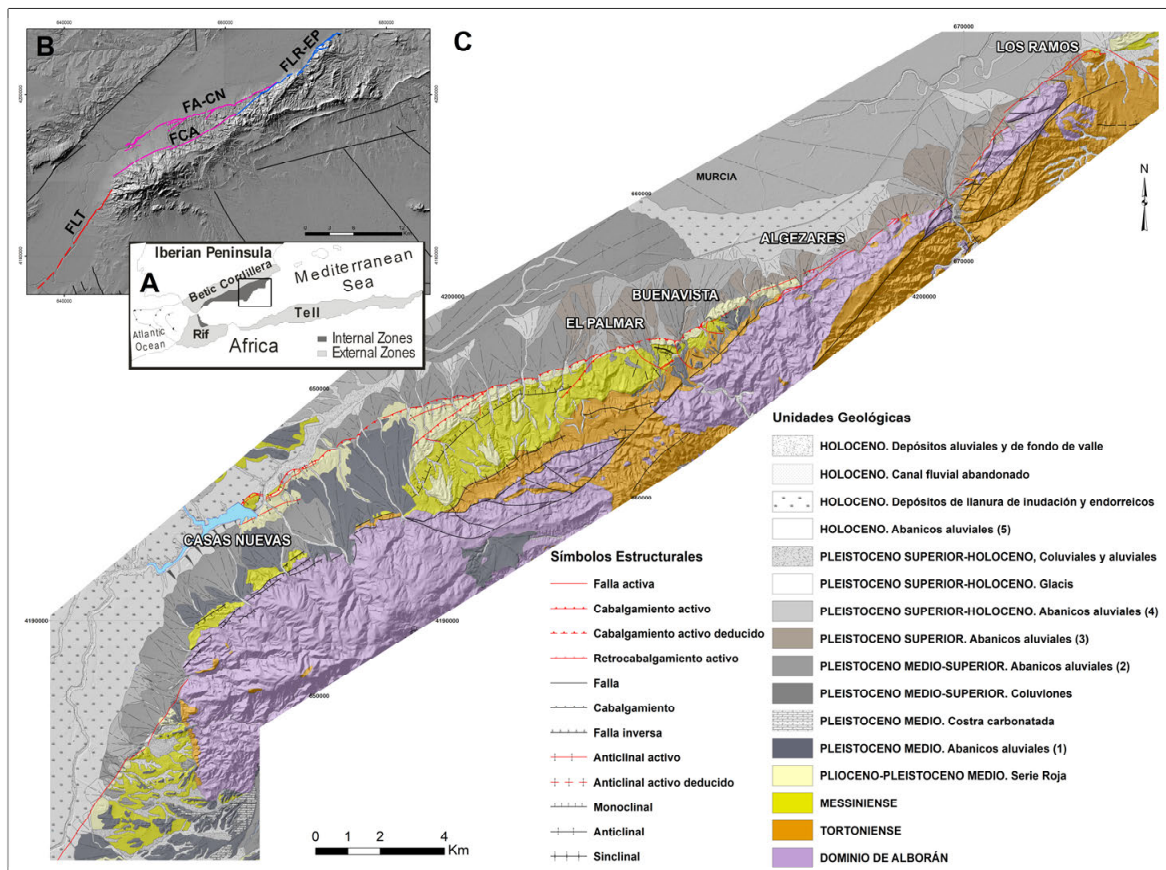


Fig. 1.- A. Encuadre geológico de la zona de estudio. B. Segmentación del Sistema de Fallas de la Sierra de Carrascoy (SFSC): FLT (Falla de Los Tollos) (rojo); FCA (Falla de Carrascoy) y FA-CN (Falla de Algezares – Casas Nuevas) conforman el Segmento SO de la Falla de Carrascoy (rosa); y FLR-EP (Falla Los Ramos – El Palmar) conforma el Segmento NE de la Falla de Carrascoy (azul). C. Mapa geológico del SFSC.
Fig. 1.- A. Geological setting of the study zone. B. Segmentation of the Sierra de Carrascoy Fault System (SCFS): FLT (Los Tollos Fault) (red); FCA (Carrascoy Fault) and FA-CN (Algezares-Casas Nuevas Fault) form the SW Segment of the Carrascoy Fault (pink); and FLR-EP (Los Ramos-El Palmar Fault) forms the NE Segment of the Carrascoy Fault (blue).

Comparación de los parámetros sísmicos obtenidos en el campo e identificación de posibles escenarios de ruptura

Los estudios paleosísmicos realizados durante la última década en el SFSC (Insua-Arévalo *et al.*, 2015; Martín-Banda *et al.*, 2015; 2021; Martín-Banda, 2020) han permitido estimar los parámetros geológicos necesarios para la evaluación del potencial sismogénico de cada una de sus fallas y segmentos: longitud de rotura en superficie (LRS), área de rotura (AR), desplazamiento total registrado en cada afloramiento (DT), desplazamiento medio por evento (DM), número de eventos (#E), edad del último evento

identificado (E1), intervalo de recurrencia (IR) y velocidad de desplazamiento neta (VDN).

En la FLT se han identificado dos eventos en el Holoceno de Mw 6.3-6.7 (estimada en función de sus 15 km de LRS): uno, entre hace 9000 y 2740 años y el E1, entre hace 2740 y 2140 años. La distribución temporal de estos eventos permite estimar un IR de 3200 años, variable entre 2200 y 6820 años. El DM medido varía entre 0.39 y 0.54 m, que junto con los IR inferidos en las trincheras resulta una VDN media de 0.145 ± 0.025 m/ka.

Por su parte, en la FA-CN, concretamente en la zona de enlace con el segmento NE de la FCA (FLR-EP), se han identificado también dos eventos en el

Holoceno (con una M_w 6.7 ± 0.1 estimada) y un IR de 3300 años (variable entre 2300 y 4600 años): el primero, entre 6000 y 2750 años y el E1, después de hace 2750 años. Las edades obtenidas para estos eventos se correlacionan bien con la de los últimos eventos identificados en la FLT, apuntando a la posibilidad de rupturas conjuntas de ambas fallas. Sin embargo, el DM estimado en este sector de la FA-CN de 1.19 ± 0.14 m es muy superior al medido en la FLT (0.39-0.54 m) y, en consecuencia, también lo es la VDN estimada de 0.37 ± 0.02 m/ka para entre hace ~26 y ~6 ka y de 0.46 ± 0.13 m/ka durante los últimos ~6 ka.

A pesar de estas diferencias, ¿nos podríamos plantear un escenario de ruptura conjunta de la FLT y de la FCA? Analicemos la estructura tectónica del sistema y el tipo de enlace que definen sus segmentos. Los segmentos de la FCA están conectados físicamente en la zona de enlace comprendida entre las localidades de El Palmar y Algezares (Fig. 1). Los estudios paleosismológicos realizados en este sistema de fallas apuntan a que esta conexión tuvo que ocurrir entre hace ~30 y ~26 ka, cuando se produjo el crecimiento de la FA-CN por su extremo NE (Martín-Banda *et al.*, 2016), coincidiendo con la fase de mayor velocidad registrada en el segmento NE entre hace ~37 y ~26

ka (1.65 ± 0.31 m/ka) (Martín-Banda *et al.*, 2021). Este aumento de la madurez estructural del enlace pudo favorecer la rotura conjunta de ambos segmentos a partir de los últimos ~26 ka, actuando como un enlace de tipo transporte (*transport linkage*) o parte central de la ruptura donde se registran los mayores desplazamientos netos (Choi *et al.*, 2012). Por otro lado, la FLT no muestra continuidad cartográfica con la FCA (Fig. 1). Sus extremos se encuentran desligados físicamente, delimitando una zona inter-segmento de unos 2 km de largo en el borde más suroccidental de la Sierra de Carrascosy. En este sector, la FLT se prolonga hacia la Sierra de Almenara, donde se han identificado antiguas fallas normales reactivadas como inversas (Insua-Arévalo *et al.*, 2018) que podrían corresponderse con rupturas secundarias propias de un enlace tipo barrera (*barrier linkage*) (Choi *et al.*, 2012), absorbiendo la pérdida de desplazamiento registrado en este sector para un evento conjunto con el Segmento SO de la FCA o incluso para un evento conjunto con toda la FCA. Por tanto, analizando los datos geológicos obtenidos en los trabajos paleosismológicos realizados en el SFSC podríamos plantear un escenario de ruptura conjunta de los segmentos NE y SO de la FCA a partir de hace ~26 ka y un escenario de ruptura conjunta de todo el SFSC (FCA+FLT) a partir de hace ~6 ka.

Escenario de ruptura			Parámetros sísmicos obtenidos en campo					Leonard (2014)		Wesnousky (1986)	
Intervalo (ka)	Ruptura	LRS (km)	DM (m)	DT (m)	#E	VDN (m/ka)	IR (años)	DM	DT	IR	#E
[~26-~6]	NE + SO (FCA)	39	1.19 ± 0.14	9.92-10.18	6-7	0.37 ± 0.02	3268 (3742-2827)	1.06-0.96 (0.33-4.02)	9.14-10.2	4149 (3937-4386)	5-6
Últimos ~6	FCA+FLT	54	FCA: 1.19 ± 0.14 FLT: 0.39-0.54		2	FCA: 0.46 ± 0.13 FLT: 0.12-0.17	2956 (3312-2600)	1.39 (0.39-5.27)		6104 (4756-8508)	1-2

Tabla 1.- Comparación de los parámetros sísmicos obtenidos a partir de análisis paleosismológicos con los obtenidos mediante las relaciones empíricas de Leonard (2014) y Wesnousky (1986).

Table 1.- Comparison of seismic parameters obtained from the paleoseismological analyses with those obtained using the empirical relationships of Leonard (2014) and Wesnousky (1986).

Análisis integral del SFSC

Con el fin de analizar la viabilidad de los escenarios de rotura del SFSC propuestos, comparamos los parámetros sísmicos obtenidos a partir de análisis paleosismológicos como el DM, #E e IR, con los que se obtienen mediante el uso de relaciones empíricas basadas en la LRS, AR y momento sísmico (M_0) del terremoto característico o máximo (Leonard, 2014; Wesnousky, 1986) (Tabla 1).

En base a las ecuaciones de Leonard (2014), una ruptura conjunta de los segmentos de la FCA podría producir un DM variable entre 1.06 m para fallas en buzamiento (FA-CN) y 0.96 m para fallas en dirección (FLR-EP). En la zona de enlace (afloramiento de Algezares), se interpretan 6-7 #E entre hace ~26 y ~6 ka, lo que supondría un desplazamiento total (DT) teórico de 6.3-7.42 m. Por su parte, una rotura de todo el SFSC (FCA+FLT) podría producir un DM de 1.39 m o un DT de 2.78 m para los dos eventos identificados en ambas fallas durante los últimos ~6 ka. Por tanto, en la zona de enlace, donde se darían los máximos desplazamientos para un evento conjunto, se estima un DT de 9.14-10.2 m para los últimos ~26 ka, desplazamiento bastante similar al medido en el afloramiento de Algezares para dicho periodo de tiempo (9.92-10.18 m).

Por otro lado, el IR obtenido mediante las ecuaciones de Wesnousky (1986) para una ruptura completa de la FCA es de 4149 años (variable entre 3937 y 4386 años), siendo coherente con el obtenido en el afloramiento de Algezares entre hace ~26 y ~6 ka de 3268 años (3742-2827 años). Lo mismo sucede con el NE: 5-6 eventos derivados de las ecuaciones de Wesnousky (1986) y 6-7 eventos interpretados a partir análisis paleosismológico del afloramiento de Algezares. En el caso de la ruptura completa de todo el SFSC, el IR obtenido mediante Wesnousky (1986) (6104 años; 4756-8508) y el común calculado en los afloramientos de la zona de enlace de la FCA (afloramientos Algezares y Buenavista) y en la FLT (2956 años; 3312-2600) son diferentes (Martín-Banda, 2020). Si bien, se correlacionan bien con los IR máximos obtenidos en Buenavista (4600 años) (Martín-Banda *et al.*, 2015) y en la FLT (6860 años) (Insua-Arévalo *et al.*, 2015), siendo 5750 años el IR medio.

Conclusiones e implicaciones en el potencial sísmogénico del SFSC

La similitud de los valores de DM, DT, IR y #E obtenidos en campo y mediante relaciones empíricas para distintos escenarios de rotura, permiten la interpretación de rupturas conjuntas de los segmentos

NE y SO de la FCA entre los últimos ~26 ka y ~6 ka, seguidas de rupturas de todo el SFSC durante los últimos ~6 ka. Esta interpretación tiene importantes implicaciones en el potencial sismogénico del SFSC. Por un lado, se abre la posibilidad de que se produzcan terremotos de Mw de 7.10 ± 0.30 (Martín-Banda, 2020) y un IR medio de 5750 años (4600-6850), muy superiores a los estimados para rupturas independientes de las fallas del sistema (Insua-Arévalo *et al.*, 2015; Martín-Banda *et al.*, 2015). Y por otro, sugiere que el análisis del IR para fallas lentas debe considerar la estructura tectónica y su evolución, ya que los segmentos de una falla y sus zonas de enlace evolucionan en el espacio y en el tiempo con la ocurrencia de terremotos capaces de romper en superficie. El estudio paleosísmico de una falla no deja de ser un conjunto de datos puntuales a lo largo de su traza y registro geológico, con grandes incertidumbres que pueden hacernos perder la perspectiva evolutiva del sistema. No obstante, y dadas todas estas particularidades, las hipótesis de rupturas conjuntas son iguales de plausibles que considerar que los últimos eventos registrados en cada falla fuesen independientes, como resultado del efecto de disparo por transferencia de esfuerzos entre segmentos, produciendo la rotura de estos segmentos en sincronía (*i.e.*, cascada de terremotos).

Finalmente, consideramos que una adecuada incorporación de las fallas como fuentes sismogénicas en un análisis de peligrosidad sísmica debería partir inicialmente de una valoración de los posibles escenarios de rotura que podrían tener lugar a la luz de las investigaciones paleosísmicas disponibles. De este modo, el SFSC podría modelarse como una fuente donde cada escenario tuviera asignado un peso concreto en un esquema de árbol lógico con el fin de incorporar la incertidumbre del conocimiento (o epistémica) en el resultado final de peligrosidad.

Agradecimientos

Parte de este trabajo ha sido financiado por los proyectos FASEGEO (CGL2009-09726) y SISMOGEN (IGME, 2279), así como por una asistencia técnica del Servicio de Protección Civil de Murcia.

Referencias

- Bousquet, J.C., 1979. Quaternary strike-slip faults in southern Spain. *Tectonophysics*, 52: 277-286.
- Choi, J.H., Jin, K., Enkhbayar, D., Davvasambuu, B., Bayasgalan, A., Kim, Y., 2012. Rupture propagation inferred from damage patterns, slip distribution, and segmentation of the 1957 Mw 8.1 Gobi-altay earthquake rupture along the Bogd fault. Mongolia. *Journal of Geophysical Research*, 117: B12401.
- Duan, B., Oglesby, D.D., 2005. Multicycle dynamics of nonplanar strike-slip faults. *J. Geophys. Res.*: 110, doi 10.1029/2004JB003298.
- Elliott, A.J., Oskin, M.E., Liu-zeng, J., Shao, Y.-X., 2018. Persistent rupture terminations at a restraining bend from slip rates on the eastern Altyn Tagh fault. *Tectonophysics*, 733: 57-72.
- Hamling, I.J., Hreinsdóttir, S., Clark, K., Elliott, J., Liang, C., Fielding, E., Litchfield, N., Villamor, P., Wallace, L., Wright, T.J., D'Anastasio, E., Bannister, S., Burbidge, D., Denys, P., Gentle, P., ... Stirling, M., 2017. Complex multifault rupture during the 2016 Mw 7.8 Kaikōura earthquake, New Zealand. *Science*, 356: eaam7194.
- Insua-Arévalo, J.M., García-Mayordomo, J., Salazar, A., Rodríguez-Escudero, E., Martín-Banda, R., Álvarez-Gómez, J.A., Canora, C., Martínez-Díaz, J.J., 2015. Paleoseismological evidence of Holocene activity of the los Tollos Fault (Murcia, SE Spain): a lately formed quaternary tectonic feature of the eastern betic shear zone. *J. Iber. Geol.*, 41 (3): 333-350.
- Insua-Arévalo, J.M., García-Mayordomo, J., Martín-Banda, R., Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., 2018. Deformación compresiva cuaternaria en la conexión entre las fallas de Carrascoy y Palomares (Cordilleras Béticas Orientales). *Resúmenes de la 3ª Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología, Alicante, España*, 59-62.
- Leonard, M., 2014. Self-consistent earthquake fault-scaling relations: update and extension to stable continental strike-slip faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104 (6): 2953-2965.
- Lozos, J.C., Oglesby, D.D., Duan, B., Wesnousky, S.G., 2011. The Effects of Double Fault Bends on Rupture Propagation: A Geometrical Parameter Study. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 101 (1): 385-398.
- 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, 220 p.
- Martín-Banda, R., Insua-Arévalo, J.M., García-Mayordomo, J., Salazar, A., Crespo-Martín, C., 2016. Nuevos eventos deformacionales registrados en el Segmento SO de la Falla de Carrascoy (Murcia, España): Implicaciones en el modelo de crecimiento. *Geotemas*, 16: 523-526.
- Martín-Banda, R., García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J. M., Salazar, A.E., Rodríguez-Escudero, E., Álvarez-Gómez, J.A., Medialdea, A., Herrero, M.J., 2015. New insights on the seismogenic potential of the eastern betic shear zone (SE Iberia): quaternary activity and paleoseismicity of the SW segment of the Carrascoy fault zone. *Tectonics*, 35 (1): 55-75.
- Martín-Banda, R., Insua-Arévalo, J.M., García-Mayordomo, J., 2021. Slip Rate Variation During the Last ~210 ka on a Slow Fault in a Transpressive Regime: The Carrascoy Fault (Eastern Betic Shear Zone, SE Spain). *Front. Earth Sci.*, 8:599608.
- Quigley, M., Mohammadi, H., Jiménez, A., Duffy, B., 2017. Multi-fault earthquakes with kinematic and geometric rupture complexity: how common? *8th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology (PATA)*, Programme INQUA Focus Group Earthquake Geology and Seismic Hazards, 316-318.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Somoza, L., Zazo, C., Bardají, T., 1993. Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the eastern Betics, Southeast Spain. *Tectonophysics*, 224: 289-303.
- Stirling, M., Goded, T., Berryman, K., Litchfield, N., 2013. Selection of earthquake scaling relationships for seismic-hazard analysis. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 103: 2993-3011.
- Wells, D. L., Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84: 974-1002.
- Wesnousky, S.G., 1986. Earthquakes, Quaternary faults, and seismic hazard in California. *Journal of Geophysical Research*, 91(B12): 12587-12631.



¿QUÉ INFORMACIÓN SOBRE EL PROCESO SÍSMICO SE PUEDE OBTENER DEL CATÁLOGO SÍSMICO? EL CASO DEL NOROESTE PENINSULAR

What information about the seismic process can be acquired from the seismic catalog? The case of Northwest peninsular

C. Crespo-Martín¹, F. Martín-González¹, S. González-Muñoz¹

¹ Área de Geología - ESCET, TECVOLRISK Research Group, Universidad Rey Juan Carlos. C/Tulipán s/n, Móstoles, 28933, Madrid, Spain. cristina.crespo@urjc.es (C. Crespo-Martín), fidel.martin@urjc.es (F. Martín-González), sandra.gonzalezmu@urjc.es (S. González-Muñoz).

Resumen: El catálogo sísmico presenta heterogeneidades en su registro debido a la evolución y mejora de las redes sísmicas, por tanto para realizar análisis espaciales y temporales es necesario realizar un filtrado previo antes de su utilización directa. Conocer los cambios temporales de la red sísmica, la homogeneización de la magnitud y la relocalización del catálogo previamente a su representación espacial es fundamental antes de trabajar con el catálogo sísmico. El análisis estadístico permite obtener información del proceso sísmico a partir del catálogo sísmico. El alto b-valor en el noroeste peninsular sugiere que los enjambres sísmicos podrían relacionarse con migración de fluidos por presión de poro en una corteza extremadamente heterogénea. Además, el modelo ETAS ayuda a identificar la velocidad de decaimiento de las réplicas y en la región de Sarria-Triacastela-Becerreá permite sugerir que los cambios bruscos de la sismicidad de fondo en las secuencias de 1995 y 1997 (5.1 Mw) sería debida a una combinación de actividad de las réplicas y fuerzas de origen asísmico, como migración de fluidos.

Palabras clave: catálogo, filtrado, estadística, b-valor, ETAS.

Abstract: *The seismic catalogue is heterogenous due to the seismic network evolution, for this reason it needs to be filtered beforehand. Before working with the seismic catalogue is crucial to distinguish the temporal changes of the seismic network, the homogenization of the magnitude and the relocation of the catalogue prior to its spatial depict. Statistical analysis allows us to obtain information of the seismic process from the seismic catalogue. The high b-value in the Northwest of Iberian Peninsula suggests that swarms could be related to pore-pressure fluid migration in an extremely heterogeny crust. Furthermore, the ETAS model allows to identify the aftershocks decay rate which in Sarria-Triacastela-Becerreá region allow to suggest that the reason for the abrupt shifts in the background seismicity associated with the sequences of 1995 and 1997 (5.1 Mw) could be caused by a mix of aftershock activity and aseismic forcing origin, such as fluid migration.*

Key words: *catalogue, filtering, statistical seismology, Gutenberg-Richter, ETAS.*

Introducción

El análisis del catálogo sísmico permite arrojar luz sobre el proceso sísmico (Gulia *et al.*, 2012; Hainzl y Ogata, 2005). Con técnicas como la geoestadística (Gutenberg-Richter, ETAS, etc.), utilizada en este trabajo, se puede esclarecer el origen de la sismicidad, especialmente interesante en regiones donde las bajas tasas de deformación o la erosión dificultan el estudio de las fallas sismogénicas y sus deformaciones (Hainzl y Ogata, 2005; Crespo-Martín y Martín-González, 2021; Crespo Martín *et al.*, 2021).

Dado que la base de numerosos estudios (p.ej. estadísticos, peligrosidad) es el catálogo sísmico, resulta fundamental entender previamente sus posibles modificaciones y evolución (González, 2016). Los cambios temporales de las estaciones sísmicas que han mejorado su robustez podrían verse reflejadas en el registro de la sismicidad, siendo muy patente cuando el catálogo engloba un amplio periodo temporal (González, 2016; Crespo-Martín *et al.*, 2021). Por ello, el catálogo no puede ser utilizado para el análisis estadístico tal cual es ofrecido por los organismos encargados de las redes sísmicas, sino que algunas de sus variables pueden estar afectadas de manera muy significativa y deben ser tratadas previamente (Gulia *et al.*, 2012). Una de estas variables es la magnitud, que desde la puesta en marcha de la primera estación sísmica se ha registrado en diferentes escalas (IGN-UPM, 2013; Cabañas *et al.*, 2015). Por tanto, la comparativa de

esta variable requiere la homogeneización de la magnitud a una unidad de medida común. Las variables latitud, longitud y profundidad utilizadas para realizar un estudio de distribución espacial o análisis de migración deben relocalizarse y así mejorar la precisión en la localización entre terremotos (Waldhauser y Ellsworth, 2000).

La metodología estadística es ampliamente utilizada para analizar la sismicidad e identificar los mecanismos que generan los terremotos. La ley de recurrencia de Gutenberg-Richter es una técnica ampliamente utilizada, siendo destacable su *b-valor* (e.g. Gutenberg y Richter, 1956; Hainzl y Ogata, 2005). El modelo *Epidemic Type Aftershock Sequence* (ETAS) explica las características de la actividad sísmica gracias al estudio de las réplicas y la sismicidad de fondo (Ogata, 1988). La modificación del modelo ETAS realizada por Marsan *et al.* (2013) permite arrojar luz sobre los mecanismos responsables de la sismicidad.

El objetivo de esta comunicación es conocer la información que se puede extraer del proceso sísmico a partir del catálogo sísmico, utilizando el análisis estadístico. Se hace hincapié en la importancia del tratamiento del catálogo sísmico previamente a su análisis, ya que éste puede presentar heterogeneidades que afectan a la precisión de los resultados. Además, se plantea qué información aporta cada una de las técnicas estadísticas para arrojar luz sobre el fenómeno sísmico tomando como ejemplo el noroeste peninsular.

Metodología

Procesado y construcción del catálogo sísmico

Homogeneización del catálogo

Supone la conversión de la magnitud a una misma unidad de medida, ya que las modificaciones en las estaciones suponen que existan cinco escalas de medida de la magnitud: MbLg (M-MS), mb (VC), MbLg (L), M_D (M-MS) y M_w. Para la conversión del catálogo del IGN se pueden utilizar las conversiones de magnitud momento – M_w (IGN-UPM, 2013; Cabañas *et al.*, 2015).

Relocalización

Para intensificar con mayor robustez los patrones en la distribución espacial de las coordenadas XYZ e identificar las propiedades espacio temporales de la sismicidad, es necesario relocalizar los terremotos. Una de las técnicas más ampliamente utilizadas es el método de doble diferencia HypoDD, basado en las diferencias de tiempos de viajes de las ondas P y S en varias estaciones, la localización inicial del evento (x, y, z) y el tiempo origen (τ) (Waldhauser y Ellsworth, 2000).

$$\frac{\partial t_k^i}{\partial x} \Delta x^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial y} \Delta y^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial z} \Delta z^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial \tau} \Delta \tau^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial x} \Delta x^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial y} \Delta y^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial z} \Delta z^j - \Delta \tau^j = dr_k^{ij}$$

(Ecuación 1)

Declustering del catálogo

Uno de los métodos utilizados es el método probabilista, cuyo algoritmo fue desarrollado por Zhuang *et al.* (2002) y se basa en la probabilidad para determinar que un terremoto sea dependiente o independiente de su predecesor. Esta diferenciación permite identificar el posible origen de la sismicidad. Para ello se emplean metodologías que describen características para agrupaciones sísmicas como el modelo ETAS – Epidemic Type Aftershock Sequence (Ec. 3).

Metodología estadística

Ley de Gutenberg Richter

Conocida como la Ley de recurrencia de Gutenberg-Richter es un modelo ampliamente empleado, que representa la frecuencia de terremotos de una determinada magnitud (Gutenberg y Richter, 1956).

$$\log_{10} N(\geq m) = a - bm \quad (\text{Ecuación 2})$$

Siendo $N(\geq m)$ el número acumulado de terremotos con magnitud igual o superior a m . El a -valor es una constante y el b -valor se utiliza para definir las propiedades sísmicas relacionadas con el régimen de estrés (p.j. Gutenberg y Richter 1956; Hainzl y Fischer 2002).

Epidemic Type Aftershock Sequence – ETAS, y ETAS tiempo dependiente

Este modelo considera que los eventos sísmicos provienen de dos contribuciones: (i) sismicidad de fondo (μ), y (ii) la interacción terremoto-terremoto (ν) teniendo en cuenta que cada terremoto puede disparar su propia secuencia de réplicas (Ec. 3) (p.ej. Ogata, 1988).

$$\lambda(t) = \mu + \nu = \mu + K_0 \sum_{t_i < t} \frac{e^{\alpha(m-M_c)}}{(t-t_i+c)^p}$$

(Ecuación 3)

Donde t es el tiempo de ocurrencia del terremoto principal y t_i es el tiempo de ocurrencia para un evento i -ésimo. Varias propiedades de la actividad sísmica son explicadas con los parámetros μ , α , K , c y p . El α -valor (magnitud-1) indica la eficiencia en generar réplicas tras un evento de una determinada magnitud. El K_0 -valor (terremotos/día) es la productividad de generar un evento de magnitud M_c . El c -valor (día) es el tiempo característico, inversamente proporcional a la tasa de réplicas, y el p -valor es la tasa de decaimiento. Estos tres parámetros se fundamentan en la Ley de decaimiento de Omori-Utsu; $n(t) = K(t+c)^{-p}$ (Omori, 1894; Utsu, 1961; Ogata, 1988).

Marsan *et al.* (2013) desarrollan una modificación del modelo que sugiere una tasa de sismicidad de fondo variable en el tiempo, $\mu(t)$. Sin un terremoto de magnitud predominante, un inicio de $\mu(t)$ constante, gradual o brusco define el proceso que genera la sismicidad. Para $\mu(t)$ constante, una carga tectónica continua, típico de sistemas de fallas activas, es causante de la sismicidad. Cuando $\mu(t)$ presenta un inicio gradual, una lenta deformación temporal es responsable. Un inicio brusco de $\mu(t)$ es atribuible a un proceso asísmico como intrusión rápida de fluidos o terremotos lentos (Marsan *et al.*, 2013).

Resultados y discusión

El catálogo sísmico

Se toma como ejemplo el análisis estadístico realizado en el NO peninsular y para ello se ha construido y homogeneizado el catálogo. Esto es debido a que se observaron cambios en las estaciones sísmicas del noroeste peninsular, que desde 1972 se han actualizado y mejorado (Fig. 1). Son remarcables los cambios en los años 1986-1988 debido a la entrada en funcionamiento de estaciones de corto periodo, y en los años 2001-2002, por la apertura de seis estaciones sísmicas de banda ancha (Fig. 1b) (Crespo-Martín, *et al.*, 2021).

Desde el punto de vista de la magnitud, el catálogo es heterogéneo, así el primer paso fue la homogeneización de las magnitudes MbLg (M-MS), mb (VC), MbLg (L) y M_D (M-MS) a M_w, (Crespo-Martín y Martín-González, 2021).

Los errores sistemáticos en el registro de la sismicidad se manifiestan del mismo modo en la localización de los eventos sísmicos. Así, utilizando la herramienta HypoDD, en la región de Sarria-Triacastela-Becerra se relocalizaron 975 eventos (Crespo-Martín *et al.*, 2021). Ello establece una posición más precisa de unos terremotos con respecto a otros, lo cual ayuda a definir patrones de

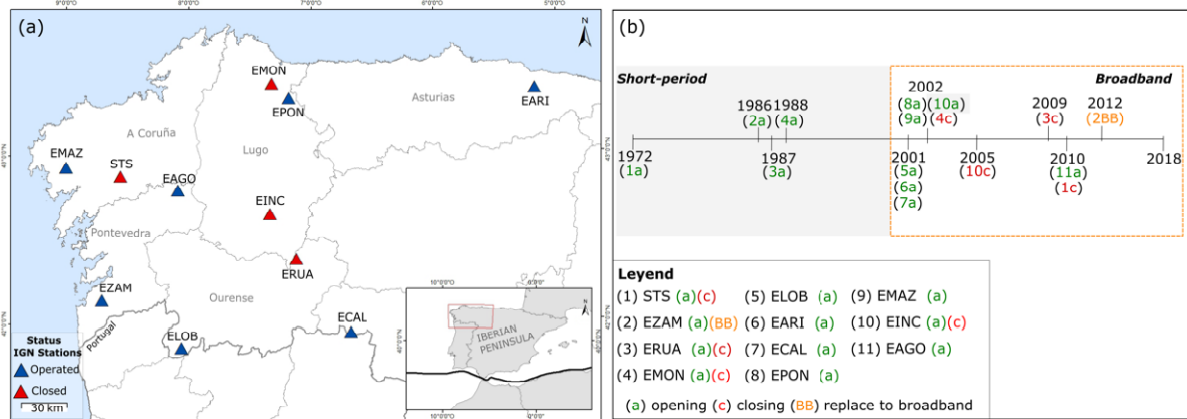


Fig. 1.- Red sísmica del IGN en el noroeste peninsular. (a) Localización de las estaciones del IGN operativas (azul) y clausuradas (rojo) a fecha 30 de septiembre de 2018. (b) Evolución de la red sísmica, marcando con recuadros las estaciones telemétricas de corto periodo (gris) y en banda ancha (naranja). Se muestran coloreados los años de apertura (a), cierre (c) y cambio de la estación a banda ancha (BB) (modificado de Crespo-Martín *et al.*, 2021).

Fig. 1.- IGN seismic network in the northwest of the peninsula. (a) Location of opening (blue) and closing (red) IGN stations as of 30 September 2018. (b) Evolution of the seismic network, marking with boxes the short-period (grey) and broadband (orange) telemetric stations. The years of opening (a), closing (c) and change of the station to broadband (BB) are shown coloured (modified from Crespo-Martín *et al.*, 2021).

migración espaciales de la sismicidad. Para determinar el tipo de sismicidad predominante en la región de Sarria-Triacastela-Becerreá, se ha realizado el *declustering* del catálogo, obteniéndose un incremento porcentual del 46 al 55% de la sismicidad de fondo, especialmente a partir del 2013.

Información del proceso sísmico: Análisis estadístico

En la Ley de recurrencia de Gutenberg Richter (Ec. 1), el *b-valor* es ampliamente utilizado ya que caracteriza las propiedades sísmicas asociadas al régimen de estrés (p.j. Gutenberg y Richter 1956; Hainzl y Fischer 2002). Un *b-valor* cercano a la unidad (0.9-1.1) se relacionan con regiones sísmicamente más activas (Wyss, 1973). Un alto *b-valor* (>1.0) se han relacionado en literatura con una sismicidad producida por difusión por presión de poro o la presencia de un depósito de magma, material altamente heterogéneo, incremento del gradiente termal o bajo estrés aplicado (p.ej. Mogi, 1962; Scholz, 1968; Hainzl y Fischer, 2002; Abu El-Nader *et al.*, 2016). El cálculo de este parámetro en el noroeste peninsular y su comparativa con otras regiones sugiere que el origen de los enjambres sísmicos (que representan el 69% de la sismicidad agrupada en el noroeste peninsular) con alto *b-valor* puede estar relacionado con migración de fluidos por presión de poro y una corteza extremadamente heterogénea (Hainzl y Fischer, 2002; Hainzl *et al.*, 2013; Abu El-Nader *et al.*, 2016; Crespo-Martín y Martín-González, 2021).

En el análisis ETAS, un *a-valor* <1 define una sismicidad de tipo enjambre, mientras que un *a-valor* >1 es característico de secuencias (p.ej Hainzl y Ogata, 2005; Hainzl *et al.*, 2013; Crespo-Martín y Martín-González, 2021). Un *p-valor* alto sugiere un alto decaimiento de réplicas tras el terremoto principal, y viceversa.

Además, por definición el modelo ETAS establece la sismicidad debida a una contribución de la sismicidad de fondo (μ) frente a terremoto principal-réplica. Cuando en la sismicidad es dominante la actividad de tipo terremoto principal-réplicas, la sismicidad es principalmente debida a la actividad de réplicas tras el terremoto principal. La sismicidad de fondo se considera producida por procesos de origen asísmico (como terremotos lentos o migración de

fluidos). La modificación realizada por Marsan *et al.* (2013) para sismicidad de fondo dependiente del tiempo – $\mu(t)$ permite identificar el proceso que genera la sismicidad en función del inicio de $\mu(t)$: constante, brusco o gradual. En la región de Sarria-Triacastela-Becerreá, los cambios bruscos de la sismicidad de fondo en las secuencias de 1995 y 1997 (5.1 Mw) estarían indicando que la sismicidad es debida a una combinación de la actividad de las réplicas y adicionalmente a fuerzas de origen asísmico (como migración de fluidos) (Crespo-Martín *et al.*, 2021).

Conclusiones

Las continuas mejoras y evolución de la red sísmica hacen que para realizar un análisis de la sismicidad sea necesario conocer esta evolución y realizar un filtrado previo al análisis de los eventos. La heterogeneidad del catálogo desde el punto de vista de la magnitud hace necesario una homogeneización de dicha variable. Una relocalización de las variables XYZ es necesaria para definir patrones de distribución espacial y de migración de la sismicidad.

El análisis estadístico es una herramienta utilizada para obtener información del proceso sísmico utilizando el catálogo sísmico. El *b-valor* ha permitido en el noroeste peninsular sugerir que el origen de los enjambres sísmicos con alto *b-valor* puede estar relacionado con migración de fluidos por presión de poro y una corteza extremadamente heterogénea. Además, el modelo ETAS permite identificar la velocidad de decaimiento de las réplicas lo que sugiere que en la región de Sarria-Triacastela-Becerreá, los cambios bruscos de la sismicidad de fondo en las secuencias de 1995 y 1997 (5.1 Mw) estarían indicando que la sismicidad es debida a una combinación de la actividad de las réplicas y adicionalmente a fuerzas de origen asísmico (como migración de fluidos)

Agradecimientos

Los autores agradecen al grupo de investigación del GFZ cuya ayuda inspiró y proporcionó ideas muy interesantes que han hecho que esta investigación haya seguido adelante. Agradecer a Juan Vicente Cantavella toda la ayuda prestada para la

relocalización del catálogo sísmico, y a Dra. Pouye Yazdi toda su ayuda en el estudio de las técnicas estadísticas. Este trabajo ha sido parcialmente financiado por la Comunidad de Madrid y los fondos de la UE [PEJD-2017-PRE/AMB-3472] y la Beca de movilidad (2019) de la Escuela Internacional de Doctorado de la Universidad Rey Juan Carlos.

Referencias

- Abu El-Nader, I.F., Shater, A., Hussein, H.M., 2016. Mapping b-values beneath Abu Dabbad from June to August 2004 earthquake swarm. *NRIAG J. Astron. Geophys.*, 5: 403-412.
- Cabañas, L., Rivas-Medina, A., Martínez-Solares, J. M., Gaspar-Escribano, JM., Benito, B., Antón, R., Ruiz-Barajas, S., 2015. Relationships between Mw and other earthquake size parameters in the Spanish IGN Seismic Catalog. *Pure and Applied Geophysics*, 172: 2397-2410. <https://doi.org/10.1007/s00024-014-1025-2>
- Crespo-Martín, C., Martín-González, F., 2021. Statistical analysis of intraplate seismic clusters: the case of the NW Iberian Peninsula. *Pure and Applied Geophysics*, 178: 3355–3374. <https://doi.org/10.1007/s00024-021-02834-8>
- Crespo-Martín, C., Martín-González, F., Yazdi, P., Hainzl, S., Rincón, M., 2021. Time dependent and spatio-temporal statistical analysis of intraplate anomalous seismicity: Sarria- Triacastela-Becerreá (NW Iberian Peninsula, Spain). *Geophysical Journal International*, 225 (1): 477- 493. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa595>
- González, A., 2016. The Spanish National Earthquake Catalogue: Evolution, precision and completeness, *Journal of Seismology*, 21: 435-471. <https://doi.org/10.1007/s10950-016-9610-8>
- Gulia, L., Wiemer, S., Wyss, M., 2012. Catalog artifacts and quality controls, Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis. <https://doi.org/10.5078/corssa-93722864>. Available at <http://www.corsa.org>
- Gutenberg, B., Richter, C.F., 1956. Earthquake magnitude, intensity, energy, an acceleration (Second Paper). *Bulletin of Seismological. Society of America*, 46 (2): 105-145.
- Hainzl, S., Fischer, T., 2002. Indications for a successively triggered rupture growth underlying the 2000 earthquake swarm in Vogtland/NW Bohemia. *J. Geophys. Res.*, 107 (12): 2338. <https://doi.org/10.1029/2002JB001865>
- Hainzl, S., Ogata, Y., 2005. Detecting fluid signals in seismicity data through statistical earthquake modelling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110: B05S07. <https://doi.org/10.1029/2004JB003247>
- Hainzl, S., Zakharova, O., Marsan, D., 2013. Impact of aseismic transients on estimation of aftershock productivity parameters. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 103(3): 1723-1732. <https://doi.org/10.1785/0120120247>
- IGN-UPM, 2013. *Actualización de Mapas de Peligrosidad Sísmica de España 2012*. Centro Nacional de Información Geográfica, Madrid, 267 p.
- Marsan, D., Prono, E., Helmstetter, A., 2013. Monitoring Aseismic Forcing in Fault Zones Using Earthquake Times Series. *Bulletin of Seismological. Society of America*, 103: 169-179. <https://doi.org/10.1785/01201110304>
- Mogi, K., 1962. Magnitude-Frequency Relation for Elastic Shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes. *Bull. Earthq. Res. I. Tokio*, 40: 831-853.
- Ogata, Y., 1988. Statistical models for earthquake occurrences and residual analysis for point processes, *J. Am. Stat. Assoc.*, 83: 9-27.
- Omori, F., 1894. On the aftershocks of earthquake. *Journal of the College of Science Imperial University of Tokyo*, 7: 111-120.
- Scholz, C.H., 1968. The Frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 58(1): 399-415.
- Utsu, T., 1961. A statistical study on the occurrence of aftershocks. *Geophysics*, 30: 521–605.
- Waldhauser, F., Ellsworth, W.L., 2000. A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California, *Bulletin of Seismological. Society of America*, 90: 1353-1368. <https://doi.org/10.1785/0120000006>
- Wyss, M., 1973. Towards a Physical Understanding of the Earthquake Frequency Distribution. *Geophysical Journal International*, 31: 341-359.
- Zhuang, J., Ogata, Y., Vere-Jones, D., 2002. Stochastic declustering of space-time earthquakes occurrences, *J. Am. Stat. Assoc.*, 97: 369-380. <https://doi.org/10.1198/016214502760046925>



MODELOS FÍSICOS DE SIMULACIÓN DE TERREMOTOS APLICADOS AL ANÁLISIS DE LA AMENAZA SÍSMICA EN LAS BÉTICAS ORIENTALES (SE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA)

Physics-based earthquake simulations applied to seismic hazard on the Eastern Betics Shear Zone (SE Iberian Peninsula)

P. Herrero-Barbero¹, J.A. Álvarez-Gómez¹, M. Tsige¹, J.J. Martínez-Díaz^{1,2}

¹ Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040, Madrid. pherrerob@ucm.es jaalvare@ucm.es meaza@ucm.es jmdiaz@ucm.es

² Instituto de Geociencias (IGEO-CSIC), Madrid. jmdiaz@ucm.es

Resumen: Los modelos físicos de simulación de sismicidad complementan el análisis estadístico de la sismicidad registrada, permitiendo generar catálogos de terremotos sintéticos de cientos de miles o millones de años. En este trabajo hemos reproducido la sismicidad del sistema de fallas de las Béticas Orientales durante un periodo de tiempo suficientemente largo como para estimar la frecuencia de terremotos singulares y evaluar sus implicaciones en la amenaza sísmica. Para ello hemos elaborado escenarios deterministas de las aceleraciones pico máximas (*peak ground acceleration*; PGA) teniendo en cuenta el efecto local por amplificación. El catálogo resultante de las simulaciones de terremotos tiene una duración de 100 000 años, y se han tomado para subsecuentes análisis un total de 30 311 eventos de magnitud $4.5 \leq M_w \leq 7.6$. Las simulaciones muestran roturas completas de toda la extensión de los planos de falla así como de grandes roturas ($M_w \geq 6.7$) multi-falla. Los terremotos máximos en el sistema de fallas modelizado, con magnitudes de entre M_w 6.6 y 7.6, provocarían aceleraciones pico superiores a 0.5 g en todas las zonas próximas a dichas fallas. Localmente estas aceleraciones podrían llegar a valores de PGA próximos a 0.7 g debido a efectos de amplificación.

Palabras clave: Simulaciones de terremotos, RSQSim, amenaza sísmica, Béticas Orientales.

Abstract: *Physics-based earthquake simulators complement the statistical analysis of recorded seismicity, allowing the generation of catalogs of synthetic seismicity of hundreds of thousands or millions of years. In this work we have reproduced the seismicity of the Eastern Betic fault system over a period of time long enough to estimate the frequency of singular earthquakes and assess their implications for seismic hazard. For this we have developed deterministic scenarios of the maximum peak ground accelerations (PGA) taking into account the local effect by amplification. The resulting catalog of earthquake simulations has a duration of 100,000 years, and a total of 30,311 events of magnitude $4.5 \leq M_w \leq 7.6$ have been taken for subsequent analysis. The simulations show complete ruptures of the full extent of the fault planes as well as large ($M_w \geq 6.7$) multi-fault ruptures. The maximum earthquakes in the modeled fault system, with magnitudes between M_w 6.6 and 7.6, would cause peak accelerations greater than 0.5 g in all the zones close to the fault traces. Locally, these accelerations could reach PGA values close to 0.7 g due to amplification effects.*

Key words: *Physics-based earthquake simulations, RSQSim, seismic hazard, Eastern Betics.*

Introducción

El terremoto de magnitud M_w 5.1 en Lorca (SE España) en 2011, que causó víctimas y cuantiosos daños materiales, resultó muy dañino a pesar de su moderada magnitud, alcanzándose una aceleración del terreno máxima de 0.36 g, inesperada de acuerdo con los mapas de peligrosidad existentes (Benito *et al.*, 2012). Este evento puso de manifiesto la urgencia de mejorar la evaluación de la amenaza sísmica en las Béticas Orientales, considerando no sólo terremotos moderados pero potencialmente destructivos, sino también la recurrencia de terremotos de mayor magnitud.

Debido a la lenta tasa de deformación del margen sureste de Iberia, los periodos intersísmicos entre grandes terremotos son tan largos que, no sólo no quedan reflejados en el catálogo histórico e instrumental, sino que cabe esperar que los intensos procesos externos de modificación del paisaje en la zona hayan enmascarado o eliminado buena parte del registro de roturas superficiales. Los modelos físicos (estáticos y dinámicos) de simulación de sismicidad se han desarrollado como complemento al análisis estadístico de la sismicidad registrada, al permitir generar catálogos de terremotos sintéticos de

cientos de miles o millones de años (e.g., Robinson *et al.*, 2011).

En nuestro caso, el objetivo de la modelización es reproducir la sismicidad de un sistema de fallas lentas como las que predominan en las Béticas Orientales durante un periodo de tiempo suficientemente largo como para estimar la frecuencia de terremotos singulares y evaluar sus implicaciones en la amenaza sísmica. Evaluamos la distribución de la rotura, sus magnitudes y sus frecuencias en cada falla. Se han elaborado escenarios deterministas de las aceleraciones pico máximas (*peak ground acceleration*; PGA) teniendo en cuenta el efecto local por amplificación. La implicación de las aceleraciones alcanzadas en la peligrosidad cobra especial importancia en áreas densamente pobladas del entorno de las Béticas Orientales, como las ciudades de Murcia, Torre Vieja y Almería, y otros municipios del corredor del Guadalentín o el Bajo Segura (Fig. 1).

Metodología

Simulación de sismicidad sintética con RSQSim

Nuestra aproximación se basa en la aplicación del simulador de terremotos cuasi-dinámico RSQSim

(Richards-Dinger y Dieterich, 2012). El código RSQSim reproduce los terremotos en un modelo de falla 3D complejo, cuyos elementos interactúan completamente entre sí. RSQSim ejecuta los procesos físicos que conducen a la nucleación y propagación de ruptura a través de una formulación de elementos de contorno que incorpora fricción dependiente de la velocidad y el estado basada en Dieterich (1994). El resultado es un extenso catálogo sintético de terremotos que incluye un registro completo y detallado de roturas sísmicas complejas con deslizamiento heterogéneo.

Hemos modelizado la superficie 3D de las 6 fallas del sistema de las Béticas Orientales (Herrero-Barbero *et al.*, 2021) con mayor expresión morfológica y longitud (Fig. 1): la Falla de Carboneras (CF), la Falla de Alhama de Murcia (AMF), la Falla de Palomares (PF), la Falla de Los Tollos (LTF), la Falla de Carrascoy (CAF) y la Falla del Bajo Segura (BSF). Las mallas 3D del modelo contienen un total de 11764 elementos triangulares de $\sim 1 \text{ km}^2$, que incluyen datos cinemáticos de las fallas y parámetros friccionales necesarios para ejecutar la simulación. Estos parámetros de entrada y sus fuentes se detallan en Herrero-Barbero *et al.* (2021).

Análisis de la respuesta sísmica dependiente del tipo de suelo

A partir del modelo de sismicidad sintética obtenido, proponemos una serie de escenarios desfavorables deterministas con el objetivo de caracterizar el movimiento fuerte del suelo esperado (en términos de aceleración pico, PGA (g)) como consecuencia de un terremoto originado en las fallas de las Béticas Orientales. Los escenarios que se presentan se han simplificado para asumir una distribución del deslizamiento homogénea, ya que las ecuaciones de atenuación solo consideran las dimensiones físicas de la misma sobre el plano de falla y no su variabilidad. Hemos utilizado el modelo de atenuación (*Ground Motion Prediction Equations*, GMPE) europeo de Akkar *et al.* (2014) (en adelante, AKK14) para la estimación de PGA (g), ya que presenta un extenso rango de aplicabilidad de magnitudes ($4.0 < M_w < 7.6$) y de distancias, y tiene en cuenta la geometría de la rotura y su cinemática. Para calibrar la sensibilidad del modelo de AKK14 en los resultados obtenidos, se han recalculado algunos de los escenarios con una segunda ecuación de atenuación propuesta por Campbell y Bozorgnia (2014) (en adelante CB14).

Múltiples factores pueden afectar a las aceleraciones resultantes calculadas mediante los modelos de atenuación, especialmente cerca de la fuente. Entre ellos, la amplificación de la onda sísmica en su trayectoria a través del medio puede influir en la intensidad de la sacudida del terreno y la distribución de los daños. Las condiciones locales del sitio influyen fuertemente en la amplitud de la aceleración máxima y el contenido frecuencial, estando controlados principalmente por las condiciones geotécnicas del suelo y, especialmente, por sus propiedades dinámicas: velocidad V_s , rigidez, amortiguamiento, entre otros. Cuando es complejo obtener datos *in situ*, ya sea debido a escalas de trabajo muy grandes (como es el caso de las Béticas Orientales) o por la dificultad de acceso a determinados emplazamientos, la estimación del potencial de amplificación se realiza

asumiendo valores de velocidad de ondas S en función de las características geotécnicas de las formaciones geológicas superficiales (V_{s30}), y/o correlacionando otras propiedades dinámicas de los suelos. Muchos estudios sísmicos y estándares internacionales clasifican los materiales geológicos superficiales en categorías con respuesta sísmica similar para luego atribuirles factores de amplificación (e.g., Borchardt, 1994; Rodríguez-Marek *et al.*, 2001).

Para clasificar y zonificar las rocas y suelos de las Béticas Orientales, hemos utilizado varios criterios basados en la clasificación de suelos de Borchardt (1994) y la normativa americana (*National Earthquake Hazards Reduction Program*, NEHRP; BSSC, 2015), partiendo de la zonificación de la Región de Murcia basada en la respuesta dependiente de la tipología de suelos de Tsige y García-Flórez (2006). Para la evaluación del resto de la zona de estudio (Almería y sur de Alicante), se ha consultado numerosa información geológica disponible: mapas geotécnicos regionales y municipales, ensayos y sondeos geotécnicos y/o hidrogeológicos. Además, los datos disponibles de V_s y otros parámetros geotécnicos correlacionados en la región han sido revisados para validar nuestra caracterización cualitativa del suelo, especialmente para depósitos arcillosos muy blandos de notable espesor. Así, clasificamos los perfiles de suelo de la región de estudio en 8 tipologías con base en sus propiedades geotécnicas y los intervalos V_s (Fig. 1). Luego, correlacionamos nuestra clasificación con las 6 clases de suelo definidas por BSSC (2015) para asignar un factor de amplificación, de acuerdo con el código de diseño sísmico ASCE/SEI Standard 7-16 (ASCE, 2017). Los factores de amplificación definidos por ASCE (2017) son ampliamente utilizados para el diseño sísmico, pero también se han aplicado en varias publicaciones sobre caracterización de efectos de sitio (e.g., Alonso-Henar *et al.*, 2018; Chen *et al.*, 2021).

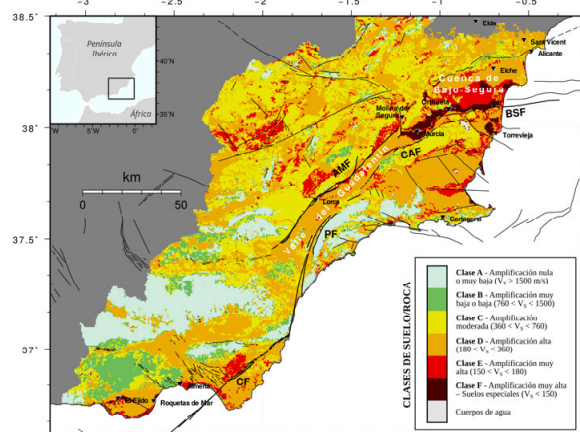


Fig. 1.- Mapa de amplificación con clasificación del tipo de suelo o roca.

Fig. 1.- Amplification map with rock or soil type classification.

A partir de esta clasificación, se ha creado el mapa de clases de amplificación (Fig. 1) mediante una rasterización con una resolución de 500 m/celda. Se observa que, a lo largo de la región de estudio, existe un predominio de las Clases C y D (moderada-alta amplificación). Las zonas de mayor interés, con una posible muy alta amplificación (Clases E y F), se concentran en el margen NE de la región, es decir, en la cuenca del Bajo Segura y parte norte de la depresión del Guadalentín. También enfatizamos

algunas zonas interesantes al sur, entre Almería-Cabo de Gata y Campo de Dalías (El Ejido); y otras zonas con rasgos de alta amplificación repartidas por las cuencas neógenas y el Subbético al N-NO de la zona de estudio.

Modelización de terremotos de gran magnitud

Se han generado múltiples catálogos simulados (Herrero-Barbero *et al.*, 2021), los cuales han sido posteriormente sometidos a un proceso de testeo con el objetivo de seleccionar el catálogo sintético cuyos resultados son más satisfactorios con respecto a las relaciones Frecuencia-Magnitud y Magnitud-Área de rotura, y que además presentan unos intervalos de recurrencia próximos a los observados en emplazamientos paleosísmicos de las Béticas Orientales. Los parámetros de entrada óptimos son: parámetros de fricción dinámica $a=0.001$ y $b=0.010$; coeficiente de fricción estática $\mu_0=0.6$; esfuerzo tangencial inicial de 60 MPa; y esfuerzo normal inicial variable de 20 MPa/km de profundidad. El catálogo resultante de las simulaciones de terremotos con RSQSim tiene una duración de 100 000 años, y se han tomado para su posterior análisis un total de 30311 eventos de magnitud $4.5 \leq M_w \leq 7.6$.

Los terremotos sintéticos con magnitud $M_w > 5.0$ representan una décima parte de la sismicidad simulada con RSQSim, siendo todas las fuentes sísmicas modelizadas capaces de nuclear terremotos grandes de magnitud $M_w > 6.0$ en un periodo de tiempo de 100 000 años. Además, las simulaciones muestran posibles roturas cosísmicas completas de toda la extensión de los planos de falla modelizados en 4 de las fuentes del sistema: en AMF, CF, CAF y LTF. El modelo sintético también sugiere la posibilidad de grandes roturas ($M_w \geq 6.7$) multi-falla (Herrero-Barbero *et al.*, 2021).

A partir del modelo de sismicidad sintética obtenido, proponemos una serie de escenarios sísmicos con el objetivo de caracterizar las aceleraciones más desfavorables (PGA) como consecuencia de los terremotos máximos sintéticos originados en las fuentes sísmicas modelizadas.

Escenarios máximos de PGA con potencial amplificación

Los escenarios que presentamos representan, de manera determinista, las máximas medidas de intensidad de movimiento del terreno en términos de PGA (g) que podrían producirse en algunas fallas relevantes de las Béticas Orientales (Fig. 2), a partir de la sismicidad sintética de 100 ka de duración simulada con RSQSim, las ecuaciones de predicción empírica de AKK14 y nuestra caracterización de la respuesta sísmica dependiente del tipo de suelo.

Observamos que para un terremoto máximo $M_w 7.4$ en la AMF, los valores de PGA (g) en roca que superarían ligeramente los 0.5 g podrían amplificarse por encima de 0.6 g en el bloque de techo al NO (Fig. 2a), donde abundan las rocas blandas de las cuencas miocenas (Fig. 1). Las aceleraciones máximas cercanas a la fuente también cubren un área considerablemente mayor que en otros escenarios, debido a una posible ruptura compleja con la Falla de Los Tollos asociada a la transferencia de esfuerzos estáticos así como al buzamiento de la AMF, que induce la atenuación de la onda a una distancia mayor de la

traza hacia el NO (perfil A-A', Fig. 2a). Las áreas urbanas situadas a lo largo de la cuenca del Guadalentín (p. ej., Lorca y Totana) podrían estar sujetas a valores de PGA en torno a 0.59 ± 0.03 g.

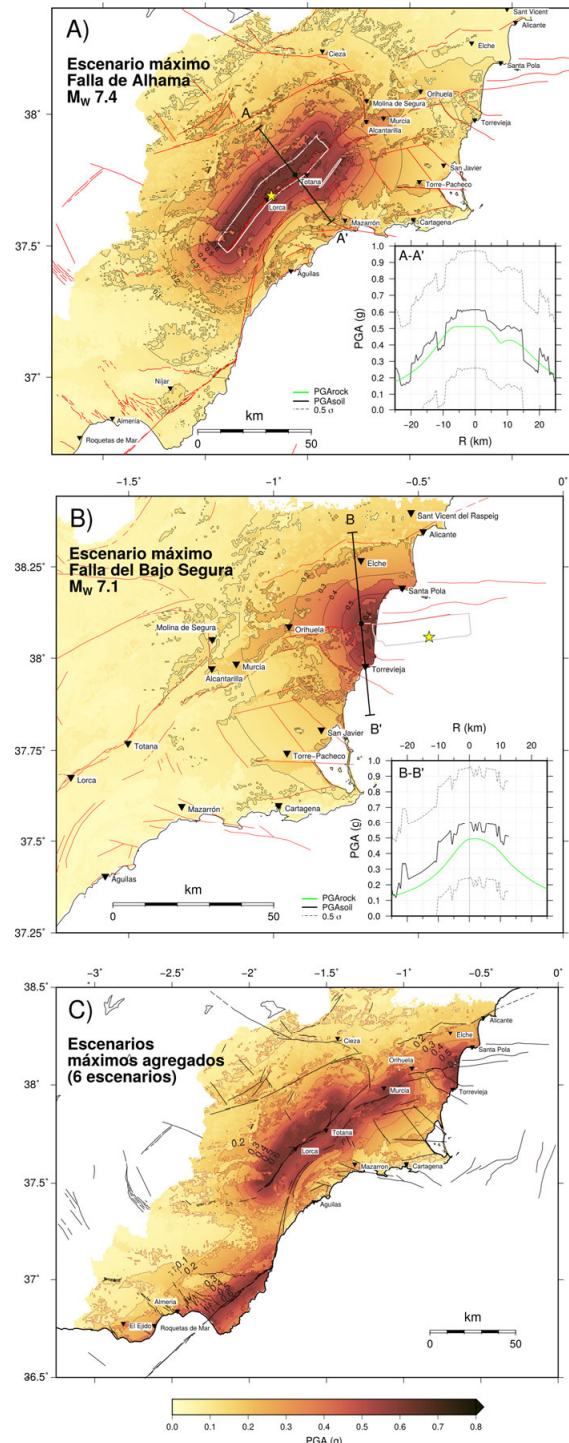


Fig. 2.- Escenarios máximos con perfiles de PGA: a) Falla de Alhama de Murcia, b) Falla de Bajo Segura, c) mapa agregado de peores casos.

Fig. 2.- Maximum scenarios with PGA profiles: a) Alhama de Murcia Fault, b) Bajo Segura Fault, c) worst cases aggregated map.

La poblada ciudad de Murcia, la mayor población de la región, también alcanzaría valores superiores a 0.3 g en el escenario máximo de la AMF a pesar de la distancia (0.33 ± 0.01 g; Fig. 2a). Esto muestra la fuerte influencia de la presencia de potentes depósitos muy blandos al norte de la depresión cuaternaria del Guadalentín. Además, toda la cuenca del Bajo Segura

(sur de Alicante) estaría sujeta a un $PGA > 0,2$ g ($\sim 0,42 \pm 0,03$ g en el municipio de Orihuela). Allí, la severa amplificación del terreno se debería a las arcillas muy blandas y saturadas de la llanura aluvial Cuaternaria (Fig. 1). La incidencia en esta zona sería considerablemente mayor en el caso del máximo evento sintético M_w 7.1 en la BSF, cuya rotura se propaga a lo largo del tramo offshore de la falla (Fig. 2b). Sin embargo, la rotura no se traslada a tramos cercanos, por lo que el mayor movimiento sísmico inducido ($PGA \sim 0,6$ g) afectaría a las zonas costeras densamente pobladas entre Torrevieja y Santa Pola. En los suelos arcillosos blandos próximos al río Segura se alcanzan valores $PGA = 0.5$ g, que son considerablemente superiores a los estimados en roca.

En la Fig. 2c se integran todos los escenarios más desfavorables propuestos, mostrando los valores de PGA (g) máximos alcanzados. Desde un punto de vista global, los terremotos máximos en el sistema de fallas modelizado, que alcanzan magnitudes de entre M_w 6.6 y 7.6 según la fuente considerada, provocarían aceleraciones pico superiores a 0.5 g en todas las zonas próximas a dichas fallas (Fig. 2c). En algunas zonas localizadas, sin embargo, estas aceleraciones podrían llegar a valores de PGA próximos a 0.7 g debido al efecto combinado de la presencia de suelos muy blandos con potencial de amplificar las ondas sísmicas durante esos grandes eventos.

Discusión y conclusiones

Los máximos terremotos alcanzados en la simulación de 100 ka y, por tanto, las aceleraciones pico del terreno resultantes de estos eventos, dependen en gran medida de los parámetros cinemáticos establecidos para estas fallas. Las principales diferencias observadas en los escenarios resultantes radican en la distribución del PGA (g), especialmente donde se observa una asimetría notable sobre el área de rotura modelizada (efecto "bloque de techo") en fallas no subverticales (perfil A-A', Fig. 2a). De acuerdo con el modelo de predicción empírica de AKK14 y nuestra incorporación del efecto local, se alcanzaría un valor de $PGA > 0.6$ g en el plano de falla de la AMF (Fig. 2a) para su máximo terremoto del catálogo sintético (M_w 7.4), que se nuclea en las secciones sur de la AMF hasta en 8 ocasiones en las simulaciones de 100 ka. Respecto al evento máximo simulado en el límite sur de la cuenca del Bajo Segura, el buzamiento de $45-50^\circ$ de la BSF (Perea *et al.*, 2012) parece inducir un efecto de bloque de techo moderado (Fig. 2b). Además, la asignación de un modelo de atenuación es otro punto crítico para la estimación del movimiento del terreno. Para examinar la sensibilidad del modelo de atenuación de AKK14 a las características de los escenarios propuestos, también hemos estimado el PGA en condiciones de roca ($V_{s30} = 750$ m/s) con la ecuación de CB14. Aunque los valores de PGA en función de la distancia son similares en ambas GMPE, existen diferencias del orden de 0.25 g en las aceleraciones máximas alcanzadas sobre los planos de las fallas con respecto a las estimaciones de AKK14 (Fig. 2), siendo la AMF y la BSF notablemente dependientes del GMPE seleccionado debido a su geometría cerca de la fuente. También hemos representado rupturas co-sísmicas resultantes de la transferencia de

deslizamiento a secciones cercanas del modelo de fallas. Si bien no implicaría un aumento de los valores máximos de PGA alcanzados, las complejidades serían relevantes en la distribución espacial de los PGA y, por tanto, en la amenaza (Fig. 2c).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto QUAKESTEP (CGL2017-83931-C3-1-P) del Ministerio de Ciencia e Innovación. P. Herrero-Barbero agradece el apoyo financiero de un contrato FPU.

Referencias

- Alonso-Henar, J., Benito, B., Staller, A., Álvarez-Gómez, J.A., Martínez-Díaz, J.J., Canora, C., 2018. Large-magnitude crustal seismic sources in El Salvador and deterministic hazard scenarios. *Engineering geology*, 243: 70-83.
- ASCE, 2017. *Minimum design loads and associated criteria for buildings and other structures (7-16) (Standards ASCE/SEI 7-16)*. American Society of Civil Engineers, Virginia, EE.UU., 690 p.
- Akkar, S., Sandikkaya, M.A., Bommer, J.J. 2014. Empirical ground-motion models for point-and extended-source crustal earthquake scenarios in Europe and the Middle East. *Bulletin of earthquake engineering*, 12(1): 359-387.
- Benito, B., Rivas-Medina, A., Pérez-Escalante, M., Elena Quirós, L., Ruiz-Barajas, S., Gaspar-Escribano, J., Hernández-Rey, R. (2014). *Servicio de actualización del análisis de riesgo sísmico en la Región de Murcia (RISMUR)*. Consejería de Presidencia, Murcia, 259 p.
- Borcherdt, R.D., 1994. Estimates of site-dependent response spectra for design (methodology and justification). *Earthquake spectra*, 10(4): 617-653.
- BSSC, 2015. *NEHRP recommended provisions for seismic regulations for new buildings and other structures (FEMA P-1050-1)*. Building Seismic Safety Council, Washington, 555 p.
- Campbell, K.W., Bozorgnia, Y., 2014. NGA-West2 ground motion model for the average horizontal components of PGA , PGV , and 5 % damped linear acceleration response spectra. *Earthquake Spectra*, 30: 1087-1115.
- Chen, G., Magistrale, H., Rong, Y., Cheng, J., Binsalam, S. A., 2021. Seismic site condition of Mainland China from geology. *Seismological Research Letters*, 92: 998-1010.
- Dieterich, J., 1994. A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering. *JGR: Solid Earth*, 99: 2601-2618.
- Herrero-Barbero, P., Álvarez-Gómez, J.A., Williams, C., Villamor, P., Insua-Arévalo, J.M., Alonso-Henar, J., Martínez-Díaz, J.J., 2021. Physics-Based Earthquake Simulations in Slow-Moving Faults: A Case Study From the Eastern Betic Shear Zone (SE Iberian Peninsula). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(5): e2020JB021133.
- Perea, H., Gràcia, E., Alfaro, P., Bartolomé, R., Lo Iacono, C., Moreno, X., ... Team, E. S., 2012. Quaternary active tectonic structures in the offshore Bajo Segura basin (SE Iberian Peninsula-Mediterranean Sea). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12(10), 3151-3168.
- Richards-Dinger, K., Dieterich, J.H., 2012. RSQSim Earthquake Simulator. *Seismological Research Letters*, 83(6): 983-990.
- Robinson, R., Van Dissen, R., & Litchfield, N. (2011). Using synthetic seismicity to evaluate seismic hazard in the Wellington region, New Zealand. *Geophysical Journal International*, 187(1), 510-528.
- Rodríguez-Marek, A., Bray, J.D., Abrahamson, N.A., 2001. An empirical geotechnical seismic site response procedure. *Earthquake spectra*, 17(1), 65-87.
- Tsige, M., Garcia Florez, I., 2006. Propuesta de clasificación geotécnica del "Efecto Sitio" (Amplificación Sísmica) de las formaciones geológicas de la Región de Murcia. *Geogaceta*, 40: 39-42.



EVIDENCIA PALEOSÍSMICA EN LAGOS: TERREMOTO DE LA RIBAGORZA, 1373.

Paleoseismic evidence in lakes: Ribagorza earthquake, 1373.

T. Briceño-Sarmiento^{1,3}, A. Vicente de Vera², A. Moreno², B. Valero-Garcés², M. Ortuño¹

¹ RISKINAT, Institut Geomodels. Dept. Dinámica de la Tierra y del Océano, Universitat de Barcelona. c/Martí i Franquès s/n. tamycbs@gmail.com; maria.ortuno@ub.edu

² Pyrenean Institute of Ecology, Department of Geo-environmental Processes and Global Change, Zaragoza, 50059, Spain a.vicentevera@csic.es, amoreno@ipe.csic.es blas@ipe.csic.es

³ Universidad Técnica Particular de Loja, Loja, Ecuador

Resumen: Los Pirineos son una de las principales zonas sísmicas activas de la Península Ibérica y entender el comportamiento de sus estructuras sismogénicas es de suma relevancia para generar modelos de peligrosidad sísmica adecuados. La baja recurrencia de eventos sísmicos moderados-grandes impide tener un registro histórico e instrumental robusto y, por ello, la paleosismología es una herramienta óptima para el estudio de la sismicidad de la zona. Así, en el presente trabajo se pretende mostrar los resultados preliminares del estudio de paleosismicidad en lagos pirenaicos, a través de la identificación de estructuras de sedimentación lacustre producto de una sacudida sísmica. En este caso, se describe una estructura tipo sismita registrada en el lago de Cregüeña, que se encuentra atravesado por la Falla Coronas, que se considera como la responsable de la ocurrencia de eventos sísmicos como el Terremoto de la Ribagorza ocurrido el 03 de marzo de 1373. Teniendo en cuenta el modelo de edad existente para el lago, la sismita es compatible en edad con el evento ocurrido en la Ribagorza

Palabras clave: Paleosismicidad, Sismitas, Pirineos, Falla Coronas.

Abstract: *The Pyrenees are one of the main seismically active areas of the Iberian Peninsula and understanding the behavior of its seismogenic structures is highly relevant to generate adequate seismic hazard models. The low recurrence of moderate-large seismic events prevents to have a robust historical and instrumental record and, therefore, paleoseismology is an optimal tool for the study of the seismicity of the area. Thus, in the present work we describe the preliminary results of the study of paleoseismicity in pyrenean lakes, through the identification of structures of lacustrine sedimentation product of a seismic shaking. In this case, we describe a seismite-type structure recorded in the Cregüeña lake, which is crossed by the Coronas Fault, considered to be responsible for the occurrence of seismic events such as the Ribagorza Earthquake on March 3, 1373. Considering the existing age model for the lake, the seismite is compatible in age with the Ribagorza event.*

Key words: Paleoseismology, Sismitas, Pyrenees, Coronas Fault.

Introducción

Desde mediados del siglo XX, los sedimentos lacustres han sido utilizados como fuente de información paleosísmica debido, principalmente, a su sensibilidad para registrar la sacudida producida por un sismo y por su gran resolución temporal en casos de sedimentación continua (Beck *et al.*, 1996; Kremer *et al.*, 2017). Esta herramienta es especialmente útil en aquellas áreas, como los Pirineos, en las que la recurrencia sísmica de eventos sísmicos moderados-grandes es baja y en la que los catálogos sísmicos instrumentales e históricos son incompletos.

Las evidencias de paleosismos en depósitos lacustres son variadas (sismitas, homogenitas, concentraciones isotópicas anómalas, cambios bruscos de isotropía magnética...) y han sido identificadas en múltiples lugares del planeta, en cuencas marinas aisladas, así como de alta montaña (Hempton and Dewey, 1983; Chapron *et al.*, 1999; Monecke, *et al.* 2004; Beck *al.*, 2007; Bertrand, *et al.* 2008; Moernaut, J., 2011; Campos *et al.* 2013; entre otros) pero escasamente en los Pirineos.

Contrastando con la escasez de estudios paleosísmicos en fallas activas de los Pirineos (Lacan & Ortuño, 2012), existe considerable información sobre la sedimentación registrada en los lagos pirenaicos con la finalidad de determinar paleoambientes y paleoclimas. Tan sólo en dos trabajos previos (Larrasoña *et al.* 2010, Morellón *et al.*, 2009) se identificó el registro de posibles sismos

en lagos pirenaicos. Dado su potencial y falta de estudio, este trabajo se enfoca en identificar estructuras tipo sismitas en registros lacustres de lagos pirenaicos, específicamente en el lago Cregüeña y su correlación con eventos sísmicos históricos.

Los Pirineos son una de las zonas sismogénicas más destacables de la Península Ibérica (Lacan & Ortuño, 2012; García-Mayordomo, *et al.*, 2017). Durante los últimos 400 años se han producido al menos siete terremotos con magnitudes mayores a 5 (Lacan & Ortuño, 2012). El terremoto de la Ribagorza (2/03/1373) es el evento sísmico histórico de mayor relevancia ocurrido en los Pirineos Centrales. Autores como Fontserè y Iglésies (1971) y Olivera *et al.* (2006) detallan la connotación que el sismo tuvo sobre los habitantes de Cataluña en la Edad Media. Este evento tuvo una magnitud estimada entorno a M_w 6.2 y una intensidad máxima de VIII-IX en la zona epicentral (Olivera *et al.*, 2006). Además, se presume que la fuente sísmica del terremoto es el sistema de la Falla Norte de la Maladeta (FNM) (Ortuño, 2008).

El lago de Cregüeña, ubicado en el Parque Natural de Posets-Maladeta, se encuentra atravesado por la falla Coronas (sistema FNM; Ortuño, 2008; Ortuño, 2013), por lo cual su registro sedimentario es de interés para estudios paleosísmicos.

Configuración geológica y sismotectónica

El lago Cregüeña se encuentra a aproximadamente 2657 msnm, emplazado en una cubeta de sobreexcavación con una profundidad máxima de 97 metros (Sociats, 2017). La zona está formada por rocas graníticas paleozoicas. Geomorfológicamente se caracteriza por estar dentro de un circo glaciar donde se han identificado morrenas producto de la acción glaciar en el Pleistoceno en adelante. En la parte NW se observa un alargamiento del lago, dando lugar a su forma característica controlada por la intersección de fallas y fracturas (Fig. 1).

A esta falla se atribuyen como posible fuente sismogénica al menos 3 eventos sísmicos importantes, destacándose el terremoto de la Ribagorza (Lacan & Ortuño, 2012).

Según los datos históricos recopilados por Olivera *et al.* (2006), el 03 de marzo de 1373 ocurrió una sacudida sísmica de considerable magnitud que fue percibido entre el norte de España y sur de Francia. Inicialmente, se estimó el epicentro en el poblado de Olot, sin embargo, Olivera *et al.* (2006) establecen un nuevo epicentro 200 km hacia al oeste, en la zona de Ribagorza y estima una magnitud de M_w 6.2 y una intensidad epicentral de VII-IX (MSK).

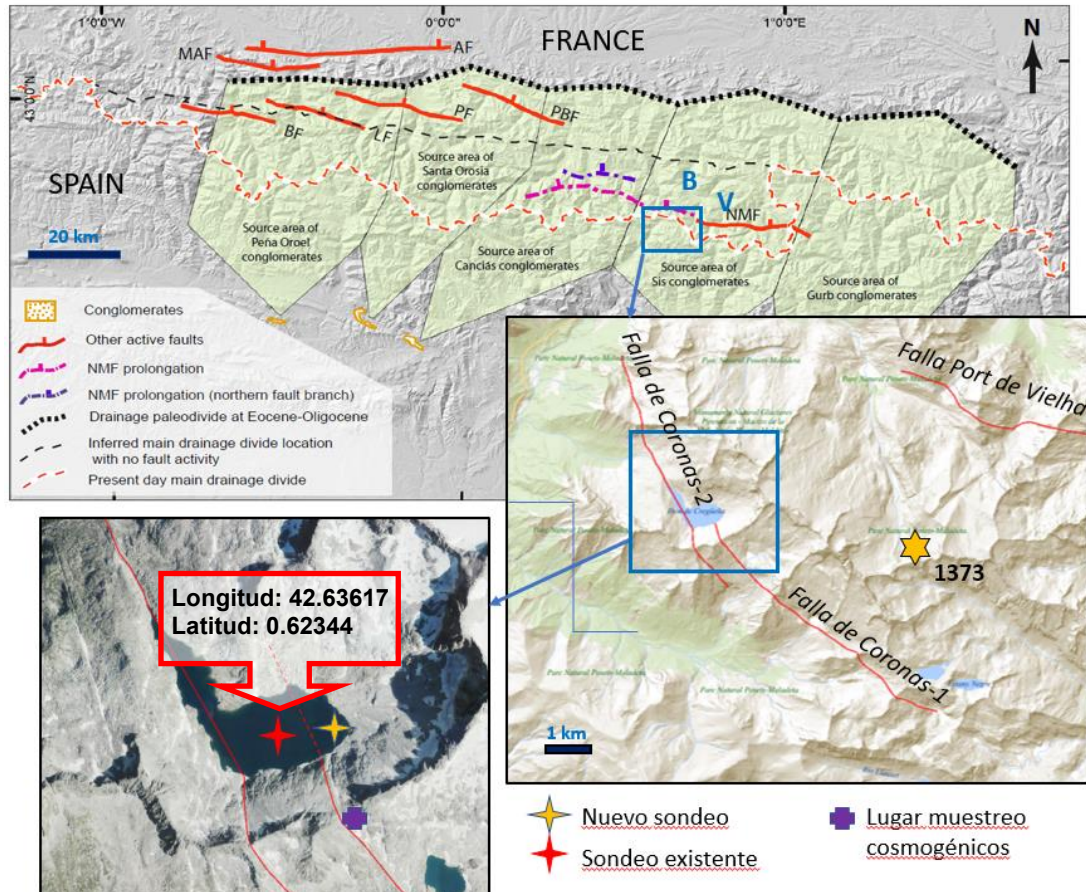


Fig. 1.- Arriba: Mapa que muestra las principales fallas activas del Pirineo Central-occidental (tomado de Ortuño y Viaplana, 2018). Abajo derecha: Zoom de la zona de estudio (modificado de la base de datos QAFI, IGME, 2015) donde se muestra el lago de Cregüeña desarrollado en el bloque de techo de la falla de Coronas y el hipocentro más probable del sismo de la Ribagorza (1373). Abajo izquierda: Ubicación del sondeo estudiado señalado con una estrella roja.

Fig. 1.- Top: Map showing the main active faults of the Central-Western Pyrenees (after Ortuño and Viaplana, 2018). Bottom right: Zoom of the study area (modified from the QAFI database, IGME, 2015) showing the Cregüeña lake developed in the hangingwall of the Coronas Fault and the most probable hypocenter of the Ribagorza earthquake (1373). Bottom left: Location of the studied drill hole marked with a red star. AF: Adour Fault; BF: Bedous Fault; ELC: EauxChaudes-Lakhoura Thrust; GT: Gavarnie Thrust; LF: Laruns Fault; MAF: Mail-ArrouyFault; MD: position of the present-day Main-Drainage divide; NMF: North Maladeta Fault; PBF: Pic du Midi de Bigorre; PF: Pierrefitte Fault.

Falla Coronas

La falla Coronas es una estructura de régimen normal que atraviesa los circos de Cregüeña, Llosars y el Barranco de Ballibierna y tiene una extensión estimada de 12 km. Según Ortuño (2008, 2013) los desplazamientos verticales de las laderas que se asocian a la falla permiten deducir que se trata de una estructura activa y segmentada en 3 partes, con una mayor deformación en el segmento central de hasta 155 m. Además, se deduce que la actividad neotectónica de la falla puede tener relación con la reactivación de las estructuras alpinas de la zona.

Larrasoña *et al.* (2010) menciona que no se ha podido describir superficies de ruptura relacionados con el evento y presume que esto es debido a la profundidad del hipocentro.

Evidencia paleosísmica del terremoto de la Ribagorza

El sondeo utilizado para el presente estudio fue obtenido dentro del proyecto REPLIM en 2017 por el Grupo PaleolPE. En concreto, el sondeo analizado está identificado como REP-CRE17-1A-1G extraído

en el lago Cregüeña con una longitud de 44 cm a una profundidad de 96 m, en las coordenadas que se muestran en la figura 1.

En el sondeo aparece un nivel con una potencia de aproximadamente 6 cm compuesto de base a techo por una secuencia granodecreciente, empezando por una arena cuarzosa con mínima presencia de matriz que pasa a una arena limosa con clastos de cuarzo y feldespato ligeramente alterado con presencia de diatomeas de diversos tipos, pasando a un limo arenoso. De forma ascendente, encontramos un limo en el cual se depositan, simulando una laminación, efiplas probablemente de *Daphnia pulex* en una concentración atípica. Sobre este nivel se dispone una arcilla homogénea con abundante presencia de diatomeas y baja presencia de materia orgánica.

Interpretamos esta secuencia como una sismita. De modo que, producto de la sacudida sísmica, los materiales de mayor granulometría se depositaron en la base con una buena clasificación y que, en el tiempo subsecuente al evento, los materiales finos se encontraban en suspensión producto de la oscilación de la masa de agua (efecto *seiche*), generando una homogenita.

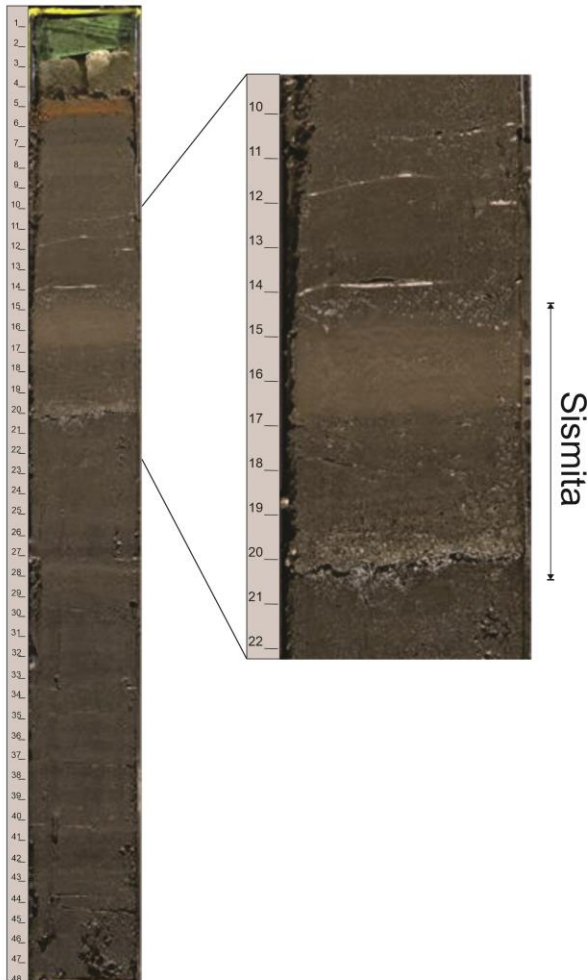


Fig. 2.- Fotografía del sondeo de Cregüeña en estudio, donde puede identificarse un depósito de granulometría anómala, más gruesa en la base y con grano-clasificación.

Fig. 2.- Photograph of the Cregüeña core under study, where a deposit of anomalous granulometry can be identified, coarser at the base and with grain-sorting.

Sociats (2017) propone un modelo de edad basado en dataciones realizadas tanto en el sondeo REP-CRE17-2A-1G a través de ^{14}C , complementadas con medidas de ^{210}Pb del sondeo REP-CRE17-2B-1G.

Basados en el modelo de edad y la profundidad en la que inicia la sismita (aproximadamente 20 cm), la edad de la misma concuerda con la ocurrencia del terremoto de la Ribagorza (Fig. 3).

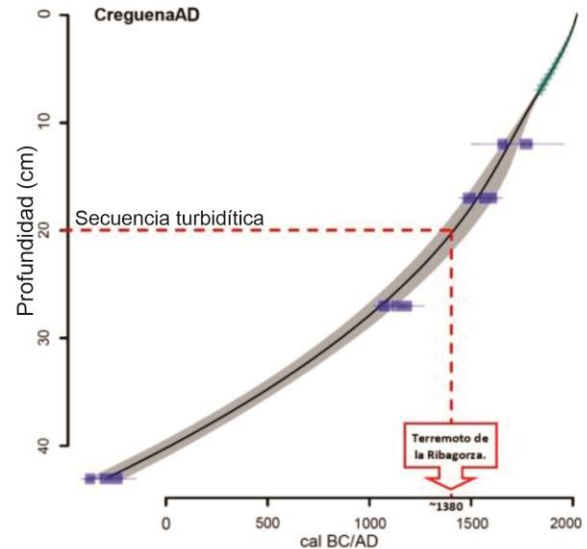


Fig. 3.- Modelo de edad para la secuencia de Cregüeña (modificado de Sociats, 2017).

Fig. 3.- Age model for the Cregüeña sequence (modified from Sociats, 2017).

Sumándose a las evidencias granulométricas, existen cambios importantes en la susceptibilidad magnética, índice Zr/Rb, MO entorno al año del terremoto. Estas variaciones han sido atribuidas al cambio entre la Anomalía Climática Medieval y la Pequeña Edad del Hielo; sin embargo, al nivel del año 1375 se evidencia un cambio en los parámetros de forma más marcada que en otros niveles del sondeo Sociats (2017).

Estos resultados se complementan con los descritos por Larrasoña *et al.* (2010) en el lago Barrancs, confirmando el registro del terremoto de la Ribagorza en los depósitos sedimentarios de los lagos pirenaicos cercanos a la falla Coronas.

Conclusiones

El terremoto de la Ribagorza de 1373 es el evento sísmico más relevante del que se tenga conocimiento en los Pirineos Centrales, denotando la existencia de estructuras sismogénicas activas de interés.

En este estudio preliminar, a través del análisis del registro sedimentario del lago Cregüeña, se ha identificado la presencia de una secuencia granocreciente anómala en el contexto de la sedimentación típica del lago que guarda evidencia de la ocurrencia de un evento sísmico coincidente, según el modelo de edad disponible, con el evento sísmico de 1373. Esta observación concuerda con lo observado en el lago Barrancs (Larrosaña *et al.*, 2010)

La localización del lago, que se encuentra atravesado por la falla Coronas, nos permite sustentar la hipótesis planteada por autores como Lacan y Ortuño (2012) y Ortuño (2013) de que esta falla es la posible fuente sismogénica del terremoto.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto Registro paleo sísmico en el Pirineo: lo que cuentan el lago y las laderas de Cregüeña (Huesca), (OC-2021-1-25224) subvencionado por la Diputación de Huesca mediante las Ayudas a la Investigación del Instituto de Estudios Altoaragoneses.

Referencias

- Beck, C., Mercier de Lépinay, B., Schneider, J.-L., Cremer, M., Çağatay, N., Wendenbaum, E., Boutareaud, S., Ménot, G., Schmidt, S., Weber, O., Eris, K., Armijo, R., Meyer, B., Pondard, N., Gutscher, M.-A., MARMOCORE Cruise Party, Turon, J., Labeyrie, L., Cortijo, E., Gallet, Y., Bouquerel, H., Gorur, N., Gervais, A., Castera, M., Londeix, L., de Rességuier, A., & Jaouen, A., 2007. Late Quaternary co-seismic sedimentation in the Sea of Marmara's deep basins. *Sedimentary Geology*, 199(1-2), 65-89.
- Beck, C., Manalt, F., Chapron, E., Van Rensbergen, P., De Batist, M., 1996. Enhanced seismicity in the early post-glacial period: evidence from the post-Würm sediments of Lake Annecy, northwestern Alps. *Journal of Geodynamics*, 22(1-2), 155-171.
- Bertrand, S., Charlet, F., Chapron, E., Fagel, N., & De Batist, M., 2008. Reconstruction of the Holocene seismotectonic activity of the Southern Andes from seismites recorded in Lago Icalma, Chile, 39 S. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259(2-3), 301-322.
- Campos, C., Beck, C., Cruzet, C., Demory, F., Van Welden, A., & Eris, K., 2013. Deciphering hemipelagites from homogenites through anisotropy of magnetic susceptibility. Paleoseismic implications (Sea of Marmara and Gulf of Corinth). *Sedimentary Geology*, 292(15), 1-14.
- Chapron, E., Beck, C., Pourchet, M., Deconinck, J. F., 1999. 1822 earthquake - triggered homogenite in Lake Le Bourget (NW Alps). *Terra Nova*, 11(2 - 3), 86-92.
- Fontserè, E., Iglésies, J., 1971. *Recopilació de dades sísmiques de les terres catalanes entre 1100 i 1906*. Fundació Salvador Vives Casajuana, Barcelona, 547 p.
- García-Mayordomo, J., Martín-Banda, R., Insua-Arévalo, J. M., Álvarez-Gómez, J. A., Martínez-Díaz, J. J., & Cabral, J., 2017. Active fault databases: building a bridge between earthquake geologists and seismic hazard practitioners, the case of the QAFI v. 3 database. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17(8), 1447-1459.
- Hempton, M. R., Dewey, J. F., 1983. Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, southeast Turkey. *Tectonophysics*, 98(3-4), T7-T14.
- Instituto Geológico y Minero de España (IGME), 2015. QAFI v.3: quaternary active faults database of Iberia. Available at: <http://info.igme.es/qafi> (Accessed June, 2021).
- Kremer, K., Wirth, S. B., Reusch, A., Fäh, D., Bellwald, B., Anselmetti, F. S., Girardclos, S., Strasser, M., 2017. Lake-sediment based paleoseismology: Limitations and perspectives from the Swiss Alps. *Quaternary Science Reviews*, 168, 1-18.
- Lacan, P., Ortuño, M., 2012. Active Tectonics of the Pyrenees: A review. *Journal of Iberian Geology*, 38(1), 9-30.
- Larrasoaña, J. C., Ortuño, M., Birks, H. H., Valero-Garcés, B., Parés, J. M., Copons, R., Camarero, L., & Bordonau, J., 2010. Palaeoenvironmental and palaeoseismic implications of a 3700-year sedimentary record from proglacial Lake Barrancs (Maladeta Massif, Central Pyrenees, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 294(1-2), 83-93.
- Moernaut, J., & De Batist, M., 2011. Frontal emplacement and mobility of sublacustrine landslides: results from morphometric and seismostratigraphic analysis. *Marine Geology*, 285(1-4), 29-45.
- Monecke, K., Anselmetti, F.S., Becker, A., Sturm, M., Giardini, D., 2004. The record of historic earthquakes in lake sediments of Central Switzerland. *Tectonophysics* 394, 21e40.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., Anselmetti, F., Ariztegui, D., Schnellmann, M., Moreno, A., Mata, P., Rico, M., & Corella, J. P., 2009. Late Quaternary deposition and facies model for karstic Lake Estanya (North-eastern Spain). *Sedimentology*, 56, 1505-1534.
- Olivera, C., Redondo, E., Lambert, J., Riera Melis, A., Roca, A., 2006. Els terratrèmols dels segles XIV i XV a Catalunya. Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona.
- Ortuño Candela, M., 2008. Deformación activa en el Pirineo Central: La falla Norte de la Maladeta y otras fallas activas. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona.
- Ortuño, M., 2013. Criterios para distinguir fallas neotectónicas de otras fallas activas: Ejemplos de los Pirineos Centrales. *Cuaternario y Geomorfología*, vol. 27 (3-4), 79-82.
- Ortuño, M., Viaplana-Muzas, M., 2018. Active fault control in the distribution of Elevated Low Relief Topography in the Central-Western Pyrenees. *Geologica Acta*, 16(4), 499-518.
- Sociats, O., 2017. Reconstrucción de la dinámica sedimentaria y productividad del ibón de Cregüeña en los últimos 2000 años; efectos del clima y la actividad humana. Tesis de Máster. Univ. Barcelona.



RELOCALIZACIÓN DE TERREMOTOS MEDIANTE UN MODELO 3D DE VELOCIDADES E INTERPRETACIÓN SISMOTECTÓNICA: LA SERIE DE MULA-ARCHENA DE 2018 (MURCIA)

Earthquake relocation using a 3D velocity model and seismotectonic interpretation: the Mula-Archena 2018 sequence (Murcia)

J. L. Sánchez-Roldán¹, J. A. Álvarez-Gómez¹, J. V. Cantavella²,
P. Herrero-Barbero¹, L. Lozano², J. J. Martínez-Díaz¹

¹ Facultad de Ciencias Geológicas (Universidad Complutense de Madrid). Av. Séneca 2, 28040 Madrid. jl.sanchez.rolدان@ucm.es; jaalvare@ucm.es; pherrerob@ucm.es; jmdiaz@geo.ucm.es

² Instituto Geográfico Nacional (IGN). C/ Gral. Ibáñez de Ibero 3, 28003 Madrid. jvcantavella@mitma.es, llopezdemedrano@mitma.es

Resumen: El uso de modelos de velocidad de propagación de las ondas sísmicas que reflejen las heterogeneidades en profundidad es importante a la hora de calcular la localización de eventos sísmicos con una fiabilidad suficiente. En este trabajo, presentamos un modelo 3D de velocidades sísmicas para el sur de la península ibérica y el mar de Alborán elaborado a partir de datos de fuentes geológicas y geofísicas. Se ha comprobado su desempeño mediante el cálculo de nuevos hipocentros utilizando los registros de la red sísmica del IGN para un área del entorno de las Béticas Orientales durante el año 2018. Las localizaciones obtenidas muestran menores incertidumbres que las del catálogo inicial. Además, la mejora de la resolución espacial de la serie sísmica cerca de la población de Mula permite establecer una relación en profundidad con una serie de fallas en el basamento interpretadas en perfiles sísmicos, y que podrían haber sido reactivadas en un contexto de transpresión tras la inversión tectónica ocurrida en la zona durante el Mioceno.

Palabras clave: Béticas Orientales, seismotectónica, modelo 3D, inversión hipocentral.

Abstract: *The use of seismic wave propagation velocity models that reflect the heterogeneities in depth is important when calculating seismic events locations with sufficient reliability. In this work, we present a 3D seismic velocity model for the southern Iberian Peninsula and the Alboran Sea based in data from geological and geophysical sources. Its performance has been tested by computing new hypocenters using the IGN seismic network data for an area in the Eastern Betics during 2018. The obtained locations show lower uncertainties than the ones of the initial catalog. In addition, the improvement of the spatial resolution of the seismic sequence occurred near the town of Mula allows establishing a relationship in depth with a series of faults interpreted in seismic profiles, and which could have been reactivated in a context of transpression after the tectonic inversion occurred in the area during the Miocene.*

Key words: Eastern Betics, seismotectonics, 3D velocity model, hypocentral inversion.

Introducción

La localización precisa de terremotos es fundamental a la hora de interpretar correctamente la seismotectónica de una zona, por ejemplo, cuando tratamos de asignar un evento a una falla activa cercana. De entre los diversos factores que pueden afectar a la incertidumbre en la localización de los hipocentros dentro de un catálogo sísmico, el modelo de velocidades de onda usado es de los que más influye en la fiabilidad de los resultados obtenidos (Husen y Hardebeck, 2010).

Un modelo que refleje la variación de velocidades es importante para reducir los sesgos producidos por efecto las heterogeneidades presentes en el subsuelo, como son los cambios litológicos o la presencia de estructuras de deformación (e.g.: fallas).

En este trabajo se presenta un nuevo modelo de velocidades 3D, elaborado a partir de datos geológicos y geofísicos, que cubre un área del sur de la península ibérica y el mar de Alborán. Con este modelo se pretende observar los cambios y posibles mejoras en la localización de un conjunto de terremotos de la serie sísmica de Pliego-Albudeite de 2018 (Murcia), obtenidos del catálogo de Instituto Geográfico Nacional (IGN, 2022).

Contexto geológico y Sismicidad

La tectónica reciente en el Mediterráneo occidental está enmarcada dentro del contexto de convergencia oblicua entre Eurasia y África, lo que condiciona la evolución y complejidad de las estructuras recientes que absorben esta deformación, así como la sismicidad de la zona. En el sur de la península ibérica y en el mar de Alborán existen zonas sísmicamente activas, y caracterizadas por terremotos de magnitud moderada ($M_w < 5.0$). También hay evidencia de terremotos mayores en el registro instrumental (i.e.: Alhucemas 26/01/2016 - $M_w 6.3$), histórico (i.e.: Arenas del Rey 25/12/1884 - Intensidad X) o paleosísmico (i.e.: Albox ~660 AP - $M_w 6.5$; Masana *et al.* 2005).

La mayoría de terremotos se localizan en las Zonas Béticas Centrales y Orientales, destacando la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO), formada por un conjunto de fallas NNE-SSW a NE-SW, la cual se prolonga hacia el sur atravesando el mar de Alborán hasta el norte de África, conformando la conocida como Zona de Cizalla Trans-Alborán (De Larouzière, 1988).

Aunque los hipocentros, en general, rara vez llegan a una profundidad mayor a 30 km, tenemos ejemplos de terremotos a más de 50 km al sur de la península (López-Sánchez *et al.* 2022) posiblemente

relacionados una lámina de subducción en la zona del Arco de Gibraltar.

Datos y metodología

Normalmente, los modelos de velocidades sísmicas 1D (aquellos en los que la velocidad varía solamente en profundidad) que se elaboran para áreas muy locales pueden ofrecer resultados con incertidumbres bajas, aunque se corre el riesgo de obtener hipocentros marcados por un sesgo en la localización ya que este tipo de modelos no tienen en cuenta las posibles variaciones laterales de velocidades producidas por las heterogeneidades que atraviesan las ondas en su trayectoria desde la fuente a la estación. Los modelos 3D tratan de solventar este problema asignando distintos valores de velocidad en función de la longitud, latitud y profundidad.

Tomando como base el modelo 3D presentado en Sánchez-Roldán *et al.* (2021), se ha realizado una ampliación geográfica añadiendo nuevos datos (*i.e.*: Díaz *et al.*, 2016; Gómez de la Peña *et al.*, 2018, 2021; Mancilla *et al.*, 2015), perfiles gravimétricos (Pedrera *et al.*, 2020) y datos de topografía/batimetría (GEBCO Compilation Group, 2021). Para definir el espesor de corteza en las zonas con baja densidad de datos, se han introducido profundidades del modelo de corteza CRUST1.0 (Laske *et al.*, 2013). Para la división en bloques de la parte más superficial del modelo se ha usado el mapa neotectónico de Iberia

(IGME, 2021). Siguiendo la metodología explicada en el citado artículo, se obtienen una serie de bloques a los cuales se le asigna una velocidad de onda P variable en función de su composición y profundidad de acuerdo a relaciones que consideran propiedades de las rocas, entre ellas las de Christensen y Mooney (1995). Finalmente, calculamos una malla de 1x1x1 km³ donde cada nodo tiene un dato de velocidad. La malla final cubre una extensión entre los 6°W-1°E de longitud y los 35°-39° de latitud con unas dimensiones de 607x443x204 km³ (Fig. 1).

Cálculo de nuevos hipocentros

Para comprobar el desempeño de este modelo de velocidades hemos relocalizado un conjunto de terremotos cuyos datos provienen de 7313 fases recogidas por estaciones sísmicas del IGN, y que corresponden a 308 terremotos registrados durante el año 2018 en las cercanías de las poblaciones de Pliego y Albudeite (Murcia), donde se desarrolló una serie sísmica durante el primer tercio del año con un terremoto máximo de magnitud Mw4.1 el 02/03/2018 (Fig. 2).

Para la obtención de la localización hipocentral se utilizó el software Nonlinloc (Lomax *et al.*, 2000) el cual permite calcular la inversión de hipocentros usando mallas tridimensionales de velocidades y expresar la incertidumbre de la solución como una función de densidad de probabilidad (PDF), de la cual podremos

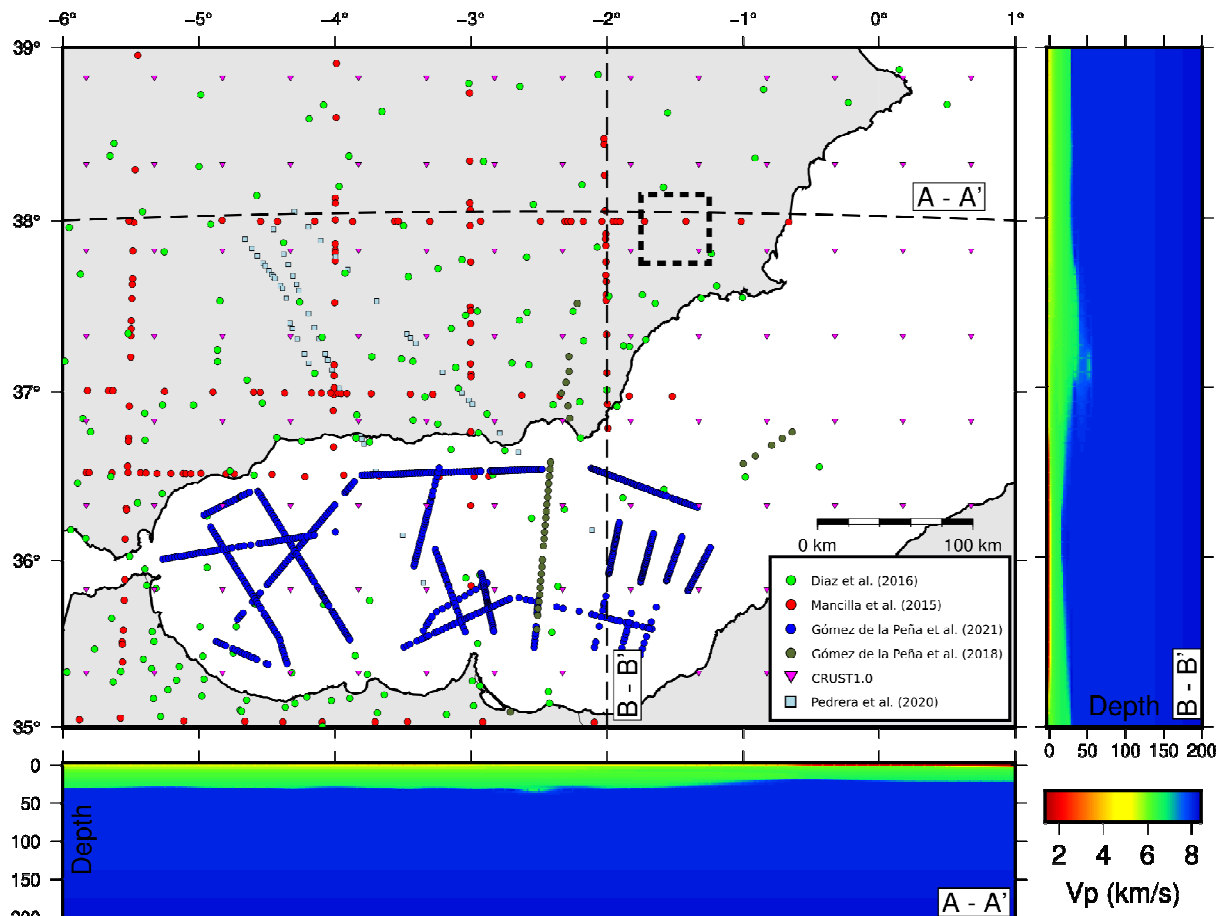


Fig. 1.- Mapa regional de la extensión máxima que cubre el modelo 3D. Se incluyen las posiciones de los datos tomados de las diversas fuentes para crear los bloques. Las líneas discontinuas representan la posición de los perfiles de velocidad A-A' y B-B'. El recuadro discontinuo señala el área de la Figura 3.

Fig. 1.- Regional map of the maximum extent covered by the 3D model. The positions of the data taken from the various sources to create the blocks are included. The dashed lines represent the position of the velocity profiles A-A' and B-B'. The dashed box marks the area of Figure 3.

extraer la elipse de error correspondiente. Al no disponer de valores de velocidad de la onda S, se ha decidido utilizar un ratio V_P/V_S de 1.73 durante la inversión para contemplar los valores de V_S . En el cálculo, se tomaron únicamente las fases recogidas por estaciones que quedaban dentro de la superficie que cubre el modelo de velocidades. Esto implica que algunos resultados se han obtenido usando menos tiempos de llegada que los disponibles en el catálogo sísmico del IGN. Otra posible consecuencia de esto, es evitar introducir en el cálculo datos con grandes residuos registrados en estaciones muy lejanas.

Resultados

Tras la inversión, se observan claras diferencias tanto en la localización epicentral como en la distribución en profundidad (Fig. 3). Si comparamos

con las soluciones del catálogo original, los hipocentros correspondientes a la serie principal parecen agruparse mejor en un *cluster* diferenciado del resto de la sismicidad del entorno y ligeramente desplazado hacia el oeste. En cuanto a la distribución en profundidad, tanto las localizaciones iniciales como en nuestros resultados vemos que que el *cluster* principal está entre los 9-12 km. Los terremotos raramente pasan de los ~13 km de profundidad, coherente con el espesor sismogénico propuesto para esta zona por García-Mayordomo (2005). En el caso de nuestra relocalización, la serie muestra un ligero buzamiento hacia el norte, el cual no es claro en el catálogo inicial.

Los datos de incertidumbre de los resultados quedan recogidos en la Tabla 1.

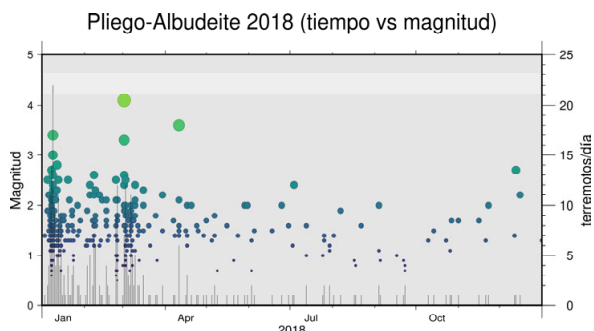


Fig. 2.- Gráfico de distribución temporal del catálogo. El tamaño de los círculos representa la magnitud. Se incluye un histograma con la frecuencia de terremotos por día.

Fig. 2.- Plot with the time distribution of the catalog. The size of the circles represents the magnitude. Histogram with the frequency of earthquakes per day is included.

Conjunto de datos	N.º fases	Gap	RMS (s)	Sr (km)	Sz (km)
Catálogo IGN	7313	106°	0.46	4.21	5.25
Este estudio	3576	120°	0.08	3.03	4.58

Tabla 1.- Resultados de incertidumbre de cada localización. Sr y Sz hacen referencia a la incertidumbre de la localización horizontal y vertical, respectivamente con un 90% de confianza, obtenida a partir del elipsoide de error de las PDF de cada terremoto tras su relocalización, el residuo RMS representa el ajuste por mínimos cuadrados entre los tiempos de llegada observados y los calculados, y el gap es la separación máxima promedio entre estaciones.

Table 1.- Uncertainty results of each location. Sr and Sz refer to the horizontal and vertical uncertainty, respectively, with a 90% confidence level, obtained from the error ellipsoid of the PDF of each earthquake after its relocation, the RMS residual which represent the root mean squares fitting between observed and computed arrival times, and the gap is the maximum average separation between stations.

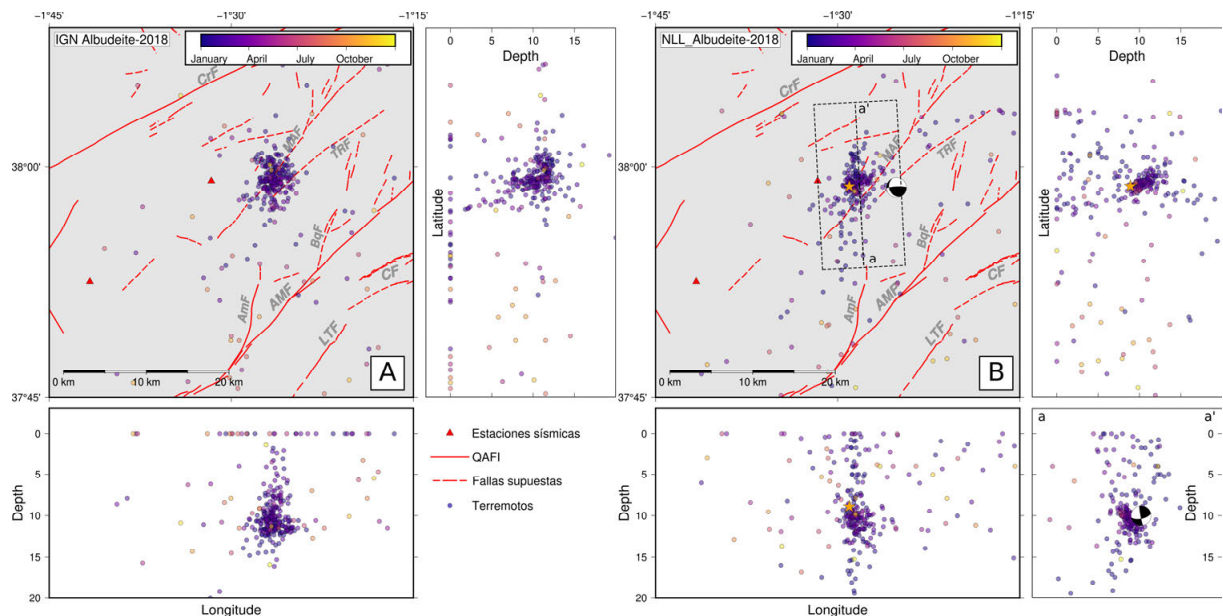


Fig. 3.- Localizaciones iniciales de los terremotos de la zona de estudio obtenidos del catálogo de IGN (A) y tras la relocalización con Nonlinloc usando el modelo 3D (B), con su distribución en profundidad. El rectángulo discontinuo indica el área de los terremotos seleccionados para realizar el perfil en profundidad a-a' mostrado en el recuadro inferior derecho. Se incluye la posición de las fallas con evidencia de actividad según el catálogo de QAFI (García-Mayordomo et al., 2017) y las trazas de otras fallas con actividad supuesta. El mecanismo focal corresponde al terremoto de Mw4.1 del 02/03/2018 (IGN, 2022). La estrella amarilla representa la relocalización de este terremoto. AMF: Falla de Alhama de Murcia; AmF: Falla de Amarguillo; BqF: Falla de Barqueros; CF: Falla de Carrascoy; CrF: Falla de Crevillente; LTF: Falla de los Tollos; MAF: Falla de Mula-Archena; TRF: Falla de Tollos-Rodeos.

Fig. 3.- Initial locations of the earthquakes in the study area obtained from the IGN catalog with their depth distribution. The dashed rectangle depicts the area with the earthquakes profile a-a' projected in the lower-right inset. The surface projection of faults with evidence of activity according to the QAFI catalog are included (García-Mayordomo et al., 2017), as well as traces of other faults with supposed activity. The focal mechanism is from the Mw4.1 earthquake of 02/03/2018. The yellow star represents the relocation of this earthquake. AMF: Alhama de Murcia fault; AmF: Amarguillo fault; BqF: Barqueros fault; CF: Carrascoy fault; CrF: Crevillente fault; LTF: Los Tollos fault; MAF: Mula-Archena fault; TRF: Tollos-Rodeos fault.

Debido al uso de menos fases en el cálculo de las localizaciones, los resultados obtenidos con el modelo 3D muestran una incertidumbre horizontal y vertical menor, aunque incrementa ligeramente el *gap* azimutal. Además, al tener un RMS promedio inferior, estos hipocentros presentarían menos desfase entre tiempos de llegada observados y calculados.

Discusión y conclusiones

Una vez comprobados los hipocentros obtenidos con el modelo 3D de velocidades, nos centramos en la distribución de la sismicidad de la serie sísmica principal. En esta zona, las fallas más importantes con actividad reciente son la falla de Alhama de Murcia (AMF), la falla de Carrascoy (CF) y la falla de Crevillente (CrF). En la zona de la serie sísmica, existen otras estructuras de menor longitud con posibles evidencias de actividad como son la falla de Mula-Archena (MAF) y la de Tollos-Rodeos (TRF). Sin embargo, las orientaciones de los planos de estas fallas no serían coherentes con la posición en profundidad y el sentido de buzamiento hacia el N que indica la nube de hipocentros tras la relocalización.

Del cálculo del mecanismo focal del terremoto de mayor magnitud de la serie se obtiene un plano nodal de orientación cercana a E-W buzando 80° hacia el N, con una cinemática de falla inversa siniestral (*rake* = 63°). En el perfil proyectado a-a' (Fig. 3B) se observa que la nube de hipocentros y el plano nodal poseen un buzamiento similar.

Recientemente, Herrero-Barbero *et al.* (2020) presentan una interpretación de perfiles sísmicos de esta zona en la que se sugiere la presencia de una serie de fallas con buzamiento alto, y originalmente de cinemática normal, que penetran en el basamento bético. Estas podrían haberse reactivado en un contexto transpresivo debido al proceso de inversión tectónica en el Mioceno, similar a lo interpretado para la AMF. A pesar de que la profundidad que alcanzan estos perfiles (~5 km) y la resolución no es la ideal, estas fallas de alto ángulo (algunas buzando hacia el N) podrían absorber parte de la deformación en profundidad, dando lugar a eventuales series sísmicas como la de este estudio.

El uso de modelos 3D de velocidades con la resolución suficiente, y el cálculo de nuevos hipocentros de algunas de las series sísmicas del catálogo instrumental dentro de esta zona, podría suponer un nuevo aporte a la hora de entender el funcionamiento de la tectónica actual en esta área de las Béticas Orientales. En el caso del modelo de velocidades presentado en esta comunicación, tras haber obtenido resultados que rebajan la incertidumbre de cálculos iniciales, se comprueba que podríamos continuar aplicándolo para la inversión de nuevos hipocentros que sirvan para futuras interpretaciones sismotectónicas.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado gracias al proyecto QUAKESTEP (CGL2017-83931-C3-1-P) financiado por el Ministerio de Ciencia. El coautor JLSR disfruta de un contrato FPI asociado a dicho proyecto. Los datos de terremotos pertenecen al catálogo sísmico del Instituto Geográfico Nacional (IGN, 2022). Se agradecen las aportaciones de los dos revisores anónimos, cuyos comentarios han mejorado la calidad y comprensión de este resumen.

Referencias

- Christensen, N.I., and Mooney, W.D. 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view, *J. Geophys. Res.*, 100: 9761-9788.
- De Larouzière, F.D., Bolze, J., Bordet, P., Hernandez, J., Montenat, C., and d'Estevou, P.P. 1988. The Betic segment of the lithospheric trans-Alboran shear zone during the late Miocene. *Tectonophysics*, 152: 41-52.
- Díaz, J., Gallart, J., and Carbonell, R., 2016. Moho topography beneath the Iberian-Western Mediterranean region mapped from controlled-source and natural seismicity surveys. *Tectonophysics*, 692: 74-85.
- García-Mayordomo, J. 2005. Caracterización y análisis de peligrosidad sísmica en el sureste de España. Tesis Doctoral. Universidad Complutense (Madrid). 373 pp.
- García-Mayordomo, J., Martín-Banda, R., Insua-Arévalo, J.M., Álvarez-Gómez, J.A., Martínez-Díaz, J.J., and Cabral, J. 2017. Active fault databases: Building a bridge between earthquake geologists and seismic hazard practitioners, the case of the QAFI v.3 database. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 17, 1447-1459.
- GEBCO Compilation Group. 2021. GEBCO 2021 Grid (https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/). Accedido agosto 2021.
- Gómez de la Peña, L., Raberí, C.R., and Gràcia, E., 2018. The crustal domains of the Alboran Basin (Western Mediterranean). *Tectonics*, 37: 3352-3377.
- Gómez de la Peña, L., Ranero, C.R., Gràcia, E., and Booth-Rea, G. 2021. The evolution of the western most Mediterranean basins. *Earth-Science Rev.*, 214: 1-35.
- Herrero-Barbero, P., Álvarez-Gómez, J.A., Martínez-Díaz, J.J., Klimowitz, J. 2020. Neogene basin Inversion and Recent Slip Rate Distribution of the Northern Termination of the Alhama de Murcia Fault (Eastern Betic Shear Zone, SE Spain). *Tectonics*, 39: 1-25.
- Husen, S., and Hardebeck, J.L. 2010. Earthquake location accuracy, Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis (<http://www.corsaa.org>).
- IGME. 2021. Mapa Neotectónico de España 1:1.000.000. Accedido agosto 2021.
- IGN. 2022. Catálogo Sísmico Nacional (<http://www.ign.es>). Accedido mayo 2022.
- Laske, G., Masters, G., Ma, Z. and Pasyanos, M. 2013. Update on CRUST1.0 – A 1-degree Global Model of Earth's Crust, *Geophys. Res. Abstracts*, 15, Abstract EGU2013-2658.
- Lomax, A., Virieux, J., Volant, P., and Berge-Thierry, C. 2000. Probabilistic earthquake location in 3-D and layered models. En *Advances in Seismic Event Location* (C. H. Thurber y N. Rabinowitz, Ed). Springer, Dordrecht, 101-134.
- López-Sánchez, C., Buforn, E., Cesca, S., Lozano, L., Sanz de Galdeano, C., Mattesini, M., Udías, A., Cantavella, J.V. 2022. Intermediate-depth earthquakes in southern Spain and Alboran Sea. *Tectonophysics*, 825: 1-13.
- Mancilla F. Booth-Rea, G., Stich, D., Pérez-Peña, J.V., Morales, J., Azañón, J.M., Martín, R., and Giaconia, F. 2015. Slab rupture and delamination under the Betics and Rif constrained from receiver functions. *Tectonophysics*, 663: 225-237.
- Masana, E., Pallàs, R., Perea, H., Ortuño, M., Martínez-Díaz, J.J. García-Meléndez, E., and Santanach, P. 2005. Large Holocene morphogenic earthquakes along the Albox Fault, Betic Cordillera, Spain. *J. Geodynam.*, 40: 119-133.
- Pedreira, A., Ruiz-Constán, A., García-Senz, Azor, A., Marín-Lechado, C., Ayala, C., Díaz de Neira, J.A., and Rodríguez-Fernández, L.R. 2020. Evolution of the South-Iberian paleomargin: from hyperextension to continental subduction. *Journal of Structural Geology*, 138: 1-20.
- Sánchez-Roldán, J.L., Martínez-Díaz, J.J., Cantavella, J.V., Álvarez-Gómez, J.A., and Morales, J. 2021. Relocation of Seismicity in the Guadalentín Tectonic Valley, Eastern Betics Shear Zone (Southeast Iberia). *Seismological Research Letters*, 92: 3046-3064.



EVIDENCIA PALEOSÍSMICA EN LAGOS: TERREMOTO DE LA RIBAGORZA, 1373.

Paleoseismic evidence in lakes: Ribagorza earthquake, 1373.

T. Briceño-Sarmiento^{1,3}, A. Vicente de Vera², A. Moreno², B. Valero-Garcés², M. Ortuño¹

¹ RISKINAT, Institut Geomodels. Dept. Dinámica de la Tierra y del Océano, Universitat de Barcelona. c/Martí i Franquès s/n. tamycbs@gmail.com; maria.ortuno@ub.edu

² Pyrenean Institute of Ecology, Department of Geo-environmental Processes and Global Change, Zaragoza, 50059, Spain a.vicentevera@csic.es, amoreno@ipe.csic.es blas@ipe.csic.es

³ Universidad Técnica Particular de Loja, Loja, Ecuador

Resumen: Los Pirineos son una de las principales zonas sísmicas activas de la Península Ibérica y entender el comportamiento de sus estructuras sismogénicas es de suma relevancia para generar modelos de peligrosidad sísmica adecuados. La baja recurrencia de eventos sísmicos moderados-grandes impide tener un registro histórico e instrumental robusto y, por ello, la paleosismología es una herramienta óptima para el estudio de la sismicidad de la zona. Así, en el presente trabajo se pretende mostrar los resultados preliminares del estudio de paleosismicidad en lagos pirenaicos, a través de la identificación de estructuras de sedimentación lacustre producto de una sacudida sísmica. En este caso, se describe una estructura tipo sismita registrada en el lago de Cregüeña, que se encuentra atravesado por la Falla Coronas, que se considera como la responsable de la ocurrencia de eventos sísmicos como el Terremoto de la Ribagorza ocurrido el 03 de marzo de 1373. Teniendo en cuenta el modelo de edad existente para el lago, la sismita es compatible en edad con el evento ocurrido en la Ribagorza

Palabras clave: Paleosismicidad, Sismitas, Pirineos, Falla Coronas.

Abstract: *The Pyrenees are one of the main seismically active areas of the Iberian Peninsula and understanding the behavior of its seismogenic structures is highly relevant to generate adequate seismic hazard models. The low recurrence of moderate-large seismic events prevents to have a robust historical and instrumental record and, therefore, paleoseismology is an optimal tool for the study of the seismicity of the area. Thus, in the present work we describe the preliminary results of the study of paleoseismicity in pyrenean lakes, through the identification of structures of lacustrine sedimentation product of a seismic shaking. In this case, we describe a seismite-type structure recorded in the Cregüeña lake, which is crossed by the Coronas Fault, considered to be responsible for the occurrence of seismic events such as the Ribagorza Earthquake on March 3, 1373. Considering the existing age model for the lake, the seismite is compatible in age with the Ribagorza event.*

Key words: Paleoseismology, Sismitas, Pyrenees, Coronas Fault.

Introducción

Desde mediados del siglo XX, los sedimentos lacustres han sido utilizados como fuente de información paleosísmica debido, principalmente, a su sensibilidad para registrar la sacudida producida por un sismo y por su gran resolución temporal en casos de sedimentación continua (Beck *et al.*, 1996; Kremer *et al.*, 2017). Esta herramienta es especialmente útil en aquellas áreas, como los Pirineos, en las que la recurrencia sísmica de eventos sísmicos moderados-grandes es baja y en la que los catálogos sísmicos instrumentales e históricos son incompletos.

Las evidencias de paleosismos en depósitos lacustres son variadas (sismitas, homogenitas, concentraciones isotópicas anómalas, cambios bruscos de isotropía magnética...) y han sido identificadas en múltiples lugares del planeta, en cuencas marinas aisladas, así como de alta montaña (Hempton and Dewey, 1983; Chapron *et al.*, 1999; Monecke, *et al.* 2004; Beck *al.*, 2007; Bertrand, *et al.* 2008; Moernaut, J., 2011; Campos *et al.* 2013; entre otros) pero escasamente en los Pirineos.

Contrastando con la escasez de estudios paleosísmicos en fallas activas de los Pirineos (Lacan & Ortuño, 2012), existe considerable información sobre la sedimentación registrada en los lagos pirenaicos con la finalidad de determinar paleoambientes y paleoclimas. Tan sólo en dos trabajos previos (Larrasoña *et al.* 2010, Morellón *et al.*, 2009) se identificó el registro de posibles sismos

en lagos pirenaicos. Dado su potencial y falta de estudio, este trabajo se enfoca en identificar estructuras tipo sismitas en registros lacustres de lagos pirenaicos, específicamente en el lago Cregüeña y su correlación con eventos sísmicos históricos.

Los Pirineos son una de las zonas sismogénicas más destacables de la Península Ibérica (Lacan & Ortuño, 2012; García-Mayordomo, *et al.*, 2017). Durante los últimos 400 años se han producido al menos siete terremotos con magnitudes mayores a 5 (Lacan & Ortuño, 2012). El terremoto de la Ribagorza (2/03/1373) es el evento sísmico histórico de mayor relevancia ocurrido en los Pirineos Centrales. Autores como Fontserè y Iglésies (1971) y Olivera *et al.* (2006) detallan la connotación que el sismo tuvo sobre los habitantes de Cataluña en la Edad Media. Este evento tuvo una magnitud estimada entorno a M_w 6.2 y una intensidad máxima de VIII-IX en la zona epicentral (Olivera *et al.*, 2006). Además, se presume que la fuente sísmica del terremoto es el sistema de la Falla Norte de la Maladeta (FNM) (Ortuño, 2008).

El lago de Cregüeña, ubicado en el Parque Natural de Posets-Maladeta, se encuentra atravesado por la falla Coronas (sistema FNM; Ortuño, 2008; Ortuño, 2013), por lo cual su registro sedimentario es de interés para estudios paleosísmicos.

Configuración geológica y sismotectónica

El lago Cregüña se encuentra a aproximadamente 2657 msnm, emplazado en una cubeta de sobreexcavación con una profundidad máxima de 97 metros (Sociats, 2017). La zona está formada por rocas graníticas paleozoicas. Geomorfológicamente se caracteriza por estar dentro de un circo glaciar donde se han identificado morrenas producto de la acción glaciar en el Pleistoceno en adelante. En la parte NW se observa un alargamiento del lago, dando lugar a su forma característica controlada por la intersección de fallas y fracturas (Fig. 1).

A esta falla se atribuyen como posible fuente sismogénica al menos 3 eventos sísmicos importantes, destacándose el terremoto de la Ribagorza (Lacan & Ortuño, 2012).

Según los datos históricos recopilados por Olivera *et al.* (2006), el 03 de marzo de 1373 ocurrió una sacudida sísmica de considerable magnitud que fue percibido entre el norte de España y sur de Francia. Inicialmente, se estimó el epicentro en el poblado de Olot, sin embargo, Olivera *et al.* (2006) establecen un nuevo epicentro 200 km hacia al oeste, en la zona de Ribagorza y estima una magnitud de M_w 6.2 y una intensidad epicentral de VII-IX (MSK).

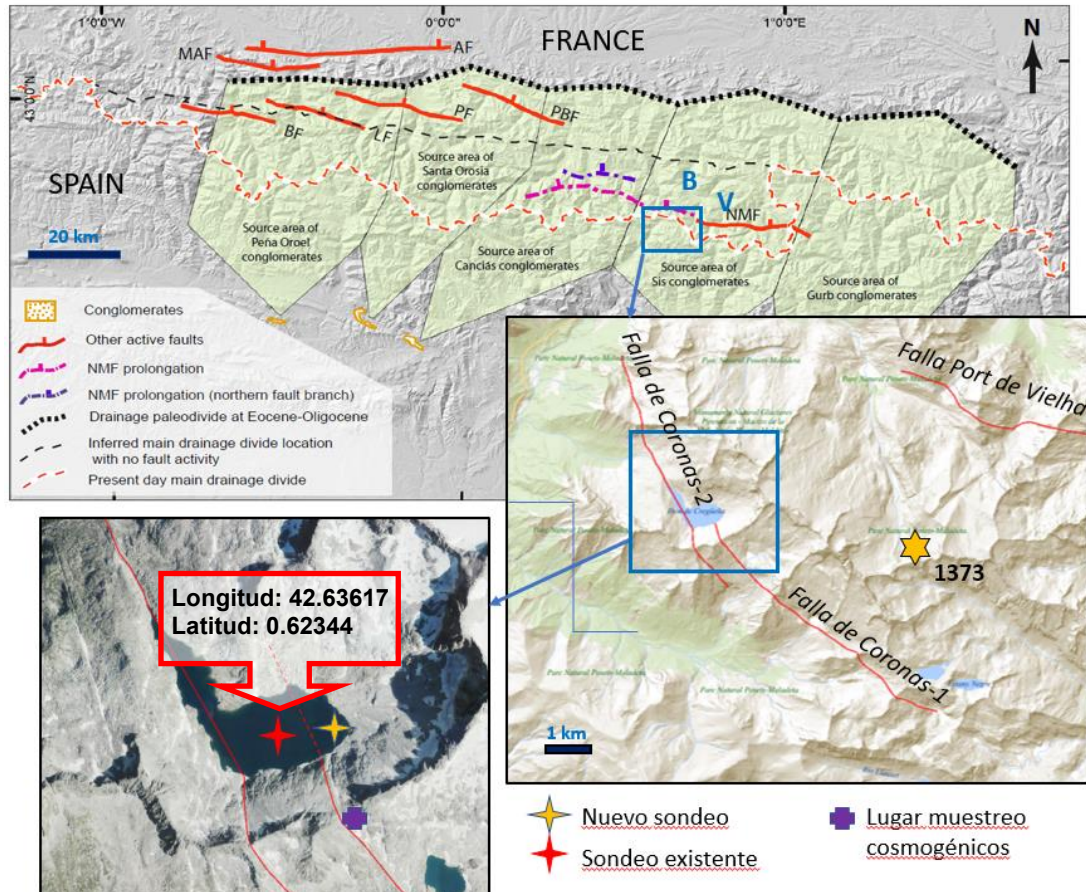


Fig. 1.- Arriba: Mapa que muestra las principales fallas activas del Pirineo Central-occidental (tomado de Ortuño y Viaplana, 2018). Abajo derecha: Zoom de la zona de estudio (modificado de la base de datos QAFI, IGME, 2015) donde se muestra el lago de Cregüña desarrollado en el bloque de techo de la falla de Coronas y el hipocentro más probable del sismo de la Ribagorza (1373). Abajo izquierda: Ubicación del sondeo estudiado señalado con una estrella roja.

Fig. 1.- Top: Map showing the main active faults of the Central-Western Pyrenees (after Ortuño and Viaplana, 2018). Bottom right: Zoom of the study area (modified from the QAFI database, IGME, 2015) showing the Cregüña lake developed in the hangingwall of the Coronas Fault and the most probable hypocenter of the Ribagorza earthquake (1373). Bottom left: Location of the studied drill hole marked with a red star. AF: Adour Fault; BF: Bedous Fault; ELC: EauxChaudes-Lakhoura Thrust; GT: Gavarnie Thrust; LF: Laruns Fault; MAF: Mail-ArrouyFault; MD: position of the present-day Main-Drainage divide; NMF: North Maladeta Fault; PBF: Pic du Midi de Bigorre; PF: Pierrefitte Fault.

Falla Coronas

La falla Coronas es una estructura de régimen normal que atraviesa los circos de Cregüña, Llosars y el Barranco de Ballibierna y tiene una extensión estimada de 12 km. Según Ortuño (2008, 2013) los desplazamientos verticales de las laderas que se asocian a la falla permiten deducir que se trata de una estructura activa y segmentada en 3 partes, con una mayor deformación en el segmento central de hasta 155 m. Además, se deduce que la actividad neotectónica de la falla puede tener relación con la reactivación de las estructuras alpinas de la zona.

Larrasoña *et al.* (2010) menciona que no se ha podido describir superficies de ruptura relacionados con el evento y presume que esto es debido a la profundidad del hipocentro.

Evidencia paleosísmica del terremoto de la Ribagorza

El sondeo utilizado para el presente estudio fue obtenido dentro del proyecto REPLIM en 2017 por el Grupo PaleolPE. En concreto, el sondeo analizado está identificado como REP-CRE17-1A-1G extraído

en el lago Cregüña con una longitud de 44 cm a una profundidad de 96 m, en las coordenadas que se muestran en la figura 1.

En el sondeo aparece un nivel con una potencia de aproximadamente 6 cm compuesto de base a techo por una secuencia granodecreciente, empezando por una arena cuarzosa con mínima presencia de matriz que pasa a una arena limosa con clastos de cuarzo y feldespato ligeramente alterado con presencia de diatomeas de diversos tipos, pasando a un limo arenoso. De forma ascendente, encontramos un limo en el cual se depositan, simulando una laminación, efiplas probablemente de *Daphnia pulex* en una concentración atípica. Sobre este nivel se dispone una arcilla homogénea con abundante presencia de diatomeas y baja presencia de materia orgánica.

Interpretamos esta secuencia como una sismita. De modo que, producto de la sacudida sísmica, los materiales de mayor granulometría se depositaron en la base con una buena clasificación y que, en el tiempo subsecuente al evento, los materiales finos se encontraban en suspensión producto de la oscilación de la masa de agua (efecto *seiche*), generando una homogenita.

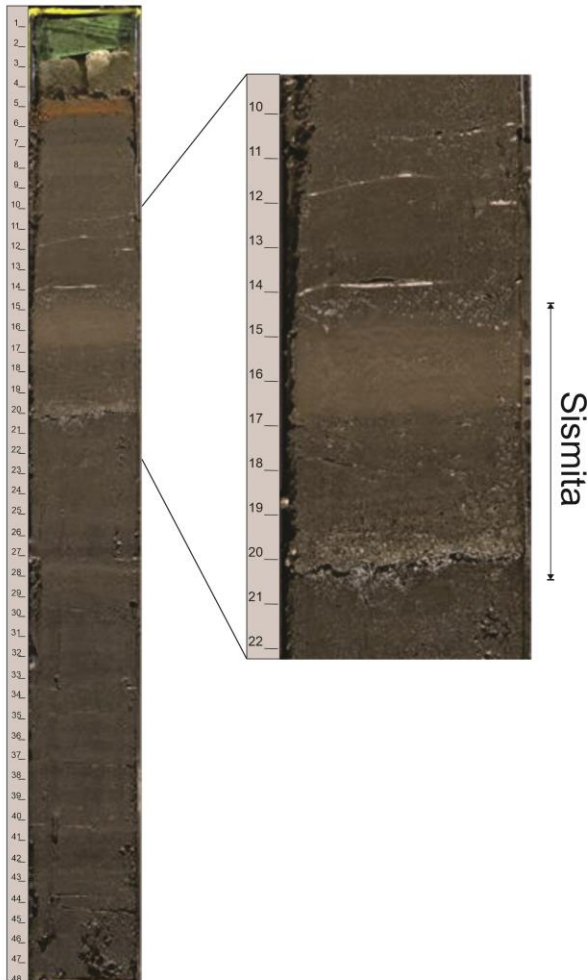


Fig. 2.- Fotografía del sondeo de Cregüña en estudio, donde puede identificarse un depósito de granulometría anómala, más gruesa en la base y con grano-clasificación.

Fig. 2.- Photograph of the Cregüña core under study, where a deposit of anomalous granulometry can be identified, coarser at the base and with grain-sorting.

Sociats (2017) propone un modelo de edad basado en dataciones realizadas tanto en el sondeo REP-CRE17-2A-1G a través de ^{14}C , complementadas con medidas de ^{210}Pb del sondeo REP-CRE17-2B-1G.

Basados en el modelo de edad y la profundidad en la que inicia la sismita (aproximadamente 20 cm), la edad de la misma concuerda con la ocurrencia del terremoto de la Ribagorza (Fig. 3).

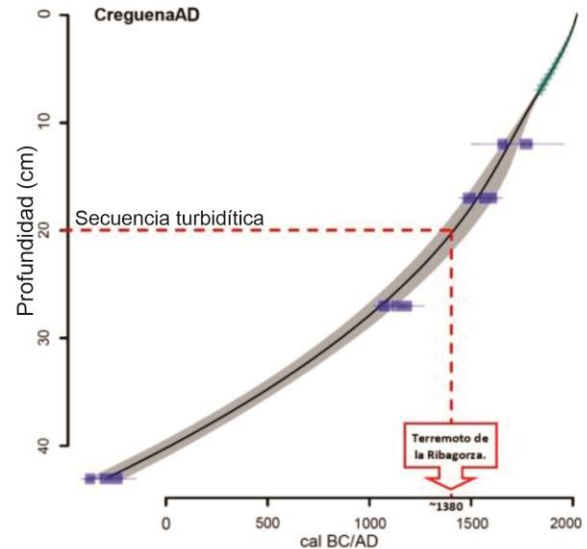


Fig. 3.- Modelo de edad para la secuencia de Cregüña (modificado de Sociats, 2017).

Fig. 3.- Age model for the Cregüña sequence (modified from Sociats, 2017).

Sumándose a las evidencias granulométricas, existen cambios importantes en la susceptibilidad magnética, índice Zr/Rb, MO entorno al año del terremoto. Estas variaciones han sido atribuidas al cambio entre la Anomalía Climática Medieval y la Pequeña Edad del Hielo; sin embargo, al nivel del año 1375 se evidencia un cambio en los parámetros de forma más marcada que en otros niveles del sondeo Sociats (2017).

Estos resultados se complementan con los descritos por Larrasoña *et al.* (2010) en el lago Barrancs, confirmando el registro del terremoto de la Ribagorza en los depósitos sedimentarios de los lagos pirenaicos cercanos a la falla Coronas.

Conclusiones

El terremoto de la Ribagorza de 1373 es el evento sísmico más relevante del que se tenga conocimiento en los Pirineos Centrales, denotando la existencia de estructuras sismogenéticas activas de interés.

En este estudio preliminar, a través del análisis del registro sedimentario del lago Cregüña, se ha identificado la presencia de una secuencia granocreciente anómala en el contexto de la sedimentación típica del lago que guarda evidencia de la ocurrencia de un evento sísmico coincidente, según el modelo de edad disponible, con el evento sísmico de 1373. Esta observación concuerda con lo observado en el lago Barrancs (Larrosaña *et al.*, 2010)

La localización del lago, que se encuentra atravesado por la falla Coronas, nos permite sustentar la hipótesis planteada por autores como Lacan y Ortuño (2012) y Ortuño (2013) de que esta falla es la posible fuente sismogenética del terremoto.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto Registro paleo sísmico en el Pirineo: lo que cuentan el lago y las laderas de Cregüeña (Huesca), (OC-2021-1-25224) subvencionado por la Diputación de Huesca mediante las Ayudas a la Investigación del Instituto de Estudios Altoaragoneses.

Referencias

- Beck, C., Mercier de Lépinay, B., Schneider, J.-L., Cremer, M., Çağatay, N., Wendenbaum, E., Boutareaud, S., Ménot, G., Schmidt, S., Weber, O., Eris, K., Armijo, R., Meyer, B., Pondard, N., Gutscher, M.-A., MARMOCORE Cruise Party, Turon, J., Labeyrie, L., Cortijo, E., Gallet, Y., Bouquerel, H., Gorur, N., Gervais, A., Castera, M., Londeix, L., de Ressaquíer, A., & Jaouen, A., 2007. Late Quaternary co-seismic sedimentation in the Sea of Marmara's deep basins. *Sedimentary Geology*, 199(1-2), 65-89.
- Beck, C., Manalt, F., Chapron, E., Van Rensbergen, P., De Batist, M., 1996. Enhanced seismicity in the early post-glacial period: evidence from the post-Würm sediments of Lake Annecy, northwestern Alps. *Journal of Geodynamics*, 22(1-2), 155-171.
- Bertrand, S., Charlet, F., Chapron, E., Fagel, N., & De Batist, M., 2008. Reconstruction of the Holocene seismotectonic activity of the Southern Andes from seismites recorded in Lago Icalma, Chile, 39 S. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259(2-3), 301-322.
- Campos, C., Beck, C., Cruzet, C., Demory, F., Van Welden, A., & Eris, K., 2013. Deciphering hemipelagites from homogenites through anisotropy of magnetic susceptibility. Paleoseismic implications (Sea of Marmara and Gulf of Corinth). *Sedimentary Geology*, 292(15), 1-14.
- Chapron, E., Beck, C., Pourchet, M., Deconinck, J. F., 1999. 1822 earthquake - triggered homogenite in Lake Le Bourget (NW Alps). *Terra Nova*, 11(2 - 3), 86-92.
- Fontserè, E., Iglésies, J., 1971. *Recopilació de dades sísmiques de les terres catalanes entre 1100 i 1906*. Fundació Salvador Vives Casajuana, Barcelona, 547 p.
- García-Mayordomo, J., Martín-Banda, R., Insua-Arévalo, J. M., Álvarez-Gómez, J. A., Martínez-Díaz, J. J., & Cabral, J., 2017. Active fault databases: building a bridge between earthquake geologists and seismic hazard practitioners, the case of the QAFI v. 3 database. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17(8), 1447-1459.
- Hempton, M. R., Dewey, J. F., 1983. Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, southeast Turkey. *Tectonophysics*, 98(3-4), T7-T14.
- Instituto Geológico y Minero de España (IGME), 2015. QAFI v.3: quaternary active faults database of Iberia. Available at: <http://info.igme.es/qafi> (Accessed June, 2021).
- Kremer, K., Wirth, S. B., Reusch, A., Fäh, D., Bellwald, B., Anselmetti, F. S., Girardclos, S., Strasser, M., 2017. Lake-sediment based paleoseismology: Limitations and perspectives from the Swiss Alps. *Quaternary Science Reviews*, 168, 1-18.
- Lacan, P., Ortuño, M., 2012. Active Tectonics of the Pyrenees: A review. *Journal of Iberian Geology*, 38(1), 9-30.
- Larrasoaña, J. C., Ortuño, M., Birks, H. H., Valero-Garcés, B., Parés, J. M., Copons, R., Camarero, L., & Bordonau, J., 2010. Palaeoenvironmental and palaeoseismic implications of a 3700-year sedimentary record from proglacial Lake Barrancs (Maladeta Massif, Central Pyrenees, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 294(1-2), 83-93.
- Moernaut, J., & De Batist, M., 2011. Frontal emplacement and mobility of sublacustrine landslides: results from morphometric and seismostratigraphic analysis. *Marine Geology*, 285(1-4), 29-45.
- Monecke, K., Anselmetti, F.S., Becker, A., Sturm, M., Giardini, D., 2004. The record of historic earthquakes in lake sediments of Central Switzerland. *Tectonophysics* 394, 21e40.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., Anselmetti, F., Ariztegui, D., Schnellmann, M., Moreno, A., Mata, P., Rico, M., & Corella, J. P., 2009. Late Quaternary deposition and facies model for karstic Lake Estanya (North-eastern Spain). *Sedimentology*, 56, 1505-1534.
- Olivera, C., Redondo, E., Lambert, J., Riera Melis, A., Roca, A., 2006. Els terratrèmols dels segles XIV i XV a Catalunya. Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona.
- Ortuño Candela, M., 2008. Deformación activa en el Pirineo Central: La falla Norte de la Maladeta y otras fallas activas. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona.
- Ortuño, M., 2013. Criterios para distinguir fallas neotectónicas de otras fallas activas: Ejemplos de los Pirineos Centrales. *Cuaternario y Geomorfología*, vol. 27 (3-4), 79-82.
- Ortuño, M., Viaplana-Muzas, M., 2018. Active fault control in the distribution of Elevated Low Relief Topography in the Central-Western Pyrenees. *Geologica Acta*, 16(4), 499-518.
- Sociats, O., 2017. Reconstrucción de la dinámica sedimentaria y productividad del ibón de Cregüeña en los últimos 2000 años; efectos del clima y la actividad humana. Tesis de Máster. Univ. Barcelona.



Departamento de Ciencias de la Tierra
Universidad Zaragoza



Instituto Universitario de Investigación
en Ciencias Ambientales
de Aragón
Universidad Zaragoza



Facultad de Ciencias Sociales y Humanas - Teruel
Universidad Zaragoza



Grupo de Investigación
Geología para la Ciencia y la Sociedad
Universidad Zaragoza

Proyecto PID2019-108705-GB-I00, financiado por:

