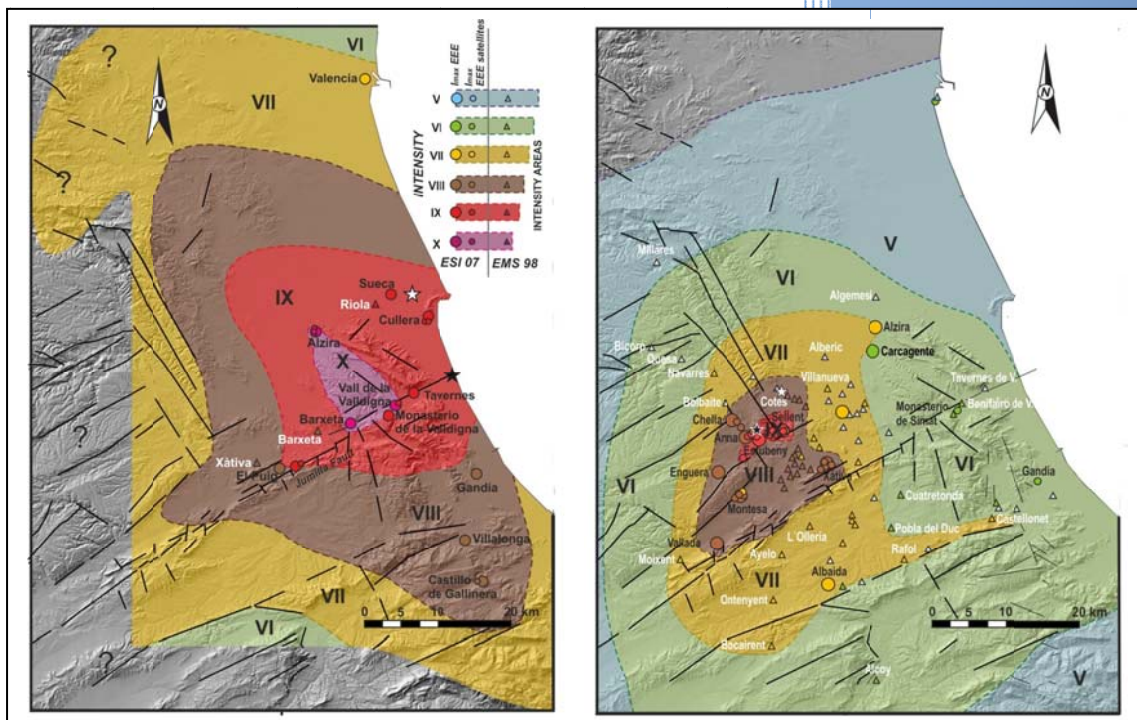


Geología de los terremotos de Estubeny (1748 AD) y Tavernes de la Valligna (1396 AD): Efectos geológicos y su relación con el frente de deformación bético.

FIELD TRIP GUIDE IBERFAULT III – Junio 2018



Jorge L. Giner-Robles (UAM)

Pablo G. Silva (USAL)

Javier Elez (USAL)

Teresa Bardají Azcárate (UAH)

Policarp Garay i Martín (DIVAL)

ASOCIACIÓN ESPAÑOLA PARA EL ESTUDIO
DEL CUATERNARIO - AEQUA

UNA ACTIVIDAD CONJUNTA DE LOS
GRUPOS DE TRABAJO AEQUA: QTEC
(Tectónica), GQM (Madrileño) y
GVQ (Valenciano)



Publication supported by the research projects
MINECO-FEDER CGL2015-67169-P (QTECSPAIN-USAL)



Cuadernos de Campo del Cuaternario

Guías de Campo de la Asociación Española para el Estudio del Cuaternario
AEQUA Field-Guide Series

© Los autores

ISSN-electrónico: 2386-8341

Imagen portada: Mapas de intensidades ESI-07 de los terremotos de Tavernes de la Vallidigna (1396) y de Estubeny (1748) (Giner Robles et al., 2014, 2015)

Autor de la fotografía / imagen: Jorge L. Giner Robles (Universidad Autónoma de Madrid)

Se recomienda citar las partes de esta obra de la siguiente forma:

Giner-Robles, J.L., Silva, P.G., Elez, J. (2018). *Título de la parada*. En: *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*.

C³ Cuadernos de Campo del Cuaternario, 4. pp 7-8.

Edición y Maquetación:

Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (AEQUA)

Escuela Politécnica Superior de Ávila (USAL).

Hornos Caleros, 50. 05003-Ávila, ESPAÑA

URL: www.aequa.es

e-mail: aequa@usal.es

Cuadernos de Campo del Cuaternario (C³) es una iniciativa editorial AEQUA que pretende recopilar todas las actividades de campo ligadas a los grupos de trabajo de la asociación, así como a los congresos y reuniones científicas que esta organice o en las que colabore.

Editores de la Serie: Pablo G. Silva y Pedro Huerta (Departamento de Geología, Universidad de Salamanca)

Autores Vol. 4: Jorge L. Giner-Robles, Pablo G. Silva, Javier Elez, Teresa Bardají, Policarp Garay.

Título Vol. 4: *Earthquake Geology of the Estubeny (AD 1748) and Tavernes de la Vallidigna (AD 1396) seismic events: Geological effects and its relationships with the Betic Front.*

Congreso / Reunión: III Congreso Ibérico sobre Fallas activas y paleosismología de la Península Ibérica. IBERFAULT-3 Alicante, 11 – 15 Junio 2018.

Agradecimientos / Acknowledgements Vol 4 (2018): Work supported by project the research projects MINECO-FEDER CGL2015-67169-P (USAL), CGL2015-69919-R (UAH), EGEO (IGME Ref: 2612).



III CONGRESO IBÉRICO SOBRE FALLAS ACTIVAS Y
PALEOSISMOLOGÍA DE LA PENÍNSULA IBÉRICA.
IBERFAULT. ALICANTE. JUNIO, 2018

Geología de los terremotos de Estubeny (1748 AD) y Tavernes de la Valldigna (1396 AD): Efectos geológicos y su relación con el frente de deformación bético.

Earthquake Geology of the Estubeny (AD 1748) and Tavernes de la Valldigna (AD 1396) seismic events: Geological effects and its relationships with the Betic Front.

INDICE / INDEX.

Itinerario

Introducción

Giner-Robles, J.L., Silva.P.G., Elez, J.

Primera Jornada. El terremoto de Estubeny (1748 AD)

1. **Castillo de Xátiva (Valencia).** Situación geológica (límite Béticas/Ibérica). El terremoto de Estubeny de 1748.
Giner-Robles, J.L., Silva.P.G., Elez, J., Bardají, T.
2. **Efectos geológicos y arqueosismológicos del terremoto de 1748 en la ciudad de Xátiva**
Giner-Robles, J.L., Silva.P.G., Elez, J.
3. **Castillo-Fortaleza de Montesaa.** Efectos geológicos y arqueosismológicos del terremoto de 1748 en el entorno del Castillo.
Giner-Robles, J.L., Silva, P.G., Elez, J.
4. **Anna.** Efectos geológicos y ambientales en la zona epicentral (valle Estubeny-Sellent)
5. **Estubeny el "epicentro" del terremoto** Efectos geológicos y ambientales en la zona epicentral
Giner-Robles, J.L., Silva.P.G., Elez, J.
6. **El Valle del Sellent.** La zona de intensidad máxima del terremoto
Giner-Robles, J.L., Silva.P.G., Elez, J.

Segunda Jornada. El terremoto de Tavernes (1396 AD) y la cueva de Bolomor

7. **El monasterio de Simat de la Valldigna y el terremoto de 1396.**
Giner-Robles, J.L., Elez, J., Silva.P.G.
8. **Cueva del Bolomor.**
Garay, P., Fernández-Peris, J.

C³ References.

C³

Cuadernos de Campo del Cuaternario
Vol 4 (2018). AEQUA

Geología de los terremotos de Estubeny (1748 AD) y Tavernes de la Vallldigna (1396 AD): Efectos geológicos y su relación con el frente de deformación bético.

Edited by

J.L. Giner-Robles (UAM), P.G. Silva (USAL) and J. Elez (USAL)

Other Authors

T. Bardajó (UAH), P. Garay (GVAL), J. Fernández Peris (DIVAL),



Itinerario

Primera jornada

La primera jornada tratará fundamentalmente de los efectos geológicos y ambientales del **terremoto del 23 de Marzo de Estubeny** (Valencia) (IX EMS). La **primera parada** se realizará en el Castillo de Xàtiva en el que tendremos una vista panorámica de lo que consideramos el límite entre la estructuración Bética hacia el sur y la estructura de la Cordillera Ibérica retocada por los procesos extensivos que se producen en la zona offshore y que posiblemente se extiendan en la zona continental. La **segunda parada** se realizará en la zona oeste de la ciudad de Xàtiva a los pies de la Sierra Vernisa, donde se pueden observar grandes bloques desprendidos de la sierra como consecuencia de ese terremoto.

La **tercera parada** se realizará en el Castillo-Fortaleza de Montesa (sede de la orden del mismo nombre). Esta ciudad fue una de las más afectadas por el terremoto, fundamentalmente por procesos gravitacionales (desprendimientos), y es donde se produjeron la mayor parte de las víctimas mortales documentadas.

La **cuarta parada** se realizará después del almuerzo en la población de Anna, muy próxima a zona de intensidad máxima situada en el Valle del Sellent.

La **quinta parada** se realizará en Estubeny, ciudad que da nombre a este terremoto y que fueron, junto con Sellent, las dos poblaciones en las que se registró mayor intensidad sísmica (IX, EMS 98)

La **sexta y última parada de la primera jornada** se realizará en el Valle del Sellent, en la que podremos observar los grandes deslizamientos que se produjeron en el valle como consecuencia del sismo.

Segunda jornada

La **séptima parada** tratará sobre los efectos del terremoto de Tavernes de 1396, y podremos visitar el Monasterio de la Vallidigna, afectado por los terremotos de Tavernes, Muro de Alcoy (1644) y Estubeny. En este punto, y para finalizar el breve recorrido por estos dos terremotos históricos, integraremos todos los datos recopilados y estableceremos su utilidad en los estudios de peligrosidad sísmica.

En la **octava y última parada** visitaremos la Cueva de Bolomor, importante yacimiento en el Valle de la Vallidigna con ocupación humana.

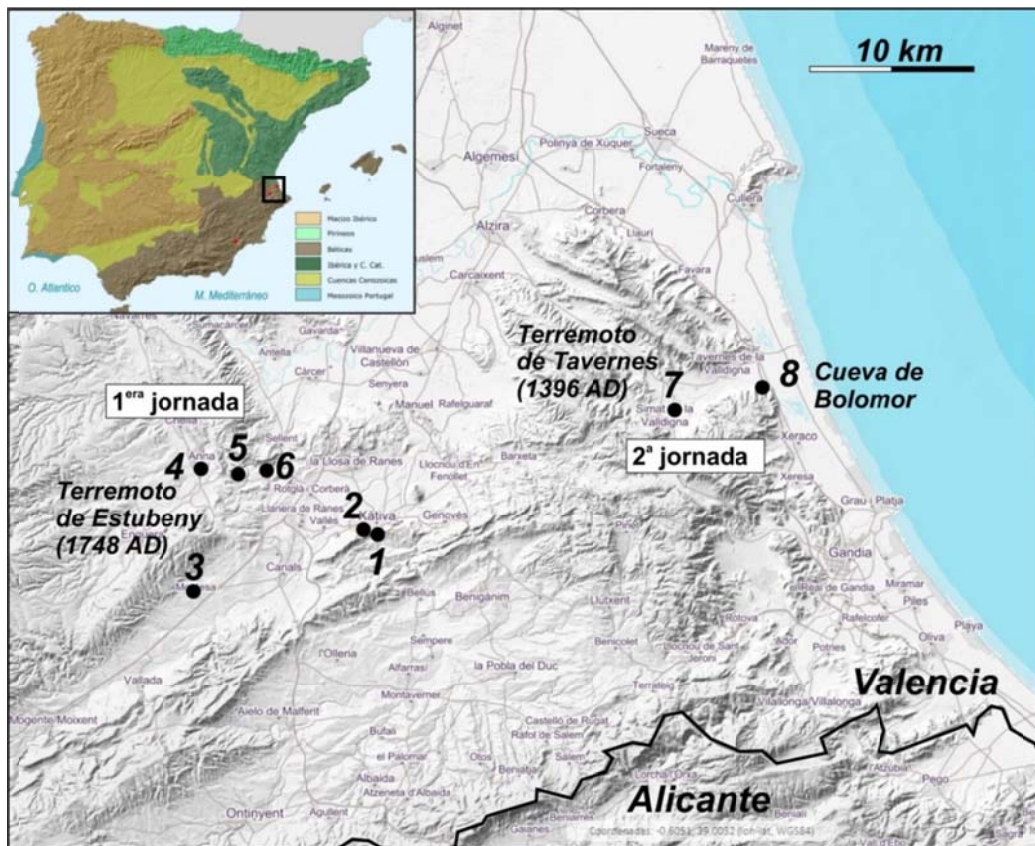


Fig. 1. Localización de las paradas. Primera jornada (Terremoto de Estubeny de 1748 AD): 1 Castillo de Xàtiva. 2. Desprendimientos de Sierra Vernisa. 3. Castillo Fortaleza de Montesa. 4. Anna. 5. Estubeny. 6 Valle del Sellent. Segunda jornada: 7. Monasterio de Simat de la Vallidigna (Terremoto de Tavernes de 1396). 8 Cueva de Bolomor.

Introducción

J.L. Giner-Robles. Universidad Autónoma de Madrid (UAM). jorae.giner@uam.es

P.G. Silva. Universidad de Salamanca (USAL). pgsilva@usal.es

J. Elez. Universidad de Salamanca (USAL). j.elez@usal.es

T. Bardají. Universidad de Alcalá de Henares. teresa.bardaji@uah.es

La zona se localiza en el límite entre las provincias de Valencia y Alicante, en la zona de confluencia de las Cordilleras Béticas, estructuradas fundamentalmente en el Mioceno inferior-medio, y la Cordillera Ibérica, estructurada durante el Paleógeno-Mioceno inferior (Fig. 2). Esta zona es estructuralmente muy compleja por la interferencia entre las directrices ibéricas NO-SE y las directrices béticas ENE-OSO. En esta zona de confluencia la sismicidad instrumental es muy difusa y resulta bastante complejo analizar las características de las fuentes sísmicas a partir de este tipo de datos. No obstante, la presencia en esta zona de terremotos históricos destructivos, algunos de ellos con intensidad EMS 98 iguales o superiores a IX (Fig. 4), nos permite realizar un análisis detallado de sus efectos geológicos aplicando la escala ESI 07 (Michetti et al., 2007) y determinar algunos parámetros como su localización epicentral. A

partir de esos datos es posible realizar y modelizar escenarios sísmicos coherentes con esos datos (ShakeMaps, Elez et al., 2015, Silva et al., 2016), de forma que podemos proponer valores de magnitud e incluso la tipología de falla de la fuente (normal, inversa o desgarre)

El objetivo de esta excursión es analizar en detalle los dos terremotos más importantes de esta área con intensidades iguales o superiores a IX EMS: el terremoto de Tavernes del 18 de diciembre de 1396 y el terremoto de Estubeny del 23 de marzo de 1748. La importante cantidad de documentación histórica con descripciones de efectos geológicos y ambientales de estos dos terremotos nos permite proponer esta metodología y contextualizarlos en la compleja sismotectónica actual de la zona, de forma que finalmente nos permita proponer sus posibles aplicaciones a los estudios de peligrosidad sísmica.

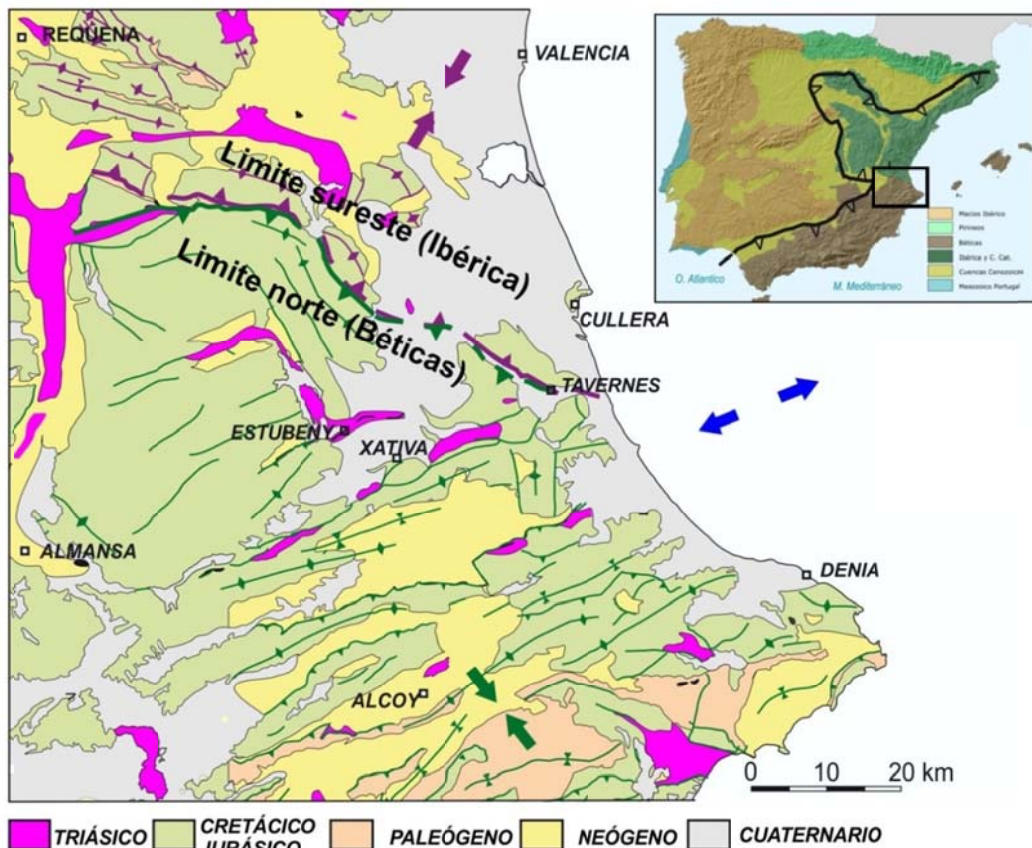


Fig. 2. Esquema geológico de la zona, en la confluencia de la Cordillera Bética y la Cordillera Ibérica. Se representa: el límite NE de la Cordillera Bética, así como las principales estructuras Ibéricas orientadas en esta zona según NO-SE (color verde); el límite norte de la Cordillera Bética y las principales estructuras béticas (color morado). Se representa con flechas las direcciones principales de estructuración de ambas cadenas, así como la orientación de la extensión off shore actual (flechas azules) (modificado de Rubinat, 2012).

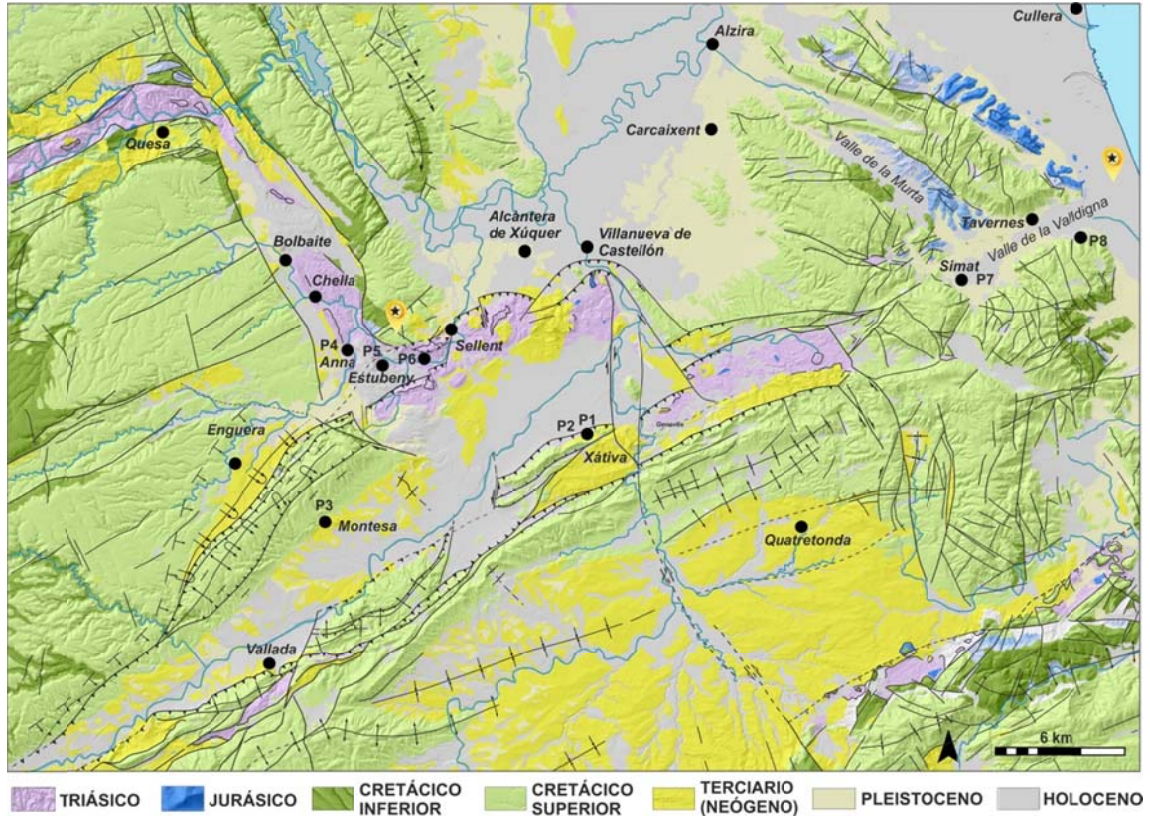


Fig. 3: Mapa geológico de síntesis de la zona. Se incluyen la posición de las paradas (P1...P8)

Los epicentros de los terremotos (Mezcua et al., 2004) se localizan bastante próximos entre sí, a menos de 35 km de distancia (Fig. 3): el epicentro del terremoto de Estubeny al este, muy próximo al Valle del Río Sellent; y el epicentro del terremoto de Tavernes, en la costa en las proximidades del Valle de la Valldigna. En muchos estudios se relacionan ambos terremotos con la traza de la falla de Jumilla (sector Valencia), en la zona más occidental del segmento Xàtiva-Tavernes (García-Mayordomo et al., 2012; García-Mayordomo y Jiménez-Díaz, QAFI, 2014), definiendo la fuente como una falla direccional inversa orientada ENE-OSO. No obstante, existen una serie de consideraciones importantes. El epicentro del terremoto de Estubeny se localiza a más de 15 km al NE de la traza de esta falla que discurre al sur de la ciudad de Xàtiva. En cuanto al terremoto de Tavernes es importante señalar que, si bien la traza del segmento Xàtiva-Tavernes propuesto por García-Mayordomo et al. (2012) discurre muy próxima al epicentro establecido por el IGN (Mezcua et al., 2004), es precisamente en esta zona donde la traza de la falla aparece más difusa y con menos continuidad. Además también es importante señalar que en toda la zona al este de las poblaciones de Alzira, Carcaixent y Quatretonda se pierden las directrices béticas (subparalelas a la traza del segmento Xàtiva-Tavernes) y predominan las directrices ibéricas (NO-SE) (Fig. 3), subparalelas a las fallas extensionales descritas en la zona offshore (Fig. 6)

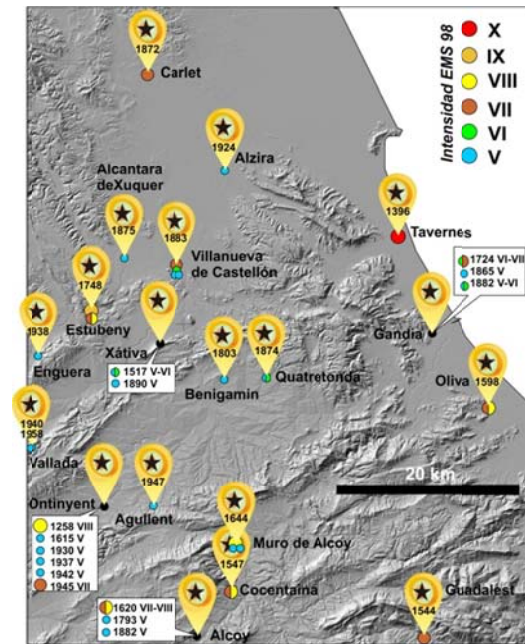


Fig. 4. Terremotos con intensidades EMS 98 \geq V (IGN) en la zona más oriental de la confluencia de las Béticas con la Cordillera Ibérica.

En la figura 6 se representa un esquema tectónico con las principales estructuras obtenidas de la síntesis del mapa geológico continuo del IGME, mostrando claramente las dos directrices estructurales principales de la zona: ENE-OSO y NO-SE. Se representa

también la sismicidad instrumental y las construcciones de los mecanismos focales situados en esta zona (Giner-Robles et al., 2016).

Los resultados del análisis de los mecanismos focales en esta zona muestran direcciones de máximo acortamiento horizontal (ey) según NO-SE, coherentes tanto con la cinemática de las principales estructuras geológicas de la zona, como con el resultado regional obtenido del análisis del conjunto de los datos.

El análisis del factor de forma del tensor de deformación define claramente dos áreas (Fig. 6): (1) una zona extensiva hacia el noreste con predominio de fallas normales y normal direccionales, definiendo una extensión regional según NE-SO (ey según NO-SE); (2) una zona compresiva en el sureste caracterizada por fallas inversas e inverso direccionales coherentes con una ey según NO-SE. El límite de estas dos áreas parece coincidir con el límite entre la estructuración ibérica y bética propuesto por algunos autores (Rubinat, 2012).

La representación de los mecanismos focales sintéticos de los terremotos históricos de Tavernes (1396) y Estubeny (1748) (Fig. 6) (Giner et al., 2016) se han deducido del análisis de las fuentes sísmicas modelizadas en la construcción de los ShakeMaps (Elez et al., 2015; Silva et al., 2017) de estos terremotos a partir de los datos de intensidad ESI-07 inventariados para ambos terremotos (Giner et al., 2014 y 2015).

El carácter de los mecanismos sintéticos obtenidos en esta modelización es coherente con la distribución de los valores del factor de forma del tensor de deformación (k') en la zona, lo que valida la definición de la posible fuente sísmica a partir de la modelización y construcción de ShakeMaps. En el caso del terremoto de Tavernes la fuente estaría definida por una falla de carácter normal y orientada según NO-SE.

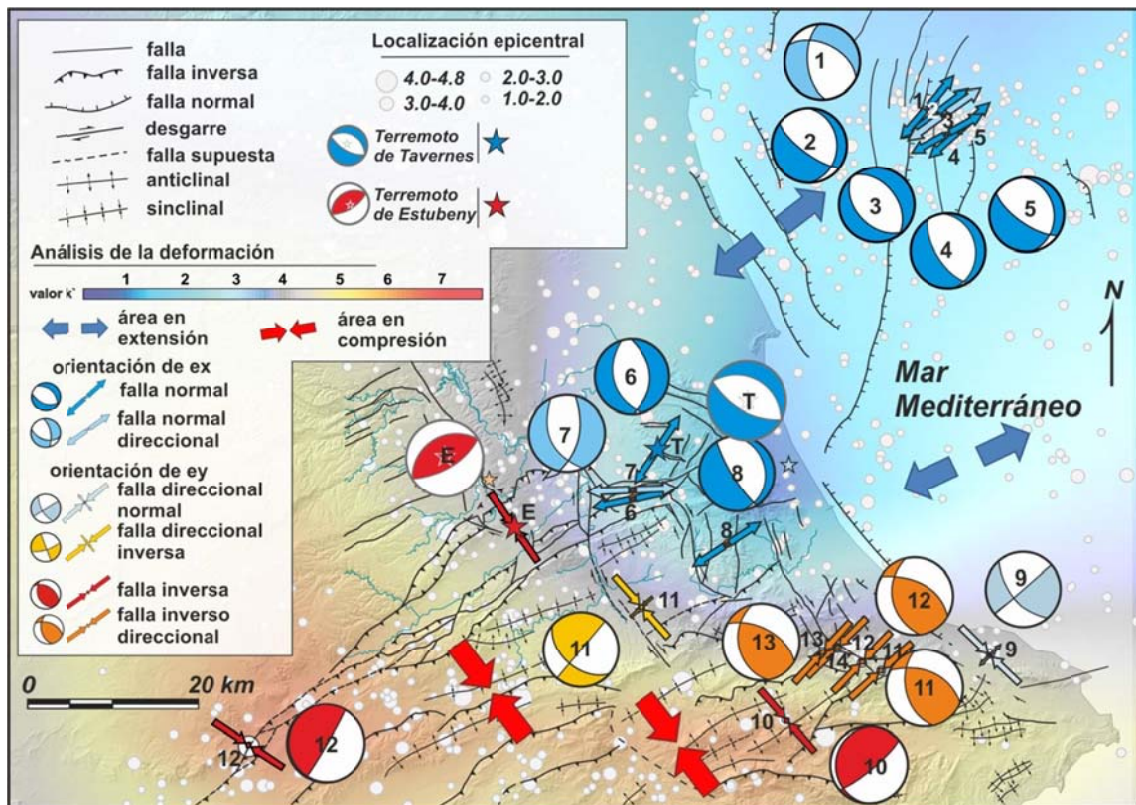


Fig. 6. Mapa tectónico esquemático de la zona meridional del Golfo de Valencia. Se representan los datos puntuales de orientación (ey/ex, flechas) y el factor de forma del tensor de deformación (k') (modificado de Giner et al., 2016).

El terremoto de Estubeny de 1748

J.L. Giner-Robles. Universidad Autónoma de Madrid (UAM). jorge.giner@uam.es

P.G. Silva. Universidad de Salamanca (USAL). pgsilva@usal.es

J. Elez. Universidad de Salamanca (USAL). j.elez@usal.es

El terremoto del 23 de Marzo de Estubeny (Valencia) (IX EMS), constituye el evento principal de una serie sísmica con replicas documentadas en crónicas de la época y catalogadas por el IGN: el 28 de marzo, el 2 de Abril a las 21:30 (VII-VIII EMS), el 3 de Abril a las 3:30 (IV-V EMS), el 8 de abril a las 20:45, el 9 de abril de madrugada y el 5 de mayo a las 15:45 (IV-V EMS) y a las 21:45.

En algunas zonas como Montesa y Xàtiva, se hace mención de numerosas réplicas de pequeña intensidad (sólo se documentan por la noche) desde el día del evento principal (23 de marzo) hasta bien pasado la mitad del mes de mayo (Borja, 1928).

Según algunos autores (Alonso y Boluda, 1992) la serie sísmica sólo se extendió a largo los dos meses siguientes al evento principal; no obstante en algunos documentos y escritos se describen eventos de baja intensidad a lo largo de los meses posteriores, como es el caso de Cavanilles (1797): “*En quando en quando se renovaban los temblores, y siguió la inquietud diez y ocho meses, hasta que la tierra recobró su antiguo estado*”(aunque no cita sus fuentes); o de Villalmanzo (1985) que extracta del Archivo del Reino de Valencia una crónica de la ciudad de Albaida de 1749: “casi todo el año 48 duró el sentirse algunos, pero no tan fuertes, y por muchos días se sintió temblar continuamente la tierra”. A nuestro parecer y considerando la intensidad del evento principal del 23 de marzo (IX EMS) y del evento del 2 de abril (VII-VIII EMS) parece lógico pensar que la actividad sísmica pudieran haberse extendido por lo menos hasta diciembre de ese año (un mínimo de 9 meses).

Las localidades con mayor intensidad registrada (IX EMS) fueron Montesa, Estubeny y Sellent, poblaciones que quedaron prácticamente destruidas por los terremotos. El hecho de que no existiera un mapa de isosistas (intensidad MSK) de este terremoto, ha permitido la propuesta de diferentes localizaciones del epicentro macrosísmico del evento principal. Desde su ocurrencia hasta más de dos siglos después se le conoció como el terremoto de Montesa ya que, de las ciudades más dañadas por los terremotos, la más importante era la villa de Montesa, sede de la Orden de Montesa, una de las órdenes religiosas y militares más importantes de la época. Los terremotos afectaron de forma especialmente severa al castillo-monasterio de la orden, que fue prácticamente destruido por los terremotos, además de que fue en esta fortaleza donde se produjo el mayor número de fallecidos como consecuencia de los terremotos (26 muertos, 21 en la fortaleza y 5 en la población, de un total de 38 víctimas que produjo la serie sísmica en toda

la zona afectada). Posteriormente, en algunos documentos y publicaciones se le comenzó a llamar terremoto de Enguera, ya que es la población más cercana a la localización intermedia entre las poblaciones con mayor intensidad EMS registrada: entre Estubeny y Sellent al norte y Montesa al sur. Finalmente, en los últimos años, y a partir de las nuevas relocalizaciones del epicentro macrosísmico (Martínez Solares y Mezcua, 2002 y Mezcua et al., 2004) mucho más próximas a las localidades de intensidad IX EMS situadas al norte (Estubeny y Sellent), se rebautiza el sismo con el nombre de terremoto de Estubeny.

De los documentos consultados los más completos y fidedignos son los documentos que aquí referimos como Informe Malespina (1748). En este conjunto de documentos recopilados por Alberola (1999) en el Archivo de Simancas se consignan los datos recopilados por el Intendente Don Francisco Driget, Marqués de Malespina, que recogió entre los días 4 de mayo y 7 de junio de 1748 (40 días después del evento principal) durante la visita que realizó a la zona afectada para valorar los daños de las poblaciones más afectadas por el terremoto (80 poblaciones) (Archivo General de Simancas). Es importante señalar, que después de su viaje, el intendente refería en una carta al Marqués de la Ensenada, Secretario de Hacienda “*por lo que espero que V. E. se sirva permitirme decir el que habiendo sido los abultados manifiestos y noticias divulgadas de las ruinas de los insinuados terremotos, con ponderación de crecidísimo importe, en términos que a solo un Pueblo se le señalaba la cantidad de 92.000 Libras, dando asenso a los testimonios y papeles que las Justicias remitían con el fin de evaluar los daños, han quedado en la verdad y realidad reducidos a lo que últimamente manifiesto en el sumario*”, evidenciando las exageraciones de los daños en los primeros informes recibidos.

El intendente Marqués de Malespina, elaboró un informe de los daños observados en todas las poblaciones afectadas por el terremoto (Alberola, 1999). Los daños fueron cuantificados en libras, estableciéndose también el valor equivalente (también en libras) que aportaba anualmente cada población a la corona en concepto de impuestos. En el mapa de valoración de los daños producidos por el terremoto de Estubeny de 1748, se establece el porcentaje de daños en comparación con el equivalente de impuestos, es decir el 100% de daños implicaría que la valoración de los daños era igual a la cantidad anual que se tenía que abonar en concepto de impuestos y diezmos. Las poblaciones de Estubeny, Montesa y Sellent fueron consideradas como ruina total por el

intendente y no se estableció valoración de daños, en este gráfico se les ha asignado un valor del 3000%, valor algo superior al establecido para la población de Torrent de la Costera (valor más alto definido) (datos recopilados por Alberola, 1999) (en el mapa también se incluyen las intensidades EMS recopiladas por el IGN) (Fig. 7).

Si bien a la vista de los documentos la valoración del intendente parece haber sido muy exacta, hay que destacar que en algunas poblaciones no se valoraron algunos daños, como puede ser el caso de la población de Xàtiva que no se consideraron los daños en el castillo de la ciudad, dado su abandono desde la Guerra de Sucesión, y su poco valor estratégico; o las infraestructuras externas a las poblaciones de carácter privado como molinos, fueron eliminados de la valoración por el intendente, ya que entendía que correspondía a sus dueños la reparación de los daños. En otras poblaciones en las que por estar en periodo de abandono como es el caso de Miraltbo, el intendente tampoco consideró necesario valorar los daños. En esta documentación no se hace referencia sistemática a los efectos en el terreno del terremoto, pero sí que se hacen descripciones, en algunos casos muy detalladas, de efectos localizados en las poblaciones más afectadas (sobre todo a las poblaciones situadas en el

Valle del Sellent o próximas a él: Sellent, Estubeny, Anna y Chella). Además, y vistos los importantes daños que observó el intendente en otras poblaciones, debió pasar por alto pequeños desperfectos en algunas poblaciones que, si bien en su informe no tenían cabida, podrían aportar información sobre intensidades de alguna población (VI y VII MSK). Este hecho también podría explicar las contradicciones observadas entre la información referida por el intendente y otras crónicas y documentos que refieren daños, como puede ser el caso del monasterio de Simat de la Valldigna, al que el intendente asigna como estructura sin daños, mientras que en otros documentos (Sarhou, 1937) se refiere a daños relativamente importantes en algunas dependencias de este monasterio (palacio prioral, celda del abad y biblioteca).

Independientemente de las posibles contradicciones de algunas informaciones, y dada la inexistencia de un mapa de isosistas de este terremoto, la construcción del mapa de daños en función de las valoraciones del intendente nos ha permitido establecer una base de partida para establecer la extensión e intensidad de los daños producidos por estos eventos.

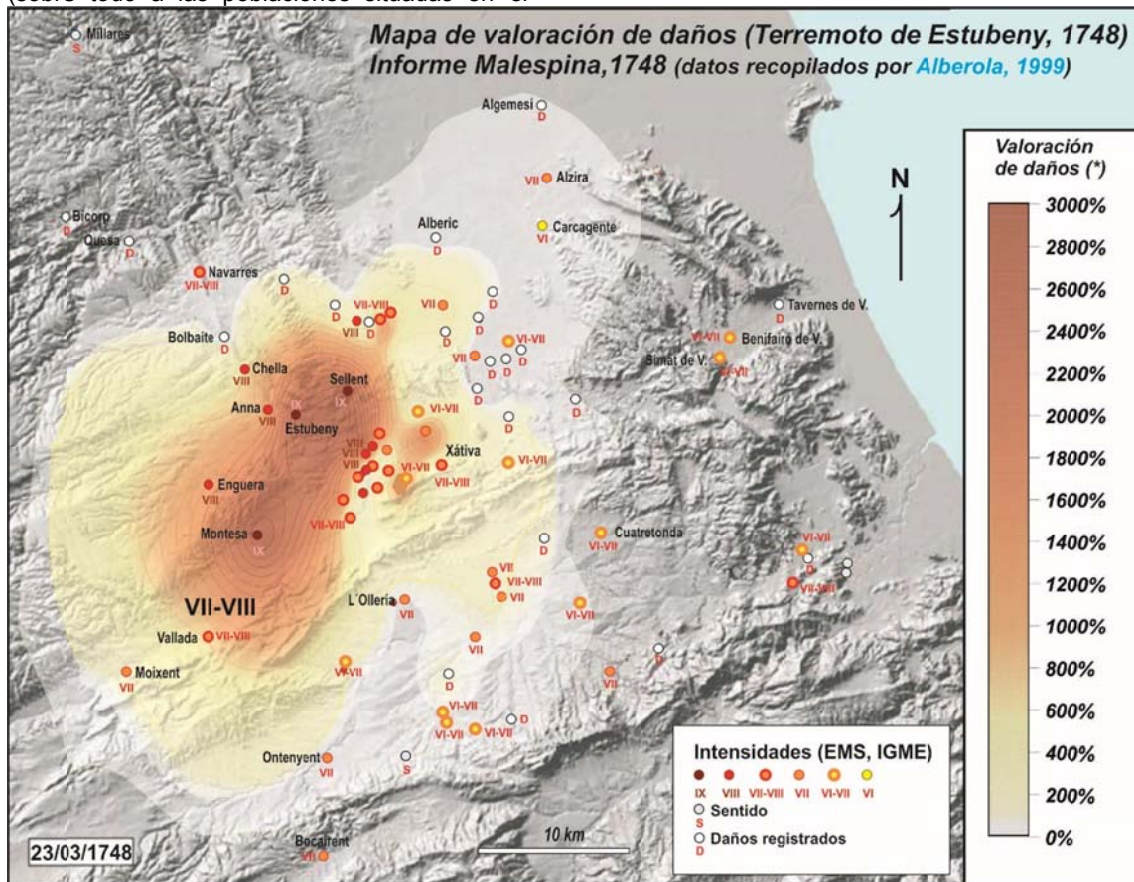


Fig. 7. Mapa de distribución de los daños obtenido a partir de las valoraciones de los daños referidos por el Intendente Malespina en función de los impuestos anuales que aportaba anualmente cada población afectada a la corona (e.g. el 200% implicaría que los daños referidos en la población duplicaban los impuestos anuales que se pagaba a la corona) (modificado de Giner-Robles et al. 2014).

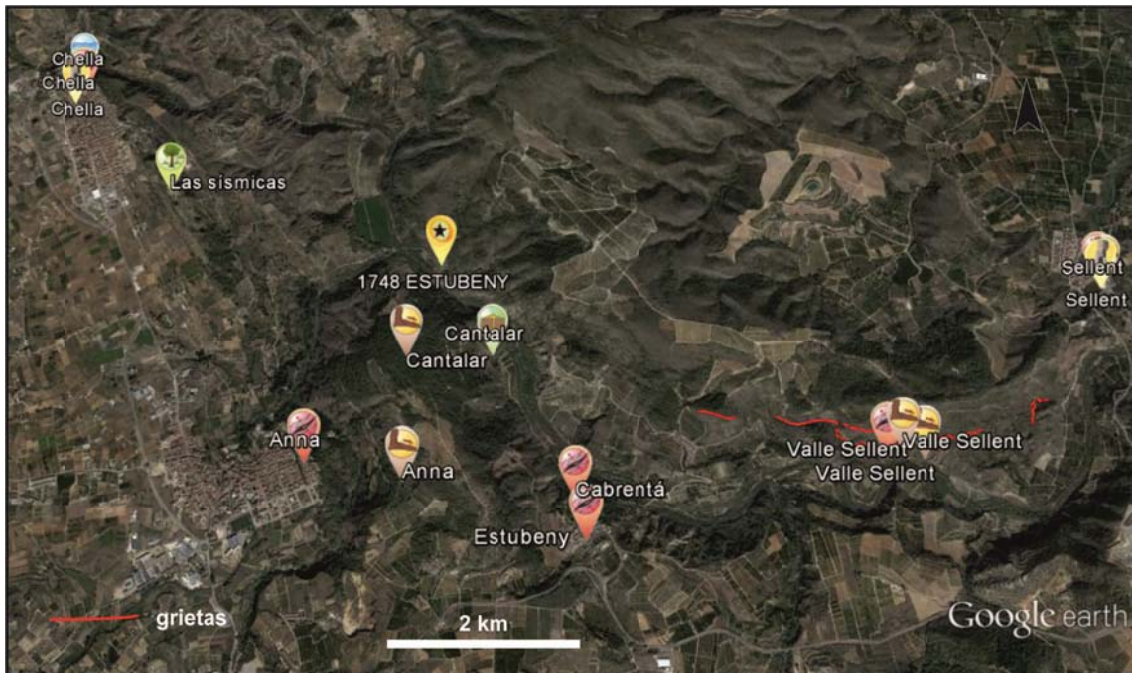


Fig. 8. Principales efectos del terremoto de Estubeny en la zona epicentral (modificado de Silva et al., 2014)

Escala ESI-07 y Shakemaps

Del análisis de los datos aportados por diferentes panfletos (Ameno, 1748; Faure, 1748; Felix, 1748; Granja, 1748 y Teixidor, 1748), informes (Informe Malespina, 1748), crónicas (Sarhou, 1922 y 1937) y artículos (Alonso y Boluda, 1992; Villalmanzo, 1985) se pueden inventariar diferentes tipos de efectos ambientales y geológicos (EEE) producidos por el terremoto de Estubeny: agrietamientos del terreno (GK), movimientos en masa (SM), licuefacciones (LQ), alteración de las aguas en ríos y lagunas (AW) y otros efectos secundarios (OT) como colapsos kársticos, así como diferentes tipos de efectos arqueológicos (EAE) (Fig. 8).

Todos los efectos consignados de intensidad \geq VIII ESI-07 se sitúan a una distancia epicentral de menos de 12 km, localizados esencialmente en las localidades de Anna, Chella, Enguera, Montesa, Xàtiva, Estubeny y Sellent. Las dos últimas localidades se sitúan en el Valle del Sellent con distancias epicentrales iguales o inferiores a los 3 km y donde la cuantificación de los efectos consignados indica el registro de intensidades máximas de IX ESI-07 al menos para dos efectos: a) desarrollo de grietas, en algunos casos de varios centenares de metros, en diferentes tipos de materiales (muchas de ellas asociadas a deslizamientos); y b) deslizamientos y desprendimientos de bloques decamétricos en valle del río Sellent. Estos datos indican que el área macrosísmica con I_{max} IX ESI-07 se situaría en la zona del valle del río Sellent, englobando las localidades de Estubeny y Sellent.

En cuanto a la situación epicentral en referencia a las zonas de intensidades definidas, resaltar que la posición del evento consignada por Martínez Solares y Mezcua (2002) se localiza en la zona definida como de intensidad máxima (IX ESI). Otros autores (Mezcua et al., 2004) sitúan el epicentro a 7 km al NE, entre las poblaciones de Cotes y Carcer, localización claramente situada en la zona de intensidad ESI VIII, y alejada de los principales efectos cuantificados como de intensidad IX.

Los EEE catalogados indican que el epicentro macrosísmico del evento del 23 de marzo de 1748 se situaría en el entorno del Valle del Sellent en los alrededores de las localidades de Estubeny y Sellent, situación congruente con la localización del evento listada en el catálogo del IGN (Martínez Solares y Mezcua, 2002). En cuanto a su localización con respecto a las principales estructuras tectónicas de la zona, cabe destacar que García Mayordomo sitúa, en la zona del epicentro, morfolineamientos orientados según ENE-OSO (García-Mayordomo, 2005); además la zona de intensidad máxima se sitúa a unos 9 km al norte de la traza de la falla de Jumilla (sector Valencia), en la zona de confluencia de los segmentos Caudete-Xàtiva y Xàtiva-Tavernes (García-Mayordomo et al. 2012; García-Mayordomo y Jiménez-Díaz, QAFI, 2014).

Así pues, los efectos geológicos más importantes de intensidad IX ESI-07 se registraron en una zona lineal de 5 km de longitud a lo largo del valle del río Sellent entre las poblaciones de Estubeny y Sellent, abarcando un área aproximada de 10 km². Se alcanzó intensidad VIII ESI-07 en una zona aproximada de 300 km², englobando las poblaciones de Cotes al norte, Xàtiva al este,

Vallada al sur y Enguera y Chella al oeste (esta zona queda limitada al sur por la falla de Jumilla).

Se alcanzó intensidad VII ESI-07 en una zona de aproximadamente 1000 km², englobando desde Alzira situada al norte de la zona epicentral, hasta Bocairent al sur. Hacia el este esta zona queda limitada por la población de Berfull, aunque es importante señalar la extensión lineal de esta zona hacia el este incluyendo las poblaciones de Rafol de Salem y Castellonet, zona coincidente con lineaciones estructurales señaladas por García-Mayordomo (2005). Hacia el oeste la ausencia de poblaciones en el Macizo del Caroig, ha impedido definir adecuadamente la extensión de esta zona en esa dirección, por lo que nuevas informaciones podrían modificar la extensión de las zonas de intensidad ESI VI y VII hacia el oeste.

En general, estas áreas se corresponden aproximadamente con las establecidas en el análisis de daños a partir del Informe Malespina (1748): la zona de intensidad VIII se puede asimilar con la zona con poblaciones con más de un 700% de daño (porcentaje del equivalente, ver Fig. 7), mientras que la zona de intensidad VII engloba aproximadamente a las poblaciones con daños calculados entre el 50% y el 700%.

Por último, es importante señalar que los efectos geológicos (EEE) consignados y catalogados se produjeron en su totalidad como consecuencia del terremoto principal del 23 de Marzo. En cuanto a los efectos arqueológicos (EAE) sólo se han consignado aquellos de los

que se podía obtener una orientación de la máxima deformación a partir de los daños producidos (Giner-Robles et al., 2011), o bien aquellos que pudieran aportar datos sobre los límites de las zonas de intensidad; y todos ellos excepto el situado en Albaida (colapso de la Puerta de la Trinidad de la muralla de la población; Villalmanzo, 1985) se produjeron como consecuencia del evento principal, ya que en la documentación consultada sólo se hace referencia al agravamiento de los daños ocurridos en las edificaciones por las réplicas más importantes (principalmente la del 2 de abril) y no a la aparición de nuevos efectos arqueosismológicos o geológicos eventos.

A partir de los datos de intensidades se ha realizado el ShakeMap de este terremoto aplicando la metodología propuesta por Élez et al. (2015) y Silva et al. (2016) (Fig. 9). El ShakeMap obtenido es un escenario sísmico en términos de aceleración horizontal máxima del terreno (PGA: en g) confeccionados siguiendo una metodología similar a la utilizada por el ShakeMap Program del USGS (Wald et al., 2005), adaptada para la Península Ibérica por (Élez et al., 2015, Silva et al., 2017), aplicando funciones correctoras supeditadas a la pendiente y la geología de la zona afectada, específicamente calculadas para España con un modelo digital del terreno de 5/pixel y utilizando el terremoto de Lorca de 2011 como evento piloto (Silva et al., 2017).

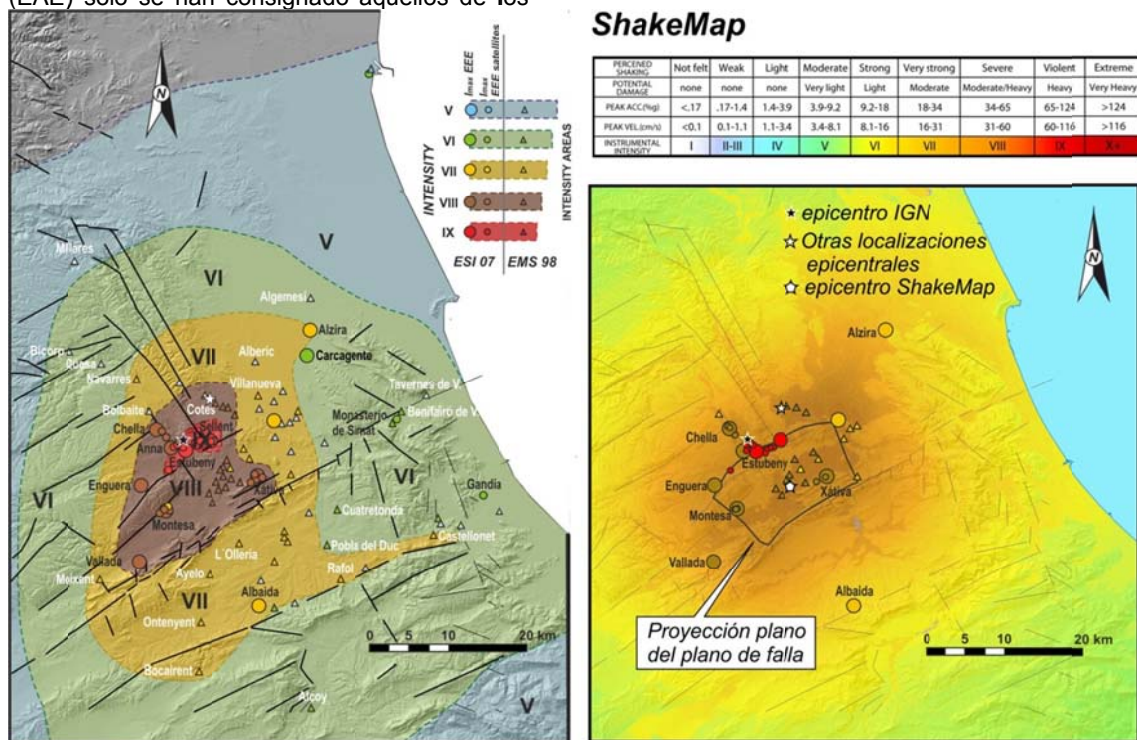


Fig. 9. Mapa de intensidades obtenido a partir de los datos de intensidad ESI-07 y EMS 98 (modificado de Giner-Robles et al. 2014). ShakeMap obtenido de la modelización de los valores de intensidad siguiendo la metodología propuesta por Elez et al. (2015) y Silva et al. (2016)

Parada 1: Castillo de Xátiva.

J. L. Giner Robles. Universidad Autónoma de Madrid. jorge.giner@uam.es

P.G. Silva. Universidad de Salamanca. pgsilva@usal.es

J. Elez. Universidad de Salamanca. j.elez@usal.es

T. Bardají. Universidad de Alcalá de Henares. teresa.bardaji@uah.es

La ciudad de Xátiva (San Felipe en 1748) se sitúa en la llanura aluvial del río Cañoles (afluente del Júcar), llanura de escasa pendiente que se desarrolla a lo largo de la comarca de La Costera. La ciudad se localiza al pie de la Sierra Vernisa (margas y dolomías del Cretácico superior) sobre los conos de deyección y depósitos de ladera (gravas y arcillas rojas, Pleistoceno superior/Holoceno) aportados por los torrentes que drenan esta sierra, aunque la parte más moderna de la ciudad se asienta sobre la terraza baja del río (+5 m) (arenas y arcillas).

Del castillo de Xátiva no se hicieron valoraciones de los daños, ni por las autoridades de Xátiva ni por el Intendente Malespina (Fig. 10), aunque en algunos documentos del archivo de la ciudad se hacen referencia a los daños sufridos por este evento.



Fig. 10. Vista del Castillo de Xátiva hacia el oeste.

El castillo y sus infraestructuras defensivas sufrieron importantes daños en la Guerra de Sucesión, posteriormente se abandonó y no fue reparado; y el terremoto dañó aún más las dependencias que quedaban en pie.

Sarthou (1937) refiere “que ningún documento del archivo municipal trata de visuras ni detalles referentes al derruido castillo; sólo incidentalmente se deduce que quedó tan maltrecho (por el terremoto) que fue abandonado por inútil, sin que se pesara ya en su restauración”. Indirectamente a partir de otros documentos, Sarthou (1937) refiere: “Sabemos que el terremoto derrumbó la torre romana de treinta pies de altura, cuya base perdura frente a la capilla; de esta arruinó las primeras bóveda y muro testero de pies. Asoló la sala del duque de Calabria con destrozo de artesonados, pisos, muros, puertas y ventanales. Desmoronó las torres el homenaje, San Jorge y otras, como cubos árabes y muros y puertas góticas, salas, cuadras y otros detalles y departamentos, que dejó unos asolados y los mas, inservibles”. El castillo asentado en la zona oriental de la Sierra de Vernisa, sufrió muchos daños, aunque no se refieren detalles que nos permitan establecer la orientación de los daños producidos. No hay referencias a desprendimientos importantes como los ocurridos en la zona más occidental de esta sierra; este hecho puede deberse a la diferente orientación de los tramos de la sierra: en la parte más occidental, con pendientes orientadas coherente con la posición del epicentro del terremoto, se produjeron desprendimientos; mientras que en la zona más oriental, en la que se asienta el castillo con pendientes prácticamente N-S, no se documentan desprendimientos importantes (Fig. 15).



Fig. 11. Vista desde el Castillo de Xátiva hacia el E, hacia el Valle de la Valdigna. Desde el castillo es posible observar todo el frente de la estructuración ENE-SOSO que presenta la zona en el valle del río Cañoles (ver Fig. 3).

Parada 2: Xàtiva. Desprendimientos de Sierra Vernisa



J. L. Giner Robles. Universidad Autónoma de Madrid. jorge.giner@uam.es

P.G. Silva. Universidad de Salamanca. psilva@usal.es

J. Elez. Universidad de Salamanca (USAL). j.elez@usal.es

En la zona SO de la ciudad, en el valle de subida hacia el paso de la Sierra de Vernisa hacia el sur (Puerto de Bixquert) se localizan numerosos bloques de dolomías del Cretácico desprendidas durante el terremoto de la parte superior de la sierra. El área en la que se observan los bloques tiene una superficie cercana a las 4 ha. En los mapas turísticos de la ciudad se marca esta zona como "Restos desprendimientos del terremoto de 1748", siendo identificada también por [Alonso y Boluda \(1996\)](#) como zona de caída de rocas por el terremoto (Fig. 12).



Fig. 12. Imagen del mapa turístico de la ciudad en la que se localizan los desprendimientos del terremoto.

En esta zona de la Sierra Vernisa, que está orientada según NE-SO, el análisis de fotos e imágenes aéreas de la zona, y la inspección de campo, permite reconocer las caídas de rocas del terremoto que aún se conservan al pie del

Puerto de Bixquert. La posible área fuente de los desprendimientos parece ser un escarpe subvertical de las dolomías cretácicas que conforman mayoritariamente esta sierra (situada unos 100 metros por encima de la zona en la que se encuentran los bloques de mayor tamaño) en la que se pueden observar aún bloques decamétricos desprendidos al pie del escarpe.

El tamaño de los bloques presenta una clara bimodalidad: bloques de gran tamaño ($>75 \text{ m}^3$) (aproximadamente una veintena), y bloques (muy numerosos) de dimensiones medias ($< 20 \text{ m}^3$). Los planos de anisotropía observados (fundamentalmente planos de falla y de estratificación) posiblemente fueron los que potenciaron la caída de los bloques, y definen la forma de los fragmentos de mayor tamaño ($> 75 \text{ m}^3$).

Los bloques desprendidos en esta zona poseen dimensiones de hasta $6 \times 4 \times 4 \text{ m}$ (aproximadamente 100 m^3) y cayeron hacia el noroeste con recorridos de hasta 300 m. En conjunto, el volumen de materiales movilizados es como mínimo de 4.000 m^3 . Este tipo de efectos, con las dimensiones observadas, se consideran en la Escala ESI-07 a partir de intensidad VIII (Fig. 13).

La caída de bloques en esta localidad parece estar condicionada por la orientación principal de la Sierra, las áreas afectadas por este proceso (siempre en la vertiente norte de la sierra) están limitadas a las zonas de la Sierra con pendientes orientadas según 330° , acimut coherente con la posición del epicentro del terremoto.

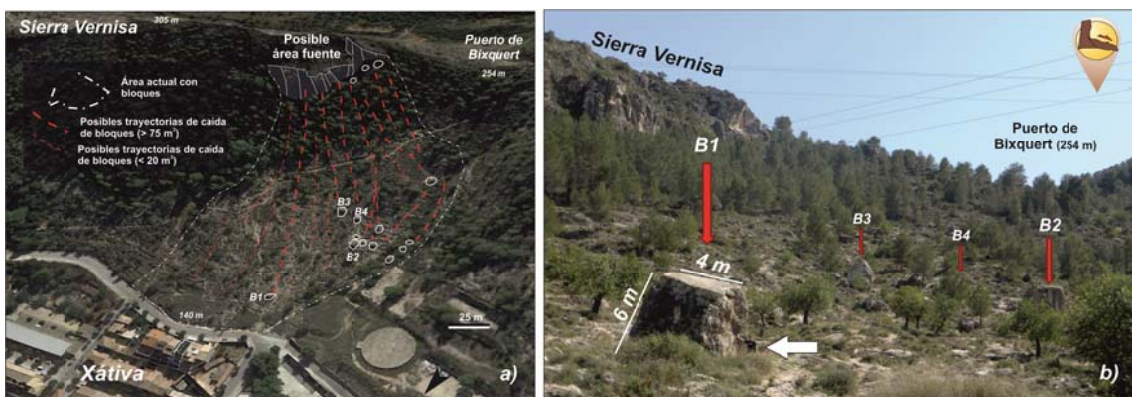


Fig. 13. a) Localización de la posible área fuente de los desprendimientos. b) Imagen de los bloques de mayor tamaño ($>75 \text{ m}^3$) (a modo de escala la flecha blanca señala a una persona).

Los procesos gravitacionales en la ciudad debieron ser muy comunes. **Alonso y Boluda (1996)** apuntan que el nombre de una de las calle de la localidad (Calle del Cantal Gentil), situada en la zona SO de la ciudad al pie de la Sierra de Vernisa, y a unos 500 metros del punto anterior, está relacionado con los desprendimientos de roca producidos por el terremoto. Estos autores relacionan el nombre de la calle con la caída de un gran bloque (cantal) que se detuvo justo en la entrada de esta calle, de ahí el “agradecido” nombre de la calle (Fig. 14).

Todos los procesos gravitacionales descritos están situados en el área en la que la sierra tiene una orientación según $N70^{\circ}E$ (orientación perpendicular al acimut de este punto con el epicentro del terremoto), con una pendiente muy fuerte hacia $N340^{\circ}$ (Fig. 15). En cambio en la zona del castillo, zona en la que no se documentan caídas de rocas importantes aunque existen escarpes similares, la orientación de la sierra es más este oeste, es decir peor orientada hacia el epicentro del terremoto, hecho que podría explicar la menor

ocurrencia de procesos gravitacionales en este sector de la ciudad.



Fig. 14. Calle del Cantal Gentil en la localidad de Xàtiva, a pie de Sierra de Vernisa. Las casas del fondo de la fotografía no existían en 1748.

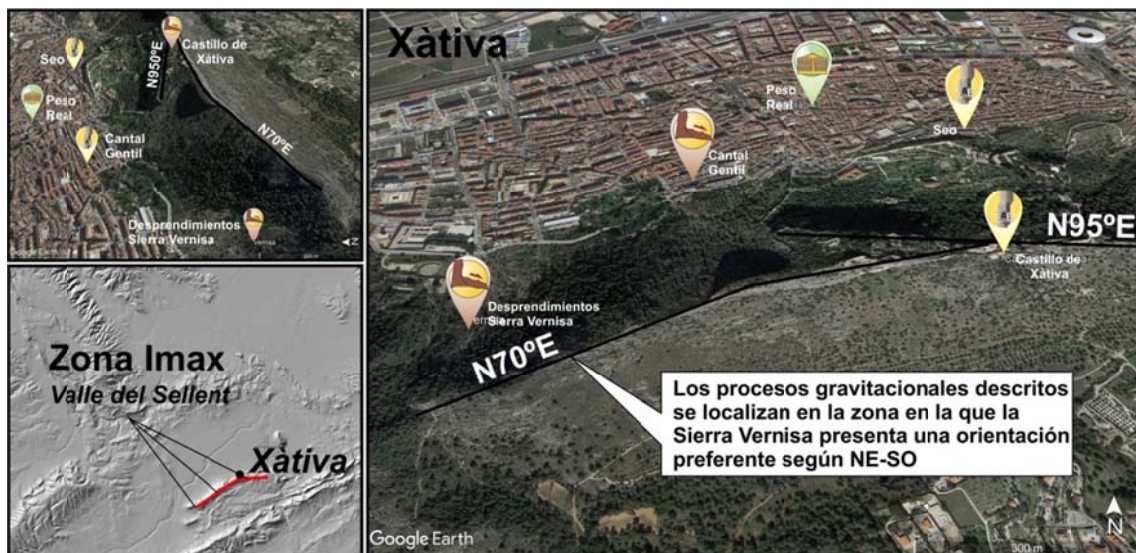


Fig. 15. Orientación de la Sierra Vernisa en la ciudad de Xàtiva. La localización de los desprendimientos descritos en la documentación de la época parece indicar que la mayor ocurrencia de este tipo de fenómenos se concentró en la zona occidental de la sierra que presenta una mejor orientación con respecto a la zona epicentral.

Parada 3: Castillo-Fortaleza de la Orden de Montesa



J. L. Giner Robles. Universidad Autónoma de Madrid. jorge.giner@uam.es

P.G. Silva. Universidad de Salamanca. psilva@usal.es

J. Elez. Universidad de Salamanca. j.elez@usal.es



Fig. 16. Diferentes efectos del terremoto en la población de Montesa y sus alrededores. Muchos de los efectos descritos parecen estar relacionados con la movilización y fracturación del paquete de carbonatos sobre el que se asienta el castillo. Estos materiales se apoyan sobre materiales margosos que pudieron ser responsables de una acomodación de los bloques suprayacentes por el movimiento inducido por el sismo, y por tanto responsables últimos de la amplificación de los efectos en la zona del Castillo-Fortaleza.

El Castillo-Fortaleza de Montesa (sede de la Orden de Montesa) se asienta sobre una pequeña mesa definida por un paquete subhorizontal de calciruditas bioclásticas del Mioceno superior, paquete que se asienta sobre materiales margosos también del Mioceno superior.

El castillo y sus murallas fueron completamente arrasados por los terremotos: “El primer terremoto de la mañana del 23 de marzo arruinó la mayor parte del castillo y convento, y lo poco que quedaba la repetición del de él 2 de abril” (Carrasco, 1748). “Demolió el terremoto enteramente el lienzo de la muralla desde el camarín de los maestros hasta la torre que es por medio día y levante toda la iglesia” (Teixedo, 1748b), es decir, todo el sur y este de la muralla. Respecto a la iglesia de castillo, que colapsó completamente hacia el sur (“Porque de la iglesia no quedo sino lo recto de una de sus paredes en la parte inmediata al claustro”), en la documentación consultada se hace referencia a la deficiente construcción de la época describiendo: “la desmesurada elevación de sus paredes principales, con una pesadísima bóveda, y careciendo de los correspondientes estribos.... fue causa de que con más facilidad la derribase el terremoto, lo que con bastante probabilidad no hubiese sucedido si los hubiese tenido buenos” (Carrasco, 1758). Su destrucción y colapso hacia la población aumentó mucho los daños de la ciudad, numerosos autores como Alberola (1999) hacen referencia a que muchos de los daños en la población fueron consecuencia de la avalancha de piedras, cascotes y escombros procedentes del castillo: “También

ha alcanzado en mucha parte esta desgracia a la Población, pues por la violencia del terremoto y por las ruinas del Castillo está casi destruida del todo” (Carrasco, 1748); “Todo el es un confuso monte de piedras, unas que han quedado en su sitio y otras que han caído monte à baxo por la parte de la villa” (Ximeno, 1749).

La dirección de los colapsos tiene un acimut muy claro hacia el sur, ya que la mayor parte la muralla afectada colapsó hacia el sur, al igual que la Iglesia. Este hecho, tal y como apunta Martínez-Solares (2011), amplificó la destrucción producida por el terremoto en la población, debido a la caída hacia el sur de las ruinas del castillo; y este grado de destrucción pudo inducir a localizar erróneamente el epicentro macrosísmico en esta localidad. Boraó (2011) realiza un estudio de los daños estructurales del castillo definiendo los vectores de desplazamiento que se deducen de los patrones de deformación observables en las ruinas que aún se conservan, obteniendo también vectores de deformación hacia el S (Fig. 17). Este acimut no se corresponde con la posición del epicentro (situado al norte de la población), no obstante hay que considerar que, y debido a la cercanía de esta población al epicentro, puede estar relacionado con el efecto cercano del terremoto, como en el caso del terremoto de Lorca de 2011 (Giner-Robles et al., 2012).

También son apreciables los desprendimientos a unos 200 m al oeste del castillo, afectando a los mismos materiales sobre los que asienta la fortaleza (Fig. 18).

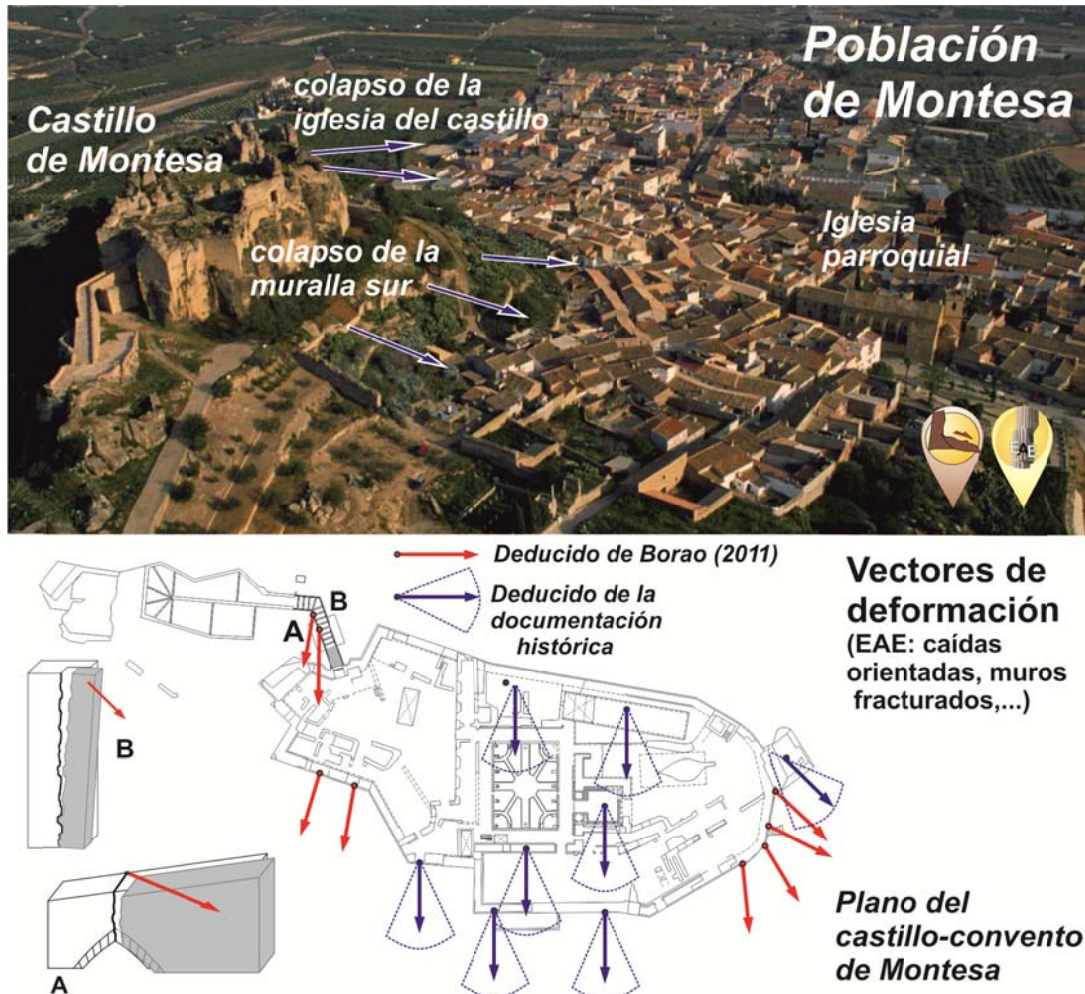


Fig. 17. Vectores de movimiento y de colapso deducidos en el castillo. Alguno de ellos (en azul) se han deducido de las descripciones de los daños documentados en el época, el resto (en color rojo) han sido deducidos por Borao (2011). Esta autora analiza las características de las roturas y agrietamientos presentes estableciendo el sentido de desplazamiento/colapso y su relación con el terremoto que asoló la fortaleza. Es importante señalar que en la documentación de la época ya se refiere a que el colapso general de la fortaleza fue hacia el sur, y que hacia el norte no se produjo ningún efecto gravitacional salvándose de la destrucción la totalidad de las construcciones extramuros del castillo situadas en la ladera norte.



Fig. 18. En la zona oriental del castillo se pueden observar bloques de tamaño decamétrico desprendidos de la mesa en la que se asienta la fortaleza. Alguno de estos bloques de calciruditas puede superar los 800 m^3 .

Muchas de las grietas que se observan en la imagen aérea parecen estar asociadas a estos

desprendimientos, aunque también podrían ser anteriores al terremoto, ya que en la documentación de la época se hace referencia a la mala elección del lugar de construcción del castillo por la gran cantidad de grietas que afectaban al paquete de roca en el que asentaba la fortaleza. En ninguno de los documentos consultados se hace referencia directa a que se produjeran desprendimientos en esta zona, todas las referencias se centran en la destrucción del castillo, y la caída de sus ruinas ladera abajo desde la zona alta y murallas del castillo. Aunque también hay que tener en cuenta que se hace referencia sistemática a que se desgajó la peña en la que se asentaba el castillo (“abriéndose la peña que lo sustentaba”; Galbis, 1932), hecho que puede interpretarse como resultado de la ocurrencia de procesos gravitacionales generalizados (desprendimientos) en estos materiales. Los desprendimientos evidentes en esta mesa, al oeste del castillo (Fig. 19), parecen estar

concentrados en la zona sur, siendo prácticamente inexistentes en la ladera norte, hecho coherente con el acimut de colapso hacia el sur definido en el contexto de la fortaleza. En la imagen de Google Earth se observan bloques que superan los 30 m de largo, con volúmenes de más de 1000 m³, aunque no parece que hayan tenido desplazamientos significativos (< 50m).

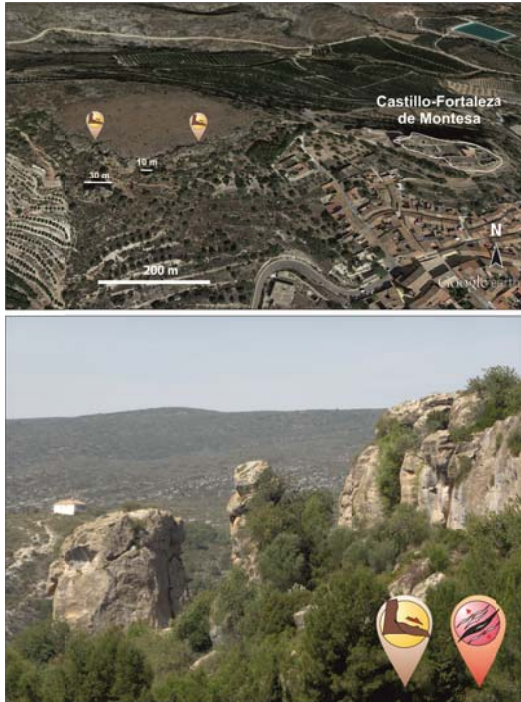


Fig. 19. Localización de los desprendimientos en la zona NO del castillo afectando al mismo tipo de materiales en los que se asienta la fortificación.

Los bloques desprendidos en esta localidad poseen dimensiones relativamente importantes, aunque el volumen afectado no parece superar los 60.000 m³ de material. A este tipo de efectos, con las dimensiones observadas, se puede asignar una intensidad de VII en la Escala ESI-07 (Giner et al., 2014, Silva et al., 2014). Algunos autores asignan a la población intensidades de IX EMS, no obstante y en vista de los datos, posiblemente esta amplificación se deba tanto a la destrucción de gran parte de la ciudad como consecuencia de la caída de bloques desde el castillo ladera abajo, como a que gran parte de los fallecidos como consecuencia de este terremoto se produjeran en Montesa (26 muertos, 21 en la fortaleza y 5 en la población, de un total de 38 víctimas documentas en este sismo).

El terremoto debió afectar a todo el paquete de calciruditas ya que se produjeron en el castillo algunos efectos indicativos de que debió removilizarse todo el material en el que se asienta el castillo. En la zona oriental del castillo se localiza uno de los dos aljibes del monasterio-fortaleza, excavado directamente en la roca y con una capacidad aproximada de 400 m³. Antes del terremoto principal del 23 de

marzo, el aljibe estaba prácticamente lleno, y después del terremoto las crónicas de la época narran que se quedó completamente vacío sin que se observasen ni roturas ni grietas, ni siquiera la zona por donde desaguó: “y hasta una grande cisterna construida en la peña viva, abrió y desaguó por conductos tan ocultos y por aberturas de lo interior del monte: De tal forma que siendo excesivísima la cantidad de agua que contenía, no ha rezumado, ni se ha reconocido, salido por ninguna parte exterior del monte” (Informe Malespina, 1748). “La cisterna del patio de dentro se hallava llena de agua y después del terremoto se ha advertido estar vacía siendo así que en cada palmo de ella cabían once mil cántaros, sin haverse advertido por donde se aya desaguado” (Archivo Histórico Nacional, 1748).

El terremoto debió producir la apertura de grietas en los materiales en los que estaba excavado el castillo de forma que sin llegar a romper de forma visible el aljibe, éste debió perder la impermeabilidad y desaguó toda el agua de forma relativamente rápida (en menos de una semana perdió todo el agua) (Fig. 20). De forma que los 400 m³ de agua que contenía debieron ser absorbidos por los materiales infracantes y por tanto no se canalizó de forma visible en el exterior.



Fig. 20. Aljibe del Castillo que como consecuencia del terremoto desaguó todo el contenido (aprox. 400 m³) sin que se hubieran producido grietas evidentes en su vaso. Las características de este efecto nos permiten considerar que se debió producir algún desplazamiento en los materiales infracantes que produjera la pérdida de impermeabilidad del aljibe.

Este tipo de efectos no se consideran en la Escala ESI-07. Muchos terremotos producen efectos tan específicos que se suelen incluir en una categoría especial denominada “Otros Efectos”. Además, en estos casos es muy difícil poder cuantificar un grado de intensidad, por lo que se suele considerar una intensidad ESI07 coherente con las obtenidas en otros efectos en la zona. En este caso y debido a la interpretación de las causas se puede considerar que se encuentra en el límite de los valores de intensidad VI y VII.

Parada 4: Anna

J. L. Giner Robles. Universidad Autónoma de Madrid. jorge.giner@uam.es

P.G. Silva. Universidad de Salamanca. pgsilva@usal.es

J. Elez. Universidad de Salamanca (USAL). j.elez@usal.es

La población se sitúa sobre una terraza de edad Pleistoceno superior, aunque parte de ella se sitúa directamente sobre el sustrato triásico. En la zona oeste de la población se inicia un talud con fuerte pendiente (20%) hasta el fondo del valle del Río de Anna, pequeño afluente del Sellent.

Según Alberola (1999) el intendente Malespina señala que donde mejor se apreciaron los efectos del terremoto fue en la parte de la villa (Anna) que daba al río: “Dio señales de romper por sus concavidades alguna porción de las que fomenta este meteroro”. También se hace notar que en la cuadra de una casa orientada hacia aquel se observaron varias grietas: “Una de ellas alcanzaba los 22 palmos de longitud, palmo y medio de anchura y, cuanto menos, 16 de profundidad; las restantes aunque de menor entidad, también llamaban la atención. Quedando sin verificarse el todo de la profundidad, por no descubrirse recta y solamente se pudo reconocer hasta los 16 palmos que se introdujo el instrumento o caña con que se midieron, dando a entender que será mucho mayor la dilatación”. Este autor también refiere que en el informe del intendente se refiere que los campos cercanos a esta población “presentaban notables grietas”. En la zona del valle en la vertiente este del valle, a los pies del pico El Nero, en la Cabretá, aún es posible observar las grietas decamétricas que afectan a paquetes de calizas travertínicas del Pleistoceno superior (Fig. 21).

El palmo valenciano corresponde a 22,65 cm, por lo tanto y según los datos aportados en la descripción de los daños, la grieta que afecta a la población debía tener unos 5 metros de largo por 40 cm de ancho, y con una profundidad mínima de 4 m. Las grietas debían situarse en la zona oeste de la población en la zona de talud del río, con orientaciones según NO-SE, la documentación también hace referencia a que se observan notables grietas en los campos de cultivo del valle. Las grietas que se pueden observar actualmente en la ladera este del valle tienen longitudes que superan los 50 metros de largo con aberturas métricas. Al igual que en la población de Estubeny, estas grietas parecen haber inducido desprendimientos de bloques decamétricos. En la documentación consultada (Informe Malespina, 1748) no se señala la continuidad de estas grietas.

Aunque los datos nos permitan cuantificar alguna de las grietas que afectan al entramado urbano de la población, en la documentación se hace referencia al desarrollo de grietas en los alrededores de la población, aunque no se aporte información sobre su tamaño. Aun así,

los trabajos de campo nos han permitido identificar alguna de estas grietas con longitudes decamétricas y aperturas métricas, por lo que la extensión de la zona afectada por la grietas en esta población supera las 2 ha. Con esta información podemos establecer una intensidad en la escala ESI-07 de IX.

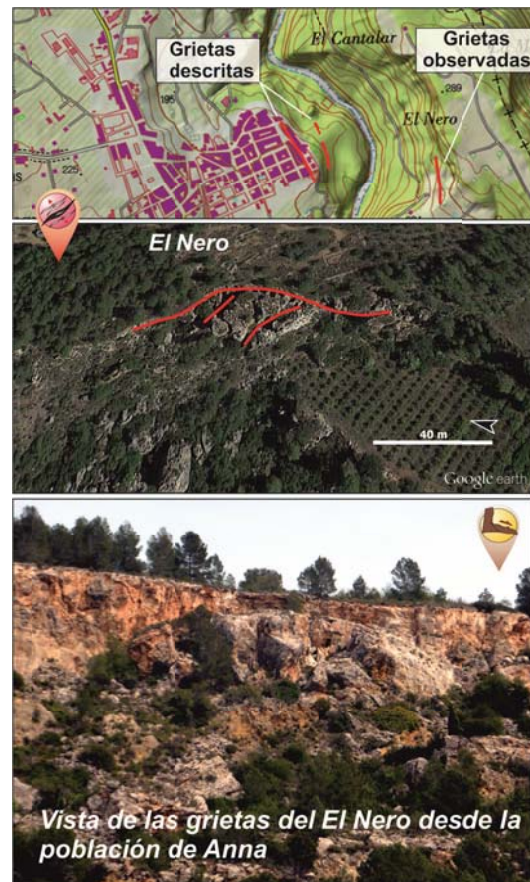


Fig. 21. Localización de las grietas en mapa y en Google Earth. Fotografía de las grietas de la zona del El Nero desde la población de Anna.

En la ladera oeste del valle los materiales de edad triásica (arcillas, yesos y areniscas) y los que conforman la terraza pleistocena, sufren desprendimientos: “Desde cuyo sitio alto y peñascoso se ha desencajado un pedazo del terreno de extraordinaria magnitud que ha caído en un campo contiguo”, también parecen producirse deslizamientos en los materiales menos consolidados, ya que se hace referencia a que las aberturas de las grietas “parecen haber reducido su tamaño desde el primer terremoto” (23 de marzo) (Alberola, 1999; Informe Malespina, 1748), haciendo hincapié en los evidentes hundimientos de hasta dos palmos

y medio (aproximadamente 60 cm) que en las zonas próximas al borde del talud afectaban a diferentes casas y corrales del pueblo. Actualmente, en la ladera este del valle se pueden observar números desprendimientos del paquete de calizas travertínicas que culmina esa ladera (Fig. 23), paquete que se continúa hacia el NE y es el mismo que aparece afectado por grietas y desprendimientos en los alrededores de la población de Estubeny.

Tanto de las descripciones de la documentación del Informe Malespina (1748) como de la inspección de campo se deduce que los procesos gravitacionales afectaron a todo el valle del Río de Anna: en la ladera oeste, desprendimientos y deslizamientos en los materiales triásicos y pleistocenos a favor de la pendiente del talud, los deslizamientos debieron sufrir desplazamientos hasta varios días después del terremoto, tal y como se desprende de la documentación de la época (Informe Malespina).



Fig. 22. Ejemplo de la disposición de los materiales cuaternarios sobre los materiales del Triásico.

En cambio en la ladera este parece ser que solo se producen desprendimientos en las calizas travertínicas a favor de grandes grietas paralelas al valle (orientación NNO-SSE). Actualmente son visibles algunos de estos procesos que movilizaron bloques de tamaño decamétrico y que prácticamente tapizan toda la ladera este del valle. Estos bloques se movilizaron como consecuencia del comportamiento mucho más frágil del paquete de calizas travertínicas frente a los materiales mucho más dúctiles del triásico infrayacente,

este tipo de efecto parece condicionar muchos de los efectos gravitacionales y de las grietas observadas en esta zona (Fig. 22).



Fig. 23. Aspecto general de la ladera este del valle en la población de Anna.

En el área afectada, de aproximadamente 4 ha, se produjeron números procesos gravitacionales que movilizaron bloques de tamaño decamétrico de areniscas del Triásico en la ladera oeste del valle, en las proximidades de Anna. En esta zona también parece haber habido deslizamientos asociados a fracturas paralelas al talud del valle, con desplazamientos verticales de hasta 60 cm. En la ladera este se movilizaron volúmenes de roca muy importantes (más de 250.000 m³) a lo largo de casi un kilómetro de longitud que tiene el valle en esa zona, afectando fundamentalmente a la zona frontal de un paquete de más de 20 metros de espesor de calizas travertínicas del Pleistoceno, desprendiendo bloques de más de 3000 m³. Los datos documentados y las observaciones de campo nos permiten establecer una intensidad ESI-07 de IX.

Parada 5: Estubeny (epicentro del terremoto)



J. L. Giner Robles. Universidad Autónoma de Madrid. jorge.giner@uam.es

J. Elez. Universidad de Salamanca (USAL). j.elez@usal.es

P.G. Silva. Universidad de Salamanca. pgsilva@usal.es

Estubeny

En la población de Estubeny y sus alrededores se formaron numerosas grietas descritas en la documentación de la época. En la "Relación de lo sucedido en la villa y lugares de la gobernación de la ciudad de Játiva por causa de los terremotos", se describe que "desde la iglesia se ha abierto un boquerón en la tierras de seis palmos de anchura, cien de longitud y de enorme profundidad que no alcanzan las piedras que se lanzan al fondo" (Sarthis, 1922). Otros autores (Félix Carrasco, 1748) indican que las grietas de la iglesia se continuaban hasta la casa del señor situada en la plaza de esta localidad. El palmo valenciano corresponde a 22,65 cm, por lo tanto y según los datos aportados en la descripción de los daños, la grieta que afecta a la población debía tener un mínimo de 23 metros de largo por 1,40 de ancho, con una orientación según N45°E, orientación similar a las observadas en zonas muy próximas (La Cabrentá) (Fig. 24). No se hace mención del tamaño de las grietas que se documentan en los alrededores (Alberola, 1999; a partir del Informe Malespina).



Fig. 24. Localización de las principales grietas en la población de Estubeny descritas en la documentación de la época (Félix Carrasco, 1748, Sarthis, 1922).

No obstante, tal y como menciona Hernández Pacheco (1923), comparando estas grietas con otras muy similares producidas por el terremoto

de Carmona (Sevilla) de 1504, las grietas descritas en las poblaciones afectadas por este terremoto probablemente serían segmentos de grietas mayores que atravesaban las zonas pobladas, aludiendo a que su pobre documentación estaría condicionada por el poco interés que despertaban en los cronistas de la época las estructuras de este tipo en zonas no pobladas. Estos son los únicos datos sobre el tamaño de las grietas que se producen en Estubeny y sus alrededores, aunque en la documentación del informe Malespina también se hace referencia a los alrededores de Estubeny documentando "las muchas grietas que han quedado en las concavidades de los montes expresados".

La Cabrentá

A los pies de la población de Estubeny aflora un paquete de hasta 15 metros de espesor de calizas travertínicas y travertinos con numerosas huellas vegetales. Este nivel aparece densamente fracturado con desplazamientos, colapsos y desprendimientos de bloques de escala decamétrica. Esta zona que está ampliamente vegetada (también se le conoce como la Selva de Estubeny) tiene una superficie de aproximadamente 1,5 ha y conforma el paraje natural municipal de "La Cabrentá" (municipio de Estubeny). Aunque en la documentación de la época (Informe Malespina, 1748) se hace referencia a "las muchas grietas que han quedado en las concavidades de los montes expresados", no se establece la posición exacta de muchas de esas grietas que según algunos cronistas llegaron a alcanzar longitudes de una legua (aproximadamente 4 km).

Los materiales afectados se apoyan sobre materiales del triásico (arcillas, yesos y areniscas); la gran densidad de fracturación puede deberse a la movilización hacia el NE de la práctica totalidad del paquete de travertinos a favor del contacto con los materiales infrayacentes mucho más plásticos. En los mapas topográficos del Instituto Cartográfico Valenciano a este paraje se le denomina "La Crebantada", que traducido sería la quebrantada o la explotada, aunque actualmente esta zona, que es un paraje natural municipal de la población de Estubeny, se denominada "La Cabrentá", posiblemente topónimo proveniente del que aparece en los mapas topográficos. Este topónimo puede hacer referencia a la fragmentación de los materiales por la acción del terremoto, pero en la documentación de la época no se hace referencia clara a la localización de las fracturas en los alrededores de la población de Estubeny.



Fig. 25. Imágenes de las grietas de escala decamétrica que afectan al paquete de travertinos y calizas travertínicas en el paraje de La Cabrentá. Este paquete se asienta sobre materiales del Triásico (arcillas, yesos y areniscas).

En el área afectada con una superficie de 1,5 ha se observan numerosas grietas decamétricas (e hasta 30 m de longitud y con profundidades que superan los 10 m con aperturas decimétricas (hasta 2,5 m). Las orientaciones de las grietas son en su mayor parte paralelas o perpendiculares al talud orientado según NO-SE (Fig. 25.). Se observan desplazamientos que parecen indicar el movimiento de todo el paquete de travertinos (aproximadamente unos 150.000 m³) a favor de la pendiente del talud hacia el río Sellent. También se observa el desplazamiento de grandes bloques de escala decamétrica (desplazamientos de hasta 80 cm), y en muchos casos desprendimientos de bloques de diferentes tamaños, los más comunes métricos aunque alguno de ellos de escala decamétrica. Si bien en estos materiales aparecen indicios de varios movimientos que han podido producir el desarrollo de varias fases de crecimiento y depósito de los travertinos, las fracturas descritas parecen ser muy recientes y se pueden relacionar con las grietas que aparecieron en la población como consecuencia del terremoto.

Por las dimensiones estimadas de las grietas en la población, se podría establecer una intensidad mínima de VII ESI-07; aunque si consideramos la dimensión de las fracturas observadas en el paraje de la Cabrentá y el grado de destrucción de la población, podemos estimar una intensidad de IX ESI-07 para esta población y sus alrededores.

Cantalar

En el informe Malespina (Alberola, 1999) se describe que en la zona del valle del Sellent, al noroeste de la población de Estubeny, “un peñón de mucha magnitud que cayó rodando llevándose tras de sí los árboles gruesos de algarrobos y once moreras que encontró, y fue tal la violencia con la que se precipitó que en el penúltimo golpe que dio antes de caer donde existe en el valle, surtió una porción de agua sobre la tierra (que actualmente permanece como embalsada) y con un orroroso salto quedó en el último paraje de su precipicio, admirando a quantos han entendido ese subceso por lo extraño de sus circunstancias”.

La topografía de la zona más probable de caída de este bloque presenta una zona más o menos plana situada a unos 60 m sobre el nivel del río Sellent, zona en la que se debió producir el embalsamiento de agua como consecuencia del impacto del bloque.



Fig. 26. Aspecto de uno de los bloques que se pueden observar en la zona NO del valle del Sellent en las proximidades de la población de Estubeny (con volúmenes superiores a los 500 m³). Las descripciones de la época nos impiden localizar de forma exacta el lugar y el bloque que produjeron esta licuefacción.

El impacto del bloque se produjo varios metros por encima del cauce del valle en materiales del Triásico (“y con un orroroso salto quedó en el último paraje de su precipicio”) (Fig. 26). El contacto de estos materiales (arcillas, arenas y yesos) con los sedimentos fluviales cuaternarios suprayacentes presentan numerosos manantiales y surgencias en la zona del Canal

de Navarres, y en particular en el valle del río Sellent (Hernández Pacheco, 1923), muchos de ellos alimentados por pequeños acuíferos colgados varios metros sobre el cauce actual del río Sellent. El efecto descrito en la documentación se puede interpretar como un proceso de licuefacción resultado del impacto de un gran bloque desprendido sobre un pequeño acuífero colgado a media ladera. Los materiales posiblemente estarían fluidificados por el movimiento del terremoto, es decir, la fase fluida (agua) habría migrado hacia la parte superior, definiendo una interfase de agua bien definida, compactándose los materiales del acuífero como consecuencia del ascenso del agua; y el impacto del bloque indujo la sobrepresión necesaria para licuefactar los materiales y romper la capa superior confinante y permitir el flujo de agua y posiblemente lodos a la superficie (Fig.27).

En la documentación no se especifica la superficie ni la profundidad de la zona embalsada resultante del impacto del fragmento desprendido. Tal y como hemos mencionado posiblemente el terreno estaría fluidificado como consecuencia de las vibraciones del terreno, y la expulsión de agua a la superficie se produjo como consecuencia del impacto del bloque desprendido. Las características tan especiales de esta licuefacción no nos permite definir una intensidad concreta según la clasificación ESI-07, tan solo podríamos establecer una intensidad mínima de VII ESI relacionada con el desprendimiento del bloque. No obstante y dada su relación directa con los efectos catalogados en todo el Valle del Sellent como de intensidad

IX, podemos establecer una intensidad mínima para este efecto de VIII ESI-07.

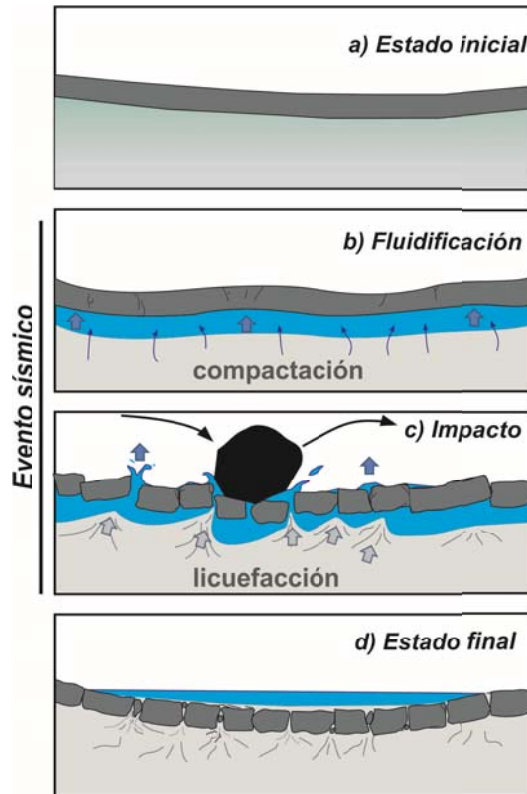


Fig. 27. Esquema de como se pudo producir el proceso de licuefacción como consecuencia del impacto del bloque desprendido.



Fig. 28. Localización de las paradas 4, 5 y 6 en el contexto del valle del Sellent entre las poblaciones de Estubeny y Sellent, zona que se corresponde con el área de intensidad máxima definida (IX ESI-07). El epicentro que aparece representado es el epicentro definido por el Instituto Geográfico Nacional (IGN) (Martínez Solares y Mezcuca, 2002).

Parada 6: Valle del Sellent



J. L. Giner Robles. Universidad Autónoma de Madrid. jorge.giner@uam.es

J. Elez. Universidad de Salamanca (USAL). j.elez@usal.es

P.G. Silva. Universidad de Salamanca. pgsilva@usal.es

Según Alberola (1999) el intendente Malespina establece en su informe (*Informe Malespina, 1748*) que los terremotos no solo supusieron la destrucción completa de las poblaciones de Estubeny y Sellent, sino que además dejaron marcas indelebles en el terreno, produciendo grandes grietas en los montes cercanos (valle del río Sellent): “*En la partida del monte nombrada del Rincon de otro Pueblo, dejó una grieta de excesiva magnitud, y sucedió lo mismo en otros (lugares)*”. Muchas de esas “*grietas de excesiva magnitud*” aún son visibles, en materiales del Triásico (arcillas y yesos), en las imágenes aéreas de la zona del valle del río Sellent. Discurren a lo largo de la ladera norte subparalelas a la traza del valle con orientaciones aproximadas E-O, extendiéndose a lo largo de más de 2 km entre las poblaciones de Sellent y Estubeny.

La magnitud de las grietas, tanto en longitud (más de 600 m), como en la separación entre bloques (presentando anchuras superiores a los 10 m) nos permite considerar que la mayor parte de estas grietas representan las roturas de cabecera de un conjunto de deslizamientos que

afecta a los materiales triásicos (arcillas y yesos) en prácticamente toda la ladera norte del valle, abarcando una zona de más de 1,5 km². (Fig. 29). La importante dinámica fluvial en periodos de avenidas en el fondo de valle nos impide observar claramente el desplazamiento hacia el sur de los materiales deslizados sobre el fondo de valle. La falta de registro del desplazamiento de los materiales no nos permite asegurar el origen gravitacional de estas estructuras, aunque en el fondo de valle es posible observar algún pequeño deslizamiento actual de estos niveles triásicos, lo que indicaría la gran susceptibilidad que presentan estos materiales frente a los procesos gravitacionales. También es importante reseñar que, aunque se han observado grietas similares en los mismos materiales triásicos en algunos municipios cercanos como Estubeny, Sellent y Anna, no se han inventariado grietas de tanta magnitud (sobre todo en apertura).

Dada la extensión y tamaño de las grietas descritas en la documentación e inventariadas en los trabajos de campo podemos establecer una intensidad en la escala ESI-07 de IX.

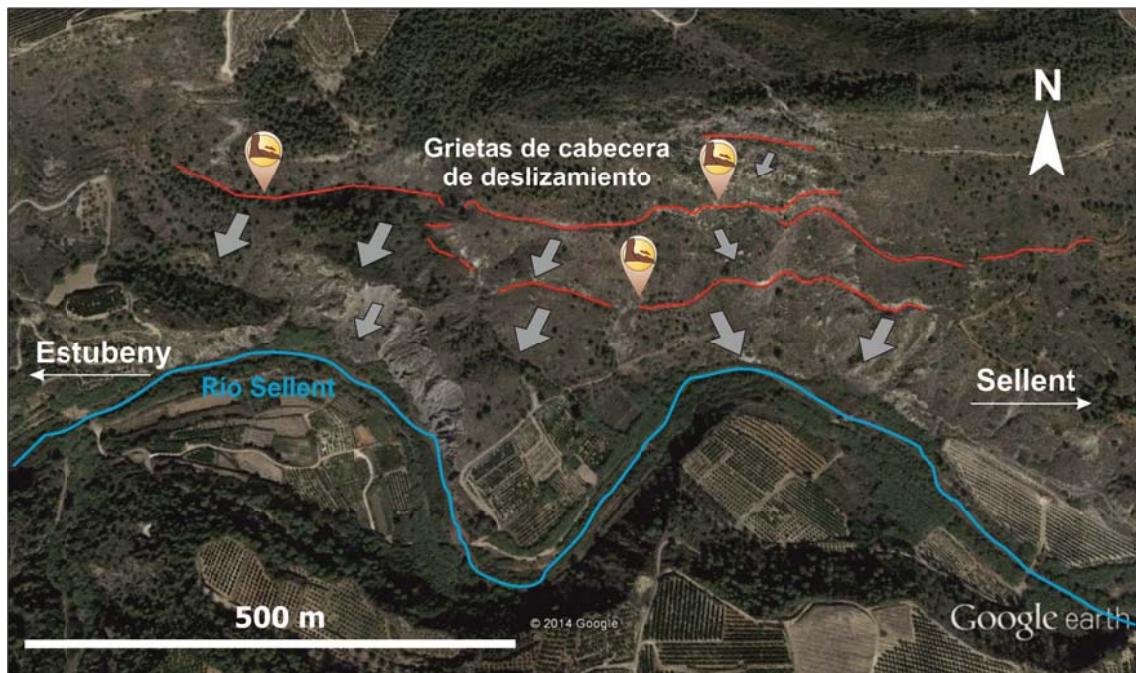


Fig. 29. Imagen de Google Earth del Valle del Sellent en el que se representan las grietas descritas en la documentación de la época (*Informe Malespina, 1748*) y que son visibles en la actualidad.

En el *Informe Malespina (1748)*, también se hace referencia a desprendimientos de grandes bloques en todo el valle, en la documentación del informe referida al término de Estubeny se describe alguno de esos desprendimientos: “*Haberse desgajado peñascos grandes de los*

montes inmediatos y el mayor se arranco y quedo en la falda de la montaña, y otros que saltaron con ímpetu, rodaron a los valles cercanos de ella”.

También se describen estos efectos en zonas del valle del río Sellent que no hemos podido localizar con exactitud: “En la partida del monte nombrada del Rincon de otro Pueblo, rebento uno desgajandose un grandísimo peñasco y dejó una grieta de excesiva magnitud, y sucedió lo mismo en otros (lugares)”. Este tipo de desprendimientos que afecta a los niveles de travertinos y calizas travertínicas que coronan la ladera norte del valle del río Sellent, es análogo a los que se reconocen en otras zonas cercanas como Anna, incluso afectando a los mismos materiales como en Estubeny o Sellent (Giner et al. 2014).



Fig. 30. Imagen de uno de los bloques que se pueden encontrar en la ladera sur del valle del Sellent. En la documentación no se especifican las localizaciones exactas de los desprendimientos, sólo se hace referencia a que fueron generalizados en todo el valle: “(...) desgajandose un grandísimo peñasco y dejó una grieta de excesiva magnitud, y sucedió lo mismo en otros lugares.”

La mayor parte de estos desprendimientos parecen estar asociados a los deslizamientos que se producen en el valle. Las grandes grietas de cabecera de estos procesos gravitacionales afectan a los paquetes de travertinos que se fracturan desprendiendo bloques de gran tamaño; actualmente aún es posible ver alguno de ellos con tamaños de hasta 10 metros de longitud, situados a media ladera, en el lado norte del valle del Sellent. Independientemente de la relación directa del desprendimiento de los bloques con las grietas de cabecera de los deslizamientos, cabe señalar que en los documentos que describen estos efectos se hace referencia constante a “reventones de roca” o “saltos con ímpetu”; estas expresiones nos permite interpretar que muchos de los desprendimientos se produjeron directamente por el movimiento del terreno inducido por el sismo, y no inducidos por los procesos de deslizamiento descritos.

Dada la superficie de la zona afectada, alcanzando 1,5 km² de extensión, las

coordenadas de localización del efecto deben tomarse como aproximadas.

La documentación no establece el tamaño de los bloques desprendidos ni el volumen de material movilizado, no obstante, algunos de estos bloques aún son visibles y nos permite establecer su carácter decamétrico. Dada la magnitud de estos bloques y los volúmenes de los materiales movilizados en otros puntos cercanos podemos establecer al igual que en el caso de las grietas una intensidad en la escala ESI-07 de IX (Figs. 30 y 31).

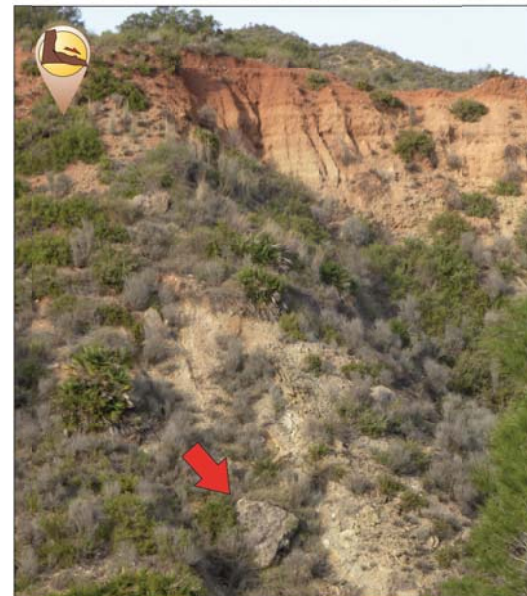
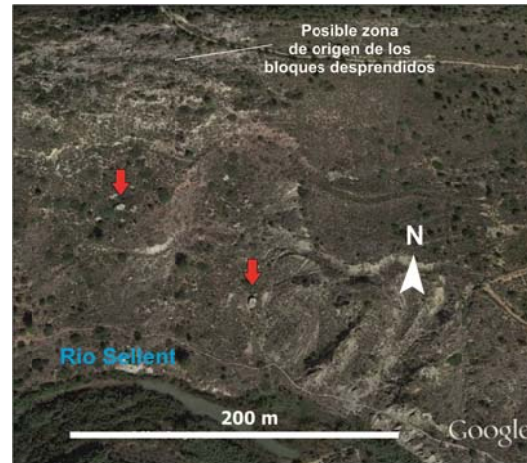


Fig. 31. En la imagen del google Earth es posible distinguir grandes bloques de travertinos y calizas travertínicas en la ladera norte del valle. En la documentación se hace referencia a que muchos de los grandes bloques desprendidos rodaron hasta el fondo de valle pero otros muchos quedaron en posiciones intermedias a mitad de la ladera. Fotografía de unos de los bloques que aún se pueden observar en la ladera norte del valle.

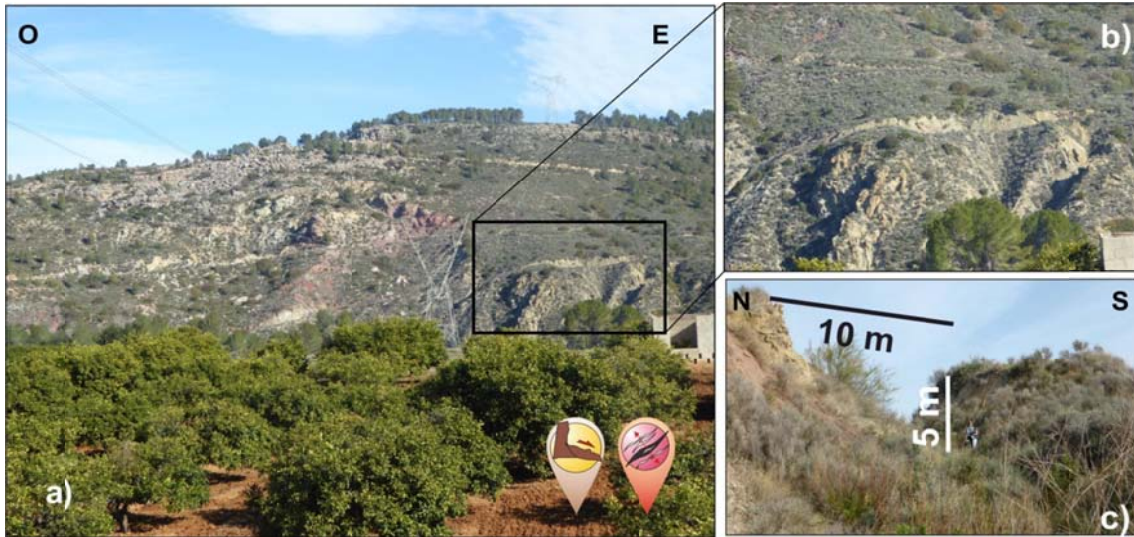


Fig. 32. a) Vista desde el sur de las grietas en la ladera norte del Valle del Sellent. El informe Malespina (1748) refiere la gran longitud que presentaba alguna de ellas. Las grietas presentan dimensiones que pueden superar los 5 m de profundidad con aperturas de más de 10 m.



Fig. 33. Los datos de intensidades ESI 07 máximas se localizan en las proximidades del Valle del Sellent, definiendo claramente este valle como la zona mayor intensidad (¿localización epicentral?) El epicentro del terremoto, definido por el IGN se encuentra relativamente próximo a esta zona, aunque aparece desplazado 2 km al NO del valle

El terremoto de Tavernes de Valligna

J.L. Giner-Robles. Universidad Autónoma de Madrid (UAM). jorae.giner@uam.es

J. Elez. Universidad de Salamanca (USAL). j.elez@usal.es

P.G. Silva. Universidad de Salamanca (USAL). pqsilva@usal.es

El terremoto de Tavernes de Valligna (Valencia) del 18 de diciembre de 1396 es el terremoto más importante de una serie sísmica que afectó al este peninsular a finales del siglo XIV AD. Las zonas más dañadas parecen localizarse en la provincia de Valencia, aunque las crónicas históricas hacen referencia a que: “hubo grandes terremotos en todo el reino de Valencia, y en las comarcas que confinan con Castilla, y en la Serranía hasta Tortosa” (Zurita, 1668), por lo que es muy posible que fuera sentido en zonas muy distantes del área epicentral (Tortosa en Tarragona se encuentra a más de 200 km al norte del epicentro definido por el IGN (2002).

Existe cierta confusión en las crónicas a la hora de establecer la fecha exacta del terremoto (López Marinas, 1981), tanto en el año (1395 ó 1396), como en el día exacto del terremoto principal (del 15 al 18 de diciembre). En algunos catálogos históricos se incluyen terremotos en ambos años, y otros como el de Sánchez Navarro-Neumann (1921), lo fechan en 1395. Incluso en artículos recientes como en Giner et al. (2003), y a la vista de la confusión de fechas, consideran que este terremoto es el más importante de una serie que se produce entre los años 1395 y 1396.

En cuanto a la fecha exacta, en algunos documentos se cita “El lunes 15 de Diciembre, en las primeras horas de la mañana, sobrevino un espantoso terremoto en todo el reino,

repitiéndose cuatro veces en un día” (Escolano, 1878), mientras que en otros documentos se hace referencia al día 18: “En el año del señor de 1396, el día 18 de Diciembre, entre la hora tercia y mediodía hubo por tres veces un terremoto” (Mascaró, 1456). López Marinas (1981) realiza un estudio de las fuentes documentales en las que se describe el terremoto y llega la conclusión de que la confusión del año de ocurrencia del sismo debió producirse en alguna de las transcripciones de los documentos más antiguos, ya que de los documentos que consulta, los más cercanos en el tiempo al sismo (anteriores a 1600) son los que asignan la fecha del 18 de diciembre de 1396 a este evento. Por otra parte, otros documentos consultados sobre los daños o sobre la reparación de los mismos en diferentes edificios de varias ciudades (e.g. catedral de Valencia, etc.) también hacen referencia al año 1396. Parece ser que el terremoto principal fue precedido de otros terremotos importantes, en muchas de las crónicas se hace referencia a la ocurrencia de al menos dos eventos que precedieron al terremoto más destructor de la serie.

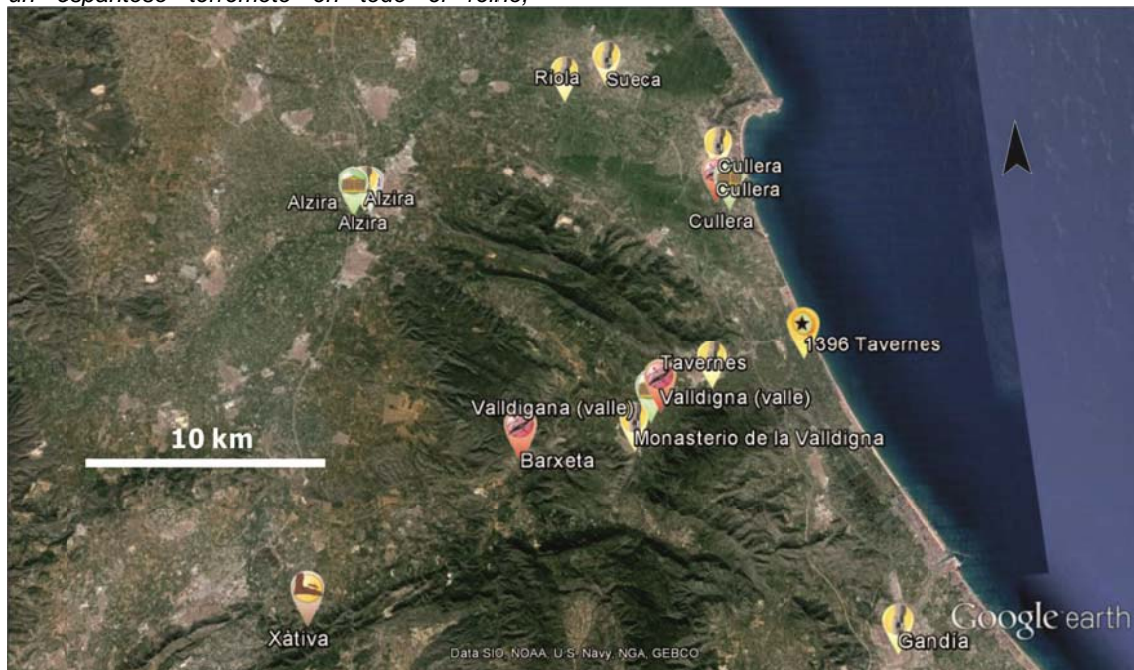


Fig. 34. Localización de los principales efectos geológicos y arqueosismológicos documentados en la zona epicentral del Terremoto de Tavernes de 1396.

“El año del Señor 1396, el día 18 de diciembre, entre la hora tercia y medio día se produjo por tres veces un terremoto en el castillo de Játiva, en el reino de Valencia, así como en otros lugares de dicho reino. Los dos primeros terremotos fueron simples, pero el tercero fue muy fuerte” (Mascaró, 1456). También se hace referencia a otro terremoto ocurrido el 25 de Diciembre de ese mismo año, posible réplica del terremoto del día 18: “Y el día 25 del mismo mes y año, en la fiesta de la Natividad cerca de la medianoche hubo otro terremoto muy fuerte” (Mascaró, anterior a 1456); en otro documento se hace referencia a que: “Semejante sacudida sísmica tuvo lugar el día de Navidad que este mismo año”, aunque en estas referencias se menciona que este sismo afectó únicamente a los alrededores del Valle de la Valldigna, más concretamente al Monasterio de Santa María de la Valldigna (Simat). Independientemente de las diferentes dataciones del sismo principal consignadas en los documentos, parece evidente, y así está catalogado por el IGN (2002), que el terremoto ocurrió alrededor del mediodía del 18 de diciembre de 1396 (López Marinas, 1981). Del análisis de los datos aportados por los diferentes documentos algo posteriores al terremoto (Mascaró, 1456; Zurita, 1668) y por artículos científicos más recientes (Giner et al., 2003; López Marinas, 1981), se pueden inventariar diferentes tipos de efectos ambientales y geológicos (EEE) producidos por el terremoto de Tavernes de la Valldigna: agrietamientos del terreno (GK), movimientos en masa (SM), licuefacciones (LQ), y alteración del caudal y de la composición química de aguas en fuentes y manantiales (HD y HA) (Fig. 34).

Todos los efectos consignados de intensidad \geq IX ESI-07 se sitúan a una distancia epicentral de menos de 20 km, localizados esencialmente en las localidades del Valle de la Valldigna, Alzira, Barxeta (término municipal), Cullera, Sueca y Riola, definiendo un área de unos 350 km². Entre estos efectos destacan las licuefacciones en el Valle de la Valldigna, Alzira y Cullera; el agrietamiento del suelo en el Valle de la Valldigna, Cullera, Barxeta y Alzira; e importantes procesos gravitacionales en las proximidades de la ciudad de Xàtiva.

En las poblaciones de Barxeta, Alzira y en el Valle de la Valldigna la cuantificación de los efectos consignados indica el registro de intensidades máximas de X ESI-07 al menos para dos efectos: a) desarrollo de grietas en diferentes materiales (en algunos casos de varios kilómetros de longitud); y b) procesos de licuefacción. Estos datos indican que el área macrosísmica con I_{max} X ESI-07 se situaría en la zona del Valle de la Valldigna, extendiéndose hacia el oeste (abarcando parte del término municipal de Barxeta) y hacia el norte la población de Alzira, formando un área triangular de unos 25 km² de extensión. Las descripciones de los efectos asignados como de intensidad X muestran efectos muy importantes en la zona: “en el término que se conoce de la Barqueta (Barxeta), se abrió una montaña, y la grieta que

se produjo alcanzaba una longitud de una legua teniendo una anchura de un palmo y medio” (Mascaró, 1456). La dimensión de esta grieta en materiales competentes superaría los 4 km de longitud con aperturas de entre 20 y 40 cm (intensidad ESI-07 de X). “En el término de la mencionada villa (Alzira) y en el paraje denominado el Campanar, en una gran viña, la tierra se abrió y salió agua en tal cantidad que a la gente le parecía una gran riera y la hendidura quedó muy ancha, porque tenía más de 40 brazas de profundo” (Mascaró, 1456). La profundidad asignada a la grieta es de varias decenas de metros, lo que supondría aperturas muy importantes en materiales aluviales que implicarían procesos de licuefacción generalizados en la zona. Muchos de los efectos citados sobre posibles licue-facciones se localizan en poblaciones que se encuentran en la rivera del río Xúquer.

Es importante señalar que la localización de alguno de los efectos es aproximada, ya que muchos de los topónimos utilizados en la documentación no se corresponden en la actualidad con ningún accidente topográfico en las cercanías de la zona epicentral. Este es el caso de El Puig de la Campana o el Pico de la Campana descrito en los documentos históricos (Mascaró, 1456). Al igual que otros autores (López Marinas, 1981), se ha intentado localizar este punto en las cercanías de Xàtiva y aunque se ha dado una localización aproximada, la incertidumbre de su localización es elevada, tanto es así, que se ha localizado otra situación que conserva ese topónimo: en el término municipal de Finestrat (Alicante) a más de 50 km de la zona epicentral. Este pico (Pico campana o Puig Campana, 1440 m) conserva el topónimo, y es protagonista de algunas leyendas antiguas relacionadas con su orografía. No obstante, la asignación a partir de la descripción del efecto de una intensidad VIII a esta localización, ampliaría mucho el área de intensidad VIII hacia el sur. Por lo tanto, y a falta de datos en esta zona, mantenemos la localización aproximada en las proximidades de la población de Xàtiva.

Otros efectos con localizaciones aproximadas son los situados en las proximidades de Barxeta (agrietamiento del terreno) y en las proximidades de Xàtiva (desprendimientos).

Las crónicas describen daños muy importantes en diferentes poblaciones (todas ellas con asignación de intensidad IX MSK): en la zona del Valle de la Valldigna (en el Monasterio de Simat y en el valle en general), y en zonas próximas situadas más al norte: Alzira, Cullera, Sueca y Riola; y algunos daños de menor consideración en zonas más alejadas como el Castillo de Benirrama en el Vall de la Gallinera (Alicante) (VIII MSK), la fortaleza musulmana de Liria (VII MSK) o la catedral de Valencia (VI MSK).

En cuanto a los daños referidos en la zona del Valle de la Valldigna, es importante señalar que las descripciones más detalladas hacen

referencia únicamente al Monasterio de Santa María de la Valldigna, situado en la zona más occidental del Valle, en las proximidades de Simat. Se menciona que “se hundieron diversas torres e iglesias y el Monasterio de Valldigna” (Zurita, 1668); también “se hundió un monasterio que había muy importante y con este monasterio se hundieron 200 casas de sarracenos, y en dicho valle se abrió la tierra brotando agua muy sucia” (Mascaró, 1456).

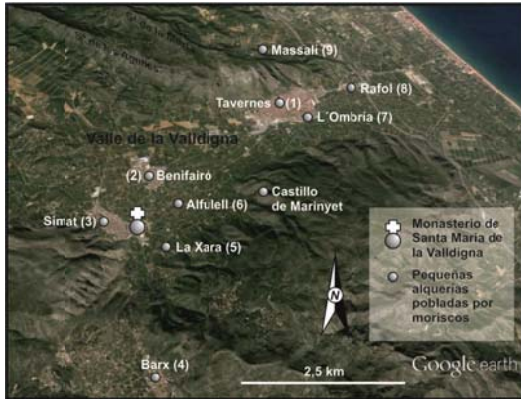


Fig. 35. Mapa Localización de las principales alquerías que pertenecían al Monasterio de Santa María de la Valldigna en los siglos XIV-XV: Tavernes, Benifairó, Simat, Barx, La Xara, Alfulell, L'Ombria, Rafol y Massalí. En la descripción de los daños (hundimiento de 200 casas) no se hace referencia a ninguna población en concreto, se hace referencia al valle en general. Al ser pequeños núcleos de población, el hundimiento de 200 casas en esta zona equivaldría a la práctica destrucción de todas construcciones situadas en el valle, y más teniendo en cuenta los procesos de licuefacción que se produjeron en el valle, lo que equivaldría a asignar intensidad X EMS a casi todas las alquerías que se encontraban en el Valle de la Valldigna.

El monasterio debió de sufrir importantes daños, se arruinaron totalmente las dependencias monacales (iglesia, campanario, claustro,...). En excavaciones realizadas se ha comprobado que el antiguo claustro y los edificios colindantes al mismo fueron reconstruidos unas decenas de metros más al norte, reutilizando los materiales de las construcciones del siglo XIII devastadas por el terremoto. Este hecho demuestra que la destrucción de estos edificios debió ser casi total, y posiblemente su traslado debió estar condicionado por deformaciones permanentes en el sustrato que debieron aconsejar el cambio de ubicación. El Monasterio de Santa María de la Valldigna ejercía su poder feudal sobre todo el Valle de Fondec, abarcando un extenso territorio formado por las poblaciones que tenía el valle: Simat, Benifairó, Tavernes, La Xara, Alfulell, L'Ombria, Massalalí y Ràfol d'Almunia (Fig. 35). En el siglo XIV todos estos núcleos de población eran pequeñas alquerías pobladas por moriscos. Las crónicas históricas hacen referencia a que “en el lugar de Fondec se arruinó un monasterio muy importante que había

allí y junto a este monasterio se hundieron 200 casas de sarracenos” (Mascaró, 1456) (en alguna traducción aparece como serranos) (el Valle de la Valldigna se denominaba en el siglo XIII-XIV la Vall de D'Alfondec (Fondec), D'Alfándech o Alfondec de Marinyent; (López Marinas, 1981) (el término Alfándech proviene del árabe, terreno pantanoso).

En las crónicas de la época no se asignan las 200 casas colapsadas únicamente a la localidad de Tavernes de la Valldigna, cosa que sí que se hace en documentos y trabajos más modernos. Tal vez esta confusión surge a raíz de la denominación de este evento como “Terremoto de Tavernes de la Valldigna”. Las informaciones posteriores identifican Fondec como Valldigna, y de ahí se asignan los daños erróneamente a la población más importante de la zona, en este caso Tavernes de la Valldigna.

Es evidente que, a la vista de la información original sobre este terremoto, las 200 casas a las que se refiere la crónica incluían todas las alquerías del Valle de la Valldigna, y como eran pequeños núcleos de población, la destrucción de éstas debió ser casi total en todo el valle, alcanzando, a nuestro parecer, la intensidad X, y más teniendo en cuenta las descripciones de agrietamientos del terreno con fenómenos importantes de licuefacción. Estos fenómenos de licuefacción están directamente relacionados con las características de la zona semi-pantanosa, con numerosos pozos, manantiales y humedales.

Si consideramos esta información, los daños producidos en el Valle de la Valldigna debieron ser muy importantes. Esta destrucción generalizada unida a los diferentes efectos geológicos inventariados en esta área nos permite considerar que en esta zona se debió alcanzar el grado X de intensidad ESI-07. La inclusión individual de las diferentes alquerías afectadas por el terremoto nos permite determinar de forma más exacta la extensión de la superficie de intensidad máxima (X ESI-07). Otros efectos arqueosismológicos están documentados en las proximidades de la zona de intensidad máxima. Mascaró (1456) describe: “Así mismo en el lugar de Sueca y Rierola (Riola) y cerca al lugar de Alzira el terremoto fue tal que la mayoría de las casas se hundieron o se resquebrajaron; pero donde fue más fuerte fue en el lugar de Alzira pues toda la villa está agrietada o maltratada”. En estas tres poblaciones los daños debieron de ser muy importantes; existe documentación específica de algunos de esos daños: en Alzira se arruinó completamente la parte superior del campanario de la iglesia de Santa Caterina (Santa Catalina) que tuvo que ser desmontada y reparada (Martínez Araque, 2009) (actualmente aún se observa una ligera inclinación de este campanario) (Fig. 36). También en Alzira resultó destruido el claustro del antiguo Convento de San Agustín. En Sueca se documentan colectas en 1413 para la reconstrucción de la iglesia arruinada totalmente por el terremoto (Martí, 1417)



Fig. 36. Vistas de la torre de la Iglesia de Santa Caterina en Alzira (Modificado de Ferrer, 1996).

En la ciudad de Cullera también se describen daños muy importantes en diferentes edificaciones e infraestructuras: “En el lugar de Cullera, cerca del valle mencionado (Valle de la Valldigna) se hundieron y aterraron muchas casas y el puente se rompió en muchos sitios y la tierra se abrió y salió agua muy turbia, ahora que quedaban abiertas muchos ojos de agua” (Mascaró, 1456) (Fig. 37).

En la ciudad de Valencia se describen diferentes daños en la catedral de la ciudad, con daños en el cimborrio del crucero (Serra y Miquel, 2005), e incluso la parada de las obras del campanario (El Micalet) como consecuencia de los daños sufridos por el terremoto.



Fig. 37. Reconstrucción paleogeográfica de los diferentes tipos de ambientes sedimentarios en época medieval (de albufera, cordón litoral, llanura aluvial,...) (modificado de Ruiz y Carmona, 2005) con la situación aproximada de los procesos de licuefacción y la aparición de grietas que se produjeron al NE del valle de la Valldigna (Cullera, Sueca y Riola). Las características de los materiales de relleno en estas zonas debieron amplificar los efectos del terremoto, ya que en la documentación se habla de destrucción generalizada d estas poblaciones y de desarrollo de grietas y procesos de licuefacción o (lateral spreading en las proximidades de la población de Cullera).

En otras poblaciones se refieren daños, como en Gandía con el colapso de parte de la Muralla, o el derrumbe del castillo de Benirrama en el Vall de la Gallinera (Alicante) (Mascaró, 1456), o en la ciudad de Llíria a más de 65 km al norte de la zona epicentral con el colapso de una de las torres de la fortaleza musulmana (Plan General de Ordenación Urbana del Municipio de Llíria, 2005).

No se ha podido establecer orientaciones de máxima deformación en ninguna de las poblaciones ya que no se especifica orientaciones de colapso u otras informaciones que nos permitan establecer el acimut de los daños y compararlos con la posición epicentral, no obstante, los daños descritos permiten establecer con mayor exactitud las zonas de intensidad.

Escala ESI-07 y Shakemap

Así pues, los efectos geológicos más importantes de intensidad X ESI-07 se registraron en una zona triangular de aproximadamente 25 km² de extensión con dos directrices principales: una según NE-SO a lo largo del Valle de la Valldigna entre las poblaciones de Tavernes y Simat de la Valldigna; y otra según NO-SE desde Alzira hasta Benifairó de la Valldigna (Fig. 38). La orientación de esta zona de intensidad máxima parecen estar relacionada con el segmento más oriental de la Falla de Jumilla (Sector Valencia) (García Mayordomo et al., 2005 y 2012) con orientación N45°E, y con las fallas NO-SE que sectorizan este accidente. Se alcanzó intensidad IX ESI-07 en un área de

unos 350 km² (Cullera, Sueca, y Riola), y una intensidad VIII ESI-07 en una zona aproximada de 1.200 km², englobando las poblaciones de Gandía y Villalonga al sur.

En cuanto a la situación epicentral en referencia a las zonas de intensidades definidas, resaltar que la posición del evento consignada por Martínez Solares y Mezcuca (2002) se localiza en la zona de intensidad IX a 6 km de la zona definida como de intensidad máxima (X ESI).

Otros autores (Martins y Mendes, 2001) sitúan el epicentro a 14 km al N de la posición del IGN, entre las poblaciones de Sueca y Cullera.

Al igual que en otros terremotos históricos en la zona (como en el de Estubeny), a este sismo se le asignado como situación epicentral la

población más importante de la zona que presentará mayor cantidad de daños, en este caso Tavernes de la Vallidigna.

No obstante, tal y como hemos apuntado con anterioridad, la zona más afectada fue el Valle de la Vallidigna en su totalidad, y no la zona denominada en aquel tiempo alquería de Tavernes. La asignación del epicentro en la zona costera no se corresponde con la distribución de la zona de mayor intensidad situada en los valles de la Vallidigna y la Murta, no obstante, la estructura geológica y los materiales que conforman los fondos de estos valles bien habrían podido inducir una amplificación importante de la intensidad.

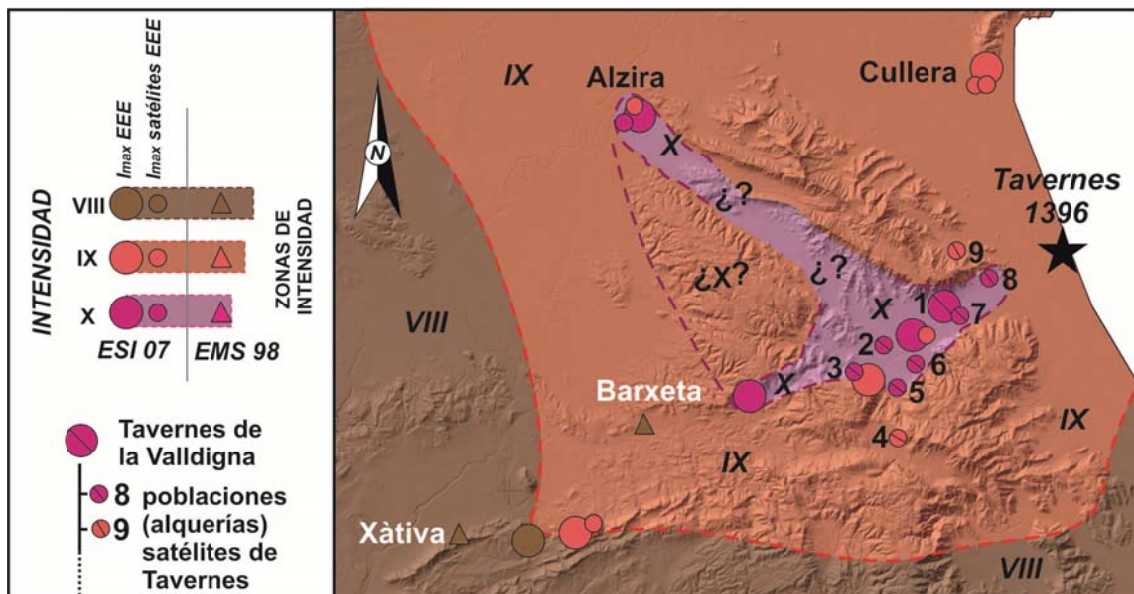


Fig. 38. Mapa de distribución de puntos con intensidad ESI-07 definidos en el área de Intensidad máxima del Terremoto de Tavernes. Se han considerado las diferentes alquerías como valores satélite de las poblaciones de Tavernes y Simat de la Vallidigna.

También es importante señalar que una de las directrices de la zona de intensidad máxima (NE-SO) se sitúa encima de la traza de la falla de Jumilla (sector Valencia), en la zona más occidental del segmento Xàtiva-Tavernes (García-Mayordomo et al., 2012; García-Mayordomo y Jiménez-Díaz, QAFI, 2014).

No obstante, desde el punto de vista del procedimiento de construcción de ShakeMaps, este terremoto ha necesitado un número de iteraciones superior al que se ha desarrollado para otros sismos históricos. En un primer momento se consideró que la fuente sísmica debía estar relacionada con el segmento Xàtiva-Tavernes (García-Mayordomo et al., 2012; García-Mayordomo y Jiménez-Díaz, QAFI, 2014), pero las iteraciones basadas en esa orientación y tipología de falla no podía explicar convenientemente las localizaciones de las intensidades definidas, sobre todo las de intensidad ESI 07 de X y IX (Fig. 39 a y b). Por ello se modelizaron fuentes sísmicas mucho más

norteadas (NNE-SSO y NO-SE), subparalelas a orientación de la fuente propuesta Stucchi et al. (2012) y muy presentes desde Barxeta y Alzira hacia el E. Además, se varió la tipología de la falla a una falla normal, ya que la totalidad de las construcciones de los mecanismos focales de la sismicidad instrumental de esa zona presentaban una tipología de falla normal pura. (Giner-Robles et al. 2013 y 2018), además de ser coherente con las estructuras extensivas definidas en la zona off-shore del Golfo de Valencia es esa área.

Los resultados de las iteraciones con fallas normales más norteadas (Fig. 39 c y d) son coherentes con las intensidades ESI 07 máximas establecidas a partir de la documentación histórica, por lo que finalmente el ShakeMap desarrollado para este terremoto considera una fuente sísmica de falla normal orientada según NO-SE (Fig. 40)

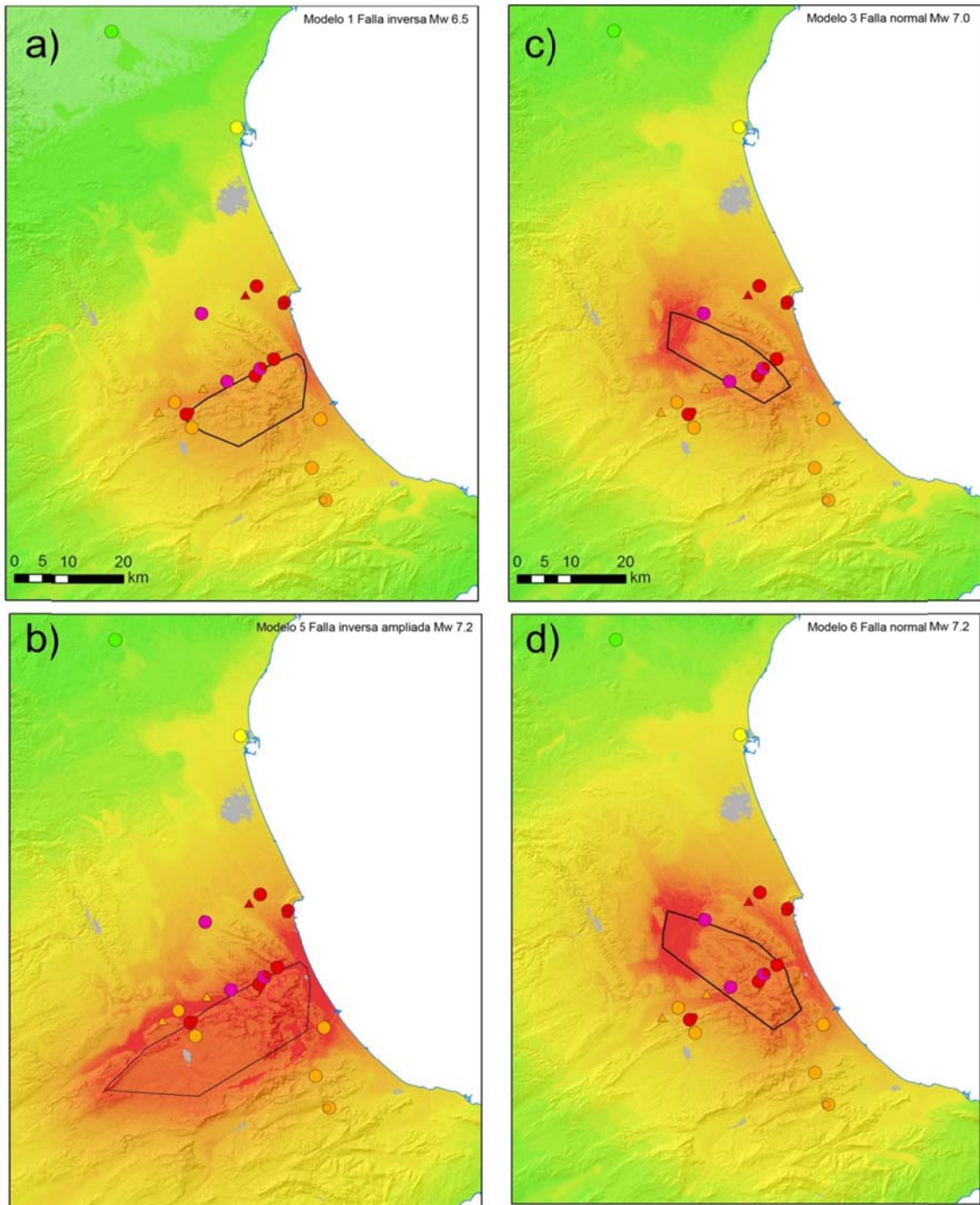


Fig. 39. Para poder obtener un modelo de ShakeMap coherente con los datos de intensidades inventariados se ajustan de forma iterativa todos los parámetros considerados (1) localización del epicentro; (2) tipo de falla (normal, inversa, en dirección); (3) dimensiones y forma del plano de ruptura de falla que ha generado el terremoto; (4) magnitud M_w del Terremoto; (5) modelo de atenuación o distancia Joyner-Boore y (6) modelo de V_{s30} (obtenido siguiendo el protocolo establecido por Wald y Allen, 2007). Se analizan las iteraciones y se elige la óptima considerando que (1) debe representar el mejor ajuste posible entre la distribución de intensidades y el modelo de aceleraciones resultante; y (2) debe alcanzar el valor mínimo de aceleración máxima horizontal del terreno (PGA en g) correspondiente al nivel de intensidad máxima generada por el terremoto en el epicentro macrosísmico. En la imagen se representan cuatro de las iteraciones realizadas para el terremoto de Tavernes de 1396.: una para falla inversa orientada según ENE-OSO (orientación coherente con la definida por García-Mayordomo et al. (2012) y García-Mayordomo y Jiménez-Díaz, (QAFI, 2014), con dos tamaños de fuente diferentes: (a) M_w 6,5 y (b) M_w 7,2; y la segunda para falla normal orientada NO-SE coherente con las estructuras de falla normal localizadas off shore y coherentes con la orientación de la fuente propuesta por Stucchi et al. (2012), al igual que en el caso anterior con dos posibles tamaños de fuente: (a) M_w 7,0 y (b) M_w 7,2.

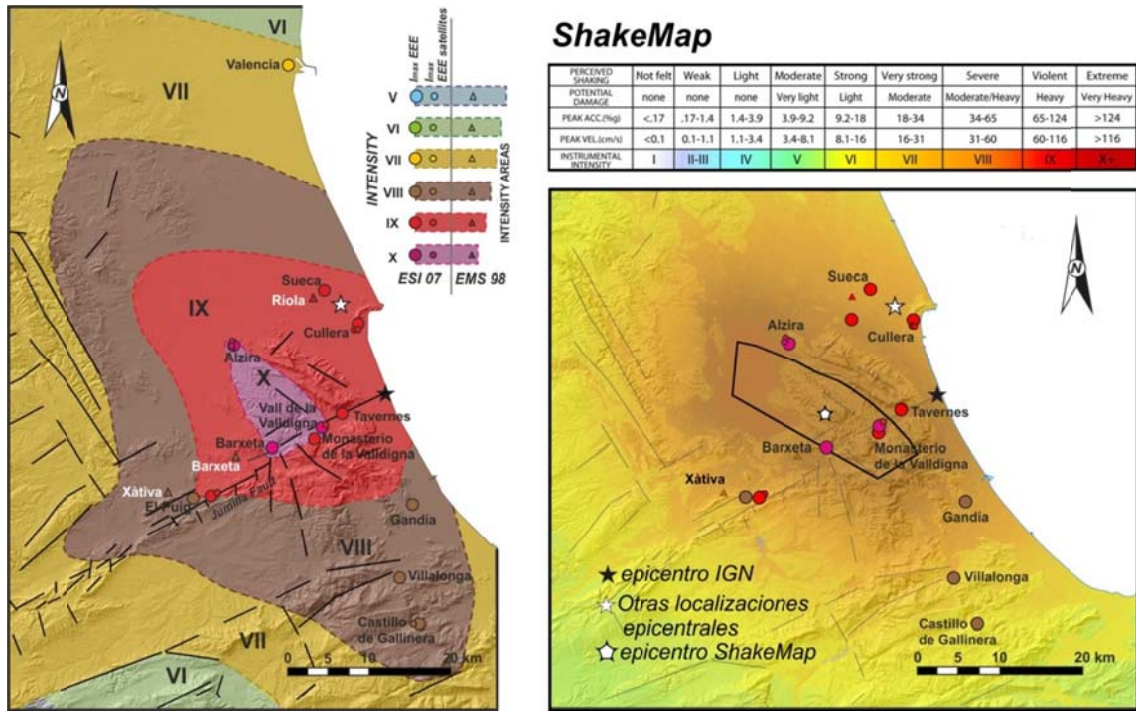


Fig. 40. Mapa de intensidades obtenido a partir de los datos de intensidad ESI-07 y EMS 98 (modificado de Giner-Robles et al. 2016). ShakeMap obtenido de la modelización de los valores de intensidades siguiendo la metodología propuesta por Elez et al. (2015) y Silva et al. (2016).

Parada 7: El valle de la Valldigna

J. L. Giner Robles. Universidad Autónoma de Madrid. jorge.giner@uam.es

J. Elez. Universidad de Salamanca (USAL). j.elez@usal.es

P.G. Silva. Universidad de Salamanca. pgsilva@usal.es



“(…) Y en el lugar de Fondech (Valle de la Valldigna) (...) se abrió la tierra y salió agua muy turbia (...)” (Mascaró, 1456). Las descripciones del efecto (“se abrió la tierra y salió agua muy turbia”) parecen hacer referencia a agrietamientos y procesos de lateral spreading del terreno asociados a procesos de licuefacción. Estos procesos debieron producirse en todo el valle, ya que en la documentación no se hace mención a ninguna población/alquería en concreto, sino al topónimo de todo el valle. Este fenómeno pudo estar amplificado por el terreno pantanoso y encharcado que caracterizaba el valle (Fig. 41) En la documentación tampoco se hace referencia a las dimensiones de las grietas que aparecieron en el terreno. En muchos de los artículos científicos que han analizado los daños de este terremoto se asignan erróneamente todos los efectos naturales descritos en las crónicas a la población de Tavernes de la Valldigna cuando, tal y como mencionan las crónicas históricas, los efectos debieron producirse en todo el valle (con una extensión aproximada de 25 km²) (Fig. 42). Este hecho pude haber minusvalorado la intensidad del terremoto en esta zona. Este tipo de fenómenos puede estar relacionado con la práctica total destrucción de las alquerías del valle. Dadas las características de los procesos descritos y su aparente distribución en todo el Valle de la Valldigna, así como la práctica total destrucción de las alquerías en todo el valle, nos permite asignar una intensidad ESI-07 de X a esta zona.



Fig. 41. Aspecto del Valle de la Valldigna desde el oeste en los años 60. Es posible observar en primer término las zonas encharcadas permanentes que aún se podían observar en el valle. En la época del terremoto éstas zonas debían ser más comunes, hecho que pudo propiciar la ocurrencia de procesos de licuefacción generales en el valle (www.bolomor.com).



Fig. 42. Extensión del Valle de la Valldigna y localización de las alquerías totalmente devastadas por el terremoto. No podemos establecer la localización exacta de las grietas y licuefacciones, aunque posiblemente se produjeron en todo el Valle de la Valldigna.

Es importante recordar que en la documentación histórica de fechas más próximas al año de ocurrencia del terremoto (Mascaró, 1456; Gascón, 1956, a partir de documentos contemporáneos del terremoto del Archivo General del Reino de Valencia), siempre se hace referencia al valle en su conjunto y no a ninguna población o alquería en concreto. Es en la documentación posterior en la se empieza a asignar únicamente los daños a la población de Tavernes de la Valldigna, cuando en realidad esos daños se repartieron en todo el Valle de la Valldigna.

El Monasterio de Simat de la Valldigna

En la documentación se menciona que “se hundieron diversas torres e iglesias y el Monasterio de Valldigna” (Zurita, 1668); también “se hundió un monasterio que había muy importante y con este monasterio se hundieron 200 casas de sarracenos, y en dicho valle se abrió la tierra brotando agua muy sucia” (Mascaró, 1456). “Derribó gran parte de las dependencias monacales dejando inútil lo poco que quedo del cenobio cisterciense” (Gascón, 1956, a partir de documentos contemporáneos del terremoto del Archivo General del Reino de Valencia). En otros documentos se hace referencia a que otro terremoto el día de navidad del mismo año, “derribó la torre Campanario y la Iglesia del Real Monasterio”

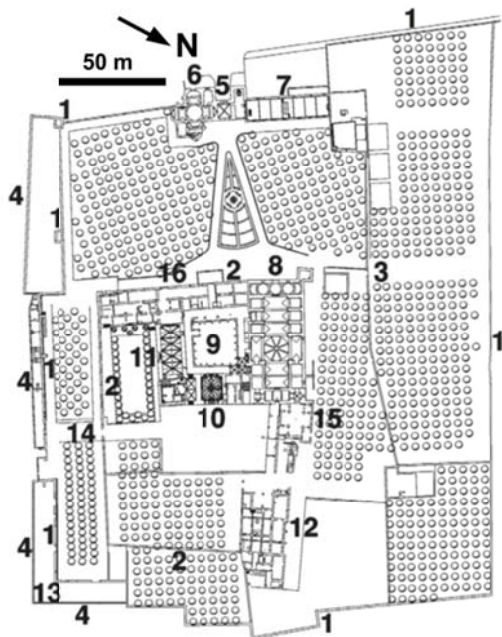


Fig. 43. Planta general del monasterio (modificado de Salvador Vila (2017) 1. Muralla exterior; 2. Muralla de clausura; 3. Muro intermedio; 4. Muralla exterior s. XVIII; 5. Portal Nou (s. XIV); 6. Capilla de Nuestra Señora de Gracia (s. XVII y XVIII); 7. Almazara; 8. Iglesia de Santa María; 9. Claustro del Silencio (s. XIV y XV); 10. Sala Capitular; 11. Refectorio (s. XV); 12. Palacio del Abad (s. XIV y XV); 13. Hospedería; 14. Puerta de Xara; 15. Oratorio; 16. Obra Nueva (s. XVIII).

El monasterio debió de sufrir importantes daños, se arruinaron totalmente las dependencias monacales (iglesia, campanario, claustro,...) (Fig. 43). En excavaciones recientes (Martínez y Castro, 2014) realizadas se ha comprobado que el antiguo claustro y los edificios colindantes al mismo fueron reconstruidos por los monjes unas decenas de metros más al oeste, reutilizando los materiales de las construcciones del siglo XIII devastadas por el terremoto (Fig. 44). Este hecho demuestra que la destrucción

de estos edificios debió ser casi total, y posiblemente su traslado debió estar condicionado por deformaciones permanentes en el sustrato que debieron aconsejar el cambio de ubicación. No se puede establecer la orientación de los daños ya que después de la reconstrucción del monasterio volvió a ser devastado por el terremoto de Muro de Alcoy en 1644 (Fig. 45).



Fig. 44. Imagen de la planta actual del Monasterio de Santa María de la Valldigna en el que se observa el claustro del siglo XIV destruido por el terremoto de 1396, y su reconstrucción unos 50 metros al oeste (siglo XV). Este segundo claustro fue destruido por el terremoto de 1644 al igual que la iglesia del monasterio (Imagen de google earth).



Fig. 45. Claustro del siglo XV construido con las piezas del antiguo claustro (s. XIV) destruido en el terremoto de Tavernes. Este nuevo claustro fue destruido posteriormente por el terremoto de Muro de Alcoy de 1644.

El caso del Monasterio de Simat de la Valldigna es un caso muy particular ya que sufrió daños documentados en el terremoto de Tavernes del 18 de Diciembre de 1396 (intensidad VIII-IX EMS 98), en el terremoto de Muro de Alcoy del 19 de junio de 1644 (intensidad VI-VII EMS 98) y en el terremoto de Estubeny del 23 de marzo de 1748 (VI-VII EMS 98).

En los dos primeros terremotos el monasterio sufrió daños importantes: colapso de muchos edificios del convento, incluyendo en ambos casos la destrucción de la iglesia y del claustro; en el de Estubeny se refieren menos daños en el convento documentándose daños importantes en el Palacio del Abad y en la biblioteca.

Implicaciones en la peligrosidad sísmica

Los efectos producidos en esta área por diferentes fuentes sísmicas nos proporcionan información importante para su consideración en el análisis de la peligrosidad sísmica.

El IGN (Instituto Geográfico Nacional) define una serie de aceleraciones básicas o de cálculo para cada uno de los términos municipales, que varían fundamentalmente por el coeficiente del terreno (C) (CI, CII, CIII y CIV; siendo CI terrenos no consolidados, y CIV terrenos consolidados)

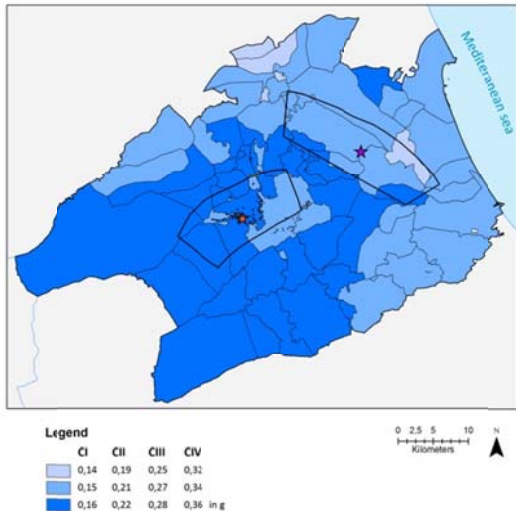


Fig. 46. Aceleraciones del terreno (en g) para los términos municipales afectados por los terremotos de Estubeny y Tavernes (en función del coeficiente del terreno).

A partir de los mapas de aceleraciones establecidos con la construcción de los ShakeMaps de ambos terremotos (Fig. 47) podemos comparar las aceleraciones alcanzadas en cada uno ellos con las definidas por el IGN para esta zona (Fig. 46).

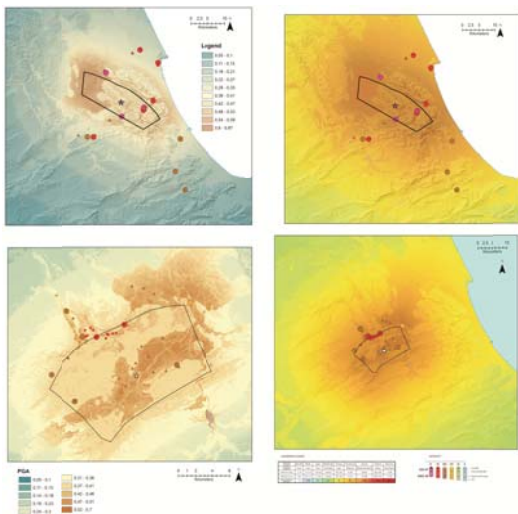


Fig. 47. ShakeMaps de los terremotos de Estubeny y Tavernes.

Si representamos las diferencias de los valores de aceleración predichos por la Norma de Construcción Sismoresistente con los valores de aceleraciones modelizadas en los ShakeMaps en los dos terremotos (Tavernes y Estubeny), se puede observar que los dos eventos superaron las aceleraciones predichas para cualquier tipo de terreno (coeficiente C) en grandes áreas de la zona considerada (Fig. 48).

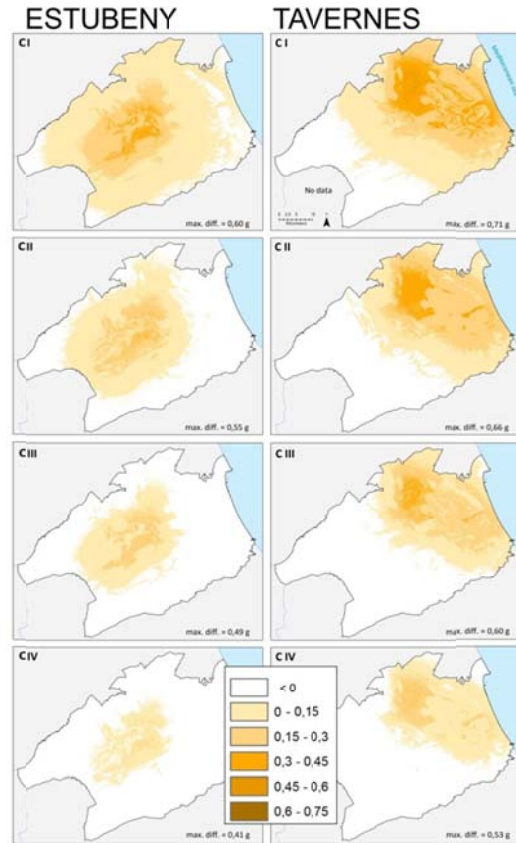


Fig. 48. Mapas de excedencia de aceleraciones de los terremotos de Estubeny y Tavernes sobre la aceleración de cálculo definida por el IGN para cada valor del coeficiente del terreno (C). En ambos terremotos se supera las aceleraciones predichas por el IGN en gran parte de la zona analizada (con valores de excedencia medios de 0,25 g). En cada uno mapas en función del valor del coeficiente del terreno, consideramos que las aceleraciones predichas por el IGN son aquellas que se corresponden a considerar toda el área analizada como el mismo tipo de terreno: CI, CII, CIII y CIV respectivamente.

Para poder observar la excedencia de los valores de aceleración en la zona en el periodo de tiempo que comprende los dos eventos, hemos considerado representar la excedencia de aceleración común para los dos eventos considerados. Es decir, hemos representado las zonas en las que las aceleraciones de los dos eventos han superado las definidas por el IGN (Fig. 49).

En el periodo de tiempo comprendido entre los dos eventos (352 años) se ha superado dos veces los valores de aceleración predichos por el IGN en grandes zonas del área analizada: para CI (valor del coeficiente del terreno para terrenos no consolidados), se superó en ambas ocasiones el valor del IGN en más del 50% del área analizada con valores de excedencia de aceleración que pueden llegar a cuadruplicar los valores establecidos por el IGN. Para valores

medios de este coeficiente (CII y CIII), se supera en las dos ocasiones la aceleración de cálculo en un 22% de la zona para CII y en un 10% para CIII, llegando a duplicar en ambos casos los valores predichos. Para valores del coeficiente del terreno de CIV, se superó en ambos terremotos la aceleración definida por el IGN en un 4% del área analizada.

Mean values above the NSR for a 352 year return period (Estubeny 1748 and Tavernes 1396 earthquakes)

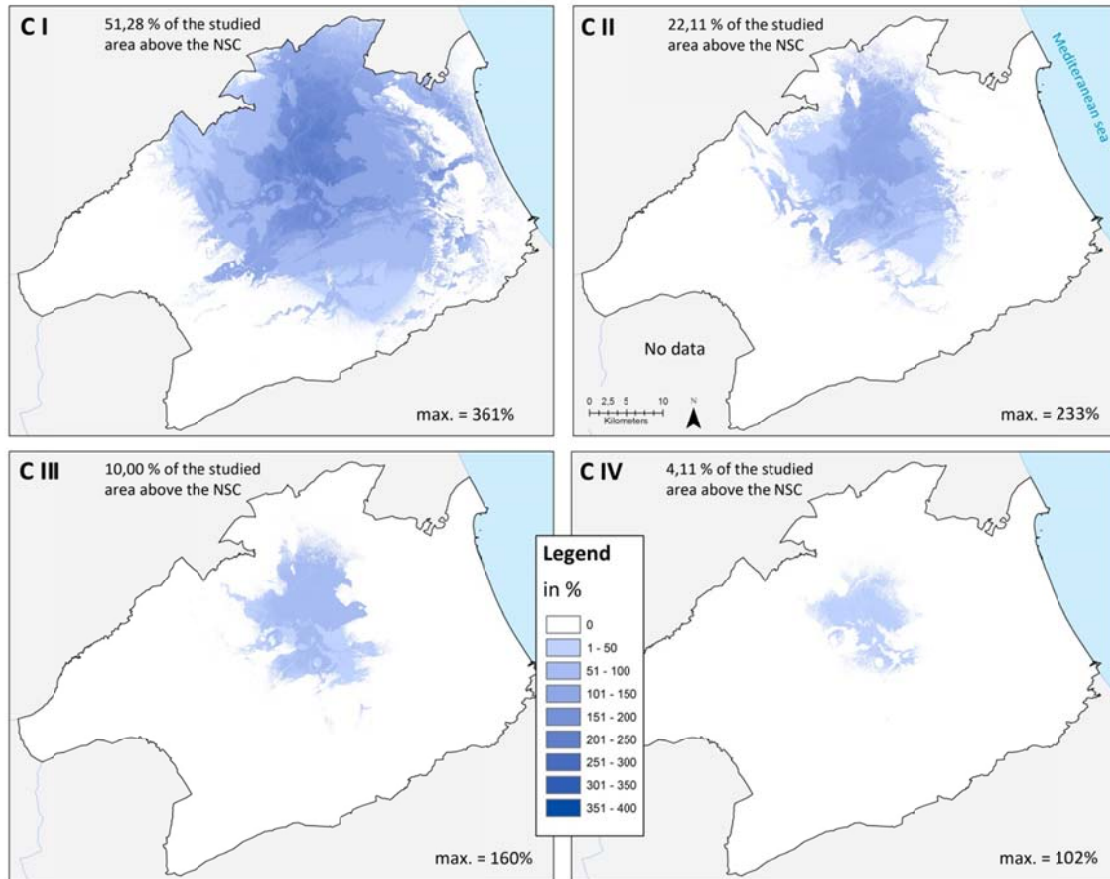


Fig. 49. Mapas de excedencia de la aceleración de cálculo para los dos terremotos. Se representan únicamente las zonas en las que los valores de aceleración obtenidos en las modelizaciones de los dos terremotos superaron los valores de aceleración predichos por el IGN. Se representa cuatro mapas correspondientes a los diferentes valores del coeficiente del terreno (C). En cada uno de los mapas se considera que toda la zona analizada presenta el mismo valore del coeficientes del terreno (ver Fig. 45).

Parada 8: Cueva de Bolomor

Policarp Garay i Martín. Coselleria Medi Ambient, Generalitat Valenciana. garay_pol@gva.es

Josep Fernández Peris. Servei d'Investigació Prehistòrica, Diputació de València. josep.fernandez@bolomor.com

El pequeño valle de la Valldigna (7x1,5 a 3 km) presenta una orientación ENE-WSW y se abre hacia el Este conectando con la llanura litoral valenciana, que en este sector alcanza una anchura de tan sólo 2,5 km. Su altitud máxima ronda los 50 m.

Dentro del ámbito peninsular, la Valldigna constituye el extremo más nororiental de las Cordilleras Béticas, siendo prolongación del valle del Càñoles (sinclinal ocupado por una potente serie de margas del Mioceno marino que separa el macizo del Caroch, al Norte, del tren de pliegues y valles prebéticos que con vergencia norte se desarrolla hacia el Sur).

Por el Norte llegan hasta la Valldigna los pliegues de las sierras y el Cavall Bernat, apretados pliegues de dirección NW-SE, mientras que por el Sur, el límite del valle lo constituye el macizo del Mondúver, una estructura en domo (Domo de Xeraco) formada por la interferencia de una amplio pliegue NW-SE al que se superpuso otro de dirección ENE-WSW.

Ambos flancos de la llanura aluvial de la Valldigna están jalonados por fallas, actualmente ocultas bajo el relleno cuaternario. El borde norte del Domo de Xeraco está formado por la serie carbonatada del Cretácico superior que buza hacia el valle (norte) y está surcada por varios barrancos cortos de dirección N-S y de fuerte pendiente. En la cabecera de estos barrancos se desarrolla una superficie alomada de unas 400 hectáreas con abundantes dolinas, en torno a los 300-350 metros de altitud. Se trata de los restos de una superficie erosiva precuaternaria (Garay, 1990) que guarda relación con el cercano Poljé de Barx (situado al oeste de la misma y sobre el extremo SW de la Valldigna).

Mediante análisis microtectónico se ha puesto de manifiesto la presencia de tectoglifos que corresponden básicamente a cuatro fases o campos de esfuerzos (Garay, 1998). Los elementos más abundantes (estilolitos y venas de extensión mineralizadas) corresponden a las fases segunda y tercera (a su vez relacionadas con los acortamientos principales de las

cordilleras ibéricas y béticas). La última fase corresponde a una clara extensión E-W que generó no sólo venas verticales N-S sino también abundantes fracturas abiertas que a menudo encontramos en todo el macizo rellenas de brechas y espeleotemas parietales (en ocasiones con simas reexcavadas en estos rellenos). La edad de esta extensión hay que ubicarla en torno al límite Plio-Cuaternario.

Con estas referencias y elementos resulta fácil entender que la superficie karstificada (campos de dolinas y poljé) es anterior al Cuaternario, puesto que las fracturas N-S las cortan netamente y sin haber condicionado en absoluto el desarrollo de las dolinas.

En cuanto a los cortos pero encajados barrancos que descienden hacia el Norte, entre ellos el de Bolomor, resulta evidente que se debieron desarrollar a lo largo del Cuaternario, y sin duda favorecidos por los efectos de la pequeña extensión E-W referida.

En este reducido escenario de los barrancos N-S, el esquema geomorfológico y el proceso de encajonamiento de la red hidrológica encuentran en la formación de la cueva de Bolomor y en su posterior relleno coluvial y antrópico elementos notables para su estudio y entendimiento

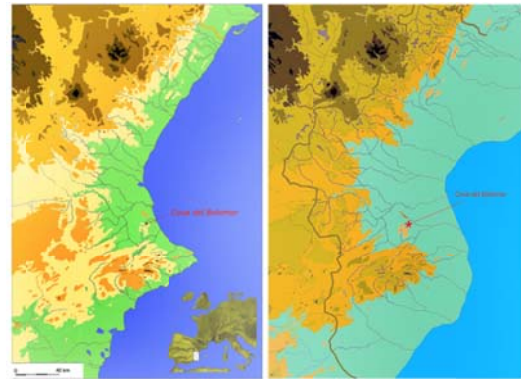


Fig. 50. Situación y territorio actual de la Cova del Bolomor. Reconstrucción del territorio a finales del Pleistoceno medio (www.bolomor.com)

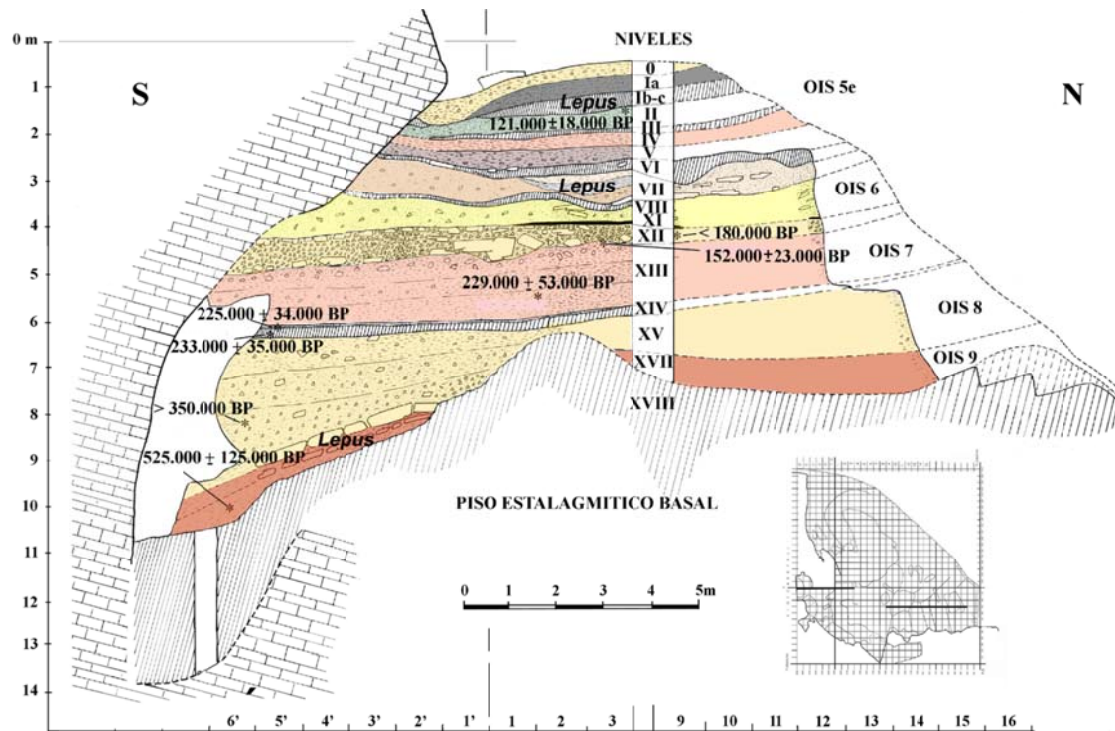


Fig. 51. Representación longitudinal norte-sur de la estratigrafía general de Cova del Bolomor (www.bolomor.com)

Sedimentología y fases climáticas

El relleno sedimentario de la Cova del Bolomor está formado, mayoritariamente, por material externo proveniente de las laderas y el barranco. Sobre potentes niveles estalagmíticos basales, que ocupan toda la cavidad y proceden de goteos cenitales, se apoyan aquellos aportes con potencia máxima de 10 m.

El depósito kárstico de la Cova del Bolomor presenta unas implicaciones paleoclimáticas que proceden de datos elaborados principalmente a partir de la sedimentología, macrofauna y microfauna. Estos valores se traducen en una secuencia que queda resumida de base a techo, en cuatro fases paleoclimáticas y posteriormente se ha elaborado una propuesta de ajuste de la secuencia estratigráfica terrestre discontinua de Bolomor con la secuencia oceánica continua.

Fase Bolomor I (niveles arqueológicos XVII a XV, entre 250.000 – 350.000 años). Conjunto basal que se corresponde con un ciclo climático fresco de cierta humedad, al menos estacionalmente, durante el cual se acumulan materiales provenientes de zonas externas y se registra una brechificación del sedimento. Nos encontramos en la base con la introducción de materiales que fueron meteorizados en zonas de cierto alejamiento respecto a su punto de deposición final. El ambiente parece fresco (sin los rigores que implican una activa meteorización física del entorno inmediato), y húmedo, al menos estacionalmente, lo que

permite la disolución-concreción de carbonatos del medio. Cronológicamente debe inscribirse dentro del estadio isotópico 8 y 9.

Fase Bolomor II (niveles arqueológicos XIV y XIII, entre 185.000 – 240.000 años). Ciclo climático con rasgos interestadiales, templado-cálidos y estacionalmente muy húmedos, que ha permitido el encharcamiento periódico de la cueva. Un cambio gradual pero muy acusado de las condiciones climáticas se marca con la instalación del nivel XIV. Los parámetros ambientales cambian notablemente y la remisión de las manifestaciones rigurosas anteriores es total, dando paso a la actuación de flujos hídricos suaves que introducen materiales de cierta selección. El contacto neto con el nivel siguiente XIII, parece indicar la decapitación del techo sedimentario del conjunto anterior, en principio suave, XIII c y b, etapa templada-cálida y estacionalmente muy húmeda. Cronológicamente se inscribe dentro del estadio isotópico 7.

Fase Bolomor III (niveles arqueológicos XII a VIII, entre 130.000 – 180.000 años). Ciclo climático con oscilación fresca y húmeda, que paulatinamente evoluciona hacia una situación más rigurosa y árida (nivel XII). Posteriormente remite poco a poco y se instala finalmente un clima templado y muy húmedo (nivel VIII). Se inicia a continuación un nuevo episodio climático, en principio suave (XIIIa) que va a degradarse progresivamente hasta culminar en la capa XII, remitiendo en XI-X-IX-VIII. Dentro de un entorno fresco y húmedo en su comienzo,

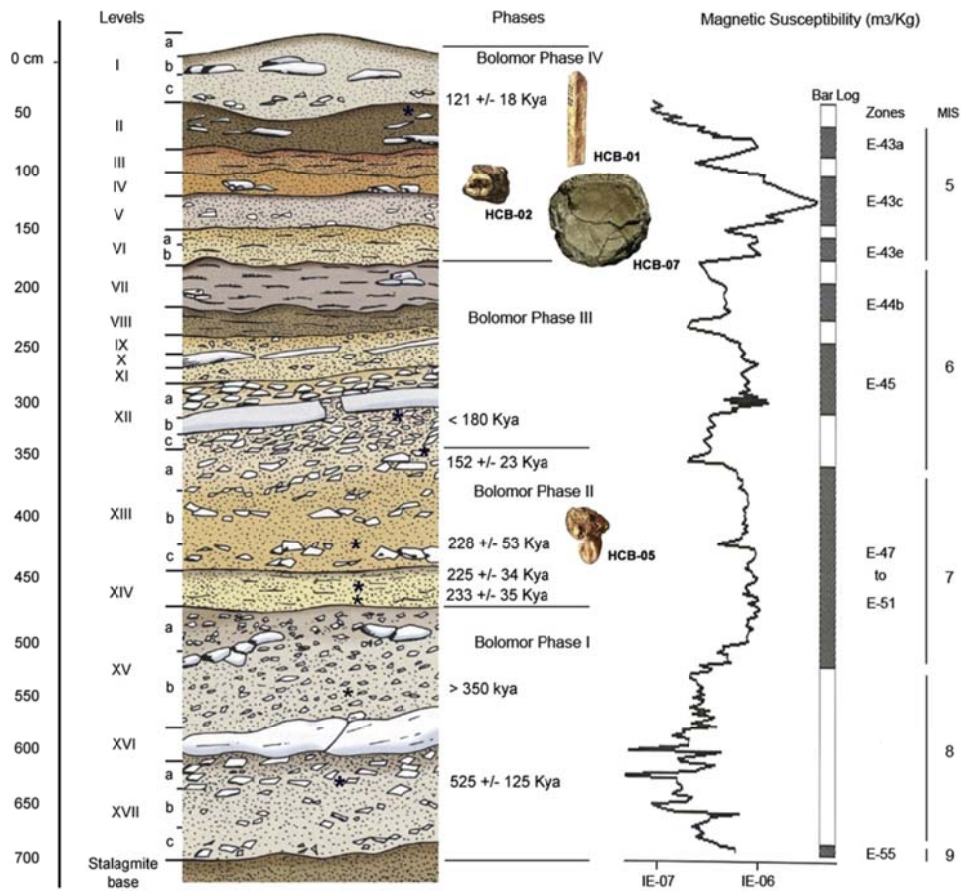


Fig. 52. Perfil estratigráfico de la Cueva de Bolomor indicando las edades radiométricas de las diferentes fases de relleno y la localización de restos fósiles humanos. J.L. Arsuaga et al. / Journal of Human Evolution 62 (2012) 629-639.

gradualmente se accede a una etapa muy rigurosa y árida en la secuencia materializada en el nivel XII. Estas condiciones ceden paulatinamente hasta finalizar el ciclo en el nivel VIII, momento en que se instala de nuevo un clima templado y muy húmedo. Estaríamos ante el estadio isotópico 6.

Fase Bolomor IV (niveles arqueológicos VII a I, entre 128.000 – 90.000 años). Representa el tramo superior de la secuencia con oscilaciones templadas y húmedas propias del último interglaciario. Un periodo globalmente suave, con lapsos frescos poco marcados (niveles VII a III) que provocan la acumulación de pequeños cantos, resultado de la meteorización de la bóveda de la cavidad por la acción del hielo deshielo. La elevada humedad, también ha provocado la inundación parcial de la cueva y la brechificación de los sedimentos. Los indicadores ambientales de signo frío, sobre todo en relación con los que caracterizan los periodos anteriores, se atenúan notablemente. Por otra, parece generalizarse un régimen climático que reviste condiciones de ciclicidad, es decir, se suceden lapsos aun frescos (niveles VII-VI, V-IV-III) durante los que se acumula un material detrítico de pequeño calibre,

subanguloso, que se interrumpen dando paso a una circulación hídrica de flujos continuos y muy carbonatados que encostran el techo de los niveles VI, III y Ic. Nos encontramos con un periodo globalmente suave, con degradaciones poco marcadas, durante el que persiste una humedad alta y oscilante. Esta fase se relaciona con el estadio isotópico 5e.

Implicaciones paleoclimáticas de la macro y microfauna

El estudio de los restos óseos recuperados hasta ahora ha permitido identificar numerosas especies faunísticas cuya distribución a lo largo de la secuencia y sus frecuencias relativas indican el desarrollo de cambios ambientales en el entorno del yacimiento:

Fase Bolomor I (niveles XV a XVII), se observan a rasgos generales el predominio del caballo que alcanza los más altos valores de la secuencia acompañado del ciervo. Junto a ellos la presencia del rinoceronte de estepa también con sus más altos valores y el megaceros, nos indicarían la presencia de climas frescos y algo húmedos, en esta parte de la secuencia, al estar

estas especies ligadas a los mismos. Los micromamíferos por su parte reflejan el desarrollo de distintos nichos ecológicos: el *Alloccretus bursae* ocupó espacios de vegetación abiertos y secos, y la *Talpa europaea* praderas húmedas, corroborando unas condiciones climáticas frescas y menos húmedas.

Fase Bolomor II (niveles XIII a XIV), las condiciones anteriores frescas y menos húmedas se transformarían en unas características de mayor humedad y calor con fuerte presencia de cérvidos e importante descenso del caballo con aparición de las primeras tortugas. Las condiciones de alta humedad y encharcamiento de la cueva dificultaron la buena habitabilidad.

Fase Bolomor III (niveles VIII a XII), las anteriores condiciones de climas cálidos y húmedos tenderían hacia un clima más seco y riguroso, tal y como indican la desaparición del megaceros y la importancia que adquieren los caballos.

Fase Bolomor IV (niveles I a VII), caracterizada por la aparición de especies de marcado carácter templado: el elefante, el hipopótamo, el jabalí, el uro y el asno, cuya presencia estaría indicando junto a un incremento de las temperaturas y la humedad, la expansión de las zonas forestales en el entorno del yacimiento. La presencia del hipopótamo se vincula a la existencia de zonas lagunares de una cierta entidad, áreas frecuentadas también por el uro. El *Equus hydruntinus* es un équido propio de las faunas de clima templado y húmedo, de características interstadiales o interglaciares al igual que el jabalí, que se ciñen exclusivamente a esta fase.

C³ References.

- Alberola Romá, A. (1999). Catástrofe, economía y acción política en la Valencia del siglo XVIII. Diputación de Valencia, 333 pp.
- Alonso Llorca, J. y Boluda Perucho, A. (1996). Runes i rogatives: els terratremols del 1748 a Xàtiva. Papeles de la Costera, 7-8, 83-94.
- Ameno, Francisco Luis (impresor) (1748). Relação do formidavel, e lastimoso terremoto succedido no reino de Valença no dia 23 de Março deste presente anno de 1748 e dos horrorosos estragos, e lamentaveis ruinas, que tem padecido a Ciuda de de Valença e mais lugares circumvisinhos Lisboa: na officina de Francisco Luiz Ameno.
- Archivo General de Simancas, Guerra Moderna, leg. 1315 (1748). Relación circunstanciada de la ruina que ha ocasionado en la Villa y Castillo de Montesa el terremoto que se sintió y duró por espacio de dos minutos, con corta diferencia, en el día 23 de marzo a las seis y media de la mañana, con diferentes repeticiones de menos fuerza hasta el 26 del mismo.
- Archivo Histórico de Xàtiva. Libro de determinaciones del Ilustre Cabildo de la Ciudad de San Felipe 1745-1748.
- Archivo Histórico Nacional (1748). Relación del terremoto y sus efectos, que padeció el Sacro Convento de Montesa el día 23 de marzo de este año 1748.
- Arsuaga, J.L., Fernández Peris, J., Gracia, A., Quam, R., Carretero, J.M., Barciela, V., Blasco, R., Cuartero, F., Saliado, P. (2012). Fossil human remains from Bolomor Cave (Valencia, Spain). J. Hum. Evol. 62, 629-639.
- Arsuaga, J.L., Villaverde, V., Quam, R., Martínez, I., Carretero, J.M., Lorenzo, C., Gracia, A. (2007). New Neandertal remains from Cova Negra (Valencia, Spain). J. Hum. Evol. 52, 31-58
- Borao Moreno, M.D. (2011). El castillo-convento de Montesa. Proyecto fin de grado. Universidad Politécnica de Valencia.
- Borja, P. (1928). Novenario a Nuestra Señora de Montesa.
- Cárcel Ortí, M.M. y Boscá Codina, J.V. (1996) Visitas pastorales de Valencia. (Siglos XIV-XV). Facultad de Teología San Vicente Ferrer. Series Valentina, 38, Valencia, 803 pp.
- Carrasco, E.F. (1748). Relación puntual, circunstanciada de la ruinas, y extragos causados por los terremotos, que se sintieron en varias partes del Reyno de Valencia, los días 23 de marzo, y 2 de abril de 1748 sacada de las noticias testimoniales, remitidas por los gobernadores, corregidores y justicias al Excmo. Señor Duque de Caylús Gobernador y Capitán General de este dicho reyno y de Murcia. Imprenta de Joshep Mathias Escribano.
- Cavanilles, A. (1795). Observaciones sobre la Historia Natural, Geografía, Agricultura, población y frutos del reyno de Valencia. Tomo 1, pp: 229-230.
- Elez, J., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Rodríguez-Pascua, M.A, Pérez-López, R., Roquero, E., Bardají, Huerta, P., Martínez-Graña, A. (2015). ESI-07 ShakeMaps for Instrumental and historical events in the Betic Cordillera (SE Spain): a preliminary approach applied to seismic hazard based on geological data. Abstract Volume of the 6th International INQUA meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archaeoseismology. Pescara, Italy. Miscellanea INGV, n° 27, p. 132-137. ISSN 2039-6651.
- Ecolano, X. (1878): Historia de Valencia, Tomo III, página 394.
- Faus Prieto, A. (1989). Los terremotos de 1748 en el antiguo Reino de Valencia. Documentos de base y notas para su estudio. Cuadernos de Geografía, 45, 35-50.
- Ferrán y Salvador, V. (1926). El Castillo de Montesa, pp.131-140.
- Ferrer Clari, A. (1996). La Torre-Campanar de L'església de Santa Caterina. El Volteig, 5, 30-31.
- Fernández Peris, J. (2003). Cova del Bolomor (La Vall d'igna, Valencia). Un registro paleoclimático y arqueológico en un medio kárstico. SEDECK 4, 34e47.
- 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°N. Dirección General del Instituto Geográfico, Catastral y de Estadística. Tomo I.
- Garay, P. (1998). La Vall d'igna entre dos dominis geològics: l'ibèric i el bètic. Revista D.Y.A., 5: 47-56.
- García-Mayordomo, J. (2005). Caracterización y análisis de la peligrosidad sísmica en el sureste de España. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 373 pp.
- 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., H. Perea, F. Martín-

- González, J. Giner-Robles, E.S. Nemser, J. Cabral, QAFI Compilers (2012). The Quaternary Active Faults Database of Iberia (QAFI v.2.0). Journal of Iberian Geology, 38(1):285-302.
- García-Mayordomo, J. (2015). Creación de un modelo de zonas sismogénicas para el cálculo del mapa de peligrosidad sísmica de España. Serie Riesgos Geológicos/Geotecnia, 5. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 130 pp
- Gascón Pellegrí, V. (1956): Historia de Valldigna. Imp Sucesores de Vives Mora, Valencia.
- Giner, J.J., Molina, S. y Jáuregui, P.J. (2003): Sismicidad en la Comunidad Valenciana. Física de la Tierra, 15, 163-187.
- Giner-Robles, J.L., P.G. Silva, M.A. Rodríguez-Pascua, R. Pérez-López y A. Alberola Romá. (2014) Geological and archaeological effects of the AD 1748 Estubeny Earthquake (SE Spain) En: Una aproximación multidisciplinar al estudio de las fallas activas, los terremotos y el riesgo sísmico Chapter: Publisher: Instituto Geológico y Minero de España (Eds: J. A. Álvarez Gómez, F. Martín González) Resúmenes de la 2ª Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología, Lorca, España (2014)
- Giner-Robles, J.L., Elez, J., Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, M.A., Bardají, T., M.A., Roquero, E. y Rodríguez-Escudero (2015) Geological and archaeological effects of the AD 1396 Tavernes de la Valldigna (Se Spain) En: Una visión global del Cuaternario: El hombre como condicionante de procesos geológicos (J. P. Galve, J. M. Azañón, J. V. Pérez Peña y P. Ruano, Eds.) XIV Reunión Nacional de Cuaternario, Granada:
- Giner-Robles, J.L., Elez, J., Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, M.A., Bardají, T., Perucha, M.A., Roquero, E. y Rodríguez-Escudero, E. (2016): Definición de fuentes sísmicas de terremotos históricos a partir de la escala de intensidades macrosísmicas ESI-07 y la modelización por SHAKEMAPS. Implicaciones en la peligrosidad sísmica. Geo-Temas, 16 (1), 669-672.
- Giner-Robles, J.L. R. Pérez-López, J. Elez, P.G. Silva, E. Rodríguez Escudero, C. Canora, M.A. Rodríguez-Pascua, T. Bardají, E. Roquero, P. Huerta, y M.A. Perucha. (2018) Análisis de la deformación en la Península Ibérica a partir del estudio de mecanismos focales. Implicaciones en la peligrosidad sísmica, En: Resúmenes de la 2ª Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología, Alicante, España (2018)
- Granja, Cosme (impresor) (1748). Verdadera relación de los estragos, sustos, ruinas, y funebres sucesos, que se experimentaron e[n] el día 23 de marzo del presente año de 1748, en la villa y Castillo de Nuestra Señora de Montesa en la ciudad de San Felipe, y ... Reyno de Valencia
- Hernández-Pacheco, E. (1923). La montaña de Valencia. Bosquejo geográfico geológico del macizo del Caroché, Real Academia de Ciencias, 22, 306-322.
- Hinojosa Montalvo, J. (2002): Diccionario de historia medieval del Reino de Valencia, Tomo IV. Generalitat Valenciana.
- Informe Malespina (1748). Archivo General de Simancas. Secretaría y Superintendencia de Hacienda, legajo 576, Extracto de lo que resulta de los Autos formados en razón de las aberigaciones que de R.I. Orn. se han executado, de las Ruynas causadas por los terremotos acaezidos desde el día 23 de Marzo pasado, con expression del costo que se ha considerado por los expertos podrán tener sus reparos y de los acaecimientos. singulares que ha habido.
- Lairon, A. y Vercher, S. (1998): Guia de l'arxiu municipal d'Alzira. Ayuntamiento de Alzira. ISBN: 8492192135.
- Librer Escrig, J.A. (2011): De la Llíria medieval a los inicios de la Llíria moderna. Acercamiento a su desarrollo urbano. En: Llíria, historia, geografía y arte: nuestro pasado y presente. Coord. Jorge Hermosilla Pla, Vol. 2, 2011 (Geografía y arte), págs. 188-203.
- Llopis Pulido, VM. (2014). La Catedral de Valencia: construcción y estructura. Análisis del Címborrio [Tesis doctoral no publicada]. Universitat Politècnica de València. doi:10.4995/Thesis/10251/39313.
- López Marinas, J.M. (1981): ¿Uno o dos terremotos catastróficos a fines del siglo XIV en el Reino de Valencia?. Revista del Instituto de Estudios Alicantinos, 36, 59-72.
- Madoz, P. (1845 -1850). Diccionario Geográfico-Estadístico-Histórico de España y sus posesiones de Ultramar. 16 Tomos, Madrid (tomo XI, pag. 554). <http://www.diccionariomadoz.org/>
- Martí Ortelles, V. (1417): Notales de Jaime Pastor, Cabildo Catedral de Valencia y Colaciones. Archivo de la Curia Eclesiástica de Valencia.
- Martínez, Alfonso (impresor) (1748). Segunda relación de las noticias, que últimamente se han recibido de los estragos causados en todo el Reyno de Valencia desde el día veinte y tres de Marzo. de este año de 1748.
- Martínez Araque, I. (2009): La organización del trabajo en las obras valencianas. La construcción en Alzira y la ribera del Xúquer durante los siglos XIV-XV. Actas del Sexto Congreso Nacional de Historia de la Construcción, Valencia, 21-24 octubre 2009, eds. S. Huerta, R. Marín, R. Soler, A. Zaragoza. Madrid: Instituto Juan de Herrera, 2009.
- Martínez García, J.M. y Castro Valls, P. (2014): El monastir de Santa Maria de la Valldigna: fases coïnstructives i novel troballes arqueològiques del segle xiv junt al Palau Abacial. Recerques del Museu d'Alcoi, n 22-23, 95-106.
- Martínez Solares, J.M., Mezcua, J. (2002). Catálogo Sísmico de la Península Ibérica (880 a.C. – 1900). Monografías IGN, 18. IGN, Madrid (Spain), 253 pp.
- Martínez Solares (2011). Sismicidad pre-instrumental. Los grandes terremotos históricos en España. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 19(3): 296-304.
- Martins, I. and Mendes, Victor L.A., (2001). Contribuição para o estudo da sismicidade da região oeste da península ibérica, Universidade de Lisboa, Instituto Geofísico do Infante D. Luis, Publ. N. 25, 67 pp.
- Mascaró, G. (anterior a 1456): Croniques barcelonines de la Casa Dalmases. Biblioteca de Catalunya, nº485, 296-298.
- Mengel, O. (1909): Monographie des terratremols de la Région Catalane. Extrait du Bull. Soc. Ramond, p. 20. Fascículo 3, página 25.
- Mezcua, J., Martínez Solares, J.M. (1985). Sismicidad del area Ibero-Mogrebi. Instituto Geográfico Nacional (IGN). Publicación 203. Madrid. 301 pp.
- Mezcua, J.; Rueda, J. y García blanco R.M. (2004). Reevaluation of Historic Earthquakes in Spain. Seismological Research Letters, 75, 1, 75-81.
- Michetti, A.M., Esposito, E., Guerrieri, L., Porfido, S., Serva, L., Tatevossian, R., Vittori, E., Audemard, F., Azuma, T., Clague, J., Comerci, V., Gürpınar, A., McCalpin, J., Mohammadioun, B., McOrner, N.A., Ota, Y., Roghazin, E., (2007). Environmental seismic intensity scale e ESI 2007. In: Guerrieri, L., Vittori, E. (Eds.), Intensity Scale ESI-07. Memorie Descrittive Della Carta Geologica D'Italia 74, Servizio Geologico D'Italia. APAT, Rome, p. 53.

- Mir, Guillén (1492): Libre de Memorias (manuscrito). Biblioteca de la Universidad de Valencia.
- Moreira de Mendonça, J. J. (1758): Historia universal dos terremotos que tem havido no mundo, de que ha noticia, desde a sua creação ate o seculo presente. Offic. Antonio V. de Silva. Lisboa, p. 272., pág. 109.
- Plan General de Ordenación Urbana del Municipio de Liria (2005). Memoria justificativa. Texto refundido, julio 2005. Liria, Valencia.
- Rubinat Cabanas, M. (2012). Basement fault influence on the Biorb-Quesa Salt Wall kinematics, insights from Magnetotelluric and Paleomagnetic techniques on Salt Tectonics. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona, 145 pp.
- Rubio, F. (1986): "Castillo de Gallinera", Arqueología en Alicante 1976-1986. Instituto de Estudios Alicantinos "Juan Gil Albert". Diputación Provincial de Alicante, pp. 41-42.
- Ruíz, J.M. y Carmona, P. (2005): La llanura deltaica de los ríos Júcar y Turia y la Albufera de Valencia. Geomorfología Litotal y Cuaternari. Homenatge al professor Vicenç M. Rosselló i Verger. Universidad de Valencia, 399-418.
- Sánchez Navarro-Neumann, M. (1921): Lista de los terremotos más notables sentidos en la península Ibérica desde los tiempos más remotos, hasta 1917, inclusive, con ensayo de agrupación en regiones y períodos sísmicos. La Estación Sismológica y el Observatorio Astronómico y Meteorológico de Cartuja (Granada). Memorias y trabajos de vulgarización científica. pp. 11-65.
- Sarthou Carreres, C. (1922). Los terremotos de 1748: un capítulo de la historia de Játiva. Folletín de El Progreso, Játiva.
- Sarthou Carreres, C. (1937). Datos para la Historia de Játiva. Tomo 2. (páginas 193-219).
- Serra Desfilis, A. (1999). El mestre de les obres de la ciutat de València, 1370-1480. En: L'artista-artesà medieval a la Corona d'Aragó. Lleida, 14, 15 i 16 de gener de 1998. ISBN 8484099903.
- Serra Desfilis, A. y de Miquel Juan, M. (2005): Pere Balaguer y la arquitectura valenciana entre los siglos XIV y XV. F. Taberner (ed.), Historia de la ciudad IV: Memoria urbana, Valencia, (ICARO-Colegio Territorial de Arquitectos-Ayuntamiento de Valencia-Universitat de València), 89-111.
- Silva P.G., M.A. Rodríguez-Pascua, J.L. Giner-Robles, R. Pérez-López, J. Lario, M.A. Perucha, T. Bardají, P. Huerta, E. Roquero, M.B. Bautista Davila (2014) Catálogo de los efectos geológicos de los terremotos de España. P.G. Silva, M.A. Rodríguez-Pascua (Eds.), Riesgos Geológicos Y Geotecnia 4, IGME, Madrid, p. 352.
- Silva P.G., J. Elez, J.L. Giner-Robles, M.A. Rodríguez-Pascua, R. Pérez-López, E. Roquero, T. Bardají, A. Martínez-Graña. (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.
- Stucchi M., Rovida A., Gomez Capera, A. Alexandre, P., Camelbeeck, T., Demircioglu, M., Gasperini, P., Kouskouna, V., Musson, R., Radulian, M., Sesetyan, K., Vilanova, M., Baumont, H., Bungum, H., Fäh, D., Lenhardt, W., Makropoulos, K., Martínez Solares J. M., Scotti O., Živčić, M., Albini, P., Batllo, J., & Papaioannou, C., Tatevossian R., Locati, M., Meletti, C., Viganò, D., Giardiniet, D. (2012): The SHARE European Earthquake Catalogue (SHEEC) 1000–1899. Journal of Seismology, doi: 10.1007/s10950-012-9335-2.
- Teixido, Josep (impresor) (1748a?). Relacion de los estragos y desgracias que en el Reyno de Valencia ha ocasionado el nunca visto uracan [sic] y temblor de tierra sucedido en el día 23 de marzo.
- Teixido, Josep (1748b). Relacion del terremoto y sus efectos que padecio el Sacro Convento de Montesa en el día 23 de Marzo de 1748.
- Villalmanzo, J. (1985). El terremoto de 1644. Saitabi, 35: 151-158
- Wald, D.J., Worden, B.C., Quitoriano, V., and Pankow, K.L., (2005). ShakeMap manual: technical manual, user's guide, and software guide. U.S. Geological Survey, 132 p.
- Wald, D.J., Allen, T.I. (2007). Topographic slope as a proxy for seismic site conditions and amplification. Bulletin of the Seismological Society of America 97, 1379-1395.
- Ximeno, Vicente (1749). Escritores del Reyno de Valencia cronologicamente ordenados desde el año 1238 de la christiana conquista de la misma ciudad, hasta el año 1748.
- Ximeno, Vicente? (1748).Relación verdadera de los terremotos padecidos en el Reyno de Valencia desde el día 23 de Marzo del año 1748 y de las Rogativas que se hacen en la ciudad de Valencia, y en otras partes del Reyno, à Dios Nuestro Señor, para que aplaque su ira, y cesse este castigo. Valencia, Joseph Estevan Dolz. Librería de Simon Faure.
- Zurita, G. (1668): Anales de la Corona de Aragón, Libro X, capítulo XI, pag.422.

C³ Cuadernos de Campo del Cuaternario
Vol., 4. 2018. AEQUA, Almería. 23 pp.

Giner Robles J.L., Silva, P.G., Elez, J. Eds (2018).
Geología de los terremotos de Estubeny (1748 AD) y
Tavernes de la Vall d'igna (1396 AD): Efectos
geológicos y su relación con el frente de deformación
bético.