



ABRIR CAPÍTULO VII



VIII. Inferencias deducidas del análisis de sismitas. Recurrencia de paleoterremotos. Integración de resultados tectónicos y paleosísmicos

Como ya se ha visto en el capítulo anterior, las sismitas estudiadas en las diferentes cuencas, tanto en depósitos lacustres de medios someros como profundos, estuvieron condicionadas por el campo de esfuerzos bajo el cual se generaron. Este es un punto de unión entre la tectónica y las estructuras de paleosismicidad, es decir, los campos de deformación y esfuerzos que estructuraron la zona también afectaron a los sedimentos en el momento de su deposición. De este modo los mismos esfuerzos que son los responsables de la génesis de terremotos condicionaron la formación de sismitas.

El registro de sedimentos laminados varvados permite datar de forma relativa las sismitas entre sí, con lo que se podrá obtener la de recurrencia de los paleoterremotos. Con estos datos y las magnitudes sísmicas estimadas para cada evento, se podrán aplicar leyes potenciales (ley de Gutenberg-Richter) y, mediante el parámetro "b", caracterizar sísmicamente el área durante la sedimentación de las cuencas. Esta caracterización se podrá comparar con la que se establezca a partir de la sismicidad instrumental y ver si se mantiene. En el caso de que la actividad sea constante, los datos obtenidos de la paleosismicidad tendrán un punto de apoyo más para su extrapolación a la actualidad.

VIII. 1. RELACIONES ENTRE LA TECTÓNICA Y LAS ESTRUCTURAS DE PALEOSISMICIDAD

El campo de esfuerzos que estructuró la zona en el Mioceno superior, durante y después de la formación de las cuencas, tiene una orientación media de σ_{HMAX} hacia el NO-SE. Dicho campo está definido principalmente por fallas normales que tienden a dar soluciones triaxiales (ver capítulo IV), debido a que la mayoría de los datos se han medido en las cuencas extensivas. Asociado a este campo 1, se ha calculado un segundo campo subortogonal, definido por fallas normales y en este caso también por fallas inversas. La mayoría de las estructuras debidas a procesos de licuefacción (intrusiones de arena, estructuras en almohadilla, estructuras de licuefacción y fracturación en gravas e intrusiones de limos en sedimentos varvados) aparecen orientadas según el campo 1, con una moda secundaria orientada según el campo 2. La tendencia a la radialidad de los fenómenos extensivos debió favorecer la génesis de estructuras de escape de fluidos por licuefacción. Esta extensión actuó como un sistema de fuerzas dirigidas durante los procesos de licuefacción, haciendo que las estructuras aparezcan sistemáticamente orientadas según el campo de esfuerzos.

Como ya se ha mencionado en el apartado VII.2.1, las inyecciones de arena en filón presentan un desarrollo diferencial según dos direcciones perpendiculares. Las inyecciones de mayor desarrollo



están orientadas según el campo 1 (NO-SE) y aparecen enraizadas en la capa licuefactada origen. El campo 2 genera una extensión perpendicular a la que produce el campo 1, creando una segunda familia de intrusiones que parten de las primeras sin estar enraizadas en el nivel licuefactado. Las fallas normales son las que caracterizan esencialmente el campo 2 y son las que favorecen la apertura de la segunda familia de intrusiones. Las fallas inversas que aparecen en el campo 2 hacen que σ_1 se oriente paralelo al σ_2 de las fallas normales, lo que puede producir una desviación del flujo horizontal de arenas en estas intrusiones, debido a lo cual hay una desviación de la trayectoria del flujo horizontal tanto a muro como a techo de la capa confinante.

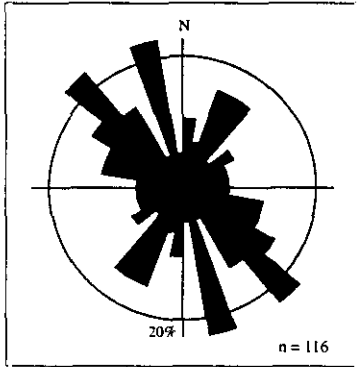


Fig. VIII.1. Rosa de direcciones de inyecciones de arena (suma de todas las estructuras medidas) en la Cuenca de Camarillas-Las Minas.

Si se representan las direcciones de todas las intrusiones de arena en filón, un total de 116 datos, en una rosa de direcciones, la orientación media que se obtiene está próxima a N145E (Fig. VIII.1). Esta dirección principal de intrusión es subparalela a la dirección de σ_{HMAX} regional en esta zona. Los esfuerzos sometieron los sedimentos a una tensión tal que, al producirse un desequilibrio, como puede ser un aumento de la presión intersticial por un evento sísmico, las estructuras de deformación generadas estarían condicionadas por el campo de esfuerzos. Por tanto, la génesis de las inyecciones de arena en filón estuvo condicionada tanto por parámetros sísmicos (magnitud y duración del evento) como por el campo de esfuerzos, teniendo siempre en cuenta los parámetros geológicos (profundidad, litologías, nivel freático, consolidación del sedimento, etc.).

Los pliegues de arrastre que generan las estructuras en almohadilla, por los escapes de fluidos hacia la superficie después de la licuefacción, también están orientados según los dos campos de esfuerzos calculados. Las direcciones de los ejes de los pliegues son muy constantes; así, si se representan en un rosa de direcciones todas las medidas realizadas, un total de 47, vuelven a aparecer dos modas principales (Fig. VIII.2). La moda principal (cercana a N135E) está orientada según el campo 1 (NO-SE), con una moda secundaria subortogonal. En este caso, a los sistemas de fuerzas dirigidas constituidos por los gradientes de presión generados después de la licuefacción, hay que añadir los campos de esfuerzo 1 y 2. Los esfuerzos que representan ambos campos, principalmente extensivos, favorecieron la génesis de estas estructuras condicionando la orientación de las mismas.

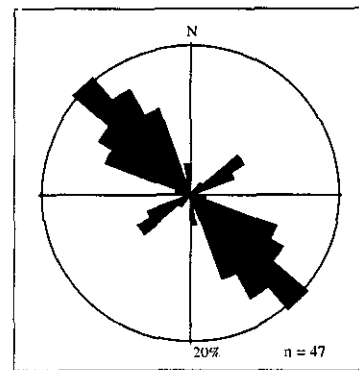


Fig. VIII.2. Rosa de direcciones de ejes de pliegues de estructuras en almohadilla de la Cuenca de Camarillas-Las Minas (suma total de los datos).

Como ya se ha descrito anteriormente, intrusiones de arena, estructuras en almohadilla, estructuras de licuefacción y fracturación en gravas (ver apartado VII.2.2) e intrusiones de limos en sedimentos varvados (ver apartado VII.3.5), interpretadas como de origen sísmico, están condicionadas por la tectónica del área donde se desarrollaron. Es decir, según las



observaciones realizadas en las estructuras de licuefacción de la Cuenca de Camarillas-Las Minas, éstas se comportan como "estructuras tectónicas", esto es, su orientación está directamente controlada por el campo de esfuerzos. Si se representan todos los datos de direcciones de intrusiones de arenas y de estructuras en almohadilla (163 datos), se puede ver cómo la dirección media es N145E (Fig. VIII.3), con una moda minoritaria subperpendicular. Estas dos modas son subparalelas al campo de esfuerzos principal y a uno secundario, respectivamente. En la figura VIII.4 se representa la localización de todas las estaciones de medida sobre el mapa geológico de la Cuenca de Camarillas-Las Minas, en el que se puede observar con detalle su situación y la estructura tectónica en la que se enmarcan.

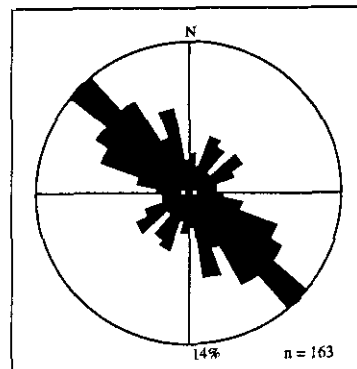


Fig. VIII.3. Rosa de direcciones de estructuras de licuefacción (planos de intrusión de arenas y ejes de pliegues de estructuras en almohadilla) de la Cuenca de Camarillas-Las Minas (suma total de los datos).

Como ya se ha podido contrastar en el capítulo V, la orientación del campo de esfuerzos reciente (Mioceno superior-Cuaternario) es muy similar a la del campo actual. Esto indica que las características geométricas de los esfuerzos no han cambiado sustancialmente desde el Mioceno superior hasta la actualidad. Por tanto, si se tiene el mismo campo de esfuerzos reciente y actual, con las mismas fuentes sismogénicas y las sismitas están condicionadas por estos esfuerzos, los datos paleosísmicos pueden servir como caracterizadores del fenómeno sísmico actual.

VIII. 1. 1. Magnitudes sísmicas y sus radios de influencia en la génesis de estructuras debidas a licuefacción

Tanto las inyecciones de arena en filón como las estructuras en almohadilla se pueden generar con terremotos de magnitud superior a 5,5 y 8 (ver apartados VIII.2.1, VIII.2.2. y VIII.2.3.). Además de la duración y magnitud de un terremoto influye la distancia de la sismita en cuestión al epicentro. La duración de un evento no se puede deducir mediante el estudio de sismitas, pero la distancia del epicentro ha sido estudiada empíricamente por varios autores:

- Seed (1968) estudió estructuras asociadas a terremotos de magnitud 6 a 7 y llegó a la conclusión de que terremotos de magnitud 6 generan sismitas en un radio de 9 km y los de magnitud 7 en un radio de 20 km.
- Tinsley *et al.* (1985) estiman que la magnitud mínima para que se den licuefacciones es de 5 a 5,5 y que magnitudes superiores a 7,5 pueden generar licuefacciones en un radio de 100 km.
- Audemard y De Santis (1991) estudian una serie de más de 2000 terremotos entre los meses de abril, mayo y junio de 1989, en la costa venezolana, con magnitudes que oscilaron entre 5 y 5,7. Las estructuras a que dan lugar estos sismos son principalmente volcanes de arena e intrusiones de arena en filón, situados a 25 km como máximo de la zona epicentral.
- Moretti *et al.* (1995) realizan un estudio sobre estructuras debidas a licuefacción en el

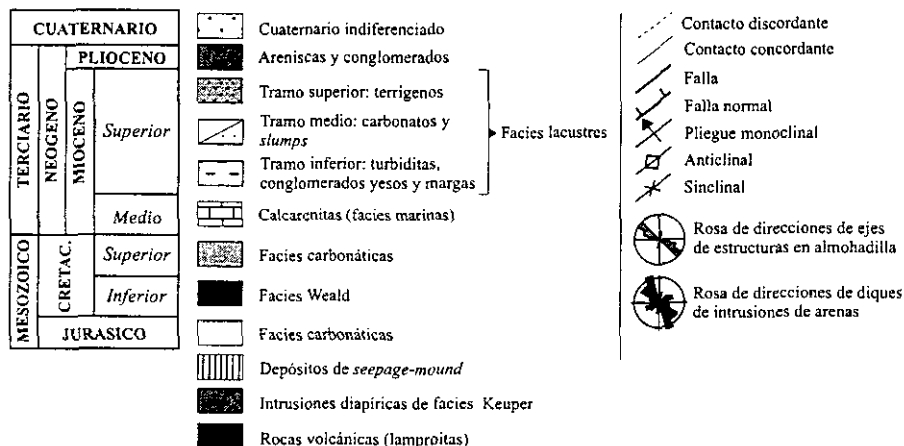
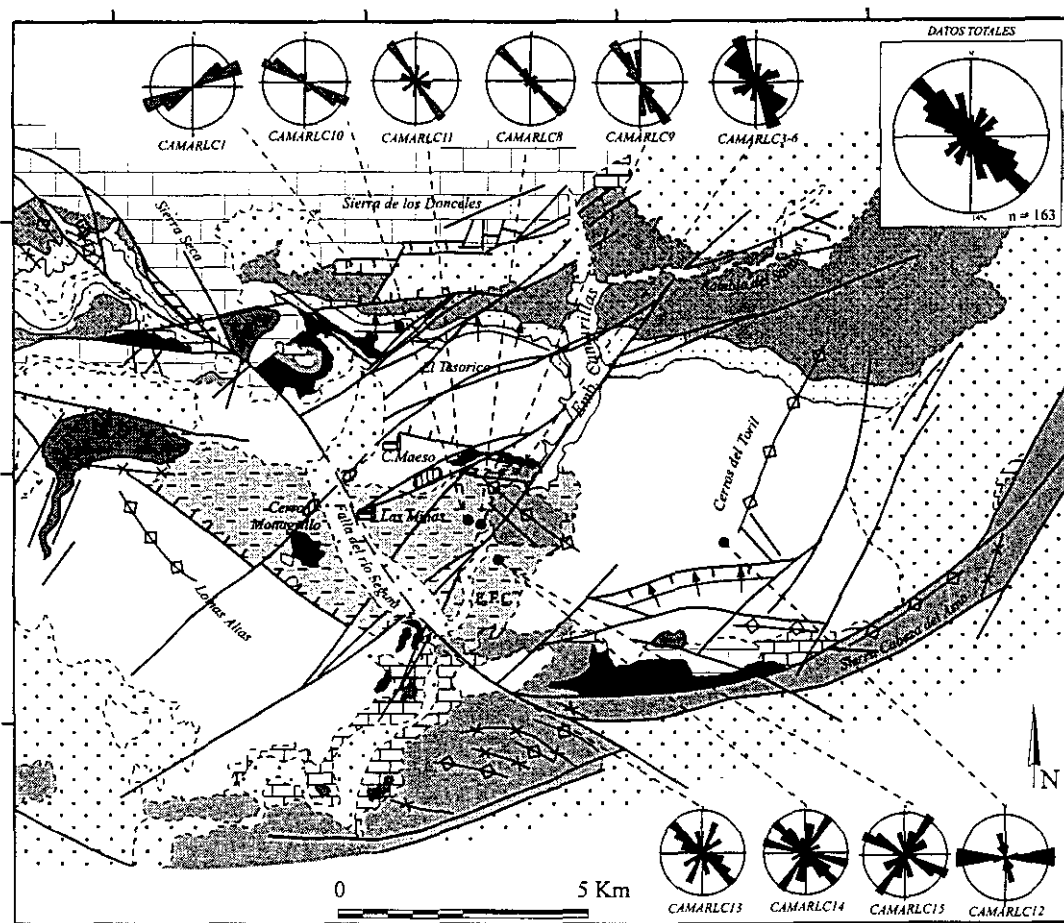


Fig. VIII.4. Mapa geológico de las cuencas de El Cenajo y Camarillas-Las Minas. Situación de las estaciones de medida de estructuras de licuefacción de la Cuenca de Camarillas-Las Minas.



Pleistoceno medio en Bari (Italia). Localizan estructuras en almohadilla y en flama. Según Vittori *et al.* (1991) y Galli y Meloni (1993) este tipo de estructuras se ha podido generar con terremotos de magnitud 8 que produjeron sismitas en un radio de 100 km y de magnitud 5 a 6 en un radio de 40 km. Pero consideran más probable la génesis de este tipo de estructuras con eventos de magnitud 5 a 6 en un radio de 40 km, puesto que los eventos históricos registrados en el área se concentran en este radio.

- Obermeier *et al.* (1991) identifican inyecciones de arenas licuefactadas en filones, en el valle de Wabash (Sureste de Indiana e Illinois, EE.UU.), dentro de la zona sísmica de Nuevo Madrid. En esta región, el terremoto más débil que generó licuefacciones, de magnitud 6,2, tenía localizado su epicentro a 40 km del punto en el que se reconocen las sismitas.

Obermeier *et al.* (1991) y Moretti *et al.* (1995), coinciden en señalar que terremotos de magnitud 6 pueden generar estructuras de licuefacción en un radio de 40 km. Audemard y De Santis (1991) estudian estructuras de licuefacción generadas en el año 1989 por terremotos de magnitud 5 a 5,7, con epicentros situados a 25 km como máximo. Se puede concluir con estos datos que si se tienen en cuenta los estudios en los que se ha trabajado con terremotos históricos e instrumentales, el radio más probable en el que se pueden llegar a producir licuefacciones con terremotos de magnitud 6 a 6,2 es de 40 km. Con un radio de 25 km, la probabilidad de que se generen licuefacciones con terremotos de magnitud 5 a 5,7 también es importante. Para terremotos de magnitud 7, según Seed (1968), el radio en el que se pueden dar licuefacciones es de 70 km. Y para terremotos de magnitud 8 o superior, el radio pasaría a ser de 100 km (Moretti *et al.*, 1995). Resumiendo estas observaciones, tenemos que (Fig. VIII.5):

Terremotos de magnitud:	Generan licuefacciones en un radio de:
5 a 5,7	25 km
6,2	40 km
7	70 km
7,5 ≤	100 km

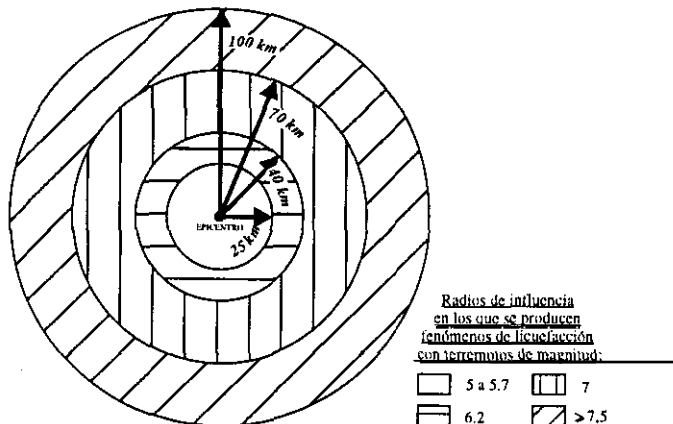


Fig. VIII.5. Radios de influencia (a partir de un epicentro sísmico) en los que se producen fenómenos de licuefacción con terremotos de diferente magnitud.



Aplicando este planteamiento a los depósitos analizados en el presente estudio, sugerimos que estos tipos de estructuras debidas a licuefacción se pudieron generar tanto por terremotos lejanos de magnitudes elevadas como por terremotos próximos de magnitudes moderadas (siempre por encima de $M > 5$). No obstante, dada la alta inestabilidad que presentan estas cuencas neógenas del Prebético durante toda su historia sedimentaria (Elízaga, 1990), podría interpretarse que las estructuras debidas a licuefacción pudieron generarse por eventos sísmicos de magnitud 5 a 6, cuyos epicentros no distaban más de 25 km de este área. Esta hipótesis se puede contrastar con el trabajo de Galli y Ferrelì (1995), en el que relacionan intensidades sísmicas con génesis de licuefacciones y la distancia al epicentro. Utilizan datos históricos en un periodo de tiempo comprendido entre los años 1000 y 1982, en el que registran 12.880 estructuras debidas a licuefacción en relación con 159 terremotos históricos en toda Italia. Las licuefacciones solo se produjeron con intensidades superiores a VII-VIII (escala de Mercalli) y el 95% de las estructuras se generaron en un radio de 25 km con respecto al sismo que las generó (Fig. VIII.6), volviendo a nuestra área de estudio, en el caso del afloramiento del Cerro del Toril, en el que las estructuras tienen un desarrollo más importante, las magnitudes a las que se pueden asociar serían superiores a 6 y se podrían haber generado en un radio de hasta 40 km. Por tanto, el rango de distancias epicentrales y magnitudes de terremotos que han podido generar estas estructuras podría estar entre 25 y 40 km de radio y magnitudes entre 5 y 7. Como ya se ha mencionado anteriormente, estas magnitudes y distancias se han deducido por su semejanza con estructuras definidas por diversos autores. Estos valores son por tanto orientativos, no pudiendo acotar más los márgenes.

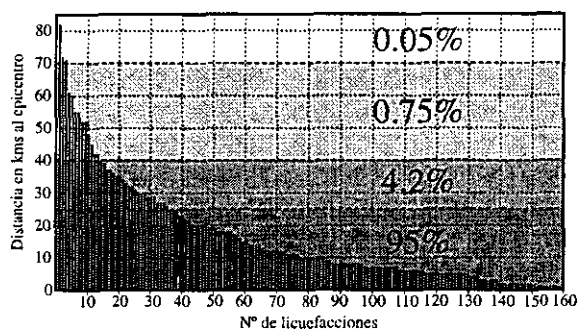


Fig. VIII.6. Histograma de frecuencias en el que se relacionan intensidades sísmicas (159 terremotos) con génesis de licuefacciones (12.880 licuefacciones) y la distancia al epicentro. Datos históricos para toda Italia (años 1000 al 1982) (modificada de Galli y Ferrelì; 1995).

VIII. 2. ANÁLISIS DE LA RECURRENCIA DE PALEOTERREMOTOS EN LAS CUENCAS LACUSTRES (MIOCENO SUPERIOR) DEL ÁREA DE HELLÍN (ALBACETE)

Uno de los objetivos principales de la paleosismicidad es analizar la recurrencia de terremotos acaecidos antes de las primeras crónicas históricas, por medio de la identificación de estructuras de deformación en sedimentos (sismitas), debidas al efecto de terremotos (Seilacher, 1969). Los trabajos previos llevados a cabo en sedimentos lacustres varvados, para el cálculo de la recurrencia de terremotos, son escasos, pudiendo destacar el de Sims (1975). Este autor data de forma relativa las sismitas identificadas considerando el carácter anual de las varvas lacustres. Doig (1991) establece periodos de recurrencia de terremotos en sedimentos lacustres, pero utilizando dataciones radiométricas (C^{14}), sin utilizar sedimentos varvados. Las cuencas neógenas lacustres del Prebético Externo en el área de Hellín presentan características sedimentarias adecuadas para realizar este tipo de estudios de recurrencia en la paleosismicidad, particularmente en el registro sedimentario de las cuencas de Híjar, Elche de la Sierra-Cobatillas y El Cenajo, donde los depósitos laminados



(diatomíticos) de carácter varvado, son muy abundantes. En estas cuencas se pueden observar diferentes tipos de estructuras de deformación a lo largo de toda la columna estratigráfica, pero el estudio se ha centrado esencialmente en las que aparecen en conjuntos métricos de varvas. Estas estructuras de origen sísmico, concretamente los niveles de mezcla (Marco *et al.*, 1994), se pueden datar de forma relativa, si consideramos la anualidad de la sedimentación varvada (cada duplete, laminita blanca-oscura, corresponde a un año de sedimentación).

Para el análisis la de recurrencia de terremotos a partir de sedimentos varvados se ha desarrollado la siguiente metodología de trabajo:

- a) búsqueda en campo de los afloramientos de sedimentos varvados que presenten una buena calidad de conservación
- b) limpieza de los cortes a estudiar para facilitar la observación
- c) identificación y señalización de las estructuras paleosísmicas observadas en el afloramiento
- d) medida de la tasa de sedimentación anual para establecer las edades relativas entre eventos
- e) toma de datos de las características de la deformación y potencia del nivel deformado, para poder restituir la deformación del mismo y calcular la edad equivalente a la que corresponden las láminas deformadas
- f) representación gráfica de las columnas de detalle
- g) tratamiento estadístico de las edades entre eventos para el cálculo de la recurrencia de paleoterremotos y de sus leyes potenciales.

Como se indica en esta metodología de trabajo, una vez localizados y limpiados los afloramientos que presenten las mejores condiciones de observación, se pasará a la identificación de sismitas en estos niveles. Se marcan las estructuras observadas a muro y a techo para su fácil localización. Se mide la tasa de sedimentación de estos sedimentos varvados, tomando la medida del equivalente a 10 años de sedimentación (10 dupletes de laminitas blanca-oscura). Para evitar errores con posibles cambios en la potencia de las laminitas, se han realizado diferentes medidas de la tasa de sedimentación a lo largo de la columna estratigráfica de detalle. Ya que, se ha de comprobar que la tasa de sedimentación es lo más constante posible y, si ésta varía, se debe repetir la medida. Se señala en el afloramiento la potencia de cada conjunto de láminas equivalente a 100 años para poder datar de forma relativa las edades entre eventos. De esta manera se obtiene una forma gráfica de representación de la columna estratigráfica en el mismo afloramiento, con la situación de los eventos y sus edades relativas.

Las estructuras de deformación que más aparecen son los niveles de mezcla, en diferentes estadios evolutivos de su desarrollo (ver apartado VIII.3.4.). Para el trabajo con este tipo de estructuras se toma nota de las características de la deformación y potencia de cada una de ellas en las secciones y se fotografían para poder realizar esquemas y restituir la deformación. Este paso es importante, ya que la edad relativa de una sismita en cuestión es el tiempo equivalente de láminas no deformadas infrayacentes (desde el techo de la sismita inferior y el muro de la misma), más el tiempo equivalente de esta sismita (obtenido al restituir la deformación). Hay que tener en cuenta las relaciones de corte de las estructuras con la sección del afloramiento, para evitar errores de cálculo de potencias debido a buzamientos aparentes. Se ha asignado a las zonas de fluidificación de los niveles de mezcla una potencia equivalente en laminitas igual a la que presentan, ya que son



laminitas fluidificadas y resedimentadas por caída sobre el fondo del lago, de igual manera a como se sedimentaron originalmente, después del terremoto que las generó.

Una vez restituida la deformación de todas las sismitas y calculadas las edades relativas entre eventos, se realiza una representación gráfica de la columna de detalle. En esta columna se representan, por un lado, las litologías y sus potencias y, por otro, las edades relativas entre eventos. De esta manera se obtiene una representación espacial y temporal de los diferentes eventos paleosísmicos observados en el registro geológico.

A continuación se lleva a cabo un tratamiento estadístico de las edades relativas entre eventos, para el análisis de la recurrencia de terremotos en cada sección. Se elaboran histogramas de frecuencia para años entre eventos, diagramas de barras en los que se proyectan la media y desviación estándar y una curva acumulada de tiempos entre eventos. Los histogramas de frecuencia deberán tener forma de semicampana de Gauss para que la población estudiada tenga una distribución representativa. En el diagrama de barras se podrá observar cuánto se desvía la población de la media, la cual representa la recurrencia sísmica para la sección en cuestión. Con la curva acumulada se podrá ver la uniformidad o regularidad de la recurrencia. Cuanto más se ajuste a una recta la traza de la función, más constantes serán los periodos de recurrencia. Un aumento de la pendiente indica la aparición de periodos de recurrencia largos, mientras que si ésta disminuye refleja un acortamiento del tiempo de recurrencia. Morfologías cóncavas hacia arriba indican una disminución progresiva (más o menos rápida, dependiendo del grado de la pendiente) de la actividad sísmica, mientras que curvas convexas hacia arriba indican lo contrario.

Se ha realizado un total de 4 columnas de detalle, en las que se han identificado 80 niveles de mezcla asociados a otros tantos eventos sísmicos. De estos 80, se han datado de forma relativa 73. En la Cuenca de Híjar se han confeccionado dos columnas de detalle, en la de Elche de la Sierra-Cobatillas una y otra en la de El Cenajo (Fig. VIII.7).

VIII. 2. 1. Análisis de la recurrencia de paleoterremotos en la Cuenca de Híjar

Se han realizado dos columnas estratigráficas de detalle en dos niveles laminados diferentes. En la columna estratigráficamente más baja, el registro sedimentario total para ésta corresponde a 1.189 años, con 12 niveles de mezcla. La recurrencia media para esta columna es de 119 años, con una desviación estándar de ± 33 años. En la segunda columna el registro es de 2.752 años, con una recurrencia sísmica de 250 años pero con errores más altos. Si sumamos el registro de ambas columnas (un total de 3.941 años) y calculamos la recurrencia sísmica conjuntamente, ésta es de 187 años.

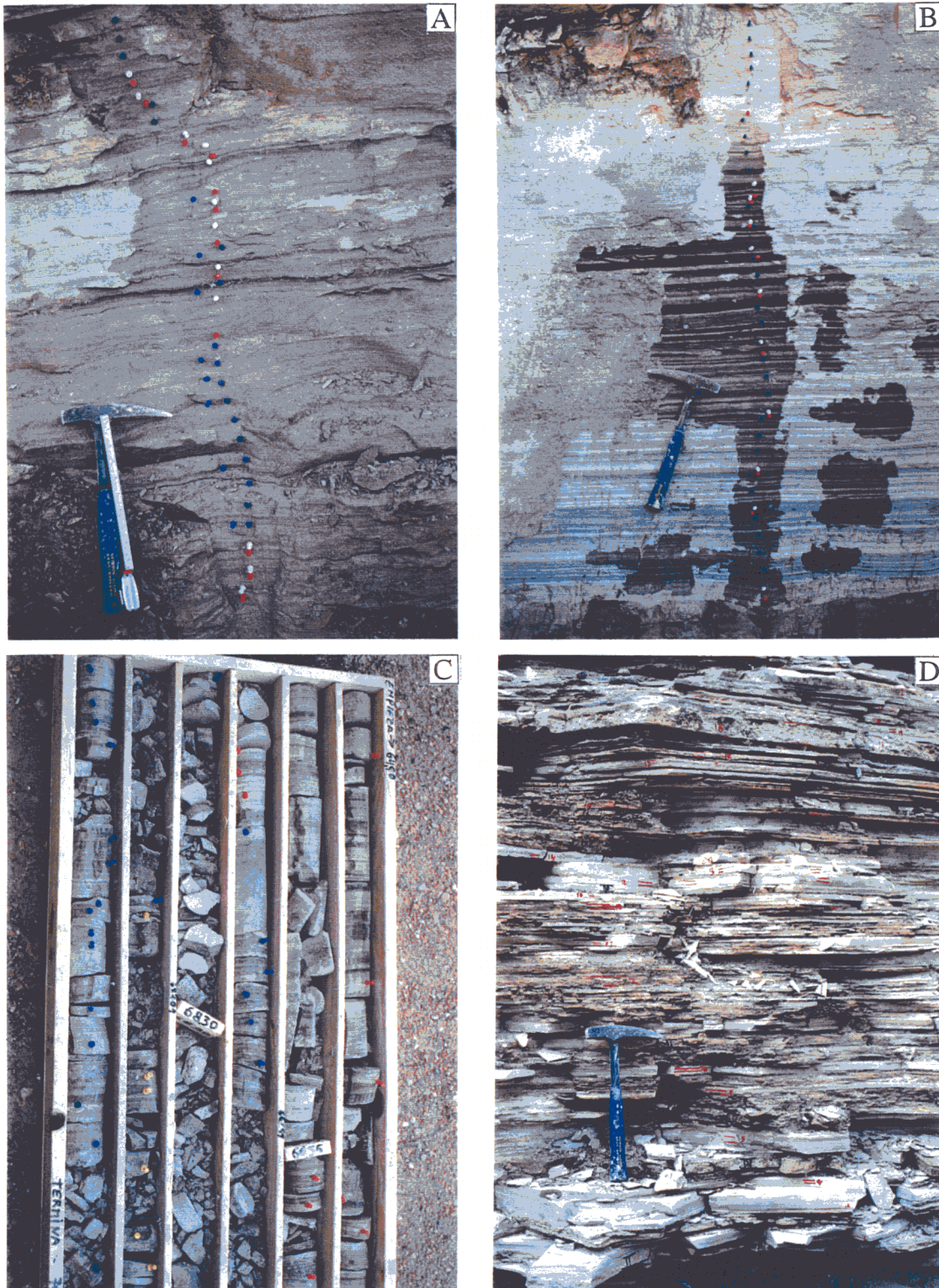


Fig. VIII.7. Columnas estratigráficas de detalle: A) Híjar 1, B) Híjar 2, C) CELITE 1 y D) Cenajo 1.



Columna Híjar I

En el nivel de varvas lacustres (de 87 cm de potencia) estudiado en la Cuenca de Híjar, se han identificado un total de 12 niveles de mezcla, de los que se han podido datar 11. La columna de detalle (Fig. VIII.8A) se sitúa a unos 330 m desde el inicio de la columna estratigráfica de la cuenca, en la sucesión de la rambla del Mojón (x: 586.000 m; y: 4.268.000 m). La tasa de sedimentación determinada es de 0,3 mm/año. Al tiempo medido directamente entre estructuras, hay que sumar la edad que representan las laminitas deformadas en cada nivel. Por tanto, habrá que restituir la deformación del nivel de mezcla para poder conocer su potencia real y la edad equivalente de ésta. De este modo, obtendremos el tiempo transcurrido entre eventos.

Entre los eventos 2 (E2) y E0' (Fig. VIII.8) aparece un conjunto de laminitas con su estructura planar alterada (ver apartado VIII.3.2.), es decir, se observa una fuerte disgregación interna de las laminitas y variaciones de potencia, así como zonas de cizalla dúctiles (de carácter normal con saltos milimétricos). A pesar de esta disgregación, se puede observar una cierta continuidad lateral de los conjuntos laminados, ya que esta deformación se produjo *in situ* sin que se aprecie transporte alguno. Se han descartado procesos de bioturbación y efectos diagenéticos. La bioturbación habría destruido la estructura del sedimento y, por otra parte, no se han definido en la bibliografía procesos diagenéticos que generen estas estructuras. Se observa una deformación dúctil asociada a la disgregación en estos niveles. Las laminitas parecen haber estado sometidas a una agitación más o menos continua, que ha alterado su estructura normal. Es probable que esta agitación la haya producido una actividad sísmica moderada, lo suficientemente importante como para alterar los planos de las varvas, pero no para producir la licuefacción del sedimento. Por tanto, en este nivel no se ha podido calcular la tasa de sedimentación y se desconoce la edad equivalente del mismo. Las pasadas turbidíticas que aparecen a lo largo de la columna estratigráfica se han considerado sedimentos con tasas elevadas de sedimentación, por lo que se han omitido al calcular la tasa de sedimentación entre eventos.

La media de edad relativa para los 10 intervalos medidos entre los 12 niveles de mezcla es de 119 años, con una desviación estándar de ± 33 años. El mínimo corresponde al evento 3 (E3), con 76 años, y el máximo al E4, con 176 años (Fig. VIII.8A). Siete de estos eventos se localizan dentro de los márgenes de la desviación estándar (Fig. VIII.8C). Representando el conjunto de los datos en un histograma de frecuencias (Fig. VIII.8D) obtenemos una semicampana de Gauss, con una moda del 40% entre los 75 y 100 años y valores mínimos entre los 150 y 200 años. Si representamos la función acumulada entre eventos (Fig. VIII.8B), para el último tramo continuo de la columna de detalle, obtenemos una distribución con una pendiente prácticamente constante, lo que indica que la población se ajusta a la media.

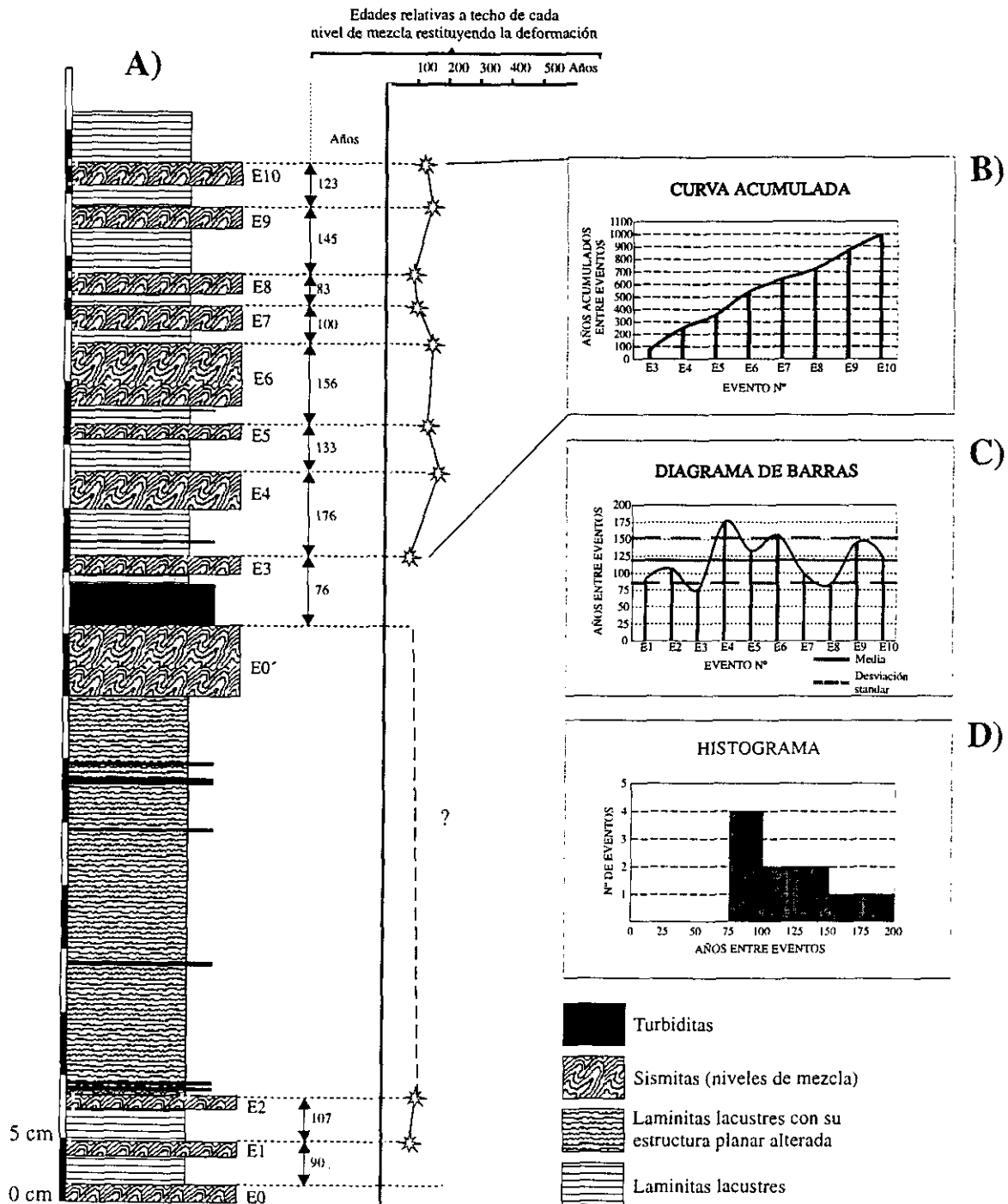


Fig. VIII.8. A) Columna estratigráfica de detalle Híjar 1, B) curva acumulada de edades entre eventos, C) diagrama de barras de edades entre eventos, D) histograma de frecuencias de edades entre eventos.



Columna Híjar2

Los sedimentos varvados en los que se ha realizado esta columna de detalle (Fig. VIII.7B) están separadas por 5 m de sedimentos turbidíticos laminados por encima de la anterior columna. Están afectados por una extensión próxima a radial, que ha generado *boudinage* durante los primeros estadios de consolidación del sedimento. En estadios posteriores, esta deformación pasa a ser cada vez más frágil a medida que aumenta la litificación del sedimento (ver apartado VIII.3.1.). Esta circunstancia hace más complicada la identificación de estructuras de deformación, pero no las llega a borrar. Como ya se ha definido en el apartado VIII.3.1., las estructuras extensivas (*loop bedding* y microfallas normales) que afectan al sedimento durante su sedimentación, se han interpretado como estructuras relacionadas con movimientos de *creep* de las fallas normales que limitan la cuenca.

En una curva acumulada de años entre eventos (Fig. VIII.9A), se puede observar cómo durante el inicio de la sedimentación de este tramo la actividad sísmica era menor que en tramos superiores, con lapsus entre eventos que oscilan entre los 232 y los 454 años. A continuación, la curva presenta una pérdida brusca de pendiente, iniciando un periodo de mayor actividad sísmica, con un mínimo de 55 años y un máximo de 169 años, para pasar al final a aumentar la pendiente de manera brusca, disminuyendo la actividad al tener eventos de muy diferente recurrencia, con una mayor concentración de eventos entre los 50 y 100 años (Fig. VIII.9D). En el diagrama de barras (Fig. VIII.9C) se puede observar cómo la dispersión es grande, con cuatro eventos fuera de la desviación estándar.

Este mayor grado de desviación en la recurrencia se puede deber a la aparición de movimientos de *creep* en las fallas que limitan la cuenca. Estos movimientos continuos, deducidos a partir de las estructuras de *loop bedding* desarrolladas en este nivel laminado, disiparía de manera continuada en el tiempo la energía acumulada en las fallas. Esto retardaría la aparición de eventos sísmicos de magnitud significativa, en torno a 5, que es el límite a partir del cual se produce la licuefacción. Por tanto, los movimientos de *creep* actúan como un componente más de distorsión en la periodicidad de terremotos. En el caso de esta columna, los movimientos de *creep* han podido ser los causantes del aumento de la desviación y de la media de recurrencia de terremotos durante este espacio de tiempo, con respecto al resto de las columnas representadas en la zona (de menor desviación y medias de recurrencia en torno a los 120 años).

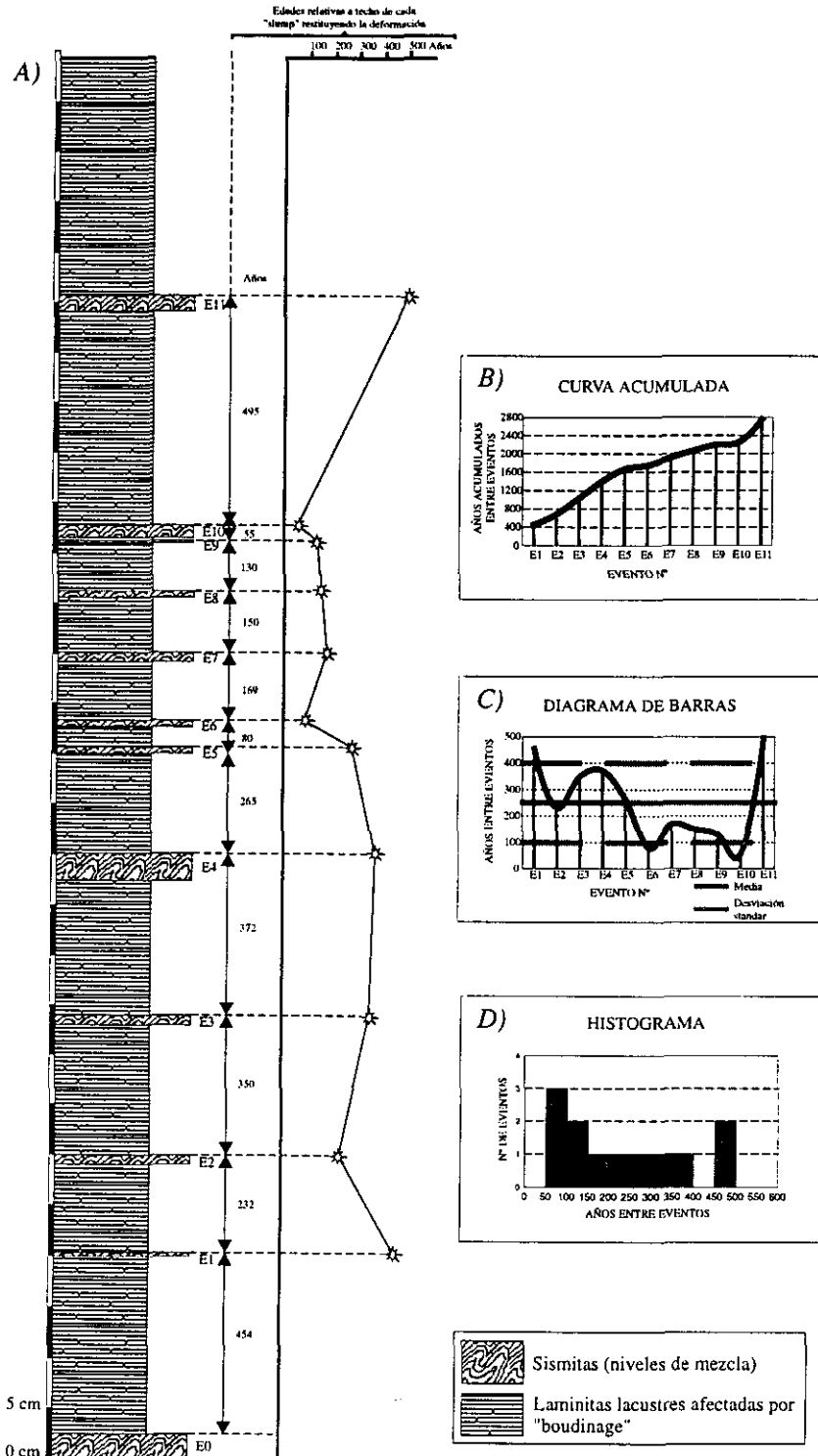


Fig. VIII.9. A) Columna estratigráfica de detalle Híjar 2, B) curva acumulada de edades entre eventos, C) diagrama de barras de edades entre eventos, D) histograma de frecuencias de edades entre eventos.



VIII. 2. 2. Análisis de la recurrencia de paleoterremotos en la Cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas

En este caso, la columna estratigráfica se ha realizado en el testigo continuo de un sondeo perforado en la explotación de diatomitas más importante de la zona, CELITE Hispánica (Fig. VIII.7C). Este sondeo se sitúa en la zona norte de la explotación en el punto de coordenadas x: 588.200 m; y: 4.259.500 m. El estado del testigo no ha permitido realizar una columna continua, y por lo que se han elaborado 4 columnas parciales sucesivas (Fig. VIII.10). En la primera columna, con un registro de 534 años, la media de recurrencia sísmica es de 106 años (± 31 años). Para la segunda, con 429 años de registro y tres eventos reconocidos, la media es de 143 años (± 130 años). La tercera columna de 1.553 años y 13 eventos registrados, la media es de 119 años (± 59 años). Y la última, con 649 años de registro y 10 eventos identificados, la media es de 65 años (± 35 años). Para todas las columnas en conjunto, el registro varvado representa 3.165 años y una recurrencia de terremotos de 102 años (± 65 años de desviación estándar) para 31 eventos datados.

Columna CELITE1

El primer tramo de la columna consta de 24 cm de sondeo continuo que comienzan en el metro 73,45 de sondeo (Fig. VIII.10A). En esta sección se observan 5 eventos datados de forma relativa entre sí, con una media de recurrencia de 106 años y una desviación estándar de ± 31 años. La curva acumulada tiene una pendiente muy constante, reflejando la uniformidad de la muestra, ya que el máximo corresponde a 156 años y el mínimo a 83 años. De esta manera, el histograma de frecuencias muestra una acumulación máxima de eventos entre los 50 y 100 años (Fig. VIII.10B). En el diagrama de barras se observa cómo todos los eventos, a excepción de uno (E_2 de 156 años), se sitúan entre los márgenes de la desviación estándar. A continuación, el sondeo estudiado aparece muy deteriorado hasta el metro 71,30, habiéndose identificado 6 niveles de mezcla en este tramo, que aparece como tramo cubierto en la columna por sus malas condiciones de conservación.

El siguiente tramo consta tan solo de tres eventos datados, pero se ha incluido por aparecer dos niveles de mezcla, de 6,5 y 5,6 cm, con todos los niveles de deformación bien diferenciados (representan eventos de magnitud superior a 5,5). Estos dos eventos tienen una edad relativa de 42 (E_7) y 97 (E_8) años, respectivamente (Fig. VIII.10C). Este tramo está sellado por una turbidita extracuenal de 10 cm de potencia. Entre los 71,70 y los 70,37 m de sondeo se han identificado 8 niveles de mezcla, pero no se han podido datar por las malas condiciones de conservación que presentaba el sondeo continuo.

El tercer tramo de la columna representada es el más continuo. Comienza en el metro de sondeo 70,37 y consta de 13 eventos datados de forma relativa, repartidos en 81 cm de columna parcial. Si se observa la curva acumulada (Fig. VIII.10D) se puede observar cómo ésta pierde pendiente en su zona central, indicando una mayor actividad sísmica durante este periodo. El histograma de frecuencias (Fig. VIII.10D) tiene forma de campana de Gauss, con un máximo de concentración de eventos entre los 50 y 100 años. Tan sólo el evento E_{18} , de 281 años de recurrencia, se desvía de los márgenes de la desviación estándar. Este evento representa la recurrencia máxima, mientras que el evento E_{15} , con 49 años, es el mínimo. Entre los 69,56 m, donde termina este tramo,

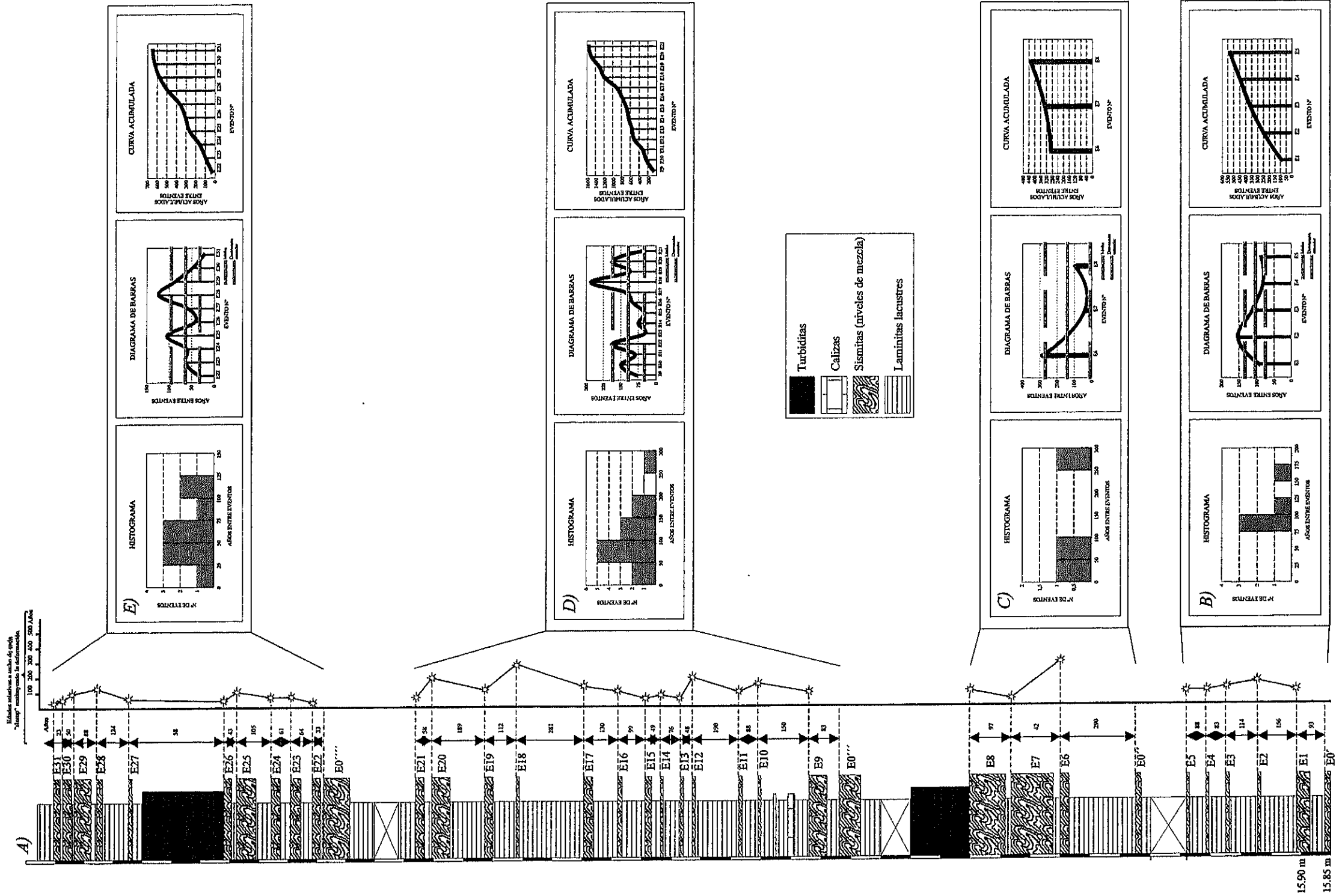


Fig. VIII.10. A) Columna estratigráfica de detalle CELITE1, B) primer tramo, C) segundo tramo, D) tercer tramo y E) cuarto tramo.



y los 66,86 m, donde se inicia el siguiente y último, se han identificado 8 niveles de mezcla en sondeo de mala calidad, por lo que no se han podido datar. El cuarto y último tramo de la columna representada comienza en el metro de sondeo 66,86 y consta de 58 cm de registro. Se han datado 10 eventos a lo largo de un registro de 649 años. El evento de recurrencia máximo es el E_{28} , con 124 años, y el mínimo el E_{31} , con 23 años. A pesar de esta diferencia de 101 años entre el máximo y mínimo, la muestra presenta una desviación baja (± 35 años) y la media es de 65 años (Fig. VIII.10E). La curva acumulada tiene una pendiente muy constante, disminuyendo en su zona central y terminal, lo cual indica dos periodos de mayor actividad en el registro. El histograma de frecuencias muestra un máximo entre los 25 y 75 años.

El registro varvado representa 3.165 años (considerando los cuatro tramos) para todas las columnas en conjunto y una media de recurrencia sísmica de 102 años para 31 eventos observados. Representando los datos totales en un histograma de frecuencias (Fig. VIII.11), aparece un máximo entre los 75 y 100 años y otro relativo entre los 25 y 50 años.

VIII. 2. 3. Análisis de la recurrencia de paleoterremotos en la Cuenca de El Cenajo

En el afloramiento estudiado se han datado un total de 21 niveles de mezcla. Una vez realizado el tratamiento estadístico, la media de la recurrencia de terremotos determinada en el registro sedimentario de esta cuenca es de 106 años (± 82 años).

Columna Cenajo1

La columna de detalle se sitúa en el cerro de la Casa de la Mina (x: 609.500 m; y: 4.249.000 m), por encima del nivel de "macroslump". Consta de 1,54 m de sedimentos laminados, unos silicificados (porcelanitas) y otros no silicificados, con intercalaciones de pasadas turbidíticas, cuyas potencias individuales no superan los 3 cm. Los tramos laminados aparecen silicificados en algunos niveles centimétricos (Fig. VIII.7D). La tasa de sedimentación para los niveles varvados no silicificados es de 0,5 mm/año, mientras que para los silicificados es de 0,4 mm/año. Se han identificado 21 niveles de mezcla repartidos en 2.340 años de registro. El máximo de recurrencia

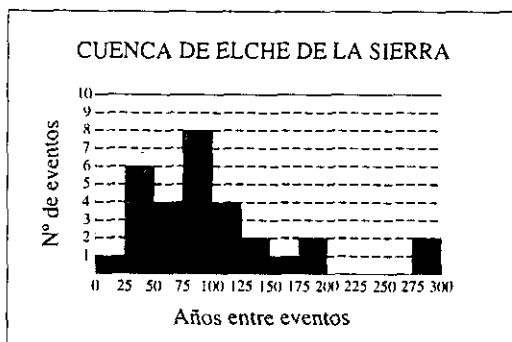


Fig. VIII.11. Histograma de frecuencias de edades relativas entre niveles de mezcla totales en la columna de detalle CELITE1.

corresponde al evento E_7 con 344 años, mientras que el mínimo corresponde a los eventos E_1 , E_{16} y E_{18} con 40 años. En la curva acumulada (Fig. VIII.12B) se puede observar cómo los periodos en los que la actividad es mayor (menor pendiente de la curva) se sitúan al inicio, mitad y final de la curva, separados por periodos de menor actividad. La recurrencia sísmica media para la sección es de 106 años, con una desviación estándar de ± 82 años (Fig. VIII.12C). El histograma de frecuencias muestra una concentración máxima entre los 25 y 50 años, presentando forma de semicampana de Gauss.

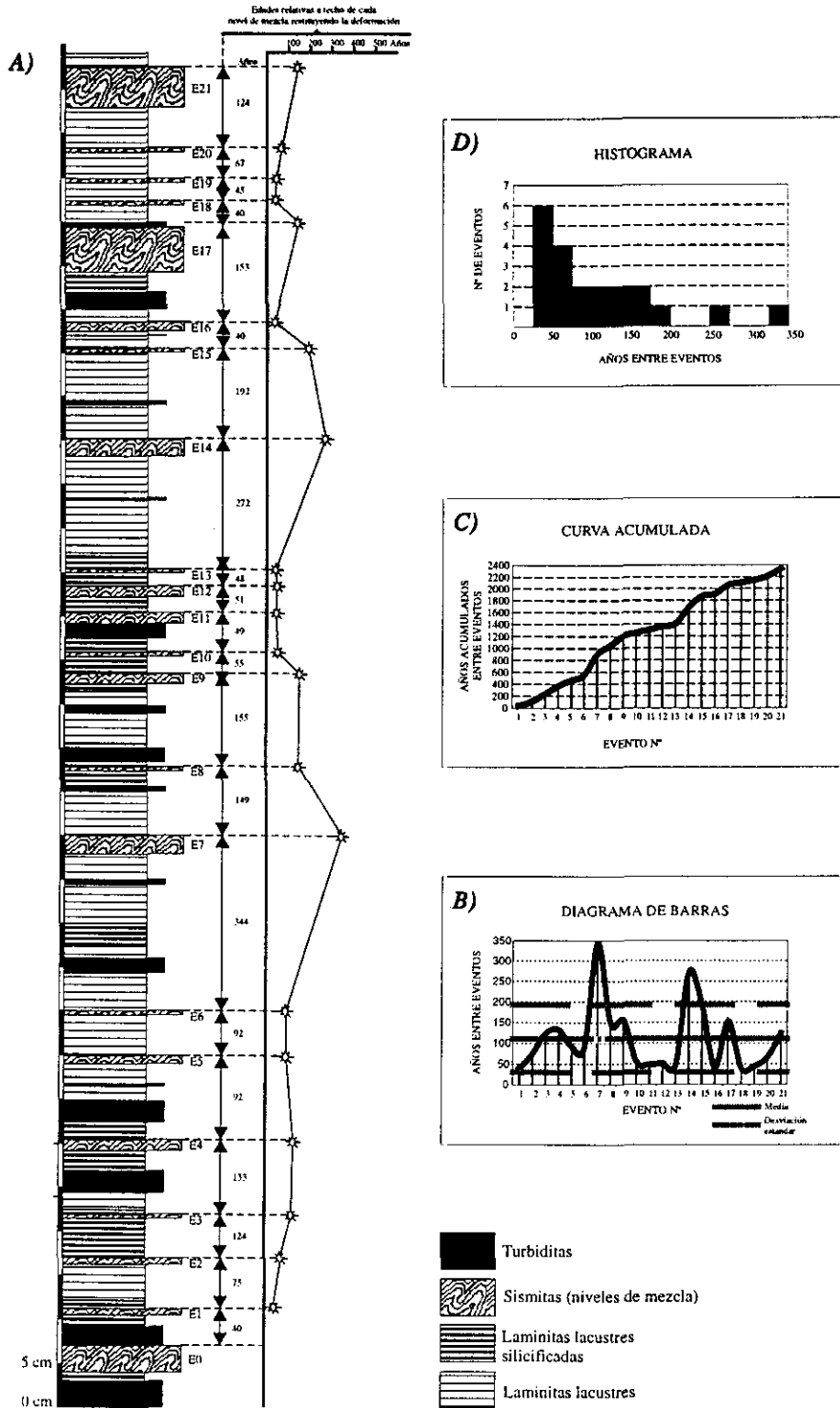


Fig. VIII.12. A) Columna estratigráfica de detalle Cenajo 1, B) curva acumulada de edades entre eventos, C) diagrama de barras de edades entre eventos, D) histograma de frecuencias de edades entre eventos.



VIII. 3. 4. Síntesis sobre las medias de recurrencia total de paleoterremotos para las cuencas de Híjar, Elche de la Sierra-Cobatillas y El Cenajo

Si sumamos todos los años contabilizados en las tres cuencas obtenemos un total de 9.446 años de registro para 73 eventos datados. La disposición estratigráfica relativa de estas columnas entre sí no puede ser precisada, tan solo se puede decir que todas se sitúan dentro de los últimos tramos de la sedimentación de las cuencas, por lo que la suma de los datos sólo se puede utilizar para el cálculo de la media y no como valores acumulados. De este modo, la recurrencia sísmica total para el área durante el Mioceno superior es de 128 años, con una desviación estándar de ± 98 años (Tabla VIII.1).

	Nº eventos datados	Años de registro	Recurrencia media (años)	Desviación estándar	Recurrencia mínima (años)	Recurrencia máxima (años)
Columna Híjar 1	11	1189	119	± 33	76	176
Columna Híjar 2	10	2752	250	± 150	55	454
Columna CELITE1	31	3165	102	± 65	23	290
Columna Cenajo 1	21	2340	106	± 82	40	344
Datos Totales	73	9446	128	± 98	23	454

Tabla. VIII.1. Resultados de los datos extraídos para los periodos de recurrencia de las columnas estratigráficas de detalle de las cuencas de Híjar, Elche de la Sierra-Cobatillas y El Cenajo.

El histograma de frecuencias de todos los datos en conjunto de las cuencas estudiadas tiene forma de semicampana de Gauss, con un máximo entre los 50 y 100 años (Fig. VIII.13). Si se representa el conjunto de la población en un gráfico en el que se proyecte la potencia de los niveles de mezcla (eje y) y las edades relativas de estos (eje x), se obtiene una concentración máxima de puntos entre los 50 y 150 años y entre 0,5 y 2 cm (Fig. VIII.14).

Las medias de recurrencia de paleoterremotos para las cuencas de Elche de la Sierra y El Cenajo es muy similar, 102 años y 106 años respectivamente. La Cuenca de Híjar presenta una recurrencia mayor, 187 años. Este aumento es consecuencia de la adición de los eventos de la columna Híjar2 (de 250 años de recurrencia) a la columna Híjar1 (de 119 años de

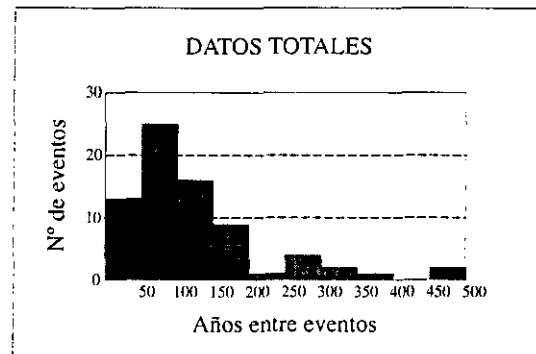


Fig. VIII.13. Histograma de frecuencias de edades relativas entre niveles de mezcla totales en las cuencas de: Híjar, Elche de la Sierra-Cobatillas y El Cenajo.

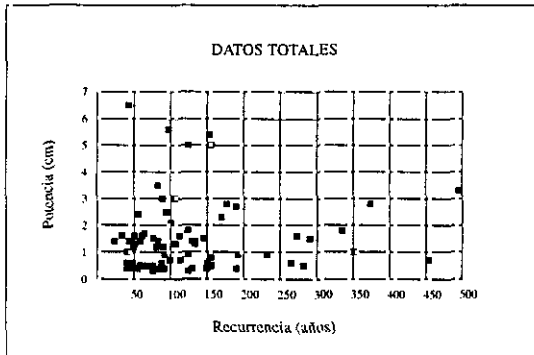


Fig. VIII.14. Representación cartesiana de potencias de niveles de mezcla y edades relativas de cada evento, para el total de la población de datos de las cuencas de Híjar, Elche de la Sierra-Cobatillas y El Cenajo.

dúctil-frágil, sin que se rebase la barrera de fluidificación (magnitud 5 o superior). Tan sólo 11 eventos de los estudiados presentan los niveles de deformación completos o se puede observar fluidificación en ellos; por tanto, estos niveles de mezcla pertenecerían a eventos sísmicos de magnitud 5 o superiores.

Esta solución es similar a los resultados obtenidos en otras áreas, en las que se han podido estudiar periodos de miles de años de actividad sísmica. En el estudio realizado por Ben-Menahem (1991) en la zona del Mar Muerto, en el que ha combinando paleosismicidad, arqueología, citas bíblicas, sismicidad histórica e instrumental, este autor obtiene una recurrencia sísmica de 83 años (para terremotos de magnitud 6 con una desviación estándar de ± 32 años para 4.000 años de registro). Beck *et al.* (1996) establecen la recurrencia de paleoterremotos a partir de estructuras de deformación observadas en sedimentos varvados de origen glaciar (Cuaternario) en el lago Annecy (NE de los Alpes franceses). Utilizan dataciones absolutas y relativas (mediante sedimentos varvados), datando 40 eventos repartidos en 3700 años de columna estratigráfica. Las sismitas que identifican no superan los 10 cm de potencia y corresponden a niveles fracturados y estructuras en almohadilla. Obtienen recurrencias entre 100 y 150 años para una datación realizada teniendo en cuenta una etapa de deshielo lenta durante la sedimentación, o de 50 a 250 años si tienen en cuenta una etapa intermedia templada entre las glaciaciones Würm-II y Würm-III.

VIII. 2.5. Facetas triangulares

Otra de las técnicas que se pueden utilizar para el cálculo de la ocurrencia de grandes terremotos en el pasado reciente (antes de las primeras crónicas históricas) es el estudio de facetas triangulares en fallas normales (Wallace, 1984). Estas estructuras se desarrollan en materiales consolidados que han sido afectados por fallas normales con rotura superficial, como consecuencia de un terremoto. La componente de movimiento de estas fallas ha de ser principalmente en la

recurrencia). Por tanto, la columna Híjar1 sí se ajusta a la media regional de 128 años. La dispersión de la columna Híjar2 sería consecuencia de la aparición de movimientos de *creep* que alargarían la recurrencia sísmica durante la sedimentación de este tramo.

Según las características de las deformaciones que presentan la mayoría de los niveles de mezcla estudiados, la magnitud media estimada estaría entorno a 4 o 5. Esto se debe a que la mayoría de los eventos (un total de 62) corresponderían a los primeros estadios de desarrollo del nivel de mezcla (ver apartado VII.3.4.). En estos niveles de mezcla sólo aparecería la banda de deformación correspondiente al plegamiento y fracturación



vertical. Cada vez que la falla normal se mueve como consecuencia de un terremoto se reactiva el escarpe de falla, el cual es erosionado progresivamente, tanto por una componente paralela a la falla, que le hace retroceder con respecto a la traza de la falla y perder buzamiento, como por una componente perpendicular por la acción de canales que hacen incisiones en el escarpe. El efecto combinado de estas dos componentes de erosión genera zonas homogéneas de morfología triangular sobre el plano de falla aflorante (Fig. VIII.15). Cuando se vuelve a generar otro terremoto el escarpe se reactiva, quedando colgado el anterior escarpe y sus facetas triangulares. Los procesos erosivos volverán a formar una nueva familia de facetas triangulares entre la traza de la falla y la familia de facetas anterior (Fig. VIII.15). Este proceso se volverá a repetir sucesivamente a medida que se vayan produciendo terremotos que reactiven el escarpe de falla. De este modo, cada familia de facetas indicará un movimiento de la falla, pudiéndose datar en función del buzamiento del plano de cada familia de facetas (cuanto menor sea el buzamiento mayor será la edad del escarpe). También hay que tener en cuenta posibles desplazamientos gravitacionales o erosión diferencial de los planos de falla, en función de condiciones climáticas específicas (Vittori *et al.*, 1991).

En la zona de estudio se han identificado facetas triangulares, principalmente en las fallas normales que limitan las cuencas lacustres. Los ejemplos más claros son las fallas del borde norte y sur de la Cuenca de Camarillas-Las Minas (Fig. VIII.16), falla del borde norte de la Cuenca de Gallego y la falla normal de Calasparra (Fig. VIII.17). En la falla del borde sur de la Cuenca de Camarillas-Las Minas, además del facetado triangular, se puede observar un sistema de abanicos activo asociado a los movimientos de esta falla. Las facetas triangulares están indicando que la actividad de estas fallas normales continúa en la actualidad y que son estructuras potencialmente generadoras de terremotos importantes.

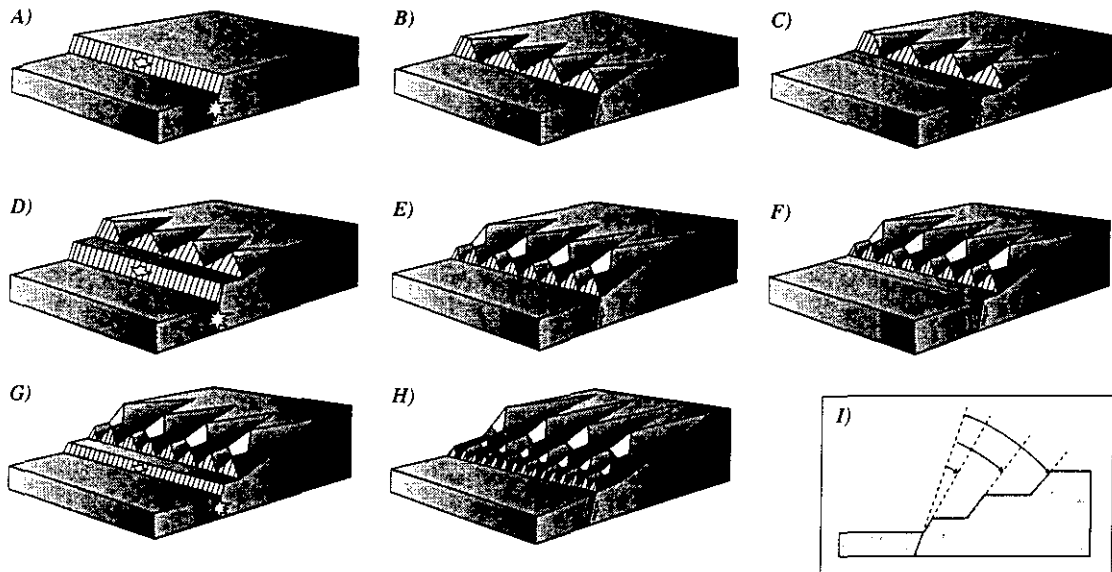


Fig. VIII.15. Sucesión evolutiva de las facetas triangulares asociadas a diferentes movimientos de una falla (A-H). I: variación del ángulo de pendiente de las facetas con la edad del desplazamiento al que están asociadas. Modificada de Hamblin (1976).

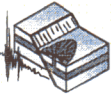


Fig. VIII.16. Facetas triangulares de la falla normal del borde N de la Cuenca de Camarillas-Las Minas.



Fig. VIII.17. Doble facetado triangular de la falla normal de Calasparra.

Las técnicas de datación de facetas triangulares presentan un alto grado de complejidad e incertidumbre, debido a que: se necesitan estudios topográficos de detalle, establecimiento de parámetros geomorfológicos locales de erosión, climáticos y de susceptibilidad a la erosión de los materiales afectados. A esto hay que sumar que cada familia de facetas triangulares puede representar tres procesos diferentes:

- a) un único evento sísmico importante
- b) varios terremotos de menor entidad seguidos en el tiempo con periodos de calma sísmica entre familias de facetas



c) movimientos continuos de *creep*.

Debido a esto, y a que constituye una vía de investigación diferente a la del presente trabajo, no se han tratado en profundidad, pero si se han utilizado como indicadoras de la actividad tectónica reciente de las fallas normales de la zona.

VIII. 3. CONTRASTE ENTRE EL PARÁMETRO "b" DE TERREMOTOS ACTUALES Y PALEOTERREMOTOS (MIOCENO SUPERIOR)

Para establecer una relación entre los datos referentes a la potencia de los niveles de mezcla, el origen sísmico de los mismos y la magnitud del terremoto que los ha generado, se ha utilizado la ley de Gutenberg-Richter.

Según Gutenberg y Richter (1954), el número de terremotos por año (N) y su magnitud (m) cumple la siguiente relación empírica:

$$\log N = a - b m \quad [\text{VIII.1}]$$

siendo a y b constantes. El número acumulado de eventos (N) en relación con la magnitud (m) debe corresponder a una función exponencial, la cual se ajusta a una recta si se representa en una gráfica semilogarítmica. Aki (1965) propone la siguiente ecuación para el cálculo de la pendiente de dicha recta de ajuste (b):

$$b = \log(e) / (M - M_{\text{MIN}}) \quad [\text{VIII.2}]$$

donde: $\log(e) = 0,4343$, M es la magnitud media y M_{MIN} la magnitud mínima de la muestra elegida.

VIII. 3. 1. Caracterizaciones previas de la sismicidad en la Cordillera Bética

Existen varios trabajos previos (Karnik, 1971; Hatzfeld, 1978; De Miguel *et al.*, 1983; García Dueñas *et al.*, 1984; Vidal *et al.*, 1984; Sanz de Galdeano y López Casado, 1988; Buforn *et al.*, 1988; López Casado *et al.*, 1995; Camacho y Alonso Chaves, 1996) en los que se caracterizan sísmicamente diferentes zonas de las Béticas y zonas aledañas mediante la aplicación de la ley de Gutenberg-Richter. Estos autores caracterizan diferentes áreas interpretando el parámetro b a partir de datos de sismicidad instrumental (Fig. VIII.18).

El periodo instrumental en España comienza en 1910. Karnik (1971) utiliza un periodo comprendido entre 1901 y 1955, es decir, utiliza datos históricos e instrumentales, para estudiar el parámetro b. El área que considera corresponde a toda la Cordillera Bética y el Mar de Alborán, con un intervalo de magnitudes entre 4,3 y 6,3. El valor de b que obtiene es de 1,0 (Fig. VIII.18A).

Hatzfeld (1978) aplica para la misma área la ley de Gutenberg-Richter y obtiene un valor de $b = 0,8$, muy similar al anterior. Utiliza datos para el periodo comprendido entre 1962-1976, pero



Autor	b	Periodo de tiempo	Intervalo de magnitudes	Zona
A Karnik (1971)	1,0	1901-1955	4,3-6,3	
B Hatzfeld (1978)	0,8	1962-1976	3,0-5,3	
C De Miguel <i>et al.</i> (1983)	0,86 1,02	1948-1962 1962-1975	3,5-5,3	
D Vidal <i>et al.</i> (1984)	0,86 0,78	1948-1961 1962-1975	m > 2,5	
E Buforn <i>et al.</i> (1988)	0,75±0,02	1963-1984	4-7	
F Sanz de Galdeano y Lopez Casado (1988)	1,0	1930-1985	3,5-6,2	
G López Casado <i>et al.</i> (1995)	I: 0,75±0,08 II: 1,1±0,1 III: 0,8±0,1	1930-1992	3,5-4,8 3,5-5,2 3,5-4,8	
H López Casado <i>et al.</i> (1995)	I: 1,1±0,1 II: 1,1±0,1 III: 0,64±0,4	1930-1992	3,5-5,4 3,5-5,7 4,5-7,3	
I López Casado <i>et al.</i> (1995)	I: 0,84±0,06 II: 1,01±0,06 III: 1,0±0,3	1930-1992	3,5-4,5 3,0-5,4 3,5-5,3	
J Camacho y Alonso (1996)	0,739	1984-1994	3-5	
K Presente trabajo	I: 0,86±0,06 II: 0,86±0,08	Mioceno sup. 9446 años 1980-1995	3,7-6,0 2,7-5,2	

Fig. VIII.18. Recopilación de caracterizaciones sísmicas de las Béticas y áreas aledañas mediante el parámetro b.



hay que hacer constar que utiliza terremotos de magnitudes entre 3,0 y 5,3, cuando para estas fechas la detectabilidad de la red sísmica no era fiable por debajo de magnitudes de 3,5 (Fig. VIII.18B).

De Miguel *et al.* (1983) calculan el parámetro b para todas las Béticas y obtienen un valor de 0,86 para el periodo de tiempo de 1948 a 1962, y de 1,02 entre 1962 y 1975. Para ambos periodos utilizan magnitudes entre 3,5 y 5,3. Utilizando estos datos, García Dueñas *et al.* (1984) afirman que la energía sísmica que se libera preferentemente en la Cordillera Bética es moderada. Así, para el periodo entre 1948 y 1975, establecen un modelo de ocurrencia cuyo límite superior es de magnitud $6 \pm 0,5$, para sismos superficiales (Fig. VIII.18C).

Vidal *et al.* (1984) estudian un área mucho más restringida en la Depresión de Granada. Dicha zona es prácticamente cuadrangular y abarca 7.430 km², con la ciudad de Granada situada en el cuadrante NE. Utilizan sismos de magnitud superior a 2,5 para dos periodos de tiempo: 1948-1961 y 1962-1975. Los valores de b que obtienen para estos dos periodos, son respectivamente: 0,86 y 0,78. La mayoría de los sismos que estudian son superficiales (por encima de los 50 km) y afirman que las numerosas fracturas de la zona relajan los esfuerzos impidiendo la aparición de terremotos de magnitudes importantes. Todo esto confirma a su vez los valores de b que han obtenido (0,86 y 0,78), que indican la ocurrencia de sismos de baja a moderada magnitud, pero no descartan la posibilidad de que se generen sismos de magnitudes superiores a 6, como el de 1884. A su vez, indican la insuficiencia de información de sismicidad histórica para confirmar esta premisa (Fig. VIII.18D).

Para la zona del Golfo de Cádiz, Buforn *et al.* (1988) obtienen un valor de $b = 0,75 \pm 0,02$ para magnitudes entre 4 y 7 y un periodo de tiempo comprendido entre 1963 y 1984. Para prácticamente la misma área (algo más restringida) para magnitudes entre 3 y 5, y entre 1984 y 1994, Camacho y Alonso Chaves (1996) (Fig. VIII.18J) obtienen un valor de $b = 0,739$, similar al anterior (Fig. VIII.18E).

Sanz de Galdeano y López Casado (1988) dividen la Cordillera Bética en 18 zonas (Fig. VIII.19) por criterios estructurales y sísmicos, calculando en cada una de ellas el parámetro b por separado. La zona de estudio de campo del presente trabajo corta 4 de las zonas seleccionadas por estos autores. Los valores de b para zonas próximas o incluidas

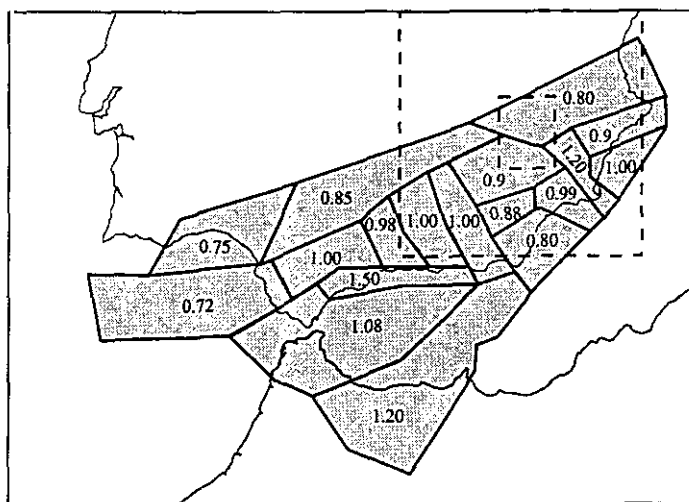


Fig. VIII.19. Zonaciones en las Béticas establecidas por Sanz de Galdeano y López Casado (1988) para el cálculo del parámetro b (intervalo 1930-1985; magnitudes 3,5-6,2). Las zonas que aparecen en trazo discontinuo corresponden a la zona de estudio de campo (pequeña) y al área seleccionada para el estudio de la sismicidad (grande).



dentro de esta zona aparecen en la tabla VIII.2.

Zona	Intens.	Mag.	Intervalos temporales / b		
			Histórico	Instrumental (1)	1960/92 (2)
Arco Alcaraz-Cuenca del Guadalquivir	V - IX	3,5 - 5,1	1357-1992 0,3 ± 0,2	1930-1992 0,85 ± 0,02	0,86 ± 0,07
Arco Alcaraz	V - VII	3,5 - 5,0	1785-1992 0,23 ± 0,02	1933-1994 0,9 ± 0,1	1,0 ± 0,1
Arco Alcaraz-Valencia	VI - IX	3,5 - 5,8	1598-1992 0,40 ± 0,08	1930-1992 0,8 ± 0,1	0,8 ± 0,07
Corredor del Segura	V - VII	3,5 - 4,5	1743-1992 0,4 ± 0,08	1930-1992 1,2 ± 0,4	1,3 ± 0,05

Tabla. VIII.2. Parámetros *b* obtenidos por Sanz de Galdeano y López Casado (1988) para diferentes zonas de la cordillera Bética.

El valor medio de *b* obtenido para todas las zonas en conjunto está próximo a 1, que es el valor que obtienen para toda la Cordillera Bética. Las variaciones de *b* en las diferentes zonas elegidas por los autores las explican por una baja calidad en las muestras y por la elección de zonas demasiado específicas en las que se engloba una única fuente sísmogenética. Los datos de sismicidad histórica en intensidades dan rangos de *b* entre 0,23 y 0,5, no correlacionables con los datos instrumentales. Estos autores explican este descenso en la pendiente de la recta de ajuste como consecuencia del cambio de comportamiento en la actividad sísmica o por variaciones temporales de *b*.

López Casado *et al.* (1995) realizan un estudio del parámetro *b* utilizando datos históricos (b_h ; 1390-1910) e instrumentales (i_1 : 1930-1992; i_2 : 1960-1992) y relacionan diferentes zonaciones para comparar resultados. También clasifican la sismicidad por profundidades, considerando terremotos superficiales por encima de los 30 km, intermedios entre 35 y 180 km y profundos entre 600 y 700 km, sin que exista registro entre 180 y 600 km. La mayoría de los sismos se localizan entre los 40 y 180 km. Seleccionan datos de intensidades superiores a V y magnitudes superiores a 3,5. Inicialmente, efectúan una zonación para el cálculo de *b* teniendo en cuenta agrupaciones de epicentros (Fig. VIII.18G). Los resultados obtenidos en zonas próximas a la zona de campo del presente trabajo dan valores análogos para el periodo instrumental (Enguera $b(i_1) = 0,75 \pm 0,08$, $b(i_2) = 0,78 \pm 0,01$ (Fig. VIII.18G.I); Murcia $b(i_1) = 1,1 \pm 0,1$; $b(i_2) = 1,16 \pm 0,04$ (Fig. VIII.18G.II); Vera $b(i_1) = 0,8 \pm 0,1$; $b(i_2) = 0,8 \pm 0,2$ (Fig. VIII.18G.III)). Para la sismicidad histórica, utilizando intensidades, obtienen valores mucho menores, entre $0,46 \pm 0,05$ para Murcia y $0,26 \pm 0,02$ en Málaga. Estos datos no concuerdan con los obtenidos con los datos instrumentales y lo explican como consecuencia de posibles cambios en la actividad sísmica y a las diferentes características de los agrupamientos.



En la figura VIII.18H se representan zonaciones nuevas realizadas por López Casado *et al.* (1995) teniendo en cuenta los dominios corticales de la región. Obtienen valores de b muy similares a los de las subdivisiones anteriores y a los obtenidos para el Golfo de Cádiz por Sanz de Galdeano y López Casado (1988), Buforn *et al.* (1988) y Camacho y Alonso Chaves (1995). Los resultados obtenidos son los siguientes:

- Béticas: $b_h = 0,52 \pm 0,05$; $b(i_1) = 1,1 \pm 0,1$; $b(i_2) = 1,25 \pm 0,08$
- Alborán: $b_h = 0,3 \pm 0,2$; $b(i_1) = 1,1 \pm 0,1$; $b(i_2) = 1,09 \pm 0,09$
- Norte de Argelia: $b_h = 0,43 \pm 0,02$; $b(i_1) = 0,79 \pm 0,05$; $b(i_2) = 0,76 \pm 0,04$
- C. San Vicente-Gibraltar: $b_h = \text{sin datos}$; $b(i_1) = 0,64 \pm 0,4$; $b(i_2) = 0,66 \pm 0,02$
- Marruecos: $b_h = 0,49 \pm 0,05$; $b(i_1) = 1,3 \pm 0,2$; $b(i_2) = 1,4 \pm 0,2$

Se puede ver una clara diferencia entre los resultados de las zonas del este y las del oeste, con valores mayores en las primeras con respecto a las segundas. La sismicidad histórica vuelve una vez más a reflejar valores bajos de b .

López Casado *et al.* (1995) realizan una nueva subdivisión teniendo en cuenta en este caso terremotos de profundidad intermedia (de 35 a 180 km) y obtienen los siguientes resultados (Fig. VIII.18I):

- Golfo de Cádiz: $b(i_1) = 1,0 \pm 0,3$; $b(i_2) = 1,4 \pm 0,3$
- Málaga: $b(i_1) = 1,01 \pm 0,05$; $b(i_2) = \text{sin datos}$
- Alborán: $b(i_1) = 0,84 \pm 0,06$; $b(i_2) = 0,81 \pm 0,03$

Se puede observar cómo los resultados son análogos a los obtenidos con otras zonaciones.

En líneas generales, López Casado *et al.* (1995) resumen los resultados obtenidos definiendo valores altos de b en la Cordillera Bética, Mar de Alborán y Marruecos, y valores bajos de b en Azores-Gibraltar y norte de Argelia. La zona de Azores-Gibraltar representa la zona de contacto entre la Microplaca Ibérica y la Placa Africana, con direcciones medias de compresión N-S y movimientos dextrosos de las fallas transformantes (Buforn *et al.*, 1991). La disposición E-O de algunas de estas fallas puede generar una subducción incipiente y acumulación de una considerable energía, lo que explica valores de b próximos a 0,6. El norte de Argelia presenta valores de $b = 0,77$, lo cual indica que es un caso similar al anterior, en el que se puede acumular una gran cantidad de energía y producir terremotos fuertes. Según Buforn *et al.* (1991), esta zona también está caracterizada por fallas inversas E-O con una compresión N-S.

Los valores de b calculados por López Casado *et al.* (1995) para los tres grandes sectores sísmicos de la Cordillera Bética, Mar de Alborán y Marruecos, son altos, próximos a 1. Según estos autores, los valores relativamente más bajos corresponden al Mar de Alborán, que es una zona de corteza continental adelgazada seccionada por grupos de fracturas, siendo las más importantes las NNE-SSO. Sin embargo, en Marruecos los valores de b son anómalamente altos, lo cual se debe a la carencia de registro. Las Béticas ($b = 1,1$ de media) representan una estructura compleja surcada por grandes fallas que disipan de forma relativamente rápida la energía. Los principales sistemas de fallas son NO-SE y NE-SO, a lo que atribuyen la génesis de terremotos de forma continua pero de



magnitudes bajas. Esta complejidad y la disposición de las fallas en todas las direcciones, son los factores con los que justifican los valores de b obtenidos en esta zona. También tienen en cuenta que se pueden generar terremotos importantes, como el de Arenas del Rey en 1884, de intensidad X ($M = 6,9 \pm 0,3$).

Teniendo en cuenta esta situación, López Casado *et al.* (1995) afirman que, aunque se haya definido correctamente una zona desde el punto de vista sísmico y estructural, no se puede estar seguro de su caracterización mediante b (con datos históricos o instrumentales) por dos razones:

- a) Los periodos de recurrencia asociados a una falla en particular pueden ser de cientos o miles de años.
- b) Los datos disponibles en algunos casos no superan los 50 años.

Esto indica que la aplicación del parámetro b para focos sísmicos pequeños no es válida si se utiliza sólo el catálogo sísmico. Para valores intermedios y bajos b puede utilizarse como valor orientativo, mientras que para valores altos no garantizaría que se pudiesen generar terremotos importantes. Con lo cual, tanto el periodo histórico como el instrumental se revelan insuficientes para la utilización fiable del parámetro b .

Los bajos valores de b que obtienen sistemáticamente López Casado *et al.* (1995) con la sismicidad histórica son un reflejo de la falta de registro histórico para los terremotos de intensidades bajas. Es decir, los cronistas sólo registran eventos en los que la población haya podido sentir el sismo o si han sido catastróficos, a lo que hay que sumar la aparición de sismos en zonas deshabitadas que tampoco son registrados. Además, algunos autores, como López Casado *et al.* (1995), establecen que el límite mínimo de fiabilidad para sismos históricos es de intensidad V (MKS) o magnitud 3,5. De este modo, el registro histórico carece de datos fiables para intensidades o magnitudes bajas, que están marcando la disipación progresiva de la energía acumulada. La sismicidad histórica va a ser muy útil en la búsqueda de terremotos importantes y en el cálculo de sus periodos de recurrencia, siempre que este intervalo esté dentro del periodo de tiempo que abarca la sismicidad histórica. Por tanto, será necesario recurrir al registro geológico para identificar periodos de retorno largos o para identificar sismos de magnitudes bajas, siempre que las características de los sedimentos lo permitan.

VIII. 3. 2. Relación entre la paleosismicidad y la sismicidad actual a partir del parámetro "b"

Si se asume que la potencia de los niveles de mezcla tiene una relación directa con la fuerza desestabilizadora que los ha generado (magnitud sísmica), la población de paleosismos observados debería cumplir la ley de Gutenberg-Richter. Se ha aplicado conjuntamente esta ley a todos los niveles de mezcla (73 eventos), datados de forma relativa, en las cuencas de Híjar, El Cenajo y Elche de la Sierra-Cobatillas. En este caso se ha utilizado la potencia de estos niveles como reflejo de la magnitud. El resultado es que el número acumulado de eventos se ajusta a una función exponencial y consiguientemente, a una recta al representarla en una gráfica semilogarítmica. Por tanto, cumplen



la ley de Gutenberg-Richter, dato que apoya aún más el origen sísmico de estas estructuras. La pendiente de la recta a la que se ajustan estos datos es de $b = 0,86 (\pm 0,06)$ (Fig. VIII.20A).

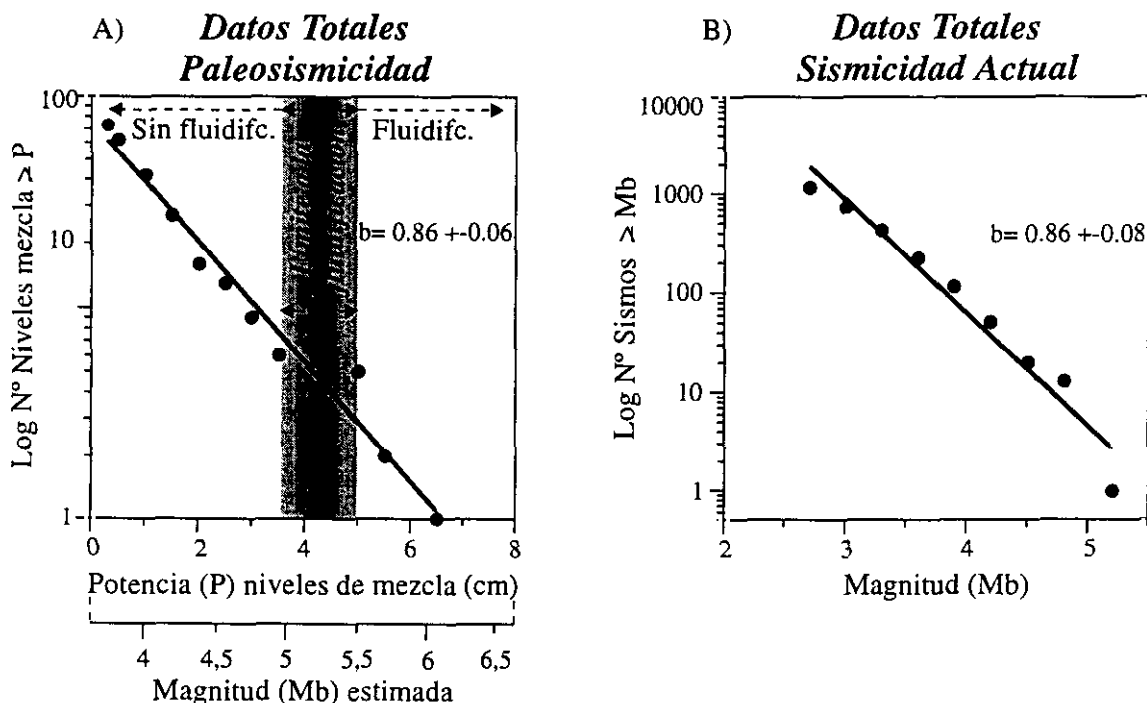


Fig. VIII.20. Representación en una gráfica semilogarítmica del número acumulado de eventos versus magnitud (Ley de Gutenberg-Richter): a) datos paleosísmicos pertenecientes a niveles de mezcla de las cuencas de Camarillas-Las Minas, El Cenajo y Elche de la Sierra-Cobatillas (relación entre potencia y magnitud); y b) datos de sismicidad instrumental del área (longitud: 0° a -4° ; latitud: 37° a 40°).

Para poder establecer una relación entre la potencia de los niveles de mezcla y la magnitud del sismo que los ha generado se ha utilizado esta ley y el límite a la licuefacción de materiales sedimentarios ($M > 5-5,5$). Una vez proyectados los datos (número de eventos *versus* potencia) en una gráfica semilogarítmica, los límites a la fluidificación se sitúan en la gráfica junto a las potencias de los niveles de mezcla que presentan licuefacción incipiente (magnitud 5) y en los que la fluidificación se presenta como un fenómeno bien desarrollado (magnitud 5,5). De esta manera, se puede desarrollar una función de extrapolación para transformar potencias a magnitudes asociadas; esta función tendría la siguiente expresión:

$$M = 4 + ((P-1) / 2,666) \quad \text{[VIII.3]}$$

donde P es la potencia (en milímetros) del nivel de mezcla y M la magnitud sísmica asociada.

Esta relación es válida para los sedimentos de este área, pero podría transformarse en función de las características que presenten otros sedimentos; como por ejemplo, mayor potencia de las



laminitas, lo que se traduce en un posible aumento del espesor de los niveles de mezcla para una magnitud sísmica que en láminas más finas generaría estructuras menos potentes. También hay que tener en cuenta que, la variable que más va a influir en el desarrollo de estas estructuras es la litificación, es decir, el límite en profundidad en el que el sedimento no se ve afectado por el movimiento sísmico, característica que va a influir en la potencia media de los niveles de mezcla desarrollados sísmicamente. La magnitud media calculada para los datos paleosísmicos es 4,2 con una magnitud mínima de 3,7 y máxima de 6,1.

Para poder establecer una relación entre los datos de paleosismicidad referentes al Mioceno superior y el fenómeno sísmico actual, se ha aplicado esta ley a los datos de sismicidad instrumental. Estos datos de sismicidad se han seleccionado en función de la detectabilidad de la red sísmica del I.G.N. De esta manera, se han extraído los datos del catálogo pertenecientes al intervalo de tiempo comprendido entre 1980 y 1995, en el que la detectabilidad de la red es mayor. Esta detectabilidad ofrece las máximas garantías a partir de magnitudes superiores a 2,7. Se ha seleccionado un total de 1.169 datos de sismos con magnitudes superiores a 2,7 (magnitud máxima 5,2, magnitud media 3,2) en el intervalo de tiempo citado. El área en el que se han seleccionado es la misma que la utilizada en el análisis de la sismicidad (ver capítulo V), ya que de este modo se tiene una visión regional del fenómeno sísmico. Además, los sedimentos laminados van a comportarse como paleosismógrafos que reciben información de diferentes puntos de la zona registrando una sismicidad regional. La distribución de estos datos se ajusta a una función exponencial y, por tanto, a una recta al representarse en una gráfica semilogarítmica, cuya pendiente es de $b = 0,86 (\pm 0,08)$ (Fig. VIII.20B).

Por lo tanto, los datos de paleosismicidad y sismicidad instrumental presentan una distribución muy similar, siendo la pendiente de la recta de ajuste de ambas en torno a 0,86. Este valor está dentro de los márgenes de verosimilitud establecidos por Lee y Stewart (1981), fijados entre 0,6 y 1,2 para sismicidad regional. Según Gutenberg-Richter (1954), el valor de $b = 0,89$ es una cifra utilizada como medida de sismicidad regional, siendo este un valor al cual se aproxima el obtenido para la zona de estudio (Fig. VIII.20). Como ya se ha podido contrastar en el apartado anterior (VIII. 3.1) los valores de b obtenidos por diferentes autores en distintas zonas de las Béticas son muy similares a los calculados en el presente trabajo. Esto indica una cierta uniformidad de la sismicidad regional en la Cordillera Bética para las diferentes zonas que seleccionan para el cálculo de b . Según este análisis, los valores bajos de b obtenidos para la sismicidad histórica no son debidos a un cambio en el comportamiento de la actividad sísmica, sino que son un reflejo de la falta de registro de eventos de baja magnitud.

En conclusión, las condiciones de sismicidad son muy similares en el Mioceno superior y en la actualidad puesto que la relación número de eventos *vs.* magnitud de esta sismicidad es muy similar. Así mismo, las magnitudes deducidas de la paleosismicidad y las de la sismicidad actual corresponden a una actividad moderada, con magnitudes medias entre 5,1 y 3,2, respectivamente (teniendo en cuenta que se trata de intervalos de duración muy diferente).

Cabe destacar que en las cuencas estudiadas quedó registrado un evento sísmico, inmediatamente anterior a los datos tratados, con una magnitud estimada en torno a 8. Las estructuras de deformación producidas por el evento (*slumps*) son las mayores conocidas para sistemas lacustres (ver apartado VII. 3.6). Esto indica claramente que, con niveles de actividad



sísmica moderada, no son descartables eventos singulares “fuera de escala”.

VIII. 3.3. Análisis de la subsidencia sísmica en las cuencas estudiadas

La magnitud de un terremoto está condicionada por los parámetros de rotura de las fallas, particularmente de su longitud y de su desplazamiento. Hay publicadas numerosas relaciones empíricas entre estos parámetros, siendo quizás la más completa hasta el momento la de Wells y Coppersmith (1994). Estos autores relacionan, para los distintos tipos de fallas (normales, desgarres e inversas), la magnitud del momento (M) con la longitud de la rotura superficial, el desplazamiento máximo, el desplazamiento promedio, la longitud de la rotura subterránea y el área de rotura de la falla causante del terremoto (Fig. VIII.21).

Las magnitudes mínimas consideradas se sitúan en torno a 4,5, ya que la base de datos está construida a partir de terremotos históricos.

Dado el tipo de datos paleosísmicos y sedimentológicos expuestos hasta el momento, podemos intentar estimar, a grandes rasgos, a partir de este tipo de análisis, cuál fue la cuantía del hundimiento de las cuencas neógenas provocada por los paleoterremotos detectados. Se presenta a continuación un ensayo de cuantificación del hundimiento debido dichos paleoterremotos. Esta cuantificación es parcial ya que se deduce a partir de segmentos de la columna litoestratigráfica total que aparece en cada una de las cuencas. De acuerdo con ello, los resultados de hundimiento obtenidos tienen valor exclusivamente para el intervalo estratigráfico registrado en los segmentos de columna estudiados.

	Nº eventos datados	Potencia de la colum.	Tasa de sedim. (mm/año)	Magnitud mínima	Magnitud máxima
Columna Híjar 1	11	0,87 m	0,73	3,8	4,9
Columna Híjar 2	10	1,4 m	0,5	4,1	5,5
Columna CELITE1	31	2,03 m	0,64	3,7	6,1
Columna Cenajo 1	21	1,54 m	0,66	3,7	5,7

Tabla VIII.3. Datos relativos a las columnas de detalle: Híjar1, Híjar2, Celite1 y Cenajo1.

hundimientos provocados por el número de paleoterremotos detectados. Para esto utilizaremos el ábaco que relaciona la magnitud del momento con el máximo desplazamiento (Fig. VIII.21A), suponiendo movimientos en fallas normales con buzamientos medios de 60°.

Ya que las paleomagnitudes mínimas detectadas son inferiores a 4,5 (tabla VIII.3) vamos a considerar los efectos producidos por terremotos con magnitudes comprendidas entre 4,5 y 6.

En la tabla VIII.3 se muestran los datos necesarios para efectuar este análisis: el número de eventos, la tasa de sedimentación, la magnitud mínima y la máxima de los paleoterremotos detectados y la potencia de los sedimentos de cada uno de los segmentos de columna estudiados.

Para cada segmento de columna (Híjar1, Híjar2, Celite1 y Cenajo1) vamos a analizar el efecto que produciría la suma de los

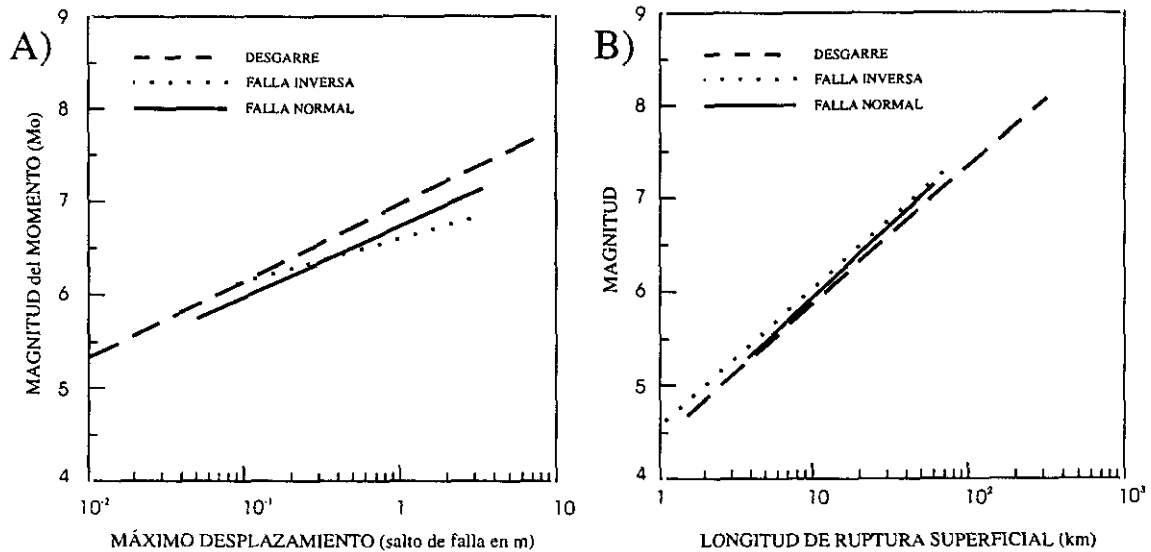


Fig. VIII.21. Ábacos empíricos que relacionan: A) magnitud del momento/máximo desplazamiento y B) magnitud/longitud de ruptura superficial de la falla. Tomada de Wells y Coppersmith (1994).

Dado el nivel de paleosismicidad observado en los segmentos de columnas, los datos correspondientes a magnitudes de 4,5 serían los más adecuados. No obstante, resulta difícil establecer la relación existente entre la magnitud del momento (M), empleada en los ábacos, y las magnitudes establecidas en este estudio a partir de la potencia de los niveles de mezcla. Ya que la magnitud del momento es una medida directa de la energía liberada durante un terremoto, la relación con las magnitudes determinadas a partir de la medida de amplitudes de ondas sísmicas en los sismógrafos viene limitada, tanto por la respuesta de frecuencia de la Tierra, como por la mecánica del registro en los sismógrafos. En cualquier caso, se puede afirmar que las magnitudes de momento son ligeramente mayores que las magnitudes determinadas a partir de las ondas sísmicas (Wells y Coppersmith, 1994).

A partir de los niveles de mezcla no es posible determinar la duración del evento sísmico, por lo que resulta aún más difícil establecer la relación con la magnitud del momento. De este nodo, no podemos descartar que el nivel de paleosismicidad detectado corresponda a terremotos con magnitudes de momento superiores a 4,5.

Los resultados se muestran en la tabla VIII.4. Para distintas magnitudes de momento (entre 4,5 y 6), se calcula la suma de los hundimientos sísmicos (salto vertical acumulado) del número de eventos datados en cada segmento de columna. Su contraste con la potencia del segmento nos da el tanto por ciento de subsidencia sísmica (tabla VIII.5).

Los resultados obtenidos son muy similares para los segmentos de las columnas de Hajar 1, Celite 1 y Cenajo 1, y sensiblemente inferiores para Hajar 2.

Para terremotos de magnitudes de momento de 4,5, tan sólo el 1% de la potencia sedimentaria



de los distintos segmentos de columna puede explicarse directamente por la actividad paleosísmica detectada. Para magnitudes de momento de 5, el resultado es del 8%, mientras que para 5,5 es el 46%. Tan sólo si todos los terremotos detectados tuviesen magnitud de 6, la tasa de subsidencia sísmica excedería a la potencia de sedimentos acumulada en los periodos de tiempo correspondientes a los segmentos de columna considerados.

Magnitud del momento	Desplazamiento (m)	Salto vertic. acumu. (m)	Potencia estimada para cada segmento de columna (m)			
			Híjar 1	Híjar 2	CELITE1	Cenajo 1
4,5	0,001	0,00086	0,009	0,008	0,018	0,026
5	0,006	0,0052	0,057	0,052	0,11	0,16
5,5	0,03	0,026	0,33	0,3	0,63	0,93
6	0,15	0,12	1,65	1,5	3,15	4,65

Tabla VIII.4. Relación entre diferentes momentos de magnitud y las potencias (de origen sísmico) estimadas para cada segmento de columna.

Los valores inferiores (aproximadamente la mitad) que aparecen en el segmento Híjar 2 se deben, probablemente, al *creep* ya puesto de manifiesto en el apartado VII.3.1.

Para restringir algo más estos resultados, podemos efectuar otra relación con la magnitud del momento utilizando el ábaco de longitud de ruptura superficial (Wells y Coppersmith, 1994) (Fig. VIII.21B). Dado que en el apartado VIII.1.1. concluimos que el 95% de los epicentros de los paleoterremotos se pueden localizar a menos de 25 km de los lagos, se puede suponer que los terremotos detectados en cada cuenca fueron producidos por las fallas normales que las limitan.

Magnitud del momento	Porcentaje de subsidencia sísmica para cada segmento de columna			
	Híjar 1	Híjar 2	CELITE1	Cenajo 1
4,5	1 %	0,6 %	1 %	1 %
5	6 %	3 %	7 %	8 %
5,5	37 %	21 %	40 %	46 %
6	190 %	107 %	204 %	229 %

Tabla VIII.5. Relación entre diferentes momentos de magnitud y el porcentaje de subsidencia sísmica estimada para cada segmento de columna.

En la tabla VIII.6 se muestran las longitudes de las fallas que condicionaron la sedimentación en las distintas cuencas. Si suponemos roturas no segmentadas de cada falla, podemos deducir las magnitudes del momento (M) máximas para cada una de ellas. Estas oscilan entre 5 y 6,8 (para la falla del Río Mundo que posee una traza de 50 km).



Falla	Long.(km)	Mag.
C. de Camarillas		
Fn. Borde norte	12	5,9
Fn. Borde sur	19	6,3
Fn. Monagrillo	6	5,5
Ds. Del Segura	25	6,5
C. de El Cenajo		
Fn. Borde norte	5	5,4
Fn. Borde sur	5	5,4
Desgarre	20	6,3
C. de Elche		
Fn. Borde norte	7	5,6
Fn. Borde sur	9	5,8
C. de Híjar		
Ds. Río Mundo	50	6,8
Fn. Borde norte	4	5,2
Fn. Borde sur	3	5,0

Tabla VIII.6. Magnitudes máximas estimadas para las fallas más representativas de cada cuenca.

Podemos ahora volver a analizar las tablas VIII.4 y 5. Los resultados correspondientes a magnitudes de momento de 6 supondrían que, en el escaso periodo de tiempo correspondiente a los segmentos de columna analizados, miles de años, cada evento sísmico registrado se debería a paleoterremotos que rompieron toda la longitud de las mayores fallas de la zona.

Ya que en el registro paleosísmico de las cuencas llegan a detectarse estructuras de deformación producidas claramente por terremotos de magnitudes inferiores, los valores de magnitudes medias en torno a 6 quedan claramente excluidos.

Ante esta situación, si las magnitudes determinadas a partir de los niveles de mezcla están algo subestimadas respecto a las magnitudes del momento, pensamos que los valores más ajustados son los de magnitudes promedio en torno a 5, con lo que la tasa de subsidencia de la que puede dar cuenta el proceso sísmico se sitúa hacia el 10%, no siendo

superior en ningún caso al 50% del total.

Ya que el periodo de tiempo representado en los segmentos de columnas no puede dar cuenta de la evolución global de las cuencas, podemos considerar otra línea de análisis.

Por ejemplo, la Cuenca de Camarillas-Las Minas presenta un máximo de 23 niveles con presencia de sismitas (14 estaciones) y la aparición de *slumps* de orden mayor (9 estaciones). Si suponemos que todas estas rupturas fueron provocadas por el desgarre del segura (la falla de mayor longitud de la cuenca), tendríamos un total de un máximo de 10 paleoterremotos de magnitud de momento 6,5 (ver tabla VIII.6). Utilizando el mismo tipo de análisis (Fig. VIII.21B), podemos concluir que estos paleoterremotos mayores podrían dar cuenta, tan sólo, de un hundimiento en torno a 23 m del total de 500 m de potencia que presenta el relleno de la cuenca.

Todos estos resultados, aún con sus incertidumbres, parecen indicar que en la evolución de la subsidencia global de las cuencas, el hundimiento debido de forma directa a la actividad sísmica de las fallas que las limitaron representa tan sólo una parte de la subsidencia total. De otro modo se habrían detectado rápidas tendencias a la somerización en el registro sedimentario correspondiente a los sectores de columna considerados. La subsidencia total de las cuencas se produjo a favor de las fallas normales que las limitan. Parte de esta subsidencia es sísmica, del 10% y nunca superior al 50%, y parte debido a otros procesos que generan movimientos de *creep* en las fallas normales, algunos de estos procesos podrían generar subsidencia por:

- carga sedimentaria
- rebote elástico en el levantamiento de la Cordillera Bética
- gradientes geotérmicos en la zona.



Otra posibilidad que no podemos excluir es que la capacidad de registro de eventos sísmicos en los sedimentos lacustres analizados no sea del 100%; como es el caso de los sedimentos depositados en medios someros, en los que las licuefacciones pueden generar tan solo compactación. Por lo que, estos datos de subsidencia sísmica son una aproximación teórica a las tasas de subsidencia de estas cuencas.

VIII. 4. RELACIÓN ENTRE ESTRUCTURAS DE PALEOSISMICIDAD EN DEPÓSITOS LACUSTRES Y MAGNITUDES SÍSMICAS ASOCIADAS

Para poder realizar una escala de magnitudes asociadas a sismitas, se ha llevado a cabo una recopilación bibliográfica en la que se definen sismitas generadas en terremotos históricos o actuales en los que se conocen las magnitudes de los mismos. En el caso de estructuras identificadas por primera vez se les ha asignado una magnitud relativa, comparando las características e importancia de la deformación con estructuras de magnitud conocida. Así, se han subdividido las estructuras considerando el límite de magnitud mínimo requerido para la licuefacción ($M \geq 5$). También se han separado las estructuras en depósitos acumulados en medios profundos y someros debido a las importantes diferencias que presentan. De esta manera, obtenemos una síntesis de estructuras que podemos relacionar más fácilmente con una determinada magnitud o en qué intervalo de magnitudes se pueden dar.

Como primera aproximación se podría establecer que las características de los sedimentos en medios someros hacen que estos no se vean afectados por terremotos de $M < 5$ (límite a la licuefacción). Los sedimentos someros están caracterizados esencialmente por la aparición de carbonatos y materiales detríticos. Estos últimos pueden tener un carácter intracuenal, en el que la composición sería esencialmente carbonática, o extracuenal (siliciclásticos). Estos sedimentos arenosos sólo se verán afectados por fenómenos de licuefacción con terremotos de $M > 5$. Las estructuras de inyección de arenas y en almohadilla son las que se asocian a un margen más amplio de magnitudes sísmicas pudiendo variar las primeras, según diversos autores, a un rango de magnitudes comprendidas entre 5 y 8, tal como se indica a continuación:

- $5 < M \leq 5,7$: Audemard y De Santis (1991)
- $5,5 \leq M \leq 6$: Obermeier (1994)
- $5 \leq M \leq 7$: Amick *et al.* (1990)
- $5,8 \leq M \leq 7,2$: Papadopoulos y Lefkopoulos (1993)
- $6,2 \leq M \leq 6,7$: Obermeier *et al.* (1991)
- $6,6 \leq M \leq 8,3$: Obermeier *et al.* (1990)
- $M = 7,5$: Obermeier *et al.* (1993)
- $7 \leq M \leq 8$: Cojan y Thiry (1992)

y las estructuras en almohadilla a un rango entre 5,5 y 8:

- $M = 5,5$ para terremotos superficiales, Guiraud y Plaiziat (1993).
- $M > 6$, Mohindra y Bagati (1996)
- $M = 6,5$ para terremotos profundos, Guiraud y Plaiziat (1993).



- $7 \leq M \leq 8$, Cojan y Thiry (1992).

Al estar en un medio oxigenado la aparición de materia orgánica en estos sedimentos es escasa y, en el caso de aparecer laminaciones horizontales en carbonatos, no existe contraste que favorezca la observación. Esto dificulta la identificación de estructuras de deformación menores, de pequeña escala y que no hayan tenido un origen de licuefacción directo. A todo esto hay que sumarle que, al encontrarse en un medio en el que se pueden dar fenómenos erosivos, las sismitas se pueden borrar rápidamente en caso de haberse generado.

Por el contrario, los depósitos lacustres acumulándose medios profundos tienen una capacidad de registro mucho mayor, en particular cuando corresponden a varvas lacustres. Estos sedimentos se disponen en alternancias de lámina blanca-lámina oscura, representando un ciclo de carácter anual dicho duplete. De esta manera, calculando la tasa de sedimentación, se pueden datar las sismitas de forma relativa entre ellas. Las varvas lacustres se sedimentan por precipitación en el hipolimnion de partículas sólidas procedentes del epilimnion, con una pendiente deposicional nula. La susceptibilidad a la deformación es muy alta y cualquier desestabilización del medio producirá la deformación de los sedimentos. Dicha deformación es fácilmente observable debido a la alternancia de tonalidades de las láminas. No es necesario que se supere el límite a la licuefacción (con terremotos de $M > 5$) para que se produzcan deformaciones en sedimentos varvados. También se pueden descartar, para la mayoría de los casos, efectos de carga o de pendiente en la génesis de sismitas. Además, el registro se va a ver favorecido por la carencia de fenómenos erosivos o de bioturbación, al ser un medio profundo y anóxico. Por tanto, el registro de sismitas en sedimentos varvados lacustres va a ser muy completo, registrándose incluso movimientos de *creep*, como es el caso de las estructuras de *loop bedding*.

En la figura VIII.22 se presenta una síntesis de las estructuras de paleosismicidad halladas en sistemas lacustres, en su mayor parte sobre la base de los ejemplos estudiados por nosotros, y se establecen los límites, dentro de lo posible, de intervalos de magnitudes sísmicas dentro de los cuales se generan los diferentes tipos de sismitas. Las sismitas se han separado en función del medio donde se han desarrollado, somero o profundo, y por el límite de licuefacción-fluidificación. Para las estructuras generadas por encima de este límite existe literatura, descrita en apartados anteriores, en la que se puede consultar también sus características y génesis. Indicaremos que, no se han podido localizar citas en las que se hable de registro paleosísmico por debajo de este límite. La interpretación de estas estructuras se ha realizado en función de las características de la deformación y del medio donde se han generado.

Se puede concluir pues, que el registro paleosísmico para depósitos acumulados en medios profundos es más completo que en medios someros, registrándose desde fenómenos de *creep* hasta terremotos de magnitudes próximas a 8. Además, estos depósitos presentan la ventaja de que a partir de ellos se pueden datar las estructuras de forma relativa entre sí, sin tener que efectuar dataciones absolutas de cada una de ellas. Por el contrario, los depósitos de medios someros sólo ofrecen registro para terremotos de $M > 5$ y en ellos las dataciones de intervalos temporales entre sucesivos eventos es mucho menos precisa, ya que las tasas de sedimentación en estos medios son muy variables.

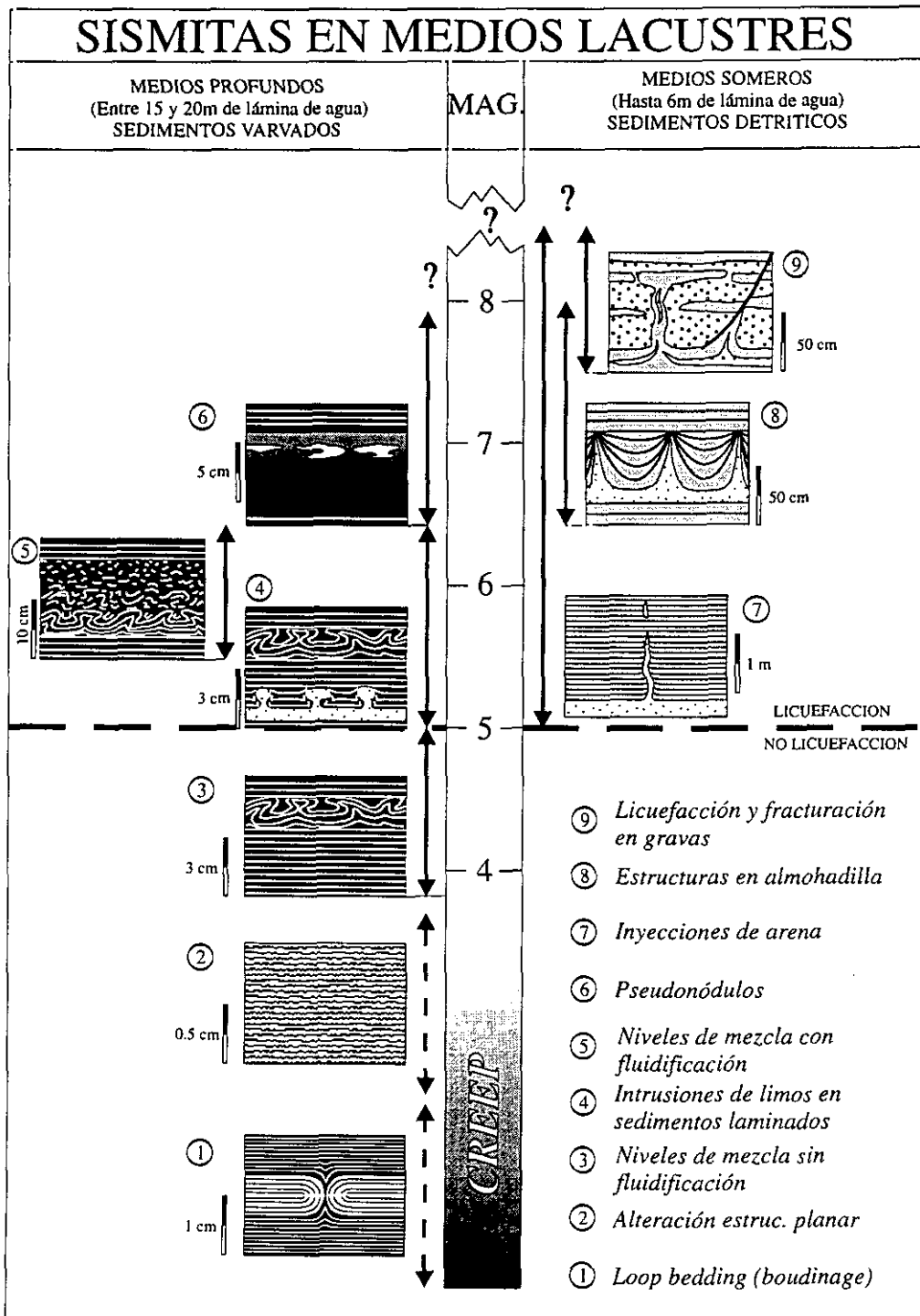


Fig. VIII.22. Esquema de síntesis de las relaciones entre estructuras de paleosismicidad en medios lacustres (profundos y someros) y magnitudes sísmicas asociadas.



IX. Conclusiones

Los estudios de paleosismicidad son un aporte esencial para la determinación de zonas de riesgo sísmico, especialmente en áreas de deformación moderada en las que los terremotos más importantes pueden estar separados por periodos de tiempo mayores que los registros instrumental e histórico. Aportan información sísmica antes de las primeras crónicas históricas. Si la calidad del registro geológico es buena, estos datos deberían tener más peso en la determinación del riesgo sísmico final que el que puede deducirse de la sismicidad histórica. También hay que tener en cuenta que, con el estudio de algunas estructuras de paleosismicidad, se pueden detectar terremotos en el pasado tanto si han tenido rotura superficial, como si no (en contraposición a los métodos geomorfológicos).

Los estudios de paleosismicidad llevados a cabo en depósitos de medios lacustres no han tenido, hasta el momento, un desarrollo tan importante como los realizados en medios fluviales. A pesar de esto, los depósitos lacustres presentan importantes ventajas para el estudio de sismitas frente a los depósitos de medios fluviales.

Del trabajo realizado en las cuencas neógenas lacustres de Prebético de Albacete, y de una amplia revisión bibliográfica de las estructuras interpretadas como sismitas, se deduce que:

- Dentro de los sistemas lacustres se pueden diferenciar zonas externas o marginales e internas, estas últimas con rangos de profundidad muy variables. En las zonas externas se acumulan sedimentos cuyo comportamiento ante la licuefacción es, en muchos casos, equivalente al de sistemas fluviales, hecho debido fundamentalmente a la mayor granulometría de los depósitos. En las zonas internas, en particular en sistemas lacustres estables y cuando la lámina de agua aparece estratificada, se depositan sedimentos varvados cuya susceptibilidad a la deformación es alta. El que los sedimentos estén permanentemente situados bajo una lámina de agua disminuye las posibilidades de erosión de cualquier estructura que se genere y favorece los procesos de licuefacción, eventualmente generados por choque sísmico. Por su parte, la escasa o nula oxigenación del fondo del lago, en condiciones de estratificación permanente de la lámina de agua, limita drásticamente el desarrollo de organismos, de ahí que la ausencia de bioturbación contribuya a una buena preservación de los sedimentos.

- Las diferencias en las características litológicas de los depósitos acumulados en ambientes lacustres marginales frente a los medios profundos suponen una respuesta distinta a la deformación producida por eventos sísmicos acaecidos en la región durante el Mioceno superior. Así, en sedimentos granulares de áreas lacustres marginales sólo quedarían registrados terremotos de magnitud superior a 5 o 5,5, que es el límite aproximado de la licuefacción. Por el contrario, en sedimentos laminados (varvas) de ambientes profundos va a quedar registrada cualquier alteración que se produzca en el medio, debido a la alta susceptibilidad a la deformación de estos sedimentos.



Pueden quedar registrados desde movimientos de *creep* hasta eventos de magnitud muy elevada.

- Los sedimentos varvados presentan una tasa de sedimentación constante, una varva un año, lo que permite la datación relativa de las sismitas para obtener periodos de recurrencia sin necesidad de realizar dataciones absolutas de cada estructura.

Aplicando estas consideraciones a depósitos de sistemas lacustres desarrollados durante el Mioceno superior del Prebético Externo del área de Hellín (Albacete), se han obtenido las siguientes conclusiones en cuanto a las estructuras de deformación (interpretadas como de origen sísmico) reconocidas en estos sedimentos:

- *Inyecciones de arena en filón*: aparecen a lo largo de toda la columna estratigráfica de la Cuenca de Camarillas-Las Minas, asociadas a depósitos marginales. Son estructuras debidas a licuefacción de arenas que intruyen dentro de una capa confinante suprayacente. Presentan dos familias de intrusiones subortogonales condicionadas por el campo de esfuerzos: una principal, de dirección NO-SE, que aparece enraizada en las capas de arenas licuefactadas y que deforma las laminaciones de la capa confinante en el ascenso de las arenas hacia la superficie; la moda secundaria, NE-SO, no está enraizada en los niveles licuefactados, sino que se desarrolla a partir de la moda principal. El flujo de arenas es horizontal y paralelo a una de las componentes principales del campo de esfuerzos (σ_{HMAX} N60E), con lo que el flujo lateral es desviado hacia muro y techo. Esta circunstancia hace que la segunda familia de intrusiones aparezca aislada en lentejones verticales dentro de la capa confinante, con evidencias de flujo lateral que deforman las laminaciones de la capa confinante hacia muro y techo. Según diversos autores, las magnitudes sísmicas que pueden generar estas estructuras están en un rango entre 5 y 8.

- *Fracturación y licuefacción en gravas*: debido al aumento de la granulometría de estos sedimentos, su susceptibilidad a la licuefacción es mucho menor. Como consecuencia de esto, su respuesta ante un evento sísmico va a ser la fracturación con desarrollo ocasional de estructuras de licuefacción. Según ensayos de laboratorio llevados a cabo por Obermeier *et al.* (1993), se necesitan magnitudes mínimas de 7,5 para que se generen estas estructuras. Dentro de la zona de estudio se han localizado en las últimas fases de relleno de la Cuenca de Híjar. La fracturación que aparece es de carácter normal y está orientada N-S y E-O, según las fallas normales que limitan la cuenca. Las estructuras debidas a licuefacción en gravas están orientadas esencialmente E-O y aparecen asociadas a fallas normales o independizadas.

- *Estructuras en almohadilla*: también se localizan en sedimentos de los márgenes lacustres dentro de la Cuenca de Camarillas-Las Minas. Son estructuras debidas a la licuefacción de sedimentos granulares, no siendo necesaria la presencia de una capa confinante para su génesis. Las laminaciones que presentan los niveles granulares licuefactados actúan como discontinuidades lo suficientemente importantes como para comportarse como capas confinantes. El escape de arenas hacia la superficie genera pliegues en estas laminaciones, con sinclinales abiertos y anticlinales apretados por donde escapan los fluidos hacia la superficie. Estas estructuras aparecen condicionadas por el campo de esfuerzos, orientándose sus ejes según dos direcciones, una principal NO-SE y otra secundaria NE-SO. También se han observado estructuras secundarias asociadas a las estructuras



en almohadilla, como son fallas normales y pequeños escapes de fluidos en la base de los sinclinales. Según varios autores, estas estructuras se pueden generar por eventos sísmicos de magnitudes comprendidas entre 5,5 y 8.

- *Loop bedding*: es un *boudinage* desarrollado en un sedimento finamente laminado. Se ha estudiado en niveles varvados de la Cuenca de Híjar. Los ejes de los cuellos de los *boudins* están orientados N-S y E-O, paralelos a las fallas normales que limitan la cuenca y que generan una estructura en forma de “tableta de chocolate”. Se han interpretado como asociados a movimientos de *creep* de estas fallas, ya que no presentan estructuras de licuefacción y su desarrollo se debe a procesos extensivos continuos en el tiempo. De este modo, se han definido cuatro tipos de *loop bedding* en relación a estos procesos extensivos continuos y su relación con la litificación progresiva del sedimento, coexistiendo estructuras dúctiles que pasan progresivamente a frágiles, con fracturación normal dentro de un mismo nivel laminado.

- *Alteración de la estructura planar de varvas lacustres*: son estructuras caracterizadas por la desorganización de la disposición laminar de las varvas lacustres, a pesar de lo cual se puede observar una cierta continuidad de las láminas. Están asociadas a procesos tectónicos extensivos que se reflejan en la microfracturación normal que afecta a estos niveles. Se han observado en los depósitos laminados que constituyen gran parte del relleno de la Cuenca de Híjar. Son consecuencia de movimientos de *creep* o microsismos lo suficientemente importantes como para alterar la estructura planar de las varvas lacustres, pero no lo suficientemente importantes como para generar estructuras de mayor entidad.

- *Niveles de mezcla*: se han observado en sedimentos varvados de las cuencas de Híjar, El Cenajo y Elche de la Sierra-Cobatillas. Son estructuras de deformación *in situ* generadas por terremotos, que presentan tres niveles de deformación: un nivel inferior plegado, uno intermedio fracturado y uno superior fluidificado. Se han observado niveles de mezcla en diferentes estadios evolutivos de formación, de lo que se ha deducido que los procesos de deformación comienzan en la superficie con plegamiento que va migrando a niveles inferiores a medida que la deformación aumenta. De este modo, pueden aparecer niveles de mezcla con zona de fluidificación de techo o sin ella. Según Marco y Agnon (1995), la presencia de fluidificación en estas estructuras indica que se han generado por terremotos de magnitud 5,5 o superior. Este dato implica que se pueden registrar niveles de mezcla tanto por debajo del límite a la fluidificación como por encima de éste.

- *Intrusiones de limos en varvas lacustres*: se han observado en sedimentos laminados con pasadas turbidíticas dentro de la Cuenca de El Cenajo. Los sedimentos turbidíticos presentan una ordenación interna mucho más caótica que las varvas, por lo que su susceptibilidad a la licuefacción es mucho mayor, actuando las laminitas como capas confinantes. Las intrusiones de limos dentro de los niveles laminados presentan en sección morfologías diapíricas similares a champiñones, con una continuidad lateral importante. Las estructuras aparecen orientadas según el campo de esfuerzos local (paralelas a σ_1) NE-SO. Según varios autores, las magnitudes sísmicas que pueden generar estas estructuras están en un rango entre 5 y 6,5.

- *Pseudonódulos*: son estructuras nodulares independizadas dentro de un sedimento margoso. Se generan por el colapso de una capa dentro de un sedimento margoso por desestabilización



sísmica. Se han estudiado en la Cuenca de Híjar, dentro de niveles laminados con pasadas turbidíticas. Los pseudonódulos se originan a partir de una capa diatomítica de aproximadamente 1 cm de potencia. Los efectos de gradiente de densidad quedan descartados, puesto que la densidad de la diatomita es inferior a la de la marga. Las morfologías observadas son equiparables a las obtenidas por Kuenen (1958) en ensayos de simulación sísmica, otorgándoles una magnitud mínima de 6,5 para su génesis.

- *Deslizamientos subacuáticos o slumps*: no son estructuras que se puedan interpretar, en sí mismas, como sismitas. Su interpretación como estructuras de deformación inducidas por terremotos o como deformaciones debidas a otros procesos exige un buen control de las condiciones existentes en la cuenca en el momento en el que se produjeron. La abundancia de *slumps* en las cuencas neógenas del Prebético sugiere una fuerte inestabilidad tectónica de las mismas durante su relleno. La aparición de un nivel de capas deslizadas, cuya potencia llega a superar localmente los 50 m, y que es correlacionable en diferentes cuencas, apunta a la existencia de eventos sísmicos importantes a nivel regional, espaciados en el tiempo. Bajo esta óptica, interpretamos que el evento sísmico desencadenante de la desestabilización de capas a gran escala debió de ser de una magnitud próxima a 8, mayor que la deducida para la licuefacción de gravas ($M > 7,5$).

- *Diques neptúnicos y cuñas detríticas*: principalmente presentan morfologías en cuña y en cubeta, simétricas o asimétricas, en función de si se desarrollan en materiales con o sin contraste de competencia de capas. El relleno de los diques, caótico en las zonas centrales u organizado en los bordes, puede estar formado por fragmentos de capas de origen lacustre o por sedimentos cuaternarios continentales. Su génesis está asociada a procesos de extensión. Cuando aparecen relacionadas a estructuras debidas a licuefacción, se han interpretado como de origen sísmico y cuando están ligadas a estructuras de deformación dúctil (*boudinage*) deben estar generadas como consecuencia de movimientos de *creep* (microsismicidad).

Los intervalos de recurrencia de paleoterremotos calculadas para las cuencas de Híjar (119 años (± 33) y 250 años (± 150) con movimientos de *creep*), El Cenajo (106 años, ± 82) y Elche de la Sierra-Cobatillas (102 años, ± 65), se han deducido a partir de la datación relativa de niveles de mezcla en sedimentos varvados. La recurrencia media deducida para todas las cuencas es de 128 años (± 98), con una magnitud media estimada de 5,1. Los sedimentos analizados representan un total de 9.446 años de registro, con 73 eventos datados de magnitudes estimadas comprendidas entre 3,7 y 6,0.

Se ha observado que la aparición de movimientos de *creep*, deducidos por la aparición de *boudinage* desarrollado en un medio finamente laminado (*loop bedding*), alarga la ocurrencia de terremotos. Este es el caso de la Cuenca de Híjar, en la que la recurrencia, para los niveles más altos de la misma, se alarga hasta los 250 años, con respecto de los 119 años de niveles inferiores en los que no se detectan movimientos de *creep*.

Tanto los datos de paleosismicidad como de sismicidad actual cumplen la ley de Gutenberg-Richter, ofreciendo ambos valores en la pendiente de la recta de ajuste número de eventos-magnitud



(b) en torno a 0,86. Es de resaltar que este valor es próximo al que obtienen otros autores en la caracterización sísmica de las Cordilleras Béticas en la actualidad. Esto indica que las condiciones de la sismicidad no han debido cambiar sustancialmente desde el Mioceno superior hasta la actualidad.

Mediante el análisis poblacional de fallas, en materiales con edades comprendidas entre el Mioceno superior-Cuaternario, se han obtenido dos campos de esfuerzos subortogonales, con dos direcciones de extensión compatibles. Estos dos campos de esfuerzo tienen las siguientes direcciones medias de σ_{HMAX} : N143E y N059E. La dirección N143E es la responsable de la estructuración del área, compatible con el emplazamiento del Arco de Cabalgamientos de Cazorla-Alcaraz-Hellín y con las trayectorias de esfuerzos deducidas por diferentes autores, para el sureste de la Península Ibérica durante el mismo periodo. El segundo campo, de dirección N059E, está asociado a las fallas normal-direccionales (de dirección E-O), con una dirección de extensión ortogonal responsable de la génesis las cuencas lacustres. Las fallas inversas que marcan esta segunda dirección de compresión se localizan en afloramientos aislados (no llegan a alcanzar escala cartográfica) en el interior de las cuencas lacustres y están asociadas a fenómenos locales de escape tectónico.

La actividad sísmica actual en la zona está representada por terremotos de magnitud baja (entre 3 y 4). Después de realizar un análisis de la sismicidad instrumental, se llega a la diferenciación de dos campos de esfuerzo subparalelos a los obtenidos con el análisis poblacional de fallas:

A) Campo 1. Definido esencialmente por fallas inversas (11 mecanismos focales inversos y 3 normales), que marcan una dirección de σ_{HMAX} N158E, con profundidades hipocentrales que oscilan entre los 4 y 22 km.

B) Campo 2. Predominio de fallas normales (9 mecanismos focales) sobre inversas (5 mecanismos focales), que definen una dirección de σ_{HMAX} N062E. Esta subpoblación ofrece sismos, en general, con hipocentros más superficiales (entre 2 y 15 km).

La hipótesis que mejor se ajusta a este área, y que explica ambos campos de esfuerzos simultáneos, es la flexura cortical E-O, propuesta por Van der Beek y Cloeting (1992), que produce una elevación generalizada de la zona, generándose fallas normales por encima de la superficie neutra y fallas inversas en profundidad. La componente de extensión es triaxial ($R = 0,21$) con una extensión máxima perpendicular a la cadena. Cabe destacar la aparición de zonas con compresión triaxial ($R = 0,64$) que, de forma puntual, disponen N-S las direcciones de máximo acortamiento.

Todas las premisas desarrolladas anteriormente no son suficientes para afirmar que se pueda mantener la recurrencia de terremotos del Mioceno superior en la actualidad, pero sí que, al menos, parte de las condiciones que definen el fenómeno sísmico se mantienen.



X. Bibliografía

- Adams, J. (1990): Paleoseismicity of the Cascadia subduction zone: Evidence from turbidites off the Oregon-Washington margin. *Tectonics*, 9, 4: 569-583.
- Aki, K. (1965): Maximun likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - b M$ and its confluence limits. *Bull. Earthqu. Res. Inst.*, 43: 237-239.
- Aki, K. (1966): Generation and propagation of G waves from the Niiagata earthquake of June 16, 1964. Part 2. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the G wave spectruim. *Bull. Earthqu. Res. Inst.*, 44: 73-88.
- Alcalá, B., Calvo, J.P. y Jiménez Sánchez, S. (1997): Análisis palinológico de depósitos laminados lacustres en la Cuenca de Híjar, Mioceno superior, Albacete. En: *Avances en el Conocimiento del Terciario Ibérico* (J.P. Calvo y J. Morales, Eds.), Actas del III Congreso del Grupo Español del Terciario, Cuenca. HC Multimedia, Madrid: 9-12.
- Alfaro, P., Domènech, C., Estévez, A. y Soria, J.M. (1995): Estructuras dedeformación en sedimentos del Cuaternario reciente de la cuenca del bajo Segura (Alicante). Discusión sobre su posible origen sísmico. *Geogaceta*, 17: 91-94.
- Alfaro, P., Moretti, M. y Soria, J.M. (1997): Soft-sediment deformation structures induced by earthquakes (seismites) in the pliocene lacustrine deposits (Guadix-Baza Basin, Central Betic Cordillera). *Eclog. Geol. Helvet.*, 90: 531-540.
- Allen, J.R.L. (1977): The possible mechanics of convolute lamination in graded sand beds. *Jour. Geol. Soc. (London)*, 134: 19-31.
- Allen, J.R.L. (1982): *Sedimentary structures, their character and physical basis; I y II*. Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam: 611 p. y 679 p.
- Allen, C. R. (1986a): Seismological and paleoseismological techniques of research in active tectonics. En: *Active Tectonics* (R. E. Wallace, Ed.), Natl. Acad. Press, Washington: 148-154.
- Allen, J.R.L. (1986b): Earthquake magnitude frecuency, epicentral distance, and soft sediment deformation in sedimentary basins. *Sedim. Geol.*, 46: 67-75.
- Allen, J.R.L y Banks, N.L. (1972): An interpretation and analysis of recumbent-folded deformed cross-bedding. *Sedimentology*, 19: 257-283.



- Allmendiger, R.W., Sharp, J.W., Von Tish, D., Serpa, L., Brown, L., Kaufman, S., Oliver, J. y Smith, R.B. (1983): Cenozoic and Mesozoic structure of the eastern Basin and Range province, Utah, from COCORP seismic-reflection data. *Geology*, 11: 32.
- Alvaro, M.G, Argüeso, J.M. y Elizaga, E. (1975): La estructura del borde prebético de la zona de Alcaraz. (Provincia de Albacete, España). *Bol. Geol. Min.*, 86: 467-477.
- Ambraseys, N.N. (1970): Some characteristic features of the Anatolian Fault zone. *Tectonophysics*, 9: 143-165.
- Ambraseys, N.N. y Sarma, S. (1969): Liquefaction of soils induced by earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 59: 651-664.
- Amick, D., Gelinas, R., Maurat, R., Cannon, D., Moore, D., Billington, E. y Kemppinen, H. (1990): Paleoliquefaction features along the Atlantic seaboard. *NUREG/CR-5613 RA. U.S. Nuclear Regulatory Commission*. Washington DC.
- Andresen, A. y Bjerrum, L. (1967): Slides in subaqueous slopes in loose sand and silt. En: *Marine geotechnique* (A. F. Richards, Ed.), Univ. Illinois Press, Urbana: 221-239.
- Anderson, E.M. (1951): *The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain*. Oliver and Boyd, Edimburgo: 133 p.
- Anderson, J.G. (1979): Estimating the seismicity from geological structures for seismic-risk studies. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 69:163-168.
- Anderson, R.Y. and Dean W.E. (1988): Lacustrine varve formation through time. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 62: 215-236.
- Andrews, D.J. y Hanks, D.C. (1985): Scarp degraded by linear diffusion: inverse solution for age. *Jour. Geophys. Res.*, 90: 10193-10208.
- Andrieux, J., Fontboté, J. M. y Mattauer, M. (1971): Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth Planet. Sci. Letters*, 12: 191-198.
- Angelier, J. (1976): La néotectonique cassante et sa place dans un arc insulaire: l'arc égéen méridional. *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, 18: 1257-1265.
- Angelier, J. (1979): Determination of the mean principal direction of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, 56, 3-4: T17-T26.
- Angelier, J. (1984): Tectonic analysis of fault slip data sets. *Jour. Geophys. Res.*, 89: 5835-5848.
- Angelier, J. (1989): From orientation to magnitudes in paleostress determinations using slip data. *Jour. Struct. Geol.*, 11: 37-50.



- Angelier, J. (1994): Fault slip analysis and paleostress reconstrution. En: *Continental deformation* (P.L. Hancock, Ed.), Pergamon Press, Oxford: 53-100.
- Angelier, J. y Mechler, P. (1977): Sur une metode graphique de recherche des contraintes principales egalement utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droites. *Bull. Soc. Geol. France*, 7: 1309-1318.
- Anketell, J.M., Cegla, J. y Dzulynski, S. (1970): On the deformational structures in systems wiht reversed density gradients. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 40: 3-30.
- Arias, C. (1975): Los materiales cretácicos de la Pinilla (Albacete). *Seminar. Estratigr. Univ. Complutense*, Madrid, 11: 3-6.
- Arias, C. (1978): Estratigrafía y paleogeografía del Jurásico superior y Cretácico inferior del nordeste de la provincia de Albacete. *Seminar. Estratigr. Univ. Complutense*, Madrid, 3, 299 p.
- Atkinson, G. (1984): Simple computation of liquefaction probability for seismic hazard applications. *Earthquake Spectra*, 1 (1): 107-123.
- Audemard, A. y De Santis, F. (1991): Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. *Bull. Inter. Assoc. Eng. Geol.*, 44: 5-16.
- Awata, Y. y Kakimi, T. (1985): Quaternary tectonics and damaging eathquakes in Northeast Honshu, Japan. En: *Practical approaches to earthquake prediction warning* (C. Kisslinger y T. Rikitake, Eds.) *Earthqu. Predic. Res.*, 3, 3-4: 231-251.
- Azéma, J., Champetier, T., Foucault, A., Fourcade, E. y Paquet, J. (1971): Le Jurássique dans la partie orientale des Zones Externes des Cordillères Bétiques. *Essai de Coordination. Cuad. Geol. Ibérica*, 2: 91-110.
- Azéma, J., Champetier, T., Foucault, A. y Fourcade, E. (1975): Le Crétacé dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques. I, *Essai de coordination. 1^{er} Coloquio de estratigrafía y paleogeografía del Cretácico de España*, Bellaterra, Enadimsa, 7, 1: 159-217.
- Azéma, J., Foucault, A., Fourcade, E., García-Hernández, M., González-Donoso, J. M., Linares, A., López-Garrido, A. C., Rivas, P. y Vera, J. A. (1979): Las Microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. *Sec. Pub. Univ. Granada*: 83 p.
- Baena Pérez, J. y Jérez Mir, L. (1982): *Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s. str.)*. IGME, Madrid: 256 p.
- Bakker, H. E., De Jong, K; Helmers, H. y Biermann, C. (1989): The geodynamic evolution of the Internal Zone of the Betic Cordilleras (south-east Spain): a model based on structural analysis and geothermobarometry. *Jour. Metamorphic Geology*, 7: 359-381.



- Balanyá, J. C. y García-Dueñas, V. (1987): Les directions structurales dans le Domaine d'Alborán de part et d'autre du Déroit de Gibraltar. *C. R. Acad. Sc. París*, 304: 929-933.
- Bailey, A.D. (1974): Near surface fault detection by magnetometer. *Calif. Geol.*, 27: 274-277.
- Bates, R.L. y Jackson, J.A. (1980): *Glossary of Geology*. Am.Geol.Inst., Falls Church: 751 p.
- Beck, C., Frédéric, M., Chapron, E., Van Rensbergen, P. y De Batist, M. (1996): Enhanced seismicity in the early post-glacial period: evidence from the Post-Würm sediments of Lake Annency, northwestern Alps. *Jour. Geodynamics*, 22, 1/2: 155-171.
- Bellanca, A., Calvo, J. P., Censi, P., Elízaga, E. y Neri, R. (1989): Evolución of lacustrine diatomite carbonate cycles of Miocene age, SE Spain: petrology and isotope geochemistry. *Jour. Sed. Petrol.*, 59: 45-52.
- Bellanca, A., Calvo, J.P., Neri, R. y Mirto, E. (1995): Lake margin carbonate deposits of Las Minas Basin, Upper Miocene, Southeastern Spain. A sedimentological and geochemical approach to the study of lacustrine and palustrine paleoenvironments. *Mineral. Petrol. Acta*, 38: 1-16.
- Bellon, H., Bizon, G., Calvo, J.P., Elizaga, E., Gaudant, J. y Lopez Martinez, N. (1981): Le volcan du Cerro del Monagrillo (Province de Murcia): âge radiométrique et corrélations avec les sédiments néogènes du bassin de Hellín (Espagne). *C. R. Acad. Sci. París*, 292: 1035-1038.
- Ben-Menahem, A. (1981): Variation of slip and creep along the Levant rift over the past 4.500 years. En: Dead Sea Rift (R. Freund y Z. Garfunkel, Eds.), *Tectonophysics*, 80: 183-197.
- Ben-Menahem, A. (1991): Four thousand years of seismicity along the Dead Sea Rift. *Jour. Geophys. Res.*, 96: 20195-20216.
- Bilham, R. y Seeber, L. (1985): Paleoseismic studies using subsurface radar profiling. En: Summaries of Technical Reports. XIX, *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 85-82: 44 p.
- Brillinger, D.R., Udías, A. y Bolt, B.A. (1980): A probability Model for Regional Focal Mechanism Solutions. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 70, 1: 149-170.
- Birkeland, P. (1984): *Soils and Geomorphology*. Oxford Univ. Press, New York: 372 p.
- Bishop, A.W. y Skinner, A.E. (1977): The influence of high pore-water pressure on the strength of cohesionless soil. *Phil. Trans. Roy. Ast. Soc. London*, 284: 91-130.
- Bjerrum, L., Kringstad, S. y Kummeneje, O. (1961): *Proc. 5th Int. Conf. Soil Mech. Found. Eng.*, 1: 29-37.
- Black, W.E., Sinh, J.P., Kresse, F.C., Bilham, P. y Seeber, L. (1983): Ground penetrating radar for fault trace identification. *Assoc. Eng. Geol., Abstr. Prog., 26th Ann. Mtg.*



- Blumenthal, M. (1930): Beiträge zur Geologie der betischen Kordilleren beiderseits des río Guadalhorce. *Eclog. Geol. Helvet.*, XXIII: 41-293.
- Blumetti, A.M. (1995): Neotectonic investigations and evidence of paleoseismicity in the epicentral area of January-February 1703, Central Italy, earthquakes. En: *Perspectives in Paleoseismology* (L. Serva, y D.B. Slemmons, Eds.), *Assoc. Eng. Geol., Spec. Pub.*, 6: 83-100.
- Bonilla, M.G. (1979): Historic surface faulting, map patterns. Relation to subsurface faulting and relation to preexisting faults. *Proc. Conf. VIII National Earthquake Hazard Reduction Program*, Menlo Park: 36-65.
- Bonilla, M.G., Mark, R.K. y Lienkaemper, J.J. (1984): Statistical relations among earthquake magnitude, surface rupture length, and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 74: 2379-2411.
- Boswell, P.G.H. (1961): *Muddy sediments: some geotechnical studies for geologist, engineers and soil scientist*. H. Heffer & Sons, Cambridge: 140 p.
- Bott, M.H.P. (1959): The mechanism of oblique-slip faulting. *Geol. Mag.*, 96: 109-117.
- Bouillin, J. P., Durand-Delga, M. y Olivier, P.H. (1986): Betic-Rifian and Tyrrhenian Arcs: distinctive features, genesis and development stages. En: *The origin of arcs* (F. C. Wezel, Ed.), Elsevier, Amsterdam: 281-304.
- Bousquet, J. C., Montenat, C. y Philip, H. (1976): La evolución tectónica reciente en las Cordilleras Béticas Orientales. En: *Reunión sobre la geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán*, Univ. de Granada: 59-78.
- Bradley, W.H. (1931): Origin and microfossils of the oil shale of the Green River Formation of Colorado and Utah. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 168: 58 p.
- Brillinger, D.R., Udías, A. y Bolt, B.A. (1980): A probability Model for Regional Focal Mecanism Solutions. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 70, 1: 149-170.
- Brinkmann, R. y Gallwits, H. (1933): El borde externo de las cadenas Béticas en el sureste de España. En: *Publicaciones extranjeras sobre la geología de España, V*, Inst. Lucas Mallada, C.S.I.C., Madrid, 1950: 173-290.
- Buckman, R.C., Plafker, G. y Sharp, R.V. (1978): Fault movement (afterslip) following the Guatemala earthquake of February 4, 1976. *Geology*, 6: 170-173.
- Buform, E., Udías, A. y Colombás, M.A. (1988): Seismicity, source mechanisms and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics*, 152: 89-118.



- Buform, E., Udías, A. y Madariaga, R. (1991): Intermediate and deep earthquakes in Spain. *Pure Appl. Geophys.*, 136 (4): 375-293.
- Byerlee, J. (1978): Friction of rocks. *Pure Appl. Geophys.*, 116: 615-626.
- Cabañas, L., Lindo, R. y Herraiz, M. (1996): MF96: Un programa interactivo para la determinación gráfica de mecanismos focales. *Geogaceta*, 20 (6), 1377-1379.
- Cabral, J. (1995): Neotectónica em Portugal Continental. *Memórias do Instituto Geológico e Minero*, Lisboa: 265 p.
- Calkin, P.E. y Ellis, J. M. (1984): Development and application of lichenometric dating curve, Brooks Range, Alaska. En: *Quaternary dating methods* (W.C. Mahaney, Ed.), Elsevier Sci. Publ., Amsterdam: 227-246.
- Calvo, J. P. (1978): Estudios petrológico y sedimentológico del Terciario marino del sector central de la provincia de Albacete. *Estudios Geol.*, 34: 407-429.
- Calvo, J. P. (1981): Los yacimientos de diatomita en España. *Bol. Geol. Min.*, 92: 274-284.
- Calvo, J.P., Elízaga, E., López Martínez, N., Robles, F. y Usera, J. (1978): El Mioceno superior continental del Prebético Externo: Evolución del Estrecho Norbético. *Bol. Geol. Min.*, 89: 407-426.
- Calvo, J. P. y Elízaga, E. (1985): Sedimentology of a neogene lacustrine system, Cenajo Basin, SE Spain. *Abstract 6th European Meeting of Sedimentology*, Lleida: 70-73.
- Calvo, J. P. y Elízaga, E. (1987): Diatomite deposits in South-eastern Spain: geologic and economic aspects. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hungar.*, 70: 537-543.
- Calvo, J.P. y Elízaga, E. (1990): Sedimentación evaporítica en las cuencas de Cenajo y Las Minas-Camarillas. En: *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y Cadenas Periféricas y de la Zona de Levante. Nuevas Aportaciones y Guía de Superficie* (F. Ortí y J.M. Salvany, Eds.), ENRESA-DGDP, Madrid: 246-250.
- Calvo, J.P. y Elízaga, E. (1994): The Cenajo and Las Minas-Camarillas basins (Miocene), southeastern Spain. En: *Global Inventory of Lake Systems* (E. Gierlowski-Kordesch y K. Kelts, Eds.), University Press, Cambridge: 319-324.
- Calvo, J.P., Pozo, M.L. y Jones, M.F. (1996): Preliminary report of seepage mound occurrence in Spain. Comparison with carbonate mounds from de Amargosa Desert, western USA. *Geogaceta*, 18: 67-70.



- Calvo, J.P., Gómez-Gras, D., Alonso-Zarza, A.M. y Jiménez-Sánchez, S. (1997): Growth of low-energy bench carbonate lake platforms - a sedimentary model from the Miocene Las Minas-Camarillas Basin, SE Spain. *18th IAS Regional European Meeting, Heidelberg*: 97-98.
- Calvo, J.P., Rodríguez-Pascua, M.A., Martín-Velázquez, Jiménez, S. y De Vicente, G. (1998): Microdeformation of lacustrine laminite sequences from Late Miocene formations of SE Spain: an interpretation of loop bedding. *Sedimentology*, 45: 279-292.
- Camacho, M.A. y Alonso-Chaves, F.M. (1997): Sismicidad el límite de placas entre Eurasia y África al SW de Iberia, desde 1984 a 1994. *Geogaceta*, 21: 51-54.
- Cantalamma, G., Dramis, F., Pambianchi, G., Romano, A., Santoni, A.M. y Tonetti, G. (1981): Fenomeni franosi connessi con attivita' sismica nell'area compresa tra S. Giorgio la Molara e Bisaccia. En: Convegno sul tema sismicita dell' Italia, satato delle conoscenze e qualita della normativa, *Rend. Soc. Geol. Italia*, 4, 5: 467-469.
- Capote, R., De Vicente, G. y González-Casado, J.M. (1991): An application of the slip model of brittle deformations to focal mechanism analysis in three different plate tectonics situations. *Tectonophysics*, 191: 399-409.
- Carver, G.A. (1970): Quaternary tectonism and surface faulting in the Owens Lake Basin, California. Univ. of Nevada, Mackay Sch. Mines, *Nev. Tech. Rep.*, AT2: 103 p.
- Carver, G.A. (1987): Geologic criteria for recognition of individual paleoseismic events in compresional tectonics environments. En: Proceedings of Conference XXXIX, Directions in Paleoseismology (A.J. Crone y E.M. Omdahl, Eds.), *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 87-673: 115-128.
- Casas, A.M., Gil Peña, I. y Simón Gómez, J.L. (1990): Los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistemática y técnicas de aplicación. *Estudios Geol.*, 46: 385-398.
- Casas-Sainz, A. M. y Simón Gómez, J.L. (1992): Stress field and thrust kinematics: a model for the tectonic inversion of the Cameros Massif (Spain). *Jour. Struct. Geol.*, 14 (5): 521-530.
- Caselles, J.O., Moretti, M., Alfaro, P., Canas, J.A. y Clapés, J. (1997): Estructuras sedimentarias de deformación (sismitas) inducidas por licuefacción con un simulador de terremotos. *Geogaceta*. 21: 67-69.
- Cluff, L.S. y Hansen, W.R. (1972): Site evaluation in seismically active regions; an interdisciplinary team approach. En: *Microzonation Conference*, Wash. Univ., Seattle, 2: 957-987.
- Cluff, L.S., Patwardhan, A.S. y Coppersmith, K.J. (1980): The probability of occurrences of surface faulting earthquakes on the Wasatch Fault Zone, Utah. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 70: 463-478.



- Cojan, I. y Thiry, M. (1992): Seismically induced deformation structures in Oligocene shallow-marine and eolian coastal sands (Paris Basin). *Tectonophysics*, 206: 79-89.
- Cole, R.D. y Picard, M.D. (1975): Primary and secondary sedimentary structures in oil shale and other fine-grained rocks, Green River Formation (Eocene), Utah and Colorado. *Utah Geology*, 2: 49-67.
- Collinson, J. (1994): Sedimentary deformational structures. En: *The geological deformation of sediments* (A. Maltman, Ed.), Chapman & Hall, London: 95-125.
- Colman, S.N. y Watson, K. (1983): Age estimated from a diffusion equation model for escarp degradation. *Science*, 221: 263-265.
- Crouch, J.K., Bachman, S.B. y Shay, J.T. (1984): Post-Miocene compressional tectonics along the Central California margin. En: *Tectonics and sedimentation along the California margin* (J.K. Crouch y S.B. Bachman, Eds.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Field Trip Guidebook-Pacific Section*, 38: 37 p.
- Cruz, G. y Wiss, M. (1983): Large earthquakes, mean sea level and tsunamis along the pacific coast of Mexico and Central America. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 73(2): 553-570.
- Culling, W.E.H. (1960): Analytical theory of erosion. *Jour. Geol.*, 68: 336-344.
- Culling, W.E.H. (1965): Theory of erosion on soil-covered sloped. *Jour. Geol.*, 77: 230-254.
- Chapron, E., Van Rensbergen, P., Beck, C., De Batist, M. y Paillet, A. (1996): Lacustrine sedimentary records of brutal events in lake Le Bourget (Northwestern Alps-Southern Jura). *Quaternaire (Paris)*, 7 (2-3): 155-168.
- Cheel, J.R. y Rust, B.R. (1986): A sequence of soft-sediment deformation (dewatering) structures in Late Quaternary subaqueous outwash near Ottawa, Canada. *Sedim. Geol.*, 47: 77-93.
- Dabrio, C. J. (1973): Geología del sector del Alto Segura (Zona Prebética). *Tesis Doctorales de la Univ. de Granada*, 28, 2 vol.: 388 p.
- Davenport, C.A. y Ringrose, P.S. (1987): Deformation of Scottish Quaternary sequences by strong earthquake motions. En: *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks* (E.M. Jones y M.F. Preston, Eds.), *Geol. Soc. London*, 29: 299-314.
- Dean, W.E. y Fouch, T.D. (1983): Lacustrine Environment. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 33: 97-130.



- Decker, P.L. (1990): Structural style and mechanics of liquefaction-related deformation in the Lower Absaroka Volcanic Supergroup (Eocene), East-central Absaroka Range, Wyoming. *Geol. Soc. Amer., Spec. Pub.*, 240, 80 p.
- De Alba, P., Seed, H.B. y Chan, C.K. (1976): *J. Geotech. Eng. Div. ASCE*, 102 (GT9): 909-927.
- De Angelis, R., Laccarino, E., Pino, G. y Votton, E. (1986): Terremoto de Vessico-19 settembre 1985. *Rapporto Interno E.N.E.A.-Disp.*, Rome: 126 p.
- De Jong, K. (1991): *Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain) with implications for the dynamics of extension and compression in the Western Mediterranean area*. Tesis doctoral, Vrije Universiteit te Amsterdam: 204 p.
- De Ruig, M. J. (1992): *Tectono-sedimentary evolution of the Prebetic fold belt of Alicante (SE Spain). A study of stress fluctuations and foreland basin deformation*. Tesis doctoral, Vrije Universiteit te Amsterdam: 207 p.
- De Vicente, G. (1988): Análisis Poblacional de Fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, *Publ. Univ. Compl. Madrid*, Madrid: 317 p.
- De Vicente, G. y Simón Gómez, J.L. (1991): Análisis Poblacional de Fallas. *III Reunión de la Comisión de Tectónica de la Sociedad Geológica de España*, Guadalajara: 85 p.
- De Vicente, G., Muñoz, A. y Giner, J. (1992): El uso del método de los diedros rectos: implicaciones desde el modelo de deslizamiento del Análisis poblacional de Fallas. *Rev. Soc. Geol. España*, 5 (3-4): 7-19.
- De Vicente, G., Giner, J. L., Muñoz-Martín, A., González-Casado, J.M. y Lindo, R. (1996): Determination of present-day stress tensor and neotectonic interval in the Spanish Central System and Madrid Basin, Central Spain. *Tectonophysics*, 266: 405-424.
- De Miguel, F., Vidal, F., Alguacil, G., Guirao, J.M. y Olivares, G. (1983): Red sísmica de la Universidad de Granada. *Seminario sobre Simicidad y Riesgo Sísmico del Área Ibero-Mogrebí*, Córdoba: 7-11.
- Delouis, B., Haessler, H., Cisternas, A. y Rivera, L. (1993): Stress tensor determination in france and neighbouring regions. *Tectonophysics*, 221: 413-437.
- Delvaux, D. (1993): The Tensor program for paleostress reconstruction: examples from the east African and the Baikal rift zones. *Terra Abstracts*, 5, 1: 216 p.
- Delvaux, D., Levi, K., Kajara, R. y Sarota, J. (1992): Cenozoic paleostress and kinematic evolution of the Rukwa. North Malawi rift valley (East African Rift System). *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquit.*, 16, 2: 283-406.



- Denyer, P., Arias, A. y Personius, S. (1991): Efecto tectónico del terremoto de Limón. En: Terremoto de Limón, *Rev. Geol. Amer. Central*, vol. esp.: 39-52.
- Doig, R. (1991): Effects of strong seismic shaking in lake sediments, and earthquake recurrence interval, Témiscaming, Quebec. *Can. Jour. Earth Sci.*, 28: 1349-1352.
- Donovan, R.N. (1975): Devonian lacustrine limestones at the margin of the Orcadian Basin, Scotland. *Jour. Geol. Soc. (London)*, 131, 5: 489-510.
- Donsi, G., Ferrari, G., Formisana, B. y Longo, G. (1990): Confined fluidization of fine particles in a packed bed of coarse particles: model and experimental description. *Powder Technol.*, 61: 75-85.
- DSN/Berssin (1980): *Analyse des données sur les mouvements forts actuellement disponibles au DSN/SESRS/BERSSIN*. Rapport technique SESRS, 15.
- Dugué, O. (1995): Séismites dans le Jurassique supérieur du Bassin anglo-parisien (Normandie, Oxfordien supérieur, Calcaire gréseux de Hennequeville). *Sedim. Geol.*, 99: 73-93.
- Durand-Delga, M. y Fontboté, J. M. (1980): Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. En: Géologie des chaînes alpines issues de la Tethys, *26th Inter. Geol. Cong, Paris*, Mem. B.R.G.M., 115: 67-85.
- Dutton, C.E. (1889): The Charleston earthquake of August 31, 1886. *U.S. Geol. Surv. Annual Rept.*, 1887-1888: 203-528.
- Dzulynski, S. (1966): Sedimentary structures resulting from convection-like pattern of motion. *Ann. Soc. Geol. Polo.*, 36: 3-21.
- Dzulynski, S. y Walton, E.K. (1965): *Sedimentary features of flysch and greywackes*. Elsevier, Amsterdam.
- Egeler, C. G. y Simon, O. J. (1969): Sur la tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne). *Verh. Kon. Ned. Akad. Wetensch*, XXV(3): 90 p.
- El-Isa, Z.H. y Mustafa, H. (1986): Earthquake deformations in the Lisan deposits and seismotectonic implications. *Geophys. Jour. Roy. Ast. Soc.*, 86: 413-424.
- Elizaga, E. (1980): Los sedimentos terrígenos del Cretácico medio del sur de la Meseta y norte del Prebético externo. Hipótesis sedimentológica. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, XCI-V: 619-638.
- Elizaga, E. (1990): *Análisis de las facies y petrología de los depósitos lacustres de edad Neógeno superior. Albacete. España*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid: 268 p.



- Elízaga, E. (1994): Análisis de las facies y petrología de los depósitos lacustres de edad Neogeno superior. Albacete. España. *Instituto de Estudios Albacetenses*, Albacete, I, 74: 216 p.
- Elízaga, E., Gallego, I.C., García, A. y Lopez, F. (1984): Hoja nº 843. Hellín. Mapa Geológico de España. *MAGNA 2ª serie*. IGME.
- Elízaga, E. y Calvo, J. P. (1988): Evolución sedimentaria de las cuencas lacustres neógenas de la Zona Prebética (Albacete, España). Relación, posición y efectos del vulcanismo durante la evolución. *Bol. Geol. Min.*, 99: 837-846.
- Engelder, J.T. (1974): Microscopic wear grooves on slickenslides: indicators of paleoseismicity. *Jour. Geophys. Res.*, 79, 29: 4387-4392.
- Estévez, A., Alfaro, P. y Soria, J.M. (1993): Un nouveau type de séismites dans le Miocène supérieur d'Alicante: les coins détritiques. *Compt. Rend. de l'Acad. de Sci. de Paris*.
- Etchecopar, A. (1984): *Etude des états de contraintes en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (approche mathématique)*. Thèse d'Etat, U.S.T.L., Montpellier: 269 p.
- Etchecopar, A., Vasseur, G. y Daignieres, M. (1981): An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensor from fault striation analysis. *Jour. Struct. Geol.*, 3: 51-65.
- Eugster, H. y Kelts, K. (1983): Lacustrine chemical sediments. En: *Chemical geomorphology* (A. Goudie y K. Pye, Eds.), Academic Press, New York: 321-368.
- Evans, K.F., Burford, R.O. y King, G.C.P. (1981): Propagating episodic creep and aseismic slip behavior of the Calaveras Fault north of Hollister, California. *Jour. Geophys. Res.*, 86: 3721-3735.
- Fallot, P. (1948): Les Cordilleres Bétiques. *Estudios Geol.*, 8: 83-172.
- Farrell, S.G. (1984): A dislocation model applied to slump structures. Ainsa basin, South Central Pyrenees. *Jour. Struct. Geol.*, 6: 727-736.
- Farrell, S.G. y Eaton, S. (1987): Slump strain in the Tertiary of Cyprus and the Spanish Pyrenees. Definition of paleoslopes and models of soft-sediment deformation. En: *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks* (E.M. Jones y M.F. Preston, Eds.), *Geol. Soc. London*, 29: 181-196.
- Fernández-Soler, J. M. (1992): *El volcanismo calco-alcalino de Cabo de Gata (Almería)*. Estudio volcanológico y petrológico. Tesis doctoral, Univ. de Granada: 243 p.
- Field, M.E., Gardner, J.V., Jennings, A.E. y Edwards, B.D (1982): Earthquake-induced sediment failures on a 0.25° slope, Klamath River Delta, California. *Geology*, 10: 542-546.



- Finn, W.D.L., Pickering, D.J. y Bransby, P.L. (1969): Sand liquefaction in triaxial and simple shear tests. *Univ. B.C., Dep. Civ. Eng., Soil. Mech. Ser.*, 11.
- Finn, W.D.L., Emery, J.J. y Gupta, Y.P. (1970): A shaking table study of the liquefaction of saturated sands during earthquakes. *Univ. B.C., Dep. Civ. Eng., Soil Mech. Ser.*, 17.
- Florin, U.A. e Ivanov, P.L. (1961): Liquefaction of saturated sandy soils. En: Soil Mechanics and Foundation Engineering, *Proc. 5th Int. Conf.*, Paris, 1: 107-111.
- Fontboté, J. M. y Vera, J. A. (1983): La Cordillera Bética. En: *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, Tomo II, IGME, Madrid: 205-342.
- Foucault, A. (1971): *Stude géologique des environs des sources du Guadalquivir (Provincies de Jaén et de Granada, Espagne méridionale)*. Tesis doctoral, Fac. Sciences de París.
- Fourcade, E. (1970): *Le Jurassique et el Crétacé aux confins des Chaînes Bétiques et Ibériques (Sud-Est de l'Espagne)*. Tesis doctoral, Fac. Sciences de París, 2 vols.: 427 p.
- Fourcade, E., Chauve, P. y Chabrier, G. (1982): Stratigraphie et tectonique de l'île d'Ibiza, témoin du prolongement de la nappe subbétique aux Baléares (Espagne). *Eclog. Geol. Helvet.*, 75, 2: 415-436.
- Francis, T.J.T. (1971): Effect of earthquakes on deep-sea sediments. *Nature*, 233: 98-102.
- Fregenal-Martínez, M.A. y Meléndez, N. (1994): Sedimentological analysis of the Lower Cretaceous lithographic limestones of the "Las Hoyas" fossil site (Serranía de Cuenca, Iberian Range, Spain). *Geobios*, 16: 767-780.
- Fuster, J.M., Gastesi, P., Sagredo, J. y Feroso, M.L. (1967): Las rocas lamproíticas del SE de España. *Estudios Geol.*, 23: 35-69.
- Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1993): Stress and palaeostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to the present). *Tectonophysics*, 227: 105-126.
- Galli, P. y Meloni, F. (1993): Nuovo catalogo dei processi di licuefazione avvenuti in occasione dei terremoti storici in Italia. *Il Quaternario*, 6(2): 271-292.
- Galli, P. y Ferrelì, M. (1995): A metodological approach for historical liquefaction research. En: Perspectives in Paleoseismology (L. Serva, y D.B. Slemmons, Eds.), *Assoc. Eng. Geol., Spec. Pub.*, 6: 35-48.
- García, A., Más, J. R., Arias, C., Vilas, L., Alonso, A. y Rincón, R. (1978): Evolution sedimentaire des facies terrigènes mixtes et carbonatés de l'Albien supérieur-Cenomanien, dans la region de Cuenca-Almansa, Espagne. *Cahiers Micropaleontol.*, 4: 11-19.



- García del Cura, M.A., Ordoñez, S. y Calvo, J.P. (1979): Estudio sedimentológico de la cuenca cuaternaria de Cordovilla (Provincia de Albacete). En: *Actas de la III Reunión Nacional del Grupo Español de Trabajo del Cuaternario* (J. Muñoz, T. Aleixandre y J. Gallardo, Eds.), CSIC: 247-257.
- García-Dueñas, V., Sanz de Galdeano, C., De Miguel, F. y Vidal, F. (1984): Neotectónica y sismicidad en las Cordilleras Béticas: una revisión de resultados, *Energía Nuclear (J.E.N.)*, 28, 149-150: 231-248.
- García-Dueñas, V. y Balanyá, J. C. (1991): Fallas normales de bajo ángulo a gran escala en las Béticas Occidentales. *Geogaceta*, 9: 33-37.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A. C., Rivas, P., Sanz De Galdeano, C. y Vera, J. A. (1980): Mesozoic palaeogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geol. Mijnb.*, 59: 155-168.
- García Rodrigo, B. y Pendás, F. (1971): Consideraciones sobre el Jurásico inferior y medio de Albacete. *Cuad. Geol. Ibérica*, 2: 255-272.
- Gelinas, R.L. (1986): *Mineral alterations as a guide to the age of sediments vented by prehistoric earthquakes in the vicinity of Charleston, S. Carolina*. M.S. Thesis, Univ. of N.C.: 304 p.
- Genmo, Z. y Shuqin, M. (1997): Comparative researches on the soil liquefaction caused by the earthquake and the freeze-thaw. En: *Earthquake Geotc. Eng.* (Ishihara, Ed.), Balkema: 1487-1492.
- Gibling, M.R., Tantisukrit, C., Uttamo, W., Thanasuthipitak, T. and Haraluck, M. (1985): Oil shale sedimentology and geochemistry in Cenozoic Mae Sot Basin, Thailand. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 69: 767-780.
- Gilbert, P.A. (1976): Case histories of liquefaction failures. *U.S. Army Eng. Waterw. Exp. Stn.*, Misc. Pap., S-76-4.
- Gill, W.D. y Kuenen, P.H. (1958): Sand volcanoes on slumps in the Carboniferous of County Clare, Ireland. *Quart. Jour. Geol. Soc. (London)*, 113: 441-460.
- Gillott, J.E. (1968): *Clays in Engineering Geology*. Elsevier, Amsterdam:
- Giner, J.L. (1996): *Análisis sismotectónico y neotectónico en el sector centro-oriental de la Cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid: 268 p.
- Glass, C.E. y Slemmons, D.B. (1978): Image in earthquake analysis. En: State-of-the-art for assessing earthquake hazards in the United States, *U.S. Army Eng. Waterw. Exp. Stn.*, Misc. Pap., 11: 221 p.



- Gohn, G.S., Weems, R.E., Obermeier, S.F. y Gelinas, R.L. (1984): Field studies of earthquake-induced, liquefaction-flowage features in the Charleston, South Carolina, area preliminary report. *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 84-67: 35 p.
- Gómez, J. J. y Goy, A. (1979): Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geol.*, 35: 569-598.
- Goodman, R.E. y Appuhn, R.A. (1966): Model experiments on the earthquake response of soil-filled basins. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 77: 1315-1326.
- Goy, A; Gómez, J. J. y Yebenes, A. (1976): El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (mitad norte). Y Unidades litoestratigráficas. *Estudios Geol.*, 32: 391-423.
- Greene, H.G. (1973): Faults in Monterey Bay region, California. *U.S. Geol. Surv. Map*, MF: 518.
- Guézou, J. C., Frizon de Lamotte, D., Coulon, M. y Morel, J. L. (1991): Structure and kinematics of the Prebetic nappe complex (Southern Spain): definition of a "Betic Floor Thrust" and implications in the Betic-Rif orocline. *Ann. Tectonicae*, V, 1: 32-48.
- Guimerá, J. (1988): *Studi estructural de l'enllaç entre la Serralada Iberica y la Serralada Costanera Catalana*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, tomo I: 600 p.
- Guiraud, M. y Plaziat, J.C. (1993): Seismites in the fluviatile Bima sandstones: identification of paleoseisms and discussion of their magnitudes in a Cretaceous synsedimentary strike-slip basin (Upper Benue, Nigeria). *Tectonophysics*, 225: 493-522.
- Gutenberg, B. y Richter, C.F. (1956): Magnitude and energy of earthquakes. *Ann. Geofis.*, 9: 1-15.
- Haczewski, G. (1996): Oligocene laminated limestones as a high-resolution correlator of paleoseismicity, Polish Carpathians. En: Paleoclimatology and Palaeoceanography from laminated sediments. (A.E.S. Kemp, Ed.), *Geol. Soc., Spec. Pub.*, 116: 258p.
- Hall, N.T. (1984): Holocene history of the San Andreas Fault between Crystal Spring reservoir and San Andreas Dam San Mateo County, California. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 74: 281-300.
- Hancock, P.L. y Barka, A.A. (1987): Kinematic indicators on active normal faults in Western Turkey. *Jour. Struct. Geol.*, 9(5/6): 573-584.
- Hanks, T.C., Buckman, R.C., Lajoie, K.R. y Wallace, R.E. (1984): Modification of wave-cut and fault-controlled land-forms. *Jour. Geophys. Res.*, 89: 5771-5790.
- Hanks, T.C. y Wallace, R.E. (1985): Morphological analysis of Lake Lahotan shoreline and beachfront fault scarps, Pershing County, Nevada. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 75(3): 835-846.



- Hansen, E. (1967): Methods of deducing slip line orientations from the geometry of folds. *Y.b. Carnegie Instn. Wash.*, 65: 387-405.
- Harms, K.K., Harden, J.W. y Clark, M.M. (1987): Use of quantified soil development to determine slip rates on the Paicines Fault, northern of California. *Geol. Soc. Am. 83rd Annual Meeting Cordilleran Section*. Hilo, Abstr. Prog., 19(6): 387 p.
- Hatzfield, D. (1978): *Etude sismotectonique de la zone de collision Ibero-Maghrebine*. Thèse Univ. de Grenoble: 281 p.
- Helwig, J. (1970): Slumps folds and early structures, northeastern Newfoundland Appalachians. *Jour. Geol.*, 78: 172-187.
- Hempton, M.R. y Dewey, J.S. (1983): Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, Southeast Turkey. *Tectonophysics*, 98, T7-T14.
- Hendry, H.E. y Stauffer, M.R. (1975): Penecontemporaneous recumbent folds in trough cross-bedding of Pleistocene sands in Saskatchewan, Canada. *Jour. Sed. Petrol.*, 45: 932-943.
- Henkel, D.J. (1970): The role of waves in causing submarine landslides. *Geotechnique*, 20: 75-80.
- Hermes, J. J. (1978): The Prebetic Zone, the Guadalquivir basin and the Balearic promontory. *C. R. somm. Soc. Geol. France*, 4: 187-190.
- Hermes, J. J. (1985): Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España meridional). *Estudios Geol.*, 41: 157-176.
- Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo, R., Giner, J.L., Simón, J.L., González Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuéndez, J.I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P. y Cortés, A. (1998): *Memoria final del Proyecto SHISTO2-SIGMA. Caracterización del estado de esfuerzos reciente y actual de la Península Ibérica*, C.S.N, Madrid: 248 p.
- Hesselbo, S.P. y Trewin, N.H. (1984): Deposition, diagenesis and structures of the Cheese Bay Shrimp Bed, Lower Carboniferous, East Lothian. *Scott. Jour. Geol.*, 20 (3): 281-293.
- Holzer, T.L. (1984): Ground failure induced by ground-water withdrawal from unconsolidated sediment. En: Man-induced land subsidence (T.L. Holzer, Ed.), *Geol. Soc. Am., Rev. in Eng. Geol.*, 6: 67-105.
- Hull, A.G. (1987): Paleoseismic slip at reverse faults. En: Proceedings of Conference XXXIX, Directions in Paleoseismology (A.J. Crone y E.M. Omdahl, Eds.), *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 87-673: 262-270.
- IGME-IRYDA (1972): *Estudio Hidrogeológico de la Comarca "Cazorla-Hellín-Yecla"*. Informe de recopilación y síntesis. Madrid.



- I.G.M.E. (1975): Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 816, Peñas de San Pedro (2ª serie).
- I.G.M.E. (1974): Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 817, Pozo Cañada (2ª serie).
- I.G.M.E. (1972): Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 842, Lietor (2ª serie).
- I.G.M.E. (1980): Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 843, Hellín (2ª serie).
- I.G.M.E. (1979): Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 867, Elche de la Sierra (2ª serie).
- I.G.M.E. (1980): Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 868, Isso (2ª serie).
- I.G.M.E. (1979): Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 889, Moratalla (2ª serie).
- I.G.M.E. (1972): Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 890, Calasparra (2ª serie).
- I.G.N. (1989): Ortoimagen espacial. Escala 1/250.000. Hoja nº 6-6, Albacete.
- I.G.N. (1990): Ortoimagen espacial. Escala 1/100.000. Hoja nº 12-11, Albacete.
- I.G.N. (1990): Ortoimagen espacial. Escala 1/100.000. Hoja nº 12-12, Caravaca de la Cruz.
- I.G.N. (1994): *Catalogo de sismos próximos año 1991*. Madrid.
- I.G.N. (1995): *Catalogo de sismos próximos año 1992*. Madrid.
- I.P.S.N (1993): Sismotectonique de la France metropolitaine dans son cadre geologique et geophysique. *Mem.Soc.Geol. de France*, 164, 1: 76 p.
- Janssen, L. N., Torné, M., Cloething, S. y Banda, E. (1993): Pliocene uplift of the eastern Iberian margin: Interferences from quantitative modelling of the Valencia Trough. *Earth Planet. Sci. Letters*, 119: 585-597.
- Jerez Mir, L. (1971): Bosquejo estratigráfico y paleogeográfico de la zona Prebética en la región de Isso-Elche de la Sierra y Moratalla. *Bol. Geol. Min.*, 81-2: 117-131.
- Jérez Mir, L. (1973): *Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provs. de Albacete y Murcia)*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 2 tomos: 750 p.
- Jeyapalan, J.K, Duncan, J.M. y Seed, H.B. (1983): Investigation of flow failures of tailings dams. *J. Geotech. Eng. Div.*, 109, 2: 172-189.



- Jibson, W.R. (1994): Using landslides for paleoseismic analysis. En: Using ground-failure features for paleoseismic analysis (S.F. Obermeier y W.R. Jibson), *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 94-633: B1-B50.
- Jibson, W.R. (1996): Using landslides for paleoseismic analysis. En: *Paleoseismology* (J.P. McCaig, Ed.), Academic Press, San Diego: 397-438.
- Jiménez Sánchez, S. (1996): *Análisis comparativo de la evolución sedimentológica de las cuencas lacustres del Mioceno superior en el área prebética (Albacete)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense de Madrid: 125 p.
- Jiménez Sánchez, S. (1997): Formación de depósitos diatomíticos en cuencas neógenas del sureste de la provincia de Albacete. *Instituto de Estudios Albacetenses*, Albacete, I, 101: 154 p.
- Johnson, W.H. (1990): Ice-wedge casts and relict pattern group in central Illinois and their environmental significance. *Quat. Res.*, 33, 1: 51-72.
- Jones, O.T. (1940): The geology of the Colwyn Bay district: study of submarine slumping during the Salopian Period. *Quart. Jour. Geol. Soc. (London)*, 95: 335-382.
- Jones, G.P. (1962): Deformed cross-stratification in Cretaceous Bima Sandstone, Nigeria. *Jour. Sed. Petrol.*, 32: 231-240.
- Karnik, V. (1963): *Seismicity of the european area*. D. Reidel Publis. Comp., Dordrecht.
- Karnik, V. (1971): *Seismicity of the european area. Parte 2*. D. Reidel Publis. Comp., Dordrecht: 218 p.
- Kanamori, H. (1977): The energy release in great earthquakes. *Jour. Geophys. Res.*, 82: 2981-2987.
- Keefer, D.K. (1984): Landslides caused by earthquakes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 95(4): 406-421.
- Keefer, D.K. (1987): Landslides as indicators of prehistoric earthquakes. En: Proceedings of Conference XXXIX, Directions in Paleoseismology (A.J. Crone y E.M. Omdahl, Eds.), *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 87-673: 178-180.
- Kelts, K. (1988): Environments of deposition of lacustrine petroleum source rocks: an introduction. En: Lacustrine petroleum source rocks (A.J. Fleet, K. Kelts y M.R. Talbot, Eds.), *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 40: 3-26.
- Kelts, K. y Hsü, K.J. (1988): *Freshwater carbonate sedimentation*. Lerman, Springer-Verlag: 295-324.
- King, C.Y., Nason, R.D. y Tocher, d. (1973): Kinematics of fault creeps. *Phil. Trans. Roy. Ast. Soc. London*, 274: 355-360.



- Kishida, H. (1966): *Soils Found.*, 6: 71-88.
- Klein, F.W. (1978): Hypocenter location program HYPOINVERSE: users guide to versions 1,2,3 and 4. Part 2, Souce listing and notes. *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 78 (694): 1-113.
- Kleverlaan, K. (1987): Gordo megabed: a possible seismite in Almeria, Southeast of Spain. *Sedim. Geol.*, 51: 165-180.
- Krinitzsky, E.L. (1974): Fault assessment in earthquake engineering. En: State-of-the-art for assessing earthquake hazards in the United States, *U.S. Army Eng. Waterw. Exp. Stn.*, Misc. Pap., 2.
- Kuenen, P.H. (1958): Experiments in geology. *Trans. Geol. Soc. of Glasgow*, 23: 1-27.
- Kunii, D. y Levenspiel, O. (1969): *Fluidization Engineering*. Robert E. Krieger Pubs, New York, 491 p.
- Kuribayashi, E. y Tatsuoka, F. (1975): Brief review of liquefaction during earthquakes in Japan. *Soils Found.*, 15 (4): 81-92.
- Lajoie, K.R. (1986): Coastal tectonics. En: *Active Tectonics* (R. E. Wallace, Ed.), Natl. Acad. Press, Washington: 95-124.
- Lambe, T.W. y Whitman, R.V. (1969): *Soil mechanics*. J. Wiley & Sons, New York.
- Landuzzi, A., Nichols, R. y Battista Vai, G. (1995): Sand volcanoes in the Marnoso-Arenacea Formation (Miocene, Northern Apennines, Italy): New evidence of paleoseismicity. En: Perspectives in Paleoseismology (L. Serva, y D.B. Slemmons, Eds.), *Assoc. Eng. Geol., Spec. Pub.*, 6: 49-62.
- Lee, K.L. y Albaisa, A. (1974): Earthquake induced settlements in saturates sands. *J. Geotech. Eng. Div. ASCE*, 100, GT4: 387-406.
- Lee, J.C. y Angelier, J. (1994): Paleostres trajectory maps based on the results of local determinations: the "lissage" program. *Computers and Geosciences*, 20 (2): 161-191.
- Lee, K.L. y Seed, H.B. (1967): Cyclic stress conditions causing liquefaction of sand. *J. Soil. Mech. Found. Div.*, 93, SM1: 47-70.
- Lee, W.H.K. y Lahr, J.C. (1975): HYPO71 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 75 (311): 59 p.
- Lee, W.H.K. y Stewart, S.W. (1981): *Principes and applications of microearthquake networks*. Academic Press, New York: 293 p.



- Leeder, M. (1987): Sedimentary deformation structures and paleotectonic analysis of sedimentary basins, with a case-study from the Carboniferous of northern England. En: Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks (E.M. Jones y M.F. Preston, Eds.), *Geol. Soc. London*, 29: 137-146.
- Linares Girela, L. y Rodríguez Estrella, T. (1973): Observaciones sobre la geología del sector Alcaraz-Robledo (Zona Prebética, provincia de Albacete). *Bol. Geol. Min.*, LXXXIV-VI: 419-425.
- Li, Y., Craven, J., Schweig, E.S. y Obermeier, S.F. (1996): Sand boils induced by the 1993 Mississippi River flood: Could they one day be misinterpreted as earthquake-induced liquefaction? *Geology*, 24, 2: 171-174.
- Liu, H. y Quiao, T. (1984): Liquefaction potencial of saturated sand deposits underlying foundation of structure. *Procesing of the 8th World Conference on Earthquake Ingeniering*, San Francisco, 3: 199-206.
- López Casado, C., Sanz de Galdeano, C., Delgado, J. y Peinado, M.A. (1995): The b parameter in the Betic Cordillera, Rif and nearby sectors. Relations with the tectonics of the region. *Tectonophysics*, 248: 277-292.
- Lowe, D.R. (1975): Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22, 2: 157-204.
- Lowe, D.R. y LoPiccolo, R.D. (1974): The characteristics and origins of dish and pillars structures. *Jour. Sed. Petrol.*, 44, 2: 484-501.
- Machette, M.N. (1978): Dating Quaternary faults in the southwestrn United States by using buried calcic paleosols. *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, 6 (3): 369-381.
- Machette, M.N. (1986): History of Quaternary offset and paleoseismicity along the La Jenka Fault, Central Río Grande Rift, New Mexico. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 76: 259-272.
- Mallada, L. (1884): Reconocimiento geológico de la provincia de Jaén. *Bol. de la Com. del Mapa Geol. de España*, Madrid, IX: 1-65.
- Mallada, L. (1904): Explicación del Mapa Geológico de España. *Mem. de la Com. del Mapa Geol. de España, (Sistema Infracretáceo y Cretáceo)*, Madrid, V.
- Maltman, A. (1994): *The geological deformation of sediments* (A. Maltman, Ed.), Chapman & Hall, London: 362 p.
- Marco, S., Agnon, A., Stein, M. y Ron, H. (1994): A 50,000 year continuous record of eathquakes and surface ruptures in the Lisan Formation, the Dead Sea Graben. *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 94-568: 112-114.



- Marco, S. y Agnon, A. (1995): Prehistoric earthquake deformations near Masada, Dead Sea Graben. *Geology*, 23, 8: 695-698.
- Margalef, R. (1953): Observaciones paleoecológicas y geocronológicas sobre los sedimentos lacustres miocénicos de Hellín (Albacete). *Mem. y Comunic. Inst. Geol. Barcelona*, 10: 53-72.
- Marshak, S., Wilkerson, M. S. y Hsui, A. T. (1992): Generation of curved fold-thrust belts: Insight from simple physical and analytical models. En: *Thrust tectonic* (K.R. McClay, Ed.), Chapman y Hall, Londres: 83-92.
- Martel, J.S., Harrison, T.M. y Gillespie, A.R. (1987): Late Quaternary vertical displacement across the Fish Spring Faut, Owens Valley Fault Zone, California. *Quat. Res.*, 27:113-129.
- Martel, A.T. y Gigbling, M.R. (1993): Clastic dykes of the Devonian-Carboniferous Horton Bluff Formation, Nova Scotia: storm-related structures in shallow lakes. *Sedim. Geol.*, 87: 103-119.
- Martín Vejlázquez, S. (1996): *Análisis dinámico del sistema de desgarres del Prebético de Albacete*. Tesis de licenciatura, Univ. Complutense de Madrid: 150 p.
- Martín Vejlázquez, S., De Vicente, G., Rodríguez-Pascua, M.A. y Calvo, J.P. (1998): Análisis dinámico del sistema de desgarres NO-SE del Prebético de Albacete. *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (3-4). (Aceptado, en prensa).
- Martinsen, O.J. (1989): Styles of soft-deformation on a Namurian (Carboniferous) delta slope, Western Irish Namurian Basin, Ireland. En: *Deltas: sites and traps of fossil fuels* (M.K.G. Whateley y K.T. Pickering, Eds.), *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 41: 167-177.
- Martinsen, O.J. (1994): Mass movements. En: *The geological deformation of sediments* (A. Maltman, Ed.), Chapman & Hall, London: 127-165.
- Más, J. R., Alonso, A., García, A., Arias, C., Vilas, L., Menéndez, R. y Rincón, R. (1982): Les grandes étapes dans l'évolution du Cretacé de la zone sudoccidentale de la Chaîne Ibérique (Espagne). *9ème Reunion Annuelle des Sciences de la Terre, Paris 1982*. Soc. Géol. Fr. edit. Paris: 417 p.
- Massana, E. (1995): *L'activitat neotectònica a les Cadenes Costaneres Catalanes*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona: 444 p.
- Mayer, L. (1984): Dating fault scarps formed in alluvium using morphologic parameters. *Quat. Res.*, 22: 300-313.
- Mayer, L. (1986): Tectonic geomorphology of escarpments and mountain fronts. En: *Active Tectonics* (R. E. Wallace, Ed.), Natl. Acad. Press, Washington: 125-135.

- McCalpin, J.P. (1996): *Paleoseismology*. Academic Press, San Diego: 588 p.
- McClay, K. R. (1977): Pressure solution and Coble creep in rocks and minerals: a review. *Jour. Geol. Soc. (London)*, 134: 57-70.
- McKee, E.D., Reynolds, M.A. y Baker, C.H. (1962): Experiments on intraformational recumbent folds in crossbedded sand. En: Geological Survey Research 1962, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 450-D: D155-D160.
- Means, W.D. (1979): *Stress and strain; basic concepts of continuum mechanics for geologist*. Springer-Verlag, New York: 339 p.
- Medina, F. (1995): Present-day state of stress in northern Morocco from focal mechanism analysis. *Jour. Struct. Geol.*, 17, 1: 1035-1046.
- Medvedev, S.V., Sponheuer, W. y Kárník, V. (1965): Seismic intensity scale msk 1964. *Akad. Nauk SSSR Geofiz. Kom.*: 257 p.
- Mezcua, J. (1995): Fundamentos de la red sísmica de España. En: *Redes Sísmicas Regionales*, Publicaciones I.G.N., Serie monográfica, 11: 63-86.
- Michetti, A.M., Brunamonte, F., Serva, L. y Whitney, R.A. (1995): Seismic hazard assessment from paleoseismological evidence in the Rieti Region, Central Italy. En: *Perspectives in Paleoseismology* (L. Serva, y D.B. Slemmons, Eds.), *Assoc. Eng. Geol., Spec. Pub.*, 6: 63-82.
- Mitchell, R.J., Tsui, K.K. y Sangrey, D.A. (1973): Failure of submarine slopes under wave action. *Proc. 13th Conf. Coastal Eng.*, 2: 1515-1541.
- Mohindra, R. y Bagati, T.N. (1996): Seismically induced soft-sediment deformation structures (seismites) around Sumdo in the lower Spiti valley (Tethys Himalaya). *Sedim. Geol.*, 10: 69-83.
- Molnar, P. y Deng, Q. (1984): Faulting associated with large earthquakes and average rate of deformation in central and eastern Asia. *Jour. Geophys. Res.*, 89, B7: 6203-6227.
- Mojica, J. (1996): Efectos del terremoto del 6 de junio de 1994, en la región al oriente de Silvia (Departamento del Cauca, Colombia). *R. Acad. Colom. Ci. Ex. Fis. Nat.*, 20: 71-92.
- Montenat, C. (1980): Relation entre déformations synsédimentaires et paléoséismicité dans le Messinien de San Miguel de Salinas (Cordillères bétiques orientales, Espagne). *Bull. Soc. Geol. France*, XXII, 3: 501-509.
- Montenat, C., Ott D'Estevou, P y Masse, P. (1987): Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquit.*, 11, 1: 1-22.



- Moretti, M., Pieri, P., Tropeano, M. y Walsh, N. (1995): Tyrrhenian seismites in Bari Area (Murge-Apulian foreland). *Atti dei Convegni Licenci*, 122. Terremoti in Italia. Accademia Nazionale dei Lincei: 211-216.
- Müller, B., Zoback, K., Fuchs, K., Mastin, L., Gregerson, S., Pavoni, N., Stephansson, O, y Lunggren, C. (1992): Regional patterns of stress in Europe. *Jour. Geophys. Res.*, 97, B8: 11783-11803.
- Muñoz Martín, A. (1993): Campos de esfuerzos alpinos y reactivación de fallas en el sector de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica. Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense de Madrid: 300 p.
- Muti, E., Ricci-Lucchi, F., Seguret, M y Zanzucchi, C. (1984): Seismoturbidites: a new group of resediment deposits. *Mar. Geol.*, 55: 103-116.
- Nagtegaal, P.J.C. (1963): Convolute lamination, metadepositional ruptures and slumping in an exposure near Pobla de Segur (Spain). *Geol. Mijnb.*, 42: 363-374.
- Nash, D.B. (1980): Morphological dating of degrade normal fault scarps. *Jour. Geol.*, 88: 353-360.
- Nash, D.B. (1986): Morphologic dating and modeling degradation of fault scarps. En: *Active Tectonics* (R. E. Wallace, Ed.), Natl. Acad. Press, Washington: 181-194.
- Neumann-Mahlkau, P. (1976): Recent sand volcanoes in the sand of a dike under construction. *Sedimentology*, 23: 421-425.
- Newmark, N.M. (1965): Effects of earthquakes on dams and embankments. *Geotechnique*, 15, 2: 139-170.
- Nichols, R.J., Sparks, R.S.J. y Wilson, C.J.N. (1994): Experimental studies of the fluidization of layered sediments and the formation of fluid escape structures. *Sedimentology*, 41: 233-253.
- Nickles, R. (1892): Recherches géologiques sur les terrains secondaires et tertiaires de la Province d'Alicante et du Sud de la Province de Valence. *Ann. Hébert. Ann. de Strat. et de Pal., Lab. Geol. Fac. Sc., París*, 1: 220 p.
- Nikonov, A.A. (1988): Reconstruction of the main parameters of old large earthquakes in Soviet Central Asia using the paleoseismo geological method. *Tectonophysics*, 147: 297-312.
- Núñez-Cornú, F.J. (1987): Un programa interactivo en BASIC para cálculo de mecanismos focales. *Rev. de Geofísica*, 43: 209-212.
- Obermeier, S.F. (1987): Identificación and geologic characteristics of earthquake-induced characteristic features. En: *Proceedings of Conference XXXIX, Directions in Paleoseismology* (A.J. Crone y E.M. Omdahl, Eds.), *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 87-673: 173-177.

- Obermeier, S.F. (1994): Using liquefaction-induced features for paleoseismic analysis. En: Using ground-failure features for paleoseismic analysis (S.F. Obermeier y W.R. Jibson, Eds.), *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 94-633: A1-A98.
- Obermeier, S.F. (1996): Using liquefaction-induced features for paleoseismic analysis. En: *Paleoseismology* (J.P. McCalpin, Ed.), Academic Press, San Diego: 331-396.
- Obermeier, S.F., Jacobson, R.B., Powers, D.S., Weems, D.C., Hallbick, G.S., Gohn, Z. y Markenwich, H.W. (1986): Holocene and Late Pleistocene earthquake induced sand blows in coastal South Carolina. *Proceedings of the Third U.S. National Conference of Earthquake Ingeniering*, Charleston: 127-208.
- Obermeier, S.F., Weems, R.E., Jacobson, R.B. y Gohn, G.S. (1989): Licuefaction evidence for repeated Holocene earthquakes in the coastal region of Carolina. *Annals of the N.Y. Academy of Sc.*, 558: 183 p.
- Obermeier, S.F., Jacobson, R.B., Smooth, J.P., Weems, R.E., Gohn, G.S., Monroe, J.E. y Powars, D.S. (1990): Earthquake-induced liquefaction features in the coastal setting of S. Catrolina and interfluvial setting of the New Madrid zone. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1504: 44 p.
- Obermeier, S.F., Bleuer, N.R., Munson, C.A., Martin, P.J., McWilliams, K.M., Tabaczynski, D.A., Odum, J.K., Rubin, M. y Eggert, D.L. (1991): Evidence of strong eathquake shaking in lower Wabash Valley from prehistoric liquefactions features. *Science*, 251: 1061-1063.
- Obermeier, S.F., Martin, J.R., Frankel, A.D., Youd, T.L., Munson, P.J., Munson, C.A. y Pond, E.C. (1993): Liquefaction evidence for one or more strong Holocene earthquakes in the Wabash Valley of southern indiana and Illinois, which a preliminary estimate of magnitude. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1536.
- Olivet, J. L., Bonnin, J., Beuzart, P. y Auzende, J. M. (1982): Cinématique des plaques et paléogéographie: une revue. *Bull. Soc. Geol. France*, (7), 24: 875-892.
- Orti, F. (1973): El Keuper del Levante español. Petrología y Paleogeografía de la cuenca. *Estudios Geol.*, 30: 7-46.
- Ott D'Estevou, P., Montenat, C. y Larouziere, F. D. (1988): Cuencas sedimentarias neógenas en régimen transcurrente en la zona bética oriental. *II Congreso Geológico de España. Simposio sobre: Cuencas en régimen transcurrente. S.G.E.*, Granada: 163-172.
- Owen, H.G. (1985): *Mechanisms and controls of deformation in unconsolidated sands: an experimental approach*. Unpublished Ph.D. Thesis, Univ. of Reading.
- Owen, H.G. (1987): Deformation processes in unconsolidated sands. En: Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks (E.M. Jones y M.F. Preston, Eds.), *Geol. Soc. London*, 29: 11-24.



- Owen, H.G. (1995): Soft-sediment deformation in Upper Proterozoic Torridonian Sandstones (Appelcross Formation) at Torridon, northwest Scotland. *Jour. Sed. Res.*, A65, 3: 495-504.
- Owen, H.G. (1996): Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology*, 43: 279-293.
- Owens, E.H. (1977): Temporal variations in beach and nearshore dynamics. *Jour. Sed. Petrol.*, 47: 168-190.
- Ozalas, K., Savrda, C.E. and Fullerton, R.R.Jr. (1994): Bioturbated oxygenation-event beds in siliceous facies: Monterey Formation (Miocene), California. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 112: 63-83.
- Pantosti, D. y Yeats, R.S. (1993): Paleoseismology of great earthquakes of the late Holocene. *Annali di Geofisica*, 36, 3-4: 237-257.
- Papadopoulos, G. A. y Lefkopoulos, G. (1993): Magnitude-distance relations for liquefaction in soil from earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 83, 3: 925-938.
- Paquet, J. (1969): Etude géologique de l'ouest de la province de Murcie (Espagne). Tesis doctoral, Univ. de Lille, *Mem. Soc. Geol. France, Nouv. sér.*, XLVIII, 111: 270 p.
- Park, R.G. (1988): *Geological structures and moving plates*. Blackie, New York: 337 p.
- Pavlidis, S.B., Zouros, N.C., Chatzipetros, A.A., Kostopoulos, D.S. y Mountrakis, D.M. (1995): The 13 May 1995 western Macedonia, Greece (Kozani Greneva) earthquake; preliminary results. *Terra Nova*, 7: 544-549.
- Peacock, W.H. y Seed, H.B. (1968): Sand liquefaction under cyclic loading simple shear conditions. *J. Soil. Mech. Found. Div.*, 94, SM3: 689-708.
- Pegoraro, O. (1972): *Application de la microtectonique à un étude de neotectonique. Le golfe Maliaque (Grèce centrale)*. Thèse IIIème cycle, U.S.T.L. Montpellier: 41 p.
- Peltzer, G., Tapponnier, P. Zang, Z. y Xu, Z.Q. (1985): Neogene and Quaternary faulting in and along the Qinling Shan. *Nature*, 317: 500-505.
- Pierce, W.G. y Colman, S.M. (1986): Effect of height and orientation (microclimate) on geomorphic degradation rates and processes, late-glacial terraces scarps in central Idaho. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 97: 869-885.
- Plafker, G. (1987): Application of marine-terrace data to paleoseismic studies. En: Proceedings of Conference XXXIX, Directions in Paleoseismology (A.J. Crone y E.M. Omdahl, Eds.), *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 87-673: 146-156.



- Platt, N.G. y Wright, V.P. (1991): Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. En: Lacustrine facies analysis (P. Anadón, L. Cabrera y K. Kelts, Eds.), *Inter. Assoc. Sedim., Spec. Pub.*, 13: 57-74.
- Price, N. J. y Cosgrove, J. W. (1990): *Analysis of Geological Structures*. University Press, Cambridge: 502 p.
- Prior, D.B. y Coleman, J.M. (1978): Disintegrating retrogressive landslides on very-low angle subaqueous slopes, Mississippi delta. *Marine Geotechnology*, 3: 37-60.
- Prior, D.B., Coleman, J.M., Suhayda, J.N. y Garrison, L.E. (1981): Subaqueous landslides as they affect bottom structures. En: Offshore geologic hazards; a short course presented at Rice University, May 2-3, 1981 for the Offshore Technology Conference (A. Bouma, D.A. Sangrey y J.N. Coleman, Eds.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Continuing Education Course Note Series*, 18: 5.112-5.134.
- Ramberg, H. (1981): *Gravity, deformation and the Earth's crust: as studied by centrifuged models*. Academic Press, Londres: 214 p.
- Ramsay, J.G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw&Hill, New York: 568 p.
- Ramsay, J.G. (1980): Shear zone geometry: a review. *Jour. Struct. Geol.*, 2: 83-99.
- Ramsay, J.G. y Huber, M.I. (1983): *The technics of modern structural geology. vol I strain analysis*. Academic Press, Londres: 307 p.
- Rayner, D.H. (1963): The Achanarras limestone of the Middle Old Red Sandstone, Caithness, Scotland. *Proc. Yorks. Geol. Soc.*, 34: 117-138.
- Rebaï, S., Philip, H. Taboada, A.(1992): Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variation in stress directions at different scales. *Geophys. Jour. Int.*, 110: 106-140.
- Rebaï, S., Philip, L., Dprbath, B., Borissoff, B., Haessler, H. y Cisternas, A.(1993): Active tectonics in the Lesser Caucasus and extensional structures. *Tectonics*, 12, 5: 1089-1114.
- Reches, Z. (1978): Analysis of faulting in three-dimensional strain fields. *Tectonophysics*, 47, 1-2: 109-129.
- Reches, Z. (1983): Faulting of rocks in three-dimensional strain fields, II. Theoretical analysis: *Tectonophysics*, 95: 133-156.
- Reches, Z. (1987): Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. *Tectonics*, 7: 849-861.



- Reches, Z. (1990): The stress states associated with slip along clusters of faults: application to the aftershocks of Morgan Hill earthquake, 1984 and Kalmata earthquake, 1986. En: *Mechanics of jointed and faulted rocks* (H. P. Rossmanith, Ed.), Balkema: 221-228 p.
- Reches, Z. (1992): Constraints on the Strength of the Upper Crust from Stress Inversion of Fault Slip Data. *Jour. Geophys. Res.*, 97, B9: 12481-12493.
- Reches, Z. y Dieterich, J.H. (1983): Faulting of rocks in three-dimensional strain fields; I. Failure of rocks in polyaxial servo-control experiments. *Tectonophysics*, 95: 111-132.
- Rey Pastor, A. (1956): Mapa sismotectónico de la Península Ibérica (E: 1:200.000). *Instituto Geográfico y Catastral*. Madrid.
- Richardson, J.F. (1971): Incipient fluidization and particulate systems. En: *Fluidization* (J.F. Davidson y D. Harrison, Ed.), Academic Press, Londres:26-64.
- Richi Lucci, F. (1995): Sedimentatological indicators of Paleoseismicity. En: *Perspectives in Paleoseismology* (L. Serva, y D.B. Slemmons, Eds.), *Assoc. Eng. Geol., Spec. Pub.*, 6: 7-18.
- Richter, C.F. (1958): *Elementary Seismology*. W. H. Freeman & Co., San Francisco.
- Rincón, P. y Vegas, R. (1998): Caracterización sísmica de la corteza en el borde Prebético y el antepaís correspondiente. Resúmenes de: 100 años de observaciones sísmológicas en San Fernando 1898-1998. *Real Instituto y Observatorio de la Armada en San Fernando. Boletín ROA*, 7/98: 59.
- Ringrose, P.S. (1988): Paleoseismic Liquefaction event in late Quaternary lake sediments at Glen Roy, Scotland. *Terra Nova*, 1, 1: 57-62.
- Rivera, L.A. (1989): *Inversion du tenseur des contraintes et des mécanismes au foyer à partir des données de polarité pour une population de séismes*. Thèse de Doctotorat, Univ. Louies-Pasteur de Strasbourg: 266 p.
- Rivera, L.A. y Cisternas, A. (1990): Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 80(3): 600-614.
- Rockwell, T.K., Bickner, F.R., Vaughan, P.A. y Hanson, K.L. (1987): Soil geomorphology to dating and correlating coastal terrace deposits across the San Simeon Fault, Central California. *Geol. Soc. Am. 83rd Annual Meeting Cordilleran Section*, Hilo, Abstr. Prog., 19(6): 444 p.
- Roberts, J.L. (1996): *The MacMillan field gide to geological structures*. Ed. MacMillan, London: 250 p.
- Rodríguez de la Torre, F. (1995): Los terremotos de la Provincia de Albacete. *Instituto de Estudios Albacetenses*, Albacete: 48 p.



- Rodríguez Estrella, T. (1979): Geología e Hidrogeología del sector de Alcaraz-Liétor-Yeste (provincia de Albacete). Síntesis geológica de la zona Prebética. *Col. Mem. del IGME*, 97: 290 p.
- Rodríguez-Pascua, M.A., De Vicente, G., Gonzalez Casado, J.M. (1993): Cinemática y Dinámica de las deformaciones alpinas en la zona del Alto Tajo (Guadalajara). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19: 163-174.
- Rodríguez-Pascua, M.A., De Vicente, G., Ramírez-Rayó, M.S., Martín-Velázquez, S. y Calvo, J.P. (1996): Periodos de recurrencia de paleoterremotos en sedimentos varvados lacustres del Mioceno superior, Cuenca de Híjar (Albacete). *Geogaceta*, 20: 1004-1007.
- Roep, T. y Everts, J. (1992): Pillow-beds: a new type of seismites? An example from a Oligocene turbidite fan complex, Alicante, Spain. *Sedimentology*, 39: 711-724.
- Rogers, T.H. y Nason, R.D. (1971): Active fault displacement on the Calaveras Fault Zone at Hollister, California. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 67: 579-586.
- Rosenblueth, E. y Heli, R. (1986): The 1985 earthquake: causes and effects in Mexico City. *Coner. Int.*, Mayo 1986: 23-34.
- Rondeel, H. E. y Gaag, P.v. d. (1986): A two stage diapiric event in the Eastern Prebetic. *Estudios Geol.*, 42: 117-125.
- Rueda, J. (1995): Análisis y procesamiento de datos en la Red Sísmica Nacional. En: *Redes Sísmicas Regionales*, I.G.N., Madrid, 11: 87-11.
- Sanz de Galdeano, C. (1973): *Geología de la transversal Jaén-Frailes (prov. de Jaén)*. Tesis doctoral. Univ. de Granada: 274 p.
- Sanz de Galdeano, C. (1983): Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geol.*, 39: 157-165.
- Sanz de Galdeano, C. (1990): Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to present. *Tectonophysics*, 172: 107-119.
- Sanz de Galdeano, C. y Vera, J. A. (1991): Una propuesta de clasificación de las cuencas neógenas béticas. *Acta Geol. Hisp.*, 26, 3-4: 205-227.
- Sanz de Galdeano, C. y López Casado, C. (1988): Fuentes sísmicas en el ámbito Bético-Rifeño. *Rev. Geofis.*, 44: 175-198.
- Sarconi, M. (1784): Historia de Fenomeni del remuoto avvenuto nella Calabria e nel Valdemone nell'anno 1783: Posti in Luce alla Reale Acc. delle Belle Lettere di Napoli. *Napoli. Ried. Anst.* M. Giuditta Editore. Roma, 1986.



- Sassi, W. y Faure, J.L. (1996): Role of faults layer interfaces on the spatial variation of stress regimes in basins: inferences from numerical modelling. *Tectonophysics*, 266: 101-119.
- Schrader, F. (1988): Symmetry of pebble-deformation involving solution pits and slip-lineations in the northern alpine molase Basin. *Jour. Struct. Geol.*, 10 (1): 41-52.
- Scholz, C.H., Wyss, M. y Smith, S.W. (1969): Seismic and aseismic slip on the San Andreas Fault. *Jour. Geophys. Res.*, 74, 8: 2049-2069.
- Schwartz, D.P. y Coppersmith, K.J. (1984): Fault behavior and characteristics earthquakes: examples from the Wasatch and the San Andreas Fault. *Jour. Geophys. Res.*, 87, B7: 5681-5698.
- Scott, B. y Price, S. (1988): Earthquake-induced structures in young sediments. *Tectonophysics*, 147: 165-170.
- Seed, H.B. (1968): Landslides during earthquakes due to solid liquefaction. *Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, 94, SM5: 1055-1122.
- Seed, H.B. (1979): Soil liquefaction and cyclic mobility for level ground during earthquakes. *J. Geotech. Eng. Div.*, 105, GT2: 201-255.
- Seed, H.B. y Lee, K.L. (1966): Liquefaction of saturated sands during cycling loading. *Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, 92, SM6: 105-134
- Seed, H.B. e Idriss, I.M. (1970): A simplified procedure for evaluating soil liquefaction potential. *Earthquake Eng. Res. Cen. Rep., Univ. Calif., Berkeley*: 70-79.
- Seed, H.B. e Idriss, I.M. (1971): Simplified procedure for evaluating soil liquefaction potential. *Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, 97, SM9: 1249-1273.
- Seed, H.B. e Idriss, I.M. (1982): *Ground motions and soil liquefaction during earthquakes*. Earthquake Eng. Res. Inst., Berkeley: 134 p.
- Seed, H.B., Mori, K. y Chan, C.K. (1977): *J. Geotech. Eng. Div.*, 103, GT4: 257-270.
- Seed, H.B., y Rahman, M.S. (1978): Wave-induced pore pressure in relation to ocean floor stability cohesionless soils. *Marine Geotechnology*, 3: 123-150.
- Seilacher, A. (1969): Fault graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, 13: 155-159.
- Seilacher, A. (1984): Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events. *Mar. Geol.*, 55: 1-12.



- Servant-Vildary, S., Rouchy, J.M., Pierre, C. y Foucault, A. (1990): Marine and continental water contributions to a hypersaline basin using diatom ecology, sedimentology and stable isotopes: an example in the Late Miocene of the Mediterranean (Hellin Basin, southern Spain). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 79: 189-204.
- Sherard, J.L., Cluff, L.S. y Allen, C.R. (1974): Potentially active faults in dam foundations. *Geotechnique*, 24(3): 367-428.
- Siegenthaler, C., Finger, W., Kelts, K. y Wang, S. (1987): Earthquake and seiche deposits in Lake Lucerne, Switzerland. *Eclog. Geol. Helvet.*, 80, 1: 241-260.
- Sieh, K.E. (1978): Prehistoric large earthquakes produced by slip on the San Andreas Fault at Pallett Creek, California. *Jour. Geophys. Res.*, 83: 3907-3939.
- Sieh, K.E. (1984): Lateral offset and revised dates of large earthquakes along the San Andreas Fault system at Pallet Creek, southern California. *Jour. Geophys. Res.*, 89: 7641-7670.
- Sieh, K.E. y Jahns, R. (1984): Holocene activity of the San Andreas Fault at Wallace Creek, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 95: 883-896.
- Silva, P.G. (1988): *El Cuaternario del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid: aspectos geomorfológicos y neotectónicos*. Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense de Madrid: 143 p.
- Silva, P.G., Goy, J.L. y Zazo, C. (1988): Neotectónica del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid. *Estudios Geol.*, 44: 415-427.
- Simón Gómez, J.L. (1984): Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, *Pub. Instituto de Estudios Turolenses*, Teruel: 269 p.
- Simon, O. J. (1987): On the Triassic of the Betic Cordilleras (southern Spain). *Cuad. Geol. Ibérica*, 11: 385-402.
- Sims, J.D. (1973): Earthquake-induced structures in sediments of Van Norman Lake, San Fernando, California. *Science*, 182: 161-163.
- Sims, J.D. (1975): Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*, 29: 141-152.
- Slemmons, D.B. (1957): Geological effects of the Dixie Valley-Fairview Peak, Nevada, earthquakes or December 16, 1954. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 47(4): 353-375.
- Slemmons, D.B. y Depolo, C.M. (1986): Evaluation of active faulting and related hazards. En: *Active Tectonics* (R. E. Wallace, Ed.), Natl. Acad. Press, Washington: 45-72.



- Smid, A.G.F. y Heijke, P.J. (1987): Tree-dimensional stress analysis based on straited fault planes. *Internal report Univ. of Amsterdam*, 80 p.
- Smith, T.E. (1967): Aeromagnetic measurements in Dixie Valley, Nevada: Implications regarding Basing and Range structure. *Jour. Geophys. Res.* 73: 1321-1331.
- Soler, R., Martinez, W., Megias, A.G. y Abeger, J.A. (1983): Rasgos básicos del Neogeno del Mediterráneo español. *Mediterránea, Ser. Geol.*, 1: 71-82.
- Sopeña, A. (1984): Correlación y distribución de las unidades litoestratigráficas del Keuper en la transversal Alcázar de San Juan. Alhambra Alcázar. Bogarra Potiche y Montealegre del Castillo. *Informe interno del ITGE*.
- Stanley-Wood, N.G., Obata, E., Takahasi, J. y Ando, K. (1990): Liquid fluidization curves. *Powder Technol.*, 60: 61-70.
- Stapel, G. y Moeys, R. (1994): *Manual for the D. Delvaux Tensor Program*. Free Univ., Amsterdam: 28 p.
- Staub, B. (1934): Der Deckemban Südspaniens in den Betischen Cordilleren. *Vierteljahr. Naturforsch. Ges. Zürich*, 79: 271-332.
- Stein, R.S. y Lisowski, M. (1983): The 1979 Homestead Valley earthquake secuencia, California: control of aftershocks and postseismic deformation. *Jour. Geophys. Res.*, 88: 6477-6490.
- Stewart, I.S. y Hancock, P.L. (1994): Neotectonics. En: *Continental Deformation* (P.L. Hancock, Ed.), Pergamon Press, Oxford: 370-409.
- Stone, J.R. y Ashley, G.M. (1992): Ice-wedgcasts, pingo scars, and the drainage of glacial Lake Hitchcock. En: *Guidebook for field trips in the Connecticut Valley Region of Massachusetts and adjacent states* (P. Robinsin y J.B. Brady, Eds.), Departament of Geology and Geography, Univ. of Massachusetts, 66, 2: 566 p.
- Street, R.L., Herrmann, R.B. y Nuttli, O.W. (1975): FPFIT, FPLOT and FPPAGE: Fortram computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions. *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 85-739: 109 p.
- Svensson, H. (1988): Ice-wedge casts and relict polygonal patterns in Scandinavia. *J. Quat. Sci.*, 3, 1: 57-67.
- Swan, F.H. (1987): Temporal clustering of paleoseismic events on the Oued Fodda Fault, Argelia. En: *Proceedings of Conference XXXIX, Directions in Paleoseismology* (A.J. Crone y E.M. Omdahl, Eds.), *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 87-673: 239-248.



- Sylvester, A.G. (1982): Precise leveling across active faults in California. En: *Proceedings, International Symposium on Geodetic Networks and Computations*, German Geodetic Commission of the Bavarian Academy of Science, 558/B: 162-174.
- Taboada, T. (1992): Stress and strain from striated pebbles. Theoretical analysis of sdtriations on a rigid spherical body linked to a symmetrical tensor. *Jour. Struct. Geol.*, 15, 11: 1315-1330.
- Talbot, M.R. y Kelts, K. (1990): Paleolimnological signatures from carbon and oxygen isotopic ratios in carbonates from organic carbon-rich lacustrine sediments. En: *Lacustrine basins. Exploration case studies and modern analogs* (B. Katz, Ed.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 50: 90-112.
- Tapponier, P. (1977): Evolution tectonique de systeme alpine en Mediterranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Geol. France*, 7, 19: 437-460.
- Ten Haaf, E. (1956): *Geol. Mijnb.*, 18: 188-194.
- Thorson, R.M., Claiton, W.S. y Seever, L. (1986): Geologic evidence for a large prehistoric earthquake in eastern of Conecticut. *Geology*, 14: 463-467.
- Tinsley, J.C., Youd, T.L., Perkins, D.M. y Chen, A.T.F. (1985): Evaluating liquefaction potential. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1360: 263-316.
- Torrance, J.K. (1983): Towards a general model of quick clay development. *Sedimentology*, 30: 547-555.
- Trewin, N.H. (1986): Palaeoecology and sedimentology of the Achanarras fish bed of the Middle Old Red Sandstone, Scotland. *Trans. Roy. Soc. Edin.: Earth Sci.*, 77: 21-46.
- Tsuji, T. y Miyata, Y. (1987): Fluidization and liquefaction of sand beds - experimental study and examples from Nichinan Group. *J. Geol. Soc. Japan*, 93: 791-808.
- Udías, A., Muñoz, D., Buform, E. (Eds.) (1985): *Mecanismo de los terremotos y tectónica*. Edit. Univ. Complutense de Madrid: 232 p.
- Van der Beek, P. A. y Cloeting, G. (1992): Lithospheric flexure and the tectonic evolution of the Betic Cordilleras (SE Spain). *Tectonophysics*, 203: 325-344.
- Vegas, R. (1992): Sobre el tipo de deformación distribuida en el contacato entre Africa y la Península Ibérica. En: *Física de la Tierra* (M.L. Osete y M. Calvo, Eds.), Ed. Complutense, Madrid, 4: 41-56.
- Vegas, R. y Banda, E. (1982): Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evol. Sci.*, 4: 320-342.



- Vera, J.A; García-Hernández, M., López-Garrido, A. C., Comas, M. C., Ruiz-Ortiz, P. A. y Martín-Algarra A. (1982): La Cordillera Bética. En: *El Cretácico de España*, Univ. Complutense, Madrid: 515-632.
- Vera, J.A. (1994): *Estratigrafía. Principios y métodos*. Editorial Rueda, Madrid: 802 p.
- Verneuil, E. y Collomb, E. (1852): Del terreno Cretáceo en España. *Rev. Minera*, III.
- Vidal, F., De Miguel, F. y Sanz de Galdeano, C. (1984): Neotectónica y sismicidad en la Depresión de Granada. *Energía Nuclear (J.E.N.)*, 28, 149-150: 267-275.
- Vita-Finzi, C. y King, G.C. (1985): The seismicity, geomorphology and structural evolution of the corinth area of Greece. *Phil. Trans. Roy. Ast. Soc. London*, 314: 379-407.
- Vita-Finzi, C. (1986): *Recent Earth Movements an introduction to neotectonics*. Academic Press, Londres: 226 p.
- Vittori, E., Labini, S.S. y Serva, L. (1991): Paleoseismology: review of the state-of-the-art. En: Investigation of Historical Earthquakes in Europe (M. Stucchi, D. Postpischl y D. Slejko, Eds.), *Tectonophysics*, 193: 9-32.
- Walsh, J.J. y Watterson, J. (1992): Populations of faults and fault displacements and their effects on estimates of fault-related regional extension. *Jour. Struct. Geol.*, 14 (6): 701-712.
- Wallace, R.E. (1970): Earthquake recurrence intervals on the San Andreas Fault. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81: 2875-2889.
- Wallace, R.E. (1977): Profiles and ages of young fault scarps, northcentral Nevada. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88: 1267-1281.
- Wallace, R.E. (1984): Fault scarps formed during the earthquakes of October 2, 1915, in Pleasant Valley, Nevada, and some tectonics implications. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1274-A,B: A1-A33.
- Wallace, R.E. y Whitney, R.A. (1984): Late Quaternary history of the Stillwater seismic gap. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 74(1): 301-314.
- Weaver, J.D. (1976): Seismically-induced load structures in the basal Coal Measures, South Wales. *Geol. Mag.*, 113: 535-543.
- Wells, N.A., Richards, S.S., Peng, S., Keatch, S.E., Hudson, J.A. and Copsey, C.J. (1993): Fluvial processes and recumbently folded crossbeds in the Pennsylvanian Sharon Conglomerate in Summit County, Ohio, U.S.A. *Sedim. Geol.*, 85: 63-83.



- Wells, D.L. y Coppersmith, K.J. (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 84, 4: 974-1002.
- Wendt, J. (1971): Genese und fauna submariner sedimentärer Spaltenfüllungen in mediterranen Jura. *Palaeontographica A*, 136: 122-192.
- West, D.O. y McCrumb, D.R. (1988): Coastline uplift in Oregon and Washington and the nature of Cascadian subduction-zone tectonics. *Geology*, 16: 169-172.
- Wheeler, R.L. (1987): Boundaries between segments of normal faults-criteria for recognition and interpretation. En: Proceedings of Conference XXXIX, Directions in Paleoseismology (A.J. Crone y E.M. Omdahl, Eds.), *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 87-673: 385-398.
- Wiegel, R.L. (1964): *Oceanographical engineering*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs.
- Winterer, E.L., Metzler, C.V. and Sarti, M. (1991): Neptunian dykes and associated breccias (Southern Alps, Italy and Switzerland): role of gravity sliding in open and closed systems. *Sedimentology*, 38: 381-404.
- Winterer, E.L. y Sarti, M. (1994): Neptunian dykes and associated features in southern Spain: mechanics of formation and tectonic implications. *Sedimentology*, 41: 1109-1132.
- Winslow, M.A. (1983): Clastic dike swarms and the structural evolution of the foreland fold and thrust belt of the southern Andes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94: 1073-1080.
- Woodcock, N.H. (1976): Structural stile in slump sheets; Ludlow series, Powys, Wales. *Jour. Geol. Soc. (London)*, 132: 399-415.
- Woodcock, N.H. (1979): The use of slump structures as paleoslope orientation estimators. *Sedimentology*, 26: 83-99.
- Yeats, R.S., Sieh, K. y Allen, C.R. (1997): *The Geology of Earthquakes*, Oxford Univ. Press, New York: 568 p.
- Youd, T.L. (1973): Liquefaction, flow and associated ground failure. *U.S. Geol. Surv. Cir.*, 688: 12 p.
- Youd, T.L. (1977): Discussion of "Brief Review of liquefaction during earthquakes in Japan" by E. Kuribayashi and F. Tatsuoka. *Soils Found.*, 17 (1): 82-85.
- Youd, T.L. (1978): Major cause of earthquake damage in ground failure. *Civil Engineering*, April: 47-51.



- Zenz, F.A. (1971): Regimes of fluidization behaviour. En: *Fluidization* (J.F. Davidson y D. Harrison, Eds.), Academic Press, Londres: 1-23.
- Zhang, B., Yuhua, L., Shunming, G., Wallace, R.E., Buckman, R.C. y Hanks, T.C. (1986): Fault scarps related to the 1739 earthquake and seismicity of the yinchuan graben, Ningxia Hiuzu Zizhiqu, China. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 76(5): 5523-5530.
- Zoback, M.L. (1983): Structure and tectonism along the Wasatch fault zone, Utha. En: Tectonic and stratigrafic studies in the Eastern Great Basin (D.M. Miller, V.R. Todd y K.A. Howard), *Geol. Soc. Am. Mem.*, 157: 3-27.
- Zoback, M.L. (1992): First-and Second-Order Patterns of stress in the Lithosphere: The World Stress Map Project. *Jour. Geophys. Res.*, 97, B8: 11703-11728.