

Nuevos datos sobre la actividad post-Neógena en la Isla de Mallorca.

New data on the post-Neogene tectonic activity of Mallorca Island

Giménez, J.

Dept. Ciències de la Terra, Universitat Illes Balears, Crta. Valldemossa, km. 7.5, 07071, Mallorca, E-Mail: vdctjgg0@clust.uib.es

Abstract

During Neogene times Mallorca Island was subjected to an extensive regime characterized by NE-SW normal faults. On the other hand, geologic evidences indicate that this stress regime changed in Pliocene times. Thus geomorphologic evidences indicate the presence of compressive structures and Neogene and Quaternary materials are affected by compressive structures. Seismic activity of the area can be related to the former Neogene Faults. Focal mechanisms and geologic evidences indicate that the tectonic regime at present is characterized by a N-S compression together with a E-W extension.

Key words: Mallorca, Neotectonic, Seismicity

Geogaceta, 33 (2003), 79-82
ISSN:0213683X

Introducción

La isla de Mallorca es el mayor afloramiento del promontorio Balear que queda separado de la Península Ibérica mediante el Surco de Valencia. La estructuración tectónica de Mallorca se forma, básicamente en tres etapas; una primera etapa distensiva (Mesozoico-Cenozoico inferior); una etapa compresiva (Mioceno Inferior); y una segunda etapa distensiva, que clásicamente abarca desde el final de la orogenia alpina hasta la actualidad. Por otro lado, en este trabajo se presentan indicios que indican que la distensión neógena ha finalizado, y que en la actualidad el régimen puede ser asimilado a un campo de esfuerzos de desgarre parecido al existente en el NE de la Península (Goula et al., 1999).

Tectónica post-Alpina

En Mallorca, al finalizar la compresión alpina se instaura un régimen distensivo que forma varias pequeñas cuencas: tres de ellas alineadas en la zona occidental (Palma, Inca y Sa Pobla), limitadas por fallas NE-SW y separadas entre sí por umbrales NW-SE; y otra en la oriental (Campos), también delimitada por fallas NE-SW (figura 1). A parte de

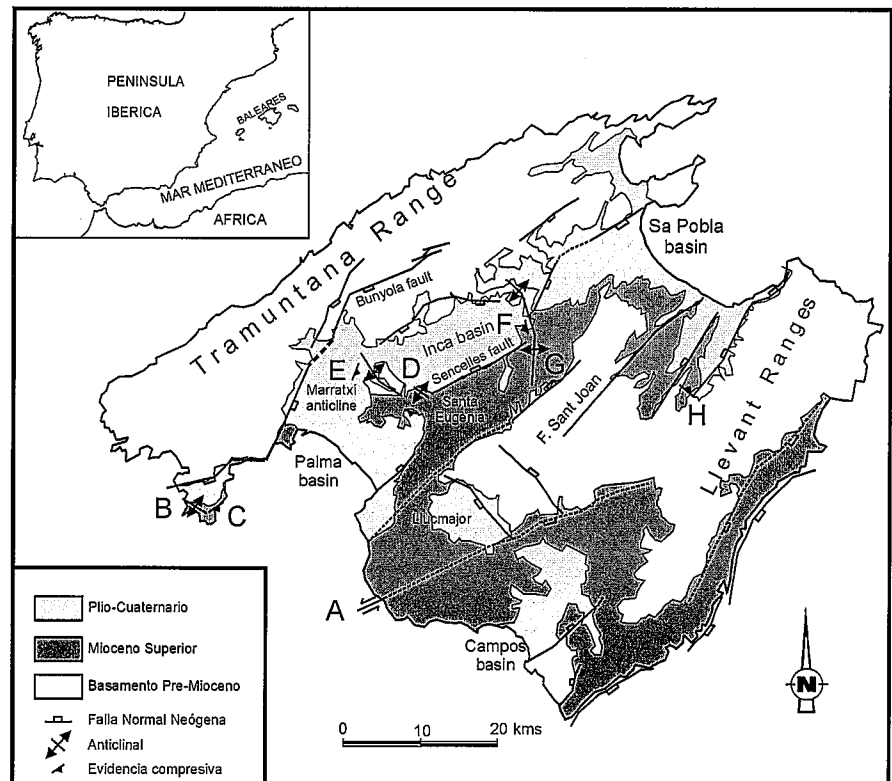


Fig. 1.- Esquema geológico de Mallorca en el que se indican las principales estructuras distensivas neógenas, los indicios de tectónica compresiva post-alpina y las anomalías termales.

Fig. 1.- Geologic sketch of Mallorca showing the main extensional Neogene structures, the post-alpine compressive evidences and geothermal anomalies.

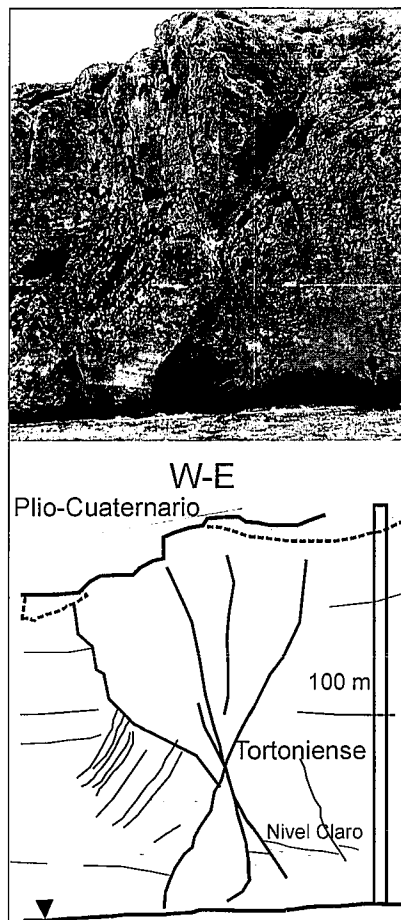


Fig. 2.- Falla de Punta Roja (Plataforma de Lluçmajor) en la zona Sur de Mallorca.

Fig. 2.- Punta Roig fault (Lluçmajor platform), southern zone of Mallorca.

estas cuencas interiores, la distensión neógena también es la responsable de la configuración de gran parte de la línea de costa.

Mediante el análisis de microestructuras que afectan a materiales del Neógeno de Mallorca Céspedes et al. (2001) deducen que la distensión del Mioceno Superior tiene un carácter casi radial, mientras que durante el Plio-Cuaternario existe una distensión mayor según la dirección NW-SE. Este estudio considera, debido a la práctica ausencia de estrías, todas las estructuras como normales puras, lo cual no permite una óptima caracterización del régimen de deformación. Aún así, las estrías existentes tienen inclinaciones entre 55 y 80 que demuestran movimientos normales con una cierta componente direccional (Céspedes et al, 2001).

Algunas evidencias que se indican a continuación indican que el régimen de esfuerzos Plio-Cuaternario no parece ser puramente distensivo, sino que podría asemejarse a un régimen de desgarre.

Descripción de los afloramientos

Plataforma de Lluçmajor

En los acantilados de la plataforma de Lluçmajor, en la zona sur de Mallorca, los materiales calcáreos del Neógeno Superior están afectados por una estructura vertical de dirección NE-SW, que puede ser interpretada como una estructura en flor debida a una falla de desgarre (Letra A, figura 1 y figura 2). Según Pomar y Ward (1999), y basándose en correlaciones realizadas mediante sondeos, esta estructura provoca un desplazamiento de las diferentes facies miocenas de la plataforma Arrecifal de Lluçmajor, que podría ser del orden quilométrico. El hecho de que los materiales cuaternarios sellen la estructura indica que su movimiento debe circunscribirse al Plioceno.

Aún siendo la disposición de los estratos a ambos lados de la falla subhorizontal no existe continuidad lateral de las capas entre ambos de la zona de fractura. En la parte oriental de esta estructura se pueden observar algunos niveles claros desplazados por fallas inversas con saltos verticales pequeños. El hecho de que la potencia de estos niveles claros no se conserve a ambos lados de la falla puede asociarse a dos causas que pueden ser complementarias: primeramente la presión puede haber inducido a una disolución parcial del estrato; por otro lado debido a que en tres dimensiones las capas se acunían el desplazamiento lateral puede producir esta diferencia en la potencia de la capa. Al mismo tiempo, a ambos lados de la estructura en flor se puede observar una fracturación penetrativa con buzamientos cercanos a los 60° hacia el exterior de la estructura que podría ser interpretada como clivaje resultado de la presión ejercida entre ambos lados de la zona de falla (figura 2).

El único indicador geomorfológico de la zona son las direcciones que toman los torrentes, que forman una red rectangular con orientaciones cercanas a E-W y N-S. Este hecho debe relacionarse con fracturas en esta misma orientación, pero no parece tener relación con la estructura en flor de Punta Roja, lo cual podría indicar que las fracturas que condicionan los torrentes son posteriores a la de Punta Roja.

Cuenca de Palma

En el borde sur occidental de la cuenca de Palma (letra B, figura 1) se reconocen pliegues laxos en dirección NW-SE que afectan a materiales aluviales del Plio-Cuaternario. La configuración de la red de drenaje de esta zona indica que

este plegamiento es relativamente reciente, ya que el eje sinclinal coincide con una zona endorreica y el eje anticlinal con una alineación de cerros de pequeñas dimensiones constituidos por materiales Miocenos y Mesozoicos. En el flanco oriental de este pliegue se observa un clivaje alrededor de una falla (N70E) (letra C, figura 1) que afecta a sedimentos del Mioceno superior, que debe ser asociado a una reactivación inversa de esta falla normal (Céspedes et al, 2001).

Más al norte, el umbral que separa la cuenca de Palma de la de Inca (letra D, figura 1) también está constituido por un pliegue anticlinal cuyo eje se orienta en dirección WNW-ESE. (Grimalt Gelabert y Rodríguez Perea, 1994). Este pliegue anticlinal también coincide con una zona topográficamente elevada y en su núcleo afloran sedimentos mesozoicos. El pliegue es un poco asimétrico ya que, los materiales Pliocenos presentan buzamientos del orden de los 30° en su flanco norte, mientras que en el sur el buzamiento es de unos 15°. En el flanco sur y en la parte más occidental de este pliegue (letra E, figura 1) los materiales del Neógeno superior se disponen encima de materiales plio-cuaternarios mediante una falla de N20E.

Cuenca de Inca

El umbral que separa la cuenca de Inca de la de Sa Pobla también puede relacionarse con un pliegue anticlinal. Al sur de este pliegue (letra F, figura 1), en una trinchera reciente del tren Inca-Sa Pobla, se observan materiales calcáreos del Neógeno Superior disponiéndose encima de materiales aluviales del Plio-Cuaternario mediante una falla inversa con una orientación N170E.

Zona Central y Levante

En la zona central de la isla se reconocen diversos pliegues que afectan al Mioceno superior con orientaciones cercanas a N-S (letra G, figura 1). Por otro lado en la zona de levante, en una trinchera de un vertedero se observan materiales del Mioceno superior (Tortoniano) afectados por estructuras compresivas. Así, se observa un nivel de arcillas intercalado entre calizas que queda claramente afectado por pequeñas fallas inversas de dirección N120 (Letra H figura 1 y figura 3). Estas fallas producen desplazamientos pequeños y afectan todo el paquete Tortoniano. Esta estructura parece ser reciente, ya que los depósitos Cuaternarios que están encima del Tortoniano parecen tener las potencias

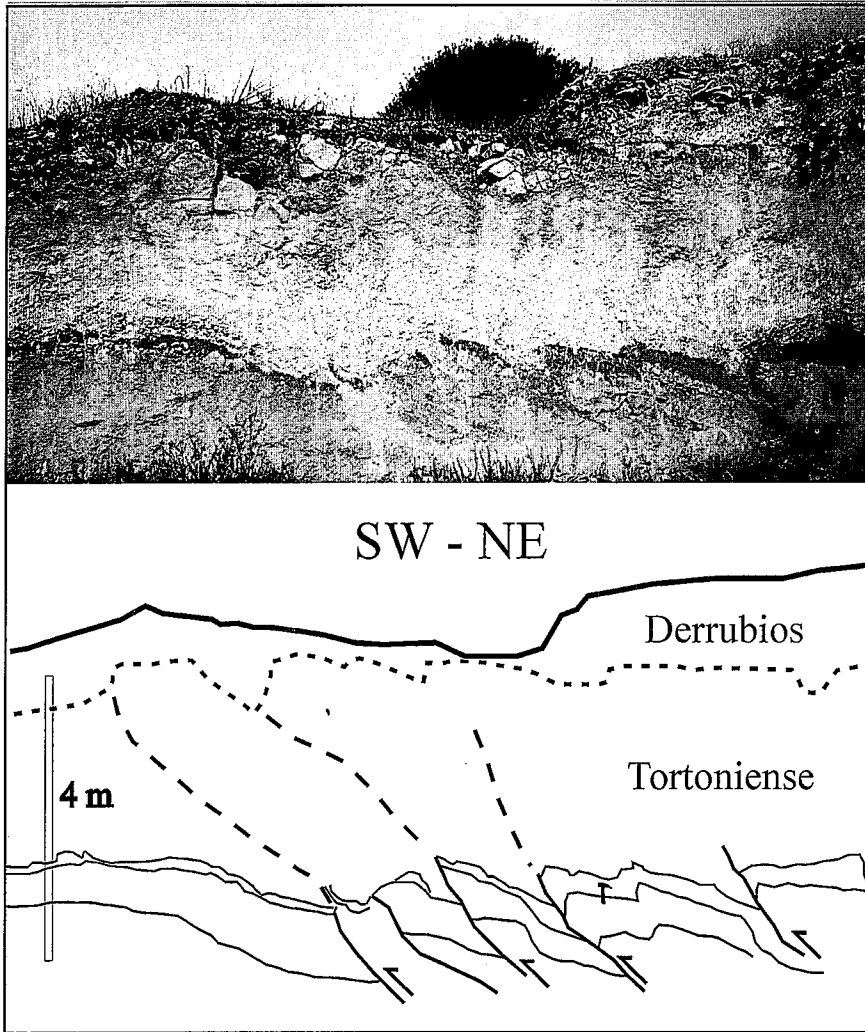


Fig. 3.- Estructuras compresivas afectando materiales del Mioceno superior en el Levante de Mallorca.

Fig. 3.- Compressive structures affecting Upper Miocene materials in the eastern sector of Mallorca.

condicionadas por las fallas inversas. Así, en los bloques levantados no existe sedimento Cuaternario, mientras que en los hundidos se observa un cierto relleno (figura 3).

Actividad sísmica de Mallorca

A parte de las evidencias geológicas descritas, existen evidencias de actividad reciente, como son los terremotos, que también apuntan a un régimen no distensivo. Así la actividad sísmica de Mallorca debe considerarse baja, ya que sólo ha sido afectada por tres sismos de intensidad superior a VI (escala MSK) en los últimos 400 años (Mézcuca y Martínez Solares, 1983) (Campos-Palma 1660, Selva 1721 y Palma-Marratxí 1851) (figura 4). Aunque el de 1721 debe ser descartado (figura 4), ya que fue un deslizamiento de ladera (Giménez y Mateos, 2002).

El sismo notado en Mallorca con mayor intensidad (I=VIII) ocurrió el 15/5//1851. Las descripciones de los

daños (Bouby, 1851; Fontseré y Iglésies, 1971) indican que la población se despertó por una sacudida violenta y que en la zona afectada se agrietan la mayoría de las paredes medianas, varias casas se declaran en ruina, la mayor parte de las torres sufren daños y aparecen grandes grietas en la catedral de Palma. También se producen pequeños cambios en la circulación de las aguas subterráneas, aumentando el caudal de la fuente de Palma y la temperatura y la emanación de gas sulfhídrico de la fuente termal de Campos (Bouby, 1851). Basándose en las descripciones de daños Silva et al. (2001) sitúan el epicentro un poco más al norte, y lo asocian a la actividad de la falla de Sencelles. Según estas mismas descripciones, no podemos descartar que el sismo se originara en la falla de Bunyola (figura 1), ya que la comunicación con las poblaciones de esta parte de la sierra con Palma quedó cortada debido a

deslizamientos de ladera y el área con una intensidad VI descrita por Silva et al. (2001) abarca toda la cuenca de Palma, la zona sur de la de Inca y la zona de Tramuntana cercana a la falla de Bunyola. Existe también una buena documentación sobre las réplicas que siguieron al sismo que se perduraron hasta el 31 de agosto de 1852, 15 meses después del sismo principal.

Dentro de la época instrumental cabe destacar los dos terremotos localizados al sur de Mallorca que son los que han alcanzado una mayor magnitud. El primero tuvo lugar el 20/8/1925 y se localizó al sudoeste de Mallorca (M=4.3) (Mézcuca y Martínez Solares, 1983), sin existir noticias de que fuera notado por la población. El segundo, acaeció el 28/7/1978 y se localizó al sur de Mallorca (M=4.2) (Figura 4). El catálogo del IGN asigna una intensidad III a este último sismo, pero basándose en las descripciones de los periódicos locales podría asignársele una intensidad IV, ya que en Palma y S'Arenal causó conmoción y balanceo de objetos, asimismo, el sismo también se notó en Ibiza levemente (I=II-III). Estos dos sismos pueden relacionarse con la continuación en el mar de las estructuras NE-SW que configuran Mallorca.

Un aspecto importante es que la mayor parte de la sismicidad se localiza en la zona central de la isla y en la cuenca de Palma. Así, la sismicidad de Mallorca puede ser asociada a las fallas NE-SW (falla de Bunyola, falla de Sencelles, falla de Sant Joan y falla de Campos) (figuras 1 y 4).

Aun no existiendo ningún mecanismo focal para el área cercana a Mallorca, si existen mecanismos de sismos situados en la plataforma continental de Iberia. Todos estos indican se han producido bajo un régimen de deformación de desgarre, con un eje en compresión cercano a N-S y uno en extensión perpendicular (Goula et al, 1999). Estos mismos autores demuestran también que este régimen es el que caracteriza el NE de la Península a lo largo del Plio-Cuaternario. Se dispone también de un mecanismo de un sismo situado unos 100 km al norte de Menorca (24/9/1994, M=4.5) que indica que se originó en fallas NE-SW o NW-SE con un movimiento de desgarre casi puro (Braunmiller et al., 2000).

Discusión y conclusiones

La mayoría de evidencias de actividad tectónica reciente de Mallorca se

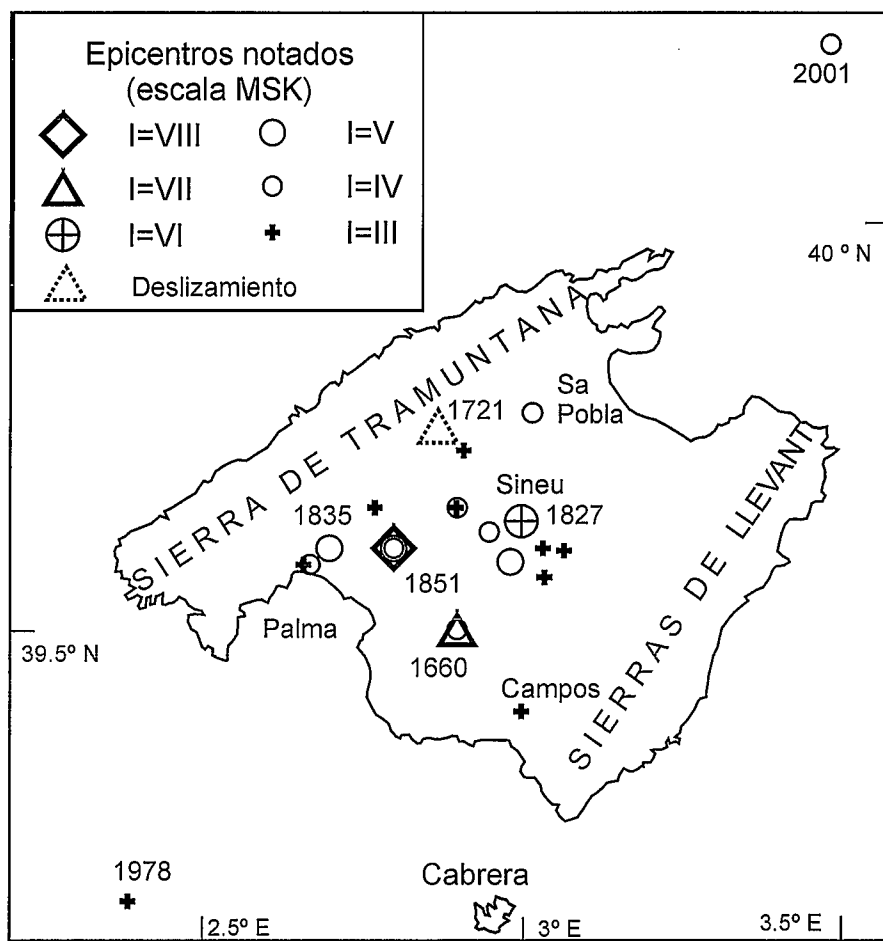


Fig. 4.- Sismicidad histórica notada por la población en Mallorca (Modificado de Mézcua y Martínez Solares, 1983).

Fig. 4.- Felt historical seismicity of Mallorca (modified from Mézcua and Martínez Solares, 1983).

concentran en la zona central, y pueden ser relacionadas con estructuras NE-SW que interactúan con estructuras menores NW-SE. El hecho de que existan evidencias de deformación compresiva y distensiva indica que la distensión neógena ha finalizado y que el régimen Plio-Cuaternario es cercano a un campo de desgarre. La coexistencia de estructuras compresivas y extensivas puede ser atribuida a la presencia de zonas transpresivas y transtensivas debidas a las interacciones que existen en las terminaciones de las principales fallas. Dado que éstas se orientan en dirección NE-SW, las zonas transpresivas y

transtensivas deben orientarse perpendiculares a ellas. Por otro lado, para explicar la presencia de pliegues con la misma dirección que las fallas normales post-alpinas debemos suponer que en la actualidad éstas funcionen con una cierta componente inversa.

La existencia de un régimen de deformación de desgarre posterior al Mioceno, ya ha sido puesta de manifiesto a partir de mecanismos focales y evidencias geológicas en el NE peninsular (Goula et al., 1999), en la zona Ibero-Mogrebí (Buforn et al., 1995) y en la Península (Herraiz et al., 2000). Aún así, existen contradicciones como las evidencias de

distensión observadas a partir de pozos en la plataforma continental del surco de Valencia (Schindler et al., 1998).

Agradecimientos

Este trabajo es una aportación al proyecto financiado por la DGESIC, PB98-0132.

Bibliografía

Bouby, P. (1851). Revista Minera, II (26), 356-375.

Braunmiller, J. Kradolfer, U., Baer, M. and Giardini, D. (2000). Orfeus Electronic Newsletter, 2 (1), 5. (<http://orfeus.knmi.nl/newsletter/vol2no1/rmti-eth.html>)

Buforn, E., Sanz de Galdeano, C. and Udías, A. (1995). Tectonophysics, 248, 247-261.

Céspedes, A., Giménez, J. y Sàbat, F. (2001). Geogacteta, (en prensa).

Fontseré, E. y Iglésies, J. (1971). Ed. Fundació Salvador Vives Casajoana.

Giménez J. y Mateos, R.M. (2002). Actas Plinius Conference (EGS) (en prensa).

Grimalt-Gelabert, M. y Rodríguez-Perea, A. (1994) Actas III Reunión de Geomorfología (Logroño), 403-411.

Goula, X., Olivera, C., Fleta, J., Grellet, B., Lindo, R., Rivera, L.A., Cisternas, A. and Carbon, D. (1999). Tectonophysics, 308, 487-502.

Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo-Naupari, R., Giner, J., Simon, J. L., Gonzalez-Casado, J. M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M. A., Cicuéndez, J. I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A. L., Ramírez, M. and Lucini, M., (2000). Tectonics, 19 (4), 762-786.

Mezcua, J. y Martínez Solares, J.M., (1983). Presidencia del Gobierno, IGN, Publicación 203, 299 pp.

Pomar, Ll., y Ward W.C. (1999). AAPG Bulletin, 83, (11), 1759-1773.

Schindler, A., Jurado, M.J. and Müller, B. (1998). Tectonophysics, 300, 63-77.

Silva, P.G., González Hernández, F.M., Goy, J.L., Zazo, C. y Carrasco, P. (2001). Acta Geológica Hispánica, 36 (3-4), 245-266.