

Sobre el tipo de deformación distribuida en el contacto entre Africa y la Península Ibérica

On the type of distributed deformation in the contact between Africa and the Iberian Peninsula

RAMÓN VEGAS

Dpto. de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas.
Universidad Complutense de Madrid

RESUMEN

La convergencia entre Africa y la Península Ibérica es acomodada actualmente en una *zona intermedia de deformación distribuida*. El mecanismo de deformación en esta zona intermedia, activo desde el Mioceno Superior-Plioceno, corresponde a un régimen tectónico de *cizalla pura*, que presenta una clara *disimetría en cuanto a repartición de estructuras activas*. El modelo de deformación por cizalla pura presenta implicaciones importantes en cuanto a la actividad neotectónica y al tipo y distribución de la sismicidad.

1. INTRODUCCION

Africa y la Península Ibérica convergen alrededor de un polo de rotación situado al oeste de las Islas Canarias con una tasa de 3 mm por año (Westaway, 1990). Esta convergencia no se resuelve mediante estructuras predominantemente contractivas, como en el caso del Cáucaso, o en una zona de subducción bien definida, como en el Arco Helénico; por el contrario, todo parece indicar que se amortiza en una *zona intracontinental de deformación distribuida* (Vegas, 1985, 1991) donde coexisten fallas de salto en dirección, pliegues de gran radio y fallas extensionales de gran ángulo.

El patrón general de la sismicidad para el área ibero-mogrebí (Mezcua y Martínez Solares, 1983) muestra como la mayor parte de la deformación del límite de placas Iberia-Africa se concentra en una zona intermedia que comprende el

área ocupada por las Cordilleras Béticas, el Mar de Alborán y las cordilleras del Rif y el Tell. Al no existir una estructura tectónica singular que acomode la deformación en el interior de esta zona, se ha de admitir necesariamente una repartición de la deformación en numerosas estructuras tal como indica el carácter difuso de la sismicidad. El modo en que se realiza esta repartición de la deformación ha de ser coherente con los esfuerzos generados por la convergencia entre Africa y Europa y al mismo tiempo ha de explicar de manera general la distribución y el tipo de sismicidad de esta región.

Para establecer el modelo tectónico de la deformación distribuida es preciso definir, en primer lugar, la situación y la clase de *estructuras recientes*, es decir, las estructuras que han tomado a corto plazo la deformación distribuida, así como la relación en el espacio y el tiempo de estas estructuras con la evolución a largo plazo del límite de placas entre la Península Ibérica y Africa. La definición de este modelo de deformación distribuida debe permitir el establecimiento de un primer contexto regional para la sismicidad en la zona de encuentro para Africa y la Península Ibérica.

2. LA EVOLUCION DEL CONTACTO AFRICA-PENINSULA IBERICA

En el segmento del límite de placas entre Africa y Europa correspondiente a la Península Ibérica coexisten en la actualidad varias unidades tectónicas resultantes de la interacción entre ambas placas desde el comienzo del Mesozoico. Estas unidades corresponden a (fig. 1):

1. La paleomargen mesozoica del borde meridional de la Península Ibérica, que comprende el Prebético y el Subbético, es decir, las denominadas zonas externas de las Cordilleras Béticas.
2. La paleomargen mesozoica norteafricana que comprende las unidades del Prerif y el Intrarif de las zonas externas rifeñas.
3. El Surco del Flysch que incluye los diferentes unidades del flysch del norte de Africa y el Campo de Gibraltar, así como las unidades de la Predorsal. Se superpone tectónicamente a ambas paleomárgenes.
4. El denominado por Balanyá y García-Dueñas (1988) Dominio de Alborán, que comprende los terrenos superpuestos tectónicamente a las unidades de los apartados anteriores. Este dominio tectónico está constituido por las unidades tectónicas correspondientes al Nevado-Filábride, al Alpujarride y al Maláguide —y sus equivalentes norteafricanos— así como por la denominada Dorsal —en ambas márgenes del

Mar de Alborán— y por los materiales pertenecientes a las coberteras sinorogénicas. El basamento del Mar de Alborán está formado por rocas pertenecientes a este dominio.

5. Las cuencas neógenas desarrolladas en los bordes norte y sur de los frentes montañosos de las Béticas y el Rif respectivamente. Corresponden a las cuencas de antepaís del Guadalquivir y el Rharb.
6. Las cuencas neógenas desarrolladas indistintamente sobre los materiales de las paleomárgenes, el Surco del Flysch o el Dominio de Alborán. Corresponden a las cuencas intramontañosas de las Béticas y el Rif—cuencas de Ronda, Antequera, Granada, Baza-Guadix, etc.— y a la cuenca actualmente ocupada por el Mar de Alborán.

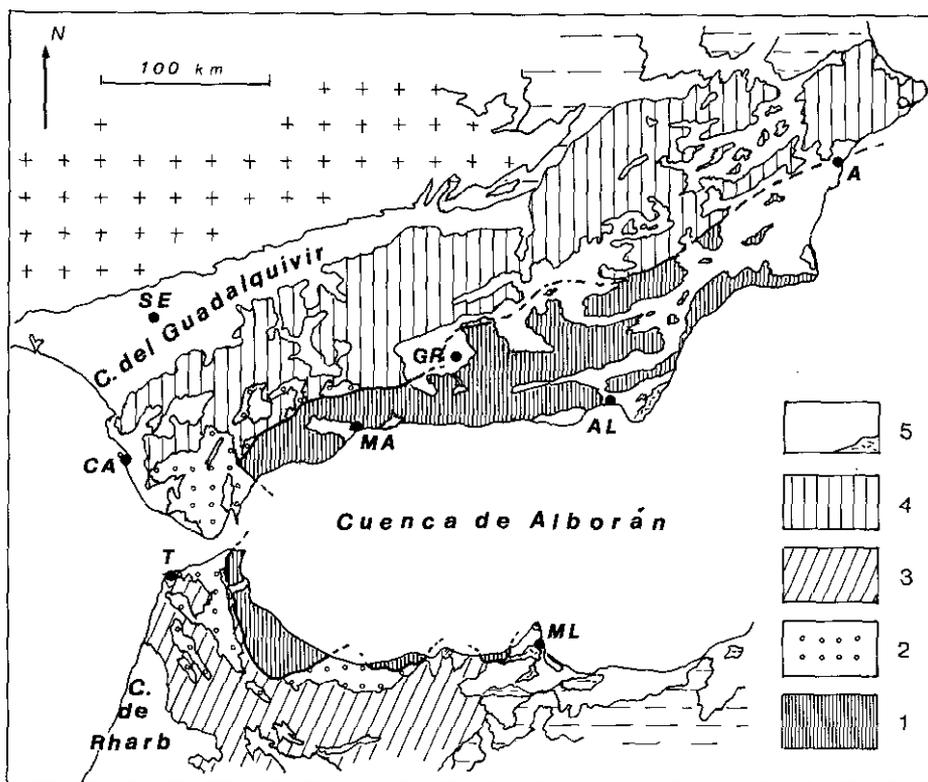


Figura 1.—Situación de las unidades tectónicas del contacto entre la Península Ibérica y el norte de África. 1: Dominio de Alborán; 2: Surco del Flysch; 3: Paleomargen norteafricana; 4: Paleomargen suribérica; 5: Cuencas neógenas, trazos volcanismo asociado. Cruces y rayado horizontal discontinuo: basamento y cobertera de las áreas de antepaís ibérico y africano. A: Alicante; AL: Almería; CA: Cádiz; GR: Granada; MA: Málaga; ML: Melilla; SE: Sevilla; T: Tánger.

La disposición actual de estas unidades (fig. 1) es el resultado de una evolución larga y compleja relacionada con el movimiento relativo entre África y Europa desde la ruptura del supercontinente Pangea.

Aunque la trayectoria de este movimiento es relativamente simple (Dewey *et al.*, 1989), es posible establecer una correspondencia general con la compleja deformación acaecida en el contacto entre África y la Península Ibérica. Así, la formación de las paleomárgenes suribérica y norteafricana está claramente relacionada con el movimiento transcurrente —transtensivo— descrito por esta trayectoria entre 175 Ma y 118 Ma. A partir de 34 Ma el movimiento relativo entre África y Europa implica una situación convergente y continuada hasta la actualidad. Esto supone incluir necesariamente en este ambiente tectónico contractivo tanto la superposición del Dominio de Alborán sobre las paleomárgenes norteafricanas y suribérica como el episodio de extensión generalizada que dio lugar a la formación de la Cuenca de Alborán y de las cuencas intramontañosas asociadas y, por supuesto, a la situación tectónica actual.

Para explicar el emplazamiento del Dominio de Alborán sobre las paleomárgenes suribérica y norteafricana, Andrieux *et al.* (1971) proponen un modelo en el que una microplaca rígida —Microplaca de Alborán— se desplaza hacia el oeste cabalgando ambas márgenes y produciendo la formación de estructuras contractivas en las Béticas y el Rif. De manera general este modelo ha sido aceptado por varios autores (Leblanc y Olivier, 1984; Bouillin *et al.*, 1986; Frizon de Lamotte *et al.*, 1988, etcétera).

Una serie de evidencias cartográficas y de estimaciones de indicadores cinemáticos han permitido a Balanyá y García-Dueñas (1988) precisar este modelo y establecer una secuencia de deformaciones (García-Dueñas y Balanyá, 1991; Balanyá, 1991) en el contexto de la convergencia entre África y la Península Ibérica. En el modelo propuesto por estos autores, las denominadas zonas internas de las Béticas y el Rif, junto con el basamento del Mar de Alborán, no se han desplazado desde el este en forma de una *microplaca rígida*, sino constituyendo un verdadero *terreno tectónico* deformable antes, durante y después de su desplazamiento, de tal manera que se acomoda tanto la convergencia de placas norte sur como el desplazamiento del terreno tectónico aloctono denominado como Dominio de Alborán. En la secuencia de fases tectónicas estos autores describen:

- a) Una primera fase contractiva debido al desplazamiento hacia el oeste del Dominio de Alborán y su emplazamiento sobre las márgenes suribéricas y norteafricana mediante un cabalgamiento cortical. Este traslación del Dominio de Alborán causa la obliteración del Surco del Flysch, la deformación del bloque de techo del cabalgamiento, la propagación centrífuga de la deformación, cabalgamientos fuera de secuencia, retro-

cabalgamientos, etc. En este punto es importante resaltar que la superposición del Dominio de Alborán sobre las paleomárgenes mesozoicas se realiza mediante un cabalgamiento frontal en el Arco de Gibraltar y mediante rampas laterales en los bordes paralelos a la dirección de transporte tectónico. Este hecho presupone que no existen estructuras verticales, de desarrollo longitudinal E-W, que delimiten las denominadas zonas externas de las internas. El Dominio de Alborán no se desplazó, por tanto, como un bloque rígido a lo largo de unas «correderas», que en el presente estarían representadas por grandes fallas longitudinales en las cadenas del Rif y las Béticas. Dada la importancia de este aspecto en la herencia de estructuras para el modelo de deformación actual, se tratará con más detalle en los apartados siguientes.

- b) Concomitante con esta superposición del Dominio de Alborán sobre ambas paleomárgenes, se produce una inversión tectónica en el conjunto de las zonas afectadas por el cabalgamiento cortical antes descrito. Esta inversión se inicia en el Aquitaniense Superior-Burdigaliense (Comas *et al.*, 1992) produciéndose una extensión generalizada que al principio es coetánea con la propagación periférica de la deformación en el bloque de techo del cabalgamiento cortical de Gibraltar. Esta extensión generalizada trastoca todos los contactos compresivos desarrollándose despegues extensionales y fallas normales de bajo ángulo conspicuos en toda la cadena compresiva. Como consecuencia de esta extensión generalizada se forman las cuencas neógenas y la mayor parte de la extensión en la Cuenca de Alborán. Esta fase extensional termina en el Tortoniense Medio a Superior como consecuencia del bloqueo de la deformación producida o inducida por el Dominio de Alborán, es decir la deformación debida a la convergencia E-W subsidiaria de la convergencia N-S de las grandes placas. Como causa posible de esta extensión (directamente relacionada con la contracción en el frente del cabalgamiento cortical de Gibraltar) García-Dueñas *et al.* (1992), proponen un proceso de laminación asimétrica del manto favorecido por el desplazamiento del Dominio de Alborán hacia el oeste.
- c) Al final del episodio extensional anterior, la convergencia principal es producida por la aproximación N-S entre Africa y la Península Ibérica. Esta convergencia es absorbida mediante fallas con salto en dirección, pliegues kilométricos y fallas normales de gran ángulo. Estas estructuras afectan claramente a las fallas extensionales de bajo ángulo de la fase tectónica anterior; por tanto, es posible acotar su actividad entre el Tortoniense más superior-Plioceno y la actualidad.

El modelo geodinámico y la secuencia de fases tectónicas expuesto en los párrafos anteriores permite una aproximación a la evolución del área considerada en este trabajo, así como una primera delimitación de estructuras geológicas recientes cartografiadas con criterios puramente geológicos.

Como contraste frente a este modelo basado en el desplazamiento del Dominio de Alborán como un terreno tectónico deformable, se han propuesto otros modelos basados en el colapso gravitacional de un área de la corteza situada en el actual Mar de Alborán. Una elevación de esta zona causada bien por el ascenso de un diapiro del manto (Weijermars, 1985) o bien por la formación de las raíces de una cadena de colisión previa (Platt y Vissers, 1989), produciría un colapso gravitacional con el hundimiento de la Cuenca de Alborán y la formación simultánea de cabalgamientos periféricos y radiales en las Béticas y el Rif. El colapso extensional llevaría a la superficie rocas del manto —Peridotitas de Ronda— (Doblas y Oyarzun, 1989). Algunos aspectos como la falta de espacio entre Africa y la Península Ibérica para restituir las estructuras compresivas teniendo únicamente en cuenta la convergencia N-S o la posición claramente observable de las Peridotitas de Ronda como láminas en el seno de las estructuras contractivas de los Alpujárrides, contradicen los modelos basados en el colapso gravitacional o extensional *in situ* (discusión en Balanyá, 1991). Por otra parte, en estos modelos es difícilmente explicable la sismicidad de profundidad intermedia que ocurre en el extremo occidental del Mar de Alborán (Bufo *et al.*, 1991).

3. LAS ESTRUCTURAS RECIENTES EN LAS BÉTICAS, EL MAR DE ALBORÁN Y EL NORTE DE AFRICA

Se ha considerado tradicionalmente la existencia de fallas de edad plio-cuaternaria en el sureste de España, en la región de Murcia, Alicante y Almería. Estas fallas han sido descritas por Bousquet y Montenat (1974) como fallas de desgarre sinistrorsas con dirección NE-SW e incluidas en un esquema de compresión cuaternaria generalizada por Bousquet (1979).

En su conjunto, estas fallas de desgarre están asociadas a otro juego conjugado dextrorso con dirección NW-SE y a zonas compresivas representadas por alineaciones de relieves positivos correspondientes a pliegues de fondo kilométricos que constituyen las Sierras de Alhamilla, Almagrera, etc., y al anticlinal plio-cuaternario de San Miguel de Salinas. Las fallas de salto en dirección sinistrorsas componen una zona de cizalla entre el Cabo de Gata en Almería y el Cabo de San Antonio en Alicante. Los segmentos individuales de esta zona de cizalla corresponden a las denominadas fallas de Carboneras, Palomares, Lorca

y Alhama de Murcia. La situación de esta zona de cizalla sinistrorsa, de las fallas conjugadas y de las estructuras compresionales, así como su relación con la compresión derivada de la convergencia entre África y la Península Ibérica, se ha representado en la figura 2.

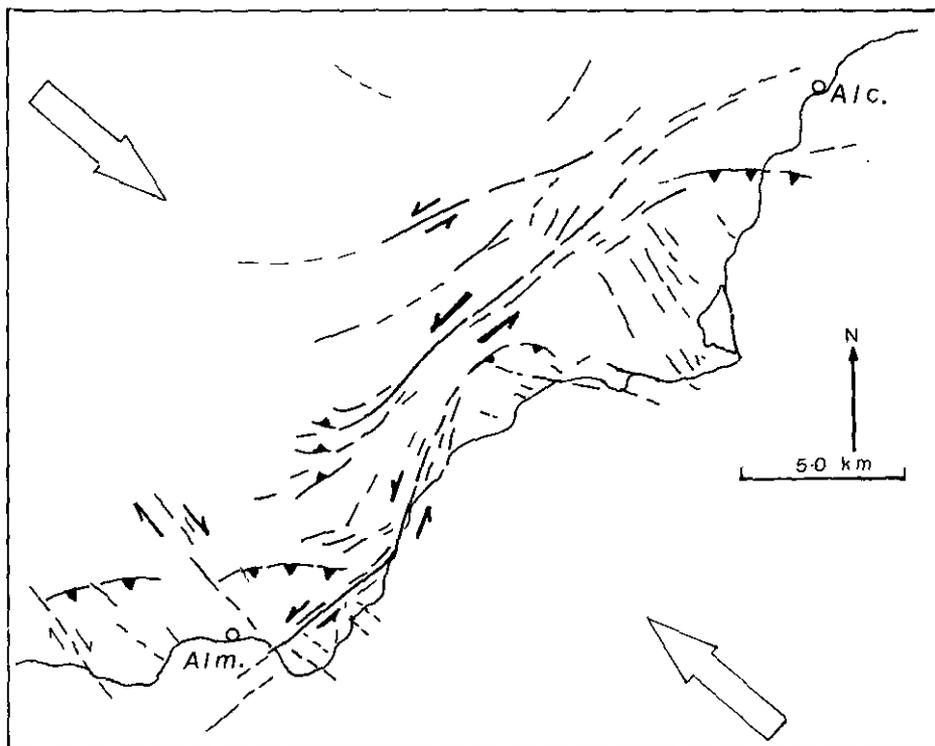


Figura 2.—La zona de cizalla sinistrorsa situada entre Alicante (Alc.) y Almería (Alm.) y su relación con las estructuras compresivas (líneas con triángulos) y la compresión regional resultante de la convergencia entre África y la Península Ibérica (flechas grandes). Modificado de varios autores.

En la región circundante al Estrecho de Gibraltar, García-Dueñas *et al.*, (1990) describen como estructuras más recientes un sistema conjugado de fallas de desgarre NE-SW dextrorsas y NW-SE sinistrorsas. Según estos autores, este sistema conjugado acomoda una compresión residual E-W derivada de la formación del Arco de Gibraltar por el desplazamiento hacia el oeste del Dominio de Alborán. La figura 3 muestra la disposición de este sistema conjugado y su relación con el acortamiento y la extensión correspondientes.

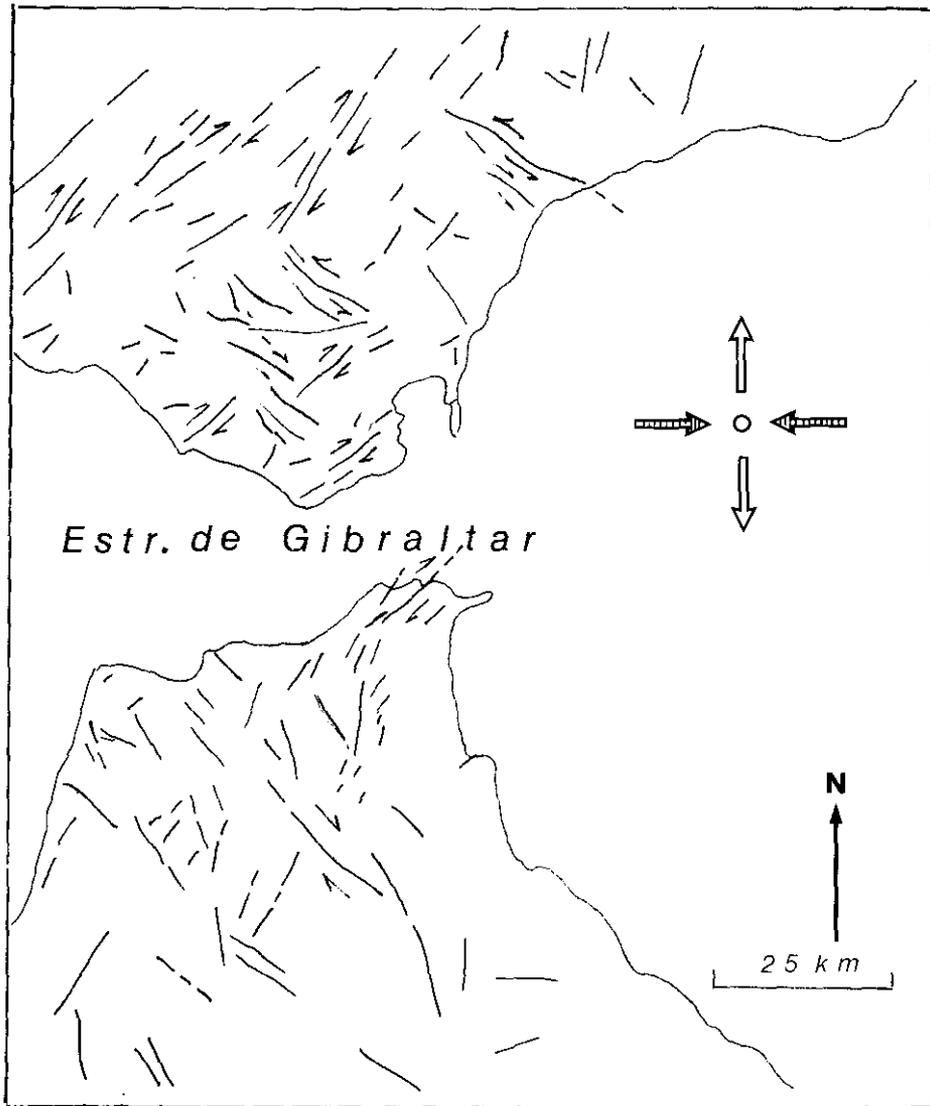


Figura 3.—Fallas de salto en dirección alrededor del Estrecho de Gibraltar. Las flechas indican la situación correspondiente de compresión y extensión. Basado en García-Dueñas *et al.* (1990).

Más al este de la región del Estrecho de Gibraltar, pasado el meridiano de San Pedro de Alcántara, García-Dueñas *et al.*, (1990, 1991) y Balanyá (1991) describen un sistema de desgarres NW-SE dextrorsos que consideran como conjugado respecto a la zona de cizalla Almería-Alicante. Asimismo, definen en esa región una serie de antiformas tardías relacionadas con el sistema de fallas de salto en dirección. En cuanto a la edad de estos sistemas de fallas de desgarre, tanto el situado alrededor del Arco de Gibraltar como el de la región de Málaga, estos autores consideran que es incontestablemente reciente puesto que deforman las estructuras extensionales de edad Mioceno Medio a Superior.

Por lo que respecta a las Béticas centrales, Sanz de Galdeano (1983) describe una serie de fallas que pueden integrarse en el sistema conjugado de juegos NW-SE dextrorso y NE-SW sinistrorso.

En el Mar de Alborán, Comas *et al.*, (1992) definen fallas que afectan los sedimentos plio-cuaternarios configurando la fisiografía actual de la Cuenca de Alborán. En este sentido, la morfología de los fondos del Mar de Alborán se puede explicar como el resultado de la superposición de las estructuras recientes a la extensión generalizada que causó la mayor parte de la subsidencia de la Cuenca de Alborán durante el período de tiempo comprendido entre el final del Aquitaniense y el Tortonense Superior (Comas *et al.*, 1992). Esta morfología indica claramente que no se trata de una cuenca desarrollada simplemente por una extensión ortogonal a sus bordes E-W. Los elementos morfológicos principales de los fondos del Mar de Alborán corresponden a una cresta oblicua de dirección NE-SW (Cresta de Alborán) y a dos fosas estrechas de la misma dirección situadas al norte y al sur de la cresta central (fig. 4). Estos accidentes oblicuos separan dos zonas profundas limitadas por escarpes rectilíneos. Las fallas principales descritas por Comas *et al.*, (1992) parecen corresponderse con estos escarpes, que, a su vez, delimitan los bancos de Xauen y de Yibuti en las márgenes ibérica y africana. En la subcuenca oriental, el escarpe de dirección NW-SE que conecta la cresta central con la estrecha margen argelina ha sido descrito por Mauffret *et al.*, (1987) como una falla de desgarre dextrorsa relacionada con la compresión cuaternaria.

En términos generales, el conjunto de las estructuras recientes (fallas de salto en dirección, pliegues de gran radio, fallas normales de gran ángulo) de las Cordilleras Béticas, del norte de Africa y del Mar de Alborán permite establecer esquema general de la fracturación reciente en la zona de deformación distribuida situada entre Africa y la Península Ibérica (fig. 5).

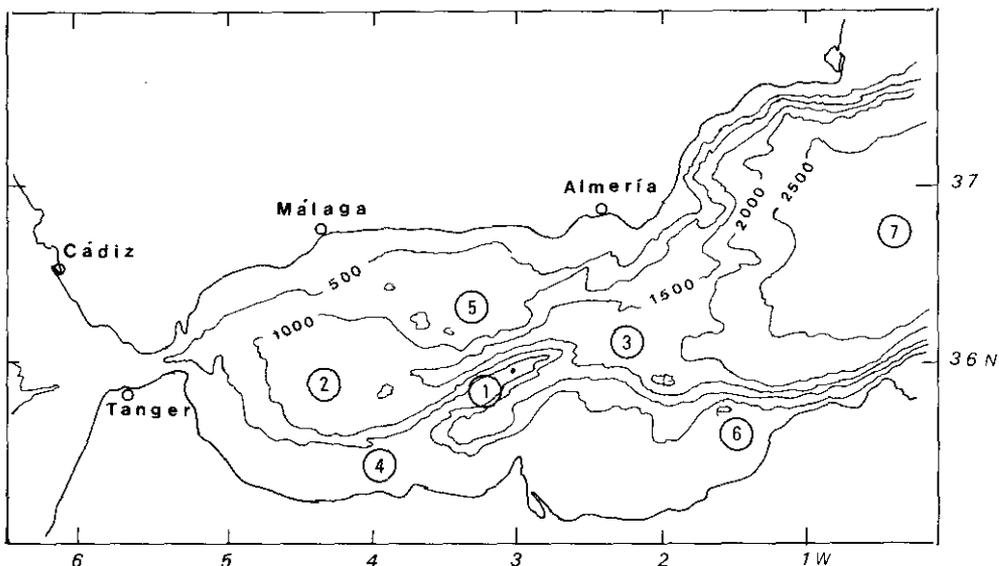


Figura 4.—Batimetría simplificada del Mar de Alborán. Nótese la situación de las estructuras transversales y de los escarpes más rectilíneos. 1: Cresta de Alborán; 2: Subcuenca Occidental; 3: Subcuenca Oriental; 4: Banco de Xauen; 5: Banco de Yibuti; 6: Banco de Alidade y Escarpe de Yusuf; 7: Llanura abisal surbalear.

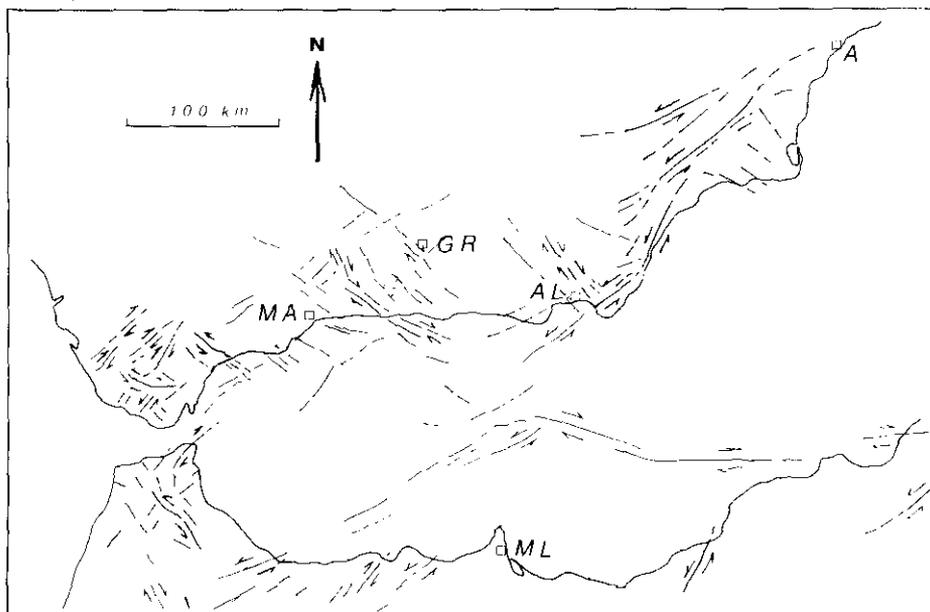


Figura 5.—Representación del conjunto de fallas de salto en dirección en el sur de la Península Ibérica, el Mar de Alborán y el norte de África. A: Alicante; AL: Almería; GR: Granada; MA: Málaga; ML: Melilla.

4. EL MECANISMO DE DEFORMACION EN LA ZONA INTERMEDIA ENTRE AFRICA Y LA PENINSULA IBERICA

Tal como se ha descrito en los apartados anteriores, una parte importante de la convergencia entre Africa y la Península Ibérica es acomodada por los sistemas de fallas descritos en la figura 5. Si se exceptúan los sistemas de fallas recientes del área del Arco de Gibraltar, la geometría y el sentido de movimiento de las fallas recientes descritas en la figura 5 es coherente con un dispositivo tectónico de deformación por *cizalla pura*, (Vegas, 1991), en el cual la dirección de los esfuerzos máximos horizontales es paralela a la convergencia de placas entre Africa y la Península Ibérica (fig. 6). Este dispositivo tectónico permite explicar la simultaneidad de las fallas de ambos sistemas.

Es importante resaltar, por otra parte, la existencia de esfuerzos residuales de la convergencia E-W relacionada con el desplazamiento del Dominio de Alborán en el área del Estrecho de Gibraltar. Estos esfuerzos residuales implican una compresión E-W y una extensión N-S subsidiaria. La absorción de la deformación producida por estos esfuerzos residuales en numerosas fallas de pequeña extensión podría suponer la causa de la patente disimetría que se observa en cuanto al desarrollo de las líneas de fractura recientes en las Béticas orientales frente a las fallas del centro y el occidente de las Béticas. Esto implica que la convergencia entre Africa y la Península Ibérica es acomodada de manera más difusa y atenuada en las Béticas occidentales y el Rif, mientras que al este la deformación es tomada, presumiblemente, en mayor cantidad por fallas más largas a través de la zona de desgarres sinistrorsos del sureste de España y del desgarre dextrorso de Yusuf, homólogo en el Mar de Alborán, y en el sistema de desgarres y pliegues recientes de la región de El Asnam en Argelia (fig. 4). Así pues, es posible definir una zona de deformación mediante un régimen tectónico de *cizalla pura disimétrica*.

En cuanto al período de actividad de este régimen tectónico, se puede establecer su inicio en el Mioceno más superior-Plioceno, continuando su actividad hasta el presente.

5. IMPLICACIONES DEL TIPO DE DEFORMACION DISTRIBUIDA

De todo lo expuesto en los apartados anteriores se puede extraer una serie de consecuencias respecto a las características de la actividad neotectónica y al tipo y distribución de la actividad sísmica.

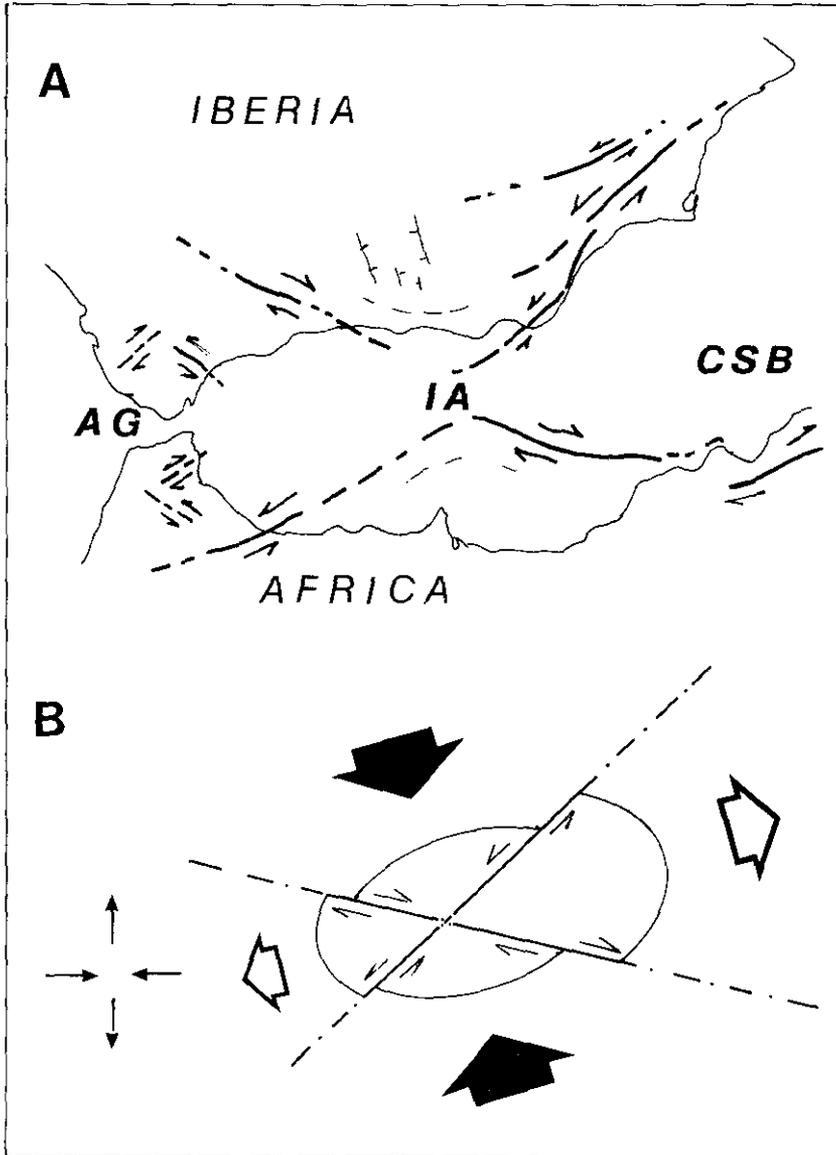


Figura 6.—Representación esquemática de la deformación por cizalla pura en la zona intermedia de deformación distribuida entre la Península Ibérica y Africa. A) Situación de las principales zonas de cizalla vertical y de estructuras extensionales. AG: Arco de Gibraltar; CSB: Cuenca Surbalear; IA: Isla de Alborán. B) Modelo de formación por cizalla pura para esta zona y de la disimetría en relación con la convergencia entre Africa y la Península Ibérica con los esfuerzos residuales en el área del Arco de Gibraltar.

a) *Neotectónica*. Una parte importante de la deformación es tomada por las fallas de salto en dirección —a veces en zonas de cizalla vertical bien definidas—, por fallas normales —de dirección aproximadamente paralela a los esfuerzos máximos horizontales— y por estructuras compresivas —correspondientes a pliegues kilométricos, los pliegues de fondo descritos por Fallo (1948), de dirección ortogonal a los ejes de esfuerzos máximos horizontales—. Evidentemente la coexistencia de todas estas estructuras es característica de los regímenes tectónicos de cizalla pura. Así pues, este modelo de deformación permite explicar la variedad de morfoestructuras presentes en las Cordilleras Béticas y el Mar de Alborán. Estos elementos fisiográficos están controlados por:

- Fallas de salto en dirección, de orientación conjugada NE-SW y NW-SE, que forman corredores de cizalla transversos controlando el aspecto general de las Cordilleras Béticas, sobre todo en su mitad oriental.
- Fallas extensionales de gran ángulo que retocan la geometría de las cuencas formadas en la etapa extensional anterior. Este tipo de fallas está representado en los bordes de orientación NNW-SSE de las depresiones de Granada y de Guadix-Baza (bordes de la fosa de Lecrín, falla de Nigüelas, etc.). Algunas de estas fallas normales recientes también controlan la geometría de depresiones alargadas con sedimentación pliocuaternaria en la región de Málaga.
- Estructuras de tipo anticlinal, de dimensiones kilométricas, que corresponde a alineaciones de sierras con una dirección aproximada E-W en las Béticas centrales. En las Béticas orientales estas estructuras corresponden también a bordes compresivos con dirección NE-SW.

En este apartado es preciso resaltar además otros puntos de interés. La edad de las fallas de salto en dirección pertenecientes a este dispositivo es claramente posterior al episodio extensional que dio lugar a la formación de las cuencas intramontañosas y a la Cuenca de Alborán. Sin embargo, para algunos autores, De Larouziere *et al.* (1988), Sanz de Galdeano (1990), la actividad de estas fallas es anterior en el tiempo. Esto está, no obstante, en contradicción con el hecho de afectar a los contactos extensionales de la fase tectónica inmediatamente anterior.

Por otra parte, la existencia de grandes líneas de fractura, con componente de desgarre, de dirección E-W no parece ser compatible con el modelo de cizalla aquí representado ni tampoco con la orientación del eje de presiones horizontales derivado de la convergencia entre África y la Península Ibérica. De hecho, esas grandes líneas de fractura no han sido cartografiadas en ningún momento mediante criterios geológicos y la imprecisión de su definición queda patente en la utilización del término geológicamente ambiguo de «accidente» (Accidentes

de Cádiz-Alicante Norbético, etc.). Para estos accidentes o fallas se ha supuesto una actividad como correderas para el desplazamiento hacia el oeste de la microplaca —rígida— de Alborán (Leblanc y Olivier, 1984; Bouillin *et al.*, 1986). En este contexto, la única alineación bien patente en el ámbito de las Cordilleras Béticas, con dirección aproximada E-W, está constituida por la denominada «Falla del Guadalquivir» cuya naturaleza parece corresponder al borde norte de la flexura de la corteza que da lugar a la cuenca de antepaís del Guadalquivir, tal como se observa en los estudios de sismica profunda realizados en su terminación más occidental en el Golfo de Cádiz (González *et al.*, 1991). En este mismo contexto, la existencia de la denominada «zona de cizalla Transalborán» (De Larouziere *et al.*, 1988) —gran zona de falla transversa entre el norte de África y la zona de fallas Alicante-Almería— no parece ser compatible con la deformación irrotacional de la zona de cizalla pura. Además, no existen elementos morfoestructurales que permitan definir esta zona de fallas en los fondos del Mar de Alborán (fig. 4).

Por último, en estas implicaciones neotectónicas es importante destacar las marcadas diferencias morfológicas entre las Béticas occidentales (sometidas en la región del Arco de Gibraltar a un régimen tectónico en el que perduran esfuerzos residuales de una etapa anterior y donde la actividad tectónica parece repartirse en numerosas fallas de pequeño recorrido) y las Béticas orientales (donde se acomoda la deformación en líneas de desgarre de mayor recorrido).

b) *Sismicidad*. El modelo de deformación por cizalla pura disimétrica permite establecer una primera jerarquización dentro del aspecto difuso general de la sismicidad. Así, el alineamiento sismotectónico descrito por Rey Pastor (1951) en el sureste de España corresponde a la rama de la zona de cizalla que se extiende entre los cabos de Gata y de San Antonio (figs. 2 y 5). En la rama simétrica definida entre la Cresta de Alborán y las costas argelinas (figs. 4 y 5) se sitúan los focos sísmicos de la región de El Asnam. Con un carácter sísmico más moderado, aunque con eventos importantes como el denominado terremoto de Andalucía de 1884, aparecen las otras dos ramas occidentales que se sitúan en las regiones de Nerja y Málaga y en la zona de Jebha en el Rif (fig. 5). En cuanto a la sismicidad de las Béticas centrales, en gran parte debe relacionarse con terremotos ligados a las fallas normales que *retocan* la geometría de la cuenca neógena de Granada (fig. 1). Esta deformación extensional parece absorber en esta región la convergencia de placas en el contexto del mecanismo de cizalla pura (fig. 6).

A su vez, la sismicidad de profundidad intermedia que ocurre en el extremo occidental del Mar de Alborán (Buforn *et al.*, 1991) parece reflejar el campo de esfuerzos residual heredado del desplazamiento hacia el oeste del Dominio de

Alborán (fig. 2). En cualquier circunstancia, la distribución de la sismicidad no autoriza la continuidad de las alineaciones sísmicas de la región oceánica de Azores-Gibraltar al este del Estrecho.

Agradecimientos

Trabajo financiado por DGICYT (PB89-0141).

REFERENCIAS

- Andrieux, J., J. M. Fontboté, M. Mattauer (1971): «Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar». *Earth Plan. Sc. Lett.*, 12, 191-198.
- Balanyá, J. C. (1991): «Estructura del dominio de Alborán en la parte norte del Arco de Gibraltar». *Tesis Doctoral*, Univ. de Granada, 210 pp.
- Balanyá, J. C., V. García-Dueñas (1988): «El cabalgamiento cortical de Gibraltar y la tectónica de Béticas y Rif». *Simposio Cinturones Orogénicos, II Congr. Geológico de España*, Granada, 35-44.
- Buform, E., A. Udías, R. Madariaga (1991): «Intermediate and deep earthquakes in Spain». *Pageoph.*, 116, 375-293.
- Bouillin, J. P., M. Durand-Delga, P. Oliver (1986): «Betic-Rifian and Tyrrhenian Arcs: genesis and development stages», en Wezel, F. C. (edit.): *The origin of Arcs*. Elsevier Sc. Publ., Amsterdam, 281-304.
- Bousquet, J. C. (1979): «Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain». *Tectonophysics*, 52, 277-286.
- Bousquet, J. C., C. Montenat (1974): «Présence de décrochements NE-SW plioquaternaires dans les Cordillères Bétiques orientales (Espagne): Extension et signification générale». *C. R. Acad. sc.*, París, 278, 2617-2620.
- Comas, M. C., V. García-Dueñas, M. J. Jurado (1992): «Neogene extensional tectonic evolution of the Alboran Basin from MCS data». *Geo-Marine Lett.*, 12, 157-164.
- De Larouziere, F. D., J. Bolze, P. Bordet, J. Hernández, C. Montenat, P. Ott d'Estevou (1988): «The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the late Miocene». *Tectonophysics*, 152, 41-52.
- Dewey, J. F., M. L. Hellman, E. Turco, D. H. W. Hutton y S. D. Knott (1989): «Kinematics of the Western Mediterranean», en Coward, M. P., D. Dietrich, R. G. Park (edits.): *Alpine Tectonics*. Geol. Soc. London Sp. Publ., 45, 263-283.
- Doblas, M., R. Oyarzun (1989): «Neogene extensional collapse in the Western Mediterranean (Betic-Alpine orogenic belt): implications for the genesis of the Gibraltar Arc». *Geology*, 17, 430-433.
- Fallot, P. (1948): «Les Cordillères Bétiques». *Estudios Geológicos*, 8, 1-172.

- Frizon de Lamotte, D., J. C. Gezou y J. Andrieux (1988): «Westward thrusting in the case of the Betic Orogen and the Cenozoic motion of the Alboran Block». Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics, Barcelona, Abstract, p. 25.
- García-Dueñas, V., J. C. Balanyá (1991): «Fallas normales de bajo ángulo a gran escala en las Béticas occidentales». *Geogaceta*, 9, 29-33.
- García-Dueñas, V., J. C. Balanyá y J. M. Martínez (1992): «Mioceno extensional detachments in the outcropping basement of the Northern Alboran basin (Betics) and their tectonic implications.» *Geo-Marine Lett.*, 92, 86-95.
- García-Dueñas, F., M. Esteras, N. Sandoval, A. Bahmed (1990): «La formación del Arco de Gibraltar y su evolución neógena». *Comun. Simposio sobre el Enlace Fijo del Estrecho de Gibraltar, Marraqués*.
- González, A., D. Córdoba, R. Vegas, J. Téllez (1991): «Modelo sísmico de la corteza para la margen del Golfo de Cádiz y el borde sur de la Zona Surportuguesa». *Resúmenes de las Comunic. VII Asamblea General de Geodesia y Geofísica*, San Fernando (Cádiz), p. 149.
- Leblanc, D., P. Olivier (1984): «Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny». *Tectonophysics*, 101, 345-355.
- Mauffret, A., A. El-Robrini, M. Gennesseaux (1987): «Indice de la compression récente en Mer Méditerranée: un bassin losangique sur la marge nor-algerienne». *Bull. Soc. Géol.*, France, 8, 3, 1195-1206.
- Mezcua, J., J. M. Martínez Solares (1983): *Sismicidad del área Ibero-Mogrebí*. Publ. Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- Platt, J. P., R. L. H. Vissers (1989): «Extensional collapse of thickened continental crust: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar». *Geology*, 17, 540-543.
- Rey Pastor, A. (1951): *Estudio sismotectónico de la región del Sureste de España*. Publ. del Instituto Geográfico y Catastral, 52 pp.
- Sanz de Galdeano, C. (1983): «Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas». *Estudios Geológicos*, 39, 157-165.
- (1990): «Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to Present». *Tectonophysics*, 172, 107-119.
- Vegas, R. (1985): «Tectónica del área Ibero-Mogrebí», en Udías, A., D. Muñoz, E. Buforn (eds.): *Mecanismo de los terremotos y tectónica*. Publ. de la Univ. Complutense de Madrid, 197-215.
- (1991): «Rotaciones paleomagnéticas, deformación distribuida y sismicidad: posible relación geodinámica en las Cordilleras Béticas». *Resúmenes de las Comunic. VII Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, San Fernando (Cádiz), p. 176.
- Weijermaars, R. (1985): «Uplift and subsidence history of the Alboran basin and a profile of the Alboran Diapir (W-Mediterranean)». *Geol. Mijnb.*, 64, 349-356.
- Westaway, R. (1990): «Present-day kinematics of the plate boundary zone between Africa and Europe, from Azores to the Aegean». *Earth. Plan. Sc. Lett.*, 96, 393-406.