

# Terremotos y fallas. Dinámica de la Tierra

Agustín Udías y Elisa Bufo

*En los últimos años se han producido en sismología importantes avances en instrumentación y metodología que abren la puerta a nuevas interpretaciones sobre la estructura de la Tierra, la ocurrencia de los terremotos y su mecanismo.*

## Nueva instrumentación y metodología

El avance de nuestros conocimientos sobre la naturaleza de los terremotos y la dinámica de la Tierra en los últimos años se fundamentan, en gran parte, en el desarrollo de nuevos instrumentos y métodos de observación. Prácticamente en todos los campos de la geofísica, los avances de la microelectrónica han contribuido al desarrollo de instrumentos de medida de tecnología digital con una mayor precisión y un rango dinámico muy grande. El avance en los ordenadores de gran capacidad y rapidez de cálculo permite hoy además el análisis de estos datos y su comparación con modelos cada vez más realistas de los procesos de la Tierra. En sismología se ha producido una verdadera revolución con el desarrollo de los sismógrafos digitales de banda ancha en los años 1980. Estos sismógrafos, con una respuesta plana, desde la frecuencia de 20 ciclos por segundo hasta periodos de 1000 segundos, y un alto rango dinámico, permiten registrar tanto terremotos lejanos como cercanos, con una gran exactitud. Actualmente han sustituido prácticamente a los sismógrafos convencionales, existiendo ya una red global bastante densa de estaciones con estos instrumentos. Otros instrumentos modernos son los acelerógrafos digitales que pueden medir los movimientos fuertes del suelo, a muy poca distancia del foco, de un terremoto sin que su escala se sature. Los datos proporcionados por estos nuevos instrumentos han permitido poder definir con mas exactitud la localización de las zonas sísmicamente activas, el proceso de fractura que da origen a los terremotos y la estructura del interior de la Tierra.

Otro desarrollo espectacular es el debido a las observaciones de la Tierra desde el espacio por medio de satélites artificiales, que han creado una nueva disciplina, la teledeformación. Los primeros satélites artificiales se lanzaron en 1957, pero no fue hasta los 1980 que se empezó a utilizar toda su potencialidad para el estudio de la Tierra. Aunque en otros campos la aplicación de estas técnicas es mas conocida, también se han aplicado al estudio de los terremotos. El establecimiento entre 1973 y 1992 del sistema de localiza-



**Daños de terremoto**

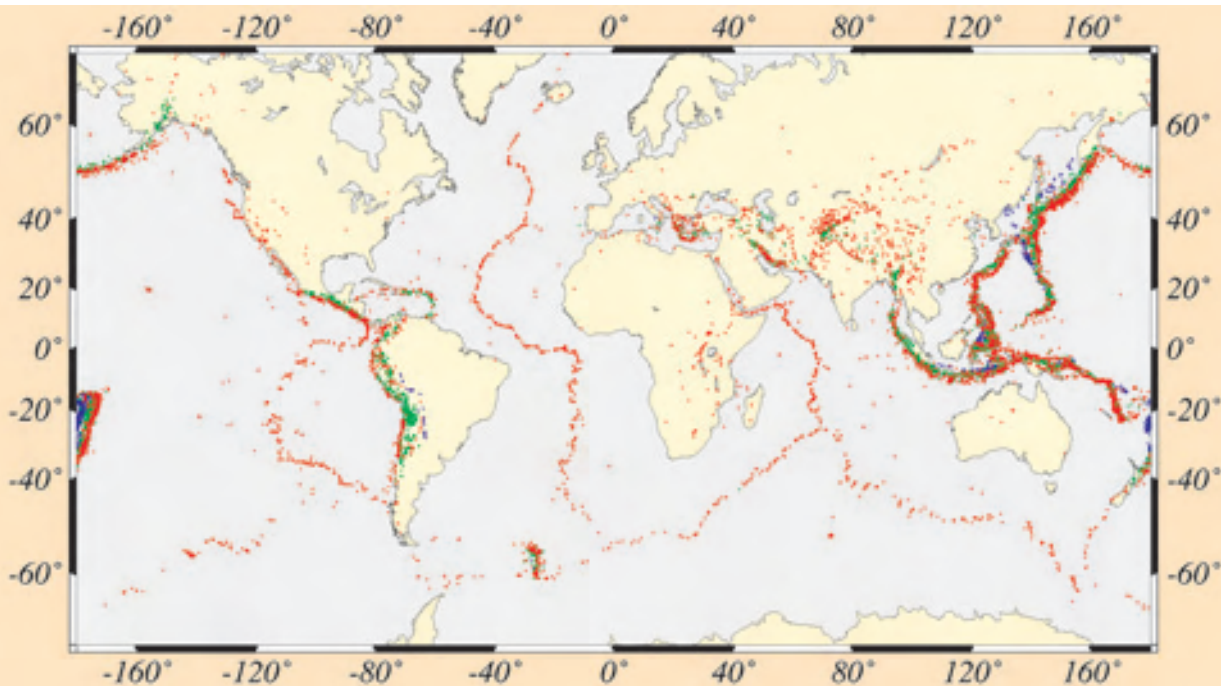
ción global GPS (Global Positioning System), ha abierto el campo a numerosas aplicaciones científicas en el campo de la geodesia y geofísica. Este sistema consiste en un conjunto de unos 24 satélites en órbitas de unos 20000 km de altura, que permite el determinar la posición de un punto, y distancias entre dos, con una exactitud muy grande, en algunos casos hasta del milímetro. Las medidas repetidas de posiciones relativas en zonas de actividad sísmica han permitido medir, casi en tiempo real, las deformacio-

nes de la corteza. Las deformaciones producidas en terremotos grandes también se han podido detectar con el análisis de fotos de satélites antes y después de la ocurrencia de un terremoto, utilizando un método de interferencia de imágenes. De esta forma se aprecian deformaciones del terreno que no son visibles a simple vista.

Otro desarrollo más reciente ha sido la apertura a través de Internet de la posibilidad de obtener datos geofísicos de todo tipo, prácticamente en tiempo real, por medio de los servicios de bancos de datos conectados con esta red global de comunicación. Un investigador puede hoy disponer, en poco tiempo, de los datos que necesita de prácticamente todos los campos de observación de la Tierra. Por ejemplo, poco tiempo después de suceder un terremoto, un sismólogo puede disponer de los sismogramas digitales de estaciones en todo el mundo. Esta misma vía de comunicación permite también el intercambio de datos e ideas entre investigadores en cualquier parte del mundo, con gran rapidez. El estudio de los terremotos exige disponer de observaciones distribuidas por todo el mundo, por lo que Internet se ha convertido en un instrumento clave para la obtención de datos de observación y de intercambio de métodos e información.

## Terremotos y tectónica

La exactitud en la determinación de los focos de los terremotos ha permitido en los últimos años relacionar su ocurrencia con los procesos tectónicos que están últimamente relacionados con el movimiento de las placas litosféricas. La situación de los epicentros marca claramente la posición de



**Figura 1.** Distribución mundial de terremotos. Puntos rojos terremotos superficiales, menos de 60 km de profundidad), puntos verdes de profundidad intermedia (entre 60 y 200 km) puntos azules terremotos profundos (entre 200 y 700 km). (NEIS- U.S. Geological Survey).

las fronteras entre las placas y la profundidad de los focos (entre 0 y 700 km) sirve para distinguir distintos tipos de borde de placa y sus características. A nivel global quedan así definidas las 6 placas principales de Eurasia, África, América, Pacífico, Indo-Australia y Antártida y otras placas menores como las de Nazca, Cocos, Arabia y Anatolia. En los bordes en los que las placas se separan una de otra (zonas de dorsales oceánicas) y en las que se deslizan horizontalmente una con respecto a la otra, los terremotos son todos superficiales. En las zonas en las que las placas colisionan entre sí, por ejemplo entre un océano y un continente, se producen además de terremotos superficiales, terremotos a mayor profundidad hasta profundidades de 700 km. La ocurrencia de estos terremotos profundos es debida a que en estos casos la litosfera oceánica se introduce por debajo de la continental, produciéndose lo que se llama una zona de subducción. De esta forma podemos distinguir los tres tipos básicos de borde de placas, a saber, de extensión o divergencia, de deslizamiento y de convergencia o subducción.

Otra información que nos proporcionan los nuevos datos sísmicos es la del mecanismo de los terremotos. Aunque la determinación del mecanismo de los terremotos se remonta a los años 1930, las nuevas observaciones permiten determinar con más exactitud el complejo proceso del mecanismo de la fractura de los terremotos. Este mecanismo es diverso para cada tipo de borde de placa. En general, en los bordes de extensión, los mecanismos son de fallas normales; el movimiento es predominantemente vertical en la dirección del buzamiento y corresponde a esfuerzos tensionales horizontales. En los bordes de deslizamiento, el mecanismo es de fallas de desgarre con movimiento horizontal en fallas verticales, en los que los esfuerzos de tensión y compresión son ambos horizontales. En las zonas de subducción el mecanismo es, cerca de la superficie, de fallas inversas con esfuerzos compresionales horizontales. En el interior de la capa buzan-

te los esfuerzos son en la dirección del buzamiento unas veces de compresión y otras de tensión, dependiendo del estado de esfuerzos en la capa. A partir de la localización y el mecanismo de los terremotos hoy podemos conocer en detalle las características de cada una de las zonas de los bordes de placas.

La mayor o menor actividad sísmica en los bordes de placas depende de la velocidad relativa de las placas. En bordes de placas en las que esta velocidad es muy alta, entre 6 y 8 centímetros por año, la actividad es alta con la ocurrencia de un terremoto de magnitud 7 aproximadamente cada 10 años. Ejemplos de este tipo de borde de placas son la costa del Pacífico de Centro y Sur América y la de Asia. En bordes en los que la velocidad es menor, entre 1 y 5 mm/año, la ocurrencia de los terremotos grandes puede estar separada por intervalos de más de 100 años. Ejemplo de esta situación es el Sur de la península Ibérica y el norte de África. A medida que disminuye la magnitud de los terremotos aumenta el número de los mismos. La relación entre el logaritmo del número de terremotos y la magnitud tiene una distribución lineal con pendiente cercana a la unidad. A nivel de toda la tierra, en un año se suele producir un terremoto de magnitud 8, 4 o 5 de magnitud 7 y varios miles de magnitud 4. La distribución de terremotos con el tamaño indica que los terremotos suceden como fenómenos de naturaleza fractal.

### Terremotos y fracturas

Hasta ahora hemos hablado a grandes rasgos de la relación entre los terremotos y la tectónica, veamos ahora con un poco más detalle el proceso de fractura en un terremoto.

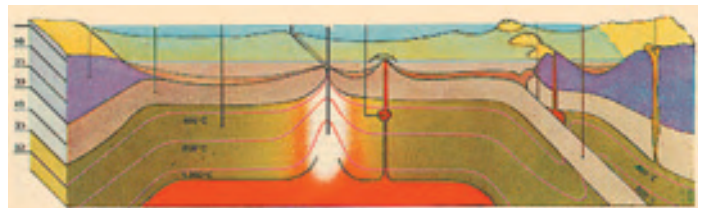
Los terremotos se producen por la ruptura súbita de la corteza terrestre producida por la acción de los esfuerzos tectónicos cuando superan la resistencia del material. Estos esfuerzos están relacionados con el movimiento de las placas litosféricas. Por esta razón la mayoría de los terremotos están

concentrados en los bordes de las placas. Estos reciben el nombre de terremotos interplaca, mientras que los que suceden en el interior de las placas, muchos menos en número, se llaman terremotos intraplaca. En cada terremoto se produce una ruptura y un desplazamiento sobre una superficie cuyas dimensiones dependen del tamaño del terremoto. En general las rupturas se producen sobre fallas ya existentes repitiéndose en el tiempo, aunque sin una periodicidad fija. Una medida que hoy se utiliza para el tamaño de un terremoto es el momento sísmico escalar que es el producto del área de la falla, por el valor medio del desplazamiento que se ha producido y por el coeficiente de cizalla. El momento sísmico se mide en Newton metros y está en el rango entre  $10^{13}$  Nm para un terremoto pequeño de magnitud 2 y  $10^{22}$  Nm para uno grande de magnitud 8. El momento sísmico se puede determinar también a partir de las ondas generadas por un terremoto y registradas a cierta distancia, una vez corregidas por la atenuación sufrida por las ondas en su recorrido, el mecanismo del terremoto y la respuesta del instrumento. A partir del logaritmo del momento sísmico se ha definido la magnitud momento, una escala de magnitudes que se utiliza modernamente. Esta escala tiene la ventaja sobre las escalas anteriores (de ondas internas y superficiales) de conservar la linealidad sobre todo el rango de tamaños de los terremotos.

La fractura producida en un terremoto se inicia en una pequeña región del plano de falla y se propaga hasta cubrir toda la falla. Los nuevos datos disponibles hoy permiten conocer como se ha producido este proceso en gran detalle. No solo podemos determinar la orientación de la fractura, sino también sus dimensiones, el punto donde comenzó a romperse, la velocidad con que se propagó, el desplazamiento en cada punto del plano de falla y otros detalles del proceso. Un concepto importante en la dinámica del proceso es lo que se denomina la caída de esfuerzos, es decir, la fracción de los esfuerzos tectónicos que se relaja para producir la ruptura. En los primeros modelos de fractura aplicados a los terremotos, la fractura se producía de forma homogénea sobre todo el plano de falla. En realidad, en los terremotos, la ruptura no es homogénea, sino que a lo largo del plano de falla tanto el material como la cohesión tiene una distribución muy heterogénea. En términos de la caída de esfuerzos, sobre la superficie de la falla, hay zonas en las que la caída de esfuerzos es grande, mientras que en otras es pequeña. A los primeras se les llama asperezas y son zonas de gran resistencia, cuya ruptura contribuye con la mayor parte de la generación de energía sísmica. La ruptura puede también detenerse en algunos lugares que forman barreras que impiden la propagación de la fractura. La ruptura puede detenerse totalmente en la barrera o continuar detrás de ella. Asperezas y barreras están también relacionadas con la distribución de la fricción sobre el plano de falla. Los modelos antiguos estaban formados por distribuciones muy sencillas de los parámetros de ruptura, mientras que los más modernos permiten distribuciones muy complejas y que se acercan más a la realidad.

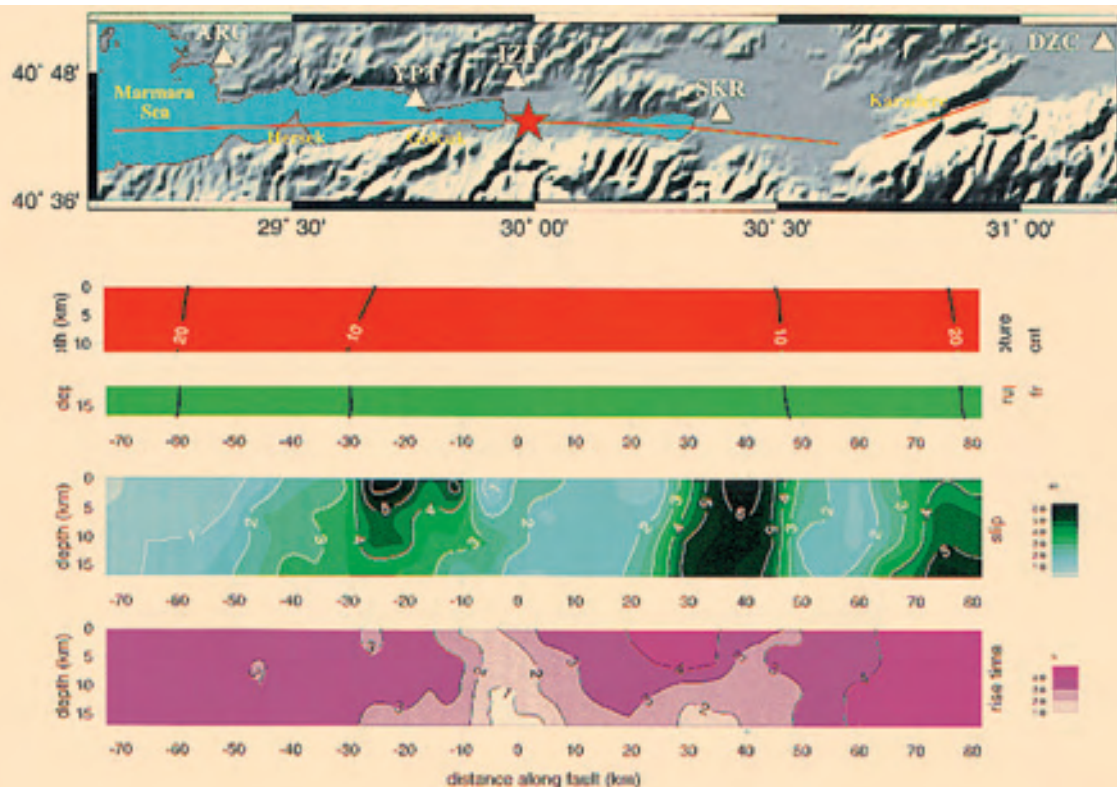
Un ejemplo del detalle posible hoy en el estudio del mecanismo de los terremotos lo podemos ver en el reciente terremoto de Turquía del 17 de Agosto de 1999 de magnitud 7.4. Sobre este terremoto se han podido realizar estudios muy detallados de la fuente sísmica, basados en observacio-

nes de sismógrafos de banda-ancha, acelerógrafos digitales, observaciones de campo y obtenidas desde satélites. La síntesis de estos estudios ha dado como resultado que la ruptura tuvo una longitud total de 150 km, empezando hacia el centro y propagándose en las dos direcciones (esto se conoce como una fractura bilateral) con una velocidad de unos 3 km/s. La falla es vertical con una profundidad de 15 km. El movimiento de la falla es de desgarre dextral con el bloque norte desplazándose hacia el este con respecto al bloque sur. El desplazamiento fue horizontal con valores máximos de 6 metros concentrados en tres zonas del plano de falla, separadas por zonas donde el desplazamiento fue del orden de un metro. Los detalles de la propagación de la fractura sobre el plano de falla muestran las zonas donde se produce la mayor relajación de esfuerzos o asperezas que en este caso están concentrados, dos hacia el este desde el centro y uno hacia el oeste. La falla está por lo tanto constituida por tres segmentos principales. Como en este caso la falla rompió la superficie los datos obtenidos a partir de los sismogramas y acelerogramas se han podido verificar con las observaciones sobre el terreno.



**Figura 2.** Esquema de la estructura litosférica debajo de un borde de placas de extensión (dorsal oceánica) y de subducción.

Los procesos de acumulación de esfuerzos y su relajación sobre una zona de fractura constituyen lo que se conoce como el ciclo sísmico. De una manera simplificada el ciclo sísmico se puede describir como constituido por una primera fase de acumulación de deformaciones elásticas. Esta fase puede tardar desde algunos años hasta cientos de años, dependiendo su duración, si los terremotos son interplaca, de la velocidad relativa de las placas en cada región. Para los terremotos intraplaca el proceso es más complejo y es más difícil relacionar la duración del ciclo sísmico con la velocidad de las placas. Un terremoto de magnitud 7 produce un desplazamiento de aproximadamente un metro. La velocidad de las placas es entre 1 mm/año y 6 a 8 cm/año. Si suponemos un desplazamiento de 1 cm/año este desplazamiento tardaría en acumularse unos 100 años y si fuera 1 mm/año 1000 años. La situación se complica pues sabemos que los esfuerzos acumulados se van relajando en forma de pequeños terremotos y también se pueden relajar de forma asísmica, con deslizamientos lentos sin que se produzcan terremotos. Si la acumulación de esfuerzos en una zona determinada y su relajación en un terremoto grande se produjera de forma homogénea a intervalos constantes, la ocurrencia de terremotos podría predecirse. Sin embargo este no es el caso y los terremotos no suceden a intervalos constantes. De esta forma no es, por lo tanto, posible determinar cuando se va a producir un terremoto grande en una zona determinada. Esta situación determina que el problema de la predicción de terremo-



**Figura 3.** Modelo de la ruptura en el terremoto de Izmit, Turquía del 17 de Agosto 1999. En la parte superior, primer esquema: traza de la fractura en superficie. Segundo esquema: avance del frente de fractura en segundos sobre el plano de falla. Tercer esquema: deslizamiento relativo de la fractura en metros. Cuarto esquema: tiempo en segundos en el que en cada punto se llega al valor máximo del desplazamiento. Tomado de M. Bouchon, M.N. Tosöz, H. Karabulut, M.P. Bouin, M. Dietrich, M. Aktar y M. Edie. Space and time evolution of rupture and faulting during the 1999 Izmit (Turkey) earthquake. Bull. Seis. Soc. Am. 92, 256-266, 2002.

tos sea complicado y que no existan todavía métodos fiables. Algunos autores piensan que dado el carácter caótico de la ocurrencia de los terremotos sea prácticamente imposible su predicción.

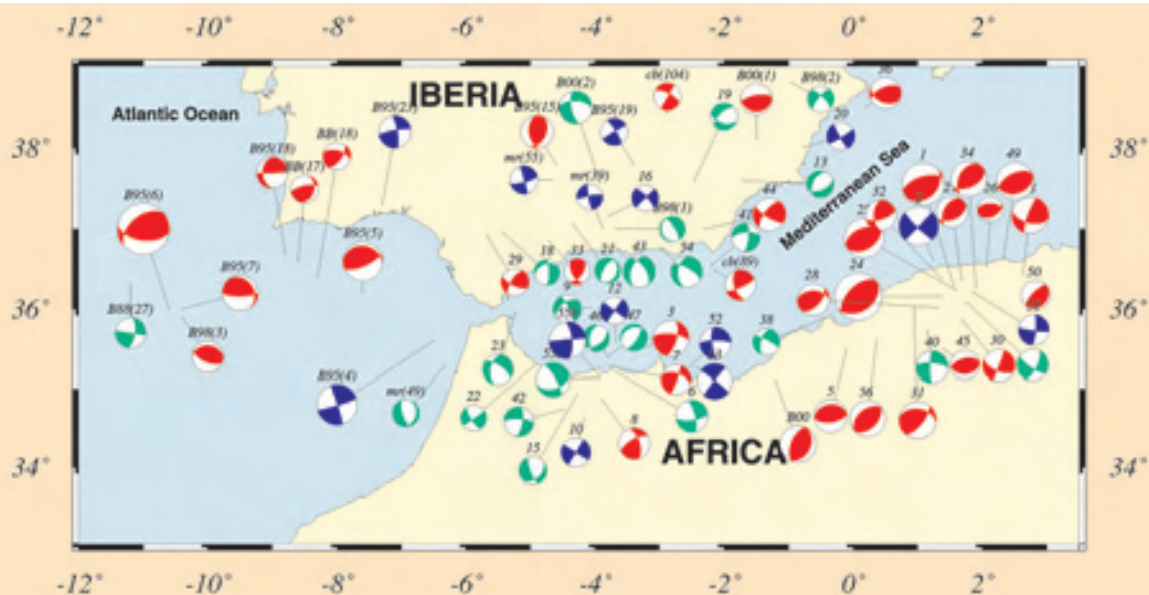
### Terremotos y tectónica en la Península Ibérica

Como un ejemplo de lo que se ha dicho hasta ahora veamos la situación de la península Ibérica y la actividad sísmica en ella. Desde el punto de vista de la tectónica de placas, la península está situada en la placa de Eurasia en su borde meridional limitando con la placa de África. El límite de estas placas se prolonga hacia el oeste hasta las islas Azores y la dorsal Atlántica, donde ambas placas limitan con la placa de América, y hacia el este por todo el Mediterráneo hasta Grecia y Turquía. En la parte más occidental del límite de placas entre Eurasia y África, desde Azores hasta Gibraltar, tienen lugar terremotos de gran magnitud, algunos por encima de magnitud 8, como el famoso terremoto de Lisboa de 1755 que produjo un número muy elevado de víctimas y un gran tsunami o maremoto. También de esta magnitud son los más recientes de 1941 y 1969. Estos terremotos a pesar de estar a bastante distancia de la costa han producido daños apreciables en las zonas costeras de Portugal, España y Marruecos. En la parte de contacto oceánico, los terremotos están claramente alineados marcando la posición del borde entre las dos placas, que ha sido interpretada como una larga falla, denominada de Azores-Gibraltar. En las cercanías del continente (Golfo de Cádiz y costa de Portugal) la

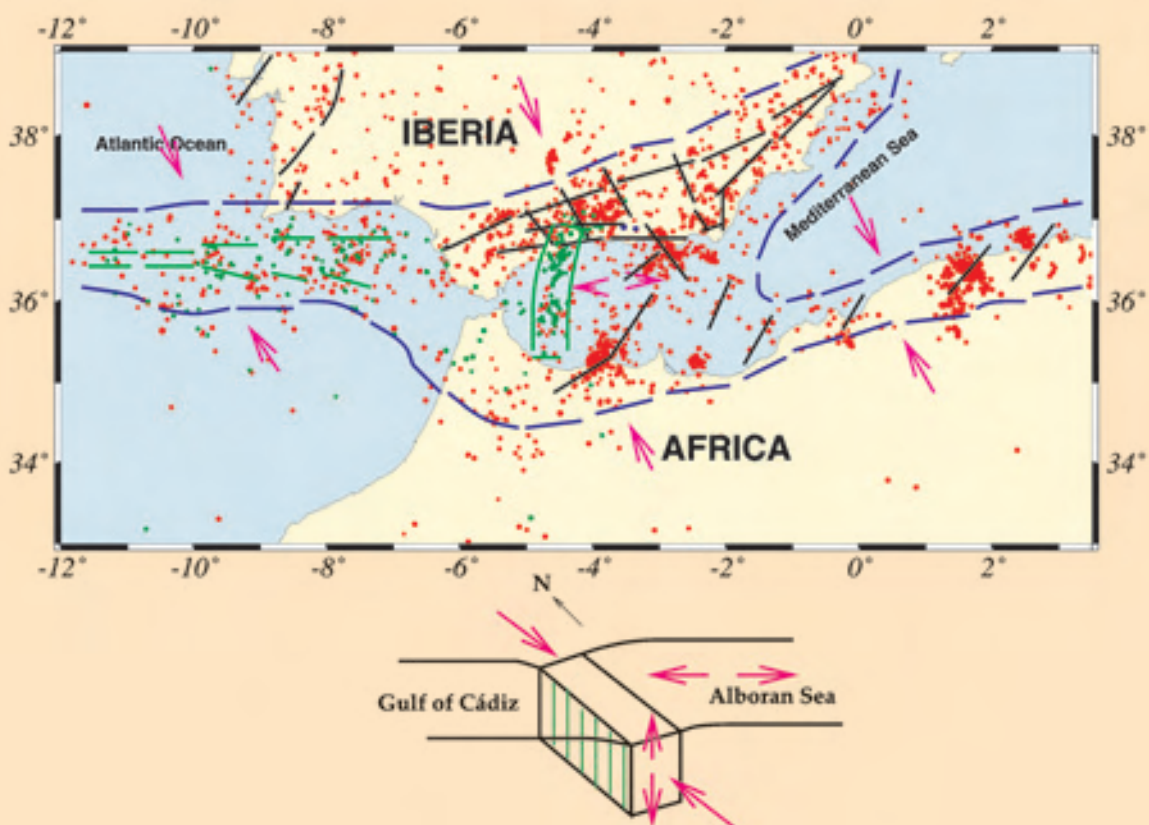
situación es más complicada y los terremotos se extienden por un área mayor.

El mecanismo de los terremotos en la zona oceánica es de fallas de desgarre con movimiento dextral. Esto corresponde a un movimiento relativo de la placa de Eurasia hacia el este con respecto a la de África. En la zona cercana al continente hacia el oeste del cabo de San Vicente, el movimiento cambia hacia un movimiento de colisión norte-sur entre las placas. En esta zona el mecanismo de los terremotos es de fallas inversas con la placa de África deslizándose por debajo de la de Eurasia. Al este del estrecho de Gibraltar la situación se complica con terremotos que se extienden por el sur de Portugal y España, norte de Marruecos y mar de Alborán. En esta zona los terremotos grandes están separados por intervalos mayores de tiempo. Más al este los terremotos continúan en la costa de Algeria.

Si se examina la profundidad de los terremotos se encuentra que mientras a lo largo de la falla de Azores-Gibraltar los terremotos son superficiales (profundidad menor de 30 km) en la zona del Golfo de Cádiz aparecen terremotos de profundidad mayor hasta unos 100 km de profundidad. Estos terremotos se conocen como terremotos de profundidad intermedia. Al este del estrecho aparecen también este tipo de terremotos de profundidad intermedia hasta 150 km, pero ahora no siguen una distribución oeste-este, de acuerdo con el borde de las placas sino normal a ella en dirección norte-sur. Estos terremotos están localizados al este de Gibraltar desde la costa española a la marroquí. Para complicar más la situación debajo del suroeste de Granada se han



**Figura 4.** Representación del mecanismo focal de los terremotos en el sur de Iberia y Norte de Africa deducidos del análisis de ondas sísmicas. En azul mecanismos de fallas de desgarre, en verde de fallas normales, en rojo de fallas inversas. Tomado de E. Buforn, M. Bezzeghoud, A. Udías y C. Pro. Seismic sources in the Iberian-African plate boundary and their tectonic implications. Pageoph, 2004 (en prensa).



**Figura 5.** Esquema sismotectónico de la colisión de Iberia con África. Los puntos indican la distribución de epicentros (como en la figura 1), las flechas indican la dirección de los esfuerzos deducida a partir del mecanismo focal de los terremotos (Figura 4). En la parte inferior se muestra el modelo de la generación de terremotos de profundidad intermedia. Tomado de E. Buforn, M. Bezzeghoud, A. Udías y C. Pro. Seismic sources in the Iberian-African plate boundary and their tectonic implications. Pageoph, 2004 (en prensa).

localizado terremotos a 630 km de profundidad, uno de ellos en 1954 de magnitud 7. Estos están concentrados en un pequeño volumen de no más de 30 km de diámetro. En el sur de España los terremotos superficiales se extienden sobre todo al sur de una línea que se extiende de Cadiz a Alicante y que se ha interpretado como una falla o sistema de fallas.

Al sur de esta línea la corteza está cruzada por una variedad de fallas unas en dirección oeste-este y otras, noroeste-sureste. En ellas se da una continua actividad de terremotos superficiales de pequeña magnitud (magnitudes menor de 5) y la ocurrencia esporádica de terremotos mayores. De magnitudes por encima de 6 se pueden citar los de Alhama de

Granada de 1884, el de Torre Vieja de 1821 y el de Málaga de 1680. El riesgo mayor de terremotos está, por lo tanto, localizado en el sur y sureste de la península. Otras zonas de terremotos, pero de menor actividad, en la península son los Pirineos, Galicia y el sistema Ibérico.

El estudio detallado del mecanismo de los terremotos ha permitido descubrir la compleja tectónica de la región entre la península Ibérica y el norte de África. A partir de la zona al este del cabo San Vicente el movimiento relativo de las placas de Eurasia y África resulta en una colisión entre ambas en dirección noroeste-sureste. El resultado de esta colisión es que la placa de África se introduce por debajo de la de Eurasia. Este es el movimiento relativo de toda la región del Mediterráneo, por ejemplo en los arcos de Sicilia-Calabria y el helénico. Por lo tanto, los esfuerzos generales actuando sobre toda la región son de compresión y siguen una dirección aproximada NNW-SSE. En ausencia de otras complicaciones se esperaría que los terremotos del sur de España fueran todos de fallas inversas de trazas más o menos oeste-este con movimiento vertical, los bloques del sur moviéndose hacia abajo con respecto a los del norte. Sin embargo, esta no es la situación. Los terremotos son de mecanismo muy diversos, apareciendo fallas normales y de desgarre. En especial, es importante la presencia de terremotos con mecanismo de fallas normales en el mar de Alborán con trazas, más o menos norte-sur, correspondientes a tensiones en dirección oeste-este. Este tipo de distensión se observa también en los terremotos de la cuenca de Granada. Los terremotos de profundidad intermedia tienen mecanismos en los que la dirección predominante de esfuerzos es con el eje de tensión cercanos a la vertical.

El modelo tectónico para explicar esta compleja situación es el de una superposición de tensiones horizontales en dirección este-oeste, localizada en el mar de Alborán, sobre la dirección más general de compresiones horizontales en

dirección NNW-SSE, resultado de la colisión entre la placas de Eurasia y África. Correlacionado con el centro de tensiones este-oeste del mar de Alborán se produce una zona de subducción de material hasta una profundidad de unos 150 km, responsable de los terremotos de profundidad intermedia. Zonas de subducción, como ya se ha visto, están relacionadas con estructuras de arcos de islas y colisiones de placas oceánicas y continentales. Si la dirección de la placa subducida fuera este-oeste se podría decir que la subducción está relacionada con la colisión de las placas Eurasia y África, pero este no es el caso. Aquí la dirección es de norte a sur y la subducción parece estar relacionada con la estructura del arco de Gibraltar y la apertura de la cuenca del mar de Alborán. La presencia del nido de terremotos a gran profundidad (630 km) es una prueba más de la gran complejidad tectónica de esta región. Se supone que estos terremotos son debidos a una región pequeña anómala en la que el material está suficientemente frío y rígido para poder producir terremotos. El origen de estos terremotos es aún una cuestión discutida.

### Bibliografía

- [1] A. BOLT, 1999. Earthquakes. W. H. Freeman, New York (4ª edición).
- [2] LAY Y T. C. WALLACE, 1995. Modern global seismology. Academic Press, San Diego.
- [3] S. STEIN Y M. WYSS, 2003. An introduction to seismology, earthquakes and earth structure. Blackwell, Oxford.
- [4] UDÍAS, 1999. Principles of seismology. Cambridge University Press. Cambridge.

**Agustín Udías y Elisa Buforn**  
*están en el Dpto. de Geofísica y Meteorología.*  
*Universidad Complutense. Madrid*