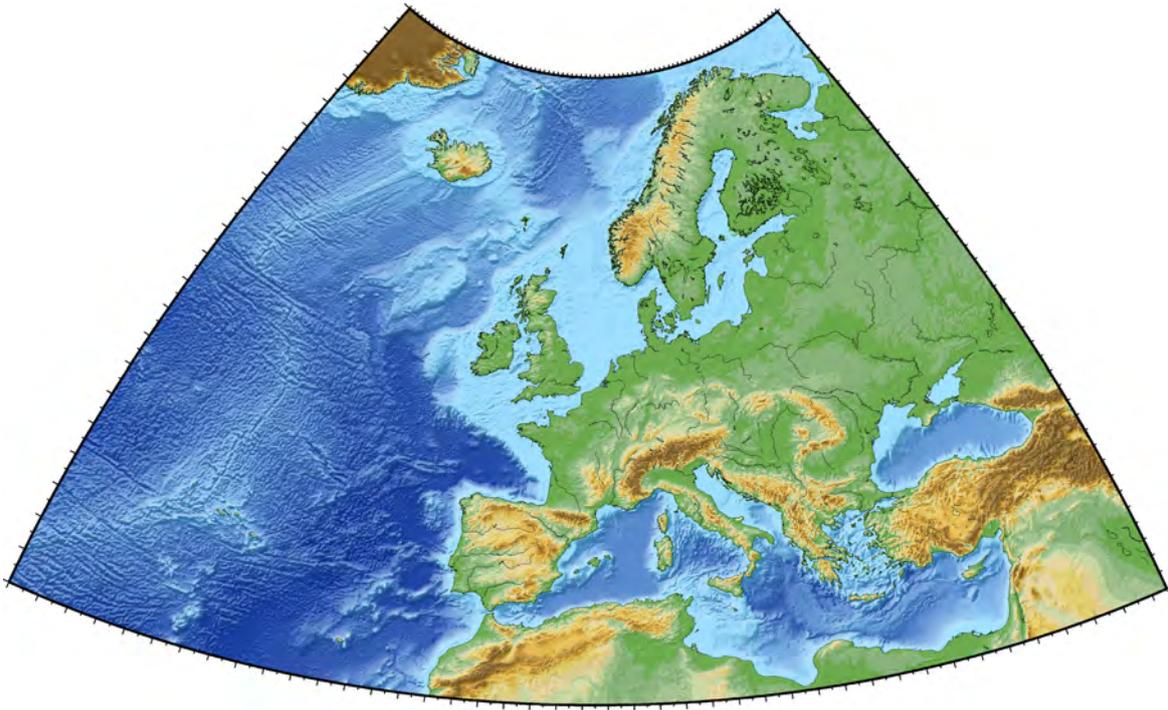


INVERSIÓN DE ESFUERZOS TECTÓNICOS ACTIVOS EN EUROPA A PARTIR DE MECANISMOS FOCALES CALCULADOS MEDIANTE EL TENSOR MOMENTO SÍSMICO

Antonio José Olaiz Campos

DIPLOMA DE ESTUDIOS AVANZADOS

Tutores: Gerardo de Vicente Muñoz y Alfonso Muñoz Martín



Departamento de Geodinámica
FACULTAD DE CC. GEOLÓGICAS
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID



PROGRAMA DE DOCTORADO:

DINÁMICA GLOBAL

DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

Tema de Investigación de Tercer Ciclo:

RELACIONES ENTRE ACTIVIDAD TECTÓNICA Y SISMICIDAD

Tema Específico:

**INVERSIÓN DE ESFUERZOS ACTIVOS EN EUROPA A PARTIR DE
MECANISMOS FOCALES CALCULADOS MEDIANTE EL TENSOR
MOMENTO SÍSMICO**

Tutores: Gerardo de Vicente Muñoz* y Alfonso Muñoz Martín*

**Departamento de Geodinámica,
Facultad de Ciencias Geológicas,
Universidad Complutense de Madrid.
VºBº Directores:*

Fdo.: Alfonso Muñoz Martín.

Fdo.: Gerardo de Vicente Muñoz

Madrid, Mayo de 2006.

Con estas breves líneas quiero agradecer a aquellos que me han ayudado en este camino. En primer lugar gracias a mis tutores, Gerardo y Alfonso; de verdad, gracias por creer en mi, muchas veces más que yo mismo. Cada uno a vuestra manera me habéis guiado y enseñado en cada momento. A Ramón Vegas, que siempre ha estado dispuesto a charlar y a compartir sus conocimientos. Gracias Juan Álvarez por compartir tanto tiempo conmigo y ayudarme en todo. Deseo agradecer a mis compañeros del departamento los consejos y los cafés (María, José Luis, Pilar, Marta, José Antonio, Loreto...). Aunque pasé poco tiempo con ella, Mónica Arcila me ayudó más de lo que se imagina.

Gracias a mis padres y hermana que me han aguantado todo este tiempo, dándome siempre todo su apoyo. A mis amigos de la facul (Marta, Juanjo...) y a los de siempre (Javi...).

A todos, muchas gracias.

*“Si lo que vas a decir
no es más bello que el silencio,
no lo vayas a decir.
Que hable el mundo y calle el hombre,
calle el hombre y vuélvase a callar”*

El Último de la Fila, Cuando el mar te tenga,
Nuevo pequeño catálogo de seres y estares

- ÍNDICE -

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS	
1.1. Introducción.....	1
1.1.1. El tensor de esfuerzos.....	1
1.1.2. Tipos de régimen de esfuerzos.....	2
1.1.3. Origen de los esfuerzos tectónicos.....	2
1.1.4. Datos para el cálculo de esfuerzos y paleoesfuerzos.....	4
1.1.5. Antecedentes.....	4
1.2. Objetivos de la investigación.....	7
2. MARCO TECTÓNICO Y CINEMÁTICA	
2.1. Desde el Punto Triple de Azores hasta la Zona de Fractura e Charlie-Gibbs.....	8
2.2. Al norte de la Zona de Fractura de Charlie-Gibbs.....	9
2.3. Mediterráneo Occidental.....	10
2.4. El sistema de Rifts Cenozoicos Centroeuropeos.....	11
3. METODOLOGÍA	
3.1. Mecanismos Focales.....	13
3.1.1. El tensor momento sísmico.....	13
3.1.1.1 Inversión del tensor momento sísmico.....	15
3.1.1.2 Calidad del tensor momento sísmico.....	16
3.1.2. Catálogos utilizados y filtros.....	17
3.2. Análisis Poblacional de Fallas.....	18
3.2.1. Método Diedros Rectos.....	21
3.2.2. Modelo Deslizamiento.....	22
3.2.3. Métodos de Inversión.....	23
4. MAPA DE ESFUERZOS ACTIVOS EN EUROPA	
4.1. Cálculo del Modelo de Deslizamiento.....	31
4.2. Análisis de la distribución espacial.....	32
4.2.1. Régimen de compresión uniaxial.....	32
4.2.2. Régimen inverso-direccional.....	33
4.2.3. Régimen de desgarre.....	33
4.2.4. Régimen normal.direccional.....	33
4.2.5. Régimen de extensión uniaxial.....	33
4.3. Análisis del mapa de máxima compresión horizontal y del factor de forma.....	34
4.3.1. Orientaciones de la máxima compresión horizontal.....	34
4.3.2. Factor de forma.....	35
4.4. Selección de zonas tectónicamente homogéneas y con interés en el estudio del Dey y K'	36
5. ANÁLISIS DE ESFUERZOS A ESCALA REGIONAL	
5.1. Península Ibérica.....	37
5.2. Punto Triple de Azores.....	45
5.3. Península Itálica.....	45
5.4. Centroeuropa.....	52
5.5. Zona de Fractura de Charlie-Gibbs.....	57
5.6. Islandia.....	61
6. CONCLUSIONES	64
7. BIBLIOGRAFÍA	65
ANEXOS	71

I - INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

1.1.- INTRODUCCIÓN

Los movimientos y deformaciones en la corteza terrestre se generan por una serie de fuerzas primarias que son transmitidas a lo largo de miles de kilómetros. El resultado del balance de estos esfuerzos en una zona determinada, controla la dinámica deformacional de dicha área.

1.1.1- El tensor de esfuerzo

El esfuerzo (σ) se define como la fuerza (\vec{F}) por unidad de área (\vec{A})

$$\sigma = \frac{\vec{F}}{\vec{A}}$$

Un tensor es un operador vectorial lineal de N componentes. El número de componentes viene definido por la expresión:

$$N = n^m$$

Donde n es el número de dimensiones en el espacio y m es el orden del tensor.

Para determinar el estado de esfuerzos en un punto se deben definir los esfuerzos orientados en 3 dimensiones ortogonales entre sí. Esta descripción se hace mediante el tensor de esfuerzos, que relaciona el vector \vec{F} (3 componentes) con el área unitaria (3 componentes). De los 9 componentes resultantes, 3 actúan perpendicularmente a la superficie (esfuerzos normales) ($\sigma_{ii}, i = x, y, z$), y 6 actúan en la dirección paralela a dicha superficie (esfuerzos de cizalla) ($\sigma_{ij}, i \neq j$). Si el sólido está en equilibrio el tensor es simétrico (momento nulo) ($\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$).

Para visualizar el estado de esfuerzos en un punto, se recurre al elipsoide de esfuerzos, que no es sino la transformación del tensor a sus ejes principales mediante una rotación. De este modo el tensor reducido está compuesto por los 3 ejes principales, con su orientación y magnitud relativa, definido por el factor de forma R.

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad \text{Factor de forma}$$

$$\begin{pmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{pmatrix} \quad \text{Tensor de esfuerzos reducido}$$

La notación ha de estar referida, bien a las magnitudes relativas o absolutas de cada uno de los ejes principales, o bien a su posición en el espacio:

- Relación de magnitudes relativas o absolutas: σ_1 , σ_2 y σ_3 (siendo $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$)
- Notación con respecto a su posición en el espacio:
 - esfuerzos principales en la horizontal: σ_x y σ_y , siendo $\sigma_y(\sigma_{H\max}) \geq \sigma_x(\sigma_{H\min})$
 - esfuerzo en la vertical: $\sigma_z(\sigma_{VERT})$

1.1.2.-Tipos de régimen

En función de la orientación de los ejes principales y la relación existente entre sus magnitudes relativas podemos describir el régimen tectónico, según tres tipos puros, con casos intermedios, como veremos en apartado 3.2 (Fig. 1.1).

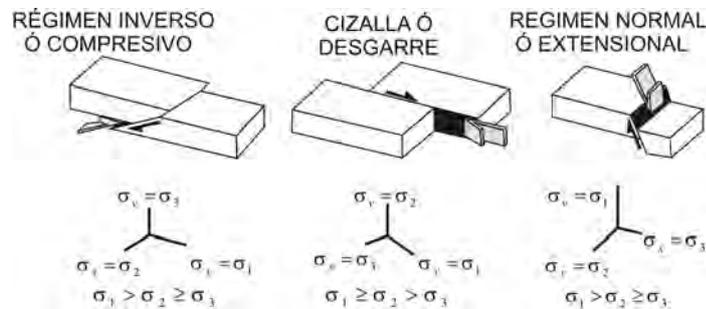


Fig. 1.1 Regímenes tectónicos puros en función de la orientación de los ejes de esfuerzos.

1.1.3.- Origen de los esfuerzos tectónicos

Las fuerzas presentes en las placas tectónicas se pueden dividir en función de varios parámetros:

- A) Donde se aplican
- B) Si son conductoras o no
- C) Primarias y secundarias

A)

- Fuerzas que actúan en la base: movimiento relativo entre la litosfera y el manto
- Fuerzas que actúan en los bordes.

B) Una manera más útil es clasificarlas según sean fuerzas conductoras o resistentes al movimiento (Fig. 1.2) (Forsyth y Uyeda, 1975)

- Conductoras:

- TP (Tracción de la Placa): en las zonas de subducción la placa que subduce es más fría y densa que el manto, por lo que se crea una anomalía positiva de masa o flotabilidad negativa, que acentúa el descenso de dicha placa.
- DE (Empuje Dorsal): la intrusión de magma genera la expansión del fondo oceánico, efecto que se suma a la energía potencial creada por la diferencia de cotas en la propia dorsal

- Resistentes:

- RP (Resistente a la Placa): al alcanzarse el equilibrio térmico entre ambas placas, decrece la flotabilidad.
 - CP (Contacto en las Placas): es la tendencia de la placa superior a colocarse encima de la placa que subduce.
 - FT (Fallas Transformantes): representa la resistencia friccional en estas zonas. La magnitud es variable, en función de la diferencia de edad entre ambas placas.
- Otras:
- AB (Arrastre Basal): puede ser conductora o resistente, en función de la dirección de movimiento de la placa. Es la tracción de cizalla en la base de la corteza, a la que se suma, en las zonas continentales, una fuerza debida al aumento de espesor.
 - EF (Esfuerzos extensivos relacionados con variaciones laterales de densidad y fuerzas de flotabilidad): altos gradientes topográficos y su compensación en profundidad, pueden generar esfuerzos importantes. El engrosamiento cortical (anomalía negativa de densidad) produce esfuerzos extensionales, mientras que el adelgazamiento cortical (anomalía positiva) genera esfuerzos compresivos.
 - FL (fuerzas por flexión de la corteza): fuerzas inducidas por cargas o descargas de material en zonas de intraplaca y en márgenes de placa activos o pasivos. Pueden llegar a tener una gran importancia, incluso llegan a perturbar campos de esfuerzos de mayor magnitud.
 - Carga de sedimentos en márgenes continentales (Stein *et al.*, 1989)
 - Rebote glaciario de la litosfera
 - Fuerzas inducidas por las flexiones y plegamientos de la litosfera por aumento de carga de sedimentos (Fleitout *et al.*, 1982, Sonder, 1990, Bada *et al.*, 2001)
 - CL (contrastes laterales de resistencia): relacionada con la diferencia de resistencia entre la corteza intacta y la corteza fracturada. (Mount y Suppe, 1987)

C) Zoback *et al.* (1989, 1992) establecen una correlación directa entre el movimiento de las placas y los campos de esfuerzos. Basándose en esta relación dividen las fuerzas en primarias y secundarias, en función de si están inducidas desde el límite por sus movimientos relativos (primarias), o si se generan por las características propias de la litosfera afectada por las fuerzas primarias o por condiciones externas (secundarias) (Fig 1.2.)

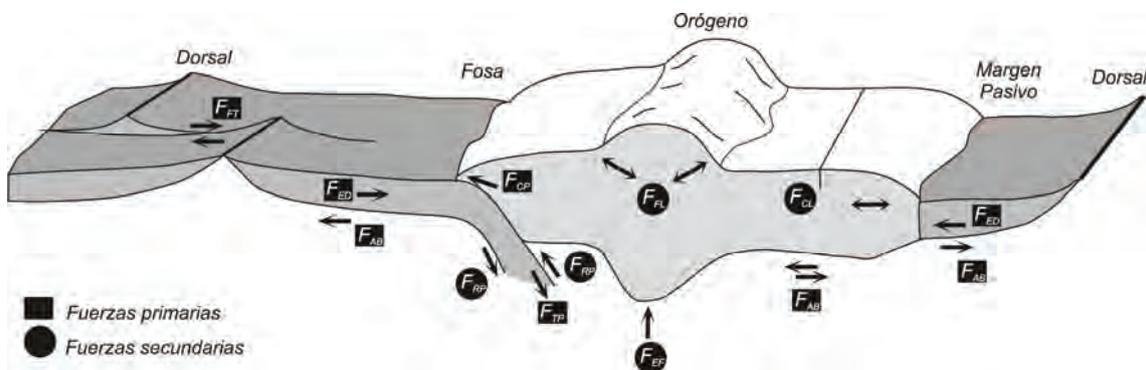


Figura 1.2. Localización y orientación relativa de las distintas fuerzas generadoras de campos de esfuerzos en la litosfera: TP (tracción de placa); DE (empuje de la dorsal); RE (resistente a la placa); CP (contacto en las placas); FT (fallas transformantes); AB (arrastre basal); EF (esfuerzos extensivos relacionados con variaciones laterales de densidad y fuerzas de flotabilidad); FL (flexión de la corteza); CL (contrastes laterales de resistencia). (Modificado de Forsyth y Uyeda, 1975; Zoback, 1992)

1.1.4.- Datos para el cálculo de esfuerzos actuales y paleoesfuerzos

En este trabajo sólo hemos utilizado datos de mecanismos focales para la realización del mapa de esfuerzos actuales, otros estudios anteriores han desarrollado distintas metodologías para el cálculo de esfuerzos actuales:

- Análisis de mecanismos focales de terremotos (Angelier, 1982; Gephart y Forsyth, 1984; Harmsen y Rogers, 1986; Lana, 1986; Michael, 1987, De Vicente, 1988, Rivera, 1989; Rivera y Cisternas, 1990, Capote *et al.*, 1991, etc): único método que permite la estimación del estado de esfuerzos en todo el rango de profundidades de la litosfera. En apartados posteriores se explicará la metodología.
- Roturas de sondeos (Wellbore breakouts) (Cox, 1970): utiliza las concentraciones naturales de esfuerzos alrededor de los sondeos.
- Medidas de esfuerzos por sobreperforación (Overcoring): medidas de esfuerzos o deformación en un volumen de roca cuando se aísla del resto del macizo.
- Fracturación hidráulica (Haimson y Fairhurst, 1969): se somete un sondeo a presión hidráulica, hasta que se desarrolla una fractura de tensión paralela a la dirección de máxima compresión. Sólo informa de la orientación de S_{Hmax} .

Además de los esfuerzos actuales es posible realizar mapas de paleoesfuerzos mediante el análisis de estructuras tectónicas como:

- Inversión de estructuras frágiles: las fallas nos dan información del tensor reducido de esfuerzos, mientras que del estudio de las diaclasas podemos obtener la orientación de S_{Hmax} y de S_{Hmin} (Arlegüi, 1996)
- Alineaciones de edificios volcánicos activos: el emplazamiento de diques y volcanes es equivalente a un experimento de fracturación hidráulica natural (Nakamura *et al.*, 1978). Permite obtener S_{Hmax} y S_{Hmin} .

1.1.5.- Antecedentes

Un mapa de esfuerzos representa la variación en la orientación de los esfuerzos principales y/o su factor de forma que es activo en un determinado intervalo de tiempo en una zona

A escala global el proyecto “World Stress Map” (WSM) (<http://www-wsm.physik.unikarlsruhe.de>) lleva a cabo una recopilación de datos de indicadores de esfuerzos (Zoback *et al.*, 1992) (Fig 1.3). Es el punto de referencia para trabajos más locales. En este catálogo existen seis tipos de indicadores geológicos y geofísicos: mecanismos focales de terremotos, roturas en sondeos, medidas “in situ” (fracturación hidráulica y sobrepresión) e indicadores geológicos, generalmente cuaternarios. Los autores establecen cinco categorías en función de la calidad de la medida. La base de datos se actualiza periódicamente, aunque el principal problema reside en la distribución espacial, ya que mientras existen zonas con gran cantidad de datos, como el mar del Norte, en otros apenas se recoge información, como en la dorsal Centroatlántica. Para mitigar este hecho a partir del año 2005 se está elaborando otro catálogo paralelo con los datos localizados en los límites de placas establecidos por Bird (2003), en el que sólo se incluyen datos de mecanismos focales.

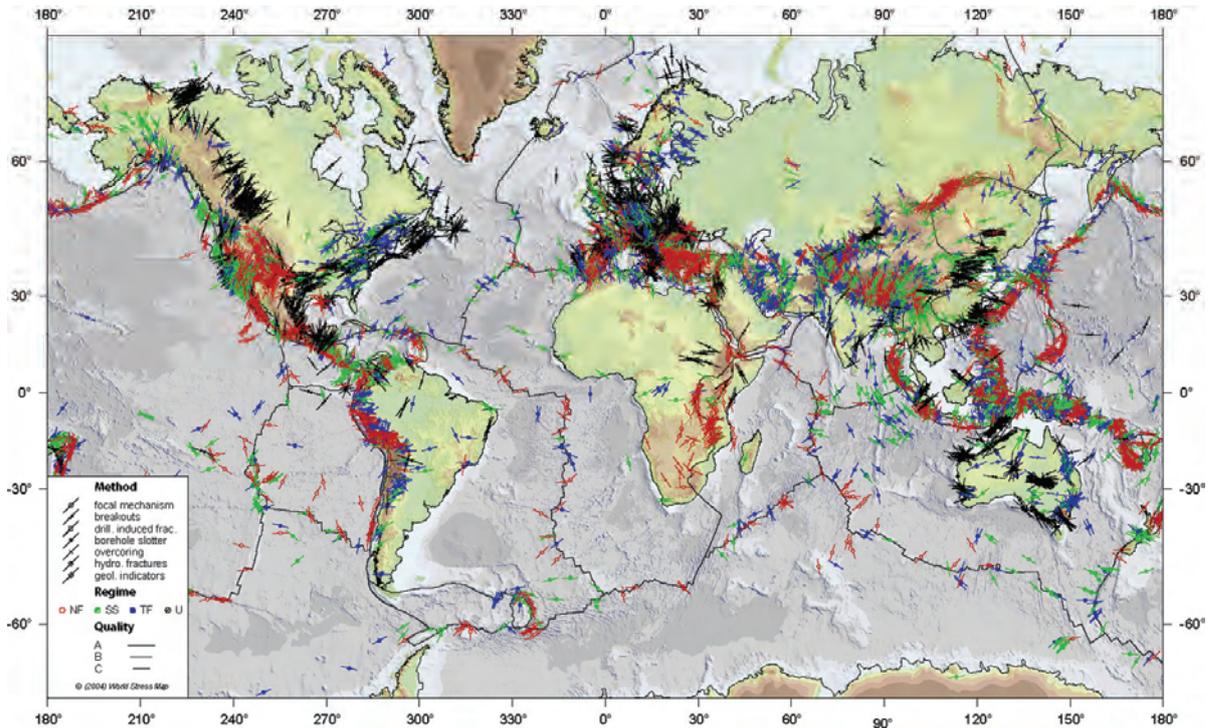


Fig 1.3 Orientaciones de S_{Hmax} en el mundo (World Stress Map, 2005)

Posteriormente Müller *et al.*, (1992), realizan estudios más detallados del estado de esfuerzos en Europa a partir de estos mismos datos. Estos autores dividen la región en tres grandes zonas en función de la orientación de S_{Hmax} y del régimen tectónico: Europa Occidental, con una dirección constante NO-SE; Escandinavia donde la orientación principal es OSO-ENE, aunque con mucha más variabilidad en los resultados; y la región del mar Egeo y la Península de Anatolia, donde se documenta compresión E-O.

Tomando como base los datos puntuales ofrecidos por el WSM, Rebaï *et al.*, (1992) realizan una zonificación de acuerdo a los distintos regímenes tectónicos observados, así como un mapa de orientación de S_{Hmax} , la interpolación de éstos muestra una orientación principal constante en la plataforma europea (Fig. 1.4).

Numerosos estudios numéricos desarrollados por diversos autores (Cloetingh y Wortel, 1985, 1986; Wortel y Cloetingh, 1981, 1983, 1986, etc.) han demostrado que el patrón primario del campo de esfuerzos a escala global está claramente relacionado con las fuerzas conductoras. Las evidencias se encuentran en el hecho de que los esfuerzos intraplaca son principalmente compresivos, así como en la existencia de dominios de esfuerzos uniformes que alcanzan varios miles de kilómetros (Norteamérica y Europa Occidental). Así, Grünthal y Stromeyer (1992) usan el método de los elementos finitos para determinar la orientación de S_{Hmax} en Centroeuropa, teniendo en cuenta el empuje de la dorsal y la compresión en el mediterráneo, además de introducir bloques con distinta rigidez para intentar explicar las variaciones locales.

Los primeros resultados que muestran la variación de de S_{Hmax} en la región que nos ocupa, incluyendo la corteza oceánica son los presentados por Gölke y Coblenz (1996), introduciendo además el concepto de esfuerzo inducido por variaciones de la densidad, primordial en los márgenes continentales, en zonas de corteza engrosada y en las dorsales, donde se complementa con el empuje propio del ascenso de la astenosfera. El esfuerzo

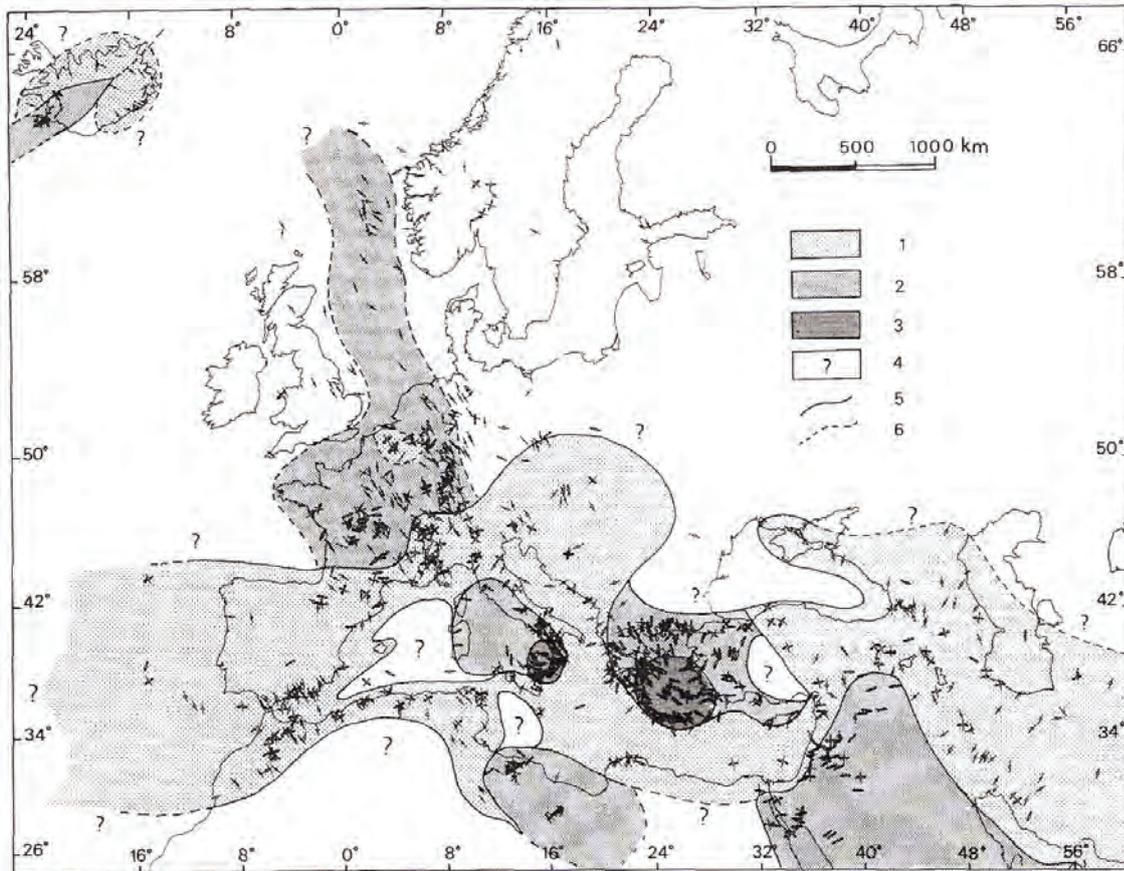


Fig 1.4 Localización de las zonas definidas en el Mediterráneo y áreas limítrofes, de acuerdo al régimen tectónico. 1. compresión-transpresión; 2. extensión-transtensión; 3. extensión radial; 4. régimen indeterminado; 5. límite bien definido; 6. límite con dudas (tomado de Rebañ et al., 1992)

inducido por variaciones laterales de la litosfera es mayor cuanto mayor sea el contraste de densidad y paralelo al gradiente. Estos autores realizan modelos variando las condiciones de contorno (Fig. 1.5), mediante los cuales establecen que el empuje de la dorsal y las fuerzas colisionales generan el campo de esfuerzos primario, que las fuerzas originadas por contraste de densidad son importantes en zonas intraplaca y que los esfuerzos relacionados con topografías elevadas, generan zonas extensionales. Esta primera aproximación se realiza con una resolución de $10^{\circ} \times 10^{\circ}$.

Recientemente, Mukhamediev (2002) ha publicado un nuevo mapa de esfuerzos en Europa occidental, para cuya elaboración desarrolla una nueva metodología matemática en la que no es necesario establecer límites a lo largo de todo el perímetro y donde los esfuerzos aplicados son variables a lo largo de cada límite ajustándose a la reología. Los resultados obtenidos son similares a los anteriores.

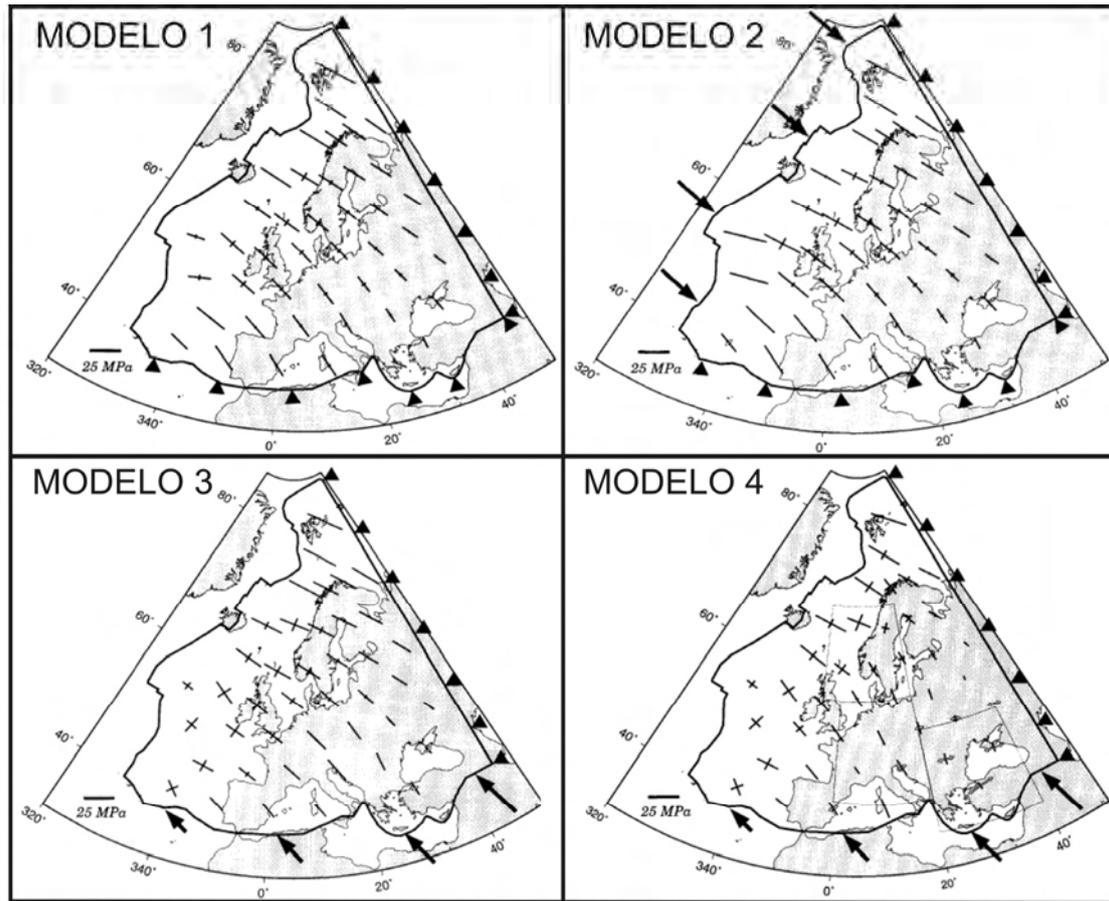


Fig 1.5 Modelos numéricos de Gölke y Coblenz (1996) para un espesor de 100 Km y reología elástica. Modelo 1: límites colisionales fijos y esfuerzo lineal en la dorsal. Modelo 2: esfuerzo distribuido en la dorsal y límites colisionales fijos. Modelo 3: esfuerzo distribuido en la dorsal, límite oriental fijo y fuerzas colisionales en el Mediterráneo. Modelo 4 : fuerzas relacionadas con topografía y colisionales

1.2.- OBJETIVOS

El objetivo principal de este trabajo de investigación es realizar un mapa de esfuerzos activos para la corteza superior en Europa Occidental, tanto en orientación como en factor de forma, y su correlación con los principales rasgos tectónicos. Para alcanzar este objetivo principal han sido necesarios los siguientes pasos:

- Revisión bibliográfica exhaustiva.
- Recopilación de información sismológica y su posterior homogenización y filtrado.
- Interpolación de los datos puntuales.
- Cálculo tensor de esfuerzo.
- Interpretación y discusión de los resultados por zonas.

II- MARCO TECTÓNICO Y CINEMÁTICA

Los movimientos relativos entre Iberia, Eurasia, África y Norteamérica han condicionado la evolución tectónica de sus límites, así como la configuración de los esfuerzos y deformaciones en la zona de estudio a lo largo del tiempo. Los principales eventos tectónicos se pueden explicar a partir de las reconstrucciones cinemáticas realizadas por Srivastava *et al.* (1994) y Roest y Srivastava (1991) desde el Cretácico hasta el Oligoceno superior, y por Mazzoli y Herman (1994) desde este periodo hasta la actualidad. A continuación se describe brevemente la cinemática de algunas de las zonas singulares del oeste de la placa Euroasiática.

2.1.- DESDE EL PUNTO TRIPLE DE AZORES A LA ZONA DE FRACTURA DE CHARLIE-GIBBS

En el Cretácico superior (90Ma) comienza la apertura del Atlántico Norte, hasta la zona de Fractura de Charlie-Gibbs. Durante el periodo de tranquilidad magnética del Cretácico la placa Ibérica se mantiene independiente. A partir del Cretácico superior hasta el Eoceno superior (84-42 Ma., cron 34-42), pasó a formar parte de la Africana, y el límite de placas entre África-Eurasia se extendió desde el golfo de Vizcaya hasta los Pirineos. En el sector más occidental, el desplazamiento inicial es divergente y progresivamente se transforma en desgarre, mientras que en el margen cantábrico hay subducción parcial de la corteza oceánica y en los Pirineos se inicia la colisión continental (Ziegler, 1988). De esta forma, el punto triple entre Norteamérica-Eurasia-África cambia de dorsal-dorsal-dorsal (RRR) a dorsal-dorsal-falla (RRF).

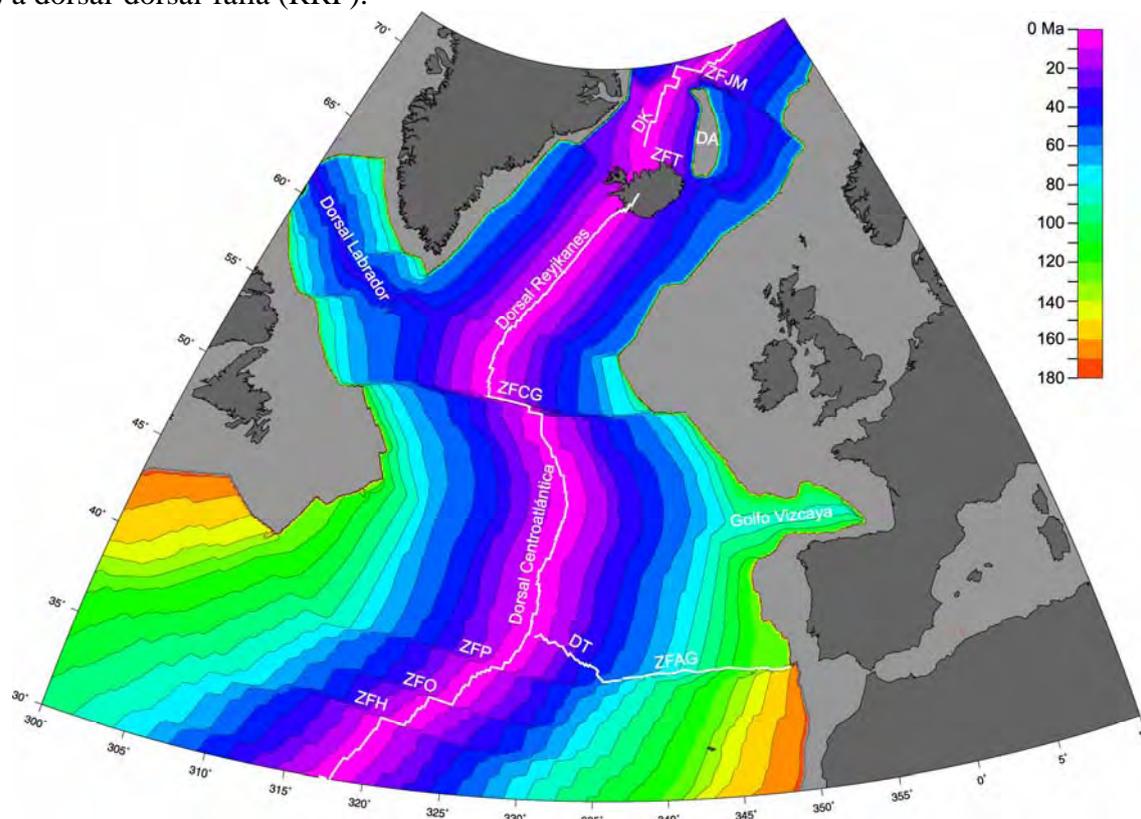


Fig. 2.1. Mapa de expansión de Atlántico Norte, con los datos de Muller *et al.*, (1997); y límites de placas (blanco) según Bird (2003). ZFJM: Zona de Fractura de Jan Mayen; DK: Dorsal de Kolbeinsey; DA: Dorsal Aegir; ZFT: Z. F. de Tjörnes; ZFCG: Z.F. de Charlie-Gibbs; DT: D. de Terceira; ZFAG: Z.F. de Azores-Gibraltar; ZFP: Z.P. Pico; ZFO: Z.F. Oceanographer; ZFH: Z.F. Hayes

Desde el Eoceno superior al Mioceno inferior (42-24 Ma, cron 18-6c), la Placa Ibérica se movió de nuevo independientemente a lo largo del Surco de King-Pirineos al norte y de Azores-Gibraltar al sur. En el Surco de King se produce expansión oceánica, mientras que en la zona Pirenaica se alcanza la máxima deformación (orientación NNO-SSE) durante el Eoceno superior. La Zona de Fractura de Azores-Gibraltar tuvo un escaso movimiento relativo hasta el Oligoceno inferior (36 Ma, cron 13) y desde entonces ha experimentado deformación extensional cerca de Azores, de deformación tipo desgarre a lo largo la Zona de Fractura de Azores-Gloria y deformación compresiva desde el Banco de Goringe hacia al este. En el Mioceno inferior, se convirtió en el límite de placas activo entre África y Eurasia.

La convergencia neógena entre ambas placas mayores sufrió varios cambios en su orientación: NNE desde el Oligoceno superior hasta el Burdigaliense (25.5-16.2 Ma, anomalías 5c-59) y NO desde el Tortoniense superior hasta este momento (8.9-0Ma, anomalía 5 a la actualidad).

Una configuración muy similar a la actual se alcanzó ya en el Mioceno superior (De Vicente *et al.* 2004) (Fig. 2.1).

2.2.- AL NORTE DE LA ZONA DE FRACTURA DE CHARLIE-GIBBS

Desde el Cretácico superior la expansión al norte de la zona de fractura se sitúa en el mar del Labrador, la dirección de la dorsal gira en sentido antihorario, tal y como muestran las anomalías magnéticas del mar del Labrador. Esta situación se mantiene hasta el límite Paleoceno superior- Eoceno inferior (54 Ma, anomalías 24-25), cuando la actividad volcánica se traslada al este y se configura la actual dorsal de Reykjanes.

Durante el Eoceno (entre las anomalías 24-25 y 13) el movimiento de Groenlandia, como placa independiente, es hacia el NNO.

En el Oligoceno inferior cambia la dirección y se hace ONO, debido a que cesa totalmente la apertura en el mar del Labrador, ya que Groenlandia se acopla a Norteamérica, coincidiendo con el fin de la máxima compresión en los Pirineos (Knott *et al.*, 1993).

En el tránsito Mioceno inferior – Mioceno medio, periodo en el que la compresión en los Alpes finaliza (Knott *et al.*, 1993), la expansión oceánica pasa progresivamente de la dorsal Aegir a la de Kolbeinsey (33-25 Ma, anomalías 13-7), lo que hace que la microplaca de Jan Mayen se separe de Norteamérica y se englobe en la placa Euroasiática (Mioceno medio, anomalía 6-5b) (Fig. 2.1).

La evolución de Islandia está controlada por la dorsal y la existencia de una pluma mantélica en el sector oriental de la isla. Ésta provocó el desarrollo de una zona extensional, mientras que las dorsales de Reykjanes, al sur, y Kolbeinsey, al norte, permanecían estables, lo que provocó la aparición de dos importantes Zonas de Fractura (Tjörnes y la Zona Sísmica del Sur de Islandia). La actividad comenzó antes en el norte, primero sólo con volcanismo (8.5-8 Ma.) (García *et al.*, 2002) y posteriormente (3Ma.) con desplazamiento dextro, uniendo así la dorsal de Kolbeinsey con la zona volcánica del norte mediante la Zona de Fractura de Tjörnes. La zona sur también se sobre impuso a una zona volcánica hace 2-3 Ma. (Johannesson *et al.*, 1990), con un movimiento lateral izquierdo en este caso, pero en este caso el inicio de la actividad volcánica y del desplazamiento fueron simultáneos.

Antes de continuar con la lectura hay que señalar que en el Océano Atlántico la mayoría de las fallas transformantes se denominan erróneamente zonas de fractura. Esto es debido a que las primeras investigaciones oceanográficas, en las décadas de los 50 y 60, en las que se bautizaron estas estructuras, sólo realizaban estudios batimétricos y no de campos potenciales.

2.3.- MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL

La geología mediterránea ha sido formada por la interacción de las placas Africana y Euroasiática, con varias microplacas. Después del cierre del mar de Tethys (Orogenia Varisca) el Mediterráneo se vio afectado por procesos de rifting durante el Mesozoico. Al final de este periodo se desarrollan extensas zonas de subducción, que aprovechan la corteza oceánica previamente adelgazada.

Durante el tránsito Paleoceno-Eoceno la placa de Adria (Apulia), junto el bloque Australpino y las zonas internas de los Cárpatos se mueven hacia el norte, dando lugar a la colisión en los Alpes hace aproximadamente 47 Ma.

En el Oligoceno el “*terrane*” de Calabria comienza a moverse hacia el este, mientras que el bloque de Alborán lo hace hacia el oeste. Asociado a este emplazamiento, se desarrolla transpresión en el margen balear (Vegas, 1992). En la costa Ligur se desarrollan fallas normales, relacionadas con la subducción de la corteza oceánica, de forma sincrónica Córcega y Cerdeña comienzan a desplazarse hacia SE, arrastrando en su avance a los “*terrane*s” de Umbria y Marche, que colisionan con Apulia, comenzando así el desarrollo del cinturón de pliegues y cabalgamientos de los Apeninos (Golonka, 2002).

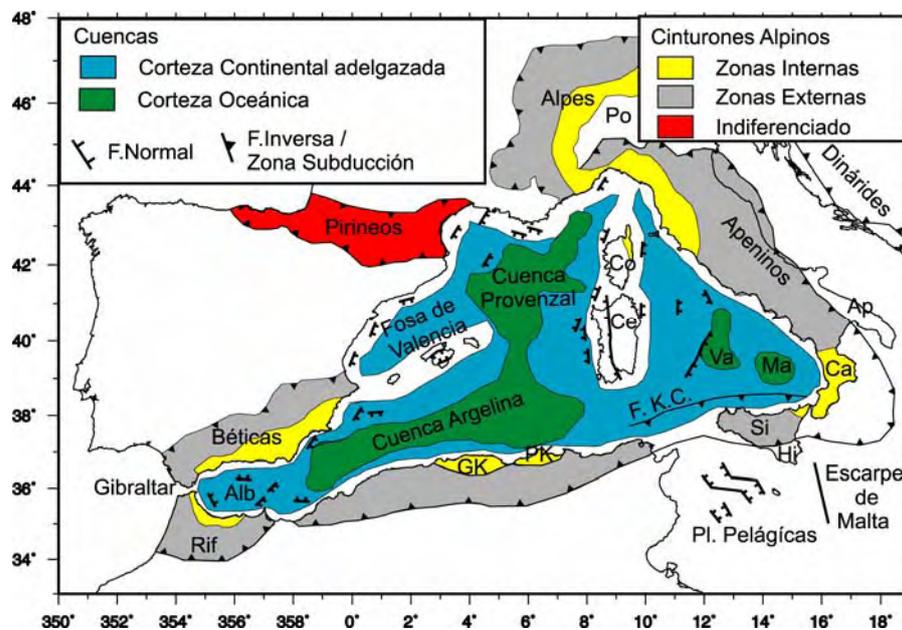


Fig. 2.2. Esquema tectónico del Mediterráneo Occidental. Alb: Alborán; GK: Gran Kabilia; PK: Pequeña Kabilia; F.K.C.: Frente de las Kablias-Calabria; Si: Sicilia; Ca: Calabria; Ap: Apulia; Ma: Marsili; Va: Vavinov; Ce: Cerdeña; Co: Córcega. Modificado de Rosembaum y Lister (2004); Jenny et al.,(2006).

Durante el Mioceno inferior (Burdigaliense) se produce la colisión del Bloque o Dominio de Alborán con la placa Ibérica. En el Mioceno medio se inicia la extensión en la fosa de Valencia (Vegas, 1992) y Alborán, así como en las partes internas de los Alpes (la compresión finaliza hace 17Ma). Entre el final del Mioceno superior (Burdigaliense superior) y el Mioceno superior (Tortonense-Mesiniense) y en el curso de su desplazamiento hacia el E, el Dominio de Alborán provocó la flexión litosférica que generó la cuenca de antepaís del Guadalquivir, a la vez que se genera el arco de Gibraltar y que la parte central del orógeno era sometida a una intensa tectónica transcurrente y extensional, y a un abombamiento antiformal final (Martín-Algarra y Vera, 2004).

En el intervalo Mioceno superior- Cuaternario continúa la compresión en el arco de Calabria, aunque cambia la dirección que pasa a ser SE. La extensión en las fosas de Valencia y en el mar Tirreno alcanza su máxima expresión, y se inicia la apertura de la cuenca Algero-Provenzal, mientras que al sur de Sicilia se desarrolla la fosa de Pantelería.

2.4.- EL SISTEMA DE RIFTS CENOZOICOS CENTROEUROPEOS

El sistema de rifts cenozoicos centroeuropeos se extiende desde el mar del Norte hasta el Mediterráneo occidental y comienza a desarrollarse durante el Eoceno superior. En la parte meridional distinguimos la fosa de Valencia, el sistema de grabens del golfo de León, así como los grabens de dirección N-S de Valence, Limagne y Bresse, los dos últimos desarrollados sobre el Macizo Central Francés. La falla de Borgoña une estos sistemas con el graben del Alto Rhin, que hacia el norte se bifurca en dos ramas: el graben de Hesse, que atraviesa el macizo de Renania; y el graben del Rhur, de dirección NO-SE. El graben de Eger, que se encuentra aislado, en el macizo de Bohemia también pertenece a este sistema.

La localización de estos rifts se interpreta como la reactivación de antiguas zonas de cizalla Permo-Carboníferas (Dèzes *et al.*, 2004). El desarrollo de estas estructuras va acompañado de vulcanismo en Iberia así como en los macizos Central Francés, Renano y de Bohemia, principalmente durante el Mioceno y el Plio-Pleistoceno.

Durante el Eoceno superior los grabens de Limagne, Valence, Bresse, Rhine y Hesse comienzan a desarrollarse en respuesta a la compresión de dirección N-S, como consecuencia de la transmisión del empuje de los Pirineos y los Alpes hacia su antepaís. En el Oligoceno, se desarrollan los rifts del Rhur y Ege, coincidiendo con la máxima extensión del sistema. Durante el Oligoceno superior, el rifting avanza hacia el sur estableciéndose en el golfo de León y en Valencia, en respuesta a la extensión transarco relacionada con la subducción en la Béticas.

Los rifts intracontinentales han permanecido activos hasta la actualidad, aunque con fases de inactividad. Al final del Oligoceno, se unen los graben del Rhin, del Rhur y de Hesse, lo que aumenta la actividad magmática del macizo Renano, así como un levantamiento generalizado de la zona, que se extiende durante el Mioceno superior al resto de macizos.

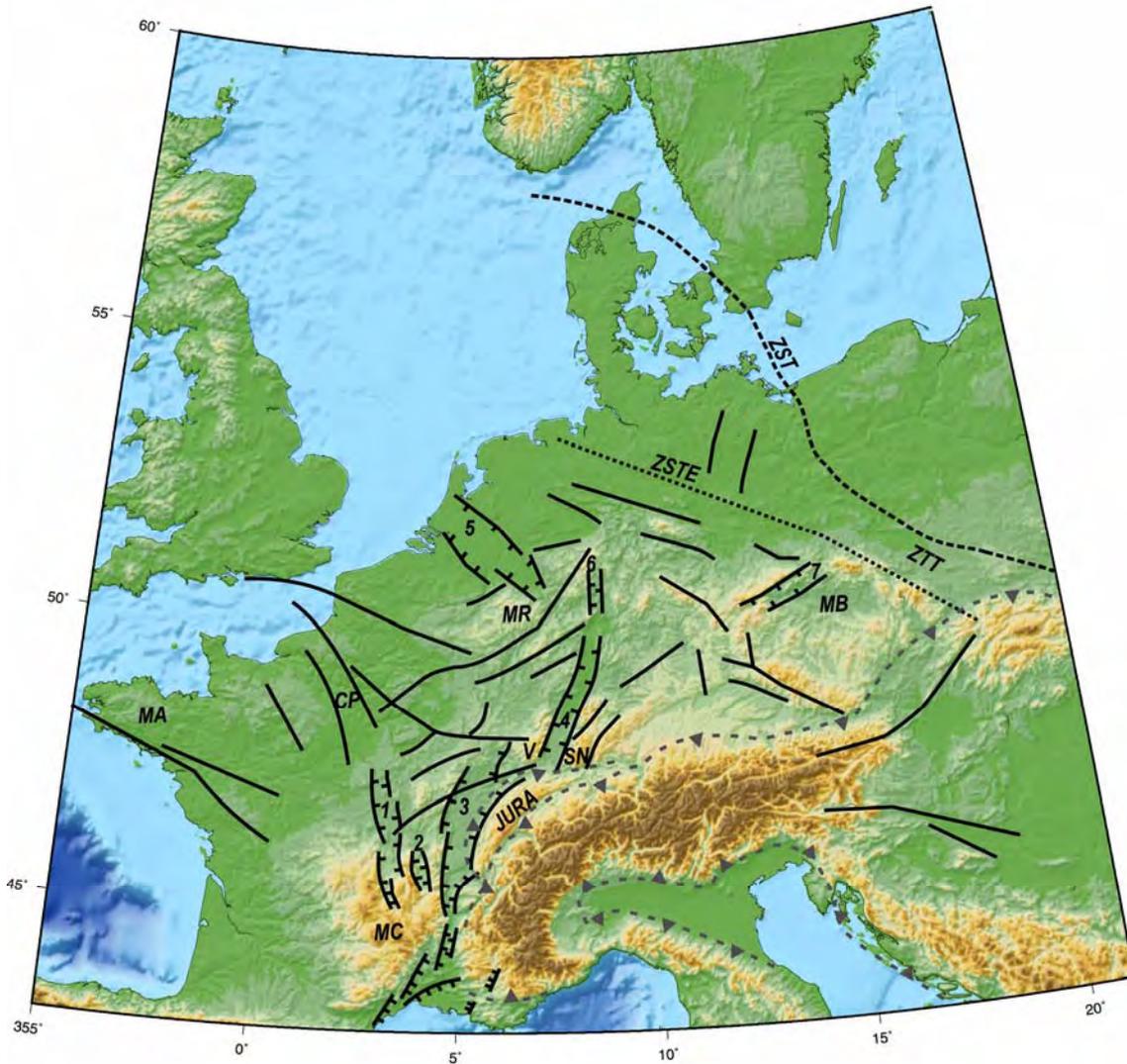


Fig. 2.3. Localización de los Rifts Cenozoicos Europeos en el antepaís alpino. (1=Graben de Limagne; 2= Graben de Valence; 3= Graben de Bresse; 4=Graben del Alto Rhin;5=Graben del Bajo Rhin (Valle del Roer); 6=Graben de Hessian; 7= Graben de Eger). Macizos Variscos (MC, Macizo Central; MA, Macizo Armoricano; V, Vosgos; SN, Selva Negra; MR, Macizo de Renania; MB, Macizo de Bohemia). La línea discontinua marca el frente de deformación caledónico (ZST, Zona de Surgenfrei-Tornquist). La línea de puntos marca el frente de deformación Varisco (ZSTE, Zona de Sutura Trans-Europea) (TZ, Zona de Teisseyr'e-Tornquist). En gris discontinuo el frente de deformación Alpino (modificado de Dezès et al., 2004, Kaiser et al. 2005 y Jarosinsky, 2005)

III – METODOLOGÍA

3.1.- MECANISMOS FOCALES

3.1.1.- *El tensor momento sísmico*

En los estudios sismológicos se calculan los parámetros que definen la fuente a partir de los desplazamientos del suelo registrados en las estaciones sísmicas. Para conocer las características de la fuente, las fuerzas que actúan en ella y el medio que recorren las ondas sísmicas, es necesario utilizar simplificaciones relacionadas con el modelo de tierra supuesto y con las dimensiones del foco.

El modelo más sencillo consiste en considerar la Tierra como un medio elástico homogéneo y el foco sísmico como un punto en el cual actúan sistemas de fuerzas que representan una fractura (aproximación de fuente puntual), válido si la longitud de onda de la señal utilizada es mayor que la dimensión del foco. Otra simplificación es suponer que la distancia entre el observador y el foco es mucho mayor que las dimensiones del mismo (aproximación de campo lejano). Una tercera simplificación, es trabajar a distancias epicentrales mayores de 30° , para evitar la triplicación de los rayos que tienen su punto de reflexión en el manto superior, y distancias menores de 90° para evitar las ondas P que penetran en el núcleo interno. A estas distancias telesísmicas (entre 30° y 90°), la tierra puede aproximarse a un medio elástico, homogéneo e isótropo y reducirlo a este modelo (Coca, 1999).

Para representar las fuerzas que actúan en el foco sísmico se utiliza el modelo de fuerzas equivalentes en el que se acepta que los desplazamientos en la superficie terrestre son idénticos a los que tienen lugar en la fuente sísmica.

Gilbert en 1971 propone expresar los desplazamientos producidos por un terremoto en términos del Tensor Momento Sísmico. Dziewonski, *et al.* (1981), realizan una aproximación al mecanismo de la fuente, usando datos de un amplio rango de fases de velocidad, asumiendo que el tensor momento sísmico no varía con la frecuencia, y que la fuente es una función de tipo escalón en el tiempo. Esta aproximación se ha convertido en un importante instrumento en las estimaciones rutinarias de los principales parámetros de la fuente sísmica (coordenadas hipocentrales y tensor de momento sísmico), para terremotos con tamaño moderado. Al igual que en los métodos de polaridad de la primera llegada de la onda P , la calidad de la inversión del tensor momento sísmico depende de las trazas disponibles y de la distribución azimutal de estaciones sobre la fuente.

Existen diversos métodos para el cálculo del mecanismo focal a partir del modelado de formas de onda. El objetivo del procedimiento de inversión es encontrar los pesos que dan el mejor ajuste entre los sismogramas sintéticos y los observados (Función de Green). Dados unos parámetros iniciales (tiempo de origen, coordenadas epicentrales y profundidad), se deriva un tensor momento inicial. Este grupo de parámetros representa los valores iniciales para un procedimiento iterativo en el cual los cambios de los elementos del tensor momento son encontrados simultáneamente con cambios en los parámetros hipocentrales. En general este método es estable y converge rápidamente.

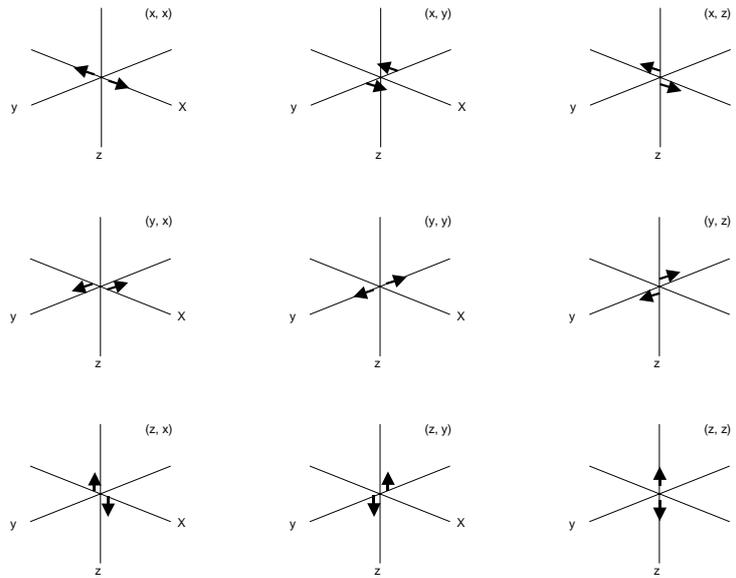


Fig. 3.1. Nueve diferentes pares de fuerzas del Tensor Momento Sísmico

El tensor momento sísmico tiene seis componentes independientes, en las cuales el momento angular para fuerzas equivalentes en la fuente desaparece (Fig 3.1 y 3.2). El doble par de fuerzas es un caso especial del momento desviatorio, con la restricción que la determinante de \mathbf{M} , es cero.

$$M = \begin{matrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{matrix} \qquad M = \begin{matrix} M_0 & 0 & 0 \\ 0 & -M_0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{matrix}$$

Para un doble par de fuerzas, las componentes cartesianas del tensor momento pueden ser expresadas en términos de rumbo (Φ), buzamiento (δ) y deslizamiento (λ) de la cizalla (plano de falla) y el momento sísmico escalar M_0 (Aki y Richards, 1980):

$$\begin{aligned} M_{xx} &= -M_0 (\text{sen}\delta \cos\lambda \text{sen}2\Phi + \text{sen}2\delta \text{sen}\lambda \text{sen}2\Phi) \\ M_{xy} &= M_0 (\text{sen}\delta \cos\lambda \cos2\Phi + 0.5 \text{sen}2\delta \text{sen}\lambda \text{sen}^2\Phi) \\ M_{yx} &= -M_0 (\cos\delta \cos\lambda \cos\Phi + \cos2\delta \text{sen}\lambda \text{sen}\Phi) \\ M_{yy} &= M_0 (\text{sen}\delta \cos\lambda \text{sen}2\Phi - \text{sen}2\delta \text{sen}\lambda \cos^2\Phi) \\ M_{yz} &= -M_0 (\cos\delta \cos\lambda \text{sen}\Phi - \cos2\delta \text{sen}\lambda \cos\Phi) \\ M_{zz} &= M_0 \text{sen}2\delta \text{sen}\lambda \end{aligned}$$

$$M_0 = \mu DA$$

donde μ es el módulo de cizalla, y D y A, el desplazamiento y área de la falla respectivamente.

Tensor Momento Sísmico		Tensor Momento Sísmico	
$\frac{1}{\sqrt{3}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$		$-\frac{1}{\sqrt{3}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	
$-\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & -1 \\ 0 & 0 & 0 \\ -1 & 0 & 0 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \\ 0 & -1 & 0 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -2 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} -2 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	

Fig 3.2. Diversos ejemplos y su mecanismo focal asociado.

A partir del momento sísmico es posible obtener una magnitud de momento (M_w) (Aki y Richards, 1980).

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10}(M_0) - 10.7$$

Como el tensor es simétrico, puede ser rotado a un sistema de ejes principal, de tal manera que desaparecen los elementos no diagonales, y únicamente los diagonales son diferentes de cero. Los elementos diagonales son los autovalores (*eigenvalues*) de \mathbf{M} , y las direcciones asociadas son los autovectores (*eigenvectors*). La combinación lineal de los elementos del tensor momento principal describe completamente la radiación de la fuente sísmica. En una fuente de tipo doble par de fuerzas, los elementos diagonales de \mathbf{M} en el sistema principal de ejes tiene dos autovalores diferentes de cero M_0 y $-M_0$, y sus autovectores dan respectivamente la dirección del eje de tensión T (positivo) y del eje de compresión P (negativo), mientras el autovalor cero está en la dirección del eje nulo del doble par de fuerzas.

3.1.1.1.- Inversión del tensor momento sísmico

La inversión puede ser hecha en el dominio del tiempo, o de la frecuencia. En el dominio del tiempo, la relación entre desplazamiento sísmico y tensor momento se describe mediante la ecuación:

$$d_s(x,t) = M_{kj} [G_{sk,j}(x, \xi, t) * s(t)]$$

donde: $d_s(x,t)$: desplazamiento del terreno en la posición x , y tiempo t

M_{kj} : componentes de segundo orden del tensor momento sísmico simétrico \mathbf{M}

$G_{sk,j}$: derivada de las funciones de Green con respecto a la coordenada de la fuente ξ_j

$s(t)$: historia del tiempo en la fuente

x : vector posición de las coordenadas x_1, x_2, x_3

ξ : vector posición del punto fuente con coordenadas ξ_1, ξ_2, ξ_3

Por razones de complejidad de la fuente o porque la función fuente-tiempo no es conocida, la aproximación se realiza en el dominio de la frecuencia.

Se debe cuidar el ajuste entre sismogramas sintético y observado y el proceso de alineación de las formas de onda se realiza por técnicas de correlación cruzada (*cross-correlation*). En la mayoría de los esquemas de inversión del tensor momento sísmico, la profundidad se asume constante. La inversión se lleva a cabo para un rango de profundidades focales y se toma la mejor solución cuando la varianza de los estimados alcanza un mínimo.

Harvard y NEIC publican el tensor momento usando la notación de la teoría de modo normal, basada en coordenadas ($r; \Theta; \Phi$), donde r es la distancia radial de la fuente desde el centro de la tierra, Θ es la latitud, y Φ es la longitud del punto fuente. Los seis elementos independientes del tensor momento en sistema de coordenadas norte, este, profundidad (x, y, z), están relacionadas a las componentes $r; \Theta; \Phi$ según:

$$\begin{aligned} M_{rr} &= M_{zz} \\ M_{\Theta\Theta} &= M_{xx} \\ M_{\Phi\Phi} &= M_{yy} \\ M_{r\Theta} &= M_{zx} \\ M_{r\Phi} &= -M_{zy} \\ M_{\Theta\Phi} &= -M_{xy} \end{aligned}$$

Además de los elementos del tensor, el procedimiento de inversión busca una solución para la localización de la fuente, considerada como el punto donde el doble par de fuerzas es localizado en el modelo fuente descrito por el tensor momento sísmico (**centroide**). El centroide representa la integral de densidad del momento sísmico sobre el área de ruptura. La localización del centroide puede, para sismos superficiales muy grandes, diferir significativamente de la localización del hipocentro obtenida de los tiempos de llegada de la onda P . La localización del hipocentro corresponde al lugar donde empezó la ruptura. De allí que el desfase de la localización del centroide relativo a la localización hipocentral da una primera aproximación de la dirección de la ruptura.

3.1.1.2.- Calidad del tensor momento sísmico

De manera similar a los indicadores de calidad en las localizaciones de hipocentros, y de los mecanismos focales de terremotos a partir de la polaridad de la onda P , existen parámetros para valorar la “calidad” de las determinaciones del método del tensor momento sísmico. Frohlich y Davis (1999) proponen dos estadísticas para estimar la calidad de las soluciones:

1. Error relativo (E_{rel}). Medida del tamaño relativo de \mathbf{M} y sus errores estándar \mathbf{U} .

$$E_{rel} = \sqrt{\frac{\mathbf{U} : \mathbf{U}}{\mathbf{M} : \mathbf{M}}}$$

Es el “momento escalar” de \mathbf{U} , normalizado por el momento escalar de \mathbf{M} . En muchos casos, E_{rel} es un número entre 0 y 1 y el valor medio del E_{rel} en para el catálogo de Harvard es de 0.126.

2. Desviación (ε) del mecanismo de doble par de fuerzas. El tensor simétrico \mathbf{M} tiene sólo dos autovalores independientes E_1 y E_2 ; el tercer valor puede ser $-(E_1 + E_2)$. Si un terremoto es del tipo doble par de fuerzas, la condición es que $E_1 = -E_2$, pero esta condición no se impone en el procedimiento de inversión. Considerando en valores absolutos los autovalores, E_{max} el mayor, y E_{min} el menor, la relación ε es una medida de la desviación del tensor momento del mecanismo de doble par de fuerzas:

$$\varepsilon = \left| \frac{E_{min}}{E_{max}} \right|$$

El valor de ε puede variar entre 0 (doble par) y 0.5 (vector dipolar linear), en el cual las orientaciones de los ejes P, T y B son indeterminadas.

3.1.2 Catálogos utilizados y filtros

Para la realización de este trabajo se ha realizado una recopilación de los datos de mecanismos focales disponibles en bases de datos públicas y que han sido calculados mediante el método del tensor momento sísmico (Dziewonski *et al.* 1981). De esta forma garantizamos un mínimo de calidad y de homogeneidad en los mismos. En la zona de estudio encontramos varios catálogos, cada uno de ellos con una ventana espacial diferente, ya que ha sido en los últimos años cuando las redes sísmicas han mejorado lo suficiente para calcular mecanismos focales con el método del tensor momento sísmico. Así el catálogo de Harvard (www.seismology.harvard.edu/) (Dziewonski *et al.* 1981) recoge mecanismos focales recalculados desde el año 1976 a escala planetaria a partir de magnitudes (m_b) mayores de 5.0. Por su parte el Servicio Sismológico Suizo (E.T.H) (www.seismo.ethz.ch/mt/homepage.html) ha recalculado los registros desde el año 1994, disminuyendo considerablemente el umbral de detectabilidad ($M_w > 2.9$) (Braunmiller *et al.*, 2002). Ambos catálogos abarcan la zona de estudio por completo.

A escala regional destacamos el Instituto Nacional de Geofísica y Vulcanología de Italia (I.N.G.V) (www.ingv.it/seismoglo/RCMT/) que recopila datos del área mediterránea desde el año 1997 ($M_w > 4.0$), aunque sólo están recalculados hasta el 2002 (Pondrelli *et al.*, 2002; Pondrelli *et al.*, 2004). En España dos instituciones realizan esta labor, por un lado el Instituto Andaluz de Geofísica (I.A.G) (www.ugr.es/%7eiag/tensor/) ha recalculado los registros de eventos de magnitud elevada desde el año 1983 (Stich *et al.*, 2003) y en la actualidad su catálogo está compuesto por mecanismos focales con $m_b > 3.5$, principalmente en la región Íbero-Magrebí. Por otro lado el Instituto Geográfico Nacional (I.G.N.) (www.ign.es/ign/es/IGN/BBDD_sismicos_CATMS.jsp) ha implementado el cálculo automático del tensor momento sísmico lo que permite obtener los datos de mecanismos focales de forma casi inmediata ($M_w > 3.3$) (Rueda y Mezcua, 2005).

La base de datos contiene 2201 mecanismos focales hasta el 23 de Abril de 2006 (Tabla 3.1).

	Región	Inicio Catálogo	Magnitud mínima	Número de eventos	Porcentaje
CMTHarvard	Planeta	1976	$m_b > 5.0$	696	31.65
E.T.H.	Europa	1994	$M_w > 2.9$	793	36.06
I.N.G.V.	Mediterráneo	1997	$M_w > 4.0$	485	22.06
I.A.G.	Iberia-N África	1983	$m_b > 3.5$	144	6.55
I.G.N.	Iberia-N África	2002	$M_w > 3.9$	83	3.68
Total				2201	100

Tabla 3.1. Mecanismos focales que componen cada catálogo que ha sido utilizado en este estudio

Algunos de estos mecanismos focales representan el mismo terremoto calculado por distinto organismo. Para realizar el filtrado hemos utilizado el porcentaje de ajuste a un modelo de doble par de fuerzas en el cálculo del tensor momento sísmico. Con este fin se ha creado el programa **2DC**, que además permite homogeneizar los datos de los distintos catálogos. Hasta tener 1680 mecanismos. Dado que el objetivo es caracterizar los esfuerzos corticales en este trabajo no se va a contar con los mecanismos cuya profundidad focal sea mayor de 70 km., eliminado así los mecanismos focales asociados a los procesos de subducción, localizados principalmente en la zona convergente de Sicilia y en el arco Helénico, así como en el nido de Vrancea y en el mar de Alborán (Fig. 3.3).

La base de datos utilizada está compuesta por 1610 terremotos (Tabla 3.2).

	Número de eventos	Porcentaje
CMTHarvard	588	36.57
E.T.H.	573	35.63
I.N.G.V.	310	19.28
I.A.G.	126	7.84
I.G.N.	13	0.68
Total	1610	100

Tabla 3.2. Mecanismos focales que componen la base de datos después de ser filtrados según el valor de DC y con profundidad focal menor o igual a 70 km.

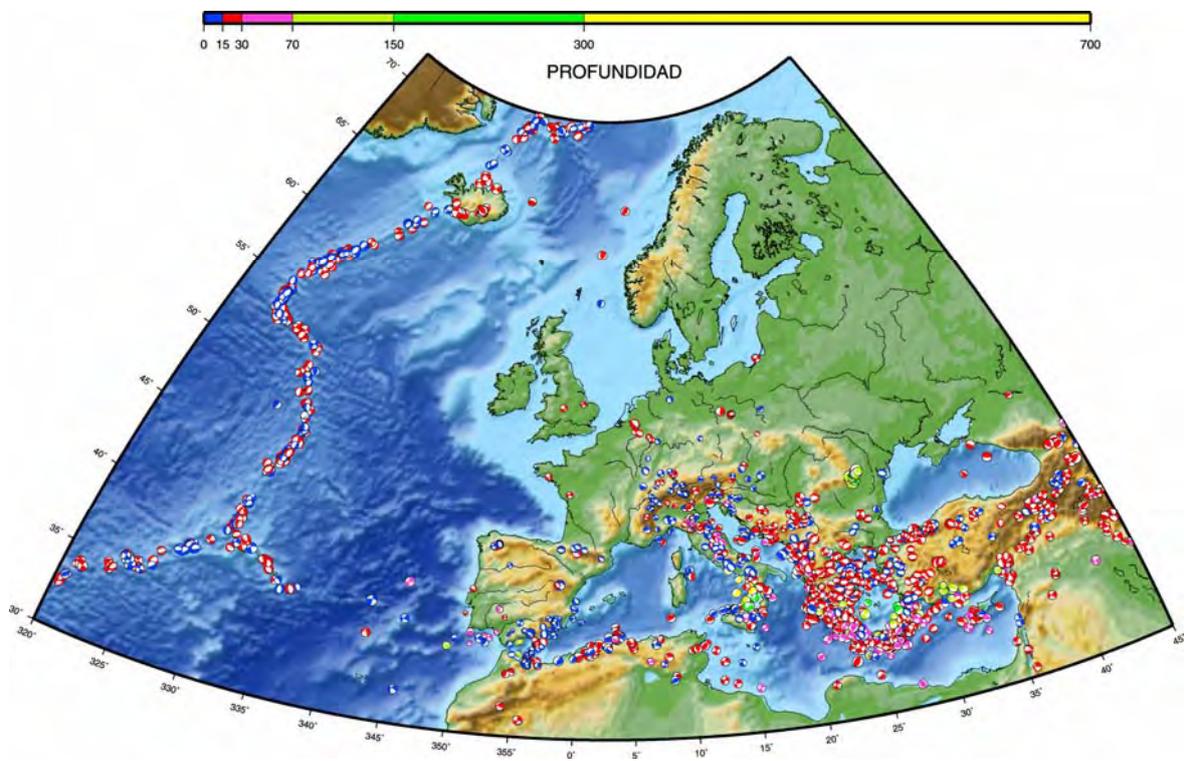


Fig. 3.3. Mecanismos focales que forman la base de datos. El color en los cuadrantes compresivos se representa en función de la profundidad.

Observamos como la mayor disminución la sufren los datos aportados por el catálogo del E.T.H., esto se debe a que cubre una superficie muy amplia con terremotos de pequeña magnitud, utilizando para la inversión un modelo de corteza estandarizado, lo que hace que la desviación respecto el doble par de fuerzas sea elevada. Algo similar ocurre con el catálogo de Harvard, pero el descenso es menor porque durante un periodo de tiempo de casi 30 años ha sido el único catálogo disponible. Los datos aportados por el Instituto Andaluz de Geofísica sufren pocas variaciones porque principalmente se localizan en el Mar de Alborán y este organismo usa un modelo de corteza específico para dicha zona, como podemos ver al comparar los parámetros de los mecanismos calculados fuera de esta zona (Muelas del Pan y Sarria) donde el DC es menor. El mayor recorte lo sufre el catálogo del Instituto Geográfico Nacional, debido a que el cálculo es automático, pero el DC no es demasiado bajo para los mecanismos que están en la Península Ibérica (Extremadura, Enero 2006).

3.2.- ANÁLISIS POBLACIONAL DE FALLAS

En los análisis de inversión de esfuerzos se asume, de modo implícito, que en el proceso de fracturación de la corteza superior aparecen una serie de propiedades geométricas invariantes al cambio de escala, cuya expresión más evidente es la ley de Gutenberg-Richter (De Vicente *et al.*, 2005). Bajo esta perspectiva resulta posible realizar la inversión sin tener en cuenta, o escalar, las fallas o mecanismos focales según su magnitud. Del mismo modo, no hay una magnitud mínima representativa del estado de esfuerzos tectónicos, por lo que el único criterio aplicable es el de la calidad de los mismos.

En una primera aproximación, muchos autores toman los ejes P, T y B, como σ_1 , σ_2 y σ_3 . Sin embargo los ejes P, T y B del mecanismo focal, pueden diferir mucho de las direcciones principales de esfuerzos (Angelier, 1994). McKenzie (1969) demuestra que σ_1 puede estar en cualquier lugar dentro del cuadrante extensional del mecanismo.

Ya que los métodos de inversión de esfuerzos utilizan como entrada, el par falla-estría, resulta necesario elegir, de entre los dos planos nodales, cuál introducir en la inversión (la excepción es el método de los Diedros Rectos). En este trabajo se ha seguido la metodología, para mecanismos focales calculados mediante el método de las primeras llegadas, de seleccionar el plano neoforado (CSN, 1998; Herraiz *et al.*, 2000). De este modo la solución obtenida en la inversión es mejor y explica un mayor número de fallas, aunque los resultados tensoriales son muy similares, tanto si se introducen sólo los planos reactivados o los dos (De Vicente, 1988; Giner-Robles *et al.*, 2006). La selección del plano neoforado puede realizarse aplicando simplemente el criterio de fracturación de Anderson, o como en este caso, utilizando las simetrías predichas por el modelo de deslizamiento de deformación triaxial (Reches, 1983; De Vicente, 1988; Capote *et al.*, 1991). Con este procedimiento, no se tiene certeza de que el plano seleccionado sea el que realmente produjo el sismo, pero se mejora notablemente la calidad de la solución del tensor de esfuerzos.

El primer método de inversión para poblaciones de fallas fue propuesto por Carey y Brunier (1974), donde se asumía que la estría coincidía con la dirección del máximo esfuerzo de cizalla. Aunque esta hipótesis ha sido largamente discutida, en la práctica los resultados que se obtienen, sobre todo a partir de poblaciones de mecanismos focales son altamente congruentes en una gran variedad de situaciones tectónicas (Vasseur *et al.*, 1983; Angelier, 1984; Michael, 1987).

Estas metodologías están basadas en las relaciones esfuerzo-deslizamiento descritas por Wallace (1951) y Bott (1959). Anderson (1951), fue el primer autor que estableció una relación entre el estado de esfuerzos, la simetría y la orientación de las fracturas de las rocas (Modelo de fracturación de Anderson), basándose en el criterio de fracturación de Navier-Coulomb. Este modelo clásico, es aún válido para sistemas de fallas de neofracción y con cabeceos puros de 0° ó 90° (Fig. 3.4).

Bott (1959), formuló una relación entre la orientación y la forma del elipsoide de esfuerzos que actúa sobre un plano preexistente. La premisa es que la estría refleja la dirección de la componente de cizalla (τ) sobre el plano y se expresa matemáticamente por la Ecuación de Bott:

$$\tan(\theta) = \frac{n}{lm} (m^2 - (1 - n^2)R')$$

$$R' = \frac{\sigma_z - \sigma_x}{\sigma_y - \sigma_x}$$

donde la tangente del ángulo de cabeceo (θ) está definida por los cosenos directores de la normal al plano de falla (l , m , n) y por el factor de forma (R'). σ_x , σ_y y σ_z , son respectivamente el esfuerzo horizontal mínimo, esfuerzo horizontal máximo y esfuerzo vertical. Esta relación, denominada ecuación de Bott, es la base de numerosos métodos de inversión de esfuerzos.

Según la forma del tensor (R'), los elipsoides de esfuerzos se clasifican en siete tipos diferentes (Tabla 3.3).

R'	TIPOS DE EJES	RÉGIMEN DE ESFUERZOS
$R' \rightarrow -\infty$	$\sigma_y = \sigma_x = \sigma_z$	COMPRESIÓN RADIAL
$R' < 0$	$\sigma_y > \sigma_x > \sigma_z$	COMPRESIÓN TRIAXIAL
$R' = 0$	$\sigma_y > \sigma_x = \sigma_z$	COMPRESIÓN UNIAXIAL
$0 < R' < 1$	$\sigma_y = \sigma_x > \sigma_z$	DESGARRE
$R' = 1$	$\sigma_z = \sigma_y > \sigma_x$	EXTENSIÓN UNIAXIAL
$R' > 1$	$\sigma_z > \sigma_y > \sigma_x$	EXTENSIÓN TRIAXIAL
$R' \rightarrow +\infty$	$\sigma_z > \sigma_y = \sigma_x$	EXTENSIÓN RADIAL

Tabla 3.3. Relación entre la forma del tensor de esfuerzos (R'), y el estado de esfuerzos que caracteriza

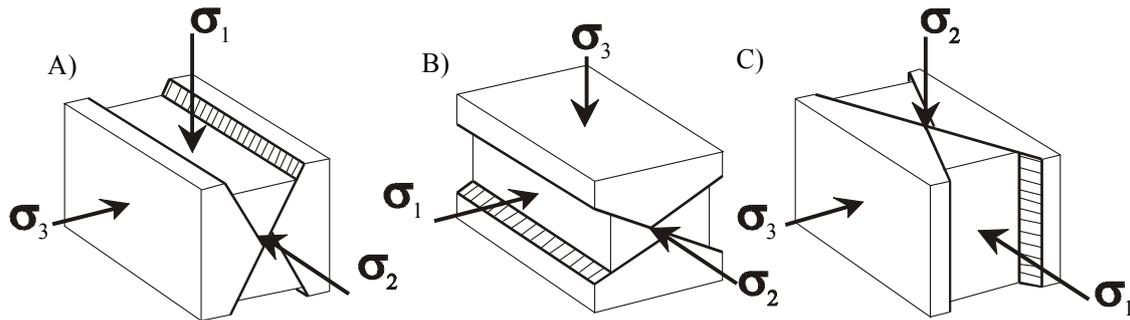


Fig. 3.4. Sistema de fallas conjugadas, en relación con los tipos de esfuerzo del Modelo de fracturación de Anderson: A) fallas normales, B) fallas inversas y C) fallas en dirección.

3.2.1- El método de los diedros rectos

Este es uno de los métodos gráficos más utilizados. Fue concebido por Pegoraro (1972) y difundido y aplicado mediante ordenador por Angelier y Mechler (1977) y es aplicable de forma directa, tanto a fallas, como a mecanismos focales de terremotos. Se trata de un método geométrico que se basa en limitar para cada falla las zonas del espacio compatibles en compresión y extensión, superponiendo estos campos en proyección estereográfica. Cada plano de falla y su estría sirven para dividir el espacio en cuatro cuadrantes, siendo los planos que los limitan el plano de falla y otro auxiliar normal a él y cuyo polo es la estría (Fig.3.5). No conviene olvidar que, mientras que el plano de falla es una discontinuidad real en la roca, el plano auxiliar sólo existe como construcción geométrica.

De este modo quedan definidos, sin ninguna ambigüedad, y teniendo en cuenta el sentido de movimiento de la falla, los dos diedros rectos opuestos dos a dos (en extensión, T y en compresión, P).

Resulta fácilmente demostrable que los ejes de esfuerzos principales máximo (σ_1) y mínimo (σ_3) no pueden disponerse en cualquier parte del espacio si se tiene en cuenta la hipótesis de Wallace - Bott. De este modo se demuestra que (Angelier, 1994) σ_1 debe situarse en el diedro en compresión y σ_3 en el diedro en extensión. Por el contrario, no hay constricciones geométricas sobre la orientación del eje σ_2 .

Dado que el eje σ_1 se encuentra situado en el diedro compresivo (P) y σ_3 en el extensivo (T), cuando un conjunto de fallas han sido activas bajo el mismo régimen de esfuerzos, los dos ejes principales de esfuerzos máximo y mínimo deben estar incluidos en el mismo diedro para todos los mecanismos focales correspondientes a las fallas. Este principio es fácil de aplicar manualmente, superponiendo los diedros en proyección estereográfica (Fig.3.6). No obstante, cuando las fallas son muy numerosas, suele suceder que no quede ningún área residual (100% de compatibilidad) en el diagrama final, debido a diversos factores (errores en la determinación de los sentidos de movimiento, presencia de fallas relacionadas con otro régimen de esfuerzos, dispersión natural de los deslizamientos, errores de las medidas angulares, etc.). Para solucionar este problema basta con aplicar un simple criterio numérico de porcentajes, dividiendo la falsilla estereográfica en una serie de intervalos discretos que tendrán un porcentaje de compatibilidad con el carácter de compresión y/o extensión. En nuestro caso hemos utilizado el programa Cratos 1.0, cuyo módulo DREC está descrito por De Vicente *et al.* (1992).

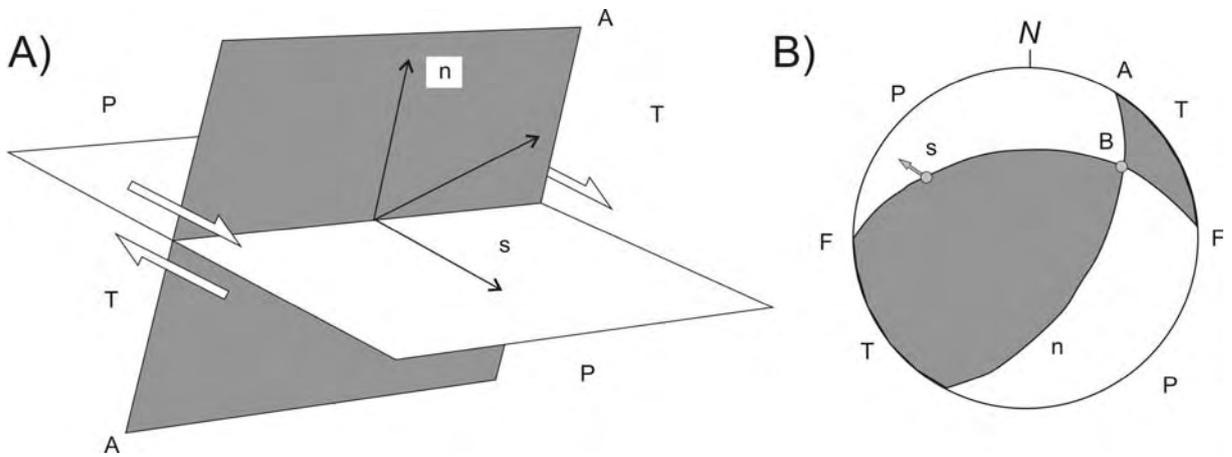


Fig 3.5 Diedros rectos y mecanismo focal de un a falla. A) en perspectiva y B) en proyección estereográfica (semiesfera inferior). F, plano de falla; A, plano auxiliar; n, vector unitario normal al plano de falla; s, vector unitario de deslizamiento; B, intersección de los planos F y A; P, diedro compresivo y T, diedro extensivo.

Posteriormente a su desarrollo, diversos autores han realizado trabajos para mejorar el método y solucionar algunos problemas del mismo. Así, Lisle (1987) impone dos condiciones para obtener mejores resultados en la aplicación del método:

- 1) Los ejes de máxima compresión y extensión deben ser perpendiculares.
- 2) Ambos ejes deben de estar en parejas opuestas de diedros.

Las ventajas fundamentales de este método son que proporciona una rápida y clara visualización de las posiciones de las zonas de máxima compresión y extensión, y su aplicación simultánea al estudio de poblaciones de mecanismos focales de terremotos y de fallas.

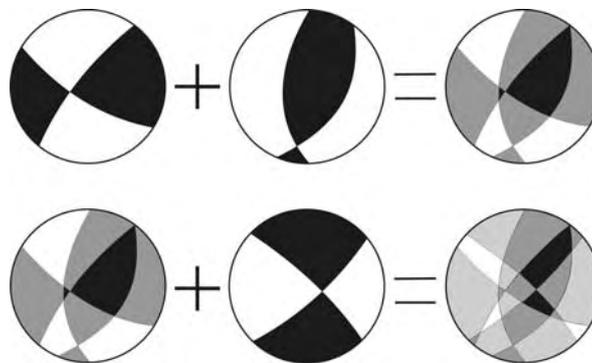


Fig. 3.6. Procedimiento gráfico del método de los diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977) para dos fallas. En oscuro compresión, en claro extensión.

3.2.2.- Modelo de deslizamiento (Reches, 1983; De Vicente, 1988)

El modelo de deslizamiento intenta explicar el hecho de que en condiciones triaxiales de deformación frágil, tanto naturales como experimentales, las fracturas se disponen según una simetría ortorrómbica con respecto a los ejes fundamentales del elipsoide de deformación (e_i). Este modelo se deduce a partir del criterio de fractura de Navier-Coulomb e incluye como caso particular (deformación plana, $e_2 = 0$), el modelo de fracturación de Anderson (1951), el cual presenta una simetría de los planos de falla de tipo monoclinica.

El modelo de deslizamiento supone que, en el caso más general (deformación triaxial), las fallas se disponen en cuatro familias con dos direcciones y buzamientos contrarios, debido a que estas geometrías son las que mejor disipan la energía durante la deformación frágil (Fig. 3.7). Para que se produzca el deslizamiento, asume que hay que vencer una resistencia cohesiva y friccional. El modelo de deslizamiento es válido para un comportamiento isótropo del macizo rocoso (número suficiente de planos de debilidad con distintas orientaciones en la roca), o bien para fallas de neoformación.

El modelo relaciona la forma del elipsoide de deformación (K') y el ángulo de rozamiento interno (ϕ), con los cosenos directores de las estrías de fricción y de las normales a los planos de falla. La forma del elipsoide de deformación viene dada por el parámetro K' :

$$K' = \frac{e_y}{e_z}$$

donde e_z es el eje de deformación vertical y e_y el eje de máximo acortamiento horizontal.

De Vicente (1988), establece una serie de ecuaciones que relacionan K' y ϕ , con los valores angulares de las fallas medidas en campo: sentido de buzamiento (D), buzamiento (B) y cabeceo de la estría (C), asumiendo que uno de los ejes se encuentra en la vertical, hecho que resulta ser muy común (Angelier, 1994).

Utilizando estas expresiones se obtiene para cada falla y de forma directa, la orientación del máximo acortamiento horizontal (Dey), un valor del ángulo de rozamiento interno de la roca durante el deslizamiento (ϕ) y la forma del elipsoide de deformación (K'). Los tipos de elipsoide en función del parámetro K' , 13 en total, están definidos en la tabla 3.4.

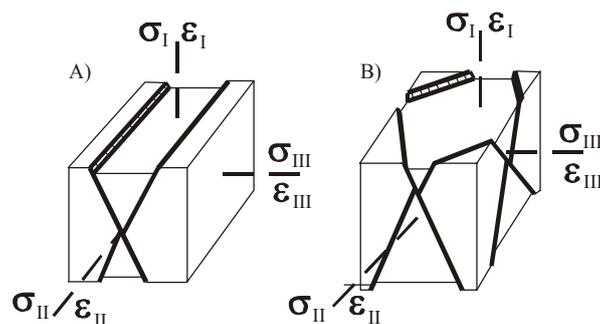


Fig. 3.7. Geometría comparada de los planos de falla según el modelo de Reches (1983): A) caso biaxial con simetría monoclinica (modelo de Anderson, 1951) y B) caso triaxial con simetría ortorrómbica.

SECUENCIA NORMAL	$K' = +\infty$	<i>Deformación plana</i>	$(e_z = 0; -e_x = e_y)$	<i>DESGARRES PUROS ($C = 0$)</i>
	$+\infty > K' > 1$	<i>Deformación por cizalla con componente extensional</i>	$(-e_x > e_y > e_z)$	<i>DESGARRES NORMALES</i>
	$K' = 1$	<i>Deformación extensional con componente de cizalla</i>	$(-e_x > e_y = e_z)$	<i>Fallas NORMAL DIRECCIONALES ($C \neq 0, \neq 90$)</i>
	$1 > K' > 0$		$(-e_x > e_z > e_y)$	
	$K' = 0$	<i>(deformación plana)</i>	$(-e_x = e_z; e_y = 0)$	<i>Fallas NORMALES PURAS ($C = 90$)</i>
	$0 > K' > -0.5$	<i>Deformación extensiva radial</i>	$(-e_z > -e_x > -e_y)$	
$K' = -0.5$	<i>Deformación extensiva radial pura</i>	$(e_z > -e_x = -e_y)$		
SECUENCIA INVERSA	$K' = -0.5$	<i>Deformación compresiva radial pura</i>	$(-e_z > e_x = e_y)$	<i>Fallas INVERSAS PURAS ($C = 90$)</i>
	$-1 > K' > -0.5$	<i>Deformación compresiva radial</i>	$(-e_z > e_y > e_x)$	
	$K' = -1$	<i>(deformación plana)</i>	$(-e_z = e_y; e_x = 0)$	<i>Fallas INVERSO DIRECCIONALES ($C \neq 0, \neq 90$)</i>
	$-2 < K' < -1$	<i>Deformación compresiva con componente de cizalla</i>	$(e_y > -e_z > -e_x)$	
	$K' = -2$	<i>Deformación por cizalla con componente compresional</i>	$(e_y > -e_x = -e_z)$	<i>DESGARRES INVERSOS</i>
	$-\infty < K' < -2$		$(e_y > -e_x > -e_z)$	
$K' = -\infty$	<i>Deformación plana</i>	$(e_y = -e_x; e_z = 0)$	<i>DESGARRES PUROS ($C = 0$)</i>	

Tabla 3.4. Tipos de elipsoides de deformación y valores de K' asociados

Al representar los posibles valores de cabeceo y buzamiento de una falla, se delimitan cuatro campos de posibles relaciones C/B que definen tipos de fallas diferentes. En este diagrama C/B (Fig. 3.8), las áreas 1 y 3 presentan fallas con mayor movimiento en dirección (cabeceos bajos con buzamientos altos), mientras que las zonas 2 y 4 tienen movimientos importantes según la máxima pendiente del plano (cabeceos altos). Las áreas 1 y 2 corresponden a fallas con acortamiento según el eje e_z (fallas normales), mientras que las 3 y 4 lo son de extensión según e_z (fallas inversas). Los casos extremos ($B = 90^\circ$, $C = 90^\circ$) corresponden a los elipsoides de tipo "deformación plana" ($e_z = 0$) para los que sólo existen dos familias de fallas (modelo de fracturación de Anderson).

Si una falla medida en campo, con una clara determinación de su sentido de movimiento no se ajusta al modelo (i.e. una falla inversa con un buzamiento de 60° y un cabeceo de 80°), podemos concluir que ésta es reactivada.

En el caso de mecanismos focales, se puede demostrarse que si los dos planos tienen geometrías diferentes (buzamiento del plano o cabeceo del deslizamiento), necesariamente uno de ellos es reactivado y el otro neoformado (Fig. 3.8). La posibilidad de movimiento en los planos reactivados depende del valor del ángulo de rozamiento interno deducido, que depende a su vez de la orientación del plano respecto a los ejes principales de la deformación. Con esto es posible determinar cual de los dos planos nodales de un mecanismo focal corresponden a la falla relacionada con él. En este caso se ha seleccionado el plano neoformado, por ser mecánicamente más compatible con el modelo. Aún sin saber si el plano elegido se corresponde con la falla que originó el sismo, es posible establecer las características del tensor de esfuerzos.

3.2.3.- Métodos de inversión

Para un tensor de esfuerzos dado, el problema directo consiste en determinar la orientación y sentido de movimiento, conocida la orientación de un plano de falla. Por el contrario, el problema inverso consiste en determinar el tensor de esfuerzos medio, a partir de

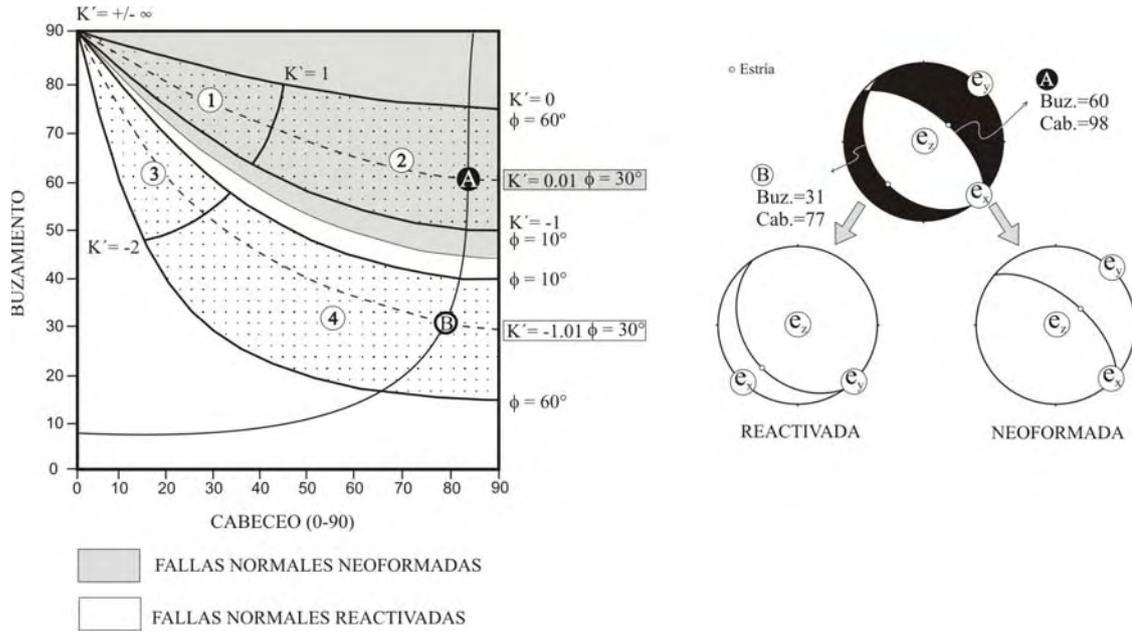


Fig. 3.8. Diagrama C/B con los cuatro tipos de campos: 1-normal direccional, 2-normal, 3-inverso direccional, 4-inverso, y proyección de los planos nodales de un mecanismo focal

las orientaciones y sentidos de deslizamiento de una población de fallas, o como en este caso, de mecanismos focales de terremotos. Ambas situaciones asumen que cada vector de deslizamiento tiene la misma orientación y sentido que el esfuerzo de cizalla correspondiente a un tensor de esfuerzos común. Esta asunción de que todas las fallas se movieron bajo el mismo evento tectónico, independientemente unas de otras, pero de modo consistente respecto a un único tensor de esfuerzos, no deja de ser una aproximación, y obliga a que se cumplan una serie de requisitos:

- 1) El estado de esfuerzos es homogéneo a la escala estudiada.
- 2) El tensor de esfuerzos activa un número de planos preexistentes lo suficientemente elevado.
- 3) En cada plano, el deslizamiento se produce paralelamente a la dirección del máximo esfuerzo tangencial o de cizalla sobre ese plano (no hay deformaciones conducidas).

Dado que el tensor de esfuerzo reducido tiene cuatro grados de libertad, mientras que normalmente el número de ecuaciones que se dispone es mucho mayor (una para cada falla), los sistemas suelen estar sobredimensionados. Este hecho permite adoptar modelos estadísticos para encontrar el mejor ajuste entre los datos de deslizamiento y los esfuerzos de cizalla teóricos. No es un método directo.

Los métodos basados en esta ecuación normalmente realizan un análisis tridimensional, a través de procesos iterativos de prueba y error, para localizar un tensor que haga mínima la diferencia entre las estrías teóricas producidas sobre el plano de falla por el tensor seleccionado, y las estrías reales, minimizando funciones del tipo:

$$F = \sum_{i=1}^n (x_i \wedge t_i)^2$$

siendo x_i la estría real, t_i la estría teórica, y \wedge el ángulo entre ellas. Algunos métodos no realizan una búsqueda global en todas las posiciones del espacio, sino que abandonan las "vías" que hacen aumentar el error.

Estos métodos suelen proporcionar:

- a) Las orientaciones de los ejes principales del tensor de esfuerzos ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$).
- b) Las magnitudes relativas de los ejes, definidas por R (stress ratio):

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$$

Este R es diferente del parámetro R' de la ecuación de Bott, siendo la equivalencia entre ambos:

σ_1 vertical	$R' = 1 / R$	$R' > 1$
σ_2 vertical	$R' = R$	$0 < R' < 1$
σ_3 vertical	$R' = 1 / (R - 1)$	$R' < 0$

Los diferentes valores de R representan los tipos de elipsoides de esfuerzo desde el tipo prolato, para $R = 0$ en régimen normal, hasta el tipo oblató, para $R = 1$ en régimen inverso, según se muestra de modo gráfico en la figura 3.9.

El Método de Inversión de Esfuerzos (Reches, 1987; Reches et al., 1992)

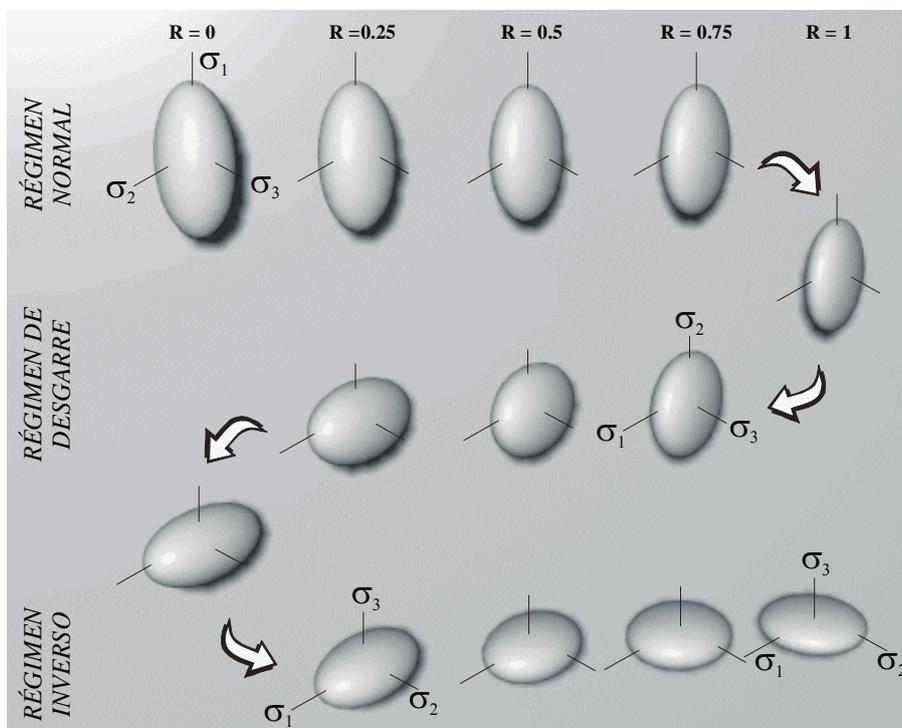


Fig. 3.9. Representación tridimensional de los elipsoides de esfuerzo en función de su factor de forma R (tomado de CSN, 1998)

Este método, formulado por Ze'ev Reches, permite obtener las orientaciones y las magnitudes relativas del tensor de esfuerzos asociado al movimiento de una población de fallas, y la fricción media bajo la cual se produjo el deslizamiento. Se basa en la Ecuación de Bott, el criterio de rotura de Navier-Coulomb, y se asumen las siguientes premisas:

- 1) El deslizamiento sobre un plano de falla se produce en la dirección de máximo esfuerzo de cizalla, o de un modo equivalente, perpendicular al eje de cizalla nulo (Bott, 1959).
- 2) Las magnitudes de los esfuerzos normales y de cizalla, satisfacen el criterio de rotura de Navier-Coulomb:

$$|\tau| = \mu \sigma_n$$

donde $|\tau|$ y σ_n son las magnitudes de los esfuerzos de cizalla y normal en la dirección de deslizamiento y μ el coeficiente de fricción.

- 3) Las fallas pueden ser neoformadas o reactivadas.
- 4) El deslizamiento se produce en condiciones mecánicas relativamente uniformes: las fallas fueron activas bajo el mismo estado de esfuerzos, y la fricción en éstas se puede representar como su valor medio. Se asume que la cuantía del deslizamiento y las rotaciones de las fallas son bajas.

Los supuestos 1 y 4 son comunes a todos los métodos de inversión de esfuerzos publicados, mientras que no sucede lo mismo con el criterio de rotura que se asume en este método. El supuesto 2 se trata de la ley de fricción de Amonton 1699 (o el criterio de Coulomb para el caso de cohesión nula), que es el más utilizado en mecánica de suelos y de rocas, habiendo sido demostrada su validez en numerosos experimentos. El equivalente geofísico cuantitativo y empírico es la Ley de Byerlee (Byerlee, 1978).

El programa STRESS, versión 2.9 (Reches, 1996), es el desarrollo informatizado del método y calcula un conjunto de tensores para distintos coeficientes de fricción (μ), a partir de un $\mu = 0.01$, con incremento variable. Por defecto se establece un paso de 0.1, ya que permite determinar con suficiente exactitud los diferentes tensores.

Además de la orientación y dispersión de los esfuerzos principales para cada tensor solución, el programa proporciona otros parámetros como la cohesión media calculada para las fallas, el stress ratio (R), la relación entre las magnitudes relativas de los esfuerzos calculados en función de un valor arbitrario del esfuerzo vertical ($\sigma_z = 100$), y el tensor que minimiza el vector residual (V_R)

$$V_R = (A * D) - F$$

siendo A = matriz calculada de los datos de deslizamiento

D = vector del tensor de esfuerzos

F = vector calculado a partir de σ_z (esfuerzo vertical), μ y C.

Para el conjunto de k fallas, V_R tiene $2*k$ términos (desde r_{1k} a r_{2k}). La exactitud de la solución viene reflejada por la raíz del error cuadrático medio (RMS):

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum r_k^2}{2k}}$$

donde r_k es el residual de la falla número k . El error cuadrático medio es una estimación de la desviación estándar para el mejor ajuste. Como las magnitudes y orientaciones de los esfuerzos principales no dependen linealmente de F , el programa calcula tres grupos de soluciones (F , F_1 y F_2) para cada μ seleccionado:

$$F_1 = F + \text{RMS} \qquad F_2 = F - \text{RMS}$$

Para estimar la calidad de una solución, Reches *et al.* (1992) aplican dos tipos de desviaciones angulares que están representadas por dos ángulos de dispersión diferentes:

1) *Ángulo de desviación de los ejes principales* (PAM, Principal Axes Misfit Angle). El deslizamiento a lo largo de una falla que cumple el criterio de rotura de Coulomb puede ocurrir bajo muchos estados de esfuerzo, Sin embargo, el valor de la diferencia de esfuerzos ($\sigma_1 - \sigma_3$) es mínimo, sólo para una orientación del tensor de esfuerzos (Jaeger y Cook, 1976). Este tensor que hace mínima la diferencia se denomina "tensor ideal". Los esfuerzos principales del tensor ideal C_1 y C_3 , están contenidos en el plano definido por el eje de deslizamiento y la normal al plano de falla. El eje C_1 forma un ángulo de $B = 45 - \Phi/2$ con el eje de deslizamiento, y un ángulo de $45 + \Phi/2$ con la normal a la falla, siendo $\Phi = \arctan \mu$. Si se calculan los ángulos entre los ejes principales del tensor ideal (C_1, C_2, C_3) y los del tensor general ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) para cada falla de la población (Fig. 3.10), se puede definir el ángulo de desviación medio de los ejes principales (t) para el conjunto de fallas explicadas:

$$t = \frac{(C_1 \wedge \sigma_1) + (C_2 \wedge \sigma_2) + (C_3 \wedge \sigma_3)}{3}$$

donde \wedge es la diferencia angular entre vectores.

Sin embargo, para casos radiales (ej. $\sigma_2 \approx \sigma_3$), grandes ángulos entre $C_2 \wedge \sigma_2$ y $C_3 \wedge \sigma_3$ no indican grandes desviaciones angulares entre los dos tensores. Para compensar este efecto, Reches *et al.* (1992) redefinen el valor de t , que pasa a ser:

$$t = \frac{(1 - R) C_1 \wedge \sigma_1 + R (C_3 \wedge \sigma_3)}{2}$$

donde

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$$

Así, para casos de R muy bajos, la desviación se determina principalmente por la desviación del eje σ_1 , y viceversa para los casos con R muy altos. Estas variaciones están de acuerdo con lo que implica los posibles valores extremos de R : bajos valores de R indican que cualquier posición en el plano perpendicular a σ_1 puede contener a σ_2 y a σ_3 . El ángulo de desviación de los ejes principales (PAM) de todas las fallas de la población (K) es:

$$PAM = \frac{\sum_{i=1}^k t_i}{K}$$

2) *Desviación angular de deslizamiento (SM, slip misfit)*. Es el ángulo de desviación entre el eje de deslizamiento medido en el campo (S) y la dirección del esfuerzo de cizalla

máximo en el plano (τ). La dirección de τ se calcula sustituyendo el tensor general y la dirección del plano de falla, mientras que SM es el ángulo medio entre el eje observado y el eje calculado de todas las fallas. Este ángulo SM es el mismo que utilizan la mayor parte de los métodos de inversión (Delvaux, 1994).

Reches, *et al.* (1992) indican que el ángulo SM es menos restrictivo que el PAM y puede anularse para muchos tensores generales. Por ejemplo, si el plano $\sigma_1 - \sigma_3$ del tensor general coincide con el plano definido por el eje de deslizamiento y la perpendicular a la falla, SM se anula para valores de β entre $0 < \beta < 90$. Por otro lado, bajo esas mismas condiciones, el PAM se anula sólo para una orientación definida por $\beta = 45 - \Phi/2$. Además, el valor de SM no está directamente constreñido por el coeficiente de fricción (μ) de la falla, a diferencia del PAM.

Por todas estas razones, Reches, *et al.* (1992) adoptan el PAM como criterio básico para la elección de la solución óptima, aunque también hay que tener en cuenta otros criterios:

- 1) Los ángulos de desviación PAM y SM entre ejes principales observados y calculados y los ejes de deslizamiento han de ser mínimos.
- 2) El coeficiente de fricción debe ser razonable ($0 < \mu < 1$), ser lo más cercano posible a 0.8 (Byerlee, 1978)
- 3) La cohesión residual calculada debe ser resistente al deslizamiento ($C \geq 0$).

El método de inversión de esfuerzos implica compatibilidad mecánica de todas las fallas explicadas, mientras en otros métodos desarrollados a partir de la ecuación de Bott es necesario interpretar subjetivamente la proyección de las fallas sobre el círculo de Mohr para evaluar la veracidad de la solución, ya que no se conoce el valor de la fricción media. Además, se trata de un método flexible que permite elegir, en función de varios parámetros de calidad, entre un abanico de soluciones. En este sentido, Célérrier (1988) ha demostrado, mediante modelización numérica, que si se considera la fricción en el proceso de inversión junto con la hipótesis de Wallace-Bott, el rango de precisión en el cálculo del tensor de esfuerzos es mucho mayor.

Para comprobar la representatividad estadística de cada solución, se realizó un proceso de muestreo con reemplazamiento, tipo Montecarlo, para el valor de fricción con menor error. Esta técnica permite calcular la máxima dispersión en la posición de los ejes principales. También permite detectar permutaciones entre los ejes principales del tensor solución, lo que sucede frecuentemente cuando dos ejes tienen magnitudes similares.

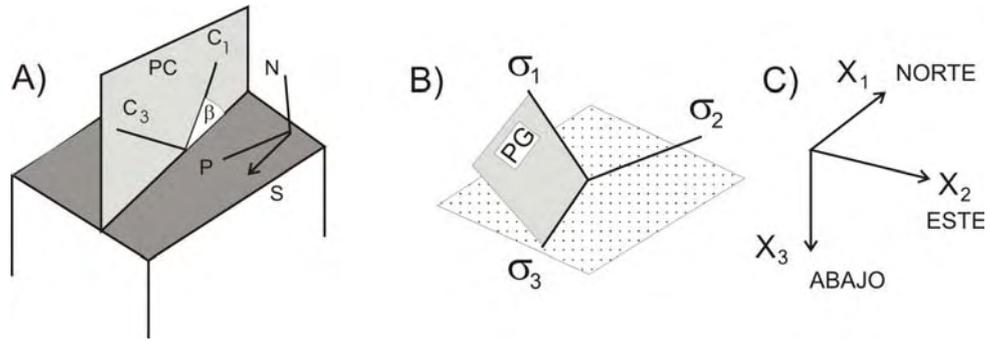


Figura 3.10. Geometría de la falla y del tensor de esfuerzos asociado con el deslizamiento sobre ella, y parámetros utilizados durante la inversión (modificado de Reches, et al., 1992)

IV- MAPA DE ESFUERZOS ACTIVOS EN EUROPA

En este capítulo se muestra el mapa de orientaciones de Dey y del factor de forma K' calculados con la metodología descrita en el capítulo 3.2 (Reches, 1983; De Vicente, 1988; Capote *et al.*, 1991). Los datos utilizados son los mecanismos focales calculados a partir del momento sísmico mostrados en el capítulo 3.1. Para la realización del mapa se han seguido las siguientes etapas:

1. Cálculo de los valores de Dey y k' para los 1610 mecanismos focales con el Modelo de Deslizamiento
2. Análisis de la distribución espacial de mecanismos focales en función del factor de forma.
3. Interpolación de los valores puntuales de Dey y K' a una malla regular de $1^\circ \times 1^\circ$, y representación en sendos mapas de trayectorias y régimen de esfuerzos.
4. Selección de seis zonas tectónicamente homogéneas y con interés para la inversión del tensor de esfuerzos.
5. Inversión de esfuerzos en las seis zonas seleccionadas con Método de Inversión de esfuerzos de Reches *et al.*, (1992).
6. Análisis y discusión de los resultados obtenidos.

4.1.- Cálculo del Modelo de Deslizamiento.

Una vez obtenidos los valores puntuales de la dirección de máximo acortamiento y del factor de forma, se han interpolado con una función tipo inverso al cuadrado de la distancia, a una malla de $1^\circ \times 1^\circ$. Dado que el parámetro K' presenta unos valores entre $+\infty$ y $-\infty$, se han reescalado los resultados mediante una escala logarítmica al intervalo entre 0 y 300 para su representación gráfica (Tabla 4.1).

K' (e_v/e_z)	Factor de Forma	Régimen de esfuerzos	Número de datos
(-0.5) a 0	0 a 10	Extensión uniaxial	496 (31%)
0 a 1	10 a 100	Normal direccional	244 (15%)
1 a 4	100 a 110	Direccional normal	218 (14%)
4 a $+\infty$ -4 a $-\infty$	110 a 190	Desgarres	178 (11%)
-4 a -2	190 a 200	Direccional-inverso	114 (7%)
-2 a -1	200 a 290	Inverso-direccional	133 (8%)
-1 a -0.5	290 a 300	Compresión uniax.	225(14%)

Tabla I Valores de K' , factor de forma recalculado para la interpolación y representación gráfica del régimen de esfuerzos.

4.2.- Análisis de la distribución espacial de mecanismos focales.

4.2.1.- Régimen de Compresión uniaxial

Las soluciones de este régimen se localizan principalmente en tres zonas correspondientes a: el área mediterránea (desde la costa argelina, Sicilia y el mar Tirreno, la costa Adriática desde el golfo de Venecia hasta el Arco Helénico y Chipre); el núcleo del Cáucaso; la costa atlántica de la Península Escandinava (Müller *et al.* 1992). Es reseñable además la presencia de este tipo de soluciones en la dorsal Atlántica y en particular en el sector central de Islandia (glaciar Vatnajökull), donde parecen estar relacionados con las erupciones volcánicas más intensas (Nettles y Ekström, 1998). En el sur de la Península Ibérica también aparece alguna solución de este tipo (Fig 4.1.A).

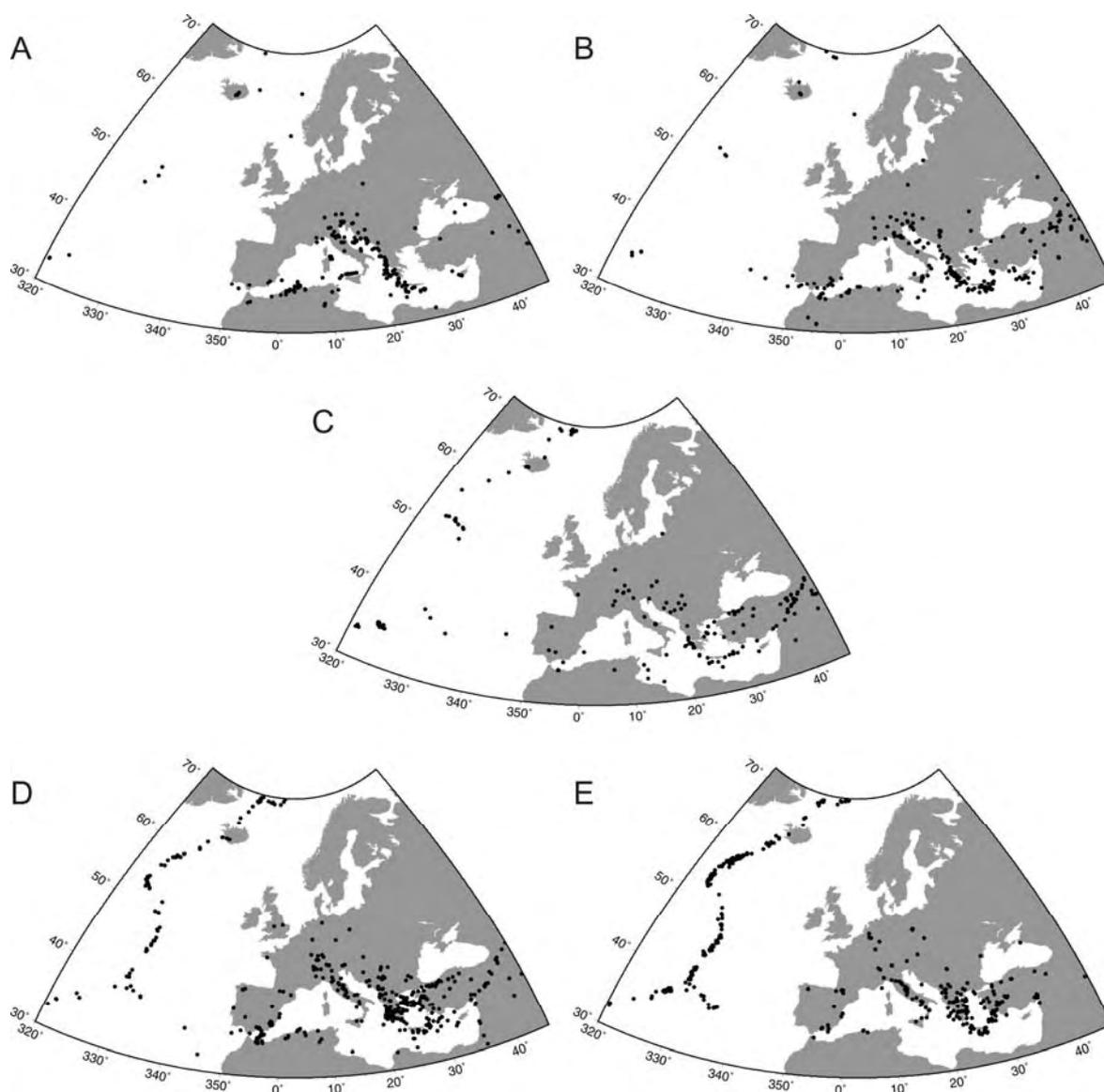


Fig. 4.1. Distribución geográfica de los mecanismos focales utilizados para la realización del mapa de estado de esfuerzos actuales en función del régimen de esfuerzos. A) compresión uniaxial; B) direccional-Inverso; C) desgarre; D) direccional-normal y E) extensión uniaxial.

4.2.2.- Régimen Inverso direccional

Este régimen se distribuye desde el SO de la Península Ibérica por la Cadena Bética y el Rif hasta la frontera argelino-marroquí. Estos mecanismos también se distribuyen por la Península Italiana (desde Sicilia rodeando el mar Jónico hasta la fosa de Creta). En la fosa griega aparecen desplazados hacia el este respecto las soluciones de tipo compresión uniaxial. Además destaca su existencia, de una forma más dispersa, a lo largo del sistema de fallas de Anatolia y en el Cáucaso. Por último también aparecen en las fallas transformantes Oceanographer, Charlie-Gibbs y Jan Mayen (Fig 4.1.B).

4.2.3 Régimen de desgarre

Estas soluciones se acumulan en las zonas de fractura de Hayes, Oceanographer, Charlie-Gibbs y Jan Mayen, así como en la zona sísmica del sur de Islandia y en las zonas de fractura más pequeñas que segmentan la dorsal de Reyjkanes. También aparecen en el Mediterráneo, en el nudo de Alhucemas y la costa Tunecina. Es destacable el gran número de este tipo de mecanismos en Turquía (zona del Bósforo), y en la falla del Este de Anatolia. Se distingue otra concentración a lo largo de la zona de enlace entre el Arco Helénico y el Arco Chipriota (sistema de fallas de Plinio y Estrabón). En zonas intraplaca, aparecen los eventos de la Península Ibérica (Extremadura y Zamora) y los del Macizo Armoricano, así como los eventos correspondientes a la costa báltica y la Falla de Borgoña (Fig 4.1.C).

4.2.4.- Régimen direccional-normal

Estas soluciones se concentran a lo largo de las dorsales de Kolbeinsey, Reyjkanes y Medio-Atlántica, hasta el punto triple de Azores. En Iberia existen muchos mecanismos de este tipo en Alborán y las Béticas, así como en la Cordillera Ibérica, los Pirineos y Galicia. Hacia el E este régimen es mayoritario en los Apeninos y en el sector central de los Alpes. Otras concentraciones se producen a lo largo del perímetro del mar Egeo, en la prolongación de la falla del Norte de Anatolia y en el SE de Turquía (falla de Ecemis y falla del Este de Anatolia). Destacan dentro de este grupo los sistemas de Rifts Cenozoicos que atraviesan Centro-Europa y los únicos dos mecanismos presentes en Inglaterra (Fig 4.1.D).

4.2.5.- Régimen de extensión uniaxial

Las soluciones extensionales son mayoritarias en toda la Dorsal Medioatlántica, incluyendo el segmento de Azores (donde también existen soluciones de tipo normal direccional). En la Península Ibérica destacan las soluciones correspondientes a los Pirineos y a Galicia, y en menor medida a las Béticas. En Italia, al igual que en el Mar Egeo, se distribuyen de manera similar a las soluciones de tipo direccional-normal. Lejos de los límites de la placa, este tipo de soluciones aparece en los graben, principalmente en el del Bajo Rhin, con especial interés durante la crisis sísmica del año 2002, así como en el nido sísmico de Polonia (Fig 4.1.E).

4.3.- Análisis del mapa de máxima compresión horizontal y del factor de forma

El resultado de la interpolación a una malla regular de los valores de Dey y K' es una distribución regular de dichas orientaciones de máxima compresión horizontal y del factor de forma del elipsoide se muestra en forma de mapas en las figuras 4.2 y 4.3 (Olaiz *et al.*, 2006). A continuación se describen brevemente sus principales características.

4.3.1.- Orientaciones de la máxima compresión horizontal

El mapa de orientaciones de máximo esfuerzo horizontal resulta congruente con las principales estructuras geológicas y con las diferentes situaciones tectónicas en la zona estudiada, así como con los publicados anteriormente a partir de distintas aproximaciones (Zoback, 1992). La dirección predominante es NO-SE, aunque a escala regional sufre variaciones. En general las orientaciones de S_{Hmax} pasan de ser N-S en el límite entre África y el S de Europa a E-O en las inmediaciones de la Dorsal Atlántica, si bien existen numerosas perturbaciones locales en las orientaciones de los esfuerzos horizontales (Fig 4.2).

En las zonas de dorsal S_{Hmax} se dispone perpendicular al eje de la misma, con perturbaciones en las principales zonas de fallas transformantes de hasta 45° . En el mar del Norte la orientación de S_{Hmax} se mantiene constante a lo largo de la corteza oceánica, para posteriormente girar en sentido horario hacia el continente; más al sur este giro se produce más cerca del límite de placas. En la zona de convergencia entre la placa Euroasiática y la placa Africana, también domina la dirección NO-SE, que sólo varía en la costa Dálmata, realizando un giro de casi 90° en sentido horario. Por último en Anatolia es donde se aprecian las mayores divergencias respecto al patrón general, ya que domina la dirección NE-SO.

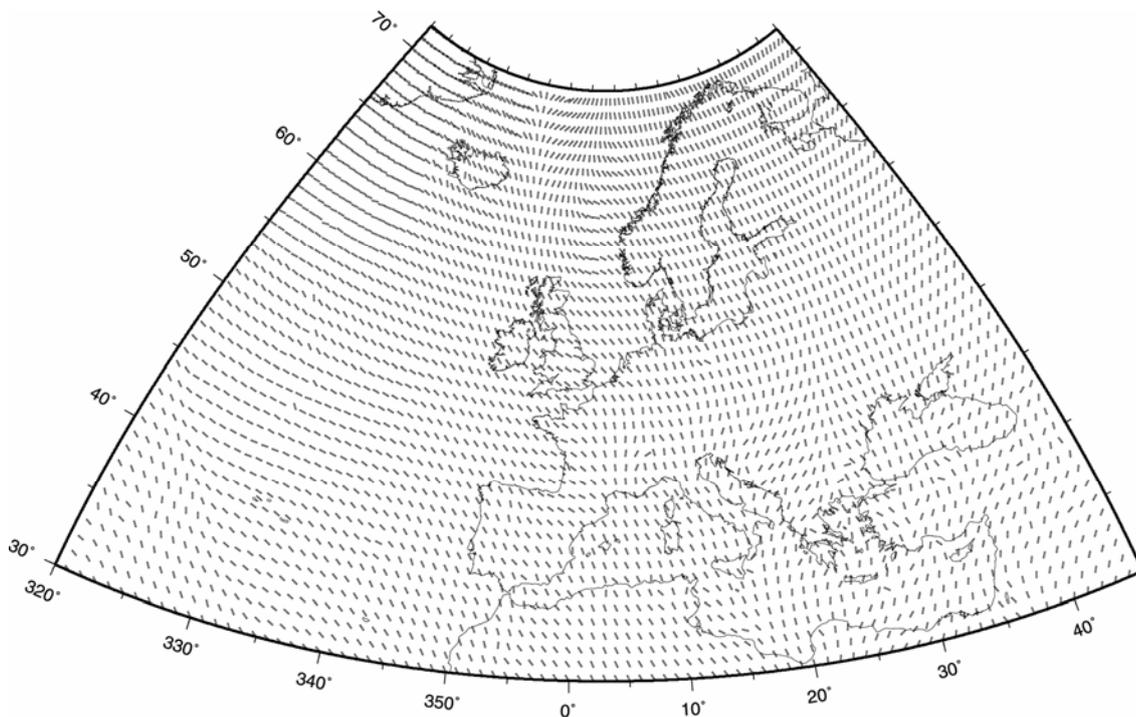


Fig. 4.2. Mapa de orientación de máximo acortamiento horizontal (S_{HMAX}) interpolado a una malla regular de 1 grado x 1 grado.

4.3.2.- Factor de forma

Los resultados obtenidos con esta metodología resultan congruentes con el conocimiento geológico y marco tectónico de la zona estudiada (Fig. 4.3). Los máximos extensionales coinciden con las zonas de dorsal oceánica y se encuentran separados por una zona amplia de desgarre (Zona de Fractura de Charlie-Gibbs) (De Vicente *et al.*, 2000). Aparecen definidos además cuatro máximos relativos alejados de las zonas de expansión oceánica: Pirineos Occidentales, Bajo Rhin, Apeninos y Mar Egeo. En Pirineos existen mecanismos focales cuyos planos nodales son paralelos a la cadena, lo que parece indicar compensación isostática de la topografía. Esta zona extensional pirenaica se continúa hacia el oeste hasta Galicia. El caso del Bajo Rhin es más claro, ya que se trata de un graben con actividad cenozoica ampliamente documentada. En el área central de los Apeninos, aunque existen muchos mecanismos extensionales dispersos, se puede definir un único mínimo relativo que se encuentra limitado por zonas amplias de compresión situadas en los mares Tirreno y Adriático (Chiarabba *et al.*, 2005). Quizás el caso más ilustrativo sea el del arco Helénico, ya que al existir gran cantidad de datos con amplia distribución geográfica, queda bien delimitada la zona de convergencia, al sur de las islas griegas, y la zona de extensión en el Mar Egeo. En esta última región incluso es posible distinguir la zona de enlace con el arco Chipriota, donde aparece un máximo compresional que, a su vez, se une a un sector de desgarre puro, de dirección N-S, en el Mar Muerto.

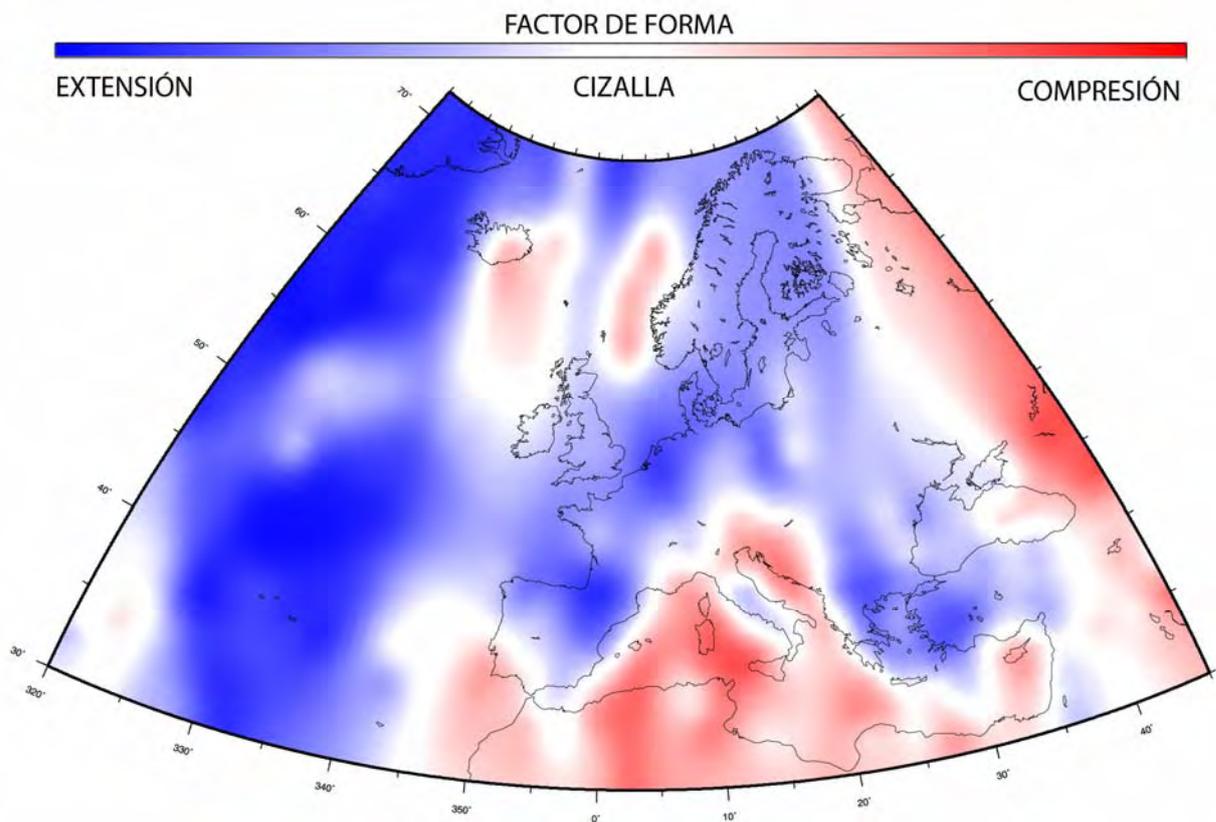


Fig. 4.3. Mapa del factor de forma reescalado.

Las zonas compresivas aparecen más dispersas. En el Atlántico destaca un máximo en Islandia, en la zona del glaciar Vatnajokull, el cual, como se ha expuesto anteriormente, parece estar íntimamente ligado a la actividad volcánica. En el margen de Noruega, aun con pocos datos, se define una zona compresional equivalente a los resultados de trabajos anteriores (Müller *et al.*, 1992). El Banco de Goringe y áreas oceánicas próximas muestran el marcado carácter transpresivo descrito anteriormente (Vázquez y Vegas, 2000). En el área Mediterránea, se observa como la compresión es máxima en Argelia, aumentando el componente direccional hacia el estrecho de Gibraltar.

Los Alpes muestran un carácter direccional como consecuencia de la gran variedad de mecanismos focales, aunque en la parte occidental predomina la extensión y en la oriental la compresión.

4.4.- SELECCIÓN DE ZONAS TECTÓNICAMENTE HOMOGÉNEAS Y CON INTERÉS EN EL ESTUDIO DEL DEY Y K´.

Se han seleccionado seis zonas debido al interés que suscita su estudio y a que representan ambientes tectónicos distintos. Para su análisis se ha elaborado otra malla, con un espaciado de 20'×20', lo que permite visualizar de manera rápida las zonas de deformación homogénea que, cruzada con la información tectónica y de distribución epicentral nos permite seleccionar zonas en las que calcular el tensor de esfuerzos, a partir de métodos clásicos de inversión. La descripción minuciosa de estas ampliaciones se llevará a cabo en el capítulo siguiente, así como la interpretación de los resultados obtenidos.

V – ANÁLISIS DE ESFUERZOS A ESCALA REGIONAL

5.1.- PENÍNSULA IBÉRICA

La Península Ibérica se encuentra entre las placas Euroasiática y Africana, en una zona de convergencia lenta (2-4 mm/año, dependiendo de la longitud) (Argus *et al.*, 1986). Durante el Cenozoico, la evolución de la Placa Ibérica está condicionada por el cierre del mar de Tethys y la orogenia alpina (Savostin *et al.*, 1986; Ziegler, 1988; Dewey *et al.*, 1989; Andeweg, 2002; Jabaloy *et al.*, 2002).

Características generales de la sismicidad

La sismicidad en el límite entre Eurasia y África aumenta su profundidad desde el Punto Triple de Azores hacia el este. La mayor actividad se localiza a menos de 30 km de profundidad, pero con un importante desarrollo a profundidades intermedias e incluso elevadas (hasta 650 km) (Grimison y Chen, 1986). La sismicidad en este límite de placas define cuatro sectores geodinámicos diferentes, desde Azores hasta la Península Ibérica (Grimison y Chen, 1986; Buform *et al.*, 1988; Kiratzi y Papazachos, 1995): una zona de divergencia oceánica en la Dorsal de Terceira, una zona transformante intraoceánica (sin actividad sísmica instrumental, falla de Gloria), una zona de convergencia oceánica y una zona de convergencia continental, donde la distribución de los epicentros es difusa (Fig. 5.1).

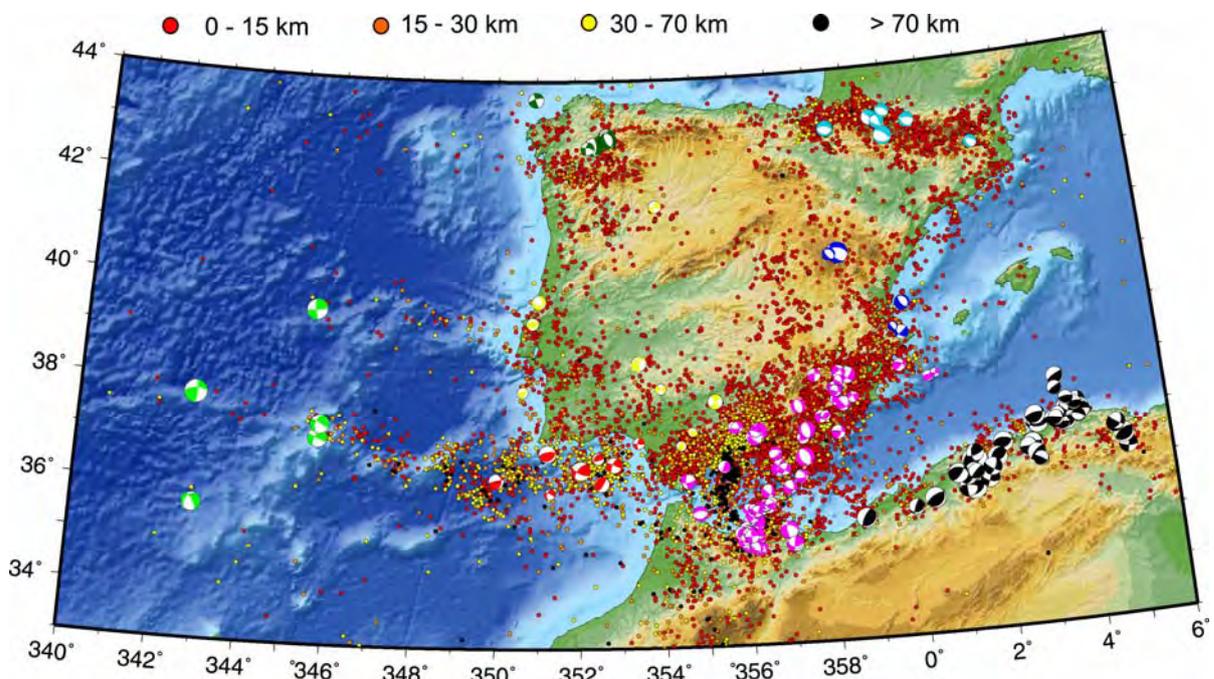


Fig. 5.1. Epicentros de la base del I.G.N. y mecanismos focales utilizados en la inversión de esfuerzos. Verde claro: Gorringe; Rojo: Golfo de Cádiz; Rosa: Alborán; Negro: Argelia; Azul: Cadena Ibérica; Amarillo: Macizo Ibérico; Verde: Galicia y Azul claro: Pirineos.

En los Pirineos se observa una banda en la sismicidad de orientación E-O, formada por lineaciones NO-SE, entre las que aparecen “*gaps*” con menor actividad.

La actividad sísmica en el interior peninsular muestra una distribución geográfica muy amplia y difusa. La zona con mayor actividad sísmica actualmente el NO y el O, aunque los terremotos ocurren también, con menos frecuencia, en todo el resto de la zona. Una gran parte de la sismicidad aparece en forma de series sísmicas; secuencias de varios terremotos con magnitud similar, que no corresponden al esquema más común de un único terremoto principal con réplicas, como fueron las series de Lugo (Mayo de 1997) y de Zamora (Febrero de 2003).

Orientación de Dey y Mapa de factor de forma (K')

En el mapa de factor de forma se aprecian dos máximos compresivos: al oeste en la zona del Banco de Gorringe, el régimen es inverso-direccional, que se prolonga hacia el norte hasta Montejuto (terremoto marzo 2006). Mientras que en Argelia el régimen es de compresión uniaxial. Estos máximos están separados por una banda N-S, que va desde el S de Alhucemas hasta las Béticas. Al norte el régimen dominante es el desgarre, que gradualmente pasa a extensional en la Cadena Ibérica y en el sector NO de la Península. Por último en los Pirineos, sobretudo en la parte occidental, distinguimos un máximo extensional.

La dirección de máximo acortamiento horizontal es NNO-SSE en el límite de placas y se hace ONO-ESE al norte de Sierra Morena, manteniéndose constante (Fig. 5.2).

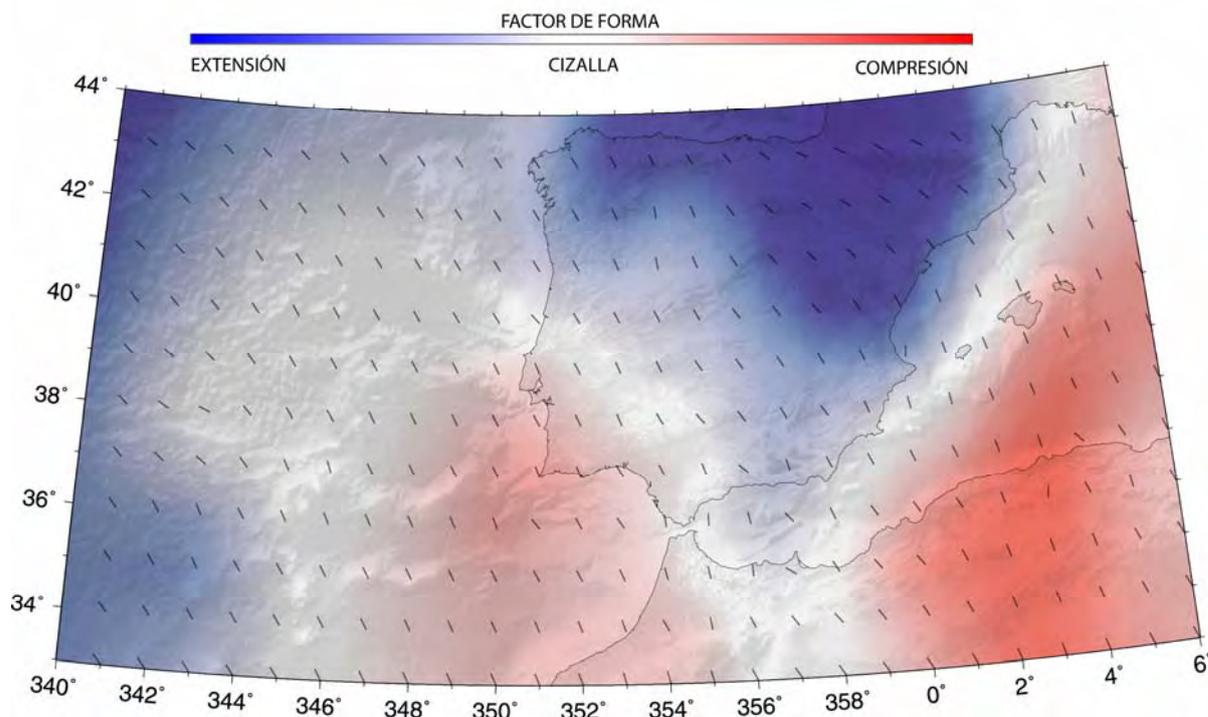


Fig. 5.2. Mapa de facto de forma, interpolado en una malla 20' x 20' y dirección de máximo acortamiento en la horizontal interpolado en una malla 1° x 1°.

Tensores de esfuerzos

Los tipos de esfuerzos tectónicos activos que se deducen del análisis anterior son (Tabla 5.1, Fig. 5.3, Anexo I):

Extensivos en Azores (extensión casi radial), NO (Galicia), Pirineos y Cadena Ibérica. En esta última la extensión también es próxima a radial, mientras que en el N peninsular parece predominar una extensión próxima a uniaxial. Algo más de un 30% de los mecanismos focales de las Béticas-Alborán sólo se explican mediante una extensión casi radial, no excluyéndose la posibilidad de subdividir la solución en dos extensiones uniaxiales ortogonales.

Compresivos (compresión uniaxial) en Argelia y en algunos sectores de las Béticas orientales (Albo inv). La solución del Golfo de Cádiz se encuentra también próxima a compresión uniaxial, pero con σ_2 en la vertical.

De cizalla (desgarres) en Gorringe (desgarre puro), Golfo de Cádiz (transpresión), Béticas-Alborán-Rif (transtensión) y en el Macizo Ibérico (desgarres algo inversos).

Desde estos resultados, cabe señalar la ausencia de condiciones tensoriales típicas de otros orógenos colisionales activos en la Cordillera Bética y el Rif. No es el caso del NO de Argelia, donde se documenta una compresión uniaxial NO-SE perpendicular a las directrices tectónicas y topográficas que indican cabalgamientos activos generalizados de la corteza continental africana sobre la adelgazada de Alborán y viceversa. Estas directrices aparecen segmentadas por fallas lateral derechas NO-SE, también activadas por el tensor calculado, produciéndose una cierta partición de la deformación. En conjunto la distribución espacial de las estructuras activas dibuja un tren escalonado de cabalgamientos y fallas en dirección, que también se aprecia en la distribución de la sismicidad instrumental registrada (Fig. 5.1). La situación tensorial y tectónica es muy similar en el Golfo de Cádiz y en las Béticas occidentales, si bien el tensor cae más del lado de la cizalla, lo que resulta en una mayor longitud de los desgarres NO-SE que segmentan los cabalgamientos, en este caso, entre las cortezas continentales adelgazadas de Africa e Iberia (Fig 5.3). Más hacia el oeste, ya en corteza oceánica, la situación pasa a ser de cizalla, aunque el tránsito desde la zona anterior parece gradual, pudiéndose considerar en conjunto una zona transpresiva lateral derecha.

Zona	Ne/N	S _{Hmax}	R	SM	PMA	μ	C	σ_1	σ_2	σ_3
Gorringe	5/5	150.1	0.5	10.67	24.07	0.1	0.0104	15.2/153	66.2/281	18/058
Golfo deCádiz	8/8	147	0.2	16.97	26.86	0.3	0.076	04.9/147	82.1/275	06/057
Galicia	7/7	151.5	0.49	4.3	16.92	0.59	0.004	81.4/030	47.5/153	04/062
Cad. Ibérica	7/7	151.9	0.26	11.11	18.21	0.9	0.0068	69/159	20.7/328	04/059
Macizo	7/7	121.7	0.38	10.95	28.73	0.01	0.0011	05.9/121	75/009	14/213
Pirineos	9/9	125.4	0.65	13.31	19.96	0.01	0.0007	67.6/242	08.6/131	21/037
Argelia	51/58	150.3	0.13	16.14	20.1	0.3	0.0504	10.3/331	25.4/066	62/221
Albo_tot	95/95	155	0.72	28.44	30.01	0.01	0.0338	43.7/336	46.3/153	02/245
Albo-20	48/48	154.8	0.73	7.49	20.42	0.1	0.0074	45.9/335	44.1/155	00/245
Albo-15	41/41	153.5	0.7	6.71	19.8	0.1	0.0052	42.4/333	47.5/155	01/064
Albo inv	13/13	167.6	0.04	14.49	20.92	0.3	0.0625	06.4/347	67.6/242	21/080
Albo+20	30/30	140.5	0.29	24.85	38.84	0.3	0.0305	88/233	00.8/045	02/075

Tabla 5.1. Resultados de la inversión de esfuerzos. Ne/N: número de mecanismos usados/iniciles; SHmax: dirección de máximo acortamiento; R: factor de forma; SM: slip; PMA: error principal; μ : coeficiente de fricción

En el oeste peninsular la situación es también transpresiva, si bien los desgarres se localizan en corteza continental. En este caso, la sismicidad se nuclea en los lateral derechos al S de la zona (p. Ej. Falla de Zufre, De Vicente *et al.*, 2006), mientras que hacia el N lo hace sobre los lateral izquierdos, especialmente en el sistema de fallas NNE de Regua-Verín-Vilariça-Bragança activo durante el Plioceno y el Cuaternario (Cabral, 1989; Cabral y Ribeiro, 1989).

En el noroeste de Iberia (Galicia) el tensor resultante es claramente extensivo, aunque la sismicidad se nuclea en la continuación septentrional del sistema de fallas antes mencionado, dibujando también la activación de fallas ENE en escalones contractivos de dicho sistema (Fig 5.3) correspondientes a fallas inversas. Por lo tanto, no queda claro cuál es el límite, en cuanto a latitud, entre la zona de cizalla al S y la extensiva al N y, si en conjunto, el O peninsular se encuentra sometido a esfuerzos de tipo desgarre. La inclusión en el análisis de los mecanismos focales de tipo desgarre de Muelas del Pan (Antón, 2003), algo más hacia el SE, no varía la solución extensiva que se obtiene para esta zona de la Península.

En Pirineos los resultados indican una extensión próxima a uniaxial en dirección N35°E, perpendicular a las principales alineaciones epicentrales (Fig. 5.1), sobre todo en la parte más occidental de la cadena. Estos esfuerzos son similares a los determinados en relación al sismo de Arudy (Rivera y Cisternas, 1990) y con los mecanismos recientemente calculados (Ruiz *et al.*, 2006), pero muy diferentes de los obtenidos a partir de mecanismos focales calculados a partir de primeras llegadas (Goula *et al.*, 1999; Herraiz *et al.*, 2000) que implicaban un régimen de desgarre con S_{Hmax} N010°E. No obstante, fallas ONO-ESE con evidencias de actividad cuaternaria, como la de Lourdes, presentan claros movimientos de tipo normal (Alasset y Megharoui, 2005).

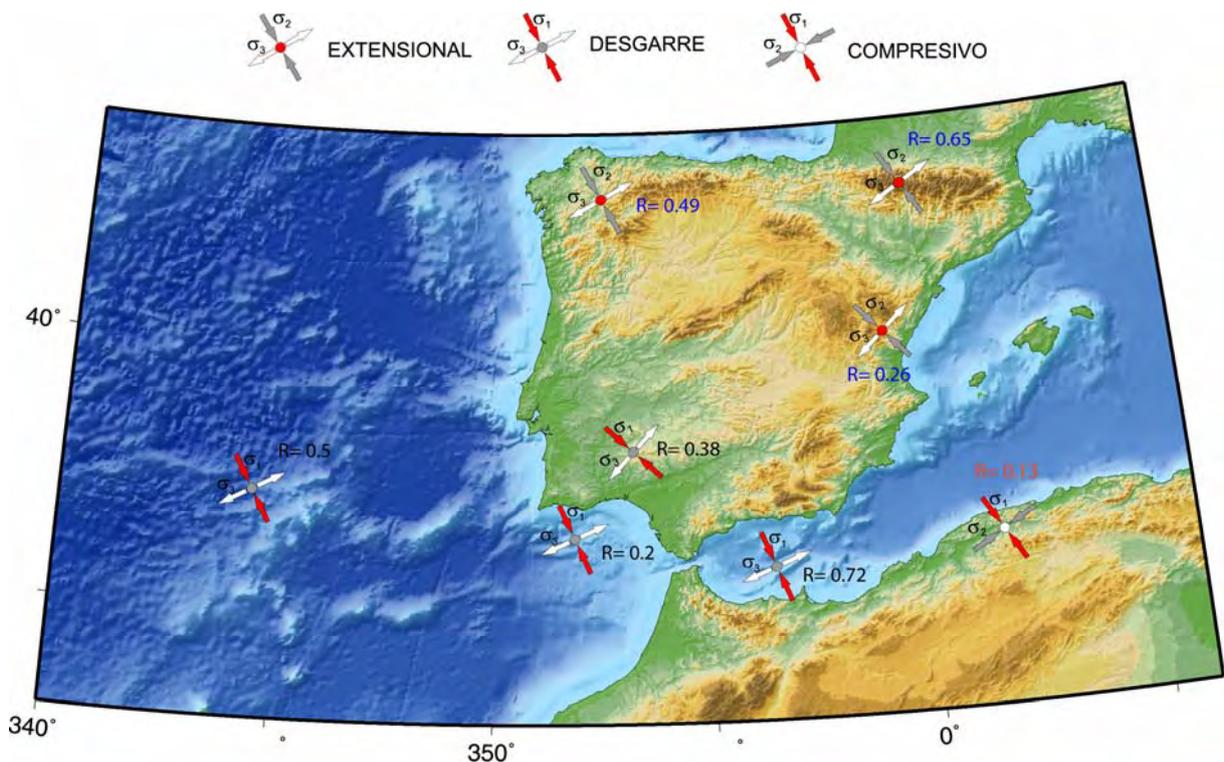


Fig. 5.3. Tensores calculados para la Península Ibérica.

La situación más extensiva se localiza en la Cadena Ibérica, activando fallas normales NO-SE que resultan ser las directrices principales de la cadena (y del rift mesozoico). Son también evidentes alineaciones epicentrales de la misma orientación (Fig. 5.3). Esta extensión se habría sobreimpuesto a la relacionada con la apertura del surco de Valencia, ya en el Plioceno (Simón Gómez, 2004).

En las Béticas (sobre todo en las orientales), Alborán y el Rif, la inversión no es unitensorial, deduciéndose de la población, al menos 3 soluciones mecánicamente poco compatibles. La solución mayoritaria (Albo tot) indica un régimen de esfuerzos activos de tipo cizalla a extensión uniaxial ($R=0.72$). Aunque los errores no son muy elevados (Tabla 5.1), los ajustes para errores menores (Albo-20 y Albo-15) aportan valores de forma del tensor muy similares ($R=0.73$ y 0.7) aunque sólo explican la mitad de los mecanismos focales de la zona. Las posiciones de σ_1 y σ_2 aparecen con inmersiones intermedias debido al valor de R obtenido, que facilita los intercambios entre ambos ejes. La misma tendencia se observa al variar el coeficiente de fricción (en la solución fricciones bajas favorecen tensores de cizalla) (Anexo I.). En este caso, la mejora en el ajuste de la solución reduce el error en la posición de σ_3 , pero no en σ_1 y σ_2 .

El resto de la población se puede subdividir a su vez entre fallas con sentidos de movimiento inversos y normales, pero que implican posiciones de σ_3 distintas de la solución mayoritaria. La subpoblación de mecanismos inversos (Alb inv) (13 mecanismos) proporciona una buena inversión con una compresión próxima a uniaxial que activa desgarres y cabalgamientos simultáneamente, si bien la orientación de σ_1 se aproxima a N-S, con lo que las fallas inversas activadas son E-O a ENE-OSO. Los mecanismos restantes sólo pueden ajustarse con errores no muy elevados a una extensión próxima a radial, no pudiéndose excluir la concurrencia de varias extensiones uniaxiales con distinta orientación de σ_3 .

Discusión

Si esta extensión en los Pirineos está ligada en profundidad a la actuación de grandes cabalgamientos o a ajustes isostáticos post-orogénicos puede deducirse del entorno tensorial: no hay distribución de esfuerzos ligados a un claro ambiente orogénico, por lo que la hipótesis de los reajustes normales por compensaciones topográficas es la que parece más plausible.

No hay una distribución geográfica apreciable para cada una de las subpoblaciones de Alborán, si no que aparecen mezcladas por toda la zona. Este comportamiento se observa frecuentemente asociado a importantes zonas de desgarre, donde los estados de esfuerzos sismogénicos son heterogéneos e implican una variedad de sub-regímenes mecánicamente incompatibles, como resultado perturbaciones y permutaciones que tienen lugar en áreas relativamente pequeñas. Estas “switches” o permutaciones de ejes de esfuerzos se relacionan, por un lado, a efectos de rebote elástico y movimientos conducidos en bloques individuales, y por otro, a variaciones en el acoplamiento mecánico a lo largo de la traza de los desgarres (Angelier *et al.*, 2004). Este distinto acoplamiento puede interpretarse como deflexiones en las trayectorias de S_{Hmax} en escalones contractivos (*restraining*) y relajantes (*releasing*) distribuidos en un amplio rango de escalas dentro de zonas de debilidad litosférica (*lithospheric weakness zones*). Estos distintos regímenes no indicarían, por tanto, la actuación de sucesivas etapas tectónicas (Hombert *et al.*, 2004), lo que podría simplificar el esquema

evolutivo propuesto para algunas zonas de las Béticas orientales, donde se ha sugerido la repetida alternancia, a lo largo del Neógeno, de esfuerzos tectónicos con S_{Hmax} N-S y NO-SE .

Estos dos regimenes de esfuerzos simultáneos implican, dados los ángulos entre los desgarres principales y las direcciones de extensión, cambios repetidos entre un acoplamiento mecánico moderado y un acoplamiento muy bajo, a lo largo de la zona de debilidad.

En conjunto, el resultado de las inversiones revela altos grados de consistencia de los datos (mecanismos focales calculados a partir del tensor del momento sísmico). Hay siempre un eje del tensor solución próximo a la vertical (o dos intercambiándose en un plano vertical). Pero quizás lo mas sorprendente es que las orientaciones de S_{Hmax} son muy constantes (incluidos los tensores extensivos) entre N140°E y N155°E. El tensor calculado para Azores es muy similar (como veremos en el apartado 5.2) tanto en forma como en orientación, a los del N y E peninsulares, lo que implica un giro de S_{Hmax} en sentido horario, desde Azores hasta Argelia de tan solo N013°E. Esta distribución del tensor de esfuerzos activos a lo largo del límite occidental Eurasia – Africa, puede pues interpretarse como un aumento progresivo de la compresión de O a E con una misma S_{Hmax} . Bajo esta perspectiva, la dorsal de Terceira sería un elemento pasivo sin un empuje efectivo de dorsal, por lo que, aunque las trayectorias de desplazamientos AF-EU varían drásticamente (Kiratzi y Papazachos, 1995), la orientación de S_{Hmax} permanece casi constante (Fig. 5.4).

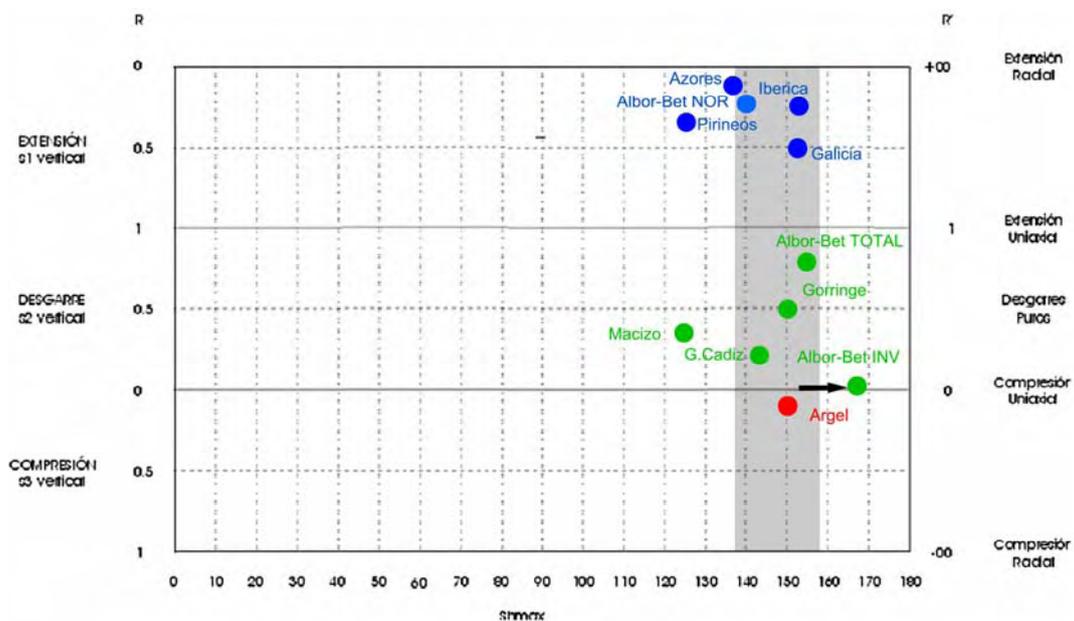


Fig. 5.4 .Gráfico en el que se muestran las direcciones de acortamiento, los colores indican el tipo de régimen, Rojo: compresivo; Verde: Desgarre y Azul: extensional.

5.2.- PUNTO TRIPLE DE AZORES

El Punto Triple de Azores constituye el límite entre las placas Euroasiática, Africana y Norteamericana. Es un límite de tipo RRR, en el que se unen las dorsales Medioatlántica de dirección N-S en el sector septentrional y NE-SO en el meridional, y la dorsal de Terceira de dirección E-O.

Características generales de la sismicidad

A la hora de realizar el análisis se ha dividido el conjunto de datos localizados al norte del punto triple en dos poblaciones ya que aunque la orientación de las fallas es similar NNE-SSO se observa un “gap” en el que no aparecen mecanismos, aunque si sismicidad entre 43°N y 44°N. El contacto entre las placas Africana y Norteamericana, al sur del punto triple de Azores y hasta una latitud de 30°N, se caracteriza por dos sectores de dorsal, a los que nos referiremos como Lucky y NT, conectados por dos fallas transformantes, la Oceanographer al norte y la de Hayes al sur, ambas con movimiento relativo lateral izquierdo. En la dorsal de Terceira encontramos mecanismos focales de régimen heterogéneos y la sismicidad es más dispersa que en la dorsal Medioatlántica, de forma más acusada en el sector occidental. La orientación de las fallas es 145°.

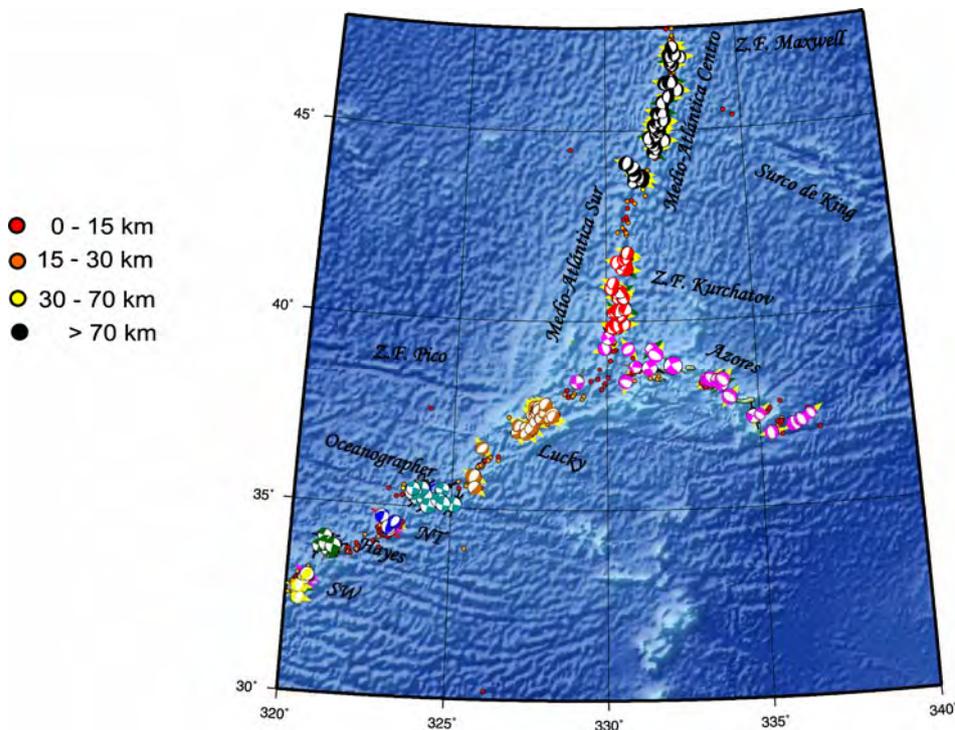


Fig. 5.5. Epicentros del NEIC con magnitud mayor de 3. Mecanismos focales, Verde: Hayes; Verde claro: Oceanographer; Naranja: Lucky; Rosa: Azores; Rojo: Dorsal Medioatlántica Sur; Negro: Dorsal Medioatlántica Centro.

Orientación de Dey y Mapa de factor de forma (K')

En el mapa de factor de forma y dirección de máximo acortamiento en la horizontal se aprecia como domina claramente el régimen extensional al norte del punto triple y como S_{Hmax} tiene una dirección normal a la traza de la dorsal en los sectores donde se genera corteza oceánica (Dorsal Medioatlántica) y paralela a ésta donde no hay creación (Dorsal de Terceira). Al sur de Azores el régimen tiene mayor componente de desgarre debido principalmente a que la dorsal aparece mucho más segmentada, además su dirección rota aproximadamente 30° en sentido horario hecho que se refleja en la dirección de acortamiento (Fig. 5.6.)

Tensores de esfuerzos

La fracturación en los sectores central y meridional de la Dorsal Medioatlántica acomoda una extensión triaxial ($R=0.15$ y $R=0.1$ respectivamente) que produce un empuje de dorsal según $N101^\circ E$ en el sector central y $N107^\circ E$ en el tramo meridional. El reemplazamiento muestra que en la población Centro los ejes aparecen definidos en una orientación mientras que en la sur σ_1 permanece en la vertical mientras que σ_2 y σ_3 se distribuyen en toda la horizontal (Tabla 5.2, Fig. 5.7, Anexo II)

La población Lucky está formada por fallas de orientación $N045^\circ E$, de tipo extensional paralelas a su traza de las que resulta una dirección de empuje $N146^\circ E$. En las poblaciones de

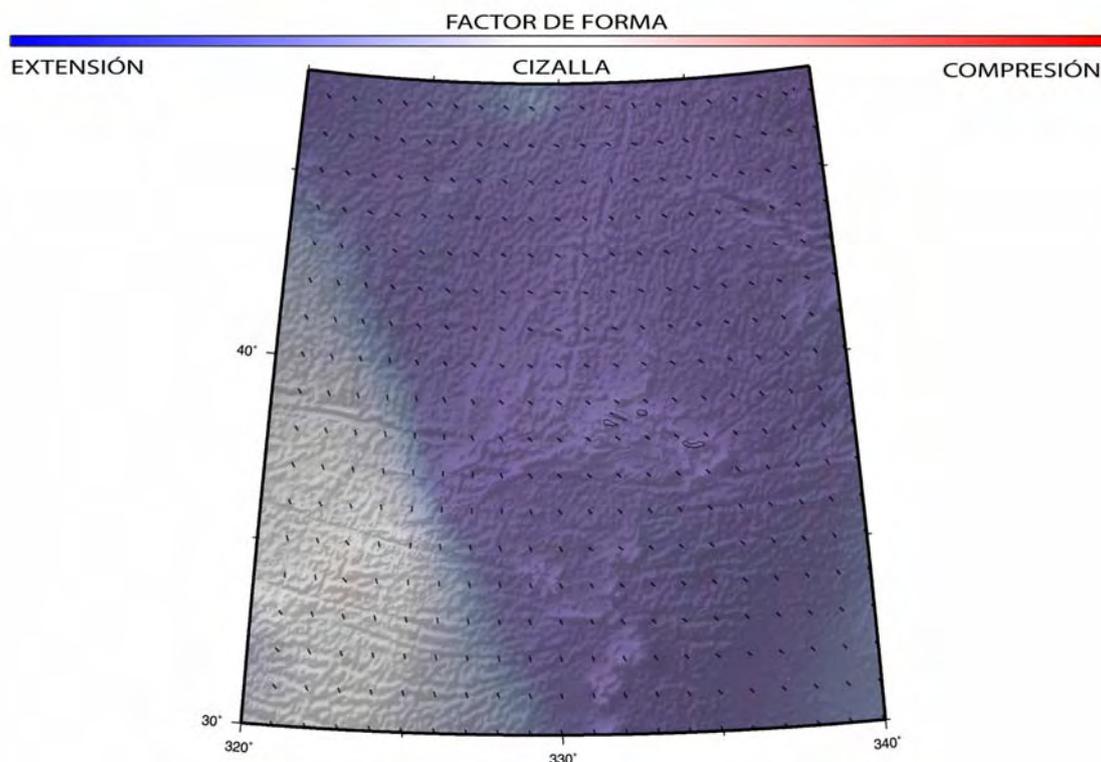


Fig. 5.6. Mapa de facto de forma, interpolado en una malla $20' \times 20'$ y dirección de máximo acortamiento en la horizontal interpolado en una malla $1^\circ \times 1^\circ$.

las zonas de fractura encontramos una dirección de fracturación con orientación N100°E, que responden a un acortamiento N057°E y N042°E. En Oceanographer observamos que σ_2 permanece próximo a la vertical (R=0.56, desgarre casi puro), con un ligero reemplazamiento con σ_1 , por su parte en Hayes la orientación de los ejes es a la inversa y el intercambio más acusado (R=0.66). La población NT está compuesta por mecanismos anómalos para una dorsal ya que todos tienen marcado componente inverso y de los que resulta una dirección de acortamiento paralela a la extensión general de la dorsal. No se ha podido calcular el tensor de esta población ya que son pocos mecanismos y no se ajustan con un error aceptable.

En la dorsal de Terceira el resultado de la inversión muestra una extensión perpendicular a la traza de la dorsal, S_{Hmax} N132°E (R=0.14, extensión radial).

Zona	Ne/N	S_{Hmax}	R	SM	PMA	μ	C	σ_1	σ_2	σ_3
Dorsal Centro	44/44	12.4	0.15	12.46	16.63	0.6	0.0115	84.9/239	03.4/011	04/101
Dorsal Sur	24/24	17.1	0.1	10.27	15.51	0.6	0.0085	87.1/024	02.9/197	00/287
Azores	24/19	132.5	0.14	7.01	15.66	0.4	0.0059	87.8/166	01.8/312	01/042
Lucky	25/25	54.2	0.22	5.09	14.83	0.2	0.0025	75.8/333	01.7/237	14/146
Z.F.	15/15	56.5	0.56	8.4	10.3	0.1	0.0042	02.8/057	87.2/247	01/147
Oceanographer										
Z.F. Hayes	6/6	50.8	0.66	5.9	32.59	0.2	0.0017	78.3/019	09.8/232	06/141

Tabla 5.3. Resultados de la inversión de esfuerzos. Ne/N: número de mecanismos usados/iniciles; SHmax: dirección de máximo acortamiento; R: factor de forma; SM: slip; PMA: error principal; μ : coeficiente de fricción

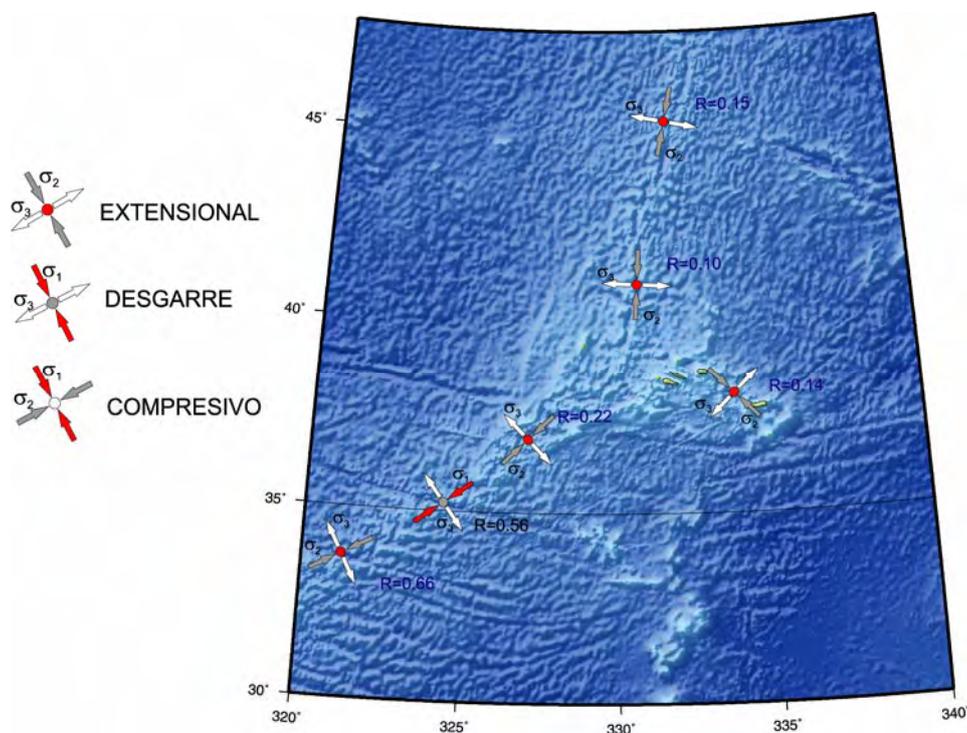


Fig. 5.7. Tensores calculados para el Punto Triple de Azores.

5.3. PENÍNSULA ITÁLICA

A lo largo de la Península Italiana la configuración actual viene definida por la convergencia N-S entre África y Europa, que se complica sobremanera por la acción simultánea de diferentes procesos próximos unos a otros (indentación de la placa de Adria, subducción de la corteza continental de Adria bajo los Apeninos, subducción en el arco de Calabria). Los cálculos de GPS realizados hasta la fecha presentan una variación de hasta 20° en la dirección de convergencia (N163°E, DeMets *et al.*, 1990; N143°E, Ward, 1994).

Características generales de la sismicidad

Se trata de una zona con una sismicidad elevada, y que presenta una gran variación en función de su distribución en profundidad. De este modo distinguimos tres grandes sectores:

- Un cinturón continuo en la corteza superior bajo los Apeninos.(0-14Km)
- Una banda de terremotos intermedios en la zona este de los Apeninos (hasta 35 km)
- Una banda de terremotos profundos (hasta 500 km) en el Arco de Calabria y ocasionalmente en el norte de los Apeninos (Chiarabba *et al.*, 2005)

Por lo que respecta a los Alpes, destaca el hecho de la baja actividad sísmica en los Alpes centrales, y a la mayor concentración relativa y superficial en los Alpes Occidentales (Fig, 5.8, 5.9).

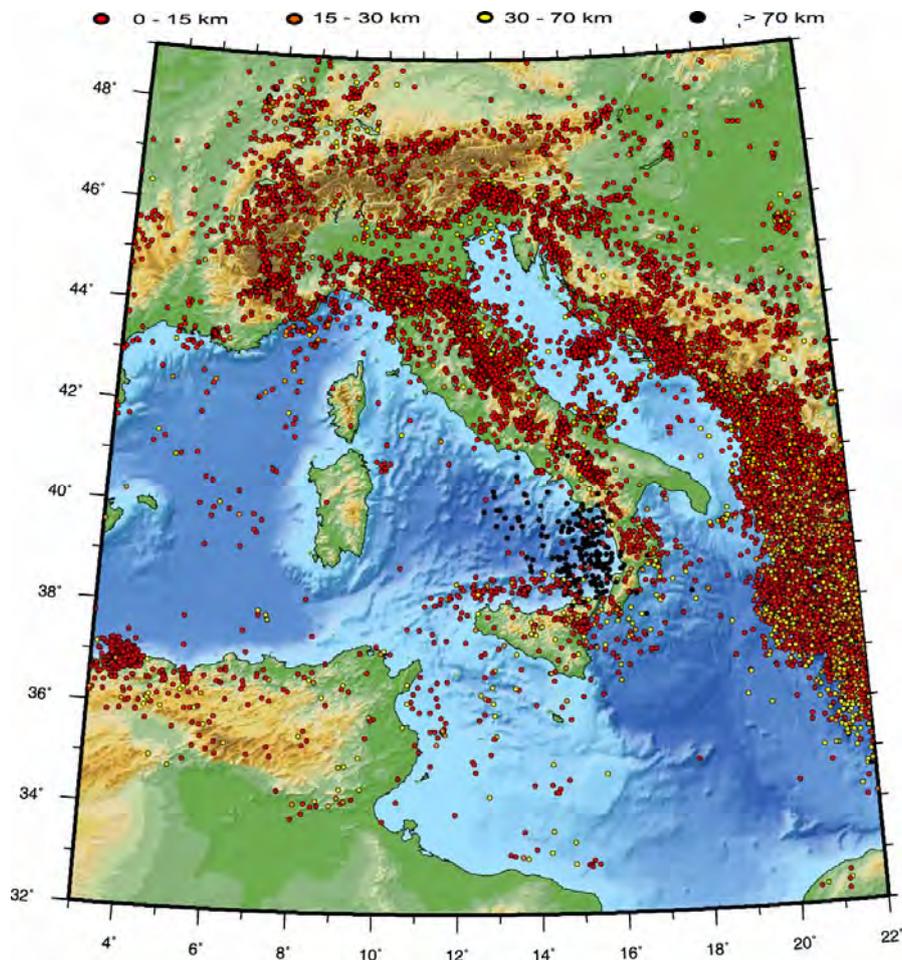


Fig. 5.8. Epicentros del catálogo del NEIC, con magnitud mayor de 3.

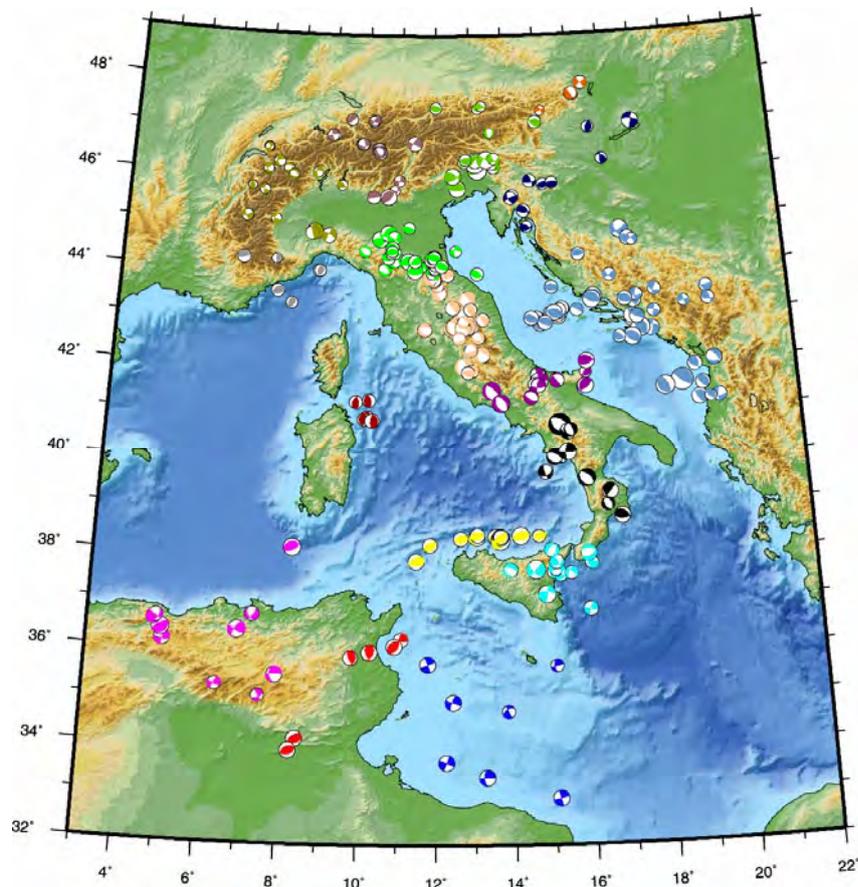


Fig. 5.9. Mecanismos focales. Rosa: Tell; Rojo; Túnez; Azul: Pantelería; Amarillo: Sicilia; Azul celeste: Hiblea; Negro: Apeninos Sur; Morado: Gargano; Granate: Cerdeña; Rosa claro: Apeninos Norte; Verde claro: Po; Gris; Ligur; Verde oliva: Alpes Occidentales; Marron claro: Alpes Centrales; Verde limón: Alpes Orientales; Naranja: Austria; Azul oscuro: Eslovenia; Azul claro: Dálmata

Orientación de Dey y Mapa de factor de forma (K')

El mapa de direcciones de máximo acortamiento y factor de forma revela la continuidad existente en el frente deformacional de la Kabiliyas-Calabria, que llega hasta las islas Eólicas. En el mar Tirreno continúa la compresión, sobretodo en la costa de Cerdeña, de acuerdo con los modelos actuales (Jenny *et al.*, 2006). Todos los Apeninos se sitúan en una zona extensional, excepto en el centro, donde aparece una zona de desgarre (Falla de Gargano). Al norte observamos un máximo compresional (cuenca del Po), que se continúa por la costa del mar Tirreno, a través de los Dinárides. En los Alpes se han calculado dos zonas compresivas en las zonas laterales, mientras que en la región central el régimen normal-direccional.

La dirección de máximo acortamiento en la horizontal es NO-SE en toda la región, con variaciones locales, como en el caso de la zona convergente del mar Jónico, dónde S_{Hmax} gira en sentido horario. Por otro lado la dirección de acortamiento en Cerdeña no varía las trayectorias generales. En los Apeninos, S_{Hmax} se mantiene paralela al frente de cabalgamientos activando las fallas normales que se encuentran perfectamente orientadas. Por último se

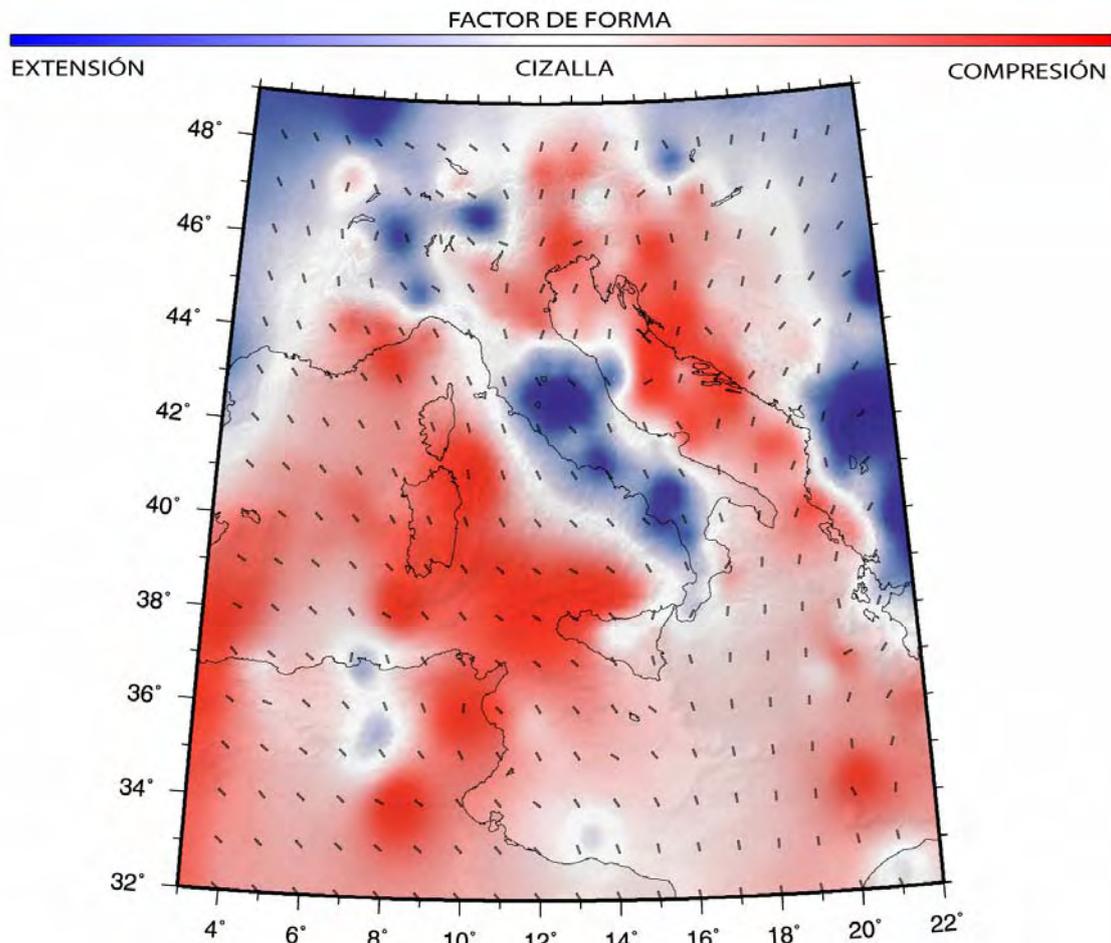


Fig. 5.10. Mapa de facto de forma, interpolado en una malla $20 \times 20'$ y dirección de máximo acortamiento en la horizontal interpolado en una malla $1^\circ \times 1^\circ$.

aprecia como varían las trayectorias en los Alpes de forma radial, aunque la tendencia general es NO-SE (Fig. 5.10).

Tensores de esfuerzos

Una vez realizado el análisis, la distribución de esfuerzos tectónicos queda de la siguiente forma (Tabla 5.3, Fig. 5.11, Anexo III):

Extensivos: Calabria (transtensión), Apeninos Sur (radial), Apeninos Centro, Alpes Occidentales y Austria (extensión triaxial).

De cizalla: Atlas (transpresión), Lampedusa (transtensión), Gargano (desgarre puro) y Alpes Centrales (desgarres con componente normal).

Inversos: Túnez, Sicilia (próximo a compresión uniaxial), Cerdeña, y Alpes Orientales (compresión uniaxial), Liguria, Apeninos Norte, Eslovenia y Dálmata.

Destaca la variación del régimen tectónico en la costa Africana, mientras en Argel la solución es de compresión uniaxial (ver capítulo 5.1). Hacia el este, la inversión de la población *Atlas*, aunque mantiene la dirección de acortamiento ($N146^\circ$), presenta una permutación de los ejes, situándose σ_2 en la vertical. Este resultado es consecuencia de la

reactivación de estructuras previas de orientación NNE-SSO y NO-SE que actúan como desgarres con movimiento lateral izquierdo las primeras y lateral derecho las segundas. Más hacia el este en Túnez, la compresión vuelve a ser uniaxial y prácticamente perpendicular a los cabalgamientos principales, que pasan de tener orientación E-O en el límite con el desierto a NE-SO en la costa septentrional.

Zona	Ne/N	S_{Hmax}	R	SM	PMA	μ	C	σ_1	σ_2	σ_3
Atlas	9/11	146.2	0.25	17.58	27.48	0.01	0.0025	17.7/325	70.2/173	09/058
Túnez	6/6	129.7	0.53	15.85	30.7	0.1	0.017	18.4/136	15.2/231	66/358
Lampedusa	6/7	90.5	0.72	14.41	24.55	0.4	0.0414	0.3/270	81.6/097	01/001
Sicilia	14/14	153.7	0.30	8.81	13.27	0.6	0.0804	02.1/153	11.6/062	78/253
Calabria	9/12	168.8	0.85	32.09	35.45	0.01	0.0039	58.5/005	30.1/163	08/258
Cerdeña	5/5	93.3	0.02	5.81	8.03	0.5	0.0149	0.69/273	22.7/180	66/019
Ligur	6/6	136.8	0.57	8.62	21.13	0.4	0.0319	13.1/140	11.5/233	72/003
Apeninos Sur	10/12	6.4	0.05	24.56	24.14	0.4	0.0582	79.7/151	05.9/026	08/295
Gargano	11/13	130.2	0.41	18.76	29.87	0.5	0.0697	09.3/130	80/289	04/040
Apeninos Norte	54/58	138.8	0.35	12.81	17.94	0.4	0.0177	87.8/288	01.9/139	01/049
Po	25/30	5.3	0.41	21.37	23.93	0.3	0.1413	00.5/185	16.9/185	73/277
Alpes	19/20	94	0.45	20.37	40.02	0.1	0.0181	84.5/241	04.6/095	03/004
Occidentales										
Alpes Centrales	19/19	147.6	0.67	12.86	32.37	0.01	0.0016	18.6/147	71.2/337	03/238
Alpes Orientales	16/17	7.1	0.13	21.33	24.74	0.1	0.0224	07.8/187	36.4/091	52/287
Austria	5/5	161.4	0.5	22.55	47.87	0.01	0.0023	85.4/143	04.3/342	01/251
Eslovenia	9/10	27.3	0.39	18.38	32.76	0.2	0.0514	02.1/208	65.1/302	25/117
Dálmata	44/49	29.3	0.7	20.29	28.81	0.01	0.0022	01/209	40.1/300	50/118

Tabla 5.3. Resultados de la inversión de esfuerzos. Ne/N: número de mecanismos usados/iniciles; SHmax: dirección de máximo acortamiento; R: factor de forma; SM: slip; PMA: error principal; μ : coeficiente de fricción

En la plataforma que rodea la isla de Lampedusa (islas Pelagias) se localizan mecanismo focales de desgarres con componente normal, relacionados con la formación de graben con dirección NO-SE, que se relevan mediante fallas en dirección NE-SO, asociadas a los sismos de mayor magnitud. La dirección de compresión (N090°E) y el régimen (transtensión) varían considerablemente, ya que todos los eventos están situados en la placa Africana, alejados del límite de placas.

En el entorno de la isla de Sicilia existen en dos sectores de naturaleza geológica distinta: al norte la corteza oceánica del mar Jónico subduce bajo la placa Europea, dando mecanismos focales de compresión uniaxial con planos paralelos al cabalgamiento principal (ENE-OSO) y vulcanismo, al sur, en el macizo de Hyblea la deformación se asocia con fallas normales, perpendiculares al frente de cabalgamiento y a desgarres que parecen estar relacionados con desplazamientos del cabalgamiento principal (Bassi *et al.* 1999) o con cabalgamientos pre-Miocenos (Montone *et al.*, 1999), de ahí las permutaciones entre σ_1 y σ_2 . Las direcciones de S_{Hmax} obtenidas para ambas poblaciones son consistentes con el movimiento hacia el norte de la placa Africana respecto a la Euroasiática, aunque en esta región dichas placas no están en contacto directo, ya que al norte se sitúa la cuenca Tirrena, con corteza oceánica de edad Oligocena-Pliocena. Desde esta etapa parece que no ha existido movimiento relativo entre las microplacas Corsa y Sárdica, pero al mejorarse las redes sísmicas se han detectado eventos de pequeña magnitud, todos ellos compresivos, de cuyo análisis obtenemos una compresión uniaxial con dirección E-O en el este de Cerdeña. Esta compresión es el resultado de la

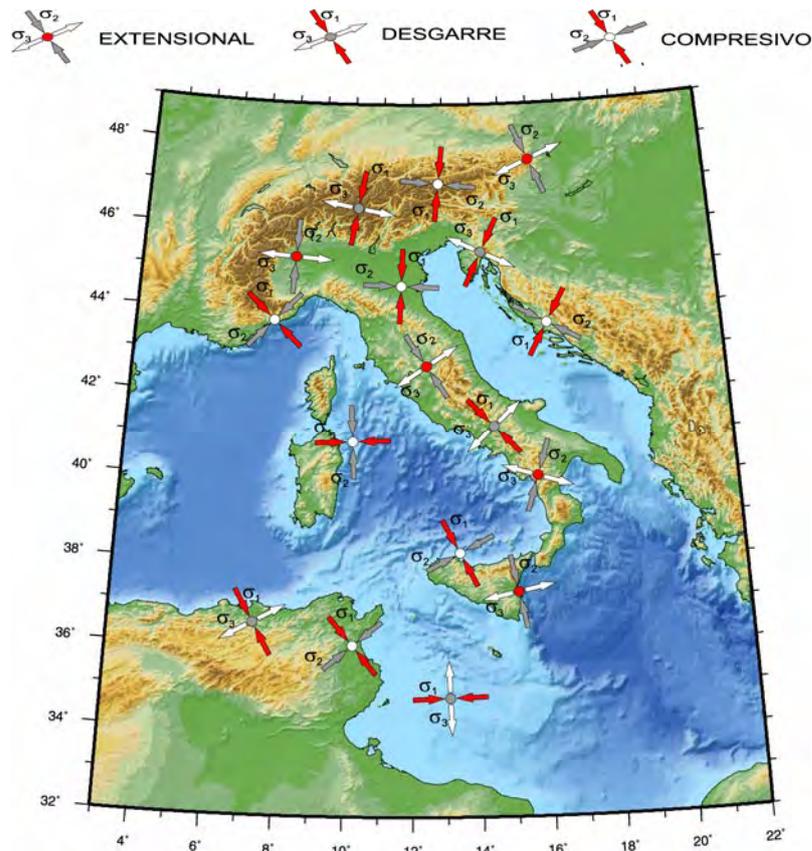


Fig. 5.11. Tensores calculados para la Península Itálica.

reactivación como inversas de las fallas normales generadas durante la expansión, mientras que para el oeste de la misma el régimen vigente parece ser extensional, con la misma dirección (Bassi *et al.* 1999). La actividad sísmica se hace más acusada en el Mar de Liguria, donde se localizan 6 mecanismos focales, de marcado carácter compresivo, cuyos planos giran en el sentido de las agujas del reloj unos 45° , de este a oeste. La orientación de σ_1 ($N136^\circ E$) obtenida es similar a la de trabajos anteriores, que explican la reactivación de esta zona asociándola a efectos locales debidos al escape de los Alpes por el empuje de la placa de Apulia (Béthoux *et al.* 1992; Baroux *et al.*, 2001).

Adria también subduce bajo la placa Italiana y con el mapa de factor de forma podemos definir, gracias a la abundancia y distribución de los datos, el frente de deformación. La sismicidad mantiene una orientación noroeste-sureste a lo largo de los Apeninos, hasta llegar a Calabria. En el sur obtenemos extensión radial ($R=0.05$), donde σ_1 está fijo en la vertical, mientras que σ_2 y σ_3 se intercambian ocupando la horizontal. De esta forma se activan fallas normales que en el sur son NE-SO y en norte NO-SE. En el sector norte, la extensión está mucho más limitada a fallas NO-SE y los ejes permanecen fijos en su posición. Estos dos máximos extensionales aparecen separados por desgarres dextros, como la falla de Gargano, de cuya inversión se obtiene una dirección de acortamiento paralela a las anteriores (Montone *et al.*, 1999). Al norte, en la cuenca del Po el régimen calculado es compresivo, y la dirección de acortamiento varía sustancialmente, ya que gira unos 30° grados en el sentido de las agujas del reloj, activando cabalgamientos ENE-OSO y ocasionalmente fallas normales N-S.

En los Alpes domina el régimen extensional, hemos dividido los datos en dos poblaciones en base a los mínimos relativos que aparecen en el mapa de factor de forma (Fig. 5.10) y la orientación de las fallas. Mientras que en el sector occidental predominan los desgarres y las fallas normales de dirección E-O, en el área central la orientación es perpendicular a la anterior localizándose las fallas normales en la zona más interna y los desgarres, principalmente con movimiento lateral izquierdo en la externa. La orientación de S_{Hmax} obtenida de la inversión varía notablemente de un sector a otro. En los Alpes Occidentales la compresión es N°094E, con σ_1 en la vertical y un $R=0.45$ (extensión pura) en los Alpes Centrales σ_2 está más próximo a la vertical y σ_1 tiene una dirección N147°E, con $R=0.67$ (transtensión).

En los Alpes orientales se obtiene una compresión uniaxial N-S, perpendicular a las directrices topográficas lo que indica la existencia de cabalgamientos en la cobertera (sistema de cabalgamientos Adriático). Al norte la población Austria, compuesta por fallas normales NON-SES y fallas laterales izquierdas NE-SO, aunque el error es elevado debido a los pocos datos existentes, nos da idea del escape de la cuenca de Viena hacia el ENE (Jiménez-Munt *et al.*, 2005). Por otro lado, los mecanismos situados en Eslovenia dan como resultado un régimen transpresivo, en el que se mezclan las directrices alpinas y de los Dinárides, con cabalgamientos E-O, en la zona meridional, y N-S en el área septentrional, así como desgarres.

Más al sur, en la costa Dálmata la subducción de la placa de Adria bajo la placa Euroasiática genera una compresión con dirección N209° perpendicular a los Dinárides, donde σ_2 y σ_3 permutan su posición, ya que además de los cabalgamientos NWN-SES existen multitud de desgarres, especialmente con movimiento lateral derecho, que desplazan el frente de cabalgamientos hacia el suroeste, hasta llegar a Albania.

Discusión

La variación en la dirección de máximo acortamiento en el mar Jónico nos induce a pensar que la región sufre deformación interna independiente de la placa Africana, ya que si se moviesen como un único bloque la dirección sería más homogénea (Jenny *et al.*, 2006). Estos autores también han sido los pioneros en establecer un régimen compresivo en el mar Tirreno, ya que hasta el momento se aceptaba una extensión dominante.

Existen varias teorías para explicar esta variación en la dirección en los Alpes: modelos de bloques, extensión en la superficie y ascensión de rocas profundas, y modelos isostáticos. Los primeros explican la transtensión como el reflejo de los movimientos entre bloques dentro de la cadena en respuesta a la indentación del bloque de Adria (Bistacchi *et al.*, 2000) o la rotación de los mismos bloques al tiempo que lo hace éste, lo que generaría extensión en las zonas internas de la cadena (Collombet *et al.*, 2002). El modelo de exhumación de rocas profundas (Schwartz *et al.*, 1999) necesita de una tectónica compresiva en profundidad, de la que se disponen datos. Por último los modelos isostáticos, como el colapso de una corteza engrosada (Molnar y Lyon-Caen, 1989), la ruptura de la placa que subduce (Sue *et al.*, 1999; Blanckenburge y Davies, 1995), extensión transarco en una zona de subducción que se retrae (Sue *et al.*, 1999; Royden, 1993), implican un levantamiento rápido así como calentamiento. Kastrup *et al.* (2004) proponen los cambios laterales de densidad en la corteza, apoyándose en el hecho de que las orientaciones son prácticamente perpendiculares a la dirección de la cadena.

5.4.- CENTROEUROPA

La región estudiada comprende el antepaís alpino y el escudo báltico, por lo que encontramos una gran dispersión de la sismicidad. Existen numerosos datos sobre los esfuerzos activos en esta región, sobre todo ensayos de rotura en sondeos relacionados con la industria petrolífera (WSM). Además la implantación de redes permanentes de GPS han permitido el estudio en detalle de grandes estructuras como el graben del Rin en el que se pone de manifiesto el movimiento extensional con una componente lateral izquierda (Tesauro *et al.* 2005). Estos datos han permitido realizar modelos de elementos finitos (Kaiser *et al.* 2005), que dan como resultado direcciones de máximo acortamiento similares a los deducidos de los mecanismos focales (Fig. 5.12),

Todos los datos proporcionan un campo general de esfuerzos con una compresión horizontal según NW-SE.

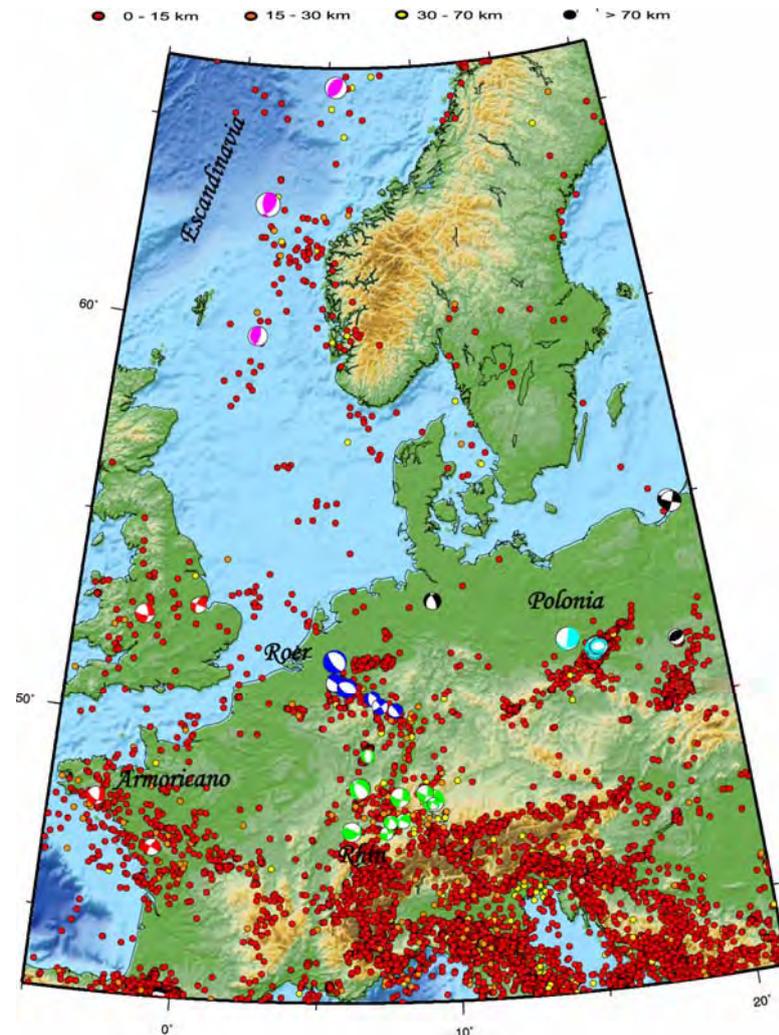


Fig. 5.12 Epicentros recogidos en la base del NEIC con magnitud superior a 3. Mecanismos: Rojo: Armoricana; Verde: Alto Rin; Azul: Rhur; Azul claro: Polonia; Rosa: Escansinavia; Negro: mecanismos no incluidos en poblaciones.

Para el análisis de la zona hemos dividido los mecanismos focales (Fig. 5.12) en cinco poblaciones, aunque dada la baja sismicidad de la región encontramos algunos mecanismos que podrían formar parte de más de una (por ejemplo los de Kaliningrado de septiembre del 2004 (Husebye y Mäntyniemi, 2005)).

Orientación de Dey y Mapa de factor de forma (K')

En el mapa de factor de forma se observan dos máximos compresivos en los Alpes (ver capítulo de la Península Itálica) y al oeste de Noruega. El resto de la zona presenta mayoritariamente un régimen de desgarre, excepto dos zonas extensionales puras asociadas a los sistemas de fosas del Rhur.

Por lo que respecta a la orientación de la máxima compresión horizontal ésta mantiene una dirección NO-SE, que se hace más E-O hacia el extremo SO de la zona. Esta dirección dominante sufre perturbaciones en los Alpes, que también se observan en la Península Itálica, siendo el resultado una disposición en abanico desde este sistema montañoso.

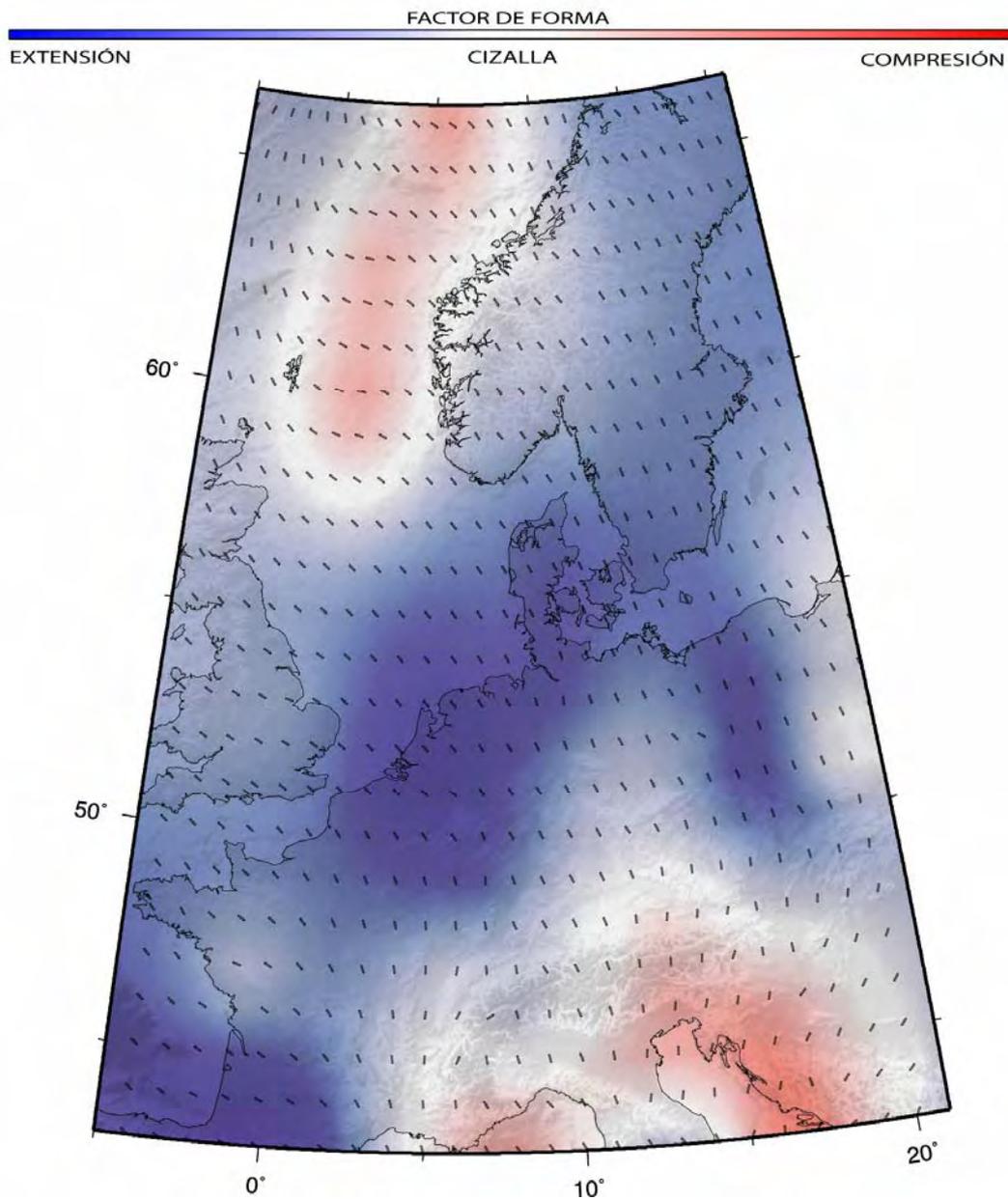


Fig. 5.13. Mapa de facto de forma, interpolado en una malla 20'x 20' y dirección de máximo acortamiento en la horizontal interpolado en una malla 1° x 1°.

La diferencia de comportamiento a lo largo del sistema de rift cenozoicos se debe a la orientación de las estructuras respecto al campo de esfuerzos, ya que mientras que en la zona del alto Rhin se orientan de forma oblicua (lo que produce una componente direccional importante), en la región del valle de Rhur la fallas son paralelas a dicho campo y por tanto el movimiento es extensional puro (Fig. 5.13).

Tensores de esfuerzos

La población del Rhin recoge los mecanismos de este graben así como los localizados en los montes del Jura y en los macizos variscos de los Vosgos y de la Selva Negra. En esta zona han tenido lugar grandes terremotos históricos como el de Basilea en 1557. Encontramos tres familias de fallas principales: las fallas N010°E, que marcan la dirección del graben, y por tanto tienen mayor componente normal, con movimiento lateral izquierdo; N070°E y las N110°E, ambas son fallas laterales derechas y transfieren el movimiento entre los distintos sectores del rift (Falla Borgoña). La dirección obtenida en la inversión (N150°E) es similar a la calculada en trabajos previos que utilizan otros métodos de inversión (IPSN; Plenefisch y Bonjer, 1997). Mientras que σ_3 aparece próximo a la horizontal, σ_1 y σ_2 tienen posiciones intermedias debido al valor de R obtenido, como cabe esperar en una zona de transtensión, con cambios frecuentes entre fallas normales y desgarres, que se refleja en la continuidad existente en el muestreo con reemplazamiento (Tabla 5.4, Fig. 5.14, Anexo IV)

Más al norte el rift se divide en dos, por un lado la rama con dirección N-S, el graben de Hesse, que registra poca actividad sísmica y en él que no hay localizados mecanismos focales, y por otro, la rama con dirección NO-SE, que abarca desde el macizo Renano hasta la desembocadura del Rhur y tiene un amplio registro incluso con sismos de magnitud elevada, como el terremoto de Roermond en 1992 ($M_L=5.9$) y la serie sísmica de Voerendaal el 23 de junio de 2001 con tres terremotos con magnitud superior a 3 (catálogo del ETH). La población Rhur está constituida por 8 mecanismos, todos ellos normales, relacionados con fallas N130°E que definen el graben. Esta semejanza entre los datos hace que la solución tenga errores bajos y que la dirección de acortamiento así como los diedros rectos esté muy definida (N130°E), permaneciendo σ_1 fijo en la vertical (IPSN; Plenefisch y Bonjer, 1997). Esta misma orientación se refleja en las alineaciones epicentrales.

En la población de la región armoricana, que engloba el noroeste de Francia y el sur de Inglaterra, sólo contamos con 4 mecanismos focales, pero en recientes trabajos vemos que la actividad sísmica de la zona es considerable en el sector francés (IPSN; Tesauro *et al.* 2005). Esta actividad aparece íntimamente relacionada con estructuras hercínicas, de dirección N100° (falla Surarmoricana). La dirección de máximo acortamiento es N120°E afecta a desgarres dextros, mientras que con la inversión σ_1 aparece en la vertical, aunque observamos que los ejes permutan constantemente ($R=0.65$, transtensión), así como que el error principal es el más elevado de la región, aunque el slip es mínimo. En Inglaterra no encontramos trabajos de este tipo, únicamente medidas en sondeos realizadas por Becker y Davenport (2001) en los S_{Hmax} coincide con la obtenida mediante la inversión de mecanismos focales (N120°-130°E).

Zona	Ne/N	S_{Hmax}	R	SM	PMA	μ	C	σ_1	σ_2	σ_3
Armoricana	4/4	151.6	0.65	6.1	30.11	0.1	0.0016	79.5/270	04.8/153	09/062
Polonia	11/11	160.6	0.16	7.52	16.87	0.2	0.0037	88.5/097	01.3/251	01/341
Roer	8/8	131.7	0.37	15.41	22.41	0.6	0.0118	74.1/136	15.8/311	01/041
Rhin	9/9	153	0.87	17.61	19.85	0.01	0.0019	37.2/151	52.6/337	03/243
Escandinavia	3/3 *	96.7	0.74	7.23	15.68	0.1	0.0043	14.1/105	11.2/198	72/325

Tabla 5.4. Resultados de la inversión de esfuerzos. Ne/N: número de mecanismos usados/iniciales; SHmax: dirección de máximo acortamiento; R: factor de forma; SM: slip; PMA: error principal; μ : coeficiente de fricción

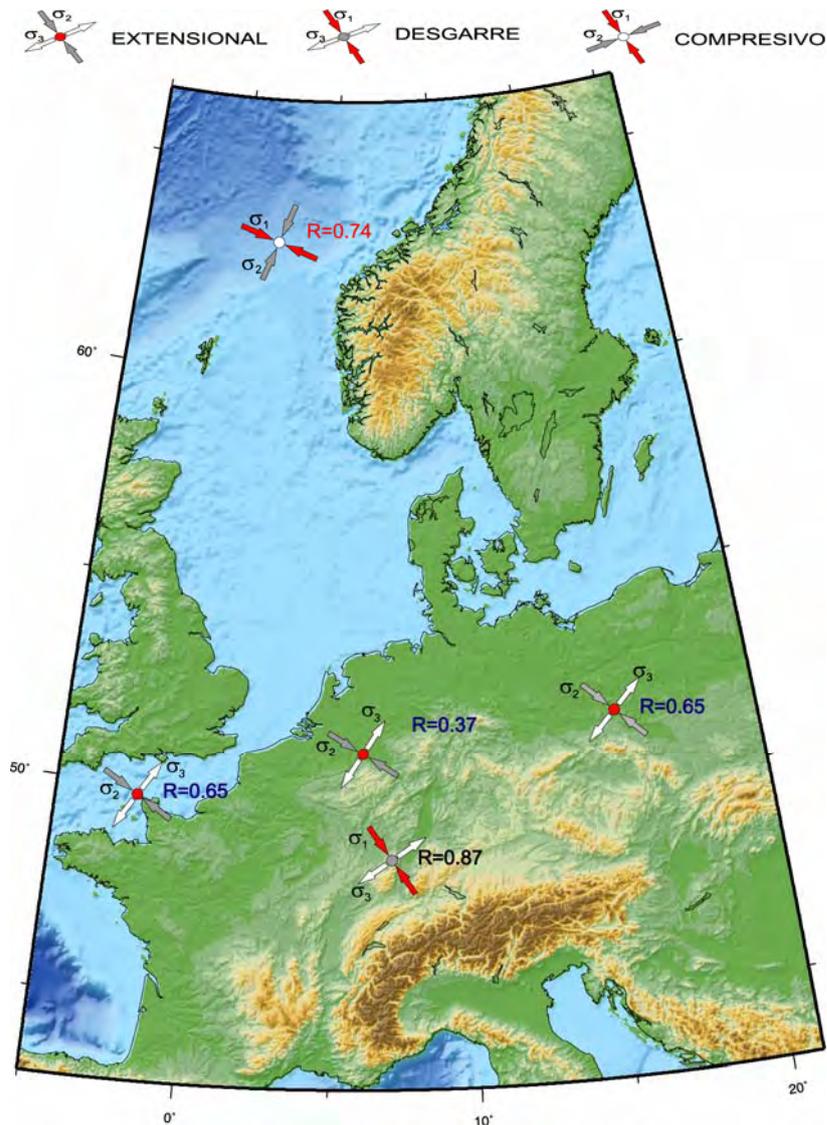


Fig. 5.14. *Tensores calculados para Centroeuropa.*

La población Polonia está conformada por 12 mecanismos, con gran disparidad en la orientación de los planos pero que se ajustan bastante bien a un tensor de tipo normal con errores bajos en el que σ_1 permanece estable en la vertical, mientras que σ_2 y σ_3 ocupan el plano horizontal pero sin alternarse. De estas condiciones resulta una extensión radial ($R=0.16$), que se explica al considerar el emplazamiento hacia el noreste de los mantos de los Cárpatos que se superponen a las estructuras variscas además de la presencia de abundantes facies evaporíticas que hace que S_{Hmax} varíe localmente, aunque mantenga una tendencia NO-SE (Jarosinski, 2005).

En la costa oriental de Escandinavia encontramos la única solución compresiva de esta región. Hemos realizado la inversión usando los dos planos de cada mecanismo ya que sólo están catalogados tres calculados mediante el tensor momento sísmico. Se obtiene una compresión ONO-ESE, perpendicular a la topografía. El acortamiento gira en sentido antihorario respecto al resto de las zonas.

Discusión

Con estos resultados lo más destacable es la persistencia de la dirección de máximo acortamiento en todas las poblaciones seleccionadas (NO-SE). Este hecho hace que la geometría de las estructuras activas, sobre todo si son heredadas, resulte determinante en la cinemática de las mismas, y por consiguiente, en el régimen de esfuerzos local.

El cambio de orientación, y sobre todo en el régimen de esfuerzos detectado al O de Noruega puede estar asociado a varios factores: A) un mayor empuje de la dorsal debido a su mayor proximidad, B) la transición de corteza continental a corteza oceánica, C) la influencia de la carga de sedimentos, D) La presencia de una flexión litosférica antiformal a lo largo de Fennoscandia NE-SO (Cloetingh *et al.*, 1990). En todos estos casos, dada la geometría de la dorsal, de la transición corteza O- a continental y de la flexión litosférica, todos estos factores producirían una rotación de SHMAX hacia disponerse ONO-.ESE, por lo que lo más probable es que todos ellos intervengan.

Por el contrario el régimen compresivo debe estar asociado a la carga adicional asociada a la variación lateral de densidad en la transición CO-CC y/o a la concentración de esfuerzos horizontales en los flancos de la flexión litosférica antiformal. (Stein *et al.*, 1989)

El mapa de factor de forma no muestra una zona extensional elíptica (radial) que sería esperable en el caso de que toda Fennoscandia estuviese siendo levantada por compensación isostática. Si este proceso se produce no se refleja en la sismicidad analizada.

5.5.- ZONA DE FRACTURA DE CHARLIE-GIBBS

La zona de falla transformante de Charlie-Gibbs es en la que se observa mayor desplazamiento de la dorsal en el Atlántico Norte, con un desplazamiento lateral del eje de la dorsal de más de 500 km en sentido siniestro.

Características generales de la sismicidad

Los epicentros se encuentran perfectamente alineados con la Dorsal Medio-Atlántica, excepto en las ZF de Charlie-Gibbs y de Bight. Ésta última, a pesar de sólo tener un mecanismo focal de tipo direccional y presentar un casi nulo desplazamiento horizontal en el eje de la dorsal, es el límite entre dos sectores de la dorsal con orientaciones diferentes (Reykjanes centro y Sur). Hemos dividido los mecanismos focales de la dorsal en tres poblaciones, en función de la orientación del eje de la dorsal (Fig. 5.15, rojo, verde y negro), y la otra población se corresponde con la ZF de Charlie-Gibbsen (Fig.5.15 rosa). Dentro de la ZF la distribución de epicentros refleja dos sectores diferenciados:

A) Un sector situado en el extremo S de la ZF, de orientación N-S, que enlaza con la dorsal y que no presenta mecanismos focales;

B) La ZF propiamente dicha, de orientación E-O que presenta mecanismos de desgarre y extensionales (Fig. 5.15).

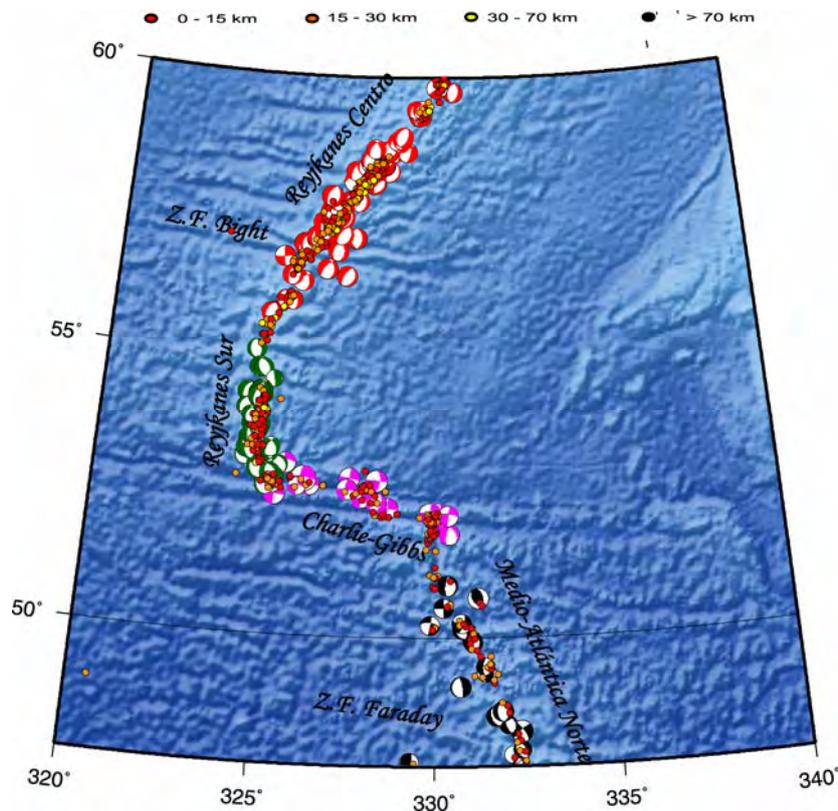


Fig. 5.15. Epicentros de la base del NEIC y mecanismos focales utilizados en la inversión de esfuerzos. Verde claro: Reykjanes Sur; Rojo: Reykjanes Centro; Rosa: Charlie-Gibbs; Negro: Dorsal Medioatlántica Norte..

Orientación de Dey y Mapa de factor de forma (K')

En el mapa de factor de forma se aprecia el marcado carácter extensional de la zona centro-atlántica, con una banda valores máximos relativos que coincide bastante bien con la posición de la ZF de Charlie-Gibbs (Fig. 5.16).

Por lo que respecta a las orientaciones de la máxima compresión horizontal (Dey) se observa cómo la dirección de acortamiento pasa de ser E-O en la dorsal de Reyjkanes, a 150° en las proximidades de Charlie-Gibbs, lo que supone una perturbación en las trayectorias de más de 30° asociados a la ZF. En el sector norte de la Dorsal Centro-Atlántica la dirección vuelve a girar para orientarse E-O de nuevo, pero a muy poca distancia hacia el E se dispone también NW-SE (Fig 5.16).

Tensores de esfuerzos activos

En las dos poblaciones asociadas a la dorsal de Reyjkanes, los resultados obtenidos son similares, ya que están compuestas por mayoría de mecanismos de falla normal. En ambos segmentos las direcciones de extensión ($N110^\circ E$ en la zona norte y $N085^\circ E$ en la sur) son perpendiculares a la traza de la dorsal (Tabla 5.5, Fig, 5,17, Anexo IV).

Una solución similar muestra la población de la dorsal situada al sur de Charlie-Gibbs, con extensión ($N105^\circ E$) perpendicular al eje de la dorsal, aunque en este caso la población es más heterogénea (dorsal más segmentada y presencia de mecanismos compresivos), lo que se traduce en una mayor dispersión en el valor de los esfuerzos horizontales.

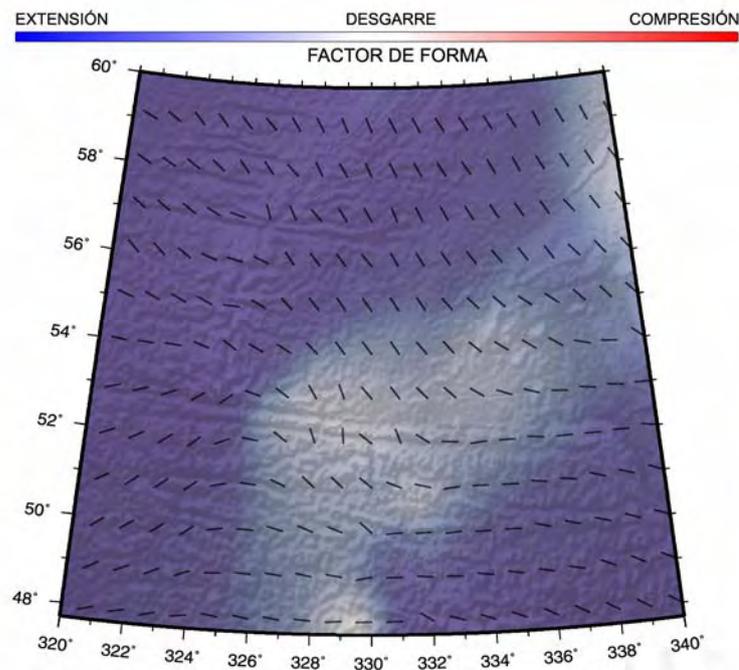


Fig. 5.16. Mapa de facto de forma, interpolado en una malla $20' \times 20'$ y dirección de máximo acortamiento en la horizontal interpolado en una malla $1^\circ \times 1^\circ$.

Zona	Ne/N	S_{Hmax}	R	SM	PMA	μ	C	σ_1	σ_2	σ_3
Reykjanes Centro	18/18	22.8	0.24	11.4	15.04	0.4	0.0096	87.1/155	02/023	02/293
Reykjanes Sur	48/48	170.2	0.22	8.34	15.14	0.5	0.0067	83/213	04.9/348	05/079
Charlie-Gibbs	15/18	139	0.7	17.4	17.4	0.01	0.0014	69.5/126	19.7/321	05/230
Dorsal norte	15/20	118	0.52	10.9	21.68	0.2	0.0087	86.2/291	01.8/173	03/83

Tabla 5.5. Resultados de la inversión de esfuerzos. Ne/N: número de mecanismos usados/iniciles; SHmax: dirección de máximo acortamiento; R: factor de forma; SM: slip; PMA: error principal; μ : coeficiente de fricción

Por lo que respecta al factor de forma, en las dos poblaciones de Reykjanes es de tipo extensión uniaxial (R próximo a 0.2), mientras que en segmento meridional R es algo mayor (0.5) lo que indica una extensión triaxial.

La población de la zona de fractura de Charlie-Gibbs está compuesta por 18 mecanismos focales, pertenecientes a dos familias claramente diferenciables y ortogonales entre sí: una E-O, representada por desgarres; y otra menos abundante N-S, compuesta por mecanismos normales. El MIE permite calcular un único tensor para el conjunto de la población con una orientación de SHMAX según N141°E. El tensor de esfuerzos obtenido es

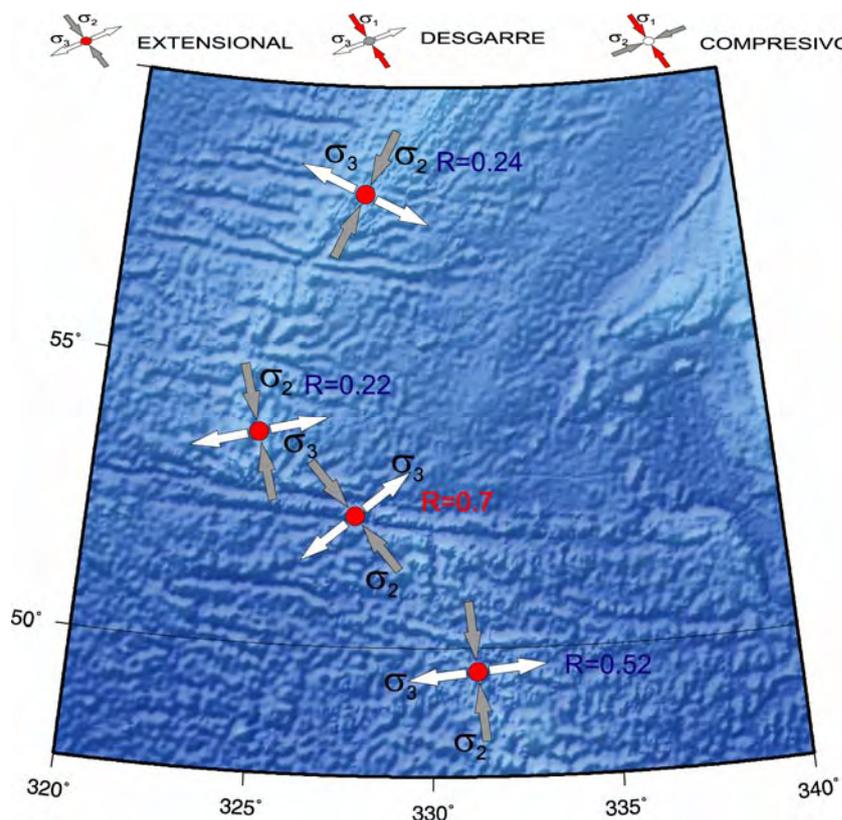


Fig. 5.17. Tensores calculados en la Zona de Fractura de Charlie-Gibbs.

de tipo extensional, con σ_1 próximo a la vertical y un R de 0.7 que indica que estamos cerca del régimen de desgarre. Cuando se realiza el muestreo con reemplazamiento de la población, se aprecia en el conjunto de soluciones permutaciones entre σ_1 y σ_2 , lo que confirma un régimen mixto normal-direccional

Discusión

La aparición de los mecanismos compresivos próximos a la dorsales es estudiada por Giner-Robles *et al.* (2003) en la placa del Índico. Estos autores relacionan esa presencia con una permutación de los ejes σ_1 y σ_3 . Sin embargo en la zona estudiada no existen datos suficientes para confirmar este hecho.

En la ZF un régimen mixto normal-direccional permite explicar la deformación frágil en toda la ZF, pero con un giro en las orientaciones de los esfuerzos horizontales de hasta 30° en sentido horario.

Tanto los epicentros, como el análisis de la batimetría, en la que se aprecian fracturas sin actividad sísmica en el S de la ZF, parecen estar relacionados con la migración hacia el N de la Zona de Fractura, así como con la presencia de una pequeña dorsal que se ha quedado atrapada entre dos fracturas mayores (Smoot y Sharman, 1985). Esta migración se refleja en la estructura de la litosfera como una banda con una fábrica bien marcada de orientación E-O donde el régimen de deformación frágil es de tipo normal-direccional, tal y como muestra el mapa de distribución del régimen de esfuerzos

5.6.- ISLANDIA

Islandia es el ejemplo mejor conocido de una dorsal emergida, con una fuerte actividad volcánica y sísmica. La tasa de extensión en esta zona de la Dorsal Medio-Atlántica es de 18 mm/año, con una dirección media N105°E (DeMets *et al.*, 1990, NUVEL1).

Características generales de la sismicidad

La distribución de epicentros muestra claramente la presencia de la dorsal y su conexión con las zonas de fractura (Fig. 5.18), que es donde hay una mayor actividad sísmica y donde se han producido los mayores terremotos históricos e instrumentales (desde el año 1927) (Stefansson *et al.*, 1988). En la zona sur los epicentros se localizan en una banda de dirección ESE-NWN, mientras que en la ZF de Tjörnes la sismicidad se concentra en tres bandas, también con dirección ESE-NWN. En el extremo septentrional se sitúa la ZF de Jan Mayen, que aparece bien definida y caracterizada por desgarres puros, con una dirección principal de fracturación 100°. El resto de la isla presenta una sismicidad menor y con mayor dispersión.

El mayor número de mecanismos focales se concentra en la Dorsal Centroatlántica, (sectores de Kolbeinsey en el N, y Reyjkanes, al S de la isla. En ambas poblaciones la orientación principal de los planos nodales es paralela a la traza de la dorsal (N020°-030°E). Son dominantes los mecanismos extensionales, aunque en el sector septentrional (ZF de Senja) aparecen mecanismos de tipo desgarre.

En la región central (glaciar Vatnajokull) se define una poblacional anómala compuesta de mecanismos compresivos, con mucha dispersión en la orientación de los planos nodales, y con componente de cizalla muy bajo en las soluciones de los mecanismos focales. Nettles y Ekström, G. (1998) han propuesto un origen relacionado con episodios de actividad volcánica.

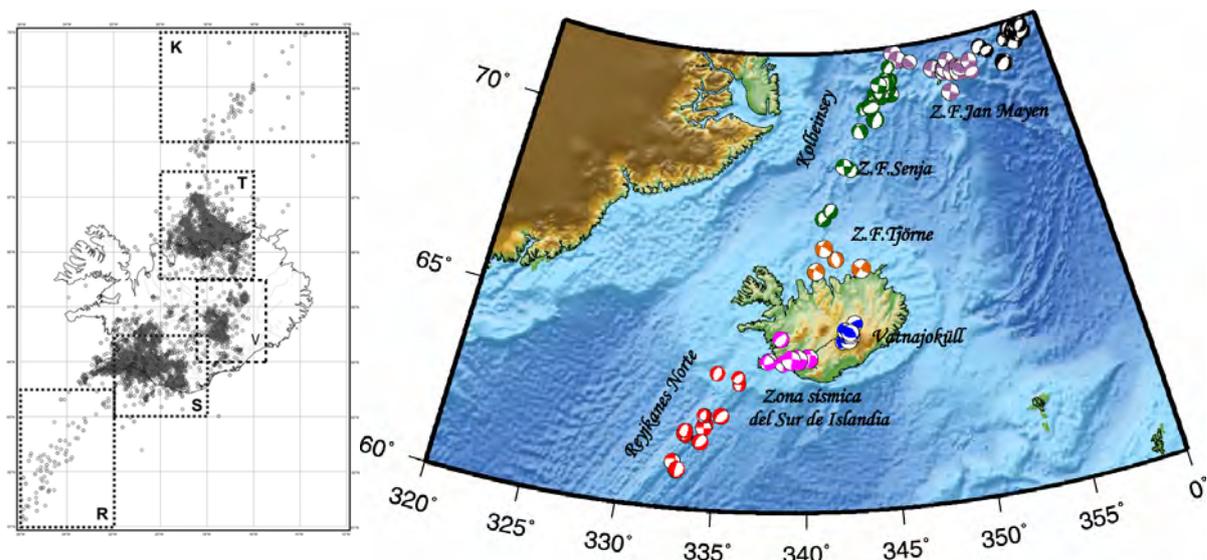


Fig. 5.18 A) Distribución de epicentros en Islandia. Datos tomados del Servicio Geológico Islandés (Modificado de Angelier *et al.* 2004). R= dorsal de Reyjkanes, sector norte; S= Zona Sísmica del sur de Islandia; V=Vatnajokull; T= Zona Transformante de Tjörnes; K= dorsal de Kolbeinsey. B) Mecanismos focales utilizados. Los colores en los cuadrantes de compresión separan las distintas poblaciones.

Orientación de Dey y Mapa de factor de forma (K')

Como se aprecia en el mapa de factor de forma (Fig. 5.19.) el régimen extensional predomina en este sector, con excepción del máximo compresivo de la región central. Por lo que respecta a la orientación de Dey, sólo es dominante la E-W en la parte occidental, mientras que desde Islandia hacia el SE, ésta pasa a ser NW-SE. Por otro lado la gran cantidad de datos de la zona del glaciar Vatnajökull, unido al hecho de que se trata de una compresión radial, hace que las orientaciones de Dey varíen mucho.

Tensores de esfuerzos

De los seis tensores calculados (Tabla 5.6, Fig. 5.20, AnexoVI) sólo dos, situados al N y S de Islandia, muestran una dirección de extensión paralela al empuje de la dorsal. El resto presenta una orientación oblicua NW-SE, estando asociados a las ZF y al nido de Vatnajökull.

Zona	Ne/N	S_{Hmax}	R	SM	PMA	μ	C	σ_1	σ_2	σ_3
Jan Mayen	16/16	53.7	0.39	15.73	22.83	0.3	0.0477	07.6/054	78.9/187	08/323
Kolbeinsey	35/35	30.1	0.14	17.3	22.9	0.9	0.0142	86.6/354	04.3/212	03/122
Tjörnes	4/4	129.6	0.6	45.93	38.36	0.3	0.0428	61.2/139	28.1/305	06/038
Vatnajökull	9/9	128.7	0.7	13.16	22.83	0.3	0.0377	10.2/131	04.6/222	79/336
Zona Sísmica del Sur	8/8	47.2	0.69	8.91	21.47	0.1	0.0031	60.5/243	27.6/041	09/136
Reykjanes Norte	17/17	25.9	0.34	10.27	15.67	0.4	0.0009	85.3/119	00.2/026	05/296

Tabla 5.6. Tensores de esfuerzos calculados con el MIE (Reches et al., 1997) para la zona de Islandia. Ne/N: número de mecanismos usados/iniciles; S_{Hmax} : dirección de máximo acortamiento; R: factor de forma; SM: slip; PMA: error principal; μ : coeficiente de fricción

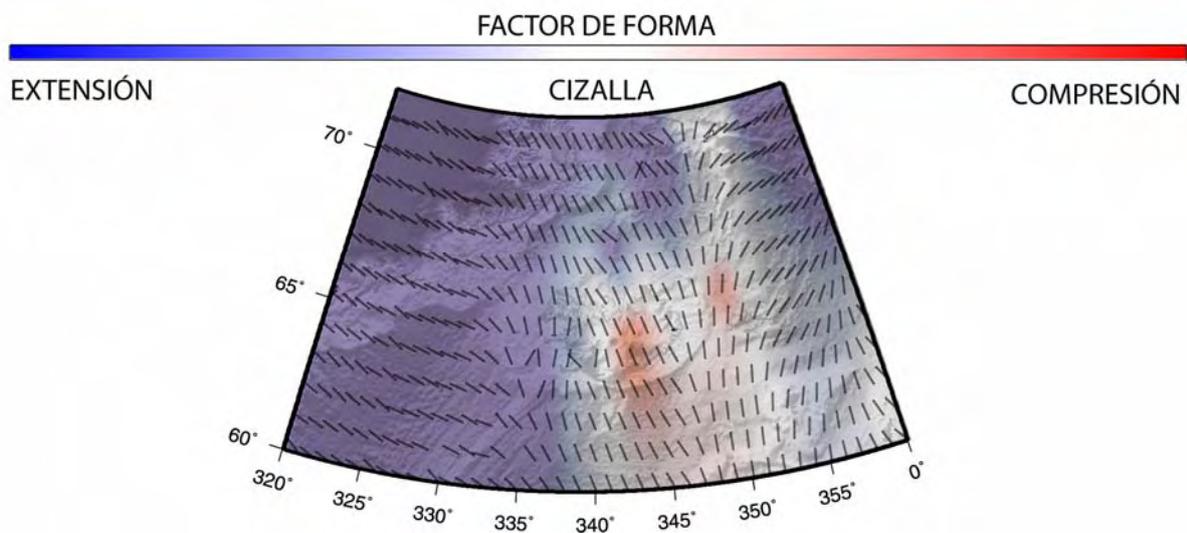


Fig. 5.19 Mapa de dirección de máximo acortamiento y factor de forma.

Las zonas del N y S de Islandia presentan un régimen de extensión entre radial y triaxial, mientras que las ZF presentan un régimen de tipo desgarre a direccional-normal. El nido de Vatnajökull presenta un tensor de tipo compresión radial ($R=0.7$) con S_1 NW-SE.

Discusión

El hecho de que excepto en la ZF de Jan Mayen el régimen sea extensional, puede estar asociado a la orientación oblicua de estas ZF respecto al círculo menor del polo de rotación de la placa Euroasiática (Angelier *et al.*, 2004b).

El nido responde a una compresión radial cuya orientación no desentona con las soluciones obtenidas más hacia el SE. Esto hace que su origen no sea exclusivamente volcánico, sino que debe haber un control tectónico, además de reológico para explicarlo.

Los modelos previos (Angelier *et al.*, 2004b). de trayectorias de esfuerzos muestran extensión E-W en Islandia, pero no han tenido en cuenta el nido sísmico de Vatnajökull, que suponen una orientación más NW-SE.

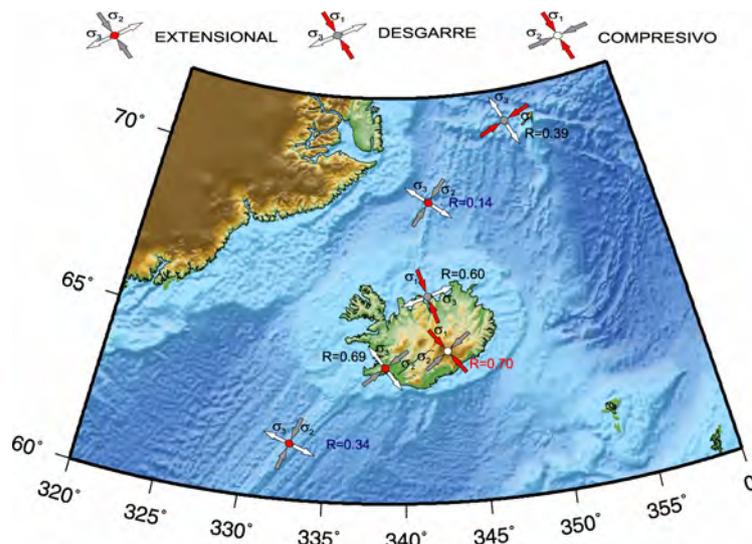


Fig. 5.20. Tensores calculados para Islandia.

VI – CONCLUSIONES

El mapa de esfuerzos activos obtenido, a partir de mecanismos focales calculados con el método del centroide, permite visualizar las variaciones en orientaciones y factor de forma asociadas a diferentes ambientes tectónicos y grandes heterogeneidades geológicas a escala global. Este mapa es un marco de referencia para situar estudios de esfuerzos y estructuras activas de menor escala.

El mapa refleja un patrón general perpendicular a los límites primarios (Dorsal Medio-Atlántica y Zona de Convergencia entre Europa y África). Las principales perturbaciones en la orientación de los esfuerzos horizontales están asociadas a las zonas de falla transformante (Oceanographer, Charlie-Gibbs, Jan Majen, Azores-Gibraltar) y límites geológicos de primer orden (Falla del N de Anatolia, Mar Muerto, Sutura Pirenaica, Arco de Creta, entre otros).

Por lo que respecta al régimen de esfuerzos, éste presenta una mayor complejidad en su distribución que las orientaciones de los esfuerzos horizontales. Alejados de la dorsal y de la zona de convergencia África-Europa es dominante el régimen de desgarre (con una cierta componente extensional o compresiva), incluida buena parte de la corteza oceánica. No obstante este régimen aparece perturbado bien por procesos extensionales de tipo “rifting” paralelos a σ_{HMAX} (Rhin) o bien a efectos de compensación isostática de la topografía (Pirineos y Alpes). En cuanto a los límites de primer orden, el régimen es extensional en la Dorsal Atlántica, pero aparecen zonas transpresivas y compresivas en las Zonas de Falla Transformantes o asociadas a procesos volcánicos (SE de Islandia). La zona convergente del S de Europa es mayoritariamente transpresiva, si bien son claros los procesos extensionales tras-arco (Italia, Grecia), en la corteza superior, por encima de las zonas de subducción.

BIBLIOGRAFÍA

- Aki, K. y Richards P. G. (1980) *Quantitative seismology, theory and methods*, W. H. Freeman, San Francisco
- Alasset, P.J. y Megharoui, M. (2005). Active faulting in the western Pyrénées (France): Paleoseismic evidence for late Holocene ruptures. *Tectonophysics*, 409, 1-4 , 39-54.
- Anderson, E.M. (1951). *The Dynamics of Faulting*. Oliver & Boyd, Edimburgh, 133 pp.
- Andeweg, B. (2002). *Cenozoic tectonic evolution of the Iberian Peninsula: causes and effects of changing stress fields*. Tesis Doctoral, Universidad Libre de Amsterdam, 178 pp.
- Angelier, J. (1984). Tectonic analysis of fault slip data sets. *Jour. Geophys. Res.*, 89, 5835-5848.
- Angelier, J. (1994). Fault slip análisis and paleostress reconstruction En: Continental deformation. Eds: P.L. Hancock. University of Bristol, Reino Unido. 421 pp.
- Angelier, J. y Mechler, P. (1977). Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droites. *Bull. Soc. Geol. France*, 7 (19): 1309-1318.
- Angelier, J.; Bergerat F.; Bellou, M. y Homberg, C. (2004 a). Co-seismic strike-slip fault displacement determined from push-up structures: Selsund Fault, South Iceland. *Journal of structural geology*. 26, 709-724.
- Angelier, J.; Slunga, R.; Bergerat, F.; Stefansson, R. y Homberg, C. (2004b). Perturbation of stress and oceanic rift extension across transform faults shown by earthquakes focal mechanism in Iceland. *Earth and Planetary Science Letters*, 219, 271-284.
- Angelier, J.; Tarantola, A.; Valette, B. y Manoussis, S. (1982). Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. In single phase fault populations: a new method of computing the stress tensor. *Tectonophysics*, 125, 161-178.
- Antón, L (2003). *Análisis de la fracturación en un área granítica intraplaca: El Domo de Tormes*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid. 197 p.
- Argus, D.F., Demets, C., Gordon, R.G., Stein, S. y Woods, D. (1986): Plate motions between the North American, African, and Eurasian plates over the past 10 Ma. *EOS*, 67: 1-1199.
- Arlegüi, L. (1996). *Diaclasas, fallas y campo de esfuerzos en el sector central de la Cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 308 pp.
- Bada, G.; Horvath, F.; Cloetingh, S.; Coblenz, D. y Tòth, T. (2001). Role of topography-induced gravitational stresses in basin inversion: The case study of the Panonian basin. *Tectonics*, 20, 343-363.
- Baroux, E.; Béthoux, N. y Bellier, O. (2001). Analyse of the stress field in southern France from earthquake focal mechanism. *Geophys. Jour. Int.*, 145, 336-348.
- Bassi, G.; Sabadini, R. y Rebaï, S. (1997). Modern tectonic regime in the Tyrrhenian area: observations and models. *Geophys. Jour. Int.*, 129, 330-346.
- Becker, A. y Davenport, C.A. (2001). Contemporary in situ stress determinations at three sites in Scotland and northern England. *Journal of Structural Geology*, 23, 407-419.
- Béthoux, N.; Fréchet, J.; Guyot, F.; Thouvenot, F.; Cattaneo, M.; Eva, C.; Nicolas, M. y Granet, M. (1992). A closing Liguran Sea ?. *Pure appl. Geophys.*, 139, 179-194.
- Bird, P. (2003) An updated digital model of plate boundaries, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(3), 1027, doi:10.1029/2001GC000252.
- Bistacchi, A.; Eva, E.; Massironi, M. y Solarino, S. (2000). Miocene to Present kinematics of the NW-Alps: evidences from remote sensing, structural analysis, seismotectonics and thermochronology. *Journal of Geodynamics*, 30, 205-228.
- Blanckenburg, F. von, y Davies, J.H. (1995). Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps, *Tectonics*, 14, 120 – 131.

- Boldreel, L.O. y Andersen, M.S. (1998). Tertiary compressional structures on the Faroe-Rockall Plateau in relation to the northeast Atlantic ridge-push and Atlantic foreland stresses. *Tectonophysics*, 300, 13-28.
- Bott, M.H.P. (1959). The mechanism of oblique-slip faulting. *Geol. Mag.*, 96: 109-117.
- Braunmiller, J., Kradolfer U., Baer M., Giardini D. (2002). Regional Moment- Tensor inversion in the European-Mediterranean area. *Tectonophysics*, 356, 5-22.
- Bufo, E., Udias, A. y Colombas, M.A. (1988): Seismicity, source mechanisms and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics*, 152: 89-118.
- Byerlee, J. (1978). Friction of rocks. *Pure and Appl. Geophysics*, 116: 615-626.
- Cabral, J. (1989): An example of intraplate neotectonic activity, Vilarica Basin, Northeast Portugal. *Tectonics*, 8: 285-303.
- Cabral, J. y Ribeiro, A. (1989): Incipient subduction along West-Iberia continental margin. *Inter. Geol. Congr.*, 28: 1.223.
- Capote, R., De Vicente, G. y González-Casado, J.M. (1991). An application of the slip model of brittle deformation to focal mechanism analysis in three different plate tectonics situations. *Tectonophysics*, 191, 399-409.
- Carey, E. y Brunier, M.B. (1974). Analyse theorique et numerique d'un modele mecanique elementaire applique a l'etude d'une population de failles. *C. R. Acad. Sc, Paris* 279, 891-894.
- Célérier, B. (1988). How much does slip on a reactivated fault plane constrain the stress tensor?. *Tectonics*, 7 (6): 1257-1278.
- Chiarabba, C., Jovane, L. y DiStefano R. (2005). A new view of Italian seismicity using 20 years of instrumental recordings. *Tectonophysics*, 395, 251-268.
- Cloetingh, S. y Wortel, M.J.R. (1985). Regional stress field of the Indian plate. *Geophys. Res. Letter.*, 12, 77-80.
- Cloetingh, S. y Wortel, M.J.R. (1986). Stress in the Indo-Australian plate. *Tectonophysics*, 132, 49-67.
- Cloetingh, S.; Gradstein, F.; Kooi, H.; Grant, A. y Kaminski, M. (1990). Plate reorganization: a cause of rapid late Neogene subsidence and sedimentation around the North Atlantic?. *Journal of the Geological Society*, London, 147, 495-506.
- Coca, M.P. (1999). *Métodos para la inversión del tensor momento sísmico: terremotos del sur de España*. Tesis Doctoral Universidad Complutense de Madrid.
- Collombet M.; Thomas J.C.; Chauvin A.; Tricart P.; Bouillin J.P. y Gratier J.P. (2002). Counterclockwise rotation of the Western Alps since the Oligocene: New insights from paleomagnetic data. *Tectonics*, 21, 141-150.
- Cox, J.W. (1970). The high resolution dipmeter reveals diprelated borehole and formation characteristics. 11th Annular Logging symposium. Soc. Prof. well log. Analysis.
- CSN (1998) *Proyecto SIGMA: Análisis del estado de esfuerzos tectónicos reciente y actual en la Península Ibérica*. Consejo de Seguridad Nuclear. Colección Otros Documentos, 10.1998, 239 p.
- De Mets, C.; Gordon, R.G.; Argus, D.F. y Stein, S. (1990). Current plate motion. *Geophys. Jour. Int.*, 101, 425-478.
- De Vicente, G. (1988): *Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid. 317 p.
- De Vicente, G., (ed.) (2004). Estructura alpina del Antepaís Ibérico. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, pp.587-634.
- De Vicente, G., Martín-Velázquez, S., Rodríguez-Pascua, M.A., Muñoz-Martín, A., Arcilla, M. y Andeweg, B. (2000): Características de los tensores de esfuerzos activos entre la Dorsal Centroatlántica y la Península Ibérica. *Geotemas*, 1 (1): 95-98.
- De Vicente, G.; Elorza, F.J.; Muñoz-Martín, A. y Vegas R. (2005). Are methods of stress inversion appropriate applied to fractal geometry objects?. *Geophysical Research Abstracts*, 7, 04074.
- De Vicente, G.; Muñoz, A. y Giner, J. (1992a). El uso del método de los diedros rectos: implicaciones desde el modelo de deslizamiento del Análisis poblacional de Fallas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 5 (3-4): 7-19.

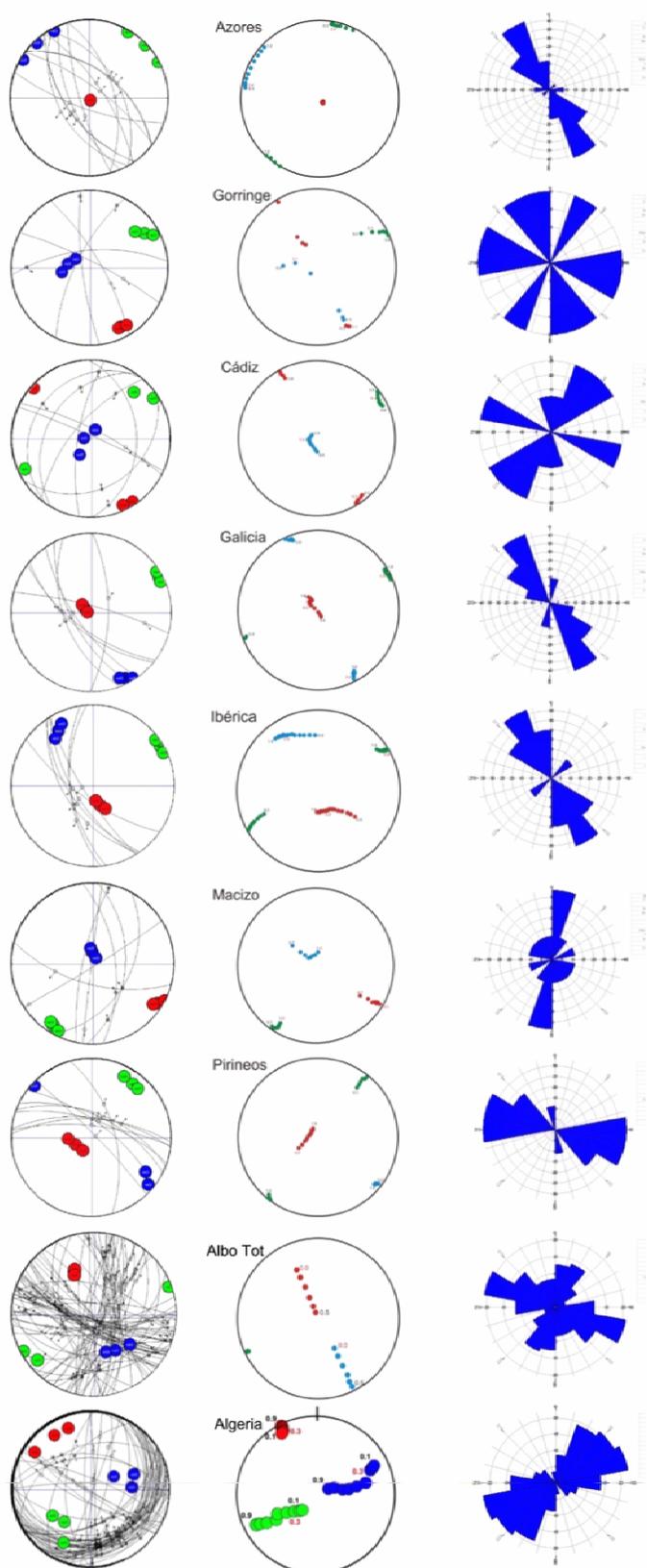
- De Vicente, G.; Olaiz, A.; Muñoz-Martín, A.; Vegas, R.; Cloetingh, S.; Galindo, J.; Rueda, J. y Álvarez, J. (2006). Campo de esfuerzos activo entre Iberia y Argelia. Inversión de mecanismos focales del tensor del momento sísmico. 5ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Sevilla.
- Delvaux, D. (1994). Tensor interactive MS-DOS QuickBasic program developed for paleostress determinations on geological fractures and earthquake focal mechanisms. Royal Museum for Central Africa, Tervuren, Belgica.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W. y Knott, S.D. (1989): Kinematics of the western Mediterranean. *Geol. Soc. (London), Sp. Publ.*, 45: 265-283.
- Dèzes, P., Schmid, S.M., Ziegler, P.A., 2004. Evolution of the European Cenozoic rift system: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics* 389, 1–33
- Dziewonski, A. M., Chou, T.-A. y Woodhouse, J. H. (1981) Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.* 86, 2825-2852.
- Fleitout, L. y Froidevaux, C. (1982). Tectonics and topography for a lithosphere containing density heterogeneities. *Tectonics* 1, 21- 56.
- Forsyth, D. y Uyeda, S (1975). On the relative importance of the driving forces of plate tectonics, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, Vol. 43, pp. 163-200.
- Frohlich, C. y Davis, S. D.(1999). How well constrained are well-constrained T, B, and P axes in moment tensor catalogs?, *J. Geophys. Res.*, 104, 4901-4910.
- García, S., Angelier, J., Bergerat, F., Homberg, C., 2002. Tectonic analysis of an oceanic transform fault zone revealed by fault-slip data and earthquake focal mechanisms: the Husavik-Flatey Fault, Iceland, *Tectonophysics* 344, 157-174.
- Gephart, J.W. y Forsyth, D.W. (1984). An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando Earthquake sequence. *Jour. Geoph. Res.*, 89, B11, 9305-9320.
- Gilbert, F. (1971). Excitation of the normal modes of the earth by earthquake sources, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 22, 223-226.
- Giner-Robles, J.L.; González-Casado, J.M.; Gumiel, P. y García-Cuevas, C. (2003). Changes in strain trajectories in three different types of plate tectonic boundary deduced from earthquake focal mechanisms. *Tectonophysics*, 372, 179-191.
- Giner-Robles, J.L.; Gumiel, P.; Pérez-López, R.; Rodríguez-Pascua, M.A.; García-Mayordomo, J.; Paredes, C. y González-Casado J.M. (2006). Importancia en la elección de la orientación del plano de falla en el análisis de mecanismos focales de terremotos. 5ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica.
- Gölke, M. y Coblentz, D. (1996): Origins of the European regional stress field. *Tectonophysics*, 266: 11-24.
- Golonka, J., 2002. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics* 381, 235-273.
- Goula, X., Olivera, C., Fleta, J., Grellet, B., Lindo, R., Rivera, L.A., Cisternas, A. y Carbon, D. (1999): Present and Recent stress regime in the eastern part of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 308: 487-502.
- Grimison, N. L, Chen, Wang-Ping (1986). Earthquakes in the Davie Ridge-Madagascar region and the southern termination of the African-Somalian plate boundary. *Eos*, Transactions, American Geophysical Union, vol.67, no.44, pp.1105.
- Grüenthal, G. y Stromeyer, D. (1992): The Recent crustal stress field in Central Europe, trajectories and finite element modelling. *Jour. Geophys. Res.*, B, 97: 11805-11820.
- Haimson, B.C. y Fairhurst, C. (1969). In situ stress determination at great depth by means of hydraulic fracturation. *Proc. Symp. Rock. Mechanisc*, 11th, 559-584.
- Harmserm, S.C. y Rogers, A.M. (1986). Inferences about the local stress field focal mechanism: applications to earthquakes in the southern Great Basin of Nevada. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 76, 1560-1572

- Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo, R., Giner, J.L., Simón, J.L., González-Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuendez, J.I., Casas, A., Cabanas, L., Rincón, P., Cortes, A.L., Ramírez, M. y Lucini, M. (2000): The Recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, 19: 762-786.
- Homberg, C.; Angelier, J.; Bergerat F. y Lacombe. O (2004). Using stress deflections to identify slip events in fault systems. *Earth and Planetary Science Letters*, 220, 3-4, 453-454.
- Husebye, E.S. y Mäntyniemi, P. (2005). The Kaliningrad, West Russia earthquakes on the 21st of September 2004— Surprise events in a very low-seismicity area. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 153, 227-236.
- IPSN, Institute de Protection et de la Sureté Nucleaire, (1993). *Seismotectonique de la France Metropolitaine dans son Cadre Géologique et Géophysique*. Memoires Société Géologique de France 1, 1– 76.
- Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J. y González-Lodeiro, F. (2002): Palaeostress evolution of the Iberian Peninsula (Late Carboniferous to present-day). *Tectonophysics*, 357: 159-186.
- Jaeger, J.C. y Cook, N.G.W. (1979). *Fundamentals of rock mechanics*, (3^a ed.). Chapman and Hall, London: 593 pp.
- Jarosinski, M. (2005). Ongoing tectonic reactivation of the Outer Carpathians and its impact on the foreland: Results of borehole breakout measurements in Poland. *Tectonophysics*, 410, 189-216.
- Jenny, S.; Goes, S.; Giardini, D. y Kahle, H.G. (2006). Seismic potential of Southern Italy. *Tectonophysics*, 415, 81-101.
- Jiménez-Munt I.; Garcia-Castellanos, D.; Negredo, A.M. y Platt, J.P. (2005) Gravitational and tectonic forces controlling the post-collisional deformation and present-day stress of the Alps. Constraints from numerical modelling. *Tectonics*, 24, TC5009, doi: 10.1029/2004TC001754.
- Johannesson, H., Jakobsson, S.P., Saedmundsson, K., 1990. In: Geological Map of Iceland, Sheet 6, South Iceland, 3rd ed. Icelandic Museum of Natural History and Iceland Geodetic Survey, Reykjavik.
- Kaiser, A.; Reircherter, C.; Hübscher, D. y Gajewski D. (2005). Variation of the present-day stress field within the North German Basin—insights from thin shell FE modeling based on residual GPS velocities. *Tectonophysics*, 397, 55-72.
- Kastrup, U.; Zoback, M.L.; Deichmann, N.; Evans, K.F.; Giardini, G. y Andrew, J.M. (2004). Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland derived from inversion of fault plane solutions, *J. Geophys. Res.* 109 B1, B01402.
- Kiratzis, A.A. y Papazachos, C.B. (1995): Active crustal deformation from the Azores triple junction to the Middle East. *Tectonophysics*, 243: 1-24.
- Knott, S.D., Burchell, M.T., Jolley, E.W. y Fraser, A.J., 1993. Mesozoic to cenozoic plate reconstructions of the North Atlantic and hydrocarbon plays of the Atlantic margins. In: J.R. Parker, Editor, *Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 4th conference*, Geological Society, London, pp. 953–974.
- Lana, X. (1986). Estado de esfuerzos calculado a partir de un conjunto de mecanismos focales coherentes. *Rev. de Geofísica*, 42, 53-62.
- Lisle, R.J. (1987). Principal stress orientations from faults: An additional constraint. *Annales Tectonicae*, 1 (2): 155-158.
- Martín-Algarra, A., Vera, J.A., 2004. La Cordillera Bética y las Baleares en el contexto del Mediterráneo Occidental. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.) SGE-IGME, Madrid, 352-355
- Mazzoli, S. y Helman, M. (1994). Neogene patterns of relative plate motions for Africa-Europe: some implications for recent central Mediterranean tectonics. *Geological Rundschau*, 83, 464-468.
- McKenzie, D.P. (1969). The relationship between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 59, 591-601.
- Michael, A.J. (1987). Use of focal mechanism to determine stress: a control study. *Jour. Geoph. Res.*, 92, B1, 357-368.

- Molnar, P., y Lyon-Caen, H. (1988). Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 218, 179 – 207.
- Montone, P.; Amato, A. y Pondrelli, S. (1999). Active stress map of Italy. *Jour. Geoph. Res.*, 104, B11, 25595-25610.
- Mount, V.S. y Suppe, J. (1987). State of stress near the San Andreas fault: Implications for wrench tectonics. *Geology*, 15, 1143-1146.
- Mukhamediev, S. A (2002). Global Stresses in the Western Europe Lithosphere and the Collision Forces in the Africa-Eurasia Convergence Zone. *Russian Journal of Earth Sciences*. 4, 1-17..
- Müller, B., Zoback, M. L., Fuchs, K., Mastin, L. G., Gregersen, S., Pavoni, N., Stephansson, O. y Ljunggren, C. (1992): Regional patterns of tectonic stress in Europe. *Jour. Geophys. Res.*, B, 97: 11783-11803
- Müller, D., Roest, W. R., Royer, J.-Y., Gahagan, L. M., y Sclater, J. G. (1997). Digital isochrons of the world's ocean floor. *J. Geophys. Res.*, 102:3211-3214.
- Nakamura, K.; Jacob, K.H. y Davies (1978). Volcanoes as posibles indicators of tectonic stress prrientation Aleutians and Alaska. *Pure Appl. Geophys.*, 115, 87-112.
- Nettles, M. y Ekström, G. (1998). Faulting mechanism of anomalous earthquakes near Bardarbunga Volcano, Iceland, *J. Geophys. Res.*, 103, 17, 973-983 .
- Olaiz, A.; De Vicente, G.; Muñoz-Martín, A. y Vegas, R. (2006). Mapa de esfuerzos de Europa a partir de mecanismos focales calculados desde el tensor momento sísmico. *Geogaceta*. 40, 55-58.
- 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 pp.
- Plenefisch, T. y Bonjer, K. P. (1997). The stress field in the Rhine Graben area inferred from earthquakes focal mechanism and estimation of frictional parameters. *Tectonophysics*, 275, 71-97.
- Pondrelli S., Morelli, A. y Ekström, G. (2004), European-Mediterranean Regional Centroid Moment Tensor catalog: solutions for years 2001 and 2002, *Phys. Earth Planet. Int.*, 145, 127-147.
- Pondrelli, S., Morelli, A., Ekström, G. Mazza, S., Boschi, E. y Dziewonski, M. (2002), European-Mediterranean regional centroid-moment tensors: 1997-2000, *Phys. Earth Planet. Int.*, 130, 71-101.
- Rebaï, S., Philip, H. y Taboada, A. (1992): Modern tectonic stress field in the Mediterranean region, evidence for variation in stress directions at different scales. *Geophys. Jour. Inter.*, 110: 106-140.
- Reches, Z. (1983). Faulting of rocks in three-dimensional strain fields. II Theoretical analysis. *Tectonophysics*, 47: 109-129.
- Reches, Z., (1996). SoftStructure-Structural Geology on a Personal Computer, programs for quantitative analysis in Structural Geology, web site: <http://earth.es.huji.ac.il/reches/soft.html>
- Reches, Z.; Baer, G. y Hatzor, Y. (1992). Constraints on the strength of the Upper Crust from stress inversion of fault slip data. *J. Geophys. Res.*, 97 (B9): 12481-12493.
- River, L.A. y Cisternas, A. (1990). Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 80, 600-614.
- Rivera, L.A. (1989). *Inversion du tenseur des contraintes et des mecanismes au foyer à partir des deonnès de polarité pour une population de sèismes*. Tesis Doctoral. Universidad Louies Pasteour, Estrasburgo, 266 pp.
- Roest, W.R. y Srivastava, S.P. (1991): Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology*, 19: 613-616.
- Royden, L. H. (1993), Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision, *Tectonics*, 12, 629 – 638.
- Rueda, J. y Mezcuca, J.(2005). Near-real-time Seismic Moment-tensor determination in Spain. *Seismological research letters* , 76,(4) 455-465.
- Ruiz, M., Gallart, J., Díaz, J., Olivera, C., Pedreira, D., López, C., González-Cortina, J. M., Pulgar, J. A. (2006), Seismic activity at the western Pyrenean edge. *Tectonophysics*, 412 (3-4): 217-235.

- Savostin, L.A., Sibuet, J.C., Zonenshain, L.P., Le Pichon, X. y Roulet, M.J. (1986): Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123: 1-35.
- Schwartz, S., Lardeau, J. M.; Paul, A.; Cattaneo, M.; Tricart, P.; Guillot, S.; Laggabrielle, Y. y Poupeau, G.(1999). Syn-convergence extension, mantle indentation and exhumation of high-pressure rocks: Insights from the western Alps, Abstract Suppl. EUG 10, *Eur. Union of Geophys.*, Strasbourg, France.
- Simón-Gómez, J.L. (2004). La tectónica extensional neógena-cuaternaria en la Cordillera Ibérica. En: Geología de España (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 614 – 616.
- Smoot, N.C. y Sharman, G.F (1985). Charlie-Gibbs: a fracture zone ridge. *Tectonophysics*, 116, 137-142.
- Sonder, L.J. (1990). Effects of density contrasts on the orientation of stresses in the lithosphere: Relation to principal stress direction in the Transverse ranges, California. *Tectonics*, 9, 761- 766.
- Srivastava, S. P., Roest, W. R., Kovacs, L.C., Oakey, G., Levesque, S., Verhoef, J. y Macnab, R. (1990): Motion of Iberia since the Late Jurassic; results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184: 229-260.
- Stefansson, R. y Halldorsson O. (1988). Strain release and strain build-up in South Iceland seismic zone. *Tectonophysics*, 155, 267-276.
- Stein, S., Cloetingh, S., Sleep, N. y Wortel, R., 1989. Passive margin earthquakes, stresses and rheology. En: Earthquakes at North Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Postglacial Rebound, NATO ASI Serv. C. (Eds: S. Gregersem y P. Basham) 231-259, Kluwer Academic, Boston, EEUU.
- Stich, D., Ammon, C.J. y Morales, J., (2003): Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region, *J. Geophys. Res.* 108, 02JB002057.
- Sue, C.; Thouvenot, F.; Fréchet, J. y Tricart, P.(1999) Wide-spread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *J. Geophys. Res.* 104, B11, 25611–25622.
- Tesauro, M.; Hollenstein, C.; Egli, R.; Geiger, A. y Kahle, H.G. (2005). Continuous GPS and broad-scale deformation across the Rhine Graben and the Alps. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 94, 525–537
- Vasseur, G.; Etchecopar, A. y Philip, H. (1983). Stress state inferred from multiple focal mechanism. *Ann. Geophys.*, 1, 291-297.
- Vázquez, J.T., Vegas, R. (2000). Acomodación de la convergencia entre África y la Península Ibérica, Golfo de Cádiz y Mar de Alborán, a partir de del análisis de terremotos. *Geogaceta*, 27,171-174 pp.
- Vegas, R., 1992. The Valencia trough and the origin of the western Mediterranean basins. *Tectonophysics* 203, 249–261.
- Wallace, R.E. (1951) Geometry of shearing stress and relation to faulting. *J. Struct. Geol.*, 59: 118-130.
- Ward, S.N. (1994). Constraints on the seismotectonics of the central Mediterranean from very long baseline interferometry. *Geophys. Jour. Int.*,117, 441-452.
- Wortel, M.J.R. y Cloetingh, S. (1981). On the origin of the Cocos- Nazca spreadin centre. *Geology*, 9, 425-430.
- Wortel, M.J.R. y Cloetingh, S. (1983). A mechanism for the fragmentation of ceanic plates. En: Studies in continental margin geology, J.S. Watkins y C.L. Drake (Eds.), 34, AAPG MEm
- Wortel, M.J.R. y Cloetingh, S. (1986). On the dynamics of convergent plate boundaries and stress in the lithosphere. En: The origin of arcs. F.C. Wenzel (Ed.), Elsevier, 115-139.
- Ziegler, P.A. (1988): Evolution of the Arctic-North-Atlantic and the western Tethys. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Memoir*, 43: 1-198.
- Zoback, M.L. (1992). First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project. *J. Geophys. Res.*, 97, 11.703-11.728.
- Zoback, M.L., Zoback, M.D., Adams, J. Assumpcao, M. Bell, S. Bergman, E.A., Bluemling, P., Brereton, N.R., Denham, D., Ding, J., Fuchs, K., Gay, N., Gregersen, S., Gupta, H.K., Gvishiani, A., Jacob, K., Klein, R., Knoll, P., Magee, M., Mercier, J.L., Mueller, B.C., Paquin, C., Rajendran, K., Stephansson, O., Suarez, G., Suter, M., Udías, A., Xu, Z.H. y Zhizin, M. (1989): Global patterns of tectonic stress. *Nature*, 341: 291-298.

- ANEXO -



ANEXO I

Proyección estereográfica de los resultados de la inversión de esfuerzos.

A la izquierda representación del mejor ajuste.

En el centro variación de la orientación de los ejes en función del coeficiente de fricción.

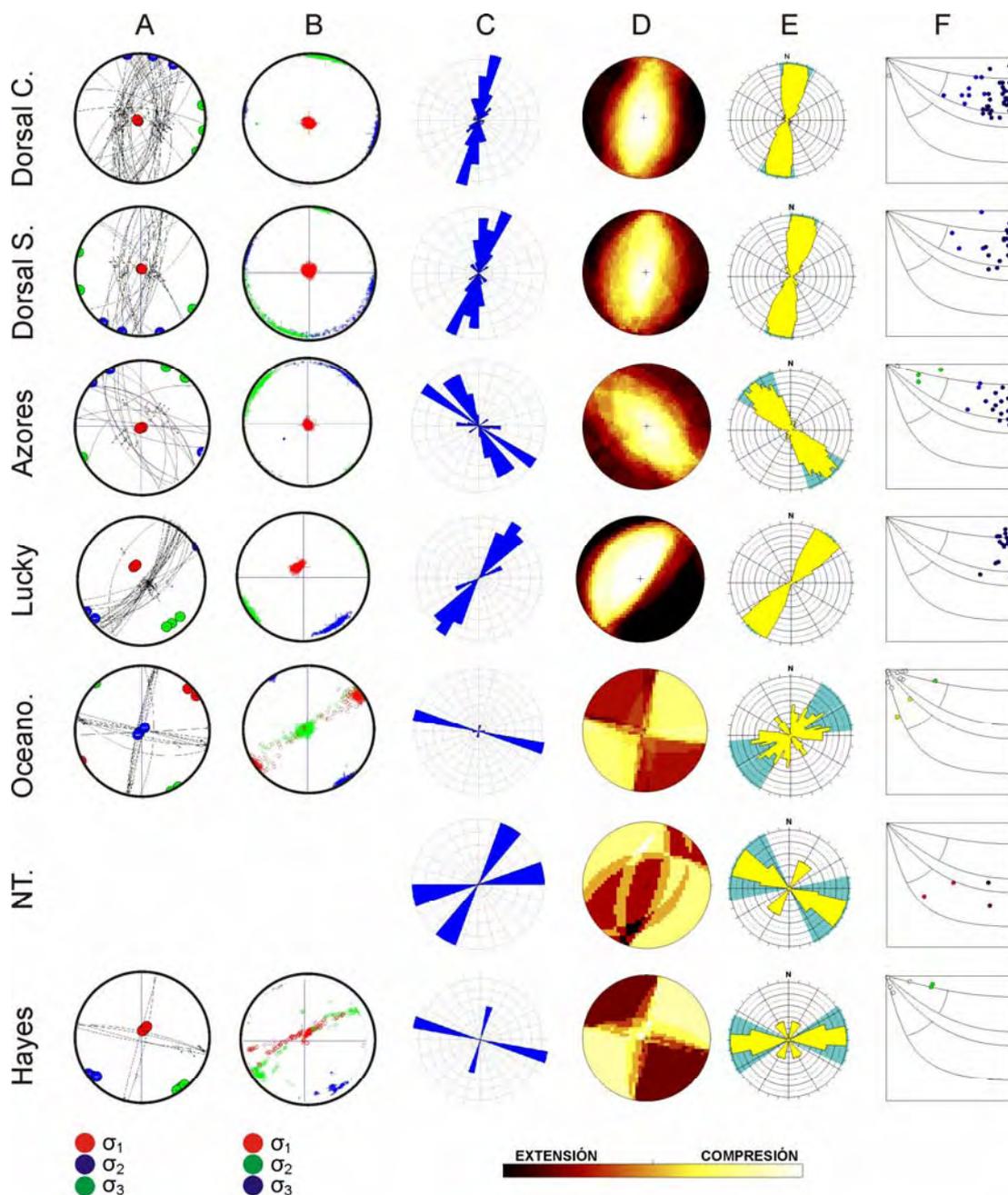
σ_1 : rojo

σ_2 : azul

σ_3 : verde

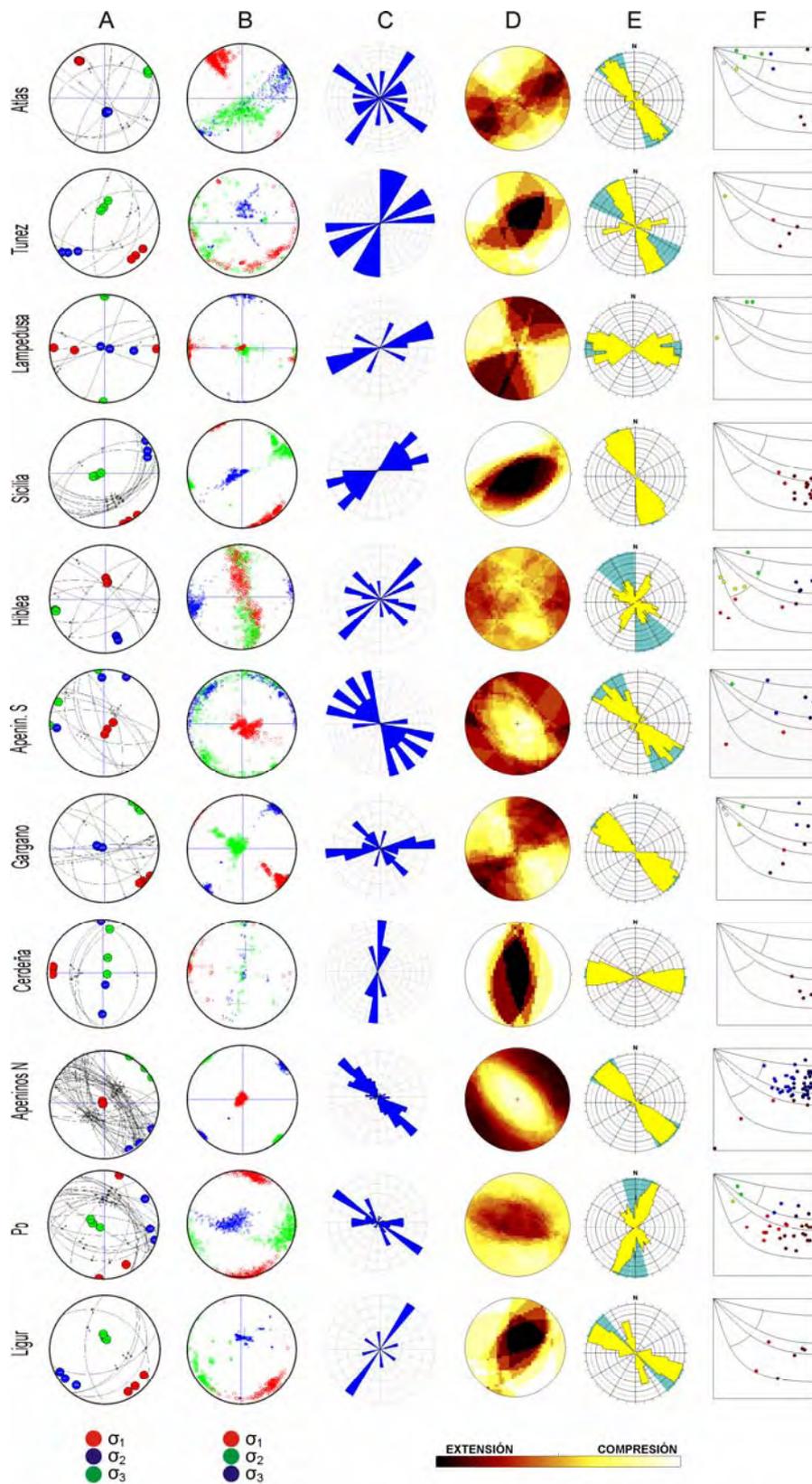
A la derecha representación de los planos nodales, seleccionados como planos de falla según el modelo de deslizamiento.

ANEXO II

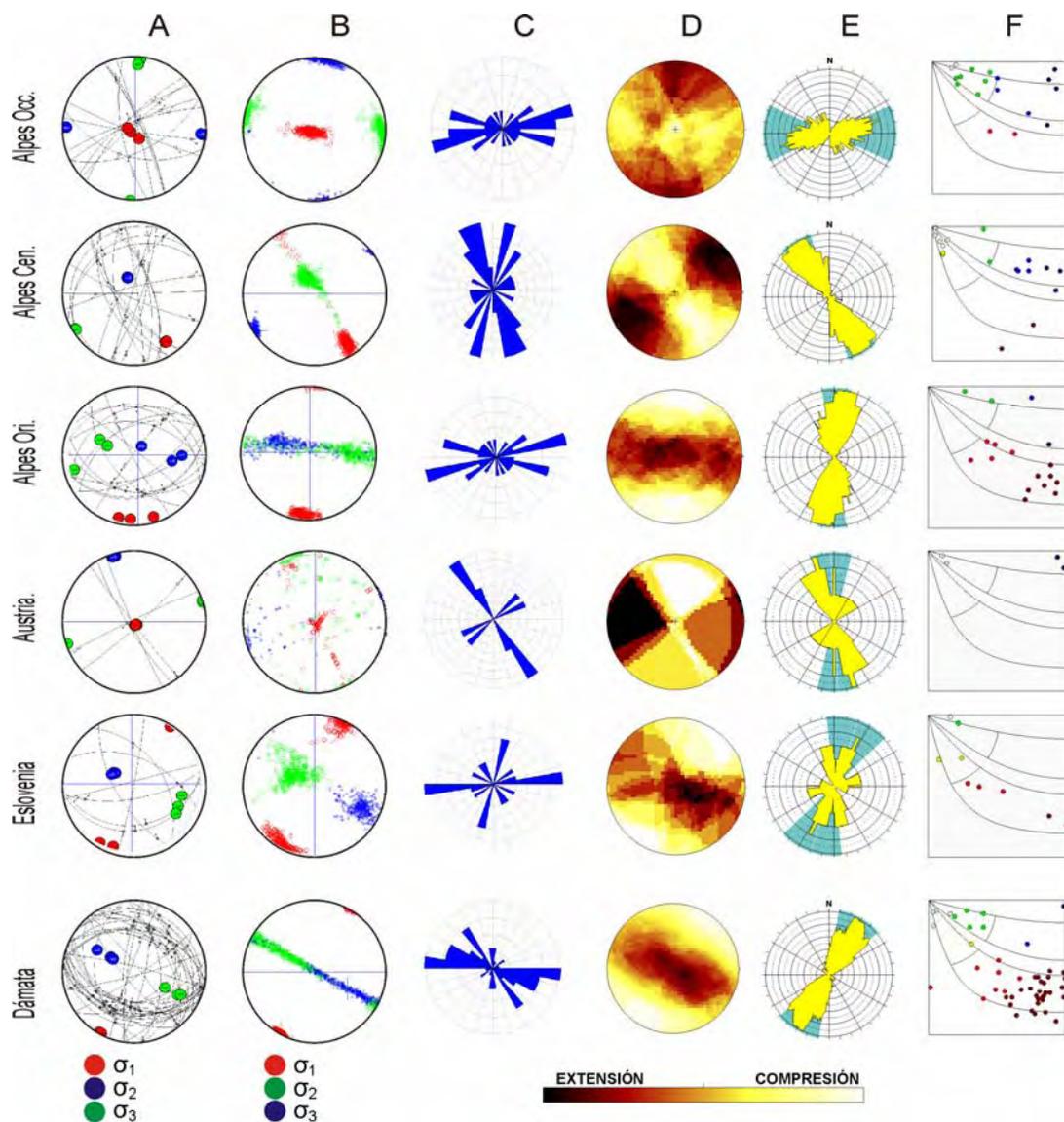


ANEXO II – A: Representación estereográfica del mejor ajuste de la inversión de esfuerzos; B: Muestreo con reemplazamiento; C: planos nodales, seleccionados como planos de falla según el modelo de deslizamiento; D : Método de los Diedros Rectos; E: Dirección de máximo acortamiento en la horizontal media y F: representación de los planos seleccionados en un gráfico cabeceo/buzamiento.

ANEXO III a

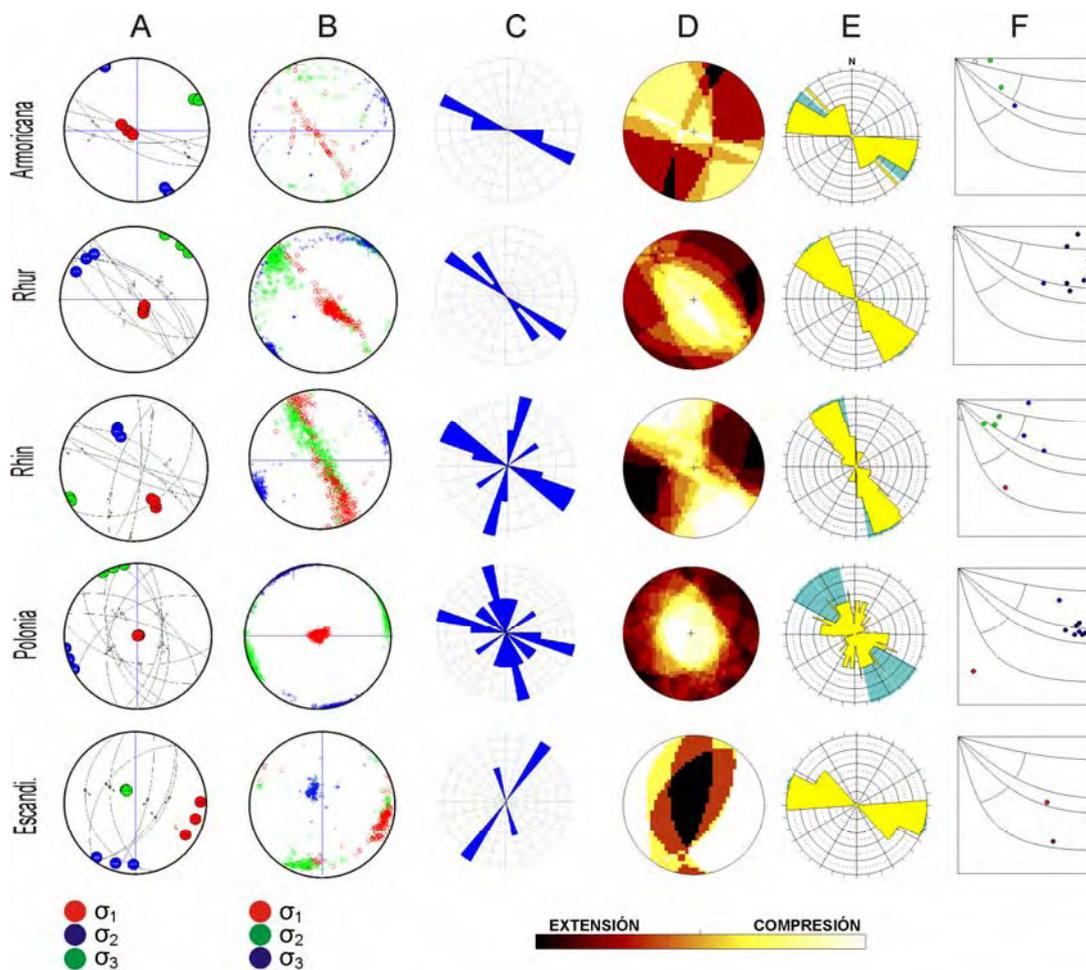


ANEXO III b



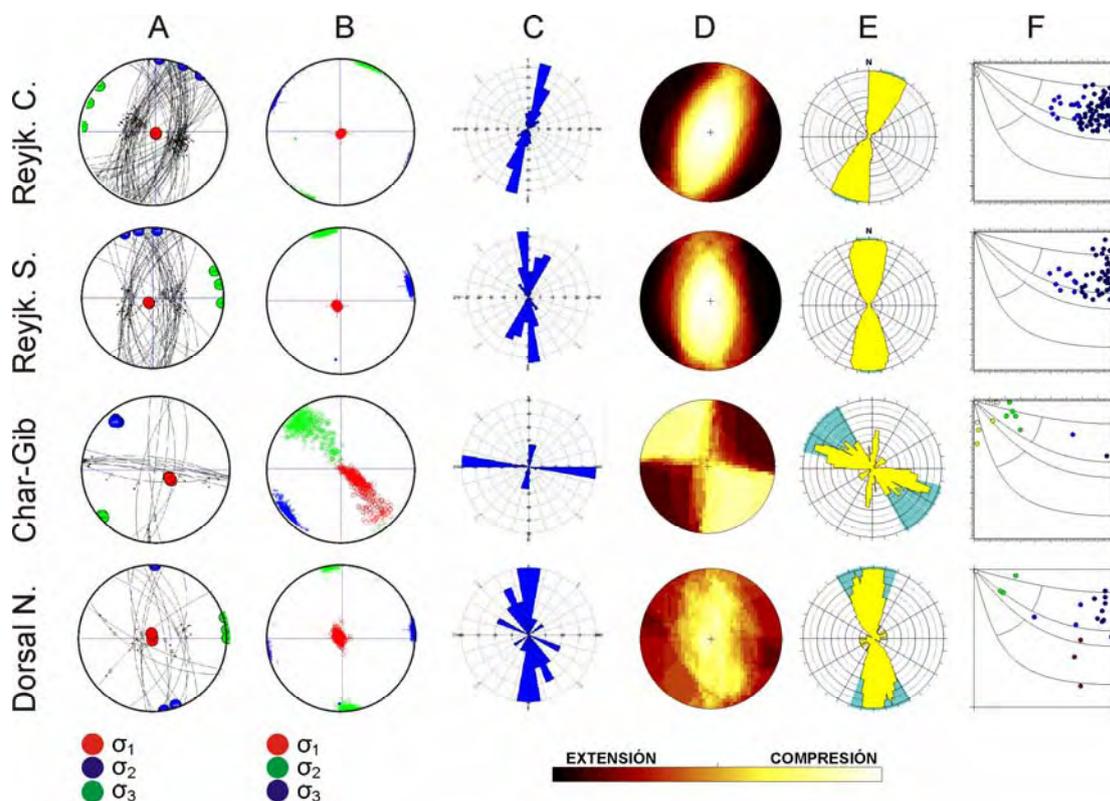
ANEXO III – A: Representación estereográfica del mejor ajuste de la inversión de esfuerzos; B: Muestreo con reemplazamiento; C: planos nodales, seleccionados como planos de falla según el modelo de deslizamiento; D : Método de los Diedros Rectos; E: Dirección de máximo acortamiento en la horizontal media y F: representación de los planos seleccionados en un gráfico cabeceo/buzamiento.

ANEXO IV



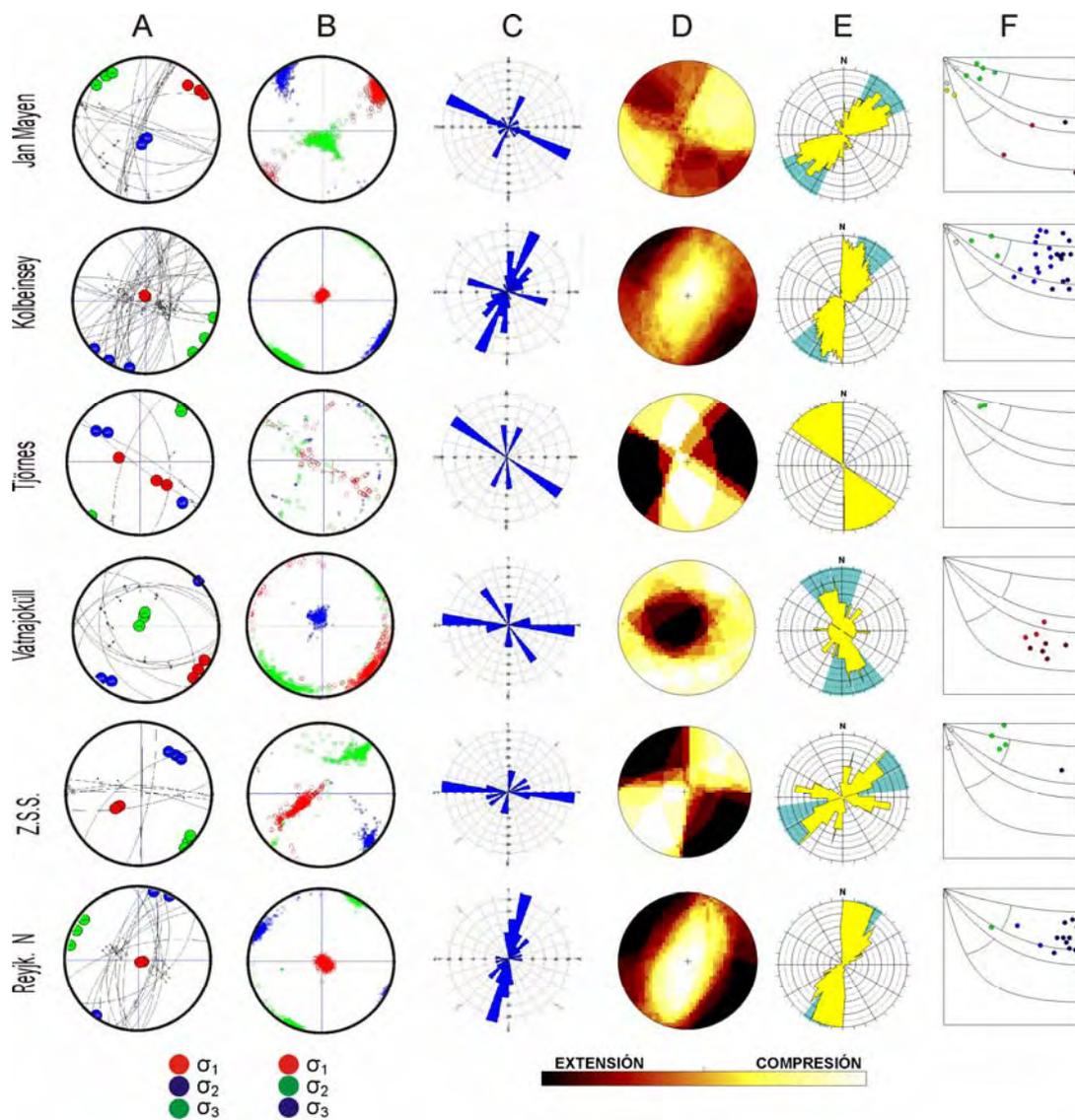
ANEXO IV – A: Representación estereográfica del mejor ajuste de la inversión de esfuerzos; B: Muestreo con reemplazamiento; C: planos nodales, seleccionados como planos de falla según el modelo de deslizamiento; D : Método de los Diedros Rectos; E: Dirección de máximo acortamiento en la horizontal media y F: representación de los planos seleccionados en un gráfico cabeceo/buzamiento.

ANEXO V



ANEXO V – A: Representación estereográfica del mejor ajuste de la inversión de esfuerzos; B: Muestreo con reemplazamiento; C: planos nodales, seleccionados como planos de falla según el modelo de deslizamiento; D: Método de los Diedros Rectos; E: Dirección de máximo acortamiento en la horizontal media y F: representación de los planos seleccionados en un gráfico cabeceo/buzamiento.

ANEXO VI



ANEXO V – A: Representación estereográfica del mejor ajuste de la inversión de esfuerzos; B: Muestreo con reemplazamiento; C: planos nodales, seleccionados como planos de falla según el modelo de deslizamiento; D: Método de los Diedros Rectos; E: Dirección de máximo acortamiento en la horizontal media y F: representación de los planos seleccionados en un gráfico cabeceo/buzamiento.