

Proyecto SIGMA

Análisis del estado de esfuerzos tectónicos, reciente y actual
en la Península Ibérica

CSN

Colección
Otros Documentos
10.1998

CSN

CONSEJO DE
SEGURIDAD NUCLEAR



Proyecto SIGMA

Análisis del estado de esfuerzos tectónicos, reciente y actual a partir de poblaciones de fallas y mecanismos focales de terremotos. Metodología y aplicación a la Península Ibérica

Colección
Otros Documentos CSN
Referencia: ODE-04.05

Este trabajo ha sido realizado por Acuerdo Específico entre el CSN, ENRESA y la UCM, para desarrollar el proyecto de investigación SHISTO-SIGMA, sobre la caracterización del estado de esfuerzos actual y reciente en la Península Ibérica, mediante el uso de datos sísmicos y geológicos.

Los coordinadores del proyecto han sido Doña María del Sol Ramírez por parte del CSN, Don Manuel Lucini por parte de ENRESA y Don Miguel Herráiz por parte de la UCM.

© Copyright 1998. Consejo de Seguridad Nuclear

Publicado y distribuido por:
Consejo de Seguridad Nuclear
Justo Dorado, 11. 28040 - Madrid
<http://www.csn.es>
Peticones@cns.es

Imprime: Imprenta Fareso, S. A.
ISBN: 84-87275-89-3
Depósito Legal: M. 1.978-1999

 Impreso en papel reciclado

Indice

Introducción	5
Objetivos	13
I. Infraestructura	17
I.1. Equipos de investigación	19
II. Estado del conocimiento	21
II.2. El origen de los esfuerzos tectónicos	
Escala de observación	23
II.3. Distribución de los esfuerzos tectónicos en la	
corteza superior	27
II.4. Técnicas de medidas de esfuerzos tectónicos activos	33
II.5. El concepto de falla en tectónica y sismología	39
III. Metodología	61
III.6. Métodos de análisis poblacional de fallas y mecanismos	
focales de terremotos	63
IV. Desarrollo del proyecto	103
IV.7. Cálculo de los tensores de esfuerzo en fallas	105
IV.8. Cálculo de los tensores de esfuerzos a partir de	
mecanismos focales	107
IV.9. Calidad de los datos y representatividad:	
parámetros de calidad	123
IV.10. Construcción de mapas de trayectorias	
de esfuerzos	132
IV.11. Resultados	136
IV.12. Conclusiones	174
IV.13. Agradecimientos	176

Bibliografía	179
Anexos	199
Tablas	201
Figuras	227
Mapas encartados	

Introducción



Introducción

Uno de los parámetros del emplazamiento que influyen más decisivamente en la seguridad nuclear de las instalaciones, tanto de las centrales nucleares en operación como de los almacenamientos de residuos radiactivos, es la sismología o caracterización del movimiento del terreno por efecto sísmico. De ahí que el avance en la seguridad nuclear requiera mejorar el conocimiento de este parámetro y, muy particularmente, definir mejor la peligrosidad sísmica del emplazamiento y acotar los márgenes de las incertidumbres inherentes.

En ese contexto, conocer el campo de esfuerzos tectónicos actual (así como su permanencia en el pasado) y definir los diferentes ambientes geotectónicos en un entorno sismotectónico con baja/moderada actividad como es la Península Ibérica, constituye uno de los objetivos principales por su incidencia directa en una modelización sismotectónica consistente y en la caracterización derivada de fuentes sísmicas (distribución espacio-temporal de la sismicidad, máximo terremoto bajo el régimen tectónico existente y descripción completa de las incertidumbres).

En concreto, la posición geométrica de una falla o zona de falla respecto del campo de esfuerzos existente en una zona dada de la corteza, condiciona su comportamiento mecánico de forma que una orientación favorable requiere su caracterización como fuente sismogénica. Este criterio ha sido utilizado por diferentes expertos participantes en los estudios realizados para el Centro y Este de EEUU por el EPRI y el LLNL, en relación con el análisis probabilista individual de las plantas en operación (IPEEE); y también ha sido incorporado por la propia USNRC en la normativa aplicable a las nuevas centrales nucleares (Subpart B, 10 CFR 100 – diciembre 1996 –; R.G. 1.165, apéndices D y E – marzo 1997–), así como al almacenamiento de residuos radiactivos (NUREG-1451 – julio 1992 – y NUREG-1494 – sept. 1994).

En efecto, al referirse a criterios geológicos y sísmicos, el código federal norteamericano 10 CFR 100 (Reactor Site Criteria) establece, especialmente en la nueva Subparte B (Evaluation Factors for Stationary Power Reactor Site), la necesidad de determinar las fuentes sísmicas (tanto sismogénicas como fallas capaces), el potencial de deformación tectónica de la superficie y las incertidumbres inherentes asociadas.

Al desarrollar estos requisitos normativos básicos y profundizar en los planteamientos técnicos para satisfacerlos, surge la reciente Regulatory Guide 1.165 (Identification and Characterization of Seismic Sources and Determination of Safe Shutdown Earthquake Ground Motion), en la cual se expone que el conocimiento de los esfuerzos tectónicos resulta fundamental para poder definir potenciales fuentes sísmicas y diferenciar entre ellas: fuente sismogénica y fuente tectónica capaz.

Por “fuente sismogénica” se entiende la zona terrestre que tiene una potencialidad uniforme de generar terremotos (mismo evento máximo y misma recurrencia), diferente a la de las demás regiones vecinas, no causando deformaciones superficiales y estando caracterizada por el régimen tectónico actual. Bajo este concepto se incluye un amplio abanico de posibilidades, desde una estructura tectónica bien definida hasta una extensa zona de sismicidad difusa.

Una “fuente tectónica capaz” se define como una estructura tectónica que, en el régimen tectónico presente, puede generar tanto vibración del suelo como deformaciones superficiales (fallas o plegamientos en la superficie o próximos a ella). Esto queda caracterizado por, al menos, una de las siguientes condiciones:

- a) Presencia de deformación en o cerca de la superficie, o existencia de depósitos geológicos de naturaleza recurrente durante los últimos 500.000 años, o de al menos una vez en los últimos 50.000 años.
- b) Asociación razonable con uno o más terremotos importantes o con una actividad sísmica sostenida, la cual está normalmente acompañada por deformaciones superficiales significativas.
- c) Asociación estructural con una fuente tectónica capaz, que tenga las características a) o b) anteriores, de la cual pueda esperarse razonablemente que el movimiento de una estructura (fuente principal) vaya acompañado por el movimiento de la otra.

Por otra parte, el NUREG-1451 (Staff Technical Position on Investigations to Identify Fault Displacement Hazards and Seismic Hazards at a Geologic Repository) distingue entre fallas tipo I, II y III, de mayor a menor importancia, según el movimiento potencial de las mismas y su influencia en el almacenamiento geológico. Así, las fallas tipo I son aquellas que están sujetas a desplazamiento y que, por su longitud y localización, pueden afectar al diseño, operación y clausura del almacenamiento. Estas son las de mayor importancia y siempre requieren una investigación detallada específica. El proceso de identificación y caracterización de estas fallas tipo I requiere dos etapas: la primera orientada a evidenciar su desplazamiento y la segunda dedicada a evaluar los efectos potenciales de su movimiento, tanto en lo que respecta a los cambios en la geometría del terreno (peligrosidad de desplazamiento) como a la caracterización del movimiento vibratorio provocado (peligrosidad sísmica).

Se considera que una falla está sujeta a desplazamiento si existen evidencias de movimiento durante el Cuaternario. Si los registros cuaternarios son incompletos o poco claros, como puede ser el caso de algunas zonas de la Península Ibérica, se considera entonces que la falla está sujeta a desplazamiento si reúne una o más de las siguientes condiciones (figura 1):

- a) Tener sismicidad instrumental directamente asociada.
- b) Tener relación estructural con otras fallas sujetas a desplazamientos.
- c) Estar orientada favorablemente según el campo de esfuerzos tectónicos presente.

Por tanto, a la luz del conocimiento actual en el ámbito de la seguridad nuclear de emplazamientos, la estimación del campo de esfuerzos actual en una zona se convierte así en una necesidad de primer orden para analizar mejor la peligrosidad sísmica de los emplazamientos y poder acotar los inherentes márgenes de incertidumbre de los resultados. Esta información del régimen tectónico actual cobra mayor relieve cuando va acompañada del conocimiento de los esfuerzos actuantes en etapas anteriores. En particular, para la Península Ibérica es importante conocer el comportamiento de los esfuerzos tectónicos desde que la interacción de las placas Africana e Ibérica adoptó la orientación actual, es decir, desde el Mioceno Superior.

En este marco de progreso del conocimiento y con el propósito de cubrir las necesidades básicas existentes, el Consejo de Seguridad Nuclear, en colaboración con la Empresa Nacional de Residuos Radiactivos S.A., ENRESA, inició en noviembre de 1995 el proyecto de investigación **Shisto2-Sigma: Caracterización del estado de esfuerzos actual y reciente en la Península Ibérica mediante el uso de datos sísmicos y geológicos**. Este Proyecto ha sido desarrollado durante 1996 y 1997 por un equipo multidisciplinar de la Universidad Complutense de Madrid (UCM), con la colaboración de investigadores de las Universidades Autónoma de Madrid, Zaragoza y Huelva y y la ayuda de diversas instituciones españolas y extranjeras. En esta monografía se describen el estado del conocimiento sobre la materia, la metodología aplicada en el desarrollo del Proyecto y los resultados alcanzados más relevantes.

Respecto a la metodología empleada, ésta ha consistido fundamentalmente en la aplicación de tres técnicas de Análisis Poblacional de Fallas para estimar el estado de esfuerzos reciente y dos métodos encaminados a evaluar el estado actual de esfuerzos mediante el Análisis de Mecanismos Focales de terremotos.

Los datos utilizados han sido de dos tipos: geológicos y sismológicos. Para su captación y tratamiento se dividió la Península Ibérica en 13 zonas diferentes que presentaban rasgos estructurales comunes y en las que el análisis ha sido particularmente detallado (figura 2). Para obtener los datos geológicos se realizaron 35 campañas de campo, lo que ha permitido reunir información de 8.770 fallas recientes correspondiente a 409 estaciones. A ellas hay que añadir 324 estaciones más extraídas de la bibliografía. Paralelamente, la selección y el análisis de la información sísmica facilitada por distintas instituciones especialmente por el Instituto Geográfico Nacional ha requerido la lectura de 10.782 tiempos de llegada de ondas P, 8.566 de ondas S y 3.318 polaridades, así como la relocalización de 446 eventos; de los cuales, tras aplicar adecuados criterios de calidad, se seleccionaron 156, y de todos éstos se ha calculado el mecanismo focal individual.

El trabajo desarrollado en este Proyecto y la información en él generada constituyen un considerable esfuerzo de investigación, con múltiples aplicaciones prácticas, que supone un primer paso necesario e insustituible para llegar a definir mejor la peligrosidad sísmica en los emplazamientos españoles. Pero, como tal, resulta muy conveniente proseguir el esfuerzo investigador con sucesivas etapas de desarrollo para destilar toda la riqueza de la información recabada y aproximar el uso de los resultados a su destino final en el análisis probabilista de la peligrosidad sísmica de emplazamientos.

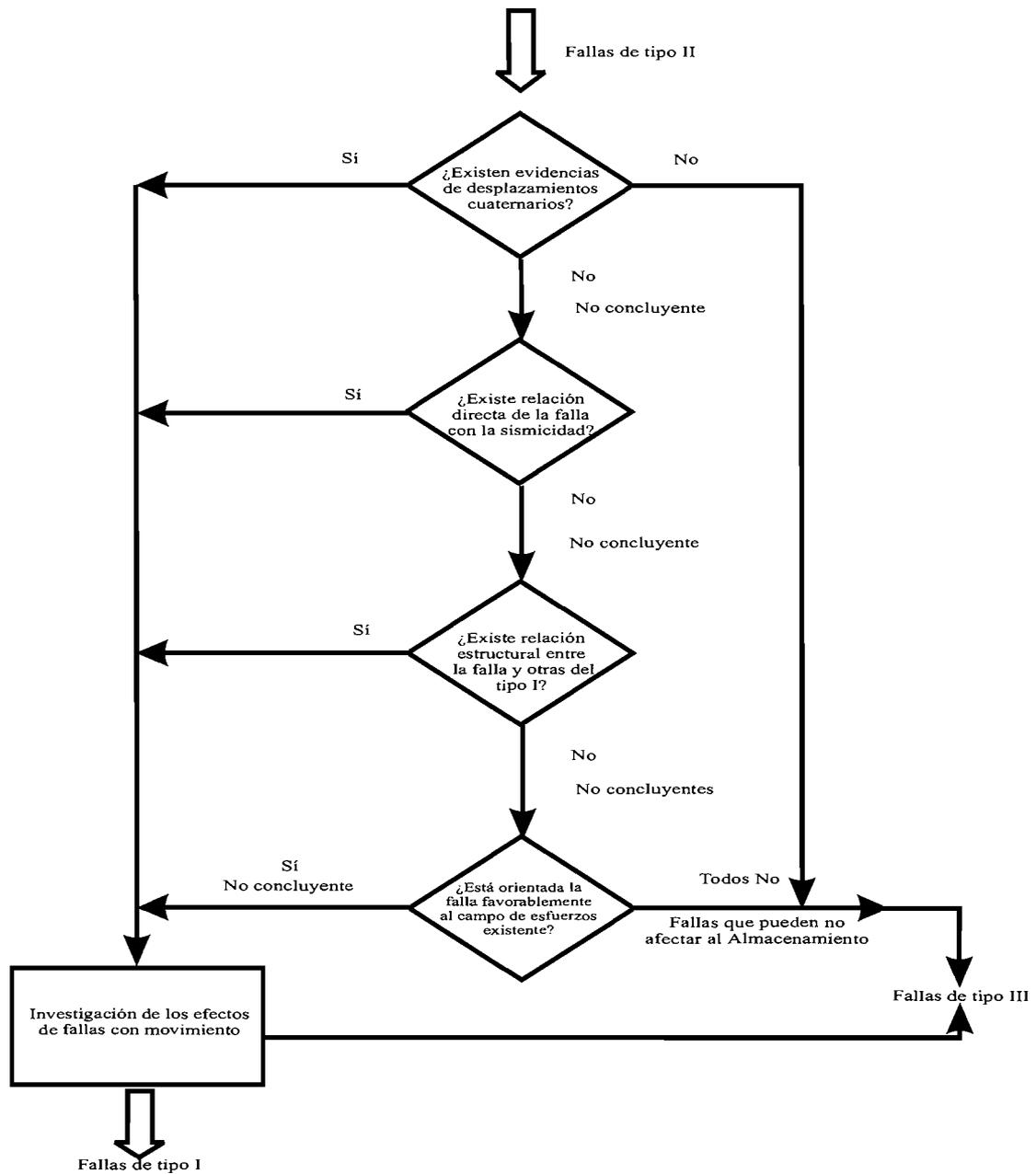


Figura 1: Esquema del proceso de identificación de las fallas que requieren una investigación especial (NUREG-1451).

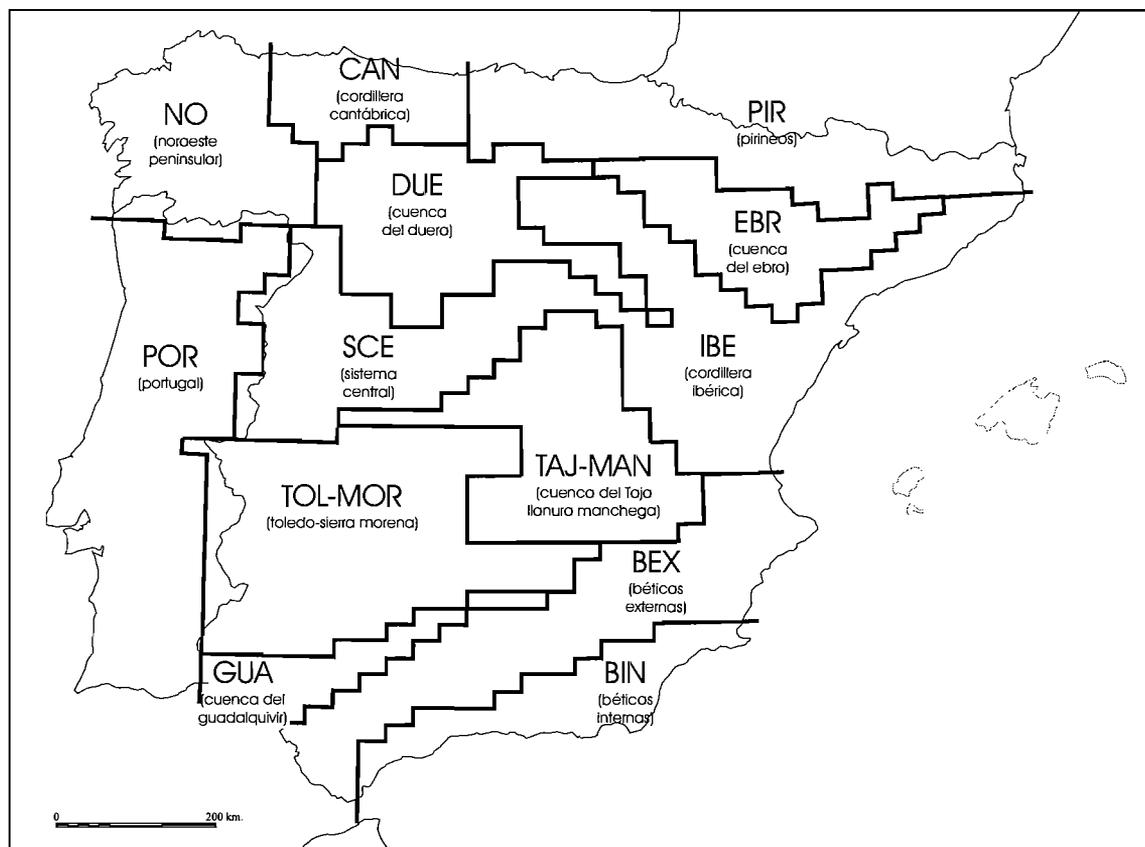
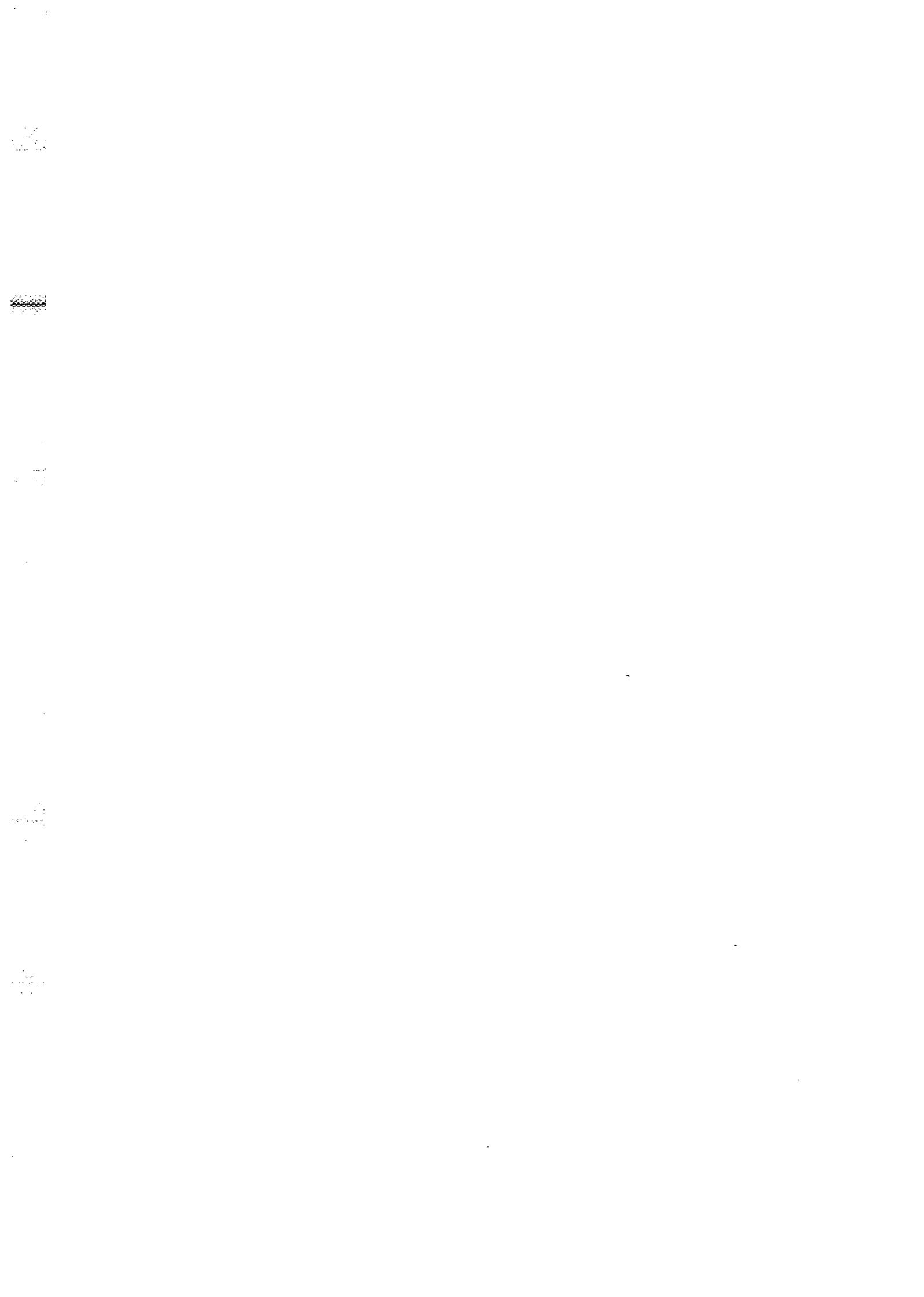


Figura 2: Distribución de zonas adoptadas en el Proyecto.



Objetivos

100

101

102

103

104

105

106

Objetivos

Con el proyecto SIGMA se pretendía cubrir la necesidad del conocimiento preciso del estado de esfuerzos tectónicos activos en la Península Ibérica, aportando así datos básicos de fundamental importancia para profundizar en la consideración de la peligrosidad sísmica de emplazamientos y poder acotar objetivamente los márgenes de las incertidumbres asociadas. Los resultados del proyecto contribuirán de un modo decisivo a la mejora de los análisis de seguridad, tanto en la reevaluación sísmica de todo tipo de instalaciones nucleares, como en los estudios de seguridad de almacenamientos de residuos radiactivos.

El objetivo principal del proyecto SIGMA ha sido la caracterización del estado de esfuerzos reciente y actual de la Península Ibérica mediante el uso de datos sísmicos y geológicos, elaborando como resultado final dos mapas a escala 1:1.000.000:

- Mapa de Estado de Esfuerzos Reciente (MEER)
- Mapa de Estado de Esfuerzos Actual (MEEA)

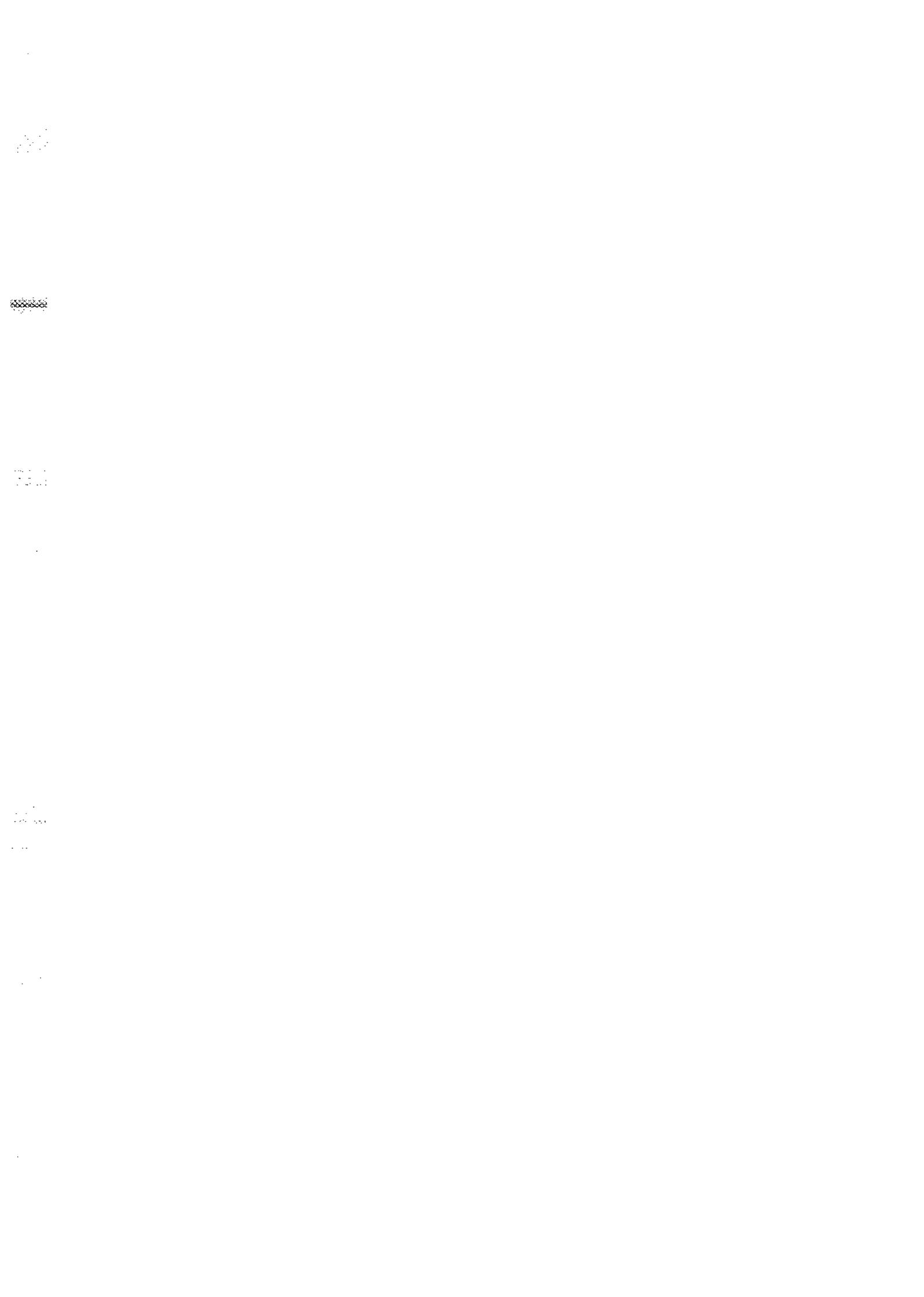
El MEER se ha realizado a partir de datos de poblaciones de fallas que afectan a materiales del Mioceno Superior, Plioceno y Cuaternario.

El MEEA se ha realizado a partir de mecanismos focales de terremotos registrados, recalculándose en función del tensor regional con las técnicas de Rivera y Cisternas y del Análisis Poblacional de Fallas.

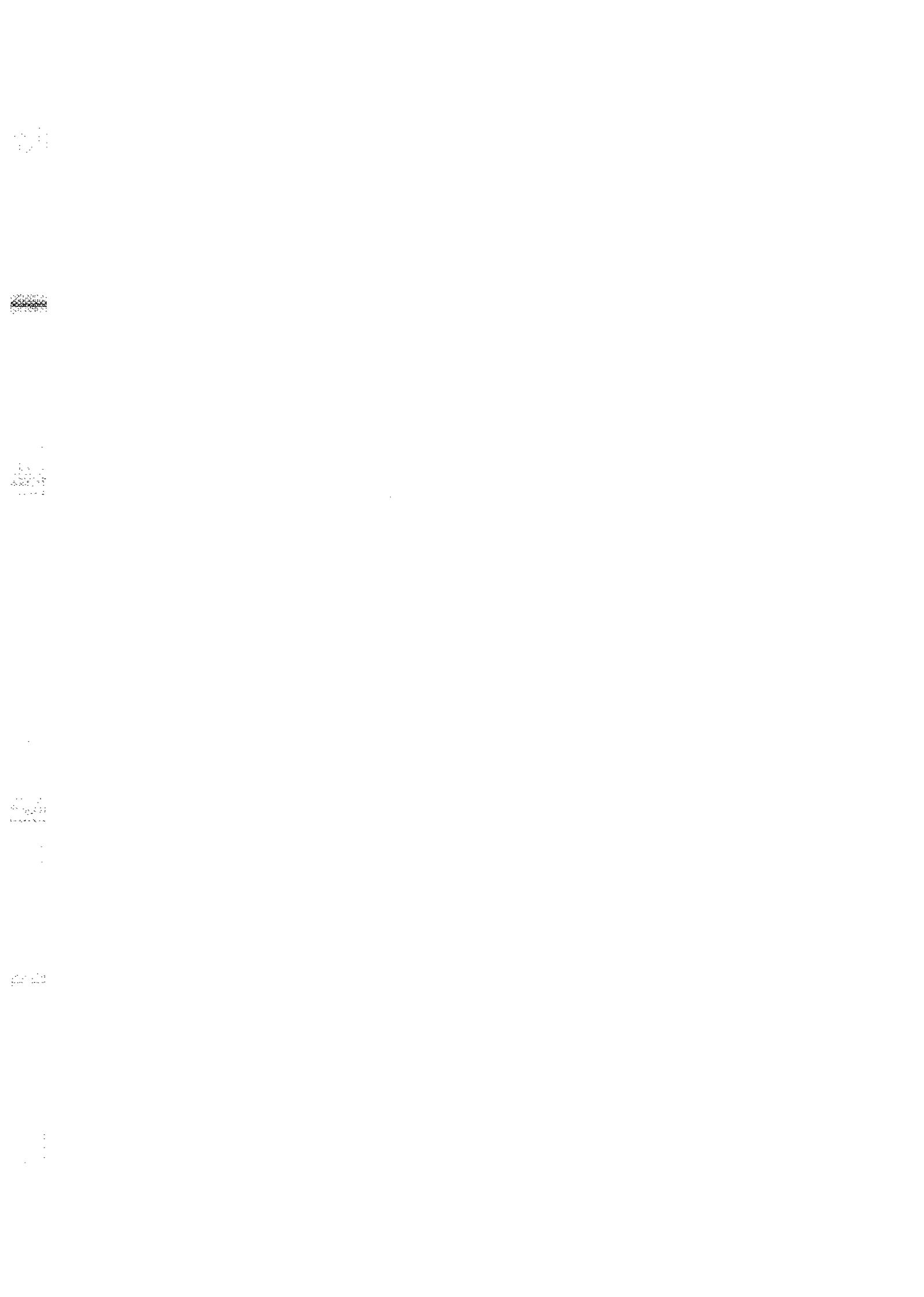
Otros objetivos del proyecto han sido:

- Desarrollar un procedimiento uniforme en el análisis de todas las poblaciones de fallas y mecanismos focales de terremotos en la Península Ibérica.
- Contrastar la calidad y la cantidad de información obtenida a partir de los datos geológicos y geofísicos.
- Contribuir con su difusión al conocimiento del estado de esfuerzos a nivel global en Europa.

El tratamiento de toda la información recopilada ha exigido un notable esfuerzo informático, tanto en la adquisición y configuración de una red interna especialmente diseñada para el análisis de los dos tipos de información (geológica y sismológica), como en la elaboración o adaptación de programas informáticos para su estudio.



I. Infraestructura



I. Infraestructura

I.1. Equipos de Investigación

El Proyecto “Shisto2-Sigma: Caracterización del estado de esfuerzos actual y reciente en la Península Ibérica mediante el análisis conjunto de datos sísmicos y geológicos” que se describe en esta monografía ha sido realizado por un equipo de investigadores de la Universidad Complutense coordinado por el Profesor Miguel Herraiz. Este equipo estaba formado por dos grupos pertenecientes a las Facultades de Ciencias Físicas (Departamento de Geofísica y Meteorología) y Ciencias Geológicas (Departamento de Geodinámica), dirigidos respectivamente por los Profesores Herraiz y De Vicente e integrados, por los siguientes miembros:

Facultad de Ciencias Geológicas:

Dr. Jorge L. Giner Robles
Lcdo. Miguel Ángel Rodríguez Pascua
Lcdo. Pedro Rincón

Facultad de Ciencias Físicas:

Dr. Rubén Lindo
Lcdo. Oscar Vadillo
Lcdo. Luis Cabañas
Lcdo. Juan Ignacio Cicuéndez

Así mismo se establecieron acuerdos con las Universidades de Zaragoza (Departamento de Geodinámica de la Facultad de Ciencias), Autónoma de Madrid (Departamento de Química Agrícola, Geología y Geoquímica) y la Universidad de Huelva (Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Experimentales). Estos equipos estaban constituidos por:

Universidad de Zaragoza:

Dr. José Luis Simón
Dr. Antonio Casas
Lcdo. Ángel Cortés

Universidad Autónoma de Madrid:

Dr. José Manuel González-Casado

Universidad de Huelva:

Dr. Carlos Rodríguez
Lcdo. Alejandro Camacho

En la elaboración de la metodología de análisis estructural geológico han intervenido también dos miembros del equipo del Dr. De Vicente, el Dr. Alfonso Muñoz Martín y el Lcdo. Raúl Pérez López, que participaban en otro proyecto financiado por el CSN y ENRESA (Proyecto HIDROBAP), ya que la metodología (Estudio de la Fracturación) era común en ambos trabajos. En el tratamiento de la información sísmica han colaborado el Profesor Diego Córdoba del Departamento de Geofísica y Meteorología y las Licenciadas Noemí Casero, Adela Herrá e Inmaculada Bellido, pertenecientes al equipo del Profesor Herraiz.

II. Estado del conocimiento

II. Estado del conocimiento

II.2. El origen de los esfuerzos tectónicos. Escala de observación

El desarrollo de la teoría de la tectónica de placas en la década de los sesenta ha conducido a un gran avance y entendimiento de un amplio rango de procesos tectónicos. Así, y de un modo consistente con las principales predicciones de la tectónica de placas, se ha demostrado que la mayor parte de la actividad tectónica y volcánica, y un 90% de la sismicidad mundial se producen cerca de los límites de las placas, debido a las fuerzas relacionadas con movimientos relativos de tipo transformante, convergente y divergente (figura 2.1). La interacción de estos movimientos, junto a las fuerzas gravitacionales da lugar a tres regímenes de esfuerzos tectónicos fundamentales; respectivamente: cizalla (desgarres), compresión y extensión. Este estado de esfuerzos suele medirse mediante el factor de forma R (ver apartado 6).

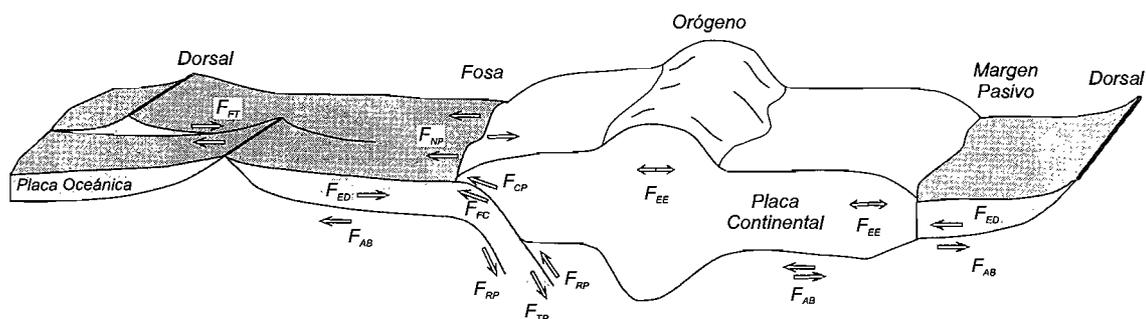


Figura 2.1: Esquema de las fuerzas involucradas en un límite de placas convergente (izquierda) y en un margen pasivo (derecha): las principales fuerzas conductoras son el empuje de la dorsal (F_{ED}), y la tracción de la placa que subduce ("slab pull", F_{TP}). Las fuerzas resistentes, dispuestas en la fosa y en la zona de subducción, están relacionadas con fenómenos de flotabilidad/composición (F_{FC}), resistencia en el contacto entre las placas (F_{CP}), y resistencia de la placa por cizallamiento viscoso a lo largo de la interfase placa – manto superior (F_{RP}). Otras fuerzas se asocian con el arrastre basal de la placa (F_{AB}), el movimiento a lo largo de las fallas transformantes (F_{FT}), y la fuerza neta ejercida por la placa que subduce sobre la placa colindante (F_{NP}). En los márgenes pasivos (derecha), además del empuje de la dorsal (F_{ED}), aparecen esfuerzos extensivos relacionados con variaciones laterales de densidad (F_{EE}), así como con fenómenos de carga/descarga asociados con la sedimentación y las glaciaciones (modificado de Forsyth y Uyeda, 1975 y Wortel et al., 1991, en Gölke, 1996).

Las compilaciones a escala planetaria de datos de esfuerzos (*World Stress Map Project*, Zoback et al., 1989; Zoback, 1992) y numerosos estudios numéricos desarrollados por diversos autores (Cloetingh y Wortel, 1985, 1986; Wortel y Cloetingh, 1981, 1983, 1986; Jurdy y Stephanik, 1991; Wortel et al., 1991; Richardson, 1992; Grünthal y Stromeyer, 1992; Gölke y Coblenz, 1996; Gölke, 1996) han demostrado que el patrón primario del campo de esfuerzos a escala global, está claramente relacionado con las fuerzas conductoras tales como el empuje de la dorsal (F_{ED}) y la tracción de la placa que subduce (F_{TP} , figs. 2.1 y 2.2). Las evidencias se encuentran en el hecho de que los campos de esfuerzos intraplaca son fundamentalmente de tipo compresivo (σ_1 horizontal), así como en la existencia de dominios de esfuerzos uniformes que alcanzan varios miles de kilómetros (Norteamérica o Europa occidental (figura 2.2; Zoback, 1992; Müller et al., 1992).

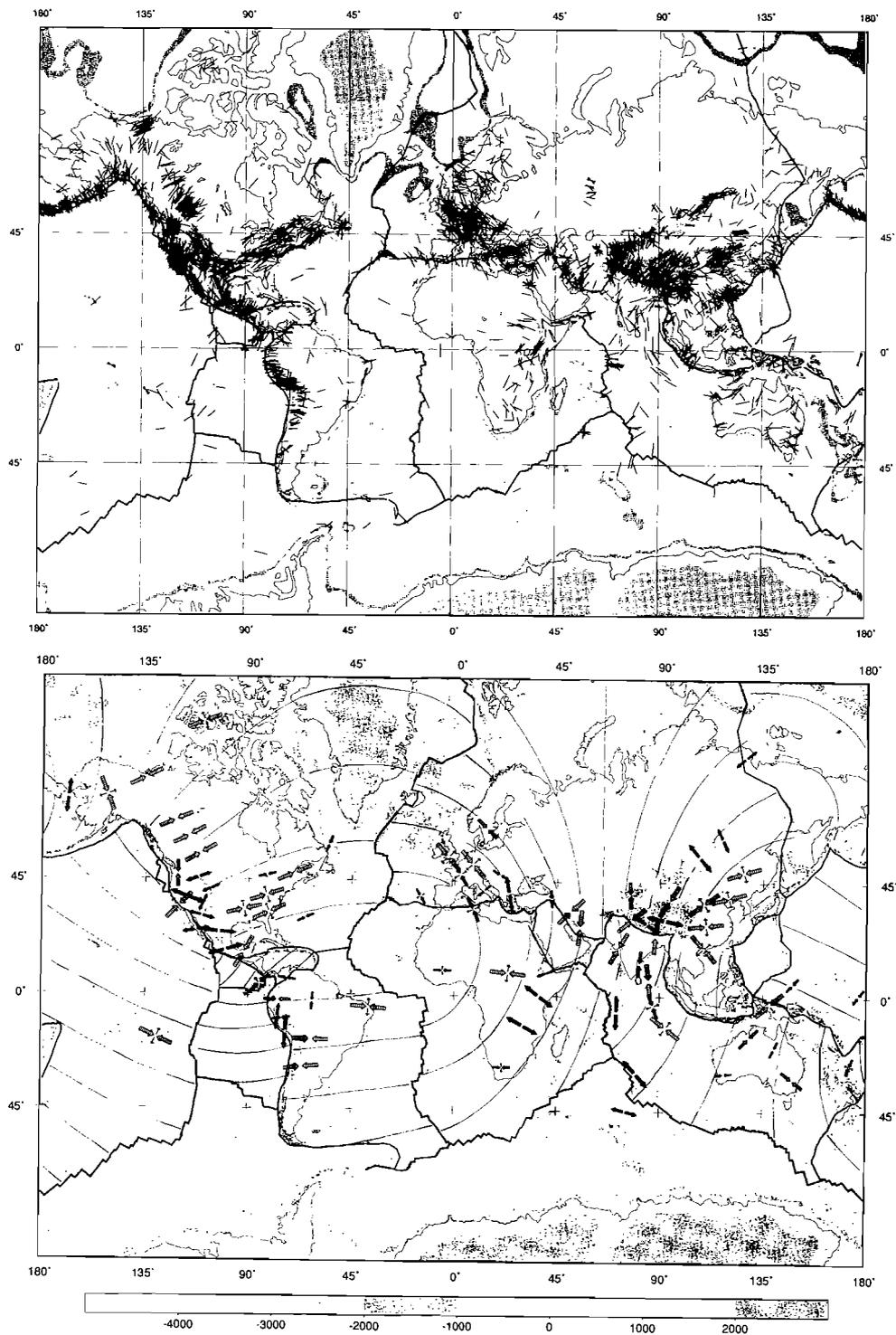


Figura 2.2: A) Orientaciones de σ_{HMAX} en el mundo (World Stress Map). B) Mapa de las trayectorias de esfuerzos definidas por la dirección de máxima compresión horizontal. Las flechas indican la integración de los datos puntuales para cada zona. El tamaño de las líneas y flechas son proporcionales a la calidad del dato establecido (Zoback, 1992).

No obstante, y aunque las trayectorias son uniformes a escala global, en algunas regiones las direcciones de los esfuerzos no son siempre paralelas a las trayectorias del movimiento relativo entre las placas. Estas excepciones se producen tanto en cinturones de deformación reciente (Cáucaso), como en viejos dominios cratónicos (Australia). Por otra parte, los modelos geodinámicos desarrollados para esas zonas de peor ajuste, realizados a una menor escala y teniendo en cuenta la presencia de bloques entre las grandes placas tectónicas, parecen ajustar mejor que las trayectorias de esfuerzos globales para esa región (Drewes y Geiss, 1986; Rebaï *et al.*, 1992). Esto se debe a que la realización de los modelos a una menor escala permite considerar la presencia de heterogeneidades y discontinuidades que no se pueden incluir en los modelos de escala mayor. En este sentido, numerosos trabajos desarrollados a escalas regionales o de afloramiento (Mattauer y Mercier, 1980; Xiaohan, 1983; Simón, 1984; Guimerá, 1988; Casas, 1990; etc...) demuestran que la orientación de los esfuerzos tectónicos en un lugar determinado puede ser muy diferente de las direcciones medias de los esfuerzos regionales, debido a de las estructuras locales y heterogeneidades de la corteza.

Recientes trabajos sobre modelizaciones de campos de esfuerzos (Cloetingh y Wortel, 1986; Zoback y Magee, 1991; Grünthal y Stromeyer, 1992; Gölke *et al.*, 1994; Gölke, 1996; Bada *et al.*, 1996) también indican claramente que las orientaciones de los esfuerzos dependen de la geometría de los límites entre bloques con diferentes características reológicas, de la presencia de zonas de debilidad, y de las condiciones de contorno que se apliquen en los diferentes límites.

Sin embargo, y a pesar de que estos estudios realizados a una escala menor muestran variaciones importantes en las orientaciones de esfuerzos, sus trayectorias son consistentes con la cinemática de las estructuras que se observan (figura 2.3).

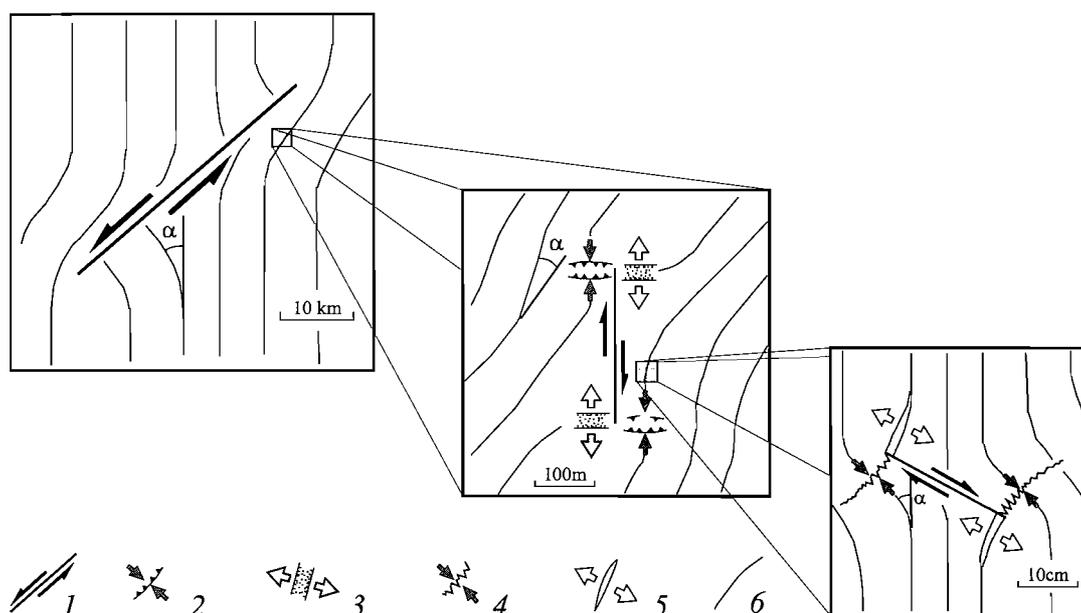


Figura 2.3: Ejemplos de desviaciones de esfuerzos a diferentes escalas asociadas a estructuras previas. α es la diferencia angular entre la dirección de esfuerzo local y la dirección de esfuerzo media a la escala considerada (modificado de Rebaï *et al.*, 1992).

Todas estas apreciaciones, que inciden sobre los problemas de escala inherentes a la definición del estado de esfuerzos, han llevado a Rebaï *et al.* (1992) a introducir el concepto de estado de esfuerzos medio a una escala determinada. Asociado a este concepto, y a cualquier escala, se deducen las desviaciones de esfuerzo, definidas por estos autores como las diferencias angulares entre la dirección de esfuerzo local y la dirección de esfuerzo medio definido a una escala mayor (figura 2.3).

Teniendo esto en cuenta, los campos de esfuerzo que a la escala regional se pueden considerar de primer orden, pueden ser a su vez efectos locales (perturbaciones) asociados a macroestructuras mayores y/o a la superposición temporal y/o espacial de diferentes campos de esfuerzos (Simón, 1990). Por lo tanto, no conviene perder de vista la escala en la que se han deducido unos determinados estados de esfuerzo a la hora de interpretar la tectogénesis de las estructuras presentes en esa zona. De este modo, pueden ser perfectamente compatibles modelos globales que, debido a la escala a la que se han definido, no pueden, aparentemente, explicar los esfuerzos y las estructuras asociadas que en detalle se observan a una escala menor.

II.3. Distribución de los esfuerzos tectónicos en la corteza superior

Los estudios recientes sobre la distribución espacial de los esfuerzos tectónicos activos, muestran una buena correlación de las variaciones en orientación de los ejes principales, aunque se ha observado que éstos pueden cambiar horizontal o verticalmente, tanto en orientación como en tipo de esfuerzos (cambios en la forma del tensor).

Los factores que controlan estas variaciones son, fundamentalmente, (Sassi y Faure, 1996):

1. Variación de la posición estructural.
2. Presencia de fallas de orden mayor.
3. Cambios en la reología (propiedades mecánicas) de las rocas.
4. Presencia de presiones de fluidos anómalas.
5. Las condiciones de contorno.

Los experimentos, tanto numéricos (Petit y Barquins, 1990; Sassi y Faure, 1996), como analógicos, muestran que, a escala de toda la Corteza Superior deben aparecer numerosas heterogeneidades debido a estos factores.

Dado que la cantidad de datos disponibles sobre los esfuerzos activos no permite caracterizar suficientemente, salvo en áreas muy específicas estas heterogeneidades, suele simplificarse el problema intentando elaborar mapas de orientaciones de la máxima compresión horizontal (S_{hmax}) (Proyecto *World Stress Map*, I.P.S.N, 1993). Este ha sido, por tanto, el criterio elegido para el mapa de esfuerzos tectónicos activos en la Península Ibérica que se presenta en esta monografía.

No obstante, conviene sistematizar, de algún modo, los posibles cambios de orientaciones de los ejes principales de esfuerzos y de forma del tensor R , (ver capítulo 6), ya que esto nos permitirá interpretar de un modo más correcto los resultados.

II. 3.1. Cambios del factor de forma del tensor de esfuerzos en el espacio y en el tiempo

Las observaciones de fallas en campo muestran que éstas no se producen de manera aislada, y que no suele aparecer un único tipo de fallas, sino que suele haber relaciones más o menos complejas. No obstante, son comunes los tránsitos entre zonas con fallas mayoritariamente inversas y otras con predominio de desgarres, y entre éstas y áreas en extensión (figura 3.1.1.A), sobre todo en relación al antepaís de cinturones de cabalgamiento.

Estas situaciones producen intercambios coaxiales entre los ejes de esfuerzos principales, así como variaciones en la forma del tensor, aunque la máxima compresión horizontal permanece en la misma dirección (paralelo al eje y en la figura 3.1.1A). A estas permutaciones las denominaremos **primarias**.

Si hay un intercambio entre la compresión y extensión horizontales, la permutación será **secundaria** (figura 3.1.1B).

Estas observaciones geológicas se han comprobado recientemente mediante modelos numéricos (elementos finitos) y análogos a escala reducida (experimentos tipo *caja de arena*). Así, y como comentábamos en el apartado anterior, se han podido comprobar variaciones en la horizontal del campo de esfuerzos debido a la presencia de fallas (figura 3.1.2) (Sassi y Faure, 1996), o a la distinta

posición estructural (figura 3.1.3). Este ejemplo ilustra, a la derecha del experimento, las permutaciones primarias de la figura 3.1.1A, así como las secundarias de la 3.1.1B, a la izquierda.

En el caso de medidas de esfuerzos a partir de fallas neotectónicas (esfuerzos recientes) hay otro factor importante a tener en cuenta, y es que a lo largo del tiempo, un mismo volumen de roca puede pasar de un régimen de esfuerzos a otro (figura 3.1.4). Los posibles cambios debidos a este factor, más evidentes cuanto más tiempo se considere, pueden definirse con los mismos criterios que para los espaciales. Es decir, permutaciones primarias y secundarias.

Esto indica que, por lo general, el número de permutaciones que encontraremos en los datos de fallas neotectónicas será mayor que el procedente de los datos de la sismicidad actual.

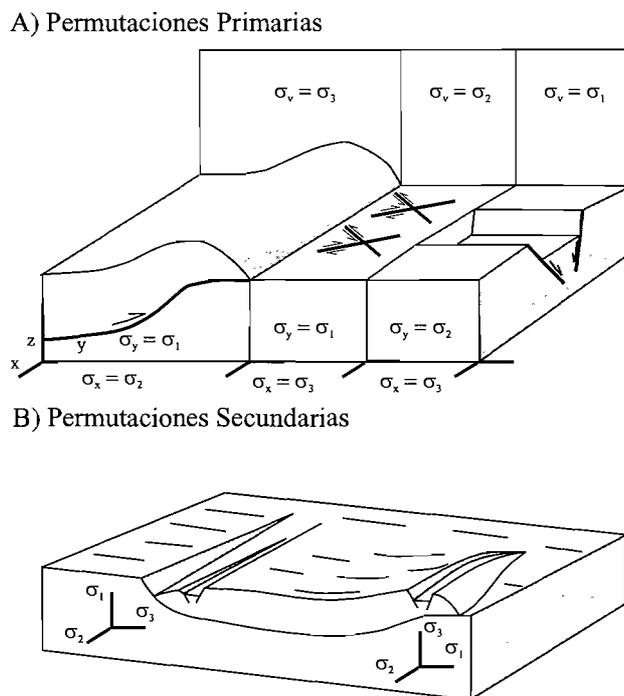


Figura 3.1.1: Bloques diagrama en el que se ilustra las relaciones entre el estilo tectónico y el régimen de esfuerzos; A) variaciones continuas de R (factor de forma del tensor de esfuerzos) fijando las componentes principales del tensor de esfuerzos, con esto se obtiene una transición de compresión N – S (a lo largo del eje Y) a una extensión E – O (a lo largo del eje X) y B) bloque diagrama en el que se muestran dos regímenes de esfuerzos diferentes bajo una misma situación tectónica, para lo cual se requiere una permutación de los ejes de esfuerzo σ_1 y σ_3 (tomada de Sassi y Faure 1996).

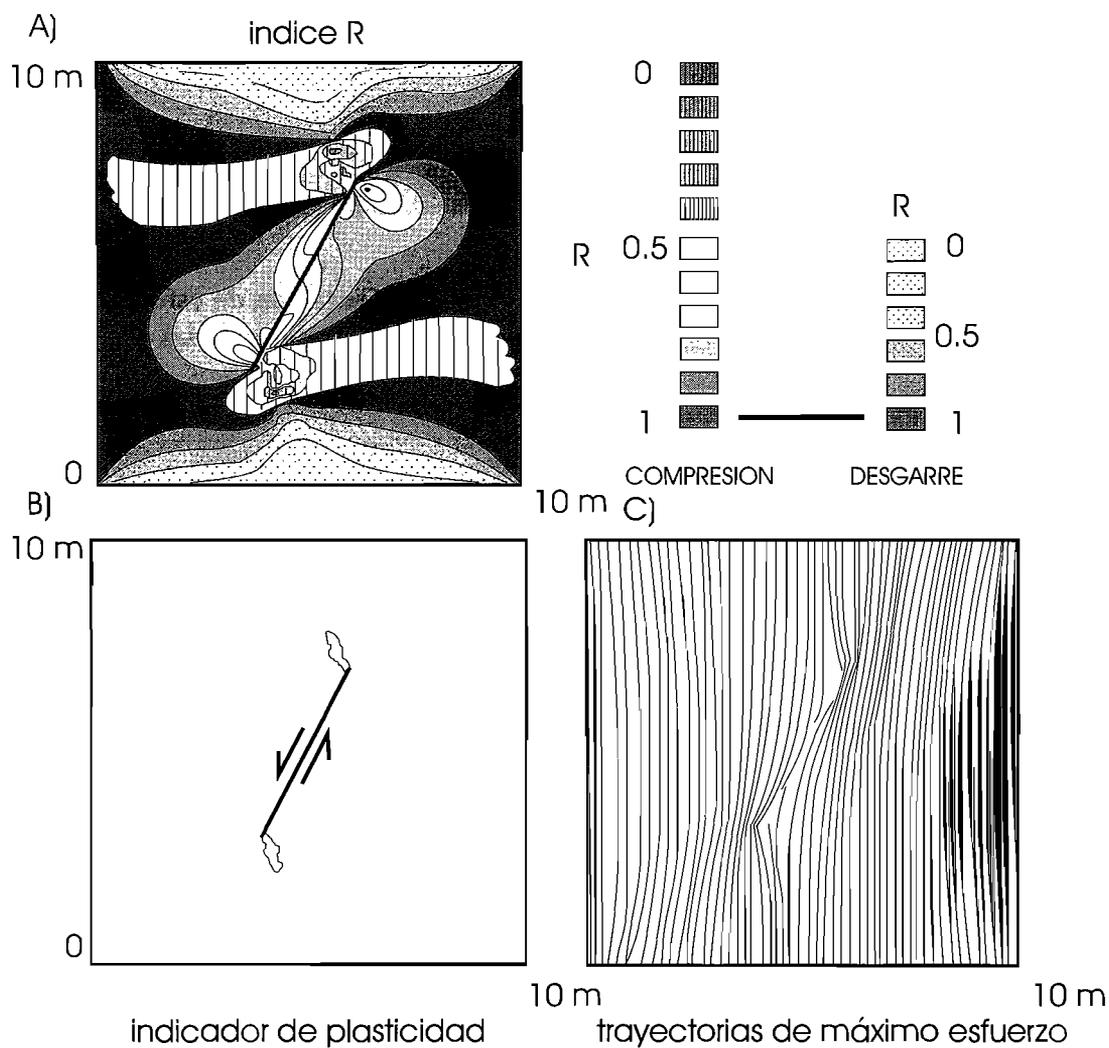


Figura 3.1.2: Resultados numéricos de un experimento de reactivación de falla; A) mapa de contornos de R (factor de forma del tensor de esfuerzos); B) esquema del indicador de plasticidad y C) trayectorias de la componente principal de esfuerzo (tomada de Sassi y Faure, 1996).

Por último, mencionaremos que también las variaciones en la reología de la Corteza Superior dan lugar a distribuciones de esfuerzos diferentes. En la figura 3.1.5 se muestran dos modelos en relación al antepaís de un cabalgamiento. En el primero (figura 3.1.5A) éste es homogéneo, mientras que el segundo (figura 3.1.5B) contempla un antepaís estratificado, con cambio de las características mecánicas entre las capas. Este ejemplo ilustra muy bien que las variaciones en profundidad de la forma del tensor de esfuerzos (R) pueden simplemente explicarse por este factor.

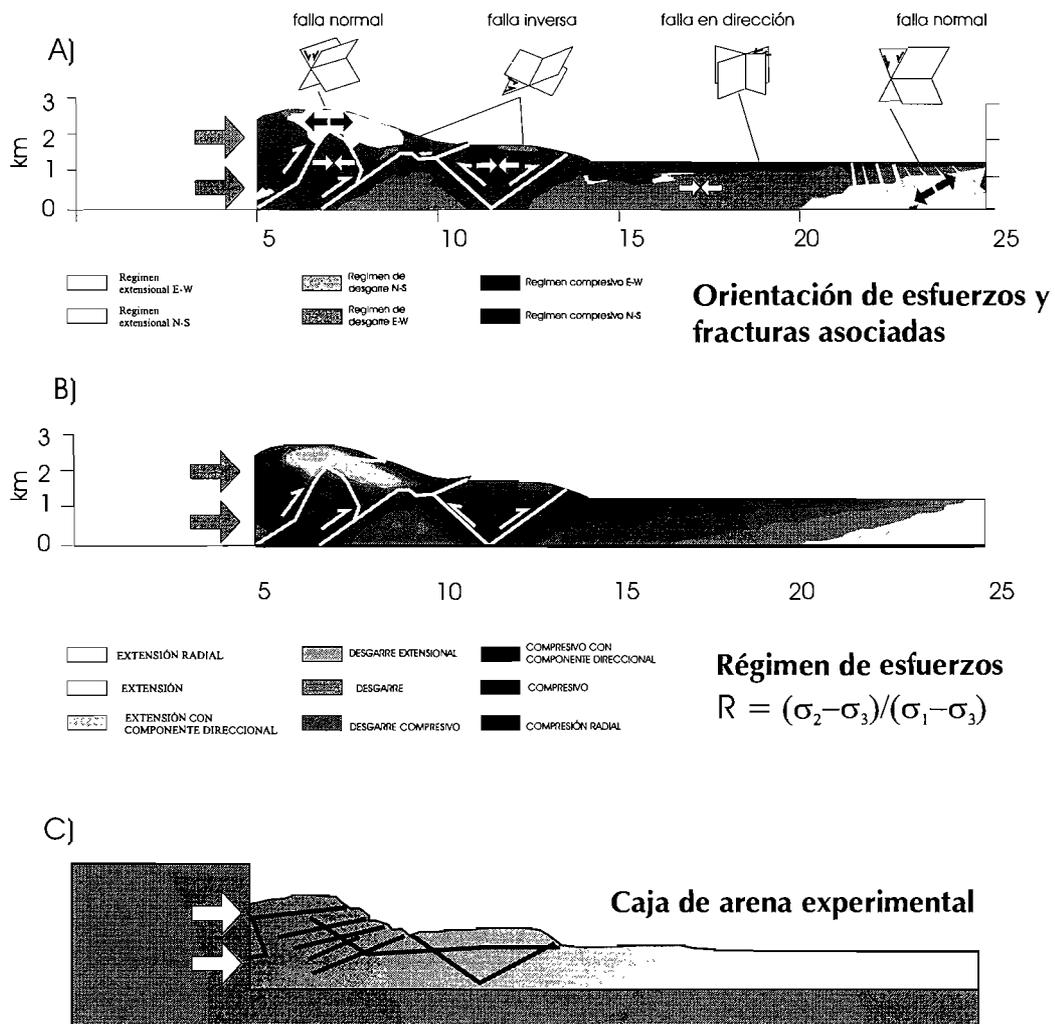


Figura 3.1.3: Experimento numérico de propagación de cabalgamientos en un modelo de caja de arena. Los modelos A) y B) corresponden a los últimos estadios de deformación del experimento; C) tomografía de rayos-X de un experimento de un sistema de propagación de cabalgamientos de piel fina (modelo físico) (tomada de Sassi y Faure 1996).

Ante esta situación general, en la que normalmente no se conocen *a priori* todas las posibles causas de las variaciones de la forma del tensor, sobre todo en un estudio de carácter regional (a nivel de toda la Península), conviene utilizar metodologías capaces de distinguir entre fallas o mecanismos focales de terremotos mecánicamente compatibles (permutaciones primarias) e incompatibles (permutaciones secundarias).

Afortunadamente, el problema resulta similar al análisis de poblaciones de fallas originadas por más de un evento de deformación (paleoesfuerzos polifásicos), ya resuelto por alguno de los métodos que se describirán a continuación (apartado 6).

Otros métodos, que asumen como condición inicial que la situación tectónica sea homogénea (R similar), como el de Rivera (1989) y Rivera y Cisternas (1990), deberían aplicarse, en el caso de estudios regionales, después de detectar las incompatibilidades mecánicas de los datos de partida, o mediante una exploración espacial utilizando una ventana que permita verificar la hipótesis de homogeneidad.

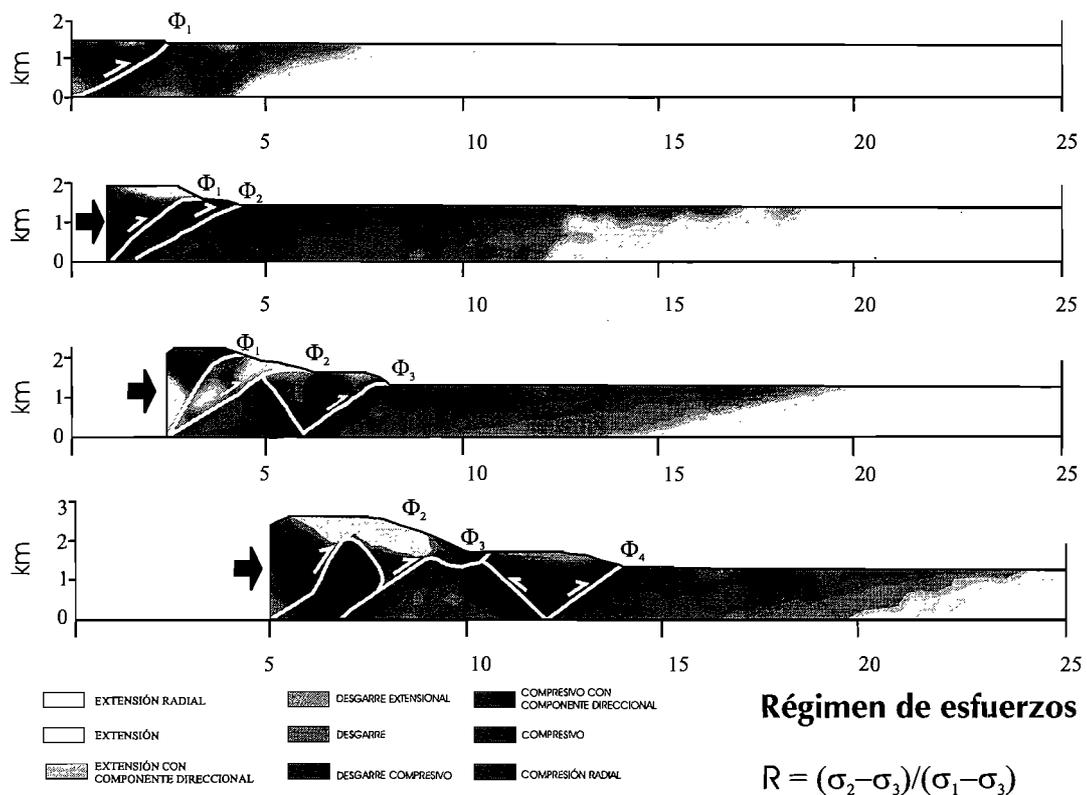


Figura 3.1.4: Experimento numérico de propagación de cabalgamientos en un modelo de caja de arena. Los tonos de gris indican zonas de igual valor de forma del tensor de esfuerzos (R), clasificados en términos de régimen de esfuerzos tectónicos. Resulta clara la propagación del régimen de desgarre alejándose de la zona de cabalgamientos, con todos los pasos intermedios (tomada de Sassi y Faure, 1996).

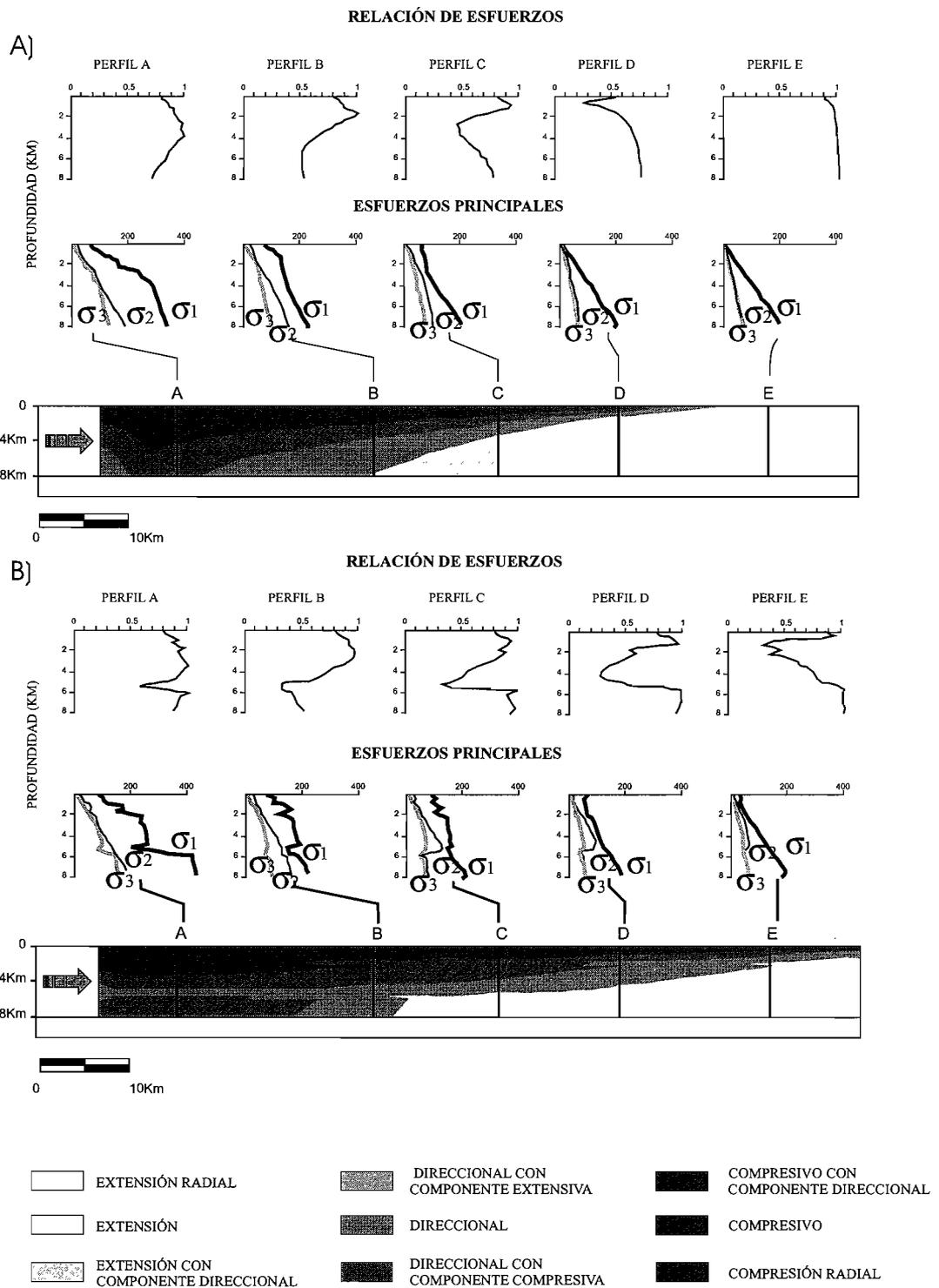


Figura 3.1.5: Experimento numérico de supracabalgamiento. Contornos de variación de régimen de esfuerzos en relación a: A) un modelo homogéneo y B) modelo estratificado. Los diagramas representan (de A a E) perfiles de la distribución en profundidad de la forma del elipsoide de esfuerzos R (tomada de Sassi y Faure 1996).

II.4. Técnicas de medidas de esfuerzos tectónicos activos

Para poder establecer un análisis de los esfuerzos actuales y recientes en un área concreta, debemos conocer la evolución del campo de esfuerzos en esa zona. Para determinar esa evolución debemos establecer, en primer lugar, el **período neotectónico**. Es decir, debemos determinar, tanto los campos de paleoesfuerzos, como el campo de esfuerzos actual.

Para establecer los datos puntuales que permiten determinar estos campos, utilizamos distintas metodologías. En función de la posibilidad física de obtención de los datos, establecemos dos grupos diferentes: el primero, aplicable a la obtención de campos de esfuerzos actuales, y el segundo utilizado en la deducción de campos recientes (paleoesfuerzos).

Determinación de esfuerzos actuales

Para obtener el estado de esfuerzos actual se utilizan una serie de metodologías, que podemos agrupar en dos grandes categorías:

- Geofísica/Geodésica.
- Geológica/Geomorfológica.

1. Geofísica/Geodésica:

- a) Análisis de mecanismos focales de terremotos y determinación del plano de falla (Angelier *et al.*, 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). Esta información se utiliza normalmente en la determinación de los deslizamientos sobre los planos de falla y los componentes de esfuerzo en el foco de un evento sísmico. Junto con el estudio de la anisotropía sísmica que se comenta en el siguiente apartado, es el único método que permite la estimación del estado de esfuerzos en todo el rango de profundidades de la Corteza Superior.
- b) Estudio de la anisotropía sísmica. Los análisis de la separación de ondas S en componentes ortogonales con velocidades distintas, han puesto de relieve una posible correlación entre la dirección de las ondas S con mayor velocidad y la dirección de σ_{HMAX} . Estas observaciones se han explicado relacionando la anisotropía sísmica con la presencia de fracturas (*cracks*) casi verticales y llenas de fluido (Crampin, 1987). La existencia de otras direcciones de polarización se intenta analizar vinculando la anisotropía sísmica con paleoesfuerzos (Aster & Shearer, 1992) o con la fábrica de la roca en la cercanía de fallas y su orientación (Zuñiga *et al.*, 1995).

- c) Análisis de la susceptibilidad magnética de muestras de roca (MacDonald & Ellwood, 1987). La orientación de las susceptibilidades principales define un elipsoide que puede relacionarse con los esfuerzos tectónicos. La aplicación requiere la ausencia de magnetizaciones secundarias importantes.
- d) Roturas de sondeos (*Well bore breakouts*) (Cox, 1970; Babcock, 1978; Mastin, 1984; Springer y Thorpe, 1982). Este método utiliza las concentraciones naturales de esfuerzos alrededor de los sondeos. Su principal ventaja reside en la obtención de datos con un rango de profundidades intermedio entre los datos de superficie, y los obtenidos a mayores profundidades mediante el análisis y construcción de mecanismos focales. Por el contrario, su observación está limitada a la presencia de sondeos. Además, no se puede determinar el carácter local o regional de los resultados, sin considerar otros factores.
- e) Medidas de esfuerzos por sobreperforación (Overcoring). Esta categoría incluye medidas de esfuerzos o deformación en un volumen de roca cuando se aísla del resto del macizo rocoso que la rodea.

Esta técnica, desarrollada para estudios geotécnicos, presenta algunos inconvenientes ya que se debe medir cerca de la superficie y sobre pequeñas áreas (mm^2 o cm^2). Además, este método se suele aplicar a obras de ingeniería civil, donde factores como la topografía o excavaciones locales, pueden perturbar el campo de esfuerzos regional.

- f) Fracturación hidráulica. Este método, también desarrollado para trabajos de ingeniería civil, proporciona las magnitudes y orientaciones de los esfuerzos horizontales principales (σ_x y σ_y). Consiste en someter un sondeo a presión hidráulica, hasta que se desarrolla una fractura de tensión, paralela a la dirección de máxima compresión (σ_{HMAX}) (Haimson y Fairhurst, 1969; Bredehoeft *et al.*, 1976; Cornet *et al.*, 1984; Cornet *et al.*, 1992). Una de las principales ventajas de este método es que se pueden deducir las magnitudes reales del tensor de esfuerzos, asimilando la magnitud real de σ_{vert} al valor de la carga litostática.

2. Geológicas/Geomorfológicas:

- a) Análisis de estructuras tectónicas en materiales de edad comprendida en el intervalo de tiempo definido por el período neotectónico. Los más importantes y utilizados son los métodos de análisis poblacional de fallas (*fault population analysis*). Estos métodos son muy numerosos, estando la mayoría desarrollados a partir de la Ecuación de Bott (1955) (Carey *et al.*, 1974; Etchecopar *et al.*, 1981; Angelier, 1984; Michael, 1984; Simón,

1984; Gephart, 1990), aunque también los hay gráficos (Angelier *et al.*, 1977; Aleksandrowsky, 1985), y que definen el elipsoide de deformación (Reches, 1983; De Vicente, 1988). Estos métodos proporcionan la orientación los ejes principales de esfuerzo o de deformación, y sus magnitudes relativas. Algunos deducen también los parámetros mecánicos relativos a la fracturación (Reches, 1987; Reches *et al.*, 1992). La estimación de las magnitudes absolutas de los esfuerzos principales se puede realizar de diversas maneras: estimando la carga litostática durante la deformación (Angelier, 1989), o con datos empíricos de experimentos de mecánica de rocas (Gil Peña y Simón, 1992). Los resultados que proporcionan estos análisis son coherentes con los obtenidos mediante otros métodos, y tienen la ventaja de que son aplicables a deformaciones con un rango temporal muy amplio. También permiten estudiar el carácter de reactivación o neoformación de una población de fallas bajo un tensor de esfuerzos determinado (Muñoz Martín, 1993). La limitación principal de estos métodos para el análisis de deformaciones actuales, es que el rango de profundidades es muy pequeño, ya que el nivel de observación está limitado a la superficie.

b) Alineaciones de edificios volcánicos activos. El emplazamiento de diques y volcanes es equivalente a un experimento de fracturación hidráulica natural, donde el magma es el fluido presurizante. Las orientaciones obtenidas son perpendiculares a σ_{HMIN} . Existen diversas metodologías, en función de la distribución y presencia de los edificios volcánicos:

- Método de Nakamura (Nakamura *et al.*, 1978): para definir orientaciones elípticas en zonas de ventanas eruptivas situadas adyacentes o en los flancos de volcanes activos.
- La identificación de alineaciones individuales en un campo no dominado por un único gran volcán.

A veces, las intrusiones superficiales pueden aprovechar la presencia de diaclasas o fracturas previas. Sin embargo, Delaney *et al.* (1986), indican que estas familias deben ser subparalelas a σ_{HMIN} para acomodar la intrusión, salvo en los casos en que se den esfuerzos radiales.

c) Índices geomorfológicos indicadores de neotectónica (Hack, 1973; Bull y Mc Fadden, 1977; Bull, 1978; Shepard, 1979; Mayer, 1986; Keller, 1986; Wells *et al.*, 1988). Con estos índices se cuantifican las deformaciones recientes, en función de los efectos de estos movimientos en la morfología de sistemas superficiales. El principal problema de esta metodología, reside en la determinación de la orientación de los ejes principales de esfuerzos. En cualquier caso, es muy útil para determinar la actividad reciente en zonas donde no se pueda establecer mediante otros análisis.

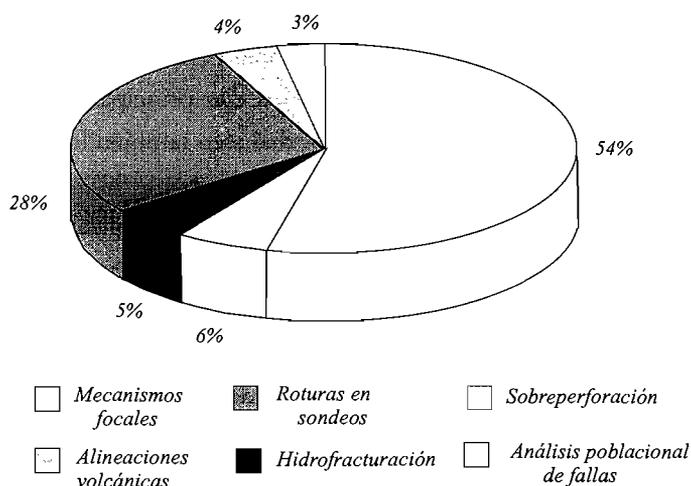


Figura 4.1: Proporción del número de datos utilizados en la construcción del Mapa de Esfuerzos del Mundo (Proyecto World Stress Map), en función del tipo de metodología utilizada para su obtención (Zoback, 1992).

Existen muchos estudios de análisis de estados de esfuerzos actuales. Algunos de carácter regional, y otros de carácter mucho más global. Caben destacar algunos trabajos: Sebrier *et al.* (1985, 1988); Allmendiger *et al.* (1989) y Assumpção *et al.* (1993) en los Andes; Mercier *et al.* (1987) en la zona de los Himalayas; Giot *et al.* (1978), Müller *et al.* (1992), Zoback (1992), Delouis *et al.* (1993) y Ribero *et al.* (1994) en Europa Occidental; Mc Kenzie (1972) y Jackson *et al.* (1988) en la zona de Europa Suroriental;

Philip y Cisternas (1983), y Medina (1995) en la zona noroccidental de África; Rebaï *et al.* (1993) en la zona del Cáucaso. La mayoría de estos trabajos, están integrados en un proyecto a escala mundial, cuyo objetivo es establecer el mapa de esfuerzos actual del mundo (World Stress Map-WSM) (figura 2.2). Iniciado en 1986, en 1992 contaba con más de 7.300 observaciones de distinta calidad obtenidas con las metodologías descritas (figura 4.1).

Determinación de campos de esfuerzos recientes (paleoesfuerzos)

Aunque la mayoría de las metodologías establecidas para la determinación de estados de esfuerzos actuales, no pueden ser empleadas en la obtención de estados de paleoesfuerzos, algunas sí pueden serlo (ensayos de esfuerzos *in situ*, mecanismos focales, etc.).

Las más extendidas se fundamentan en el análisis de indicadores de paleoesfuerzos en deformación frágil. Por eso es muy importante establecer la edad de los materiales en los que se realizan las medidas y observaciones, a fin de poder acotar la edad de la deformación, y con ello, establecer el estado de paleoesfuerzos.

Las metodologías utilizadas varían en función de la escala de las estructuras a analizar, pudiendo dividirse en dos grandes líneas de investigación:

- Análisis meso y microestructural.
- Análisis macroestructural.

1. Análisis meso y microestructural:

- a) Análisis poblacional de fallas. Este tipo de análisis es el más utilizado para establecer estados de paleoesfuerzos. La metodología es análoga a la utilizada para obtener estados de esfuerzos actuales. Tan sólo hay que determinar correctamente los períodos de actuación de los mismos.
- b) Análisis microestructural en cantos (Hoepfener, 1964; Ramberg, 1975; Ramsay y Huber, 1983; Hoepfener *et al.*, 1983; Scharader, 1988). Consiste en analizar las trayectorias de las estrías y de las posiciones de las zonas de presión-disolución en cantos. Nos proporciona la orientación y forma del tensor de deformación.
- c) Análisis de maclado en calcita (Turner *et al.*, 1954; Turner *et al.*, 1969; Gronshong, 1972). Con este análisis obtenemos los parámetros de deformación: magnitud y orientación del elipsoide de deformación.
- d) Orientaciones de picos estilolíticos (Park y Schot, 1968; Perrin, 1972). Con el análisis de la orientación de picos estilolíticos obtenemos la dirección de máxima compresión (σ_1), paralela a la del pico estilolítico.
- e) Diaclasas. Estas estructuras son fracturas sin desplazamiento relativo entre los bloques que separan, y aunque su origen es múltiple, normalmente se interpretan como estructuras tensionales. Es decir, el plano que definen se sitúa perpendicular a σ_3 . En materiales recientes pueden ser el único recurso para indagar las características del tensor, sobre todo si aparecen de forma sistemática. Tal ha sido el caso de los datos tomados en la Cuenca del Ebro (Liesa, 1993), donde se han podido medir pocas fallas.

2. Análisis macroestructural:

- a) Alineaciones de diques. La orientación de diques nos permite establecer la orientación de la dirección de máxima extensión (orientación de σ_3) en el momento de su emplazamiento.
- b) Alineaciones volcánicas. Se utilizan metodologías análogas a las utilizadas en la determinación de estados de esfuerzos actuales, sólo que se analizan volcanes que han sido activos en un período de tiempo extrapolable al período tectónico del que queremos establecer el estado de esfuerzos.

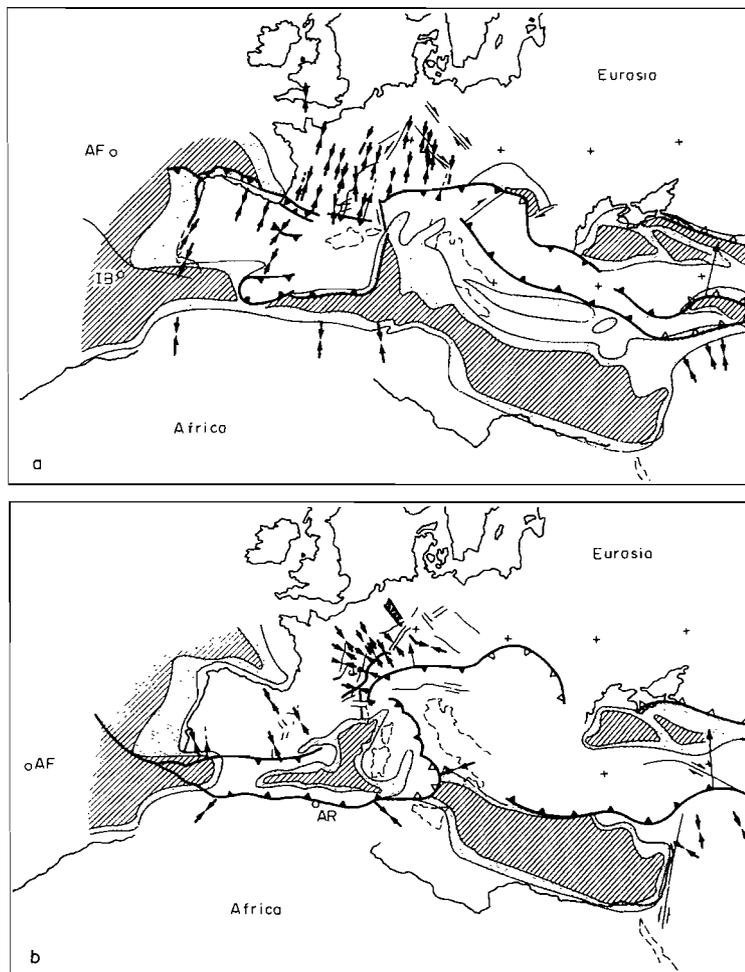


Figura 4.2: Distribución de paleoesfuerzos en Europa Occidental, a) orientaciones de σ_{HMAX} para el Eoceno superior; b) para el Mioceno superior (Berguerat, 1987).

Son muchos los trabajos de carácter regional sobre estados de paleoesfuerzos, y la práctica totalidad, se basan en datos obtenidos del análisis microestructural, tanto dúctil como frágil (Simón Gómez, 1984; Barrier, 1985; Angelier *et al.*, 1982; Bergerat, 1987 (figura 4.2); De Vicente, 1988; Morel, 1989; Ribeiro *et al.*, 1990; Lacombe *et al.*, 1990; Ait Brahim, 1991; Galindo Zaldivar *et al.*, 1993; Angelier, 1994).

En la mayoría de los análisis realizados, estos autores definen el estado de esfuerzos de las zonas analiza-

das mediante el tensor de esfuerzos regional y, en algunos casos determinan también las trayectorias de esfuerzos, a partir de los datos puntuales de esfuerzos deducidos. Con ellas, se pueden determinar las variaciones en la orientación de los ejes principales del tensor de esfuerzos a lo largo del tiempo.

II.4.1. Ventajas de la inversión de esfuerzos tectónicos activos a partir de poblaciones de fallas activas y mecanismos focales de terremotos

Aunque todas las técnicas mencionadas en los apartados anteriores son útiles y complementarias en la medida de esfuerzos tectónicos activos, desde el desarrollo de los *métodos de inversión* a partir de poblaciones de fallas y mecanismos de terremotos se dispone de una herramienta muy poderosa para el conocimiento físico del proceso de la tectónica activa.

Entre las principales ventajas de estos métodos podemos señalar:

- a) Permiten analizar con los mismos criterios, tanto fallas como mecanismos focales de terremotos, con lo que se convierten en puente fundamental entre los puntos de vista Geológicos y Geofísicos.
- b) Obtienen no sólo la orientación de la máxima compresión en la horizontal, sino la forma del tensor de esfuerzos. Es decir, las relaciones paramétricas entre los tres ejes principales. Algunos métodos permiten, incluso, obtener las características mecánicas del proceso de fracturación.
- c) Predicen de forma directa las características geométricas de las fallas activas (cinemática).
- d) Analizan poblaciones de datos, por lo que evidentemente son estadísticamente más representativos que los datos individuales.

Por todo ello el proyecto SIGMA se ha basado exclusivamente en el análisis de este tipo de datos, con los métodos expuestos en el apartado II.6.

II.5. El concepto de falla en tectónica y sismología

Como acabamos de mencionar, los métodos de análisis poblacional de fallas y mecanismos focales de terremotos permiten estudiar el problema de la fracturación tanto a geólogos como geofísicos. No obstante, los puntos de partida de ambos suelen ser muy alejados, por lo que en este apartado se realiza una revisión, previa a la descripción de los métodos de análisis poblacional, sobre el concepto de falla, tanto desde el punto de vista sismológico como del de la geología estructural.

II.5.1. El concepto de falla en geología estructural

El criterio fundamental para definir el concepto de **falla** en geología se refiere al movimiento en una superficie de ruptura. En contraposición hablamos de **juntas** o **diaclasas** si el desplazamiento entre los bloques que separa no es visible a simple vista. En tectónica frágil aparecen frecuentemente un variado tipo de estructuras entre fallas puras (100% del movimiento se realiza paralelamente al plano de fractura), venas puras (100% del movimiento es perpendicular al plano de fractura, y éste separa los dos bloques) y estilolitos puros (100% del movimiento es perpendicular al plano de fractura y éste acerca los bloques) (figura 5.1.1).

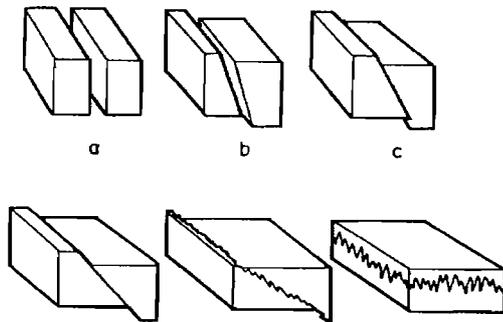


Figura 5.1.1: Relación entre una falla y venas de calcita y estilolitos asociados al movimiento de la misma (Angelier, 1994).

A partir de venas y estilolitos resulta posible conocer de forma directa la posición de σ_1 o σ_3 aunque no el tipo de tensor de esfuerzos. En materiales recientes, dadas las condiciones mecánicas para la formación de estas microestructuras, son mucho más frecuentes las fallas.

En función de cómo se produzca el movimiento relativo entre los bloques podemos definir tres tipos fundamentales de fallas: **normales**, **inversas** y de **desgarre** o en dirección. Si descomponemos el vector de desplazamiento de una falla en

sus componentes vertical y horizontal, tanto en las fallas normales como en las inversas el movimiento es fundamentalmente en la vertical. La diferencia es que, mientras que el bloque de techo (por encima de la falla) asciende en las inversas, desciende en las normales. En los desgarres puros, todo el movimiento se realiza según la componente horizontal, siendo **dextrosos**, si el movimiento relativo es hacia la derecha y **sinestrosos** si es hacia la izquierda (figura 5.1.2).

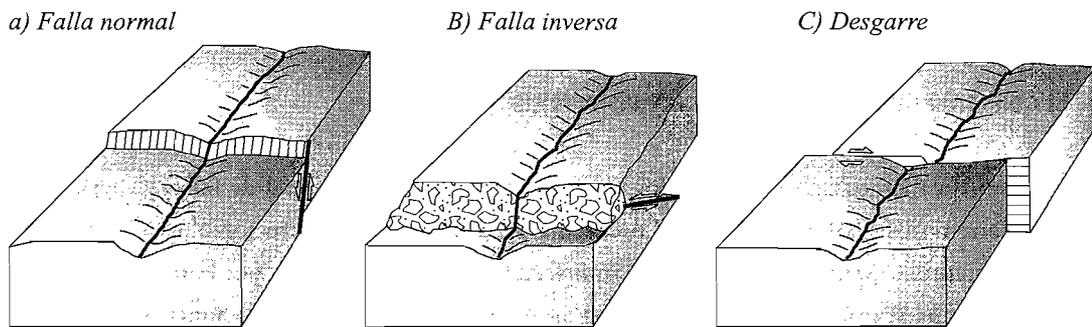


Figura 5.1.2: Diferentes tipos de escarpes de falla, a) falla normal, b) falla inversa, c) desgarre diestro. Modificada de Stewart y Hancock (1994).

En los casos con componentes en la horizontal y en la vertical, hablaremos de fallas normal dextrosas, o sinestrosas inversas en función de qué componente domine, nombrando siempre en primer lugar el componente mayor (figura 5.1.3).

En todas las distintas situaciones tectónicas pueden darse todo tipo de fallas, aunque pueden observarse ciertas tendencias. Así, en regímenes compresivos suelen ser frecuentes las fallas inversas, que implican un transporte en contra de la gravedad y la creación de relieves positivos en las zonas orogénicas. Las fallas normales se dan mayoritariamente en zonas sometidas a extensión como *rifs*, aunque son clara-

mente las más frecuentes en materiales recientes que se deforman muy próximos a la superficie. Por último, los desgarres son característicos de zonas intraplaca y no implican ni aumento ni disminución de la potencia de la corteza.

Aunque la noción de falla es una de las más visualizadas en geología, dibujándose normalmente tal y como aparecen en los cortes geológicos (figura 5.1.4a), conviene recordar varias características fundamentales que deberían hacernos cambiar la imagen que tenemos de ellas (figura 5.1.4b):

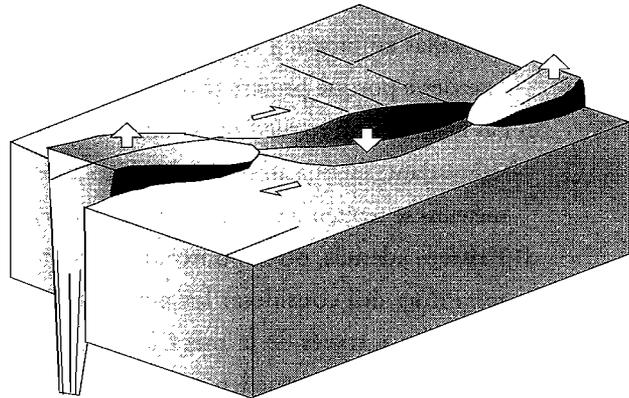


Figura 5.1.3: Delimitación de zonas convergentes (transpresión) y divergentes (transtensión), en una zona de desgarre, para una misma componente de movimiento. Modificada de Park (1988).

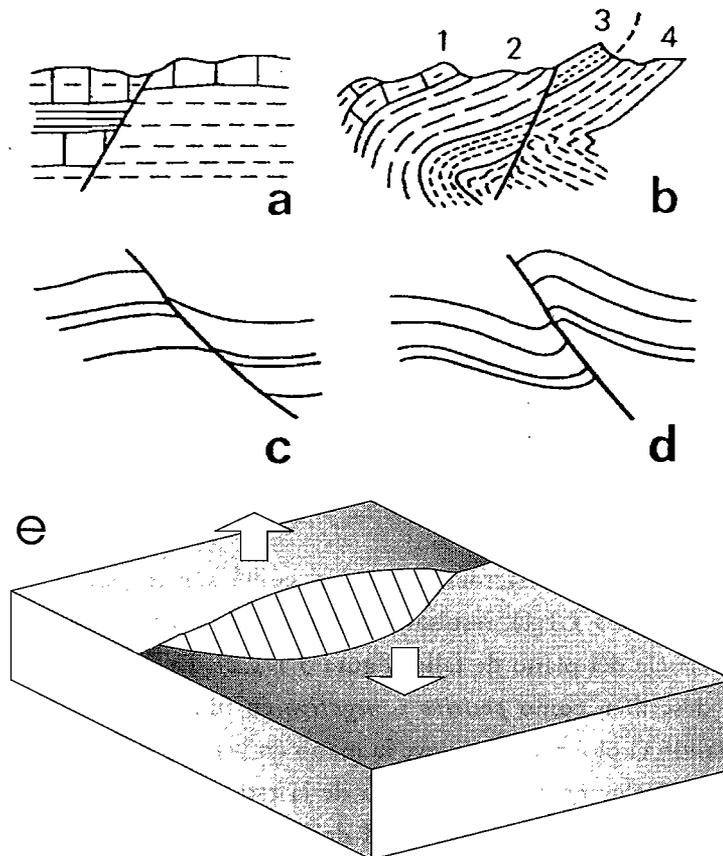


Figura 5.1.4: Cortes esquemáticos de fallas según el concepto clásico de falla en geología: a) y b) fallas normales (criterios estratigráficos), c) falla normal (criterio cinemático), d) falla inversa (criterio cinemático) (Angelier, 1994) y en e) se puede observar un bloque diagrama en el que se abandona el concepto clásico de falla, mostrando la irregularidad del salto real en una falla visualizada en tres dimensiones.

- a) Una falla es una estructura tridimensional.
- b) Las fallas empiezan y terminan. Es decir, la cuantía del deslizamiento no es constante ni éste tiene porqué presentar un aumento o disminución continuos.
- c) Las fallas no son estructuras aisladas. Es más, se ha demostrado que el proceso de fracturación es invariante en una amplia gama de escalas (proceso fractal), por lo que sus características geométricas se repiten desde escala de afloramiento hasta, al menos la Península Ibérica.
- d) Existen, además, otros puntos de vista acerca del proceso de fracturación. En especial resulta muy útil considerar los aspectos mecánicos desarrollados, sobre todo, por ingenieros civiles a través de la mecánica de rocas, ya que imponen restricciones geométricas a las soluciones que pueden aportar tanto geólogos como geofísicos.
- e) El sentido de movimiento en las fallas resulta un aspecto fundamental a la hora de reducir la incertidumbre en las soluciones de inversión.
- f) Las fallas permiten establecer cronologías relativas entre distintos episodios de deformación.

Sobre estos dos últimos puntos conviene detenerse algo más, por lo que serán descritos a continuación.

II.5.1.1. Sentido del movimiento de fallas en campo

El sentido del movimiento de las fallas medidas en el campo resulta de vital importancia para el cálculo de los tensores de esfuerzos activos. No obstante, puede considerarse la orientación de los planos de falla y de las estrías con la posibilidad de movimiento en los dos sentidos (Etchecopar, 1984). También pueden aplicarse modelos teóricos como el *modelo de deslizamiento* (Reches, 1983), capaces de asignar un sentido de movimiento teórico a cada par falla-estría en función de sus características geométricas. No obstante, ambas aproximaciones presentan el problema de que permiten calcular los estados de paleoesfuerzo/deformación a partir de fallas con sentido de movimiento contrario al que realmente han tenido.

Además de los criterios macroestructurales, como son los saltos estratigráficos o los pliegues de arrastre (figura 5.1.1.1), resultan fundamentales las morfologías asimétricas observables sobre la superficie del plano de falla (figura 5.1.1.2). La mayor parte de estos criterios que se utilizan se describen como *positivo* o *negativo* en función de la sensación de fricción que se produce cuando el observador mueve la mano en los dos sentidos opuestos sobre la superficie de la falla paralelamente a la dirección de la estría (Angelier, 1994). Así, un criterio *positivo* significa que el movimiento más fácil de la mano (menor fricción) corresponde al sentido real de desplazamiento del bloque ausente. Un criterio *negativo* significa que cuando la mano se mueve en el mismo sentido que el bloque ausente, la fricción que se siente es mayor. A continuación se describen los principales criterios de determinación del sentido de

movimiento observables sobre los plano de falla que se han tenido en cuenta durante la recogida de datos, así como el grado de fiabilidad de los mismos a partir de la experiencia en campo (figura 5.1.1.3).

- a) Escalones de acreción de minerales (*accretionary mineral steps*). Se desarrollan debido al crecimiento de fibras minerales que cristalizan durante el deslizamiento. Este criterio es uno de los más comunes encontrados, siendo la mayoría de los escalones de acreción de calcita y de yeso. Este criterio es *positivo* y su grado de fiabilidad es del 100% cuando aparecen los dos extremos de las fibras minerales.
- b) Marcas de arrastre tectónico (*tectonic tool marks*). Están producidas por cantos u otros clastos, y se pueden observar bien en relieve, o bien como hendiduras asimétricas en función de la cara que se observe. El marcador puede presentar tamaños variables, siendo en nuestro caso el más común la presencia de un pequeño grano de cuarzo, que puede estar presente o no en el extremo final de la marca. El criterio tiene una fiabilidad del 100% si el marcador está presente, y un 60% aproximadamente si está ausente, y tiene un carácter *negativo*.
- c) Planos de Riedel. Suelen intersectar las superficies de las fallas, formando ángulos de entre 5 y 25° con las mismas, y el sentido de movimiento, cuando se puede observar, es el mismo que el del plano principal. Las intersecciones con el plano de falla son perpendiculares a la dirección de la estría. Este criterio puede ser ambiguo (fiabilidad del 75%), especialmente cuando se desarrollan lentejones de cizalla (*shear lenses*) en la superficie de la falla, o bien porque se pueden confundir con fracturas de cizalla conjugadas al plano de falla. No obstante, en fallas normales que afectan a materiales recientes, su fiabilidad es mayor. En el Proyecto se ha empleado con asiduidad, por ejemplo en los datos de la Cuenca del Ebro. Tiene un carácter *negativo*, debido a la cresta del diedro agudo formado por el plano principal y el de Riedel.
- d) Picos o lineaciones estilolíticas (eslicolitos). Se producen por fenómenos de disolución por presión en facetas sujetas a fricción, proporcionando un criterio fiable al 100%, siendo un criterio típicamente *negativo*. Este criterio es, junto con los escalones de acreción, el más abundante en materiales carbonatados, siendo común el observar sobre un mismo plano de falla fibras de recrecimiento de calcita (en facetas que se abren durante el movimiento) y picos estilolíticos (en las facetas que se cierran). La transferencia de carbonato es facilitada por la circulación de fluidos, y Angelier (1994) remarca que tales movimientos de fallas corresponden a *creep*, ya que los fenómenos de disolución por presión necesitan un lapso de tiempo para que se produzcan, de un modo contrario a lo que sucede durante el movimiento de las fallas sísmicas.

A



B

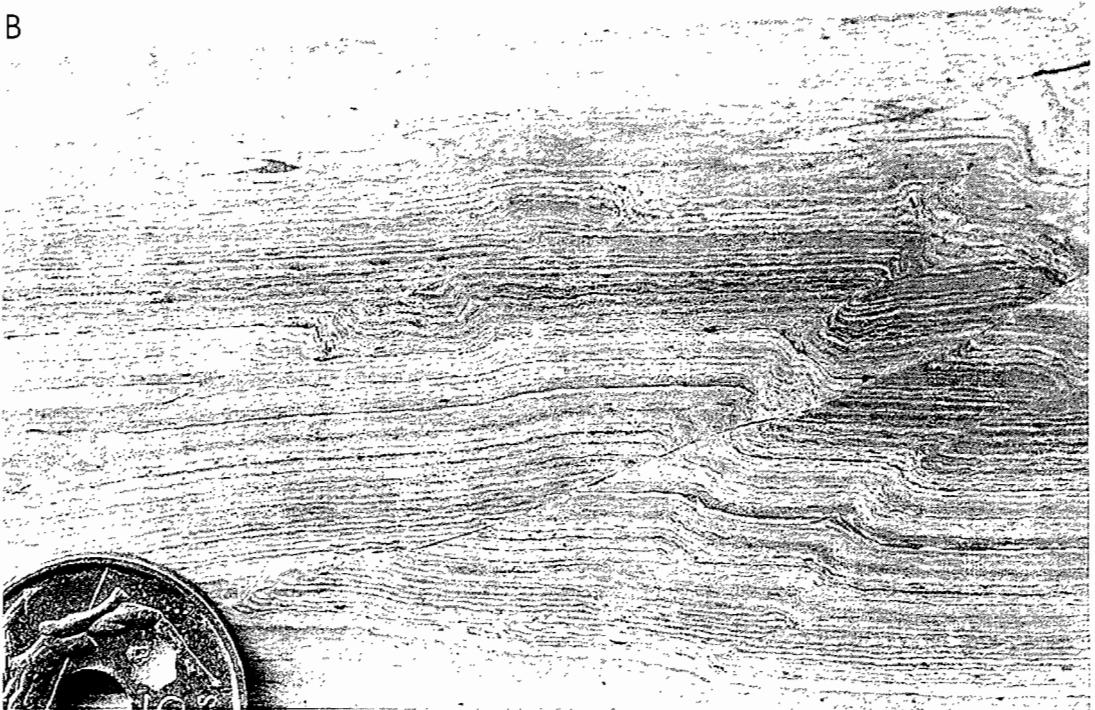


Figura 5.1.1.1: Fotografías de afloramiento de: A) fallas normales (criterios de movimiento estratigráficos) y B) pliegue de arrastre asociado a falla inversa.



Figura 5.1.1.2: Fotografía de detalle de un plano de falla en el que se pueden observar las estrías y escalones de calcita indicadores del sentido de movimiento de la misma.

- e) Facetas pulidas y rugosas. Las primeras sufren fricción, mientras que las segundas se abren durante el movimiento de la falla, debido a que ésta presenta una superficie alabeada. Este criterio, aunque se ha observado en todo tipo de rocas, ha sido especialmente útil en rocas detríticas (areniscas y arcillas) donde no se producen fenómenos de disolución por presión. Las facetas pueden tener formas variadas, presentando en muchos casos un eje largo perpendicular a la dirección de deslizamiento. Se trata de un criterio positivo y fiable en un 90% de los casos. Las facetas que sufren fricción pueden estar pulidas y estriadas, mientras que las facetas que se abren son rugosas, o bien pueden estar cubiertas con fragmentos de roca, óxidos de hierro o minerales cristalizados (calcita, cuarzo, etc.).
- f) Grietas de tensión (*tension gashes*). Su intersección con la superficie de la falla es aproximadamente perpendicular a las estrías, y forman un ángulo agudo (entre 30 y 50°) con la superficie de las fallas, por lo que las crestas correspondientes definen una polaridad *negativa*. Es un criterio fiable al 70%, sobre todo cuando es observable tanto en el plano de falla como en una sección oblicua o perpendicular al mismo. Sólo se ha utilizado cuando no existían otros criterios más fiables.

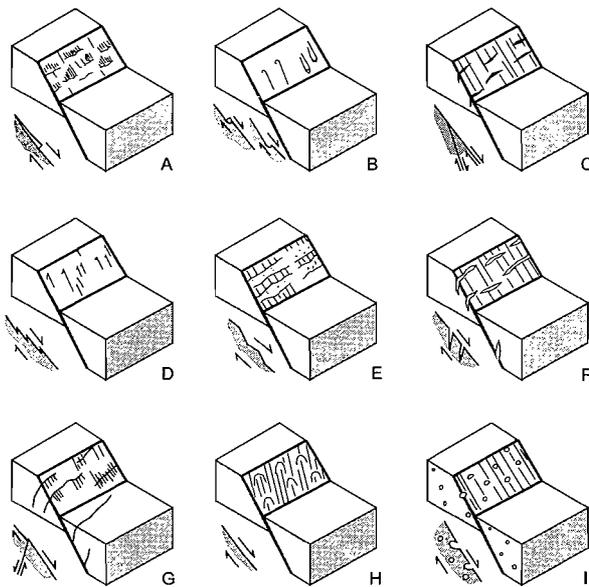


Figura 5.1.1.3: Criterios para determinar el sentido de movimiento sobre el plano de falla descritos en el texto (modificado de Angelier, 1994).

g) Fracturas de cizalla conjugadas. Son pequeñas fallas conjugadas que se forman a $40-70^\circ$ de la principal. Son un criterio negativo y fiable al 70%. Al igual que los planos de Riedel y las grietas de tensión, la interacción de tales formas sobre el plano principal es perpendicular a la dirección de la estría.

h) Otros criterios. Aunque son interesantes, su uso es menor, y no se han utilizado en el proyecto.

II.5.1.2. Cronología de los episodios de fracturación

El dato fundamental para acotar la edad de actuación de los esfuerzos tectónicos es la datación de las estructuras que producen. El tipo de datación depende mucho de las litologías y de las condiciones concretas de cada zona estudiada.

Se han utilizado dos tipos de criterios para asignar los estados de paleoesfuerzos puntuales a una serie de intervalos temporales diferentes: sedimentarios y estructurales.

Criterios Sedimentarios

I) *Edad mínima de actuación.* Se trata de un criterio inequívoco, y se define por la edad más reciente de los materiales en los que se han medido los datos microestructurales. Este criterio ha sido el de aplicación más generalizada, y ha permitido separar en la escala temporal el rango de aparición de las estructuras asociadas a un determinado campo de paleoesfuerzos. Para ello ha sido necesario situar de un modo preciso la posición espacial y estratigráfica de cada estación de análisis.

II) *Edad máxima de actuación.* Este criterio es complementario al anterior, y define cual es la edad máxima de actuación de un estado de esfuerzos, cuando las estructuras se

encuentran fosilizadas por unidades sedimentarias posteriores. No obstante este criterio es menos inequívoco que el anterior, dado que puede haber otras causas (por ejemplo reológicas) que no permitan el desarrollo de las estructuras en los materiales posteriores.

Criterios Estructurales

I) Relaciones cronológicas relativas entre las diferentes estructuras observadas en el campo. Este criterio sólo es aplicable cuando las poblaciones de fallas son politensoriales, y si existe una relación temporal clara entre las estructuras asociadas a un tensor de esfuerzos y las estructuras asociadas a otro. Cuando se cumplen estas dos condiciones previas, sólo se ha asignado una edad relativa a los tensores de paleoesfuerzos si las relaciones temporales relativas eran *siempre* en el mismo sentido. Esto se ha considerado así porque en numerosas estaciones han coexistido diferentes tipos de movimiento en los mismos planos y las relaciones temporales entre éstos se daban en los dos sentidos. En estos casos, no se ha realizado una estimación de la proporción, y se ha asumido que los dos tipos de esfuerzos han debido de actuar alternativamente.

Entre los tipos de relaciones más comunes encontrados, destacan la existencia de cortes de estructuras previas por fallas tardías, la presencia de planos de falla con varios juegos de estrías con relación de corte entre ellas, y el reaprovechamiento de estructuras previas (por ejemplo, superficies de estratificación en un flanco de un pliegue) rejugadas como planos de deslizamiento.

Las relaciones cronológicas relativas se han utilizado para completar las relaciones temporales entre los diferentes estados de paleoesfuerzo en los casos, afortunadamente poco comunes, en los que aparecían poblaciones politensoriales en materiales de la misma edad y no había un registro sedimentario que permitiera establecer las diferentes edades mínimas de actuación.

II) Correlación entre los datos meso y macroestructurales. Para poder realizar una correlación entre los datos a escala de afloramiento y los de nivel regional, resulta imprescindible caracterizar las macroestructuras desde un punto de vista mesoestructural y, posteriormente, clasificar los tensores cronológicamente a partir de dos vías diferentes.

1. Relaciones cartográficas claras entre estructuras caracterizadas mesoestructuralmente.
2. Relaciones entre macroestructuras caracterizadas mesoestructuralmente y unidades sedimentarias sintectónicas datadas.

II.5.2. El concepto de falla en sismología

En primera aproximación, se entiende por falla una estructura tectónica a lo largo de la cual se ha producido una fractura y un desplazamiento diferencial, paralelo al plano de fractura, de los materiales adyacentes (Lay and Wallace, 1995). En Sismología e Ingeniería Sísmica el interés se centra en las *fallas activas* y en las *fallas capaces*. Aunque existen numerosas definiciones (Reiter, 1990), una falla es sísmicamente activa cuando hay constancia de que, en un tiempo determinado, ha sido causante de terremotos. El tiempo que se considera varía según los organismos que definen el concepto y la finalidad del estudio, pero suele extenderse, como mínimo, a los 10.000 ó 35.000 últimos años. El primer valor corresponde a una estimación de la División de Minas y Geología de California y el segundo viene dado por la capacidad de datación del Carbono 14 (Reiter, 1990). El concepto de falla capaz muchas veces se identifica con el de falla activa, si bien se insiste en la generación de deformaciones permanentes en o cerca de la superficie. Como se ha señalado en la Introducción, este tipo de deformaciones es particularmente importante en el diseño de instalaciones críticas (Herraiz, 1997).

La vinculación de los terremotos con fallas observables en el terreno señala, en gran medida, el inicio del planteamiento moderno de la Sismología. Esta vinculación comienza a principios del siglo pasado y Von Humboldt parece ser uno de los primeros defensores de este punto de vista que, sin embargo, no es compartido por Robert Mallet en su estudio del terremoto de Nápoles de 1857, trabajo considerado el inicio de la Sismología moderna. Para este autor, y en continuidad con las teorías del siglo XVII, los terremotos tenían un origen explosivo. De todas formas, la relación entre los terremotos y las fallas fue abriéndose camino con los años, de manera que a finales del siglo XIX ya era comúnmente aceptado que los sismos se originaban por el movimiento relativo de las dos partes de una fractura de la corteza terrestre. El primer modelo mecánico para explicar este proceso fue establecido por Reid en 1911 a partir del estudio de los movimientos de la falla de San Andrés (California) ocurridos, en especial, durante el terremoto de San Francisco de 1906. De acuerdo con esta teoría, - conocida como "modelo del rebote elástico" -, los sismos son el resultado de un proceso de deformación elástica y acumulación de esfuerzos en una zona de la corteza, que se mantiene hasta que se supera la resistencia del material. En este momento la falla experimenta una dislocación, los esfuerzos se relajan total o parcialmente de forma súbita y la energía elástica acumulada se libera bruscamente. Las rocas deformadas por el esfuerzo "rebotan" a ambos lados de la falla y la deformación elástica desaparece. El terreno próximo a la falla sufre un desplazamiento que, en el caso de la falla de San Andrés y el terremoto de 1906, alcanzó un valor de 6 metros (figura 5.2.1). Parte de la energía liberada se disipa en fenómenos no elásticos en la zona de ruptura y parte se propaga en forma de ondas sísmicas que hacen vibrar el terreno. La generación de un sismo consta, por tanto, de dos etapas: una de acumulación lenta de la energía elástica y otra de relajación súbita. Mientras que la primera puede prolongarse muchos años, la segunda dura únicamente decenas de

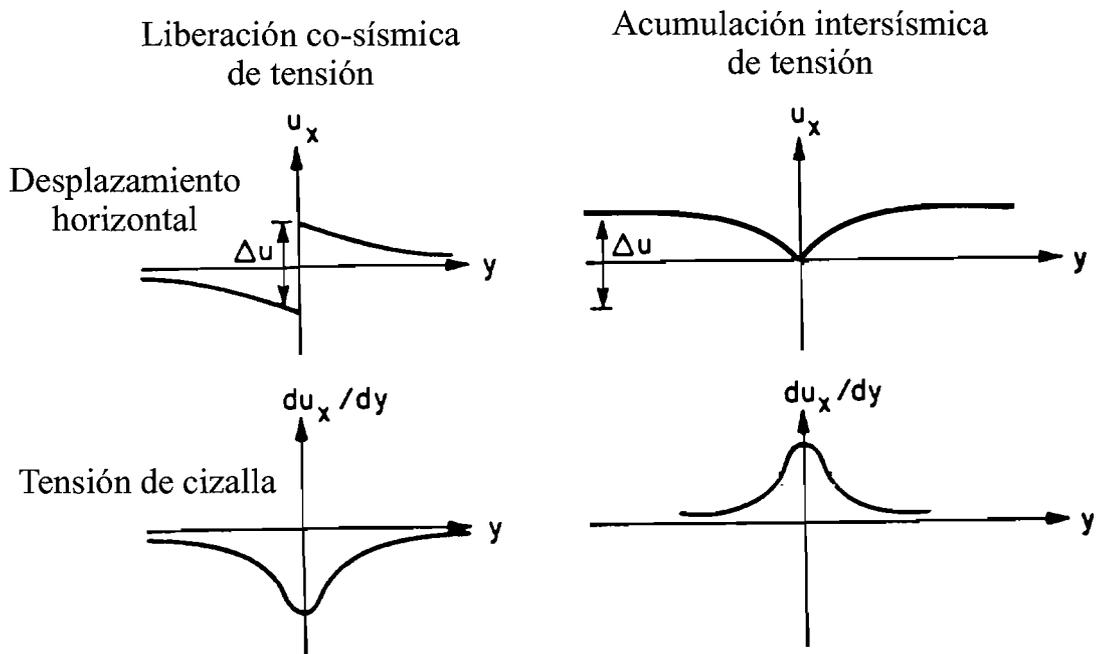


Figura 5.2.1: Modelo de Rebote Elástico. A la izquierda se representa la liberación de las tensiones de cizalla durante el terremoto (tiempo co-sísmico) y a la derecha su acumulación en el tiempo entre dos terremotos consecutivos (tiempo intersísmico).

segundos. Pero en cualquier caso, ambas dejan su huella en la zona de falla. Así mismo, es importante señalar que Reid incluyó en su modelo la interrupción y el reinicio de la ruptura marcados por la generación de vibraciones que se propagan como ondas sísmicas. La existencia de diversas fases en el proceso de ruptura y su reflejo en la creación de ondas de diferente frecuencia son una de las aportaciones más importantes de los modelos modernos que explican el mecanismo sísmico (Kakehi y Irikura, 1997).

Desde el punto de vista sísmico el tipo de falla actuante y su geometría juegan un papel decisivo en las características del movimiento del suelo generado y en el patrón de radiación de las ondas sísmicas. Aunque las propiedades geológicas en la proximidad de la falla pueden alterar los efectos, es razonable esperar que fallas normales o inversas originen movimientos fuertes del suelo con un mayor componente vertical (predominio de ondas P y SV) y que fallas de desgarre generen mayores movimientos horizontales (mayor presencia de ondas SH) (Bolt, 1989). Asimismo, las fallas con desplazamientos verticales correspondientes a epicentros oceánicos son susceptibles de actuar como fuentes tsunamigénicas. Por otra parte, es imprescindible tener en cuenta que la generación de un terremoto en una falla afecta también al estado de esfuerzos y por tanto a la carga sísmica de fallas próximas (figura 5.2.2.).

La comprensión del problema sísmico y del papel desempeñado por las fallas, dio un paso decisivo cuando, en 1910, Shida observó que la polaridad del primer impulso de la onda P

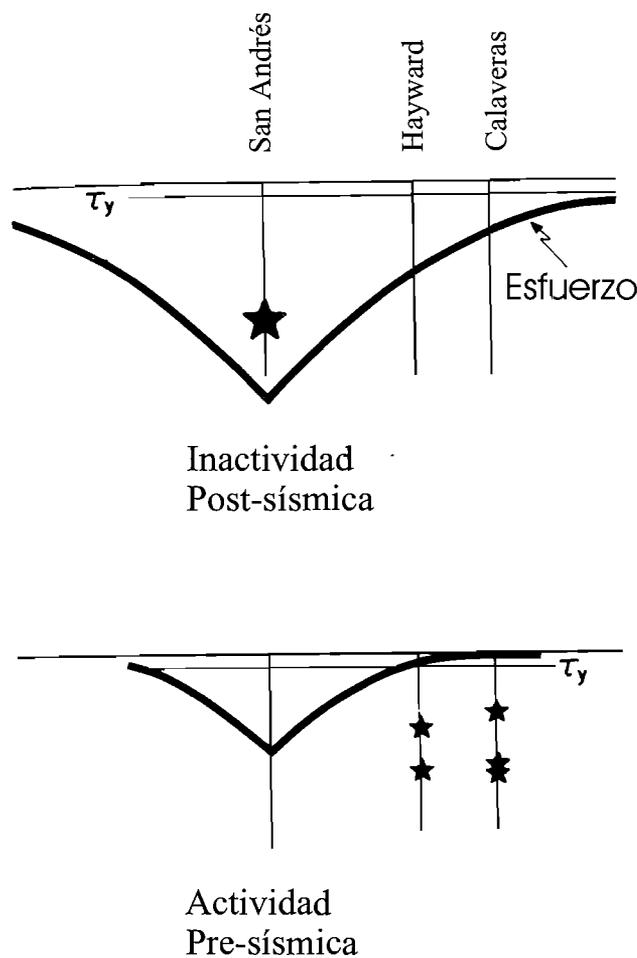


Figura 5.2.2: Ejemplo de interacción entre fallas próximas. La caída de esfuerzos producida en la falla de San Andrés disminuye los esfuerzos actuantes también en las Fallas de Hayward y Calaveras que pasan a una situación de inactividad (arriba). Posteriormente (abajo), estas fallas recuperan su actividad antes que la de San Andrés. (Adaptado de Scholz, 1990).

y situados en el mismo plano, cuya resultante y cuyo par eran nulos. Este último sistema equivale a dos pares de fuerzas de tensión y compresión de igual magnitud y perpendiculares entre sí (figura 5.2.3). El modelo basado en una fuerza única fue descartado por no responder a la realidad física del problema. Es fácil entender que cualquiera de los otros dos modelos - par sencillo o doble par - es coherente con el de rebote elástico comentado más arriba.

La aplicación de la teoría de la elasticidad a este problema, iniciada por Nakano en 1923, permitió deducir los patrones de radiación correspondientes a estos dos modelos elementales. Utilizando coordenadas polares, las expresiones de los desplazamientos para el doble par de fuerzas son:

registrada en una estación sísmica dependía del acimut de la estación respecto del epicentro. En otras palabras, la primera llegada era hacia arriba, indicando "compresión" del suelo sobre el sismómetro, o hacia abajo, indicando "dilatación", según la zona en torno al epicentro en la que se hubiera realizado la observación. Esto hizo ver que el mecanismo que origina un terremoto no puede ser de tipo explosivo ya que a éste le corresponden siempre polaridades compresivas. Observaciones más completas permitieron comprobar que la distribución de las polaridades dividía el área alrededor del epicentro en cuatro regiones de similar extensión, de manera que los cuadrantes con predominio de compresiones estaban limitados por los que tenían mayoría de dilataciones. La búsqueda de un modelo de fuente puntual que generase una distribución de ondas (*patrón de radiación*) como la observada, condujo en seguida a considerar un par de fuerzas sencillo o un doble par de fuerzas de igual magnitud con sentidos opuestos

$$u_r = \frac{1}{4\pi\rho} \frac{1}{\alpha^3} \frac{1}{R} \dot{f}\left(t - \frac{R}{\alpha}\right) \text{Sen}^2 \theta \text{ Sen } 2\phi \quad [5.1]$$

$$u_{\theta} = \frac{1}{4\pi\rho} \frac{1}{\beta^3} \frac{1}{R} \dot{f}\left(t - \frac{R}{\beta}\right) \text{Sen } \theta \text{ Cos } \theta \text{ sen } 2\phi \quad [5.2]$$

$$u_{\phi} = \frac{1}{4\pi\rho} \frac{1}{\beta^3} \frac{1}{R} \dot{f}\left(t - \frac{R}{\beta}\right) \text{Sen } \theta \text{ Cos } 2\phi \quad [5.3]$$

$\dot{f}(t)$ representa la derivada temporal de la función del par de fuerzas y r la distancia foco-estación. Estas expresiones han sido obtenidas asumiendo un medio elástico, infinito y homogéneo, y despreciando los términos en r^2 y superiores en los desarrollos correspondientes. Por ello los desplazamientos obtenidos describen los desplazamientos en campo lejano. U_r da lugar a la onda P y u_{θ} y u_{ϕ} expresan la onda S. Es importante recalcar que los tres patrones de radiación tienen una forma de onda proporcional a la derivada del par en la fuente.

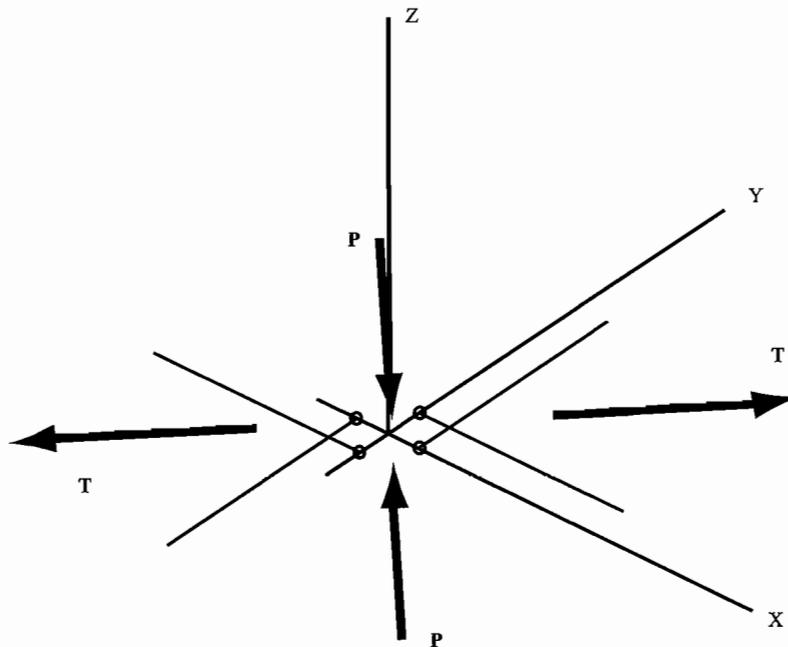


Figura 5.2.3: Esquema del modelo de doble par de fuerzas con momento resultante nulo.

La solución para un par de fuerzas sencillo es igual para u_r y u_θ (excepto en la presencia de un factor igual a $1/2$), pero u_θ pasa a ser función de $\sin^2\phi$ en lugar de $\cos^2\phi$. Esto hace ver que las observaciones de ondas P no son suficientes para deducir cuál de los dos modelos de fuente puntual es más correcto. Estudios de mecanismo basados en las componentes de la onda S, el ángulo de polarización, o en ondas superficiales, han permitido establecer que el modelo de doble par de fuerzas es el que mejor describe el mecanismo de un terremoto. Una presentación de los aspectos más fundamentales del mecanismo focal se incluye en el apartado II.5.2.1 de esta monografía y un análisis detallado de la evolución de los estudios sobre este tema puede encontrarse en Udías (1985).

El desarrollo de las primeras teorías sobre el proceso en la falla fueron realizadas en campo lejano, asumiendo que la falla podía aproximarse a un punto. Sin embargo, la experiencia más elemental pone de relieve que la fuente tiene unas dimensiones espaciales y que el proceso de ruptura no sucede simultáneamente en toda la zona fracturada. Esto es particularmente importante para los problemas de Ingeniería Sísmica puesto que los registros de alta frecuencia y en particular los acelerogramas no pueden explicarse sin tener en cuenta una falla extensa sobre la que la ruptura se propaga con velocidad variable. Es necesario, por tanto, considerar modelos de ruptura más complejos que se aproximen mejor a la realidad.

En esta línea de trabajo, los modelos propuestos por Haskell (1964, 1966) y Brune (1970) constituyen los ejemplos más importantes de los que consideran una falla de dimensiones finitas y la describen *cinemáticamente*, es decir analizan el desplazamiento de la falla en cada punto y cada instante sin especificar los esfuerzos que los producen. El modelo de Haskell asume que la dislocación se propaga con una velocidad constante produciendo un área de ruptura rectangular con un valor de deslizamiento igual para todos los puntos. Otra simplificación de este modelo es suponer que la ruptura se inicia simultáneamente en una línea y se detiene bruscamente, sin considerar lo que sucede al comienzo y al final de la ruptura. Por el contrario, el modelo de Brune sí relaciona la dislocación con la situación de esfuerzos en el medio y sienta las bases para obtener el momento sísmico M_0 , la dimensión de la fractura y la caída de esfuerzos a partir del espectro de amplitudes de las ondas registradas en campo lejano (figura 5.2.4). Ambos modelos se complementan, siendo el de Brune más aplicado para terremotos de magnitud inferior a cinco.

Aunque el modelo de Brune asume una hipótesis físicamente imposible, -velocidad de ruptura infinita-, conduce a resultados que se aproximan notablemente a los obtenidos con modelos más complicados como los *dinámicos* (Madariaga, 1977). Estos se basan en la teoría de la mecánica de fracturas y no imponen la función de deslizamiento sino que la deducen a partir del estado de esfuerzos en la falla. El terremoto es producido por la propagación rápida de una fractura de cizalla (*shear crack*) a lo largo del plano de falla produciendo unas fuertes concentraciones de esfuerzos y velocidades de deslizamiento cerca del frente de

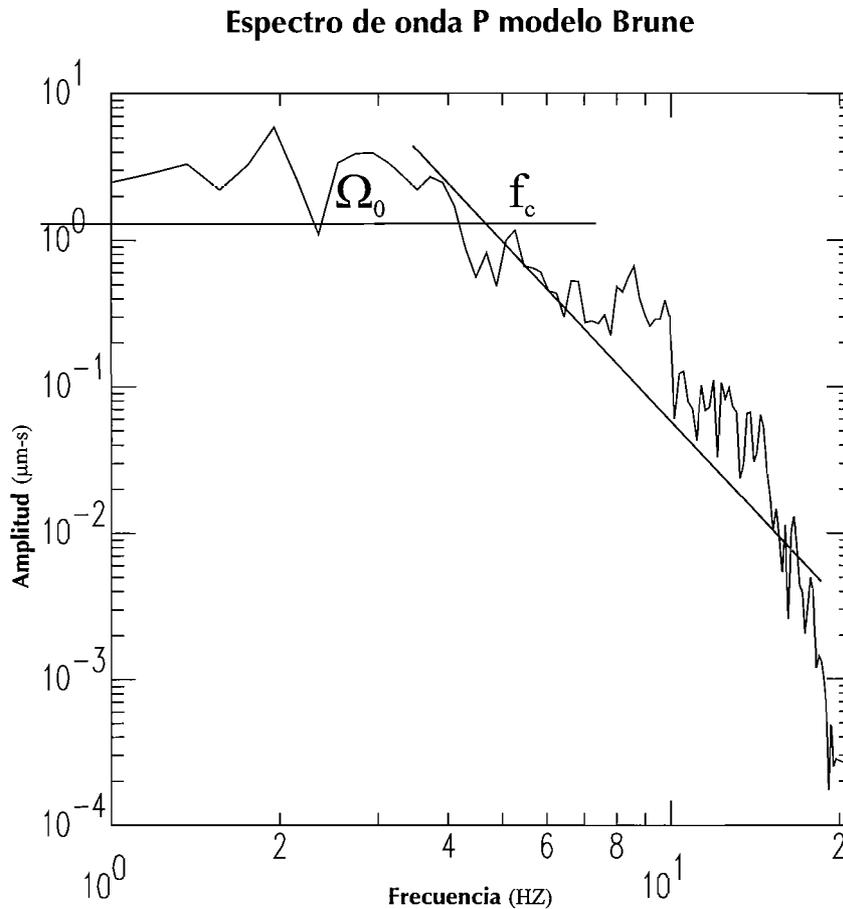


Figura 5.2.4: Análisis espectral basado en el Modelo de Brune. El nivel horizontal de la zona de largos periodos, Ω_0 , informa sobre el Momento Sísmico escalar actuante y la frecuencia esquina f_c guarda relación con el radio de la fractura supuesta circular. El espectro corresponde a la onda P de uno de los sismos de Palenciana (Córdoba) (Junio, 1989).

ruptura. Este actúa como emisor móvil de energía. La radiación de alta frecuencia se produce cuando la velocidad de propagación de la ruptura cambia bruscamente al encontrar zonas resistentes (fases de parada).

La distribución irregular del deslizamiento sobre el plano de falla es hoy aceptada como un hecho suficientemente probado. El análisis de los acelerogramas ha puesto de relieve complejidades en el proceso de fractura que no son observables en los registros de campo lejano, en los que las altas frecuencias han sido filtradas por el medio. Estas observaciones han sido confirmadas recientemente con registros digitales de banda muy ancha obtenidos en campo lejano. Este tipo de registros ha permitido estudiar los espectros de aceleraciones de terremotos de gran magnitud poniendo de manifiesto la existencia de altas frecuencias. Su origen se atribuye al encuentro del frente de ruptura con heterogeneidades del plano de falla que frenan o aceleran la propagación (Madariaga, 1977; 1989). Los modelos que consideran una distribución irregular de estas heterogeneidades se llaman *estocásticos* y los más importantes son el

desarrollado por Hanks y Mc Guire (1981) y los que consideran la presencia de barreras y asperezas. El primero conduce a espectros que reflejan muy bien muchas observaciones sísmicas y los últimos establecen que la disminución de velocidad, o incluso la detención del movimiento de ruptura, pueden atribuirse a las barreras propuestas en el modelo de Das y Aki (1977), mientras que las aceleraciones positivas serían atribuibles a las asperezas definidas en el modelo utilizado por Kanamori y Stewart (1978). Ambos modelos reconocen la heterogeneidad de la falla y plantean la introducción de dos nuevos parámetros: la densidad de distribución de barreras o asperezas y la dimensión mínima de la ruptura, es decir el tamaño mínimo posible para las asperezas o para la distancia entre las barreras.

Todo ello pone de relieve la evolución en la forma de abordar el concepto de falla en sismología; desde un enfoque basado en la resistencia de la roca a otro que acentúa el ciclo esfuerzo-estabilidad (Lay y Wallace, 1995); y desde la reducción de la falla a un punto en el que la ruptura tiene lugar de manera uniforme sobre la superficie de un plano, hasta considerarla una zona heterogénea con dimensiones y velocidad de ruptura finitas. En concreto, estos parámetros (dimensiones y velocidad) juegan un papel decisivo en la realidad. Así, por ejemplo, la longitud de la falla se relaciona directamente con la magnitud de los terremotos que puede generar y con el tiempo de duración de la ruptura, uno de los parámetros más importantes para el diseño sismorresistente. Por su parte, la dirección y el sentido de la ruptura en la zona de falla (directividad) condicionan la distribución de energía sísmica en el medio y la frecuencia de la radiación, factores decisivos para el movimiento del suelo en un emplazamiento concreto (ver, por ejemplo, el caso del terremoto de Antofagasta, $M_w = 8.0$, de 1995 en Delouis *et al.*, 1997). Estas consideraciones ponen de manifiesto que el conocimiento de la geometría y el movimiento de las fallas es fundamental para evaluar el peligro sísmico de una zona concreta.

II.5.2.1. Cálculo de mecanismos focales individuales

Aspectos históricos y teóricos

El problema de la determinación del mecanismo focal se planteó en el contexto de la investigación acerca de los procesos que tienen lugar en el foco y, lógicamente, la información de base para estudiarlo procede de las ondas sísmicas registradas en estaciones sobre la superficie de la tierra. Por eso el desarrollo de las teorías sobre el mecanismo ha sido paralelo al de la instrumentación sísmica. Así, los primeros estudios se realizaron a partir de sismogramas registrados en campo lejano que ofrecían una visión limitada del fenómeno, y sólo la aparición sucesiva de equipos de magnificación electrónica, acelerógrafos y sismógrafos de banda ancha, ha permitido disponer de una información ampliada a magnitudes pequeñas, campo próximo y altas y bajas frecuencias.

Como ya se ha comentado anteriormente, el modelo más sencillo para explicar el mecanismo de un terremoto es considerar una fractura de cizalla, de superficie plana y con dimensiones pequeñas compa-

radas con la distancia foco-estación y las longitudes de onda consideradas en el proceso de observación. Además, es posible demostrar que existe una equivalencia entre este tipo de fractura y un sistema de dos pares de fuerzas con momento total igual a cero. Uno de los pares está en la dirección de la dislocación y el otro en la dirección de la normal al plano de la fractura. Este resultado representa la base para el desarrollo de un procedimiento de cálculo del mecanismo focal a partir de las polaridades de las primeras llegadas de la onda P, proceso que se inicia en 1908 cuando Galitzin señala una correlación entre el sentido de polarización de las primeras llegadas de las ondas P y el del movimiento registrado en el sismograma de la componente vertical. En esta misma línea, las observaciones de Shida (1910) establecieron los grandes rasgos del patrón de radiación que debían ser explicados por los modelos de fuente sísmica. Teniendo en cuenta estas aportaciones, Nakano presentó en 1923 sus resultados del cálculo de los diagramas de radiación para una fuerza puntual y un par simple de fuerzas. Para éste último caso obtuvo una distribución de las polaridades en cuadrantes alternantes (ver capítulo anterior), en concordancia con los datos de observación.

Entre 1926 y 1938, Byerly desarrolló un método en el que se plantean implícitamente los conceptos de esfera focal, rayo sísmico, ángulo de partida y conservación de la polaridad a lo largo del rayo, basándose para ello en el modelo de rebote elástico (Reid, 1910) y el trabajo de Nakano. Posteriormente, llevó a cabo la construcción de un mecanismo focal bajo la hipótesis de un modelo de un simple par de fuerzas.

Por otro lado, Honda y sus colegas partiendo asimismo de los trabajos teóricos de Nakano, demostraron, entre 1931 y 1955, que el modelo de doble par de fuerzas permitía también interpretar los datos de polaridades observadas. Realizaron un estudio de los diagramas de radiación de las ondas P y S para ambos modelos (el simple par de fuerzas y el doble par de fuerzas con momento resultante nulo) y pusieron de manifiesto las diferencias existentes al considerar uno u otro tipo de ondas. Fue también Honda quien aportó el concepto de esfera focal de radio unidad y material homogéneo.

Koning introdujo en 1942 la proyección estereográfica para representar la esfera focal sobre un plano, facilitando así el manejo de los conceptos teóricos. Con ello, el estudio del mecanismo focal recibió un gran empuje pasando a ser un tema central en Sismología que a finales de la década de los 60 jugó un papel de gran importancia en el desarrollo de la tectónica de placas.

El punto de partida teórico es el teorema de representación en Sismología que al ser aplicado a la región focal, permite obtener, entre otros, los desplazamientos a distancia lejana (Aki y Richards, 1980). En general, éstos se pueden expresar como la convolución de la función de Green (respuesta del medio elástico a una fuerza impulsiva en el espacio y en el tiempo) y el tensor momento sísmico. Este tensor contiene la información de las constantes elásticas del medio y las orientaciones de la normal al plano de fractura (si ésta es puramente de cizalla), y de la dislocación sobre dicho plano. Bajo este enfoque, se puede establecer fácilmente la expresión de los desplazamientos en el campo lejano, tanto para las ondas P como para las S. En el caso de la onda P se tiene,

$$u_k^P = M_0 \delta(t-r/\alpha) (n_i l_j + n_j l_i) \gamma_k \gamma_i \gamma_j / (4 \cdot \pi \cdot \rho \cdot \alpha^3 r) \quad [5.4]$$

donde,

M_0 : escalar Momento sísmico ($=\mu \cdot \Delta u \cdot S$),

μ : coeficiente de cizalla,

Δu : dislocación (diferencia de desplazamiento entre los dos lados de la fractura),

S : área de la fractura,

δ : Delta de Dirac,

r : distancia hipocentral,

n_i, l_j : componentes de los vectores normales al plano de fractura y a la dirección de la distancia,

γ_i : cosenos directores de la posición del punto de observación, con respecto al foco,

α : velocidad de la onda P,

ρ : densidad del medio,

esta expresión se denomina patrón de radiación del campo lejano de una fractura de cizalla para la onda P.

Si se plantea la geometría descrita en la figura 5.2.1.1 donde la fractura se sitúa en el plano (x_1, x_2) y la dislocación en la dirección de x_1 , se tiene:

normal al plano : $\mathbf{n} = (0,0,1)$

dislocación : $\mathbf{l} = (1,0,0)$

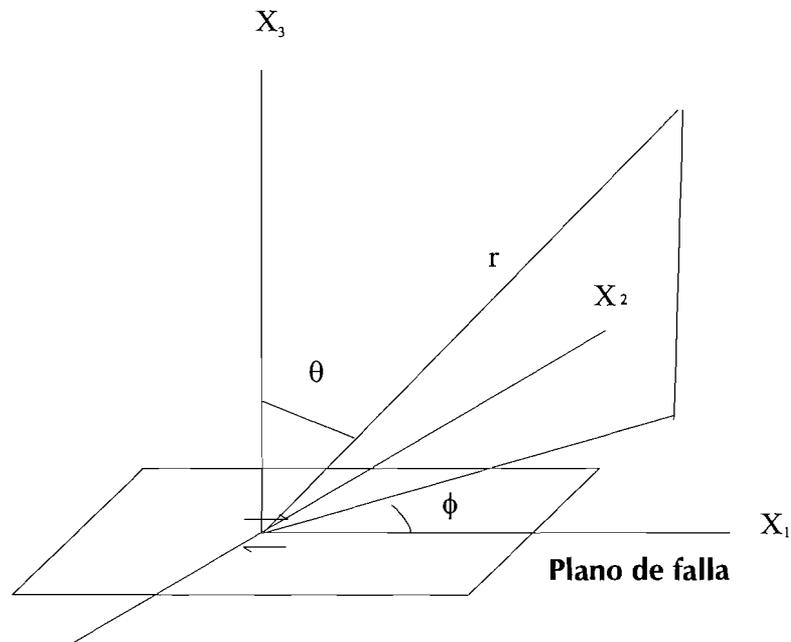


Figura 5.2.1.1: Geometría de la fractura, donde la dislocación de la cizalla se encuentra en el plano (X_1, X_2) y en la dirección X_1 . El patrón de radiación se observa sobre el plano (X_1, X_3) .

Por tanto, si se calcula la función de radiación sólo para los puntos pertenecientes al plano (x_1, x_3) , quedará expresada de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} u_1^p &= \text{sen } 2\theta \cos \theta \\ u_3^p &= \text{sen } 2\theta \text{sen } \theta \end{aligned} \quad [5.5]$$

Entonces, el desplazamiento es radial y su amplitud $|u^p|$ es:

$$|u^p| = |\text{sen } 2\theta| \quad [5.6]$$

El gráfico de esta función se muestra en la figura 5.2.1.2.

Se debe tener en cuenta también la existencia de otros métodos que utilizan fases diferentes de la P para calcular el mecanismo focal. Ya en 1957, Honda empleó la relación de las amplitudes de las ondas P y S como complemento a los datos del signo de la P. Más recientemente, Udías y Baumann (1969) desarrollaron un algoritmo numérico con este mismo objetivo, utilizando conjuntamente los datos de polarización de las ondas S y las polaridades de la P. En la década de los 80, Brillinger, Udías y Bolt propusieron una nueva técnica numérica para el tratamiento de la onda P, en la que se introduce la función de verosimilitud como parámetro de calidad del mecanismo focal.

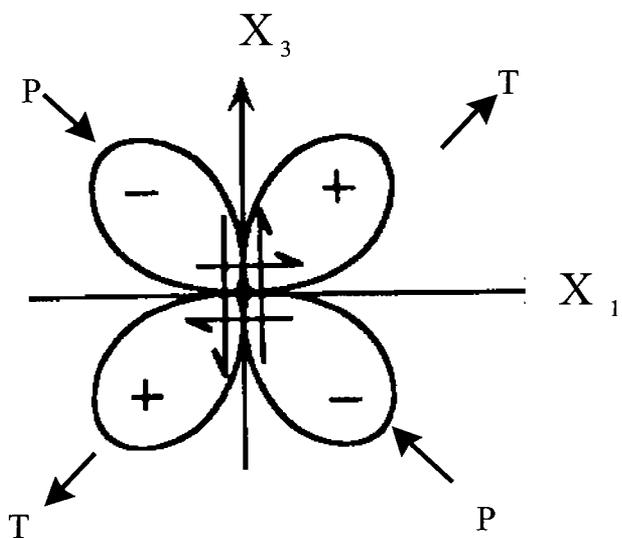


Figura 5.2.1.2: Patrón de radiación de las ondas P, para el modelo de doble par de fuerzas.

Aspectos prácticos

Metodológicamente, para la construcción del mecanismo focal a partir de las primeras llegadas de la onda P, se toma como base el modelo del doble par de fuerzas. Este modelo introduce una incertidumbre sobre cuál de los dos planos nodales es el de falla que sólo puede solucionarse considerando otros criterios como, por ejemplo, la observación de la falla en la superficie o la estimación del tensor de esfuerzos actual.

La finalidad del método es determinar los parámetros de los dos planos nodales que separan el espacio en cuadrantes alternados de compresión y dilatación de acuerdo con el diagrama de la función

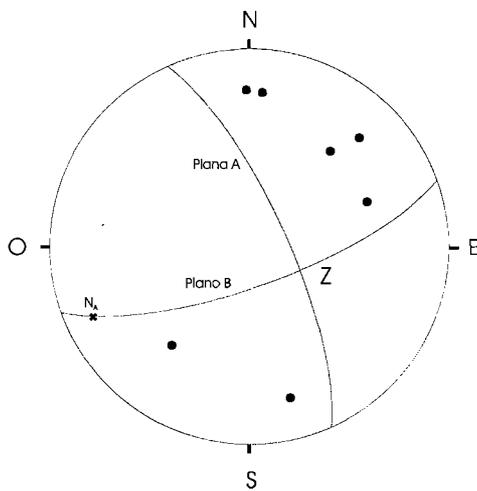


Figura 5.2.1.3: Ejemplo de mecanismo focal de un evento sísmico en Béticas Externas (18.12.95). Se muestran los planos nodales A y B; N_A representa el polo de plano A.

de radiación de las ondas P (figura 5.2.1.2.). Estos parámetros son: el acimut de la traza del plano, el buzamiento y la dislocación. Dichos elementos, además de los ejes P, T y B y las normales a los planos nodales, serán expresados gráficamente utilizando los conceptos de esfera focal y representación estereográfica. La primera es una esfera ideal de radio unidad, con centro en el foco y en la que el medio es homogéneo con lo que los rayos que van del centro a la superficie de la esfera son segmentos de recta. Cada rayo emergente que parte del centro será identificado por su acimut, su ángulo de partida y su polaridad (signo de la función de la radiación). Su intersección con la esfera focal servirá para identificar la estación que registra la onda P correspondiente. Como la observación de puntos y planos sobre

la esfera focal puede resultar incómoda si no se dispone de herramientas gráficas que faciliten esta labor, se utiliza la proyección estereográfica de dichos elementos geométricos sobre el plano ecuatorial de la esfera focal. Generalmente, se utilizan las proyecciones de Schmidt y de Wulff.

Los pasos a seguir para obtener esta representación y estimar los parámetros de los planos nodales son:

1. Lectura de la dirección de movimiento (polaridad) para cada estación que ha registrado un mismo terremoto. La lectura se realiza sobre los sismogramas de la componente vertical de movimiento.
2. Obtención de los correspondientes acimutes y ángulos de partida a partir de la localización del terremoto y del emplazamiento de las estaciones sísmicas de registro. Esta información forma parte de los resultados obtenidos al resolver el problema denominado trazado de rayos sísmicos (problema directo) y, habitualmente, está incluida en los ficheros resultantes de los programas de localización hipocentral.
3. Representación estereográfica de la información citada en 1 y 2. Las compresiones y dilataciones se representan utilizando, respectivamente, pequeños círculos negros y blancos.
4. Separación de estos puntos, mediante dos planos, en cuadrantes alternantes con respecto al tipo de polaridad. Los acimutes y buzamientos de dichos planos pueden ser medidos directamente.
5. Determinación del ángulo de deslizamiento considerándose primero las normales a cada plano nodal (A o B). La normal al plano A indicará la dirección del deslizamiento sobre el plano B (figura 5.2.1.3).

La proyección resultante se denomina mecanismo focal del terremoto. La figura 5.2.1.4. resume la equivalencia existente entre estas representaciones y los diferentes tipos de fallas.

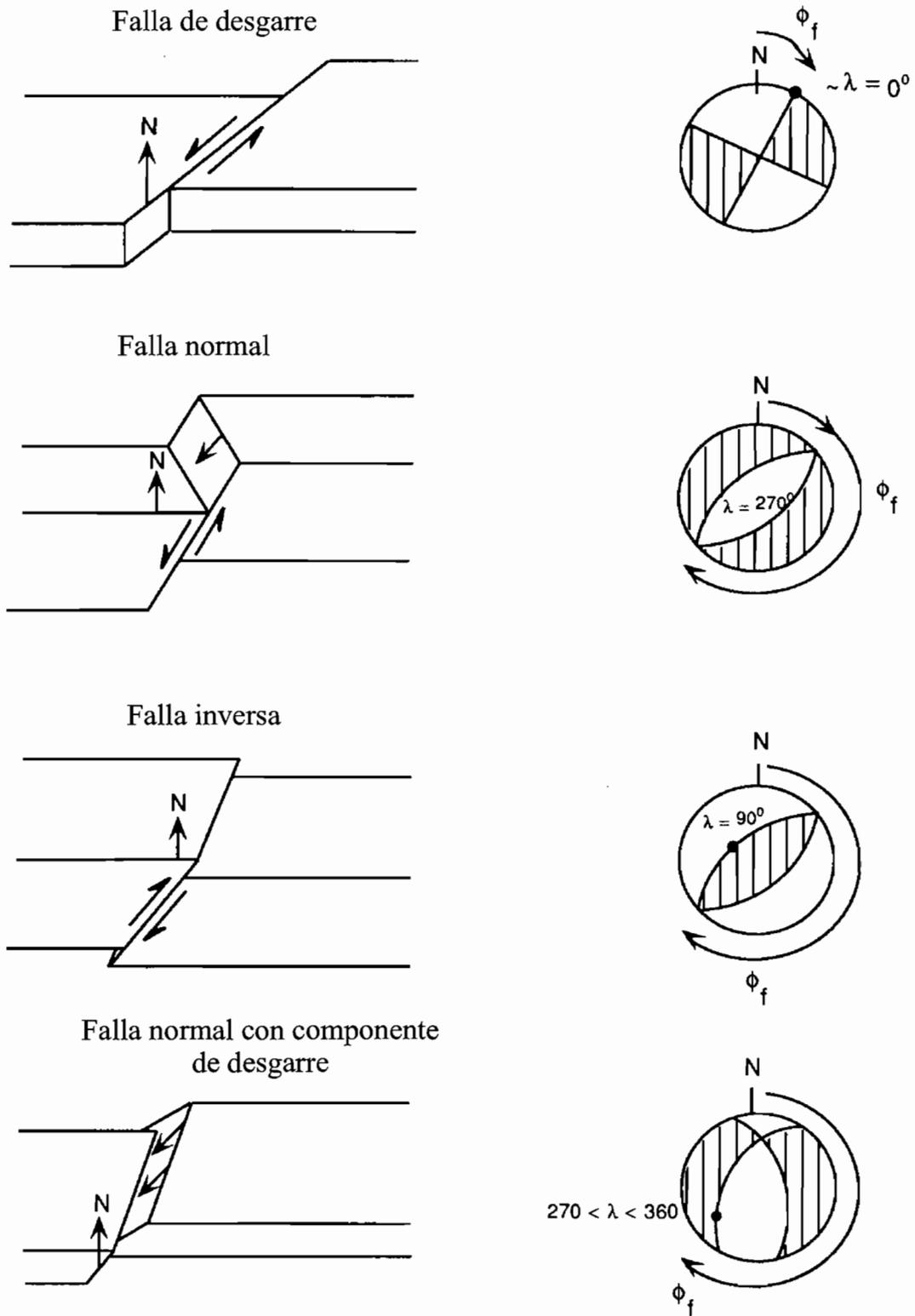
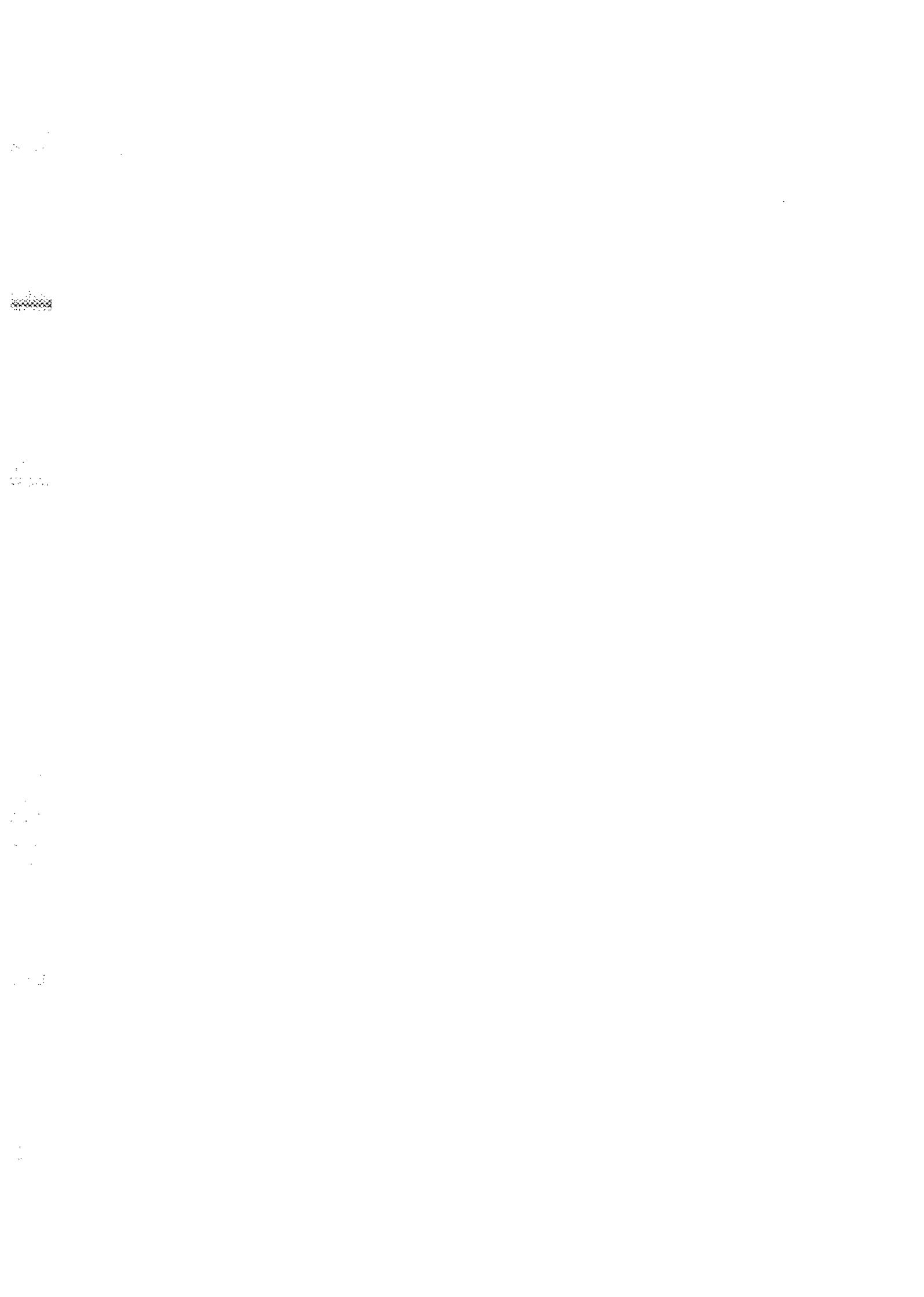


Figura 5.2.1.4: Tipos de falla básicos y sus correspondientes mecanismos focales (adaptado de Lay & Wallace, 1995).



III. Metodología



III. Metodología

III.6. Métodos de análisis poblacional de fallas y mecanismos focales de terremotos

Desde finales de los años 70, se ha venido desarrollando una metodología de análisis de las poblaciones de fallas que consiste en el desarrollo de numerosos métodos (numéricos, gráficos geométricos y mecánicos) para obtener los paleoesfuerzos que activaron las fallas que se observan en el campo. De todos estos métodos, los que más desarrollo y difusión han alcanzado han sido los que están basados en las relaciones entre esfuerzo y deslizamiento descritas por Wallace (1951) y por Bott (1959).

Desarrollo histórico de los métodos de inversión

Anderson (1951) fue el primer autor que estableció una relación entre el estado de esfuerzos y la fracturación de las rocas, a partir del criterio de fracturación de Navier-Coulomb. Este modelo clásico es aún válido para sistemas de fallas de neoformación y con cabeceos *puros* (es decir, de 90° ó 0°, figura 6.1).

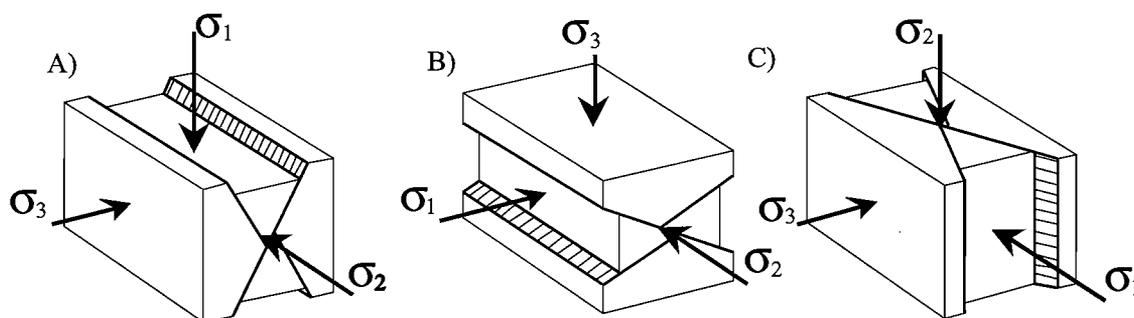


Figura 6.1: Modelo de fracturación de Anderson (1951), con los sistemas de fallas conjugadas relacionados con los tres tipos de regímenes de esfuerzos: A) fallas normales, B) fallas inversas y C) fallas en dirección.

Bott (1959) propone una relación entre la orientación y la forma del elipsoide de esfuerzos que actúa sobre un plano previo, con la orientación de la máxima componente de cizalla (τ) sobre dicho plano. Esta relación es la denominada *ecuación de Bott*, base de numerosos métodos posteriores de inversión de esfuerzos:

$$\text{TAN}(\theta) = \frac{n}{lm} (m^2 - (1 - n^2) R') \quad [6.1]$$

siendo R' la razón de esfuerzos (*stress ratio* o factor de forma) que proporciona la forma del elipsoide de esfuerzos:

$$R' = \frac{\sigma_z - \sigma_x}{\sigma_y - \sigma_x} \quad [6.2]$$

para:

θ = cabeceo de la estría sobre el plano de falla.

l, m, n = cosenos directores del plano de falla en el sistema de referencia de los ejes principales de esfuerzo.

σ_z = esfuerzo principal vertical.

σ_y = esfuerzo principal horizontal máximo.

σ_x = esfuerzo principal horizontal mínimo.

Según sea el valor de R' , los elipsoides de esfuerzos se clasifican en siete tipos (tabla 6.1).

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
$0 < R' < 1$	$\sigma_y > \sigma_z > \sigma_x$	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 6.1: Clasificación del régimen de esfuerzos en función del valor de R' y las magnitudes relativas de los tres ejes principales de esfuerzos.

Arthaud (1969) propone un modelo que relaciona los ejes de esfuerzos y el movimiento de fallas previas. Este método fue el primero que intentó solucionar el problema inverso de la reconstrucción de los paleoesfuerzos mediante el análisis gráfico de los deslizamientos sobre planos de debilidad con todas las orientaciones posibles.

Posteriormente Mercier (1976) demostró que aunque el método de Arthaud no se podía aplicar para el caso general, era válido para los elipsoides de revolución ($\sigma_1 = \sigma_2$ ó $\sigma_2 = \sigma_3$).

El análisis aplicado por Arthaud y Choukroune (1972) para el caso particular de los movimientos direccionales sobre planos de debilidad, también fue un paso importante.

Es a partir de finales de los sesenta y a principios de los setenta, cuando se desarrollan numerosos intentos de reconstrucciones de paleoesfuerzos basados en el análisis microtectónico frágil, destacando el grupo de Montpellier (Choukroune, 1973; Mattauer, 1976). El principal problema de estas tentativas fue la utilización de técnicas geométricas más que numéricas.

Así, Pegoraro (1972) propone el *método de los diedros rectos*, un método gráfico que Angelier y Mechler (1977) difunden y ponen en marcha posteriormente a través de ordenador, lo que lo hace fácilmente aplicable. Este método es de utilidad, tanto en tectónica como en sismología, y aunque se trata de un método mecánicamente correcto, no obtiene de los datos de los deslizamientos toda la información posible (Angelier, 1994; De Vicente *et al.*, 1992a). La combinación con la

información adicional obtenida a partir de otras estructuras tales como diaclasas (Price, 1969; Hancock, 1985), grietas de tracción y estilolitos (Arthaud y Mattauer, 1969), tuvo también una gran importancia.

Carey y Brunier (1974) y Carey (1976), desarrollan el primer método numérico para deducir tensores de esfuerzo a partir de planos y estrías de falla, que ha sido la base para el desarrollo de numerosos métodos posteriores. Invirtieron el razonamiento de Bott (1959) y propusieron calcular un *tensor de esfuerzos reducido* a partir de un conjunto de datos que incluye las direcciones de movimiento definidas por las estrías de movimiento sobre planos de falla con diferentes orientaciones.

Este análisis representa un paso fundamental en el avance de los estudios tectónicos de poblaciones de fallas, y permitió el desarrollo posterior de numerosos métodos con mejoras y análisis adicionales.

De todos los métodos y trabajos posteriores, cabe destacar los siguientes: Armijo y Cisternas (1978), Armijo *et al.* (1982), Carey (1976, 1979), Angelier (1979, 1984, 1989, 1990), Angelier *et al.* (1982), Etchecopar *et al.*, (1981, 1988), Etchecopar (1984), Simón (1984, 1986), Michael (1984), Aleksandrowsky (1985), Sassi y Faure (1986), Reches (1978, 1983, 1987), Reches y Dieterich (1983), Lisle (1987), De Vicente (1988), Etchecopar y Mattauer (1988), Galindo y González Lodeiro (1988), Gephart y Forsyth (1989), Gephart (1990), Marrett y Allmendinger (1990), Rivera y Cisternas (1990), Will y Powell (1991, 1992), Fry (1992), Reches *et al.* (1992), Ritz (1994), Delvaux (1994), Yin y Ranalli (1995), etc...

La mayoría de estos métodos utilizan la ecuación de Bott, diferenciándose entre sí en la manera de buscar y minimizar el error en la solución. No obstante, algunos suponen planteamientos geométricos (Aleksandrowsky, 1985), mecánicos (Reches, 1983), o bien la búsqueda de más incógnitas del tensor reducido de esfuerzos (Reches, 1987; Reches *et al.*, 1992; Yin y Ranalli, 1995).

En este Proyecto se han utilizado diversos métodos de análisis poblacional de fallas y mecanismos focales de terremotos, debido a que cada uno de ellos sigue una aproximación diferente. De este modo, si existe una convergencia de las soluciones, tendremos un mayor grado de certidumbre sobre la fiabilidad de la solución obtenida. Por este motivo se han aplicado el método gráfico de los *diedros rectos* (Angelier y Mechler, 1977), el *modelo de deslizamiento* (Reches, 1983; De Vicente, 1988), y dos métodos dinámicos basados en la ecuación de Bott: el *método de Rivera* (1989) y *Rivera y Cisternas* (1990), sólo para terremotos, y el *método de inversión de esfuerzos* (Reches, 1987; Reches *et al.*, 1992). Para cada uno de los métodos utilizados se van a describir brevemente las bases teóricas, las premisas que se deben cumplir para que sea aplicable y, por último, un comentario sobre las ventajas de su uso, así como las limitaciones teóricas y prácticas que presentan.

II.6.1. 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 (figura 6.1.1). 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).

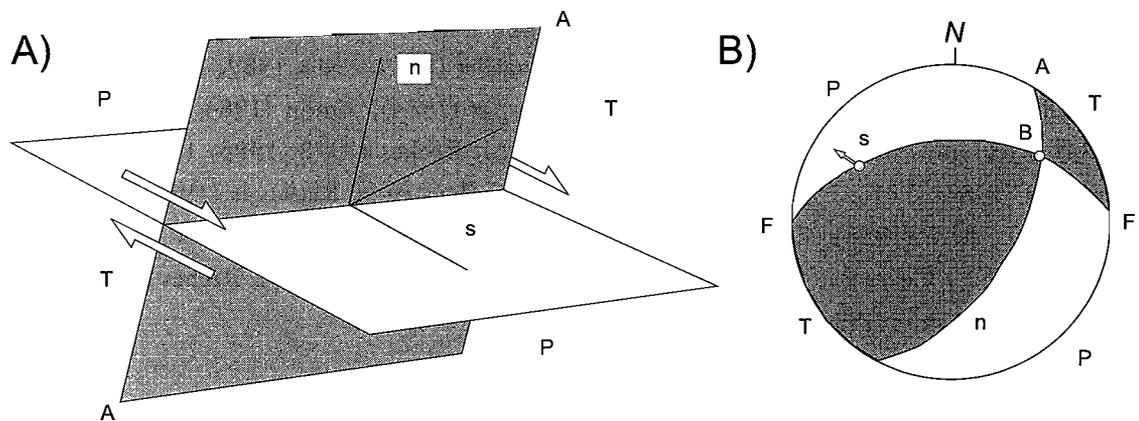


Figura 6.1.1: Diedros rectos y mecanismo focal de una falla. A) en perspectiva y B) en proyección estereográfica (semiesfera inferior). F, plano de falla; A, plano auxiliar; n, vector unitario normal al plano de falla; s, vector unitario de deslizamiento; B, intersección de los planos F y A; P, diedro compresivo y T, diedro extensivo.

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 .

Principios del método

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 princi-

pales 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 (figura 6.1.2). 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

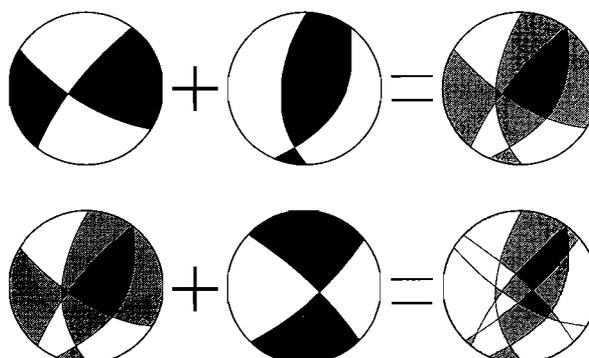
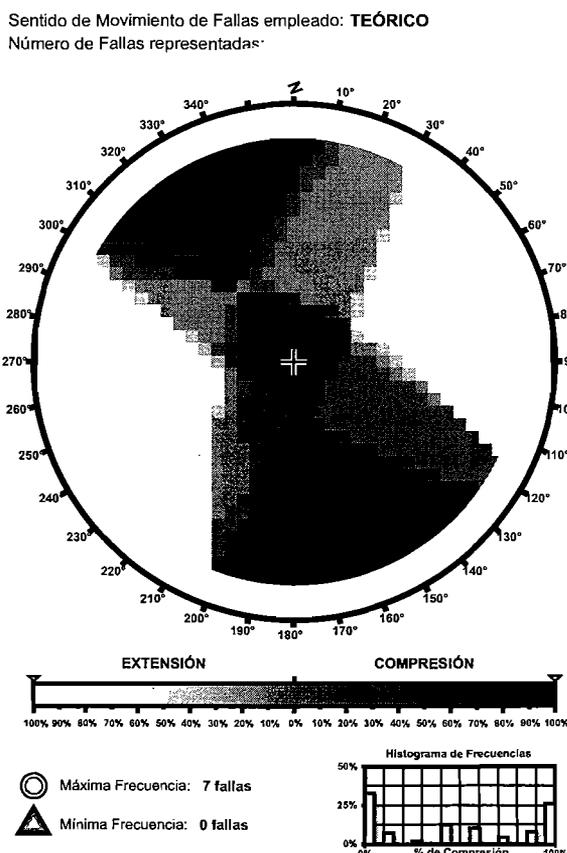


Figura 6.1.2: Procedimiento gráfico del método de los diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977) para dos fallas. En oscuro compresión, en claro extensión.

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 fue descrito por De Vicente *et al.* (1992a) (figura 6.1.3).



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.

Figura 6.1.3: Diagrama de diedros rectos tipo obtenido con el módulo DREC del programa CRATOS.

Interpretación de los resultados

Conviene resaltar que los ejes de compresión y extensión medios obtenidos tienen escaso valor cuando los dominios de P y T son grandes. Esto es así debido a que σ_1 y σ_3 no tienen por qué ocupar las zonas centrales de los dominios, sino que pueden ocupar cualquier parte del cuadrante. En este sentido, las proyecciones de los ejes P y T, situados en la bisectriz de los diedros como aproximación al cálculo de la solución, sólo tienen un valor aproximado, ya que físicamente estas posiciones indican las zonas de máxima radiación de las ondas sísmicas pero no tienen por qué coincidir con las orientaciones de los ejes principales de esfuerzos. Sin embargo, cuando los dominios son pequeños, y además presentan orientaciones perpendiculares entre sí, los resultados del método son consistentes con los obtenidos con otros métodos de análisis de poblaciones de fallas.

La precisión de los resultados es claramente dependiente de las orientaciones geométricas de las fallas y de las estrías: cuanto más diversificadas sean las orientaciones, más ajustadas serán las zonas compatibles en compresión y tensión. Para esto resulta muy conveniente obtener datos no sólo de fallas con cabeceos puros (90 ó 0°),

sino también de fallas oblicuas.

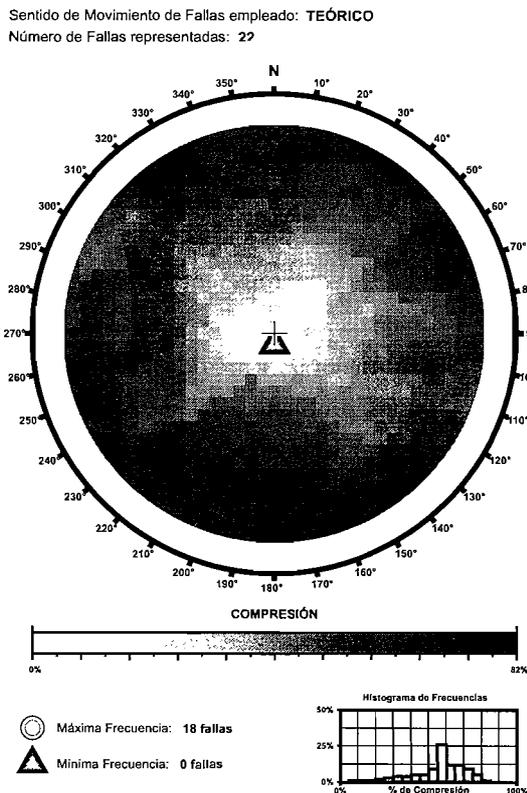


Figura 6.1.4: Diagrama de diedros rectos de revolución obtenido con el módulo DREC del programa CRATOS.

Por otro lado, hay que tener en cuenta que si los valores relativos de dos de los ejes de esfuerzo principal son similares (elipsoides de revolución), no se podrán encontrar las posiciones concretas de éstos (figura 6.1.4).

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.

Por lo que se refiere a los principales inconvenientes, cabe destacar que, al tratarse de un método gráfico, las soluciones que ofrece son cualitativas (con un

grado de ambigüedad a veces importante), y en principio, no aporta datos sobre la forma del elipsoide responsable del movimiento de las fallas. Además, a menudo los ejes de esfuerzos *aparentes* quedan poco o nada definidos, aparecen inclinados de un modo irreal, o éstos no son perpendiculares entre sí. En este sentido, De Vicente *et al.* (1992a) realizan un estudio de las figuras de interferencia de diagramas de diedros rectos que se producen al sumar los diagramas de dos poblaciones de fallas con distintas características originadas bajo una misma dirección de acortamiento horizontal. Estos autores demuestran que pueden aparecer ejes inclinados producidos por la adición de dos diagramas originados bajo la acción de un elipsoide con un eje vertical común.

III.6.2. El modelo de deslizamiento

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 (ϵ). Este modelo se deduce a partir del criterio de fractura de Navier-Coulomb, e incluye como un caso particular (deformación *plana*, $\epsilon_2 = 0$) el conocido modelo de fracturación de Anderson (1951), el cual presenta una simetría de los planos de falla de tipo *monoclinica*.

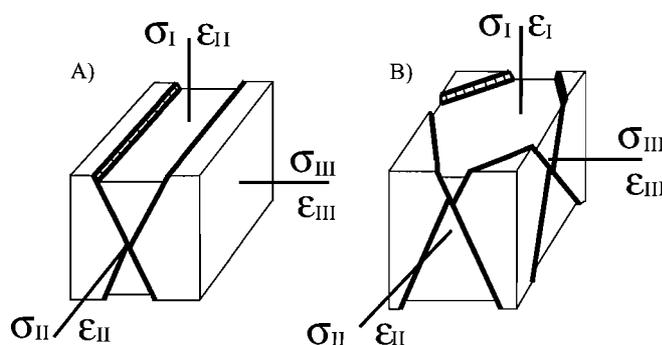


Figura.6.2.1: Geometría comparada de los planos de falla según el modelo de Reches (1983): A) caso biaxial con simetría monoclinica (modelo de Anderson, 1951) y B) caso triaxial con simetría ortorrómbica.

El modelo de deslizamiento supone que, en el caso más general (elipsoide de deformación triaxial, $\epsilon_1 \neq 0$, $\epsilon_2 \neq 0$, $\epsilon_3 \neq 0$), las fallas se disponen en cuatro familias con dos direcciones y buzamientos contrarios (figura 6.2.1), debido a que estas geometrías son las que mejor disipan la energía durante la deformación frágil. Para que se produzca el deslizamiento, Reches asume que hay que vencer una resistencia cohesiva y friccional. El modelo de deslizamiento es válido para un comportamiento isótropo del macizo rocoso (un número suficiente de planos de debilidad con distintas orientaciones en la roca), o bien para fallas de neoformación.

Las condiciones que han de cumplirse para que sea aplicable el modelo, son:

- a) El terreno ha de tener un número elevado de discontinuidades dispuestas aleatoriamente anteriores a la deformación, o bien ser fallas de neoformación.
- b) La deformación se resuelve por deslizamiento sobre unos pocos planos de falla, que son los que requieren una disipación mínima de energía para mantener el deslizamiento.
- c) La deformación es homogénea (existe un número suficientemente elevado de fallas de cada conjunto).
- d) La resistencia al deslizamiento en los planos de falla sigue la ley de Navier-Coulomb, es decir hay una resistencia cohesiva y friccional.
- e) Los ejes principales de esfuerzo y de deformación son paralelos, y la distribución de los esfuerzos es homogénea.

Cabe destacar que la presencia de sistemas conjugados de fallas, con ambos tipos de simetrías, es un hecho muy común en diferentes situaciones geotectónicas (Hancock, 1985; Underhill y Woodcock, 1987; De Vicente, 1988; Krantz, 1988; Marrett y Allmendinger, 1990; Angelier, 1989, 1994).

Aplicación del modelo de deslizamiento

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

$$K' = \frac{e_y}{e_z} \quad [6.3]$$

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

De Vicente (1988) propone una metodología que facilita el uso del modelo de deslizamiento, estableciendo una serie de ecuaciones que relacionan a K' y a ϕ con los valores angulares de las fallas medibles 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).

Para los elipsoides de tipo *direccional* (e_y de carácter contrario, compresivo o extensivo, a e_z) las ecuaciones son:

$$P = \sin^2 B * \cos^2 C \quad [6.4]$$

$$\phi = \arcsin \left[\frac{(2 \sin^2 B - P - 1)}{\sqrt{(1 - P)}} \right] \quad [6.5]$$

siendo ϕ el ángulo de rozamiento interno en el momento del movimiento.

Si a partir de [6.5] se obtiene que $\phi > 0$, entonces e. (eje principal vertical de la deformación) tiene carácter de acortamiento (fallas normales); mientras que si $\phi < 0$ la falla es inversa, en cuyo caso se toma el valor $|\phi|$. El resto de las ecuaciones a aplicar son distintas para las fallas normales e inversas.

- Fallas normales:

$$K' = \frac{P}{(1 - P)} \quad [6.6]$$

$$S = 2 \arcsin \sqrt{\frac{K'}{\tan^2 B}} \quad [6.7]$$

Siendo S el ángulo de separación en el plano horizontal de las dos familias de fallas con buzamientos contrarios. La dirección del máximo acortamiento horizontal (Dey) se obtiene a partir de la dirección de la falla (D), según:

$$Dey = D \pm \left(90 - \frac{S}{2} \right) \quad [6.8]$$

- Fallas inversas:

$$S = 2 \arcsin \left(\frac{K' + 1}{-\tan^2 B} \right) \quad [6.9]$$

Utilizando estas expresiones se obtiene para cada falla la orientación del máximo acortamiento horizontal (Dey), un valor del ángulo de rozamiento interno de la roca durante el deslizamiento (ϕ) y otro del parámetro K' , que nos permite conocer la forma del elipsoide de deformación (trece tipos, tabla 6.II).

	$K' = +\infty$	Deformación por cizalla pura	$(ez = 0; -ex = ey)$	DESGARRES (deformación plana)
SECUENCIA NORMAL	$+\infty > K' > 1$	Deformación por cizalla con componente extensional	$(-ex > ey > ez)$	DESGARRES NORMALES
	$K' = 1$		$(-ex > ey = ez)$	
	$1 > K' > 0$	Deformación extensional con componente de cizalla (deformación plana)	$(-ex > ez > ey)$	Fallas NORMAL DIRECCIONALES
	$K' = 0$		$(-ex = ez; ey = 0)$	
	$0 > K' > -0,5$	Deformación extensiva radial	$(ez > -ex > -ey)$	Fallas NORMALES
	$K' = -0,5$	Deformación extensiva radial pura	$(ez > -ex = -ey)$	
SECUENCIA INVERSA	$K' = -0,5$	Deformación compresiva radial pura	$(-ez > ex = ey)$	
	$-1 > K' > -0,5$	Deformación compresiva radial (deformación plana)	$(-ez > ey > ex)$	Fallas INVERSAS
	$K' = -1$		$(-ez = ey; ex = 0)$	
	$-2 < K' < -1$	Deformación compresiva con componente de cizalla	$(ey > -ez > -ex)$	Fallas INVERSO DIRECCIONALES
	$K' = -2$		$(ey > -ex = -ez)$	
	$-\infty < K' < -2$	Deformación por cizalla con componente compresional	$(ey > -ex > -ez)$	DESGARRES INVERSOS
	$K' = -\infty$	Deformación por cizalla pura	$(ey = -ex; ez = 0)$	DESGARRES (deformación plana)

Tabla 6.II: Tipos de elipsoides de deformación y valores de K' asociados.

Si enfrentamos los posibles valores de cabeceo y buzamiento de una falla, resultan cuatro campos de posibles relaciones C/B que definen tipos de fallas diferentes. Es el *diagrama C/B* (figura 6.2.2). En este gráfico, las áreas 1 y 3 presentan fallas con mayor movimiento en dirección

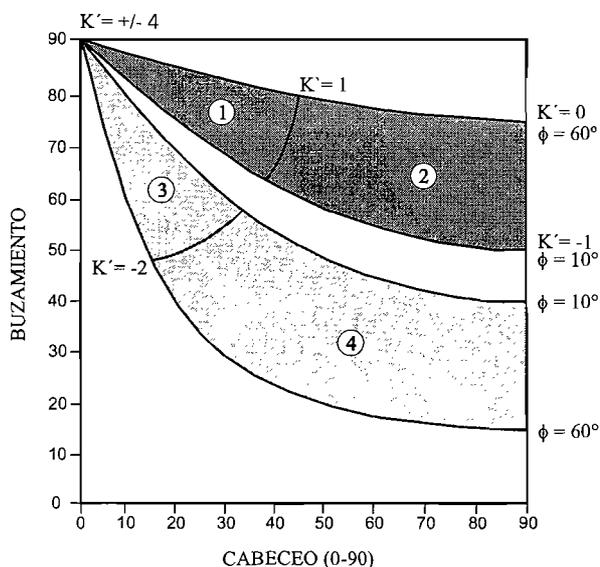


Figura 6.2.2: Diagrama Cabeceo / Buzamiento, con los cuatro tipos de fallas resultantes: 1) direccional-normal, 2) normal-direccional, 3) direccional-inversa y 4) inverso-direccional (De Vicente, 1988).

(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_x (fallas normales), mientras que las 3 y 4 lo son de extensión según e_x (fallas inversas). Los casos extremos ($B = 90^\circ, C = 90^\circ$) corresponden a los elipsoides de tipo *deformación plana* ($e_x = 0$) para los que sólo existen dos familias de fallas, lo que constituye el modelo de fracturación de Anderson (1951).

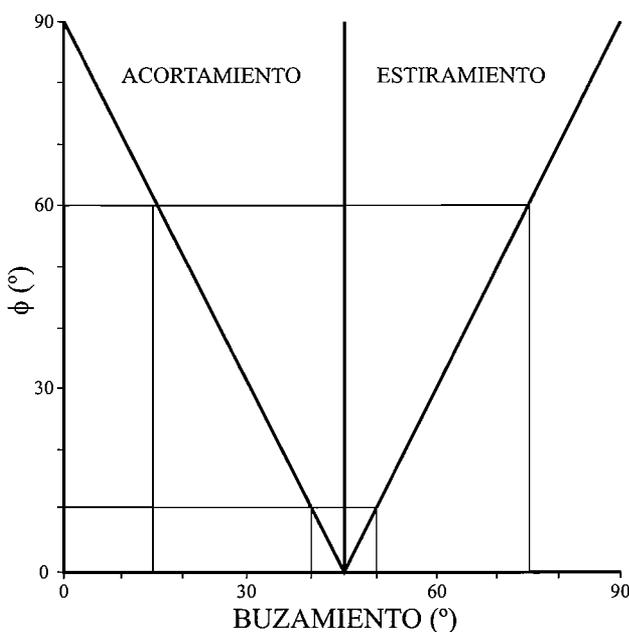
Al ser un método directo, cada falla aporta una solución, por lo que De Vicente (1988) propone el empleo del *diagrama*

Ey/K' , que enfrenta los posibles valores de K' (tipos de elipsoides) con la dirección de máximo acortamiento horizontal (Dey) (figura 6.2.3). Este tipo de diagrama, junto a las rosas de direcciones de Dey, son muy útiles a la hora de separar grupos de fallas que se acomodan a una misma dirección de acortamiento horizontal.

Casos Radiales

Para los elipsoides de tipo *radial* (cuando coexisten dos ejes de acortamiento o estiramiento en la horizontal, radial puro si $e_x = e_y$), las ecuaciones se simplifican siendo directamente proporcional el buzamiento al ángulo de rozamiento interno (ϕ) (figura 6.2.4). En estos casos radiales, tanto de extensión como de compresión, aparecen dos modas de direcciones de acortamiento o estiramiento máximo horizontal, lo que puede confundir la interpretación de los resultados.

Conviene recordar que los casos de compresión radial son muy raros, debido a que desde un punto de vista mecánico resulta muy difícil la coexistencia de fallas inversas puras ortogonales



actuando a la vez. Por el contrario, los casos de extensión radial más o menos pura sí son comunes, y pueden llevar a la interpretación errónea de que existen dos episodios de extensión uniaxial diferentes, cuando lo que sucede es que sólo hay una única etapa de extensión radial.

Tanto en el modelo de deslizamiento como el método de los diedros rectos, la posición del eje de máxima compresión horizontal en los casos radiales se sitúa en la bisectriz del ángulo

Figura 6.2.4: Diagramas de relación entre el buzamiento de la falla y el ángulo de rozamiento (ϕ) para el caso de las fallas radiales (De Vicente, 1988).

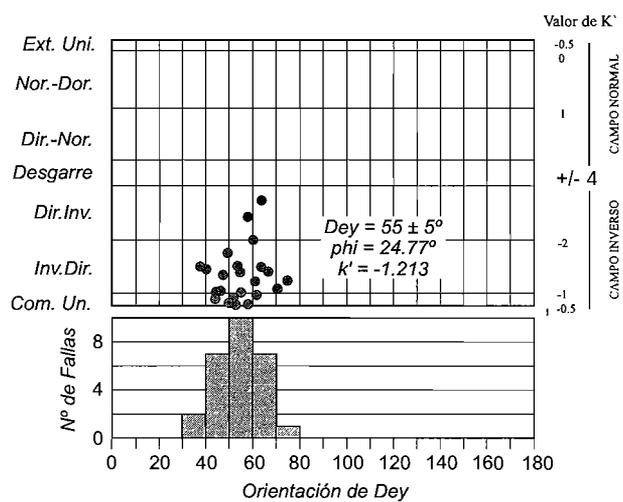


Figura 6.2.3: Diagrama Ey/K' , e histograma de direcciones de compresión (Dey) para una población de fallas.

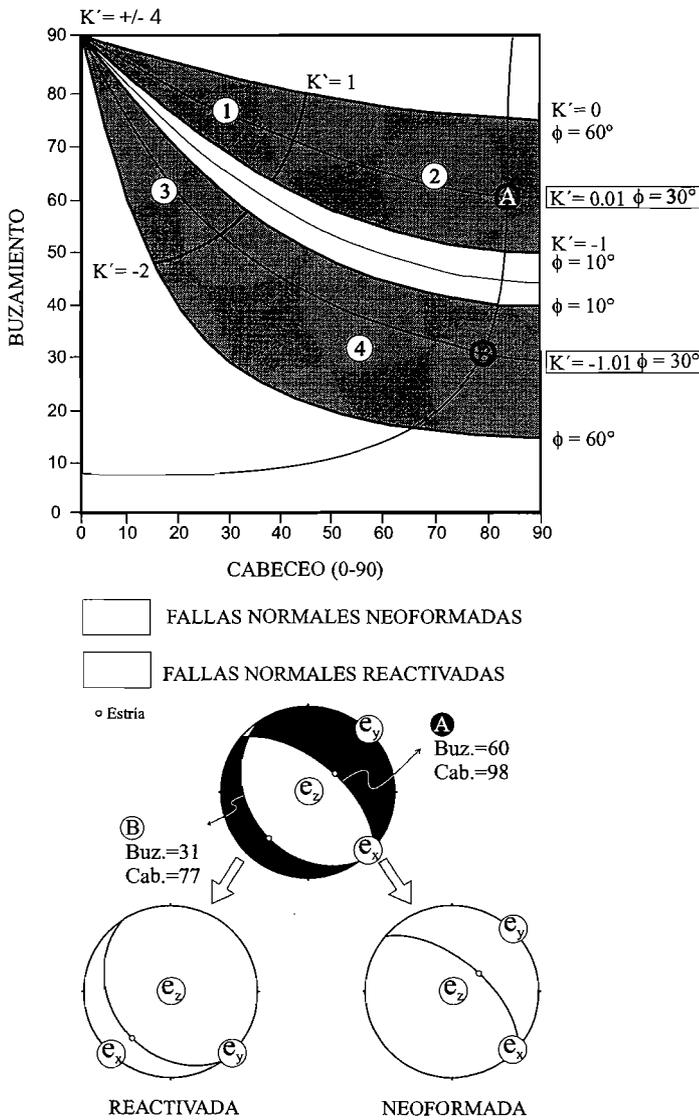


Figura 6.2.5: Diagrama cabeceo/buzamiento en el que se proyectan los dos planos nodales de un mecanismo focal A y B, en el que se representan los campos 1-normal direccional, 2-normal, 3-inverso direccional y 4-inverso.

(figura 6.2.5). La posibilidad de movimiento en los planos nodales *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 (figura 6.2.6). Por ejemplo, según esto será más probable el movimiento, bajo regímenes compresivos, de fallas inversas con buzamientos de 50° que de 80° . No obstante, la forma del elipsoide de deformación y la posición de los ejes principales que se deducen del plano *neoformado* son los mismos que para el *reactivado*. Esto quiere decir que a partir de una población de mecanismos focales se pueden deducir de forma directa los parámetros del tensor

agudo de las dos direcciones de las fallas (figura 6.2.1B). Por el contrario, la ecuación de Bott sitúa en los casos radiales puros los ejes horizontales paralelos a las direcciones de las fallas. No obstante, dado que en estos casos las magnitudes de los esfuerzos horizontales son parecidas ($\sigma_x \approx \sigma_y$ o $\epsilon_y \approx \epsilon_x$), esta discrepancia no tiene consecuencias importantes.

Este modelo no debe aplicarse a fallas reactivadas, aunque sí es lícito hacerlo para definir qué fallas han de ser necesariamente reactivadas. No obstante, en materiales recientes puede pensarse que la mayor parte de las fallas son neoformadas.

Según el modelo de deslizamiento, en el caso de mecanismos focales de terremotos, puede demostrarse que si los dos planos nodales tienen geometrías diferentes (buzamiento del plano o cabeceo del deslizamiento), necesariamente uno de ellos es reactivado y el otro neoformado

de deformación (y de aquí el de esfuerzos), aunque no se pueda determinar, en muchas situaciones, cuál de los dos planos nodales es la falla.

En nuestro caso, se ha seleccionado el plano *neoformado* como falla, ya que facilita el análisis mediante el resto de los métodos de inversión. No obstante, los resultados son mecánicamente compatibles con ambos planos nodales.

Las principales *ventajas* que ofrece el *modelo de deslizamiento* frente a otros métodos de análisis poblacional de fallas, son las siguientes:

1. Se trata de un método directo que proporciona una solución para cada falla, por lo que en el caso de tener pocos datos de fallas muy significativas, obtendremos información de cada una de ellas.
2. El método es capaz de otorgar un sentido de movimiento teórico para aquellas fallas a las que no se ha podido asignar en el campo, sobre todo si se sabe que son neoformadas. En determinadas estaciones donde se tengan algunos sentidos de movimiento obtenidos en el campo, si estos coinciden con los del modelos de deslizamiento, se podrá extrapolar a los datos donde no se hayan podido deducir.
3. El modelo de deslizamiento se revela especialmente útil para separar, de todo un conjunto de fallas con características diferentes, aquellos grupos que se acomodan a una dirección de acortamiento (o de estiramiento) horizontal común. Este hecho facilita enormemente la separación de conjuntos de datos para el cálculo posterior con métodos de inversión basados en la ecuación de Bott (1959).
4. Es un método especialmente útil para el análisis de los mecanismos focales de terremotos (Capote *et al.*, 1991; Giner, 1996).

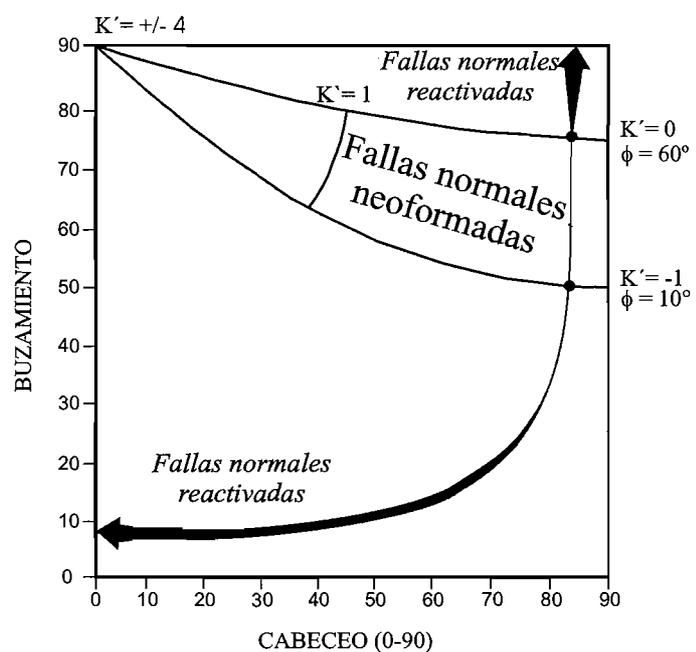


Figura 6.2.6: Diagrama cabeceo/buzamiento en el que se muestran los campos de fallas normales neoformadas y reactivadas.

Interpretación de los resultados

A pesar de las ventajas descritas, este método, como todos, presenta algunas limitaciones que hay que tener en cuenta a la hora de interpretar los resultados:

1. Al ser un método mecánico basado en el criterio de Navier-Coulomb, en según qué condiciones (fricciones anómalas, datos muy superficiales,...), puede haber fallas que no se adapten al modelo. Estos casos se descubren por la no coincidencia entre el movimiento de la falla que predice el modelo a partir de sus características geométricas y el tipo de movimiento que se observa en el campo. En estos casos el modelo de deslizamiento no es aplicable y habrá que recurrir a otros métodos de análisis.
2. En el caso de las fallas en dirección, unos pocos grados de error ($< 5^\circ$) pueden hacer caer a una falla en el campo opuesto desde un punto de vista teórico. Dado el grado de error en la toma de datos en el campo y las propias irregularidades naturales de las estructuras, en estas circunstancias resulta imprescindible contrastar los sentidos de movimiento teóricos con los obtenidos en el campo. Esta situación resulta crítica en el caso de desgarres casi puros.
3. La metodología desarrollada por De Vicente (1988), utilizada en este trabajo, supone que un eje se encuentra en la vertical. Aunque suele ser cierto de un modo general en zonas intraplaca (Angelier, 1994), en el caso de que los sentidos de movimiento teóricos y observados no coincidan, o si se observan evidencias de actividad tectónica posterior al desarrollo de las fallas, conviene comprobar la presencia de plegamientos o basculamientos tardíos.

Diagrama e/k'

De Vicente (1988) desarrolla un diagrama para el análisis de las fallas que no contienen estrías, situación frecuente en materiales recientes. Consiste en la representación del buzamiento y orientación de las fallas en función de K' y de ϕ para las distintas secuencias. Para obtener el diagrama, basta con representar las curvas que relacionan K' con la orientación de e , a 45° a un lado o a otro desde la dirección (secuencia normal), o desde la dirección del buzamiento (secuencia inversa). Las soluciones válidas serán aquellas en que las curvas que se intersecten tengan buzamientos parecidos, y en las que los ángulos de separación entre las distintas familias no tengan mucha dispersión (figura 6.2.7).

En el diagrama e/K' la dirección de máximo acortamiento horizontal (Dey) se localiza en el ángulo agudo formado por las dos familias de curvas generadas, coincidiendo con el máximo en las

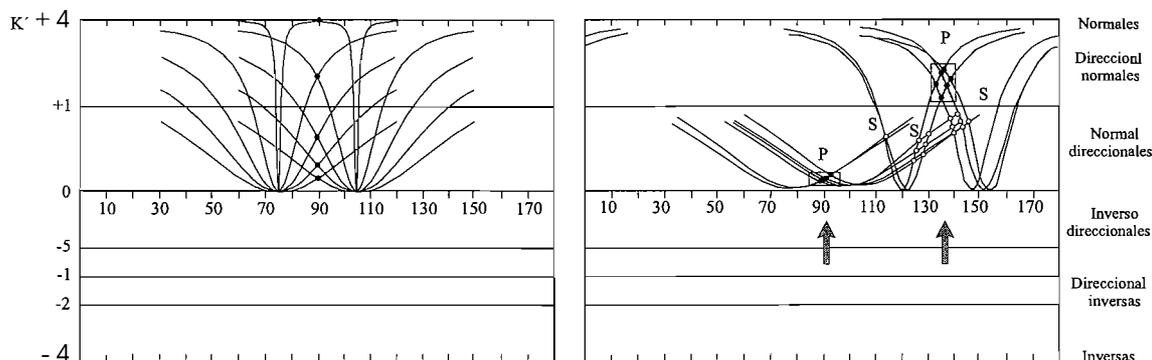


Figura 6.2.7: Diagrama e/k' . Las soluciones definidas por intersecciones válidas están marcadas con una letra P, mientras que las S corresponden a intersecciones fortuitas (De Vicente, 1988).

intersecciones de las curvas de dichas familias. De este modo, se obtiene el valor de K' correspondiente. Existe una excepción, ya que en el caso de deformación plana, ($K'=0$, modelo de rotura de Anderson), sólo se generará una familia de curvas; y en este caso e , se localizará, tanto en fallas normales como inversas, en la bisectriz de las curvas.

La única ventaja de este diagrama consiste en que permite tratar poblaciones en las que no aparecen estrías (dato fundamental en el resto de los métodos y diagramas), ya sea por el tipo de material (fallas en materiales poco consolidados) o por fenómenos posteriores (recristalizaciones, circulación de fluidos, etc...).

El principal inconveniente de este diagrama es que la interpretación de los resultados, salvo raras excepciones, no resulta evidente ni siquiera a los ojos de investigadores experimentados, al igual que sucede en otros métodos similares (método y/R ; Simón, 1984). Además, puede existir un grado de dispersión importante tanto en la posición de Dey y K' , en función de la dimensión y definición de los nudos de intersecciones de las distintas curvas. Si la población tratada corresponde a más de un evento tectónico, o bien nos encontramos en una zona plegada, posiblemente aparecerán más máximos que tensores presentes, debido a intersecciones fortuitas de los planos.

Por estos motivos, sólo se ha utilizado ocasionalmente en el proyecto en zonas de interés específico.

III.6.3. Métodos de inversión

Para un tensor de esfuerzos dado (T), el problema directo consiste en determinar la orientación y sentido de movimiento conocida la orientación de un plano de falla. El problema inverso,

por el contrario, consiste en determinar el tensor de esfuerzos medio (T) a partir de las orientaciones y sentidos de deslizamiento de una población de fallas medida en el campo. En ambos casos se asume que cada vector de deslizamiento (definido por la estría de la falla) 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 durante el mismo evento tectónico independientemente unas de otras, pero de un modo consistente respecto a un único tensor de esfuerzos, no deja de ser una aproximación, y obliga a que se cumplan los siguientes requisitos:

1. El estado de esfuerzos que actúa sobre el volumen rocoso 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 sobre ese plano (no hay deformaciones *conducidas*).

Dado que el tensor reducido de esfuerzo 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.

En nuestro caso se han utilizado los métodos de Rivera y Cisternas, sólo para terremotos, y el de inversión de esfuerzos de Reches.

Los métodos basados en la ecuación de Bott suelen realizar un análisis tridimensional, a través de un desarrollo iterativo de ensayo 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 reales.

El proceso de búsqueda se realiza a través de un proceso iterativo de prueba y cálculo de error, minimizando funciones del tipo:

$$F = \sum_{i=1}^n (x_i \wedge t_i)^2 \quad [6.12]$$

siendo x_i la estría real, t_i la estría teórica y \wedge el producto vectorial de las mismas, que constituye la base del cálculo del método de Etchecopar (uno de los más difundidos).

Algunos métodos no realizan una búsqueda global en todas las posiciones del espacio, sino que abandona las *vías* que hacen aumentar el error.

Estos métodos suelen proporcionar:

- Las orientaciones de los tres ejes principales del tensor de esfuerzos (σ_1 , σ_2 y σ_3).
- Las magnitudes relativas de los tres ejes, definidas por el parámetro R (*stress ratio*):

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad [6.13]$$

No debe confundirse este R con el parámetro R' en la ecuación de Bott [6.2], siendo la equivalencia entre ambos:

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

De modo gráfico, los valores de R representan los tipos de elipsoides que se muestran en la figura 6.3.1.

Criterios de aplicación y limitaciones de los métodos

Normalmente se impone una orientación del tensor y un valor de R iniciales, deducidos a partir de otros datos estructurales (estilolitos, grietas de tracción,...) o bien de los resultados de otros métodos de análisis poblacional (método de los diedros rectos; diagrama y/R de Simón, 1984). Esta posibilidad permite obtener soluciones *dirigidas*, limitando el tiempo de cálculo.

Resulta conveniente, por lo tanto, realizar también búsquedas aleatorias o técnicas de muestreo por remplazamiento, como el método de Montecarlo.

Hay que tener en cuenta la posibilidad real de obtener una solución que sea un mínimo relativo de la función a minimizar. Una vez obtenida una solución, hay que contrastar los parámetros de calidad que ofrece, y decidir la validez mecánica de la misma. Cuando la solución no sea aceptable, es aconsejable reducir el porcentaje de fallas mínimo a explicar por el tensor solución hasta llegar a un tensor óptimo. De este modo se logra que el número de fallas utilizadas en la minimización sea el que realmente explica el tensor.

Durante los cálculos en el proceso de inversión se ha constatado que cuando se aumenta el porcentaje de fallas a explicar, estos métodos tienden a producir soluciones *radiales*, que proporcionan un menor error. Por este motivo, resulta recomendable ante una solución

de este tipo, disminuir el número de fallas a explicar para observar si la solución es real o aparente.

Los *criterios* generales para aceptar o desechar una solución son los siguientes:

- La desviación angular media en grados entre las estrías teóricas y reales no debe ser superior a 12° .
- Las desviaciones angulares han de tener forma de semi-campana de Gauss.
- Para que las fallas sean compatibles mecánicamente con el campo de esfuerzos que las origina, sus proyecciones sobre el círculo de Mohr han de caer en la parte superior izquierda del diagrama.
- Las soluciones obtenidas a partir de tensores iniciales muy diferentes han de ser parecidas, pues en caso contrario es probable que algunas (o todas) correspondan a mínimos relativos de las funciones de minimización

Casas (1990) aconseja que, en determinadas situaciones, hay que ser más restrictivo a la hora

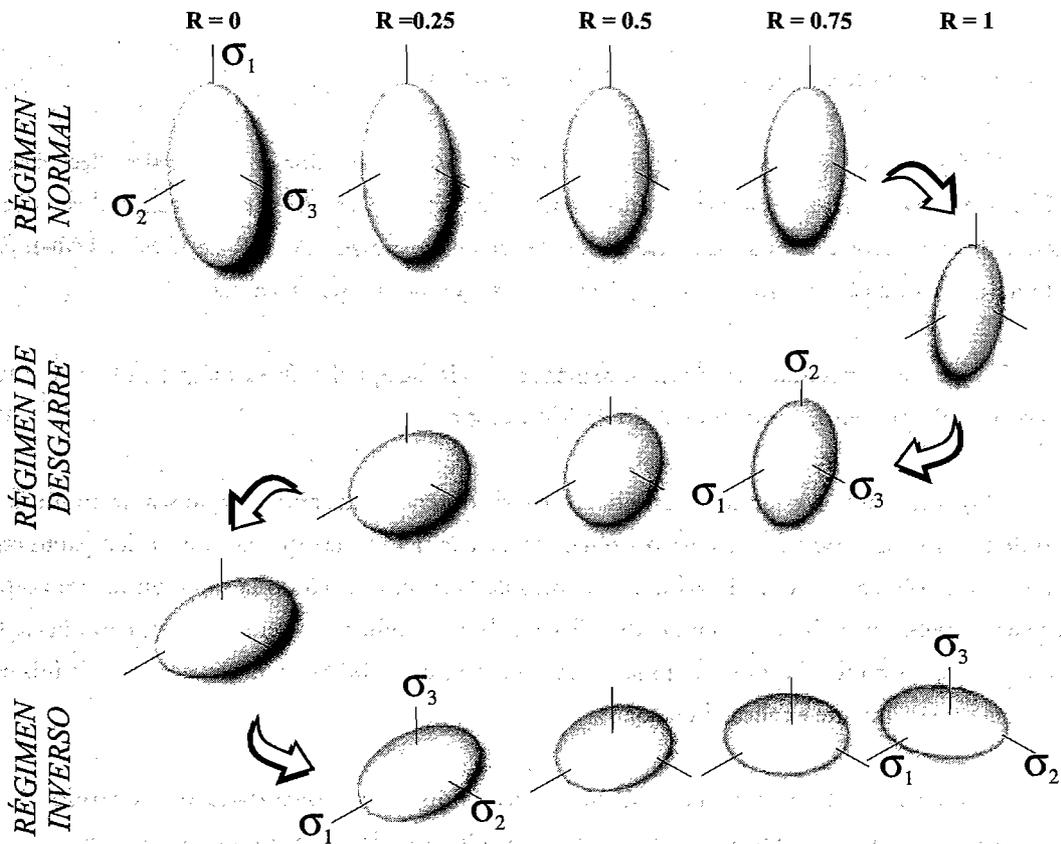


Figura 6.3.1: Representación tridimensional de los elipsoides de esfuerzo en función de su factor de forma (R).

de considerar válida una solución. Por ejemplo, cuando las fallas son de tipo desgarre y han sido originadas por un elipsoide con σ_2 en la vertical, un error de 10° en el cabeceo hace cambiar de un modo considerable el valor de R. Para estos casos este autor aconseja limitar las desviaciones permitidas para el conjunto de fallas explicadas. Otros casos donde debe ser aplicado el método con este mismo rigor son los regímenes de esfuerzo de compresión o de distensión triaxial, así como a las poblaciones de fallas que formen ángulos grandes con σ_{HMAX} . Por el contrario, se puede ser más permisivo con las desviaciones entre estrías reales y teóricas (hasta 25°) con las poblaciones que formen ángulos próximos a 45° con σ_{HMAX} , ya que esto no supone una variación sustancial del valor de R del tensor.

Por otra parte, cabe destacar la discusión que hace Casas (1990) sobre los criterios de separación de grupos de fallas explicadas por distintos tensores para evitar errores metodológicos como la subdivisión de poblaciones naturales *monofásicas* en subpoblaciones artificiales, tal y como puede suceder si se aplican criterios demasiado estrictos respecto al error de desviación angular máximo admitido.

III.6.3.1. Método de inversión de esfuerzos

Reches (1987) propone, y posteriormente modifica ligeramente (Reches *et al.*, 1992), un nuevo método de *inversión de esfuerzos* a partir de poblaciones de fallas. Este método, denominado de inversión de esfuerzos, permite obtener la orientación y magnitudes relativas de los ejes principales del tensor de esfuerzos teniendo en cuenta el criterio mecánico de Navier-Coulomb y proporciona la fricción media, bajo la cual se produjo el deslizamiento de los planos de falla bajo ese tensor de esfuerzos. Para ello se asumen las siguientes premisas:

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

$$|\tau| = \mu \sigma_n \quad [6.14]$$

donde τ y σ_n son las magnitudes de los esfuerzos de cizalla y normal en la dirección de deslizamiento, y μ el coeficiente de fricción. La cohesión y la presión de fluidos no se tienen en cuenta durante la inversión por las razones que se discuten más adelante.

3. El deslizamiento se produce bajo condiciones 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.

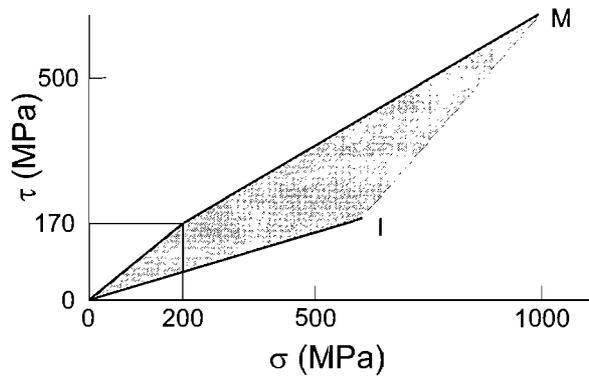


Figura 6.3.1.1: Representación de los valores de fricción en los cuales se produce el deslizamiento (Byerlee, 1978).

Los supuestos 1 y 3 son comunes a todos los métodos de inversión de esfuerzos publicados, mientras que no sucede lo mismo con el criterio de rotura [6.14] que se asume en este método. El supuesto 2 se trata de la ley de fricción de Amonton (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 (1978) (figura 6.3.1.1).

A continuación se describen los algoritmos del programa *Stress*, desarrollado por el propio Reches, y utilizado en los cálculos de inversión en el Proyecto SIGMA.

Aproximación al cálculo mediante el programa *Stress* (Reches *et al.*, 1992)

Cada falla se representa por dos vectores unitarios: un vector normal al plano de falla (N_i , $i = 1,2,3$) y otro paralelo al eje de deslizamiento (S_i , $i = 1,2,3$), donde N_i y S_i son los cosenos directores en un sistema de coordenadas ortogonal XYZ (figura 6.3.1.2). Las componentes desconocidas de esfuerzos en este sistema son σ_{11} , σ_{22} , σ_{33} , τ_{12} , τ_{23} , y τ_{13} (la presión de fluidos se discute más adelante), siendo σ_{33} la carga litostática en la dirección vertical.

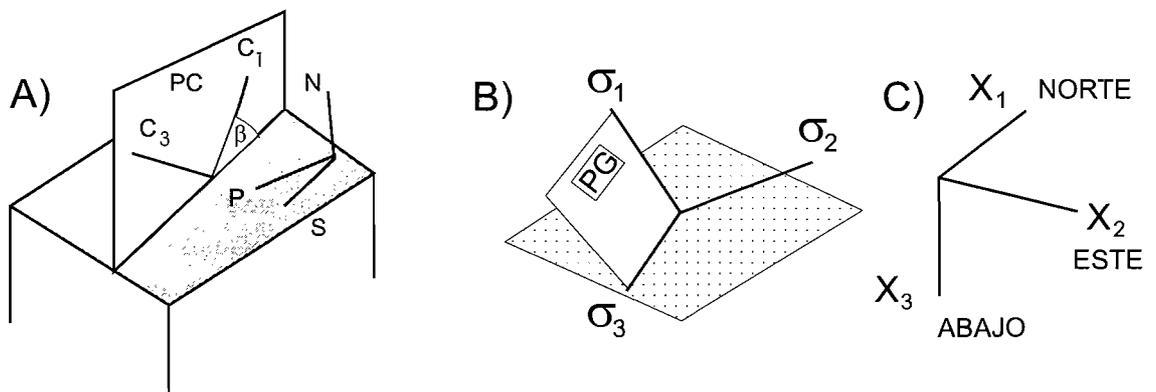


Figura 6.3.1.2: Geometría de la falla y del tensor de esfuerzos asociado con el deslizamiento sobre ella, y parámetros utilizados durante la inversión descritos en el texto (modificado de Reches *et al.*, 1992). Ver texto para la explicación.

Dado S_i como eje de deslizamiento, y B_i como eje normal al eje de deslizamiento sobre el plano de falla, entonces:

$$\mathbf{B} = \mathbf{N} \wedge \mathbf{S} \quad [6.15]$$

donde \wedge indica multiplicación vectorial. Siguiendo a Jaeger y Cook (1976, capítulo 2) y utilizando las relaciones geométricas entre N_i y S_i , el supuesto (1) se puede escribir:

$$\begin{aligned} & (\sigma_{11} - \sigma_{33}) N_1 B_1 + (\sigma_{22} - \sigma_{33}) N_2 B_2 + \\ & \tau_{23} (N_2 B_3 + B_2 N_3) + \tau_{13} (N_1 B_3 + B_1 N_3) + \\ & \tau_{12} (N_1 B_2 + B_1 N_2) = 0 \end{aligned} \quad [6.16a]$$

y el supuesto (2):

$$\begin{aligned} & (\sigma_{11} - \sigma_{33}) N_1 S_1 + (\sigma_{22} - \sigma_{33}) N_2 S_2 + \tau_{23} (N_2 S_3 + \\ & S_2 N_3) + \tau_{13} (N_1 S_3 + S_1 N_3) + \tau_{12} (N_1 S_2 + S_1 N_2) \\ & = \mu [(\sigma_{11} - \sigma_{33}) N_1^2 + (\sigma_{22} - \sigma_{33}) N_2^2 + \sigma_{33} + \\ & 2 \tau_{23} N_2 N_3 + 2 \tau_{13} N_1 N_3 \\ & + 2 \tau_{12} N_1 N_2] \end{aligned} \quad [6.16b]$$

Anotando estas dos ecuaciones para cada una de las K fallas de la población, obtenemos un sistema de $2 \cdot K$ ecuaciones. Este sistema es la multiplicación de matrices:

$$\mathbf{A} * \mathbf{D} = \mathbf{F} \quad [6.17a]$$

donde \mathbf{A} es una matriz de $2K \times 5$, y \mathbf{D} es el vector de esfuerzos desconocido, (con cinco componentes):

$$(\sigma_{11} - \sigma_{33}), (\sigma_{22} - \sigma_{33}), \tau_{23}, \tau_{13}, \tau_{12} \quad [6.17b]$$

El vector \mathbf{F} está compuesto por $2k$ términos (los k primeros son 0 y los K últimos son σ_{33}):

$$0, 0, \dots, \dots, \sigma_{33}, \sigma_{33}, \dots \quad [6.17c]$$

El sistema $\mathbf{A} * \mathbf{D} = \mathbf{F}$ es un sistema lineal sobredeterminado, en el cual \mathbf{A} y \mathbf{F} son conocidos por las orientaciones del plano de falla y de la estría de movimiento. El vector \mathbf{D} se determi-

na con métodos lineales algebraicos, y se calcula un tensor general (σ_1 , σ_2 y σ_3) con el mínimo error por el método de mínimos cuadrados. Este procedimiento se realiza para cada coeficiente de fricción (desde 0.0 hasta 2.0, a intervalos de 0.1), calculándose un tensor cada vez. De este modo se obtienen un total de 20 soluciones diferentes para cada población de fallas analizada. Cuando en la solución se obtiene que el esfuerzo normal a una o más fallas es tensional, la solución se considera inaceptable, debido a que las rocas sujetas a esfuerzos tensionales ($\sigma_{33} < 0$) no se deforman mediante cizalla a lo largo de los planos de falla.

El programa *Stress* también proporciona el tensor que minimiza el vector residual (R):

$$R = (A * D) - F \quad [6.18]$$

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

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum r_k^2}{2k}} \quad [6.19]$$

donde r_k es el residual de la falla n° 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:

$$F_1 = F + RMS \quad F_2 = F - RMS \quad [6.20]$$

La presión de fluidos y la cohesión

La incorporación de la presión de fluidos y la cohesión al análisis de la inversión, sólo modifica ligeramente las ecuaciones anteriores. Sin embargo, estos parámetros no se pueden determinar de un modo independiente mediante el método de Reches *et al.* (1992).

La ecuación [6.14] se modifica para incluir la cohesión (C) y la presión de fluidos (P_f):

$$|\tau| = C + \mu (\sigma_n - P_f) \quad [6.21]$$

La ecuación [6.16a] permanece igual, mientras que la ecuación [6.16b] que representa la segunda condición, pasa a ser:

$$\begin{aligned}
& (\sigma_{11} - \sigma_{33}) N_1 S_1 + (\sigma_{22} - \sigma_{33}) N_2 S_2 + \tau_{23} (N_2 S_3 + \\
& S_2 N_3) + \tau_{13} (N_1 S_3 + S_1 N_3) + \tau_{12} (N_1 S_2 + S_1 N_2) \\
& = P_c + \mu [(\sigma_{11} - \sigma_{33}) N_1^2 + (\sigma_{22} - \sigma_{33}) N_2^2 + \sigma_{33} + \\
& 2 \tau_{23} N_2 N_3 + 2 \tau_{13} N_1 N_3 + 2 \tau_{12} N_1 N_2] \quad [6.22]
\end{aligned}$$

donde $P_c = C + \mu(\sigma_{33} - P_f)$. Estos cambios conducen a una modificación en el vector F [6.17c]:

$$0, 0, \dots, \dots, P_c, P_c, \dots, P_c \quad [6.23]$$

P_c es la suma de las tres componentes de esfuerzos: cohesión C , presión de fluidos P_f , y esfuerzo vertical σ_{33} .

Con este planteamiento resulta imposible separar los componentes, por lo que se asume que el deslizamiento se produce inicialmente en las fallas que presentan una cohesión despreciable ($C \approx 0$), y los esfuerzos calculados están representados por la razón de los esfuerzos principales efectivos, lo que no modifica ni las orientaciones de los esfuerzos ni el valor de R :

$$R_i = \frac{(\sigma_i - P_f)}{(\sigma_{33} - P_f)} \quad [6.24]$$

Criterios de selección de la solución y estimación de la calidad

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 (PMA, Principal Axes Misfit Angle). El deslizamiento a lo largo de una falla que cumple el criterio de ruptura 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 de esfuerzos se denomina *tensor ideal* (C1 y C3, figura 6.3.1.2a). Los esfuerzos principales del tensor ideal C1 y C3 están contenidos en el plano definido por el eje de deslizamiento y la normal al plano de falla. El eje C1 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 (C1, C2, C3) y los del tensor general $(\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3)$ para cada falla de la población (figura 6.3.1.2), se puede definir el *ángulo de desviación medio de los ejes principales* (t) para el conjunto de fallas explicadas:

$$t = \frac{(C_1 \wedge \sigma_1) + (C_2 \wedge \sigma_2) + (C_3 \wedge \sigma_3)}{3} \quad [6.25]$$

donde \wedge es la diferencia angular entre vectores.

Sin embargo, para casos radiales (ejemplo: $\sigma_2 \approx \sigma_3$), 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:

$$t = \frac{(1-R) C_1 \wedge \sigma_1 + R (C_3 \wedge \sigma_3)}{2} \quad [6.26]$$

donde $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$. 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* (PMA) de todas las fallas de la población (K) es:

$$PMA = \frac{\sum_{i=1}^k t_i}{K} \quad [6.27]$$

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) (figura 6.3.1.2a). 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).

Selección de la mejor solución

Reches *et al.* (1992) indican que el ángulo SM es menos restrictivo que el PMA y puede anularse para muchos tensores generales. Por ejemplo, si el plano σ_1 - σ_3 del tensor general (PG, figura 6.3.1.2b) coincide con el plano definido por el eje de deslizamiento y la perpendicular a la

falla (PC en 6.3.1.2a), SM se anula para valores de β entre $0 < \beta < 90$. Por otro lado, bajo esas mismas condiciones, el PMA 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 PMA.

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

- Los ángulos de desviación PMA y SM entre ejes principales observados y calculados y los ejes de deslizamiento han de ser mínimos.
- El coeficiente de fricción medio (μ) ha de ser lo más próximo posible a 0.8 (Byerlee, 1978)
- La cohesión residual calculada debe ser resistente al deslizamiento ($C \geq 0$).

Contraste con otros métodos fundamentados en la ecuación de Bott

Los métodos previos de análisis poblacional de fallas que se basan en la ecuación de Bott (1959) son, fundamentalmente, algoritmos que buscan un tensor de esfuerzos que haga mínima la desviación entre la estría calculada para el tensor y la observada en el campo. En la mayor parte de los casos estudiados, el error cuadrático de la desviación angular entre la estría teórica y la observada, (SM), aumenta de una forma no lineal con el coeficiente de fricción (μ). De este modo, si sólo se tiene en cuenta este criterio en la búsqueda de la solución, se asume un coeficiente de fricción poco realista ($\mu = 0$).

El método de *inversión de esfuerzos* implica la compatibilidad mecánica de todas las fallas explicadas, mientras que en otros métodos 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, ya que permite elegir entre un abanico de soluciones, en función de varios parámetros de calidad. En este sentido, Célérier (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.

Recientemente Yin y Ranalli (1995) han propuesto otro método para calcular la fricción a partir de una población de fallas, en el que, en lugar de calcular el tensor para una fricción media, la búsqueda se realiza optimizando el valor de la diferencia de esfuerzos normalizada. El problema de ambas aproximaciones es que una dispersión de cualquiera de los dos parámetros (fricción o diferencia de esfuerzos) se traduce en la variación del otro. No obstante, los intervalos de confianza que

obtienen Yin y Ranalli (1995) con su método son siempre mayores para la fricción que para la orientación de los ejes principales de esfuerzos, lo que implica que la geometría de las fallas constriñe más la orientación del campo de esfuerzos que las magnitudes de la diferencia de esfuerzos o el valor de la fricción. Esto se traduce en la buena concordancia de todos los métodos de inversión en el cálculo de las orientaciones de los ejes principales de esfuerzos, independientemente del modo de resolver el problema inverso de cada uno de ellos.

Por todo lo expuesto pensamos que éste método es uno de los más completos y se ha utilizado como herramienta fundamental, tanto para el análisis de fallas como de mecanismos focales de terremotos.

III.6.3.2. El método de Rivera y Cisternas

Con posterioridad a la aplicación de las hipótesis de Wallace-Bott a fallas, se desarrollaron técnicas que permiten estimar el tensor de esfuerzos a partir de los mecanismos focales individuales, considerando hipótesis semejantes. Pero aquí hay que resaltar un primer aspecto que consiste en la ambigüedad existente en la elección del plano de falla de entre los dos planos nodales. Este problema ha sido objeto de amplio debate destacando las contribuciones de Vasseur *et al.* (1983); Gephart y Forsyth (1984); Carey y Mercier (1987); Angelier (1984); Lana (1986) y, recientemente, Horiuchi *et al.* (1995) y Giner (1996). Este último trabajo será ampliamente comentado en el siguiente apartado.

Vasseur *et al.* (1983) proponen una metodología de determinación del tensor de esfuerzos similar a la aplicada en caso de estrías. El plano de falla de cada uno de los mecanismos focales es seleccionado considerando criterios geológicos.

Gephart y Forsyth (1984) emplean una inversión simultánea del tensor de esfuerzos y de los planos de falla. Para ello utilizan un criterio de minimización de la suma de los ángulos de rotación que conducen de la estría medida a la teórica.

Carey y Mercier (1987), proceden en dos etapas: primero determinan un tensor de ensayo por el método de los diedros rectos y escogen uno de los planos nodales como plano de falla, y después aplican el algoritmo de Carey (1976) para determinar los parámetros del tensor.

Estos métodos tienen la característica de que los datos de partida son los planos de falla construidos previamente a la estimación del tensor, lo que podría introducir un elemento de arbitrariedad en el cálculo.

Descripción del Método de Rivera y Cisternas

La finalidad del método de Rivera y Cisternas (1990), utilizado en el presente estudio, es determinar un tensor regional y un mecanismo para cada terremoto compatible con dicho tensor, considerando las polaridades de las ondas P como datos de partida. Una característica importante del método es que se maximiza iterativamente una función de verosimilitud, definida en base a la posición de las polaridades en la esfera focal con respecto a los planos nodales. Así, por ejemplo, si la polaridad se encuentra en el cuadrante correcto, la verosimilitud será tanto mayor cuanto más alejada de los planos nodales se encuentre dicha polaridad.

Este problema inverso tiene como parámetros del modelo las posiciones de los tres ejes principales de esfuerzos con respecto al sistema de referencia geográfico. En el método de Rivera y Cisternas éstos son los ángulos de Euler θ , φ y Ψ (figura 6.3.2.1). A continuación se toma en cuenta el factor de forma de tensor (R') y, por otro lado también se consideran los valores del azimut y el buzamiento de los planos nodales del mecanismo.

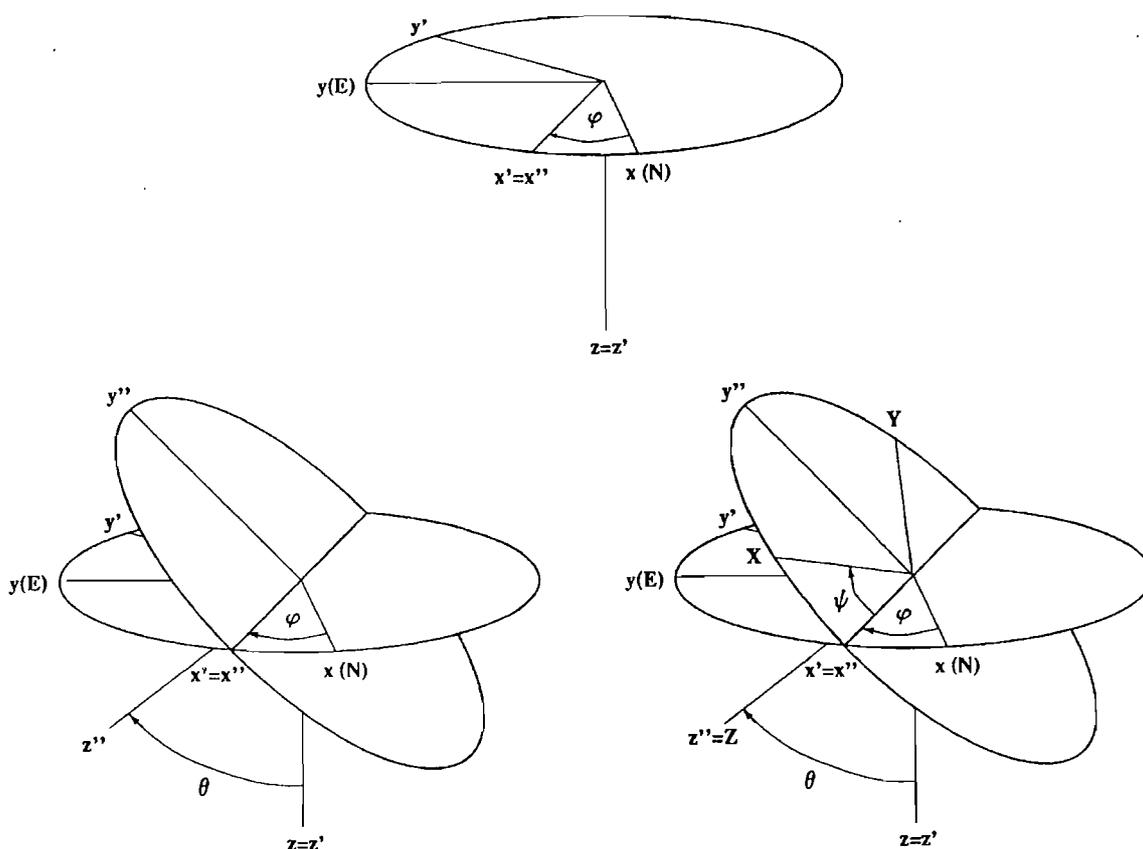


Figura 6.3.2.1: Definición de los ángulos de Euler. A partir de tres rotaciones sucesivas de los ángulos φ, θ, ψ , se pasa del sistema de referencia geográfico inicial (x, y, z) al sistema de referencia final (X, Y, Z) ligado al tensor de esfuerzos.

Recordemos algunos conceptos acerca de estos parámetros. Los ángulos de Euler especifican tres rotaciones realizadas con respecto a sistemas de referencia intermedarios, donde el geográfico es el sistema original (X=Norte, Y=Este, Z=vertical descendente). En el sistema de los ejes principales el tensor de esfuerzos es representado por los elementos de la diagonal (σ_x , σ_y , σ_z) (esfuerzos principales).

No es indispensable considerar los valores de estos esfuerzos principales en la inversión. En su lugar se toma en cuenta el factor de forma $R' = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$ con la condición $\sigma_y \geq \sigma_x$ (ver apartado 6 y ecuación [6.2]). Este parámetro es un invariante si se agrega un término kI , donde $I = \text{diag}(1,1,1)$ y k es un número real.

Si el ángulo de Euler θ , que relaciona los ejes Z de los sistemas de referencia geográfico y de los ejes principales, no es grande, los valores de R' nos permiten establecer una clasificación del estado de esfuerzos.

Debido a que los estados de esfuerzos son representados sobre intervalos de diferente longitud en el eje R' y para evitar el tratamiento de valores reales muy grandes en módulo, Rivera y Cisternas (1990) realizan el siguiente cambio de variable:

$$R' = (1 + \sqrt{3} * \tan \theta_R) / 2$$

entonces θ_R , pertenece ahora al intervalo $[-\pi/2, \pi/2]$ y los límites entre los regímenes de esfuerzos serán $-\pi/2$, $-\pi/6$, $\pi/6$ y $\pi/2$.

En la práctica, (ver, por ejemplo, la figura 11.1.10) los resultados del algoritmo de Rivera y Cisternas (1990) son presentados de la siguiente manera:

1. Los ejes principales (1,2,3) se representan como la intersección de ellos sobre la semiesfera inferior focal utilizando la proyección de Schmidt. También se muestran las elipses de error respectivas.
2. En la figura, se muestra además, el valor del *score*, definido como la razón entre las polaridades acertadas por los resultados y el número total de las polaridades (de todos los terremotos). También se agrega el valor de la función verosimilitud normalizada resultante de la inversión, siendo éste el criterio más importante (pero no el único) en el momento de analizar el conjunto de resultados. Esta función expresa la coherencia entre la función de radiación y el conjunto de polaridades, dándose la situación óptima (verosimilitud próxima a 1) cuando las lecturas realizadas se sitúan en los máximos correspondientes de la función de radiación. Implícitamente, evalúa el grado de cum-

plimiento de la hipótesis básica en el método de Rivera y Cisternas (1990) de que el espacio donde ocurren los terremotos es tectónicamente homogéneo, es decir, que los mecanismos focales individuales pueden ser interpretados por un solo tensor de esfuerzos.

3. A continuación, se indican los mecanismos focales utilizando también la representación de Schmidt de la semiesfera inferior focal. En cada una de ellas se sitúan las polaridades y los planos nodales.

El método aquí descrito ha sido aplicado en situaciones tectónicas muy diversas. Como ejemplo se citan algunas de ellas: réplicas del sismo de Perugia, Italia (29.04.84, $m_b=5.3$; Rivera, 1989); nido sísmico de Bucaramanga, Colombia (Rivera, 1989); zona de la Cordillera Blanca, Andes, Perú (Deverchère *et al.*, 1989); réplicas del sismo de Arudy, Francia (29.02.80, $m_b=5.1$; Rivera y Cisternas, 1990); zona subandina del Perú Central (Dorbath *et al.*, 1991); Francia Metropolitana (Delouis *et al.*, 1993); zona de subducción del Perú Central (Lindo, 1993); zona de Sierra Albarrana (Herraiz *et al.*, 1996); zona de la Cuenca de Madrid (Giner, 1996 y De Vicente *et al.*, 1996). El trabajo de Delouis *et al.* (1993) merece una atención especial por enmarcarse en el Proyecto para elaborar el Mapa Sismotectónico de Francia Metropolitana, -subvencionado por el Institut de Protection et de Sureté Nucleaire de Francia y publicado por Sociedad Geológica de dicho país (Mem. Soc. géol. Fr, 1993)- y compartir muchas características comunes con el estudio desarrollado en el Proyecto Sigma para obtener el campo de esfuerzos actual. Por ello, las referencias a la publicación de Delouis *et al.* (1993) son numerosas en esta monografía.

El método de Rivera proporciona una solución fiable si se considera un número suficiente de eventos y de polaridades por evento, y si se cumple que la situación tectónica es homogénea. Requiere, por tanto, ser exigente con las condiciones y la forma de aplicación. Pero como ya se ha comentado, esta limitación no ha impedido que el método haya sido utilizado con éxito en numerosas ocasiones y con regímenes tectónicos muy distintos. Además, los estudios más recientes en los que se ha utilizado esta metodología (Delouis, 1996; Fuenzalida *et al.*, 1997), así como otros anteriores, muestran que es posible estimar no sólo el tensor de esfuerzos regional sino también expresiones de esfuerzos más locales. Así mismo se puede definir de forma más exacta la transición entre dos zonas con regímenes tectónicos diferentes. Ello hace que este método sea el más utilizado en la actualidad.

Sin embargo, el desarrollo de metodologías similares a la explicada en este apartado, esto es, considerando las polaridades de las primeras llegadas de la onda P como datos de base, continúa siendo un tema de investigación en la actualidad. Por ejemplo, Horiuchi *et al.* (1995) analizan primero las incoherencias de las polaridades para diversos valores de los tres

parámetros del mecanismo focal para cada evento, utilizando intervalos de 10°. Luego realizan un barrido dentro del espacio de posibilidades de los cuatro parámetros que definen el tensor de esfuerzos, considerando la información anterior y la hipótesis de Bott (1959). En otro estudio, Loohuis y Van Eck (1996) presentan un método donde el tratamiento del problema inverso es realizado utilizando un algoritmo genético. Por último, Abers (1997), (comunicación vía Internet), resume una metodología en la que se considera el análisis de la presencia de heterogeneidades del tensor de esfuerzos estimado a través de una búsqueda en el espacio de los tensores posibles.

III.6.3.3. El método de análisis ponderado

Como ha quedado claro a comienzo del apartado anterior, el único problema para poder analizar los mecanismos focales de terremotos como fallas, y utilizar por lo tanto todos los métodos desarrollados para las poblaciones de fallas, es determinar cuál de estos planos nodales es el de falla.

No obstante, y como se ha constatado en el apartado III.6.2, desde un punto de vista mecánico ambos planos nodales están relacionados, por lo que pueden deducirse características del tensor de esfuerzos independientemente de qué plano elegimos como falla (como sucede, por ejemplo, con el método de Rivera).

Sin embargo, resulta más sencillo deducir las características del tensor si utilizamos, de los dos planos nodales, el que es más adecuado desde el punto de vista mecánico (neoformado).

Por otro lado, cuando se construye un mecanismo focal a partir de una serie de polaridades de primeras llegadas, puede no aparecer una única solución, sobre todo si los datos no son muy numerosos o están mal distribuidos. Ahora bien, si consideramos que una población de sismos es producto del mismo tensor de esfuerzos tectónicos, no todas las soluciones posibles de los mecanismos focales individuales tienen por qué ser compatibles con dicho tensor, por lo que en principio podemos considerar como más probables las soluciones de mecanismo focal que sí lo sean.

Con estas consideraciones Giner (1996) propuso un método, denominado análisis ponderado, que permite indagar las características del tensor de esfuerzos con las ventajas de los métodos de análisis poblacional de fallas y que ha sido ampliamente utilizado en el proyecto, ya que entre otras ventajas permite construir las trayectorias de esfuerzo para datos sísmicos. El organigrama del método se muestra en la figura 6.3.3.1.

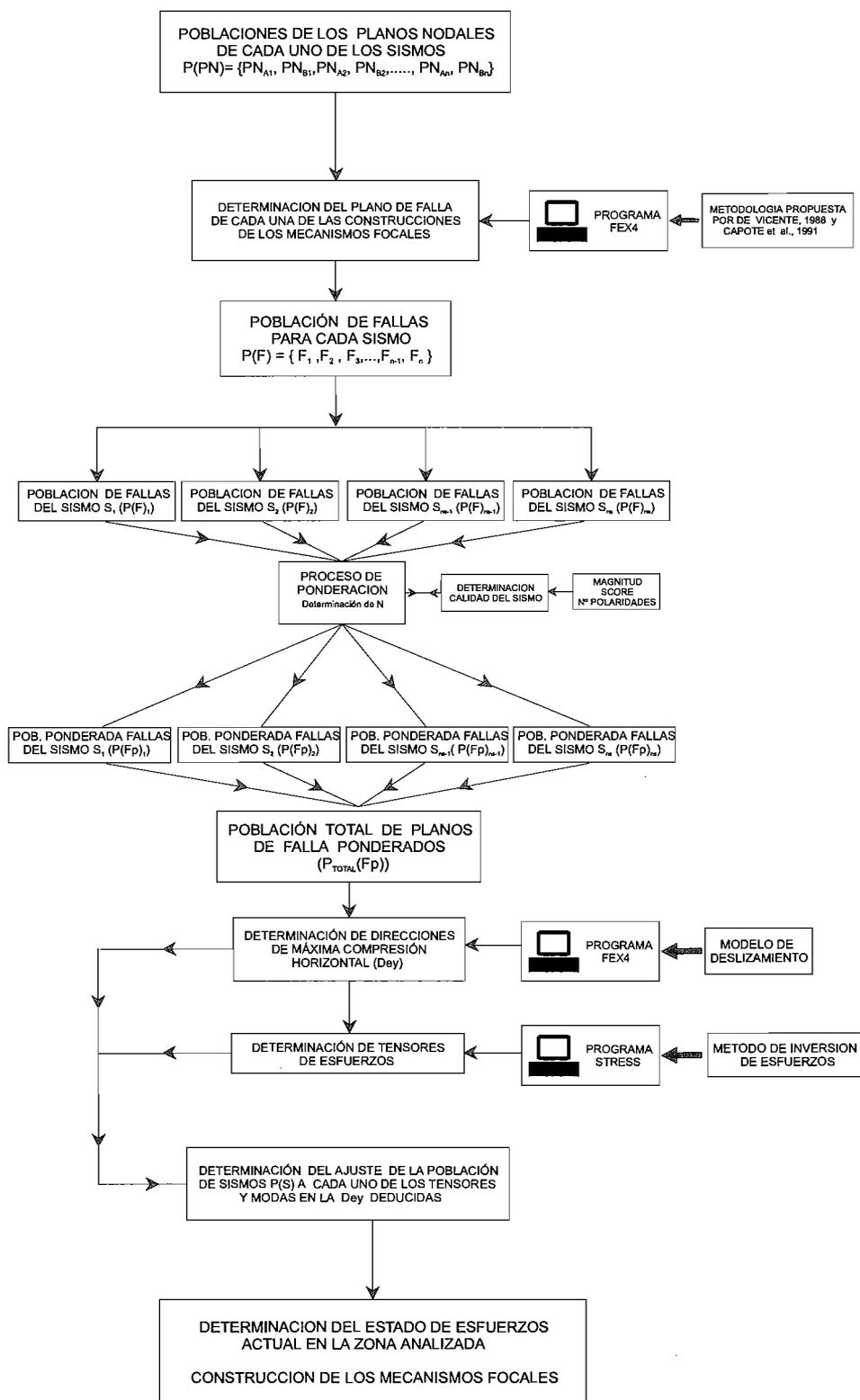


Figura 6.3.3.1: Organigrama del proceso de Análisis Poblacional Ponderado de Mecanismos Focales (Giner, 1996).

Se parte de una población de sismos $P(S)$:

$$P(S) = \{ S_1, S_2, S_3, \dots, S_{n_s-1}, S_{n_s} \}$$

siendo n_s el número de sismos de la población

Los datos iniciales de cada uno de los sismos son: el carácter (C ó D) de cada una de las polaridades de la onda P, y la orientación de la misma, definida por los ángulos de azimut e inmersión.

Construcción de mecanismos focales

Con estos datos, y mediante el programa MF97, establecemos todos los posibles mecanismos focales de cada uno de los sismos. Estos mecanismos, además de cumplir las constantes angulares propias de este tipo de construcción, cumplen la premisa del mayor número de polaridades queden incluidas en uno de los dos cuadrantes con igual carácter de compresión o dilatación.

Para reducir el número de posibles construcciones de los mecanismos focales, los planos nodales se calculan con un paso de 5° , tanto en la dirección como en el buzamiento.

Una vez realizado este proceso, se obtiene una población de posibles mecanismos focales para cada uno de los sismos:

$$P(MF) = \{(MF)_1, (MF)_2, (MF)_3, \dots, (MF)_{n_{MF}-1}\}$$

De forma que para el sismo número j (S_j), se tiene una población de mecanismos focales $P(MF)^j$:

$$P(MF)_j = (MF^j)_i = \{ MF^j_1, MF^j_2, MF^j_3, \dots, MF^j_{n_{mfj}-1}, MF^j_{n_{mfj}} \}$$

siendo n_{mfj} el número de mecanismos focales establecidos para el sismo j y MF^j_i la construcción número i del mecanismo focal del sismo número j

Análisis de la orientación de los ejes principales de esfuerzo (σ_y y σ_x)

Aunque como se ha comentado, hay muchas metodologías para determinar cual de los dos planos nodales de un mecanismo focal es el plano de falla, para evitar cualquier error metodológico en esta determinación, realizamos un análisis del conjunto de todos los planos nodales.

Mediante este análisis, además de obviar cualquier error en la elección del plano de falla, podemos intentar establecer la orientación de los ejes principales de esfuerzo en la horizontal [σ_y (σ_{HMAX}) y σ_x (σ_{HMIN})].

Cada una de las posibles construcciones de los mecanismos focales está definida por dos planos nodales: PN_A y PN_B .

Podemos establecer una población con los planos nodales de todas las posibles construcciones de los mecanismos focales del conjunto de la población de sismos analizada:

$$P_{TOTAL} (PN) = \{ P_{TOTAL} (PN_A) \} \cup \{ P_{TOTAL} (PN_B) \}$$

$$P_{TOTAL} (PN_A) = \bigcup_{\substack{n = n_{mf} \\ n = n_s \\ i = 1 \\ j = 1}} (PN_A)_i^j$$

$$P_{TOTAL} (PN_B) = \bigcup_{\substack{n = n_{mf} \\ n = n_s \\ i = 1 \\ j = 1}} (PN_B)_i^j$$

Para representar los distintos planos nodales como planos de falla debemos establecer el valor del cabeceo de la estría de falla sobre cada uno de los planos. Obtenemos este valor por el vector de deslizamiento deducido para cada plano nodal (IPSN, 1993), estimado en el proceso de construcción del mecanismo focal. Consideramos que el par de planos nodales de cada mecanismo presentan un carácter común (normal o inverso), coincidiendo con el carácter que presenta el mecanismo focal que definen.

Una vez representados los planos nodales como posibles planos de falla [$P_{TOTAL}(PN)$], tratamos esta población con el *Método de Inversión de Esfuerzos* (Reches, 1987). Con esta metodología podemos establecer estadísticamente, la orientación y forma del o de los tensores de esfuerzo a los que ajustan el total de los sismos analizados.

Determinación del plano de falla neoformado de los mecanismos focales

Para determinar cuál de los dos planos nodales es el plano de falla de cada uno de los mecanismos, utilizamos el procedimiento propuesto por De Vicente (1988) y Capote *et al.* (1991) (ver apartado III.6.2). Para ello debemos seguir una serie de pasos:

1. Determinar el carácter (Cr_{MF}) de cada uno de los mecanismos focales (carácter normal: $Cr_{MF} = N$; carácter inverso: $Cr_{MF} = I$). Este carácter viene establecido por el tipo de deformación presente en la vertical del mecanismo focal:
 - Carácter normal: el eje vertical de deformación (e_v) queda proyectado en el cuadrante compresivo.
 - Carácter inverso: el eje vertical de deformación (e_v) queda proyectado en el cuadrante extensivo.

En el caso de mecanismos focales de desgarres puros (buzamiento de los planos nodales de 90°), este carácter queda indeterminado. Afortunadamente, este caso especial se presenta en muy raras ocasiones en los análisis y puede obviarse duplicando el dato, es decir asignándolo tanto al campo normal como al inverso con buzamientos de los planos de 89° .

2. Se determina el carácter de cada uno de los dos planos nodales que definen el mecanismo focal (Cr_A y Cr_B). Para ello, analizamos ambos planos como fallas, utilizando las fórmulas desarrolladas por De Vicente (1988), a partir del *Modelo de Deslizamiento* propuesto por Reches en 1983. Esta metodología otorga un carácter a cada uno de los planos nodales, y dada la geometría y constantes angulares propias de la construcción de los mecanismos focales, en la práctica totalidad de los casos, los planos nodales presentan caracteres distintos. En algunas ocasiones, cuando el valor del buzamiento y el cabeceo están próximos a los valores que limitan el campo normal del inverso (buzamiento $\approx 45^\circ$, cabeceo $\approx 90^\circ$), puede ocurrir que el carácter de los dos planos nodales coincida ($Cr_A = Cr_B$) (valores de $\phi = 0$).
3. Por último elegimos, para cada uno de los posibles mecanismos focales definidos, el plano de falla cuyo carácter coincida con el del mecanismo focal obtenido.

En las contadas ocasiones en que los caracteres de los dos planos nodales coinciden ($Cr_A = Cr_B$), el carácter común de los dos planos coincidirá con el del mecanismo focal que definen ($Cr_A = Cr_B = Cr_{MF}$). De esta forma, podremos elegir cualquiera de los dos planos nodales como plano de falla, ya que tienen el mismo comportamiento mecánico.

Con este análisis, obtenemos una población de fallas para cada sismo, definida por las fallas de todas las posibles construcciones del mecanismo focal de ese sismo:

$$P(MF)^j = \{ MF_1^j, MF_2^j, MF_3^j, \dots, MF_{n_{mfj}-1}^j, MF_{n_{mfj}}^j \}$$

$$P(F)^j = \{ F_1^j, F_2^j, F_3^j, \dots, F_{n_{fj}-1}^j, F_{n_{fj}}^j \}$$

siendo n_{fj} el número de planos de falla deducidos para el sismo número j ($n_{fj} = n_{mfj}$)

Proceso de ponderación

Para realizar un análisis conjunto de todos estos sismos y determinar los tensores de esfuerzo y deformación de óptimo ajuste, se analiza el total de las poblaciones de fallas $[(P(F))]$ como una única población. En principio consideramos que todos los sismos presentan la misma calidad, y por tanto deben tener el mismo peso estadístico en los análisis. Como éstos se realizan en función del

número de datos de la población total que representen las mismas orientaciones en la orientación de e_{HMAX} , debemos realizar un proceso de ponderación para obtener un número de fallas común para todos los sismos (N), de forma que no varíen los parámetros estadísticos de centralización y dispersión de la orientación de e , de cada una de las poblaciones de fallas.

De esta forma, obtenemos una población de fallas ponderadas $[P(F_p)]$ por cada población de fallas original $[P(F)]$.

En este proceso, se puede determinar la calidad de cada uno de los sismos, en función de sus características (número de polaridades, magnitud, y la razón: número de polaridades acertadas/número de polaridades). Para determinar los intervalos de valores de estos parámetros, que determinan las diferentes clases de calidad, se han seguido, con ligeras modificaciones, las consideraciones expuestas por Zoback (1992) y Delouis *et al.* (1993):

- Número de polaridades. El número mínimo de polaridades por sismo considerada en la metodología ha sido de 6. Además, para calibrar la incertidumbre en la determinación de los planos nodales de los mecanismos focales, se han establecido unos intervalos de calidad en función del número de polaridades de cada uno de los sismos: $6 \leq n^{\circ} \text{ pol.} < 10$; $10 = n^{\circ} \text{ pol.} < 15$; $n^{\circ} \text{ pol.} \geq 15$.
- Magnitud. Para incluir en el análisis sismos, que por su valor de magnitud podrían interpretarse como locales, se ha establecido, al igual que Zoback (1992), una escala de calidades. Estas pueden establecerse en función del carácter regional de los resultados que se pretenda obtener.
- Razón. Número de polaridades acertadas/número de polaridades total (score). Para determinar la calidad en función del número de polaridades acertadas, se han establecido unos intervalos de valores que, de menor a mayor calidad, son: razón de ajuste $< 0,75$; $0,75 \leq$ razón de ajuste $< 0,85$; razón de ajuste $\geq 0,85$.

El conjunto de las calidades de los tres parámetros definidos, determina la calidad final del mismo, y el porcentaje del número común de fallas (N), que debe aportar cada uno de los sismos a la población total de fallas a analizar $[P_{TOTAL}(F_p)]$. Por lo tanto, a menor calidad del sismo, menor proporción de datos aporta a la población total de fallas, y por tanto menor peso estadístico tendrá en el análisis.

Una vez realizada esta ponderación, establecemos la población total de fallas $[(P_{TOTAL}(F_p))]$:

$$P_{TOTAL}(F_p) = \{ P(F_p)^1, P(F_p)^2, P(F_p)^3, \dots, P(F_p)^{n-1}, P(F_p)^n, \}$$

Determinación de tensores y direcciones de máximo acortamiento horizontal. Análisis de la calidad

A esta población de fallas [$P_{TOTAL}(F_p)$], se le aplican los métodos de análisis poblacional de fallas, determinando los distintos tensores de esfuerzo [$P(T_i)$] y de deformación [$P(D_i)$] que se deducen de la misma.

$$P(T_i) = \{ T_1, T_2, T_3, \dots, T_{n_T-1}, T_{n_T} \}$$

$$P(D_i) = \{ D_1, D_2, D_3, \dots, D_{n_D-1}, D_{n_D} \}$$

siendo, T_i cada uno de los tensores deducidos, D_i cada una de las modas en la D_{ey} deducidas n_T el número de tensores deducidos, n_D el número de modas en la D_{ey} deducidas

Determinación de tensores

A continuación, elegimos de cada población de fallas sin ponderar [$P(F)^j$], una única falla cuyas características se ajusten mejor a cada uno de los tensores definidos (T_i), estableciendo tantas poblaciones de fallas como tensores deducidos, es decir:

$$P(F_{T_i}) = \bigcup_{j=1}^{n_{F_{T_i}}} P(F^j_{T_i})$$

siendo: $P(F_{T_i})$ la población de fallas que se ajustan al tensor T_i , $n_{F_{T_i}}$ el número de fallas de la población $P(F_{T_i})$, $F^j_{T_i}$ la falla del sismo j que mejor se ajusta al tensor T_i .

Debemos considerar que no todos los sismos de la población estudiada, tienen que tener una falla que sea compatible con un tensor determinado, por lo que el número de fallas de cada una de estas poblaciones va a definir el número de sismos que ajustan a cada uno de los tensores, es decir:

$$n_{F_{T_i}} = n_{S_{T_i}}$$

siendo $n_{S_{T_i}}$ el número de sismos que ajustan al tensor T_i

Por lo tanto, podremos establecer la calidad de ajuste de cada uno de los tensores deducidos (T_i), en función de la razón entre el número de sismos que se ajustan al tensor T_i ($n_{S_{T_i}}$), frente al número total de sismos (n_S). Para establecer el valor mínimo de la razón de ajuste, se han considerado los resultados obtenidos por Delouis *et al.* (1993), en el análisis de los mecanismos focales utilizados en la determinación del estado de esfuerzos actual en Francia (IPSN, 1993). Estos autores, mediante una metodología de análisis poblacional de mecanismos focales ajustan 80

datos de un total de 130 mecanismos focales considerados, es decir, una relación de ajuste de 0.615. En función del carácter regional del análisis que vayamos a realizar, podremos ser más restrictivos en el valor mínimo de la razón de ajuste.

Análisis de orientaciones de σ_{HMAX} / e_{HMAX}

A continuación, consideramos la posibilidad de que varios de estos tensores sean compatibles con un mismo campo de esfuerzos; es decir, si poseen una dirección media de máximo acortamiento horizontal común (e_{HMAX} , σ_{HMAX}). Por lo tanto, realizaremos el mismo proceso para cada dirección de máximo acortamiento (D_i), establecida en la población total. Determinaremos qué falla/dato de cada población de fallas sin ponderar [$P(F^j)$], se ajusta a las D_{ey} / σ_{HMAX} determinadas.

En algunos casos, puede ocurrir que dos datos presenten la misma D_{ey} / σ_{HMAX} , pero con distinto carácter. Elegiremos entonces el dato cuyo carácter coincida con el tensor (T_i) que presente la misma D_{ey} / σ_{HMAX} , y que tenga la mejor razón de ajuste (número de sismos explicados/número de sismos totales).

De esta forma, obtendremos una población de fallas por cada dirección de máximo acortamiento horizontal (D_i) establecida en el análisis total, es decir:

$$P(FD_i) = \sum_{j=1}^{n_{FD_i}} P(F^j D_i)$$

siendo: $P(FD_i)$ la población de fallas que se ajustan a la dirección D_i , n_{FD_i} el número de fallas de la población $P(FD_i)$

Al igual que en el caso anterior, debemos considerar que no todos los sismos tienen porqué presentar una falla que sea compatible con una D_{ey} / σ_{HMAX} determinada, por lo que el número de fallas de cada una de estas poblaciones va a definir el número de sismos que ajustan a cada una de las direcciones de máximo acortamiento horizontal, es decir:

$$n_{FD_i} = n_{SD_i}$$

siendo n_{SD_i} el número de sismos que ajustan a la $\sigma_{HMAX} D_i$

Si realizamos un análisis del número de sismos que ajustan a cada una de las orientaciones de D_{ey} / σ_{HMAX} establecidas con respecto al número de sismos totales, podremos determinar qué D_{ey} / σ_{HMAX} es la de óptimo ajuste. Para esto, se utiliza el mismo valor mínimo de la razón que el empleado en el análisis de ajuste de los tensores.

Determinación de estado de esfuerzos actual y construcción de los mecanismos focales

Una vez elegida la D_{ey} / σ_{HMAX} y/o el tensor óptimo de ajuste, se eligen los mecanismos focales de los sismos definidos por las fallas escogidas.

De esta forma se establecen, tanto los mecanismos focales individuales de los sismos, como el campo de esfuerzo/deformación que los ha producido.

Una vez realizados los dos análisis, se comparan los resultados y se determinan el estado de esfuerzos actual en la zona y los mecanismos focales de los sismos de la población analizada. Así mismo, se pueden construir las trayectorias de esfuerzo (ver apartado IV.10).

III.6.3.4. Aplicabilidad de los métodos de inversión

La formulación del problema inverso asume que el campo de esfuerzos es homogéneo en espacio y tiempo a la escala de los datos utilizados. De este modo, los métodos de inversión de esfuerzos no tienen en cuenta de un modo explícito las variaciones en el deslizamiento que se pueden producir debido a una serie de factores argumentados por los detractores de estos métodos. De entre todos estos factores que pueden influir en la validez de los resultados, destacan los siguientes:

- la geometría del plano de falla (y su terminación),
- la superficie de la tierra (interfase aire-sólido),
- anisotropías friccionales dentro del plano de falla,
- la interacción entre diferentes fallas.

Sin embargo, la afirmación de que un estado de esfuerzos homogéneo produce el deslizamiento independiente de varios planos de falla con diferentes orientaciones, siguiendo la ecuación de Bott, es un hecho contrastado, tanto empírica como numéricamente, tal y como se describe a continuación.

Criterio empírico

Las determinaciones de paleoesfuerzos mediante métodos informáticos de inversión de esfuerzos a partir de la formulación desarrollada por Carey y Brunier (1974) y que asumen la hipótesis de Wallace-Bott, se han generalizado en los estudios estructurales frágiles desde finales de los años 70 y están empezando a ser utilizados en sismología. Los usuarios de los métodos que se basan en las premisas anteriores han señalado la consistencia de los resultados obtenidos, así como su interpretabilidad desde un punto de vista geológico y sismotectónico.

Además, los resultados de estos métodos presentan unas desviaciones angulares medias sorprendentemente bajas, teniendo en cuenta la incertidumbre asociada a la toma de datos en el campo y al proceso sísmico, así como la propia dispersión natural de los mismos.

Por otra parte, hay que destacar la congruencia entre los resultados en el cálculo de esfuerzos tectónicos obtenidos a partir de estos métodos de inversión con los obtenidos a partir de otras metodologías completamente diferentes como son las maclas de calcita (Lacombe *et al.*, 1990; García Cuevas *et al.*, 1995), diaclasas (Bouroz, 1990), medidas de esfuerzos *in situ* y roturas en sondeos (Zoback *et al.*, 1989; Zoback, 1992).

Modelización numérica

La segunda vía que demuestra la aplicabilidad de los métodos de inversión de esfuerzos a partir de fallas con estrías, consiste en una serie de modelizaciones numéricas realizadas recientemente, y cuyo objetivo es calcular las desviaciones entre los esfuerzos de cizalla teóricos y los deslizamientos de las fallas en situaciones críticas.

De este modo, Pollard *et al.* (1993) han realizado modelizaciones numéricas de las geometrías de las fallas en un semiespacio elástico, con el objetivo de evaluar la variación entre la dirección del esfuerzo de cizalla resuelto sobre el plano de falla (τ) y el vector de deslizamiento. Estos autores concluyen que las desviaciones causadas por el efecto de la geometría de la falla (relación ancho/largo) y por el efecto de la superficie de la tierra (interfase aire/sólido) son insignificantes en todos los casos modelizados, dado el grado de precisión en la toma de datos. Por el contrario, en el caso de la interacción entre diferentes fallas, las desviaciones pueden ser significativas (máximo de 40°) en el caso de pequeñas fallas situadas en el extremo de grandes fallas. No obstante, incluso en estos casos, en más del 80% de los segmentos uniformemente repartidos por todas las superficies de las fallas, la desviación es menor de 10° (figura 6.3.4.1).

Por otra parte Dupin *et al.* (1993) han comprobado la validez de las premisas asumidas por los métodos de inversión mediante el análisis con elementos discretos (*3-D Distinct Element Method*), técnica capaz de simular en tres dimensiones la respuesta mecánica de sistemas compuestos de bloques discretos. Estos autores han comprobado la validez de la hipótesis de Wallace - Bott en estados de esfuerzos *andersonianos*, sobre una o varias fallas oblicuas, así como en sistemas con interacción y/o intersección entre planos de falla. Las principales conclusiones de tales modelizaciones son:

1. En la mayor parte de los casos prácticos, la hipótesis de Wallace-Bott es válida como primera aproximación. Esto se confirma especialmente donde los espaciados entre las fallas son lo suficientemente grandes como para prevenir interacciones mecánicas.

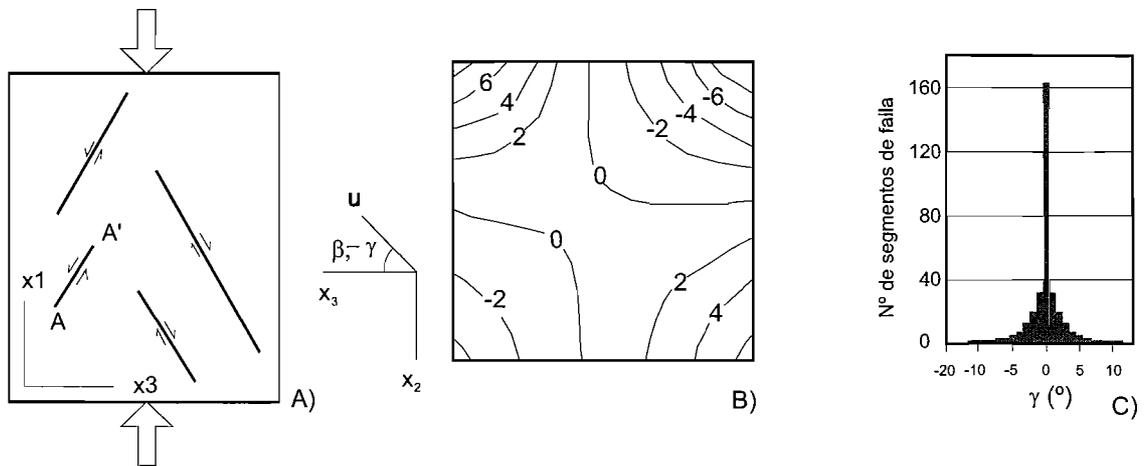


Figura 6.3.4.1: A) Distribución de fallas, activas bajo una compresión según el eje N-S. B) Distribución de la discrepancia angular entre el deslizamiento y el máximo esfuerzo de cizalla en el plano A-A'. C) Histograma del número de segmentos que presentan un valor de discrepancia angular determinada, para esta distribución de fallas (modificado de Pollard et al., 1993).

2. En los casos donde el espaciado entre las fallas es pequeño, o bien éstas se intersectan entre sí, los resultados sugieren que las desviaciones angulares importantes son raras. Por lo tanto, estos autores afirman que el modelo continúa siendo válido en estos casos como primera aproximación, sobre todo si las poblaciones de fallas son suficientemente grandes y presentan geometrías variadas.

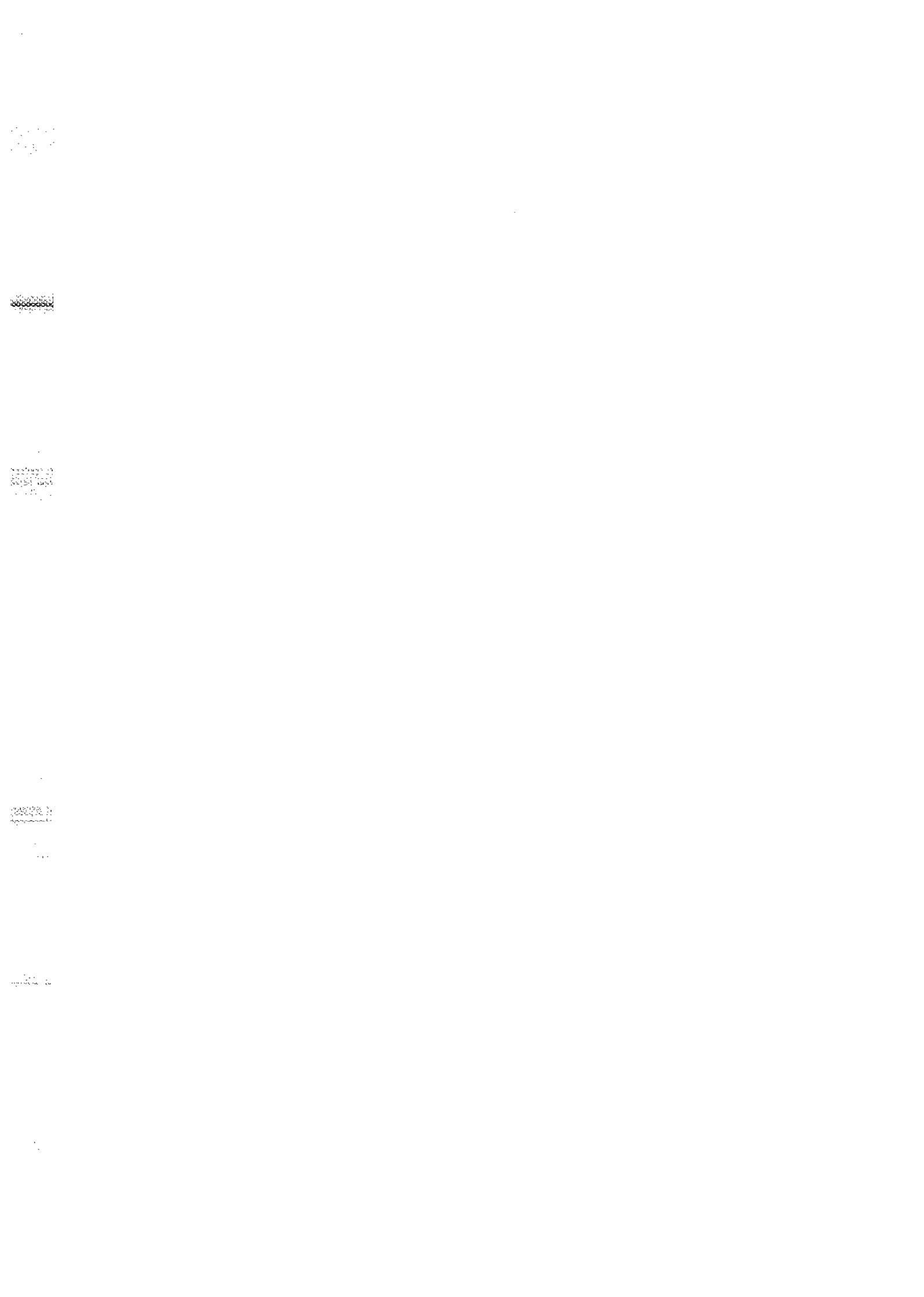
Estos autores hacen especial hincapié en la importancia de obtener el mayor número de datos posibles, en orden a atenuar estadísticamente las perturbaciones locales producidas por las interacciones mecánicas y cinemáticas entre las fallas. En este sentido, si se tienen en cuenta unas ciertas consideraciones a la hora de tomar los datos, la hipótesis de Wallace - Bott es aplicable para el cálculo del tensor de esfuerzos. Las consideraciones a cumplir, dentro de lo posible, son:

- Obtener el mayor número de datos posible.
- Evitar los extremos de las fallas y las intersecciones entre ellas a la escala del afloramiento.
- No tomar medidas donde las estrías sean curvas.

Por último cabe resaltar que las perturbaciones o las variaciones de los esfuerzos a una escala mayor que la de observación (entre diferentes estaciones), deben ser interpretadas teniendo en cuenta otros criterios que se discuten en el apartado II.3.1 (perturbaciones y/o permutaciones de los ejes de esfuerzo).

Estas restricciones son de difícil aplicación en el caso de mecanismos focales de terremotos, donde sólo se podrá acudir a consideraciones mecánicas para mejorar la solución obtenida.

IV. Desarrollo del proyecto



IV. Desarrollo del proyecto

IV.7. Cálculo de los tensores de esfuerzo en fallas

Para interpretar los datos micro y mesoestructurales obtenidos en el campo, resulta imprescindible seguir un análisis ordenado y apoyado por métodos informáticos, dado el ingente volumen de datos que se tienen en cuenta en este tipo de trabajos. Sólo de esta manera es posible relacionar datos entre sí, o bien acceder rápidamente a los de una estación de análisis. El proceso analítico seguido en nuestro caso se describe a continuación (figura 7.1).

1. El primer paso ha consistido en el almacenamiento en una base de datos compatible con los paquetes comerciales, de todos los datos recogidos en las estaciones de análisis mesoestructural (fallas, planos de S_0 , estilolitos, grietas de tracción, ejes de pliegues,...). Para ello se ha utilizado el programa *Cratos* v1.0 bajo Windows (Apéndices), el cual incluye un módulo de gestión y edición de bases de datos diseñado específicamente para el tratamiento de datos estructurales. De este modo, es posible almacenar tanto los datos numéricos de orientaciones de los elementos estructurales (incluyendo los criterios de calidad), como el resto de la información geográfica y geológica.
2. Una vez almacenada la información de cada estación, se ha procedido a un primer análisis geométrico mediante la representación, en proyección estereográfica, de los elementos estructurales medidos en el campo. Este paso ha incluido la construcción de diagramas de rosas e histogramas de direcciones, diagramas de contornos de polos, así como un análisis mediante autovectores para estudiar la distribución espacial de los elementos geométricos lineales (polos

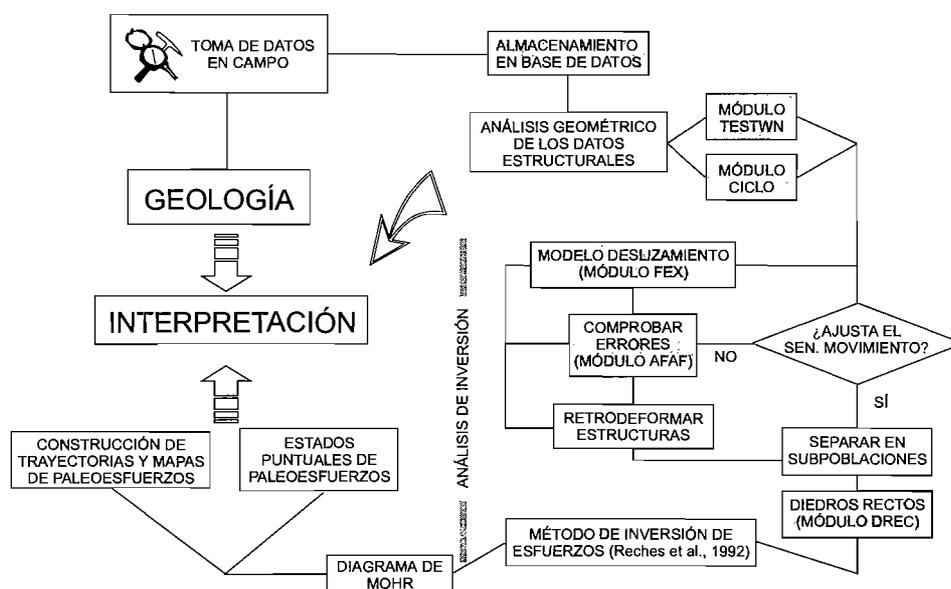


Figura 7.1: Diagrama de flujo de la marca analítica seguida durante el proceso de inversión de esfuerzos (Muñoz Martín, 1997)

de S_0 , estilolitos, etc.). Este primer análisis ha proporcionado una idea inicial de la existencia de poliactividad tectónica en la estación, así como de las direcciones estructurales y de compresión y/o extensión dominantes. Esta información, junto con el resto de los datos macroestructurales, resulta de vital importancia para interpretar correctamente los resultados que proporcionan los métodos de análisis poblacional de fallas.

3. El siguiente paso ha consistido en el análisis de las poblaciones de fallas, mediante los diferentes métodos de inversión descritos anteriormente. El orden de utilización ha sido el siguiente:
 - a) Modelo de deslizamiento. El empleo de este método en primer lugar se debe a su utilidad para separar grupos de datos que se acomodan a una misma dirección de acortamiento o extensión horizontal, y porque permite asignar sentidos de movimiento teóricos a las fallas a las que no se les ha podido asignar en el campo. Estas dos acciones resultan muy útiles para los tratamientos de inversión posteriores. El análisis, incluyendo los cálculos y los diagramas, se ha realizado mediante el módulo *Fex* del programa *Cratos*. Durante la aplicación del modelo de deslizamiento, se ha comprobado el cumplimiento de las premisas necesarias por parte de los datos de campo, además de los posibles errores angulares en la toma de éstos con un rango máximo de $\pm 5^\circ$. En el caso de existir un desajuste generalizado de los datos, se ha comprobado la presencia de deformaciones posteriores, retrodeformando la posible estructura previa a su posición original. Además del análisis numérico, se han realizado una serie de representaciones gráficas con los resultados obtenidos del mismo, que incluyen los diagramas C/B, E_y/K' y rosas de Dey (máxima compresión horizontal).
 - b) Diedros rectos. Este método se ha aplicado tanto a los conjuntos totales de los datos de cada estación, como a las subpoblaciones divididas con el modelo de deslizamiento. De este modo se han obtenido soluciones gráficas que han permitido comprobar la presencia de más de un estado de esfuerzo / deformación en cada estación. La aplicación del método de los diedros rectos se ha realizado mediante el módulo *Drec* del programa *Cratos*.
 - c) Método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992). En primer lugar se trataron las poblaciones completas, comparándose los resultados con los de los dos métodos anteriores. En caso de obtener soluciones de esfuerzos similares a los obtenidos con los dos métodos anteriores, se utilizaron las subpoblaciones subdivididas mediante el *modelo de deslizamiento*. En el cálculo de los tensores de esfuerzos se han incluido los datos con el sentido de movimiento observado en el campo, y los datos con el sentido de movimiento teórico deducido con el modelo de deslizamiento cuando no se observaba en el campo. Por este motivo no siempre han coincidido el número de fallas tratadas con los dos métodos. Para el cálculo numérico se ha utilizado el programa *Stress* (capítulo III.6.3.1.) y se han seguido los criterios de selección de la solución ya mencionados. Para cada tensor de esfuerzos, se han calculado los márgenes de confianza angular en el cálculo de los ejes principales de esfuerzos por medio del muestreo con reemplazamiento descrito anteriormente.

Tabla 8.I. Coordenadas geográficas de las estaciones de la Red Sísmica Nacional (I.G.N.).

Est.	Latitud °	'		Longitud °	'		Alt (m)
ACU	38	30.68	N	0	24.64	W	580
AFC	37	15.27	N	3	32.70	W	1490
ALC	37	15.25	N	3	32.63	W	0
ALR	35	56.35	N	3	02.10	W	10
GUD	40	38.59	N	4	09.22	W	1268
STS	42	53.16	N	8	33.15	W	265
EALH	37	51.49	N	1	25.18	W	294
EBAN	38	10.28	N	3	47.40	W	427
ECHE	39	35.45	N	0	58.06	W	643
ECOG	37	16.63	N	3	33.98	W	1176
ECRI	42	36.53	N	2	30.60	W	807
EGRA	42	11.71	N	0	18.96	E	706
EGUA	36	50.02	N	3	33.92	W	386
EHOR	37	49.39	N	5	14.88	W	160
EHUE	37	48.89	N	2	35.56	W	980
EJIF	36	27.08	N	5	28.13	W	260
ELIZ	43	09.84	N	1	31.71	W	523
ELOJ	37	08.86	N	4	09.15	W	998
ELUQ	37	33.63	N	4	16.01	W	703
EMAL	36	45.72	N	4	25.68	W	131
EMEL	35	18.00	N	2	57.40	W	85
EMON	43	26.17	N	7	19.79	W	615
ENIJ	36	58.29	N	2	12.42	W	440
EPLA	40	03.85	N	6	04.82	W	591
EPRU	36	57.96	N	5	13.88	W	560
EQUE	37	12.31	N	3	26.40	W	1050
ERIP	37	22.57	N	7	15.33	W	0
ERON	37	01.11	N	3	48.35	W	1304
EROQ	40	49.39	N	0	24.53	E	284
ERUA	42	23.56	N	7	08.55	W	431
ESEL	39	46.09	N	2	53.66	E	231
ESLA	39	40.45	N	3	57.79	W	752
ETER	42	18.09	N	2	51.33	E	238
ETOR	40	49.17	N	2	03.31	W	1018
EVAL	37	35.05	N	6	44.86	W	295
EVIA	38	38.31	N	2	30.15	W	1142
EZAM	42	08.94	N	8	41.70	W	398

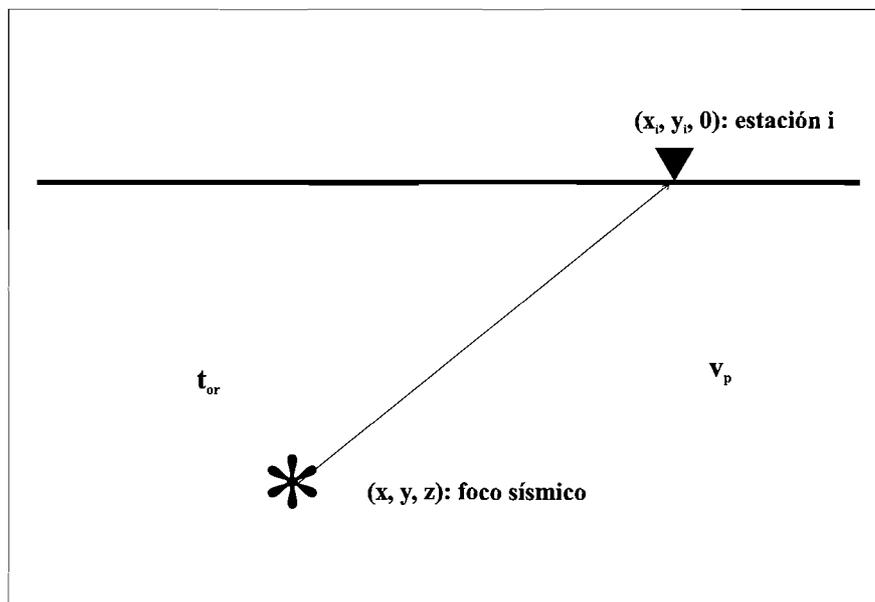
Como se verá más adelante, en el proceso de localización juega un papel clave la distribución de las estaciones que han sido empleadas en el proceso. En el presente trabajo se han utilizado los tiempos de llegada de las ondas P y/o S obtenidos en la Red Sísmica Nacional (RSN) del Instituto Geográfico Nacional (IGN), en la Red del Instituto Andaluz de Geofísica y en otras redes locales. En la figura 8.1.1. y en la tabla 8.I se muestran respectivamente la distribución de las estaciones de la RSN y sus coordenadas geográficas. Mezcu (1995) hace una descripción de la instrumentación de la RSN en la actualidad y muestra cómo ha mejorado su capacidad de detección en el transcurso del último decenio. En cualquier caso, la selección de los datos sísmicos para el Proyecto no se ha extendido a fechas anteriores a 1980, año en el que la capacidad de la Red Sísmica Nacional ya podía aportar información adecuada a los fines de este trabajo. Por su interés para el análisis de las zonas correspondientes, y a pesar de incumplir los requisitos de calidad que se comentarán más adelante, se han incluido dos excepciones: el sismo de Alcocer (Guadalajara) del 30 de Junio de 1979 (magnitud 4.1) y el sismo de Lorca (Murcia) del 6 de Junio de 1977 (magnitud 4.2). El criterio cronológico presenta otra excepción en el límite superior: el sismo de los Pirineos de 18 de febrero de 1996 (magnitud 5.3).

A continuación se procede a describir los aspectos básicos de la localización hipocentral.

La localización hipocentral. Aspectos teóricos

La localización de los hipocentros es un problema inverso clásico en la Sismología. Se trata de estimar las coordenadas del foco sísmico y del tiempo origen a partir de los tiempos de llegada de las ondas de volumen (P y/o S) a las estaciones. La propagación de las ondas se realiza en un medio supuestamente conocido. La figura 8.1.2 muestra el caso simple donde el medio de propagación es un semiespacio con velocidad

de ondas P constante e igual a v_p .



Un método ampliamente conocido fue desarrollado por Geiger (1912) y se presenta, seguida-

Figura 8.1.2. Geometría del problema de la localización de hipocentros. Caso más sencillo: un semi-espacio con velocidad de ondas P constante (v_p).

mente, su aplicación al caso simple antes citado. En esta situación los rayos sísmicos que parten del foco hacia la estación i son líneas rectas y la expresión del tiempo de llegada de las ondas P es:

$$t_i = t_{or} + t_{(r,i)} \quad [8.1]$$

$$t_{(r,i)} = (1/v_p) \cdot ((x-x_i)^2 + (y-y_i)^2 + z^2)^{1/2} \quad i=1,n \quad [8.2]$$

donde,

t_{or} : tiempo de origen,

$t_{(r,i)}$: tiempo de propagación en el semiespacio entre el foco y la estación i ,

$r = (x,y,z)^t$: coordenadas del foco sísmico,

$r_i = (x_i,y_i,0)^t$: coordenadas de la estación i ,

n : número de estaciones.

Este problema es en general sobredeterminado porque n es superior a 4 (número de incógnitas).

Considerando la no-linealidad de esta expresión se debe utilizar una expansión en serie de Taylor de ésta y en torno del punto $(t_{or}^0, x^0, y^0, z^0)$, denominado hipocentro de ensayo, de la siguiente manera:

$$t_i = t_i^0 + \left. \frac{\delta t_i}{\delta x} \right|_{r^0} \Delta x + \left. \frac{\delta t_i}{\delta y} \right|_{r^0} \Delta y + \left. \frac{\delta t_i}{\delta z} \right|_{r^0} \Delta z + \Delta t_{or} \quad [8.3]$$

siendo

$$r^0 = (t_{or}^0, x^0, y^0, z^0)^t$$

$$\Delta x = x - x^0$$

$$\Delta y = y - y^0$$

$$\Delta z = z - z^0$$

$$\Delta t_{or} = t_{or} - t_{or}^0$$

La finalidad del método es acercar los valores teóricos t_i a los valores observados t_i' utilizando las perturbaciones Δ . Como los valores t_i' pueden contener errores de lectura o variaciones debidas a las heterogeneidades del medio, el control de la "cercanía" se realiza minimizando la expresión:

$$\chi^2 = \sum (1/\sigma_i^2) (t_i' - t_i)^2, \quad [8.4]$$

donde σ_i es la desviación estándar de t_i' y describe su grado de exactitud. Con la finalidad de encontrar un mínimo de dicha función, se utiliza la siguiente condición necesaria:

$$\delta\chi^2/\delta\Delta x = \delta\chi^2/\delta\Delta y = \delta\chi^2/\delta\Delta z = \delta\chi^2/\delta\Delta t_{or} = 0 \quad [8.5]$$

De esta forma se calculan las perturbaciones y así también los nuevos valores de las incógnitas, todo ello dentro de un proceso iterativo que se detendrá considerando un cierto criterio de convergencia.

En la práctica, para realizar este proceso de localización se utilizan diversos programas informáticos, entre los que destacan: HYPO71 (Lee y Lahr, 1972), HYPOINVERSE (Klein, 1978), FASTHYPO (Hermann, 1979), HYPOCENTER (Lienert *et al*, 1986). Por otro lado, existe otro tipo de algoritmos con los cuales se trata, mas bien, el problema de determinar la estructura de velocidades. Un ejemplo de ellos es el programa VELEST (Kisling, 1995) incorporado también al Proyecto.

En el Proyecto Sigma se ha utilizado el programa HYPOINVERSE. En éste se hace uso de un método de inversión generalizada, denominado técnica de descomposición en valores singulares de la matriz de derivadas parciales de los tiempos de llegada (SVD, Singular Value Decomposition). Este método permite un cálculo directo de diversos parámetros de la matriz de covarianza, elipsoide de errores, etc. (Lawson y Hanson, 1974; Press *et al*, 1992). Recientemente, Lindo y Herraiz (1995) han utilizado esta técnica para realizar un análisis de la eficiencia de una red sísmica local y optimizar la distribución de las estaciones.

Entre los aspectos de interés, HYPOINVERSE permite el cálculo de la orientación de la línea que une el epicentro y la estación, así como el ángulo de salida del rayo que va del hipocentro a la estación. Esta información, sumada a la polaridad observada en cada estación y para cada evento sísmico, es almacenada en un fichero informático para su posterior procesamiento con la finalidad de determinar los mecanismos focales individuales.

Selección y preparación de los datos sísmicos

El procedimiento que se ha seguido en esta etapa del cálculo del tensor de esfuerzos actual aparece resumido en la figura 8.1.3.

El trabajo se inició con la obtención y análisis del Catálogo Sísmico Nacional del IGN (IGN, 1995). Los datos hipocentrales contenidos en dicho documento correspondían a eventos ocurridos hasta el 31 de diciembre de 1995 y sumaban un total de 13.727 sismos. En este Catálogo los datos posteriores a agosto de 1993 no contenían información sobre el error cuadrático medio (RMS) y los errores hipocentrales.

Posteriormente fue realizada una selección entre dichos eventos con la finalidad de considerar sólo aquellos que cumplieren unos criterios que aseguraran una localización suficientemente precisa, y tuviesen un número aceptable de polaridades que permitiera la construcción de un mecanismo focal individual. Aún teniendo en cuenta las limitaciones en la información posterior a agosto de 1993, los criterios de selección fueron los siguientes:

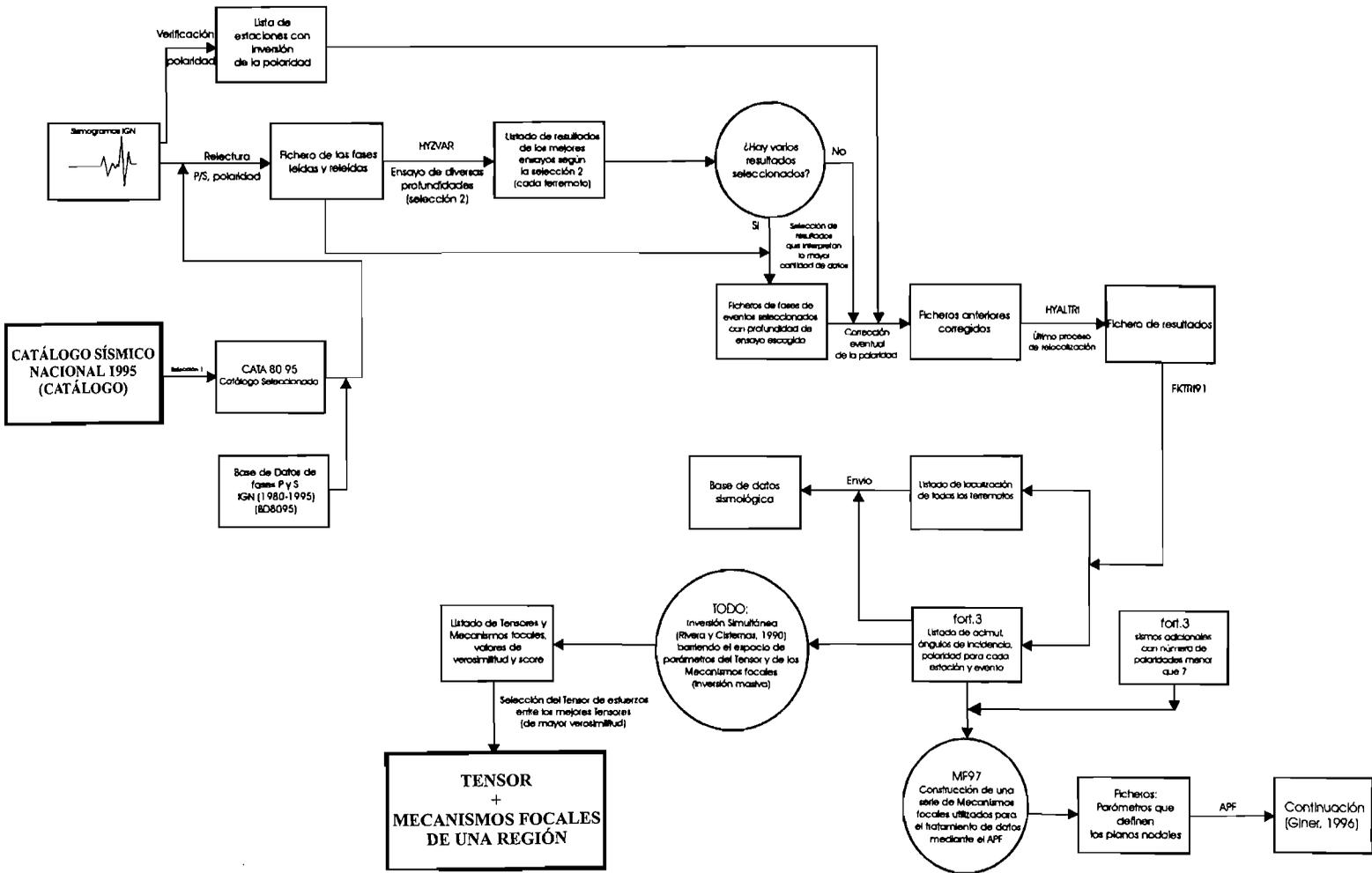


Figura 8.1.3. Diagrama de bloques que muestra las etapas del cálculo del Tensor de esfuerzos actual.

- Fecha a partir del 1 de enero de 1980.
- Magnitud ≥ 3 .
- Profundidad ≤ 30 Km.
- RMS (error cuadrático medio) ≤ 1 s.
- Errores en profundidad y epicentrales ≤ 5 Km.
- Número de observaciones (fases P y S) ≥ 7 .

El total de eventos seleccionados fue 1.981. En esta muestra se incluyeron tres microterremotos de magnitud inferior a 3 localizados con la red de vigilancia microsísmica instalada en el emplazamiento de almacenamiento de residuos sólidos de El Cabril (Córdoba), de los que existía buena información (Herraiz *et al.*, 1997). En la figura 8.1.4. se muestra la distribución de los correspondientes epicentros. Esta población será denominada a partir de ahora CATA8095 o “seleccionada”.

Los datos del IGN fueron leídos nuevamente a partir de octubre de 1996 en un proceso que se prolongó durante varios meses. Para los datos de la Red Sísmica de Andalucía la tarea había sido realizada previamente, en abril de 1996, gracias a una estancia de dos investigadores en el Instituto Andaluz de

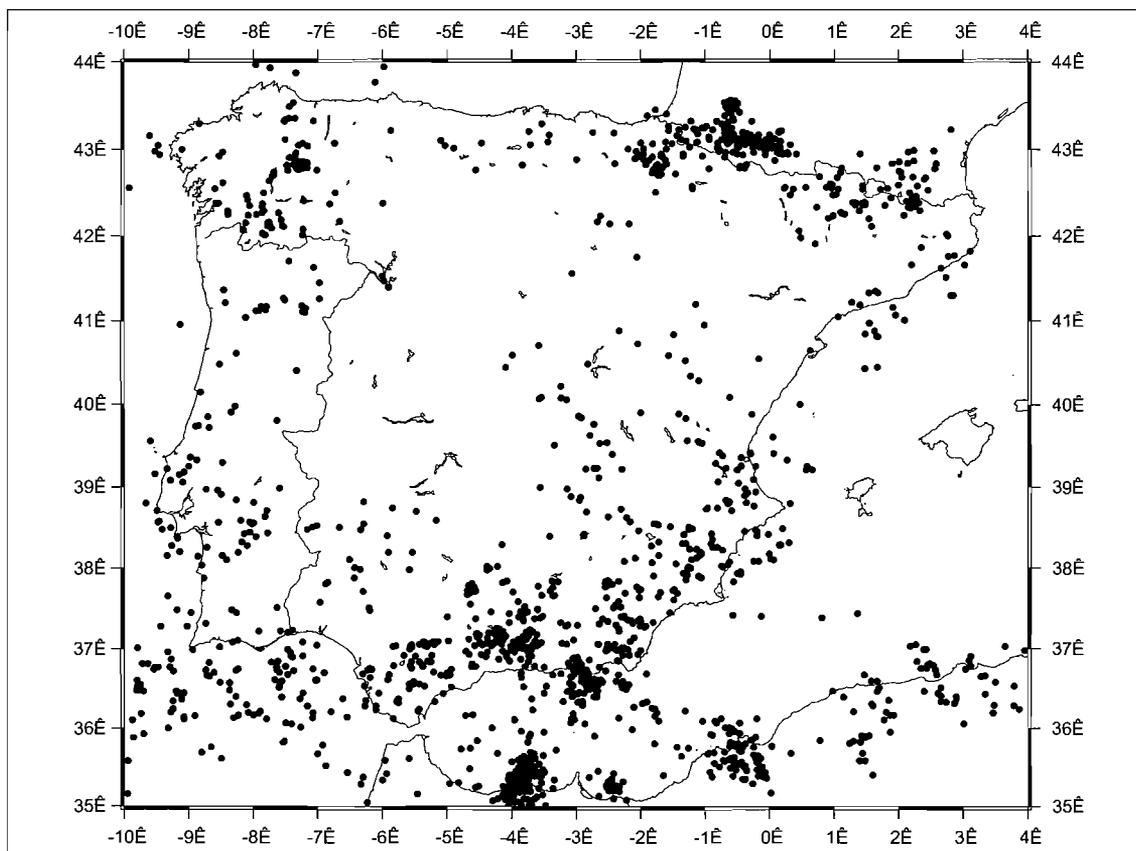


Figura 8.1.4. Localización de los sismos seleccionados.

Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos (IAGPDS) de la Universidad de Granada. Este trabajo de relectura fue acompañado por la revisión de numerosas fotocopias de sismogramas facilitadas por otras redes u organismos. Dichos sismogramas tenían interés a causa de la presencia de alguna polaridad adicional, pero en la mayoría de los casos no aportaron información relevante. Un análisis previo de la base de datos contrastada con las experiencias preliminares de relectura movió a tomar la decisión de revisar sólo los sismogramas correspondientes a eventos que tuvieran un número de observaciones superior o igual a diez. Con ello la muestra se redujo a 446 eventos. La relectura se realizó tanto en registro analógico (sismogramas de registro de papel) con la ayuda de una lente de aumento, como en registros digitales, utilizando en este caso paquetes informáticos específicos. Este proceso se centró primordialmente en los tiempos de llegada de las fases P y/o S y en la determinación de las polaridades de las fases P. En total se relevaron 10.728 tiempos de llegada de ondas P y 8.566 de ondas S; se obtuvieron 3.318 polaridades y finalmente se relocalizaron los 446 eventos. Como se verá más adelante, durante este proceso de relocalización se establecieron nuevos criterios de selección de eventos que dependían de los parámetros de calidad resultantes.

Un trabajo adicional consistió en verificar el signo de la polaridad dado por los Observatorios con objeto de evitar errores que pudieran disminuir la calidad de los mecanismos focales. Para el caso de la Red Sísmica del IAGPDS se obtuvo una lista de cambios del sentido de la polaridad facilitada por el personal de dicha institución. Para los datos del IGN la labor fue realizada por el equipo del Proyecto y la metodología consistió en seleccionar una señal impulsiva procedente de un telesismo a una distancia epicentral mayor que 50° (5.535 Km), y comparar el registro de las estaciones del IGN con el de la estación de la Red mundial situada en Toledo. Se aseguró el uso de varios telesismos durante el período comprendido entre 1980 y 1995.

Después de esta etapa preliminar, se utilizó el programa informático HYZVAR (versión de HYPOINVERSE, realizada expresamente para el Proyecto) que permite ensayar varias profundidades en el proceso de localización de cada evento sísmico. Dentro del contexto del mismo programa se aplicó otro criterio de selección a los resultados de cada ensayo, según el cual se debían cumplir las siguientes condiciones:

- $nwr \geq 7$
- $nws \geq 1$
- Condicionamiento < 100
- $RMS < 1$ s
- $erz, erh < 5$ km

donde,

nwr : número de lecturas (P y S) con pesos > 0.1 (Klein, 1978).

nws : número de lecturas S con pesos > 0.1 .

Condicionamiento: cociente entre los valores singulares más grande y más pequeño de la matriz de derivadas parciales (Lee y Stewart, 1981).

RMS : error cuadrático medio.

erh, erz :errores epicentrales y de profundidad, respectivamente.

Si después de la aplicación de este criterio quedaban todavía varias posibilidades de solución, se escogió el resultado del ensayo que interpretaba la mayor cantidad de fases y con el menor condicionamiento. Este subproceso redujo el número de eventos previamente escogidos a 128 pero mejoró la fiabilidad de los datos.

Seguidamente se aplicó el programa HYALTRI (versión de HYPOINVERSE para usar una profundidad de ensayo por cada evento) a los últimos ficheros de fases P y S, considerando ya en este caso las correcciones de inversiones de polaridad especificadas anteriormente. Así, estos ficheros contienen los datos sismológicos más actualizados. En esta relocalización, que además proporciona los ángulos de partida de los rayos sísmicos, se han utilizado básicamente modelos de velocidades de capas planas. También se realizaron ensayos de modelos en los que la velocidad dependía linealmente de la profundidad (gradiente). La comparación de los resultados de la inversión simultánea para ambos casos puso de relieve que los parámetros de calidad (verosimilitud y "score") eran ligeramente mejores cuando se utilizaba el modelo de capas planas. En cualquier caso, debe tenerse en cuenta que un mejor conocimiento de la estructura cortical y profunda puede hacer que los modelos de gradiente incrementen sus prestaciones en este tema.

El fichero típico HYPVRT, resultante de esta última aplicación, fue la entrada al programa FKTRI91 (modificado también para el Proyecto) con la finalidad de obtener los archivos de localizaciones y de la información necesaria para la construcción de los mecanismos focales. El nombre genérico de los ficheros que contienen esta última información fue fort.3. Estos ficheros pasaron a formar parte de la Base de Datos Sismológicos SISMO (BDS). Se debe resaltar que los ficheros fort.3, además de los ángulos de partida y los acimutes correspondientes, contenían al menos siete polaridades por evento. En esta muestra, junto a los 128 eventos que habían superado los criterios de calidad descritos, se incluían nueve mecanismos bibliográficos seleccionados por su magnitud, localización y fiabilidad (Vidal, 1986; Buforn *et al.* 1995), y 19 correspondientes al área catalana facilitados por el Institut Cartogràfic tomados de la bibliografía (IPSN, 1993; Delouis *et al.*, 1993). La muestra total de sismos a los que se ha calculado el mecanismo focal individual y han servido para realizar el análisis de Rivera y Cisternas ha sido, por tanto, de 156 (figura 8.1.5). Todas las localizaciones hipocentrales presentes en la Base de Datos Sismológica figuran también en el fichero MECTOTA, utilizado en el tratamiento de datos sísmicos mediante técnicas de Análisis Poblaciones de Fallas, y que incluye 5 eventos que no han sido considerados en el BDS por tener menos de siete polaridades (tabla 8.II). La figura 8.1.9 representa los histogramas correspondientes al número de polaridades y a la magnitud de los sismos comprendidos en el BDS.

Después de obtener los ficheros fort.3 (acimut, ángulo de partida y polaridad) para cada evento sísmico, se procedió a distribuir dicha información por regiones de acuerdo al esquema general de zonas establecida previamente durante el desarrollo del Proyecto. Se lograron así diez subconjuntos.

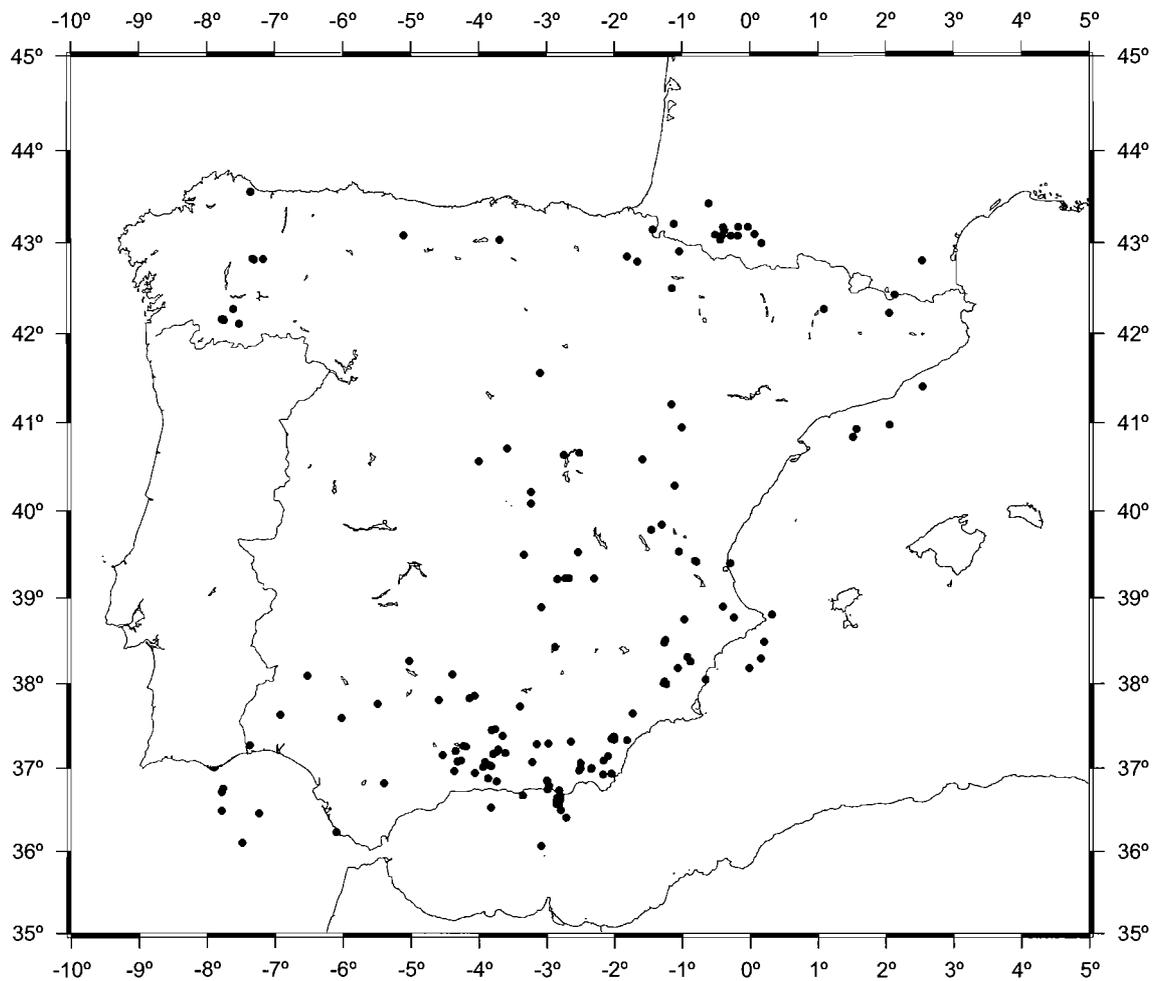


Figura 8.1.5. Localización de los sismos seleccionados de los que se ha podido obtener mecanismo focal (círculos negros). Los círculos blancos corresponden a los 5 eventos con menos de 7 polaridades, a los que no se ha podido aplicar el método de Rivera y Cisternas (1990).

Los ficheros fort.3 fueron la entrada para dos tipos de proceso. Por un lado, se les aplicó el programa MF96 (Cabañas *et al.*, 1996), o su versión mejorada MF97, con la finalidad de construir una serie de mecanismos focales posibles de un mismo evento y que cumplieran la condición de superar un score dado. A su vez estos resultados fueron el punto de partida de la aplicación del método de Análisis Poblacional Ponderado de Fallas aplicado al caso de terremotos (De Vicente, 1988; Giner, 1996)

El segundo tipo de proceso es la aplicación del Método de Determinación Simultánea del Tensor de Esfuerzos Actual y de los Mecanismos Focales (Rivera y Cisternas, 1990). Para ello, se utilizó una técnica que permitía el uso de este algoritmo pero partiendo de diversos valores iniciales de los parámetros que caracterizan el tensor de esfuerzos y de mecanismos focales coherentes con este último.

Tabla 8.II. Relación de los 156 sismos comprendidos en el BDS para los que se ha calculado el mecanismo focal. A ellos se han añadido 5 eventos que por tener menos de 7 polaridades sólo se han utilizado en el APF.

Nº	fecha	hora	min	seg	lat	long	prof	rms	erh	erz	mag	nºpol	zona
1	810305	1	21	52	38.49	0.21	1	1.0	3	4	4.9	38	BETEX
2	850914	4	25	1	37.38	-3.65	7	0.6	2	2	3.5	16	BETEX
3	860426	0	12	1	37.22	-3.72	5	0.6	1	1	4	21	BETEX
4	860530	11	22	26	37.09	-4.26	5	0.8	2	2	3.7	15	BETEX
5	860705	16	35	5	38.77	-0.24	11	0.5	2	2	3.4	7	BETEX
6	870311	0	36	41	37.73	-3.40	6	0.9	2	2	4.3	29	BETEX
7	890607	0	12	48	37.15	-4.53	6	0.3	1	1	3.4	15	BETEX
8	900329	3	10	21	38.29	0.16	8	0.6	1	2	3.6	8	BETEX
9	910814	10	32	9	38.75	-0.96	4	0.9	1	2	4.1	19	BETEX
10	920820	3	38	56	38.26	-0.88	16	0.5	1	2	3	8	BETEX
11	931111	2	5	60	38.31	-0.91	4	0.7	1	2	3.2	8	BETEX
12	931111	7	33	24	38.18	0.00	8	0.7	1	1	3.7	23	BETEX
13	931205	14	15	42	38.48	-1.26	3	0.7	1	2	3.2	15	BETEX
14	931211	2	51	9	38.05	-0.65	9	0.3	1	1	3.4	8	BETEX
15	940120	6	32	40	37.26	-4.23	6	0.9	1	2	3.3	15	BETEX
16	940305	15	26	7	36.96	-4.37	7	0.4	1	1	3.2	17	BETEX
17	940323	15	10	31	37.83	-4.14	8	0.6	1	1	3.4	17	BETEX
18	940607	3	10	36	38.9	-0.39	16	0.5	1	1	3	8	BETEX
19	940804	6	43	42	38.18	-1.06	3	0.7	1	2	3.3	9	BETEX
20	940810	20	5	16	37.2	-4.35	2	0.9	1	2	3.1	15	BETEX
21	940906	2	0	30	36.81	-5.40	6	0.8	1	1	3.7	22	BETEX
22	940923	15	41	25	37.07	-4.32	5	0.6	1	1	3.1	13	BETEX
23	941007	12	51	17	36.23	-6.10	17	0.6	1	1	3	12	BETEX
24	941128	7	30	21	38.51	-1.25	8	0.7	1	2	3.4	12	BETEX
25	950125	20	13	11	37.85	-4.07	5	0.6	1	1	3.2	16	BETEX
26	950606	14	58	50	37.25	-4.19	2	0.6	1	3	3.1	7	BETEX
27	950701	3	29	8	37.45	-3.80	14	0.7	1	2	3.4	7	BETEX
28	950711	18	27	34	37.45	-3.82	20	0.5	1	1	3.6	11	BETEX
29	951004	2	6	7	38.8	0.32	6	0.6	1	2	3.8	13	BETEX
30	951126	5	39	40	38	-1.23	2	0.6	1	1	4.1	18	BETEX
31	951126	6	25	6	38.02	-1.26	1	0.7	1	2	3.7	11	BETEX
32	951206	10	13	31	38	-1.27	7	0.6	1	1	3.6	7	BETEX
33	951218	3	47	15	37.46	-3.76	24	0.5	1	1	3.3	10	BETEX
34	770606	10	49	12	37.65	-1.73	9	0.8	3	11	4.2	22	BETIN
35	840624	14	30	51	36.84	-3.74	5	0.7	2	2	5	45	BETIN
36	840913	4	34	11	36.98	-2.34	9	0.9	4	4	5	28	BETIN
37	850916	22	25	9	37.02	-3.82	5	0.6	2	2	3	11	BETIN
38	860816	18	10	40	37.07	-3.22	9	0.3	1	1	3	9	BETIN
39	880320	19	44	47	37.14	-2.10	1	0.3	1	1	3.1	7	BETIN

Tabla 8.II. Relación de los 156 sismos comprendidos en el BDS para los que se ha calculado el mecanismo focal. A ellos se han añadido 5 eventos que por tener menos de 7 polaridades sólo se han utilizado en el APF. (Continuación).

Nº	fecha	hora	min	seg	lat	long	prof	rms	erh	erz	mag	nºpol	zona
40	880502	10	51	17	37.18	-3.61	11	0.2	1	1	3	8	BETIN
41	880820	16	42	52	37.19	-3.74	2	0.4	1	1	3.4	13	BETIN
42	881206	6	9	16	37.03	-3.85	4	0.4	1	1	3.1	14	BETIN
43	931222	20	11	38	37.01	-3.94	1	0.8	1	2	3.6	23	BETIN
44	931223	18	0	8	36.75	-2.99	2	0.9	1	1	3.8	26	BETIN
45	940103	1	0	7	36.79	-2.97	7	0.6	1	1	3.7	32	BETIN
46	940104	8	3	15	36.56	-2.83	6	0.6	1	2	4.9	34	BETIN
47	940104	8	47	28	36.6	-2.84	9	0.5	1	1	3.5	17	BETIN
48	940108	22	48	8	37.07	-3.91	2	0.5	1	1	3.6	28	BETIN
49	940109	16	1	36	36.61	-2.86	13	0.3	2	1	3.1	17	BETIN
50	940116	15	55	4	36.56	-2.86	6	0.8	1	1	3.4	18	BETIN
51	940116	17	3	10	36.64	-2.85	5	0.9	1	2	3.5	15	BETIN
52	940117	5	50	27	37.28	-3.16	7	0.3	1	1	3.2	19	BETIN
53	940126	16	16	45	36.65	-2.83	3	0.6	1	2	3.7	23	BETIN
54	940202	6	3	6	36.67	-2.81	10	0.6	1	1	3.4	21	BETIN
55	940202	18	3	40	36.49	-2.80	11	0.7	1	2	3.7	33	BETIN
56	940311	21	42	38	37.33	-1.81	4	0.8	1	1	3.2	18	BETIN
57	940329	14	29	2	36.62	-2.80	6	0.8	1	1	3.5	14	BETIN
58	940329	22	4	21	36.67	-3.36	4	0.7	1	1	3.7	33	BETIN
59	940330	23	26	44	37.06	-2.51	3	0.5	1	1	3.1	22	BETIN
60	940408	4	0	5	37.37	-2.01	2	0.6	1	1	3.9	40	BETIN
61	940408	4	13	33	37.35	-2.04	2	0.6	1	1	3.1	15	BETIN
62	940419	23	52	0	37.34	-2.00	7	0.5	1	1	3.7	26	BETIN
63	940420	21	23	38	37.35	-2.04	1	0.5	1	1	3.2	13	BETIN
64	940423	17	53	59	37.36	-2.02	2	0.6	1	1	3.2	17	BETIN
65	940612	6	31	46	36.93	-2.04	5	0.5	1	1	3.1	13	BETIN
66	940713	10	12	31	36.52	-3.82	2	0.6	1	2	3.3	18	BETIN
67	940724	0	45	22	36.99	-2.51	11	0.4	1	1	3.3	24	BETIN
68	941108	0	17	35	36.98	-2.35	3	0.9	1	2	4	36	BETIN
69	941203	18	42	44	37.29	-2.98	9	0.5	1	1	3.5	20	BETIN
70	941225	12	4	28	36.07	-3.09	1	0.8	1	2	3.3	10	BETIN
71	950225	19	24	25	37.31	-2.64	2	0.5	1	2	3.2	17	BETIN
72	950317	14	4	14	37.16	-3.79	6	0.6	1	1	3.9	19	BETIN
73	950318	13	40	34	37.09	-2.16	1	0.4	1	1	3.9	30	BETIN
74	950429	7	37	41	36.73	-2.83	6	0.7	1	2	3.1	14	BETIN
75	950518	23	13	6	36.85	-3.00	1	0.4	1	3	3.1	9	BETIN
76	950529	16	21	27	36.87	-3.86	6	0.6	1	1	3	11	BETIN
77	950607	16	20	36	36.92	-2.17	8	0.6	1	1	4	17	BETIN
78	950918	5	14	41	36.94	-4.07	1	0.5	1	2	3	7	BETIN
79	951109	19	20	53	36.4	-2.72	6	0.6	1	2	3.4	7	BETIN
80	951118	0	24	48	36.97	-2.53	3	0.3	1	1	4	18	BETIN

Tabla 8.II. Relación de los 156 sismos comprendidos en el BDS para los que se ha calculado el mecanismo focal. A ellos se han añadido 5 eventos que por tener menos de 7 polaridades sólo se han utilizado en el APF. (Continuación).

Nº	fecha	hora	min	seg	lat	long	prof	rms	erh	erz	mag	nºpol	zona
81	940813	16	25	18	36.46	-7.24	25	0.5	1	2	3.5	23	GUA
82	940828	13	43	12	36.72	-7.79	24	0.9	2	2	3.3	20	GUA
83	940926	20	2	17	36.76	-7.77	27	0.6	2	1	3	10	GUA
84	941226	17	48	22	36.49	-7.79	28	0.7	1	2	3.6	9	GUA
85	950305	23	46	23	36.1	-7.48	14	0.7	2	2	3.7	25	GUA
86	860514	23	55	37	39.9	-1.40	9	0.8	2	2	3.3	19	IBE
87	861028	6	48	10	39.84	-1.30	5	0.5	2	3	3.2	9	IBE
88	870706	4	32	25	40.95	-1.00	5	0.6	2	3	3.4	13	IBE
89	870824	18	43		40.93	1.57	8				4.2	10	IBE
90	880519	21	16	31	39.54	-1.04	2	0.5	2	2	3.2	13	IBE
91	881228	6	21	15	39.4	-0.29	17	0.6	1	2	3.4	7	IBE
92	890924	20	16	4	41.2	-1.15	6	0.8	3	2	3.3	13	IBE
93	911215	11	50		40.98	2.06	12				4.2	15	IBE
94	911221	5	8	25	39.42	-0.79	2	0.9	1	2	3.3	7	IBE
95	920124	9	49	32	40.86	-2.39	1	0.6	3	3	3.4	6	IBE
96	930525	7	7	13	39.43	-0.80	2	2.3	1	1	3.3	13	IBE
97	930815	22	32	25	40.29	-1.09	3	0.5	2	3	3.4	16	IBE
98	931025	0	16	6	40.59	-1.58	2	0.5	2	2	3.2	11	IBE
99	940926	5	38		41.41	2.55	10				4.2	9	IBE
100	950515	15	37		40.8	1.52	15				4.6	14	IBE
101	881212	12	14	40	42.16	-7.76	5	0.2	1	1	3.2	7	NO
102	881230	16	41	39	42.15	-7.75	3	0.2	1	1	3.2	7	NO
103	890610	7	15	8	42.16	-7.78	11	0.3	1	1	3.2	8	NO
104	890830	11	43	26	42.11	-7.52	14	0.5	1	1	3.8	10	NO
105	901122	4	33	14	42.28	-7.61	17	0.5	1	2	3.6	8	NO
106	940415	13	26	19	43.56	-7.36	29	0.7	1	2	4.2	24	NO
107	951129	23	56	29	42.83	-7.32	10	0.6	1	3	4.6	25	NO
108	951130	2	20	34	42.82	-7.31	10	0.2		2	3.8	17	NO
109	951224	15	49	43	42.82	-7.17	16	0.1	1	1	3.7	8	NO
110	800229	20	41		43.17	-0.39	6				5.7	32	PIR
111	810719	19	58		43.09	0.07	6				4.6	8	PIR
112	810928	1	41		43.17	-0.03	13				4.3	10	PIR
113	820622	19	50	23	42.86	-1.81	1	0.7	2	2	4.4	7	PIR
114	820825	20	59		43.07	-0.28	8				4.3	10	PIR
115	840225	2	3	19	43.21	-1.12	11	0.5	1	2	4.8	16	PIR
116	850930	2	28		43.03	-0.44	6				3.8	7	PIR
117	860419	9	1		43.09	-0.51	10				3.9	10	PIR
118	870526	16	32		43.13	-0.38	4				3.8	9	PIR
119	870626	17	13		43.08	-0.41	3				3.9	9	PIR
120	871107	11	7	52	43.04	-3.70	16	0.5	2	2	3.9	7	PIR
121	871111	7	15		43.07	-0.18	8				4.1	8	PIR

Tabla 8.II. Relación de los 156 sismos comprendidos en el BDS para los que se ha calculado el mecanismo focal. A ellos se han añadido 5 eventos que por tener menos de 7 polaridades sólo se han utilizado en el APF. (Continuación).

Nº	fecha	hora	min	seg	lat	long	prof	rms	erh	erz	mag	nºpol	zona
122	871112	1	33	13	43.17	-0.17	1	0.4	1	1	3.6	7	PIR
123	871215	7	35		43.43	-0.61	11				3.9	11	PIR
124	890106	19	33		42.99	0.17	11				4.4	16	PIR
125	900228	13	23	43	42.91	-1.04	10	0.7	2	2	3.6	15	PIR
126	900401	19	13	34	43.15	-1.43	13	0.4	1	1	3.4	8	PIR
127	900619	21	48	12	42.79	-1.66	3	0.6	1	1	3.4	10	PIR
128	900726	16	29	34	42.5	-1.15	1	0.7	2	4	3.6	9	PIR
129	900805	21	32		42.27	1.09	1				3.7	9	PIR
130	920319	18	53		42.23	2.06	2				4.2	18	PIR
131	931008	22	9		42.43	2.13	3				3.3	13	PIR
132	960218	1	45		42.8	2.53	8				5.2	22	PIR
133	951117	15	11	48	40.57	-4.00	12	0.4	1	1	3.3	9	SCE
134	940413	3	33	4	41.55	-3.10	12	0.3	2	11	3.4	11	DUE
135	790630	1	44	36	40.66	-2.52	10	1.4	8	7	4.1	9	TAJ-MAN
136	820223	17	59	15	40.64	-2.75	7	1.3	3	5	4.1	8	TAJ-MAN
137	860513	18	38	44	39.23	-2.73	5	0.7	2	3	3.6	19	TAJ-MAN
138	860513	20	24	19	39.23	-2.67	5	0.7	4	3	3	12	TAJ-MAN
139	871019	12	54	43	40.26	-3.24	5	0.4	1	1	3.2	7	TAJ-MAN
140	880928	12	43	51	40.1	-3.54	2	0.3	2	4	3	6	TAJ-MAN
141	881004	13	5	11	40.08	-3.56	2	0.3	1	3	3.1	8	TAJ-MAN
142	881011	14	15	29	40.07	-3.58	2	0.4	2	3	3.1	6	TAJ-MAN
143	881024	4	38	52	40.07	-3.24	9	0.4	2	2	3.4	14	TAJ-MAN
144	890220	3	25	37	38.9	-3.09	8	0.5	2	2	3.6	23	TAJ-MAN
145	900707	23	30	18	40.73	-3.54	4	0.8	2	2	3.3	20	SCE
146	901130	21	52	12	39.21	-2.83	2	0.6	3	2	3	7	TAJ-MAN
147	910530	20	10	39	39.23	-2.31	4	0.5	1	2	3.5	14	TAJ-MAN
148	920420	2	8	26	39.52	-2.54	8	0.4	1	2	3.4	9	TAJ-MAN
149	940206	5	27	0	39.5	-3.33	6	0.6	1	6	3.5	7	TAJ-MAN
150	940214	12	3	50	40.45	-2.62	16	0.3	1	2	2.8	5	TAJ-MAN
151	950329	16	10	7	39.62	-2.79	1	0.6	1	2	3.1	5	TAJ-MAN
152	850526	18	5	10	37.79	-4.64	5	0.6	2	2	5.1	32	TOL-MOR
153	860508	23	10	37	38.1	-4.40	5	0.7	2	3	3.2	14	TOL-MOR
154	891220	4	15	5	37.27	-7.37	17	0.4	1	2	5	20	TOL-MOR
155	910310	11	17	6	37.75	-5.49	15	0.1	2	2	2	7	TOL-MOR
156	910822	9	42	7	38.26	-5.04	6	0.1	2	2	1.9	7	TOL-MOR
157	920519	19	23	3	37.57	-6.02	10	0.1	3	1	2.4	7	TOL-MOR
158	940704	13	38	47	37.63	-6.92	23	0.5	1	1	4.3	30	TOL-MOR
159	950330	15	54	42	38.1	-6.53	11	0.6	1	1	3.8	17	TOL-MOR
160	950411	6	42	20	38.43	-2.88	7	0.6	1	1	3.5	12	TOL-MOR
161	890220	20	52	28	43.08	-5.11	5	0.5	1	2	3.7	7	CAN

Cabe mencionar que en todos los casos, en los que se aplicó el método de Rivera y Cisternas (1990), se consideraron siete o más polaridades por terremoto. Este límite inferior fue estimado teniendo en cuenta que un número pequeño de polaridades puede conducir a establecer regiones de confianza muy grandes, no sólo para los ejes del tensor de esfuerzos sino también para el valor del factor de forma R y los parámetros del mecanismo focal (ver el ejemplo del análisis de las réplicas del sismo de Perugia del 29 de abril de 1984, $m_b=5.3$; Rivera, 1989). Se hace notar también que esta elección se justifica de alguna manera porque no se ha impuesto una condición de distribución azimutal uniforme de las polaridades en la representación estereográfica. De esta forma, se intenta asegurar una población de polaridades con calidad uniforme y aceptable, aún con el riesgo de retirar información válida (Delouis *et al.*, 1993).

A menudo, en la solución de un problema inverso, la solución final (tensor y mecanismos focales) puede depender de los valores de ensayo o iniciales o encontrar mínimos relativos en la función solución. Teniendo en cuenta este problema, - crítico en el Método de Rivera y Cisternas-, se procedió de la siguiente manera:

1. Se variaron los ángulos de Euler usando intervalos de 10° , siendo Θ_R , constante e igual a cero (ver la relación entre R' y Θ_R en el apartado: Determinación del tensor de esfuerzos actual. Aspectos teóricos). Los intervalos de variación fueron los siguientes:

$$\phi \in [0, 2\pi]$$

$$\theta \in [0, \pi/2]$$

$$\psi \in [0, \pi]$$

Esto permitió barrer el espacio de los tensores posibles (Rivera, 1989). También se variaron los mecanismos focales de partida para aminorar la dependencia de las condiciones de ensayo y se compararon los tensores obtenidos a fin de detectar posibles mínimos relativos.

2. Se procedió a realizar toda la serie de inversiones para cada uno de los subconjuntos antes mencionados, construyendo así mismo una tabla de las verosimilitudes, *scores* y los valores de los parámetros iniciales. En total se realizaron 7.030 inversiones para cada zona de estudio, siendo el tiempo de cálculo del Sistema SS20 del orden de un minuto por inversión.
3. Se construyó un histograma de valores de la verosimilitud correspondiente a cada zona de estudio.

A continuación, se realizó un análisis de los resultados que presentaban la mayores verosimilitudes para observar las variaciones entre los tensores resultantes y escoger el de menores incertidumbres en los ejes principales y mejor *score*. Este procedimiento ha sido aplicado solo al territorio peninsular español, ya que para Portugal se ha realizado un estudio estrictamente bibliográfico.

Paralelamente, y a partir de los datos de polaridades de los mecanismos individuales se procedió, por parte del equipo de Geodinámica, a aplicar la metodología propuesta por Giner (1996).

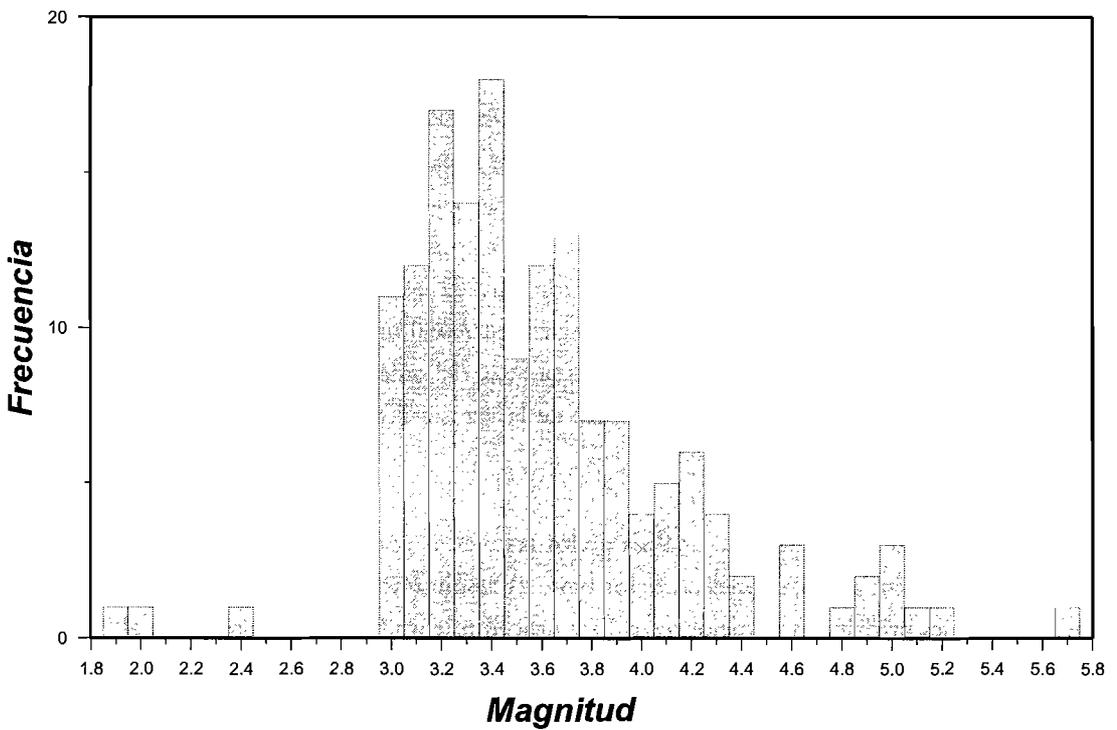
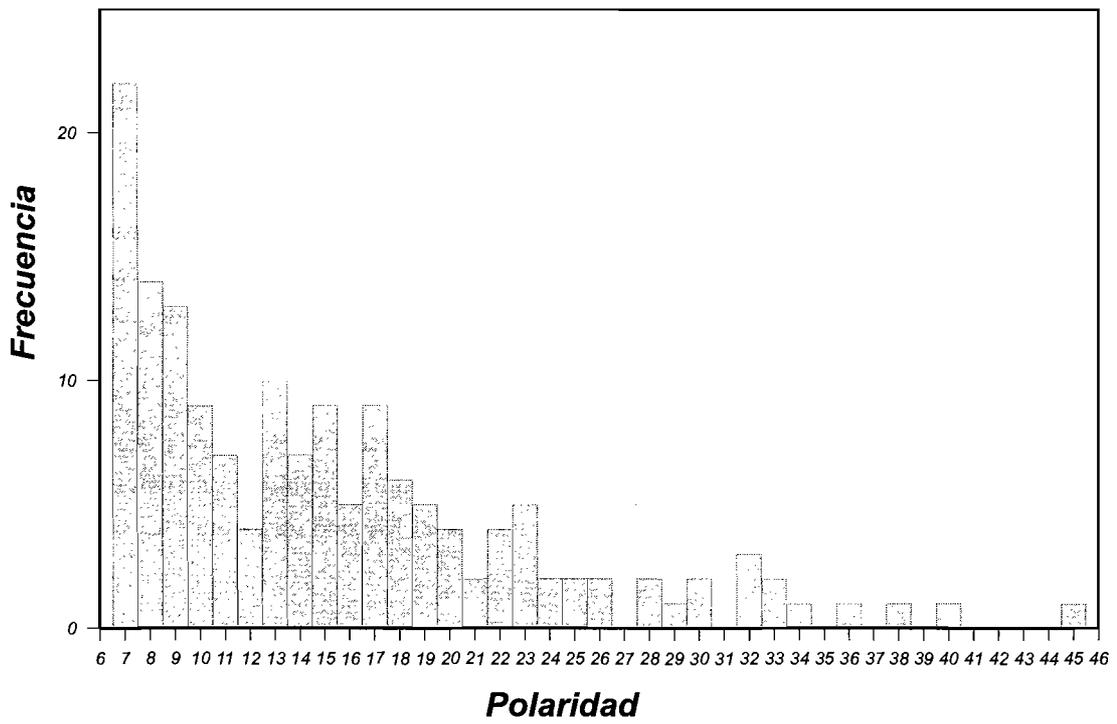


Figura 8.1.6. Histogramas de: A) número de polaridades y, B) magnitudes para los 156 sismos de los cuales se ha determinado el mecanismo focal y constituyen el BDS.

IV.9. Calidad de los datos y representatividad: parámetros de calidad

En este apartado se consideran, por un lado, la calidad de los datos sísmicos y, por otro, el de los geológicos.

IV.9.1 Estimación de la calidad de los datos sísmicos

El conocimiento correcto de la localización hipocentral es un requisito básico para el desarrollo de muchos estudios sismológicos. En concreto, la estimación de mecanismos focales y del tensor de esfuerzos no se puede realizar con calidad sin el cumplimiento de esta primera condición. Por ello, en la primera etapa del Proyecto Sigma se ha insistido en controlar y disminuir en lo posible los errores de localización hipocentral. Estos errores tienen, básicamente, dos orígenes: la toma de datos y el procesamiento matemático. Además de estos errores, la determinación del mecanismo puede verse afectada por otros generados en la lectura de las polaridades y que serán analizados conjuntamente con los primeros.

Errores en la toma de datos

Estos errores se presentan en la lectura de los tiempos de llegada de las fases P y/o S y en la determinación de la polaridad de las primeras llegadas. Las fuentes de la incertidumbre son las siguientes (Freedman, 1968):

1. Errores evidentes de lectura de los tiempos: se refieren a los múltiplos de segundos, minutos, cuartos de hora y aún horas.
2. Errores instrumentales: por ejemplo, variación de la velocidad de rotación del tambor que contiene un registro sísmico en papel o mala calibración del reloj.
3. Errores de identificación de las fases: afectan en particular a la lectura de aquéllas que son tardías (posteriores a la primera llegada de la onda P), pero pueden ser más generales si existe un nivel importante de ruido de fondo (*background noise*) en el registro sísmico. Este último aspecto también puede afectar la lectura de las polaridades de la onda P.
4. Errores de lectura: ligados a la precisión de la medida.

Los dos primeros tipos de error pueden ser reducidos al mínimo o tomados en cuenta en tratamientos a posteriori. En concreto los errores instrumentales son, en general, detectados por los responsables de la red sísmica y señalados explícitamente en los registros. Sin embargo, en el caso

del Proyecto, el estudio detallado de las polaridades puso de relieve la existencia de algún error sistemático en la información facilitada.

Los errores de identificación de fases y de lectura existirán siempre por ser intrínsecos al acto de medir. Sin embargo, ambos pueden ser disminuidos si, tal como se ha realizado en el Proyecto, las lecturas son efectuadas primero por una persona con experiencia y contrastadas después independientemente por otra aún más familiarizada en la técnica. Esta metodología supone un notable incremento de trabajo y alarga la duración del proceso, pero disminuye notablemente los márgenes de error y elimina cualquier equivocación sistemática. En el proceso de localización dentro del Proyecto Sigma se ha considerado el valor de 0.1 s como error de lectura. Este valor ha sido obtenido a partir de la velocidad de registro de las bandas analógicas y la resolución del cuentahilos empleado en la lectura, y ha sido asignado también a las lecturas digitales, aunque en este caso la resolución era mayor.

Finalmente, la calidad de la lectura de una fase es evaluada en la práctica con un coeficiente que forma parte del fichero de entrada en el programa de localización hipocentral. En los datos utilizados en el Proyecto, el 87% de las fases P y el 77 % de las S han alcanzado el máximo índice de calidad.

Error en la lectura de las polaridades de las ondas P

Este tipo de error afecta la construcción del mecanismo focal y la estimación del tensor de esfuerzos. Para evaluarlo, Rivera y Cisternas (1990) utilizan un modelo estadístico para las ondas P, que expresa la posibilidad de leer una compresión (dilatación). Este modelo ya había sido considerado previamente por Brillinger *et al.* (1980) en su algoritmo de determinación de mecanismos focales simples o compuestos.

Tomando en cuenta el signo del registro sísmico en una estación dada para un terremoto concreto, la probabilidad (Brillinger *et al.*, 1980) de leer una compresión C es:

$$P = \text{prob}(C) = \gamma + (1-2\gamma)F(\rho A(m)) \quad [9.1]$$

donde $A(m)$ es el patrón de radiación; F es la función normal acumulativa que varía entre 0 y 1 y toma el valor 0.5 cuando su argumento es igual a 0; γ y ρ son parámetros que serán descritos a continuación (ver figura 9.1.1).

La función definida en [9.1] se puede interpretar de la siguiente manera: La probabilidad de leer una polaridad correctamente en una estación situada en la zona de compresiones sobre la es-

fera focal es mayor que 0.5; si nos acercamos al eje T (máximo valor de A) la probabilidad se acercará a $(1 - \gamma)$. Por otro lado, la probabilidad de realizar una lectura incorrecta (caso opuesto al anterior) es menor que 0.5 y en la vecindad del eje P su valor será próximo a γ . Por tanto, este parámetro representa el nivel de ruido. Así, un sismograma con una razón señal-ruido pequeña indicará un valor de γ próximo a cero. En el caso contrario, el valor de γ se aproximará a 0.5 y las probabilidades de leer una compresión o una dilatación serán similares. Por su parte el valor de ρ determina en qué medida la polaridad es clara cerca de un plano nodal lo que depende de la magnitud del evento y la distancia epicentral. Como puede verse en la expresión [9.1], la función normal acumulativa F es función de ρ . De esta manera, un valor grande de ρ se expresa

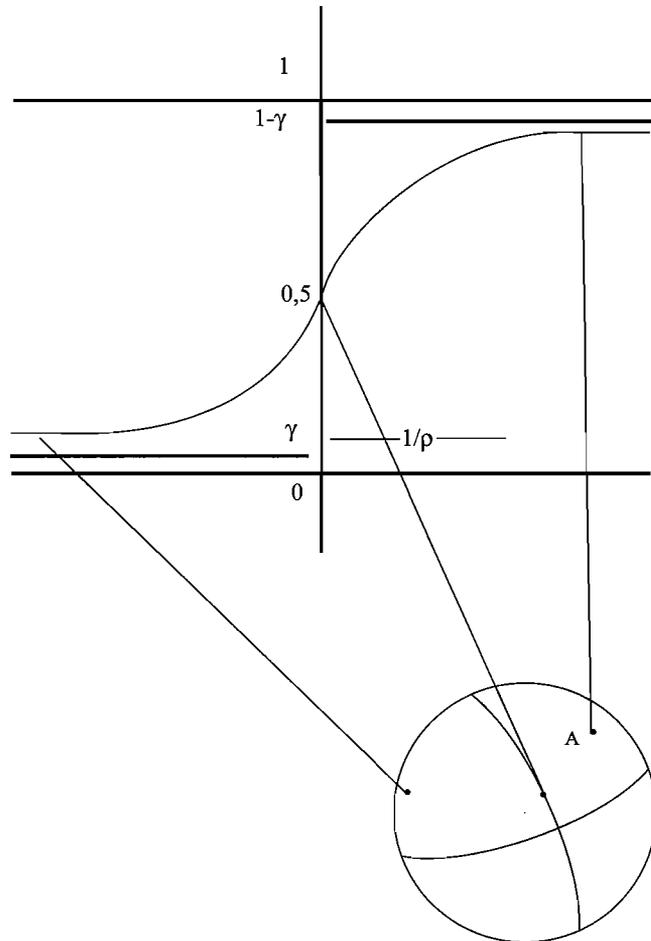


Figura 9.1.1. Gráfica de la probabilidad de leer una polaridad comprensiva (C) en función de la posición de una estación en la esfera focal. Se observa que la probabilidad de leer una polaridad comprensiva en la estación A es mayor que 0.5 (adaptada de Rivera, 1989).

en la figura como un paso rápido de la probabilidad entre γ y $1 - \gamma$. Naturalmente, F también depende del patrón de radiación porque, en teoría, siempre será más fácil leer la polaridad en registros de estaciones alejadas de los planos nodales.

Errores en el procesamiento matemático

La estimación teórica de los errores hipocentrales generados en el proceso de localización a partir del valor de error de lectura, ha sido estudiada detalladamente por Lindo y Herraiz (1995) e incluye los efectos de la geometría de la red, la estructura de velocidades utilizada (generalmente un modelo de capas horizontales con velocidades constantes en cada capa), la distribución azimutal de las estaciones en torno al epicentro, la distancia epicentral mínima, etc.

El punto de partida matemático es la ecuación de condición

$$A_{(m \times 4)} \delta X_{(4)} = r_{(m)} \quad [9.2]$$

en la que A_{ij} es la matriz de derivadas parciales de los tiempos de recorrido; $\delta \mathbf{x} = (\delta t, \delta x, \delta y, \delta z)^T$ el vector de ajuste de los parámetros hipocentrales y $\mathbf{r} = r_{(m)}^T$ el vector de los residuos. El índice i , varía entre 1 y m , y j entre 1 y 4. El tiempo de llegada teórico es el tiempo origen más el tiempo de recorrido

El camino elegido para resolver el sistema ha sido efectuar la descomposición en valores singulares (Single Value Decomposition: SVD). Con él es posible obtener una solución del problema y evaluar el grado de singularidad (Press *et al.*, 1992). En este método la matriz de derivadas parciales es expresada de la siguiente manera:

$$A_{(m \times 4)} = U_{(m \times 4)} S_{(4 \times 4)} V^T_{(4 \times 4)} \quad [9.3]$$

donde U es la matriz de los autovectores de AA^T ; V la matriz de los autovectores de $A^T A$ y S la matriz diagonal de los valores singulares de A tal que S_{ii}^2 son los valores comunes de los autovalores de AA^T y $A^T A$. La matriz de Covarianza C se calcula a partir de los elementos de la descomposición :

$$C_{(4 \times 4)} = \omega^2 V_{(4 \times 4)} S^2_{(4 \times 4)} V^T_{(4 \times 4)} \quad [9.4]$$

siendo ω^2 una constante igual a la varianza de los tiempos de llegada (el cuadrado del error de lectura). La diagonalización de la parte espacial de esta matriz define el elipsoide de error. A su vez, éste proporciona las longitudes y orientaciones (acimutes y ángulos respecto al Nadir) de los ejes principales que permiten estimar los errores espaciales (ERZ y ERH) y del tiempo origen. Estos errores vienen dados generalmente por

$$\sigma_{ii} = \sqrt{C_{ii}} \quad [9.5]$$

donde las variables t, x, y, z se corresponden, respectivamente, con 1, 2, 3 y 4. Sin embargo, el programa HYPOINVERSE utilizado en el Proyecto emplea otra expresión del error en profundidad (ERZ) obtenida proyectando los ejes principales del elipsoide de error sobre la línea vertical y eligiendo el valor más grande. A su vez, el error epicentral (ERH) es la proyección sobre el plano horizontal del eje principal máximo del elipsoide de error (Klein, 1978). Toda esta información forma parte de los ficheros de salida del programa en los que los errores espaciales aparecen expresados en kilómetros y el error del tiempo en segundos.

IV.9.2. Estimación de la calidad de los datos geológicos

La recogida de datos estructurales tiene una serie de limitaciones que es preciso conocer. Así, además del grado de representatividad de la propia estación de análisis respecto al resto de la zona de estudio, hay que tener en cuenta los errores de tipo numérico que se producen durante la recogida de datos estructurales. Entre estos últimos, caben destacar:

1. Los errores instrumentales de la brújula y el clinómetro, que pueden estimarse en $\pm 1^\circ$ para cada uno de los tres ángulos medidos (sentido de buzamiento, buzamiento y cabeceo).
2. Errores debidos a las irregularidades de la superficie de falla y de la estría, que son cuantitativamente más importantes, y que fácilmente alcanzan valores de $\pm 5^\circ$.
3. Por último, hay que tener en cuenta el error en el cálculo del tensor de esfuerzos. Para estimar el grado de calidad en el cálculo de un tensor de esfuerzos, resulta común realizar algún tipo de clasificación que tenga en cuenta el tipo y cantidad de datos utilizados, así como los parámetros de error calculados con el método empleado (Liesa y Arlegui, 1996). Además de emplear una escala de calidad, resulta de gran interés establecer el grado de representatividad estadística de la población de fallas explicada, mediante el cálculo de los intervalos de confianza de la solución.

De todas estas posibles fuentes de error, en los siguientes apartados se van a realizar algunas observaciones tenidas en cuenta a la hora de estimar la calidad de los resultados obtenidos con los métodos de inversión de esfuerzos. Por último se describe brevemente el muestreo con reemplazamiento (*bootstrapping*) para calcular los intervalos de confianza, y establecer así la representatividad estadística de la población de fallas explicada por un tensor.

Aunque generalmente las desviaciones medias en los esfuerzos de cizalla calculados se encuentran en valores aceptables, si se tienen en cuenta todas las posibles fuentes de error durante el muestreo, resulta recomendable otorgar un peso de calidad a cada valor de paleoesfuerzo mediante un parámetro que considere diferentes aspectos. Aunque se han descrito diferentes índices para la evaluación de los tensores de esfuerzo obtenidos a partir de los métodos dinámicos (Delvaux, 1994), en este trabajo hemos adoptado el propuesto por Simón *et al.* (1996), por considerarlo más completo, si bien hay que resaltar que ambos índices proporcionan resultados parecidos.

Índice calidad (IQ) de un tensor de esfuerzos (Simón *et al.*, 1996)

El índice de calidad propuesto por Simón *et al.* (1996) es el producto de cuatro factores, cada uno de los cuales tiene en cuenta un parámetro distinto:

$$IQ = \left(\frac{7}{\alpha}\right) \cdot \left(\frac{t}{t+n}\right) \cdot \left(1 - \frac{4}{t}\right) \cdot \left(\frac{c}{t}\right) \quad [9.6]$$

donde:

α es el ángulo medio en grados entre las estrías teóricas y las calculadas.

t es el número de fallas explicadas por el tensor.

n es el número de fallas de la población no explicadas por ningún tensor

c es el número de fallas que cumplen el criterio mecánico de Mohr - Coulomb [$\tau \geq \sigma_n \cdot \tan(25^\circ)$]

Los valores numéricos 7 y 4 se establecen para que el índice de calidad oscile en un intervalo entre 0 y 1. Estos autores proporcionan una clasificación de los tensores según cuatro categorías, en función de su propia experiencia:

Tensores RECHAZABLES	$\rightarrow Q = 0$
Tensores MEDIOCRES	$\rightarrow 0 < Q < 0.1$
Tensores BUENOS	$\rightarrow 0.1 \leq Q \leq 0.4$
Tensores MUY BUENOS	$\rightarrow 0.4 \leq Q \leq 0.7$
Tensores EXCELENTES	$\rightarrow Q \geq 0.7$

Conviene recordar que para la evaluación de la compatibilidad mecánica, estos autores proponen que las fallas deben quedar por encima de la línea de resistencia friccional definida en el círculo de Mohr por una cohesión nula y un $\phi = 25^\circ$ ($\mu = \tan \phi = 0.46$). Este criterio puede considerarse en cierto modo arbitrario, sobre todo si se tienen en cuenta la *Ley de Byerlee* (1978), y que bajo condiciones superficiales, los coeficientes de fricción pueden presentar una gran dispersión.

En este sentido, la utilización del método de *inversión de esfuerzos* (Reches *et al.*, 1992), el cual calcula la fricción media y obliga a las fallas explicadas a cumplir esa fricción sin fijar un valor arbitrario, soluciona este problema, siendo en todos los casos el cuarto parámetro igual a 1. Este hecho, que hace aumentar el valor de IQ de este método respecto a otros fundamentados sólo en la hipótesis de Wallace-Bott, se ve compensado porque obtiene unos valores del ángulo entre estría teórica y real (α) algo mayores, dado que no es el único parámetro que minimiza para obtener la solución óptima.

El resultado de todo esto es que si proyectamos los valores de IQ del método de Reches respecto al de Etchecopar (como ejemplo típico del resto de los métodos) para distintos tensores (Muñoz Martín, 1997), la correlación es alta (figura 9.2.1A y B).

En cuanto al grado de sensibilidad del índice IQ respecto al criterio utilizado para obtener la solución (SM= α y PMA) todos los métodos de inversión utilizados, presentan ajustes de tipo expo-

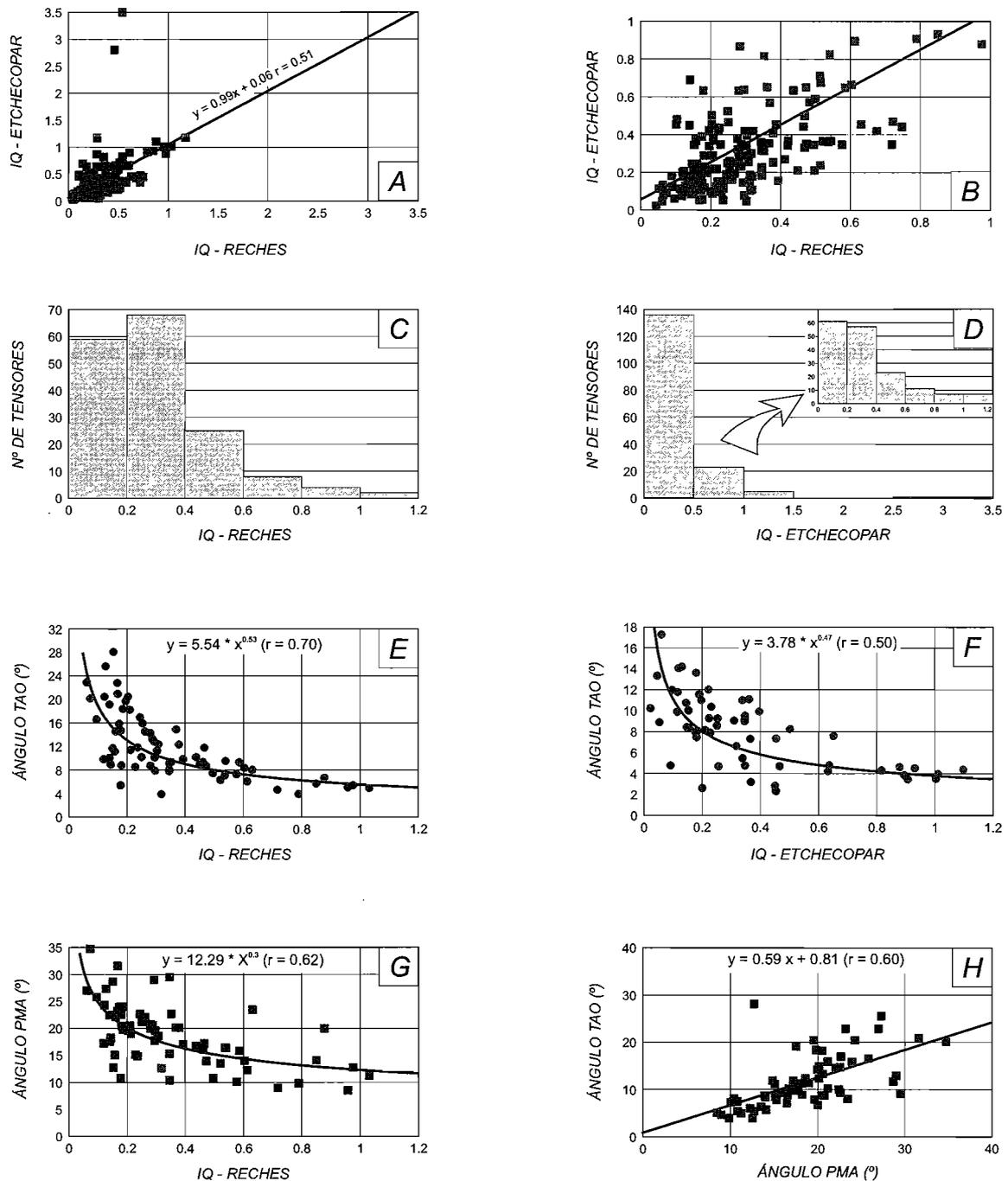


Figura 9.2.1. Relaciones entre los criterios de selección y el índice (IQ) propuesto por Simón et al. (1996) para los métodos de inversión de Etchecopar et al. (1981) y de Reches et al. (1992). A, B) Correlación lineal entre los valores de IQ. C, D) Histogramas de los valores de IQ obtenidos con los dos métodos de inversión. E, F) variación del índice IQ respecto al ángulo α . G) respecto al PMA. H) Correlación lineal entre los dos criterios de selección propuestos por Reches et al. (1992). Ver texto para la explicación.

nencial (figura 9.2.1E y F). El tipo de curva es muy similar para los distintos métodos en el caso del parámetro α , mientras que la pendiente es menor para el ángulo PMA. Esto se refleja especialmente en aquellos tensores con un índice menor de 0.4, donde una variación del PMA se refleja en una mayor variación del IQ respecto al valor de α (figura 9.2.1G). Este hecho sugiere que el criterio PMA de selección de la solución [6.27] propuesto por Reches *et al.* (1992), es más sensible para determinar la calidad de la estación siguiendo los criterios de calidad propuestos por Simón *et al.* (1996) para los valores de $IQ < 0.4$, que suelen ser los más abundantes (figura 9.2.1G) (Muñoz Martín, 1997).

De todos modos, y dado que todos los tensores calculados caen dentro de las soluciones aceptables, el valor del índice de calidad no se ha empleado para representar los mapas de trayectorias, sino la dispersión angular en la estimación del σ_{HMAX} o σ_{HMIN} que proporciona el método de Reches *et al.* (1992).

IV.9.3. Representatividad estadística de los datos geológicos

Debido a que la recopilación de los datos estructurales es un proceso subjetivo, el error muestral produce un sesgo en las medidas que impide hablar, al menos de un modo formal, del *nivel de confianza* de los datos, ya que estos no se han tomado de una forma aleatoria (De Vicente, 1988). No obstante, Reches *et al.* (1992) afirman que es posible evaluar el grado de representatividad estadística de las fallas explicadas por un tensor de esfuerzos obtenido en una estación de análisis. Así, es posible establecer los márgenes de confianza de la misma por medio de un muestreo *con reemplazamiento* (Stuart, 1984) conocido como *bootstrapping* (Efron, 1982; Michael, 1987): dado que una población de fallas es una muestra finita de una población infinita de fallas, se asume que los parámetros de la población infinita se pueden estimar a través de un muestreo con reemplazamiento. Stuart (1984) establece que *el muestreo con reemplazamiento es equivalente al muestreo sin reemplazamiento de una población de tamaño infinito*.

Establecimiento de los márgenes de confianza en el cálculo de un tensor de esfuerzos

En los cálculos, una población de k fallas se remuestra con una selección aleatoria de los datos, obteniendo distintas muestras con el mismo número de fallas cada una (k), lo que implica que las muestras adicionales pueden contener alguno de los datos originales más de una vez. Los valores medios de las muestras sumadas presentan una distribución normal sobre el valor real de la población relativa a la población original (Stuart, 1984). Como en una población con distribución normal el 31.63% de las soluciones se desvían respecto al valor medio ± 1 vez la desviación estándar, si suprimimos el 31.63 % de los casos que más se alejan del valor medio, el resto (68.27 %) se encuentran limitados por un margen de confianza sobre la media igual a la desviación estándar.

Reches *et al.* (1992) incorporan el proceso de muestreo con reemplazamiento a su programa *Stress*, de la siguiente forma (figura 9.3.1):

1. Se determina la mejor solución y el coeficiente de fricción correspondiente.
2. La población original de fallas se reemplaza por selección aleatoria hasta sumar N muestras (N = 500). Cada una de esas muestras contiene el mismo número de fallas que la población original, pero algunas fallas son muestreadas más de una vez, mientras que otras no aparecen.
3. Se aplican los cálculos de inversión a todas las muestras, hasta generar N tensores de esfuerzos para el m seleccionado que mejor ajuste a la población original.
4. Se calculan los ejes principales medios de esfuerzos de las N soluciones. Se determinan las desviaciones angulares entre cada uno de los ejes principales de cada uno de los N tensores y el correspondiente eje principal medio.
5. Se elimina el 31.63 % de las N soluciones más alejadas del valor medio. El remanente (68.27 %) de las soluciones se encuentran dentro del margen de confianza de menos de ± 1 desviación estándar, con lo que es posible estimar el cono de confianza en grados dentro del cual se sitúan estos datos.

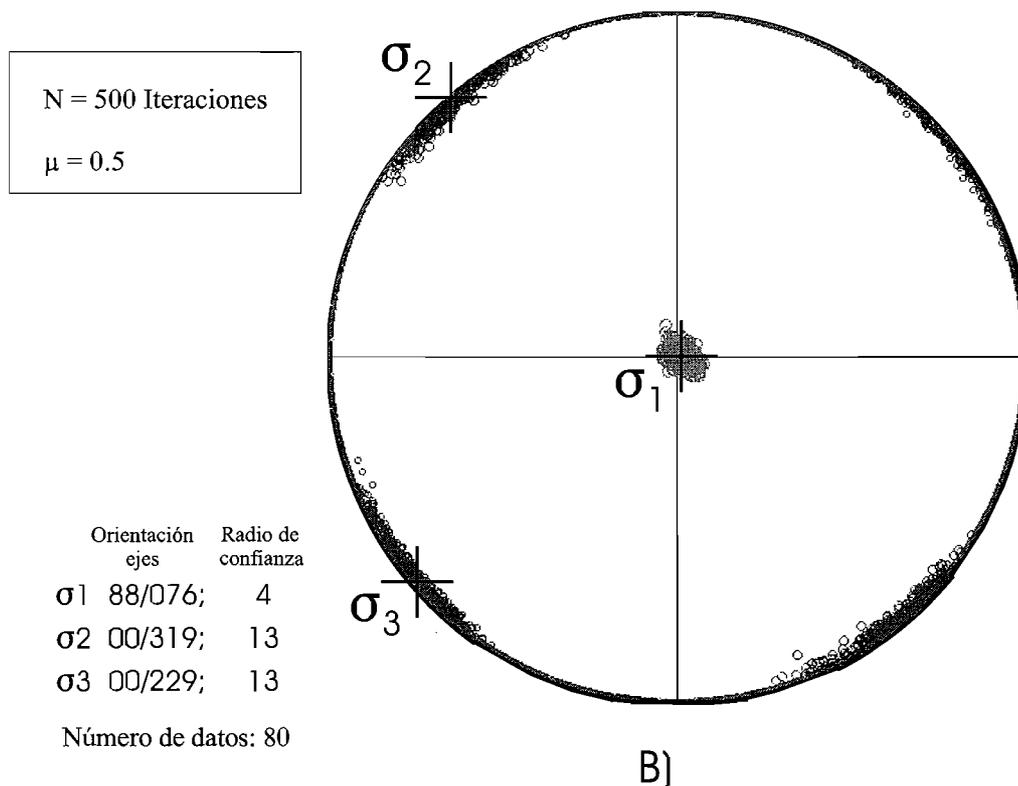


Figura 9.3.1. Ejemplo de muestreo con reemplazamiento de una población de fallas, con el cálculo de los márgenes de confianza ± 1 desviación estándar de la solución con el programa *Stress* (Reches *et al.*, 1992).

IV.10. Construcción de mapas de trayectorias de esfuerzos

Una vez se han calculado los estados de paleoesfuerzos puntuales a partir de los datos de campo o de los mecanismos focales, resulta necesario comparar los resultados obtenidos teniendo en cuenta su situación espacial. Para ello, es muy interesante la representación de un mapa de trayectorias de esfuerzos regional, ya que los resultados puntuales se encuentran irregularmente distribuidos.

Aunque un mapa de trayectorias puede ser dibujado a mano, este proceso es altamente subjetivo, ya que resulta muy difícil tener en cuenta la calidad relativa de cada dato. Por este motivo resulta más conveniente emplear modelos matemáticos para ajustar la distribución regional de los esfuerzos. Matemáticamente, la consideración del problema general de suavizados de una distribución en 2-D de datos de orientaciones vectoriales ha sido tratada por diferentes autores (Mendoza, 1986; Huang *et al.*, 1987). Recientemente Lee y Angelier (1993) han sugerido la utilización de métodos polinómicos bivariantes y de peso según la distancia para obtener este tipo de distribuciones.

En esta monografía se ha utilizado éste último modelo por medio del programa *Lissage* (Lee y Angelier, 1994), que va a ser descrito a continuación. Además, se van a comentar algunos problemas prácticos del establecimiento de un mapa de trayectorias de esfuerzos. Sobra comentar que la fiabilidad de estos mapas depende de la fiabilidad de los datos puntuales.

IV.10.1. El programa *lissage*

El programa permite reconstruir mapas de trayectorias de esfuerzos para un evento tectónico único, basándose en los resultados de múltiples determinaciones de esfuerzos locales, e incluye dos métodos diferentes de interpolación (modelo lineal por medio de una distribución bivariante, y una función de peso inversamente proporcional a la distancia). El resultado es una transformación de las orientaciones locales de esfuerzos en una distribución regional en dos dimensiones de las trayectorias de los ejes principales de esfuerzos que incluye un proceso de suavizado.

El grado de suavizado de las trayectorias está controlado por el grado de la función polinómica en el primer caso, y el valor del exponente y la distancia umbral (radio de búsqueda) para el segundo método. En la interpolación se considera el efecto de las desviaciones locales, resultantes de incertidumbres en el proceso de inversión, por medio de un valor angular de dispersión en la posición del eje. Estos pesos individuales están cuantificados por intervalos de confianza en función de la calidad de los datos. En nuestro caso, el valor de peso individual utilizado es el mayor error angular obtenido en la orientación del σ_{HMAX} ó σ_{HMIN} dados por el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) y el modelo de deslizamiento.

Para la obtención del mapa de trayectorias de esfuerzo hemos utilizado el método de peso inversamente proporcional a la distancia, debido a que suele proporcionar mejores ajustes (Lee y Angelier, 1994). Los resultados que proporciona el programa son: una malla regular de orientaciones de esfuerzos interpolada, y un mapa de trayectorias de esfuerzo en dos dimensiones que corresponde al campo de esfuerzos suavizado.

Dado que el programa no realiza ninguna consideración sobre la forma de los elipsoides, en nuestro caso se ha realizado una interpolación adicional del valor de R , con los mismos parámetros que los utilizados para obtener las trayectorias de los esfuerzos. De este modo se obtiene una malla de esfuerzos regular que representa tanto la variación en orientación como en magnitudes relativas de los esfuerzos a lo largo de todo el área considerada.

Entrada de datos: resultados locales de esfuerzos

La entrada de los datos para ejecutar el programa son los resultados locales de esfuerzos que se obtienen a escala local después del tratamiento en gabinete de los datos tomados en el campo. Dado que en la práctica la mayoría de los tensores de esfuerzos calculados tienen un eje vertical (resultado del papel jugado por la gravedad y por la superficie de la tierra en la distribución de los esfuerzos), nos interesa principalmente, definir las direcciones horizontales de los ejes principales de esfuerzos y los regímenes tectónicos correspondientes. Por ejemplo, donde σ_1 es vertical, resulta común simplemente considerar las orientaciones de σ_3 como direcciones de extensión. En los regímenes de desgarre y compresivos, por el contrario, todos los ejes σ_1 se encuentran próximos a la horizontal, resultando un mapa donde las direcciones de compresión son claramente visibles. No obstante, es posible la presencia de permutaciones en los ejes (por ejemplo entre σ_1 y σ_3), por lo que en estos casos se considera que sigue siendo un esfuerzo perteneciente a un campo compresivo en la horizontal y σ_{HMAX} se correspondería con σ_2 .

Estas observaciones justifican la reconstrucción de una base de datos simplificada a partir de la base de datos original que incluye las determinaciones completas de los tensores de esfuerzos. En lugar de la orientación de los tres ejes principales, sólo vamos a introducir la orientación del σ_{HMAX} (o de σ_{HMIN}), y el tipo de régimen de esfuerzos, así como el error angular en el cálculo del eje. La base de datos necesaria para la construcción del mapa de trayectorias, consiste en un fichero secuencial ASCII, con los siguientes parámetros:

- Coordenadas geográficas (X, Y) de la estación, tanto en coordenadas UTM como en geográficas.
- Azimut del vector horizontal a representar: [0-180°].
- Número de eje a interpolar: [1, 2, 3].

- Eje a considerar, en el caso de haber permutaciones: [1,2,3 ó 0 si no hay permutación].
- Error angular en grados en la estimación del eje proyectado en la horizontal.

Algoritmo de interpolación utilizado

Para un punto arbitrario de coordenadas (x, y) , se define una distancia R para limitar el umbral del efecto de peso. Así, cada dato (x_i, y_i) incluido dentro del círculo de radio R tiene un efecto de peso específico sobre el centro del punto (x, y) , en función de la distancia entre ambos, mientras que los datos situados fuera del círculo tienen un peso nulo sobre el punto (x, y) . Como el efecto del peso disminuye con el aumento de la distancia d_i entre los datos cercanos (x_i, y_i) y el centro del círculo (x, y) , el coeficiente correspondiente W_i se puede escribir como una función decreciente de d_i donde p es el orden de la función de peso (normalmente $p=2$):

$$W_i = \left(\frac{R - d_i}{R} \right)^p \quad [10.1]$$

La dirección horizontal del eje principal de esfuerzos calculado como una función de todos los datos de alrededor en un punto (x, y) se puede entonces definir como:

$$Q(x, y) = \frac{\sum_{i=1}^n [W_i w_i \Omega(x_i, y_i)]}{\sum_{i=1}^n [W_i w_i]} \quad [10.2]$$

donde n es el número de los datos incluidos dentro del círculo, mientras que $\Omega(x_i, y_i)$ es la orientación observada en el punto (x, y) y w_i describe el peso relativo del dato número i que representa la certidumbre del dato. Conviene recordar que los pesos w_i son parte de los datos y cuantifican la importancia relativa de los lugares donde se han tomado los datos, mientras que W_i juega un papel interno en el método. Es necesario remarcar que los valores de las direcciones de esfuerzos (Ω) deben ser procesados considerando que son bidireccionales, seleccionando una de las dos direcciones opuestas para cada dato por medio de la regla del ángulo mínimo.

El orden p y el radio R del efecto de peso [10.1] son factores muy importantes, ya que cuando la distancia d_i aumenta, el coeficiente de peso W_i del dato disminuye de una manera que depende del valor de p . Para un valor de p pequeño ($p=1$), el coeficiente de peso W_i disminuye lentamente con la distancia; para valores mayores de p , el coeficiente decrece más y más rápidamente. Cuando p es grande ($p>10$), el efecto es muy fuerte, por lo que el efecto de peso se concentrará para

los datos con una distancia d , muy pequeña. El círculo de radio R representa el campo de influencia del suavizado, siendo este efectivo exclusivamente dentro de ese área. Generalmente se selecciona un valor de R lo suficientemente grande para obviar los efectos locales, dado que los valores de R muy bajos pueden resultar en una influencia exagerada de los datos locales anómalos. En la figura 10.1.1 se muestran los efectos de variación de los parámetros R y p en el resultado final de las trayectorias.

En la práctica, se debe tener mucho cuidado en considerar (1) la geología regional y situación tectónica y (2) la distribución geográfica de las estaciones e incertidumbres en las determinaciones locales. Estos parámetros deben considerarse en cada situación para seleccionar los valores más apropiados de R y p (ver discusión en Lee y Angelier, 1994).

Otro factor importante en el método de suavizado es el rango de error angular para cada dato (w_i), que es la variable que representa la fiabilidad de cada dato puntual. Los datos con grandes errores producen unas trayectorias angulares más suaves, porque las direcciones locales están poco restringidas.

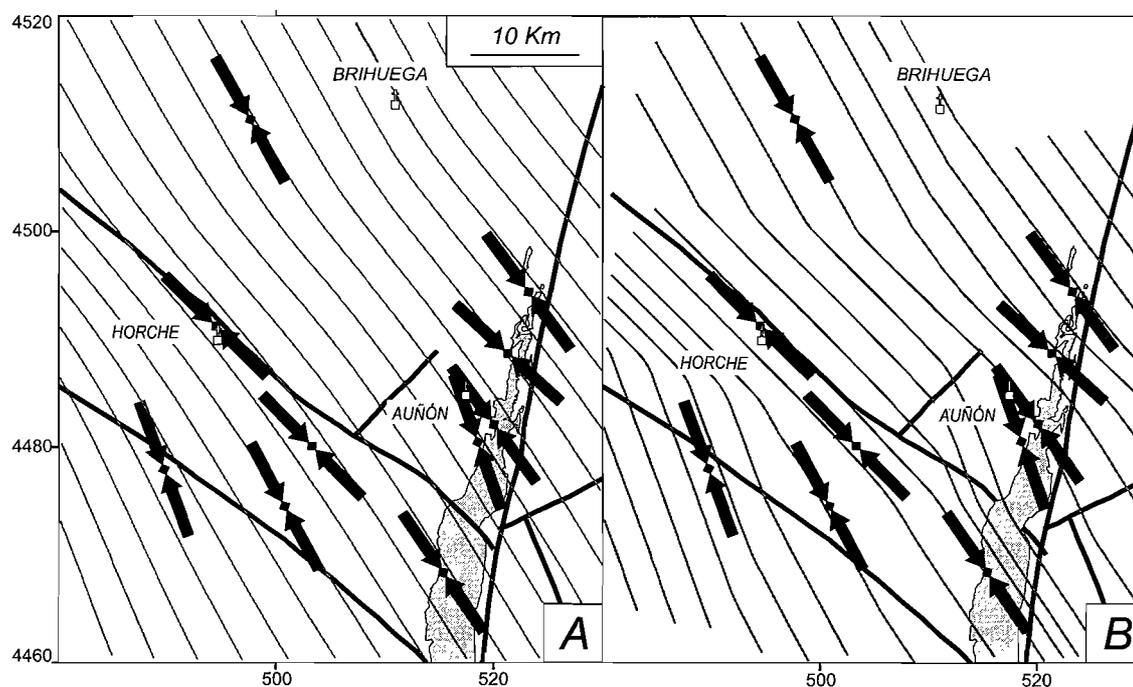


Figura 10.1.1. Efecto de los parámetros de interpolación con el programa "Lissage" (Lee y Angelier, 1994) sobre las trayectorias resultantes para el extremo noroccidental de la Sierra de Altomira. Los estados de paleoesfuerzos se corresponden con una edad Mioceno medio - actualidad, y se han representado las fallas de basamento más importantes. A) Trayectorias suavizadas ($R=10$ Km, $p=2$). B) Trayectorias poco suavizadas ($R=5$ Km y $p=5$) (Muñoz Martín, 1997).

IV.11. Resultados

Tal como se ha señalado ya, el objetivo del Proyecto Sigma era conocer los campos de esfuerzos tectónicos en la actualidad y en el período Mioceno Superior-Cuaternario. Este trabajo se realizó primero individualmente para cada una de las zonas en las que se había dividido el territorio español y ha sido presentado en forma de **Anexos**, dando lugar a una serie de 10 volúmenes con el siguiente contenido:

1. Noroeste Peninsular
2. Cordillera Cantábrica
3. Pirineos
 - Cuenca del Ebro
4. Cordillera Ibérica
5. Cuenca del Duero
6. Sistema Central
7. Cuenca del Tajo - Llanura Manchega
8. Toledo - Sierra Morena
 - Cuenca del Guadalquivir
9. Béticas Externas
 - Portugal (bibliográfica)
10. Béticas Internas

Cada uno de estos volúmenes contiene, en soporte de papel y en CD-Rom, todos los datos sísmicos y geológicos analizados en la zona correspondiente, así como los principales resultados obtenidos. Con objeto de facilitar el uso de los **Anexos**, la información más relevante de cada uno de ellos ha sido resumida en forma de fichas de consulta rápida formadas por figuras en color y textos explicativos breves. En total se han editado más de 1.560 páginas, 400 figuras y 150 fichas de consulta rápida.

Una vez completado el análisis por zonas, se ha buscado la integración de los resultados alcanzados en un marco más amplio que comprenda la totalidad de la Península Ibérica. Para realizarla se ha tenido muy presente la necesidad de respetar la autonomía de los resultados obtenidos en cada zona y las limitaciones inherentes a cada uno de los métodos utilizados.

La primera parte de este Capítulo presenta los resultados relacionados con los campos de esfuerzos, comenzando por los de alcance peninsular y siguiendo con la revisión de los obtenidos en cada zona. Estos resultados han dado lugar a distintos **Mapas** que se describen más adelante.

La segunda parte, y bajo el epígrafe Resultados Operativos, recopila otros resultados de particular interés obtenidos en el desarrollo del Proyecto.

IV.11.1. Análisis del tensor promedio de esfuerzos tectónicos activos en la península ibérica

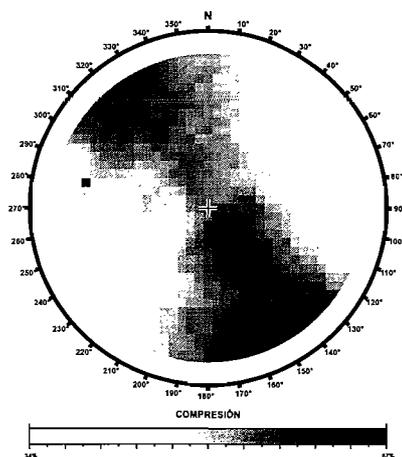


Figura 11.1.1. Diagrama de diedros rectos de la población total de sismos con mecanismo focal calculado (161 sismos).

Aunque la heterogeneidad de las condiciones tectónicas es grande en la Península Ibérica, se ha comprobado con la realización del World Stress Map (Zoback, 1992) que, al menos las orientaciones de máxima compresión horizontal permanecen constantes en la Corteza Superior a lo largo de miles de kilómetros.

Conviene también estudiar las agrupaciones mecánicas que puedan existir en la población de mecanismos focales de terremotos de toda la Península, ya que puede aportar información sobre las condiciones físicas bajo las que se está produciendo el proceso sísmico.

Por estos motivos se van a estudiar en conjunto los terremotos analizados en el Proyecto como una población única.

Para indagar en las características medias del tensor de esfuerzos activos en la Península, el método más sencillo y visual es el de los *diedros rectos* (módulo DREC del programa CRATOS). Así, en la figura 11.1.1 se muestra dicho diagrama para los 161 mecanismos focales obtenidos con el método de Giner (1996). Se aprecia un diagrama muy típico de desgarres con componente normal y la máxima compresión horizontal en NO-SE. Es decir, σ_3 constante en la dirección NE-SO y σ_1 y σ_2 , o verticales, o en NO-SE.

El modelo de deslizamiento aplicado sobre esta población (módulo FEX del programa CRATOS) (figura 11.1.2), muestra la presencia de una moda mayoritaria de máxima

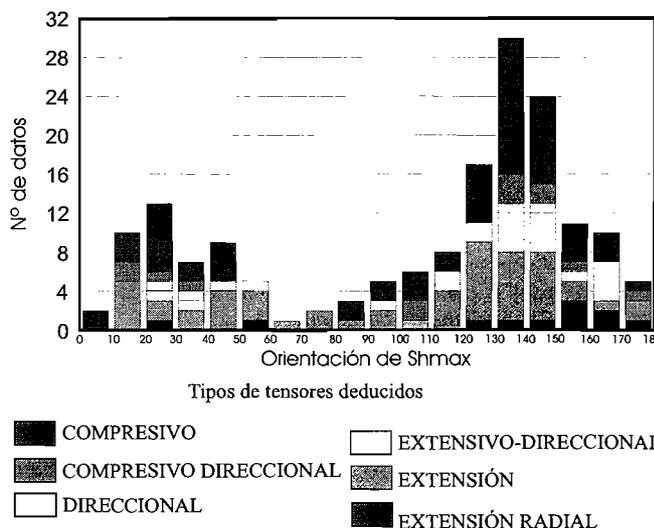


Figura 11.1.2. Histograma de frecuencias de direcciones de Sh_{max} y tipos de falla de la población total de sismos con mecanismo focal calculado (161 sismos).

compresión según $N146E\pm 25^\circ$, y otra minoritaria $N30E\pm 20^\circ$ que quedan bien marcadas en la rosa de direcciones (figura 11.1.3). En cuanto al tipo de tensor, se aprecia en los histogramas de frecuencia del tipo de fallas (figura 11.1.4), la presencia de todo tipo de fallas asociadas a ambas modas, si bien los dos máximos en compresión horizontal quedan marcados por un aumento relativo de mecanismos de falla inversa.

Este tipo de fallas está ausente entre $N50-N80E$, coincidiendo con un mínimo en las orientaciones totales de la máxima compresión horizontal.

De este modo, se ha obtenido el mapa de mecanismos focales aplicando el Método de

Giner (1996) ponderado para la totalidad de la población de mecanismos focales; señalando en negro aquellos que siguen la moda principal, y en gris la minoritaria (figura 11.1.5). Las soluciones por separado de ambas modas, así como las trayectorias calculadas con el método de Lee y Angelier (1994), se pueden ver en la figura 11.1. 6.

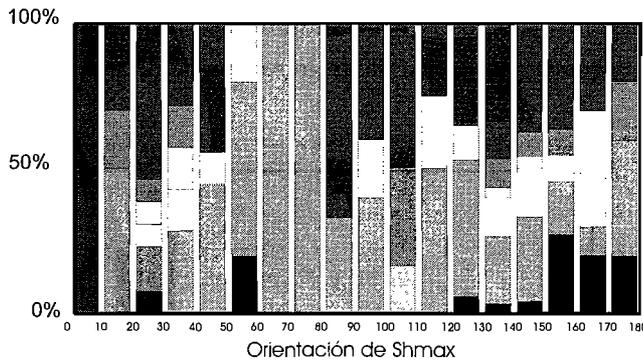
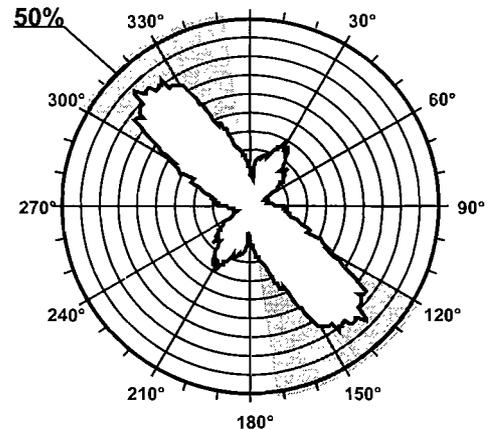


Figura 11.1.4. Porcentaje del tipo de falla en cada uno de los intervalos sHMAX para la población total de sismos con mecanismo focal calculado (161). Ver leyenda de la figura 11.1.2.

puros. $R=0$, compresión uniaxial). El segundo tensor tiene a σ_1 en la vertical, lo que indica un régimen extensivo y explica 80 mecanismos con $R=0.07$. Es decir, una extensión triaxial, muy próxima a extensión radial ($R=0$). El primer tensor tiene un *score* de 0.88 y el segundo de 0.87.



Valor Máximo de Escala: 50%
 Angulo de Apertura: 15°
 DEYM: $146^\circ \pm 25,52^\circ$

Figura 11.1.3. Rosa de direcciones de Sh_{max} de la población total de sismos con mecanismo focal calculado (161 sismos).

El método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) aplicado a la totalidad de la población de mecanismos focales mediante el procedimiento de Giner (1996) obtiene dos tipos de tensores con la misma orientación NO-SE para la máxima compresión horizontal (figura 11.1.7). El primero explica 58 mecanismos con un tensor de tipo desgarre (σ_2 vertical) con $R=0.14$, lo que indica altos componentes inversos ($R=0.5$, desgarres

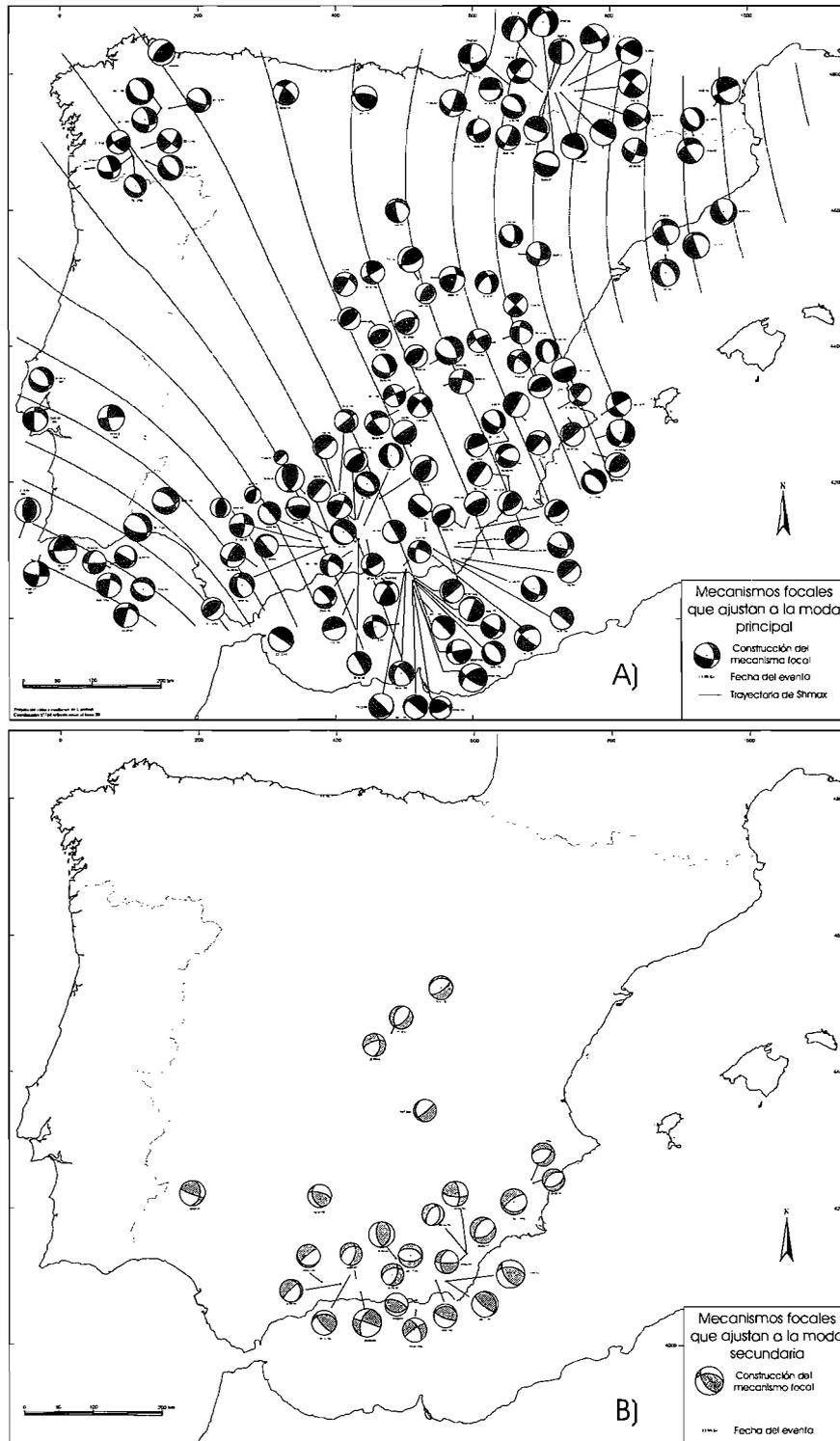


Figura 11.1.6. Representación de los mecanismos focales en función de las soluciones obtenidas por el Método de Giner (1996): A) Mecanismos focales que se ajustan a la solución mayoritaria, también se representan las trayectorias de Shmax deducidas. B) Mecanismos focales que se ajustan a la moda minoritaria.

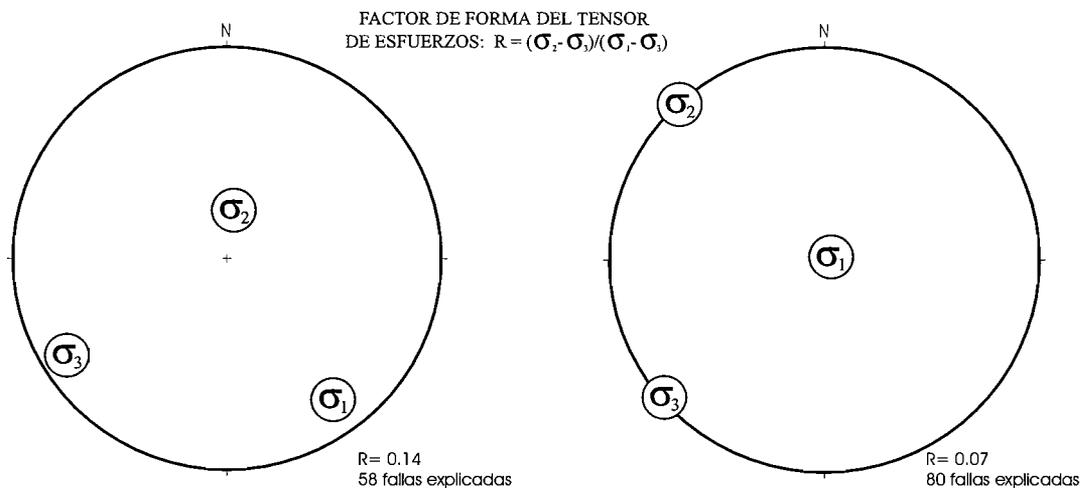


Figura 11.1.7. Representación estereográfica de los resultados obtenidos con el Método de Inversión de Esfuerzos (Reches et al., 1992), para la población de sismos con mecanismo focal calculado (161 datos).

Si realizamos un muestreo con reemplazamiento de la población total de mecanismos (figura 11.1.8), se aprecia que los márgenes de confianza para la localización de los ejes principales de esfuerzo están muy restringidos para σ_1 en los dos tensores. La solución más compresiva (σ_1 en la horizontal) muestra el carácter intermedio entre desgarres y compresión uniaxial del tensor calculado, ya que las posiciones posibles de σ_2 y σ_3 permiten su intercambio en vertical a lo largo de la ciclo-

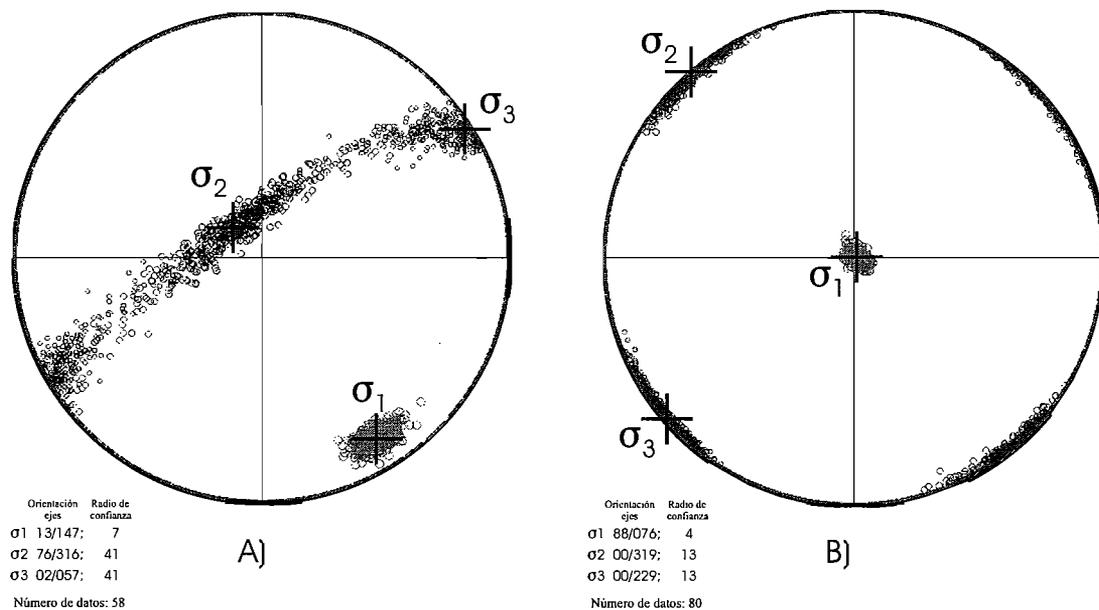
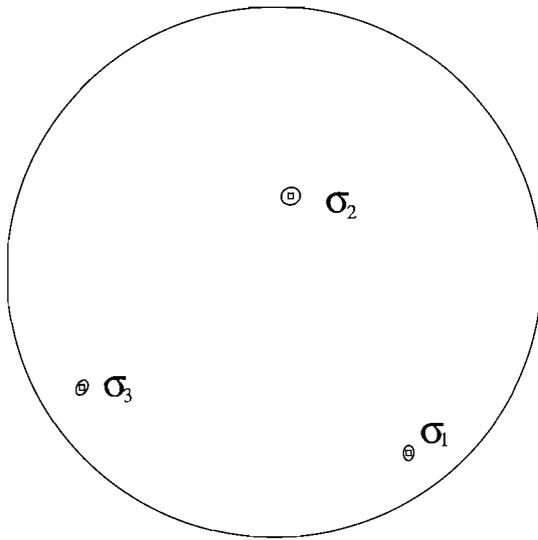


Figura 11.1.8. Resultados del muestreo por reemplazamiento para los dos conjuntos de datos establecidos en el análisis de los sismos mediante el Método de Inversión de Esfuerzos (ver figura 11.1.7): A) Análisis de los sismos explicados por el tensor 1; B) Análisis de los sismos explicados por el tensor 2.



Forma y Orientación del Tensor de Esfuerzos

<u>Factor de Forma :</u>	R=0.5
<u>Orientación :</u>	σ_1 : azimut = 148° inmersión = 17° σ_2 : azimut = 12° inmersión = 66° σ_3 : azimut = 240° inmersión = 17°
<u>Calidad :</u>	Verosimilitud=0.841 Score=0.758

Figura 11.1.9. Resultado de la inversión de los 156 terremotos aplicando el algoritmo inicial i2 para la estimación de los parámetros iniciales y luego la determinación simultánea del tensor de esfuerzos y los mecanismos focales (Rivera y Cisternas, 1990).

usando el algoritmo i2 (Luis Rivera, comunicación personal) para lo que se reúnen todas las polaridades de todos los terremotos en una sola población y luego se estiman los ejes de Presión y Tensión (P y T). Posteriormente, éstos son considerados respectivamente los ejes σ_1 y σ_3 y, como es habitual, σ_2 se toma perpendicular a los anteriores. Los ángulos de Euler son un resultado parcial de este cálculo. Con estos datos iniciales se procedió más tarde a la aplicación del algoritmo de Rivera y Cisternas para realizar la estimación final del tensor de esfuerzos y los mecanismos focales.

Los resultados de la inversión (figura 11.1.9) muestran que el régimen es de cizalla (desgarres), σ_1 se encuentra en la dirección N148° y es próximo a la horizontal. Por su parte, el eje σ_2 presenta un ángulo de 24° con la vertical y σ_3 está próximo a la horizontal y en dirección N60°. La función de verosimilitud normalizada F es 0.84 y el porcentaje de polaridades acertadas es del 76%. El bajo valor de F responde a la inhomogeneidad tectónica del medio considerado. En todo caso, la dirección de σ_1 es similar a la encontrada con el resto de los métodos.

gráfica que les une. El tensor extensivo (σ_1 en la vertical) está bien definido, no llegando a aparecer intercambios entre σ_2 y σ_3 , lo que indica que la solución de extensión triaxial no llega a ser radial, por lo que la máxima extensión horizontal se sitúa siempre en la dirección NE-SO.

En cuanto a los resultados con el método de Rivera (1989), se ha realizado una inversión conjunta de los 156 terremotos analizados previamente por zonas con este método. Para ello se ha aplicado el algoritmo de determinación simultánea del tensor de esfuerzos y de los mecanismos focales (Rivera y Cisternas, 1990) con dos metodologías diferentes.

En la primera, los parámetros iniciales fueron obtenidos

En la segunda metodología las condiciones iniciales de ensayo han sido modificadas en la manera habitual, es decir con incrementos regulares en los ángulos de Euler. El resultado se muestra en la figura 11.1.10. El eje máximo de compresión σ_1 se orienta en la dirección NO-SE y el régimen es claramente de cizalla ($R= 0.51$) (desgarres puros). El valor de la función de verosimilitud normalizada es 0.85 y el score es 0.77.

Aunque la determinación del estado de esfuerzos actual es un problema no lineal, se ha ensayado también una aproximación para estimar la dirección de Sh_{max} promedio a partir de las soluciones de estados de esfuerzos regionales. Este valor promedio se define de la siguiente manera,

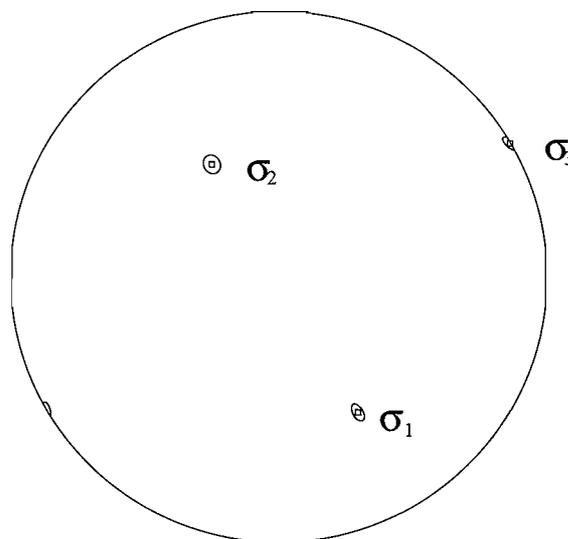
$$\text{Azimut}(Sh_{max\text{promedio}}) = \Sigma F_i \text{Azimut}(Sh_{maxi}) / \Sigma F_i$$

donde, F_i es la función de verosimilitud normalizada resultante de la inversión para la zona i

Azimut(Sh_{maxi}) es la dirección de Sh_{max} para la zona i

En el caso general de toda la Península Ibérica, esta expresión permite calcular una dirección de $N134^\circ$ para la dirección de Sh_{max} que es próxima a los valores mencionados anteriormente.

Los resultados obtenidos con las distintas metodologías empleadas son, por tanto, muy congruentes e indican que la Península Ibérica está sometida a un campo de esfuerzos con un máximo acortamiento horizontal NO-SE, al que podemos denominar Bético como resultado de la colisión con la Placa Africana, que se realiza según una orientación NNO-SSE, y del empuje de



Forma y Orientación del Tensor de Esfuerzos

Factor de Forma :

$R=0.51$

Orientación :

σ_1 : azimut = 150° inmersión = 41°

σ_2 : azimut = 330° inmersión = 49°

σ_3 : azimut = 60° inmersión = 0°

Calidad :

Verosimilitud= 0.854

Score= 0.771

Figura 11.1.10. Representación del tensor promedio resultante de la inversión de los 156 terremotos y que representan la mayor verosimilitud. La información más importante de esta estimación es la dirección de σ_1 próxima a la dirección de convergencia de las placas Euroasiática y Africana.

la Dorsal Atlántica (E-O). En cuanto al tipo de esfuerzos, el régimen promedio (solución del método de Rivera) es de tipo desgarre, aunque desde un punto de vista mecánico aparece una partición de la deformación (método de Giner) entre una solución más compresiva y una extensión triaxial.

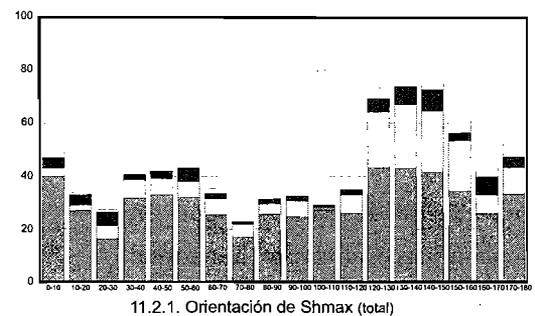
IV.11.2. Resultados del tensor promedio de esfuerzos tectónicos recientes en la Península Ibérica

Los mismos argumentos utilizados en el apartado anterior pueden aplicarse al caso de fallas recientes, por lo que también se han estudiado las características promedio del total de los datos estructurales. Si representamos los datos de fallas en función del tipo de tensor deducido y la orientación de la máxima compresión horizontal (módulo FEX del programa CRATOS) (figura 11.2.1), queda muy patente la presencia mayoritaria de fallas de tipo normal (extensión), tanto en los datos obtenidos directamente en campo en el transcurso del Proyecto Sigma (figura 11.2.2), como en los bibliográficos (figura 11.2.3). Este resultado se contrapone claramente a los resultados de mecanismos focales de terremotos, donde no aparecen tantas fallas normales (figura 11.1.4).

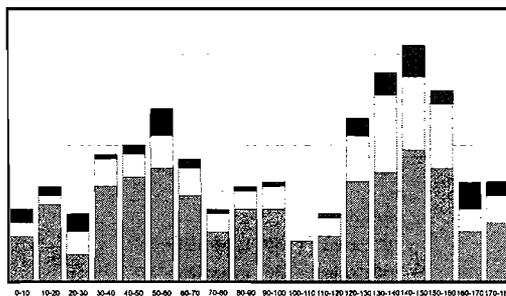
Dada la profundidad de toma de las medidas de los datos estructurales (en superficie, 0 Km), se puede pensar que esta diferencia fundamental en relación a los datos sismológicos es la causa de que se observe un espectacular aumento de fallas normales.

Tipos de tensores deducidos en cada una de las estaciones
(en función de la magnitud relativa de σ_z)

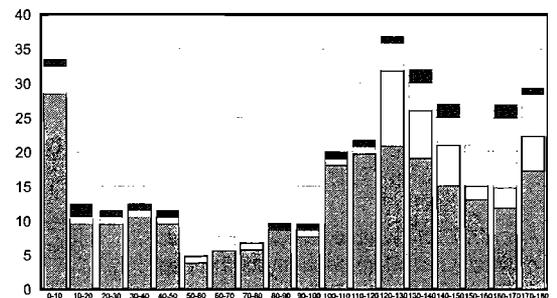
-  EXTENSIVO ($\sigma_1 = \sigma_z$)
-  DIRECCIONAL ($\sigma_2 = \sigma_z$)
-  COMPRESIVO ($\sigma_3 = \sigma_z$)
-  estaciones bibliográficas de las que no se dispone información



11.2.1. Orientación de Shmax (total)



11.2.2. Orientación de Shmax (Estaciones de planos de falla estridados)

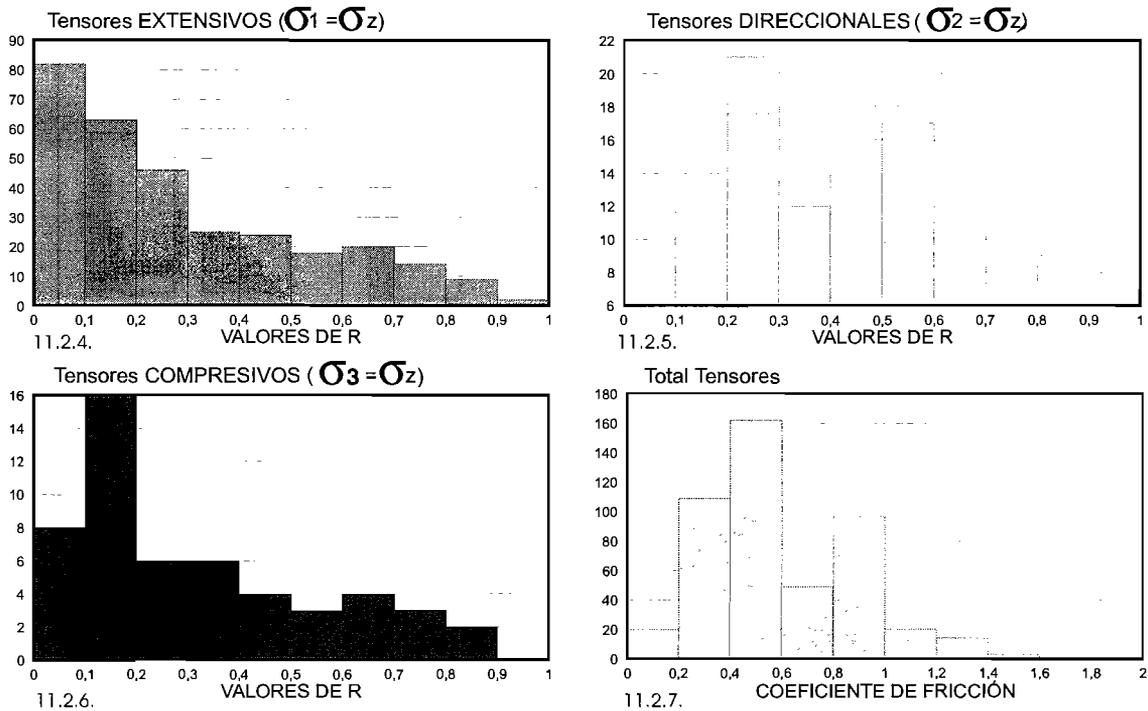


11.2.3. Orientación de Shmax (Estaciones de recopilación bibliográfica)

Figuras 11.2.1, 11.2.2 y 11.2.3. Histogramas de orientaciones de Shmax obtenidas del análisis: (11.2.1) del total de los datos (estaciones tomadas en campo y estaciones bibliográficas); (11.2.2) de las estaciones tomadas en campo, (11.2.3) de las estaciones bibliográficas (los distintos tonos de gris indican el tipo de tensor deducido).

FACTOR DE FORMA DEL TENSOR DE ESFUERZOS

$$R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$$



Figuras 11.2.4, 11.2.5, 11.2.6 y 11.2.7. Histogramas de valores de factores de forma del tensor de esfuerzos (R) deducido de las estaciones de análisis estructural tomadas en campo, en función del tipo de tensor definido: tensores extensivos (11.2.4); tensores direccionales (11.2.5.) y tensores compresivos (11.2.6). Histogramas de los valores del coeficiente de fricción deducidos para cada uno de los tensores (11.2.7.).

Para evitar este efecto, se ha dividido la población total en función del tipo de tensor de esfuerzos promedio al que ajustan mecánicamente según el método de inversión de esfuerzos de Reches *et al.* (1992). Así, los regímenes extensivos aparecen en la figura 11.2.4, los desgarres en la 11.2.5 y los compresivos en la 11.2.6. De este modo se observa que las fallas normales se ajustan mayoritariamente a soluciones de tipo extensión triaxial próximo a radial ($R=0$). En los regímenes de cizalla (desgarres) aparecen dos máximos relativos en $R=0.55$ (desgarres puros) y $R=0.25$ (desgarres con componente inverso), siendo claramente minoritarios los desgarres normales. Las fallas inversas muestran un máximo próximo a compresión uniaxial ($R=0$) y los coeficientes de fricción deducidos tienen valores muy realistas (entre 0.2 y 1), con un máximo hacia 0.6 (figura 11.2.7).

Con una población de fallas de éstas características, resulta adecuado investigar el tipo de tensor de esfuerzos promedio a partir sólo de los desgarres y de las fallas inversas para evitar el “ruido” producido por el efecto de la superficie terrestre. De este modo, y aunque también se aprecia en los histogramas totales (figuras 11.2.1, 11.2.2 y 11.2.3), resulta más clara la presencia de dos

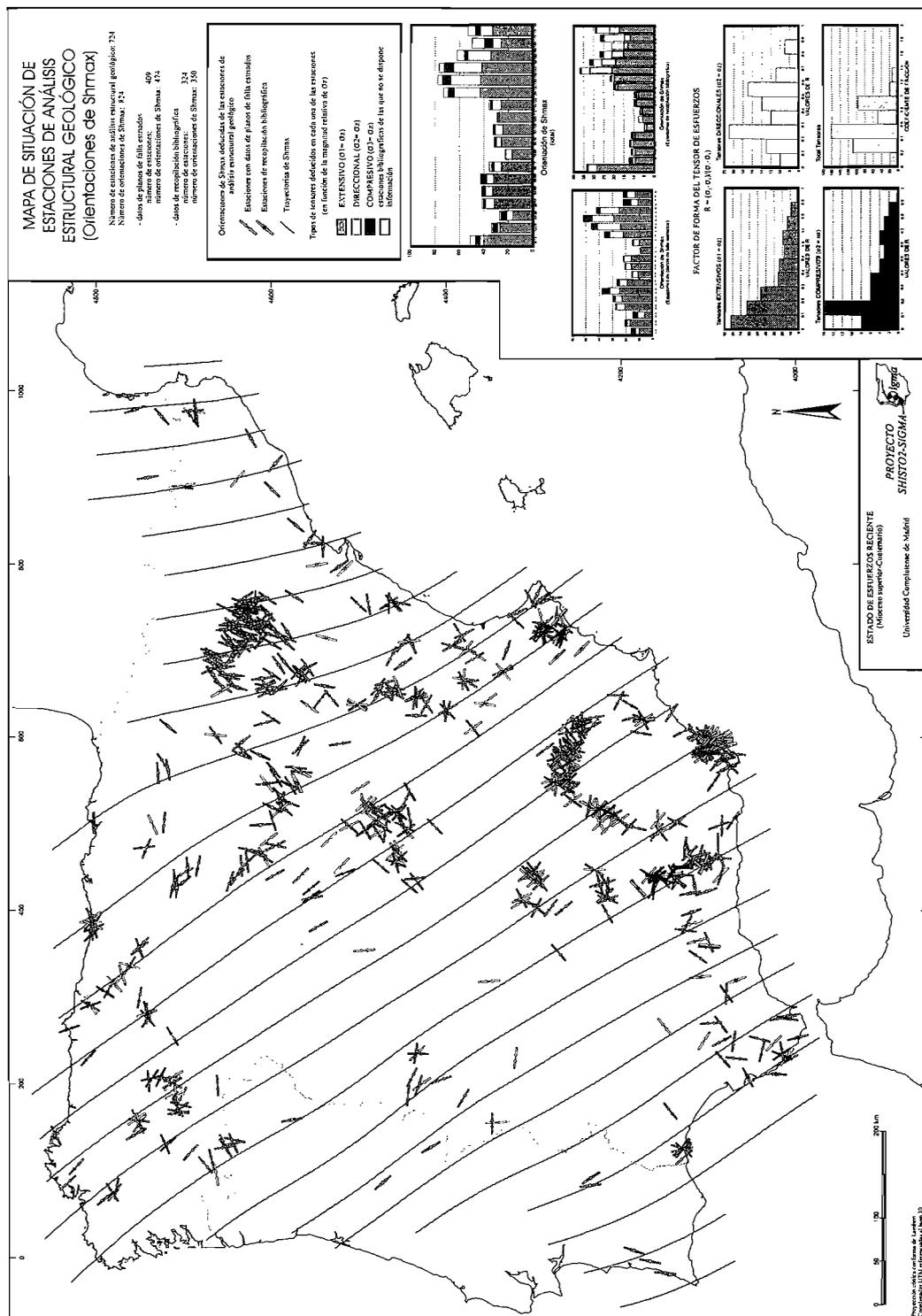


Figura 11.2.8. Mapa en el que se representan los resultados obtenidos del análisis de las estaciones de análisis estructural tomadas en campo y bibliográficas. Las flechas indican la orientación puntual de Shmax y las trayectorias corresponden a la interpolación de los datos que se asimilan a la moda NO-SE.

modas de máxima compresión (o mínima extensión) horizontal; una mayoritaria entre N120-140E y otra hacia N30-60E. Ambas aparecen prácticamente en la totalidad de las zonas estudiadas, por lo que no se pueden diferenciar áreas con claro predominio de una u otra moda.

En el mapa sintético de los datos de fallas se han representado las orientaciones locales de esta compresión horizontal, pero sólo se han dibujado las trayectorias de la moda mayoritaria NO-SE (figura 11.2.8).

IV.11.3. Análisis de los tensores de esfuerzo activos por zonas

Los resultados que se comentan seguidamente aparecen representados en las figuras 11.3.1 (todos los tensores con el método de Rivera), 11.3.2 (todos los mecanismos con el método de Rivera), 11.3.3 (todos los tensores con el método de Giner), 11.3.4 (todos los mecanismos con el método de Giner) y están resumidos en la tabla 11.3.I.

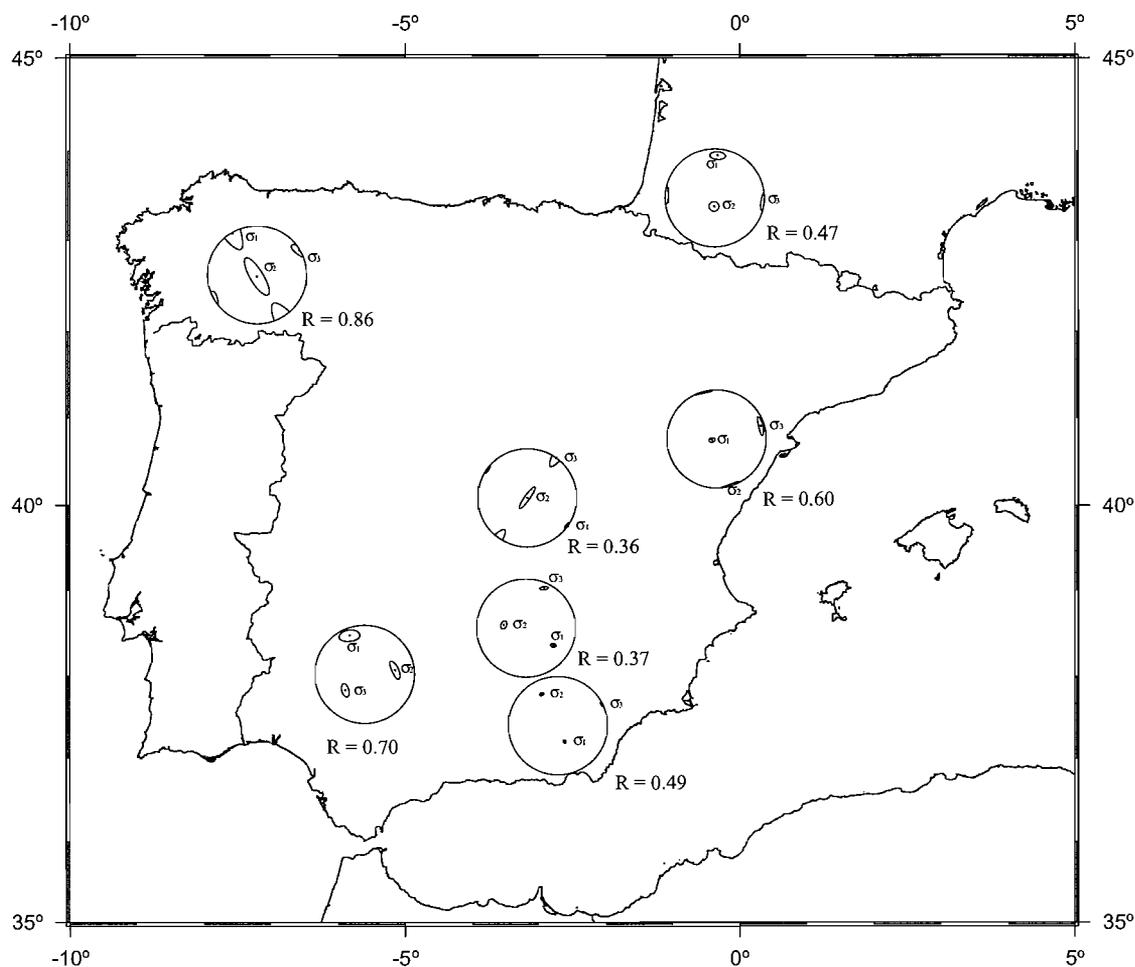
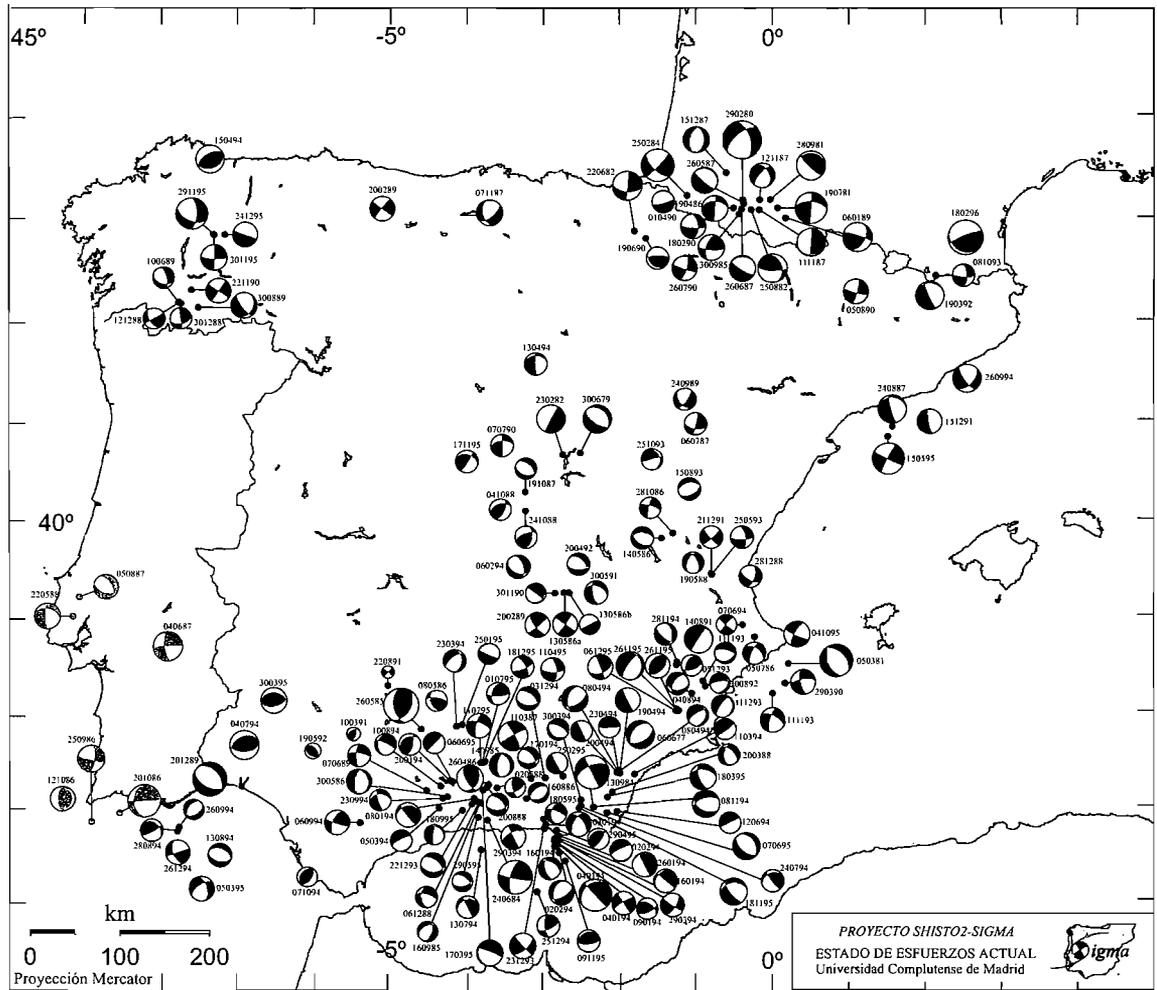


Figura 11.3.1. Tensores deducidos mediante el método de Rivera y Cisternas (1990).



● Mecanismos focales tomados de Ribeiro et al. (1996)

Magnitud



Figura 11.3.2. Localización de los mecanismos focales obtenidos con el método de Rivera y Cisterna (1990).

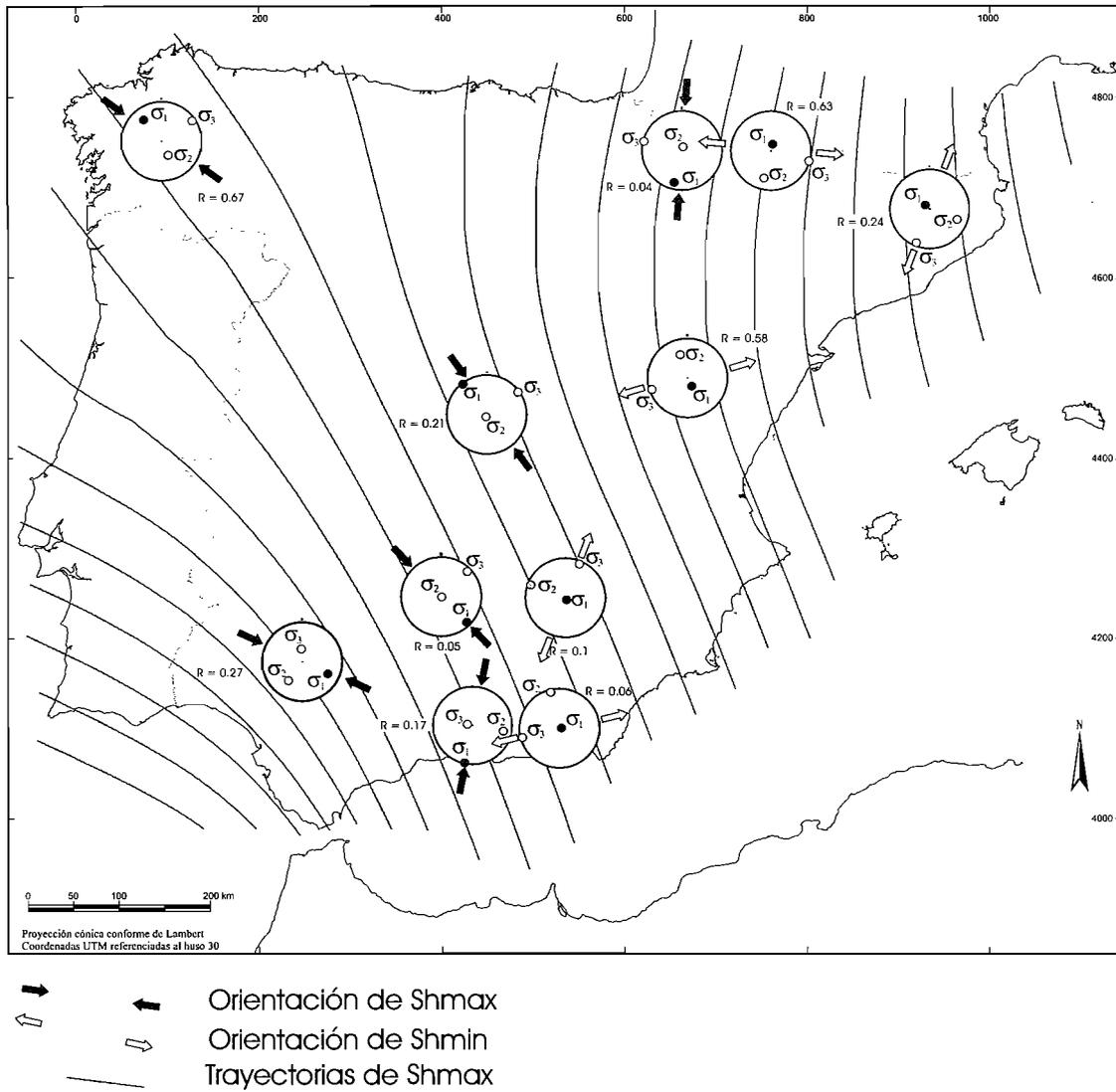


Figura 11.3.3. Tensores de esfuerzo deducidos del análisis de los diferentes conjuntos de sismos establecidos en función de las zonas consideradas en el proyecto. Trayectorias de Shmax deducidas de la interpolación de los datos puntuales de esfuerzo deducidos del análisis de los planos de falla de cada uno de los mecanismos focales.

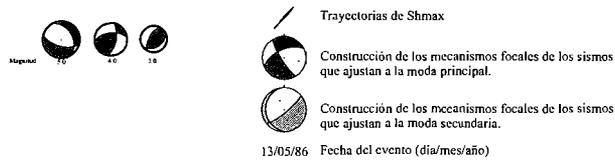
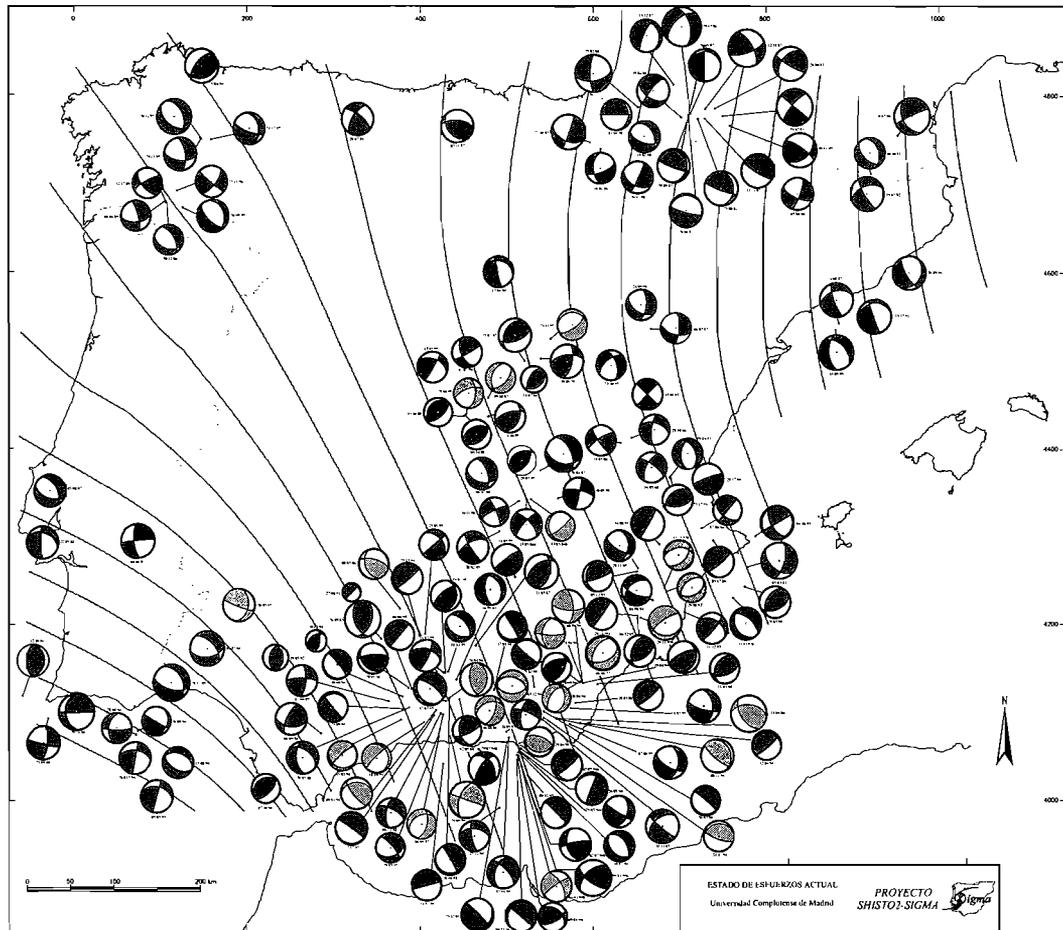


Figura 11.3.4. Construcción y localización de los mecanismos focales deducidos con el método de Giner (1996). Trayectorias de Shmax deducidas de la interpolación de los datos puntuales de esfuerzo deducidos del análisis de los planos de cada uno de los mecanismos focales.

Tabla 11.3.I. Resultados obtenidos en las distintas zonas de estudio con el modelo de deslizamiento, mediante el método de Giner (1996), y mediante el método de Rivera y Cisternas (1990). Shmax dirección de máxima compresión (o mínima extensión) en la horizontal. El número entre paréntesis indica qué eje define esa orientación. Score es la razón entre el número de polaridades acertadas frente al total.

ZONA	MOD. DESLIZ (1988)	MET. GINER (1996)			MET. RIV. Y CIS. (1990)		
	DEYM	R	Shmax	Score	R	Shmax	Score
SCE	142						
EBRO	125						
PIR	14	0,04 (2)	14 (1)				
		0,63 (1)	15 (2)	0.97	0,47 (2)	5 (1)	0.86
		0,24 (1)	111 (2)				0.92
NO	142	0,62 (2)	140(1)	0.82	0,86 (2)	155 (1)	0.77
TAJ-MAN	134	0,21 (2)	143 (1)	0.85	0,36 (2)	130 (1)	0.75
TOL-MOR	115	0,27 (3)	115 (1)	0.89	0,70 (3)	157 (1)	0.83
GUAD	105						
CANT	0						
DUERO	165						
IBE	163	0,58 (1)	163 (2)	0.86	1,60 (1)	160 (2)	0.86
BEX	136	0,05 (2)	136 (1)	0.9	0,37 (2)	130 (1)	0.80
		0,10 (1)	121 (2)	0.91			
BIN	145	0,17 (3)	11 (1)	0.83	0,49 (1)	160 (2)	0.78
	30	0,06 (1)	166 (2)	0.87			
POR	115						

Noroeste Peninsular

En el análisis se consideraron 9 terremotos cuyos epicentros están distribuidos en la región de Galicia. Tres de estos eventos sísmicos corresponden a la serie de Sarria de finales de 1995 (291195, 23:56; 301195, 02:20; 241295, 15:49). La aplicación del algoritmo de Rivera y Cisternas (1990) permitió obtener los siguientes resultados para el tensor de esfuerzos:

$R = 0.86$.

σ_1 próximo a la horizontal y en dirección N169°.

σ_2 próximo a la vertical.

σ_3 próximo a la horizontal y en dirección N59°.

Función de verosimilitud normalizada, $F = 0.90$.

Porcentaje de polaridades correctas (score) = 0.77.

Entre los mecanismos focales se observan principalmente los de cizalla y normales, aunque también existe uno inverso y otro vertical. El régimen tectónico es de cizalla; pero próximo al exten-

sional (los ejes σ_1 y σ_2 podrían intercambiarse). En todo caso, el esfuerzo máximo horizontal tiene una dirección N169.

Según el método de Giner (1996), la máxima compresión horizontal (σ_1) se sitúa en N140 con $R=0.62$ (desgarres) y un *score* de 0.82. Desde un punto de vista mecánico, puede encontrarse una solución mejor si se excluye el sismo más septentrional, inverso. En este caso, se puede obtener un tensor más extensivo (ver Anexo correspondiente al final de la Monografía). El modelo de deslizamiento indica una compresión N142, al igual que el diagrama de diedros rectos.

Cordillera Cantábrica

En esta zona no se pudo determinar el tensor de esfuerzos actual, debido a que sólo se disponía de los datos de un terremoto. Se presenta la solución focal con mayor verosimilitud (las polaridades incorrectas se sitúan cerca de los planos nodales). Este mecanismo se caracteriza por ser de cizalla.

Pirineos - Cuenca del Ebro

Para esta región se consideró una población de 23 terremotos, situados principalmente en la parte occidental de los Pirineos. Se incluyó un sismo cuyo epicentro se localizaba cerca de Puerto de Sotoscueva, en la provincia de Burgos. El resultado final de la inversión mediante el método de Rivera y Cisternas (1990) es el siguiente:

$$R = 0.47.$$

σ_1 es casi horizontal y en dirección N4°.

σ_2 es casi vertical.

σ_3 es casi horizontal y en dirección N94°.

$$F = 0.93.$$

$$\text{Score} = 0.85.$$

El factor de forma R permite definir un régimen de cizalla para esta zona. El resultado es de buena calidad en cuanto a la verosimilitud pero no en lo que se refiere al *score*. El valor de la verosimilitud muestra que un tensor único permite explicar bien el conjunto de todos los mecanismos focales. Este resultado contrasta con el obtenido por Delouis *et al.* (1993) quienes no lograron estimar el estado de esfuerzos actual para esta zona.

Aplicando la metodología de Giner (1996) se obtienen tres tensores mecánicamente incompatibles. El primero, mayoritario, indica una compresión horizontal (σ_1) en N14, con un $R=0.04$ en régimen de cizalla (desgarres). El segundo muestra también una compresión N15E (σ_2), pirenaica, por lo que ha de estar relacionado con el mismo proceso geodinámico que genera el primer tensor (ambos son coaxiales)

($R=0.63$). El tensor promedio de estos dos ha de ser similar al obtenido con el método de Rivera (desgarres), aunque como puede apreciarse en la construcción de los mecanismos focales individuales (ver Anexo correspondiente al final de la Monografía), este tipo de fallas es minoritario en la zona Pirenaica. Esta incompatibilidad mecánica, entre el tensor promedio y los tipos de mecanismos individuales, está aún por explicar. No obstante, queda puesta de manifiesto la presencia de un tensor de esfuerzos activos "pirenaico", sobre todo en la zona occidental cuando el máximo orogénico tuvo lugar en el Oligoceno.

En cuanto al tercer tensor, sólo corresponde a cuatro mecanismos agrupados en la zona oriental (Cataluña), por lo que los resultados no son concluyentes. La solución corresponde a una compresión horizontal N111 (σ_2) con un R muy extensivo (0.24) (similar al tensor obtenido en la cordillera Ibérica, ver más abajo).

El método de deslizamiento muestra una compresión muy mayoritaria en N14.

Cuenca del Tajo - Llanura Manchega

Se han reunido 15 terremotos pertenecientes a esta región que comprende el borde Sureste del Sistema Central y el Norte de la Cuenca de Madrid. El tratamiento simultáneo con el método de Rivera dio los siguientes resultados:

$R = 0.36$.

σ_1 está muy próximo a la horizontal y en dirección N125°E.

σ_2 está casi en la vertical.

σ_3 se localiza cerca de la horizontal y en dirección N36°E.

$F = 0.85$.

Score = 0.76.

El tensor de esfuerzos es claramente de cizalla y los mecanismos obtenidos permiten deducir fallas de tipo desgarre; normales; normales e inversos con componente de cizalla y dos verticales, pero estos últimos son inestables. Esto quiere decir que la normal al plano de falla estimado es casi paralela a uno de los ejes principales de esfuerzos y por lo tanto el deslizamiento es difícilmente estimable. Por otro lado, las soluciones focales normales presentan planos de falla casi paralelos al eje principal σ_1 .

Con la metodología de Giner (1996) se han tenido en cuenta, además, cuatro mecanismos focales con cinco ó seis polaridades (Giner, 1996) (Muñoz Martín, 1997) ya que esto posibilita el cálculo de un tensor extensivo, similar al que se obtiene desde el análisis de poblaciones de fallas recientes y que afecta en superficie a la morfología de la zona (fosa de Henares, Tajuña y Tajo). De este modo se obtienen dos tensores con compresión horizontal NO-SE, uno compresivo dentro del campo de cizalla ($R=0.21$) y otro extensivo ($R=0.5$). Este estado de

esfuerzos, al menos en orientación ha permanecido en la zona, como mínimo desde el Mioceno Medio (De Vicente, 1996), en relación al levantamiento del Sistema Central y a los esfuerzos Béticos.

Cordillera Ibérica

Se dispone de 14 eventos sísmicos para esta zona. Los de mayor magnitud ($M > 4$) son aquellos cuyos epicentros se encuentran en el mar, al SE de Cataluña. Los resultados obtenidos aplicando el algoritmo de Rivera y Cisternas (1990) son los siguientes:

$$R = 0.6.$$

σ_1 está cercano a la vertical.

σ_2 es casi horizontal, con dirección N164°E.

σ_3 es próximo a la horizontal y en dirección N73°E.

$$F = 0.93.$$

$$\text{Score} = 0.86.$$

El tensor resultante mediante el método de Rivera y Cisternas (1990) corresponde a un régimen extensivo. Los mecanismos focales son mayoritariamente estables, excepto el que corresponde al sismo 870824. Entre las soluciones focales se observan dos de tipo normal (casi puro) cuyos planos nodales buzcan con un ángulo cercano a 45°, siendo entonces sus correspondientes ejes de Presión P casi paralelos al eje principal σ_1 . La mayoría de los mecanismos focales son normales con componente de cizalla, existiendo uno (950515) que es de cizalla pura.

El tensor calculado con el método de Giner (1996), utilizando un sismo más (920124) con seis polaridades, muestra un tensor aún más extensivo triaxial ($R=0.58$) con un score similar (0.86). En cualquier caso la máxima extensión resulta perpendicular al eje de la cadena, y por lo tanto, perpendicular al Rift de Valencia. Este resultado podría ser la suma de dos procesos geodinámicos diferentes: por un lado una extensión radial asociada a la apertura del Rift, que se prolongaría por buena parte de la Cordillera Ibérica, y por otro el empuje Bético.

Los cinco sismos correspondientes a Cataluña, y que se mencionaban en Pirineos, pueden asimilarse a este proceso extensivo, aunque harán falta nuevos estudios para confirmarlo.

Toledo y Sierra Morena

En esta zona se han considerado sólo nueve terremotos, todos ellos localizados en la zona de Sierra Morena y destacando dos de ellos por su magnitud ($M=5$) : Ayamonte (891220) y Montilla (850526). En esta población se tomaron en cuenta tres eventos sísmicos que aunque presentan magni-

tudes inferiores a 3 (mínimo requerido) pertenecen a una población situada en Sierra Albarrana que fué objeto de un estudio sismotectónico detallado (Herraiz *et al.*, 1996). El tensor de esfuerzos resultante mediante el método de Rivera y Cisternas (1990) presenta las siguientes características:

$$R = 0.70.$$

σ_1 está próximo a la horizontal, con una dirección N157°E.

σ_2 y σ_3 , ninguno de ellos presentan una clara posición vertical u horizontal.

$$F = 0.90.$$

$$\text{Score} = 0.83.$$

El mecanismo normal del sismo de Ayamonte es inestable aunque coherente con el tensor obtenido. El resto de las soluciones focales son principalmente inversas, pero existen dos sismos para los que se ha estimado un fallamiento de cizalla y de cizalla con componente normal. Se observa que es difícil realizar una interpretación tectónica, pues ninguno de los ejes σ_2 y σ_3 está cercano a la vertical. Sin embargo, se puede afirmar que σ_{max} presenta la dirección N157°E. Es muy probable que una población más numerosa para esta zona de estudio permita una mejor evaluación del estado de esfuerzos actual.

Con el método de Giner (1996), la posición de σ_3 vertical es más clara, lo que indica una compresión triaxial ($R=0.27$) y una mayoría de fallas inversas con *score* de 0.89. La máxima compresión (σ_1) se sitúa en N115. Como todos los sismos que representan esta zona se encuentran situados al S, el estado tensorial corresponde más al de Sierra Morena; es decir el antepaís más próximo a las Béticas. Ello sería congruente con un régimen más compresivo que el obtenido para la zona de la Llanura Manchega.

Cuenca de Guadalquivir

Sólo se consideraron cinco terremotos para esta región, lo que no ha permitido una inversión conjunta del tensor de esfuerzos y los mecanismos focales, con el método de Rivera y Cisternas (1990). Es necesario recordar también que la deficiente distribución azimutal ha dificultado la construcción de los mecanismos individuales. A pesar de ello, se ha realizado una búsqueda de la solución focal individual con mayor verosimilitud. El valor promedio de estos valores fue de 0.84. Dos de los mecanismos son casi normales; otros dos presentan una característica normal con componente de desgarre y uno es inverso, también con componente de desgarre.

Con el método de Giner (1996) tampoco resultó posible el cálculo de un tensor promedio, ya que aunque el número mínimo imprescindible para su aplicación es de cuatro sismos, aparecieron numerosas incompatibilidades mecánicas entre las mejores soluciones individuales. Esto puede indicar que el régimen conjunto es de tipo desgarre, ya que es el que mejor permite esta situación, desde un punto de vista mecánico. No obstante, estos sismos muestran, según el modelo de deslizamiento, una notable coherencia en relación a la máxima compresión horizontal, que se sitúa en

N105. La localización de estos sismos (todos en el Golfo de Cádiz) parece indicar cierta ortogonalidad de dicha orientación respecto al frente Bético, que se sitúa N-S en Gibraltar.

Béticas Externas

La población de terremotos para esta región ha sido de 33. Tanto este grupo como el correspondiente a las Béticas Internas se encuentran aproximadamente al sur de la zona de fallas de Crevillente. La inversión conjunta mediante el método de Rivera y Cisternas (1990) ha permitido estimar los siguientes parámetros del tensor de esfuerzos:

$$R = 0.37.$$

σ_1 con una inmersión de 35° y en la dirección N122°E.

σ_2 con una inmersión de 53° y en la dirección N278°.

σ_3 cercano a la horizontal y en la dirección N24°E.

$$F = 0.88.$$

$$\text{Score} = 0.80.$$

Los mecanismos focales son mayoritariamente normales; pero también se observa la presencia de dos soluciones casi inversas con ejes P en la dirección de σ_1 . Existen también dos soluciones que representan fallamientos de desgarre. La mayoría de mecanismos son estables y el valor relativamente pequeño de F podría indicar la inhomogeneidad tectónica de la muestra considerada en este caso.

Si aplicamos el método de Giner (1996), aparecen dos soluciones tensoriales con la misma compresión horizontal en N136 y N121. El primer tensor muestra un R muy próximo a compresión uniaxial ($R=0.05$) con mecanismos muy inversos que indican cabalgamientos entre N10 y N70. El segundo es un tensor extensivo con la máxima extensión paralela al eje de la cadena (NE-SO). Esta situación es similar a la encontrada para Pirineos Occidentales. Los *scores* son muy altos (0.9 para ambos). De nuevo, la solución obtenida por el método de Rivera resulta intermedia entre los dos tensores que encuentra el método de Giner.

Béticas Internas

Para esta zona se ha contado con 47 terremotos, siendo ésta la población más numerosa. La inversión conjunta mediante el método de Rivera y Cisternas (1990) ha conducido a los siguientes parámetros para el tensor regional:

$$R = 0.48.$$

σ_1 con inmersión 61° y en la dirección N158°E.

σ_2 con inmersión 28° y en la dirección N333°.

σ_3 muy próximo a la horizontal y en la dirección N64°E.

$F = 0.83.$

Score = 0.74.

Se observa un régimen tectónico extensivo. Los mecanismos de foco son en su mayoría (50%) de falla normal. Sólo dos soluciones presentan un carácter casi inverso y tres representan fallamientos de desgarre. Además, se observan otros que son normales (e inversos) con componente de desgarre. El terremoto de Lorca (770606) presenta un mecanismo de tipo normal.

El cálculo con el método de Giner (1996) encuentra dos soluciones mecánicamente muy incompatibles. La mayoritaria muestra un tensor compresivo $R=0.17$, es decir compresión triaxial, lo que indica dos ejes de acortamiento en la horizontal σ_1 en N11E y σ_2 en N101E, con fallas inversas en casi todas las direcciones y un *score* de 0.83. La segunda solución se corresponde con una extensión casi radial ($R=0.06$), aunque son más abundantes las fallas normales NO-SE (el *score* es de 0.87). Según esto, las fallas que se deducen son, o muy inversas o muy normales, no apareciendo casi desgarres. Con esta situación el método de Rivera no permite encontrar una solución promedio, sino que sólo obtiene una de las dos, la que mecánicamente resulta más sencilla (extensión triaxial).

Observando los resultados en conjunto, los valores encontrados por todos los métodos en la orientación de la máxima compresión horizontal coinciden sistemáticamente, por lo que ésta ha quedado bien definida en la mayoría de las zonas.

En lo que se refiere al tipo de tensor de esfuerzos obtenido, tanto el modelo de deslizamiento, como el método de los diedros rectos y el de Reches, en el que se fundamenta el de Giner, asumen condicionamientos mecánicos que restringen mucho más las posibles soluciones que el método de Rivera. De este modo, los *scores* del método de Giner tienden a ser mejores que los del método de Rivera, que encuentra tensores promedio. Estos dos puntos de vista, complementarios, tienen su origen en un distinto planteamiento de las condiciones de aplicabilidad de ambos métodos.

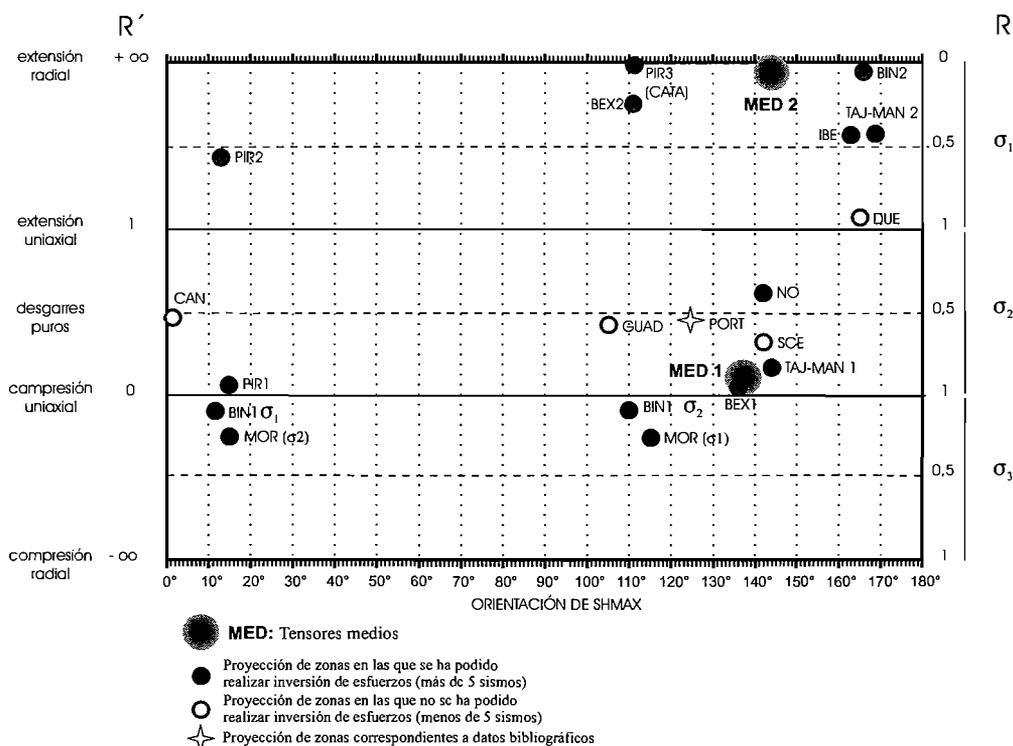
En el caso del método de Rivera, se busca encontrar el tensor que más número de sismos pueda explicar en una zona homogénea; no persigue encontrar la mejor solución individual de mecanismos focales, sino determinar simultáneamente los parámetros del tensor y los mecanismos focales que maximizan la probabilidad de que las polaridades se sitúen coherentemente con las distintas funciones de radiación. Por ello, el criterio es optimizar la función de verosimilitud, no el *score*. Los métodos de análisis de poblaciones de fallas en los que se fundamenta el método de Giner están diseñados para encontrar uno o varios tensores mecánicamente diferentes. Con este planteamiento, se da más importancia a las posibles soluciones individuales de los mecanismos. Si hay una falla mecánicamente incompatible con la solución promedio, el método mantiene *scores* altos pero indica que las condiciones de deformación no son homogéneas entre ese mecanismo y el resto.

Con estos planteamientos, los resultados obtenidos para la Península mediante el método de Rivera son de tipo desgarre (cizalla), excepto en las Béticas internas y la Cordillera Ibérica donde aparecen extensiones triaxiales.

En cuanto al método de Giner, si se observan conjuntamente los resultados de las zonas (tabla 11.3.I y figura 11.3.5) y, en las zonas donde no se ha podido realizar la inversión, los resultados del análisis mediante el modelo de deslizamiento, se puede concluir:

- Las zonas en las que se aprecian compresiones próximas a uniaxial o triaxiales son: Pirineos, Sierra Morena, Béticas externas y Béticas internas.
- Las zonas con tensores extensivos son: Cordillera Ibérica y Pirineos Orientales además de Pirineos Occidentales y las Béticas en relación a tensores compresivos.
- En el resto de las zonas predominan tensores de tipo cizalla (desgarres).
- La compresión regional NO-SE aparece registrada en todas las zonas consideradas a excepción de Pirineos Occidentales y las Béticas internas. En esta última zona esta orientación se corresponde con σ_2 que también es compresivo. La zona más occidental de la Península (a excepción de Galicia) muestra una tendencia hacia soluciones más ONO-ESE (zonas del Golfo de Cádiz, Portugal y Sierra Morena). Se aprecia una disminución de esta compresión horizontal a favor de un aumento relativo de la extensión NE-SO, desde las Cordilleras Béticas hasta Galicia (zonas de Béticas externas-Tajo-Mancha-Sistema Central y Noroeste), lo que resulta muy congruente con la situación tectónica de la Península.
- La zona de Pirineos Occidentales muestra aún un tensor pirenaico, al menos en orientación. El tensor se descompone, al igual que en las Béticas externas, en una compresión uniaxial y una extensión triaxial. Esta inhomogeneidad mecánica se traduce en la formación de fallas inversas paralelas a ambas cadenas y de fallas normales mayoritariamente perpendiculares a las mismas. Esta situación es común en la zona más externa de los orógenos e indican situación más compresivas que las que aparecen en las zonas de intraplaca (Cuenca del Tajo, Sierra Morena y Noroeste, por ejemplo).
- La situación en las Béticas internas merece un comentario aparte. Según lo expuesto en los apartados anteriores, esta zona debería mostrar tensores muy compresivos, tal como indica uno de los dos obtenidos con el método de Giner. No obstante, el otro tensor y la solución que aporta el método de Rivera indican la presencia de extensiones, mayores al menos en R, que las que se obtienen, por ejemplo en la Cordillera Ibérica. Recientes estudios de modelización (Andeweg, inédito) muestran que la creación de un importante relieve tectónico (por

compresión) induce necesariamente la aparición de esfuerzos extensivos (ver capítulo 3 de la monografía). Este efecto topográfico podría explicar la presencia simultánea de fallas muy inversas junto a muy normales. Esto ha de producir, sin duda, situaciones tectónicas inhomogéneas en un amplio rango de escalas, por lo que la acentuación de las condiciones mecánicas propia del método de Giner (1996) resulta, al menos en esta zona, más adecuada.



PIR1 y PIR2= PIRINEOS; PIR 3 = CATALUÑA; TAJ-MAN= CUENCA DEL TAJO-LLANURA MANCHEGA; NO= NOROESTE PENINSULAR; GUAD = GOLFO DE CADIZ; DUE = ALMAZAN; MOR= TOLEDO - SIERRA MORENA; POR = PORTUGAL; CAN= CORDILLERA CANTÁBRICA; BEX1 y BEX2=BÉTICAS EXTERNAS; BIN1 Y BIN2=BÉTICAS INTERNAS; SCE= SISTEMA CENTRAL; IBE = CORDILLERA IBÉRICA.

EXTENSIÓN: PIR2, PIR3, BEX2, BIN2, IBE, DUE

DESGARRES: NO, TAJ-MAN, SCE, POR, GUAD, CAN

COMPRESIÓN: BIN1, MOR, BEX1, PIR1

Figura 11.3.5. Representación de los resultados de orientación y forma del tensor de esfuerzos, obtenidos del análisis poblacional por zonas de los sismos considerados, mediante el método de Giner (1996). En este gráfico se representan, para cada una de las zonas establecidas en el proyecto, las orientaciones de Shmax de los tensores de esfuerzos (obtenidos del análisis de los sismos por zonas) en función del factor de forma de los mismos. En las zonas en las que por el reducido número de datos no se ha podido calcular el tensor de esfuerzos medio, se ha representado la orientación media de ey (dirección del eje de deformación máximo en la horizontal) frente a la forma del tensor de esfuerzos (deducida a partir del factor de forma del tensor de deformación K'). De igual manera se han representado los datos de los sismos situados en Portugal (zona en la que los datos son de carácter bibliográfico). También se han representado los resultados de los tensores de esfuerzos medios obtenidos del análisis de la población de 161 sismos mediante el Método de Inversión de Esfuerzos (Reches et al., 1992) (ver figuras 11.1.7. y 11.1.8.).

IV.11.4. Análisis de los tensores de esfuerzo reciente por zonas

En la figura 11.4.1 puede verse una distribución de las zonas en las que se dividió la Península Ibérica para el tratamiento conjunto de los datos (ver Anexos). En este mapa se señalan las hojas cartográficas a escala 1:50.000 en las que se obtuvieron datos. En cada uno de estos mapas aparecen dos números, el de mayor tamaño muestra el número de la hoja 1:50.000, y el segundo número, que aparece en la parte inferior derecha, muestra la cifra de estaciones situadas en ese mapa.

En este proyecto se han establecido un total de 733 estaciones de análisis geológico de las cuales 409 han sido medidas en campo, y las 324 restantes son de carácter bibliográfico.

De las estaciones tomadas en campo, se ha deducido un total de 531 orientaciones de ϵ_y (Modelo de Deslizamiento) y 474 orientaciones de Sh_{max} (Método de Inversión de Esfuerzos). Y de las 324 estaciones de análisis bibliográfico se han deducido un total de 350 orientaciones de Sh_{max} .

Por lo tanto se ha establecido un total de 824 orientaciones de Sh_{max} en toda la Península Ibérica, repartidas en 724 estaciones de análisis. Cabe resaltar que la diferencia entre el número de estaciones y de orientaciones puntuales de Sh_{max} se debe a la presencia de poblaciones de fallas polifásicas, es decir que presentan varios tensores solución, y por lo tanto varias orientaciones de Sh_{max} .

Las estaciones de análisis estructural geológico, tanto las bibliográficas como las tomadas en campo, muestran una distribución heterogénea en el contexto de la Península Ibérica. Este hecho es debido a que la situación de afloramientos de materiales y/o estructuras susceptibles de ser analizados, presenta una distribución netamente heterogénea. Sin embargo, cabe destacar que con el análisis de estas estaciones se ha cubierto aproximadamente un 75% del total de la superficie de la Península Ibérica susceptible de ser estudiada en el contexto de este proyecto.

Por lo tanto el número de estaciones y de datos situados en cada una de las zonas de análisis establecidas (tabla 11.4.I), estará en función del tipo y calidad de los afloramientos situados en cada una de ellas.

Como mencionábamos al referirnos al análisis de la totalidad de los datos, resulta evidente el predominio de las soluciones extensivas, entre uniaxiales y radiales, en los análisis de las estaciones de análisis estructural.

Tabla 11.4.1. Número de datos y estaciones establecidas en cada una de las zonas definidas en el proyecto.

zona	estaciones de campo				estaciones bibliográficas	
	nº estaciones	nº datos	nº orientaciones ey	número orientaciones	nº estaciones shmax	número orientaciones shmax
BETEX	110	2487	143	135	55	69
BETIN	42	893	58	51	86	95
NO	48	889	54	47	0	0
TAJ-MAN	44	1453	69	68	0	0
GUA	19	431	24	20	0	0
DUE	26	350	32	28	17	18
CAN	29	529	37	35	0	0
TOL-MOR	13	378	16	10	0	0
POR	0	0	0	0	10	10
IBE	41	873	56	46	118	119
PIR	16	243	17	13	8	8
EBR	2	18	2	2	30	31
SCE	19	226	23	19	0	0
TOTAL	409	8770	531	474	324	350

En las figuras 11.4.2, 11.4.3, 11.4.4 y 11.4.5 se pueden observar los resultados del muestreo con reemplazamiento de las mejores soluciones que se obtiene en la aplicación del método de inversión de esfuerzos de Reches, para los conjuntos de todos los planos de falla estriados situados en cada una de las zonas consideradas (ver tabla 11.1.I).

Los casos en que los ejes aparecen con un cono de dispersión amplio coinciden con poblaciones de pocas fallas. En el resto, la posición de la máxima compresión horizontal puede definirse con precisión. De este modo puede observarse una buena consistencia con los datos de sismicidad. Así, el campo pirenaico residual, N-S, se detecta con ambas metodologías. No obstante, los tipos de tensores no coinciden con los obtenidos a partir de la población de mecanismos focales de terremotos, a excepción de la Cordillera Ibérica y de las soluciones parciales ligadas a compresión (Béticas).

Se han dividido las figuras en función de la edad de la deformación asignada a la población (Mioceno y Plioceno-Cuaternario) para poder observar las posibles variaciones en la orientación del tensor de esfuerzos en función de la edad de la deformación establecida.

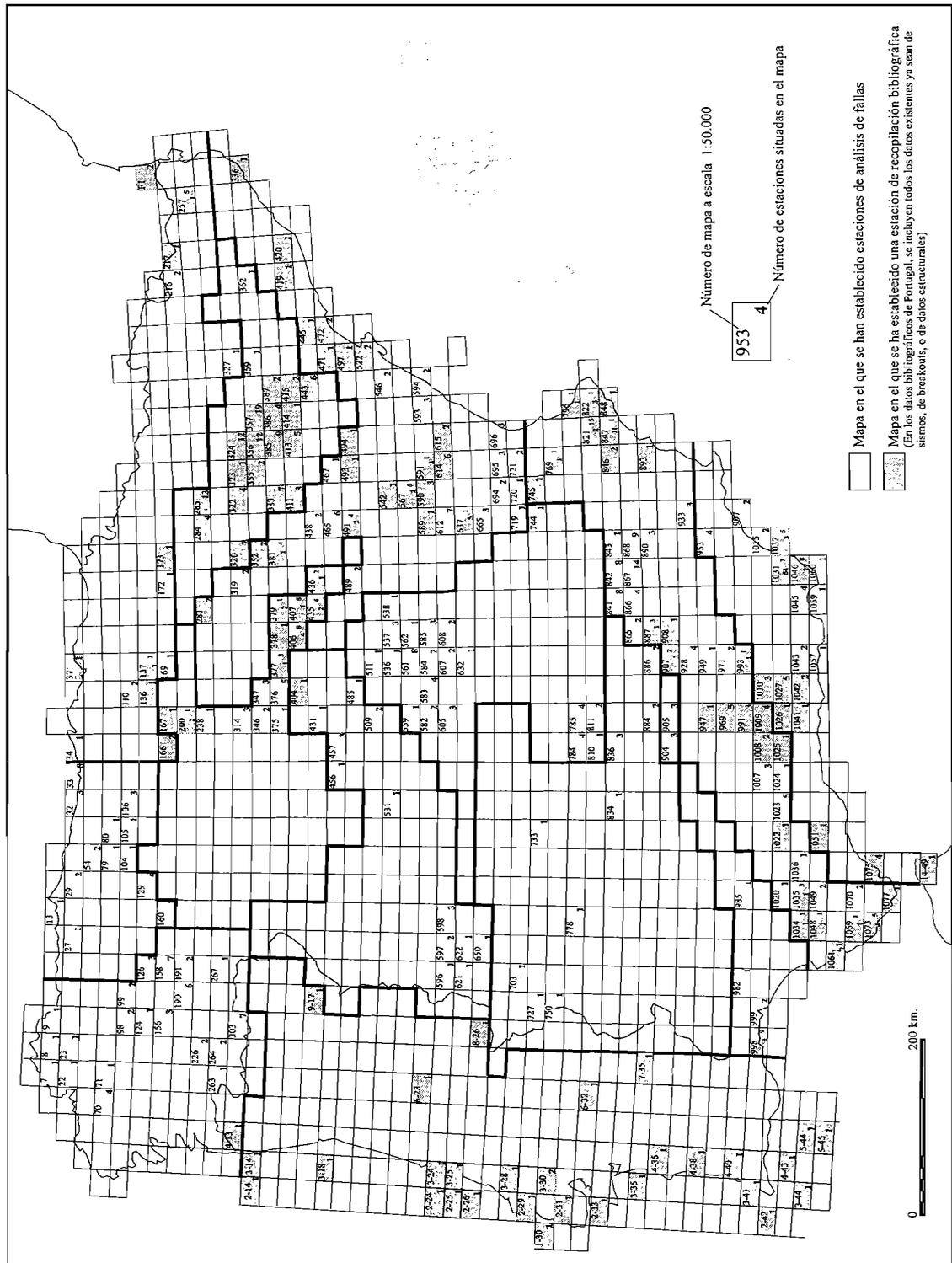


Figura 11.4.1. Situación de las estaciones de análisis estructural geológico en cada uno de los mapas a escala 1:50.000. Los tonos de gris indican si la estación ha sido medida en campo (tono más claro), y las que son de carácter bibliográfico (tono más oscuro).

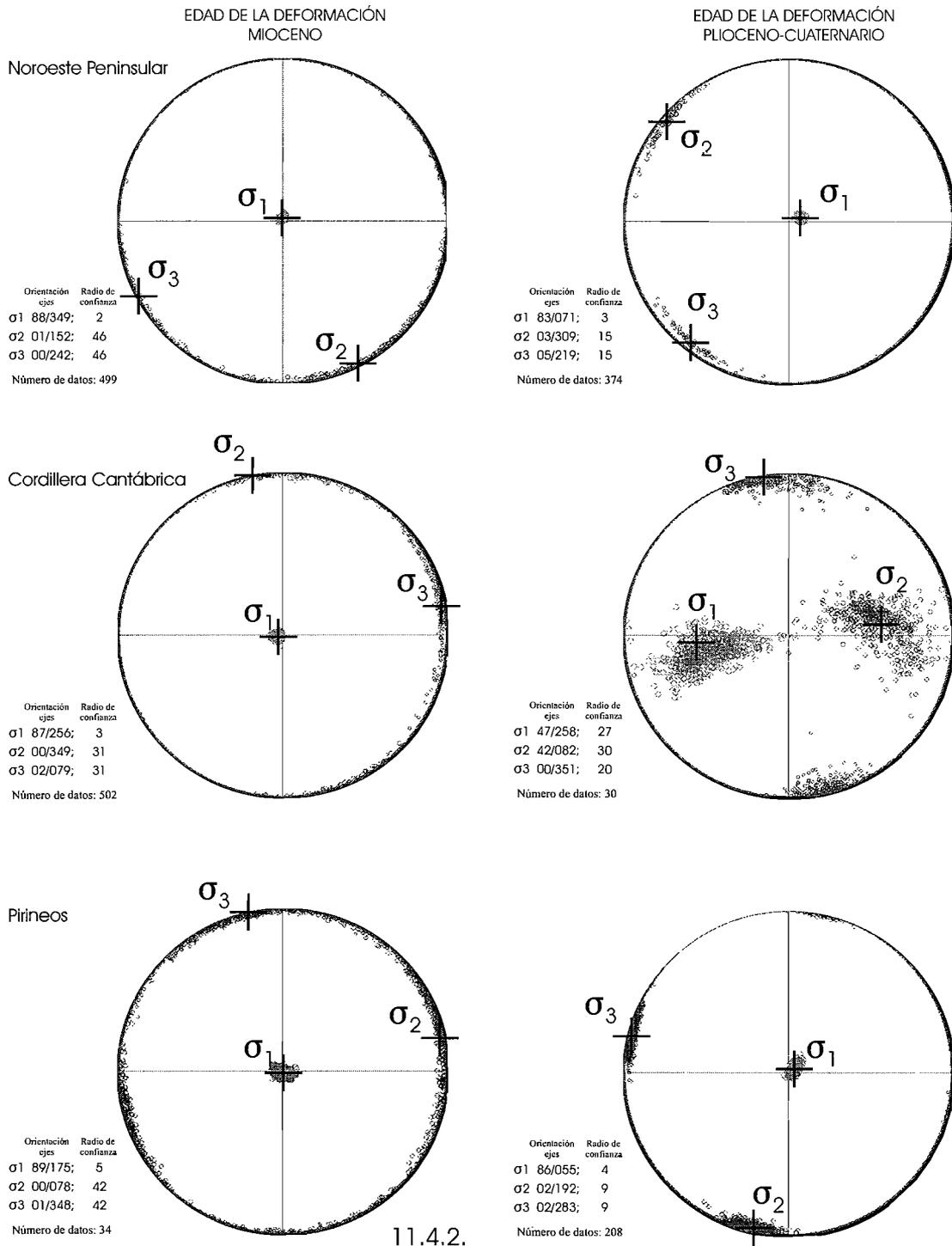


Figura 11.4.2.

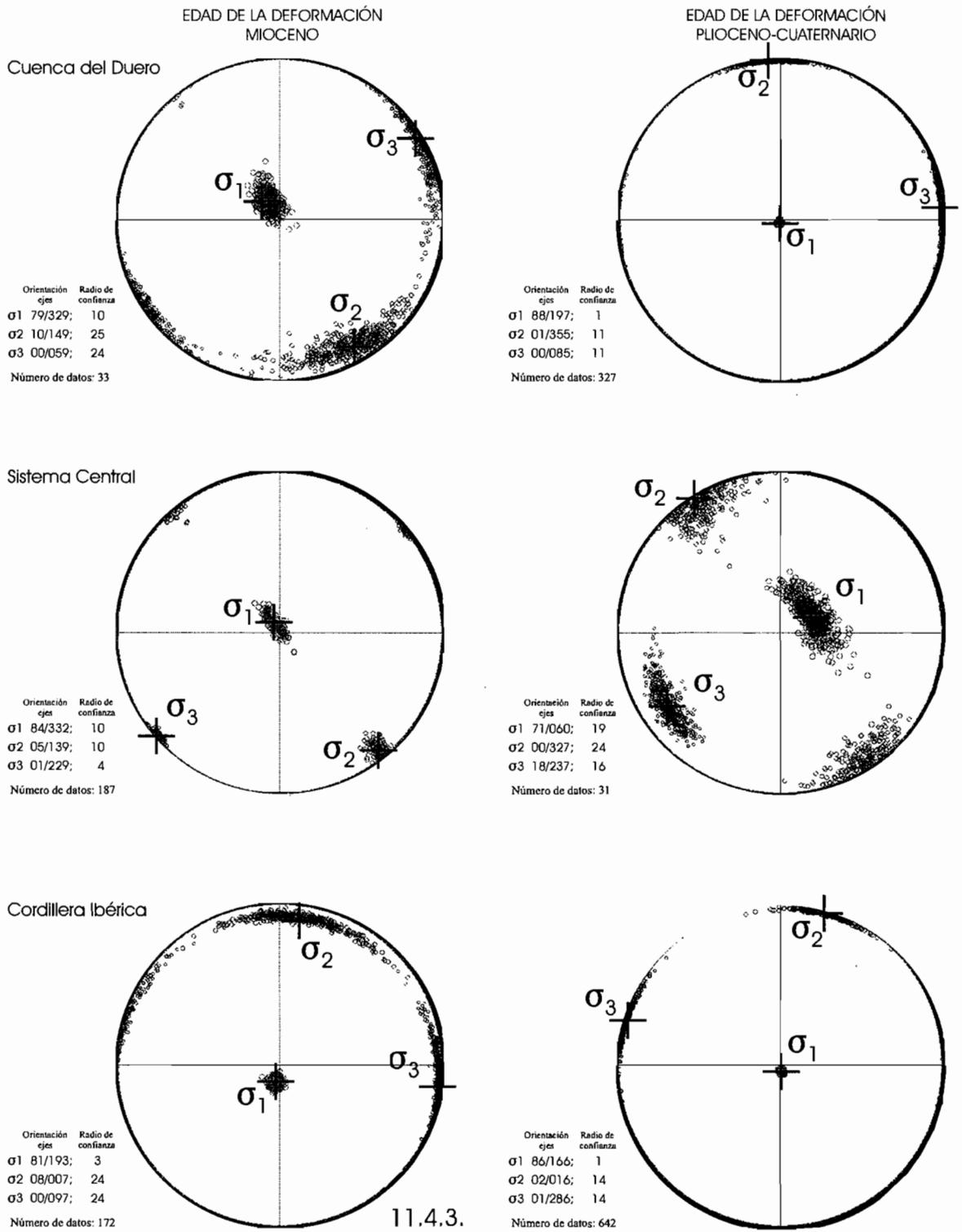
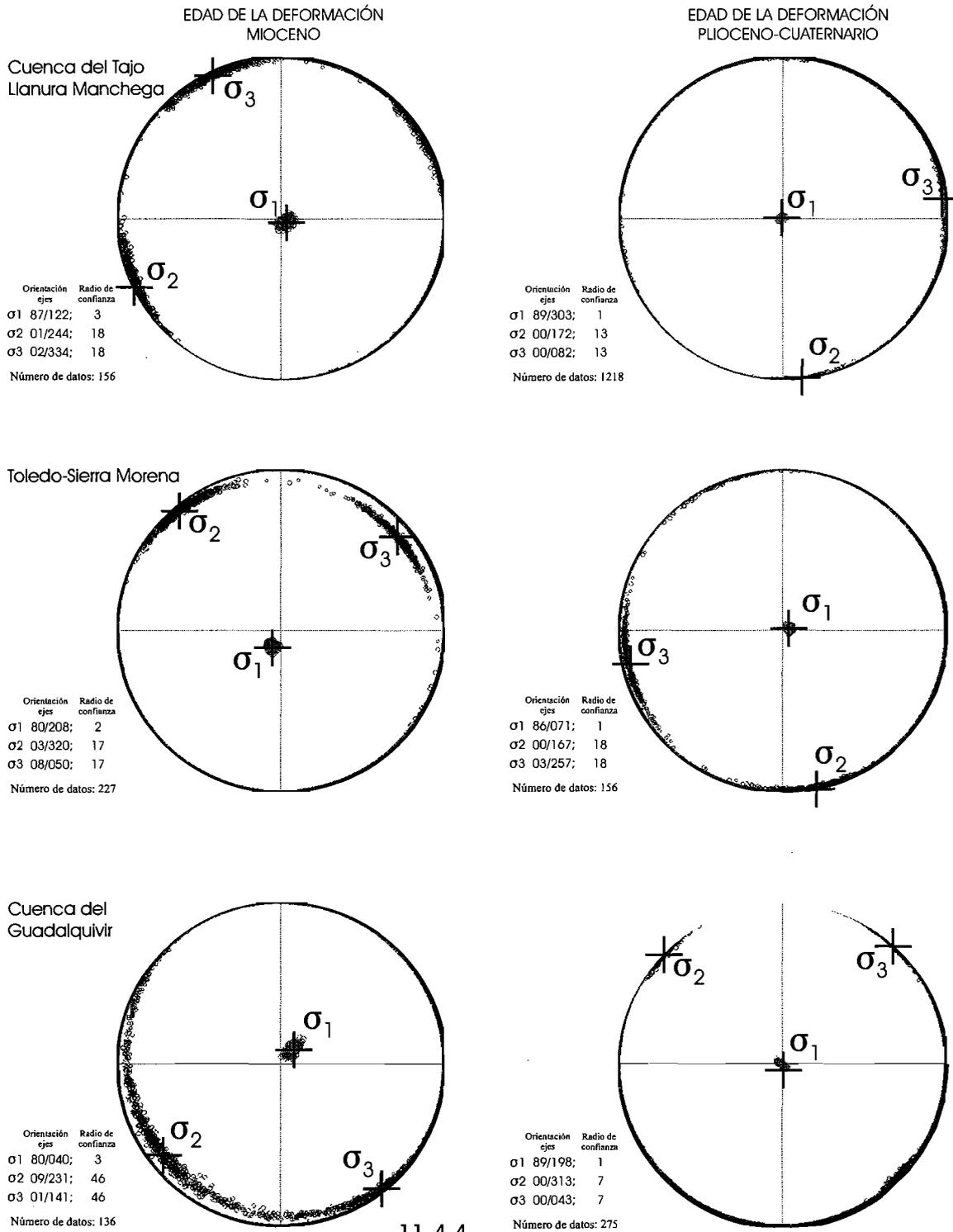


Figura 11.4.3.



11.4.4.

Figura 11.4.4.

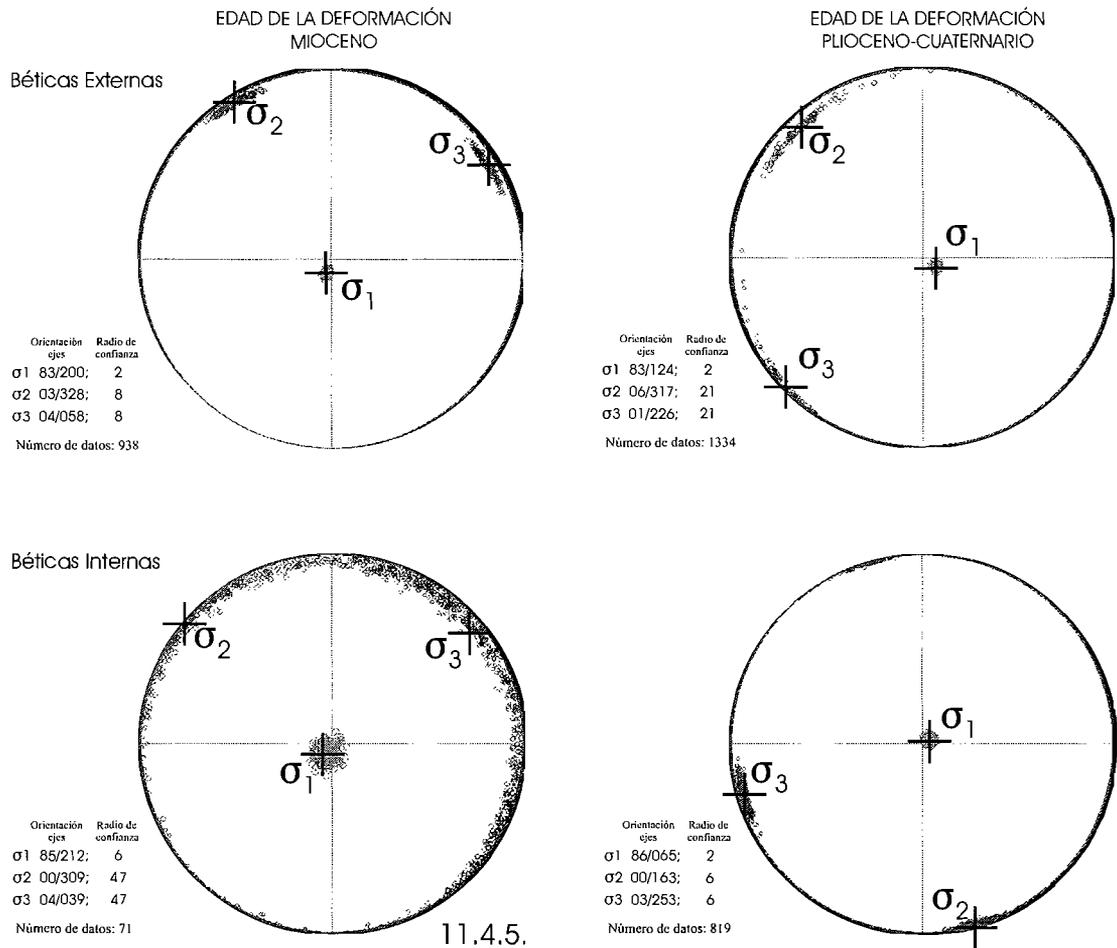


Figura 11.4.5.

Figuras 11.4.2, 11.4.3, 11.4.4 y 11.4.5. Resultados del análisis de las poblaciones de fallas por zonas mediante el muestreo por reemplazamiento aplicando el Método de Inversión de Esfuerzos (Reches et al., 1992). Se muestra para cada una de las poblaciones analizadas la orientación de los ejes principales de esfuerzo deducidos (σ_1 , σ_2 y σ_3) así como el radio de confianza obtenido para cada uno de ellos.

Los tensores parecen similares para ambas edades en Galicia, Cuenca de Almazán (Duero), en el Sistema Central, en la Cordillera Ibérica, en Sierra Morena-Toledo, y en las Béticas. Las zonas en las que se aprecian cambios podrían ser la Cordillera Cantábrica y Pirineos, aunque son pocos datos, así como la Cuenca del Tajo, la Llanura Manchega y la Cuenca del Guadalquivir, donde el cambio parece mejor establecido, indicando un aumento de las compresiones NNO-SSE.

En la figura 11.4.6. Se muestran resumidos los resultados por zonas y las trayectorias interpoladas de máxima compresión horizontal con el método de Lee y Angelier (1994). Estas trayectorias se corresponden con el máximo obtenido en la población total.

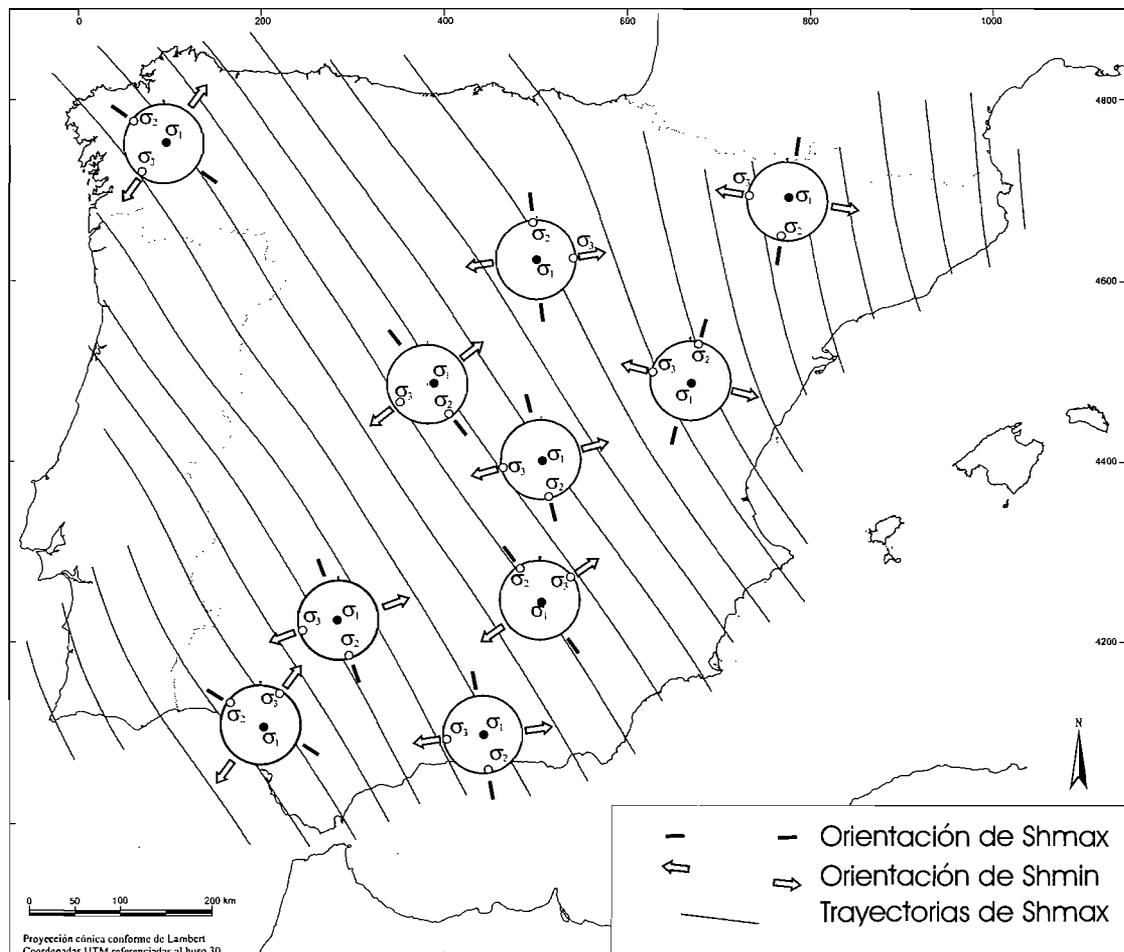


Figura 11.4.6. Situación de los tensores de esfuerzos deducidos del muestreo por reemplazamiento en cada una de las zonas. Representación de las trayectorias de Sh_{max} deducidas de la interpolación de los datos de esfuerzo de las estaciones de análisis.

No obstante, y al tratarse de tensores de extensión triaxial, localmente aparecen soluciones con intercambios entre σ_2 y σ_3 , que se encuentran ambos en la horizontal. De este modo pueden construirse las trayectorias correspondientes a este tipo de soluciones (figura 11.4.7), que son claramente ortogonales a las anteriores, indicando una buena consistencia de los datos.

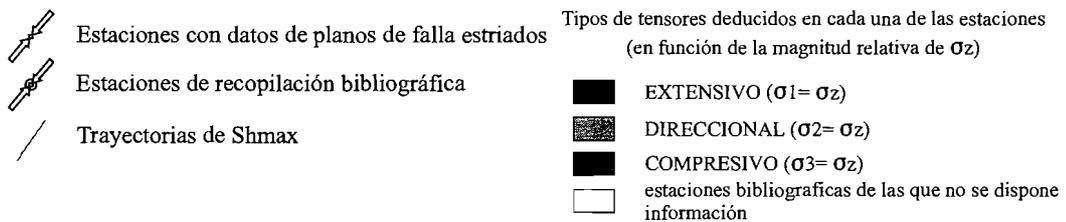
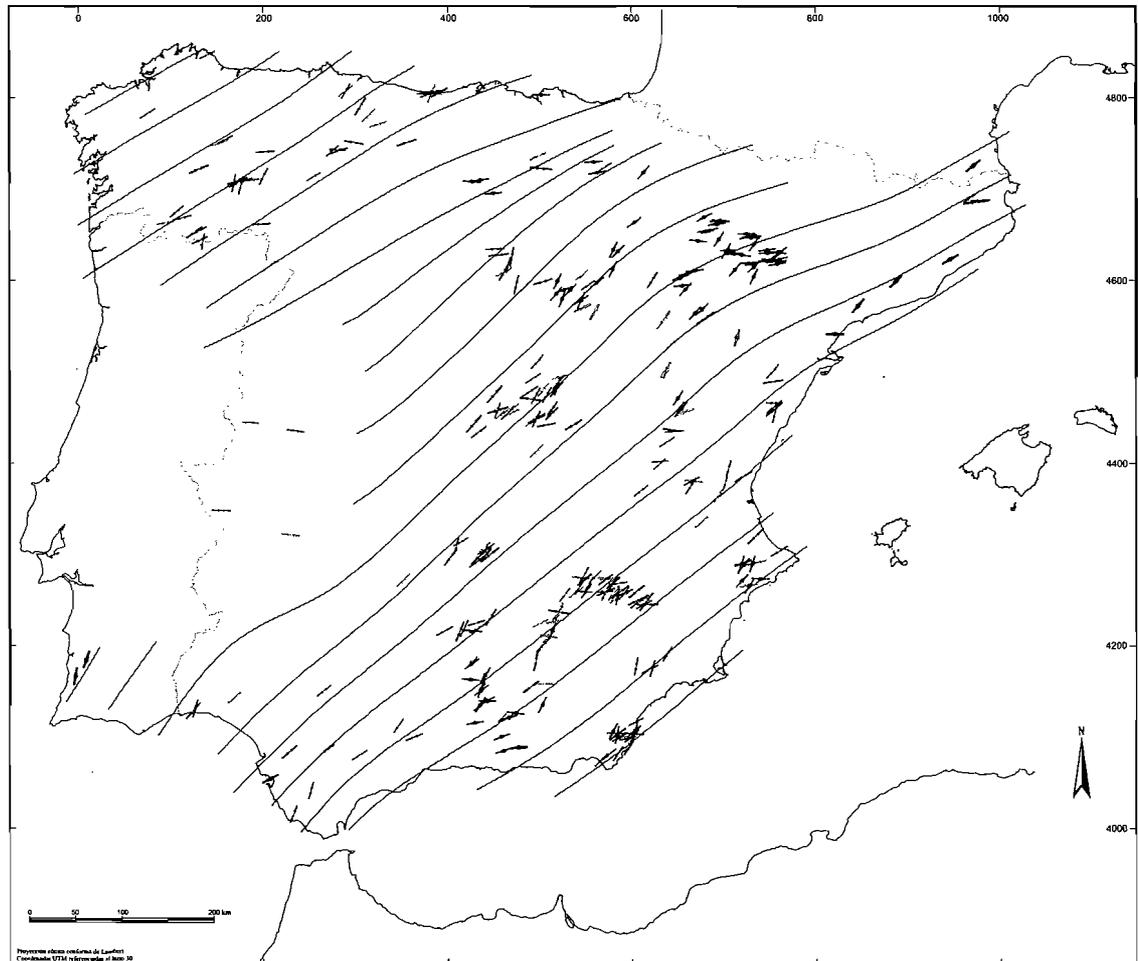


Figura 11.4.7. Situación de las estaciones de análisis estructural que se asimilan a la moda definida por permutaciones en la horizontal de σ_2 por σ_3 . Las flechas indican la orientación puntual de Shmax en cada una de las estaciones. Trayectorias de Shmax deducidas de la interpolación de los datos puntuales del esfuerzo máximo en la horizontal.

IV.11.5. Análisis de los mapas obtenidos

Las trayectorias de los esfuerzos activos constituyen la información más relevante que aportan los resultados del Proyecto Sigma, ya que a nivel regional y una vez conocida la geometría de cualquier falla, resulta posible determinar si es, o no, potencialmente activa.

De este modo, se presentan en esta memoria dos mapas de trayectorias de esfuerzos activos, uno para los recientes (datos de fallas en campo), y otro para los actuales (datos de mecanismos focales). La proyección utilizada es la conforme de Lambert con coordenadas UTM referidas al huso 30.

Ambos mapas se muestran con un fondo de un modelo digital del terreno, en el que se aprecian las relaciones existentes entre el relieve de la Península Ibérica y las trayectorias de máxima compresión horizontal.

Dichas trayectorias se han calculado utilizando el método de Lee y Angelier (1994) con radios de interpolación altos, ya que la distribución de los datos no es homogénea. Esto hace que las trayectorias de máxima compresión se suavicen, con lo que no se puede descartar que los cambios en las orientaciones sean más bruscos.

En el mapa de esfuerzos recientes se han representado los datos de fallas en función del tipo de tensor deducido y la orientación de la máxima compresión horizontal, queda muy patente la presencia muy mayoritaria de fallas de tipo normal (extensión), tanto en los datos obtenidos directamente en campo en el transcurso del Proyecto Sigma, como en los bibliográficos.

También se han representado los histogramas de valores de factores de forma del tensor de esfuerzos (R) deducido del tratamientos con el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) de las estaciones de análisis estructural tomadas en campo, en función del tipo de tensor definido: tensores extensivos, tensores direccionales y tensores compresivos.

Se han deducido dos modas de máxima compresión (o mínima extensión) horizontal; una mayoritaria entre N120-140E y otra hacia N30-60E. Ambas aparecen prácticamente en la totalidad de las zonas estudiadas, por lo que no se pueden diferenciar áreas con claro predominio de una u otra moda. En el mapa sintético de los datos de fallas se han representado las orientaciones locales de esta compresión horizontal, pero sólo se han dibujado las trayectorias de la moda mayoritaria NO-SE.

En el mapa de esfuerzos actuales se muestran también los mecanismos focales individuales obtenidos a partir del método de Rivera (1989) y Rivera y Cisternas (1990) y los calculados con el método de Giner (1996) que utiliza el de Reches (1987). Las trayectorias que se dibujan en el modelo digital del terreno, así como las flechas (que indican la máxima compresión horizontal (De Vicente, 1988) correspondientes a cada mecanismo individual son las obtenidas con éste último método.

Según el modelo de deslizamiento se obtienen dos direcciones de máxima compresión en la horizontal, una mayoritaria según $N146E\pm 25^\circ$, y otra minoritaria $N30E\pm 20^\circ$ que quedan bien marcadas en la rosa de direcciones. En cuanto al tipo de tensor, se aprecia en los histogramas de frecuencia del tipo de fallas, la presencia de todo tipo de fallas asociadas a ambas modas, si bien los dos máximos en compresión horizontal quedan marcados por un aumento relativo de mecanismos de falla inversa. Este tipo de fallas está ausente entre $N50-N80E$, coincidiendo con un mínimo en las orientaciones totales de la máxima compresión horizontal.

De este modo, se ha obtenido el mapa de mecanismos focales aplicando el método de Giner (1996) ponderado para la totalidad de la población de mecanismos focales; señalando en rojo aquellos que siguen la moda principal, y en azul la minoritaria.

El método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992) aplicado a la totalidad de la población de mecanismos focales mediante el procedimiento de Giner (1996) obtiene dos tipos de tensores con la misma orientación NO-SE para la máxima compresión horizontal. El primero explica 58 mecanismos con un tensor de tipo desgarre (σ_2 vertical) con $R=0.14$, lo que indica altos componentes inversos ($R=0.5$, desgarres puros; $R=0$, compresión uniaxial). El segundo tensor tiene a σ_1 en la vertical, lo que indica un régimen extensivo y explica 80 mecanismos con $R=0.07$. Es decir, una extensión triaxial, muy próxima a extensión radial ($R=0$). El primer tensor tiene un *score* de 0.88 y el segundo de 0.87.

En cuanto a los resultados con el método de Rivera (1989), se ha realizado una inversión conjunta de los 156 terremotos analizados previamente por zonas con este método. Para ello se ha aplicado el algoritmo de determinación simultánea del tensor de esfuerzos y de los mecanismos focales (Rivera y Cisternas, 1990) con dos metodologías diferentes. Los resultados de la inversión muestran que el régimen es de cizalla (desgarres), σ_1 se encuentra en la dirección $N148^\circ$ y es próximo a la horizontal. Por su parte, el eje σ_2 presenta un ángulo de 24° con la vertical y σ_3 está próximo a la horizontal y en dirección $N60^\circ$. La función de verosimilitud normalizada F es 0.84 y el porcentaje de polaridades acertadas 76%. El bajo valor de F responde a la inhomogeneidad tectónica del medio considerado. En todo caso, la dirección de σ_1 es similar a la encontrada con el resto de los métodos.

IV.11.6. Resultados operativos

Programas informáticos

Se han elaborado dos programas informáticos: uno para el análisis de los datos de poblaciones de fallas (Programa Cratos) y otro para el cálculo de mecanismos focales individuales (Programa MF96 o su versión mejorada MF97).

El programa Cratos reúne bajo entorno Windows (programación visual) una serie de aplicaciones que facilitan el tratamiento de datos de poblaciones de fallas. Este programa permite estudiar mediante métodos de análisis poblacional de fallas - Modelo de Deslizamiento y Método de los Diedros Rectos- poblaciones de planos de falla estriados, de forma rápida y directa. Asimismo pueden analizarse mediante proyección estereográfica y test de aleatoriedad de Woodcock y Naylor (1986), la disposición espacial de distintos elementos estructurales medibles en una estación; planos de falla con estrías, planos de buzamiento, ejes de pliegues, lineaciones, etc. El programa cuenta además con una base de datos incorporada que permite manejar y acceder fácilmente a los archivos de datos y con un Manual de Usuario.

A su vez, el programa MF96 hace uso del método de las polaridades del impulso de la onda P para calcular de manera gráfica e interactiva la orientación del mecanismo focal. Partiendo de un fichero de datos de estaciones, con ángulos de incidencia, azimut y polaridades de un terremoto, el programa dibuja en pantalla una proyección de Schmidt de la esfera local, sobre la que se representan dichas polaridades.

A continuación, puede elegirse gráficamente un primer plano nodal del mecanismo, y seguidamente calcular y representar un segundo plano nodal, ortogonal al primero, obteniéndose así una solución de la orientación del mecanismo focal, que puede tener diferentes salidas a fichero y/o a papel. Estas salidas tienen el especial interés de estar diseñadas con una nomenclatura tanto geológica como sismológica.

Por ser un método gráfico, la calidad de la solución obtenida está dada por el índice de aciertos de polaridades, pudiendo existir varias soluciones que alcancen igual valor para este parámetro.

Escrito en lenguaje Basic y compilado posteriormente, el programa consta de un fichero ejecutable que tan solo requiere para su utilización un PC-compatible con sistema operativo DOS, versión 5.0 o posterior y adaptador de vídeo VGA.

Debido a las necesidades planteadas para la aplicación en el Método Ponderado de Mecanismos Focales (Giner, 1996) se decidió la modificación del Programa MF96 1.0 con el fin de evitar cualquier implicación del operador en el cálculo de los mecanismos focales individuales. Para ello en los primeros meses de 1997, se diseñó el MF97, programa que permite el barrido de toda la esfera focal sin tener la necesidad de elegir un primer plano nodal. El programa obtiene todas las soluciones posibles de mecanismo focal, pudiéndose seleccionar en función del índice de aciertos.

Los programas MF96 y MF97 van acompañados de los respectivos Manuales de Usuario, existiendo también un Manual Técnico del primero.

Bases de datos

Se han preparado las siguientes bases de datos (*.mdb):

- Base de datos de referencias bibliográficas BIBLIO.
- Base de datos sísmológicos SISMO.
- Base de datos geológicos CRATOS.
- Base de datos y resultados geológicos estructurales GEORES.
- Base de resultados sísmológicos obtenidos con el Método de Giner (1996) GEORESIS.
- Base de datos geológicos (Recopilación Bibliográfica) GEORESBI.

La Base de datos de referencias bibliográficas BIBLIO contiene información sobre publicaciones de interés para el Proyecto. Cuenta con una serie de menús que permiten acceder a la información de acuerdo con los siguientes criterios:

- General. Presenta toda la información de una manera resumida y sin hacer énfasis en ningún aspecto concreto
- Autores. Realiza una búsqueda de registros por autores principales y secundarios.
- Títulos. Permite buscar y seleccionar registros mediante sus títulos, o alguna palabra que esté incluida dentro del mismo .
- Añadir registros. Es una herramienta consistente en una tabla gráfica mediante la cual se pueden introducir nuevos datos de una manera sencilla.

Esta base de datos contiene más de 200 fichas y permite la posibilidad de elaborar otro tipo de consultas adicionales a las ya programadas. También existe un Manual de Usuario incluido en el soporte informático de la Base.

Al igual que la anterior, la base de datos sísmológicos SISMO ha sido desarrollada bajo un software para PC de uso extendido. Permite un acceso directo y fácil a toda la información sísmoló-

gica que ha sido recopilada y procesada a lo largo del Proyecto. Dicha información ha sido distribuida en diferentes menús y tablas, existiendo las siguientes categorías:

- Estudio por zonas. Aporta información clasificándola en función de las diferentes zonas tectónicas en las que ha sido dividida la Península.
- Estaciones. Listado de todas las estaciones que han sido empleadas en la localización hipocentral, incluyéndose además las de la red mundial.
- Mecanismos. Muestra la relación de mecanismos calculados mediante el método de Rivera y Cisternas.
- Tensores. Presenta la lista de tensores calculados en las diferentes zonas mediante dicho método.
- Localización y residuos. Incluye una tabla con todas las localizaciones, así como los residuos correspondientes.
- Localización y lecturas. Visualiza las localizaciones y las lecturas que han sido utilizadas en el cálculo hipocentral y de los mecanismos.

Se ha preparado un Manual de Usuario, que se facilita con el soporte informático

La Base de datos geológicas CRATOS contiene 105.838 datos de planos de falla estriados repartidos en 1.253 ficheros de tratamiento. Los datos incluidos son los ficheros de tratamiento de las estaciones de análisis estructural geológico tomadas en campo y los ficheros de tratamiento de la sismicidad mediante el Método de Análisis Poblacional Ponderado de Mecanismos Focales de Terremotos (Giner, 1996). CRATOS.MDB es la base de datos que se utiliza con el programa CRATOS.

A su vez, la base de datos y resultados geológicos estructurales GEORES recoge la información procedente de las observaciones de geología estructural realizadas en campo por los diferentes grupos participantes en el Proyecto y los resultados obtenidos de la aplicación de los distintos métodos de Análisis Poblacional de Fallas. La base cuenta con una tabla principal que contiene toda la información sobre las estaciones geológicas, así como las medidas realizadas en las mismas. De igual manera, y a través de ésta, se puede acceder a tablas específicas INVESF y DESLIZ que muestran los datos procedentes de las diversas metodologías aplicadas que corresponden, respectivamente, a los métodos de Inversión de Esfuerzos (Reches, 1987; Reches *et al.*, 1992) y Deslizamiento (Reches, 1983; De Vicente, 1988). Además, la base posee un menú adicional que facilita la importación de datos procedente de EXCELL.

La Base GEORENIS muestra los resultados obtenidos en el análisis de la sismicidad al aplicar el Método de Análisis Poblacional Ponderado de Mecanismos Focales de Terremotos (Giner,

1996) a los 161 sismos de los que se ha podido obtener la construcción del mecanismo focal. Los datos utilizados se encuentran en la base de datos del programa CRATOS.

GEORESIS consta de tres tablas: MECTOTA, INVESIS y MODELSIS. En la primera se muestran, por un lado, los parámetros de cada uno de los sismos y, por otro, los resultados obtenidos mediante el Modelo de Deslizamiento (Reches, 1983; De Vicente, 1988) para cada uno de los eventos. En las otras dos tablas, INVESIS y MODELSIS, se listan los resultados del análisis poblacional de los sismos en diferentes subconjuntos. Estos grupos de eventos están definidos en función de la localización de los sismos en cada una de las distintas zonas establecidas en el proyecto.

Por último, la Base de datos geológicos (Recopilación Bibliográfica) GEORESBI, desarrollada bajo el mismo software, contiene información geológica estructural obtenida de la bibliografía. Las tablas almacenan los datos correspondientes a las estaciones recopiladas, los códigos de edad y de litologías utilizados, los resultados obtenidos de la bibliografía y el tipo de datos que fueron observados.

IV.12. Conclusiones

Aunque en las páginas precedentes se han incluido los resultados concretos directamente relacionados con los temas tratados en cada caso, parece conveniente resaltar las siguientes conclusiones:

Sobre la metodología

1. El empleo conjunto de técnicas de Análisis Poblacional de Fallas y Determinación de Mecanismos Focales permite obtener una visión amplia y completa de los campos de esfuerzos tectónicos recientes y actuales. La colaboración entre investigadores de diferente formación, en este caso geólogos y geofísicos, contribuye a mejorar la comprensión del problema.
2. Esta metodología se enfrenta necesariamente con el problema de obtener un número suficiente de datos con una distribución correcta. Esta dificultad ha sido superada con éxito en el Proyecto, en el que se ha conseguido un volumen de información geológica y sismológica muy notable que avala la calidad de los resultados obtenidos.
3. La recopilación y el análisis de una información tan amplia ha requerido el desarrollo de un intenso trabajo por parte del equipo investigador. Este trabajo, aunque orientado a la obtención de interpretaciones globales para la Península Ibérica, ha exigido el análisis diferenciado y particularizado de diversas zonas geográficas. La profundización del análisis en

todas estas zonas exige un tiempo más extenso que quedaba fuera de los límites del Proyecto. No obstante, dado el volumen y la calidad de la información que se ha obtenido, puede concluirse que resultará conveniente profundizar en la comprensión de la actividad tectónica en algunas zonas (por ejemplo, las Béticas Externas e Internas), así como realizar nuevas investigaciones con una distribución modificada de zonas y actividad sísmica.

4. La utilización de dos métodos distintos para la estimación del tensor regional actual y de los mecanismos focales coherentes (Métodos de Rivera y Cisternas, (1990) y Giner (1996), conduce, a pesar de algunas discrepancias originadas en parte por la diferencia en los objetivos específicos de uno y otro, a la adquisición de una perspectiva más completa de los esfuerzos actuantes en la actualidad.

Sobre los resultados generales

1. Las diferentes técnicas utilizadas para evaluar el **tensor promedio** de los esfuerzos actuales permiten concluir que la Península Ibérica se encuentra sometida a una compresión NO-SE excepto en los Pirineos, - sobre todo en los Occidentales -, donde es predominantemente N-S, y la zona del Golfo de Cádiz, donde se orienta en dirección E-O. El método de Rivera y Cisternas conduce a un régimen de esfuerzos promedio de tipo desgarre, mientras que el de Giner indica una distribución de la deformación entre una solución predominante de tipo compresivo y una extensión triaxial.
2. El análisis del **tensor promedio** de esfuerzos recientes pone de relieve la presencia de la compresión N120-140E, similar a la ya comentada, junto con otra de dirección N30-60E. El tipo de fallas mayoritario es ahora normal debido, al menos en parte, a que los datos estructurales corresponden exclusivamente a información en la superficie.
3. Los métodos de Rivera y Cisternas (1990) y Giner (1996) aplicados al análisis de los **esfuerzos actuales** por **zonas** coinciden en la orientación de la máxima compresión horizontal comentada anteriormente para el caso de toda la Península Ibérica. Respecto de los tensores obtenidos, el primer método indica regímenes de desgarre excepto en las Béticas Internas y la Cordillera Ibérica donde aparecen extensiones triaxiales. Por su parte, el método de Giner (1996) señala una mayor variación de regímenes y pone de manifiesto la existencia de un tensor en la zona de los Pirineos Occidentales que se descompone, como en el caso de las Béticas Externas, en una compresión uniaxial y una extensión triaxial.
4. El estudio del tensor de **esfuerzos recientes** por **zonas** indica un predominio de las soluciones extensivas, radiales o uniaxiales. Cuando el número de estaciones es suficiente, la

orientación de máxima compresión queda bien definida y es muy similar a la obtenida con los datos de sismicidad. El campo N-S encontrado para los Pirineos para el campo de esfuerzos activos, aparece también en este caso.

5. La comparación del campo de esfuerzos correspondiente al Mioceno Superior - Cuaternario (obtenido mediante mediciones de fallas) con el actual (para el que se han considerado también datos sísmicos), pone de manifiesto semejanzas muy notables. Ello revela la continuidad de esfuerzos en la Península Ibérica en, aproximadamente, los últimos nueve millones de años y proporciona un sólido fundamento para la predicción de las distribuciones futuras y la estimación del peligro sísmico.
6. Tanto los resultados para toda la Península como la detallada evaluación de los esfuerzos por zonas (descritos en los apartados IV.11.3 y IV.11.4, respectivamente), permiten el estudio pormenorizado de la orientación de las fallas respecto del campo de esfuerzos lo que, sin ninguna duda, mejorará la estimación del peligro sísmico asociado a emplazamientos concretos. Así mismo, todo el conjunto de los resultados obtenidos representa una importante contribución para mejorar la zonación sismotectónica de la Península Ibérica.

IV.13. Agradecimientos

La realización del Proyecto Sigma no hubiera sido posible sin la colaboración de diferentes centros españoles y extranjeros a los que deseamos dar las gracias de manera explícita. Estos Centros son:

- Instituto Geográfico Nacional.
- Instituto de Meteorología de Portugal.
- Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos.
- Real Instituto y Observatorio de la Armada, San Fernando, Cádiz.
- Confederación Hidrográfica del Duero.
- Institut Cartogràfic de Catalunya.
- Institut de Physique du Globe, Univ. Louis Pasteur, Estrasburgo, Francia.
- Vrije Universiteit, Amsterdam, Holanda.

Mención especial merecen la colaboración prestada por el Institut de Physique du Globe y la relación establecida con el Institut Cartogràfic de Catalunya. En el primer caso, el Proyecto ha contado con el asesoramiento constante de los Drs. Luis Rivera y Armando Cisternas y con las facilidades concedidas, a título personal, a uno de los investigadores para el uso del programa informático desarrollado por ellos. En el segundo, la colaboración se estableció en forma de cesión al

Proyecto de los datos geológicos y sísmicos que eran propiedad del Institut y de trabajo de uno de los geofísicos del Proyecto en la determinación del estado de esfuerzos actual en el área catalana.

Así mismo queremos agradecer la ayuda de numerosos investigadores que han facilitado datos e incluso resultados inéditos para su contraste o inclusión en el Proyecto, especialmente a los Profesores de la Universidad Complutense de Madrid, Drs. Elisa Buforn y Ramón Vegas y al Dr. Francisco Vidal del Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos.

100

100

100

100

100

Bibliografía



Bibliografía

- Abers, G.A. (1997). Collaborative Research (Cornell and Kansas): Constraining the regional stress tensor directly from seismic first-motion observations. *Final Technical Report, USGS Award*, nº 1434-94-6-2439 (html page).
- Ait Brahim, L. (1991). *Etude de la deformation du Néogène à l'actuel sur le bordure sud-riifaine dans le contexte du rapprochement des plaques Afrique-Europe*, Thèse 3ème cycle, 178 pp., Rabat. Universidad de Marruecos.
- Aki, K. y Richards P.G. (1980). *Quantitative Seismology*, Freeman and Company, San Francisco. II Tomos.
- Aleksandrowsky, P. (1985). Graphical determination of principal stress directions on slickenside lineation populations: an attempt to modify Arthaud's method. *Journal of Structural Geology*, 7 (1): 73-82.
- Allmendiger, R.W. Strecker, M. Eremchuk, J.E. y Francis, P. (1989). Neotectonic deformation of the southern Puna Plateau, NW Argentina, *J.S.Am. Earth. Sci.*,2: 111-130.
- Anderson, E.M. (1951). *The Dynamics of Faulting*. Oliver & Boyd, Edimburgh, 133 pp.
- Angelier, J. (1979). Determination of the mean principal direction of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, 56, 1.
- Angelier, J. (1984). Tectonic analysis of fault slip data sets. *J. Geophys. Res.*, 89 (7): 5835-5848.
- Angelier, J. (1989). From orientation to magnitudes in paleostress determination using fault slip data. *Journal of Structural Geology*, 11 (1/2): 37-50.
- Angelier, J. (1990). Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophys. J. Int.*, 103: 363-376.
- Angelier, J. (1994). Fault slip analysis and paleostress reconstruction. Cap. 4, en *Continental Deformation*, Paul L. Hancock (ed.): 53-120.
- 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., 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. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 69: 607-621.
- Armijo, R. y Cisternas, A. (1978). Un problème inverse en microtectonique cassante. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 287, (D): 595-598.
- Armijo, R., Carey, E. y Cisternas, A. (1982). The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases. *Tectonophysics*, 82: 145-160.
- Arthaud, F. (1969). Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7 (11): 729-737.
- Arthaud, F. y Mattauer, M. (1969). Les déformations naturelles. Essai d'évaluation des conditions pression-température de différents types de déformations. "2^a Coll sur la fissuration de roches". Paris, *Rev. Indust. Miner*, num espec.: 73-81.
- Arthaud, F. y Choukroune, P. (1972). Méthode d'analyse de la tectonique cassante à l'aide des microstructures dans les zones peu déformées. Exemple de la plate-forme Nord-Aquitaine. *Rev. Inst. Fr. Petrol.*, 27 (5): 715-732.
- Aster, R.C. y Shearer, P.M. (1992). Initial shear wave particle motions and stress constraints at the Anza Seismic Network, *Geophys. J. Int.*, 108, 740-748.
- Assumpção, M. y Araujo, M. (1993). Effect of the Altiplano-Puna plateau, South America, on the regional intraplate stresses. *Tectonophysics*, 221: 475-496.
- Babcock, E.A. (1978). Measurement of subsurface from dipmeter logs. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 62, 7, 1111-1126.
- Bada, G., Cloething, S., Gerner, P. y Horváth, F. (1996). Sources of recent tectonic stress in the Pannonian region derived from finite element modelling. *Tectonics* (in press).
- Barrier, E. (1985). Tectonique d'une chaîne de collision active: Taiwan. Thèse de doctorat d'Etat, Univ. P. et M. Curie. Paris, n° 85-29,312 pp.
- Bergerat, F. (1987). Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 6 (2): 99-132.

- Bolt, B.A. (1989). Estudio de los movimientos sísmicos fuertes del suelo, en Física de la Tierra, nº1, 11-50, Ed. Universidad Complutense de Madrid.
- Bott, M.H.P. (1959). The mechanism of oblique-slip faulting. *Geol. Mag.*, 96: 109-117.
- Bott, M.H.P. (1993). Stress distribution and plate boundary force associated with collision mountain ranges. *Tectonophysics*, 182: 193-209.
- Bouroz, C. (1990). *Les joints et leur signification tectonique en domaine tabulaire: exemples dans le plateau du Colorado (Utah, Arizona, Nouveau Mexico)*. Thèse Doctorat, Paris, V.
- Bredehoeft, J.D., Wolff, R.G., Keys, W.S. y Schuter, E. (1976). Hydraulic fracturing to determine the regional in-situ stress field. Piceance Basin, Colorado. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 87: 250-258.
- Brillinger, D.R., Udías, A. Bolt, B.A. (1980). A probability Model for Regional Focal Mecanism Solutions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70 (1), 149-170.
- Brune, J.N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 75, 4997-5009.
- Bufo, E., Sanz de Galdeano, C. Udías A. (1995). Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region, *Tectonophysics*, 248, 247-261.
- Bull, W.B. (1978). Geomorphic tectonic activity classes of the south front of the San Gabriel Mountains, CA. Unpubl.
- Bull, W.B. y Mc Fadden, L.D. (1977). Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault, California. En: *Geomorphology in arid regions*. D. O. Doehring. Ed. Pub. Geom. U.N.Y., 115-138.
- Byerlee, J. (1978). Friction of rocks. *Pure and Appl. Geophysics*, 116: 615-626.
- Cabañas, L. Lindo, R. y Herraiz, M. (1996). MF96: Un programa interactivo para la determinación gráfica de mecanismos focales, *Geogaceta*, 20, 6, 1377-1379.
- Capote, R., De Vicente, G. y González Casado, J.M. (1991). An application of the slip model of brittle deformations to focal mechanism analysis in three different plate tectonics situations. *Tectonophysics*, 191: 399-409.

- Carey, E. (1976). Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, 21: 57-66.
- 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.
- Carey, E. y Mercier, A. (1987). A numerical method for determining the state of stress using focal mechanism of earthquake populations, *Earth Planet Sci. Lett.*
- Casas, A. M. (1990). *El frente Norte de las Sierras de Cameros: Estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza.
- Célérier, B. (1988). How much does slip on a reactivated fault plane constrain the stress tensor?. *Tectonics*, 7 (6): 1257-1278.
- Cloetingh, S. y Wortel, M.J.R. (1985). Regional stress field of the Indian plate. *Geophys. Res. Lett.*, 12: 77-80.
- Cloetingh, S. y Wortel, M.J.R. (1986). Stress in the Indo-Australian plate. *Tectonophysics*, 132: 49-67.
- Cornet, F.H. y Vallette, B. (1984) In situ stress determination from hydraulic injection test data. *J. Geophys. Res.*, 98, 11527-11537.
- Cornet, F.H. y Burlet, D. (1992). Stress field determinations in France by hydraulic tests in boreholes. *J. Geophys. Res.*, 97, 11829-11849.
- Cox, J.W. (1970). The high resolution dipmeter reveals dip-related borehole and formation characteristics. *11th Annual Logging symposium. Soc. Prof. well log Analysis*.
- Crampin, S. (1985). Evaluation of anisotropy by shear wave splitting, *Geophys. J*, 50, 159-170.
- Choukroune, P. (1973). Phase tectonique d'age variable dans les Pyrénées: évolution du domaine plissé pyrénéen au cours du tertiaire. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 26: 909-912.
- Das, S. y Aki K. (1977). Fault planes with barriers: a versatile earthquake model, *J. Geophys. Res.*, 82, 5648-5670.

- Delaney, P.T., Pollard, D.D., Ziony, J.L. y McKee, E.H. (1986). Field relations between dikes and joints: Emplacement processes and paleostress analysis. *J. Geophys. Res.*, 91, 4920-4938.
- Delouis, B., Haessler, H., Cisternas A. y Rivera L. (1993). Stress tensor determination in France and neighbouring regions, *Tectonophysics*, 221, 413-417.
- Delouis, B. (1996). Subduction et déformation continentale au Nord-Chili. Thèse de Doctorat, Université Louis-Pasteur, Strasbourg, France.
- Delouis, B., Monfret, T., Dorbath, L., Pardo, M., Rivera, L., Comte, D., Haessler, H., Caminade, J.P., Ponce, L., Kausel, E., and Cisternas A. (1990). The $M_w = 8.0$ Antofagasta (Northern Chile) earthquake of 30 July 1995: A precursor to the end of the large 1877 gap, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 427-445.
- 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.
- Deverchère, J., Dorbath C. y Dorbath L. (1989). Extension related to a high topography: results from a microearthquake Survey in the Andes of Peru and tectonic implications, *Geophys. J. Int.*, 98, 281-292.
- De Vicente, G. (1988). Análisis Poblacional de Fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- 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., González Casado, J.M., Bergamín, J.F., Tejero, R., Babín, R., Rivas, A., Hernández Enrile, J.L., Giner, J., Sánchez, F., Muñoz, A. y Villamor, P. (1992b). Alpine structure of the Spanish Central System. *Actas del III Congreso Geológico de España* (tomo I): 284-288.
- De Vicente, G., Giner J.L., Muñoz-Martín, A., González-Casado, J.M. Lindo, R. (1996). Determination of present-day stress tensor and neotectonic interval in the Spanish Central System and Madrid Basin, central Spain, *Tectonophysics*, 266, 405-424.
- Dorbath, L., Dorbath, C., Jiménez E., y Rivera L. (1991). Seismicity and tectonic deformation in the eastern cordillera and the sub-andean zone of the central Peru, *Journal of South-American Earth Sciences*, 4, 13-24.

- Drewes, H. y Geiss, E. (1986). Simulation study on the use of medias derived point motions for geokinematic models. *Adv. Space Res.*, 6: 71-74.
- Efron, B. (1982). *The Jackknife, the bootstrap and other resampling plans*. SIAM, Philadelphia, Pa: 92 pp.
- Etchecopar, A. (1984). *Etude des états de contraintes en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (approche mathématique)*. Thèse d'Etat. U.S.T.L. Montpellier. 269 pp.
- Etchecopar, A., Vasseur, G. y Daignieres, M. (1981). An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensor from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*, 3: 51-65.
- Etchecopar, A. y Mattauer, M. (1988). Méthodes dynamiques d'analyse des populations des failles. *Bull. Soc. Géol. France*, 8 (IV-2): 289-302.
- Freedman, H.W. (1968). Seismological measurements and measurement error, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58 (4), 1261-1271.
- Fry, N. (1992). A robust approach to the calculation of paleostress fields from fault plane data: Discussion. *Journal of Structural Geology*, 14 (5): 635-638.
- Fuenzalida, H., Dorbath, L., Cisternas, A., Eyidogan, H., Barka, A., Rivera, L., Haessler, H., Philip H., y Lyberis N. (1997). Mechanism of the 1992 Erzincan earthquake and its aftershocks, tectonics of the Erzincan Basin and decoupling on the North Anatolian Fault, *Geophys. J. Int.*, 129, 1-28.
- Galindo Zaldívar, J. y González Lodeiro F. (1988). Faulting phase differentiation by means of computer search on a grid pattern. *Annales Tectonicae*, 2 (2): 90-97.
- Galindo Zaldívar, J., González Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1993). Stress and palaeostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to the present). *Tectonophysics*, 227: 105-126.
- García Cuevas, C., González Casado, J.M., Muñoz Martín, A. y De Vicente, G. (1995). Determinación de los tensores de deformación y esfuerzo mediante el estudio comparado de poblaciones de fallas y del maclado mecánico de la calcita. *Geogaceta*, 18: 3-6.
- Geiger, L. (1912). Probability method for the determination of earthquakes epicenters from the arrival time only, *Bull. St. Louis Univ.*, 8, 60-71.

- Gephart, J.W. (1990). Stress and the direction of slip on fault planes. *Tectonics*, 9 (4), 845-858.
- 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. *J. Geophys. Res.*, 89, B11: 9305-9320.
- Gephart, J.W. y Forsyth, D.W. (1989). An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to the San Fernando earthquake sequence. *J. Geophys. Res.*, 89: 9305-9320.
- Gil Peña, I. y Simón Gómez, J.L. (1992). Aproximación al cálculo de los valores absolutos de paleoesfuerzos compresivos en el Mioceno Inferior de Tudela (Navarra). *Geogaceta*, 11: 31-34.
- Giner, J.L. (1996). *Análisis Neotectónico y Sismotectónico en el Sector Centro-Oriental de la Cuenca del Tajo*, Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 345 pp.
- Giot, D., Clozier, L. y Fleury R. (1978). Manifestations tectoniques récentes (quaternaires) en Limagne d'Allier (Massif central, Puy de Dome. Allier). *Bull. Bur. Rech. Geol. Min.*, 2, 149-155.
- Gölke, M. (1996). *Patterns of stress in sedimentary basins an the dynamic of pull-apart basin formation*. Thesis, Vrije University, Amsterdam: 167 pp.
- Gölke, M., Cloetingh, S. y Fuchs, K. (1994). Finite-element modelling of pull-apart basin formation. *Tectonophysics*, 240: 45-57.
- Gölke, M. y Coblenz (1996). Origins of the European regional stress field. *Tectonophysics*, 266. (en prensa).
- Grange, F, Hatzled, D., Cunningham, P., Molnar, P., Roecker, S.W., Suarez, G., Rodrigues A., y Ocola L. (1984). Tectonic implications of the microearthquake seismicity and fault plane solutions in the Southern Peru, *J. Geophys. Res.*, 89 (B7), pp. 6139-6152.
- Gronshong, R.H. (1974). Experimental test of least-squares strain gage calculation using twinned calcite. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 85:1855-1864.
- Grünthal, G. y Stromeyer, D. (1992). The recent stress field in Central Europe: Trajectories and finite element modelling. *J. Geophys. Res.*, 97 (B8): 11805-11820.

- Guimerá, J. (1988). *Estudi estructural de l'enllaç entre la serralada iberica i la serralada costanera catalana*. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona (600 pp.)
- Hack, J. (1973). Stream profile analysis and stream gradient index. *J. Research. U.S. Geol. Surv.*; vol1, nº4: 421-429.
- Haimson, B.C. y Fairhurst, C. (1969). In situ stress determination at great depth by means of hydraulic fracturing. *Proc. A.S. Symp. Rock Mech.*, 11th, 559-584.
- Hancock, P.L. (1985). Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, 7: 437-457.
- Hanks, T.C. y McGuire, R.K.(1981). The character of high-frequency strong ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 561-589.
- Harmserm, S.C. y Rogers, A.M. (1986). Inferences about the local stress field from focal mechanisms: applications to earthquakes in the southern Great Basin of Nevada. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 76 (6): 1560-1572.
- Haskell, N. (1964). Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 54, 1811-1841.
- Haskell, N. (1966). Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, Part II. A statistical source model, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 56, 124-140.
- Hermann, R.B. (1979). FASTHYPO - A hypocenter location program. *Earthquake Notes*, 50 (2), 25-37.
- Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo, R., y Sánchez- Cabañero, J.G. (1996). Seismotectonics of the Sierra Albarrana area (southern Spain). Constraints for a regional model of the SierraMorena-Guadalquivir Basin limit, *Tectonophysics*, 266, 425-442.
- Herraiz, M. (1997). *Conceptos básicos de Sismología para Ingenieros*, Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres. Lima, Perú.
- Hoepfener, R. (1964). Zur physikalischen tektonik. Darstellung der affinen deformationen der Spannungs und Beanspruchungszustände mit Hilfe der flächentreuen Kulgelprojektion. *Felsmech. Ingenieurgeol.*, 2: 22-44.

- Hoepfner, R., Brix, M. y Volbrecht, A. (1983). Some aspects on the origin of fold-type fabrics—theory, experiments and field applications. *Geol. Rdsch.*, 72: 421-450.
- Horiuchi, S., Rocco, G. y Hasegawa, A. (1995). Discrimination of fault planes from auxiliary planes based on simultaneous determination of stress tensor and a large number of fault plane solutions, *J. Geophys. Res.* 100 (B5), 8327-8338.
- Huang, Q., Bergerat, F. y Angelier, J. (1987). Fonctions polynomiales et lissage des distributions régionales de contrainte: exemple de la compression à la périphérie des Alpes. *C.R. Acad. Sci Paris*, 305 (II): 901-905.
- IGN, Instituto Geográfico Nacional, (1995). Catálogo Sísmico Nacional hasta el año 1995. Instituto Geográfico Nacional (en soporte informático).
- IPSN, Institute de Protection et de Sureté Nucléaire. (1993). Sismotectonique de la France Métropolitaine dans son Cadre Géologique et Géophysique, Mémoires de la Société Géologique de France, vol1: 76 p. Vol2: 24 pl, 1 carte.
- Jackson, J.A. y McKenzie, D.P.(1988). The relationship between plate motions and seismic moment tensor, and the rate of active deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophys. J.*, 93, 45-73
- Jaeger, J.C. y Cook, N.G.W. (1979). *Fundamentals of rock mechanics*, (3ª ed.). Chapman and Hall, London: 593 pp.
- Jurdy, D. y Stefanik, M. (1991). The forces driving the plates: constraints from kinematics and stress observations. En *Tectonic stress in the lithosphere*, Withmarsh, R.; M. Bott, J. Fairhead y N. Kusznir (Eds.): 127-139.
- Takehi, Y., y Irikura H. (1997). High-Frequency radiation process during earthquake faulting—Envelope Inversion of acceleration seismograms from the 1993 Hokkaido-Nansei-Oki, Japan, Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87 (4), 904-917.
- Kanamori, H. y Stewart, Y. (1978). Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976, *J. Geophys. Res.*, 83, 3427-3434.
- Keller, E.A. (1986). Investigation of active tectonics: use of surficial earth processes. En: *Active Tectonics*. National Academy Press. Washington D.C., pp. 136-148.

- Klein, F.W. (1978). Hypocenter location program - HYPOINVERSE. Part I: Users guide to version 1, 2, 3 and 4, U.S. *Geol. Surv. Open-File Rep*, 78-694.
- Krantz, R.W. (1988). Multiple fault sets and three-dimensional strain: theory and application. *Journal of Structural Geology*, 10 (3): 225-237.
- Lana, X. (1986). Estado de esfuerzos calculado a partir de un conjunto de mecanismos focales coherentes. *Rev. de Geofísica*, 42: 53-62.
- Lacombe, O., Angelier, J., Bergerat, F. y Laurent, P. (1990). Tectoniques superposées et perturbations des contraintes dans le zone transformante Rhin-Saônes: Apport de l'analyse des failles et des macles de la calcite, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, VI (5): 853-863.
- Lawson, C.L. y Hanson, R.J. (1974). *Solving Least Squares Problems*, Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall.
- Lay, T. y Wallace, T.C. (1995). *Modern Global Seismology*, International Geophysics Series, 58, Academic Press, San Diego, California.
- Lee, J.C. y Angelier, J. (1993). Interpolation and smoothing methods for regional directional data: paleostress trajectories as an example. *Jour Math. Geology*.
- Lee, J.C. y Angelier, J. (1994). Paleostress trajectory maps based on the results of local determinations: the "lissage" program. *Computers and Geosciences*, 20 (2): 161-191.
- Lee, W.H. y Lahr, J.C. (1972). HYPO71: A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes, *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 75-311.
- Lee, W.H. y Stewart, S.W. (1981). *Principles and applications of microearthquake networks*, Academic Press, 293 pp.
- Lienert, B.R., Berg, E., y Frazer, L.N. (1986). HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled and adaptively damped least squares, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76 (3), 771-783.
- Liesa, C.L. (1993). Análisis de la deformación frágil en las áreas de Mosqueruela y La Puebla de Valverde (Teruel): fases tectónicas y perturbaciones de esfuerzos. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza. 207 págs.

- Liesa, C.L. y Arlegui, L.E. (1993). Problemas metodológicos en el análisis de lineamientos tectónicos mediante programas de tratamiento digital de imágenes. *Rev. Acad. CC. Exactas, Físicas, Químicas y Naturales de Zaragoza*, 51.
- Lindo, R. (1993). *Sismotectonique des Andes du Pérou Central: Apport des données sismologiques de haute précision*. Thèse de Doctorat, Université Louis-Pasteur, Strasbourg, France.
- Lindo, R. y Herraiz, M. (1995). Análisis de la eficiencia de una red sísmica local. Aplicación al conocimiento de la sismicidad natural e inducida, en *Geofísica Aplicada*, M.C. Hernández y M. Herraiz Eds., Física de la Tierra, 7, 281-296. Editorial de la Universidad Complutense de Madrid.
- Lisle, R.J. (1987). Principal stress orientations from faults: An additional constraint. *Annales Tectonicae*, 1 (2): 155-158.
- Loohuis, J. y Van Eck T. (1996). Simultaneous focal mechanism and stress tensor inversion using a Genetic Algorithm, *Phys. Chem. Earth*, 21, 4, 267-271.
- Michael, A.J. (1987). Use of focal mechanisms to determine stress: a control study. *Journal of Geophysical Research*, 92 (B1): 357-368.
- MacDonald, W.D. y Ellwood, B.E. (1987). Anisotropy of magnetic susceptibility: Sedimentological igneous and structural-tectonic applications, *Rev. Geophys.*, 25, 905-909.
- Madariaga, R. (1977). High frequency radiation from crack (stress drop) models of earthquake faulting, *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 51, 625-651.
- Madariaga, R. (1989). Propagación de ondas sísmicas en el campo cercano, en *Movimientos fuertes del suelo y riesgo de terremotos*, A. Udías y D. Muñoz Eds., Física de la Tierra 1, 51-73, Editorial de la Universidad Complutense de Madrid.
- Marrett, R. y Allmendinger, R.W. (1990). Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 12 (8): 973-986.
- Mattauer, M. (1976). *Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre*. Ed. Omega (Barcelona): 524 pp.
- Mattauer, M. y Mercier, J.L. (1980). Microtectonique et grande tectonique. *Mém. H. Sér. Soc. Géol. de France*, 10: 141-161.

- Mastin, L.G.(1984). *The development of borehole breakouts in sandstones*. M.S. Thesis, Stanford Univ., 101 pp.
- Mayer, L. (1986). Tectonic geomorphology of escarpments and mountain fronts. En: *Active Tectonics*. National Academy press. Washington, D.C., 125-135.
- Mc Kenzei, D. P. (1972). Active Tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. Pol. Acad. Sci.*, A-5 (116).
- Medina, F. (1995). Present-day state of stress in northern Morocco from focal mechanism analysis. *Journal of Structural Geology*, 17 (7): 1035-1046.
- Mendoza, C.E. (1986). Smoothing unit vector fields. *Jour. Math. Geology*, 18 (3): 307-322.
- Mercier J.L. (1976). La néotectonique, ses méthodes et ses buts. Un exemple: l'arc égéen (Méditerranée orientale). *Rev. Géogr. Phys. et Géol. dyn.*, 18 (4): 323-346.
- Mercier, J.L., Armijo, R., Tapponier, P., Carey, E. y Lin, H.T. (1987). Change from late Tertiary compression to Quaternary extension in southern Tibet during the India-Asia collision. *Tectonics*, 6 (3): 275-304.
- Mézcua, J. (1995). Fundamentos de la Red Sísmica de España, en *Redes Sísmicas Regionales*, ed. por J. Mézcua, Publicación IGN, Monografía, nº 11, 63-86.
- Michael, A.J. (1984). Determination of stress from slip data: faults and folds. *J. Geophys. Res.*, 89, B13: 11.517-11.526.
- Müller, B., Zoback, M.L., Fuchs, K., Mastin, L., Gregersen, S., Pavoni, N., Stephansson, O., Ljunggren, C. (1992). Regional patterns of tectonic stress in Europe. *J. Geophys. Res.*, 97: 11.783-11.803.
- Muñoz Martín, A. (1993). *Campos de esfuerzos y reactivación de fallas en el sector de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica*. Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid. 250 pp.
- Muñoz Martín, A. (1997). *Evolución geodinámica del borde oriental de la Cuenca del Tajo desde el Oligoceno hasta la actualidad*. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 500 págs.
- Nakamura, K., Jacob, K.H. y Davies, J.N. (1978). Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation-Aleutians and Alaska. *Pure Appl. Geophys.*, 115: 87-112.

- NUREG-1451, (1992). Staff Technical Position on Investigations to Identify Fault Displacements Hazards and Sesimic Hazards at a Geologic Repository, McConnell, K.I. Blackford, M.E. y Ibrahim, A.K. U.S. *Nuclear Regulatory Commission* Washington, DC 20555.
- Pegoraro, O. (1972). *Applicattion de la microtectonique à un étude de neotectonique. Le golfe Maliaque (Grèce centrale)*. Thèse IIIème cycle. U.S.T.L. Montpellier. 41 pp.
- Park, W.C. y Schot, E.H. (1968). Stylolites: their nature and origin. *Jour. Sed. Petr.*, 38 (1): 175-191.
- Perrin, G. (1972). Analyse de la géometrie et de la mécanique de la stylotization (inédito, en Simón Gómez, J.L. (1984) *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Tesis Doctoral. Univ. de Zaragoza. Pub. Instituto de Estudios Turolenses. Teruel. 269 pp.
- Petit, J.P. y Barquins, M. (1990). Fault propagation in Mode II conditions: Comparision between experimental and mathematical models, applications to natural features. En Rossmanith (Ed.): *Mechanics of jointed and faulted rocks*. Balkema Rotterdam, 213-220.
- Philip, H. y Cisternas, A. (1983). El terremoto del Asnam del 10 de octubre de 1980. En: *Mecanismo de los terremotos y tectónica*, A. Udías, A. Muñoz y Buforn, E. (Eds). 175-196. Editorial de la Universidad Complutense de Madrid.
- Pollard. D.D., Saltzer, S.D. y Rubin, A.M. (1993). Stress inversion methods: are they based on faulty assumptions?. *Journal of Structural Geology*, 15 (8): 1045-1054.
- Press, W.H., Flannery, B.P., Teulkolsky, S.A. y Vetterling W.T., (1992). *Numerical Recipes. The art of scientific computing* (2ª edition), Cambridge University Press, Cambridge.
- Price, N.J. (1969). A dynamic mechanism for the development of secon order faults. En: A.J. Baer y D.R. Morris (Eds.) *Proceedings Conference on research in tectonics (Kink-bands and brittle deformation)*. 49-90.
- Ramberg, T. (1975). Paths displacement and progressive strain, aplicate to rocks. *Tectonophysics*, 28: 1-37.
- Ramsay, J.G. y Huber, M.I. (1983). *The technics of modern structural geology. vol I strain analysis*. Academic Press (London): 307 pp.
- 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. J. Int.*, 110: 106-140.

- Rebaï, S., Philip, H., Dorbarth, L., Borisoff, B., Haessler, H. y Cisternas, A. (1993). Active tectonics in the lesser Caucasus: coexistence of compressive and extensional structures. *Tectonics*, 12 (5): 1089-1114.
- Reches, Z. (1978). Analysis of faulting in three-dimensional strain fields. *Tectonophysics*, 47: 109-129.
- Reches, Z. (1983). Faulting of rocks in three-dimensional strain fields, II. Theoretical analysis: *Tectonophysics*, 95: 133-156.
- Reches, Z. (1987). Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. *Tectonics*, 7 :849-861
- Reches, Z. y Dieterich, J.H. (1983). Faulting of rocks in three-dimensional strain fields; I. Failure of rocks in polyaxial servo-control experiments. *Tectonophysics*, 95: 111-132.
- 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.
- Reid, H.F. (1911). The elastic-rebound theory of earthquakes, *Bull. Dept. Geolog.* 6, 413-444. University of California.
- Reiter, L. (1990). *Earthquake Hazard Analysis*, Columbia University Press, New York, 254 pp.
- Ribeiro, A., Kullberg, M.C., Kulbberg, J., Manuppella, G. y Phipps, S. (1990). A review of Alpine tectonics in Portugal: foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184: 357-366.
- Ritz, J.F. (1994). Determining the slip vector by graphical construction: use of a simplified representation of the stress tensor. *Journal of Structural Geology*, 16 (5): 737-741.
- Rivera, L.A. (1989). *Inversion du tenseur des contraintes et des mécanismes au foyer à partir des données de polarité pour une population de séismes*. Thèse de Doctorat. Université Louis-Pasteur de Strasbourg, 266 pp.
- Rivera, L.A. y Cisternas, A. (1990). Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80 (3), 600-614.
- Richardson, R.M. (1992). Ridge forces, absolute plate motions, and the intraplate stress field. *J. Geophys. Res.*, 97: 117398-11748.

- Sassi, W. (1985). *Analyse numérique de la déformation cassante*. Thèse IIIème cycle. Univ. Paris-Sud.
- Orsay.Sibson, R.H. (1974) Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults. *Nature*, 249: 542-544.
- Sassi, W. y Faure, J.L. (1986). Role of faults and player interface on the spatial variation of stress regimes in basins: inferences from numerical modeling. *Tectonophysics*, 266, 101-119.
- Scharader, F. (1988). Symmetry of pebble-deformation involving solution pits and slip-lineations in the northern alpine molase Basin. *Journal of Structural Geology*, 10 (1): 41-52.
- Sebrier, M., Mercier, J.L., Megard, F., Laubacher, G. y Carey-Gailhardis, E.(1985). Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the central Andes of Peru. *Tectonics*, 4, 739-780.
- Sebrier, M., Mercier, J.L., Machare, J., Bonnot, D., Cabrera, J. y Blanc, J.L. (1988). The state of stress in an overrinding plate situated above a flat slab: The Andes of Central Peru. *Tectonics*, 7, 895-928.
- Shepherd, R.G. (1979). River Channel and sediment responses to bedrock lithology and stream capture, Sandy creek drainage, central Texas. In: Adjustements to the fluvial Systems (editores: Crone, A.G. y Omdahl, E.M.) *Proc. 10th Ann. Geomorph. Symp.* State University of New York, Binghampton, pp.: 255-276.
- Simón Gómez, J.L. (1984). *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. Pub. Instituto de Estudios Türolenses. Teruel. 269 pp.
- Simón Gómez, J.L. (1986). Analysis of a gradual change in stress regime (example of the eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, 124: 37-53.
- Simón Gómez, J.L. (1989). Recent stress field and brittle tectonics in the Iberian chain and Ebro basin Spain). *Journal of Structural Geology*, 11 (3): 285-294.
- Simón Gómez, J.L. (1990). Algunas reflexiones sobre los modelos tectónicos aplicados a la Cordillera Ibérica. *Geogaceta*, 8: 123-129.
- Simón Gómez, J.L. y Paricio, J. (1988). Sobre la compresión Neógena en la Cordillera Ibérica (Algunas precisiones a propósito de los comentarios de J. Guimerá al trabajo "Aportaciones al conocimiento de la compresión tardía en la Cordillera Ibérica centro-oriental: la cuenca neógena inferior del Mijares. Teruel-Castellón"). *Estudios Geológicos*, 44: 271-283.

- Simón Gómez, J.L., Serón, F.J. y Casas, A. (1988). Stress deflection and fracture development in a multidirectional extension regime. Mathematical and experimental approach with field examples. *Annales Tectonicae*, 2 (1): 21-32.
- Simón Gómez, J.L., Casas, A., Cortés, A. (1996). Criterio de calidad de los resultados obtenidos de la determinación de tensores de esfuerzos a partir de métodos de análisis poblacional de fallas (inédito)
- Smith, W.H.F. y Wessel, P. (1990). Gridding with continuous curvature splines in tension, *Geophysics*, 55, 293-305.
- Springer, J.E. y Thorpe, R.K. (1982). Borehole elongation versus in-situ stress orientation. *Int. conf. on in-situ testing of rock and soil masses*, Santa Barbara (California).
- Stuart, A. (1984). *The ideas of sampling*. C. Griffin, High Wycombe: 91 pp.
- Turner, F.J., Griggs, D.T. y Heard, H. (1954). Experimental deformation of calcite crystals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 65: 883-934.
- Udías, A. (1985). Evolución histórica de las teorías sobre el origen y mecanismo de los terremotos, en *Mecanismo de los terremotos y tectónica*, A. Udías, D. Muñoz y E. Buforn Eds., Editorial de la Universidad Complutense de Madrid, 15-40.
- Udías, A. y Baumann, D. (1969). A computer program for focal mechanism determination combining P and S wave data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 503-519.
- Udías, A. y Buforn, E. (1991). Regional stresses along the Eurasia-Africa plate boundary derived from focal mechanisms of large earthquakes. In *Source Mechanism and Seismotectonics*, A. Udías y E. Buforn Eds., Birkhäuser Verlag, AG Basel, pp 433-448.
- Underhill, J.R. y Wodcock, N.H. (1987). Faulting mechanism in high-porosity sandstones; New Red Sandstone, Arran, Scotland. In: *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*, Jones, M.E. y Preston, R.M.F. (Eds.), Geological Soc. Spec. Pub., 29: 91-105.
- Vasseur, G., Etchecopar, A. y Philip, H. (1983) Stress state inferred from multiple focal mechanisms, *Ann. Geophys.*, 1, 291-297.
- Vidal, F. (1986). *Sismotectónica de la región de las Béticas-Mar de Alborán*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada.

- Wallace, R.E. (1951). Geometry of shearing stress and relation to faulting. *J. Struct. Geol.*, 59: 118-130.
- Wells, S.G., Bullard, T.F., Menges, C.M., Drake, P.G., Karas, P.A., Nelson, K.I., Ritter, J.B. y Wesling, J.R. (1988). Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary, Pacific coast of Costa Rica. *Geomorphology* 1, 239-265.
- Will, T.M. y Powell, R. (1991). A robust approach to the calculation of paleostress fields from fault plane data. *Journal of Structural Geology*, 13 (7): 813-821.
- Will, T.M. y Powell, R. (1992). A robust approach to the calculation of paleostress field from fault plane data: Reply. *Journal of Structural Geology*, 14 (5): 639-640.
- Woodcock, N.H. y Naylor, M.A. (1983). Randomness testing in three-dimensional orientation data. *Journal of Structural Geology*, 5 (5): 539-548.
- Wortel, M.J.R. y Cloetingh, S. (1981). On the origin of the Cocos-Nazca spreading centre. *Geology*, 9: 425-430.
- Wortel, M.J.R. y Cloetingh, S. (1983). A mechanism for the fragmentation of oceanic plates. En: *Studies in continental margin geology*, J.S. Watkins J.S. 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 (Amsterdam): 115-139.
- Wortel, M.J.R., Remkes, M., Govers, R., Cloetingh, S. y Meijer, P. (1991). Dynamics of the lithosphere and the intraplate stress field. En Ehitmarsh, R.B., M.H.O. Bott, Fairhead, J.D., y Kuszniir, N.J. (Eds.), *Tectonic stress in the lithosphere* (The Royal Society, London): 111-126.
- Xiaohan, L. (1983). *Perturbations de contraintes liées aux structures cassantes dans les calcaires fins du Languedoc. Observations et simulations mathématiques*. Tèse IIIème cycle. USTL Montpellier: 152 pp.
- Yin, Z.M. y Ranalli, G. (1995). Estimation of the frictional strength of faults from inversion of fault-slip data: a new method. *Journal of Structural Geology*, 17 (9): 1327-1335.
- Zúñiga, R., Castro, R.R., y Domínguez, T. (1995). Stress orientations and anisotropy based on shear wave splitting observations in the Cerro Prieto Fault Area, Baja California, Mexico, *Pure and Applied Geophys.*, 144, 39-57.

Zoback, M.L. (1992). First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. *J. Geophys. Res.*, 97: 11703-11728.

Zoback, M.L., Zoback, M.D., Adams, J., Assumpção, M., Bell, S., Bergman, E.A., Blümling, 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., Müller, B.C., Paquin, C., Rajendran, K., Stephansson, O., Suárez, G., Suter, M., Urdás, A., Xu, Z.H. y Zhizhin, M. (1989). Global patterns of tectonic stress. *Nature*, 341: 291-298.

Zoback, M.L. y Magee, M. (1991). Stress magnitudes in the crust: Constraints from stress orientations and relative magnitude data. En Ehitmarsh, R.B., M.H.O. Bott, Fairhead, J.D., y Kuszniir, N.J. (Eds.), *Tectonic stress in the lithosphere* (The Royal Society, London): 141-150.

Anexos

Tablas

A continuación se muestran las tablas de datos y resultados obtenidas en el Proyecto. Para más información consultar Bases de Datos en el apartado Resultados Operativos

- **Tabla 1.** En esta tabla se muestran las características de las estaciones de análisis poblacional de fallas tomadas en campo con la orientación de S_{hmax} establecida en su análisis (ver base de datos GEORES).
- **Tabla 2.** En esta tabla se muestran las características de las estaciones bibliográficas de análisis estructural con la orientación de S_{hmax} establecida en cada una de ellas (ver base de datos GEORESBI).
- **Tabla 3.** En esta tabla se presentan las características de los 161 sismos analizados mediante el método de Giner (1996), y los parámetros de los mecanismos focales deducidos con este método (ver base de datos GEORESIS). Las construcciones de los mecanismos focales deducidos con esta metodología aparecen en la figura 1 y siguen la numeración que aparece en la tabla 3.
- **Tabla 4.** En esta tabla se muestran las características de los 156 sismos a los que se ha aplicado el Método de Rivera y Cisternas (1990) (ver base de datos SISMO.MDB). Las construcciones de los mecanismos focales deducidos con esta metodología aparecen en la figura 2 y siguen la numeración que aparece en la tabla 4.

Tabla 1.- Características de las estaciones de análisis poblacional de fallas tomadas en campo (ver base de datos GEORES.MDB). N° EST número de la estación 0000,00; siendo los tres o cuatro primeros dígitos la referencia al mapa escala 1:50.000 en el que se encuentre la estación, y los dos dígitos siguientes, separados de los anteriores por una coma, el número de estación en ese mapa. En algunos casos, cuando existen 10 estaciones en un mismo mapa geológico, la notación será: 0000,1. Esta notación indica que es la estación número 10 en ese mapa, la estación número 1 aparecerá como: 0000,01. De modo análogo ocurrirá si la estación es la número 20, 30,... x(utm) coordenada X (UTM referenciada al huso 30) de la estación (en metros). y(utm) coordenada Y (UTM referenciada al huso 30) de la estación (en metros). z altitud de la estación (en metros) con respecto al nivel del mar en Alicante. long coordenada geográficas de la estación (longitud, en grados). lat coordenada geográficas de la estación (latitud, en grados). huso número de huso en el que se encuentra la estación. zona zona en la que se encuentra la estación (BETEX Béticas Externas; BETIN Béticas Internas; CAN Cordillera Cantábrica; DUE Cuenca del Duero; EBR Cuenca del Ebro; GUA Cuenca del Guadalquivir; IBE Cordillera Ibérica; NO Noroeste Peninsular; PIR Pirineos; SCE Sistema Central Español; TAJ-MAN Cuenca del Tajo-Llanura Manchega; TOL-MOR Toledo-Sierra Morena). litol litología de los materiales en los que se han medido los datos (GRA gravas, LUT lutitas, CAR carbonatos; MAR margas; ARI areniscas; VOL volcánico; PLU plutónico; MET metamórfico; CON conglomerados; YES yesos y ARE arenas) (ver tablas secundarias). NF número de datos de planos de falla estriados que tiene la estación. ed mat edad de los materiales en los que se han medido los datos (M Mioceno; MS Mioceno superior; PL Plioceno; PM preMioceno; PsM post-Mioceno; PsMS post-Mioceno superior; PsPL post-Plioceno y Q Cuaternario) (ver tablas secundarias). ed def edad de la deformación deducida (ver edad de los materiales). shmax orientación del eje de esfuerzos máximo en la horizontal. d dispersión en la orientación del eje que define Shmax (en grados).

N° EST	x (utm)	y (utm)	z	long	lat	huso	zona	litol	NF	ed mat	ed def	shmax	d
7.01	86435	4832660	60	43.53	-8.12	29	NO	LUT-ARE	16	MS	psMS	137	2
8.01	140754	4846303	100	43.68	-7.46	29	NO	PLU	25	PM	M	63	23
8.01	140754	4846303	100	43.68	-7.46	29	NO	PLU	25	PM	M	126	11
22.01	105122	4822972	360	43.45	-7.88	29	NO	CON	31	M	psMS	132	25
70.01	68794	4789625	360	43.14	-8.30	29	NO	MET	38	PM	M	141	20
70.02	71992	4785175	370	43.10	-8.26	29	NO	MET	7	PM	M	147	7
70.03	75689	4782096	380	43.07	-8.21	29	NO	MET	14	PM	M	57	13
70.04	75558	4779290	360	43.05	-8.21	29	NO	LUT-ARE	21	MS	psMS	128	23
71.01	80035	4777261	370	43.03	-8.15	29	NO	ARE	26	MS	psMS	101	18
98.01	143139	4753467	440	42.85	-7.37	29	NO	CAR	19	M	psMS	151	24
98.02	142761	4755200	460	42.87	-7.37	29	NO	PLU	13	PM	M	147	11
99.01	160039	4753967	600	42.86	-7.16	29	NO	MET	22	PM	psMS	64	25
99.01	160039	4753967	600	42.86	-7.16	29	NO	MET	22	PM	psMS	146	12
99.02	158455	4751470	705	42.84	-7.18	29	NO	MET	11	PM	psMS	8	2
124.01	155060	4750307	1000	42.83	-7.22	29	NO	CAR	26	PM	psMS	125	7
124.01	155060	4750307	1000	42.83	-7.22	29	NO	CAR	26	PM	psMS	70	17
126.01	207006	4737192	880	42.73	-6.58	29	NO	ARE-LUT	15	MS	psMS	165	80
126.02	206812	4736583	820	42.73	-6.58	29	NO	CAR	7	M	psMS	126	9
126.03	203525	4740429	690	42.76	-6.62	29	NO	CAR	21	MS	psMS	86	22
156.01	131231	4721576	300	42.56	-7.49	29	NO	LUT-MAR	15	M	M	67	13
156.03	131290	4718168	320	42.53	-7.49	29	NO	MAR	22	M	psMS	137	9
158.03	208326	4726846	620	42.64	-6.56	29	NO	CAR	7	MS	psMS	116	12
158.04	207812	4720312	620	42.58	-6.56	29	NO	PLU	7	PM	M	176	17
158.05	201609	4713480	580	42.52	-6.63	29	NO	CAR	38	MS	psMS	151	22
158.05	201609	4713480	580	42.52	-6.63	29	NO	CAR	38	MS	psMS	27	13
158.06	201444	4713668	540	42.52	-6.63	29	NO	ARE-LUT	18	MS	psMS	136	12
158.07	209110	4712286	530	42.51	-6.54	29	NO	ARE-LUT	22	MS	psMS	151	22
190.01	167478	4706167	520	42.44	-7.04	29	NO	MET	14	PM	M	173	6

Tabla 1. (Continuación)

Nº EST	x (utm)	y (utm)	z	long	lat	huso	zona	litol	NF	ed mat	ed def	shmax	d
190.02	168997	4706360	510	42.44	-7.02	29	NO	MET	15	PM	M	10	85
190.03	176623	4703512	360	42.42	-6.93	29	NO	MET	17	PM	M	14	6
190.04	173561	4707040	605	42.45	-6.97	29	NO	MET	34	PM	M	61	17
190.05	175686	4707994	550	42.46	-6.94	29	NO	CAR	20	MS	psMS	77	10
190.06	172195	4705030	400	42.43	-6.98	29	NO	MAR-LUT	12	M	psMS	144	6
191.01	186029	4703147	420	42.42	-6.82	29	NO	MET	11	PM	M	119	15
191.02	188393	4709612	505	42.48	-6.79	29	NO	CAR	26	PM	M	85	10
191.02	188393	4709612	505	42.48	-6.79	29	NO	CAR	26	PM	M	157	1
226.02	121530	4692352	880	42.29	-7.59	29	NO	MET	15	PM	M	134	15
263.01	95257	4662972	600	42.01	-7.89	29	NO	PLU	19	PM	M	81	38
264.01	112996	4668152	660	42.07	-7.68	29	NO	PLU	22	PM	M	76	15
264.02	107172	4675290	650	42.13	-7.75	29	NO	PLU	20	PM	M	49	8
267.01	198550	4661634	600	42.05	-6.64	29	NO	MET-PLU	28	PM	M	87	25
303.02	135762	4642056	410	41.85	-7.39	29	NO	MET	7	PM	M	13	6
303.03	132057	4643620	380	41.86	-7.43	29	NO	PLU-MET	13	PM	M	66	3
303.04	131829	4643235	360	41.85	-7.44	29	NO	PLU	19	PM	M	168	14
303.05	126651	4652433	620	41.93	-7.50	29	NO	PLU	30	PM	M	55	17
303.06	127293	4652990	480	41.94	-7.50	29	NO	PLU	33	PM	M	170	16
303.07	130966	4653836	500	41.95	-7.45	29	NO	PLU	17	PM	M	64	2
13.01	263800	4831200	5	-5.93	43.60	30	CAN	CAR	8	PM	M	160	10
27.01	230199	4809330	620	-6.33	43.39	29	CAN	LUT-CON	11	MS	psMS	133	23
29.01	290800	4807000	330	-5.58	43.39	30	CAN	CAR	27	PM	M	55	0
29.01	290800	4807000	330	-5.58	43.39	30	CAN	CAR	27	PM	M	161	3
29.02	290750	4807100	335	-5.58	43.39	30	CAN	CAR	10	MS	PSMS	30	4
32.03	373000	4804900	35	-4.57	43.39	30	CAN	CAR	15	PM	M	136	19
33.01	388450	4805100	20	-4.38	43.39	30	CAN	ARE	10	PM	M	139	4
33.02	392200	4805500	1	-4.33	43.39	30	CAN	LUT	17	PM	MS	60	4
33.02	392200	4805500	1	-4.33	43.39	30	CAN	LUT	17	PM	MS	151	7
33.03	386700	4806700	15	-4.41	43.95	30	CAN	CAR	68	PM	M	179	21
33.03	386700	4806700	15	-4.41	43.95	30	CAN	CAR	68	PM	M	85	7
33.04	378000	4804500	5	-4.51	43.38	30	CAN	CAR	20	PM	M	88	11
33.05	383600	4804300	100	-4.44	43.38	30	CAN	CAR	35	PM	M	23	13
33.05	383600	4804300	100	-4.44	43.38	30	CAN	CAR	35	PM	M	87	10
33.06	384700	4802000	70	-4.42	43.36	30	CAN	CAR	10	PM	M	121	16
33.07	380000	4803000	5	-4.48	43.37	30	CAN	CAR	14	PM	M	159	20
33.07	380000	4803000	5	-4.48	43.37	30	CAN	CAR	14	PM	M	72	14
33.08	387700	4805600	2	4.39	43.39	30	CAN	CAR	36	PM	M	77	18
33.08	387700	4805600	2	4.39	43.39	30	CAN	CAR	36	PM	M	129	15
54.01	310300	4785300	485	-5.33	43.20	30	CAN	CAR	5	PM	M	120	10
54.02	306400	4789900	595	-5.38	43.24	30	CAN	CAR	18	PM	M	32	16
79.01	315500	4779800	520	-5.27	43.15	30	CAN	MET	29	PM	M	46	7
80.01	325800	4770300	1200	-5.14	43.06	30	CAN	CAR	25	PM	M	129	32
80.01	325800	4770300	1200	-5.14	43.06	30	CAN	CAR	25	PM	M	73	12
104.01	299500	4750600	1110	-5.45	42.88	30	CAN	CAR	20	PM	M	100	12
105.01	336800	4762000	1120	-5.00	42.99	30	CAN	CAR	29	PM	M	17	16
105.01	336800	4762000	1120	-5.00	42.99	30	CAN	CAR	29	PM	M	123	11
106.01	356900	4750700	1253	-4.75	42.89	30	CAN	MET	35	PM	M	142	9
106.01	356900	4750700	1253	-4.75	42.89	30	CAN	MET	35	PM	M	71	5
106.02	361200	4748800	1350	-4.70	42.88	30	CAN	CAR	15	PM	M	136	8
129.01	283600	4741600	990	-5.65	42.80	30	CAN	CON	7	PM	M	71	39

Tabla 1. (Continuación)

Nº EST	x (utm)	y (utm)	z	long	lat	huso	zona	litol	NF	ed mat	ed def	shmax	d
129.02	276000	4741300	1090	-5.74	42.79	30	CAN	MET	15	PM	M	49	23
129.02	276000	4741300	1090	-5.74	42.79	30	CAN	MET	15	PM	M	123	3
129.05	281450	4742500	1000	-5.67	42.80	30	CAN	LUT-ARE	12	PM	M	163	2
129.05	281450	4742500	1000	-5.67	42.80	30	CAN	LUT-ARE	12	PM	M	92	21
160.01	255500	4712900	1050	-5.98	42.53	30	CAN	CON-LUT	9	Q	Q	60	28
511.01	497860	4510900	987	-3.03	40.75	30	TAJ-MAN	CAR	58	MS	psMS	42	25
511.01	497860	4510900	987	-3.03	40.75	30	TAJ-MAN	CAR	58	MS	psMS	153	10
536.01	493000	4492600	930	-3.08	40.58	30	TAJ-MAN	CAR	43	MS	psMS	59	7
536.01	493000	4492600	930	-3.08	40.58	30	TAJ-MAN	CAR	43	MS	psMS	147	11
537.01	523400	4494300	720	-2.72	40.60	30	TAJ-MAN	CON	21	Q	Q	76	19
537.01	523400	4494300	720	-2.72	40.60	30	TAJ-MAN	CON	21	Q	Q	137	3
537.02	521200	4488700	920	-2.75	40.55	30	TAJ-MAN	CAR	17	MS	psMS	133	8
537.02	521200	4488700	920	-2.75	40.55	30	TAJ-MAN	CAR	17	MS	psMS	41	19
537.03	519600	4484300	715	-2.77	40.51	30	TAJ-MAN	YES	11	PM	psMS	18	5
538.01	542200	4498500	960	-2.50	40.64	30	TAJ-MAN	CAR	22	MS	psMS	147	4
559.01	451650	4475050	630	-3.57	40.42	30	TAJ-MAN	LUT	30	M	MS	41	9
561.04	489650	4478200	840	-3.12	40.45	30	TAJ-MAN	CAR	79	MS	psMS	57	10
561.04	489650	4478200	840	-3.12	40.45	30	TAJ-MAN	CAR	79	MS	psMS	151	15
561.05	490350	4470000	680	-3.11	40.38	30	TAJ-MAN	LUT-MAR	39	M	MS	97	2
561.06	496000	4473500	800	-3.05	40.41	30	TAJ-MAN	CAR	16	MS	psMS	28	21
561.07	508000	4474500	840	-2.91	40.42	30	TAJ-MAN	CAR	25	MS	psMS	147	5
561.07	508000	4474500	840	-2.91	40.42	30	TAJ-MAN	CAR	25	MS	psMS	29	7
561.08	504000	4480100	920	-2.95	40.47	30	TAJ-MAN	CAR	28	MS	psMS	37	12
561.08	504000	4480100	920	-2.95	40.47	30	TAJ-MAN	CAR	28	MS	psMS	147	9
562.01	518250	4480450	690	-2.78	40.47	30	TAJ-MAN	CON	71	Q	Q	42	10
562.01	518250	4480450	690	-2.78	40.47	30	TAJ-MAN	CON	71	Q	Q	156	16
582.01	454950	4457650	540	-3.53	40.27	30	TAJ-MAN	ARE	16	Q	Q	73	60
582.02	454750	4457300	540	-3.53	40.26	30	TAJ-MAN	ARE	5	Q	Q	20	5
583.01	467650	4458500	760	-3.38	40.28	30	TAJ-MAN	CAR	40	MS	psMS	140	7
583.01	467650	4458500	760	-3.38	40.28	30	TAJ-MAN	CAR	40	MS	psMS	60	4
583.02	469950	4454750	645	-3.35	40.24	30	TAJ-MAN	CAR	10	MS	psMS	65	17
583.03	460550	4453900	680	-3.46	40.23	30	TAJ-MAN	CAR	36	MS	psMS	138	15
583.03	460550	4453900	680	-3.46	40.23	30	TAJ-MAN	CAR	36	MS	psMS	54	11
583.04	465250	4453800	580	-3.41	40.23	30	TAJ-MAN	CAR	16	MS	psMS	45	30
584.01	496700	4448250	580	-3.04	40.18	30	TAJ-MAN	CON	0	Q	Q	66	19
584.01	496700	4448250	580	-3.04	40.18	30	TAJ-MAN	CON	0	Q	Q	26	38
584.02	497800	4448850	560	-3.03	40.19	30	TAJ-MAN	CON	13	Q	Q	57	12
585.01	513400	4454300	955	-2.84	40.24	30	TAJ-MAN	CAR	19	M	MS	45	10
585.01	513400	4454300	955	-2.84	40.24	30	TAJ-MAN	CAR	19	M	MS	131	22
585.02	514000	4459000	820	-2.84	40.28	30	TAJ-MAN	CAR	38	MS	psMS	154	8
585.02	514000	4459000	820	-2.84	40.28	30	TAJ-MAN	CAR	38	MS	psMS	32	5
585.03	514000	4460000	760	-2.84	40.29	30	TAJ-MAN	CAR	28	MS	psMS	36	5
585.03	514000	4460000	760	-2.84	40.29	30	TAJ-MAN	CAR	28	MS	psMS	144	5
605.01	428500	4442400	580	-3.84	40.13	30	TAJ-MAN	LUT	27	M	MS	40	9
605.02	434000	4433750	630	-3.77	40.05	30	TAJ-MAN	YES	20	M	MS	53	16
605.03	437350	4435800	600	-3.73	40.07	30	TAJ-MAN	YES	21	M	MS	174	82
607.01	507600	4441950	740	-2.91	40.13	30	TAJ-MAN	CAR-ARI	10	Q	Q	79	21
607.02	492550	4446250	540	-3.09	40.17	30	TAJ-MAN	CON	29	Q	Q	49	13
607.02	492550	4446250	540	-3.09	40.17	30	TAJ-MAN	CON	29	Q	Q	145	12
608.01	537250	4441700	1060	-2.56	40.12	30	TAJ-MAN	CAR	31	MS	psMS	58	5

Tabla 1. (Continuación)

Nº EST	x (utm)	y (utm)	z	long	lat	huso	zona	litol	NF	ed mat	ed def	shmax	d
608.01	537250	4441700	1060	-2.56	40.12	30	TAJ-MAN	CAR	31	MS	psMS	58	12
608.02	526225	4447350	585	-2.69	40.18	30	TAJ-MAN	LUT	6	Q	Q	115	30
632.01	497125	4413100	750	-3.03	39.87	30	TAJ-MAN	YES	16	MS	psMS	46	25
744.01	642800	4352100	677	-1.34	39.30	30	TAJ-MAN	CAR	19	MS	psMS	142	8
784.01	409800	4309600	655	-4.04	38.93	30	TAJ-MAN	CAR	12	Q	Q	14	4
784.02	414600	4313700	660	-3.99	38.97	30	TAJ-MAN	VOL	31	MS	psMS	61	4
784.02	414600	4313700	660	-3.99	38.97	30	TAJ-MAN	VOL	31	MS	psMS	153	6
784.04	408850	4315250	590	-4.05	38.98	30	TAJ-MAN	CAR	39	PI	psPI	150	4
785.01	443200	4305100	670	-3.65	38.89	30	TAJ-MAN	VOL	77	MS	psMS	48	3
785.01	443200	4305100	670	-3.65	38.89	30	TAJ-MAN	VOL	77	MS	psMS	145	4
785.02	439500	4306600	640	-3.70	38.91	30	TAJ-MAN	VOL	53	MS	psMS	154	12
785.02	439500	4306600	640	-3.70	38.91	30	TAJ-MAN	VOL	53	MS	psMS	45	9
785.03	441700	4299200	690	-3.67	38.84	30	TAJ-MAN	VOL	95	MS	psMS	157	12
785.03	441700	4299200	690	-3.67	38.84	30	TAJ-MAN	VOL	95	MS	psMS	43	9
785.03	441700	4299200	690	-3.67	38.84	30	TAJ-MAN	VOL	95	MS	psMS	34	12
785.04	446700	4299700	730	3.61	38.84	30	TAJ-MAN	VOL	52	MS	psMS	52	6
785.04	446700	4299700	730	3.61	38.84	30	TAJ-MAN	VOL	52	MS	psMS	128	2
810.01	403500	4296900	750	-4.11	38.81	30	TAJ-MAN	VOL	64	MS	psMS	117	5
810.01	403500	4296900	750	-4.11	38.81	30	TAJ-MAN	VOL	64	MS	psMS	37	3
811.01	435200	4298200	720	-3.75	38.83	30	TAJ-MAN	VOL	39	MS	psMS	44	8
811.01	435200	4298200	720	-3.75	38.83	30	TAJ-MAN	VOL	39	MS	psMS	140	15
811.02	432500	4291900	700	-3.78	38.77	30	TAJ-MAN	VOL	90	MS	psMS	53	6
811.02	432500	4291900	700	-3.78	38.77	30	TAJ-MAN	VOL	90	MS	psMS	137	4
769.01	675888	4334919	400	-0.55	39.25	30	BETEX	CAR	16	PM	PsMS	51	13
769.01	675888	4334919	400	-0.55	39.25	30	BETEX	CAR	16	PM	PsMS	142	4
769.02	675877	4335258	416	-0.57	39.28	30	BETEX	CAR-LUT	32	PM	Q	162	7
796.01	735000	4320000	700	-0.29	39.00	30	BETEX	CAR	15	Q	Q	45	18
821.01	720900	4288800	560	-0.46	38.72	30	BETEX	MAR-CON	19	MS	PsMS	89	9
821.02	721400	4289000	560	-0.45	38.72	30	BETEX	MAR-CON	19	PL	Q	177	18
821.03	720300	4288300	500	-0.47	38.72	30	BETEX	LUT-MAR	14	MS	PsMS	144	8
821.04	720000	4291000	500	-0.47	38.74	30	BETEX	CAR	23	PM	PsMS	127	8
821.04	720000	4291000	500	-0.47	38.74	30	BETEX	CAR	23	PM	PsMS	140	12
821.05	720200	4290900	820	-0.49	38.09	30	BETEX	MAR	14	M	PsMS	137	15
821.06	721200	4290700	800	-0.46	38.74	30	BETEX	CAR	18	MS	PsMS	69	10
821.08	721500	4290800	750	-0.45	38.74	30	BETEX	CAR	20	PM	M	141	9
821.09	721600	4290300	600	-0.45	38.73	30	BETEX	LUT-CON	12	MS	PsMS	70	11
821.10	719300	4288600	450	-0.48	38.72	30	BETEX	CAR	7	PM	PsMS	18	16
821.11	720100	4294500	400	-0.47	38.77	30	BETEX	CAR	30	PM	PsMS	146	13
821.12	721750	4292300	400	-0.45	38.75	30	BETEX	CAR-ARE	20	PM	PsMS	121	9
821.13	721900	4291850	550	-0.45	38.75	30	BETEX	CAR	8	MS	PsMS	140	6
821.14	731750	4286750	600	-0.34	38.70	30	BETEX	CAR	21	PM	PsMS	139	11
821.15	737250	4291250	400	-0.27	38.74	30	BETEX	CAR	10	PM	Q	78	28
822.01	760395	4303402	2	0.00	38.83	31	BETEX	CAR	20	PM	Q	60	34
841.01	548500	4277000	1150	-2.44	38.64	30	BETEX	CAR	31	PM	Q	146	4
841.01	548500	4277000	1150	-2.44	38.64	30	BETEX	CAR	31	PM	Q	31	5
841.02	551500	4279250	1200	-2.41	38.66	30	BETEX	CAR	28	PM	Q	158	9
841.03	544500	4274250	1000	-2.49	38.62	30	BETEX	CAR	29	PM	PsMS	96	9
841.03	544500	4274250	1000	-2.49	38.62	30	BETEX	CAR	29	PM	PsMS	153	4
841.04	553700	4266650	1320	-2.38	38.55	30	BETEX	CAR	25	PM	M	31	2
841.05	552550	4269900	1330	-2.40	38.58	30	BETEX	CAR	28	PM	M	124	11

Tabla 1. (Continuación)

Nº EST	x (utm)	y (utm)	z	long	lat	huso	zona	litol	NF	ed mat	ed def	shmax	d
841.06	549000	4272000	1200	-2.44	38.59	30	BETEX	CAR	24	PM	M	52	12
841.06	549000	4272000	1200	-2.44	38.59	30	BETEX	CAR	24	PM	M	122	8
841.07	561200	4275500	1000	-2.30	38.63	30	BETEX	CAR	22	PM	M	112	6
841.07	561200	4275500	1000	-2.30	38.63	30	BETEX	CAR	22	PM	M	45	7
841.08	543000	4263500	1300	-2.51	38.52	30	BETEX	CAR	23	PM	M	33	5
842.01	572000	4272200	1100	-2.17	38.59	30	BETEX	CAR	26	PM	M	53	3
842.01	572000	4272200	1100	-2.17	38.59	30	BETEX	CAR	26	PM	M	123	4
842.02	575000	4273250	1080	-2.14	38.60	30	BETEX	CAR	41	PM	M	123	29
842.02	575000	4273250	1080	-2.14	38.60	30	BETEX	CAR	41	PM	M	134	6
842.02	575000	4273250	1080	-2.14	38.60	30	BETEX	CAR	41	PM	M	96	19
842.03	576850	4273000	1020	-2.12	38.60	30	BETEX	CAR	24	PM	M	160	2
842.03	576850	4273000	1020	-2.12	38.60	30	BETEX	CAR	24	PM	M	85	1
842.04	580800	4269200	850	-2.07	38.57	30	BETEX	CAR	24	PM	M	139	8
842.04	580800	4269200	850	-2.07	38.57	30	BETEX	CAR	24	PM	M	50	4
842.05	579900	4267700	650	-2.08	38.55	30	BETEX	CAR	26	PM	M	143	2
842.05	579900	4267700	650	-2.08	38.55	30	BETEX	CAR	26	PM	M	31	6
842.06	577500	4267200	800	-2.11	38.55	30	BETEX	CAR	26	PM	M	32	18
842.07	586255	4268250	720	-2.01	38.56	30	BETEX	CAR-MAR	17	MS	PsMS	82	27
842.08	586250	4286850	680	-2.01	38.73	30	BETEX	ARI-CON	19	Q	Q	143	6
843.01	616500	4262500	600	-1.66	38.50	30	BETEX	CAR-MAR	10	Q	Q	131	26
847.01	738600	4269500	10	-0.08	38.53	30	BETEX	CAR	13	PM	PsMS	131	2
865.01	540400	4258500	900	-2.54	38.47	30	BETEX	CAR	29	PM	M	147	5
865.01	540400	4258500	900	-2.54	38.47	30	BETEX	CAR	29	PM	M	55	3
865.02	527200	4255400	1100	-2.69	38.45	30	BETEX	CAR	41	PM	M	37	12
865.02	527200	4255400	1100	-2.69	38.45	30	BETEX	CAR	41	PM	M	144	10
866.02	548400	4259000	1100	-2.45	38.48	30	BETEX	CAR	32	PM	M	93	3
866.02	548400	4259000	1100	-2.45	38.48	30	BETEX	CAR	32	PM	M	1	3
866.03	550900	4259850	1000	-2.42	38.48	30	BETEX	CAR	26	PM	M	137	3
866.03	550900	4259850	1000	-2.42	38.48	30	BETEX	CAR	26	PM	M	36	6
866.04	559600	4260900	940	-2.32	38.49	30	BETEX	CAR	33	PM	M	152	3
866.04	559600	4260900	940	-2.32	38.49	30	BETEX	CAR	33	PM	M	135	2
867.01	571200	4259100	900	-2.18	38.48	30	BETEX	MAR-CAR	21	MS	psMS	86	4
867.01	571200	4259100	900	-2.18	38.48	30	BETEX	MAR-CAR	21	MS	psMS	149	19
867.02	575100	4257400	860	-2.14	38.46	30	BETEX	MAR-CAR	36	MS	psMS	111	8
867.03	582800	4257150	700	-2.05	38.46	30	BETEX	CAR	31	M	M	125	4
867.03	582800	4257150	700	-2.05	38.46	30	BETEX	CAR	31	M	M	24	19
867.04	581000	4256400	660	-2.07	38.45	30	BETEX	CAR	26	PM	M	43	18
867.04	581000	4256400	660	-2.07	38.45	30	BETEX	CAR	26	PM	M	145	6
867.05	585100	4253300	520	-2.03	38.42	30	BETEX	CAR-ARE	22	PM	M	12	2
867.07	572500	4258800	545	-2.17	38.47	30	BETEX	CAR-MAR	43	MS	PsMS	27	7
867.07	572500	4258800	545	-2.17	38.47	30	BETEX	CAR-MAR	43	MS	PsMS	67	35
867.08	592700	4257750	630	-1.94	38.46	30	BETEX	CAR-MAR	29	MS	PsMS	65	22
867.09	592250	4257600	710	-1.94	38.46	30	BETEX	CAR-MAR	14	MS	PsMS	163	6
867.09	592250	4257600	710	-1.94	38.46	30	BETEX	CAR-MAR	14	MS	PsMS	40	8
867.10	588000	4259000	625	-1.99	38.47	30	BETEX	CAR-MAR	17	MS	PsMS	54	4
867.11	587000	4252700	690	-2.00	38.42	30	BETEX	CAR-MAR	28	MS	PsMS	59	5
867.11	587000	4252700	690	-2.00	38.42	30	BETEX	CAR-MAR	28	MS	PsMS	125	21
867.12	587500	4252200	595	-2.00	38.41	30	BETEX	CAR-MAR	25	MS	PsMS	142	31
867.14	584800	4252800	635	-2.03	38.42	30	BETEX	CAR-MAR	17	MS	PsMS	120	31
868.01	605800	4259600	480	-1.79	38.48	30	BETEX	CAR-MAR	71	MS	PsMS	171	84

Tabla 1. (Continuación)

Nº EST	x (utm)	y (utm)	z	long	lat	huso	zona	litol	NF	ed mat	ed def	shmax	d
868.01	605800	4259600	480	-1.79	38.48	30	BETEX	CAR-MAR	71	MS	PsMS	51	6
868.05	608700	4248625	440	-1.76	38.38	30	BETEX	CAR-MAR	33	MS	PsMS	54	3
868.06	605250	4248900	540	-1.80	38.38	30	BETEX	CAR-MAR	46	MS	PsMS	64	14
868.07	617650	4244850	500	-1.65	38.34	30	BETEX	CAR-MAR	31	MS	PsMS	162	18
868.07	617650	4244850	500	-1.65	38.34	30	BETEX	CAR-MAR	31	MS	PsMS	89	23
868.08	616100	4248150	440	-1.67	38.37	30	BETEX	CAR-MAR	106	MS	PsMS	150	11
868.08	616100	4248150	440	-1.67	38.37	30	BETEX	CAR-MAR	106	MS	PsMS	36	11
868.09	613750	4245000	385	-1.70	38.35	30	BETEX	CAR	16	Q	Q	158	4
868.09	613750	4245000	385	-1.70	38.35	30	BETEX	CAR	16	Q	Q	62	84
887.01	519300	4234500	920	-2.78	38.26	30	BETEX	CAR	26	PM	M	35	7
887.01	519300	4234500	920	-2.78	38.26	30	BETEX	CAR	26	PM	M	118	5
887.02	521250	4236500	1000	-2.76	38.28	30	BETEX	CAR	41	PM	M	99	5
887.02	521250	4236500	1000	-2.76	38.28	30	BETEX	CAR	41	PM	M	22	8
887.03	517400	4226100	720	-2.80	38.18	30	BETEX	CAR	40	PM	M	174	13
887.03	517400	4226100	720	-2.80	38.18	30	BETEX	CAR	40	PM	M	80	14
890.01	623300	4231300	385	-1.59	38.22	30	BETEX	YES	14	MS	Q	171	3
890.02	612300	4233750	395	-1.72	38.24	30	BETEX	CAR-MAR	14	MS	PsMS	151	11
890.03	612300	4233750	380	-1.72	38.24	30	BETEX	VOL	9	MS	PsMS	131	3
907.01	500900	4224000	754	-2.99	38.16	30	BETEX	CAR	31	PM	M	136	6
907.01	500900	4224000	754	-2.99	38.16	30	BETEX	CAR	31	PM	M	63	3
907.02	496900	4213900	428	-3.04	38.01	30	BETEX	CAR	15	M	M	135	1
928.02	501800	4197900	866	-2.98	37.93	30	BETEX	CAR	31	PM	M	31	13
928.03	504400	4200900	930	-2.95	37.96	30	BETEX	CAR	34	PM	M	144	5
928.03	504400	4200900	930	-2.95	37.96	30	BETEX	CAR	34	PM	M	45	11
928.04	496800	4190700	833	-3.04	37.86	30	BETEX	CAR	28	PM	M	132	5
933.01	638809	4190877	220	-1.42	37.84	30	BETEX	CON	11	MS	PsMS	31	12
933.02	642643	4202350	280	-1.38	37.96	30	BETEX	CON-ARE	11	MS	PsMS	117	19
933.03	648969	4203542	190	-1.30	37.97	30	BETEX	CON-ARE	11	M	M	3	17
949.01	496000	4183100	1041	-3.05	37.79	30	BETEX	CAR	42	PM	M	13	4
971.01	504000	4157900	758	-2.95	37.57	30	BETEX	ARI	29	M	M	89	8
971.01	504000	4157900	758	-2.95	37.57	30	BETEX	ARI	29	M	M	131	7
971.02	490600	4159000	668	-3.11	37.58	30	BETEX	CAR	25	PM	M	124	7
993.01	490600	4154900	1226	-3.11	37.54	30	BETEX	CON	36	Q	Q	153	9
993.01	490600	4154900	1226	-3.11	37.54	30	BETEX	CON	36	Q	Q	53	2
1007.01	385100	4118950	675	-4.29	37.21	30	BETEX	CAR-MAR	11	MS	PsMS	162	3
1007.02	384050	4125000	440	-4.31	37.26	30	BETEX	CAR	36	MS	PsMS	119	17
1007.03	377400	4126050	440	-4.38	37.27	30	BETEX	CAR	13	MS	PsMS	8	1
1020.01	250278	4105100	450	-5.81	37.06	29	BETEX	CAR	24	PL	PsPL	122	8
1023.01	364100	4099800	560	-4.53	37.03	30	BETEX	CAR-MAR	16	PM	M	67	15
1023.02	360100	4099100	480	-4.57	37.03	30	BETEX	CAR	17	MS	PsMS	6	11
1023.03	358000	4099850	600	-4.60	37.03	30	BETEX	CAR	21	PM	PsMS	4	19
1023.05	347150	4112100	473	-4.72	37.14	30	BETEX	CAR	11	MS	PsMS	35	12
1024.01	365400	4113050	520	-4.52	37.15	30	BETEX	CAR	6	MS	PsMS	163	4
1034.01	228815	4083543	170	-6.04	36.86	29	BETEX	CAR-MAR	27	PL	PsPL	48	13
1035.01	269031	4085595	165	-5.59	36.89	30	BETEX	ARE	8	PL	PsPL	55	5
1035.02	249677	4084755	125	-5.81	36.87	30	BETEX	CAR-ARE	34	MS	PsMS	152	24
1035.03	270829	4097114	110	-5.58	36.99	30	BETEX	CAR	15	PL	PsPL	176	35
1036.01	304568	4079616	185	-5.19	36.86	30	BETEX	CAR	18	MS	PsMS	91	6
1036.01	304568	4079616	185	-5.19	36.86	30	BETEX	CAR	18	MS	PsMS	54	1
1048.01	229804	4067805	180	-6.03	36.72	30	BETEX	CAR	22	MS	PsMS	6	19

Tabla 1. (Continuación)

Nº EST	x (utm)	y (utm)	z	long	lat	huso	zona	litol	NF	ed mat	ed def	shmax	d
1049.01	249269	4070883	130	-5.81	36.75	30	BETEX	ARE	7	MS	PsMS	98	13
1069.01	237865	4038829	90	-5.93	36.46	30	BETEX	CAR	21	MS	PsPL	104	12
1070.01	247198	4025594	130	-5.82	36.34	30	BETEX	ARE	16	M	M	135	6
1070.02	252137	4041184	160	-5.77	36.48	30	BETEX	ARE	14	M	M	15	25
1073.01	234909	4016334	50	-5.95	36.25	30	BETEX	CAR	8	MS	PsPL	146	10
1073.02	237165	4015741	80	-5.93	36.25	30	BETEX	CAR	7	MS	PsMS	80	8
1073.03	231750	4010323	55	-5.98	36.20	30	BETEX	CAR	7	MS	PsPL	127	3
1073.04	233419	4015825	65	-5.97	36.25	30	BETEX	CAR	15	MS	PsPL	22	4
953.01	619000	4173650	1120	-1.65	37.70	30	BETIN	MAR	23	PI	PsPI	175	10
953.02	619700	4173830	980	-1.64	37.70	30	BETIN	MAR	25	PI	PsPI	172	5
953.03	620000	4174210	750	-1.64	37.71	30	BETIN	MAR	44	PI	PsPI	146	13
953.04	620000	4174210	750	-1.64	37.71	30	BETIN	MAR	44	PI	PsPI	63	12
953.04	620500	4174500	450	-1.63	37.71	30	BETIN	MAR	24	PI	PsPI	172	16
953.05	621235	4174150	850	-1.62	37.71	30	BETIN	MAR	21	PI	PsPI	173	25
953.06	622620	4175010	870	-1.61	37.71	30	BETIN	MAR	8	PI	PsPI	16	31
953.07	622434	4187379	800	-1.79	37.83	30	BETIN	CAR	38	M	M	165	82
953.08	605000	4177000	650	-1.81	37.73	30	BETIN	ARE-CON	10	Ms/PI	PsMs	11	6
997.02	628300	4142000	35	-1.62	37.38	30	BETIN	CON-ARE	7	Ms	PsMs	123	13
1015.01	604700	4116500	0	-1.82	37.19	30	BETIN	GRA-ARE	8	Q	Q	62	21
1015.02	606700	4129000	76	-1.80	37.30	30	BETIN	VOL	17	Ms	PsMs	152	82
1031.01	583000	4104000	400	-2.07	37.08	30	BETIN	MAR-CAR	33	Ms	PsMs	92	13
1031.01	583000	4104000	400	-2.07	37.08	30	BETIN	MAR-CAR	33	Ms	PsMs	134	8
1031.02	584500	4103000	320	-2.05	37.07	30	BETIN	MAR	13	Ms	PsMs	53	7
1031.03	587400	4102000	280	-2.02	37.06	30	BETIN	MAR	26	Ms	PsMs	150	8
1031.03	587400	4102000	280	-2.02	37.06	30	BETIN	MAR	26	Ms	PsMs	6	75
1031.04	585700	4100500	270	-2.04	37.05	30	BETIN	CAR-YES	27	PM	Ms	91	12
1031.04	585700	4100500	270	-2.04	37.05	30	BETIN	CAR-YES	27	PM	Ms	128	10
1031.05	578000	4106000	405	-2.12	37.10	30	BETIN	CAR-MAR	6	Ms/PI	PsPI	145	0
1031.06	599700	4101000	150	-1.88	37.05	30	BETIN	VOL	40	PM	Ms	145	74
1031.06	599700	4101000	150	-1.88	37.05	30	BETIN	VOL	40	PM	Ms	49	17
1031.07	595600	4098500	80	-1.93	37.03	30	BETIN	CAR-MAR	12	Ms/PI	PI	78	3
1032.01	602500	4111500	125	-1.85	37.14	30	BETIN	MAR	15	Ms	PsMs	169	4
1032.01	602500	4111500	125	-1.85	37.14	30	BETIN	MAR	15	Ms	PsMs	149	7
1032.02	604000	4110000	1	-1.83	37.13	30	BETIN	CON-ARE	12	Ms	PsMs	139	9
1032.02	604000	4110000	1	-1.83	37.13	30	BETIN	CON-ARE	12	Ms	PsMs	23	2
1032.03	602500	4106000	2	-1.85	37.09	30	BETIN	VOL	27	Ms	PsMs	51	12
1032.03	602500	4106000	2	-1.85	37.09	30	BETIN	VOL	27	Ms	PsMs	123	8
1032.04	602500	4103500	1	-1.85	37.07	30	BETIN	CAR	33	PM	M	133	6
1032.04	602500	4103500	1	-1.85	37.07	30	BETIN	CAR	33	PM	M	94	1
1032.05	604000	4113500	25	-1.83	37.16	30	BETIN	VOL	40	Ms	PsMs	153	10
1043.01	498021	4088159	450	-3.02	36.94	30	BETIN	CON	27	Ms/Q	Q	159	14
1043.02	498143	4084462	650	-3.02	36.91	30	BETIN	CON	16	Q	Q	91	15
1045.01	548000	4094000	200	-2.46	36.99	30	BETIN	MAR	17	Ms	PsMs	126	22
1045.02	563500	4079000	65	-2.29	36.85	30	BETIN	CON-ARE	7	Ms	PsMs	159	8
1045.04	571000	4090000	260	-2.20	36.95	30	BETIN	ARE-CON	5	PI	PsPI	129	13
1046.01	597250	4089300	200	-1.91	36.94	30	BETIN	CAR	40	Ms	PsMs	33	73
1046.03	598300	4095100	5	-1.90	37.00	30	BETIN	CAR	46	Ms	Q	28	7
1046.03	598300	4095100	5	-1.90	37.00	30	BETIN	CAR	46	Ms	Q	161	4
1046.05	574895	4080939	25	-2.16	36.87	30	BETIN	CAR	10	Ms	PsMs	168	16
1046.06	575600	4081200	10	-2.15	36.87	30	BETIN	VOL	66	Ms	Q	139	14

Tabla 1. (Continuación)

Nº EST	x (utm)	y (utm)	z	long	lat	huso	zona	litol	NF	ed mat	ed def	shmax	d
1046.06	575600	4081200	10	-2.15	36.87	30	BETIN	VOL	66	Ms	Q	51	16
1046.08	585200	4081800	200	-2.04	36.88	30	BETIN	VOL	25	Ms	PsMs	34	38
1046.08	585200	4081800	200	-2.04	36.88	30	BETIN	VOL	25	Ms	PsMs	101	18
1046.09	598300	4095100	6	-1.90	37.00	30	BETIN	CON	13	Q	Q	1	25
1057.01	504000	4072000	120	-2.96	36.79	30	BETIN	CAR-CON	23	Q	Q	124	48
1059.01	567000	4075000	35	-2.25	36.82	30	BETIN	CON	28	PI	PsPI	156	3
1059.01	567000	4075000	35	-2.25	36.82	30	BETIN	CON	28	PI	PsPI	44	20
1060.01	581195	4069378	1	-2.09	36.77	30	BETIN	VOL	20	Ms	PsMs	6	25
904.01	413400	4215400	383	-3.99	38.08	30	GUA	MET	30	PM	M	22	5
904.01	413400	4215400	383	-3.99	38.08	30	GUA	MET	30	PM	M	158	5
904.02	417900	4218600	359	-3.94	38.11	30	GUA	PLU	34	PM	M	26	8
904.02	417900	4218600	359	-3.94	38.11	30	GUA	PLU	34	PM	M	140	2
904.03	396948	4215782	395	-4.17	38.08	30	GUA	PLU	8	PM	Q	61	11
905.01	431300	4224600	441	-3.78	38.17	30	GUA	MET	31	PM	M	161	5
905.01	431300	4224600	441	-3.78	38.17	30	GUA	MET	31	PM	M	74	46
905.02	432100	4218200	382	-3.77	38.11	30	GUA	ARI	13	Ms	PsMs	60	4
905.02	432100	4218200	382	-3.77	38.11	30	GUA	ARI	13	Ms	PsMs	160	3
905.03	426700	4216100	253	-3.84	38.09	30	GUA	PLU	42	PM	M	94	5
982.01	169312	4143639	70	-6.73	37.38	29	GUA	ARE-CON	7	Q	Q	52	10
985.01	266367	4149989	110	-5.64	37.47	29	GUA	ARE	17	Ms	PsMs	51	5
998.01	116298	4127950	10	-7.32	37.30	29	GUA	ARE-CON	14	Q	Q	138	43
998.02	125925	4130644	30	-7.22	37.25	29	GUA	LUT	34	Ms	PsMs	121	35
998.03	124564	4128386	40	-7.23	37.23	29	GUA	LUT-ARE	24	Ms	PsMs	41	39
998.04	127339	4129097	20	-7.20	37.23	29	GUA	LUT-ARE	24	Ms	PsMs	122	82
998.05	125526	4130012	30	-7.22	37.24	29	GUA	LUT-ARE	17	Ms	PsMs	132	11
998.06	125658	4129635	19	-7.22	37.24	29	GUA	LUT	33	Ms	PsMs	143	31
998.07	126484	4129877	50	-7.21	37.24	29	GUA	LUT	36	Ms	PsMs	129	43
998.08	124717	4130141	60	-7.23	37.24	29	GUA	LUT	24	Ms	PsMs	148	9
998.08	124717	4130141	60	-7.23	37.24	29	GUA	LUT	24	Ms	PsMs	167	50
998.09	126762	4130751	30	-7.21	37.28	29	GUA	LUT-ARE	9	Ms	PsMs	16	26
999.01	127153	4129016	30	-7.20	37.23	29	GUA	ARE	15	PL	PsPL	127	31
381.01	623033	4600175	560	-1.52	41543.00	30	IBE	CAR	31	MS	PsMS	33	6
381.04	616835	4607938	730	-1.60	41614.00	30	IBE	CAR	38	MS	PsMS	164	85
465.01	635400	4556300	940	-1.39	41.15	30	IBE	CAR	31	MS	PsMS	35	3
467.01	680500	4558500	640	-0.85	41.16	30	IBE	CAR	36	MS	PsMS	151	5
467.01	680500	4558500	640	-0.85	41.16	30	IBE	CAR	36	MS	PsMS	55	60
489.01	592624	4521532	850	1.90	40.84	30	IBE	CAR-LUT	10	MS	PsMS	171	36
491.03	645300	4531000	922	-1.27	40.92	30	IBE	LUT-ARE	5	Q	Q	50	32
491.04	644200	4543410	960	-1.28	41.03	30	IBE	GR	5	Q	Q	127	87
546.01	754184	4489045	310	0.24	40512.00	31	IBE	CAR	18	M	M	81	17
546.02	753801	4500302	475	0.20	40613.00	31	IBE	CON	35	PM	M	43	11
567.06	663200	4469600	1010	-1.08	40.36	30	IBE	CAR	11	MS	PsMS	166	16
591.01	693700	4462600	1260	-0.73	40.29	30	IBE	GR-ARE	23	PI/Q	Q	117	27
593.02	755213	4458729	300	0.06	40239.00	31	IBE	CAR-LUT	33	M	M	50	39
593.03	755130	4461196	270	0.01	40.25	31	IBE	CAR	25	M	M	50	13
593.04	755406	4453023	360	0.04	40188.00	30	IBE	CON	35	M	M	13	0
594.02	754976	4465729	250	0.19	40302.00	31	IBE	CAR	31	M	M	145	25
594.02	754976	4465729	250	0.19	40302.00	31	IBE	CAR	31	M	M	91	29
612.02	644500	4435900	870	-1.31	40.06	30	IBE	CAR	7	MS	PsMS	98	38
612.03	646900	4434500	880	-1.23	41.85	30	IBE	CAR	11	MS	PsMS	86	59

Tabla 1. (Continuación)

Nº EST	x (utm)	y (utm)	z	long	lat	huso	zona	litol	NF	ed mat	ed def	shmax	d
612.04	646350	4433800	920	-1.24	41.84	30	IBE	CAR	27	MS	PsMS	159	45
612.05	645300	4433400	1045	-1.25	41.84	30	IBE	CAR	11	MS	PsMS	171	87
612.06	649300	4435700	820	-1.20	41.86	30	IBE	CAR	18	MS	PsMS	143	43
612.07	647250	4435950	860	-1.23	41.86	30	IBE	CAR	9	MS	PsMS	154	83
637.01	638600	4422618	1020	-1.38	39.94	30	IBE	CAR	22	MS	PsMS	55	85
637.01	638600	4422618	1020	-1.38	39.94	30	IBE	CAR	22	MS	PsMS	120	18
665.01	633000	4397750	900	-1.45	39.72	30	IBE	CAR	24	MS	PsMS	150	5
665.02	630250	4398500	950	-1.48	39.73	30	IBE	CAR	13	MS	PsMS	47	14
665.02	630250	4398500	950	-1.48	39.73	30	IBE	CAR	13	MS	PsMS	104	6
665.03	630950	4401500	890	-1.47	39.75	30	IBE	CAR	6	MS	PsMS	85	9
694.01	665250	4380150	1010	-1.08	39.55	30	IBE	CAR	33	PM	M	62	20
694.02	664500	4375000	790	-1.08	39.51	30	IBE	CON-LUT	27	MS	PsMS	32	12
694.02	664500	4375000	790	-1.08	39.51	30	IBE	CON-LUT	27	MS	PsMS	171	13
695.01	705750	4393500	230	-0.60	39.67	30	IBE	CAR	69	MS	PsMS	16	45
695.01	705750	4393500	230	-0.60	39.67	30	IBE	CAR	69	MS	PsMS	151	5
695.03	701950	4377950	230	0.05	39.51	30	IBE	CAR	13	MS	PsMS	129	5
695.03	701950	4377950	230	0.05	39.51	30	IBE	CAR	13	MS	PsMS	17	4
696.01	720000	4379500	85	-0.44	39.54	30	IBE	CAR-MAR	15	MS	PsMS	155	26
696.02	721500	4385000	120	-0.42	39.59	30	IBE	CAR	12	MS	PsMS	58	2
696.03	712000	4387000	150	-0.53	39.61	30	IBE	CAR	6	MS	PsMS	138	1
719.01	610750	4369500	810	-1.71	39.47	30	IBE	CAR	31	MS	PsMS	145	9
719.01	610750	4369500	810	-1.71	39.47	30	IBE	CAR	31	MS	PsMS	51	21
720.01	667500	4380290	950	-1.05	39.56	30	IBE	CAR	45	MS	PsMS	8	11
720.01	667500	4380290	950	-1.05	39.56	30	IBE	CAR	45	MS	PsMS	96	4
721.01	695250	4365250	395	-0.73	39.41	30	IBE	CAR	43	MS	PsMS	34	4
721.02	691750	4367750	390	-0.77	39.44	30	IBE	CAR	6	MS	PsMS	149	5
200.01	443500	4700100	900	-3.69	42.45	30	DUE	MAR	11	M	M	151	42
238.01	451700	4683600	690	-3.62	42.30	30	DUE	LUT	11	Q	Q	101	44
314.01	439384	4639974	950	-3.73	41.91	30	DUE	CAR	17	Ms	PsMs	121	4
314.01	439384	4639974	950	-3.73	41.91	30	DUE	CAR	17	Ms	PsMs	137	28
314.02	451717	4634015	960	-3.58	41.86	30	DUE	CAR	12	Ms/Pl	Pl	87	23
314.03	433667	4646960	940	-3.80	41.97	30	DUE	CAR	7	Ms	PsMs	109	7
346.01	455663	4627572	960	-3.53	41.79	30	DUE	CAR	8	Ms	PsMs	137	53
346.02	455966	4627572	960	-3.53	41.80	30	DUE	CAR	12	Ms	PsMs	83	10
347.02	470127	4625494	950	-3.36	41.78	30	DUE	CAR	15	Ms/Pl	Pl	11	8
347.03	466393	4616751	920	-3.40	41.70	30	DUE	CAR	6	Ms	PsMs	16	13
375.01	441400	4595600	800	-3.70	41.51	30	DUE	CAR	12	PM	M	150	18
375.01	441400	4595600	800	-3.70	41.51	30	DUE	CAR	12	PM	M	151	19
375.01	441400	4595600	800	-3.70	41.51	30	DUE	CAR	12	PM	M	151	19
375.01	441400	4595600	800	-3.70	41.51	30	DUE	CAR	12	PM	M	150	18
376.01	482000	4603000	880	-3.22	41.58	30	DUE	CAR	40	Ms	PsMs	142	3
376.02	461500	4608700	840	-3.46	42.63	30	DUE	CAR	20	Ms	PsMs	29	7
376.03	461800	4608700	840	-3.46	42.63	30	DUE	CAR	17	Ms	PsMs	62	5
376.04	467800	4609400	940	-3.39	41.63	30	DUE	CAR	20	Ms	PsMs	155	2
376.05	475124	4594973	1000	-3.30	41.51	30	DUE	CAR	32	Ms	PsMs	154	2
376.05	475124	4594973	1000	-3.30	41.51	30	DUE	CAR	32	Ms	PsMs	13	2
377.03	504100	4598500	990	-2.95	41.54	30	DUE	LUT/ARE	18	Pl	PsPl	74	12
379.01	546700	4605300	1010	-2.44	41.60	30	DUE	ARI/CON	6	Ms	PsMs	53	9
406.07	525300	4588300	1000	-2.70	41.45	30	DUE	CAR	12	Pl	PsPl	106	83
406.08	516300	4590000	1100	-2.80	41.46	30	DUE	CAR	10	PM	M	139	5

Tabla 1. (Continuación)

Nº EST	x (utm)	y (utm)	z	long	lat	huso	zona	litol	NF	ed mat	ed def	shmax	d
407.01	553200	4594500	1000	-2.36	41.50	30	DUE	ARI/LUT	6	Ms	PsMs	56	5
407.08	544500	4577900	1060	-2.47	41.35	30	DUE	CAR	10	PI	PsPI	59	23
435.04	564800	4571600	900	-2.23	41.29	30	DUE	CAR	24	Ms	PsMs	6	45
436.02	589600	4565900	870	-1.93	41.24	30	DUE	LUT/ARI	5	Ms/PI	PsPI	110	85
375.01	441400	4595600	969	-3.70	41.51	30	SCE	CAR	12	PM	M	150	18
375.01	441400	4595600	969	-3.70	41.51	30	SCE	CAR	12	PM	M	151	19
375.01	441400	4595600	969	-3.70	41.51	30	SCE	CAR	12	PM	M	151	19
375.01	441400	4595600	969	-3.70	41.51	30	SCE	CAR	12	PM	M	150	18
431.01	440600	4566400	1000	-3.71	41.25	30	SCE	ARE-CON	18	PM	M	135	5
456.01	381900	4546600	800	-4.41	41.06	30	SCE	CAR	21	PM	M	149	14
457.01	415000	4553200	1030	-4.01	41.12	30	SCE	CON	17	M	M	168	85
457.02	416200	4554500	935	-4.00	41.14	30	SCE	CAR	16	PM	M	144	13
457.03	426300	4554500	930	-3.88	41.14	30	SCE	CAR	7	PM	M	141	5
485.01	482100	4534200	820	-3.21	40.96	30	SCE	CAR	20	PM	M	137	17
509.01	443800	4515500	850	-3.67	40.79	30	SCE	CAR	12	PM	M	159	21
509.02	452150	4519850	900	-3.57	40.83	30	SCE	CAR	19	PM	Q	134	58
531.01	354000	4494000	1100	-4.73	40.58	30	SCE	ARE	6	MS	PsMS	175	10
596.01	186831	4444074	200	-6.67	40.09	29	SCE	MET	6	PM	M	96	12
597.02	208178	4439422	320	-6.42	40.05	29	SCE	MET	6	PM	M	117	2
598.01	235087	4432593	400	-6.10	40.00	29	SCE	LUT	6	MS	PsMS	1	20
598.02	235750	4433501	380	-6.10	40.01	29	SCE	MET	18	PM	M	135	6
598.03	235761	4435154	390	-6.10	40.02	29	SCE	MET	10	PM	M	98	12
621.01	198749	4431936	220	-6.53	39.98	29	SCE	ARE	5	M	M	108	1
622.01	200217	4428427	210	-6.51	39.95	29	SCE	MET	17	PM	M	144	15
650.01	205199	4406332	350	-6.44	39.76	29	SCE	LUT	10	M	M	160	28
110.01	471848	4742450	550	-3.34	42.83	30	PIR	CAR	10	MS	PsMS	113	1
110.02	472994	4745222	610	-3.33	42.86	30	PIR	CON	41	MS	PsMS	172	8
137.02	499091	4735452	650	-3.01	42.77	30	PIR	CAR-ARI	9	M	M	66	0
169.01	501822	4722343	540	-2.98	42.65	30	PIR	CAR	42	MS	PsMS	95	88
172.01	571033	4723478	460	-2.13	42.66	30	PIR	CAR	14	MS	PsMS	57	6
216.01	890273	4699109	1100	42.35	1.74	31	PIR	GR	14	MS/PI	Q	168	7
216.02	888355	4701384	1000	42.37	1.72	31	PIR	GR	15	Q	Q	7	11
257.01	976683	4687732	300	42.20	2.77	31	PIR	LUT-CAR	10	PI	Q	14	1
257.02	979039	4687065	176	42.19	2.80	31	PIR	CON	14	PI/Q	Q	87	54
257.03	968269	4690153	450	42.22	2.67	31	PIR	GR	7	PI/Q	Q	54	3
257.04	974145	4685240	178	42.17	2.74	31	PIR	GR	12	Q	Q	84	16
257.05	977141	4689071	110	42.21	2.78	31	PIR	GR-LUT	6	PI/Q	Q	175	11
327.01	748579	4651295	350	41.97	0.61	31	PIR	GR	24	Q	Q	28	23
703.01	184182	4380763	450	-6.67	39.52	29	TOL-MOR	PLU	18	PM	M	121	35
727.01	154997	4347696	500	-7.00	39.21	29	TOL-MOR	ARE	18	PM	M	91	16
733.01	318600	4351200	440	-5.10	39.29	30	TOL-MOR	ARE	15	Q	Q	175	2
750.01	156098	4343108	330	-6.98	39.17	29	TOL-MOR	MET	16	PM	M	178	5
778.01	230600	4320800	220	-6.11	38.99	30	TOL-MOR	LUT	12	PL	PsPL	97	5
834.01	352100	4271200	643	-4.70	38.58	30	TOL-MOR	MET	37	PM	M	49	8
836.01	403000	4265500	667	-4.11	38.53	30	TOL-MOR	VOL	43	MS	psMS	141	12
836.02	403500	4280200	665	-4.11	38.66	30	TOL-MOR	VOL	41	MS	psMS	127	6
884.01	447500	4230900	443	-3.60	38.22	30	TOL-MOR	MET	24	PM	M	1	10
884.01	447500	4230900	443	-3.60	38.22	30	TOL-MOR	MET	24	PM	M	31	86
359.01	749190	4633823	250	0.78	41.82	31	EBR	GR	9	Q	Q	7	10
362.01	898624	4638480	300	1.80	41.80	31	EBR	GR	9	Q	Q	131	39

Tabla 2.- Características de las estaciones bibliográficas de análisis estructural (ver base de datos GEORES-BI.MDB) N°MAGNA número de estación oooo/oo siendo los tres o cuatro primeros dígitos la referencia al mapa escala 1:50.000 en el que se encuentre la estación, y los dos dígitos siguientes, separados de los anteriores por una barra, el número de estación en ese mapa. X coordenada X (UTM referenciada al huso 30) de la estación (en metros). Y coordenada Y (UTM referenciada al huso 30) de la estación (en metros). Z altitud de la estación (en metros) con respecto al nivel del mar en Alicante. HUSO huso en el que se encuentra la estación. ZONA zona en la que se encuentra la estación (BETEX Béticas Externas; BETIN Béticas Internas; CAN Cordillera Cantábrica; DUE Cuenca del Duero; EBR Cuenca del Ebro; GUA Cuenca del Guadalquivir; IBE Cordillera Ibérica; NO Noroeste Peninsular; PIR Pirineos; SCE Sietema Central Español; TAJ-MAN Cuenca del Tajo-Llanura Manchega; TOL-MOR Toledo-Sierra Morena). LITOLITO litología de los materiales en los que se han medido los datos (GRA gravas, LUT lutitas, CAR carbonatos; MAR margas; ARI areniscas; VOL volcánico; PLU plutónico; MET metamórfico; CON conglomerados; YES yesos y ARE arenas) (ver tablas secundarias). ND número de datos microestructurales tratados por el autor. TIPO tipo de datos medidos por el autor (FALLA fallas; DIAC diaclasas; CANT cantos impresos; CON sistemas de fallas conjugadas; CIZ zonas de cizalla conjugadas; OTR otros). ED MAT edad de los materiales en los que se han medido los datos (CRET Cretácico; OLIG Oligoceno; M Mioceno; MI Mioceno inferior; MM Mioceno medio; MS Mioceno superior; PL Plioceno; PM preMioceno; PsM post-Mioceno; PsMS post-Mioceno superior; PsPL post-Plioceno y Q Cuaternario). ED DEF edad de la deformación deducida (ver edad de los materiales). Shmax orientación del eje de esfuerzos máximo en la horizontal. EJE eje que definen la orientación de Shmax: σ_1 (1) ó σ_2 (2). D.E dispersión en la orientación del eje que define Shmax (en grados). REF BIBLIOGRÁFICA Referencia bibliográfica.

N° MAGNA	X	Y	Z	HUSO	ZONA	LITOLITO	ND	TIPO	ED MAT	ED DEF	SHMAX	D E	REF BIBLIOGRAFICA
993,01a	502000	4136000		30	BETEX			FALLA	M	M	26		Galindo et al. (1993)
993,01b	502000	4136000		30	BETEX			FALLA	M	M	139		Galindo et al. (1993)
1009,02a	450000	4130000		30	BETEX			FALLA	M	M	8		Galindo et al. (1993)
1009,02b	450000	4130000		30	BETEX			FALLA	M	M	176		Galindo et al. (1993)
1009,02c	450000	4130000		30	BETEX			FALLA	M	M	164		Galindo et al. (1993)
991,01a	435000	4136000		30	BETEX			FALLA	M	M	47		Galindo et al. (1993)
991,01b	435000	4136000		30	BETEX			FALLA	M	M	34		Galindo et al. (1993)
991,01c	435000	4136000		30	BETEX			FALLA	M	M	120		Galindo et al. (1993)
991,02a	442000	4140000		30	BETEX			FALLA	M	M	62		Galindo et al. (1993)
991,02b	442000	4140000		30	BETEX			FALLA	M	M	90		Galindo et al. (1993)
991,03a	442000	4143000		30	BETEX			FALLA	M	M	176		Galindo et al. (1993)
991,03b	442000	4143000		30	BETEX			FALLA	M	M	126		Galindo et al. (1993)
969,01a	436000	4152000		30	BETEX			FALLA	M	M	20		Galindo et al. (1993)
969,01b	436000	4152000		30	BETEX			FALLA	M	M	53		Galindo et al. (1993)
969,02a	439000	4159000		30	BETEX			FALLA	M	M	144		Galindo et al. (1993)
969,02b	439000	4159000		30	BETEX			FALLA	M	M	113		Galindo et al. (1993)
969,02c	439000	4159000		30	BETEX			FALLA	M	M	12		Galindo et al. (1993)
969,03a	443000	4160000		30	BETEX			FALLA	M	M	171		Galindo et al. (1993)
969,03b	443000	4160000		30	BETEX			FALLA	M	M	139		Galindo et al. (1993)
969,04a	425000	4163000		30	BETEX			FALLA	M	M	94		Galindo et al. (1993)
969,04b	425000	4163000		30	BETEX			FALLA	M	M	119		Galindo et al. (1993)
969,05a	441000	4168000		30	BETEX			FALLA	M	M	34		Galindo et al. (1993)
969,05b	441000	4168000		30	BETEX			FALLA	M	M	130		Galindo et al. (1993)
947,01a	426000	4181000		30	BETEX			FALLA	M	M	42		Galindo et al. (1993)
947,01b	426000	4181000		30	BETEX			FALLA	M	M	54		Galindo et al. (1993)
907,01a	510000	4210000		30	BETEX			FALLA	M	M	152		Galindo et al. (1993)
907,01b	510000	4210000		30	BETEX			FALLA	M	M	98		Galindo et al. (1993)
908,01a	514000	4216000		30	BETEX			FALLA	M	M	23		Galindo et al. (1993)
908,01b	514000	4216000		30	BETEX			FALLA	M	M	140		Galindo et al. (1993)

Tabla 2. (Continuación)

Nº MAGNA	X	Y	Z	HUSO	ZONA	LITOL	ND	TIPO	ED MAT	ED DEF	SHMAX	D E	REF BIBLIOGRAFICA
887,01a	517000	4225000		30	BETEX			FALLA	M	M	141		Galindo et al. (1993)
887,01b	517000	4225000		30	BETEX			FALLA	M	M	129		Galindo et al. (1993)
847,01	720000	4268000		30	BETEX		6	FALLA	CRET	MM-MS	141	7	De Ruig, 1992
847,02	718000	4270000		30	BETEX		8	FALLA	MM	MM-MS	129	13	De Ruig, 1992
893,01	702000	4245000		30	BETEX		14	FALLA	MM	MM-MS	134	10	De Ruig, 1992
846,01	693000	4273000		30	BETEX		6	FALLA	CRET	MM-MS	138	12	De Ruig, 1992
847,03	720000	4271000		30	BETEX		19	FALLA	MI	MM-MS	42	11	De Ruig, 1992
847,04	739000	4271000		30	BETEX		11	FALLA	CRET	MM-MS	131	9	De Ruig, 1992
847,05	717000	4269000		30	BETEX		20	FALLA	CRET	MM-MS	114	15	De Ruig, 1992
847,06	727000	4266000		30	BETEX		9	FALLA	CRET	MM-MS	80	8	De Ruig, 1992
847,07	718000	4266000		30	BETEX		11	FALLA	CRET	MM-MS	103	13	De Ruig, 1992
846,02	715000	4267000		30	BETEX		10	FALLA	MM	MM-MS	107	11	De Ruig, 1992
847,08	739000	4274000		30	BETEX		11	FALLA	CRET	MM-MS	94	15	De Ruig, 1992
769,01	701000	4331000		30	BETEX		6	FALLA	CRET-M	MS	111	14	De Ruig, 1992
796,01	744000	4319000		30	BETEX		7	FALLA	CRET	MS	154	20	De Ruig, 1992
822,01	766000	4296000		31	BETEX		11	FALLA	CRET	MS	117	12	De Ruig, 1992
822,02	757000	4289000		30	BETEX		10	FALLA	MI	MS	155	15	De Ruig, 1992
822,03	759000	4293000		30	BETEX		10	FALLA	CRET	MS	141	12	De Ruig, 1992
848,01	760000	4280000		30	BETEX		8	FALLA	OLIG	MS	172	8	De Ruig, 1992
821,01	730000	4290000		30	BETEX		8	FALLA	CRET	MS	18	11	De Ruig, 1992
847,09	720000	4271000		30	BETEX		8	FALLA	MI	MS	139	10	De Ruig, 1992
847,1	715000	4267000		30	BETEX		10	FALLA	MM	MS	132	11	De Ruig, 1992
821,02	721000	4289000		30	BETEX		8	FALLA	MS	MS	38	14	De Ruig, 1992
847,11	727000	4266000		30	BETEX		6	FALLA	CRET	MS	32	10	De Ruig, 1992
1034,01	235000	4084000		30	BETEX			FALLA	PL	Q	130		Benkhelil, 1976
1048,01	221000	4067000		29	BETEX			FALLA	PL	Q	135		Benkhelil, 1976
1048,02	245000	4066000		30	BETEX			FALLA	PL	Q	155		Benkhelil, 1976
1069,01	215000	4043000		29	BETEX			FALLA	PL	Q	177		Benkhelil, 1976
1073,01	217000	4020000		29	BETEX			FALLA	PL	Q	160		Benkhelil, 1976
1073,02	231000	4008000		30	BETEX			FALLA	PL	Q	145		Benkhelil, 1976
1022,01	324000	4109000		30	BETEX			FALLA	PL	Q	173		Benkhelil, 1976
1061,01	208000	4055000		29	BETEX			FALLA	Q	Q	62		Benkhelil, 1976
1073,03	212000	4023000		29	BETEX			FALLA	Q	Q	3		Benkhelil, 1976
1073,04	229000	4009000		30	BETEX			FALLA	Q	Q	155		Benkhelil, 1976
1077,01	254000	3998000		30	BETEX			FALLA	Q	Q	165		Benkhelil, 1976
1009,03	441000	4132000		30	BETEX			IND.TEC.	Q	Q	0		Sanz de Galdeano (1985)
1008,01	398000	4120000		30	BETEX			IND.TEC.	Q	Q	160		Sanz de Galdeano (1985)
1008,02	420000	4121000		30	BETEX			IND.TEC.	Q	Q	170		Sanz de Galdeano (1985)
1009,04	429000	4116000		30	BETEX			IND.TEC.	Q	Q	80		Sanz de Galdeano (1985)
1025,01	422000	4102000		30	BETEX			IND.TEC.	Q	Q	160		Sanz de Galdeano (1985)
1027,01a	464000	4110000		30	BETIN			FALLA	M	M	169		Galindo et al. (1993)
1027,01b	464000	4110000		30	BETIN			FALLA	M	M	105		Galindo et al. (1993)
1027,02a	458000	4101000		30	BETIN			FALLA	M	M	172		Galindo et al. (1993)
1027,02b	458000	4101000		30	BETIN			FALLA	M	M	69		Galindo et al. (1993)
1027,03a	456000	4097000		30	BETIN			FALLA	M	M	120		Galindo et al. (1993)
1027,03b	456000	4097000		30	BETIN			FALLA	M	M	135		Galindo et al. (1993)
1042,01a	460000	4086000		30	BETIN			FALLA	M	M	72		Galindo et al. (1993)
1042,01b	460000	4086000		30	BETIN			FALLA	M	M	0		Galindo et al. (1993)
1042,02a	477000	4089000		30	BETIN			FALLA	M	M	86		Galindo et al. (1993)
1042,02b	477000	4089000		30	BETIN			FALLA	M	M	84		Galindo et al. (1993)
1041,01a	441000	4086000		30	BETIN			FALLA	M	M	106		Galindo et al. (1993)
1041,01b	441000	4086000		30	BETIN			FALLA	M	M	136		Galindo et al. (1993)

Tabla 2. (Continuación)

Nº MAGNA	X	Y	Z	HUSO	ZONA	LITOLO	ND	TIPO	ED MAT	ED DEF	SHMAX	D E	REF BIBLIOGRAFICA
1026,01a	453000	4105000		30	BETIN			FALLA	M	M	124		Galindo et al. (1993)
1026,01b	453000	4105000		30	BETIN			FALLA	M	M	112		Galindo et al. (1993)
1010,01a	458000	4118000		30	BETIN			FALLA	M	M	40		Galindo et al. (1993)
1010,01b	458000	4118000		30	BETIN			FALLA	M	M	152		Galindo et al. (1993)
1010,02a	466000	4122000		30	BETIN			FALLA	M	M	74		Galindo et al. (1993)
1010,02b	466000	4122000		30	BETIN			FALLA	M	M	137		Galindo et al. (1993)
1010,03	473000	4127000		30	BETIN			FALLA	M	M	97		Galindo et al. (1993)
1009,01	453000	4114000		30	BETIN			FALLA	M	M	4		Galindo et al. (1993)
1075,01	275000	4017000		30	BETIN			FALLA	PL	Q	150		Benkheilil, 1976
1051,01	320000	4068000		30	BETIN			FALLA	PL	Q	160		Benkheilil, 1976
1075,02	276000	4010000		30	BETIN			FALLA	Q	Q	10		Benkheilil, 1976
1075,03	277000	4012000		30	BETIN			FALLA	Q	Q	170		Benkheilil, 1976
1075,04	277000	4018000		30	BETIN			FALLA	Q	Q	162		Benkheilil, 1976
1031,08	579000	4107300		30	BETIN		13	FALLA	PL	Q	27	5	Stapel et al., 1996
1031,09	581600	4107600		30	BETIN		32	FALLA	PL	Q	156	7	Stapel et al., 1996
1031,1	587900	4107100		30	BETIN		18	FALLA	PL	Q	104	9	Stapel et al., 1996
1031,11	583700	4104600		30	BETIN		8	FALLA	PL	Q	153	8	Stapel et al., 1996
1031,12	588200	4104800		30	BETIN		18	FALLA	PL	Q	102	9	Stapel et al., 1996
1031,13	583200	4103300		30	BETIN		15	FALLA	PL	Q	11	12	Stapel et al., 1996
1031,14	585400	4103700		30	BETIN		9	FALLA	PL	Q	154	4	Stapel et al., 1996
1031,15	586900	4103600		30	BETIN		28	FALLA	PL	Q	114	11	Stapel et al., 1996
1031,16	585800	4100900		30	BETIN		8	FALLA	PL	Q	60	5	Stapel et al., 1996
1031,17	581000	4099600		30	BETIN		10	FALLA	PL	Q	103	9	Stapel et al., 1996
1031,18	581700	4100200		30	BETIN		10	FALLA	PL	Q	6	9	Stapel et al., 1996
1031,19	582100	4098900		30	BETIN		10	FALLA	PL	Q	107	11	Stapel et al., 1996
1031,2	584300	4099000		30	BETIN		15	FALLA	PL	Q	130	12	Stapel et al., 1996
1031,21	591600	4099800		30	BETIN		5	FALLA	PL	Q	108	4	Stapel et al., 1996
1031,22	581600	4107700		30	BETIN		25	FALLA	MS	MS	179	10	Stapel et al., 1996
1031,23	580900	4107000		30	BETIN		16	FALLA	MS	MS	178	9	Stapel et al., 1996
1031,24	582800	4105700		30	BETIN		5	FALLA	MS	MS	175	6	Stapel et al., 1996
1031,25	588300	4105300		30	BETIN		30	FALLA	MS	MS	164	10	Stapel et al., 1996
1031,26	583000	4103200		30	BETIN		23	FALLA	MS	MS	161	10	Stapel et al., 1996
1031,27	585200	4103600		30	BETIN		10	FALLA	MS	MS	171	10	Stapel et al., 1996
1031,28	584100	4100800		30	BETIN		21	FALLA	MS	MS	154	5	Stapel et al., 1996
1031,29	585300	4101400		30	BETIN		5	FALLA	MS	MS	161	5	Stapel et al., 1996
1031,3	586900	4102700		30	BETIN		12	FALLA	MS	MS	160	12	Stapel et al., 1996
1031,31	581500	4100200		30	BETIN		16	FALLA	MS	MS	170	7	Stapel et al., 1996
1031,32	583900	4099000		30	BETIN		14	FALLA	MS	MS	178	9	Stapel et al., 1996
1031,33	583000	4100500		30	BETIN		27	FALLA	MS	MS	162	6	Stapel et al., 1996
1031,34	588100	4108100		30	BETIN		19	FALLA	MS	MS	119	9	Stapel et al., 1996
1031,35	590800	4108000		30	BETIN		18	FALLA	MS	MS	129	8	Stapel et al., 1996
1031,36	587600	4106900		30	BETIN		19	FALLA	MS	MS	111	8	Stapel et al., 1996
1031,37	583700	4104400		30	BETIN		6	FALLA	MS	MS	139	6	Stapel et al., 1996
1031,38	588700	4105500		30	BETIN		13	FALLA	MS	MS	123	11	Stapel et al., 1996
1031,39	588300	4104600		30	BETIN		21	FALLA	MS	MS	137	6	Stapel et al., 1996
1031,4	581900	4100300		30	BETIN		7	FALLA	MS	MS	128	12	Stapel et al., 1996
1031,41	584300	4100400		30	BETIN		17	FALLA	MS	MS	127	6	Stapel et al., 1996
1031,42	584900	4101100		30	BETIN		10	FALLA	MS	MS	121	4	Stapel et al., 1996
1031,43	586000	4100700		30	BETIN		14	FALLA	MS	MS	145	6	Stapel et al., 1996
1031,44	586900	4101600		30	BETIN		16	FALLA	MS	MS	149	9	Stapel et al., 1996
1031,45	587500	4102500		30	BETIN		17	FALLA	MS	MS	133	12	Stapel et al., 1996
1031,46	587900	4101400		30	BETIN		21	FALLA	MS	MS	141	7	Stapel et al., 1996
1031,47	588800	4101000		30	BETIN		25	FALLA	MS	MS	127	14	Stapel et al., 1996

Tabla 2. (Continuación)

Nº MAGNA	X	Y	Z	HUSO	ZONA	LITOLITO	ND	TIPO	ED MAT	ED DEF	SHMAX	D E	REF BIBLIOGRAFICA
1031,48	590100	4100600		30	BETIN		10	FALLA	MS	MS	141	5	Stapel et al., 1996
1031,49	582100	4098700		30	BETIN		8	FALLA	MS	MS	145	8	Stapel et al., 1996
1031,5	583900	4098800		30	BETIN		23	FALLA	MS	MS	128	6	Stapel et al., 1996
1031,51	589600	4098800		30	BETIN		24	FALLA	MS	MS	125	6	Stapel et al., 1996
1031,52	591500	4099500		30	BETIN		7	FALLA	MS	MS	130	7	Stapel et al., 1996
1031,53	602000	4098000		30	BETIN			FALLA	MS	MS	113		Huibregtse et al., (en prensa)
1046,09	601500	4095000		30	BETIN			FALLA	MS	MS	125		Huibregtse et al., (en prensa)
1046,1	596000	4095000		30	BETIN			FALLA	MS	MS	145		Huibregtse et al., (en prensa)
1046,11	589000	4084500		30	BETIN			FALLA	MS	MS	140		Huibregtse et al., (en prensa)
1046,12	591500	4083000		30	BETIN			FALLA	MS	MS	125		Huibregtse et al., (en prensa)
1046,13	594500	4082300		30	BETIN			FALLA	MS	MS	155		Huibregtse et al., (en prensa)
1046,14	594300	4083300		30	BETIN			FALLA	MS	MS	155		Huibregtse et al., (en prensa)
1046,15	595300	4083800		30	BETIN			FALLA	MS	MS	130		Huibregtse et al., (en prensa)
1046,16	596300	4082000		30	BETIN			FALLA	MS	MS	140		Huibregtse et al., (en prensa)
1046,17	600500	4084000		30	BETIN			FALLA	MS	MS	153		Huibregtse et al., (en prensa)
1032,03	602500	4098000		30	BETIN			FALLA	PL	Q	170		Huibregtse et al., (en prensa)
1046,18	603500	4098000		30	BETIN			FALLA	PL	Q	167		Huibregtse et al., (en prensa)
1046,19	593000	4096000		30	BETIN			FALLA	PL	Q	164		Huibregtse et al., (en prensa)
1046,2	601000	4095200		30	BETIN			FALLA	PL	Q	170		Huibregtse et al., (en prensa)
1046,21	599000	4083500		30	BETIN			FALLA	PL	Q	3		Huibregtse et al., (en prensa)
1046,22	597500	4083500		30	BETIN			FALLA	PL	Q	179		Huibregtse et al., (en prensa)
1046,23	595500	4083000		30	BETIN			FALLA	PL	Q	170		Huibregtse et al., (en prensa)
1046,24	595000	4083000		30	BETIN			FALLA	PL	Q	170		Huibregtse et al., (en prensa)
1046,25	594000	4083000		30	BETIN			FALLA	PL	Q	168		Huibregtse et al., (en prensa)
1046,26	593000	4083000		30	BETIN			FALLA	PL	Q	175		Huibregtse et al., (en prensa)
1046,27	592000	4084000		30	BETIN			FALLA	PL	Q	178		Huibregtse et al., (en prensa)
1046,28	589000	4079000		30	BETIN			FALLA	PL	Q	165		Huibregtse et al., (en prensa)
1046,29	591000	4079000		30	BETIN			FALLA	PL	Q	170		Huibregtse et al., (en prensa)
1027,04	458000	4112000		30	BETIN			IND.TEC.	Q	Q	175		Sanz de Galdeano (1985)
1027,05	459000	4101000		30	BETIN			IND.TEC.	Q	Q	160		Sanz de Galdeano (1985)
166,01	426500	4708100	1000	30	DUE	CAR-MAR	36	DIAC	MS	MS	95		SIMON (1990b)
166,02	426500	4712700	900	30	DUE	CAR	29	DIAC	MM-MS	MS	105		SIMON (1990b)
167,01	435500	4709800	920	30	DUE	CON	16	FALLA	MM-MS	MS	80		SIMON (1990b)
200,01	432100	4701300	900	30	DUE	CAR	8	FALLA	MS	MS	142		SIMON (1990b)
200,02	449800	4695600	950	30	DUE	CAR	36	DIAC	MM-MS	MS	85		SIMON (1990b)
377,04	498600	4612400	1035	30	DUE	LUT	53	DIAC	PL-Q	Q	175		CORTES Y MAESTRO (1996)
378,06	518900	4599000	990	30	DUE	CAR	54	DIAC	MI-MM	MM	25		CORTES Y MAESTRO (1996)
379,01	546700	4605300	1010	30	DUE	ARI-CON	59	DIAC	MS	MS	175		CORTES Y MAESTRO (1996)
379,02	562100	4597500	1070	30	DUE	ARI-LUT	53	DIAC	PL	PL	50		CORTES Y MAESTRO (1996)
406,05	532800	4589400	960	30	DUE	ARI	53	DIAC	MM-MS	MS	45		CORTES Y MAESTRO (1996)
406,06	526400	4589800	975	30	DUE	ARI	72	DIAC	MM-MS	MS	70		CORTES Y MAESTRO (1996)
406,11	517700	4585400	1020	30	DUE	CON	51	DIAC	MS	MS	40		CORTES Y MAESTRO (1996)
406,12	524100	4579700	1080	30	DUE	CAR	53	DIAC	PL	PL	20		CORTES Y MAESTRO (1996)
407,06	544700	4578400	1060	30	DUE	CAR-MAR	5	FALLA	MM-PL	PL	24		MAESTRO (1994)
435,01	546900	4569800	1125	30	DUE	CAR	5	FALLA	PL	PL	64		SIMON (1989) MAESTRO (1994)
435,02a	559900	4565500	900	30	DUE	CAR-MAR	19	C.I.	MM-PL	PL	30		MAESTRO (1994)
435,02b	559900	4565500	900	30	DUE	CAR-MAR	11	FALLA	MM-PL	PL	4		MAESTRO (1994)
436,01	589000	4566600	820	30	DUE	CON-ARI	49	DIAC	MS-PL	PL	140		CORTES Y MAESTRO (1996)
281,01a	602532	4663462	720	30	EBR	CON	15	C.I.	MS	MS	5		CASAS (1990)
281,01b	602532	4663462	720	30	EBR	CON	10	C.I.	MS	MS	55		CASAS (1990)
494,01	714937	4537037	900	30	EBR	CAR	56	DIAC/FALLAS	MS	MS	15		CORTES (1996)
414,01	658200	4590400	220	31	EBR	CAR		DIAC	MM	MS	44	23	Arlegui, 1996
385,01	732300	4604500	500	30	EBR	CAR		DIAC	MM	MS	26	8	Arlegui, 1996

Tabla 2. (Continuación)

Nº MAGNA	X	Y	Z	HUSO	ZONA	LITOLO	ND	TIPO	ED MAT	ED DEF	SHMAX	D E	REF BIBLIOGRAFICA
385,02	722800	4611700	590	30	EBR	CAR		DIAC	MM	MS	7	28	Arlegui, 1996
385,03	708100	4599100	195	30	EBR	CAR		DIAC	MM	MS	122	29	Arlegui, 1996
443,01	676100	4568500	220	31	EBR	CAR		DIAC	OLIG	MI	46	25	Arlegui, 1996
443,02	673500	4564800		31	EBR	CAR		DIAC	OLIG	MI	134	24	Arlegui, 1996
443,03	671100	4569300	195	31	EBR	CAR		DIAC	OLIG	MI	130	48	Arlegui, 1996
443,04	673400	4567900	110	31	EBR	CAR		DIAC	OLIG	MI	141	8	Arlegui, 1996
443,05	668500	4564300	200	31	EBR	CAR		DIAC	OLIG	MI	41	22	Arlegui, 1996
387,01	673000	4599400	350	31	EBR	CAR		DIAC	MI	MM	124	8	Arlegui, 1996
387,02	668000	4610600	135	31	EBR	CAR		DIAC	MI	MM	83	20	Arlegui, 1996
413,01	725200	4597400	305	30	EBR	CAR		DIAC	MM	MS	149	15	Arlegui, 1996
413,02	721800	4581300	205	30	EBR	CAR		DIAC	MM	MS	146	10	Arlegui, 1996
356,01	706300	4634000	660	30	EBR	CAR		DIAC	MM	MS	128	25	Arlegui, 1996
355,01	705400	4633000	580	30	EBR	CAR		DIAC	MM	MS	87	14	Arlegui, 1996
415,01	687700	4585700		31	EBR	CAR		DIAC	OLIG	MI	141	36	Arlegui, 1996
415,02	683700	4591900		31	EBR	CAR		DIAC	OLIG	MI	146	18	Arlegui, 1996
386,01	652300	4604400		31	EBR	CAR		DIAC	MM	MS	61	12	Arlegui, 1996
386,02	743700	4604000		30	EBR	CAR		DIAC	MM	MS	138	13	Arlegui, 1996
386,03	743500	4605200		30	EBR	CAR		DIAC	MM	MS	139	30	Arlegui, 1996
322,01	671800	4643200		30	EBR	CAR		DIAC	MM	MS	96	36	Arlegui, 1996
322,02	669300	4648300		30	EBR	CAR		DIAC	MM	MS	102	14	Arlegui, 1996
383,03	659500	4606600		30	EBR	CAR		DIAC	MM	MS	151	41	Arlegui, 1996
383,04	659500	4606600		30	EBR	CAR		DIAC	MM	MS	143	54	Arlegui, 1996
383,05	659500	4606600		30	EBR	CAR		DIAC	MM	MS	158	44	Arlegui, 1996
383,06	659500	4606600		30	EBR	CAR		DIAC	MM	MS	144	34	Arlegui, 1996
383,07	659500	4606600		30	EBR	CAR		DIAC	MM	MS	100		Arlegui, 1996
320,01	594400	4633800	900	30	EBR	LUT-GRA	19	DIAC	PL-Q	Q	140	10	A.Cortés(1997)datos
522,01	795000	4516000		31	IBE			FALLA	PQ	Q	135		Massana, 1995
522,02	797000	4523000		31	IBE			FALLA	Q	Q	145		Massana, 1995
471,01	799000	4548000		31	IBE			FALLA	PQ	Q	170		Massana, 1995
420,01	916000	4595000		31	IBE			FALLA	PL	Q	130		Massana, 1995
497,01	820000	4541000		31	IBE			DIACL	PQ	Q	90		Massana, 1995
472,01	824000	4551000		31	IBE			DIACL	PQ	Q	180		Massana, 1995
472,02	829000	4556000		31	IBE			DIACL	PQ	Q	125		Massana, 1995
445,01	845000	4572000		31	IBE			DIACL	PQ	Q	40		Massana, 1995
339,01	945000	4623000		31	IBE			DIACL	PQ	Q	60		Massana, 1995
419,01	886000	4599000		31	IBE			C.I.	PL	Q	45		Massana, 1995
491,01	652747	4657989	980	30	IBE	CAR	12	FALLA	MM	MM	150		PARICIO Y SIMON (1986)
491,05	659537	4539294	980	30	IBE	LUT-CON	9	FALLA	M	M	10		COLOMER (1987)
542,02a	637549	4502085	1000	30	IBE	CAR	58	FALLA	MS-PL	PL	33		SIMON (1989)
542,02b	637549	4502085	1000	30	IBE	CAR	58	FALLA	MS-PL	PL	1		SIMON (1989)
542,02c	637549	4502085	1000	30	IBE	CAR	58	FALLA	MS-PL	PL	146		SIMON (1989)
542,02d	637549	4502085	1000	30	IBE	CAR	58	FALLA	MS-PL	PL	22		SIMON (1989)
567,03	648752	4479108	980	30	IBE	CAR	22	FALLA	MS	MS	122		SIMON Y SORIANO (1993)
567,07	658400	4478200	1150	30	IBE	MAR-GR	14	FALLA	MS-Q	Q	130		CORTES (1996)
589,01	658847	4455778	800	30	IBE	CAR	10	FALLA	MM	MM	69		PARICIO Y SIMON (1986)
590,02	650499	4472079	960	30	IBE	CAR	19	FALLA	MS-PL	PL	33		SIMON (1989)
590,03a	651117	4458815	960	30	IBE	CAR	26	FALLA	MS	MS	7		SIMON (1989)
590,03b	651117	4458815	960	30	IBE	CAR	26	FALLA	MS	MS	32		SIMON (1989)
590,04a	653926	4459565	920	30	IBE	CAR	22	FALLA	MS	MS	39		SIMON (1989)
590,04b	653926	4459565	920	30	IBE	CAR	22	FALLA	MS	MS	170		SIMON (1989)
590,04c	653926	4459565	920	30	IBE	CAR	22	FALLA	MS	MS	104		SIMON (1989)
591,02	684800	4449800	980	30	IBE	ARI	46	DIAC	MS	MS	145		CORTES (1996)
591,03	708900	4449700	950	30	IBE	LUT-ARI	10	FALLA	MS	MS	125		CORTES (1996)

Tabla 2. (Continuación)

Nº MAGNA	X	Y	Z	HUSO	ZONA	LITOL	ND	TIPO	ED MAT	ED DEF	SHMAX	D E	REF BIBLIOGRAFICA
614,01	710548	4442824	900	30	IBE	GR-CAR	27	FALLA	MM-MS	MS	175		PARICIO Y SIMON (1986)
614,02	690100	4646000	880	30	IBE	CON-LUT	26	DIAC	MS	MS	135		CORTES (1996)
615,01	707920	4439705	300	30	IBE	CAR	27	FALLA	MS	MS	67		SIMON (1989)
637,03	625326	4434315	1045	30	IBE	MAR-CAR	16	FALLA	MS	MS	180		CORTES (1996)
745,01	638328	4355939	???	30	IBE	CON	70	C.I.	PL	PL	10	29	J.L. SIMON
285,09	681700	4665200	410	30	IBE	CAR	40	DIAC	M	M	139	16	Arlegui, 1996
285,1	689700	4664500	425	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	130	11	Arlegui, 1996
285,11	685000	4666700	410	30	IBE	CAR	45	DIAC	M	M	112	7	Arlegui, 1996
324,02	730700	4648000	440	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	176	9	Arlegui, 1996
324,04	730500	4643700	360	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	129	7	Arlegui, 1996
324,05	727600	4643700	380	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	134	6	Arlegui, 1996
324,06	726000	4644300	380	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	117	3	Arlegui, 1996
324,07	726000	4647900	400	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	165	7	Arlegui, 1996
324,08	732500	4640000	330	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	124	7	Arlegui, 1996
324,09	706500	4648800	380	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	107	9	Arlegui, 1996
324,1	708400	4649200	380	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	139	6	Arlegui, 1996
324,11	714300	4648300	350	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	145	15	Arlegui, 1996
324,12	726200	4636900	300	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	139	8	Arlegui, 1996
356,02	711100	4629300	480	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	20	12	Arlegui, 1996
356,03	716600	4633700	380	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	22	6	Arlegui, 1996
356,04	729000	4633300	300	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	21	3	Arlegui, 1996
356,05	728500	4623300	435	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	40	7	Arlegui, 1996
356,06	731800	4618900	480	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	167	8	Arlegui, 1996
356,07	719500	4628000	410	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	98	4	Arlegui, 1996
356,08	719300	4627200	430	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	119	10	Arlegui, 1996
356,09	713100	4624300	600	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	108	5	Arlegui, 1996
356,1	726300	4620900	400	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	101	7	Arlegui, 1996
356,11	726900	4618800	500	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	92	8	Arlegui, 1996
356,12	730500	4618900	380	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	103	4	Arlegui, 1996
357,01	757400	4617700	220	31	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	0	9	Arlegui, 1996
357,02	747100	4621100	240	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	102	11	Arlegui, 1996
357,03	758300	4620500	240	31	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	95	8	Arlegui, 1996
357,04	759300	4622700	210	31	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	74	12	Arlegui, 1996
357,12	746900	4632300	290	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	128	5	Arlegui, 1996
357,14	744600	4628700	310	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	101	5	Arlegui, 1996
357,15	746100	4626600	320	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	104	7	Arlegui, 1996
357,16	735700	4625400	235	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	123	9	Arlegui, 1996
357,17	736000	4633800	290	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	120	13	Arlegui, 1996
357,18	737700	4631700	310	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	126	7	Arlegui, 1996
357,19	744600	4630600	460	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	136	9	Arlegui, 1996
385,05	719500	4603200	460	30	IBE	CAR	54	DIAC	M	M	111	10	Arlegui, 1996
385,06	731500	4607000	540	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	128	5	Arlegui, 1996
385,07	732800	4611500	490	30	IBE	CAR	48	DIAC	M	M	108	6	Arlegui, 1996
385,08	732300	4615000	500	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	48	6	Arlegui, 1996
385,09	729200	4609500	503	30	IBE	CAR	45	DIAC	M	M	115	9	Arlegui, 1996
386,04	760300	4604100	340	31	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	125	8	Arlegui, 1996
411,05	654800	4594300	600	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	83	14	Arlegui, 1996
413,03	717900	4589600	300	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	140	4	Arlegui, 1996
413,04	709000	4582300	210	30	IBE	CAR	50	DIAC	M	M	131	6	Arlegui, 1996
413,05	715100	4582500	160	30	IBE	CAR	45	DIAC	M	M	116	10	Arlegui, 1996
443,06	762700	4573600	460	31	IBE	CAR	54	DIAC	M	M	123	12	Arlegui, 1996
352,01	579897	4633590	620	30	IBE	CAR	56	DIAC	MS	PL	25	10	A.Corrés(1997)datos
352,02	584856	4631844	790	30	IBE	CON-LUT	54	DIAC	M	M	45	10	A.Corrés(1997)datos

Tabla 2. (Continuación)

Nº MAGNA	X	Y	Z	HUSO	ZONA	LITOL	ND	TIPO	ED MAT	ED DEF	SHMAX	D E	REF BIBLIOGRAFICA
381,02	579514	4612376	610	30	IBE	CAR	60	DIAC	MS	PL	25	10	A.Corrés(1997)datos
257,01	970000	4725000		31	PIR			FALLA	PQ	PQ	50		Goula et al., 1996
39-9,01	978000	4756000		31	PIR			FALLA	PQ	PQ	160		Goula et al., 1996
39-9,02	994000	4762000		31	PIR			FALLA	PQ	PQ	180		Goula et al., 1996
217,01	900000	4741000		31	PIR			FALLA	PQ	PQ	170		Goula et al., 1996
37,01	582361	4823821		30	PIR	ARE	60	DIAC	M-PL	PL	90		A.Corrés(1997)datos
137,04	562600	4718100	450	30	PIR	CAR-ARI	50	DIAC	M	PL	80		A.Corrés(1997)datos
173,02	612800	4717900	520	30	PIR	ARI-LUT	56	DIAC	M	PL	40		A.Corrés(1997)datos
136,01	558800	4729800	800	30	PIR	CAR	37	DIAC	Q	Q	85		SIMON (1990a)
4-13,01	31805	4661308		29	NO		3	FALLA	Q	Q	118		Ribeiro et al, 1995
4-38,01	8837	4185550		29	PORT		3	FALLA	Q	Q	19		Ribeiro et al, 1995
4-40,02	-3359	4167114		29	PORT		6	FALLA	PL	Q	11		Ribeiro et al, 1995
3-41,03	-16693	4149874		29	PORT		4	FALLA	Q	Q	5		Ribeiro et al, 1995
8-26,01	127684	4418026		29	PORT		12	FALLA	PL	Q	149		Ribeiro et al, 1995
7-35,01	92562	4234977		29	PORT		18	FALLA	PL	Q	147		Ribeiro et al, 1995
7-35,02	83795	4235423		29	PORT		31	FALLA	PL	Q	173		Ribeiro et al, 1995
9-17,01	159054	4576805		29	PORT			FALLA	Q	Q	170		Ribeiro et al, 1995
6-23,01	87007	4473214		29	PORT			FALLA	PL	Q	140		Ribeiro et al, 1995
4-36,01	-4628	4228522		29	PORT			FALLA	PL	Q	120		Ribeiro et al, 1995
414,10	702300	4681200	425	30	EBR	CAR	50	DIAC	M	M	180	12	Arlegui,1996
414,19	737000	4681200		30	EBR	CAR	50	DIAC	M	M	2	12	Arlegui, 1996
285,18	702300	4657400	425	30	EBR	CAR	50	DIAC	M	M	3	8	Arlegui,1996
385,04	718600	4615400	680	30	EBR	CAR	50	DIAC	M	M	10	11	Arlegui,1996
385,12	732300	4604600	480	30	EBR	CAR	50	DIAC	M	M	4	3	Arlegui,1996
385,22	730100	4615600	500	30	EBR	CAR	50	DIAC	M	M	2	5	Arlegui, 1996
284,06	667600	4654300	660	30	EBR	CAR	50	DIAC	M	M	3	6	Arlegui, 1996
284,19	670300	4654100	680	30	EBR	CAR	50	DIAC	M	M	10	11	Arlegui,1996
443,11	776305	4569616	200	31	EBR	CAR	50	DIAC	M	M	180	3	Arlegui,1996
443,19	778551	4573382	280	31	EBR	CAR	50	DIAC	M	M	166	5	Arlegui, 1996
443,27	783085	4577405	300	31	EBR	CAR	50	DIAC	M	M	14	6	Arlegui, 1996
387,10	762755	4616000	200	31	EBR	CAR	50	DIAC	M	M	7	11	Arlegui,1996
387,18	781477	4607778	240	31	EBR	CAR	50	DIAC	M	M	171	3	Arlegui,1996
387,26	783525	4612936	240	31	EBR	CAR	50	DIAC	M	M	3	4	Arlegui, 1996
413,10	715200	4583800	200	30	EBR	CAR	50	DIAC	M	M	7	9	Arlegui, 1996
413,21	733700	4584900	350	30	EBR	CAR	50	DIAC	M	M	0	12	Arlegui,1996
356,01	706300	4634000		30	EBR	CAR	50	DIAC	M	M	0	14	Arlegui,1996
356,09	720800	4619200		30	EBR	CAR	50	DIAC	M	M	4	12	Arlegui, 1996
356,26	715500	4624600		30	EBR	CAR	50	DIAC	M	M	166	7	Arlegui, 1996
355,11	705100	4633700	580	30	EBR	CAR	50	DIAC	M	M	1	12	Arlegui,1996
415,08	788026	4598708	100	31	EBR	CAR	50	DIAC	M	M	5	10	Arlegui,1996
415,17	767006	4593837	260	31	EBR	CAR	50	DIAC	M	M	13	9	Arlegui, 1996
386,05	760682	4615555	280	31	EBR	CAR	50	DIAC	M	M	172	13	Arlegui, 1996
386,13	754164	4617004	240	31	EBR	CAR	50	DIAC	M	M	177	14	Arlegui,1996
386,20	746200	4608500	440	30	EBR	CAR	50	DIAC	M	M	20	8	Arlegui,1996
322,07	663900	4642200	690	30	EBR	CAR	50	DIAC	M	M	4	9	Arlegui, 1996
357,04	749500	4619300	280	30	EBR	CAR	50	DIAC	M	M	172	13	Arlegui, 1996
357,05	754494	4618031	300	31	EBR	CAR	50	DIAC	M	M	11	17	Arlegui,1996
323,02	694300	4649600	380	30	EBR	CAR	50	DIAC	M	M	174	12	Arlegui,1996
323,08	699900	4646100	560	30	EBR	CAR	50	DIAC	M	M	0	5	Arlegui, 1996
323,16	705400	4635400	600	30	EBR	CAR	50	DIAC	M	M	3	10	Arlegui, 1996

Tabla 3.- Características de los 161 sismos analizados mediante el método de Giner (1996), y parámetros de los mecanismos focales deducidos con este método. (Ver base de datos GEORESIS.MDB). N° número de referencia del sismo. fecha código de fecha de ocurrencia del sismo, siendo los primeros dígitos el año de ocurrencia del sismo, los dos siguientes el mes, y los dos últimos el día. hor tiempo origen (G.M.T.) calculado (horas). min tiempo origen (G.M.T.) calculado (minutos). seg tiempo origen (G.M.T.) calculado (segundos). x(utm30) coordenada UTM X del sismo (referenciada al huso 30, en metros). y(utm30) coordenada UTM Y del sismo (referencia al huso 30, en metros) .lat coordenada geográfica de localización del sismo (latitud, en grados). long coordenada geográfica de localización del sismo (longitud, en grados). prof profundidad del sismo (en kilómetros). RMS error cuadrático medio en la localización del sismo (en segundos). EH error epicentral (en kilómetros). EZ error en profundidad (en kilómetros). mag magnitud mb a partir de la fase Lg. zona zona en la que se localiza el sismo (BETEX Béticas Externas; BETIN Béticas Internas; CAN Cordillera Cantábrica; DUE Cuenca del Duero; EBR Cuenca del Ebro; GUA Cuenca del Guadalquivir; IBE Cordillera Ibérica; NO Noroeste Peninsular; PIR Pirineos; SCE Sistema Central Español; TAJ-MAN Cuenca del Tajo-Llanura Manchega; TOL-MOL Toledo-Sierra Morena). n° pol número de polaridades de la primera llegada de la onda P leídas. score razón entre el número de polaridades acertadas en la construcción del mecanismo focal frente al total. SBpl1 sentido de buzamiento del plano nodal 1 del mecanismo focal deducido, plano de falla del sismo siguiendo la metodología propuesta por Capote et al. (1991) y basada en el "Modelo de Deslizamiento" (Reches, 1983; De Vicente, 1988). Bpl1 buzamiento del plano nodal 1 del mecanismo focal deducido; plano de falla del sismo siguiendo la metodología propuesta por Capote et al. (1991), y basada en el "Modelo de Deslizamiento" (Reches, 1983; De Vicente, 1988). Cpl1 cabeceo de la estría (vector de deslizamiento) sobre el plano nodal 1 del mecanismo focal deducido; plano de falla del sismo siguiendo la metodología propuesta por Capote et al. (1991), y basada en el "Modelo de Deslizamiento" (Reches, 1983; De Vicente, 1988). SBpl2 sentido de buzamiento del plano nodal 2 del mecanismo focal deducido. Bpl2 buzamiento del plano nodal 2 del mecanismo focal deducido. Cpl2 cabeceo de la estría (vector de deslizamiento) sobre el plano nodal 2 del mecanismo focal deducido. Slejep sentido de la inmersión del eje P deducido de la construcción del mecanismo focal. lejep inmersión del eje P deducido de la construcción del mecanismo focal. StejeT sentido de la inmersión del eje T deducido de la construcción del mecanismo focal. lejeT inmersión del eje P deducido de la construcción del mecanismo focal.

N°	fecha	hora	min	seg	x(utm30)	y(utm30)	lat	long	prof	RMS	EH	EZ	mag	zona	n°pol	score	SB pl1	B pl1	C pl1	SB pl2	B pl2	C pl2	SI ejep	I ejep	SI ejt	I ejt
1	810305	1	21	52.2	779990	4265140	38.49	0.21	1	1.0	3	4	4.9	BETEX	38	0.76	105	65	48	220	48	145	344	51	76	10
2	850914	4	25	0.7	442452	4137295	37.38	-3.65	7	0.6	2	2	3.5	BETEX	16	1.00	265	62	80	65	30	108	107	71	258	16
3	860426	0	12	0.9	436119	4119588	37.22	-3.72	5	0.6	1	1	4	BETEX	21	1.00	100	35	73	260	57	101	268	11	47	75
4	860530	11	22	25.9	388015	4105666	37.09	-4.26	5	0.8	2	2	3.7	BETEX	15	0.93	265	55	56	35	47	129	144	62	241	4
5	860705	16	35	5.34	739796	4294944	38.77	-0.24	11	0.5	2	2	3.4	BETEX	7	1.00	270	15	139	140	80	79	130	34	344	53
6	870311	0	36	40.5	464751	4176003	37.73	-3.40	6	0.9	2	2	4.3	BETEX	29	0.90	325	48	61	105	50	119	125	1	217	69
7	890607	0	12	48.17	364124	4112676	37.15	-4.53	6	0.3	0	1	3.4	BETEX	15	1.00	95	70	166	360	77	21	318	4	226	24
8	900329	3	10	21.24	776389	4242788	38.29	0.16	8	0.6	1	2	3.6	BETEX	8	0.88	300	45	116	155	51	66	138	3	39	71
9	910814	10	32	8.56	677283	4291083	38.75	-0.96	4	0.9	1	2	4.1	BETEX	19	0.95	250	5	140	120	87	86	116	42	304	48
10	920820	3	38	55.95	685490	4236859	38.26	-0.88	16	0.5	1	2	3	BETEX	8	1.00	320	46	101	156	45	79	61	82	328	0
11	931111	2	5	59.82	682739	4242349	38.31	-0.91	4	0.7	1	2	3.2	BETEX	8	0.87	135	50	118	355	48	61	155	1	248	69
12	931111	7	33	24.42	762787	4230112	38.18	0.00	8	0.7	1	1	3.7	BETEX	23	1.00	40	60	98	235	31	77	200	74	46	15
13	931205	14	15	41.52	651778	4260580	38.48	-1.26	3	0.7	1	2	3.2	BETEX	15	0.80	275	23	153	160	80	69	143	32	3	51

Tabla 3. (Continuación)

Nº	fecha	hora	min	seg	x(utm30)	y(utm30)	lat	long	prof	RMS	EH	EZ	mag	zona	nºpol	score	SB pl1	B pl1	C pl1	SB pl2	B pl2	C pl2	SI ejep	I ejep	SI ejet	I ejet
14	931211	2	51	9.31	706207	4214040	38.05	-0.65	9	0.3	1	1	3.4	BETEX	8	0.88	30	44	14	130	80	133	162	23	272	39
15	940120	6	32	39.69	390926	4124492	37.26	-4.23	6	0.9	1	2	3.3	BETEX	15	0.93	225	29	44	355	70	112	12	22	144	59
16	940305	15	26	7.29	378030	4091379	36.96	-4.37	7	0.4	0	1	3.2	BETEX	17	1.00	320	80	104	196	18	35	123	53	332	33
17	940323	15	10	30.79	399674	4187635	37.83	-4.14	8	0.6	1	1	3.4	BETEX	17	0.76	255	15	154	140	84	76	128	37	325	50
18	940607	3	10	35.97	726349	4308991	38.90	-0.39	16	0.5	1	1	3	BETEX	8	0.88	220	50	0	130	90	40	93	27	347	27
19	940804	6	43	42.03	669925	4227636	38.18	-1.06	3	0.7	1	2	3.3	BETEX	9	1.00	205	65	48	320	48	145	74	51	176	10
20	940810	20	5	16.43	380189	4117980	37.20	-4.35	2	0.9	1	2	3.1	BETEX	15	0.87	50	81	87	214	9	106	233	54	48	36
21	940906	2	0	29.5	285900	4076549	36.81	-5.40	6	0.8	1	1	3.7	BETEX	22	0.86	185	50	30	295	68	136	326	11	68	56
22	940923	15	41	25.06	382651	4103520	37.07	-4.32	5	0.6	1	1	3.1	BETEX	13	1.00	230	85	77	340	14	159	64	48	218	39
23	941007	12	51	16.63	221364	4013982	36.23	-6.10	17	0.6	1	1	3	BETEX	12	0.92	330	31	77	135	60	98	141	15	295	74
24	941128	7	30	20.73	652587	4263926	38.51	-1.25	8	0.7	1	2	3.4	BETEX	12	0.83	210	67	124	90	40	37	347	55	234	15
25	950125	20	13	10.55	405860	4189781	37.85	-4.07	5	0.6	1	1	3.2	BETEX	16	0.81	50	40	0	320	90	50	287	33	173	33
26	950606	14	58	49.63	394459	4123337	37.25	-4.19	2	0.6	1	3	3.1	BETEX	7	0.86	235	5	165	130	89	85	125	44	315	46
27	950701	3	29	7.98	429237	4145163	37.45	-3.80	14	0.7	1	2	3.4	BETEX	7	1.00	100	30	126	320	66	71	306	19	171	64
28	950711	18	27	33.97	427468	4145178	37.45	-3.82	20	0.5	1	1	3.6	BETEX	11	1.00	15	55	17	115	76	144	151	14	251	35
29	951004	2	6	7.14	788340	4299893	38.80	0.32	6	0.6	1	2	3.8	BETEX	13	0.77	240	60	0	150	90	30	109	21	11	21
30	951126	5	39	40.09	655414	4207363	38.00	-1.23	2	0.6	1	1	4.1	BETEX	18	0.89	5	5	30	125	87	94	129	42	300	47
31	951126	6	25	5.51	652738	4209533	38.02	-1.26	1	0.7	1	2	3.7	BETEX	11	0.82	325	72	107	190	25	48	121	59	338	25
32	951206	10	13	30.58	651902	4207297	38.00	-1.27	7	0.6	1	1	3.6	BETEX	7	1.00	290	48	119	150	50	61	130	1	38	69
33	951218	3	47	15.13	432784	4146243	37.46	-3.76	24	0.5	1	1	3.3	BETEX	10	1.00	70	60	0	340	90	35	301	24	199	24
34	770606	10	49	12.3	612038	4167810	37.65	-1.73	9	0.8	3	11	4.2	BETIN	22	0.95	155	50	66	300	46	116	41	72	138	2
35	840624	14	30	51.1	434017	4077445	36.84	-3.74	18	0.7	2	2	5	BETIN	45	0.93	290	55	0	200	90	35	161	24	59	24
36	840913	4	34	10.5	558743	4092924	36.98	-2.34	9	0.9	4	4	5	BETIN	28	0.82	5	47	129	235	55	56	212	5	113	62
37	850916	22	25	8.6	427055	4097472	37.02	-3.82	5	0.6	2	2	3	BETIN	11	1.00	105	59	117	330	40	53	236	65	124	10
38	860816	18	10	40.44	480442	4102727	37.07	-3.22	9	0.3	1	1	3	BETIN	9	0.89	110	60	121	340	42	48	240	62	132	10
39	880320	19	44	47.11	579936	4110850	37.14	-2.10	1	0.3	1	1	3.1	BETIN	7	0.86	300	11	110	140	80	86	137	35	325	55
40	880502	10	51	16.78	445850	4115082	37.18	-3.61	11	0.2	0	1	3	BETIN	8	1.00	260	46	159	155	75	46	124	18	17	42
41	880820	16	42	51.99	434319	4116274	37.19	-3.74	2	0.4	1	1	3.4	BETIN	13	1.00	60	84	82	186	10	144	249	50	53	38
42	881206	6	9	16.19	424396	4098605	37.03	-3.85	4	0.4	1	1	3.1	BETIN	14	0.86	25	66	147	280	60	28	155	40	61	4
43	931222	20	11	37.87	416369	4096462	37.01	-3.94	1	0.8	1	2	3.6	BETIN	23	0.91	35	85	88	196	5	109	217	50	33	40
44	931223	18	0	7.76	500893	4067206	36.75	-2.99	2	0.9	1	1	3.8	BETIN	26	0.85	155	15	159	45	85	76	32	38	240	48
45	940103	1	0	6.75	502677	4071644	36.79	-2.97	7	0.6	1	1	3.7	BETIN	32	0.85	45	67	130	290	45	33	179	41	73	13
46	940104	8	3	15.4	515213	4046143	36.56	-2.83	6	0.6	1	2	4.9	BETIN	34	0.79	320	55	155	215	70	38	180	9	82	31
47	940104	8	47	28.26	514311	4050578	36.60	-2.84	9	0.5	1	1	3.5	BETIN	17	0.99	325	81	29	60	61	170	189	27	286	13
48	940108	22	48	8.44	419102	4103092	37.07	-3.91	2	0.5	0	1	3.6	BETIN	28	0.82	355	30	141	230	72	66	212	23	82	57
49	940109	16	1	36.42	512521	4051685	36.61	-2.86	13	0.3	2	1	3.1	BETIN	17	0.88	35	40	37	155	67	124	179	16	292	55
50	940116	15	55	3.53	512529	4046138	36.56	-2.86	6	0.8	1	1	3.4	BETIN	18	0.78	55	50	84	225	40	98	276	83	50	5
51	940116	17	3	9.93	513410	4055014	36.64	-2.85	5	0.9	1	2	3.5	BETIN	15	0.87	315	15	175	220	89	75	206	42	55	44

Tabla 3. (Continuación)

Nº	fecha	hora	min	seg	x(utm30)	y(utm30)	lat	long	prof	RMS	EH	EZ	mag	zona	nºpol	score	SB pl1	B pl1	C pl1	SB pl2	B pl2	C pl2	SI ejep	I ejep	SI ejct	I ejct
52	940117	5	50	26.84	485816	4126014	37.28	-3.16	7	0.3	0	1	3.2	BETIN	19	0.89	60	86	75	165	15	164	255	47	47	39
53	940126	16	16	45.37	515196	4056126	36.65	-2.83	3	0.6	1	2	3.7	BETIN	23	0.83	25	15	175	290	89	75	276	42	125	44
54	940202	6	3	6.39	516979	4058348	36.67	-2.81	10	0.6	1	1	3.4	BETIN	21	0.90	260	19	149	140	80	74	126	33	339	52
55	940202	18	3	39.95	517914	4038383	36.49	-2.80	11	0.7	1	2	3.7	BETIN	33	0.79	250	46	14	350	80	135	23	21	130	38
56	940311	21	42	38.36	605429	4132213	37.33	-1.81	4	0.8	1	1	3.2	BETIN	18	0.83	300	40	123	160	57	66	143	9	30	68
57	940329	14	29	2.48	517884	4052804	36.62	-2.80	6	0.8	1	1	3.5	BETIN	14	0.86	210	82	131	111	42	12	353	39	241	25
58	940329	22	4	21.25	467829	4058392	36.67	-3.36	4	0.7	1	1	3.7	BETIN	33	0.82	55	45	153	305	71	48	276	16	168	47
59	940330	23	26	44.04	543566	4101708	37.06	-2.51	3	0.5	1	1	3.1	BETIN	22	0.82	40	85	88	203	5	107	222	50	39	40
60	940408	4	0	4.89	587663	4136447	37.37	-2.01	2	0.6	1	1	3.9	BETIN	40	0.65	305	54	71	94	40	115	178	73	291	7
61	940408	4	13	33.01	585029	4134200	37.35	-2.04	2	0.6	1	1	3.1	BETIN	15	0.87	85	64	22	185	70	152	224	4	317	33
62	940419	23	51	59.51	588584	4133128	37.34	-2.00	7	0.5	1	1	3.7	BETIN	26	0.88	115	25	127	335	70	74	323	34	179	61
63	940420	21	23	38.49	585029	4134200	37.35	-2.04	1	0.5	1	1	3.2	BETIN	13	0.85	340	48	61	120	50	119	140	1	232	69
64	940423	17	53	59.28	586789	4135328	37.36	-2.02	2	0.6	1	1	3.2	BETIN	17	0.82	181	81	45	280	45	167	40	37	148	23
65	940612	6	31	46.26	585500	4087604	36.93	-2.04	5	0.5	1	1	3.1	BETIN	13	0.92	360	13	51	140	80	98	147	34	310	54
66	940713	10	12	30.99	426580	4042005	36.52	-3.82	2	0.6	1	2	3.3	BETIN	18	0.89	75	5	180	165	90	95	170	45	340	45
67	940724	0	45	21.8	543606	4093942	36.99	-2.51	11	0.4	1	1	3.3	BETIN	24	0.92	350	20	118	200	73	80	192	27	35	61
68	941108	0	17	35.13	557853	4092918	36.98	-2.35	3	0.9	1	2	4	BETIN	36	0.72	70	17	61	220	75	98	227	30	28	59
69	941203	18	42	44.39	501773	4127112	37.29	-2.98	9	0.5	1	1	3.5	BETIN	20	0.90	179	50	102	18	42	76	302	80	188	4
70	941225	12	4	28.45	491895	3991780	36.07	-3.09	1	0.8	1	2	3.3	BETIN	10	1.00	260	73	43	5	50	157	124	42	227	14
71	950225	19	24	25.36	531902	4129391	37.31	-2.64	2	0.5	0	2	3.2	BETIN	17	0.88	220	86	88	14	4	116	42	49	218	41
72	950317	14	4	14.38	429853	4112981	37.16	-3.79	6	0.6	1	1	3.9	BETIN	19	0.89	35	70	99	240	22	67	200	64	42	24
73	950318	13	40	34.43	574656	4105254	37.09	-2.16	1	0.4	0	1	3.9	BETIN	30	0.83	195	71	130	84	44	28	332	48	223	16
74	950429	7	37	41	515180	4065001	36.73	-2.83	6	0.7	1	2	3.1	BETIN	14	0.93	185	30	103	20	61	83	15	16	218	73
75	950518	23	13	5.64	500000	4078299	36.85	-3.00	1	0.4	1	3	3.1	BETIN	9	1.00	20	73	149	280	60	20	153	34	58	8
76	950529	16	21	26.89	423346	4080863	36.87	-3.86	6	0.6	1	1	3	BETIN	11	0.91	50	74	53	160	40	155	269	47	23	20
77	950607	16	20	35.57	573931	4086386	36.92	-2.17	8	0.6	1	1	4	BETIN	17	0.82	210	65	132	95	48	35	341	51	239	10
78	950918	5	14	41.17	404715	4088818	36.94	-4.07	1	0.5	1	2	3	BETIN	7	1.00	315	80	73	74	20	149	155	52	300	33
79	951109	19	20	53.29	525109	4028417	36.40	-2.72	6	0.6	1	2	3.4	BETIN	7	0.86	45	86	99	110	9	25	233	40	36	48
80	951118	0	24	47.59	541837	4091714	36.97	-2.53	3	0.3	1	1	4	BETIN	18	0.94	220	80	45	320	45	166	79	38	188	22
81	940813	16	25	18.4	119971	4043401	36.46	-7.24	25	0.5	1	2	3.5	GUA	23	0.78	210	50	84	20	40	98	71	83	205	5
82	940828	13	43	12.11	72085	4074587	36.72	-7.79	24	0.9	2	2	3.3	GUA	20	0.82	180	80	46	280	45	166	39	38	148	22
83	940926	20	2	16.57	74094	4078939	36.76	-7.77	27	0.6	2	1	3	GUA	10	0.90	210	86	110	109	20	12	10	46	228	38
84	941226	17	48	21.83	70809	4049047	36.49	-7.79	28	0.7	1	2	3.6	GUA	9	0.89	10	50	1	280	90	40	137	27	243	27
85	950305	23	46	22.96	96594	4004408	36.10	-7.48	14	0.7	2	2	3.7	GUA	25	0.80	15	40	1	285	90	50	138	33	252	33
86	860514	23	55	5.7	632721	4405674	39.79	-1.45	11	0.8	2	2	3.3	IBE	19	0.80	328	76	170	235	78	14	101	18	192	1
87	861028	6	48	9.8	645460	4411457	39.84	-1.30	5	0.5	2	3	3.2	IBE	9	1.00	276	73	39	17	53	162	140	37	241	15
88	870706	4	32	25.3	668343	4535212	40.95	-1.00	5	0.6	2	3	3.4	IBE	13	0.92	93	73	39	196	54	159	318	39	58	12
89	870824	18	43		884826	4541132	40.93	1.57	8				4.2	IBE	10	0.90	250	78	41	344	45	174	107	33	216	27

Tabla 3. (Continuación)

Nº	fecha	hora	min	seg	x(utm30)	y(utm30)	lar	long	prof	RMS	EH	EZ	mag	zona	nºpol	score	SB pl1	B pl1	C pl1	SB pl2	B pl2	C pl2	SI ejep	I ejep	SI ejct	I ejct
90	880519	21	16	30.5	668436	4378613	39.54	-1.04	2	0.5	2	2	3.2	IBE	13	0.92	36	74	150	297	61	18	170	32	74	6
91	881228	6	21	15.16	733364	4364745	39.40	-0.29	17	0.6	1	2	3.4	IBE	7	1.00	140	10	110	340	81	87	337	36	164	54
92	890924	20	16	3.7	655127	4562689	41.20	-1.15	6	0.8	3	2	3.3	IBE	13	0.92	95	62	48	213	49	141	326	53	67	8
93	911215	11	50		925780	4548963	40.98	2.06	12				4.2	IBE	15	1.00	250	86	70	351	20	168	90	46	232	38
94	911221	5	8	25.45	690249	4365791	39.42	-0.79	2	0.9	1	2	3.3	IBE	7	0.86	320	40	114	170	54	71	157	7	42	73
95	920124	9	49	31.9	551413	4523474	40.86	-2.39	1	0.6	3	3	3.4	IBE	6	1.00	145	70	99	351	22	66	310	64	152	24
96	930525	7	7	13.09	689361	4366880	39.43	-0.80	2	2.3	1	1	3.3	IBE	13	0.92	275	50	70	66	44	112	159	15	261	3
97	930815	22	32	24.5	662358	4461773	40.29	-1.09	5	0.5	2	3	3.4	IBE	16	0.93	44	89	4	314	90	1	269	1	179	1
98	931025	0	16	5.8	620169	4494292	40.59	-1.58	5	0.5	2	2	3.2	IBE	11	1.00	73	60	139	320	56	37	198	59	106	2
99	940926	5	38		963972	4599242	41.41	2.55	10				4.2	IBE	9	1.00	240	74	116	120	30	34	29	54	260	25
100	950515	1	24		881132	4530917	40.80	1.52	15				4.6	IBE	14	1.00	265	53	63	45	45	121	145	68	246	5
101	881212	12	14	40.08	106714	4678603	42.16	-7.76	5	0.2	0	1	3.2	NO	7	1.00	231	60	17	330	75	149	8	10	104	33
102	881230	16	41	38.91	107478	4677446	42.15	-7.75	3	0.2	0	1	3.2	NO	7	1.00	75	76	36	175	55	36	299	25	39	13
103	890610	7	15	8.48	105061	4678695	42.16	-7.78	11	0.3	1	1	3.2	NO	8	1.00	59	58	67	200	39	122	287	68	43	10
104	890830	11	43	26.01	126253	4671969	42.11	-7.52	14	0.5	1	1	3.8	NO	10	0.80	225	62	102	60	30	68	18	80	234	16
105	901122	4	33	14.15	119832	4691249	42.28	-7.61	17	0.5	1	2	3.6	NO	8	1.00	220	85	158	128	68	5	356	19	262	12
106	940415	13	26	19.31	147834	4832336	43.56	-7.36	29	0.7	1	2	4.2	NO	24	0.63	160	31	64	310	63	105	321	16	100	79
107	951129	23	56	28.64	146873	4751081	42.83	-7.32	10	0.6	1	3	4.6	NO	25	0.77	80	65	36	187	58	150	331	42	45	4
108	951130	2	20	34.36	147634	4749929	42.82	-7.31	10	0.2		2	3.8	NO	17	0.82	66	47	71	219	46	109	321	76	53	0
109	951224	15	49	42.78	159081	4749352	42.82	-7.17	16	0.1	1	1	3.7	NO	8	1.00	200	70	122	81	37	35	341	54	223	19
110	800229	20	41	0	712164	4783087	43.17	-0.39	6				5.7	PIR	32	0.88	315	55	45	75	54	135	195	55	285	0
111	810719	19	58	0	749885	4775471	43.09	0.07	6				4.6	PIR	8	1.00	310	75	179	40	90	165	84	11	176	11
112	810928	1	41	0	741430	4784063	43.17	-0.03	13				4.3	PIR	10	0.90	310	45	166	210	80	46	178	22	40	38
113	820622	19	50	23.33	597220	4746041	42.86	-1.81	0	0.7	2	2	4.4	PIR	7	1.00	110	85	45	205	45	173	327	34	76	26
114	820825	20	59	0	721467	4772266	43.07	-0.28	8				4.3	PIR	10	1.00	89	27	22	200	80	115	353	49	221	31
115	840225	2	3	18.75	652722	4785938	43.21	-1.12	11	0.5	1	2	4.8	PIR	16	0.88	270	75	146	170	57	18	45	35	307	12
116	850930	2	28	0	708574	4767413	43.03	-0.44	6				3.8	PIR	7	1.00	90	20	21	200	83	109	216	35	360	49
117	860419	9	1	0	702673	4773905	43.09	-0.51	10				3.9	PIR	10	0.90	310	78	139	210	51	16	88	36	344	17
118	870526	16	32	0	713116	4778670	43.13	-0.38	4				3.8	PIR	9	1.00	270	88	70	6	18	174	108	44	253	40
119	870626	17	13	0	710847	4773041	43.08	-0.41	3				3.9	PIR	9	1.00	195	80	86	351	11	114	20	55	191	35
120	871107	11	7	51.53	442979	4765581	43.04	-3.70	16	0.5	2	2	3.9	PIR	7	0.86	230	39	52	5	60	116	24	11	139	64
121	871111	7	15	0	729609	4772535	43.07	-0.18	8				4.1	PIR	8	1.00	40	10	80	210	80	92	211	25	28	55
122	871112	1	33	13.03	730048	4783668	43.17	-0.17	0	0.4	1	1	3.8	PIR	7	1.00	60	64	22	160	70	152	199	4	292	33
123	871215	7	35	0	693453	4811429	43.43	-0.61	11				3.9	PIR	11	1.00	295	75	73	66	22	137	137	57	282	28
124	890106	19	33		758445	4764668	42.99	0.17	11				4.4	PIR	16	0.94	140	45	159	35	75	47	4	19	256	43
125	900228	13	23	43.38	659999	4752770	42.91	-1.04	10	0.7	2	2	3.6	PIR	15	0.93	200	57	114	59	40	58	330	68	217	9
126	900401	19	13	33.85	627663	4778755	43.15	-1.43	13	0.4	1	1	3.4	PIR	8	1.00	90	20	1	360	90	70	341	42	199	42
127	900619	21	48	11.9	609598	4738451	42.79	-1.66	3	0.6	1	1	3.4	PIR	10	1.00	160	68	44	270	50	151	27	46	129	11

Tabla 3. (Continuación)

Nº	fecha	hora	min	seg	x(utm30)	y(utm30)	lat	long	prof	RMS	EH	EZ	mag	zona	nºpol	score	SB pl1	B pl1	C pl1	SB pl2	B pl2	C pl2	SI ejep	I ejep	SI ejet	I ejet
128	900726	16	29	34.49	652017	4707036	42.50	-1.15	0	0.7	2	4	3.6	PIR	9	1.00	115	85	45	210	45	173	332	34	81	26
129	900805	21	32		837332	4687944	42.27	1.09	0				3.7	PIR	9	1.00	110	77	21	205	69	166	336	24	69	5
130	920319	18	53		917617	4687808	42.23	2.06	2				4.2	PIR	18	1.00	240	78	41	340	51	164	102	36	206	17
131	931008	22	9		922052	4710370	42.43	2.13	3				3.3	PIR	13	1.00	225	53	106	71	40	70	353	75	237	7
132	960218	1	45	45	952275	4753544	42.80	2.53	8				5.3	PIR	22	1.00	240	45	7	335	85	135	9	26	118	34
133	951117	15	11	48.05	415350	4491583	40.57	-4.00	12	0.4	1	1	3.3	SCE	9	1.00	25	45	7	120	85	135	154	16	263	24
134	940413	3	33	3.7	491660	4599901	41.55	-3.10	12	0.3	2	11	3.4	DUE	11	1.00	260	80	64	10	27	158	107	49	239	30
135	790630	1	44	35.9	540577	4501204	40.66	-2.52	10	1.4	8	7	4.1	TAJ-MAN	9	1.00	354	58	32	102	64	144	137	86	230	47
136	820223	17	59	15.2	521140	4498903	40.64	-2.75	7	1.3	3	5	4.1	TAJ-MAN	8	0.75	300	36	124	160	61	68	144	77	22	24
137	860513	18	38	43.6	523305	4342409	39.23	-2.73	5	0.7	2	3	3.6	TAJ-MAN	19	0.67	48	67	165	312	76	24	178	64	271	84
138	860513	20	24	19.4	528484	4342426	39.23	-2.67	5	0.7	4	3	3	TAJ-MAN	12	0.79	140	79	74	264	19	144	336	37	127	58
139	871019	12	54	42.9	479591	4456720	40.26	-3.24	5	0.4	1	1	3.2	TAJ-MAN	7	1.00	135	55	72	286	39	113	3	17	122	82
140	880928	12	43	50.7	453971	4439073	40.10	-3.54	2	0.3	2	4	3	TAJ-MAN	6	0.83	341	64	45	95	50	145	211	40	311	82
141	881004	13	5	10.9	452252	4436863	40.08	-3.56	2	0.3	1	3	3.1	TAJ-MAN	8	0.83	338	44	78	141	47	102	149	88	250	9
142	881011	14	15	29.2	450540	4435764	40.07	-3.58	2	0.4	2	3	3.1	TAJ-MAN	6	0.88	309	29	98	138	61	86	135	74	329	17
143	881024	4	38	51.7	479534	4435631	40.07	-3.24	9	0.4	2	2	3.4	TAJ-MAN	14	0.93	114	39	133	344	63	61	324	77	209	29
144	890220	3	25	36.8	492195	4305756	38.90	-3.09	8	0.5	2	2	3.6	TAJ-MAN	23	0.78	238	79	34	335	58	167	102	59	200	76
145	900707	23	30	17.7	454398	4509004	40.73	-3.54	4	0.8	2	2	3.3	SCE	20	0.75	245	57	173	150	82	33	112	17	12	29
146	901130	21	52	11.9	514678	4340168	39.21	-2.83	2	0.6	3	2	3	TAJ-MAN	7	0.87	66	79	170	334	80	11	200	75	290	89
147	910530	20	10	39.1	559557	4342601	39.23	-2.31	4	0.5	1	2	3.5	TAJ-MAN	14	0.93	12	72	3	103	87	162	146	80	239	75
148	920420	2	8	26	539541	4374660	39.52	-2.54	5	0.4	1	2	3.4	TAJ-MAN	9	0.89	70	60	55	196	44	134	301	31	46	81
149	940206	5	27	0	471626	4372391	39.50	-3.33	6	0.6	1	6	3.5	TAJ-MAN	7	1.00	63	57	57	193	45	130	298	28	40	84
150	940214	12	3	49.65	532224	4477852	40.45	-2.62	16	0.3	1	2	2.5	TAJ-MAN	5	1.00	150	34	64	299	60	107	331	13	82	80
151	950329	16	10	6.81	518025	4385678	39.62	-2.79	1	0.6	1	2	3.1	TAJ-MAN	5	1.00	333	39	68	126	54	107	138	8	257	16
152	850526	18	5	9.8	355591	4183851	37.79	-4.64	5	0.6	2	2	5.1	TOL-MOR	32	0.88	110	48	61	250	50	119	270	1	2	69
153	860508	23	10	36.9	377242	4217906	38.10	-4.40	5	0.7	2	3	3.2	TOL-MOR	14	1.00	250	40	42	15	64	122	38	14	150	58
154	891220	4	15	5.37	112436	4133853	37.27	-7.37	17	0.4	1	2	5	TOL-MOR	20	0.85	195	60	117	60	39	52	328	64	214	21
155	910310	11	17	6.2	280617	4181066	37.75	-5.49	15	0.1	2	2	2	TOL-MOR	7	1.00	330	42	48	100	60	121	122	20	230	62
156	910822	9	42	6.6	321511	4236702	38.26	-5.04	6	0.1	2	2	1.9	TOL-MOR	7	1.00	30	19	16	135	85	108	151	37	296	47
157	920519	19	23	3.2	233268	4162464	37.57	-6.02	10	0.1	3	1	2.4	TOL-MOR	7	0.71	90	40	98	280	50	84	275	5	139	83
158	940704	13	38	47.17	154028	4172065	37.63	-6.92	23	0.5	1	0	4.3	TOL-MOR	30	0.90	45	55	54	173	49	130	284	61	20	4
159	950330	15	54	42.27	190436	4222869	38.10	-6.53	11	0.6	1	1	3.8	TOL-MOR	17	0.76	100	40	13	200	82	129	230	26	334	40
160	950411	6	42	20.4	510474	4253604	38.43	-2.88	7	0.6	1	1	3.5	TOL-MOR	12	1.00	170	10	65	325	81	94	329	36	140	54
161	890220	20	52	28.45	328230	4771946	43.08	-5.11	5	0.5	1	2	3.7	CAN	7	0.86	40	70	152	300	64	22	79	4	172	33

Tabla 4.- Relación de los 156 sismos a los que se ha aplicado el Método de Rivera y Cisternas (1990). Además de los parámetros de localización se indican la Magnitud, (Mag), la Zona a la que ha sido atribuido, (Zona), el número de polaridades (N° pol) y el Azimut (Az), Buzamiento (Buz) y Deslizamiento (Des) del Plano de Falla, (ver tabla 3 para más información).

N.	Día	Mes	Año	Hora	Min	Seg	Mag	Lat(°)	Lon(°)	Z(km)	Az(°)	Buz(°)	Des(°)	Zona
1	12	12	1988	12	14	40	3.2	42.16	-7.76	5	59	88	-35	Nor
2	30	12	1988	16	41	39	3.2	42.15	-7.75	3	80	46	178	Nor
3	10	6	1989	7	15	8	3.2	42.16	-7.78	11	346	64	-53	Nor
4	30	8	1989	11	43	26	3.8	42.11	-7.52	14	144	75	-118	Nor
5	22	11	1990	4	33	14	3.6	42.28	-7.61	17	34	90	-3	Nor
6	15	4	1994	13	26	19	4.2	43.56	-7.36	29	240	56	86	Nor
7	29	11	1995	23	56	29	4.6	42.83	-7.32	10	116	52	-144	Nor
8	30	11	1995	2	20	34	3.8	42.82	-7.31	10	93	77	-177	Nor
9	24	12	1995	15	49	43	3.7	42.82	-7.17	16	336	3	-44	Nor
10	20	2	1989	20	52	28	3.7	43.08	-5.11	5	218	85	3	Can
11	29	2	1980	20	41	0	5.7	43.17	-0.39	6	342	56	-145	Pir
12	19	7	1981	19	58	0	4.6	43.09	0.07	6	184	89	-34	Pir
13	28	9	1981	1	41	0	4.3	43.17	-0.03	13	272	15	49	Pir
14	22	6	1982	19	50	23	4.4	42.86	-1.81	1	5	89	-33	Pir
15	25	8	1982	20	59	0	4.3	43.07	-0.28	8	94	76	57	Pir
16	25	2	1984	2	3	19	4.8	43.21	-1.12	11	135	63	-176	Pir
17	30	9	1985	2	28	0	3.8	43.03	-0.44	6	94	75	146	Pir
18	19	4	1986	9	1	0	3.9	43.09	-0.51	10	184	89	-45	Pir
19	26	5	1987	16	32	0	3.8	43.13	-0.38	4	306	10	-95	Pir
20	26	6	1987	17	13	0	3.9	43.08	-0.41	3	275	14	-115	Pir
21	7	11	1987	11	7	52	3.9	43.04	-3.70	16	168	45	-141	Pir
22	11	11	1987	7	15	0	4.1	43.07	-0.18	8	4	89	-80	Pir
23	12	11	1987	1	33	13	3.6	43.17	-0.17	1	334	46	-150	Pir
24	15	12	1987	7	35	0	3.9	43.43	-0.61	11	193	51	-82	Pir
25	6	1	1989	19	33		4.4	42.99	0.17	11	287	80	138	Pir
26	28	2	1990	13	23	43	3.6	42.91	-1.04	10	95	77	-144	Pir
27	1	4	1990	19	13	34	3.4	43.15	-1.43	13	274	14	-71	Pir
28	19	6	1990	21	48	12	3.4	42.79	-1.66	3	269	74	72	Pir
29	26	7	1990	16	29	34	3.6	42.50	-1.15	1	109	82	-165	Pir
30	5	8	1990	21	32		3.7	42.27	1.09	1	106	78	-172	Pir
31	19	3	1992	18	53		4.2	42.23	2.06	2	275	14	-150	Pir
32	8	10	1993	22	9		3.3	42.43	2.13	3	94	76	-152	Pir
33	18	2	1996	1	45		5.2	42.80	2.53	8	128	20	148	Pir
34	30	6	1979	1	44	36	4.1	40.66	-2.52	10	125	64	-96	Taj
35	23	2	1982	17	59	15	4.1	40.64	-2.75	7	333	0	35	Taj
36	13	5	1986	18	38	44	3.6	39.23	-2.73	5	216	90	-179	Taj
37	13	5	1986	20	24	19	3.0	39.23	-2.67	5	324	0	-10	Taj
38	19	10	1987	12	54	43	3.2	40.26	-3.24	5	309	50	-76	Taj
39	4	10	1988	13	5	11	3.1	40.08	-3.56	2	25	60	59	Taj
40	24	10	1988	4	38	52	3.4	40.07	-3.24	9	11	44	41	Taj
41	20	2	1989	3	25	37	3.6	38.89	-3.08	8	50	83	163	Taj
42	7	7	1990	23	30	18	3.3	40.73	-3.54	4	266	53	177	Taj
43	30	11	1990	21	52	12	3.0	39.22	-2.85	2	126	90	71	Taj
44	30	5	1991	20	10	39	3.5	39.23	-2.31	4	291	45	-139	Taj
45	20	4	1992	2	8	26	3.4	39.52	-2.54	5	313	50	-59	Taj
46	6	2	1994	5	27	26	3.5	39.50	-3.33	6	115	42	-127	Taj
47	13	4	1994	3	33	4	3.4	41.55	-3.10	12	274	27	-170	Taj
48	17	11	1995	15	11	48	3.3	40.57	-4.00	12	31	81	52	Taj
49	14	5	1986	23	55	37	3.3	39.79	-1.45	11	276	50	-107	Ibe
50	28	10	1986	6	48	10	3.2	39.84	-1.30	5	193	77	-18	Ibe
51	6	7	1987	4	32	25	3.4	40.95	-1.01	5	12	86	-37	Ibe

Tabla 4. (Continuación)

N.	Día	Mes	Año	Hora	Min	Seg	Mag	Lat(°)	Lon(°)	Z(km)	Az(°)	Buz(°)	Des(°)	Zona
52	24	8	1987	18	43		4.2	40.93	1.57	8	164	82	-74	Ibe
53	19	5	1988	21	16	31	3.2	39.54	-1.04	2	204	47	-53	Ibe
54	28	12	1988	6	21	15	3.4	39.40	-0.29	17	122	65	-145	Ibe
55	24	9	1989	20	16	4	3.3	41.20	-1.15	6	34	71	-47	Ibe
56	15	12	1991	11	50		3.7	40.98	2.06	11	346	8	-94	Ibe
57	21	12	1991	5	8	25	3.3	39.42	-0.79	1	89	73	-152	Ibe
58	25	5	1993	7	7	13	3.3	39.43	-0.80	2	138	80	-172	Ibe
59	15	8	1993	22	32	25	3.4	40.29	-1.09	5	66	48	-98	Ibe
60	25	10	1993	0	16	6	3.2	40.59	-1.58	5	254	87	-63	Ibe
61	26	9	1994	5	38		4.2	41.41	2.55	10	145	72	-139	Ibe
62	15	5	1995	15	37		4.6	40.83	1.51	15	207	83	3	Ibe
63	26	5	1985	18	5	10	5.1	37.80	-4.60	5	172	52	64	Tol
64	8	5	1986	23	10	37	3.2	38.10	-4.40	5	160	44	144	Tol
65	20	12	1989	4	15	5	5.0	37.27	-7.37	17	320	42	-74	Tol
66	10	3	1991	11	17	6	2.0	37.75	-5.49	15	242	43	134	Tol
67	22	8	1991	9	42	7	1.9	38.26	-5.04	6	43	87	0	Tol
68	19	5	1992	19	23	3	2.4	37.57	-6.02	10	320	56	101	Tol
69	4	7	1994	13	38	47	4.3	37.63	-6.92	23	88	53	105	Tol
70	30	3	1995	15	54	42	3.8	38.10	-6.53	11	78	53	79	Tol
71	11	4	1995	6	42	20	3.5	38.43	-2.88	7	91	70	-153	Tol
72	13	8	1994	16	25	18	3.5	36.46	-7.24	25	105	48	-94	Gua
73	28	8	1994	13	43	12	3.3	36.72	-7.79	24	62	78	63	Gua
74	26	9	1994	20	2	17	3.0	36.76	-7.77	27	63	47	-72	Gua
75	26	12	1994	17	48	22	3.6	36.49	-7.79	28	71	89	-32	Gua
76	5	3	1995	23	46	23	3.7	36.10	-7.48	14	345	57	-145	Gua
77	5	3	1981	1	21	52	4.9	38.49	0.21	1	316	45	-106	Bex
78	14	9	1985	4	25	1	3.5	37.38	-3.65	7	340	29	-114	Bex
79	26	4	1986	0	12	1	4.0	37.22	-3.72	5	26	39	137	Bex
80	30	5	1986	11	22	26	3.7	37.09	-4.26	5	348	31	-107	Bex
81	5	7	1986	16	35	5	3.4	38.77	-0.24	11	200	70	-43	Bex
82	11	3	1987	0	36	41	4.3	37.73	-3.40	6	332	80	5	Bex
83	7	6	1989	0	12	48	3.4	37.15	-4.53	6	181	70	-22	Bex
84	29	3	1990	3	10	21	3.6	38.29	0.16	8	166	73	-20	Bex
85	14	8	1991	10	32	9	4.1	38.75	-0.96	4	326	10	-156	Bex
86	20	8	1992	3	38	56	3.0	38.26	-0.88	16	37	26	-130	Bex
87	11	11	1993	2	5	60	3.2	38.31	-0.91	4	69	32	-120	Bex
88	11	11	1993	7	33	24	3.7	38.18	0.00	8	195	70	-32	Bex
89	5	12	1993	14	15	42	3.2	38.48	-1.26	3	206	43	52	Bex
90	11	12	1993	2	51	9	3.4	38.05	-0.65	9	359	22	-124	Bex
91	20	1	1994	6	32	40	3.3	37.26	-4.23	6	16	67	70	Bex
92	5	3	1994	15	26	7	3.2	36.96	-4.37	7	72	13	-81	Bex
93	23	3	1994	15	10	31	3.4	37.83	-4.14	8	8	37	-125	Bex
94	7	6	1994	3	10	36	3.0	38.90	-0.39	16	131	84	-5	Bex
95	4	8	1994	6	43	42	3.3	38.18	-1.06	3	215	60	-122	Bex
96	10	8	1994	20	5	16	3.1	37.20	-4.35	2	297	77	-115	Bex
97	6	9	1994	2	0	30	3.7	36.81	-5.40	6	108	81	148	Bex
98	23	9	1994	15	41	25	3.1	37.07	-4.32	5	266	43	-160	Bex
99	7	10	1994	12	51	17	3.0	36.23	-6.10	17	214	36	87	Bex
100	28	11	1994	7	30	21	3.4	38.51	-1.25	8	354	39	-54	Bex
101	25	1	1995	20	13	11	3.2	37.85	-4.07	5	114	78	-85	Bex
102	6	6	1995	14	58	50	3.1	37.25	-4.19	2	245	3	112	Bex
103	1	7	1995	3	29	8	3.4	37.45	-3.80	14	196	44	24	Bex
104	11	7	1995	18	27	34	3.6	37.45	-3.82	20	191	68	-26	Bex
105	4	10	1995	2	6	7	3.8	38.80	0.32	6	114	78	-19	Bex

Tabla 4. (Continuación)

N.	Día	Mes	Año	Hora	Min	Seg	Mag	Lat(°)	Lon(°)	Z(km)	Az(°)	Buz(°)	Des(°)	Zona
106	26	11	1995	5	39	40	4.1	38.00	-1.23	2	357	20	-125	Bex
107	26	11	1995	6	25	6	3.7	38.02	-1.26	1	212	39	80	Bex
108	6	12	1995	10	13	31	3.6	38.00	-1.27	7	71	49	-176	Bex
109	18	12	1995	3	47	15	3.3	37.46	-3.76	24	330	67	-19	Bex
110	6	6	1977	10	49	12	4.2	37.65	-1.73	9	58	50	-79	Bin
111	24	6	1984	14	30	51	5.0	36.84	-3.74	5	100	83	155	Bin
112	13	9	1984	4	34	11	5.0	36.98	-2.34	9	154	88	147	Bin
113	16	9	1985	22	25	9	3.0	37.02	-3.82	5	239	42	-57	Bin
114	16	8	1986	18	10	40	3.0	37.07	-3.22	9	56	39	-87	Bin
115	20	3	1988	19	44	47	3.1	37.14	-2.10	1	317	52	-122	Bin
116	2	5	1988	10	51	17	3.0	37.18	-3.61	11	64	62	156	Bin
117	20	8	1988	16	42	52	3.4	37.19	-3.74	2	85	48	-128	Bin
118	6	12	1988	6	9	16	3.1	37.03	-3.85	4	285	67	-135	Bin
119	22	12	1993	20	11	38	3.6	37.01	-3.94	1	91	44	-119	Bin
120	23	12	1993	18	0	8	3.8	36.75	-2.99	2	48	65	0	Bin
121	3	1	1994	1	0	7	3.7	36.79	-2.97	7	206	57	-42	Bin
122	4	1	1994	8	3	15	4.9	36.56	-2.83	6	229	25	2	Bin
123	4	1	1994	8	47	28	3.5	36.60	-2.84	9	148	87	169	Bin
124	8	1	1994	22	48	8	3.6	37.07	-3.91	2	248	29	16	Bin
125	9	1	1994	16	1	36	3.1	36.61	-2.86	13	63	61	49	Bin
126	16	1	1994	15	55	4	3.4	36.56	-2.86	6	164	51	-63	Bin
127	16	1	1994	17	3	10	3.5	36.64	-2.85	5	211	22	-10	Bin
128	17	1	1994	5	50	27	3.2	37.28	-3.16	7	89	50	-130	Bin
129	26	1	1994	16	16	45	3.7	36.65	-2.83	3	154	88	102	Bin
130	2	2	1994	6	3	6	3.4	36.67	-2.81	10	245	73	-89	Bin
131	2	2	1994	18	3	40	3.7	36.49	-2.80	11	62	60	-65	Bin
132	11	3	1994	21	42	38	3.2	37.33	-1.81	4	265	11	123	Bin
133	29	3	1994	14	29	2	3.5	36.62	-2.80	6	31	69	-7	Bin
134	29	3	1994	22	4	21	3.7	36.67	-3.36	4	154	88	-30	Bin
135	30	3	1994	23	26	44	3.1	37.06	-2.51	3	127	27	-83	Bin
136	8	4	1994	4	0	5	3.9	37.37	-2.01	2	57	55	-63	Bin
137	8	4	1994	4	13	33	3.1	37.35	-2.04	2	237	68	-69	Bin
138	19	4	1994	23	51	60	3.7	37.34	-2.00	7	153	84	-85	Bin
139	20	4	1994	21	23	38	3.2	37.35	-2.04	1	154	88	-93	Bin
140	23	4	1994	17	53	59	3.2	37.36	-2.02	2	214	6	36	Bin
141	12	6	1994	6	31	46	3.1	36.93	-2.04	5	244	86	-88	Bin
142	13	7	1994	10	12	31	3.3	36.52	-3.82	2	154	88	120	Bin
143	24	7	1994	0	45	22	3.3	36.99	-2.51	11	248	29	17	Bin
144	8	11	1994	0	17	35	4.0	36.98	-2.35	3	256	53	-116	Bin
145	3	12	1994	18	42	44	3.5	37.29	-2.98	9	94	43	-118	Bin
146	25	12	1994	12	4	28	3.3	36.07	-3.09	1	70	65	149	Bin
147	25	2	1995	19	24	25	3.2	37.31	-2.64	2	152	83	-94	Bin
148	17	3	1995	14	4	14	3.9	37.16	-3.79	6	156	14	-47	Bin
149	18	3	1995	13	40	34	3.9	37.09	-2.16	1	280	44	-140	Bin
150	29	4	1995	7	37	41	3.1	36.73	-2.83	6	252	24	125	Bin
151	18	5	1995	23	13	6	3.1	36.85	-3.00	1	294	73	-137	Bin
152	29	5	1995	16	21	27	3.0	36.87	-3.86	6	76	50	-127	Bin
153	7	6	1995	16	20	36	4.0	36.92	-2.17	8	131	53	-101	Bin
154	18	9	1995	5	14	41	3.0	36.94	-4.07	1	308	22	-145	Bin
155	9	11	1995	19	20	53	3.4	36.40	-2.72	6	246	25	73	Bin
156	18	11	1995	0	24	48	4.0	36.97	-2.53	3	261	36	-145	Bin

Figuras

Figura 1.- Construcción de los mecanismos focales deducidos con el método de Giner (1996) de los 161 sismos considerados con esta metodología. La numeración de los mismos corresponde a la que aparece en la tabla 3.

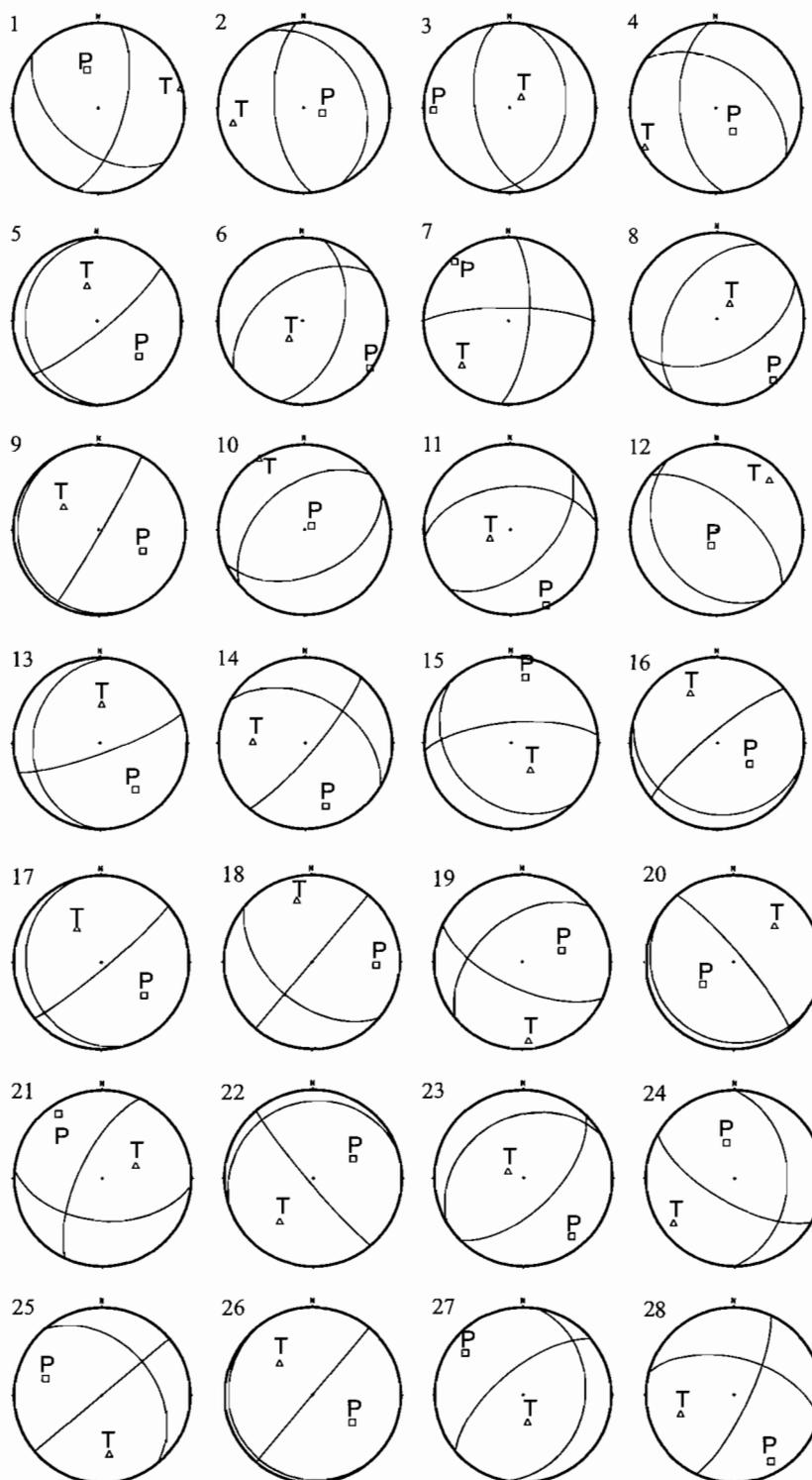


Figura 1. (Continuación)

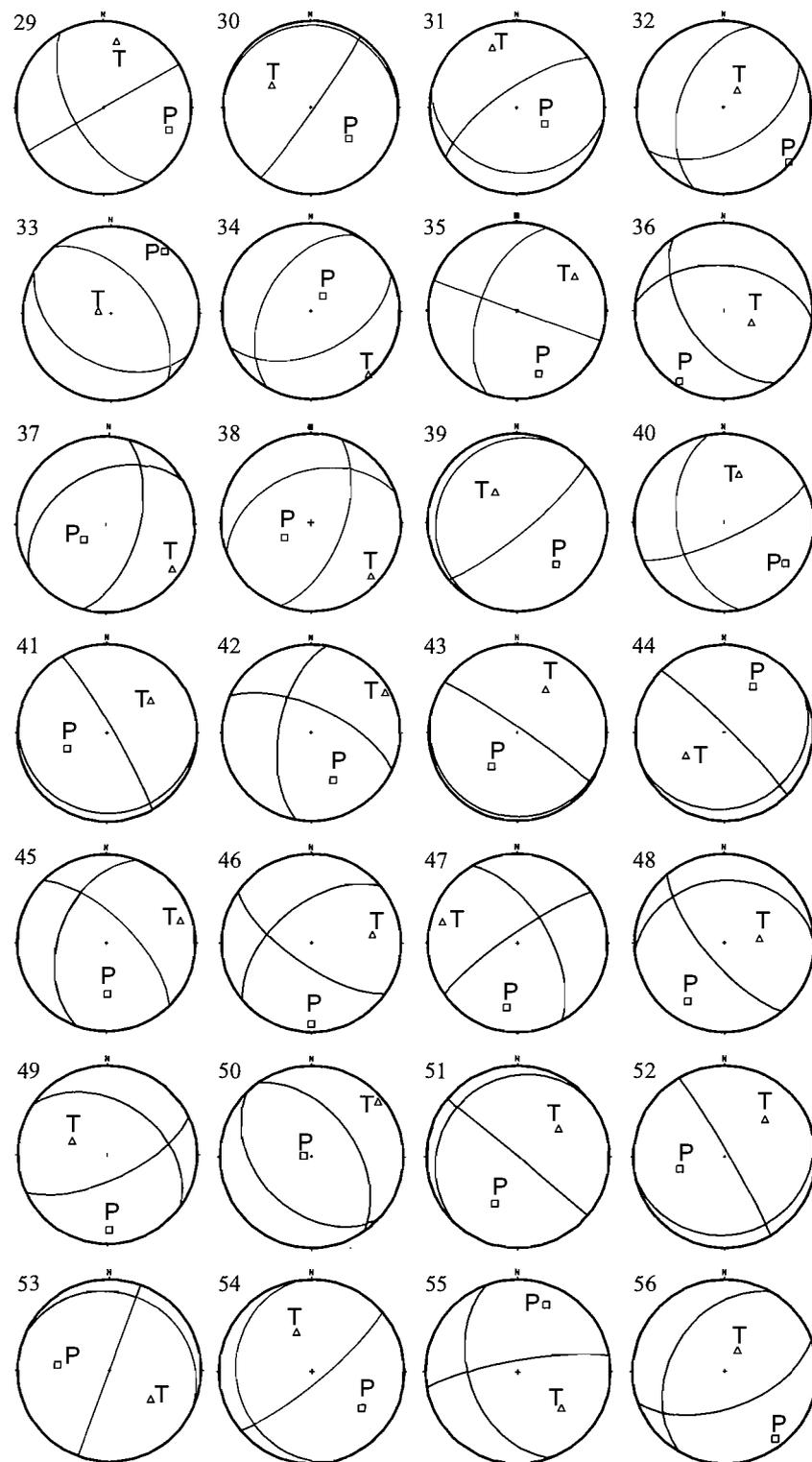


Figura 1. (Continuación)

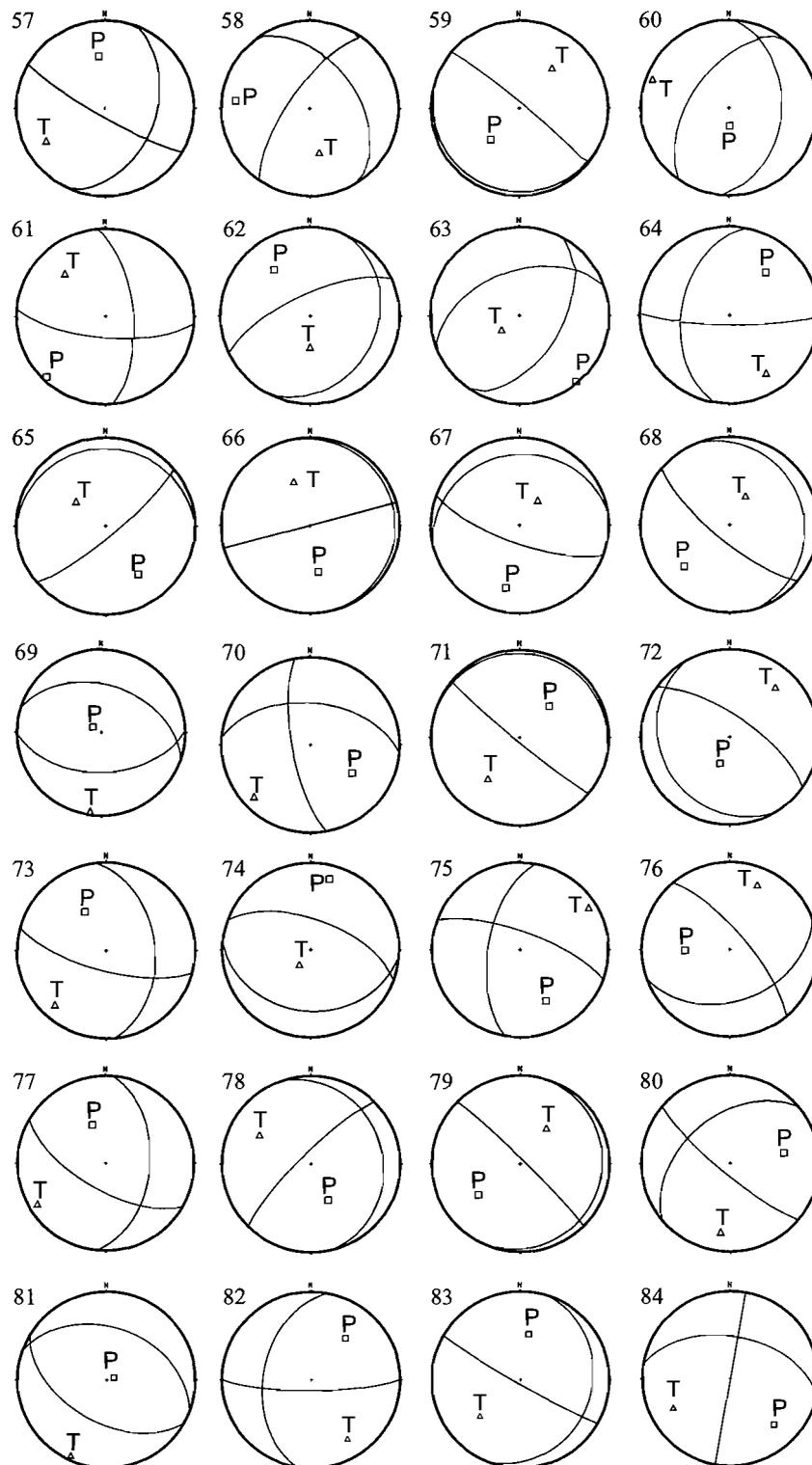


Figura 1. (Continuación)

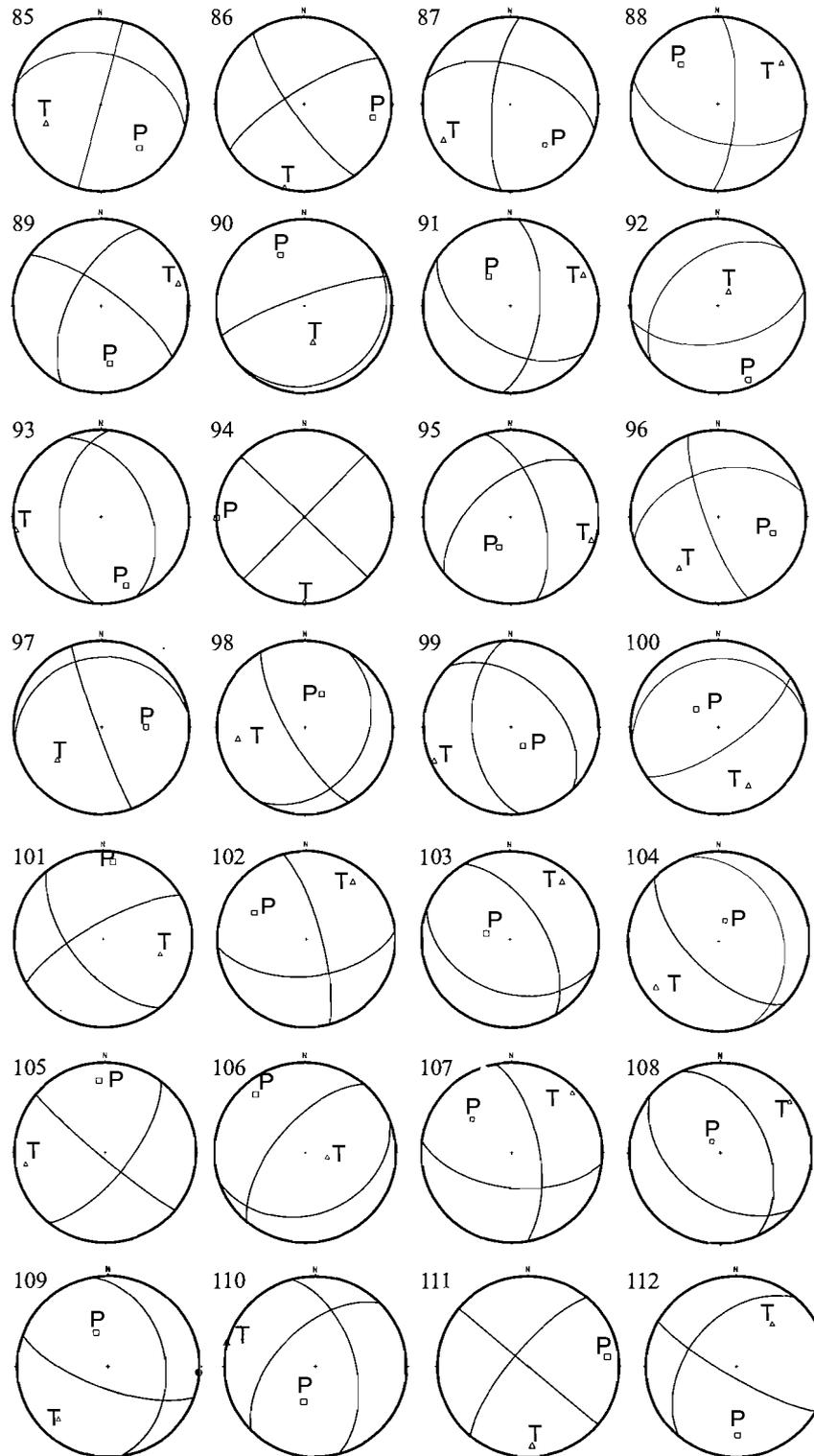


Figura 1. (Continuación)

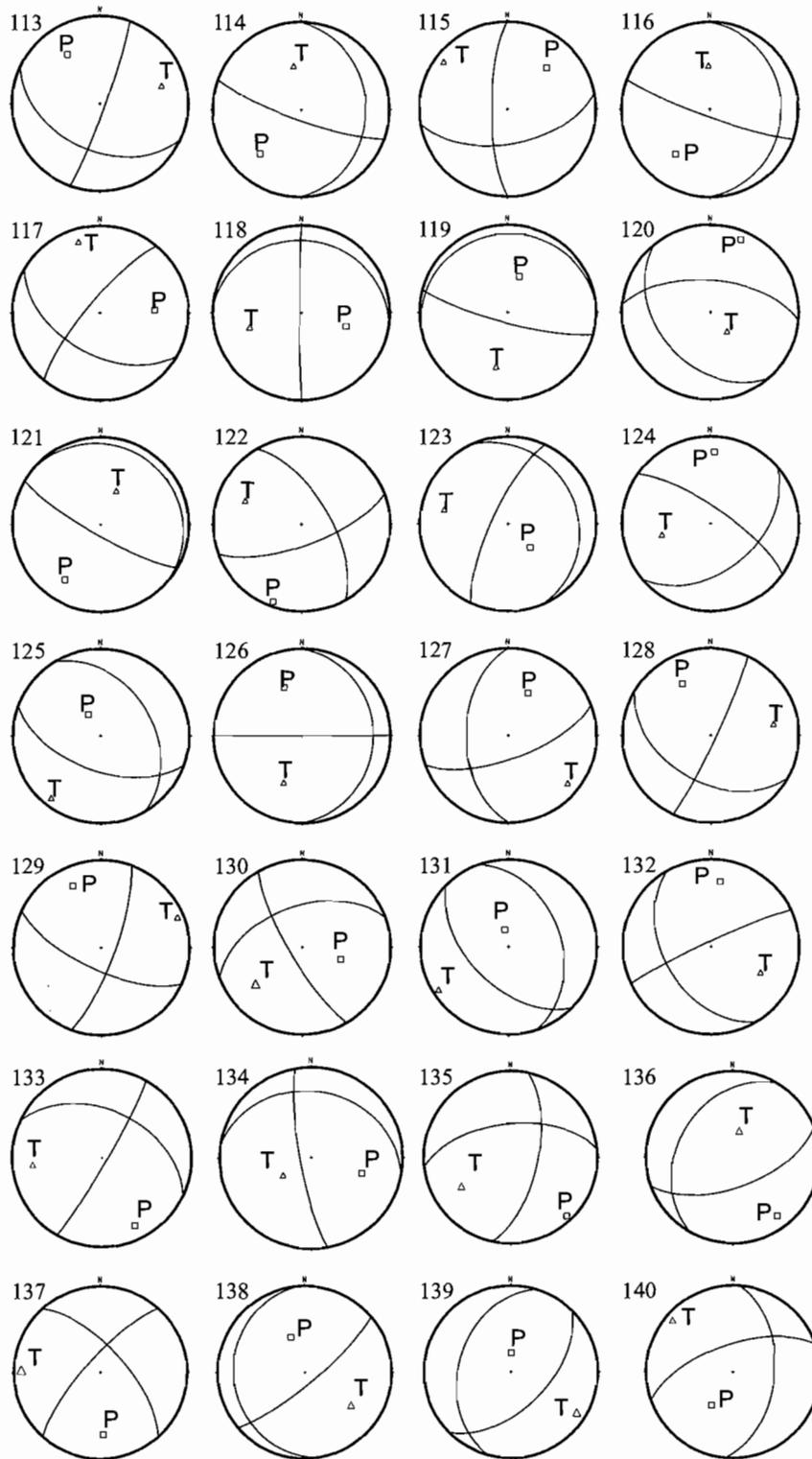


Figura 1. (Continuación)

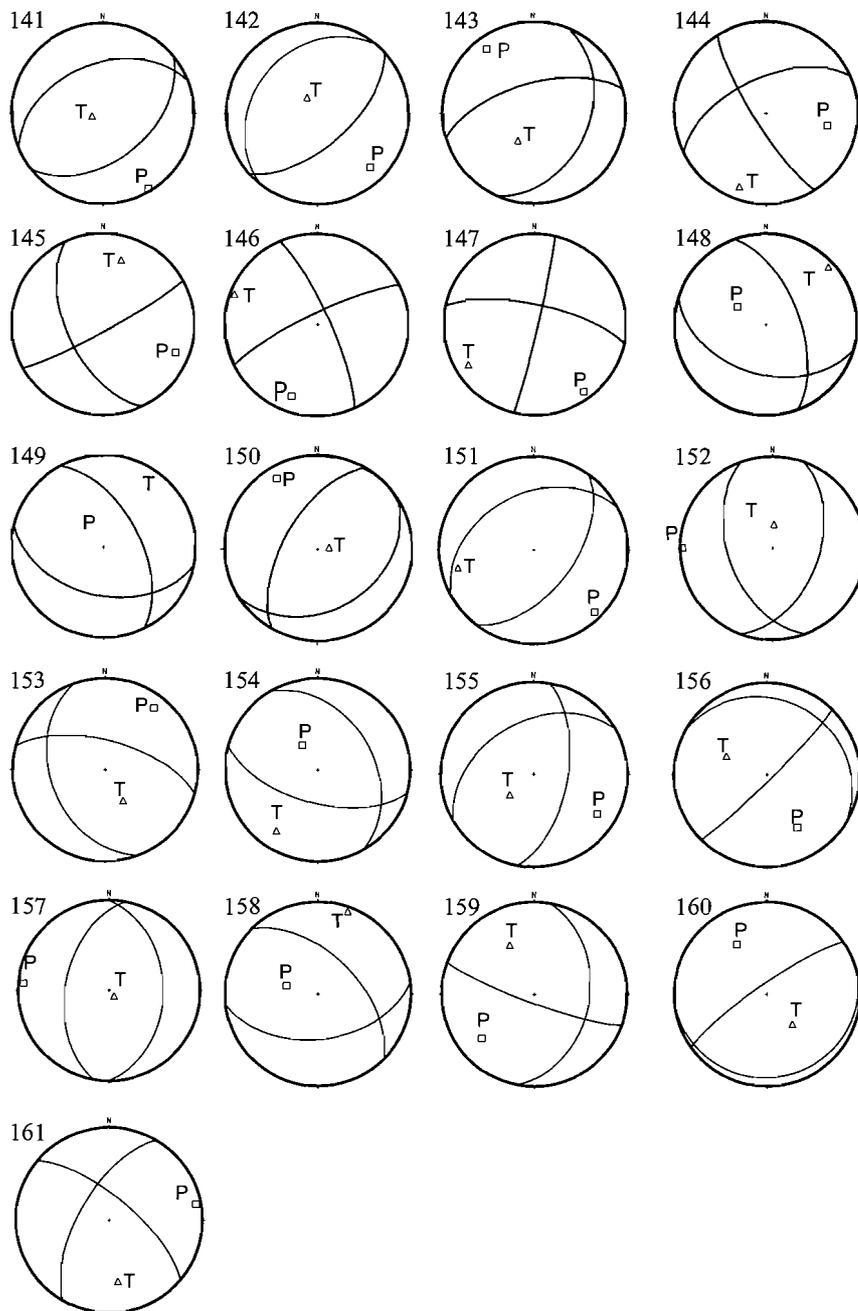


Figura 2.- Soluciones focales obtenidas con el Método de Rivera y Cisternas (1990). La cifra que precede a la fecha indica el número del sismo en la tabla 4. Los puntos negros corresponden a compresiones y los blancos a dilataciones.

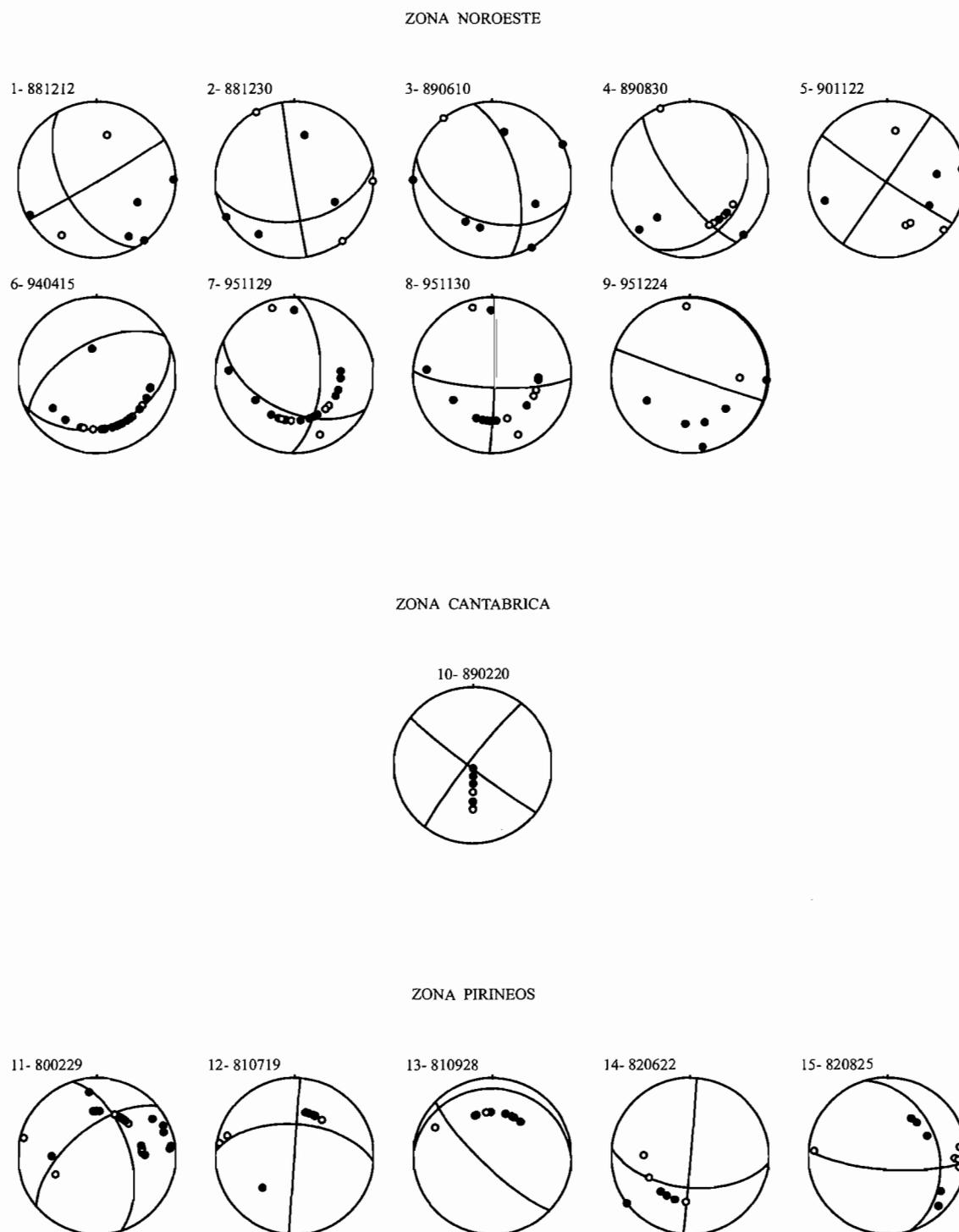
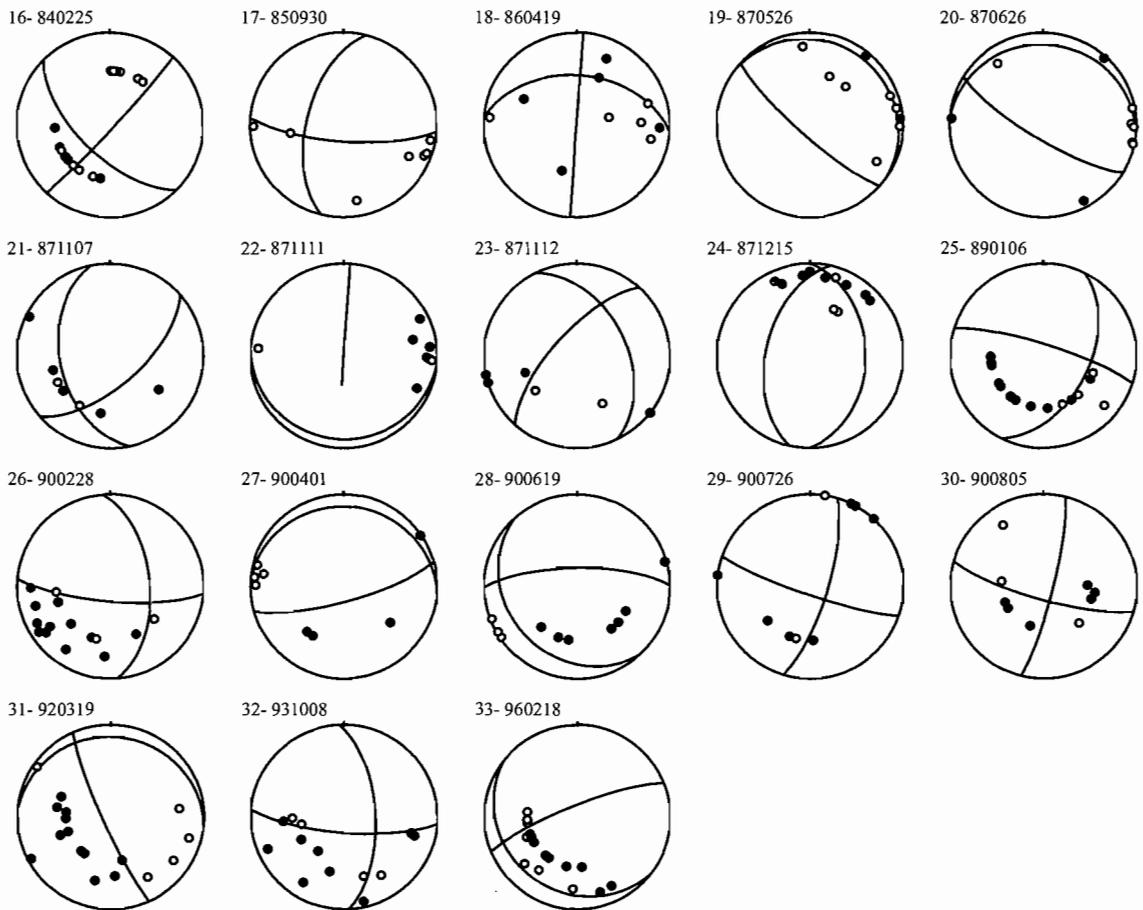


Figura 2. (Continuación)

ZONA PIRINEOS (continuacion)



ZONA CUENCA DEL TAJO - LLANURA MANCHEGA

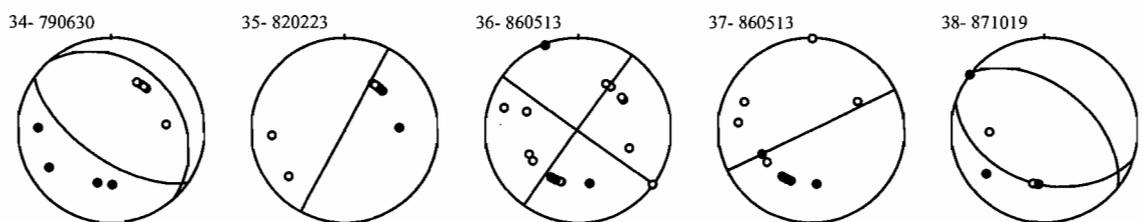
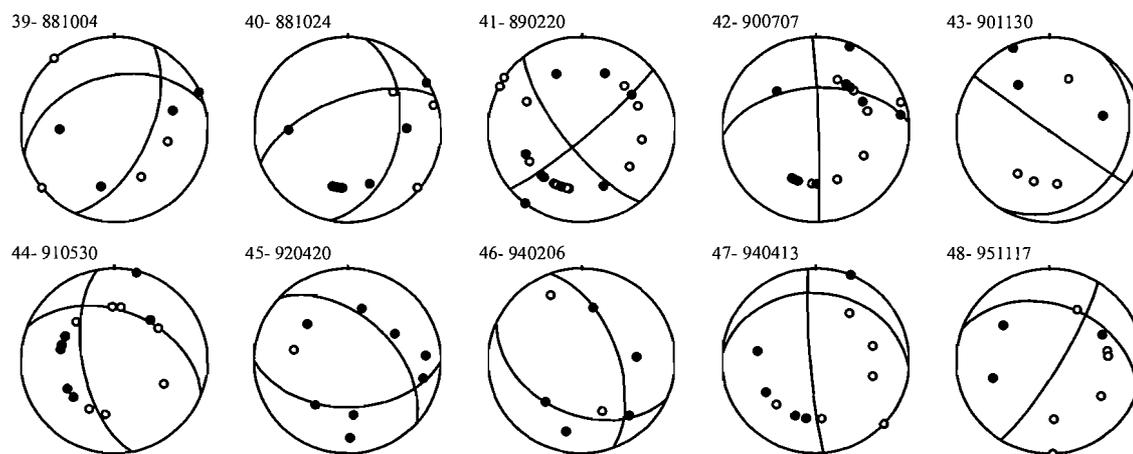


Figura 2. (Continuación)

ZONA CUENCA DEL TAJO - LLANURA MANCHEGA (continuacion)



ZONA CORDILLERA IBERICA

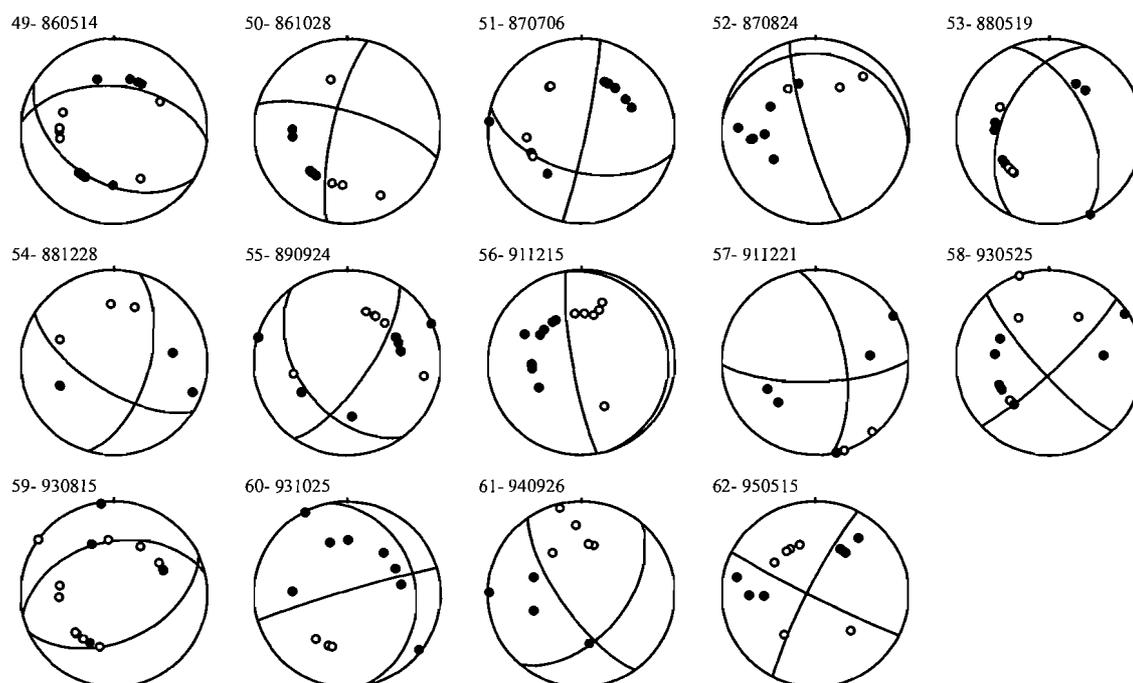
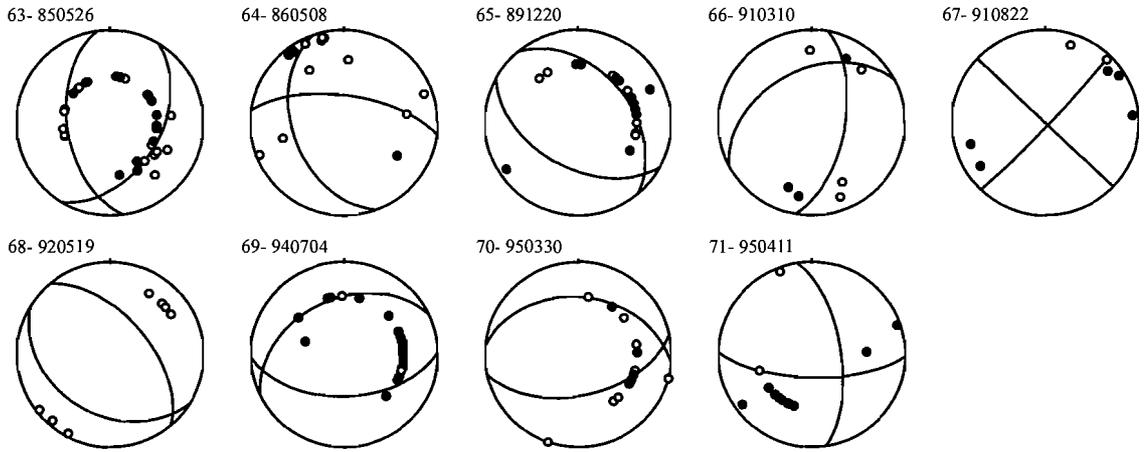
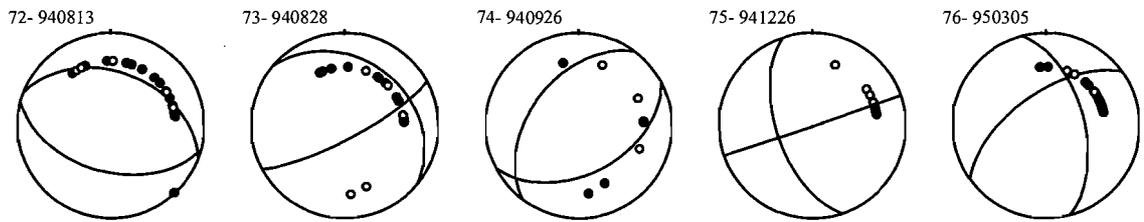


Figura 2. (Continuación)

ZONA TOLEDO - SIERRA MORENA



ZONA CUENCA DEL GUADALQUIVIR



ZONA BETICAS EXTERNAS

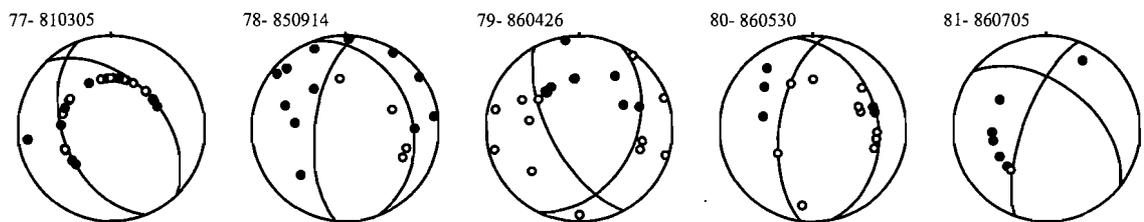


Figura 2. (Continuación)

ZONA BETICAS (continuación)

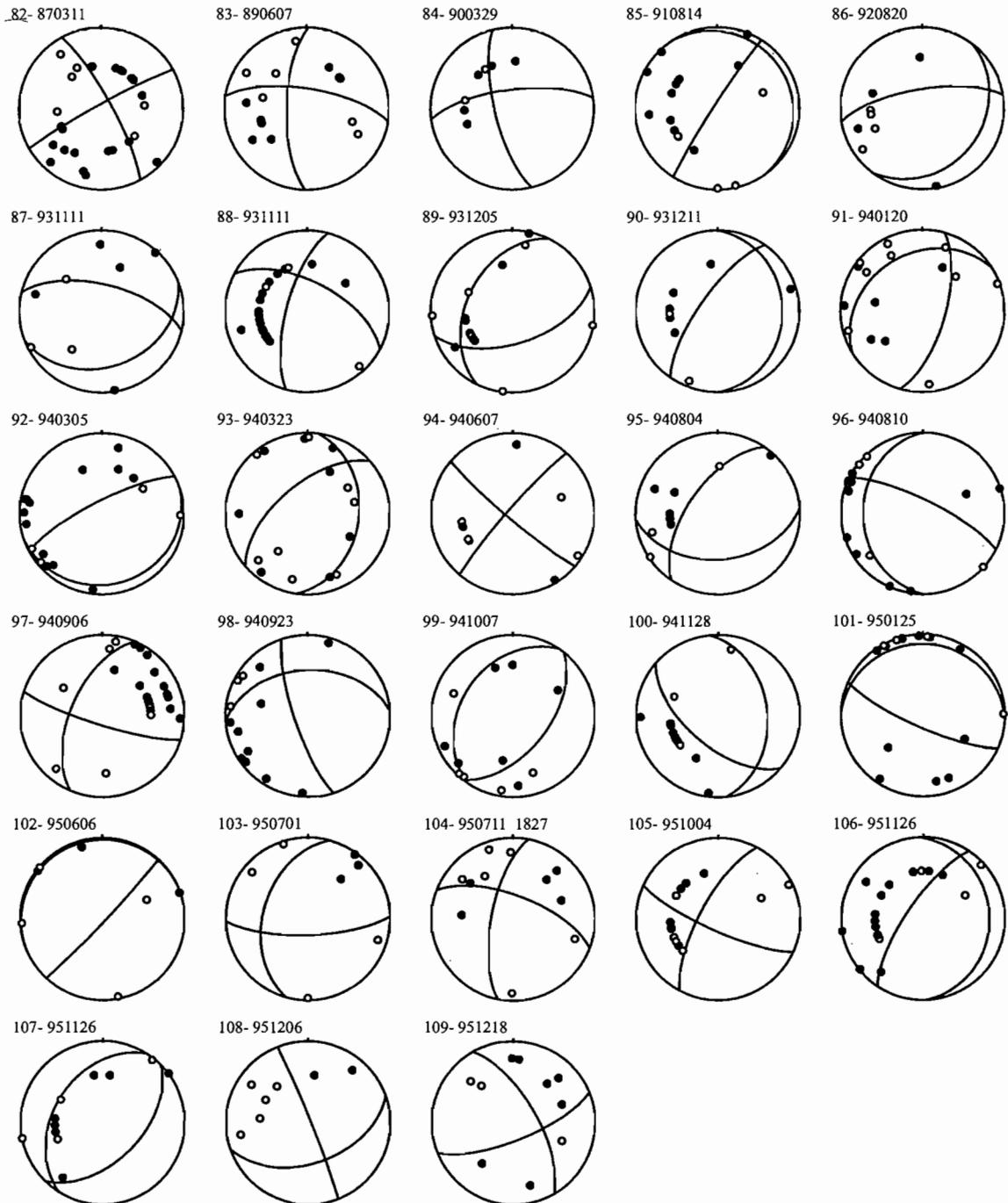


Figura 2. (Continuación)

ZONA BETICAS INTERNAS

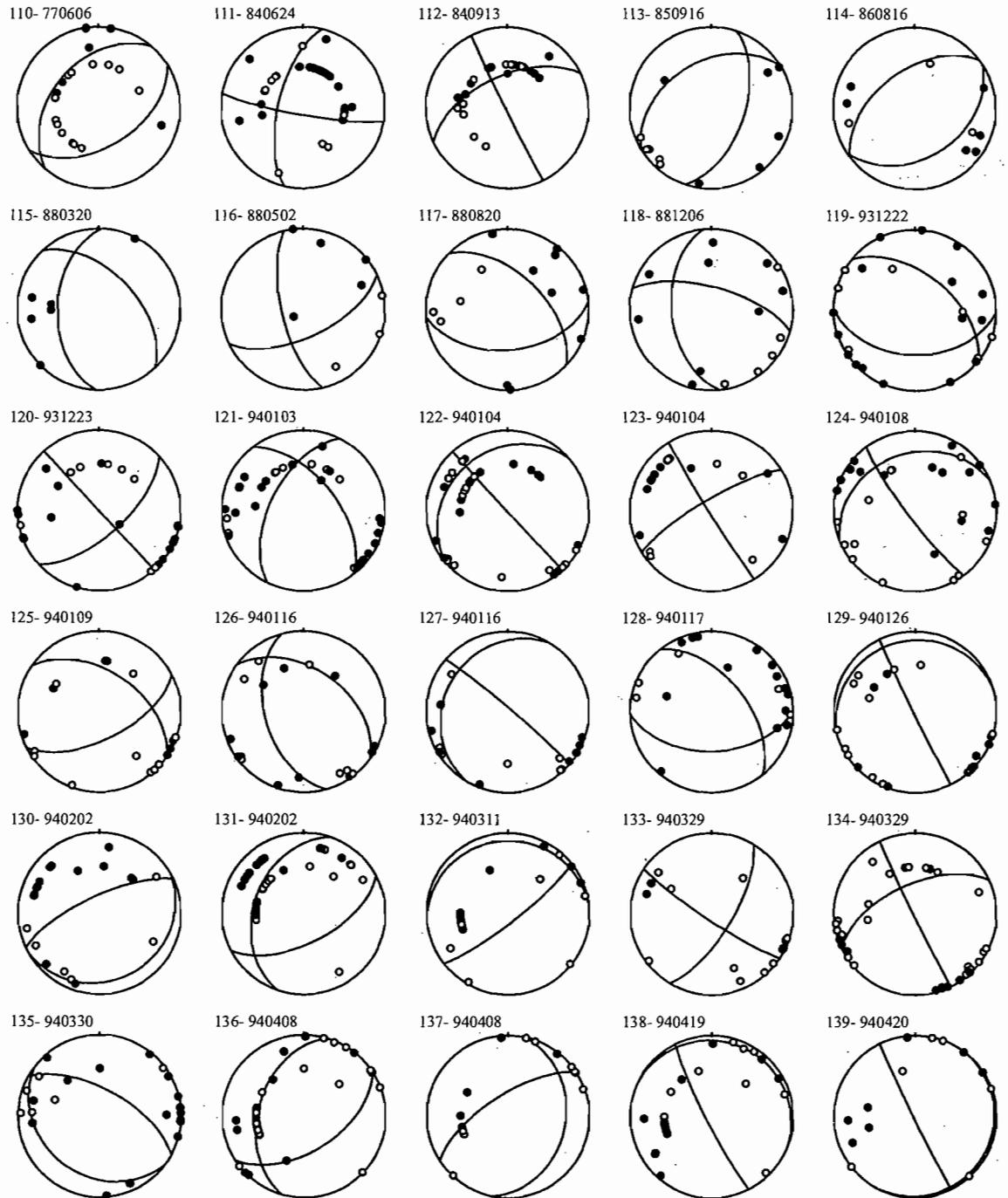


Figura 2. (Continuación)

ZONA BETICAS INTERNAS (continuacion)

