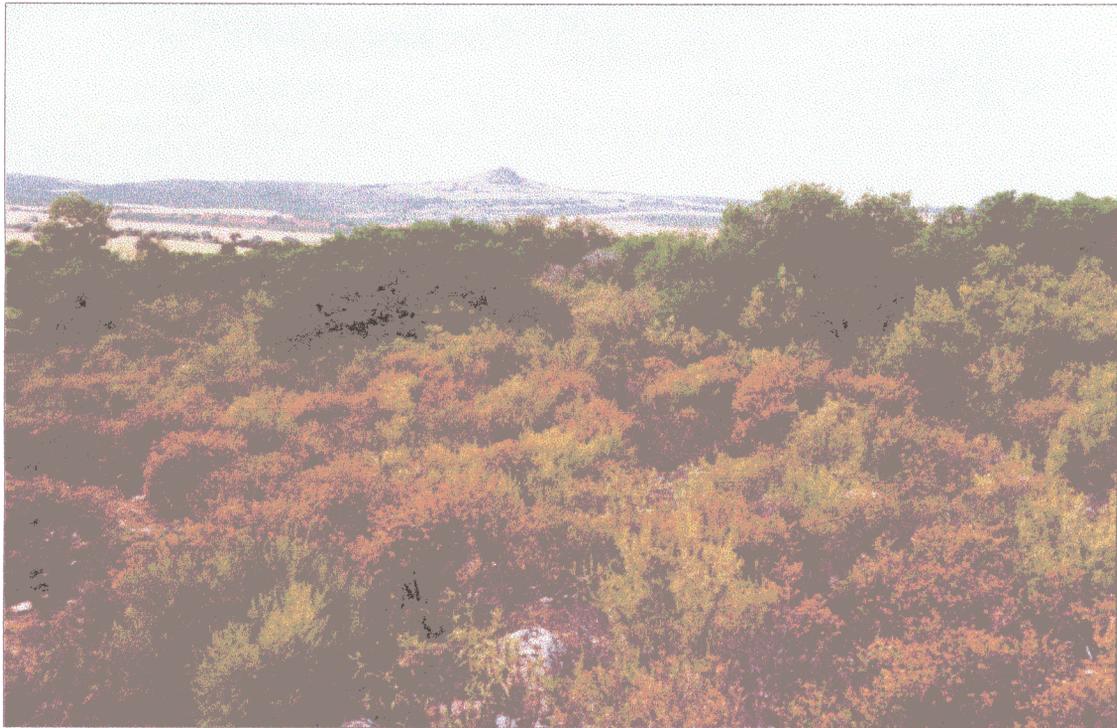


**“ANÁLISIS DE LA DEFORMACIÓN INCIDENTE DURANTE EL PERIODO
NEOTECTÓNICO EN EL ANTEPAÍS BÉTICO (ESPAÑA CENTRAL):
IMPLICACIONES MORFOESTRUCTURALES Y ORIGEN DEL VOLCANISMO
RECIENTE DEL CAMPO DE CALATRAVA (CONTRASTACIÓN CON OTROS
ENTORNOS ÍGNEOS)”.**



PEDRO JOSÉ RINCÓN CALERO

Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas.

Universidad Complutense de Madrid.



UNIVERSIDAD COMPLUTENSE



530995007X

T
1.016
I

**“ANÁLISIS DE LA DEFORMACIÓN INCIDENTE DURANTE EL PERIODO
NEOTECTÓNICO EN EL ANTEPAÍS BÉTICO (ESPAÑA CENTRAL):
IMPLICACIONES MORFOESTRUCTURALES Y ORIGEN DEL VULCANISMO
RECIENTE DEL CAMPO DE CALATRAVA (CONTRASTACIÓN CON OTROS
ENTORNOS ÍGNEOS)”.**

Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas.

Universidad Complutense de Madrid.

Tesis presentada para optar al grado de *Doctor en Geología*

D. Pedro José Rincón Calero

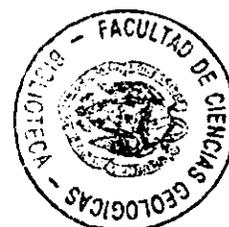
Doctorando

Dr. D. Ramón Vegas Martínez

Director de la Tesis Doctoral

R. 11.010

En Madrid, Febrero de 1999



AGRADECIMIENTOS.

Francisco Nieva define a los manchegos como “*seres muy horizontales y con poco deseo de levantar su horizontalidad... es en La Mancha donde mejor se ve desplegarse las estaciones, como alfombras persas por el suelo: La Mancha crea una forma horizontal de vida...*”. Nos califica a los manchegos (autocalificándose) como “*zamuzos y cazurros, de carácter arcaico, ...en extremo realistas y pesimistas, ...hasta sus buenas intenciones son cazurras: ¡cualquiera sabe quién es éste!, se dicen frente a cualquiera, aunque sea un socio que se esté convirtiendo en amigo...*”. Afirma, además, que “*los manchegos no se abren fácilmente al exterior -ellos (por aquellos) que tienen tanto- sino que tratan de ver a través de una rendija si pueden quedar bien o mal, la cautela los paraliza un poco: ... en La Mancha se refugiaron tantos judíos, conversos o no, que media Mancha es judía, conforme y laboriosa: la justa medida...*”. Durante la realización de esta Tesis Doctoral han sido muchas las personas que han sufrido por mi culpa este arraigado carácter tan excepcionalmente descrito por el académico. Esta “*horizontalidad*”, ese “*realismo y pesimismo*” y, sobre todo, esa “*justa medida*” significa que ahora el doctorando siente la necesidad de agradecer todos los momentos reales y vivencias positivas y negativas compartidas con aquellas personas.

En primer lugar, agradezco y considero como quizás lo más importante de todo este periodo de investigación la posibilidad de haber realizado este estudio bajo la dirección del Dr. Ramón Vegas. Desde el comienzo de mis trabajos siempre ha existido una relación clara de confianza en las posibilidades de cada uno, sustentada en mi opinión por la capacidad académica del Tutor y por la obstinación (“*cabezonería*”, en la *llanura*) del doctorando. Sin duda, este es el mejor momento y modo de destacar que gracias a él dispongo de unos buenos “*cimientos*” para comenzar a contemplar la Geología como algo más que una serie de disciplinas eterna y absurdamente enfrentadas. La visión global de este trabajo intenta ser una aplicación de esta filosofía investigadora, así una parte importante del posible éxito o fracaso del mismo será consecuencia de esta tentativa.

El Dr. Gerardo de Vicente es el segundo artífice de esta Tesis Doctoral. A él he de agradecerle dos cuestiones básicas sin las cuales difícilmente hubiera podido desarrollarse ésta. En primer lugar, la financiación económica disfrutada por el doctorando mediante proyectos de investigación dirigidos por él. Creo obligado comentar que no era en absoluto una responsabilidad directa suya colaborar en este aspecto vital, lo cual confiere mayor valor, si cabe, a esta ayuda inestimable. En segundo lugar, nos ha permitido acceder a una serie de metodologías informatizadas referidas al tratamiento matemático de mesoestructuras frágiles, a partir de las cuales hemos obtenido conclusiones definitivas. Los Dres. Alfonso Muñoz Martín y Jorge Luis Giner Robles son los siguientes geólogos en sufrir las consecuencias de aquella “*justa medida*”. Ambos han colaborado en esta aventura por igual pero de un modo distinto, el primero de manera más teórica e incitando a continuas mejoras en la base académica del doctorando (ejemplo claro del carácter ¿castellano-soriano o soriano-castellano?) —el desarrollo de determinados apartados de esta Tesis habría sido muy distinto sin su ayuda—; el segundo de un modo también teórico pero mucho más práctico y, quizás, directo (ejemplo más discutible de carácter ¿valenciano-mancheo o mancheo-valenciano?). En ambos casos es imposible no agradecer la disponibilidad continua que siempre han demostrado aún no siendo, de nuevo, en absoluto una responsabilidad suya esta colaboración.

Como consecuencia de esa tendencia comentada hacia lo multidisciplinar, durante el desarrollo de este trabajo he podido conocer y convivir con personas adscritas al Instituto Geográfico Nacional, en su mayoría *físicos geofísicos*. De entre todas debo destacar a Gregorio Pascual, sin duda un futuro Doctor en Ciencias Geológicas y un buen amigo. Él ha sufrido tanto o más que los citados anteriormente las consecuencias de esa obstinación o “cabezonería” del doctorando, no sólo sin apenas inmutarse sino, además, colaborando hasta el extremo en esta Tesis Doctoral. Espero ser lo suficientemente útil algún día para compensarle, siempre de manera comparativamente mínima. De este Organismo destaco ahora también al Dr. José Manuel Martínez-Solares. Su participación en esta Tesis Doctoral ha sido básica al permitir y facilitar (agilizar) la colaboración real entre Organismo y el doctorando. No olvido tampoco a José Antonio Chapinal, otro buen amigo, quien supongo que aún hoy continuará rogando a quien corresponda por que no aparezca por la sala de “líquidos” el *geólogo*...; o a Javier Hermosilla, sin el cual hubiera sido imposible abordar uno de los apartados más novedosos de este estudio relacionado con la cuantificación del desplazamiento en los planos de falla a partir de restituciones fotogramétricas. Los doctores Juan Rueda e Isabel Socías son los otros miembros del Instituto a quienes he de agradecer su colaboración al facilitarme el acceso a datos sísmicos y de susceptibilidad magnética.

El carácter formativo de esta Tesis para el doctorando puede ejemplificarse en las conversaciones y colaboraciones disfrutadas, siempre interesantes, con algunos miembros del Dpto. de Geodinámica: las Dras. Guillermina Garzón y Esperanza Montero, y el Dr. Manuel García. De esta manera ha sido posible considerar aspectos geomorfológicos e hidrogeológicos vitales para contrastar lo que de otro modo hubiera sido un estudio meramente estructuralista. De la misma forma debe agradecerse la colaboración con miembros del Dpto. de Geofísica y Meteorología de Madrid. Así, el Dr. Miguel Herraiz nos proporcionó comentarios valiosos referentes a consideraciones sismológicas, además de facilitar la incorporación del doctorando al proyecto de investigación SHISTO2-SIGMA (con todas las implicaciones económicas, fundamentales, que esto ha supuesto). Desde aquí también agradezco la colaboración sobre estos mismos asuntos que nos ha proporcionado el Dr. Rubén Lindo.

Además de nuestro intento de multidisciplinaridad, otro argumento novedoso de este estudio ha consistido en la contrastación de las conclusiones obtenidas para el *Antepais Bético* con entornos geodinámicos diferentes a éste. Así, la Dra. María Luisa Osete (Dpto. de Geofísica y Meteorología de Madrid) nos facilitó la posibilidad de obtener registros mesoestructurales en el *Sistema Falla-Dique de Plasencia* y en el *Eje Neovolcánico* de México, mientras que las Dras. Juana Sagredo y Mercedes Muñoz (Dpto. de Petrología y Geoquímica de Madrid) hicieron lo propio con respecto a la isla de *Fuerteventura*. A ambas he de agradecer su disponibilidad total a la hora de resolver numerosos problemas de comprensión de este entorno insular y de adquisición de referencias bibliográficas, así como datos reales relativos a mesoestructuras de la isla. Otros miembros de este mismo Departamento han jugado un papel fundamental en el desarrollo de esta Tesis. Así el Dr. Ricardo Arenas fue el primero en animarme a comenzar en este mundo de la investigación (sugiriendo entonces el nombre de un tutor adecuado), además de proporcionarme comentarios interesantes sobre la evolución del orógeno hercínico. Por otro lado, el Dr. Eumenio Ancochea me facilitó una información excelente al orientarme, primero, sobre la disposición espacial de los afloramientos volcánicos del Campo de Calatrava más adecuados para mis objetivos y, posteriormente, sobre sus características principales.

Dentro del ambiente peculiar del “*despacho 9*” nunca olvidaré lo fácil que fue mi incorporación al mismo gracias a Teresa Medialdea, al Dr. Juan José Villalaín (Burgos) y al “inminente” Juan Tomás Vázquez (Cádiz). Teresa fue la primera en ¿disfrutar? de esa “horizontalidad, cazurrería, cabezonería, realismo y pesimismo”, a Juanjo le correspondió sufrirlo en el hábitat natural de este manchego: “el campo”, mientras que Tomás ha disfrutado de todo esto quizás más desde la “intelectualidad”, ¿qué será lo peor?. En mi auténtica “salsa” también me han conocido, sufrido y ayudado (¡¡en tantas ocasiones!!) geólogos como Silvia Martín, Nieves Sánchez, Miguel Angel Rodríguez Pascua, “Josechu” Martínez Díaz y otros miembros del Dpto. de Geodinámica (Carmen, Geles, Carmina, Meatza, Pilar, Fernando, Raúl,...), creo que ésta es una ocasión ideal para agradecerse a todos ellos. De un modo muy especial debo resaltar ahora la importancia de la colaboración obtenida por parte de dos buenas amigas (con orígenes manchegos indudables y futuras doctoras): Cristina de Santiago (buscadora tenaz de los pequeños detalles de la vida) y de Ángela Potenciano.

Por último, para mí todo este trabajo hubiera sido difícilmente viable sin un soporte familiar sólido capaz de aguantar todas las inconveniencias generadas por un estudio de estas características. Tengo la suerte de pertenecer a una familia numerosa amante también de su tierra y de sus raíces. Por este motivo quizás no hayan sido capaces de comprender y compartir la dimensión geológica e investigadora de todo este trabajo (a pesar de mis empeños constantes...), pero sí han captado mi fascinación y mi interés real por intentar sacar del anonimato a una región considerada comúnmente como anodina y escasamente interesante. Esa sola comprensión por su parte de mis intenciones ya es, por supuesto, digna de ser agradecida ahora. Además de esta comprensión, también merece destacarse los muchos esfuerzos, de todo tipo, que han debido realizar mis padres. A ellos les ha bastado ver mi ilusión para volcarse en este estudio sin tener necesidad de comprenderlo, ¡muchas gracias!. Otro agradecimiento familiar ha de ir dirigido a un auténtico y gran especialista en fracturas, torceduras y distensiones varias: el “Dr. Calero”, gracias a él (y a pesar de mis tendencias naturales hacia lo esférico) puedo continuar hoy disfrutando de eso que tantas veces se va a citar en las páginas próximas: el registro *in situ*, esencia auténtica de un buen geólogo; o al pluriempleado José Luis Jurado, quien comprendió de manera “voluntaria” el concepto del diaclasado y su importancia a base de “infinitos y pequeños detalles fundamentales”. Como un auténtico familiar inmerso en todo este jaleo se ha comportado otro gran amigo, César Misut, amante de lo detallista y enemigo acérrimo de mi conformismo. Sin duda, otro de los apoyos básicos de esta labor ha sido Elvira Bolaños, para mí doctora en vida y de la vida, imposible de olvidar. Gracias a su heredado sentido del orden y del tiempo, a su enorme sencillez, a sus consejos (ahora tan añorados), rezos e ilusión por el trabajo humilde todo esto ha podido lograrse y terminarse. Finalmente sólo me queda una persona por citar, ella sabe que ha compartido toda la dimensión afectiva de mi esfuerzo, ha comenzado a comprender su dimensión geológica y, sobre todo, ha soportado de una manera incontestable toda mi realidad de los últimos cuatro años y pico, ¡.....!

A mi Familia, a Elvira y a Emiliana.

A Teresa.

*"Para sacar una verdad en limpio menester
son muchas pruebas y repruebas".*

*"En las desventuras comunes se reconcilian
los amigos y se traban las amistades".*

(Miguel de Cervantes)

*"El camino sigue y sigue
desde la puerta.*

El camino ha ido muy lejos,

Y si es posible he de seguirlo

recorriéndolo con pie decidido

hasta llegar a un camino más ancho

donde se encuentran senderos y cursos.

¿Y de ahí adónde iré?, no podría decirlo."

(J.R.R. Tolkien, El Señor de los Anillos)

ÍNDICE GENERAL.

“ANÁLISIS DE LA DEFORMACIÓN INCIDENTE DURANTE EL PERIODO NEOTECTÓNICO EN EL ANTEPAÍS BÉTICO (ESPAÑA CENTRAL): IMPLICACIONES MORFOESTRUCTURALES Y ORIGEN DEL VOLCANISMO RECIENTE DEL CAMPO DE CALATRAVA (CONTRASTACIÓN CON OTROS ENTORNOS ÍGNEOS)”.

1. *PREFACIO.*
2. *INTRODUCCIÓN.*
3. *RESUMEN.*
4. *OBJETIVOS.*
5. *ANTECEDENTES.*
6. *METODOLOGÍA DE TRABAJO.*
7. *SITUACIÓN GEOGRÁFICA.*
8. *CONTEXTO GEOLÓGICO.*
 - 8.1. MARCO GEOLÓGICO A ESCALA PENINSULAR (pp. 1 de 27).
 - 8.2. MARCO GEOLÓGICO GENERAL DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS (pp. 2 de 27).
 - 8.3. MARCO GEOLÓGICO GENERAL DEL ANTEPAÍS BÉTICO (pp. 4 de 27).
 - 8.4. DESCRIPCIÓN DE LOS DOMINIOS ESTRUCTURALES PRINCIPALES CONSIDERADOS (pp. 5 de 27).
 - 8.4.1. Cordillera Ibérica.
 - 8.4.2. Alto de Alcázar de San Juan-Ocaña-Sierra de Altomira-Cuenca de Loranca.
 - 8.4.3. Depresión del Tajo.
 - 8.4.4. Sistema Central.
 - 8.4.5. Penillanura Extremeña.
 - 8.4.6. Montes de Toledo.
 - 8.4.7. Depresión de Los Llanos de Albacete.
 - 8.4.8. Depresión de la Llanura Manchega.
 - 8.4.9. Comarca del Campo de Calatrava- Los Montes.
 - 8.4.10. Depresión del Guadiana.
 - 8.4.11. Cobertera Mesozoica del Antepaís Bético Oriental.
 - 8.4.12. Sierra Morena.
 - 8.4.13. Zona Externa (Prebético) de las Cordilleras Béticas.
 - 8.4.14. Depresión del Guadalquivir.
 - 8.4.15. Zona Externa (Subbético) de las Cordilleras Béticas.
 - 8.5. CONSIDERACIONES GEOFÍSICAS SOBRE LA ESTRUCTURA DE LA LITOSFERA BAJO EL ANTEPAÍS BÉTICO (pp. 22 de 27).
9. *EVOLUCIÓN GEODINÁMICA POST-HERCÍNICA DE LA PENÍNSULA IBÉRICA. APLICABILIDAD DEL CONCEPTO DE DEFORMACIÓN NEOTECTÓNICA AL ANTEPAÍS BÉTICO.*
10. *ANÁLISIS DE LA DEFORMACIÓN NEOTECTÓNICA INCIDENTE SOBRE EL ANTEPAÍS BÉTICO.*
 - 10.1. ANÁLISIS MESOESTRUCTURAL DE LA FRACTURACIÓN (pp. 2 de 49).

- 10.1.1. ANÁLISIS POBLACIONAL DE FALLAS (pp. 2 de 49).
 - 10.1.1.1. Fundamentos teóricos de los métodos utilizados en el *análisis poblacional de fallas*.
 - 10.1.1.2. Antecedentes.
 - 10.1.1.3. Metodología de trabajo.
 - 10.1.1.4. Ubicación de las estaciones de trabajo. Cálculo de tensores de esfuerzo y elaboración de mapas de trayectorias: Conclusiones.
- 10.1.2. ANÁLISIS POBLACIONAL DE DIACLASAS (pp. 21 de 49).
 - 10.1.2.1. Antecedentes.
 - 10.1.2.2. Fundamentos teóricos del programa de *análisis poblacional de diaclasas*: "JOINTS".
 - 10.1.2.3. Metodología de trabajo.
 - 10.1.2.4. Ubicación de las estaciones de trabajo. Cálculo de tensores de esfuerzo y elaboración de mapas de trayectorias: Conclusiones.
- 10.2. ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD (pp. 30 de 49).
 - 10.2.1. Introducción y antecedentes referidos al análisis de la sismicidad en el Antepaís Bético.
 - 10.2.2. Características generales de la sismicidad en el Antepaís Bético.
 - 10.2.3. Determinación de las fuentes sismogénicas. Establecimiento de una zonación sísmica.
 - 10.2.4. Análisis de la posible relación existente entre actividad sísmica y flujo subterráneo de agua en la Cuenca Alta del Guadiana.
- 10.3. ANÁLISIS DE ESTRUCTURAS DE PLEGAMIENTO EN EL ALTIPLANO DEL CAMPO DE MONTIEL (pp. 42 de 49).
 - 10.3.1. Síntesis de las estructuras de plegamiento definibles sobre el basamento hercínico.
 - 10.3.2. Localización de las estaciones de registro y caracterización de las estructuras de plegamiento: Conclusiones.

11. ANÁLISIS DE LA FISIOGRAFÍA EN EL ANTEPAÍS BÉTICO: ANÁLISIS MORFOTECTÓNICO.

- 11.1. ANÁLISIS DE LA RED FLUVIAL (pp. 2 de 25).
 - 11.1.1. Metodología de trabajo.
 - 11.1.2. Presentación de resultados generales.
 - 11.1.3. Conclusiones.
- 11.2. CÁLCULO DE ÍNDICES GEOMORFOLÓGICOS DE ACTIVIDAD TECTÓNICA RECIENTE (pp. 10 de 25).
 - 11.2.1. Fundamentos teóricos.
 - 11.2.2. Metodología de trabajo.
 - 11.2.3. Índice de Asimetría de la Cuenca, "*AF*".
 - 11.2.4. Factor de Simetría Topográfica Transversal de la Cuenca, "*T*".
 - 11.2.5. Índice de Longitud-Gradiente del cauce, "*SL*".
 - 11.2.6. Conclusiones.
- 11.3. ANÁLISIS DEL RELIEVE (pp. 17 de 25).
 - 11.3.1. Introducción.
 - 11.3.2. Metodología de trabajo y presentación de resultados.
 - 11.3.3. Conclusiones: *Mapa de Flexuras*.
- 11.4. ANÁLISIS DE MACROLINEACIONES ESTRUCTURALES DEFINIDAS SOBRE IMÁGENES "LANDSAT-TM" (pp. 22 de 25).
 - 11.4.1. Introducción y metodología de trabajo. Presentación de resultados generales.

11.4.2. Conclusiones.

12. *CONTRASTACIÓN ALEATORIA DEL ANÁLISIS DE LA FRACTURACIÓN, DE LA SISMICIDAD, Y DE LA FISIOGRAFÍA MEDIANTE EL USO DE TÉCNICAS DE ANÁLISIS AUTOMÁTICO DE LINEAMIENTOS.*
 - 12.1. *APLICACIÓN DE UN MÉTODO DE ANÁLISIS AUTOMÁTICO DE LINEAMIENTOS SOBRE IMÁGENES "LANDSAT-TM" DE UN SECTOR DEL ÁREA DE ESTUDIO (pp. 2 de 10).*
 - 12.1.1. *Metodología de trabajo y situación geográfica del área analizada.*
 - 12.1.2. *Presentación de resultados generales y conclusiones.*
 - 12.2. *APLICACIÓN DE UN MÉTODO DE ANÁLISIS AUTOMÁTICO DE LINEAMIENTOS SOBRE UN MODELO DIGITAL DEL TERRENO DEL ÁREA DE ESTUDIO (pp. 6 de 10).*
 - 12.2.1. *Metodología de trabajo y situación geográfica del área analizada.*
 - 12.2.2. *Presentación de resultados generales y conclusiones.*
 - 12.3. *APLICACIÓN DE UN MÉTODO DE ANÁLISIS AUTOMÁTICO DE LINEAMIENTOS SOBRE UN MODELO DIGITAL DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS DE UN SECTOR DEL ÁREA DE ESTUDIO (pp. 8 de 10).*
 - 12.3.1. *Metodología de trabajo y situación geográfica del área analizada.*
 - 12.3.2. *Presentación de resultados generales y conclusiones.*
13. *ESTIMACIÓN NUMÉRICA DE LA DEFORMACIÓN BASADA EN EL CÁLCULO DEL DESPLAZAMIENTO EN UN SECTOR DEL SISTEMA FALLA-DIQUE DE PLASENCIA.*
 - 13.1. *INTRODUCCIÓN Y METODOLOGÍA DE TRABAJO (pp. 1 de 7).*
 - 13.2. *DATOS OBTENIDOS (pp. 4 de 7).*
 - 13.3. *CONCLUSIONES (pp. 5 de 7).*
14. *CONCLUSIONES GENERALES POR DOMINIOS ESTRUCTURALES.*
15. *ENTORNO GEODINÁMICO DEL ÁREA DE ANTEPAÍS: CONTEXTO FLEXURAL. ESTABLECIMIENTO DE LA "HIPÓTESIS FLEXURAL".*
16. *IMPLICACIONES DE LA DEFORMACIÓN NEOTECTÓNICA EN LA GÉNESIS DEL VOLCANISMO NEÓGENO-CUATERNARIO DEL CAMPO DE CALATRAVA.*
17. *CUENCA ALTA DEL GUADIANA. GÉNESIS DE LOS ENTORNOS HIDROGEOLOGICOS DEL CAMPO DE MONTIEL Y DE LA LLANURA MANCHEGA. EXPLICACIÓN AL SENTIDO DE FLUJO SUBTERRÁNEO EN EL MARCO DE LA "HIPÓTESIS FLEXURAL".*
 - 17.1. *SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y DESCRIPCIÓN GENERAL DE LA CUENCA ALTA DEL GUADIANA (pp. 1 de 13).*
 - 17.2. *SISTEMA ACUÍFERO nº 23 (LLANURA MANCHEGA); pp. 2 de 13.*
 - 17.3. *SISTEMA ACUÍFERO nº 24 (CAMPO DE MONTIEL); pp. 6 de 13.*
 - 17.4. *CONCLUSIONES; pp. 10 de 13.*
18. *ISLA DE FUERTEVENTURA*
 - 18.1. *CONTEXTO GEOLÓGICO (pp. 1 de 18).*
 - 18.2. *ANÁLISIS MESOESTRUCTURAL: DEFORMACIÓN FRÁGIL-DÚCTIL (pp. 6 de 18).*
 - 18.3. *ANÁLISIS MESOESTRUCTURAL: DEFORMACIÓN FRÁGIL (pp. 9 de 18).*
 - 18.3.1. *Análisis Poblacional de Fallas.*
 - 18.3.2. *Análisis Poblacional de Diaclasas.*
 - 18.4. *ANÁLISIS MORFOTECTÓNICO (pp. 14 de 18).*
 - 18.5. *CONCLUSIONES: MODELO TECTÓNICO (pp. 15 de 18).*

19. *EJE NEOVOLCÁNICO DE MÉXICO.*
 - 19.1. CONTEXTO GEOLÓGICO (pp. 1 de 12).
 - 19.2. ANÁLISIS MESOESTRUCTURAL: ANÁLISIS POBLACIONAL DE FALLAS (pp. 4 de 12).
 - 19.3. CONSIDERACIONES FISIAGRÁFICAS (pp. 9 de 12).
 - 19.4. CONCLUSIONES (pp. 10 de 12).
20. *CONCLUSIONES FINALES.*
21. *BIBLIOGRAFÍA.*
22. *ANEXO I. RESULTADOS NUMÉRICOS DEL ANÁLISIS MESOESTRUCTURAL DE FALLAS, DIACLASAS Y PLIEGUES.*
23. *ANEXO II. RESULTADOS NUMÉRICOS DEL ANÁLISIS MORFOTECTÓNICO.*
24. *ANEXO III. RESULTADOS NUMÉRICOS DEL ANÁLISIS AUTOMÁTICO DE LINEAMIENTOS.*

1 – PREFACIO.

La Tesis Doctoral que ahora se presenta es el resultado de una evolución en el tiempo tanto de inquietudes afectivas personales como de inquietudes científicas. Esto es así porque el primer paso que facilitó su desarrollo fue un informe denominado entonces como “*Estudio Geológico e Hidroclimático del sector nor-oriental del Campo de Calatrava*”. Aquel estudio (financiado por la Obra Social de la *Caja de Madrid*, y realizado durante el periodo Julio-Septiembre de 1993) pretendía servir como intento de experiencia real de “trabajo de campo y de gabinete” a un estudiante, entonces, de segundo ciclo. La iniciativa de su realización fue propia, su ejecución totalmente personal y la elección de la zona fue, sobre todo, *afectiva*. Por alguna extraña razón, de aquel trabajo surgió la posibilidad de realizar otro más amplio y formal: un *estudio regional* del basamento paleozoico que conforma el sector más nor-oriental del Campo de Calatrava (Sierras de Siles y San Carlos del Valle, provincia de Ciudad Real).

Conforme se iba avanzando en la realización de éste surgían “inquietudes científicas” que obligaban a considerar no sólo un análisis clásico del basamento (pretendido inicialmente), sino también la posible influencia del mismo en el desarrollo, por ejemplo, del volcanismo reciente del Campo de Calatrava. De este modo, la nueva situación obligó a considerar deformaciones de edad no sólo hercínicas, sino también alpina y de carácter neotectónico. Al mismo tiempo, las conclusiones que se obtenían a partir de esta nueva perspectiva “invitaban” a *globalizar* el proyecto (en el sentido más geológico del término). Se trató en aquel momento de sugerir un “embrión” de

modelo geodinámico para el volcanismo Neógeno-Cuaternario del Campo de Calatrava que fuera coherente con su entorno metamórfico precámbrico-paleozoico, y coherente, además, con la disposición espacial de la red fluvial, la disposición espacial del relieve, el sentido de flujo subterráneo del agua, etc. La totalidad de esta dedicación (Julio 1994-Mayo 1995) se intentó concretar en la Tesis de Licenciatura del autor.

Posteriormente, nos pareció lógico que el siguiente paso en esta *evolución temporal de inquietudes* era analizar lo que sucedía fuera de los límites físicos que se establecieron en la Tesis de Licenciatura. Del trabajo realizado desde entonces hasta hoy ha surgido esta Tesis Doctoral, en la cual, *grosso modo*, se pretende demostrar mediante una serie de metodologías más o menos novedosas que el *modelo o entorno geodinámico* inicialmente propuesto puede regionalizarse y enmarcarse dentro de la dinámica de la Placa Ibérica sucedida durante lo que aquí denominaremos como *periodo neotectónico*. Por lo comentado hasta ahora, parece que la virtud de generar inquietudes tanto afectivas como científicas del área de estudio es importante.

Ha sido la propia evolución temporal de nuestro trabajo la que ha propiciado una revisión continua si no de los conceptos básicos del mismo sí de los diferentes aspectos geológicos a considerar. Así, el planteamiento cartográfico primigéneo fue complementado de un modo inmediato con consideraciones estructurales, locales primero y, con posterioridad, de carácter regional. La consideración unánime hasta entonces de un basamento precámbrico-paleozoico aflorante estructurado en las prolíficas “épocas tardihercínicas” no nos pareció

coherente con los resultados que íbamos concluyendo. Surgió de este modo la necesidad de realizar un análisis mesoestructural estadístico capaz de caracterizar y ubicar en el tiempo la deformación observable *in situ* sobre el basamento. Evidentemente, un discriminador temporal ideal consiste en la aplicación de este análisis mesoestructural sobre materiales de edades diferentes, contrastando con posterioridad los resultados. Tal situación nos obligó a analizar afloramientos de edad mesozoica (por ejemplo en la comarca del Campo de Montiel) y cenozoica. Con respecto a estos últimos, los más adecuados se correspondían con los materiales ígneos neógenos-cuaternarios aflorantes en el Campo de Calatrava, ya que el resto de depósitos continentales apenas proporcionaban cortes o afloramientos significativos.

La homogeneidad en las caracterizaciones tensoriales así obtenidas, a escala regional, nos permitió desechar la idea de un entorno estructurado de manera básica durante el “cajón de sastre tardihercínico”, sugiriéndonos la existencia de un *único proceso geodinámico neotectónico* causante de la estructuración observable tanto en el modo de afloramiento del basamento¹ como en el resto de su cobertera mesozoica y cenozoica. El hecho de calificar la deformación frágil como *neotectónica* provocó, a su vez, una necesidad fundamental de contrastación de las conclusiones estructurales. De este modo surge la realización de un análisis de la actividad sísmica de todo esta área de plataforma, un análisis morfotectónico del mismo, la contrastación con otros entornos ígneos y, por ejemplo, la consideración de algunos entornos

¹ Evidentemente, todo este basamento centroibérico (Julivert *et al.*, 1983) está configurado internamente mediante estructuras de fracturación y plegamiento asignables a la incidencia de la Orogenia Herciniana.

hidrogeológicos singulares. A grandes rasgos, esta propuesta de Tesis sobre la caracterización de la deformación reciente del antepaís coincide con la línea de investigación seguida durante los últimos años por el Departamento de Geodinámica de la Universidad Complutense de Madrid, especialmente con la escogida por el *Grupo de Investigación de Geología Estructural* que dirige el Dr. Gerardo de Vicente. En cierto modo, nuestro trabajo supone una *actualización localizada* de las propuestas que sobre la deformación alpina realizaron Vegas y Banda en 1982, al analizar los rasgos geológicos y geofísicos principales que caracterizan a la Península Ibérica.

De manera simultánea al desarrollo de esta Tesis, se nos ofreció la posibilidad de analizar estructural y morfotectónicamente la deformación frágil y/o dúctil-frágil de otros dos *entornos geodinámicos intraplaca* caracterizados por la presencia de un volcanismo extruido en épocas recientes: *Eje Neovolcánico de México e Isla de Fuerteventura*. Además del carácter formativo indudable de esta circunstancia, creemos que la comparación de las conclusiones geológicas así obtenidas con las logradas para el *Antepaís Bético* supone uno de los modos de contrastación y discusión posibles más idóneos para dar credibilidad a todo nuestro estudio.

En resumen, el desarrollo de esta Tesis Doctoral ha sido muy dinámico y, por tanto, nunca tedioso. Tal y como supongo que sucede siempre en estos casos, otras contrastaciones posibles u otros enfoques diferentes podrían haberse planteado para este trabajo. En definitiva, y supongo que como un posible final adecuado para este Prefacio, debo concluir expresando que ha sido una magnífica oportunidad investigar “...*en una región en principio aparentemente anodina, pero que ha resultado de un extraordinario interés geotectónico*”

*y morfológico, tanto en sí misma como en sus
sugestivas implicaciones regionales con áreas*

vecinas” (García-Abbad, 1975).

2 – INTRODUCCIÓN.

Con la realización de esta Tesis Doctoral se pretende analizar los principales rasgos estructurales, geofísicos y morfotectónicos observables en un sector, de dimensiones considerables, de lo que aquí se ha denominado como *Antepaís Bético*; con el fin último de proponer un entorno geodinámico coherente con aquellos. Los rasgos estructurales (fallas, diaclasas, y pliegues) y morfotectónicos (red fluvial, relieve, macrolineaciones) proporcionan las evidencias necesarias para afirmar que existe un campo de esfuerzos a escala litosférica: *tensor o campo regional*, que está incidiendo durante todo el periodo neotectónico en el área de estudio. Lógicamente, estas evidencias no son más que la expresión más superficial de todo un entorno geodinámico tectosférico (en el sentido de Brown y Musset, 1981) cuya génesis habrá que buscar en el contexto de la *Tectónica de Placas*. Con la consideración, a escala regional, de aspectos geofísicos (sísmica, gravimetría y magnetismo) se ha pretendido contrastar en profundidad las conclusiones obtenidas a partir de las evidencias superficiales.

Bajo estas condiciones, cabe considerar varias premisas:

- Todas las deformaciones registradas y analizadas en este trabajo constituyen una parte mínima de la expresión frágil de una deformación intraplaca, la cual a escala tectosférica es mayoritariamente de tipo dúctil. Sin embargo, y tal y como se intentará mostrar en los sucesivos apartados, existen relaciones de dependencia entre esa expresión frágil superficial (minoritaria y mensurable) con el resto de la deformación intraplaca. Quizás sea la existencia en el área de trabajo de un volcanismo reciente, cuyo origen afecta al Manto terrestre, el modo más intuitivo de demostrarlo. El concepto de “*expresión frágil en superficie de una deformación preferentemente dúctil en profundidad*” se considerará fundamental a la hora de modelizar la deformación neotectónica incidente en el *Antepaís Bético* mediante la “hipótesis flexural”.
- Además de la variación en la vertical comentada en el párrafo anterior, existe una gradación o una atenuación en la intensidad de la deformación (con incrementos del gradiente a favor de discontinuidades estructurales penetrativas muy localizadas) que incide desde el límite de placas litosféricas en el sur peninsular (en este caso de tipo *convergente*) hacia el interior de la Placa Ibérica. En este mismo sentido, numerosos autores han sugerido que el análisis estructural de la expresión frágil de la deformación es mucho más efectivo en zonas relativamente distantes al límite de placas (zonas de antepaís, por ejemplo) que en las proximidades al mismo (Hancock, 1985, Hancock y Engelder, 1989).
- Dado que la zona de estudio comprende una diversidad geológica enorme en lo referente a aspectos estructurales, litológicos y temporales; cabe suponer que la existencia de directrices tectónicas profundas ha debido influir en el modo de atenuación de la deformación neotectónica en profundidad y, por ende, en los niveles más superficiales de la Corteza.
- De la misma manera, la existencia de orientaciones estructurales pre-neotectónicas más superficiales (grandes estructuras de fracturación y plegamiento del basamento hercínico) ha debido combinarse con la menor presión de confinamiento de los

niveles de la Corteza más someros para dirigir (mediante su reactivación) la disposición espacial preferente de una buena parte de los rasgos estructurales y morfotectónicos mencionados.

- Cualquier intento de explicación para la génesis de la deformación neotectónica incidente en la zona de estudio, en el marco definido por la *Tectónica de Placas*, ha de considerar la propia génesis y evolución de las Cordilleras Béticas. Esto implica, además, que cualquier modelización que se proponga para el *Antepaís Bético* habrá de ser consecuente con la evolución alpina de todo el Mediterráneo Occidental y de toda la Península Ibérica.
- La extensión del área de trabajo obliga a considerar las variaciones naturales sufridas por los vectores que definen el movimiento circular de las placas litosféricas con respecto a los polos eulerianos de rotación (tanto en su orientación como en su velocidad). Esto significa que los vectores de convergencia que permiten definir (en nuestro caso durante el periodo neotectónico) el movimiento relativo entre las placas Euroasiática y Africana se orientarán de manera ligeramente

distinta a lo largo de toda la zona de *antepaís*. A esta variación en las trayectorias habrá que unir las producidas por la incidencia de la deformación a través de dos entornos geodinámicos inhomogéneos principales: el propio límite de placas y el orógeno bético.

La conclusión final de todas estas *premisas de introducción* a este trabajo es la no aleatoriedad de ninguno de los procesos potencialmente registrables en la superficie del *Antepaís Bético*. Es posible que procesos deformacionales que han sucedido y suceden en profundidad sean independientes de los acaecidos en los niveles más superficiales de la Corteza, sin embargo lo contrario no parece ser cierto. La modelización última de la incidencia de una deformación durante el periodo neotectónico en el área del antepaís habría de considerar para su aceptación al menos todos estos aspectos. Igualmente, la comparación final con los otros dos *entornos geodinámicos intraplaca* analizados (*Eje Neovolcánico de México* e *Isla de Fuerteventura*) considera estas premisas.

3 – RESUMEN.

En el interior del sector peninsular que aquí se ha denominado como Antepaís Bético (Meseta Inferior) existen multitud de aspectos geológicos relevantes (estructurales, petrológicos, fisiográficos, etc.). Hasta la fecha, estos han sido investigados de un modo desigual por la comunidad científica. Además, tales estudios han consistido en la mayoría de las ocasiones en la realización de análisis monodisciplinarios: estructurales, geomorfológicos, petrológicos, paleontológicos, o hidrogeológicos. Por el contrario, esta Tesis pretende proporcionar una visión multidisciplinar y regional de dicha realidad.

Para conseguirlo y debido a las metodologías de trabajo empleadas, numerosas y diferentes, se han realizado análisis a escalas muy desiguales con la única finalidad de contrastar entre sí a las conclusiones parciales alcanzadas con cada una de ellas. Ha sido, pues, este carácter multidisciplinar el responsable de la investigación a escalas diferentes. Sin embargo, no sólo se han realizado contrastaciones entre los distintos y característicos aspectos del antepaís, sino que para este trabajo ha sido posible la comparación de éste con otros dos entornos geodinámicos: Isla de Fuerteventura y Eje Neovolcánico de México. Uno de aquellos rasgos tan característicos de la Meseta Inferior es la existencia de un volcanismo intraplaca básico de edad Neógeno-Cuaternario situado en la comarca manchega del Campo de Calatrava. Tal volcanismo, su génesis, ha supuesto el nexo de unión y de comparación entre estos tres entornos geodinámicos, así como uno de los modos más adecuados posibles de contrastar resultados e hipótesis.

Por lo que se refiere al Antepaís Bético, se ha caracterizado el estado tensorial incidente sobre el mismo durante los últimos 9Ma. Concluimos que se trata de un campo deformacional compresivo débil o direccional, denominado aquí como campo bético, con el valor compresivo horizontal máximo que lo caracteriza dispuesto hacia N130°-140°E. Tal valor se corresponde con el eje principal de esfuerzo σ_1 o bien con el eje σ_2 (ambos permutan sus posiciones). El eje σ_3 se localiza en la mayoría de las ocasiones en la horizontal y hacia N40°-50°E. Localmente, y a favor de discontinuidades adecuadas (con un grado de penetratividad variable) y de entornos geodinámicos particulares de la Corteza más superficial, en este área de plataforma el tensor regional suele resolverse mediante permutaciones coaxiales de los tres ejes principales de esfuerzo (refracciones del tensor bético con una expresión morfotectónica evidente) pero conservando una disposición tensorial similar a la regional. La deformación se ha originado desde entonces y hasta la actualidad en el límite de placas litosféricas de África y Eurasia, convergente (2-4 mm/año) para las longitudes geográficas de la Península Ibérica.

La caracterización de todo este estado deformacional se ha realizado mediante un análisis mesoestructural exhaustivo de poblaciones de planos de fallas estriados y de planos de diaclasado, así como realizando un análisis de las estructuras de plegamiento observables en sectores determinados del antepaís y de la actividad sísmica moderada registrada aquí por el Instituto Geográfico Nacional (análisis de mecanismos focales de terremotos y de la distribución hipocentral y epicentral de los sismos: localización de las fuentes sismogénicas). Este análisis mesoestructural

ha considerado la práctica totalidad de las citas bibliográficas referidas a la determinación de la estructura de la Litosfera mediante estudios geofísicos.

Un análisis ponderado de la distribución espacial de la red fluvial, un estudio detallado de la topografía y otro de las macrolineaciones observables en este sector de la Meseta a partir de imágenes de satélite, junto con la aplicación al mismo de índices geomorfológicos de actividad tectónica reciente, la ejecución de técnicas de ponderación automática de lineamientos a partir del análisis de campos potenciales, y la consideración del entorno hidrogeológico de la Cuenca Alta del Guadiana, ha proporcionado un número de evidencias suficiente como para confirmar afirmativamente las conclusiones del análisis estructural y sismológico de partida. Así, los rasgos fisiográficos principales de todo el *antepaís* pueden ser explicados dentro del contexto deformacional del *campo bético*.

En este mismo sentido, un desarrollo investigador similar a éste pero realizado para la Isla de Fuerteventura y el Eje Neovolcánico de México permite validar no sólo la metodología de trabajo empleada en la Península, sino también desmitificar el arraigado axioma entre los especialistas que tiende a relacionar el origen de cualquier volcanismo intraplaca con la existencia de un *punto caliente* o "hot spot". De este modo, y sobre la base de la realización de un estudio multidisciplinar de las evidencias neotectónicas principales, la conclusión científica más importante de esta Tesis Doctoral radica en la propuesta de un entorno flexural neotectónico para todo el Antepaís Bético, bajo el cual cualquier aspecto geológico reciente considerable en el mismo es susceptible de ser explicado. La afirmación de la validez del novedoso método de trabajo empleado en el desarrollo de ésta es el otro logro fundamental, en nuestra opinión, obtenido.

4 – OBJETIVOS.

Sintetizando al máximo las pretensiones de esta Tesis Doctoral, podría decirse que supone *un intento de modelización geodinámica contrastada de la respuesta ofrecida por un amplio sector de la Península Ibérica: Antepaís Bético, durante el periodo neotectónico, a la incidencia de esfuerzos litosféricos generados en el límite de placas de Eurasia y África*. Esta tentativa se fundamenta en el análisis de elementos macro y mesoestructurales y geofísicos, en el análisis de elementos geomorfológicos, y en la contrastación de las conclusiones deducidas de estos con los realizados sobre entornos geológicos cuya similitud principal con el *ibérico* es la existencia de un volcanismo extruido en épocas neógenas y cuaternarias: *Isla de Fuerteventura y Eje Volcánico Central o Neovolcánico de México*. La definición de estructuras en las cuales se resuelve preferentemente la deformación causada por la transmisión de esfuerzos producidos en el límite de placas y que, por tanto, pueden generar la actividad sísmica supone también una pretensión fundamental de este estudio: determinación de las fuentes sismogénicas. Tal y como ya se ha citado, a grandes rasgos, esta propuesta de Tesis sobre la caracterización de la deformación reciente del antepaís coincide con la línea de investigación seguida durante los últimos años por el Departamento de Geodinámica de la Universidad Complutense de Madrid, especialmente con la escogida por el *Grupo de Investigación de Geología Estructural* que dirige el Dr. Gerardo de Vicente.

Existen otros objetivos secundarios consistentes, sobre todo, en la “puesta en marcha” de posibles metodologías de análisis geológico a escala regional. Por un lado, se intenta mostrar la utilidad de un

análisis morfotectónico basado en la disposición espacial ponderada de la red fluvial, del relieve, y de las macrolineaciones estructurales. Éste incluye la aplicación y ejecución de índices geomorfológicos de actividad tectónica reciente. Además del análisis de la distribución espacial de las aguas superficiales, se ha considerado el funcionamiento hidrogeológico de la Cuenca Alta del Guadiana, cuyas aportaciones a la determinación de un entorno geodinámico para el *Antepaís Bético* han de estimarse ahora como muy valiosas.

También se propone cuestionar la validez de una metodología para la obtención automática y aleatoria de orientaciones preferentes de lineamientos a partir de campos potenciales (imágenes de satélite, relieve y susceptibilidad magnética). Además, se intenta aplicar otra nueva metodología para el análisis de fracturas de entidad regional basada en la combinación de técnicas de restitución fotogramétrica (a partir de fotografías aéreas) con síntesis de cartografía geológica existentes. Todos los análisis descritos con anterioridad están precedidos por un intento de cuantificación de la deformación incidente en la zona de estudio mediante el uso conjunto de técnicas de *análisis poblacional de fallas* (empleando para ello la metodología, ya tradicional, utilizada por otros autores en áreas próximas), de técnicas relacionadas con el análisis de las estructuras de plegamiento, y de técnicas de *análisis poblacional de diaclasas*. Para este último fin se ha ideado y desarrollado el programa informático (utilizable bajo el entorno WINDOWS) “*JOINTS*”.

En definitiva, y tal y como se ha intentado exponer a lo largo de los párrafos anteriores, esta Tesis Doctoral es, ante todo, *experimental*. Se propuso,

evidentemente, alcanzar conclusiones de ámbito regional (de aplicación inmediata a escalas más locales) pero utilizando metodologías de trabajo novedosas, lo cual es, por sí mismo, una nueva metodología. La consecuencia más inmediata de este planteamiento es la colaboración no ya sólo entre distintas especialidades de la Geología (Geodinámica,

Geomorfología, Hidrogeología, Petrología,...), sino también entre distintos Organismos oficiales hasta la fecha escasamente relacionados (Universidad de Castilla-La Mancha, Instituto Geográfico Nacional y Facultades de Ciencias Físicas, y Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid).

5 – ANTECEDENTES.

La gran cantidad de rasgos geológicos considerados en este trabajo hace prácticamente imposible citar en este momento todas las reseñas bibliográficas existentes relativas a este sector del *antepaís*, ni tan siquiera reseñar todas las que se han tenido en cuenta para la ejecución de esta Tesis Doctoral. Por este motivo, a continuación sólo se enumeran aquellas más generales utilizadas para este trabajo y de manera esquemática. En los capítulos correspondientes, sin embargo, se procederá a una presentación algo más detallada de las mismas.

Por lo que se refiere al marco geológico general y estructural del área de estudio, tanto del Macizo Ibérico, como de las Cordilleras Béticas y de la Cordillera Ibérica citamos los trabajos clásicos de Lotze (1945), Alía (1960), Gutiérrez-Elorza y Vegas (1971), Julivert *et al.* (1974), Moreno (1974), Martín (1977), Roiz (1979), Vegas y Roiz (1979), Julivert (1983), Sánchez-Soria (1973), Álvaro y Capote (1973), Alvaro *et al.* (1979), Guimerá (1988), Guimerá y Álvaro (1990), Fallot (1948), Durand-Delga (1966), Egeler y Simon (1969), Andrieux *et al.* (1971), Azema *et al.* (1979), Rivas *et al.* (1979), Wildi (1983), Fontboté y Vera (1983), etc.

Autores como García-Abbad (1979), Martín-Serrano (1976 y 1994), Rincón (1995), o Muñoz-Martín (1997a) se han ocupado de un modo parcial o preferente de la expresión morfológica y sus implicaciones estructurales de algunos sectores del *antepaís*.

Banda *et al.* (1981b), Bergamín *et al.* (1984), Bergamín (1986), Bergamín y Carbó (1986), Suriñach y Vegas (1988), Payo *et al.*

(1993), Perucha *et al.* (1995), Bergamín *et al.* (1996), Tejero *et al.* (1996), Jabaloy *et al.* (1997), Vegas *et al.* (1997b), o Muñoz-Martín (1997a), analizaron la estructura de la Corteza del interior peninsular, considerando de manera parcial nuestra zona de estudio.

Análisis estructurales más concretos y recientes, referidos especialmente a la caracterización de la deformación frágil registrable en la Meseta Inferior, han sido realizados por De Vicente (1988), De Vicente *et al.* (1994, 1996a, 1996b, 1996c, 1996d), Galindo-Zaldívar (1993), Galindo-Zaldívar *et al.* (1993), Giner-Robles (1994, 1996), Muñoz-Martín (1994, 1997a), Martín-Velázquez (1996), Martín-Velázquez y De Vicente (1996), Rincón (1995), o Rodríguez-Pascua (1994 y 1997).

La actividad sísmica *moderada* registrable en este sector peninsular o la paleosismicidad también ha sido analizada en los trabajos de Alfaro *et al.* (1991), Buforn *et al.* (1988), Buforn y Udías (1991), De Vicente *et al.* (1996c, 1996d), Giner-Robles (1996), Giner-Robles *et al.* (1995, 1996, y 1998), Herraiz *et al.* (1996), I.G.N. (1992a), Rincón *et al.* (1996a y 1998), o Rodríguez-Pascua (1997).

Por lo que se refiere al estudio del volcanismo Neógeno-Cuaternario del Campo de Calatrava, los trabajos más recientes son los de Ancochea (1982), Ancochea y Brändle (1982), Cebriá (1992), Crespo (1992), López-Ruiz *et al.* (1993), Bógalo *et al.* (1994), Rincón (1995), Vegas y Rincón (1996), Oyarzun *et al.* (1997), o Gallardo-Millán *et al.* (1998).

Finalmente, existen numerosos trabajos relacionados con aspectos hidrogeológicos, de los cuales aquí se han considerado los de del I.G.M.E.

(1980a), I.T.G.E. (1989), Montero (1994), García (1996), y Rincón *et al.* (1996b).

Las citas bibliográfica principales correspondientes a las provincias ígneas restantes consideradas para el

desarrollo de esta Tesis Doctoral (Isla de Fuerteventura y Eje Neovolcánico de México) se mostrarán en los apartados correspondientes de los *Capítulos 18 y 19*.

6 – METODOLOGÍA DE TRABAJO.

Todo el desarrollo de esta Tesis Doctoral ha estado condicionado, evidentemente, por el objetivo principal de la misma: *un intento de modelización geodinámica contrastada de un amplio sector de la Península Ibérica: el Antepaís Bético*. Sin duda, el calificativo de “intento *contrastado*” ha sido el que más ha influido a la hora de planificar toda una metodología de trabajo aplicable a este estudio. En la introducción de cada uno de los sucesivos apartados o capítulos se describirán las metodologías de trabajo individualizadas. Por esta razón, ahora interesa mostrar un esquema general (*figura 6.1*) que permita sintetizar todo el desarrollo seguido hasta la *edición final* de conclusiones en este volumen.

El trabajo desarrollado puede estructurarse en tres grandes capítulos, cada uno de ellos ocupado en proporcionar información contrastable con la proporcionada por el otro, y viceversa: un *análisis mesoestructural*, un *análisis morfotectónico* o *morfoestructural*, y un intento de *cartografía automática de lineamientos*. El primero en mostrarse es un *análisis estructural* de los principales rasgos geológicos detectables en este área intraplaca. Fue éste el primero en plantearse y, por tanto, el primero en comenzar a desarrollarse. De sus conclusiones preliminares surgió la necesidad del planteamiento y elaboración del resto del análisis. Para su ejecución se ha realizado un *análisis mesoestructural* ya clásico (a pesar de su reciente desarrollo) fundamentado en un *análisis poblacional de las fallas* según el *Método de los Diedros Rectos*, el *Modelo de Deslizamiento*, el *Método de Inversión de Esfuerzos*, y la representación gráfica de las soluciones sobre el *Círculo de Möhr*. Las conclusiones obtenidas de este modo se han

contrastado con las proporcionadas por una metodología nueva de *análisis poblacional de diaclasas*, ideada expresamente para esta Tesis Doctoral e informatizada mediante el programa informático “JOINTS”. Dentro de este *análisis estructural* también se ha realizado un *estudio de la sismicidad* moderada registrable en este sector peninsular. Éste se ha basado en la recopilación bibliográfica de todos los sismos registrados por el I.G.N. (localización hipocentral y epicentral, magnitud e intensidad) y de los mecanismos focales de terremotos realizados por otros autores para sismos localizables en el antepaís. A partir de esto se ha realizado una interpretación de los resultados (sobre la base del resto de capítulos de este trabajo) con el fin de determinar las *fuentes sismogénicas*. Por último, se ha intentado completar el *análisis estructural* con el estudio de *estructuras de plegamiento*. Por razones que se detallan en el apartado correspondiente, sólo se han analizado pliegues observables en la cobertera mesozoica del Altiplano del Campo de Montiel.

En el *análisis estructural* se ha de enmarcar, además, una nueva metodología para el análisis de fracturas (cuantificación de su cinemática) basada en la combinación de técnicas de restitución fotogramétrica (a partir de fotografías aéreas) con síntesis de cartografía geológica existentes. Esta técnica se ha aplicado al cuadrante sur-occidental de la Hoja MAGNA, 1:50.000, nº 703 (“Arroyo de la Luz”; I.G.M.E., 1982b), en el cual aflora un segmento destacable del *Sistema Falla-Dique de Plasencia*.

Posteriormente se exponen las conclusiones proporcionadas por el *análisis morfoestructural*. Éste ha consistido en análisis secundarios de la *red*

fluvial, del relieve, y de las grandes lineaciones estructurales (fracturas) que disectan el Antepaís Bético definibles a partir de la observación de imágenes LANDSAT. En éste también se han aplicado por vez primera sobre el antepaís una serie de índices geomorfológicos de actividad tectónica reciente.

Igualmente, las conclusiones obtenidas mediante el desarrollo de la metodología anterior para el Antepaís Bético se han contrastado con la ejecución de nuevos métodos de obtención automática y aleatoria de orientaciones preferentes de lineamientos a partir de campos potenciales: imágenes de satélite, relieve, y susceptibilidad magnética. Las zonas consideradas para este fin han estado condicionadas por la disponibilidad real de medios existentes, ya que la totalidad de la base de datos utilizada procede del Instituto Geográfico Nacional, único Organismo capaz de proporcionar

tal cantidad y calidad de información, así como los medios materiales destinados al procesado de la misma.

Por último, ha sido obligada una contrastación de los resultados proporcionados por las metodologías anteriores mediante el análisis del funcionamiento hidrogeológico de la Cuenca Alta del Guadiana, en especial de la red de flujo definible (previa a su alteración antrópica) por los sistemas acuíferos de la Llanura Manchega y del Campo de Montiel.

Mediante análisis estructurales y morfoestructurales similares a los descritos (evidentemente de menor extensión y exhaustividad que los realizados para el antepaís) se ha intentado contrastar la génesis de la Región Volcánica Central Española (volcanismo reciente del Campo de Calatrava) con otros entornos volcánicos de edad Neógeno-Cuaternario: Isla de Fuerteventura y Eje Volcánico Central de México.

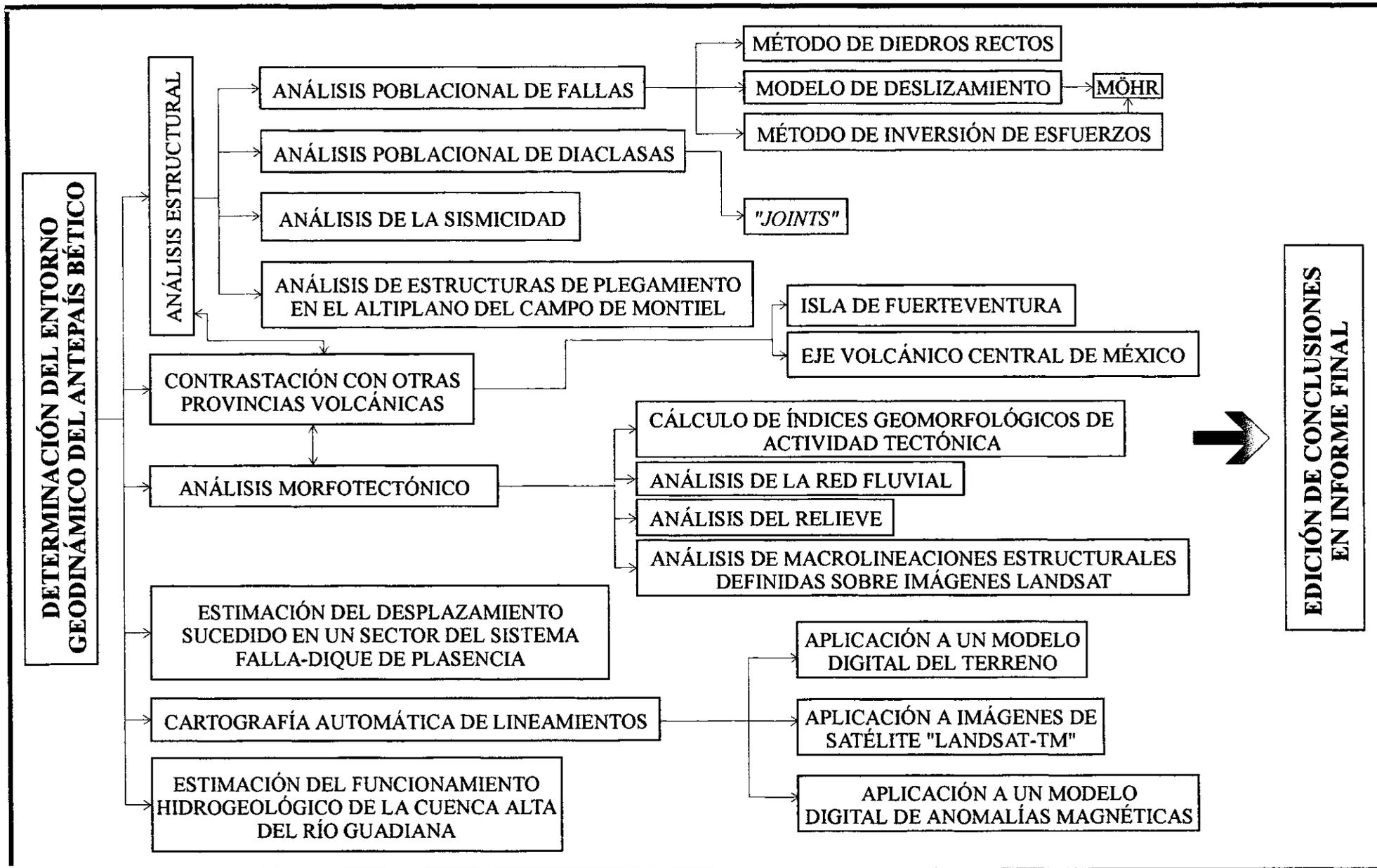


Figura 6.1: Esquema general seguido durante el desarrollo de la Tesis Doctoral

7 - SITUACIÓN GEOGRÁFICA.

Toda la superficie estudiada en este trabajo muestra contrastes geológicos, geomorfológicos, geográficos y climáticos extremos, lo cual parece ser consecuencia de, al menos, dos factores: (a) la importante extensión estudiada: ~135.000 km²; y (b) la respuesta natural a una compleja y cambiante variedad de condicionantes geológicos, tectónicos y climáticos a lo largo y ancho de la misma.

El área de estudio comprende (*figura 7.1*) una buena parte de la Meseta Sur peninsular, estando situada administrativamente dentro de la Comunidad de Extremadura, el centro y sur de la Comunidad de Castilla-La Mancha (provincias de Toledo, Ciudad Real, Cuenca, y Albacete), y el sector más septentrional de la Comunidad de Andalucía (provincias de Córdoba y Jaén). Se trata de una superficie suavemente inclinada hacia el oeste (~75-80% del total) en sus sectores occidental y central (Cuencas del Tajo, Guadiana, y Guadalquivir), y hacia el este en su sector más oriental (Cuencas del Júcar y Segura). Las depresiones (Cuenca del Tajo, vegas extremeñas del Guadiana, Llanura Manchega, Llanos de Albacete, y Cuenca del Guadalquivir) y elevaciones (Montes de Toledo, Sierra Morena y Zona Externa de las Cordilleras Béticas), dispuestas de modos similares, disectan toda la extensión, funcionando alternativamente como cauces y límites de las cuencas

fluviales (*figura 7.1*). Es destacable el hecho de que la mayor parte de la superficie se encuentra (~75-80% del total) situada por encima de los quinientos metros de altitud, superándose la cota de los mil metros en los Montes de Toledo, Sierra Morena, Campo de Montiel y la Zona Externa de las Cordilleras Béticas (*figura 7.1*).

Según el Atlas Climatológico del I.G.N. (1992b) predomina un *clima templado de verano seco y caluroso* (variedad **Csa**, según la clasificación de Köppen), también llamado *clima mediterráneo*. Existen áreas de menor extensión intercaladas en la comunidad extremeña, Toledo, Ciudad Real y Albacete donde el clima es de tipo *estepario frío* (variedad **Bsk**), y un sector al este de Jaén y sur de Albacete donde el clima es de tipo *templado de verano seco y cálido* (variedad **Csb**). La precipitación media anual preferente oscila entre 400 y 600 mm/m², aunque se eleva hasta 1000-1200 mm/m² en el sector occidental de los Montes de Toledo, Sierra Morena y el este de Jaén y sur de Albacete (Sierra de Segura). Por lo que se refiere a las temperaturas medias anuales, las más frecuentes oscilan entre 12,5° y 15,0°C, aumentando hasta 15,0°-17,5°C en Extremadura, y disminuyendo a 7,5°-12,5°C al norte de Cuenca y en la Sierra de Segura.

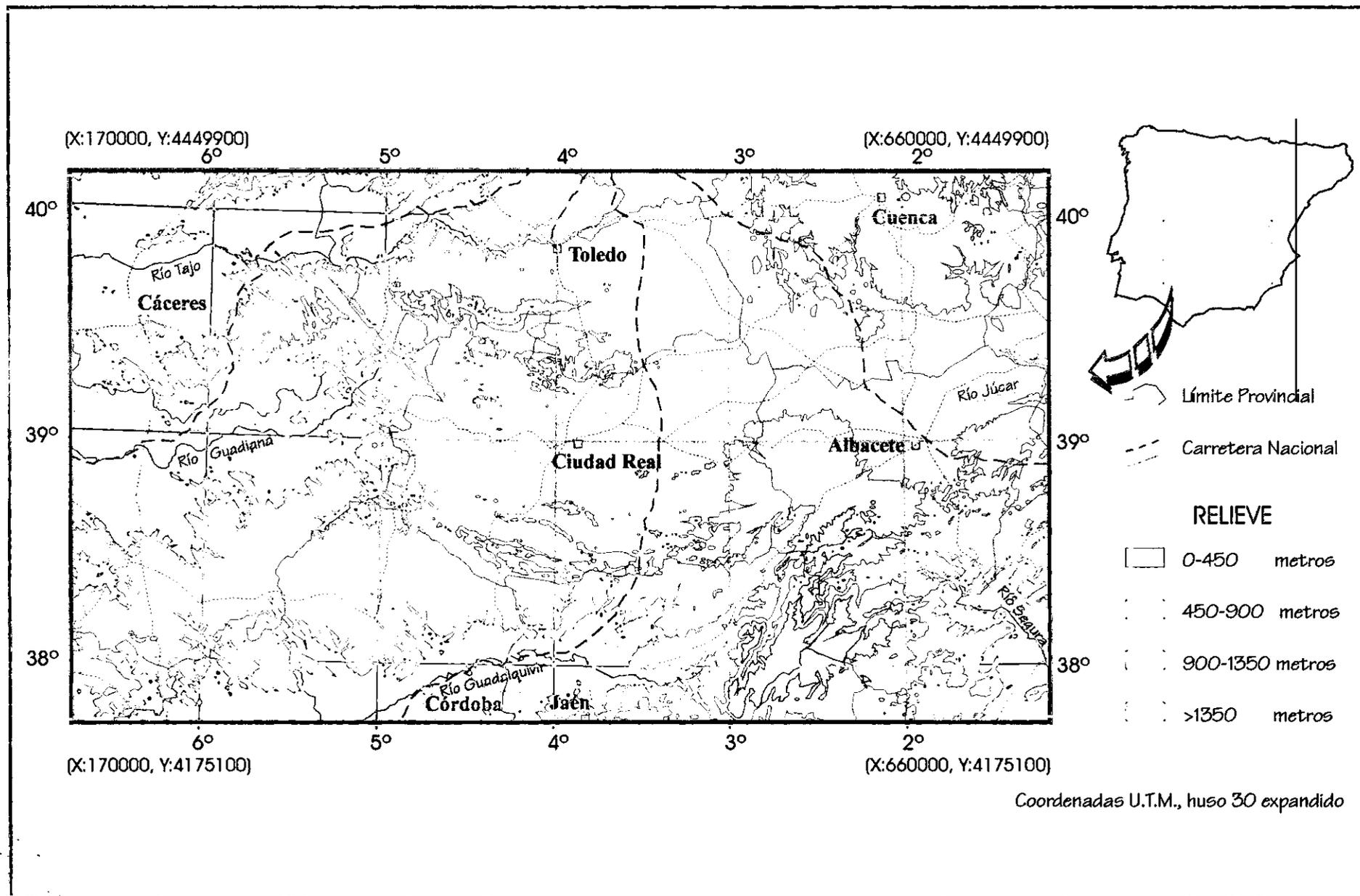
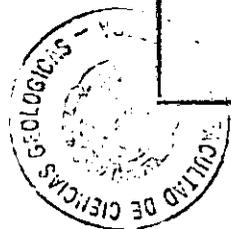


Figura 7.1: Situación geográfica general del área de estudio (coordenadas geográficas y U.T.M.)



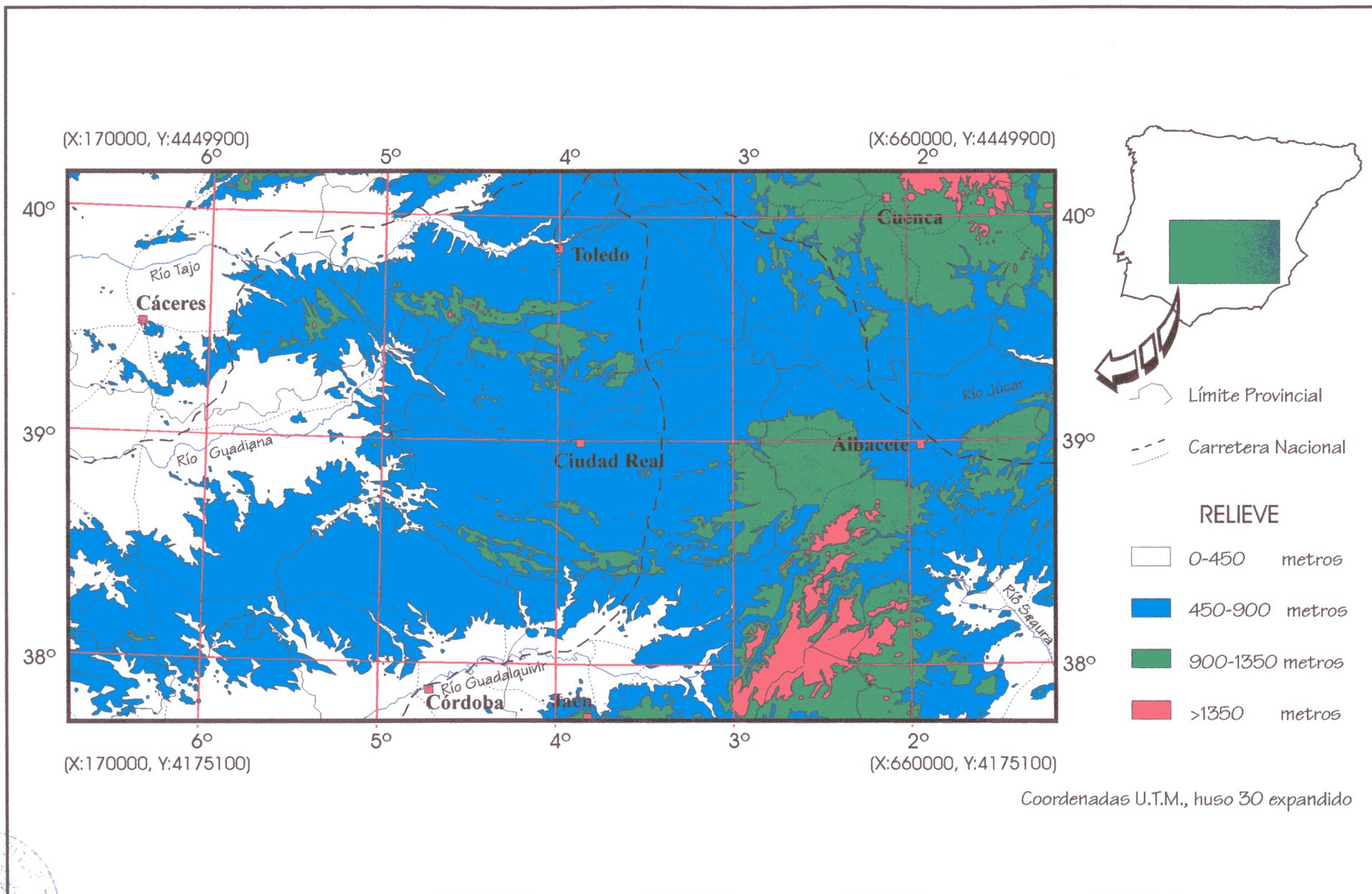


Figura 7.1: Situación geográfica general del área de estudio (coordenadas geográficas y U.T.M.)



8 - CONTEXTO GEOLÓGICO.

Las grandes dimensiones del área de estudio obligan a considerar unidades o dominios litológico-estructurales muy diversos. Por este motivo se ha procedido a asignar distintos “marcos geológicos” según una propuesta de distribución espacial jerarquizada de las unidades o dominios (figura 8.1). Así, en primer lugar se enmarca la zona de trabajo a escala peninsular. Posteriormente, se propone un marco geológico esquemático para el orógeno bético y otro para la zona de antepaís; y, por último, se desarrollan del mismo modo dichos dominios principales según sucesivas divisiones y subdivisiones (evidentemente discutibles) basadas en criterios estructurales, litológicos, y morfológicos. En esta figura puede comprobarse como una buena parte de los límites de los dominios coinciden con bordes erosivos cuaternarios complejos. Tal situación es una consecuencia directa de los criterios empleados para su definición. Sin embargo, el sentido común nos obliga a asumir que tales contornos han de ser, evidentemente, mucho más suavizados.

Será en el *Capítulo 14* cuando se muestren las conclusiones obtenidas mediante el desarrollo de las distintas metodologías para cada uno de estos dominios.

8.1. MARCO GEOLÓGICO A ESCALA PENINSULAR.

Observando de manera sucinta un mapa geológico simplificado de la Península Ibérica es razonable establecer una serie de límites aproximados sobre la base de determinados criterios litológicos. Así, quizás lo más sencillo sea distinguir áreas donde afloran preferentemente materiales de edad

precámbrico-paleozoica y áreas donde estos no afloran. Sin embargo, si se consideran criterios estructurales y estratigráficos (relativos a la orogenia Alpina), esta división tan simple comienza a complicarse. Julivert (1983) propuso, por ejemplo, una división en zonas donde afloran materiales *precámbricos y paleozoicos del dominio herciniano* (Macizo Ibérico, Cordillera Ibérica, Cordilleras Catalánides y Pirineos); zonas donde afloran materiales *mesozoicos y terciarios de plataforma*; y zonas donde aflora un *dominio bético indiferenciado y los materiales mesozoicos y terciarios de los Pirineos*.

Quizás, de nuevo, sea una subdivisión peninsular similar a ésta la más adecuada y simple para comenzar a encuadrar geológicamente la zona de estudio de esta Tesis Doctoral. Esto es así porque el intento anterior establece tanto los límites del orógeno bético como los de lo que en este trabajo se va a denominar *Antepaís Bético*: un *basamento hercínico* sobre el cual se desarrolló una cobertera mesozoica relativamente extensa (deformada y semicolmatada con posterioridad por materiales cenozoicos durante la orogenia Alpina).

Los materiales de edad paleozoica afloran de manera más notable al oeste de la península, en lo que tradicionalmente se ha denominado como *Macizo Ibérico*. Constituyen los afloramientos más meridionales para toda Europa de la extensa Cordillera Herciniana, y uno de los entornos más adecuados para el estudio de la misma ya que proporcionan un corte transversal completo del orógeno (zonas externas e interna). Tal y como propone Julivert (1983), el Macizo Ibérico ha de ser la pieza fundamental a la hora de intentar resolver cualquier cuestión, a escala peninsular, que esté

relacionada con los tiempos paleozoicos. El substrato sobre el cual se depositaron las series paleozoicas lo constituyen niveles precámbricos polideformados antes y durante la orogenia Herciniana. Estos niveles afloran en el área de estudio en el interior de algunas estructuras hercínicas antiformales y dómicas como respuesta del basamento hercínico (materiales precámbricos y paleozoicos) a la incidencia de la deformación neotectónica (véanse apartados posteriores).

La superficie restante, en la que afloran los materiales *mesozoicos* y *terciarios de plataforma* citados al comienzo de este apartado, está compartimentada en múltiples depresiones y elevaciones donde el grado de deformación alpina es muy variable. De esta manera, es posible distinguir cuencas mesozoicas primitivas convertidas al incidir la deformación alpina en cordilleras de tipo *intermedio*: Cordillera Ibérica, Cordilleras Catalánides y Pirineos. Sin embargo, no toda la plataforma mesozoica depositada sobre el basamento hercínico fue deformada con la suficiente intensidad como para generar una cordillera. Así, la Cuenca Portuguesa sería un buen ejemplo de cuenca no plegada.

Por lo que se refiere a las depresiones, existen cuatro cuencas terciarias principales semicolmatadas por depósitos continentales y/o marinos: Cuenca del Guadalquivir, Cuenca del Tajo, Cuenca del Duero, y Cuenca del Ebro; así como otras secundarias o de menor entidad: Llanura Manchega, Cuenca de Aspontes, Cuenca de Ponferrada, etc.

Dentro de este esquema general de la geología peninsular, el área de trabajo se extiende a lo largo del *Macizo Ibérico* (Zona Centroibérica y Zona de Ossa-Morena; según Julivert *et al.*, 1974), a lo largo del sector con materiales *mesozoicos* y *terciarios de plataforma* (Cordillera Ibérica,

Cuencas del Guadalquivir y del Tajo, y Llanura Manchega), y a lo largo del *dominio bético* (Zona Externa de las Cordilleras Béticas). El análisis y modelización de la incidencia que ha tenido la deformación neotectónica sobre parte de esta compleja y variada superficie es el objetivo principal de este estudio.

8.2. MARCO GEOLÓGICO GENERAL DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS.

De todas las cordilleras alpinas que circundan al Macizo Ibérico, las Cordilleras Béticas son el único ejemplo de orógeno *sensu strictus*. Junto a las Cordilleras Rifeñas del norte de Marruecos representan parte de la sutura brusca que supuso el cierre del Tethys al colisionar la placa africana con la placa ibérica (Eurasia) por medio de la placa de Alborán. Se trata de un orógeno en el que se han desarrollado procesos metamórficos intensos, plegándose, fracturándose y acortándose de manera importante potentes series de facies profundas y flysches. En la actualidad, ambos extremos de la colisión se encuentran separados entre sí por la cuenca del Mar de Alborán, cuya génesis y evolución ha de estar relacionada con los procesos que llevaron a la formación del orógeno y a su posterior desarrollo, así como con la dinámica del límite de placas entre Eurasia y África (Vegas y Vázquez, 1997). La extensión de la Litosfera sucede preferentemente (Dewey, 1988) a lo largo de los cinturones orogénicos, ya que ellos mismos implican un engrosamiento anómalo de la corteza (con numerosas discontinuidades estructurales susceptibles de ser reactivadas con posterioridad). Una tendencia natural a la compensación isostática que genera tensiones horizontales, la presencia de esfuerzos desviáticos originados por procesos subductivos relacionados con el desarrollo de la

extensión, y la existencia de condicionantes térmicos adecuados bajo el orógeno favorecen esta etapa última en la estructuración del mismo. Si en el escenario tectónico donde sucede el colapso continúa la incidencia de una deformación convergente (tal y como sucede en las Cordilleras Béticas), este episodio extensional se resuelve con la generación de cabalgamientos radiales que generan relieves “oroclinal loops” alrededor de la zona central extensional (Dewey, 1988). Van der Beek y Cloething (1992) argumentan que esta etapa extensional habría de enmarcarse dentro de un contexto flexural, tanto del orógeno como de su área de plataforma ibérica.

Los límites oriental, meridional y occidental de las Cordilleras Béticas son bastante nítidos, ya que se corresponden con el Mar Mediterráneo, el Océano Atlántico, y la Depresión del Guadalquivir. Límites de mayor complejidad son el septentrional (con el frente prebético cabalgando, inclusive durante el periodo neotectónico, sobre el *Antepaís Bético*), y el nororiental (más difuso al confundirse directrices estructurales béticas e ibéricas). Geográficamente, se trata de una alineación OSO-ESE que se extiende desde el Golfo de Cádiz hasta las costas valencianas más meridionales.

Las Cordilleras Béticas muestran los rasgos más característicos de las cordilleras del Dominio Alpino Mediterráneo: *a)* evolución preorogénica durante el Mesozoico, como consecuencia de una marcada tectónica extensional (rotura de Pangea II y apertura del Tethys), caracterizada por una diferenciación en dominios paleogeográficos notable; *b)* estructuración posterior basada en el apilamiento de unidades alóctonas y los consecuentes procesos metamórficos en la Zona Interna del orógeno; *c)* generación de pliegues y frentes de cabalgamiento en la Zona Externa,

afectando a niveles de la corteza más superficiales; y *d)* una tectónica compresiva débil y/o extensiva reciente característica del colapso extensional del orógeno.

Tradicionalmente, las Cordilleras Béticas han sido subdivididas en dos sectores: una *Zona Interna*, *Zona Bética* o *Bloque de Alborán* (Andrieux *et al.*, 1971); y una *Zona Externa*, subdividida a su vez en una *Zona Subbética* (que incluiría a la *Zona Penibética*) y en una *Zona Prebética* (Egeler y Simon, 1969), separadas ambas por las denominadas *Unidades Intermedias*.

La Zona Interna se corresponde con el basamento precámbrico-paleozoico de la placa de Alborán y una cobertera mesozoica asociada de facies proximales, intermedias (*Dorsal Bética*) y distales (*Unidades del Campo de Gibraltar*). Todo este conjunto está estructurado en apilamientos sucesivos de escamas tectónicas que originan las principales alturas de la cordillera, y que muestran evidencias de procesos metamórficos intensos (este último aspecto es un criterio diferenciador claro entre Zona Interna y Externa).

La Zona Externa se corresponde con lo que debió ser el prisma sedimentario de la margen ibérica hercínica durante el Lías inferior y el Mioceno (Azema *et al.*, 1979; Rivas *et al.*, 1979; Fontboté y Vera, 1983). Las facies más distales del prisma se corresponden con la Zona Subbética, las facies centrales con las Unidades Intermedias, y las facies proximales con la Zona Prebética. Todo este conjunto de materiales se muestra en la actualidad intensamente plegado y fracturado (innumerables frentes de cabalgamiento y fracturas asociadas al proceso deformacional). Por cuestiones de simple abreviatura de términos, y dado que serán innumerables las referencias al mismo a lo largo de todo este volumen, el sector más septentrional del

Frente Prebético denominado en numerosas citas bibliográficas como Arco de Cazorla-Alcaraz-Hellín se denominará a lo largo de todo este trabajo como *Arco de Alcaraz*. En este mismo contexto, Guézou *et al.* (1991) estiman un valor de acortamiento máximo de 70 kilómetros para esta estructura.

García-Dueñas y Balanyá (1986) proponen una subdivisión de las Cordilleras Béticas fundamentada en criterios estructurales y corticales (Galindo-Zaldívar, 1993). Así, establecen tres zonas preferentes: un Dominio Sudibérico, subdividido a su vez en un *Dominio Sudibérico Subbético-Penibético* y en un *Dominio Sudibérico Prebético*; un Dominio de Alborán, (equivalente a la Zona Interna o Bética) subdividido a su vez en el *Complejo Nevado-Filábride*, el *Complejo Alpujarride*, el *Complejo Maláguide*, la *Unidad Dorsal*, y la *Unidad Predorsal*; y el Surco de los Flysch.

Se han propuesto diversas soluciones para explicar la génesis de las Cordilleras Béticas y, por extensión, las Cordilleras Rifeñas: Andrieux *et al.* (1971), Le Pichon *et al.* (1977), Araña y Vegas (1974), Laubscher (1975), Udías *et al.* (1976), Jerez (1979), Torres-Roldán (1979), López-Ruiz y Badiola (1980), Weijermars (1985), Doblas y Oyarzun (1989), etc. Cualquier hipótesis habrá de considerar, al menos, la existencia de los frentes de cabalgamiento con vergencia norte en el Prebético y Subbético, con vergencia oeste en el Arco de Gibraltar, y con vergencia sur en Marruecos; así como el registro actual de una sismicidad residual profunda y la existencia en la Zona Interna de un basamento precámbrico-paleozoico muy diferente al que aflora en el Macizo Ibérico.

8.3. MARCO GEOLÓGICO GENERAL DEL ANTEPAÍS BÉTICO.

A lo largo de todo este trabajo se propondrá

continuamente una subdivisión entre las Cordilleras Béticas y el *Antepaís Bético*. Tal manera de proceder puede provocar algunas dudas debido a posibles confusiones relacionadas con el concepto espacial y temporal de Cordilleras Béticas y el *Antepaís Bético*. La distinción espacial entre orógeno y antepaís parece ser la más sencilla, existiendo un límite morfológico tradicionalmente aceptado entre ambos sectores. Sin embargo, los problemas pueden surgir al considerar los criterios temporales.

La subdivisión propuesta para el periodo de tiempo en el cual el orógeno se estructura en Cordilleras Béticas y *Antepaís Bético* es, lógicamente, correcta. No cabe, pues, ningún tipo de confusión. Sin embargo, este trabajo intenta un análisis de la *deformación neotectónica incidente sobre el Antepaís Bético*. Puede surgir entonces la duda de saber si para el periodo aquí considerado es aplicable aún tal subdivisión. Nuestra opinión es que tal división se puede mantener para el periodo neotectónico, ya que el proceso de convergencia que se inició en el Cretácico superior continúa en la actualidad aunque con una intensidad menor. Aparte de esta menor intensidad, la única diferencia es el cambio de orientación en el vector de convergencia sucedido desde entonces hasta la actualidad¹. Es el momento en el cual el vector adquiere su última disposición espacial (la actual) cuando entendemos que debe comenzar el periodo neotectónico. La menor intensidad de la deformación no ha provocado que los límites espaciales entre orógeno y antepaís varíen lo

¹ Lo que sí parece haber provocado este cambio de orientación del vector de convergencia es la reactivación de fracturas preexistentes orientadas adecuadamente. El inicio de los procesos volcánicos del Campo de Calatrava, o la variación en los entornos deposicionales del *antepaís* registrada por diversos autores son aspectos que apoyan este razonamiento (véanse apartados posteriores).

suficiente² como para considerar un *antepaís bético preneotectónico* y un *antepaís bético neotectónico*. Además, la propia deformación neotectónica no parece resolverse del mismo modo en el orógeno que en el antepaís (De Larouzière *et al.*, 1988; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993; Stapel *et al.*, 1995; Huijbregtse *et al.*, 1998), con lo cual la distinción es aún más adecuada.

Una definición correcta del *Antepaís Bético* debiera considerar, primero, cuales son los límites del mismo. Tal y como se ha mostrado en párrafos anteriores, el límite más nítido es el meridional (aquel que define el final de las Cordilleras Béticas *sensu strictus*). Sin embargo, establecer los restantes supone una complicación mayor. Quizás pueda esta situación ayudar a proporcionar una primera definición, más correcta, del *Antepaís Bético*: un basamento precámbrico-paleozoico, estructurado de un modo complejo durante la orogenia Herciniana y otras previas a ésta, sobre el cual se desarrolló (hacia el sur y el este) una cobertera mesozoica potente y extensa deformada y semicolmatada con posterioridad por materiales cenozoicos (mediante cuencas de entidad variable) durante la orogenia Alpina y el periodo neotectónico. Esta definición lleva implícita la dificultad en el establecimiento de los límites. Dado que se ha sugerido que no sería correcto considerar un *antepaís bético preneotectónico* y un *antepaís bético neotectónico*, cualquier área del basamento precámbrico-paleozoico que muestre evidencias deformacionales relacionables con el proceso deformacional compresivo que comenzó a estructurar las Cordilleras Béticas en el Eoceno medio puede considerarse incluido dentro del *Antepaís Bético*. La

conclusión a la que llegamos después de esta discusión es que al menos toda el área de trabajo de esta Tesis Doctoral está contenida dentro de esta área de plataforma o de antepaís, ya que se han encontrado evidencias estructurales que parecen confirmarlo (véanse apartados posteriores).

Por tanto, no es posible definir límites para este área de plataforma (a excepción del meridional) ya que creemos exceden tanto el área de estudio como los objetivos de esta Tesis Doctoral. Lo que sí es posible es definir distintos dominios y subdominios de trabajo dentro del antepaís, los cuales coincidirán con unidades morfoestructurales definidas tradicionalmente para la Meseta Ibérica Meridional. Así, se propone definir el *Antepaís Bético* como *el área de plataforma en la Península Ibérica del orógeno bético-rifense, de gran extensión y variedad geológica, y en la cual el basamento hercínico que constituye el Macizo Ibérico ha sido deformado, reactivado y reestructurado* (según elevaciones y depresiones de entidad variable) *al menos desde el Eoceno medio hasta la actualidad*.

De esta manera, por ejemplo, el área ocupada por la Cordillera Ibérica habría de englobarse dentro del concepto espacial de *Antepaís Bético*. Sin embargo, cabe comentar que el modo en el cual se haya atenuado y se atenúa la deformación neotectónica en este relieve habrá estado sometido a directrices estructurales propias de la cordillera alpina. Otros dominios estructurales como los Montes de Toledo o Sierra Morena creemos que se han comportado de un modo similar.

8.4. DESCRIPCIÓN DE LOS DOMINIOS ESTRUCTURALES PRINCIPALES CONSIDERADOS.

En la *figura 8.1* se han representado los distintos dominios estructurales en los que se ha

² En campo se ha podido comprobar como materiales carbonatados mesozoicos del Prebético (Arco de Alcaraz) cabalgan tanto sobre niveles del Mioceno medio-superior como sobre depósitos aluviales cuaternarios.

subdividido a esta porción del *Antepaís Bético*. La numeración final de los apartados siguientes (por ejemplo, 8.4.1 → *Cordillera Ibérica: I*) es equivalente a la utilizada en esta figura.

8.4.1. CORDILLERA IBÉRICA.

Julivert *et al.* (1974) describen a la Cordillera Ibérica como una *cadena alpina intraplaca de tipo intermedio*. Tanto el espesor de los niveles mesozoicos y cenozoicos que la conforman, como la deformación evidenciada por ellos son importantes. Es, sin embargo, el modo en el cual sucedió su estructuración y su distalidad con respecto al límite de la Placa Ibérica lo que imposibilita su consideración como una cordillera alpina *sensu strictus*. Siguiendo una dirección principal NO-SE, se extiende a lo largo de 400 kilómetros desde el este de Burgos hasta el límite costero entre las provincias de Castellón y Valencia. Tradicionalmente, la Cordillera Ibérica ha sido subdividida en una *Rama Castellana* u *Occidental*, y en una *Rama Aragonesa* u *Oriental*. La disposición espacial de la Cuenca de Almazán colabora a esta subdivisión. Los límites continentales de la Cordillera Ibérica coinciden con la Cuenca del Ebro (al NE), con la Cuenca del Tajo (al O), y con la Llanura Manchega (al S).

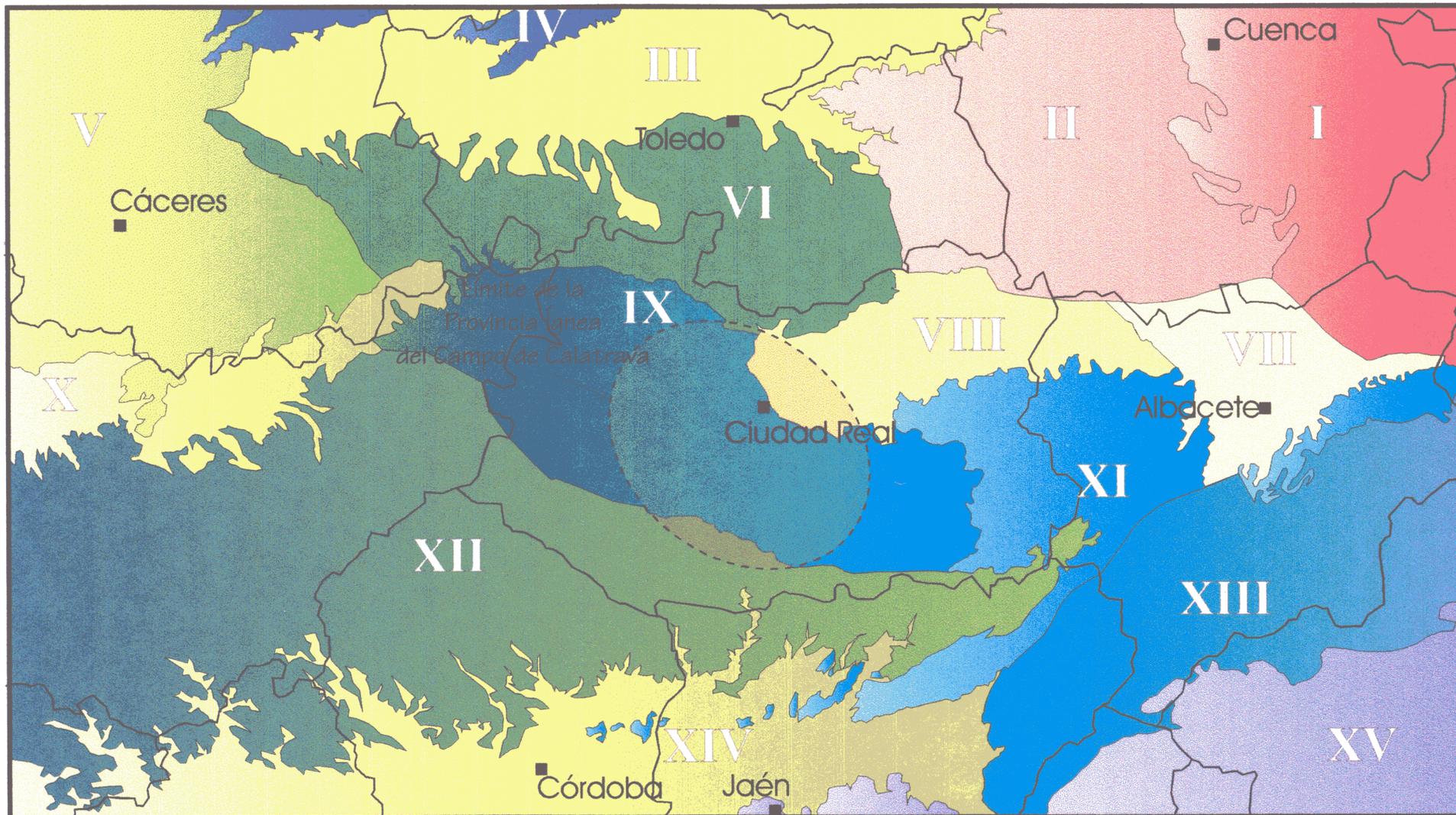
A partir de su carácter intracratónico y de su disposición ortogonal con respecto al orógeno bético, Álvaro *et al.* (1979) proponen para la Cordillera Ibérica un modelo de evolución de *tipo aulacógeno* capaz de explicar sus principales características. Así, su origen estaría relacionado con una etapa inicial extensiva, enmarcada geológicamente dentro de lo que estos autores denominan como “aulacógeno celtibérico”. A ésta le habría seguido en el tiempo otra compresiva, de edad paleógena (Eoceno superior; Anadón y Roca, 1996), ligada estrechamente al

desarrollo del orógeno pirenaico. El análisis de datos de tipo litoestratigráfico, volcánico y tectónico confirmaría este entorno extensional al menos desde el Triásico inferior hasta el momento de la “inversión tectónica”. Posteriormente surgieron modelos basados en la idea de etapas compresivas sucesivas (Simón, 1984; De Vicente, 1988). Otros modelos, sin embargo, predicaban la existencia de un mecanismo deformacional único o global: Viallard (1979), Canerot (1981), Guimerá (1988), Guimerá y Álvaro (1990); Salas y Casas (1993).

Gran parte de las características más definitorias de la estructuración del orógeno ibérico se deben a la respuesta mecánica proporcionada por potentes niveles de arcillas y evaporitas del Triásico superior. Estos han permitido el desarrollo de una tectónica “en pisos” (Muñoz-Martín, 1997a), con tres niveles bien diferenciados en la vertical: el *zócalo* compuesto por un basamento hercínico y un tegumento con materiales pérmicos y del Triásico inferior, un *nivel de despegue* constituido por arcillas y evaporitas del Triásico medio y superior, y una *cobertera* mesozoico-terciaria (Álvaro *et al.*, 1979; Guimerá y Álvaro, 1990). Estos mismos autores proponen que la deformación en el basamento hercínico habría estado fuertemente condicionada por la presencia de fracturas importantes orientadas, *grosso modo*, hacia NO-SE y que controlaron la sedimentación durante el Mesozoico. Tales fracturas fueron invertidas en su dinámica con posterioridad (durante la compresión paleógena) mediante un movimiento transpresivo dextroso o inverso. La cobertera está básicamente deformada por medio de pliegues y cabalgamientos de dirección NO-SE desarrollados a partir de un nivel de despegue situado en las facies mecánicamente incompetentes del Muschelkalk y/o del Keuper (Guimerá, 1988). En otros sectores son

(X:170000, Y:4449900)

(X:660000, Y:4449900)



(X:170000, Y:4175100)

(X:660000, Y:4175100)

Figura 8.1: Subdivisión del área de estudio en "dominios estructurales" y representación de la Provincia Ígnea del Campo de Calatrava.

posibles pliegues y cabalgamientos orientados N-S y E-O. Así, el sentido de la vergencia de las estructuras desarrolladas en la cobertera es centrífugo desde el eje de la cadena, de manera que las estructuras vergen hacia el NE en la parte nororiental de la cadena, y hacia el SO en la parte suroccidental de la misma. A tenor de los trabajos realizados por diversos autores, el momento en el cual cesa la deformación compresiva (Oligoceno superior-Mioceno superior) depende del sector del orógeno que se considere: Riba *et al.* (1983), Guimerá (1988), Colomer y Santanach (1988), Viillard (1989), Muñoz-Jiménez (1992), Muñoz-Martín (1997a), Muñoz-Martín y De Vicente (1998). Tras el episodio compresivo sucede una etapa distensiva que progresa en edad de este a oeste (las más orientales datan del Mioceno inferior) y que estaría relacionada con la apertura del Golfo de Valencia (Simón, 1984 y 1989; Moissenet, 1989). En algunas zonas se ha detectado la coexistencia de estos procesos extensionales neógenos con los últimos movimientos compresivos (Muñoz-Martín, 1997a).

Por lo que se refiere a nuestra zona de estudio, debe considerarse el límite más suroccidental de toda la Cordillera (*Rama Castellana*): Serranía de Cuenca, Depresión Intermedia o Cuenca de Loranca, y Sierra de Altomira. Ésta última ha sido enmarcada dentro del concepto morfoestructural o dominio estructural del Alto de Alcázar de San Juan-Ocaña-Sierra de Altomira-Cuenca de Loranca. Buena parte del Dominio denominado como "Cordillera Ibérica" (*figura 8.1*) se corresponde con la Serranía de Cuenca y con su sector de enlace con respecto a la Cuenca de Loranca y la Sierra de Altomira. Autores como Meléndez (1971), Sánchez-Soria (1973), Viillard (1973), Díaz-Molina (1974, 1979), o García-Abbad (1975) han considerado en sus trabajos morfoestructurales, estratigráficos y paleontológicos esta zona, la cual está limitada al oeste por la Sierra de

Altomira, al noroeste por la Cuenca de Loranca y al sur por la comarca de la Llanura Manchega. El *Accidente de San Clemente* (Sánchez-Soria, 1973), *Falla de Valencia* (Canerot, 1989), o *del Zancara* (Alfaro *et al.*, 1971; Muñoz-Martín, 1997a) permite su articulación con esta comarca manchega. García-Abbad (1975) la describe como una *zona de tránsito* surcada por afloramientos mesozoicos discontinuos orientados NO-SE, los cuales modifican su rumbo hacia el sur, de manera progresiva, hasta disponerse E-O. Del mismo modo, los afloramientos septentrionales estarían "tapizados" de manera discordante por depósitos preferentemente paleógenos, mientras que hacia el sur esta función la cumplen materiales de edad neógena.

8.4.2. ALTO DE ALCÁZAR DE SAN JUAN-OCAÑA-SIERRA DE ALTOMIRA-CUENCA DE LORANCA.

A partir de consideraciones fundamentalmente morfoestructurales, se ha estimado este sector de enlace (*figura 8.1*) entre los afloramientos hercínicos de los Montes de Toledo y los pertenecientes a la Cordillera Ibérica (Serranía de Cuenca). Los trabajos de Alía (1960), Riba y Ríos (1960), Capote y Carro (1970) Sánchez-Soria (1973), Capote (1983), Guimerá (1988), Querol (1989), Guimerá y Álvaro (1990), Rodríguez-Aranda *et al.* (1995), Muñoz-Martín (1997a), o Muñoz-Martín y De Vicente (1998) evidencian un comportamiento diferencial (expresado, por ejemplo, en directrices de plegamiento y de fracturación diferentes) del sector más suroriental de la Cordillera Ibérica con respecto al resto del orógeno celtibérico. De la misma manera, tal y como se propondrá en los capítulos próximos, la prolongación de la *Macrodiscontinuidad de Ruidera* (*figuras 16.5 y 17.8*) hacia el NO parece haber supuesto una directriz fundamental en el modo de articulación (mediante los

afloramientos paleozoicos de Puerto Lápice, Villacañas, o Alcázar de San Juan) de la prolongación hacia el este de los Montes de Toledo. Por último, una observación simple de la *figura 11.38* revela la existencia de un comportamiento morfotectónico semejante de todo este sector y diferente con respecto a la Cuenca del Tajo, la Cordillera Ibérica, la Llanura Manchega, y los Montes de Toledo. Este comportamiento podría resumirse en una planicie elevada por encima de los 675-700 metros siguiendo un rumbo preferente N60°70°E (*figura 11.29*). Esta orientación es incoherente, por ejemplo, con las directrices de ejes de pliegues y frentes de cabalgamientos norte-sur tan característicos de la Sierra de Altomira; y coherente, sin embargo, con la disposición espacial de la Llanura Manchega, los Llanos de Albacete, o la Cuenca del Tajo. Tal y como se propondrá en los apartados posteriores, lo anterior significa que el afloramiento actual al menos del sector más suroccidental de la Cordillera Ibérica no puede contemplarse como un hecho aislado o local, sino que más bien parece ser una consecuencia directa de la incidencia de un estado deformacional durante el periodo neotectónico sobre todo el *antepaís*.

La denominación de “Alto de Alcázar de San Juan” pretende representar a todos los afloramientos hercínicos situados al este (y hasta el límite con los primeros afloramientos asignables a la Sierra de Altomira) de la prolongación hacia el NO de la *Macrodiscontinuidad de Ruidera*. Representan la continuación del *Dominio de Domos y Cubetas* (Domo de Urda; véase *figura 8.2a*) descrito por Julivert *et al.* (1983), Díez Balda *et al.* (1990) y Díez Balda y Vegas (1992). Se trata de afloramientos paleozoicos de cuarcitas y pizarras (próximos a las localidades de Villacañas, Puerto Lápice, Herencia, o Alcázar de San Juan) atravesados esporádicamente por intrusiones graníticas y granodioríticas (Plutón de

Madridejos). Con un espesor decreciente en sentido este-oeste, y de un modo discordante sobre las series paleozoicas, se disponen niveles arcillosos subhorizontales característicos del Triásico inferior (en Alcázar de San Juan o Villacañas, por ejemplo). Por último, es posible describir la existencia de niveles sedimentarios de espesor variable y de edad paleógena, neógena, y cuaternaria que tapizan a los anteriores, y relacionados (según sea su localización) bien con la Mesa de Ocaña o bien con la Depresión de la Llanura Manchega.

Por lo que se refiere a la Mesa de Ocaña (localizada al E de los Montes de Toledo, al N del Alto de Alcázar de San Juan, y al O de la Sierra de Altomira), cabe decir que constituye una apófisis hacia el sur de la Cuenca de Madrid. Litológica y estratigráficamente es similar al resto de la Cuenca (descrita en el *apartado* siguiente); sin embargo, ha sido desligada de este dominio principal a partir de consideraciones fisiográficas. Así, la observación de la serie de *figuras 11.26/33* revela que su posición representa el nexo de unión necesario entre dos zonas elevadas de manera preferente: los Montes de Toledo y la Sierra de Altomira-Cordillera Ibérica.

La Sierra de Altomira constituye (Muñoz-Martín, 1997a) un conjunto de alineaciones montañosas de materiales jurásicos y cretácicos pertenecientes al extremo más suroccidental de la Cordillera Ibérica. Las alineaciones montañosas se orientan NNE-SSO en el sector más septentrional de la sierra, norte-sur en su tramo central, y NNO-SSE en su tramo meridional. Está limitada al oeste por la Cuenca de Madrid mediante un contacto mecánico inverso con más de 1500 metros de salto (Querol, 1989). Al este y al norte limita con la Cuenca de Loranca. En esta última, los depósitos paleógenos y neógenos se depositan sobre los niveles mesozoicos mediante discordancias angulares y/o progresivas. La Sierra de Altomira supone un conjunto de pliegues y

cabalgamientos norte-sur y con vergencia hacia el oeste que afectan a la cobertera mesozoica (post-Triásico inferior) y terciaria. Dicha cobertera se despega y deforma de un modo independiente del basamento hercínico y del tegumento pérmico-triásico (Sánchez-Soria, 1973). A partir de la consideración de una serie de accidentes oblicuos y transversales a la Sierra de Altomira, Muñoz-Martín (1997a) propone una subdivisión en tres sectores: *septentrional*, *central* y *meridional*:

⇒ *Sector Septentrional*: En éste predominan los pliegues y los cabalgamientos orientados N-S/N20°E. En su borde más septentrional, las estructuras alpinas se sumergen progresivamente sobre los niveles terciarios, lo cual genera una zona de continuidad lateral entre la Cuenca de Madrid (al oeste) y la Cuenca de Loranca (al este). En el sur, es la Falla de Anguix la que delimita el *Sector Septentrional* del *Sector Central*.

⇒ *Sector Central*: Predominan las estructuras de plegamiento N-S en cuyos flancos occidentales se desarrollan cabalgamientos con clara vergencia hacia el oeste. Este sector se encuentra subdividido a su vez en otros dos tramos denominables como Buendía y Albalate mediante la Falla de Albalate (Rodríguez Aranda *et al.*, 1995). El *accidente de Riansares* (Sánchez-Soria, 1973), *Falla de Tarancón-Cañete* (Capote, 1983), o *zona de falla de Tarancón* (Muñoz-Martín, 1997a) delimita este sector central con el meridional.

⇒ *Sector Meridional*: Este sector (el de mayor anchura de los tres) se caracteriza por la variación levógira de las estructuras de plegamiento y cabalgamiento N-S/NNE-SSO hasta orientarse NO-SE y por una disminución en la proximidad de las estructuras. Sánchez-Soria (1973) achaca esta situación a la existencia de zonas de

deformación oblicuas a la Sierra de Altomira (*accidentes del Cigüela, Hontanaya y Villaescusa*) aprovechadas por la deformación para generar una atenuación escalonada y desigual de los esfuerzos. El contacto entre este *sector meridional* de la Sierra de Altomira y la Llanura Manchega no ha sido clarificado hasta la fecha, aunque se supone que se trata de una zona de fractura de basamento orientada E-O, cubierta en la actualidad por materiales pliocenos y cuaternarios. Este límite meridional ha recibido varias denominaciones: *Accidente de San Clemente* (Sánchez Soria, 1973), *Falla de Valencia* (Canerot, 1989), o *Accidente del Záncara* (Alfaro *et al.*, 1991).

Los primeros modelos geodinámicos que intentaron explicar la génesis de la Sierra de Altomira se basaron en una adaptación de la cobertera mesozoica y cenozoica a los basculamientos del basamento hercínico: Alía (1960); Riba y Ríos (1960). Capote y Carro (1970) sitúan entre el Oligoceno y el Mioceno el momento de mayor intensidad deformacional, sugiriendo que fue el movimiento vertical de un basamento hercínico compartimentado en bloques el causante de compresiones laterales resueltas en la cobertera mesozoica y cenozoica mediante la génesis de pliegues y cabalgamientos. A partir de la consideración del análisis de microestructuras y de mesoestructuras observables en la Sierra de Altomira comienzan a establecerse modelos que consideran ya episodios o fases de acortamiento según ENE-OSO (Álvaro y Capote, 1973) o NE-SO (Manera-Bassa, 1981). A finales de la década de los años ochenta y principios de los noventa se intentaron enmarcar dentro de la Tectónica de placas los procesos deformacionales sucedidos en la Cordillera Ibérica. Así, Guimerá (1988) y Guimerá y Álvaro (1990) proponen una explicación única para el

conjunto de la Cordillera Ibérica en la cual se contempla el origen de la Sierra de Altomira ligado a una *rampa oblicua* que actuó de modo diferente al resto de la cordillera cuando sucedió el empuje NNE-SSO asociado a la formación de los Pirineos. Al mismo tiempo, otros autores (Calvo *et al.*, 1996; Muñoz-Martín, 1994 y 1997a; Muñoz-Martín *et al.*, 1994) discrepan sobre un origen de la Sierra de Altomira basado en un único episodio deformacional y sobre la idea de una *rampa oblicua* proponiendo que la génesis de este sector de la Cordillera Ibérica sería consecuente con la interferencia de dos estados de esfuerzos de distinta orientación y coetáneos durante el tránsito Oligoceno-Mioceno: estado de esfuerzos ibérico-pirenaico y estado de esfuerzos bético. Muñoz-Martín *et al.* (1994) contrastan sus conclusiones correlacionando aspectos sedimentológicos y estratigráficos con un análisis de mesoestructuras frágiles y un análisis de los principales rasgos geofísicos del sector.

Por último, la Cuenca de Loranca o Depresión Intermedia representaría una cuenca marginal (de morfología ovoidal, con su eje largo dispuesto norte-sur) semicolmatada por depósitos continentales paleógenos-neógenos y generada dentro del contexto compresivo ibérico. Sánchez-Soria y Pignatelli (1967), Pérez-González (1971), Sánchez-Soria (1973), Aguirre *et al.* (1976), Díaz-Molina (1979), Torres *et al.* (1983), Torres y Zapata (1986), Calvo *et al.* (1996), Gómez *et al.* (1996), o Muñoz-Martín (1997a) son algunos de los autores que han trabajado en la determinación de las características geológicas principales de la cuenca.

8.4.3. DEPRESIÓN DEL TAJO.

La Cuenca del Tajo (*figura 8.1*) representa una cuenca intracratónica compleja afectada, en

mayor o menor medida, por la propia evolución de las tres unidades estructurales que la delimitan: el Sistema Central, la Cordillera Ibérica, y los Montes de Toledo. Tradicionalmente ha sido subdividida en una cuenca oriental (*Cuenca de Madrid*) y en una cuenca occidental (*Cuenca del Tiétar* o *Campo de Arañuelo*).

La *Cuenca de Madrid* se extiende por más de 12000 km² a lo largo de las provincias de Toledo, Madrid, Guadalajara y Cuenca. Giner-Robles (1996), además de sugerir un entorno deformacional neotectónico para la Cuenca del Tajo, distingue un zócalo metamórfico-granítico de edad paleozoica (no aflorante, y que constituiría la base de la subcuenca), una cobertera pre-tectónica (de edad mesozoica y paleógena), y una cobertera sin y post-tectónica (de edad neógeno-cuaternaria). De Vicente *et al.* (1994, 1996a, 1996b) proponen un modelo evolutivo para explicar el desarrollo durante el Terciario de la Cuenca de Madrid, el cual considera que la cuenca comenzó a estructurarse en el Oligoceno superior. La cobertera pre-tectónica estaría constituida por:

- ⇒ Facies típicas arcillosas y evaporíticas del Keuper (detectadas sólo en su sector más oriental).
- ⇒ Carbonatos jurásicos (calizas, dolomías y margas).
- ⇒ Niveles detríticos (facies *Weald* y Formación *Arenas de Utrillas*) y dolomías cretácicas, culminadas por arcillas y evaporitas.
- ⇒ Niveles detríticos de edad paleógena (Eoceno-Ageniense), deformados de un modo coherente con respecto a la serie mesozoica en las proximidades a la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira.

Sobre ésta se habría dispuesto desde los tiempos neógenos una potente serie de depósitos continentales (2000-3500 metros de facies detríticas y carbonatadas propias de abanicos aluviales y medios

lacustres); de manera discordante sobre la serie pretectónica en los bordes de la cuenca y de un modo conforme en el centro de la misma (Querol, 1989; De Vicente *et al.*, 1994, 1996a, 1996b, 1996d). Junco y Calvo (1983), y Calvo *et al.* (1996) han propuesto subdividir los depósitos de edad miocena en tres unidades tectosedimentarias de ámbito regional: *Unidad Inferior* (arcosas, conglomerados y arcillas del Aragoniense inferior), *Unidad Intermedia* (con litología similar a la anterior a la cual se añaden carbonatos y yesos detríticos y/o masivos, datada como Aragoniense medio-Vallesiense inferior), y *Unidad Superior* (lutitas, arenas, margas, conglomerados y carbonatos —*Caliza del Páramo s.s.*— de edad Vallesiense medio-Turoliense/Plioceno). Sobre los niveles miocenos se dispondrían aluviales pliocenos y cuaternarios.

La *Cuenca del Tiétar* o *Campo de Arañuelo* está ubicada (altitud media de 300 metros) entre los cauces de los ríos Tajo y Tiétar, ocupando una superficie aproximada de 1600 km². Se trata de una cuenca de origen tectónico, orientada ENE-OSO y limitada al norte por el Sistema Central y al sur y oeste por el complejo granítico-metamórfico de los Montes de Toledo. En realidad, ésta puede considerarse como una prolongación hacia el oeste de la *Cuenca de Madrid*, con la cual se articularía mediante el denominado “Estrecho de Oropesa-Velada” (Junco, 1983). Este autor describe el basamento de la subcuenca como una estructura compleja de surcos (hasta 600 metros de potencia de sedimentos) y umbrales. Los sedimentos que semicolmatan esta depresión están constituidos por depósitos continentales detríticos con algunas intercalaciones de calizas, característicos de grandes abanicos aluviales. Sobre la base de los trabajos paleontológicos de Alberdi *et al.* (1983) es posible citar que la actividad en esta subcuenca debió comenzar en el Mioceno (Aragoniense). Junco

(1983) propone una subsidencia diferencial superior en el borde norte con respecto al borde sur, lo cual explicaría la mayor potencia para este sector (así como la localización de las facies más proximales de los depósitos detectada mediante sondeos y geofísica (S.E.V.).

8.4.4. SISTEMA CENTRAL.

El Sistema Central supone una cadena intracrátónica rectilínea y articulada, *grosso modo*, en dos segmentos. El más occidental (Sierra de Gredos) se dispone E-O, mientras que el resto tiende a orientarse NE-SO. En su interior se disponen materiales hercínicos (Zona Centroibérica) de edad precámbrica y paleozoica, disectados por numerosos plutones graníticos posttectónicos. Sobre estos se depositó de manera discordante una cobertera mesozoica-paleógena inferior, cuya potencia decrece de este a oeste. Su articulación tanto al norte (Cuenca del Duero) como al sur (Cuenca del Tajo) se realiza por medio de fallas inversas (Biro y Solé-Sabaris, 1954; Racero, 1988; Suriñach y Vegas, 1988; Vegas *et al.*, 1990, Warbunton y Álvarez, 1991; De Vicente *et al.*, 1996d), mientras que hacia el este es la zona de falla de Somolinos la que permite el tránsito hacia la Cordillera Ibérica (Bergamín *et al.*, 1996), así como la génesis de elevaciones y depresiones consecuentes con entornos transpresivos y transtensivos. Hacia el oeste se extiende hasta Portugal, disminuyendo progresivamente su magnitud morfotectónica. Ribeiro *et al.* (1990), Vegas *et al.* (1990), y De Vicente *et al.* (1996d) proponen un origen de la cadena mediante una estructuración de tipo *pop-up* transversal a la misma (bivergente y resuelta de manera desigual en los bordes norte y sur), a escala cortical, por medio de la cual se habría absorbido hasta un 22% de acortamiento total procedente de la dinámica litosférica convergente

en el sur de la Placa Ibérica. El resultado es una alternancia, en el interior de la cadena, de anticlinales laxos y extensos separados por sinclinales estrechos y, por tanto, apretados; así como la reactivación de planos de debilidad pre-tectónicos a modo de fallas inversas y cabalgamientos. La cobertera mesozoica-paleógena inferior se amolda a esta dinámica deformacional del basamento de manera coherente, plegándose y fracturándose.

Vegas *et al.* (1990) proponen que el Sistema Central pudo comenzar a estructurarse en el Cretácico superior, mientras que Calvo *et al.* (1996), Alonso-Zarza *et al.* (1990), y Sell *et al.* (1995) proponen una edad Mioceno medio-superior para el levantamiento máximo del borde sur de la cadena. Por lo que se refiere a la dinámica del borde norte, no parece existir un acuerdo similar al anterior entre los distintos autores sobre el momento a partir del cual ésta comenzó a desarrollarse: Oligoceno (Olmo y Martínez-Salanova, 1989; Santisteban *et al.*, 1991), o Mioceno inferior-superior (Corrales, 1982; Portero *et al.*, 1982; Corrochano *et al.*, 1983).

8.4.5. PENILLANURA EXTREMEÑA.

En el sector más suroccidental de la Zona Centroibérica definida por Julivert *et al.* (1974, 1983) se dispone una amplia planicie (con cotas topográficas oscilantes entre los 200 y los 700 metros) entre la cual destacan relieves esporádicos relacionados con la presencia de estructuras hercínicas de plegamiento (*Dominio de los Pliegues Verticales*, Diez Balda *et al.*, 1990; y Diez Balda y Vegas; 1992). Buena parte del sustrato que configura la planicie lo componen afloramientos del denominado *Complejo Esquistoso Grauváquico*, de edad preordovícica y aflorante dentro de este contexto flexural en el interior de

amplias estructuras antiformales. En el interior de estas antiformas son visibles algunas intrusiones plutónicas graníticas y granodioríticas importantes de edad carbonífera (Macizo de Cabeza de Araya, Plutón de Cáceres, Macizo de Albuquerque).

Sobre este *Complejo* se dispone (de un modo discordante y a favor de estructuras de plegamiento sinclinales³: Sinclinal de Coria, Sinclinal de Cañaveral, Sinclinal de la Sierra de San Pedro, Sinclinal de Cáceres; véase *figura 8.2a*) toda una serie de materiales ordovícicos, silúricos, devónicos, y carboníferos. Por último, asociadas a la actividad del Sistema Falla-Dique de Plasencia⁴ (enmarcado en nuestra zona de estudio dentro del concepto de la *Penillanura Extremeña*) y/o al contexto flexural del *Antepaís Bético* que se propondrá en los capítulos siguientes, se disponen una serie de materiales terciarios restringidos espacialmente a cuencas de dimensiones y características variables (Pérez-González *et al.*, 1983; Capote *et al.*, 1996): Cuenca de Talaván-Torrejón el Rubio, Cuenca de la Zarza de Granadilla, Cuenca de la Moraleja, Cuenca de Coria-Galisteo, Cuenca de Plasencia, Cuenca del Puerto de los Castaños, Cuenca de Cañaveral, Cuenca de Araya, o Cuenca de Albarragena.

8.4.6. MONTES DE TOLEDO.

Al igual que sucedía en la *Penillanura Extremeña*, los Montes de Toledo quedan enmarcados dentro de la Zona Centroibérica definida por Julivert *et al.* (1974, 1983). Según estos últimos autores, este dominio se caracteriza por presentar una estructura típica de domos y cubetas. Más que una configuración

³ Se trata de pliegues mayores de tipo cilíndrico y de ejes rectilíneos, a los cuales se asocian otros menores más complejos.

clásica de tipo “caja de huevos”, ésta puede resumirse en una serie de estructuras dómicas amplias (predominantes hacia el este del dominio y orientadas E-O) separadas por zonas sinclinales estrechas y de disposición a veces bastante compleja. En el interior de todas éstas se disponen pliegues menores cónicos (anticlinales y sinclinales) que complican localmente su comprensión (véase figura 8.2a). Es la Formación Cuarcita Armoricana (Ordovícico inferior) la que permite identificar con mayor nitidez todas estas estructuras. Las dimensiones de los domos oscilan entre los 50 kilómetros del eje largo definido para el Domo de Urda y los 10 kilómetros de éste para el Domo del Bullaquejo. En el interior de estas estructuras aflora bien el Cámbrico inferior carbonatado (domos septentrionales) o bien el Precámbrico Alcudiense esquistoso-grauváquico (domos meridionales), en ambos casos sobre estos niveles se disponen las Series púrpuras del Ordovícico inferior (Martín-Escorza, 1977; Roiz, 1979; Vegas y Roiz, 1979; Hamman *et al.* 1982; Portero y Dabrio, 1988; De San José *et al.*, 1992).

Los sinclinales intercalados entre las estructuras dómicas se caracterizan por su trazo continuo a lo largo de muchos kilómetros. Tal y como se describió para el apartado previo, en el interior de los sinclinales aflora toda una serie de materiales postcámbricos (fundamentalmente cuarcitas y pizarras, con algunas intercalaciones carbonatadas). Al NO, O, y SO del dominio tienden a desaparecer los domos y a mostrarse una alternancia entre estructuras anticlinales y sinclinales con rumbo NO-SE (Sinclinal de Río Viejas-Anticlinal de Ibor-Sinclinal de Guadarranque-Anticlinal de Valdelacasa; Julivert *et al.*, 1983). Parte de estas estructuras alcanzan la *Penillanura Extremeña*: Sinclinal de Coria-Río Tajo. Hacia el N y

NE del dominio se disponen también alternancias de estructuras sinclinales y anticlinales (Anticlinal de Mora-Sinclinal de Los Yébenes) en detrimento de los domos. Sin embargo, la intrusión de cuerpos plutónicos y la existencia de un metamorfismo de alto grado difumina y complica la estructura general (Julivert *et al.*, 1983).

8.4.7. DEPRESIÓN DE LOS LLANOS DE ALBACETE.

Tal y como propusieron Jessen (1930), Martín-Serrano (1976), García-Abbad (1979), y Martín-Serrano y García-Abbad (1979), la Depresión de los Llanos de Albacete debe encuadrarse dentro del contexto morfoestructural de la Depresión de la Llanura Manchega, de la cual representaría la apófisis o prolongación más suroriental. Los autores anteriores propusieron la denominación de *Mancha Oriental* para distinguirla de la *Mancha Occidental* o Llanura Manchega.

Aracil y Vilas (1987) realizan un estudio de la geometría de la cuenca a partir de datos de sondeos, concluyendo que en la cuenca es posible distinguir dos familias de discontinuidades principales: una preferente dispuesta NE-SO que delimitaría una alternancia de bloques elevado y hundidos basculados hacia el NO; y otra secundaria NO-SE que disectaría la geometría anterior. En conjunto, la Depresión de los Llanos de Albacete representaría un gran bloque rotado limitado por fallas lítricas NE-SO con una fracturación interna ortogonal que individualiza bloques paralelos entre sí. Estos autores sugieren una etapa inicial sinsedimentaria al menos durante el Cretácico, una segunda etapa de “removilización” post-cretácica y pre-pliocena, y una débil neotectónica (a favor de estas mismas directrices) capaz de condicionar el

⁴ Véase Capítulo 13.

sentido de flujo superficial de los ríos que disectan la llanura.

Esta planicie está enclavada entre el frente prebético más septentrional, el sur de la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira, la Llanura Manchega, y el Campo de Montiel. Martín-Serrano y García-Abbad (1979) concretizan más esta ubicación, sugiriendo que la depresión de los Llanos de Albacete estaría rodeada por seis unidades morfoestructurales (sí se considera el sector meridional de la Cordillera Ibérica): el Campo de Montiel (I), la Unidad de Balazote (II), la Unidad de Pozocañada (III), el Macizo de Monte Aragón (IV), y la Unidad de escamas prebéticas (V). Tales unidades quedan destacadas topográficamente con relación a la Unidad de Los Llanos salvo hacia el norte, por donde la llanura se extiende hacia el borde ibérico (los sectores más deprimidos se localizan en las proximidades a Albacete capital). Esta descripción es consecuencia de la complejidad estructural que introduce la interferencia de las directrices estructurales prebéticas con las directrices estructurales ibéricas.

Como restos de una importante etapa de denudación (García-Abbad, 1979), en la Unidad afloran depósitos sedimentarios continentales neógenos y cuaternarios de espesor variable. Los materiales muestran una intensidad deformacional escasa, aunque existen estructuras de plegamiento localizadas: Anticlinal de Tinarejo. Estos materiales no evidencian ningún tipo de erosión diferencial a causa del escaso encajamiento de la red fluvial. Así, Martín-Serrano y García-Abbad (1979) proponen que la *Mancha Oriental* constituye en la actualidad un nivel de base local para los marcos montañosos descritos anteriormente. Esto significa que el drenaje natural, tanto de las aguas superficiales como de las aguas subterráneas, hacia el Júcar es sumamente precario, con todo lo que esto supone

(implicaciones morfoestructurales) para el entorno geodinámico del *Antepaís Bético*.

8.4.8. DEPRESIÓN DE LA LLANURA MANCHEGA.

La unidad morfoestructural de la Llanura Manchega ocupa más de 5000 km² a lo largo de las provincias de Ciudad Real, Cuenca y Albacete. Muestra un relieve subhorizontal, interrumpido por elevaciones y depresiones suaves (dispuestas espacialmente de un modo en absoluto aleatorio) propias de un relieve modelado fundamentalmente mediante procesos de carstificación. Ni la unidad está intensamente deformada mediante estructuras de plegamiento ni existe un encajamiento de la red fluvial suficiente como para generar relieves diferenciales. Sin embargo, la existencia de fracturas en el substrato que soporta a esta depresión neógena, creadas o reactivadas durante la incidencia de la deformación neotectónica, ha propiciado que éstas tengan una expresión frágil en superficie que disecta a la depresión. Así, los procesos de carstificación (condicionantes del relieve) han sido favorecidos por estas fracturas superficiales. Al igual que sucede con su prolongación más suroriental de los Llanos de Albacete, en la Llanura Manchega existen evidencias geomorfológicas que sugieren una escasa madurez evolutiva del paisaje (véase *Apartado 11.1*).

La Llanura Manchega está limitada al norte por los Montes de Toledo, el Alto de Alcázar y el sector más suroccidental de la Cordillera Ibérica; al este por la comarca de los Llanos de Albacete; al sur por las comarcas del Campo de Montiel y del Campo de Calatrava; y al oeste también por esta última comarca. Esta unidad se ha constituido a partir de la génesis alpina de una depresión en el basamento que suponían el substrato hercínico (oeste de la depresión)

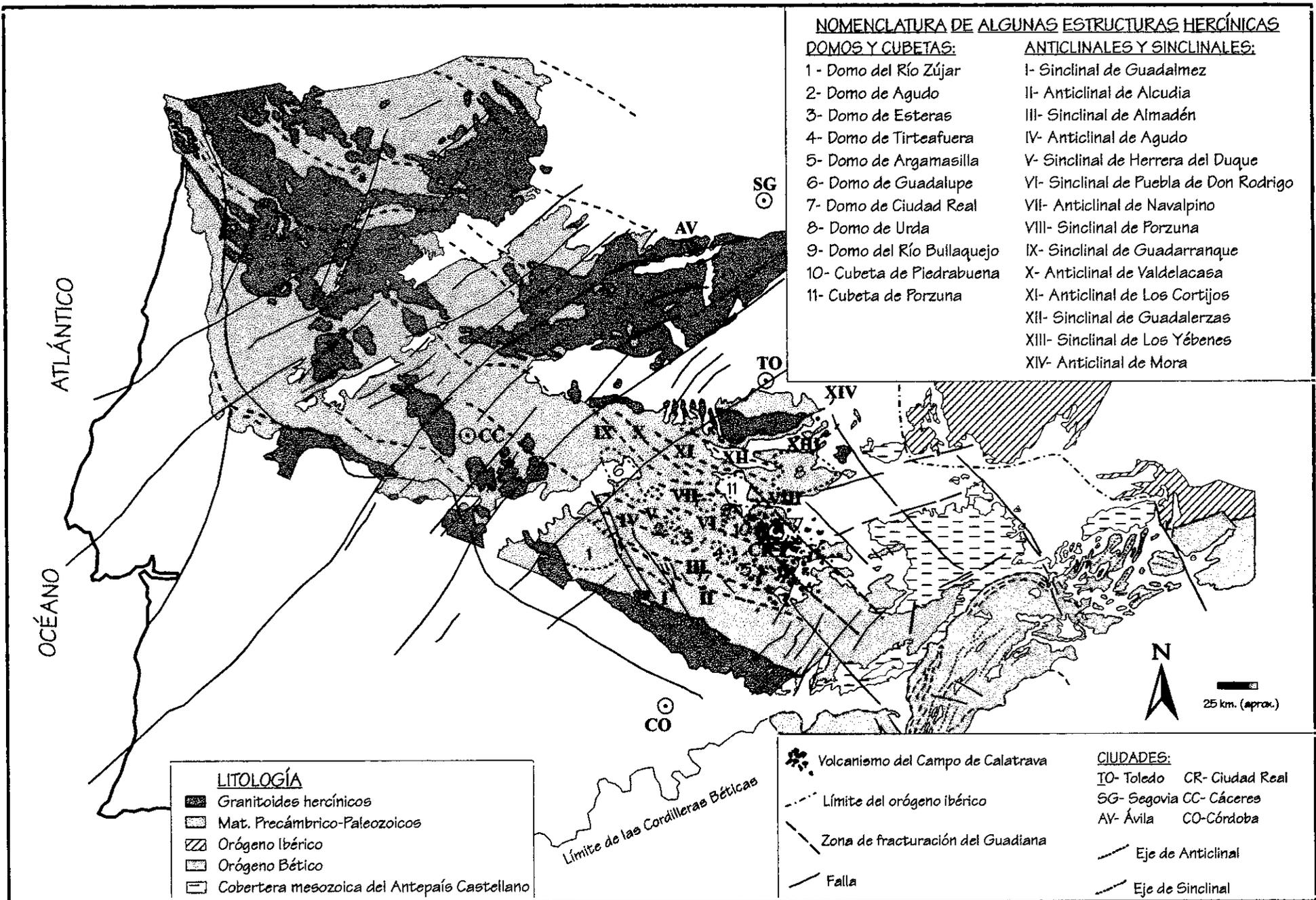


Figura 8.2a: Esquema estructural del sector meridional de la Zona Centroibérica (mod. de Vegas, 1975; Julivert *et al.*, 1983; y Rincón y Vegas, 1996).

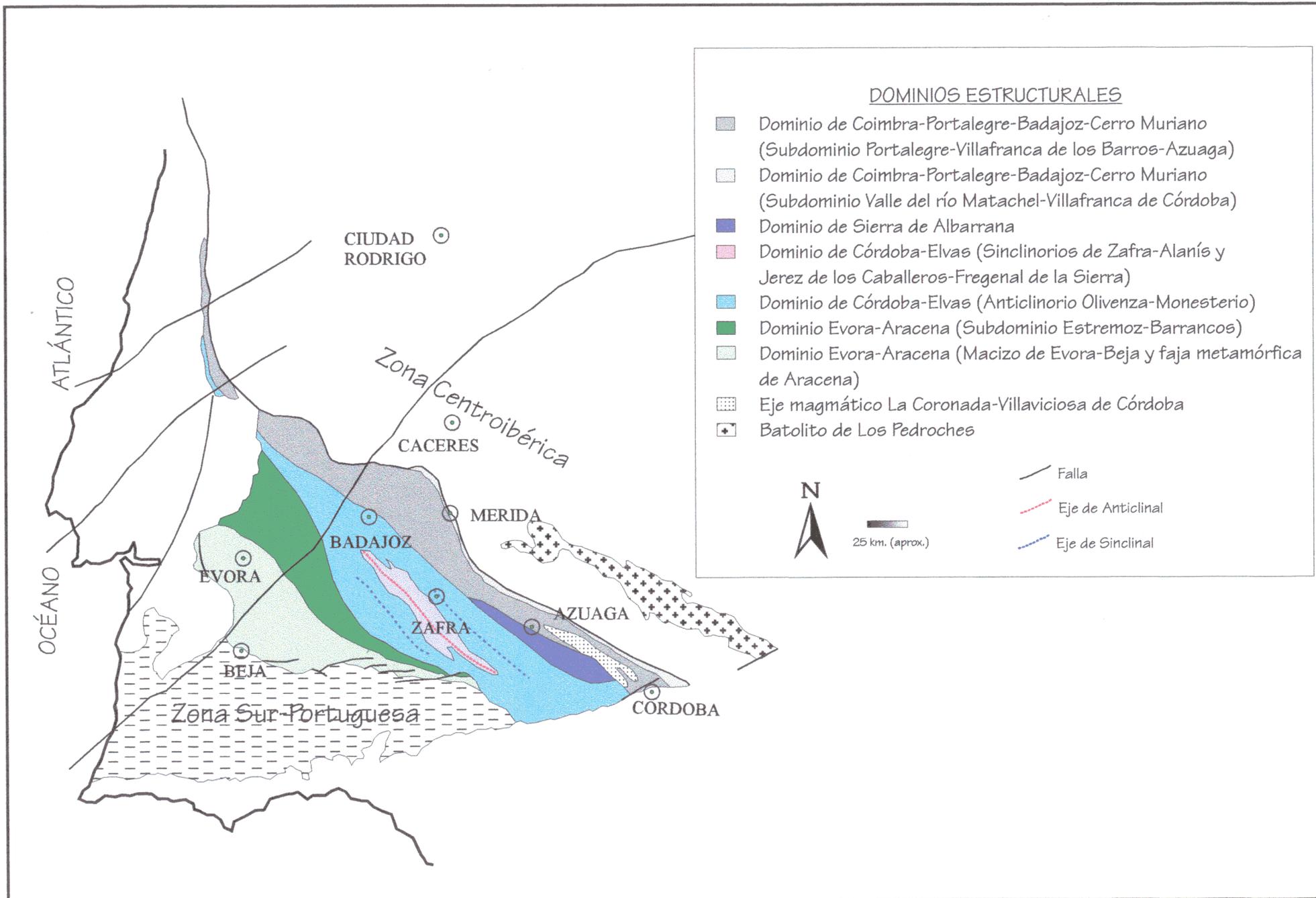


Figura 8.2b: Distribución de los dominios estructurales en la Zona de Ossa-Morena (mod. Chacón *et al.*, 1983).

y la cobertera mesozoica. El relleno de la cuenca de la Llanura Manchega comenzó (Oligoceno-Mioceno inferior) con depósitos continentales constituidos por conglomerados, areniscas, margas, arcillas, y yesos. Culminó con depósitos asignables a ambientes continentales lacustres representados, en general, por materiales calcáreos del Mioceno superior (Pontiense), los cuales fueron tapizados por niveles detríticos pliocenos y cuaternarios (I.G.M.E., 1976). Algunos autores han sugerido que la culminación preferentemente carbonatada del Mioceno superior es consecuencia del cerramiento del Estrecho Nordbético, el cual reactivó fracturas del zócalo generando importantes cuencas continentales. Así explican, además, el origen de los depocentros en el Mioceno superior de Daimiel y Villarta de San Juan (I.G.M.E., 1988a).

Torres *et al.* (1987) analizan la geometría del muro de la depresión manchega mediante sondeos eléctricos verticales, perfiles gravimétricos y sondeos mecánicos de reconocimiento. Sugieren que la unidad está compartimentada en una serie de fosas individualizadas cuyas profundidades no suelen superar los doscientos metros. Estas fosas estarían separadas por umbrales relativos de escaso contraste topográfico, interpretables como restos de una antigua superficie de arrasamiento, y orientados preferentemente hacia NNE-SSO, NE-SO, y NO-SE. Estos mismos autores detallan como el contacto entre los materiales paleozoicos y los materiales miocenos se realiza por medio de una discordancia angular y erosiva neta. Cuando el substrato es mesozoico el contacto se realiza por una importante discordancia erosiva, ocasionalmente paraconformidad.

La Llanura Manchega representa la expresión superficial de uno de los sistemas acuíferos más singulares de la Península Ibérica. La unidad hidrogeológica de la Llanura Manchega supone tanto por su extensión y

reservas estimadas (12500 hm³) como por su relación con los sistemas adyacentes, el acuífero principal de toda la Cuenca Alta del Guadiana y uno de los sistemas hidrogeológicos más singulares de la Península (Martínez-Alfaro *et al.*, 1991). Está constituida por dos niveles acuíferos (superior e inferior) separados por un acuitardo. El nivel superior (con una capacidad estimada de 11000 hm³) tiene un espesor medio de 35 metros (máximo de 200 metros), desarrollándose esencialmente en las calizas terciarias y en niveles detríticos pliocenos y cuaternarios. El nivel que funciona como un acuitardo lo conforma un paquete de margas, yesos y arcillas de espesor variable (materiales del Oligoceno-Mioceno inferior). Proporciona una comunicación hidráulica vertical entre ambos niveles, así como un confinamiento del nivel inferior. Por último, el segundo nivel acuífero se ha generado a partir de calizas y dolomías de edad jurásica y cretácica. Se considera que posee un espesor conjunto oscilante entre los 140 y los 180 metros, el cual disminuye hasta desaparecer de este a oeste. Se estima, además, que es capaz de almacenar un mínimo de 1500 hm³ de agua (I.T.G.E., 1989). Este nivel constituiría una prolongación (más o menos tectonizada) de los acuíferos del Campo de Montiel (*sistema 24*) y de la Sierra de Altomira (*sistema 19*).

8.4.9. COMARCA DEL CAMPO DE CALATRAVA-LOS MONTES.

Limitado por los Montes de Toledo al norte, la Depresión del Guadiana al oeste, la Sierra de Alcudia al sur, y el Campo de Montiel-Llanura Manchega al este, es posible definir uno de los dominios estructurales más significativos de esta Tesis Doctoral. Esto es así porque representa el área a favor de la cual han extruido los productos volcánicos neógenos que caracterizan a la provincia

ígneas del Campo de Calatrava, además (tal y como podrá comprobarse en los capítulos posteriores) representa en conjunto un área de comportamiento diferencial con respecto al resto de dominios circundantes ante la incidencia de la deformación neotectónica. Tal situación ha condicionado de manera importante la fisiografía del mismo.

Estructuralmente, este dominio es muy similar al de los Montes de Toledo. En realidad podría ser considerado como una prolongación hacia el sur de aquel. Aparte de esta consideración estructural, tal similitud afecta, por ejemplo, a aspectos tan fundamentales como los estratigráficos⁵ (Bouyx, 1970; Roiz, 1979; Vegas y Roiz, 1979; Roiz y Vegas, 1980; Hamman *et al.* 1982, Julivert *et al.*, 1983; Vergés, 1983; De San José *et al.*, 1992; López-Díaz, 1992; Rincón, 1995). Sin embargo, han sido tres, al menos, los factores (estructurales y fisiográficos) que han propiciado nuestra diferenciación en ambos dominios:

- ⇒ Como puede apreciarse en la serie de *figuras* 11.26/33, este dominio muestra una altitud media sensiblemente inferior a la de los Montes de Toledo o a la Sierra Morena más septentrional. Así, apenas son rebasadas cotas superiores a los 900 metros (tan sólo en el Domo de Siles o en la Antiforma de San Carlos del Valle⁶; Rincón, 1995).
- ⇒ Sobre la base de los trabajos de Roiz (1979), Vegas y Roiz (1979); Julivert *et al.* (1983), Vergés (1983), López-Díaz (1992), o Rincón (1995), queda clara la existencia (véase *figura*

8.2a) de un predominio de estructuras antiformales y sinformales cóncavas (domos de Esteras, Tirteafuera, Argamasilla, Ciudad Real, Almagro, Siles, Bullaquejo, Guadalupe; cubetas de Porzuna o Piedrabuena) entre las cuales se intercalan sinclinales estrechos (Herrera del Duque, Almadén, Puebla de Don Rodrigo-Corral de Calatrava, Porzuna). Antiformas más alargadas son también factibles pero en una proporción menor (Agudo, Navalpino, San Carlos del Valle-Alhambra). Más al sur de la Sierra de Alcudia no es posible continuar definiendo este tipo de estructuración (a excepción del Domo del Zújar). Se trataría, pues, de un área de transición entre los Montes de Toledo (al menos a efectos del modo de atenuación de la deformación neotectónica y de la incidencia de ésta en la fisiografía) y la Sierra Morena.

- ⇒ Sólo a favor de este entorno estructural extruyen durante el Neógeno-Cuaternario los productos que caracterizan al volcanismo del Campo de Calatrava (elipsoide representado en la *figura* 8.1).

8.4.10. DEPRESIÓN DEL GUADIANA.

Este dominio estructural se extiende desde la Sierra de Las Villuercas hasta el Sistema Falla-Dique de Plasencia definiendo una orientación general ENE-OSO. En este trabajo, tanto su límite meridional como el septentrional han sido establecidos a partir de consideraciones meramente topográficas. Hernández-Pacheco (1960) y Pérez-González *et al.* (1983) propusieron una subdivisión en tres sectores del conjunto de la Depresión, adecuada para nuestros propósitos de describir brevemente sus rasgos más característicos.

⁵ Aunque en este dominio sí afloran materiales carboníferos en las proximidades a la localidad de Puertollano.

⁶ Ambas estructuras representan los afloramientos hercínicos más orientales del Campo de Calatrava, localizándose en el área frontal al Arco de Alcaraz (véanse capítulos siguientes).

Así, entre Mérida y Badajoz definen la ubicación de las *Vegas Bajas*. En éstas sucede una alternancia (160 metros de potencia máxima) de depósitos continentales terciarios de arcillas y margas en la base (10-90 metros), sobre las cuales se disponen arenas limoso-arcillosas (20-60 metros), arcillas arenosas (15-20 metros), y arcillas y calizas (20 metros, las cuales representarían afloramientos del Mioceno superior). Al sur de estas *Vegas Bajas* se dispondría la *Tierra de Barros* o *Sector Zafra-Bienvenida*, más inhomogéneas litológicamente que las anteriores y con un espesor menor. (50-85 metros). Por último, al oeste se dispondrían las *Vegas Altas*, muy similares a sus antónimas en lo referente a litologías y espesores. El sustrato de la Depresión lo conformaría un basamento hercínico asignable bien a la Zona Centroibérica (*Vegas Altas*) o bien a la Zona de Ossa-Morena (*Vegas Bajas* y *Tierra de Barros* o *Sector Zafra-Bienvenida*).

8.4.11. COBERTERA MESOZOICA DEL ANTEPAÍS BÉTICO ORIENTAL.

Este dominio principal considera tres divisiones básicas: el Altiplano del Campo de Montiel, el Altiplano de Chinchilla-Monte Aragón, y la Depresión del Río Guadalimar.

El Altiplano del Campo de Montiel constituye una comarca con características propias de un páramo alto (altitudes oscilantes entre los 800 y los 1100 metros) de unos 2500 km² de extensión situado entre el frente prebético y la Llanura Manchega (provincias de Ciudad Real y Albacete). Limita al norte con la Llanura Manchega, al este con la comarca albaceteña de Los Llanos, al sur con la Zona Prebética, y al oeste con el sector más oriental de Sierra Morena y de la comarca del Campo de Calatrava (véase *figuras 17.6* y *17.7*). Tradicionalmente toda esta cobertera ha sido

considerada como una plataforma horizontal, de espesor uniforme y suavemente plegada e inclinada hacia el norte-noroeste (I.T.G.E., 1989). Sin embargo, su espesor es muy variable y está afectada por numerosas fracturas y pliegues⁷, así como por procesos diapíricos⁸.

El páramo calcáreo está formado por una cobertera de calizas y dolomías de edad jurásica inferior⁹ y muestra un espesor medio de 75-120 metros (50 m en la zona central, más de 200 m en el borde oriental). En su conjunto esta serie carbonatada se compone (Montero, 1994) de tres unidades litoestratigráficas: una inferior calcodolomítica, una intermedia margo-arcillosa y una superior constituida por calizas oolíticas. Las formaciones intermedia y superior sólo existen hacia el este del páramo. La edad de estas formaciones se atribuye al Lías por comparación con otras áreas vecinas. Bajo la serie carbonatada liásica se dispone una formación triásica clásica con un tramo inferior detrítico, otro intermedio carbonatado y un tramo superior formado por margas y yesos de facies Keuper. En conjunto, todo el tramo superior del Triásico actúa como nivel de base para la evolución cársica de los materiales carbonatados jurásicos.

El basamento de la cobertera mesozoica aflora mínimamente en las Lagunas de Ruidera y en las proximidades a la localidad albaceteña de Viveros. Está formado por cuarcitas ordovícicas que representan, para el primer caso, una prolongación hacia el este de la Antiforma de San

⁷ Se trata de pliegues generalmente laxos, de longitud de onda métrica o decamétrica, y con sus ejes horizontales. Sin embargo, existen numerosos ejemplos de otros pliegues bastante más "apretados" y con sus ejes inclinados (véanse apartados previos).

⁸ Favorecidos probablemente por la incidencia de la deformación neotectónica.

⁹ Ocasionalmente es posible encontrar arenas, arcillas y calizas de edad cretácica.

Carlos del Valle-Alhambra; y una prolongación hacia el este de Sierra Morena oriental en el segundo. En cuanto a los materiales que recubren al páramo calcáreo destacan los depósitos terciarios constituidos por brechas masivas formadas por cantos de diferentes niveles del Lías (I.T.G.E., 1990). Se consideran restos de superficies de erosión y por su aspecto han sido cartografiados tradicionalmente como brechas del Lías inferior. Por su posición en zonas elevadas del páramo calcáreo ocultan las estructuras de deformación del páramo.

El Altiplano de Chinchilla-Monte Aragón representa una cobertera mesozoica similar en su estratigrafía a la del Campo de Montiel. La articulación entre ambas zonas implica la existencia de una zona de falla dextrorsa orientada NO-SE (fallas de Socovos-Calasparra, Liétor y Pozohondo). Su disposición frontal con respecto al frente prebético ha debido motivar su activación como área elevada, aunque con unas dimensiones inferiores a su homónima occidental. En su interior es posible observar directrices de plegamiento (amortiguadas progresivamente hacia el NO) y fracturación similares a las descritas para la comarca manchega.

Por último, entre los afloramientos hercínicos más orientales de Sierra Morena y el Frente Prebético de Alcaraz se dispone una cobertera tabular escasamente deformada, la denominada aquí como: Depresión del Río Guadalimar. Hacia el SO, esta cobertera queda localizada ya en el interior de la Depresión del Guadalquivir a modo de "relictos" entre una nueva cobertera de depósitos marinos (margas y arenas) de edad Burdigaliense-Plioceno (I.G.M.E., 1982a, 1987). Está constituida por conglomerados, areniscas, margas, yesos y arcillas en su base (Formación *Chiclana de Segura*, de edad probablemente triásica), y calizas, dolomías y margas

a techo (Formación *Beas de Segura*, datadas como jurásicas y/o cretácicas).

8.4.12. SIERRA MORENA.

Para la caracterización de la Sierra Morena proponemos una subdivisión de este dominio en otros tres secundarios: Sierra Morena Septentrional, Comarca de Los Pedroches y Zona de Ossa Morena. Bajo el concepto de Sierra Morena Septentrional se intenta agrupar a todos los afloramientos premesozoicos comprendidos entre el dominio de la Comarca del Campo de Calatrava-Los Montes, el de la Cobertera Mesozoica del Antepaís Bético Oriental, y el Batolito de Los Pedroches (véase *figura 8.2a*). En este dominio se distinguen estructuras antiformales (Anticlinal de Alcudia) y sinformales (Sinclinal de Guadalmez) dispuestas NO-SE/ONO-ESE en cuyo interior consiguen aflorar extensamente materiales de edad precámbrica-cámbrica (Lotze y Sdzuy, 1961; Bouyx, 1970) y carbonífera (al norte y al sur del Batolito de Los Pedroches), respectivamente. Los afloramientos cámbricos se prolongan hacia el este hasta las proximidades a la localidad jienense de Aldeaquemada. A partir de aquí, y hasta las proximidades a las localidades de Albaladejo (Ciudad Real) y Alcaraz (Albacete), las directrices hercínicas preferentes de plegamiento NO-SE/ONO-ESE se curvan hasta disponerse subparalelas al sector más noroccidental del Arco de Alcaraz (NE-SO). Tal curvatura se resuelve mediante estructuras digitadas alternantes antiformales (de mayor anchura) y sinformales. Las primeras permiten (según sea su localización) el afloramiento de materiales ordovícicos, silúricos, devónicos, y triásicos; las segundas hacen lo propio con materiales de edad triásica y miocena (Aquitaniense-Pontiense). El Batolito de Los Pedroches intruye en los niveles

corticales más someros a favor de materiales (pizarras y grauwacas) de edad carbonífera. En las proximidades a las localidades jienenses de Andújar, Bailén, La Carolina o Linares, estos niveles carboníferos evidencian las consecuencias de una dinámica de fracturación norma/normal-direccional, generadora de depresiones orientadas N30°E, semicolmatadas por depósitos de edad miocena y pliocena (I.G.M.E., 1982a; véase *figura 8.2a*).

Como ya se ha mencionado, el Batolito de Los Pedroches (con un rumbo claro NO-SE y una extensión máxima longitudinal y transversal de ~150 y ~30 kilómetros, respectivamente) intruye a favor de una formación potente de pizarras y grauwacas de edad carbonífera, provocando en las proximidades al contacto una aureola metamórfica clásica. Los bordes del plutón no son netos, sino que revelan multitud de apófisis aisladas (I.G.M.E., 1982a). Se trata de un cuerpo granítico en el que predominan granodioritas y adamellitas de grano medio, disectadas por diques porfidicos numerosos. Julivert (1983) propone que sea este cuerpo intrusivo el límite estructural que delimite la Zona de Ossa-Morena (al SO) de la Zona Centroibérica (al NE)¹⁰; sin embargo, las observaciones *in situ* sugieren que tal límite habría de desplazarse hacia el SE, hasta la zona de cizalla Badajoz-Córdoba (R. Vegas, com. pers.; véase *figura 8.2a* y *8.2b*).

Finalmente, la Zona de Ossa-Morena (Julivert *et al.*, 1974, 1983) constituiría el sector más meridional y occidental del dominio (véase *figura 8.2b*). Es ésta una zona muy variada estratigráficamente, con terrenos que van desde el Precámbrico hasta el Carbonífero, caracterizada estructural y petrológicamente por una alternancia de cinturones plutónicos (los cuales incluyen cuerpos intrusivos básicos) y metamórficos.

Sobre la base de criterios estructurales, estratigráficos y petrológicos, Chacón *et al.* (1983) propone una subdivisión de la Zona en dominios y subdominios (en sentido NE-SO): Coimbra-Portalegre-Badajoz-Cerro Muriano, Sierra Albarrana, Córdoba-Elvas, Estremoz-Barrancos, y Évora-Beja (el cual incluiría a la Faja metamórfica de Aracena). Los materiales de edad precámbrica afloran a lo largo de dos núcleos de estructuras antiformales orientadas NO-SE: la zona de cizalla Badajoz-Córdoba (área de blastomilonitización intensa) y el Antiforma de Olivenza-Monesterio (Chacón *et al.*, 1983; Julivert, 1983). En los sinclorios de Zafra-Alanís y Cumbres-Fregenal de la Sierra es visible el Cámbrico, mientras que el Ordovícico y el Silúrico afloran en el Sinclinorio de Barrancos-Hinojales (Sánchez-Jiménez *et al.*, 1996). La Zona de Ossa-Morena está separada tanto de la Zona Centroibérica al NE como de la Zona Surportuguesa al SO por accidentes tectónicos inverso-direccionales orientados NO-SE/ONO-ESE, generados durante los últimos episodios de la orogenia Herciniana (Chacón *et al.*, 1983; Aller, 1996).

8.4.13. ZONA EXTERNA (PREBÉTICO) DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS.

La distinción de las grandes unidades geológicas de las Cordilleras Béticas está basada en criterios paleogeográficos y estructurales. En este sentido, para el orógeno bético es posible distinguir dos grandes conjuntos estructurales yuxtapuestos (Fontboté y Vera, 1983): las *zonas externas* (cuyos materiales mesozoicos equivaldrían muy probablemente con los depositados en la margen continental de la Placa Ibérica), y las *zonas internas* (conformadas por rocas asignables a dominios paleogeográficos extraños a

¹⁰Chacón *et al.* (1983) localizan este límite más al sur del batolito, en el borde nororiental del Dominio de Coimbra (véase página siguiente)

los de la margen ibérica mesozoica y al propio basamento hercínico peninsular). *Grosso modo*, el prisma sedimentario depositado en la margen meridional de la Placa Ibérica durante los tiempos mesozoicos aparece distribuido en la actualidad en un conjunto alóctono o paraúctono (denominado como *Zona Prebética*¹¹), y otro claramente alóctono que solapa al anterior en una proporción variable (denominado como *Zona Subbética*¹²). La distinción entre ambos no es meramente estructural, ya que cabe una diferenciación entre los mismos basada en consideraciones estratigráficas de los materiales jurásicos y cretácicos. Así, en la *Zona Prebética* las facies mesozoicas son continentales o, a lo sumo, neríticas; mientras que en la *Zona Subbética* en el Jurásico medio y Cretácico las facies llegan a ser pelágicas¹³ (Fontboté y Vera, 1983). Las denominadas como *Unidades Intermedias* representarían una zona de transición estratigráfica entre ambas. Nuestra zona de trabajo peninsular considera sólo a la *Zona Prebética* y a la *Zona Subbética*.

La característica estructural más definitoria de la *Zona Externa*, ya avanzada, radica en la existencia de un despegue generalizado de la cobertera mesozoica respecto del zócalo hercínico. Tal despegue se ha resuelto mediante el desarrollo de innumerables frentes de cabalgamientos y plegamientos de rumbo ENE-OSO (coherentes con la estructuración general de todo el orógeno bético), más o menos progradantes hacia el cratón ibérico o la Depresión del Guadalquivir. El nivel principal de

despegue entre la cobertera y el zócalo lo constituyen arcillas y evaporitas de edad triásica (Keuper).

Esta tectónica de “piel fina” implica la ausencia casi generalizada de esquistosidades y de evidencias metamórficas, así como una atenuación de la deformación relacionada con la estructuración de las Cordilleras Béticas progresivamente inferior hacia el NO, N, y NE. En el frente prebético del Arco de Alcaraz, por ejemplo, niveles asignables al Mioceno medio (I.G.M.E., 1980b) evidencian plegamientos coherentes con esta tendencia progradante. De este modo, la cobertera comprende materiales con edades oscilantes entre el Triásico y el Mioceno medio, mientras que el zócalo (al menos en nuestra zona de trabajo) considera al basamento hercínico y a los materiales triásicos previos al Keuper. En este mismo sector se ha podido comprobar *in situ* (al sur de la localidad albaceteña de Peñascosa) como el despegue de la cobertera mesozoica llega a solapar parcialmente a depósitos aluviales cuaternarios. Autores como García-Hernández *et al.* (1980) proponen un acortamiento del prisma sedimentario original, consecuencia de esta estructuración en pliegues y fallas inversas, oscilante entre un 60 y un 70%; mientras que Guézou *et al.* (1991) estiman un valor de acortamiento máximo de 70 kilómetros para el frente prebético del Arco de Alcaraz. Andrieux y Nebbad (1996) consideran que la variabilidad observable en el estilo estructural a lo largo de todo el Prebético estaría relacionada (además de por las condiciones locales de presión de fluidos) con la naturaleza de los niveles del Triásico superior (los cuales permiten el despegue) y del prisma orogénico al que estos últimos soportan

Portalegre-Badajoz-Cerro Muriano.

¹¹ Subdividida a su vez en *Prebético externo* y *Prebético Interno*.

¹² Igualmente estructurado en *Subbético Externo*, *Medio*, *Interno* o *Penibético*, y *Ultrainterno*.

¹³ En el Paleógeno llegan a estar representadas formaciones de tipo flysch.

8.4.14. DEPRESIÓN DEL GUADALQUIVIR.

Constituye (Fontboté y Vera, 1983) una fosa relacionada genéticamente con la estructuración del orógeno bético. Una característica singular de la Depresión es el hecho de que se muestra variablemente obliterada por la propia evolución del Frente Prebético, inexistente por ejemplo en el Arco de Alcaraz. Así, sobre un zócalo hercínico basculado hacia el SSE y/o sobre una delgada representación de materiales de edad mesozoica, se dispone un prisma de sedimentos neógenos sin y postorogénicos. Intercalados entre estos se localizan importantes masas olistostrómicas y escamas tectónicas procedentes del orógeno (Mioceno inferior y medio). El Mioceno superior está formado esencialmente por arcillas azules (hasta 1500 metros de espesor) que cambian lateralmente (hacia el norte de la cuenca) a areniscas calcáreas (Viguier, 1974). Sanz de Galdeano (1983) propone que es a partir del Mioceno medio cuando se habría individualizado la Cuenca del Guadalquivir a favor de las propias directrices estructurales que la delimitan en la actualidad. Hasta el Plioceno inferior continuaría el depósito de arcillas azuladas, sobre las cuales se han depositado depósitos pliocenos y cuaternarios marinos-aluviales hacia el SO de la Depresión, y de tipo aluvial en el resto de la cuenca.

8.4.15. ZONA EXTERNA (SUBBÉTICO) DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS.

El límite entre el *Prebético* y el *Subbético* es de tipo tectónico, cabalgando los materiales asignables al segundo sobre el *Prebético*; sin embargo, este límite estructural tan neto no se corresponde con variaciones estratigráficas sensibles sino con un sector de características transicionales entre ambos, de aquí su denominación como *Unidades Intermedias*. De la misma manera, el límite meridional del *Subbético* con respecto a las *Zonas Internas* es también tectónico.

Los materiales de edad triásica y liásica aflorantes en el *Subbético* son similares a los observables en el *Prebético*, mientras que el resto de la serie mesozoica es completamente diferente entre uno y otro. En este mismo sentido, cabe destacar la existencia de rocas volcánicas básicas submarinas (pillow-lavas) extruidas entre las series jurásicas y en la base del Cretácico. El Paleógeno y el Mioceno inferior-medio es siempre marino, con una fauna planctónica abundante e intercalaciones turbidíticas frecuentes (Vera, 1983). Este mismo autor destaca que la estructura tectónica en este sector considera cabalgamientos, pliegues y mantos de corrimiento. En conjunto, el *Subbético* es alóctono ya que está desplazado hacia el NNO al menos 25 kilómetros. La vergencia general de los cabalgamientos es hacia el NNO, aunque existen estructuras con vergencias contrarias en el sector más meridional del *Subbético*. En esta división existen más niveles, aparte de los asignados al Keuper, capaces de facilitar los despegues (al menos a escala local).

Vera (1983) propone que la estructura actual de la *Zona Subbética* sería el resultado de la incidencia de tres episodios de deformacionales correlativos. Así, en una primera fase se habrían desarrollado los cabalgamientos y corrimientos vergentes al NNO, una etapa posterior plegó a la estructuras duplicadas previamente y, por fin, un episodio final supondría la génesis de cabalgamientos con vergencia SSE. Otros autores, sin embargo, han propuestos modelos alternativos al anterior para explicar la compleja estructuración subbética (Jerez, 1981; Garrido-Megías, 1982; Smet, 1964).

8.5. CONSIDERACIONES GEOFÍSICAS SOBRE LA ESTRUCTURA DE LA LITOSFERA BAJO EL ANTEPAÍS BÉTICO.

A partir de la realización de estudios geofísicos es posible sugerir una simplificación de la estructura interna del planeta y modelizarla. Sollogub (1969), por ejemplo, propuso un modelo litosférico para las zonas *intraplaca* o de *plataforma* mediante el estudio de anomalías gravimétricas en el Escudo Ucraniano extrapolable, quizás, al *Antepaís Bético*. En él se cita una capa inferior de materiales con una densidad media de $3,3 \text{ g/cm}^3$ y cuyo límite superior estaría situado a una profundidad variable entre los 25 y los 45 kilómetros. La velocidad de las ondas sísmicas *P* alcanzaría los 7,9-8,4 km./s al atravesar rocas peridotíticas y eclogitas; por encima de este nivel se dispondría otro cuyo límite superior oscilaría entre lo 5 y los 30 kilómetros de profundidad, y que estaría formado fundamentalmente por anfibolitas, eclogitas y dioritas (densidades de $2,8\text{-}2,9 \text{ g/cm}^3$, y ondas *P* recorriéndolo a velocidades de 6,5 a 7,5 km./s.). Por encima se situaría una capa, ocasionalmente aflorante en superficie, de gneises, micaesquistos y granitos con densidades de $2,7\text{-}2,8 \text{ g/cm}^3$ y velocidades para las ondas *P* de 5,9-6,3 km./s. Por último, Sollogub cita la existencia de un nivel discontinuo en la horizontal y visible en superficie correspondiente a rocas sedimentarias de potencia variable (velocidades de las ondas *P* de 2-5 km./s. y una densidad media de $2,5 \text{ g/cm}^3$). Concluye que los tres primeros niveles citados se corresponderían con el Manto Superior, la Corteza Inferior y la Corteza Superior, respectivamente; mientras que el nivel sedimentario reflejaría la existencia de cuencas deposicionales preferentes (generadas bajo una estructura litosférica muy determinada).

Centrándonos en el *Antepaís Bético*, otros autores han propuesto modelos basados en estudios geofísicos de sismicidad y de gravimetría, fundamentalmente. Para este resumen se han escogido los trabajos de Banda *et al.* (1981b), Bergamín *et al.* (1984), Bergamín (1986), Bergamín y Carbó (1986), Torres *et al.* (1987), Surifiach y Vegas (1988), Payo *et al.* (1993), Perucha *et al.* (1995), Bergamín *et al.* (1996), Tejero *et al.* (1996), Jabaloy *et al.* (1997), Vegas *et al.* (1997b), y Muñoz-Martín (1997a). En ninguno de estos trabajos se considera la visión regional y estructural del *antepaís* tal y como se está proponiendo y se propondrá a lo largo de los capítulos que constituyen esta Tesis Doctoral.

A partir de la realización de estudios sísmicos, Banda *et al.* (1981b) sugirieron uno de los primeros modelos de la estructura de la Litosfera bajo el Macizo Ibérico. Propusieron para la Corteza un espesor medio de 31 kilómetros, una velocidad media de las ondas sísmicas primarias de 6,2 km./seg., y un valor medio de 1,75 para la relación V_p/V_s . Además, propusieron una "estratificación" para la Litosfera esquematizada en la tabla siguiente:

NIVEL	Prof. (km.)	V_p (km./seg.)	V_s (km./seg.)
1	0-3	3,30	2,50
2	3-7	6,05 6,15	3,48
3	7-11	5,60	3,18
4	11-23	6,40	3,58
5	23-31	6,90 6,80	3,90
MOHO	31 (~1,5 km. de espesor)	-	-
6	> 32,5	8,0 8,1	4,4 4,5

Bergamín *et al.* (1984) concluyen, sobre la base de estudios gravimétricos, que la discontinuidad del Moho se sitúa bajo una transversal Montes de Toledo-Sierra Morena a una profundidad media de 32

kilómetros. Detectan la presencia de un Manto dispuesto de manera anómala y de una Corteza Superior caracterizada por la presencia de materiales basálticos (lo cual incrementa la densidad media del conjunto), relacionándolo con el origen del volcanismo reciente del Campo de Calatrava. Por último, describen la presencia de grandes heterogeneidades en la corteza más superficial debidas a las estructuras de plegamiento pre-alpinas y a la intrusión de plutones graníticos.

A partir del desarrollo de un estudio gravimétrico, Bergamín (1986) cita un espesor cortical de 31-32 kilómetros para el sector nororiental del Campo de Calatrava, proponiendo la existencia de cuerpos graníticos en este sector próximos a la superficie y relacionables con los aflorantes en las localidades de Madrideojos, Valdepeñas, Garlitos y Fontanosas. Sugiere, además, que las estructuras de plegamiento que afectan a los materiales precámbricos y paleozoicos no superan (al menos en este sector) los 3.500 metros de profundidad.

Bergamín y Carbó (1986) establecen un modelo bidimensional para la zona sur del área Centroibérica (perfil entre las ciudades de Toledo y Jaén) basándose en el estudio de anomalías gravimétricas. En su trabajo deducen la existencia de una anomalía de -20 miligales a lo largo de 100 kilómetros (de un total de 140 kilómetros) del perfil. Tal "anomalía regional" la asocian con el ascenso de la Astenosfera (a lo largo de estos 100 kilómetros) hasta unos 80-90 kilómetros de profundidad (lo anterior implica que en la zona culminante habría ascendido unos 10-20 kilómetros). Esta situación habría favorecido la existencia de un Manto Superior anómalo, justo en su límite con la corteza, con unas dimensiones de 40 kilómetros de longitud y 6 kilómetros de espesor. Finalmente, estos autores establecen un origen del volcanismo Neógeno-Cuaternario del Campo de

Calatrava asociado a estas inhomogeneidades en la estructura de la Litosfera; proponiendo la siguiente tabla de densidades para la Litosfera y la Astenosfera bajo la zona de su estudio:

NIVEL	Densidad (gramos/cm ³)
Corteza Superior	2,72
Corteza Inferior	2,92
Manto Superior anómalo	3,05
Manto Superior	3,32
Astenosfera	3,25

Torres *et al.* (1987) analizan la geometría del muro de la comarca de la Llanura Manchega mediante sondeos eléctricos verticales, perfiles gravimétricos y sondeos mecánicos de reconocimiento. Sugieren que la unidad está compartimentada en una serie de fosas individualizadas cuyas profundidades no suelen superar los doscientos metros. Estas fosas estarían separadas por umbrales relativos de escaso contraste topográfico, interpretables como restos de una antigua superficie de arrasamiento, y orientados preferentemente hacia NNE-SSO, NE-SO, y NO-SE. Estos mismos autores detallan como el contacto entre los materiales paleozoicos y los materiales miocenos se realiza por medio de una discordancia angular y erosiva neta. Cuando el substrato es mesozoico el contacto se realiza por una importante discordancia erosiva, ocasionalmente paraconformidad.

Suriñach y Vegas (1988) propusieron un modelo bidimensional para el basamento hercínico del interior peninsular. Para ello interpretaron los datos proporcionados por cinco perfiles sísmicos denominados en su trabajo como: *Toledo-Salamanca*, *Toledo-Hellín*, *Toledo-Cáceres*, *Toledo-Teruel*, y *Toledo-Soria*, respectivamente. Este modelo consideraba la existencia de inhomogeneidades en el espesor de la corteza y, por tanto, en su estructura, fundamentada en un engrosamiento cortical de unos 5.5 kilómetros que

sucede bajo el Sistema Central. El origen de estas inhomogeneidades habría que buscarlo en la atenuación de la deformación alpina en el interior de la placa Ibérica.

Para el resto de la zona de su análisis establecen un espesor medio de la corteza de 31 kilómetros, la cual estaría estructurada normalmente en cuatro niveles distinguibles por la velocidad con la que las ondas sísmicas primarias los atraviesan:

NIVEL	Veloc. (km./seg.)	Espesor (Km.)
1 (Corteza Superior)	6,0	5,5
2 (Corteza Media)	5,6	5
3 (Corteza Inferior)	6,4	12
4 (Manto Superior)	6,8	7

Bajo el Sistema Central también detectan los mismos cuatro tramos, cada uno de los cuales estaría caracterizado por valores de velocidad de las ondas sísmicas primarias similares a los anteriores. Sin embargo, proponen que el engrosamiento cortical de 5,5 kilómetros se resuelve en una flexura positiva de la corteza superior de unos 2,5 kilómetros (causante del relieve de toda la cordillera), y en una flexura negativa de la corteza inferior de unos 3 kilómetros (con la consiguiente afección para el Manto Superior). Según estos mismos autores, la deformación alpina se atenuaría de un modo frágil en la corteza superior y de un modo dúctil (procesos de *creep*) en la corteza inferior.

Payo *et al.* (1993) sugieren estructuras distintas para el sistema litosfera-astenosfera si se compara el basamento hercínico de la Península Ibérica con las Cordilleras Béticas, los Pirineos, o con las cuencas del Guadalquivir, del Ebro, o del Duero. Proponen la existencia de dos canales de baja velocidad para las ondas sísmicas (todo su trabajo se basa en el análisis de ondas tipo Rayleigh): uno situado en la Litosfera a 35-50

kilómetros, y otro situado ya en la Astenosfera a 80-180 kilómetros. El primer canal no aparece bajo el basamento hercínico y sí en el resto de unidades geológicas periféricas, lo cual les lleva a sugerir que tal ausencia podría estar relacionada con la evolución geológica de la Placa Ibérica.

Perucha *et al.* (1995) realizan un estudio geofísico (gravimetría y sísmica de reflexión), contrastado por un análisis de las principales macroestructuras geológicas, de una línea transversal entre la Cuenca de Madrid y la Cordillera Ibérica que atraviesa la Sierra de Altomira y la Cuenca de Loranca. De este modo, concluyen que la disposición de la cobertera mesozoica para esta transversal estuvo condicionada por la activación de fracturas principales del basamento: de manera inversa en el borde más occidental de la Cordillera Ibérica, y de un modo normal en los límites de la Cuenca de Loranca y la Sierra de Altomira. Tal entorno favoreció un depósito diferencial, en sentido este-oeste, de los materiales mesozoicos. Las etapas posteriores alpinas volvieron a reactivar estas discontinuidades, sucediendo entonces una deformación caracterizada por cabalgamientos influenciados por la posición de estas fallas de basamento.

Mediante la consideración de aspectos gravimétricos y estructurales, Bergamín *et al.* (1996) concluyen que la articulación entre la Cordillera Ibérica y el Sistema Central se realiza mediante un sistema de fracturas dextrosas orientadas NO-SE. Estas fracturas desplazan los gradientes de anomalías magnéticas asociados a la estructuración del Sistema Central de un modo escalonado, cuantificándose el desplazamiento horizontal total en ~34 kilómetros. Tal valor implica que si el desplazamiento ha sucedido desde el Oligoceno, anualmente se han resuelto de esta

manera 0,93 milímetros de desplazamiento; si el proceso comenzó en el Mioceno inferior, la velocidad de resolución anual se incrementa hasta los 2,2 milímetros.

Tejero *et al.* (1996) a partir de la realización de dos perfiles gravimétricos (Toledo-Salamanca y Toledo-Valladolid) establecen una propuesta de estructura de la Litosfera bajo el Sistema Central. Esta estructuración se resume en una corteza engrosada bajo este relieve alpino (de 32 a 35 kilómetros), con la consiguiente afección al Manto Superior y a la posición de la discontinuidad del Moho. Este engrosamiento afecta, en la vertical, especialmente a la corteza media y, en la horizontal, abarca desde el borde sur de la Cuenca del Duero hasta la zona central de la Cuenca del Tajo. Estos autores proponen que el Sistema Central constituiría un “pop-up” cortical relacionado con un “detachment” profundo que afecta a la corteza media y, posiblemente, a la corteza inferior. En conjunto, todo el proceso supondría un porcentaje de acortamiento, de origen alpino, estimado en un 20%. Igualmente, la estructuración de los Montes de Toledo más septentrionales se habría resuelto mediante un frente inverso que implicaría a la Corteza Superior. Más recientemente, Bergamín *et al.* (1998), continúan desarrollando las ideas expuestas por Tejero *et al.* (1996).

A partir de la realización de cortes geológicos compensados o restituidos y de un análisis de las anomalías gravimétricas detectables en la Sierra de Altomira, Muñoz-Martín (1997a) obtiene conclusiones interesantes acerca del modo en el cual ha sucedido la estructuración del orógeno ibérico sobre el *Antepaís Bético*. Como consecuencia de la deformación ibérica, en la Sierra de Altomira y en la Cuenca de Loranca sucede un “desacoplamiento” generalizado entre el basamento hercínico (más los niveles triásicos inferiores) y la cobertera mesozoico-cenozoica a favor

de las facies evaporíticas del Keuper. Además, este “desacoplamiento” se resuelve estructuralmente mediante la activación de fracturas que afectan al basamento. La estructura del techo del basamento en el sudeste de la Cordillera Ibérica se caracterizaría por ser bastante plana, afectada por una serie de fallas normales previas a la deformación compresiva terciaria y que condicionaron el depósito de las series mesozoicas (Perucha *et al.*, 1995). Las zonas de falla de Sacedón (NNE-SSO) y Tarancón (NE-SO) delimitarían tres zonas o basamentos diferentes en función de su composición, de su geometría, y del grado de fracturación que evidencia su techo: *Bloque de la Cuenca de Madrid* y *Bloque de Valdeolivas* (delimitados por la Falla de Sacedón), y *Bloque de Cuenca* (separado de los anteriores mediante la Falla de Tarancón).

Los trabajos de Jabaloy *et al.* (1997) y Vegas *et al.* (1997b) se incluyen dentro del Proyecto “*Estudios Sísmicos de la Corteza Ibérica: ESCI*”. Éste incluyó la realización de un perfil de sismica de reflexión que consideraba el análisis del modo en el cual sucede la articulación entre el orógeno bético y su *antepaís* ibérico, desde el Macizo Ibérico hasta el límite en superficie entre las Zonas Internas y Externas. A partir de la interpretación de este perfil y de su contrastación con otros análisis de anomalías gravimétricas y magnéticas, Jabaloy *et al.* (1997) sugieren que la Corteza correspondiente al Macizo Ibérico se continúa, al menos, bajo las Zonas Externas, significando un nivel de detachment dextro con vergencia sur el modo de articulación entre ambas unidades. Resaltan, además, como la profundidad del Moho se incrementa de norte a sur. En la *figura 8.3* se muestra una síntesis de la estructuración propuesta por estos autores para la Litosfera a partir de los análisis gravimétricos y magnéticos.

Vegas *et al.* (1997b y 1998a) proponen (figuras 8.4 y 8.5) tanto una estructura para la Litosfera como una historia geodinámica evolutiva del orógeno bético consecuente con esta disposición (secuencia de procesos compresivos y extensivos). Destacan como el modo de articulación entre la Corteza Ibérica y el orógeno bético se realiza mediante una “rampa” (equivalente al *detachment* dextro con vergencia sur propuesto por Jabaloy *et al.*, 1997) que penetra, prácticamente, hasta el Moho. Esta rampa permite la estructuración de pliegues y frentes de cabalgamiento sintéticos y antitéticos coetáneos con el desplazamiento dextro definible en la misma. Señalan la existencia de zonas de cizallas como el mecanismo de articulación más probable entre las Zonas Externas e Internas, así como la ausencia de raíces corticales (ausencia del característico engrosamiento cortical orogénico) bajo los relieves principales de las Cordilleras Béticas¹⁴. La rampa debió generarse mediante la “expulsión” hacia el oeste de la Microplaca de Alborán al suceder una convergencia oblicua (desde el Cretácico superior hasta el Eoceno) entre las placas Euroasiática y Africana. Las discontinuidades utilizadas para atenuar esta deformación compresiva habrían sido reactivadas con posterioridad de manera extensiva y/o compresiva.

Mediante la totalidad de las síntesis geofísicas anteriores es posible extraer como conclusión fundamental que la estructura de la Litosfera definida en superficie por el sector central y meridional de la Península Ibérica es relativamente compleja. La existencia de directrices estructurales penetrativas a escala cortical permite su reactivación ante la

incidencia de los episodios deformacionales alpinos y neotectónico: estructuración del Sistema Central, Montes de Toledo, o Cordillera Ibérica. Ziegler *et al.* (1995) concluyen que la deformación registrable en las *áreas de plataforma* adyacentes a los límites de placas convergentes ha de asociarse con la transmisión de esfuerzos compresivos horizontales hacia el antepaís, a lo largo de grandes distancias y a través del conjunto de la Litosfera. Sugieren, además, que la deformación así generada se ha de resolver mediante la génesis de *flexuras de la totalidad de la Litosfera*, con distintas longitudes de onda, y por medio de la *reactivación de discontinuidades corticales preexistentes* orientadas de un modo favorable con respecto al “slip vector” o *vector de convergencia* entre las placas. Igualmente, la detección de un Manto Superior ubicado de un modo anormal supone un elemento clave en la determinación del origen del volcanismo reciente del Campo de Calatrava. Es destacable el hecho de que buena parte de los trabajos geofísicos sintetizados concluyen elevaciones o flexuras principales de la Litosfera como la explicación más factible a los relieves preferentes del interior peninsular. Además, estas elevaciones estarían delimitadas por discontinuidades estructurales sumamente penetrativas.

En este mismo contexto, la estructuración del orógeno bético-rifeño sobre la Península Ibérica actual habrá estado necesariamente condicionada por una litosfera continental rígida estructurada de esta manera. Esta rigidez ha debido suponer una *acomodación diferencial* de la deformación procedente del sur desde el momento en el que comenzó a estructurarse el orógeno bético-rifeño: transmisión preferente del esfuerzo hacia el *antepaís* a través de discontinuidades horizontales (límites internos de la Corteza, y límite Corteza-Manto Superior) y subverticales (NNE-SSO, NE-SO y NO-SE); y resolución diferencial (en la vertical y en la

¹⁴ Al igual que Jabaloy *et al.* (1997), estos autores interpretan y analizan conjuntamente tanto el perfil ESCIBETICAS-01 (NO-SE) como otro denominado ESCIBETICAS-02, ubicado al suroeste del primero y dispuesto NE-SO. Además, analizan otros dos perfiles (del mismo proyecto) situados sobre el Mar de Alborán.

horizontal) del esfuerzo convergente de manera frágil, frágil-dúctil, y dúctil. Los perfiles sísmicos ESCI han supuesto una herramienta decisiva para

comprender el modo en el cual sucede la articulación de las Cordilleras Béticas y la rígida Litosférica ibérica.

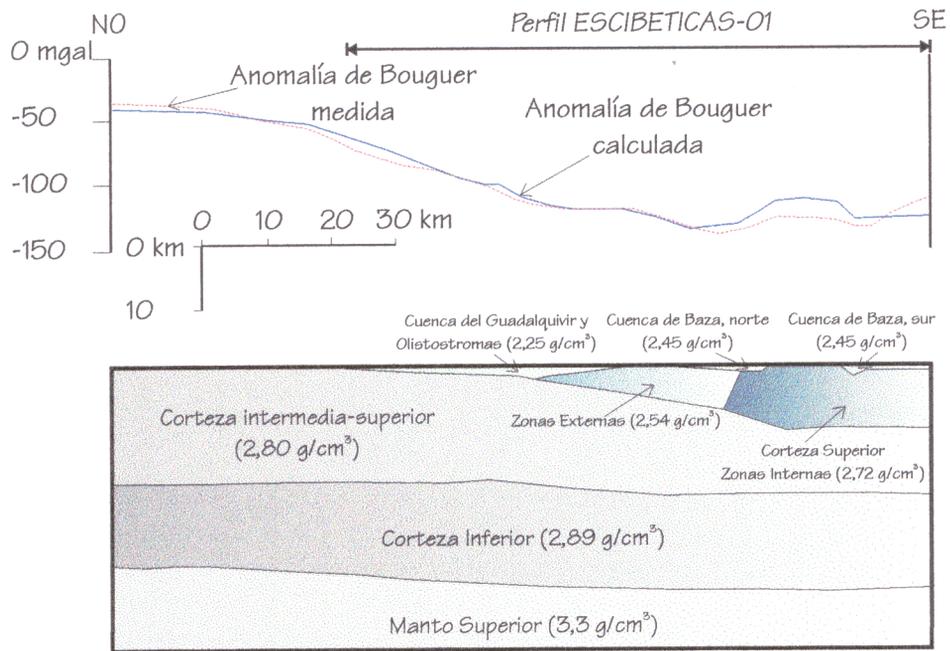


Figura 8.3: Interpretación de la estructura de la Litosfera para el límite Cordilleras Béticas-Antepaís Bético concluida por Jabaloy *et al.* (1997) a partir de la realización de un análisis de anomalías magnéticas (fig. superior) y gravimétricas (fig. inferior), complementarias al perfil sísmico ESCIBETICAS-01.

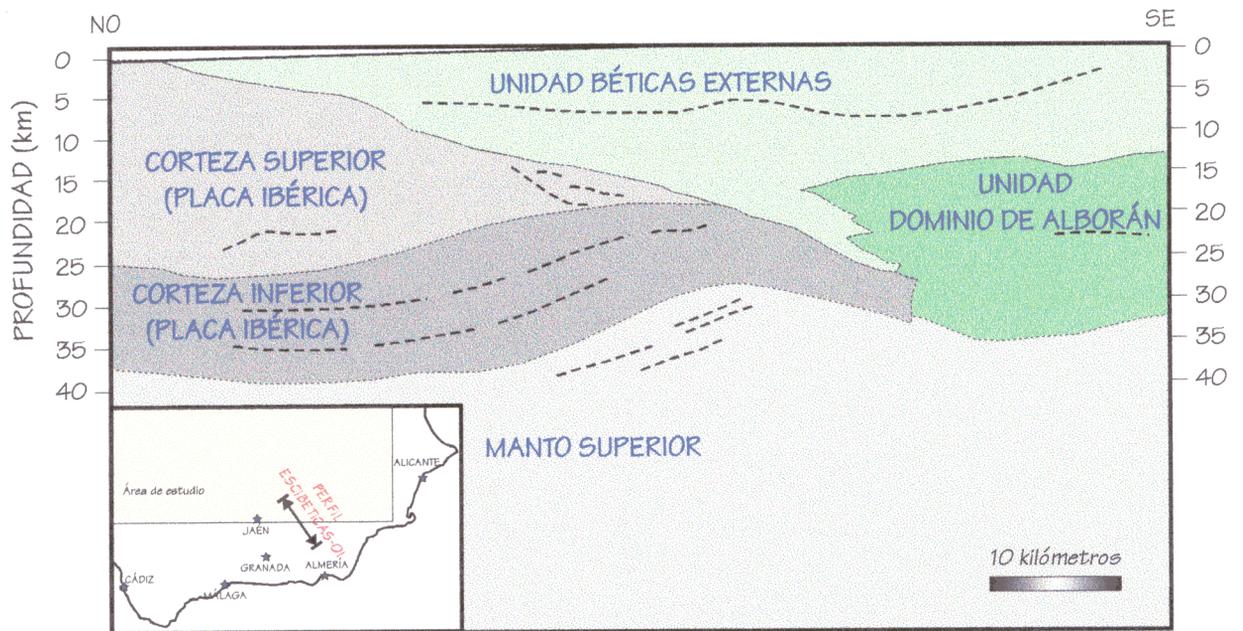


Figura 8.4: Estructura de la Litosfera deducida por Vegas *et al.* (1997) para el límite Cordilleras Béticas-Antepaís Bético a partir de la interpretación del perfil sísmico ESCIBETICAS-01.

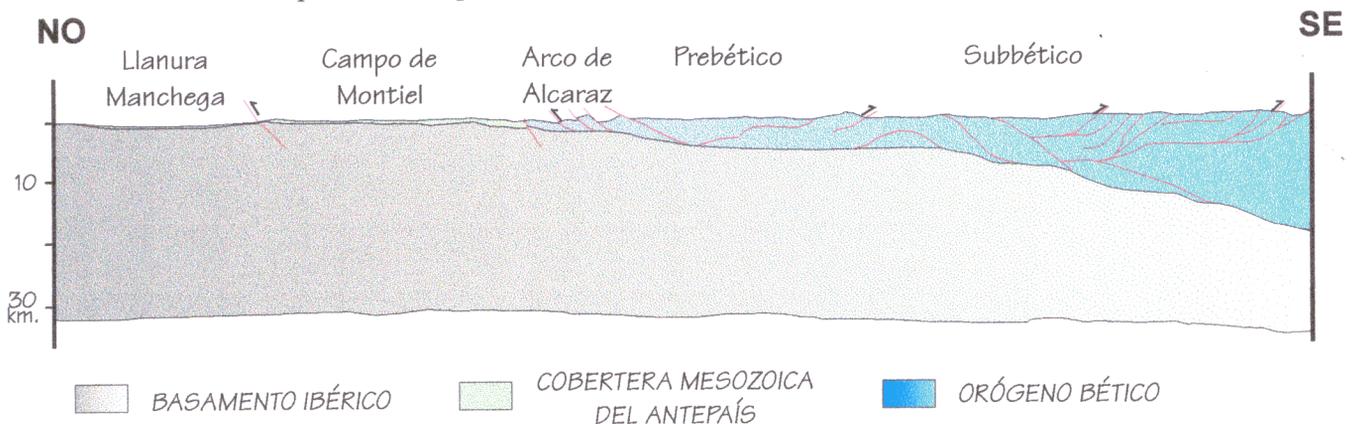


Figura 8.5: Perfil litosférico desde la Sierra de Espuña hasta la Llanura Manchega a través del Arco de Alcaraz (mod. Vegas *et al.*, 1998).

9 – EVOLUCIÓN GEODINÁMICA POST-HERCÍNICA DE LA PENÍNSULA IBÉRICA. APLICABILIDAD DEL CONCEPTO DE DEFORMACIÓN NEOTECTÓNICA AL ANTEPAÍS BÉTICO.

EVOLUCIÓN GEODINÁMICA PRE-NEOTECTÓNICA

Una vez culminada en el Paleozoico Superior la etapa de agrupamiento continental que generó la Pangea II, sobre ésta comenzó un episodio de fragmentación a favor, en la mayoría de las ocasiones, de las zonas de sutura previas (*sensu* Dewey, 1988). La presencia en los continentes dispersados (placas) de grandes fallas de diques básicos mesozoicos inyectados en las zonas más proclives a la disgregación, precursoras de la extrusión de corteza oceánica, evidencia esta tendencia global. Así pues, el inicio de la era mesozoica coincide con el comienzo de este episodio de dispersión o deriva continental. De este modo, durante los últimos 200 Ma se han sucedido continuas aperturas y cierres de océanos consecuencia de esta dinámica litosférica, y el desarrollo concomitante de orógenos en los bordes de placas. A todo el conjunto de los procesos anteriores se le ha denominado tradicionalmente como *Ciclo Alpino*, del cual el *periodo neotectónico* supone el último “capítulo”: la evidencia más reciente de aquel proceso. Al comenzar este ciclo, la primitiva Península Ibérica debía hallarse dividida tectónicamente en distintas sub-unidades delimitadas por discontinuidades heredadas de las etapas finales del evento orogénico previo (Vegas y Banda, 1982): la Orogenia Herciniana. La localización de los orógenos alpinos, sin embargo, estará totalmente condicionada por la dinámica relativa de la

Península primigenia con respecto tanto a la Placa Euroasiática como a la Placa Africana.

Un modo adecuado de describir la evolución alpina de la Península Ibérica en el contexto de la Tectónica de Placas es considerar el análisis de las anomalías magnéticas registrables en los fondos oceánicos. De esta manera, es posible obtener trayectorias para los vectores de convergencia entre las placas africana, ibérica y europea. Cualquier tipo de explicación geodinámica que se proponga como intento de comprensión de esta evolución alpina en la Península habrá de asumir la atenuación de los milímetros año que supone la deriva de placas litosféricas africana y euroasiática. En este sentido, diversos autores han abordado la cinemática de estos fragmentos litosféricos para intentar proponer un modelo evolutivo alpino tanto para la Placa Ibérica como para el resto del margen mediterráneo: Pitman y Talwani (1972), Williams (1975), Le Pichon *et al.* (1977), Tapponier (1977); Srivastava *et al.* (1990), Dewey *et al.* (1989), Vegas *et al.* (1996), etc. Para el *Ciclo Alpino*, estos autores sintetizan la deriva del “Bloque Ibérico” y de las dos megaplacas adyacentes mediante dos etapas claramente diferenciables: una etapa *no convergente* (movimiento relativo entre el Iberia y África de tipo *strike-slip*) sucedida desde el periodo Jurásico hasta la época del Cretácico superior (límite Cenomaniense-Turonense, Dewey *et al.*, 1989); y una *etapa convergente* sucedida desde entonces hasta la actualidad (con variaciones significativas en la orientación del *slip vector*). Ha sido

este último episodio el que ha permitido la estructuración del relieve observable en la actualidad en toda la región mediterránea, consecuencia de la acomodación de volúmenes litosféricos (microplacas) inestables sobre las rígidas cortezas ibérica, africana y euroasiática. Así, Dewey *et al.* (1989) proponen una primera etapa de convergencia difusa para el periodo Paleoceno-Eoceno inferior, intensificada y mejor definida ya (desplazamiento hacia el N y NNO de la placa meridional) para el periodo Eoceno inferior-Oligoceno inferior. Desde el Oligoceno inferior hasta el final del Mioceno medio el análisis de las anomalías magnéticas definiría una etapa convergente relativamente constante y con un sentido de acercamiento relativo de África N o NNE. Finalmente, la última datación que evidencia un cambio en la orientación del acercamiento litosférico, ahora hacia el NO en las latitudes ibéricas, sucede a comienzos del Mioceno superior (hace 9 Ma) continuando este sentido de desplazamiento relativo en la actualidad.

El comienzo de la apertura del océano Atlántico (en su sector central) debió suponer en la Península Ibérica el punto de partida para toda la evolución geodinámica alpina. Sin duda, el mejor exponente en la península del momento de la ruptura de la Pangea durante el Triásico-Jurásico inferior es el Dique de Plasencia. Se trata (Vegas *et al.*, 1997a) de un cuerpo intrusivo básico, relacionado de algún modo con un punto caliente, encajado a lo largo de una zona de falla de unos 500 kilómetros de longitud (desde el Cabo de San Vicente en Portugal hasta las proximidades de Ávila) y hasta diez kilómetros de anchura. Diversos autores han datado este dique básico obteniendo edades oscilantes entre los 200 Ma (Sebai *et al.*, 1991), los 192-132 Ma (Vegas *et al.*, 1997a), y los 182-148 Ma (Schermerhorn *et al.*, 1978; Schott *et al.*, 1981). La apertura NO-SE (figura 9.1) del Atlántico Central debió suponer la

apertura o reactivación de grandes discontinuidades (consideradas hasta ahora como *tardihercínicas*) a escala cortical subparalelas (o adecuadamente orientadas con respecto al tensor de esfuerzos propiciado por la apertura) a la zona de falla que aprovechó el dique para intruir (Vegas *et al.*, 1997a). Tras el comienzo de la apertura del océano, las principales discontinuidades creadas y/o reactivadas de este modo en la Península comenzaron a acomodar la deformación generada por el dinamismo de la nueva situación litosférica.

Williams (1975) propone que el propio desarrollo de la dorsal centroatlántica (separación de las placas Norteamericana y Euroasiática) reactivó una zona de debilidad heredada de la época hercínica situada en lo que actualmente es el Mar Cantábrico, funcionando ésta como una dorsal oceánica (figuras 9.2 y 9.3). En este contexto geodinámico, el "Bloque Ibérico" debió sufrir una rotación levógira, con el eje situado en las proximidades de la actual París y desplazándose progresivamente hacia el sur (Le Pichon *et al.*, 1977; Choukroune *et al.*, 1973). Durante la rotación (Cretácico superior) la Falla Norpirenaica supuso una falla transformante levógira que favoreció la deformación en el Pirineo Oriental. En el Eoceno medio la deriva relativa entre África y Eurasia se modifica, el contexto geodinámico supone ahora una convergencia progresiva (cada vez más pura) que traslada la deformación paulatinamente hacia el oeste de los Pirineos y "suelta" al Bloque Ibérico con Eurasia. Por último, la deformación compresiva tiende a resolverse en los Pirineos más occidentales y en la estructuración de la Cordillera Cantábrica (figura 9.3, Choukroune *et al.*, 1973).

La descripción anterior se refería al límite más septentrional del Bloque Ibérico, sin embargo, en el meridional, la apertura del Atlántico supuso un movimiento diferencial de África respecto a Eurasia

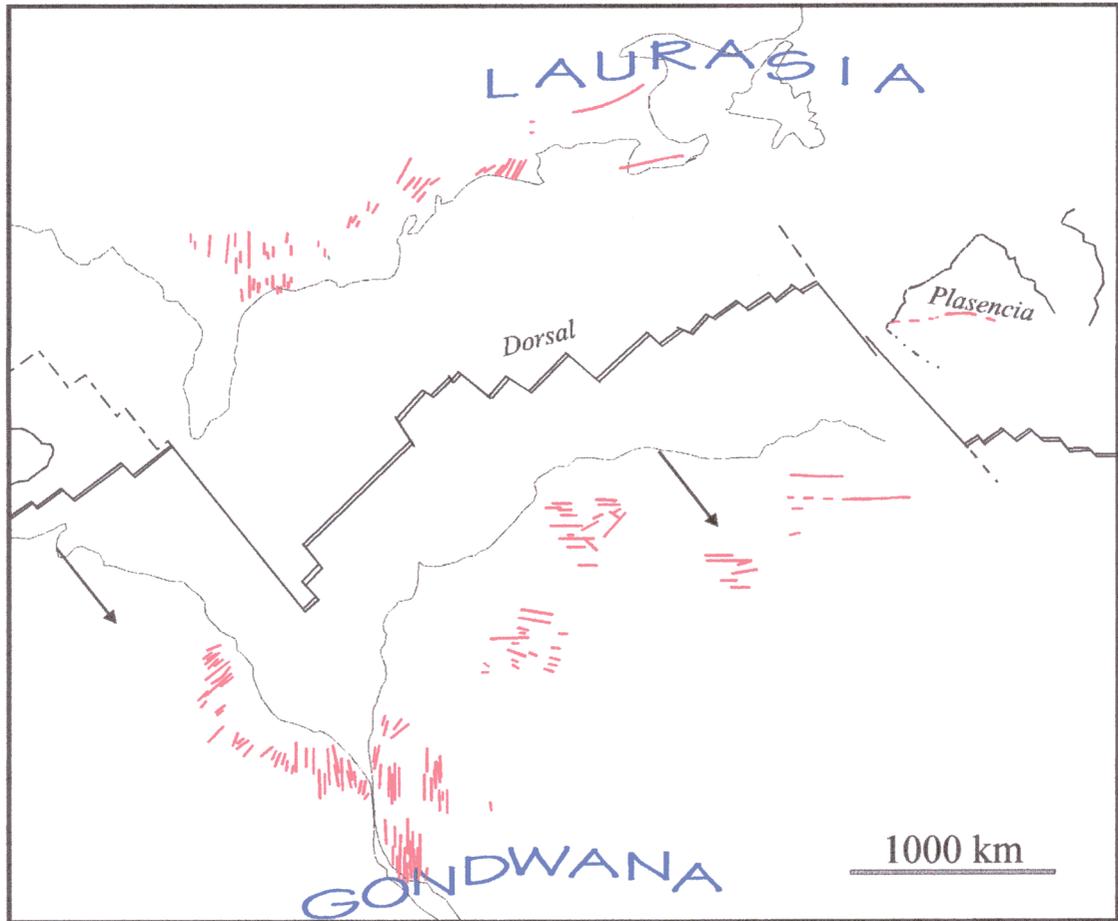
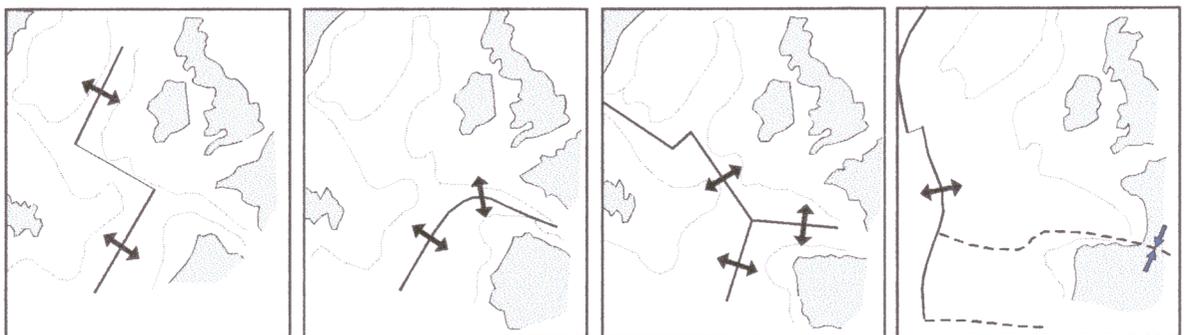


Figura 9.1: Reconstrucción de un entorno geodinámico extensional (140 Ma) coherente con la intrusión de todo un entramado de diques (en rojo) de edad Triásica y Jurásica en el comienzo de la disgregación de la Pangea 2 (mod. Vegas *et al.*, 1997).



¿Cretácico inf. a medio? Cretácico med./sup. (113 Ma) Cretácico sup. (80 Ma) Eoceno-Oligoceno (38 Ma)

Figura 9.2: Esquema del modo en el cual debió suceder la apertura del Océano Atlántico entre las Placas Norteamericana y Euroasiática. La reactivación probable de una zona de debilidad heredada de épocas hercínicas permitió la creación de corteza oceánica durante el Cretácico en el margen septentrional del "Bloque Ibérico", y la consiguiente rotación levógira del mismo. Posteriormente, el comienzo durante el Eoceno de la convergencia entre África y Eurasia modifica este contexto geodinámico, permitiendo la "soldadura" del Bloque Ibérico con Eurasia (mod. Williams, 1975).

y al Bloque Ibérico. Éste se caracterizó por un desplazamiento inicial levógiro entre ambas placas y definido en la sutura entre Iberia y África. A este movimiento hacia el este de África se le unió la migración hacia el norte de la apertura oceánica. Bajo estas condiciones de extensión NO-SE (*figura 9.1*), surge en el interior peninsular un sistema conjugado de fracturas orientadas en la actualidad según NNE-SSO, las cuales debieron funcionar como fallas normal-direccionales levóginas. Al mismo tiempo, el límite entre África y Europa que afectaba a la Placa Ibérica debió funcionar como un gran sistema de fallas normal-direccionales senestras, lo cual dio lugar a los complejos medios deposicionales mesozoicos béticos (margen ibérica). Conforme avanzaba en el tiempo este desarrollo geodinámico, debieron generarse fracturas normal-direccionales dextrosas sobre el substrato orientadas actualmente NO-SE. La extensión según estas fallas tuvo su máxima expresión en lo que algunos autores han denominado como el “aulacógeno ibérico” (Álvaro *et al.*, 1979; Vegas y Banda, 1982), delimitado hacia el NE por el sustrato rígido de la Depresión del Ebro y hacia el O y SO por el basamento centroibérico actual. Bajo estas condiciones se crea un medio sedimentario para los tiempos mesozoicos caracterizado por la existencia de numerosos grabens y semigrabens, cuyas directrices principales debieran corresponderse con orientaciones actuales NO-SE y NNE-SSO. El sistema falla-dique de Plasencia surge, pues, bajo este mismo entorno extensional NO-SE, aunque la entidad de la extensión fue menor que la registrable en el este peninsular. Tal y como se describió para el límite septentrional, el movimiento diferencial de África con respecto a Eurasia se transforma en convergente a partir del Eoceno medio. Esto supone la ocurrencia de etapas compresivas tanto en los

Pirineos como en la superficie que antes había supuesto el “Aulacógeno Ibérico” (la Depresión del Ebro se mantuvo “indeformada” al comportarse como un elemento rígido delimitado por zonas menos competentes tanto hacia su NE como hacia su SO). Por tanto, la estructuración principal de los grandes sistemas geológicos que delimitan al Macizo Ibérico parece tener este origen. Quizás estas directrices utilizadas en el momento de la extensión pudieron ser heredadas de épocas hercínicas o anteriores, aunque la gran “rectitud” de estos accidentes observable en la actualidad sugiere que esta cuestión es, cuando menos, susceptible de multitud de críticas.

De todos los posibles límites de la Península Ibérica, parece que sólo los situados al norte y al sur han sido activos durante todo el *Ciclo Alpino* y el periodo neotectónico. En el norte se pueden definir dos: el clásico situado en el Golfo de Vizcaya, y otro situado en el frente de las costas gallegas más occidentales. En el sur, el límite es más o menos nítido en función de que zonas. Inicialmente (dado que la apertura oceánica migró de sur a norte) fue el límite sur el más activo desde el comienzo de la apertura del Atlántico Central en el Jurásico, y hasta el Eoceno, según movimientos preferentemente direccionales. Coincidiendo con un cambio en la disposición espacial del vector de convergencia entre África y la península (N30°E), la actividad se desplaza al límite norte más septentrional. Es en este momento cuando comienzan a estructurarse los Pirineos y la Cordillera Ibérica (cuya génesis parece relacionarse necesariamente con la de los Pirineos: Guimerá, 1988; Muñoz-Martín, 1997a). Una vez consolidadas ambas cadenas entra en funcionamiento, por un corto espacio de tiempo, el límite norte más meridional y occidental. Cuando la deformación ya no es posible en Pirineos ésta se

resuelve en el norte de España con la subducción hacia el norte de la Placa Ibérica, con el cabalgamiento de la Cordillera Cantábrica hacia el sur y con el consiguiente retrocabalgamiento de la misma hacia el norte en el Golfo de Vizcaya (R. Vegas, com. pers.). La propia cinemática de la convergencia habría favorecido esta estructuración gradada: un acortamiento máximo en los Pirineos con subducción de la Placa Ibérica sobre la euroasiática, y una disminución progresiva hacia el oeste de la intensidad de acortamiento que supuso la subducción hacia el norte de la Placa Ibérica con la elevación consecuente de parte del basamento hercínico para generar la Cordillera Cantábrica. Más al oeste la deformación se resolvió con una “somerización” de la deformación que provocó el escape hacia el oeste de parte del substrato hercínico reactivado (R. Vegas, com. pers.).

Durante este mismo tiempo, en el cual el *slip-vector* se dispone N30°E, comienza el emplazamiento de los Alpes. La microplaca de Alborán no sería más que un fragmento del “arco alpino” extruido hacia el oeste. La falta de espacio, el retardo en la deriva hacia el este de la Microplaca de Alborán con respecto a las dos megaplacas adyacentes, y, quizás, la existencia de una zona de debilidad como el límite entre la placa africana y la ibérica, impide que este fragmento cabalque sobre la Placa Ibérica y le obliga a derivar hacia el oeste (*figura 9.4*). De este modo, el fragmento del “arco alpino” denominado como Microplaca de Alborán se desliza sobre corteza africana e ibérica, generando grandes mantos de corrimiento especulares en el Rif y en las Cordilleras Béticas. Esta extrusión fue, lógicamente, decreciendo en intensidad de este a oeste. Así, el Arco de Alcaraz representaría una zona de acumulación preferente de este escape regional hacia el oeste en una zona quizás ya de por sí débil dentro del

contexto regional de la Península (recuérdese que la estructuración de la Cordillera Ibérica es ortogonal al emplazamiento de los frentes de cabalgamiento del frente prebético). La situación parece sugerir la existencia de un escape orientado de un modo preferencial dentro del propio escape regional hacia el oeste. La estructura arqueada que supone la Sierra Gorda (situada hacia el sudoeste del Arco de Alcaraz) representaría, quizás, una segunda orientación preferente (subparalela al Arco de Alcaraz) y escalonada del escape regional hacia el oeste (R. Vegas, com. pers.).

Todo este proceso de acomodaciones preferentes sucede mientras que el *slip-vector* o *vector de convergencia* entre las dos placas principales se orienta N30°E. Esta convergencia varía progresivamente hasta otra dispuesta aproximadamente según N140°E (orientada así en el entorno del Arco de Alcaraz, más “norteadada” hacia el este y más “esteada” hacia el oeste del límite de placas). En el tiempo geológico, tal variación coincide con el Mioceno Medio o Superior (Letouzey y Trémolières, 1980; Dewey *et al.*, 1989), comenzando entonces el periodo neotectónico. En este mismo contexto, la Cuenca del Guadalquivir probablemente no sería más que la respuesta flexural negativa (cuenca sinsedimentaria) de la litosfera al exceso de carga proporcionado por los mantos de cabalgamiento de las Cordilleras Béticas. El propio frente prebético de Alcaraz llega a superponerse sobre esta Cuenca del Guadalquivir, de manera que en la actualidad no es posible observar su prolongación hacia el noreste.

Por tanto, el borde norte es inactivo desde comienzos del Mioceno (*figura 9.5*), el borde sur es preferentemente activo desde entonces. En este momento la deformación se traslada de los Pirineos hacia el oeste. La propia orientación diferente del *slip vector* con respecto al polo de rotación puede

explicar el tránsito hacia el oeste de la deformación.

PERIODO NEOTECTÓNICO

El objetivo básico de este trabajo consiste en un intento de análisis y modelización de la incidencia que un proceso deformacional calificable, sobre la base de determinados criterios, como *neotectónico* ha tenido sobre una superficie determinada: el *Antepais Bético*. Dado que el concepto de *deformación neotectónica* se puede asimilar con una variable temporal que depende por completo del lugar para el cual se propone, no es posible, entonces, pretender analizar o modelizar nada “neotectónico” si antes no se establecen esas restricciones espacio-temporales que requiere el término. En este apartado se proceden a establecer las restricciones temporales del concepto.

Actualmente, gran parte de la comunidad científica relacionada con las Ciencias Naturales asocia el calificativo de “proceso neotectónico” con episodios deformacionales sucedidos en épocas recientes. Esta mentalidad quizás proceda de los primeros trabajos que trataron sobre este asunto, en los cuales sólo se consideraba la dimensión temporal del concepto. Así, distintos autores han discutido sobre el intervalo temporal que se debería considerar y que abarcaría todos los procesos neotectónicos: Mercier (1976), Vita-Finzi (1986), Pavlides (1989), etc. Por el contrario, otros autores proponen que se debe considerar no sólo la dimensión temporal, sino también la espacial: Hancock (1985), Hancock y Engelder (1989), Mörner (1990), Stewart y Hancock (1994), Giner-Robles (1996). Tal y como se sugirió en párrafos previos, para este trabajo se considera el carácter bidimensional (espacio y tiempo) del concepto de “periodo neotectónico” y, por ende, de la Neotectónica.

La definición de Neotectónica que ahora se propone es una modificación (ampliación) de la propuesta por Giner-Robles (1996). De este modo, entendemos por *Neotectónica* a aquella disciplina científica que habría de ocuparse del análisis y modelización del conjunto de procesos y estructuras tectónicas (accesibles tanto de un modo directo como indirecto), rasgos morfológicos (relieve y red fluvial), rasgos sedimentarios, rasgos ígneos (si los hubiere) y rasgos hidrogeológicos sucedidos en un entorno geológico concreto, y formados y/o reactivados bajo el régimen tectónico incidente en la actualidad sobre este entorno. Así pues, esta definición pretende aumentar el campo de aplicación de la Neotectónica (evitando la tradicional y única afección “estructuralista” del término) y, sobre todo, establecer la posibilidad de caracterizar y modelizar un régimen tectónico mediante el análisis de múltiples aspectos geológicos (véase el *Capítulo 4*).

Se desearía que todo este trabajo fuera un ejemplo para la aplicabilidad del concepto de Neotectónica expuesto con anterioridad. Así, la caracterización del tensor/es de esfuerzo que implica la incidencia actual de una deformación en el *Antepais Bético* (la obtención, en definitiva, de la disposición espacial de los ejes de esfuerzo que caracterizan al tensor regional neotectónico) se realizará sobre la base del análisis de múltiples factores: macroestructuras frágiles, mesoestructuras frágiles, sismicidad, red fluvial, relieve, hidrología superficial y subterránea, anomalías magnéticas, y procesos volcánicos.

Por lo que se refiere al intervalo temporal del periodo neotectónico que se va a considerar en este trabajo (y para nuestra área de estudio), creemos que ha de tener su inicio (Rincón, 1995; Vegas y Rincón, 1996; Rincón y Vegas, 1996) en el

Tortonense medio-superior (9 Ma), y su final, lógicamente, en la actualidad. Esta fecha inicial coincide con la aparición del último segmento de la trayectoria que define el movimiento relativo entre

la Península Ibérica y África (Letouzey y Trémolières, 1980; Dewey *et al.*, 1989), *figura 10.35*.

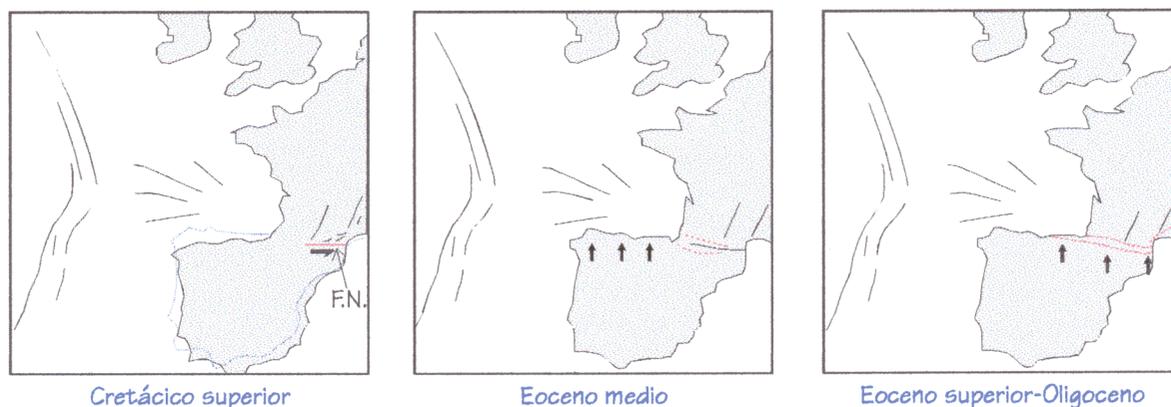


Figura 9.3: Esquema del funcionamiento del borde septentrional del "Bloque Ibérico" durante el periodo Cretácico superior-Oligoceno. La rotación de Iberia provocada por la creación de corteza oceánica al norte supuso la activación direccional de la Falla Norpirenaica ("F.N."). Las variaciones en el entorno geodinámico provocaron la migración hacia el oeste en el límite septentrional de Iberia de la deformación y el bloqueo de la Falla Norpirenaica (mod. Choukroune, 1973).

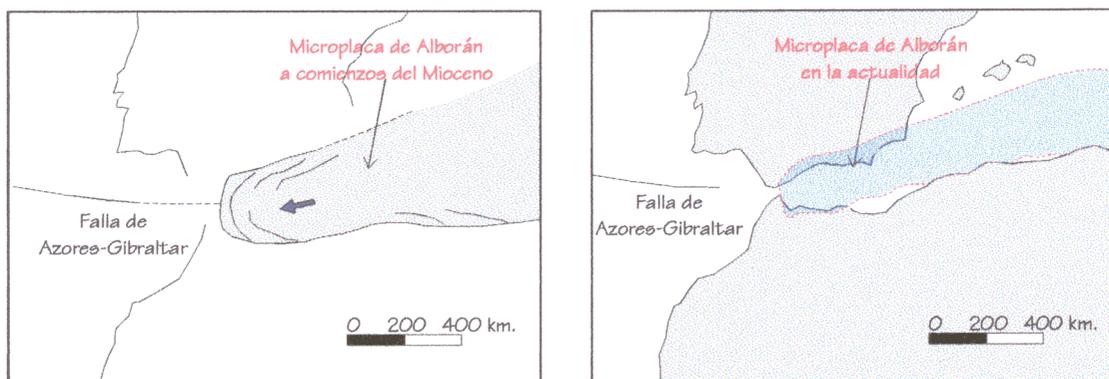


Figura 9.4: Esquema del modo en el cual pudo suceder la "extrusión" o el "escape" hacia el oeste de la Microplaca de Alborán, a favor del límite de placas (Falla de Azores-Gibraltar) al converger Eurasia y África (mod. Andrieux *et al.*, 1971).

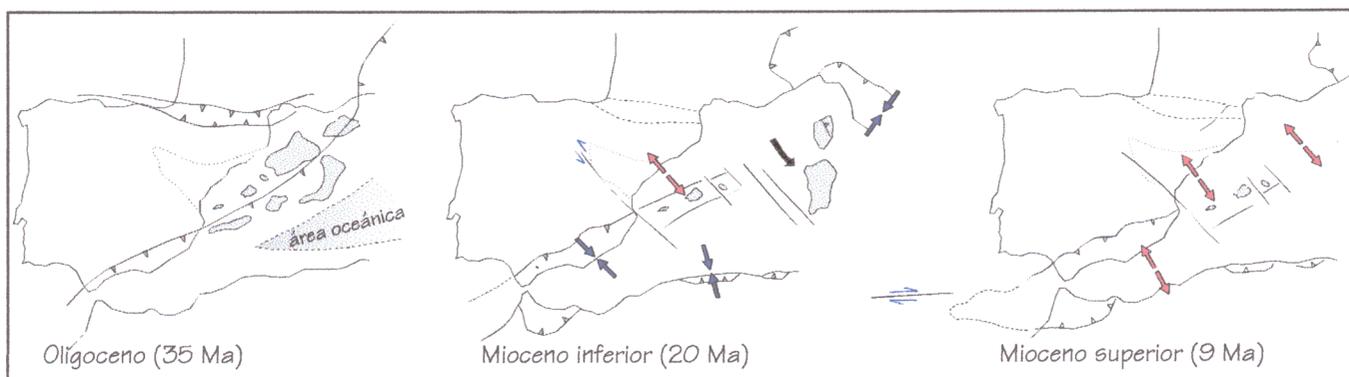


Figura 9.5: Representación del desplazamiento gradual de la atenuación preferente de la deformación como consecuencia de la convergencia África-Eurasia. En el Oligoceno coexiste la estructuración de los orógenos bético y pirenaico, sin embargo, para el Mioceno inferior la atenuación se traslada hacia el sur y el este de la Península, resolviéndose de manera tanto extensional como compresiva (mod. Vegas y Banda, 1982).

10 - ANÁLISIS DE LA DEFORMACIÓN NEOTECTÓNICA INCIDENTE SOBRE EL ANTEPAÍS BÉTICO.

Tal y como se ha intentado mostrar en los apartados anteriores, en este momento se pretende continuar con la idea de comparar conclusiones obtenidas de modos diferentes para enriquecer los resultados finales de esta Tesis Doctoral. Para ello se han empleado tres tipos de elementos geológicos estructurales: *planos de falla estriados*, *planos de diaclasado* y *ejes de pliegues*. Son varios los factores que aconsejaban el empleo de estos elementos:

- ⇒ Constituyen (junto con la medida de superficies estilolíticas) los elementos mesoestructurales más idóneos y abundantes para determinar tensores de deformación en áreas de plataforma o de antepaís (Hancock, 1985; Hancock y Engelder, 1989).
- ⇒ La obtención de los datos en campo es relativamente sencilla y rápida, lo cual representa unos costes económicos muy reducidos en comparación con otros estudios geológicos estructurales posibles.
- ⇒ La adquisición de los datos en campo es independiente de los materiales sobre los cuales se efectúan las observaciones aunque, evidentemente, no todas las litologías muestreadas proporcionan la misma cantidad y calidad de registros.
- ⇒ El tratamiento de los datos mesoestructurales es susceptible de ser informatizado mediante el uso de fórmulas matemáticas y de un análisis estadístico posterior de los resultados.
- ⇒ De esta manera es posible obtener una información puntual a lo largo de una amplia superficie de trabajo, extrapolable posteriormente para caracterizar “comportamientos regionales”.

Por lo que se refiere a los métodos de

inversión del estado de esfuerzo a partir del *análisis poblacional de fallas*, la metodología ha sido aplicada en el interior peninsular por De Vicente (1988), Capote *et al.* (1990), Galindo-Zaldívar (1993), Galindo-Zaldívar *et al.* (1993), Giner-Robles (1993, 1996), Martín-Velázquez y De Vicente (1995), Martín-Velázquez (1996), Muñoz-Martín (1994, 1997a), Rincón (1995), Rodríguez-Pascua (1994, 1997). En Galindo-Zaldívar (1993), Giner-Robles (1996), o Muñoz-Martín (1997a) es posible encontrar una *extensa y concreta* descripción de la metodología más comúnmente empleada.

El uso de mesoestructuras, tanto frágiles como dúctiles, resulta ser un modo muy adecuado para la determinación de estados de esfuerzos a escala regional. Las conclusiones deducibles de esta manera no han de considerarse, sin embargo, como definitivas o irrefutables, ya que la adquisición de los datos en campo y su tratamiento informático posterior representan inconvenientes suficientes para que los resultados así obtenidos no sean considerados de aquel modo. Sin embargo, el estado tensional deducido significará muy probablemente una aproximación a la realidad regional de la deformación en la cual situaciones locales anómalas habrán de explicarse mediante el uso conjunto de ésta y de otras técnicas.

Dado que se pretende caracterizar el tensor de esfuerzos incidente en el *Antepaís Bético* durante el periodo neotectónico, se hace necesaria una contrastación de las conclusiones proporcionadas por el análisis de la deformación frágil (fallas y diaclasas) para la obtención de estados puntuales de *paleoesfuerzos* con las conclusiones proporcionadas por el análisis de la actividad sísmica detectable en la

actualidad en este sector. El estudio de la sismicidad se ha basado en el análisis de una cantidad relativamente importante de mecanismos focales de terremotos calculados por otros autores (I.G.N., 1992a; Giner-Robles, 1996; Herraiz *et al.*, 1996; Rodríguez-Pascua, 1997) para el área de estudio, en un análisis de la distribución hipocentral y epicentral, y en la determinación de las fuentes sismogénicas.

La atenuación de la deformación durante el periodo neotectónico no parece haber propiciado la génesis en los depósitos continentales neógeno-cuaternarios de un sistema nítido de estructuras de plegamiento a escala mesoscópica¹. La existencia de estructuras de plegamiento tremendamente laxas sobre estos materiales podría evidenciar tanto la atenuación de un estado de esfuerzos como la acomodación de los sedimentos, escasamente consolidados, a condicionantes sedimentológicos y/o estratigráficos. Por tal razón se ha preferido incluir un análisis sólo de estructuras de plegamiento (menos laxas que las anteriores, quizás por su disposición favorable con respecto a la estructura bética del Arco de Alcaraz²) observables en los materiales mesozoicos de la Unidad del Campo de Montiel. Por su ubicación, su origen puede deberse tanto a la estructuración del orógeno ibérico, como a la del orógeno bético, como a ambas; sin embargo, era la única opción disponible. En el capítulo correspondiente se discute sobre su génesis.

10.1. ANÁLISIS MESOESTRUCTURAL DE LA FRACTURACIÓN.

A continuación se muestran los resultados

proporcionados por el análisis mesoestructural de fallas y diaclasas. En ambos casos se procede a realizar una introducción teórica de la metodología empleada, a la que siguen apartados en los cuales se describen la ubicación espacial de las estaciones de trabajo, los datos obtenidos para la totalidad del área considerada, y, por último, las conclusiones generales alcanzadas.

10.1.1. ANÁLISIS POBLACIONAL DE FALLAS.

10.1.1.1 Fundamentos teóricos de los métodos utilizados en el análisis poblacional de fallas.

De todas las mesoestructuras potencialmente medibles *in situ* y capaces de proporcionar alguna información sobre paleoesfuerzos, los planos de falla estriados son los más adecuados ya que de su análisis es posible deducir tanto la orientación de los tres ejes de esfuerzos principales como una aproximación de la magnitud del esfuerzo generado ortogonalmente a aquellos. La caracterización del tensor deformacional obtenida de esta manera es suficiente para realizar una aproximación fiable del modo en el cual éste se atenúa sobre un área dada.

Así, el objetivo del *análisis poblacional de fallas* es caracterizar numéricamente (basándose en métodos matemáticos estadísticos que consideran fórmulas relativas al comportamiento mecánico de las rocas) la deformación frágil de una superficie, más o menos amplia, sobre la cual han incidido unos esfuerzos tectónicos. La determinación de los paleoesfuerzos se efectúa estudiando pequeños afloramientos (estaciones de trabajo) en los cuales es visible un número adecuado de planos y estrías de falla. De este modo, se consigue obtener una información suficiente, aunque puntual, de las características del elipsoide de esfuerzos (Galindo-

¹ El escaso nivel de afloramiento de los mismos tampoco ha colaborado en su posible observación.

² Véase *Capítulo 15*.

Zaldivar, 1993). A partir de la extrapolación estadística de los *n* estados de esfuerzos locales obtenidos sobre el área de estudio, es posible conseguir representaciones gráficas (siempre sujetas a crítica) del modo en el que se han atenuado el/los esfuerzo/s tectónicos regionales. Por tanto, ésta parece ser una herramienta válida para caracterizar y cuantificar la deformación frágil registrada en las rocas más superficiales, y sus conclusiones serán de gran utilidad a la hora de establecer un modelo geodinámico para el área de estudio.

Los primeros intentos para relacionar el deslizamiento producido en una roca por la incidencia de unos esfuerzos externos a ésta fueron los de Wallace (1951) y los de Bott (1959). Bott relacionó la orientación y la forma del elipsoide de esfuerzos que actúa sobre un plano preexistente, el cual contiene a la componente de cizalla “ τ ”, mediante la denominada *Ecuación de Bott*:

$$\tan(\Theta) = \frac{n}{l \times m} \times \left[m^2 - (1 - n^2) \times R' \right]$$

donde la tangente del ángulo de cabeceo (“ Θ ”) viene definida por los cosenos directores del plano de falla (*l*, *m*, *n*) y por el “*stress ratio*” o parámetro “*R*’”, pudiendo éste asimilarse con la relación:

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

donde σ_z = esfuerzo principal vertical

σ_y = esfuerzo principal máximo en la horizontal

σ_x = esfuerzo principal mínimo en la horizontal

El valor de “*R*’” permite definir distintos regímenes de esfuerzos, tal y como se muestra en la Tabla nº 10.1:

R'	Relación entre 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
$0 < R' < 1$	$\sigma_x > \sigma_z > \sigma_y$	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 nº 10.1. Clasificación de los distintos regímenes de esfuerzos en función del parámetro *R*'.

A partir del criterio de fracturación de Navier-Coulomb, Anderson (1951) estableció una relación entre el estado de esfuerzos y la simetría y orientación de las fallas creadas por éste en las rocas. Esta relación se resume en el clásico *Modelo de Anderson* (véase tabla nº 10.2), el cual aún hoy se considera válido para el caso concreto de *deformación plana*³.

FALLAS	σ_1	σ_2	σ_3	Cab.
Normales	Vertical	Horizontal	Horizontal	90°
Direcc.	Horizontal	Vertical	Horizontal	0°
Inversas	Horizontal	Horizontal	Vertical	90°

Tabla nº 10.2. “Modelo de Anderson” mostrando la disposición espacial de los tres ejes de esfuerzo principales y el valor del ángulo de cabeceo para los tipos de fallas principales.

Fue a finales de la década de los 60 y principios de los 70, cuando la *microtectónica frágil* comienza a desarrollarse gracias a los trabajos del denominado *Grupo de Montpellier*: Arthaud (1969),

³ Véase Tabla nº 10.3.

Mattauer (1976), etc. Logran establecer entonces relaciones entre los ejes de esfuerzos principales y las microestructuras frágiles. En 1972, Pegoraro propone el *Método de los diedros rectos*, informatizado por Angelier en 1977. Carey y Brunier (1974) consiguen un método cuantitativo que permite obtener la disposición espacial de los tensores de esfuerzo en función de las estrías observables en los planos de falla. A comienzos de los 80 surgen numerosos métodos basados, fundamentalmente, en la *Ecuación de Bott*: Angelier (1977), Armijo y Cisternas (1978), Carey (1979), Etchecopar *et al.* (1981), Armijo *et al.* (1982), Reches (1983), Etchecopar (1984), Michael (1984), Aleksandrosky (1985), Reches (1987), De Vicente (1988), Galindo-Zaldívar *et al.* (1993), etc.

A continuación se describen las características principales de los cuatro métodos empleados en este trabajo:

MÉTODO DE LOS DIEDROS RECTOS.

Inicialmente fue desarrollado por Pegoraro (1972). Su difusión comenzó con la informatización y perfeccionamiento del mismo llevada a cabo por Angelier y Mechler (1977). Se concibe como un método geométrico en el cual se limita para cada falla registrada, mediante el uso de la proyección estereográfica, las zonas del espacio compatibles en extensión y en compresión. Los cuatro campos, diedros o zonas (dos extensivos y dos compresivos) quedan delimitados por el plano de falla y por otro plano auxiliar, normal al primero y cuyo polo se corresponde con la estría de la falla. La superposición de las sucesivas soluciones individuales determina, de esta forma, las zonas compatibles en extensión (cuya máxima intersección definirá la disposición espacial del eje principal σ_3) y en compresión (cuya máxima intersección, de nuevo, definirá la orientación del eje

principal σ_1 ; el método no es capaz de restringir la posición del eje principal restante, σ_2) para el total de fracturas medidas. Su representación final constituye el *Diagrama de diedros rectos*. Las zonas definidas son lugares geométricos del espacio con el mismo tipo de movimiento (compresivo o extensivo), y no deben considerarse como “ejes teóricos” del elipsoide a no ser que éstas estén muy bien definidas.

Tiene la ventaja de una visualización inmediata de las zonas de extensión y compresión, además es muy útil para analizar mecanismos focales de terremotos. Incluso, éste es aplicable manualmente aunque una sola equivocación en el momento de determinar el sentido de movimiento de las fallas representadas (lo cual significa distribuir erróneamente los diedros que se corresponden con extensión y con compresión) hace que el resultado sea erróneo. Las desventajas del mismo residen en la ambigüedad de las soluciones en la mayor parte de los casos, y en el hecho de que no aporta datos sobre la forma del elipsoide de deformación. Además, suele suceder que los ejes definidos mediante la superposición de las zonas en extensión y en compresión no sean perpendiculares entre sí o aparezcan inclinados. Este último problema puede solucionarse parcialmente utilizando diagramas de densidades, lo cual significa que la plantilla estereográfica o equiareal queda dividida en campos definidos por porcentajes de extensión y de compresión.

El método ha sufrido mejoras posteriores a las realizadas por Angelier (1977), por ejemplo las de Lisle (1987) y De Vicente *et al.* (1992). El primero propone dos condiciones para mejorar las conclusiones alcanzadas: (1) los ejes de máxima compresión y extensión deben ser perpendiculares; y (2) los ejes de extensión y de compresión deben estar en parejas opuestas de diedros. De Vicente *et al.*

(1992) analizan varias figuras de interferencias de diedros rectos que se producen al sumar los diagramas de dos poblaciones de fallas con distintas características, utilizando las simetrías que propone el *Modelo de Deslizamiento* (propuesto por Reches, 1983). Demuestran, así, que pueden aparecer *ejes inclinados* cuando se consideran (se superponen) fallas de distintos tipos pero que han sido producidas bajo un mismo tensor de esfuerzos: soluciones, por tanto, *irreales*.

En este trabajo se ha considerado el uso de esta metodología mediante la aplicación del paquete informático de análisis de mesoestructuras frágiles CRATOS y el programa DRECD, valorándose ante todo la capacidad de los *Diedros Rectos* para mostrar una visualización rápida de los resultados en poblaciones de datos originadas por la incidencia de un mismo tensor deformacional (véanse, por ejemplo, las conclusiones generales así obtenidas para la población total de fallas del *antepaís*: *figuras 10.5a, 10.6a y 10.7a*).

MODELO DE DESLIZAMIENTO.

A partir del *criterio de fractura de Navier-Coulomb*, Reches (1983) propuso el *Modelo de deslizamiento* o "*Slip Model*". En éste sugiere que bajo unas condiciones triaxiales de deformación frágil, tanto naturales como experimentales, las fracturas se deberían disponer según una simetría ortorrómbica con respecto a los ejes principales del elipsoide de deformación. Asume que para producir el deslizamiento hay que vencer la resistencia cohesiva y friccional de la roca intacta o de las discontinuidades, con lo cual considera en su modelo ambos parámetros. Finalmente, propuso (a partir de lo anterior) un *modelo de fracturación frágil*: —*el Modelo de deslizamiento— en condiciones de deformación triaxiales*, el cual incluía como un caso

particular (deformación plana: $e_2=0$) al Modelo de Anderson (véase Tabla 10.2). Dicho modelo supone la presencia de cuatro orientaciones de fracturación preferentes en el caso más general (dos direcciones con buzamientos contrarios), o dicho de otro modo, las fallas activas bajo condiciones triaxiales se dispondrán en cuatro familias orientadas según dos direcciones con buzamientos opuestos, estas fallas pueden significar planos de anisotropía previos o fallas creadas por la deformación. Tal simetría debe ser la que *mejor transmite y disipa la energía producida durante la deformación frágil*.

Las condiciones de aplicabilidad de este modelo son (De Vicente, 1992):

- ⇒ El área de estudio debe poseer un número suficiente de superficies de discontinuidad previas a la deformación. Además, éstas deben estar dispuestas de un modo aleatorio.
- ⇒ Debe existir un número suficiente de fallas para cada una de las cuatro familias, así la deformación del volumen de roca podrá considerarse *homogénea*.
- ⇒ La deformación incidente se ha de acomodar mediante el deslizamiento a lo largo de unos pocos planos de fallas preexistentes, de manera que estos signifiquen una disipación mínima de la energía deformacional.
- ⇒ La resistencia mostrada en la superficie de falla al deslizamiento impuesto por la deformación se rige por la Ley de Navier-Coulomb, con lo cual habrá que considerar los rozamientos tanto cohesivos como friccionales.
- ⇒ Es necesario asumir una *distribución homogénea*⁴ de los esfuerzos y la *coincidencia* entre los ejes de esfuerzo y deformación.

⁴ Tal y como podrá comprobarse con posterioridad, al menos en el *antepaís*, esta "distribución homogénea" es (véase página siguiente)

⇒ Se considera que la deformación se produce sin cambio de volumen. Esto significa que: $e_z = -\{e_y + e_x\}$, siendo “ e_z ” el eje principal de la deformación vertical, “ e_y ” el eje de máximo acortamiento horizontal, y “ e_x ” el eje de máxima extensión horizontal.

⇒ Uno de los tres ejes principales de deformación debe estar dispuesto en la vertical.

El Modelo de deslizamiento relaciona: (1) el parámetro “ K ” (e_y/e_z) representativo de la forma (no de la cuantía) del elipsoide de deformación; (2) el ángulo de rozamiento interno “ ϕ ” del plano de falla en el momento de la deformación; y (3) los cosenos directores de las orientaciones de los planos de falla y de las estrias de fricción en condiciones de deformación frágil.

En función del valor de “ K ” se pueden distinguir (véase Tabla nº 10.3):

Una secuencia NORMAL, si $-0.5 \leq K \leq +\infty$

Una secuencia INVERSA, si $-0.5 \geq K \geq -\infty$

De Vicente (1988) establece las ecuaciones que relacionan a “ K ” y a “ ϕ ” con los valores angulares que son medibles en campo (inmersión y sentido de inmersión del plano, y cabeceo de la estria contenida en el plano), informatizando todo el proceso (programa FEX4) y sugiriendo cual es la metodología más adecuada para la toma de datos en el campo: Sent. Inm.: $0^\circ-360^\circ$, Inm.: $0^\circ-90^\circ$, Cab.: $0^\circ-180^\circ$ (medido en sentido horario, mirando al plano de falla desde la dirección de la máxima pendiente). Señala, además, la necesidad de determinar, siempre que sea posible, el sentido de movimiento de la falla en campo, así como la utilidad de apreciar *in situ* el posible error de lectura de cada ángulo.

VALOR DE K'	Tipo de deformación	Relación ejes	Fallas activadas
$K' = +\infty$	Def. por cizalla pura	$e_z = 0; -e_x = e_y$	Desgarres (def. plana)

SECUENCIA NORMAL			
$+\infty > K' > 1$	Def. por cizalla con componente extensional	$(-e_x > e_y > e_z)$	Desgarres normales
$K' = 1$		$(-e_x = e_y = e_z)$	
$1 > K' > 0$	Def. extensional con componente de cizalla	$(-e_x > e_z > e_y)$	Fallas normal-direcc.
$K' = 0$	Deformación plana	$(-e_x = e_z; e_y = 0)$	
$0 > K' > -0.5$	Def. extensiva radial	$(e_z > -e_x > -e_y)$	Fallas normales
$K' = -0.5$	Def. extensiva radial pura	$(e_z > -e_x = -e_y)$	

SECUENCIA INVERSA			
$K' = -0.5$	Def. compresiva radial pura	$(-e_z > e_x = e_y)$	
$-1 > K' > -0.5$	Def. compresiva radial	$(-e_z > e_y > e_x)$	Fallas inversas
$K' = -1$	Deformación plana	$(-e_z = e_y; e_x = 0)$	
$-2 < K' < -1$	Def. compresiva con componente de cizalla	$(e_y > -e_z > e_x)$	Fallas inverso-direcc.
$K' = -2$		$(e_y > -e_z = -e_x)$	
$-\infty < K' < -2$	Def. por cizalla con componente compresional	$(e_y > -e_x = -e_z)$	Desgarres inversos

$K' = -\infty$	Def. por cizalla pura	$e_z = 0; -e_x = e_y$	Desgarres (def. plana)
----------------	-----------------------	-----------------------	------------------------

Tabla nº 10.3. Clasificación de los distintos regímenes deformacionales en función del parámetro K' (modificado de Giner-Robles, 1996)..

El Modelo de deslizamiento es también aplicable en el estudio de mecanismos focales de terremotos. En un mecanismo focal se conoce la orientación de los dos planos nodales así como de los ejes P (compresión) y T (extensión), pero no cual de los dos planos nodales representa a la falla. Ya que el modelo de deslizamiento predice una única simetría para una falla activa que se desplaza bajo un determinado campo de deformaciones, entonces resulta posible discernir cual de los dos planos

totalmente dependiente de la escala de trabajo. Así, a escala mesoscópica la consideramos como “homogénea”.

nodales representa a la falla, y, también, si la falla es normal o inversa.

Las ventajas de este método (con las variaciones realizadas por De Vicente, 1988) son varias: (a) cada falla aporta una solución; (b) es posible determinar el sentido de movimiento a partir de cada discontinuidad; (c) es aplicable tanto a fallas reactivadas como neoformadas (muy idóneo, pues, para la zona de estudio); (d) define distintos grupos de fallas en función del máximo acortamiento en la horizontal (“ e_y ”); y (e) es muy útil para analizar mecanismos focales de terremotos (véase *Apartado 10.2*). Los inconvenientes residen en la necesidad de tratar un número importante de fallas para obtener resultados globalizables, ya que se trata de un método estadístico. Además, la condición de un eje principal situado necesariamente en la vertical puede cumplirse para campos de esfuerzo regionales, pero no siempre para campos locales.

Por lo que se refiere a la aplicación de esta metodología, ésta se realizó inicialmente mediante el uso de los programas de De Vicente y Muñoz-Martín (1993): CICLO4, FEX4, FILDAT, AFAF. Con posterioridad se trabajó con la opción correspondiente de la aplicación del paquete informático de análisis de mesoestructuras frágiles CRATOS (De Vicente *et al.*, 1997).

MÉTODO DE “INVERSIÓN DE ESFUERZOS” O MÉTODO DE RECHES.

Reches (1987) propone un nuevo método de *análisis poblacional de fallas* que permite obtener la orientación y magnitudes relativas del tensor de esfuerzos teniendo en cuenta el *criterio de rotura de Navier-Coulomb*. Considera los parámetros de cohesión (“ C ”) y del coeficiente de fricción interna (“ μ ”) tanto para fallas reactivadas como para fallas neoformadas. Existen cuatro premisas fundamentales:

- (1) el deslizamiento se ha de producir en la dirección del máximo esfuerzo de cizalla sobre el plano de falla;
- (2) las magnitudes del esfuerzo normal (σ_n) y del esfuerzo de cizalla (τ_c) satisfacen el criterio de rotura de Navier-Coulomb según la fórmula:

$$\tau_c = C + \mu \times \sigma_n$$

- ; (3) las fallas pueden ser reactivadas o neoformadas;
- y (4) el deslizamiento se produce en condiciones mecánicas relativamente uniformes. Esto significa que las fallas se han activado bajo un estado de esfuerzos uniforme, y que la cohesión y el coeficiente de fricción representan sus valores medios. El modelo demuestra que las relaciones geométricas entre la posición y forma del elipsoide de deformación y las fallas no son sencillas, incluso aunque se den condiciones ideales de deformación monofásica (Galindo-Zaldívar, 1993).

El método fue informatizado mediante el programa STRESS (Reches, 1987 y 1996), el cual permite calcular un conjunto de tensores para distintos valores (sucesivamente incrementables) del coeficiente de fricción. Además de la dispersión y orientación de los esfuerzos principales calculados, permite obtener parámetros como la cohesión media calculada para el conjunto de las fallas, una magnitud relativa de los ejes de esfuerzos y, por tanto, el parámetro “ R ” o “stress ratio” (necesarios para el uso del *Círculo de Mohr*). Este método tiene la ventaja, respecto de los dos anteriores, de aportar datos sobre la forma del elipsoide de esfuerzos. Además, posee una mayor difusión en el entorno científico. Sin embargo, el hecho de que parta de unos parámetros inicialmente predeterminados da, en ocasiones, escasa validez a sus resultados (algunos irreales).

DIAGRAMA DE MÖHR.

Esta última metodología de análisis estructural empleada más que para el *análisis poblacional de fallas* para contrastar, en cierto modo, sus conclusiones, proporciona no una caracterización numérica (tensorial) de los registros sino una caracterización visual de los mismos (véase *Anexo I*). En este sentido es similar a la metodología de los Diedros Rectos, aunque mucho más exigente en sus premisas iniciales y mucho más completa en sus conclusiones finales. Su principal utilidad radica en mostrar la *compatibilidad* o *incompatibilidad* de una población de planos de falla estriados con respecto a la incidencia, bajo unas condiciones determinadas de *presión de fluidos* en el medio, de un tensor de esfuerzos dado. Además permite mostrar, *grosso modo*, el carácter *reactivado* o *neoformado* de cada plano de falla, así como asignarlo visualmente al *campo normal* o al *campo inverso*. A continuación se describe una síntesis teórica del **Diagrama de Möhr**.

Un volumen rocoso sometido durante un tiempo determinado a fuerzas externas a él responderá deformándose. Esta deformación equivale a *cambios de forma* del volumen sintetizables en traslaciones y/o rotaciones de la totalidad o de parte del cuerpo.

La *determinación* y *caracterización* de las traslaciones y rotaciones sufridas en relación con un sistema geográfico de referencia determinado supone un *objetivo básico de la Geología Estructural*. Se califica a esta deformación como *homogénea* cuando los elementos rectilíneos definibles sobre el volumen rocoso inicial continúan siéndolo una vez resuelta la deformación incidente. Para el caso contrario se ha establecido el carácter de deformación *heterogénea*. Igualmente, la deformación puede calificarse como *continua* o como *discontinua*. La primera es sinónima de

deformación dúctil, la segunda lo es de *deformación frágil*. Así pues, la deformación real registrable en campo podrá ser calificada de esta manera entre los valores extremos anteriores.

Sobre la *deformación discontinua* se han realizado multitud de trabajos experimentados en laboratorio y aplicados fundamentalmente a la ingeniería civil. Para estos fines interesa cuantificar la respuesta de un volumen rocoso, de características específicas, ante la incidencia progresiva de un gradiente deformacional creciente o decreciente en el tiempo. Esta cuantificación se puede representar mediante una serie de diagramas en los cuales se contrasten esfuerzo y deformación (*figura 10.1*). La respuesta inicial del volumen rocoso ante la incidencia de un gradiente deformacional creciente define una recta cuya pendiente positiva variará según la naturaleza de aquel. Si la intensidad deformacional progresa, la pendiente de la recta anterior se suavizará bruscamente a partir de la consecución de un valor de esfuerzo determinado pudiendo, incluso, llegar a ser nula. Finalmente, si la incidencia deformacional progresa aún más la recta definirá una pendiente negativa hasta que el valor del esfuerzo aplicado al volumen sea nulo. El límite, para este diagrama, que define el momento en el cual se alcanza el "suavizado" de la recta con pendiente positiva se conoce como *límite elástico*. Por debajo de su consecución, *dominio elástico*, el volumen rocoso afectado por la deformación recuperará su geometría (previa a la deformación) en el momento que cese el esfuerzo incidente. Por encima de él, *dominio dúctil* o *plástico*, si cesara el esfuerzo incidente el volumen rocoso no mostraría su geometría inicial sino una nueva equivalente a la primigenia rotada y/o trasladada. Finalmente, antes de que suceda la aparición de la recta con pendiente negativa es posible definir un *límite plástico*. Este

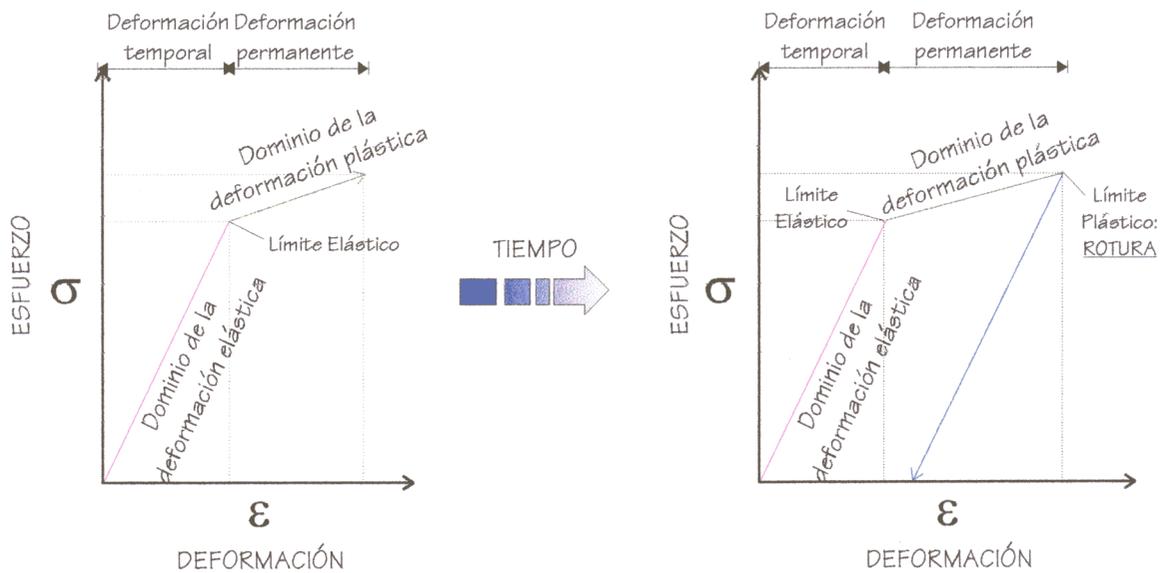


Figura 10.1: Respuesta deformacional teórica de un material ante la incidencia de un esfuerzo y en función del tiempo.

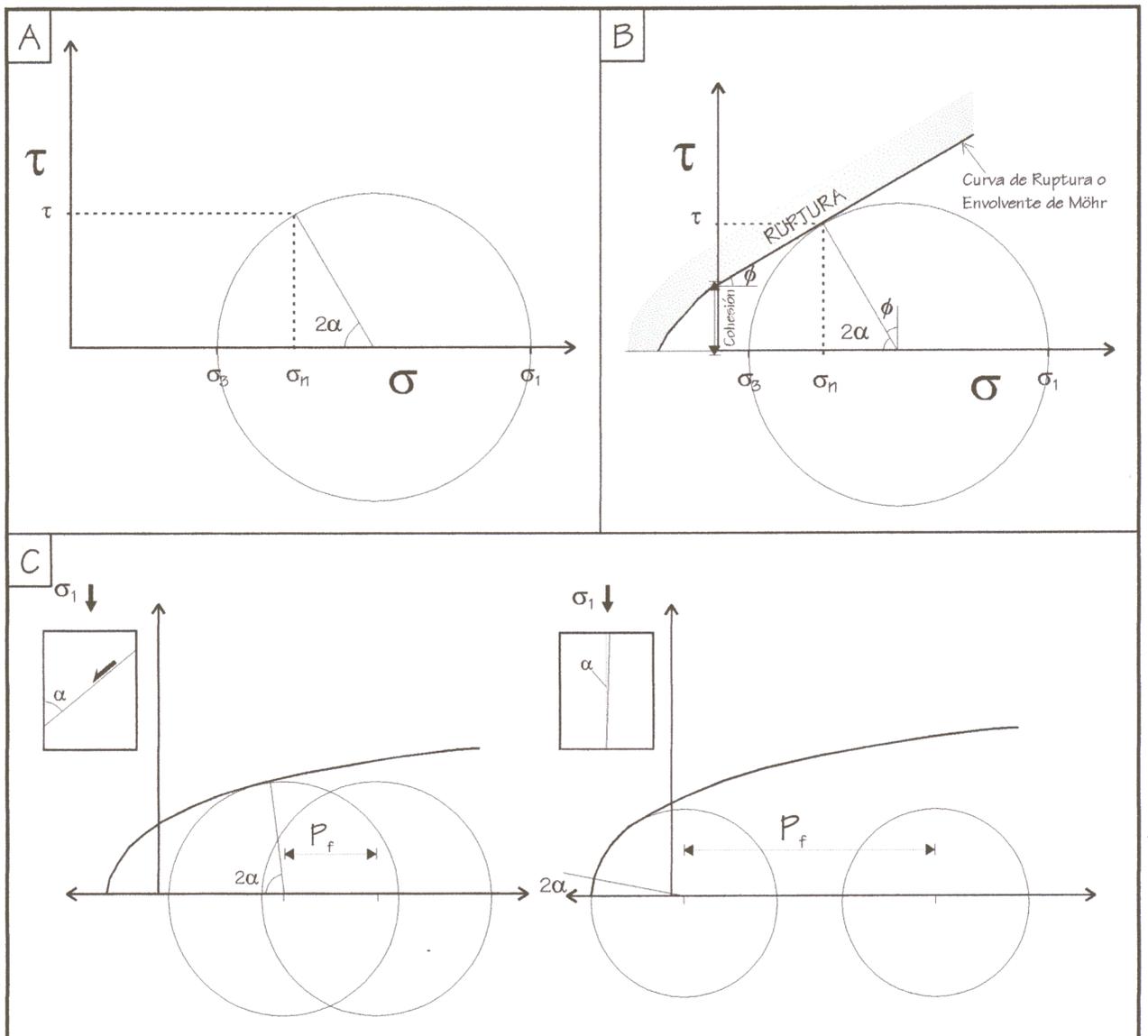


Figura 10.2: a) Diagrama de Möhr y modo de representación de los distintos parámetros considerados; b) Valores mínimos para el conjunto de los parámetros mecánicos y tensionales a partir de los cuales es posible la *fracturación por cizalla*; c) Esquema teórico del efecto que representa un incremento en la presión de fluidos (desplazamiento del círculo hacia el *dominio de fracturación por extensión*).

Modificado de Nicolas (1987).

límite precede a la ruptura del material y a la relajación completa del gradiente deformacional incidente: *deformación discontinua*. Esta *deformación discontinua* no es sinónima necesariamente de gradientes deformacionales máximos, sino que sucede cuando las condiciones ambientales de presión temperatura, resistencia del volumen rocoso, etc., lo permiten.

Mediante experimentos de laboratorio se ha comprobado (Nicolas, 1987) como, sobre un material isótropo, la fracturación adopta distintos modos según sea el valor de la presión ejercida ortogonalmente sobre el volumen rocoso y según sea el valor de la presión de confinamiento en la que sucede tal incidencia deformacional. Con la ayuda del **Diagrama de Mohr** es posible calcular cuál es el esfuerzo de cizalla (“ τ_c ”) límite a partir de cuya incidencia el volumen de material rocoso se fractura. En él se enfrenta (*figura 10.2*) el valor de los esfuerzos principales ejercidos ortogonalmente (“ σ_n ”) y paralelamente al volumen rocoso (“ τ_c ”). Por ejemplo, para el caso concreto de deformaciones en las cuales los ejes de esfuerzos principales σ_2 y σ_3 sean equivalentes, se emplearán las siguientes fórmulas de representación:

$$\sigma_n = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} - \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \times \cos 2\alpha$$

$$\tau_c = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \times \sin 2\alpha$$

Donde “ α ” es el ángulo formado por el esfuerzo principal máximo incidente y el plano de ruptura potencial. Cálculos sucesivos de “ τ_c ” para presiones de confinamiento crecientes permiten definir la *curva de ruptura* o *envolvente de Mohr* para el volumen rocoso experimentado (*figura 10.2a*). Una vez determinada esta curva se podrá establecer el valor necesario de las magnitudes

relativas de los tres ejes de esfuerzo principales que permitirían la fracturación. Esto es así porque, por ejemplo para el caso en el que $\sigma_2 = \sigma_3$, el diámetro del *círculo de Mohr* será proporcional a las diferencias absolutas existentes entre las magnitudes relativas de los ejes σ_1 y σ_3 . Siempre que el círculo, generado de este modo, intersecte a la *envolvente de Mohr* será factible la rotura.

En el *dominio de fracturación por cizalla* (siempre con valores moderados de presión de confinamiento) la *curva de ruptura* se define mediante el Criterio de Navier-Coulomb, el cual se expresa matemáticamente como:

$$\tau_c = C + \mu \times \sigma_n$$

Donde “C” es la cohesión o resistencia del material a la rotura, y “ μ ” es el coeficiente de fricción interna. El parámetro “ μ ” equivale a:

$$\mu = \operatorname{tg} \Phi$$

Siendo “ Φ ” el ángulo de fricción interna y equivalente a:

$$\Phi = 90^\circ - 2\alpha$$

Por tanto, el *dominio de fracturación por cizalla* sólo será factible cuando $\alpha \leq 45^\circ$.

La intersección en el Diagrama de la *envolvente de Mohr* con el eje de esfuerzos de cizalla (*figura 10.2b*) define el valor de la cohesión (“C”). Cuando “ τ_c ” sea menor que “C” el proceso de fracturación sucederá no en el *dominio de fracturación por cizalla*, sino en el *dominio de fracturación por extensión*. Bajo esta nueva situación la presión de confinamiento decrece bien porque no existe o es prácticamente nula con

respecto al resto de esfuerzos implicados en la deformación, bien porque es superada por la existencia de una presión de fluidos, “ P_f ”, (contraria siempre a la presión de confinamiento), o bien por ambos motivos. *La activación de los planos de falla estriados medidos en campo ha sucedido en uno de estos dos dominios*, ya que las condiciones de presión de confinamiento existentes en la superficie impiden que el gradiente deformacional se resuelva en el *dominio dúctil* o *plástico*. De cualquier manera, la presencia de fluidos favorecerá la activación de fracturas extensionales subparalelas al plano definido por los ejes de esfuerzo principales σ_1 y σ_2 (figura 10.2c). Cuanto mayor sea el esfuerzo diferencial entre los ejes máximo y mínimo de esfuerzo y el valor de “ α ”, mayor será el diámetro del círculo de Mohr correspondiente, y menor presión de fluidos hará falta para favorecer las fracturas extensionales.

La ventaja de utilizar estos cuatro métodos diferentes reside en que las conclusiones de unos y otros se complementan (véase Anexo I). Como se podrá analizar con posterioridad, los resultados de estos son bastante similares, lo cual puede significar que, bien todos están equivocados en sus fundamentos, o bien todos sirven para proporcionar una determinación regional de los campos de esfuerzos incidentes en el *Antepaís Bético*.

10.1.1.2 Antecedentes.

Son relativamente numerosos los trabajos realizados por otros autores mediante la aplicación del *análisis poblacional de fallas* a sectores incluidos dentro de la zona escogida para esta Tesis Doctoral. Así, Galindo-Zaldívar (1993) y Galindo-Zaldívar *et al.* (1993) utilizan esta metodología para caracterizar la deformación neotectónica incidente sobre las Cordilleras Béticas (Zona Externa e Interna). Giner-

Robles (1993, 1996), Muñoz-Martín (1994, 1997a), Martín-Velázquez (1996), Martín-Velázquez y De Vicente (1996), y Rodríguez-Pascua (1997) analizan de esta manera la deformación frágil registrable sobre los materiales neógeno-cuaternarios de la Cuenca de Madrid, los afloramientos mesozoicos y cenozoicos de la Sierra de Altomira, el borde paleozoico suroccidental de la Cuenca de Madrid, y sobre el sector más nororiental del Frente Prebético (afloramientos de edad mesozoica y miocena), respectivamente.

Buena parte de los trabajos realizados en el *antepaís* por los autores anteriores se resume en De Vicente *et al.* (1994, 1996c y 1996d). Por último, Rincón (1995) aplicó este mismo análisis sobre materiales de edad paleozoica, jurásica y miocena en los Montes de Toledo meridionales, y las comarcas manchegas del Campo de Montiel, la Llanura Manchega y el Campo de Calatrava.

10.1.1.3 Metodología de trabajo

El proceso requerido para el *análisis poblacional de fallas* implica (al igual que para desarrollar el *análisis poblacional de diaclasas*), ante todo, una organización secuencial de todo el trabajo. No queda otro remedio si el usuario no desea verse “desbordado” por una cantidad de datos considerables; los cuales, de manera aislada, pierden gran parte de su significado. Para el *análisis poblacional de fallas* se han considerado *ciento treinta* estaciones de medida dentro del *Antepaís Bético*, *dieciocho* en el Eje Volcánico Central de México, y *nueve* en la Isla de Fuerteventura. La totalidad de las estaciones han proporcionado más de seis mil registros de planos de falla estriados, con una media aproximada para cada estación de treinta y ocho datos. Cada uno de estos registros ha sido analizado de manera individual mediante los cuatro

métodos diferentes comentados. Todo este volumen de datos, así como el generado a partir de las conclusiones proporcionadas por el cuádruple análisis, exigía una estructuración clara del modo de desarrollo del *análisis poblacional de fallas*. En la *figura 10.3* se muestra un esquema de esta estructuración.

Por lo que se refiere al *Antepaís Bético*, a partir de una recopilación de la bibliografía existente sobre el *análisis poblacional de fallas* y de las *síntesis cartográficas geológicas* (a escalas 1:200.000 y 1:50.000) se realizó una selección de áreas de interés. Esta selección contemplaba como criterios básicos:

1. Una edad preferente Mioceno superior-Actualidad de los materiales a analizar (*véanse fotografías 10.1 y 10.2*). Se consideró como premisa inicial, a partir de las consultas bibliográficas realizadas, que este espacio temporal suponía el periodo de incidencia neotectónica.
2. La localización de las posibles estaciones de trabajo tanto en los accidentes estructurales cartografiados en las *síntesis bibliográficas* como en sus proximidades. De este modo era posible contrastar la existencia de probables refracciones o acomodaciones del *tensor de esfuerzos regional* al incidir sobre los accidentes.
3. Dado que en una amplia extensión de la zona de estudio afloran materiales previos al Mioceno superior (basamento hercínico y cobertera mesozoica) y que, además, los afloramientos de materiales asignables al periodo neotectónico son en la mayor parte de los casos poco favorables para la medida de la orientación de los planos de fracturación estriados (debido a su escasa competencia mecánica), se optó por

tomar registros (*véanse fotografías 10.3 y 10.4*) también en el resto de litologías aflorantes en el sector de edad preneotectónica (preferentemente en las proximidades a los accidentes estructurales cartografiados en las *síntesis bibliográficas*).

4. De las litologías aflorantes en los puntos seleccionados de este modo, se han escogido (siempre que ha sido posible) sólo los tramos que mostrarán mayor competencia a la fracturación. Así, por ejemplo, se han obtenido registros en conglomerados cuaternarios fuertemente cementados pero no en niveles margo-arcillosos triásicos o miocenos, o en niveles arenosos miocenos y cuaternarios. Sin duda la mayor "bondad" a la hora de obtener registros la han ofrecido los afloramientos carbonatados del Jurásico inferior (Altiplano del Campo de Montiel, Frente Prebético, etc.) y las coladas lávicas del volcanismo del Campo de Calatrava.

Para la Isla de Fuerteventura y el Eje Volcánico Central de México la selección de puntos de registros hubo de supeditarse al marco de campañas geológicas que contemplaban otros aspectos geológicos además del puramente estructural. De cualquier manera, se intentó seguir unos criterios de selección similares a los anteriores, buscando ante todo la posibilidad de registrar en materiales de edades recientes pero diferentes. Así, sería posible discriminar la existencia o inexistencia de variaciones del estado de esfuerzos incidente.

Ya que el tratamiento mesoestructural empleado proporciona soluciones mecánicas para cada plano registrado, y que luego cada una de estas conclusiones sirve para obtener un resultado tipo para cada estación sobre la base de criterios estadísticos, cuanto mayor fuera el número de

registros conseguido mayor sería la representatividad de las conclusiones potencialmente deducibles. Así, se obtenía para cada afloramiento favorable el mayor número de planos estriados posible, siempre dentro de unos límites lógicos de espacio y tiempo.

En campo, para discriminar si una fractura se correspondía o no con un plano de falla estriado era necesario *encontrar el marcador del movimiento*. Si éste no existía pero sí era visible un desplazamiento de los dos bloques fracturados el plano se consideraba como falla y se estimaba un posible valor para el ángulo de cabeceo. Si no se daba ninguna de las dos circunstancias anteriores se desechaba el plano para el *análisis poblacional de fallas*, considerándose entonces si podría corresponderse bien con una falla en la cual no era posible encontrar ningún marcador del movimiento, o bien con una diaclasa (el registro de la orientación del plano pasaba, de este modo, a la base de datos del diaclasado). En ausencia de cualquier otro criterio, la morfología del afloramiento asignaba una u otra clasificación.

Una vez obtenida la población de fallas representativa del área de interés correspondiente, e introducida en un fichero de formato determinado, se procedía a un primer reconocimiento de los datos mediante el programa CICLO4. Éste proporciona una visualización de las trazas ciclográficas de los planos de falla y de la localización en el espacio de las estrías, complementada por histogramas de frecuencias de la orientación de los planos, del buzamiento de los mismos, y del ángulo de cabeceo de las estrías. Esta primera caracterización se complementa con la información proporcionada por el programa FEX4, el cual supone la aplicación individualizada para cada uno de los registros del *Modelo de Deslizamiento*. Mediante el histograma correspondiente es posible visualizar las modas

principales (si es que hubiera más de una) de “ e_y ” u *orientación de la máxima compresión en la horizontal*, así como caracterizar cada falla mediante el *Diagrama B/C* (De Vicente (1988) como Normal, Normal-Direccional, Direccional-Normal, Desgarre, Direccional-Inversa, Inverso-Direccional, e Inversa (véase *Anexo I*).

En este punto es necesario comprobar si el *Modelo de Deslizamiento* ha “respetado” los sentidos de movimiento definidos en campo (si es que esto ha sido posible) para cada falla: carácter *dextro* o *senestro* de la falla. Esto significa comprobar el valor que toma el parámetro “ K ” para cada uno de los registros (véase *Tabla 10.3*). La comprobación y la posible modificación se realizan mediante el programa AFAF. Éste permite modificar⁵ el valor del ángulo de cabeceo y del buzamiento medido en campo hasta que el *criterio de sentido de movimiento teórico* propuesto por el *Modelo de Deslizamiento* coincida con el *criterio de sentido de movimiento definido en el campo*. Una de las críticas principales a esta metodología, ajena al método pero asumida para sus conclusiones, es que no siempre es posible conocer *in situ* el sentido de movimiento de la falla, con lo cual en muchas ocasiones no queda más remedio que aceptar la solución teórica propuesta por el método o, a lo sumo, intentar extrapolar sentidos de movimiento reconocidos *in situ* para otras fallas de orientación y cabeceo similar a aquella de la cual no se conoce su carácter *dextro* o *senestro*.

Cabe la posibilidad de que las fallas de una misma población definan orientaciones diferentes de “ E_y ”: *población polifásica*. Esto implica la existencia de más de un tensor de esfuerzos incidente sobre un

⁵ Para el desarrollo de esta Tesis Doctoral sólo se han realizado *modificaciones máximas* de $\pm 5^\circ$ en los valores (véase página siguiente)



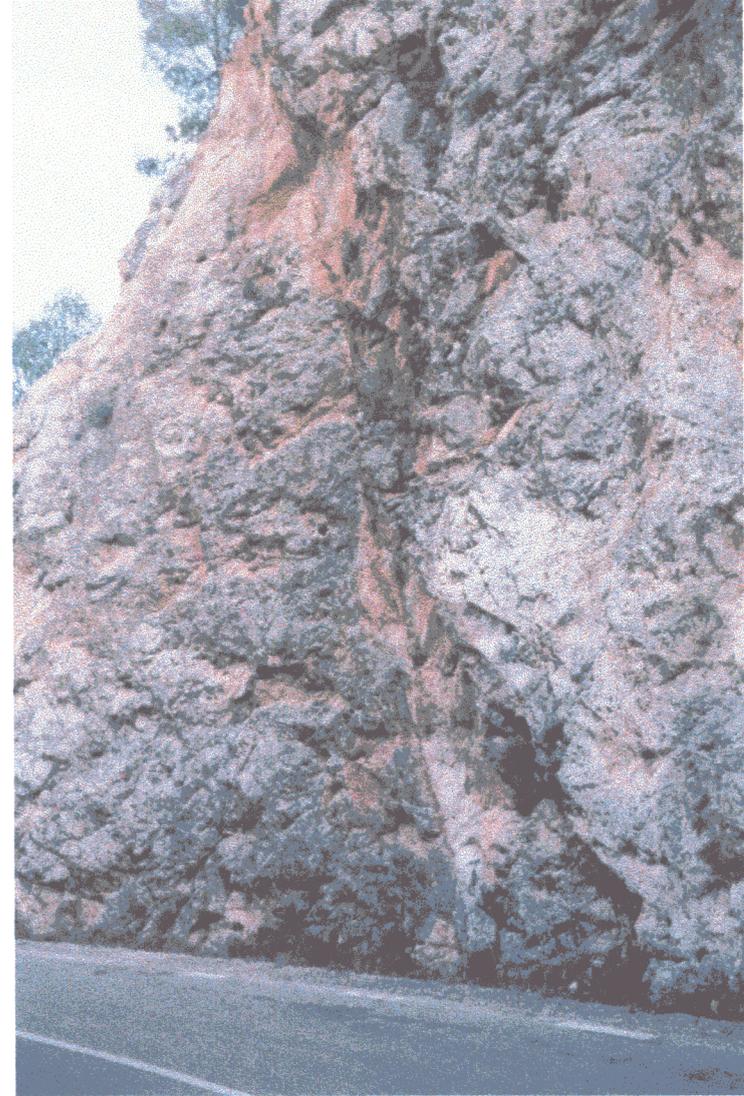
Fotografía 10.1: Plano de falla estriado sobre una colada lávica (melilititas olivínicas) del Volcán *Yezosa* (al sur de Almagro).



Fotografía 10.2: Falla normal que desplaza los materiales del "anillo" (sector sur) del maar localizado en las proximidades a Poblete (corte transversal realizado por la carretera N-420). En nuestra opinión, la falla se habría producido por movimientos de reajuste del terreno tras uno de los episodios finales de actividad ígnea.



Fotografía 10.3: Plano de falla estriado sobre la Formación Cuarcita Armoricana (al norte de Calzada de Calatrava).



Fotografía 10.4: Plano de falla afectando a niveles carbonatados liásicos en las proximidades a la localidad de Ayna.

mismo volumen rocoso, los cuales pueden o no estar relacionados genéticamente (recuérdese que se definen estados puntuales del tensor de esfuerzo con los que se habrá de extrapolar un estado regional). La visualización que proporcionan el programa CICLO4 y FEX4 permite proponer para estos casos unos valores de filtrado de “ E_y ”, de “ K ”, y de “ δ ” (rumbo o acimut con respecto al Norte geográfico) del plano de falla de la población inicial. El filtrado se realiza utilizando el programa FILDAT. De esta manera se obtienen subpoblaciones de la población inicial con las que habrá de iniciarse, de nuevo, el proceso que comenzó con la ejecución del programa informático CICLO4. Para este trabajo se ha estimado suficiente este método de discriminar posibles poblaciones *polifásicas* para obtener las correspondientes poblaciones *monofásicas*.

Podría considerarse que es a partir de estas poblaciones *monofásicas* cuando comienza el verdadero *análisis poblacional de fallas*. Así, el/los archivo/s existente/s para cada estación de medida es analizado por cada uno de los cuatro métodos escogidos. Estos archivos pueden ser leídos y ejecutados directamente por el programa FEX4 (se usa de nuevo para proporcionar conclusiones definitivas), DRECD, y MOHR, para ser analizados mediante el *Modelo de Deslizamiento*, el *Método de los Diedros Rectos*, y el *Diagrama de Mohr*, respectivamente. Sin embargo, para ejecutar el programa STRESS, *Método de Inversión de Esfuerzos*, éste o estos archivos iniciales han de variar su formato primero mediante el programa CASTRESS y, después, utilizando el programa NEGATI⁶. El programa CRATOS sintetiza bajo el

angulares del buzamiento y del cabeceo obtenidos en campo.

⁶ Muñoz-Martín (1997a) ha sintetizado recientemente los programas CASTRESS y NEGATI en el programa CSTRESS.

entorno informático WINDOWS todos los programas aquí comentados (FEX4, DRECD, AFAF, y FILDAT) y que funcionan bajo el entorno MS-DOS. Proporciona además una capacidad de representación gráfica de las conclusiones muy superior a la ofrecida por los antiguos programas.

Para analizar las poblaciones de fallas registradas bajo condiciones triaxiales sobre el *Diagrama de Mohr* se ha seguido la metodología propuesta por Muñoz Martín (1997b), utilizándose el programa MOHR2. Para la ejecución de este programa es preciso conocer previamente, además de las orientaciones de los planos de falla estriados, la disposición espacial y magnitudes relativas de los tres ejes de esfuerzo principales, así como una estimación de los valores del parámetro de la cohesión y del coeficiente de fricción. Todos estos valores de entrada se han obtenido una vez ejecutado sobre la población de fallas el Método de Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992; Reches, 1996).

Cuando se analiza una población de planos de fallas estriados sucede frecuentemente que aparecen distintas subpoblaciones capaces de acomodarse a estados tensoriales diferentes. Tal situación implica la acomodación de uno o más elipsoides a planos de debilidad preexistentes (Muñoz Martín, 1997a). Por esta razón se ha preferido usar el programa MOHR2 sobre el conjunto total de datos introduciendo los estados tensoriales posibles, así como sus parámetros mecánicos respectivos, definidos por el programa STRESS para esa población total. Posteriormente, mediante el programa MOHR2, se procedía a variar el valor del parámetro de la presión de fluidos⁷

⁷ Una vez introducidos los parámetros mecánicos obtenidos mediante el Método de Inversión de Esfuerzos, el programa MOHR2 propone sucesivos *Diagramas de* (véase página siguiente)

hasta que superaban la *envolvente de Möhr* tantos planos como precedía el Método de Inversión de Esfuerzos definitorios de cada estado tensorial. Se obtenían así tantos *Diagramas de Möhr* como estados tensoriales hubieran sido definidos por la aplicación de STRESS a la población total de partida, cada uno de los cuales caracterizado por un valor determinado mínimo de presión de fluidos (véase *Anexo I*). La visualización de los *diagramas* así generados permite interpretar si las fallas consideradas son compatibles o no con un tensor dado (caracterizado por unos parámetros mecánicos estrictos), si son reactivadas o neoformadas, o si tienden a disponerse en el *campo normal* o el *campo inverso*.

Por último, una vez obtenidas las conclusiones numéricas por cada uno de los cuatro métodos para cada una de las estaciones de registro, se procedió a introducirlas en una base de datos que permitiera la *edición de resúmenes ordenados* mediante sucesivas tablas de consulta. Además de la visualización de conclusiones proporcionadas por esta edición se ha obtenido una representación gráfica de las soluciones mediante el uso de los programas CRATOS, ROCKWARE, y COREL.

10.1.1.4 Ubicación de las estaciones de trabajo.

Cálculo de tensores de esfuerzo y elaboración de mapas de trayectorias: Conclusiones.

El *análisis poblacional de fallas* ha supuesto la herramienta básica de caracterización estructural del modo de atenuación sobre el *Antepaís Bético* del tensor deformacional incidente durante el periodo neotectónico. Se han considerado 130 estaciones distribuidas a lo largo de toda el área de plataforma (los criterios de elección se describen

Möhr para valores de presiones de fluido variables por el (véase página siguiente)

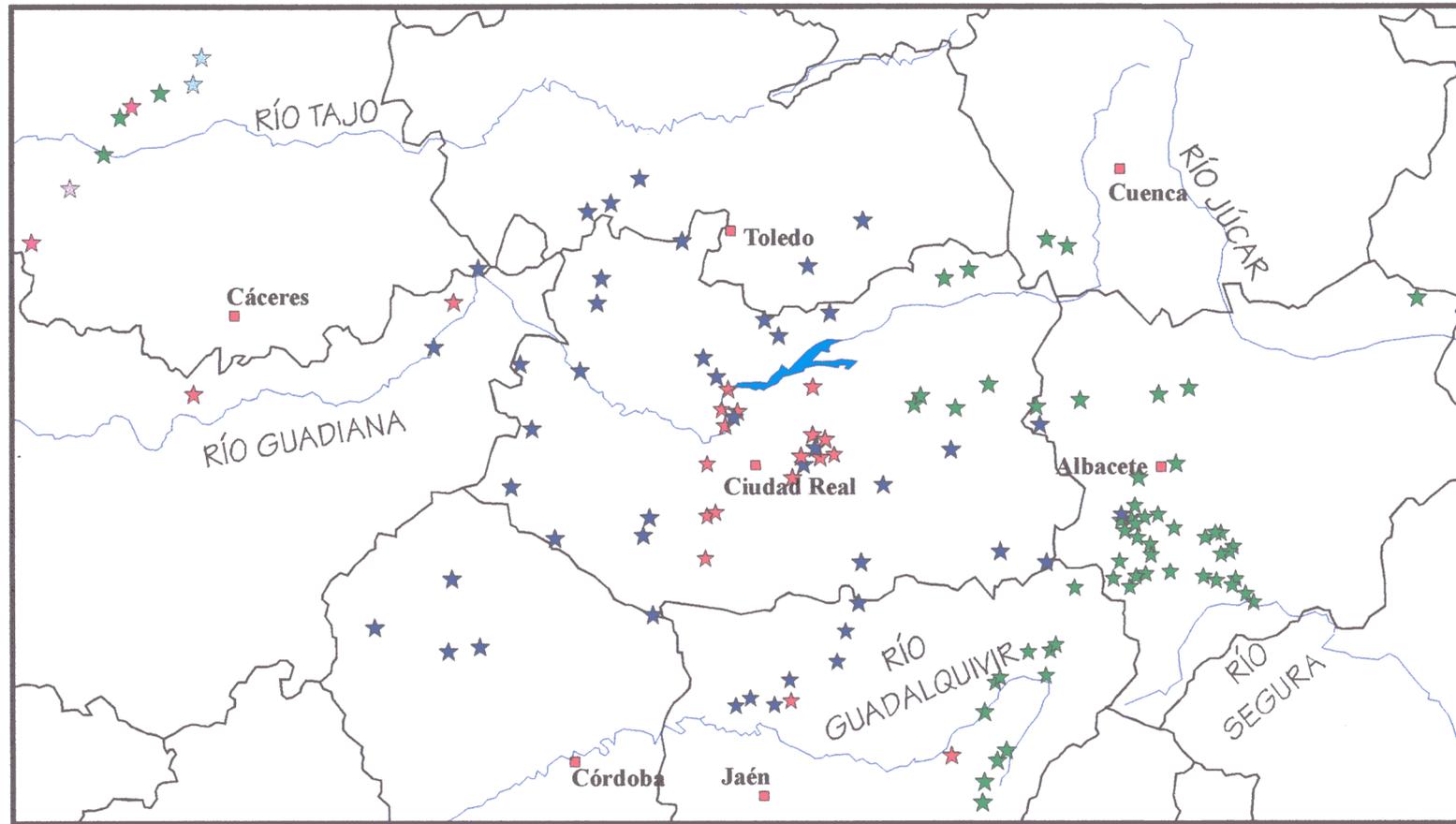
en el apartado previo). En la *figura 10.4* se muestra una representación de la ubicación de las estaciones de trabajo. De estas 130 estaciones se han obtenido 4.325 datos referentes a planos de fallas estriados, cada uno de los cuales ha sufrido el tratamiento matemático impuesto por el *Modelo de Deslizamiento*, el *Método de Inversión de Esfuerzos*, el *Método de los Diedros Rectos*, y el *Diagrama de Möhr*. Tal acumulación de información individualizada por poblaciones y subpoblaciones se muestra en las tablas y en los anexos gráficos correspondientes (véase *Anexo I*).

Interesa ahora mostrar las conclusiones generales ofrecidas por el *análisis poblacional de fallas*. Como ha sucedido y sucederá en el resto de apartados de esta Tesis Doctoral, uno de los modos de representación escogidos más idóneos para mostrar variaciones de una propiedad con significado espacial es la realización de *mapas de isovalores interpolados*. En este caso, se intentó realizar el correspondiente mapa de isovalores (*mapa de trayectorias*) para las conclusiones tensoriales obtenidas, para la totalidad de las estaciones, a partir del *Modelo de Deslizamiento* y del *Método de Inversión de Esfuerzos*. Como sucedía y sucederá, de nuevo, en otros apartados de este trabajo, las trayectorias e isolíneas concluidas mostraban mapas “aberrantes” e incomprensibles, sin significado estructural alguno. En cierto modo, estos mapas sí proporcionaban información de carácter estructural: *el modo de atenuación de la deformación sobre el área considerada era extremadamente complejo*, no era posible pues definir un único comportamiento homogéneo. Esta situación obligó a “filtrar” la totalidad de las poblaciones sobre la base de criterios restrictivos. Una representación de la totalidad de los

usuario.

(X:170000, Y:4449900)

(X:660000, Y:4449900)



(X:170000, Y:4175100)

(X:660000, Y:4175100)

- | | | |
|--|---|--|
|  Estaciones en materiales del Precámbrico |  Estaciones en materiales del Prec. y Jur. |  Estaciones en materiales del Paleozoico |
|  Estaciones en materiales del Pal. y Jur. |  Estaciones en materiales del Jurásico |  Estaciones en materiales del Mioc. sup.-Act. |

Figura 10.4: Localización de las estaciones de registro de planos de falla estriados y edad de los materiales.

planos de fallas (de todas las estaciones) sobre el diagrama “ E_y vs. Tipo de falla” que proporcionan los programas FEX4 y/o CRATOS (*Modelo de Deslizamiento*) mostraba un histograma de frecuencias de la máxima compresión en la horizontal (E_y) en el cual era posible distinguir tres modas principales⁸. Esto nos permitió realizar un filtrado de la totalidad según tres intervalos de “ E_y ”. La primera subpoblación (primer tensor o campo de esfuerzos: “MODA 1”) suponía un 54,7% del total de los planos y abarcaba el intervalo N90°-170°E; la segunda representaba un 39,6% sobre el total, considerando todos aquellos planos que proporcionaban un valor de “ E_y ” comprendidos en el intervalo N20°-90°E (segundo tensor o campo de esfuerzos: “MODA 2”); por último, el 5,7% restante representaba una subpoblación de fallas que definían valores de “ E_y ” oscilantes entre N170°E y N20°E (tercer tensor o campo de esfuerzos: “MODA 3”).

En las figuras “10.5 (a y b)”, “10.6 (a y b)” y “10.7 (a y b)” quedan sintetizadas las principales características estructurales de cada moda o subpoblación: resultados generales de la aplicación del *Modelo de Deslizamiento*, del *Método de Inversión de Esfuerzos*, del *Método de los Diedros Rectos*, porcentajes de los distintos tipos de fallas, y orientación (*Diagrama de densidad*) de todos los polos de los planos de falla estriados considerados.

Como conclusiones básicas aplicables a los tres casos, cabe decir que predominan (de un modo abrumador) las fallas de tipo direccional-normal, le siguen en frecuencia (por este orden) fallas normal-direccionales, direccionales-inversas, direccionales puras (desgarres), normales puras e inversas puras. En los anexos correspondientes (véase *Anexo I*)

⁸ La reactivación de los planos estriados como un tipo u otro de falla no supuso un criterio diferenciador adecuado, tal y como se podrá comprobar a continuación.

puede comprobarse como estas tres subdivisiones y sus conclusiones respectivas son, *grosso modo*, independientes del tipo de material sobre el cual se han obtenido los registros (véase *figura 20.1*). La primera conclusión ha de ser, por tanto, que la deformación neotectónica ha quedado registrada o impresa tanto en los materiales hercínicos, como en los mesozoicos y en los terciarios-cuaternarios. Como se expondrá en los párrafos y apartados siguientes, la existencia de directrices previas a esta atenuación ha condicionado (ha perturbado) el modo en el cual ésta se ha resuelto. Sin embargo, no parecen existir dudas sobre el origen mayoritario de las evidencias mesoestructurales frágiles registrables tanto en los materiales que conforman el basamento hercínico como los que constituyen la cobertura carbonatada mesozoica del Campo de Montiel: origen neotectónico.

Por otro lado, tal predominio de fracturas direccionales y, también, la existencia minoritaria de fallas normales e inversas consecuentes, permite avanzar ya que sobre el *Antepaís Bético* ha incidido una deformación *compresiva en régimen de desgarre*. En las figuras anteriores queda clara la naturaleza de esta deformación al observar como el eje de esfuerzos principal σ_3 se sitúa mayoritariamente en la horizontal, mientras que los ejes σ_1 y σ_2 permutan sus posiciones tanto en la horizontal como en la vertical de un modo coaxial. Los planos de falla activados por esta deformación, ante el predominio de movimientos direccionales, son preferentemente subparalelos en cada uno de los tres casos a la disposición espacial de la *máxima compresión horizontal*.

El *Método de los Diedros Rectos*, ante su aplicación sobre *subpoblaciones* tan homogéneas, proporciona gráficos fácilmente interpretables. En los tres casos, la orientación del eje principal que

define la máxima compresión se dispone tanto horizontal como vertical, mientras que la máxima extensión siempre sucede en el plano horizontal: diagramas simétricos. *Grosso modo*, lo anterior significa que los estados tensoriales locales deducidos para cada una de las 130 estaciones se definen mediante dos ejes horizontales y uno vertical⁹. Esta circunstancia ha facilitado, sin duda, la interpretación de los datos y el establecimiento de cualquier conclusión.

Han sido las orientaciones definidas por estas tres modas principales las empleadas para la realización de los *mapas de trayectorias*. Para cada una se ha procedido a representar tanto las variaciones espaciales en la orientación de “ E_y ” como las sufridas por los dos ejes principales de esfuerzo situados (preferentemente) en la horizontal. De esta manera se contrastaban las conclusiones proporcionadas por el *Modelo de Deslizamiento* y por el *Método de Inversión de Esfuerzos*. Así, para cada moda se han obtenido tres gráficos simples y uno compuesto en el cual se muestra la superposición de las trayectorias definidas a partir de los dos ejes principales de esfuerzo situados en la horizontal (deducidos mediante el *Método de Inversión de Esfuerzos*). El motivo de esta superposición estriba en el modo en el cual se ha atenuado la deformación neotectónica en el *antepaís*. Se puede avanzar ahora que, gracias a las contrastaciones metodológicas mostradas en este trabajo, se ha concluido una *relación genética*

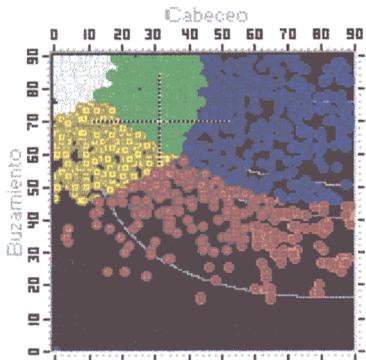
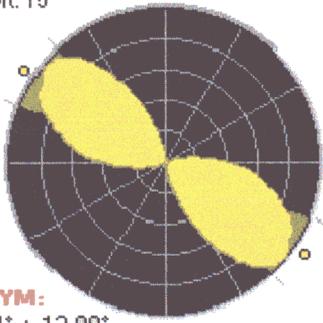
clara para las tres modas anteriores, es decir, cada una de ellas representa un modo de atenuación diferente de una única deformación regional (originada en el límite de placas litosféricas convergente de África y Eurasia): *tensor regional* o campo bético caracterizado por una dirección de compresión máxima en la horizontal según NO-SE. Esta orientación es subparalela al “slip vector” o *vector de convergencia* propuesto por Dewey *et al.* (1989) para el periodo Mioceno superior-Actualidad (< 9 Ma).

Este modo de atenuación diferente implica permutaciones coaxiales continuas en la horizontal y en la vertical de la disposición espacial de los tres ejes principales de esfuerzo, así como refracciones locales del *tensor regional* ocurridas al atravesar discontinuidades suficientemente penetrativas (en las cuales vuelven a producirse permutaciones de los ejes principales de esfuerzo). No debe olvidarse que este mayor “grado de libertad” en el modo de atenuación del *tensor* es, muy probablemente, consecuencia de la adquisición de datos mesoestructurales sólo en la superficie del *antepaís*, donde las condiciones de confinamiento favorecen una expresión frágil (de carácter preferentemente extensional) de la atenuación, mucho más aleatoria que lo predecible para profundidades mayores. De este modo, interesa conocer la disposición completa del tensor de esfuerzos para cada una de las 130 estaciones. Dado que se ha concluido que la incidencia del tensor sucede mayoritariamente de manera coaxial o pura, dos ejes horizontales y uno vertical, el mejor modo de caracterizar al *tensor regional* será considerando las variaciones del tensor en conjunto. Ya que son factibles distintas posibilidades de permutaciones de los tres ejes, consecuentes todas ellas con el modo de atenuación de la deformación, ésta habrá de ser la manera

⁹ El programa CRATOS permite ubicar espacialmente los puntos de máxima y mínima frecuencia de datos, equivalentes en este caso con la disposición de los dos ejes principales de esfuerzo horizontales: σ_3 (existen algunos tensores que definen una *compresión* pura, y no en *régimen de desgarre*, en los cuales σ_3 se dispone en la vertical: frentes inversos en el Arco de Alcaraz o en el Campo de Montiel, por ejemplo) y σ_1 ó σ_2 .

MODELO DE DESLIZAMIENTO

Máx. Escala 50%
Apert. 15



Ext. Uniaxial

Normal Direc.

Dirac. Normal

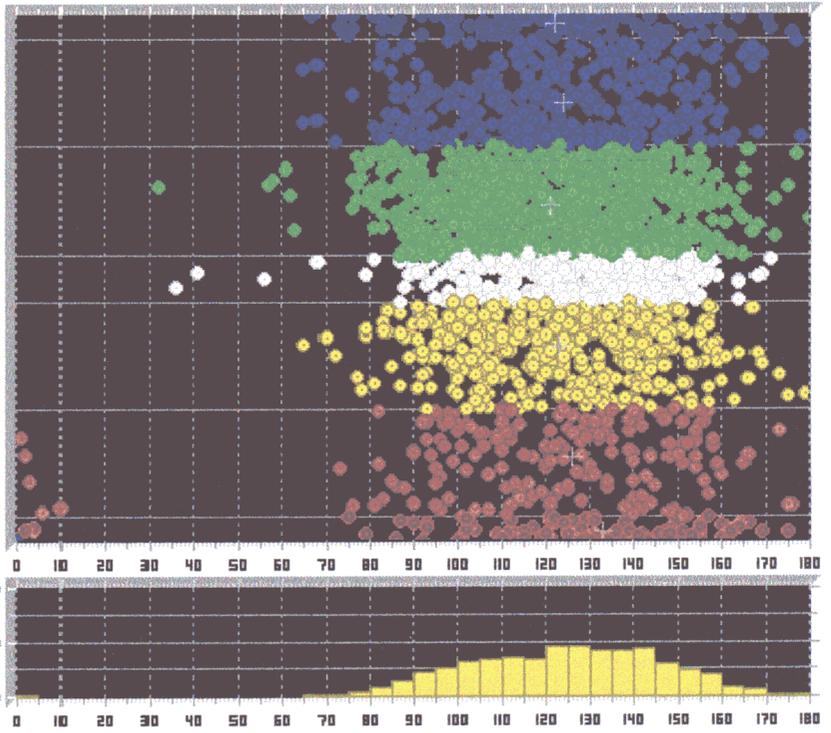
Desgarre

Dirac. Inversa

Inversa Direc.

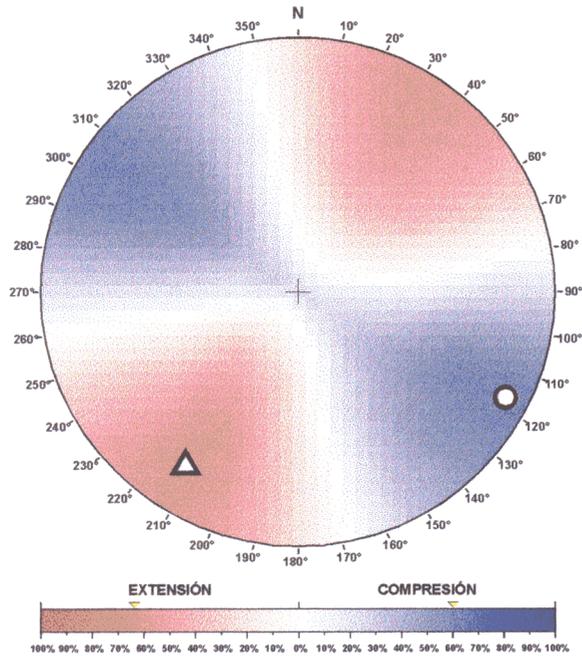
Compr. Uniax.

Dirección e_y



METODO DE LOS DIEDROS RECTOS

Sentido de Movimiento de Fallas empleado: **TEÓRICO**
Número de Fallas representadas: 2366



○ Máxima Frecuencia: 1897 fallas
△ Mínima Frecuencia: 427 fallas

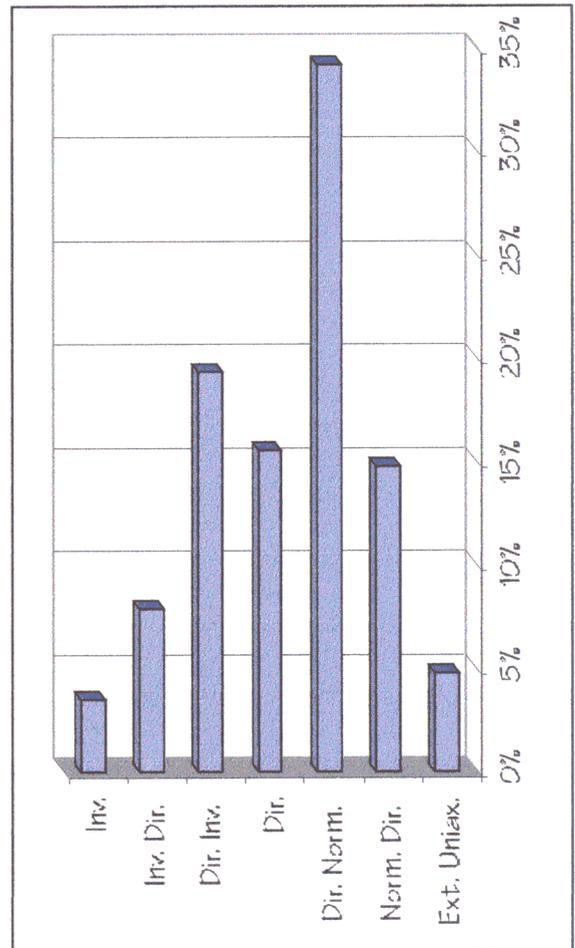
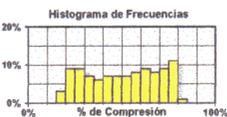
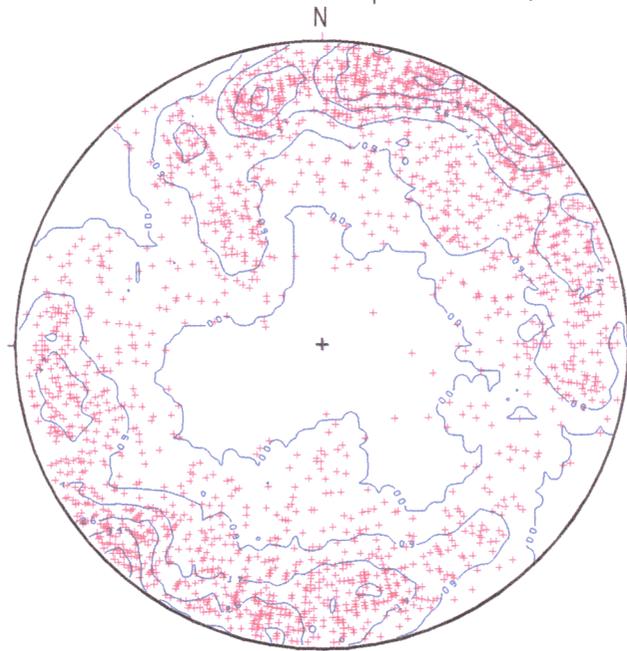


Figura 10.5a: Conclusiones deducidas de la aplicación del Modelo de Deslizamiento (figura superior) y del Método de los Diedros Rectos (figura inferior izquierda) a los planos de falla estrados incluidos en la "MODA 1", y porcentajes de los distintos tipos de fallas activadas (figura inferior derecha).

Proyección de los polos de los planos de falla asignables a la "Moda 1" y del Diagrama de Densidades correspondiente (Schmidt, Hem. Inf.)



Proyección de los tres ejes de esfuerzo principales que permiten caracterizar a las fallas asignables a la "Moda 1" y de los Diagramas de Densidad correspondientes (Schmidt, Hem. Inf.)

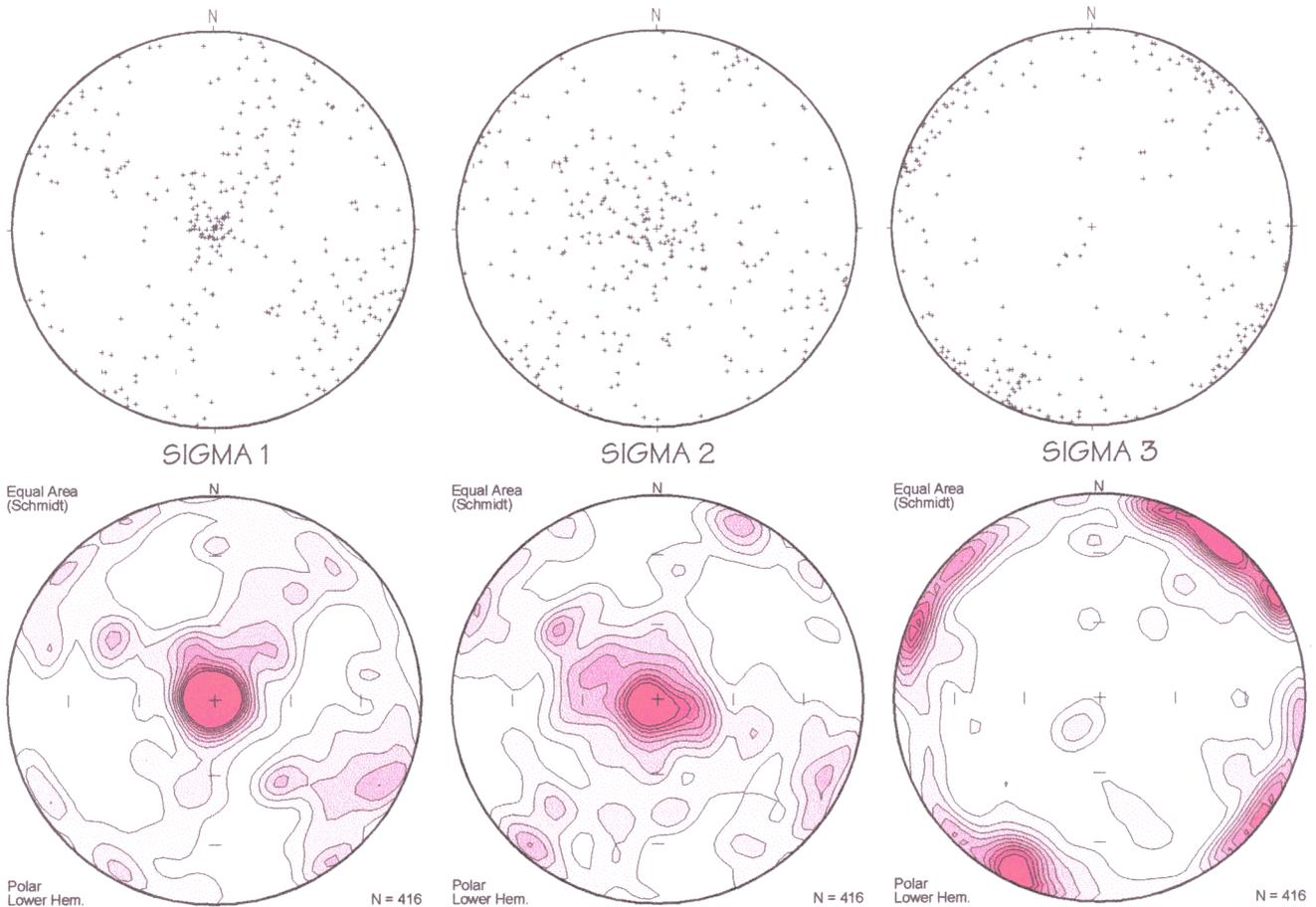
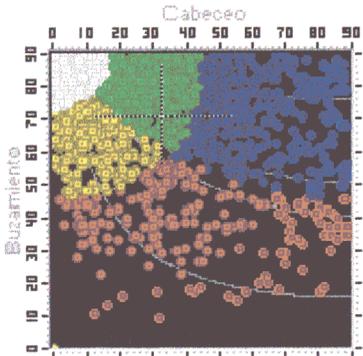
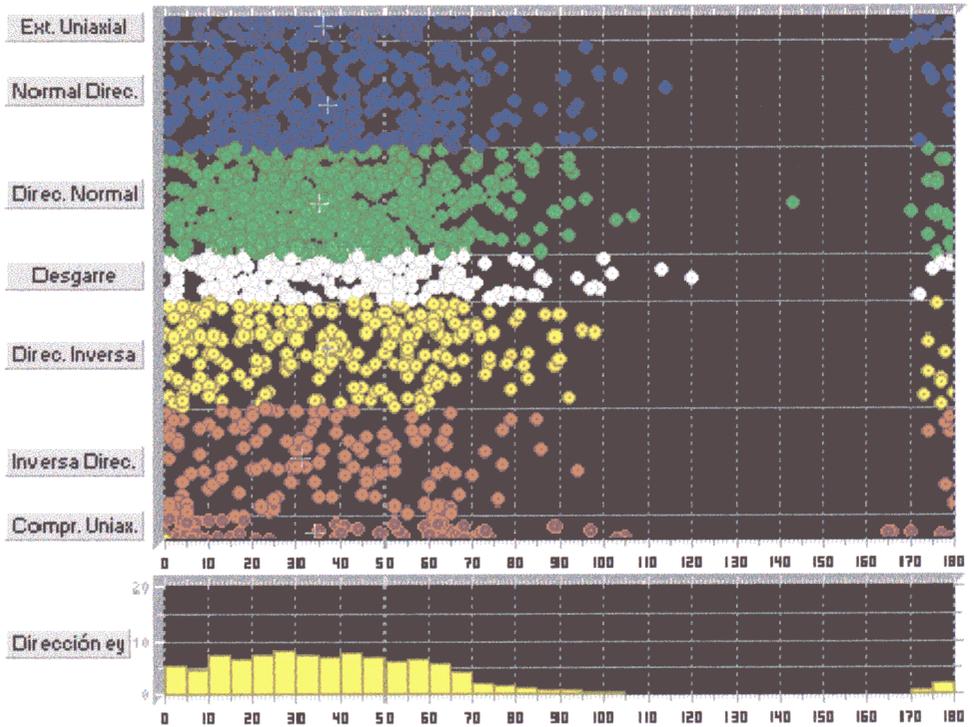
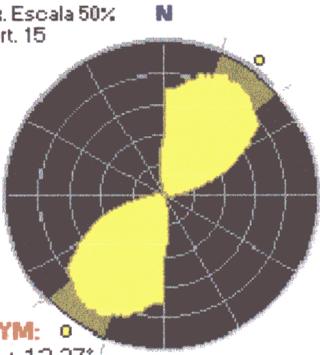


Figura 10.5b: Orientación de los planos de falla estriados incluidos en la "MODA 1" y de los ejes de esfuerzos principales (método de *inversión de esfuerzos*) que la caracterizan.

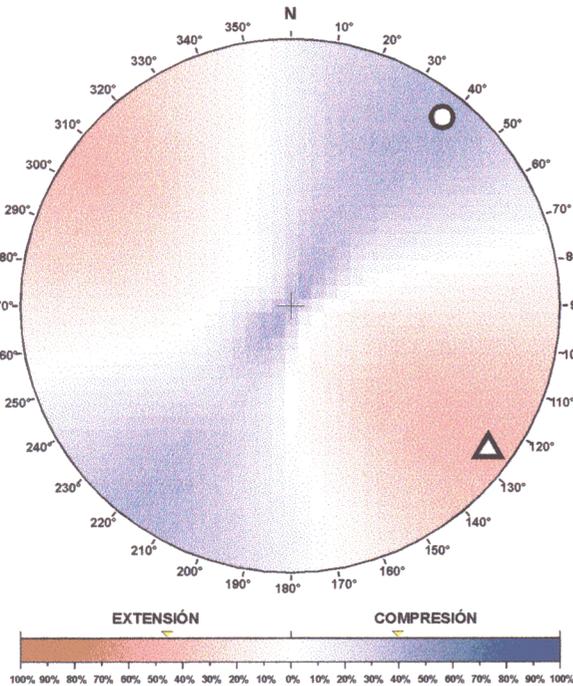
MODELO DE DESLIZAMIENTO

Máx. Escala 50%
Apert. 15



METODO DE LOS DIEDROS RECTOS

Sentido de Movimiento de Fallas empleado: TEÓRICO
Número de Fallas representadas: 1711



○ Máxima Frecuencia: 1194 fallas
△ Mínima Frecuencia: 460 fallas

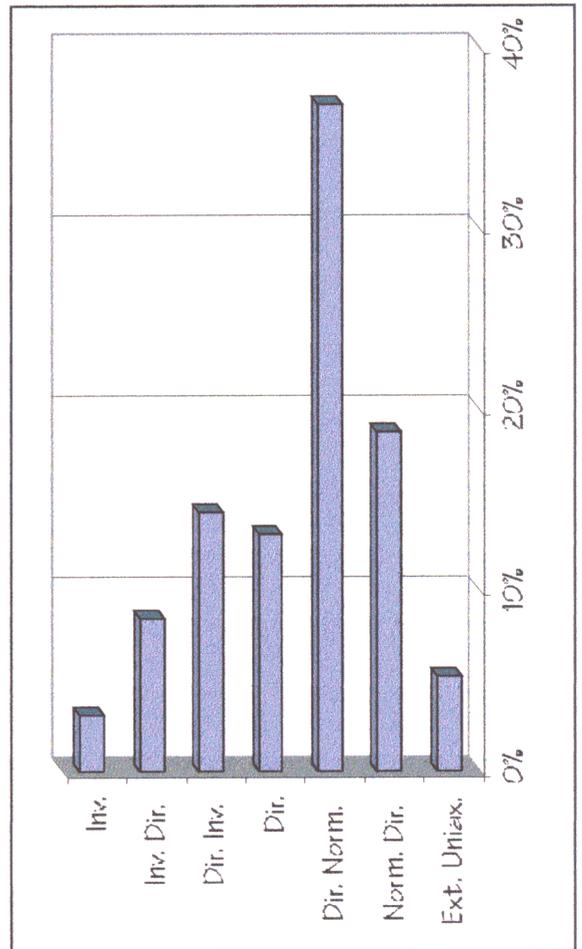
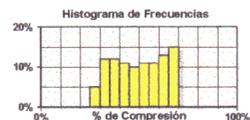
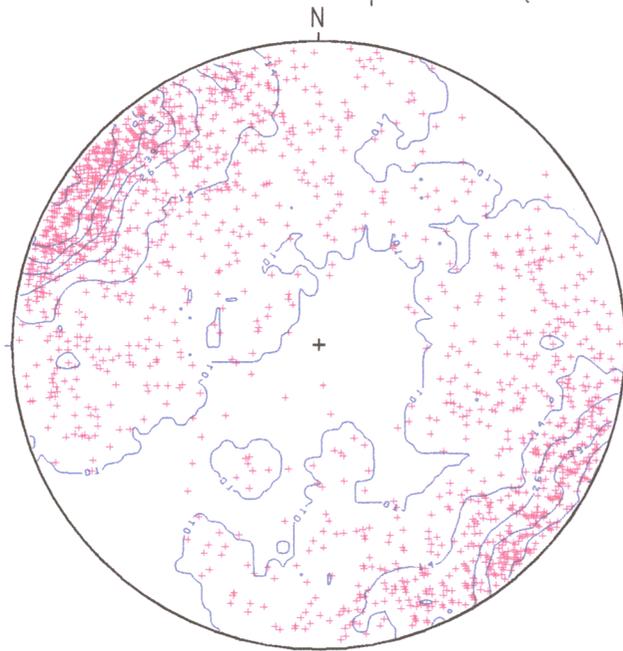


Figura 10.6a: Conclusiones deducidas de la aplicación del Modelo de Deslizamiento (figura superior) y del Método de los Diedros Rectos (figura inferior izquierda) a los planos de falla estriados incluidos en la "MODA 2", y porcentajes de los distintos tipos de fallas activadas (figura inferior derecha).

Proyección de los polos de los planos de falla asignables a la "Moda 1" y del Diagrama de Densidades correspondiente (Schmidt, Hem. Inf.)



Proyección de los tres ejes de esfuerzo principales que permiten caracterizar a las fallas asignables a la "Moda 1" y de los Diagramas de Densidad correspondientes (Schmidt, Hem. Inf.)

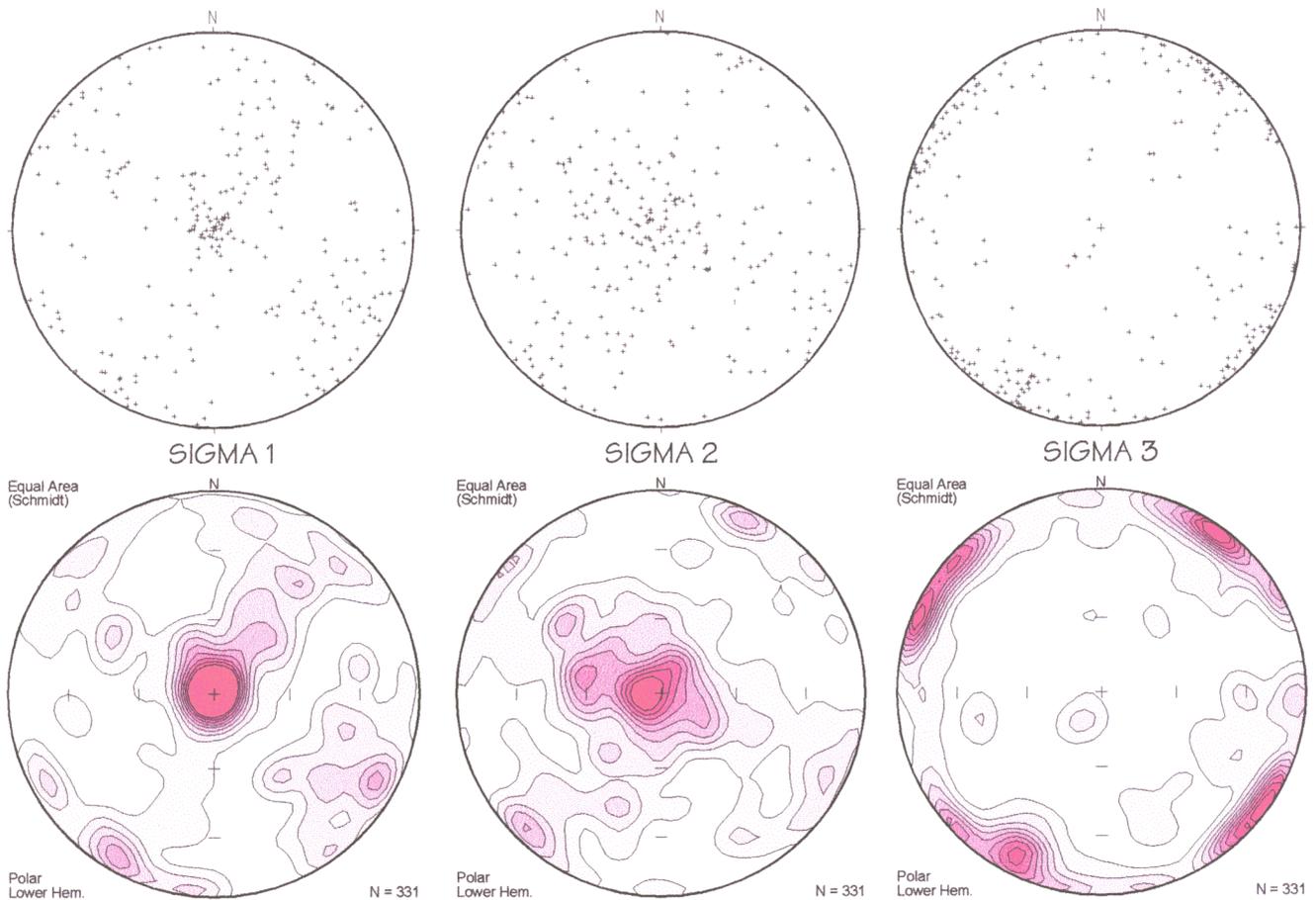
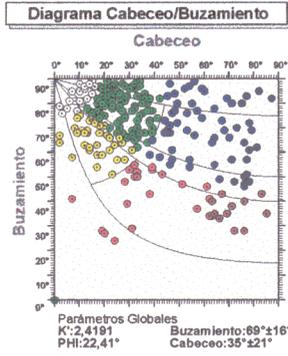
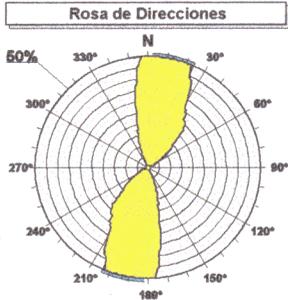
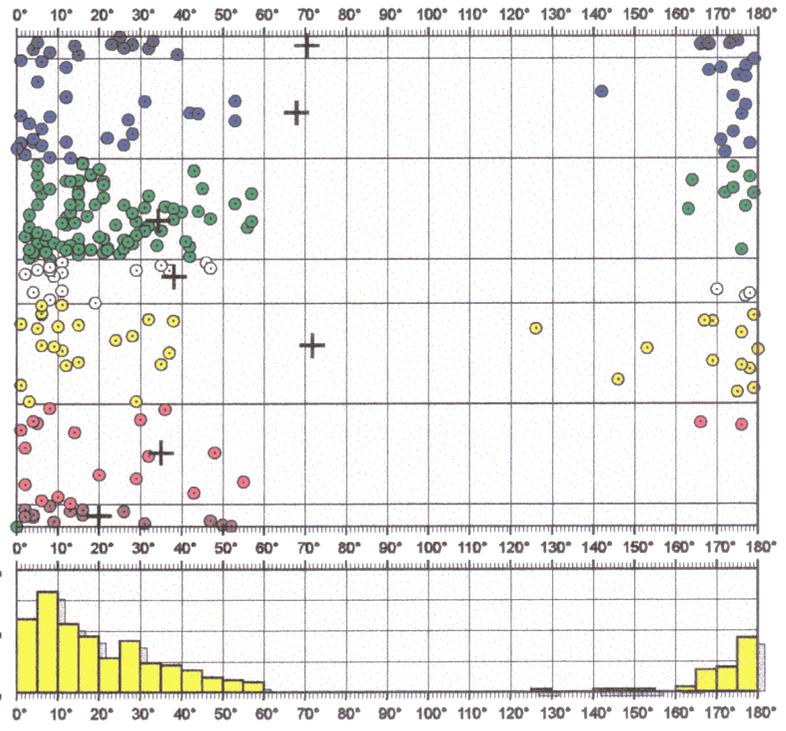


Figura 10.6b: Orientación de los planos de falla estriados incluidos en la "MODA 2" y de los ejes de esfuerzos principales (método de *inversión de esfuerzos*) que la caracterizan.

MODELO DE DESLIZAMIENTO

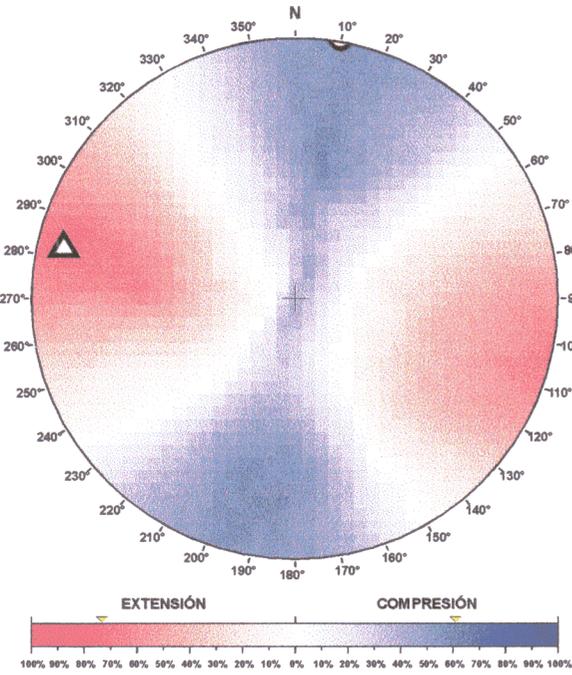


- Extensión Uniaxial
- Extensional Direcc.
- Direccional Exten.
- Desgarre
- Direccional Compr.
- Compresión Direc.
- Compresión Uniax.



METODO DE LOS DIEDROS RECTOS

Sentido de Movimiento de Fallas empleado: TEÓRICO
 Número de Fallas representadas: 251



○ Máxima Frecuencia: 202 fallas
 △ Mínima Frecuencia: 33 fallas

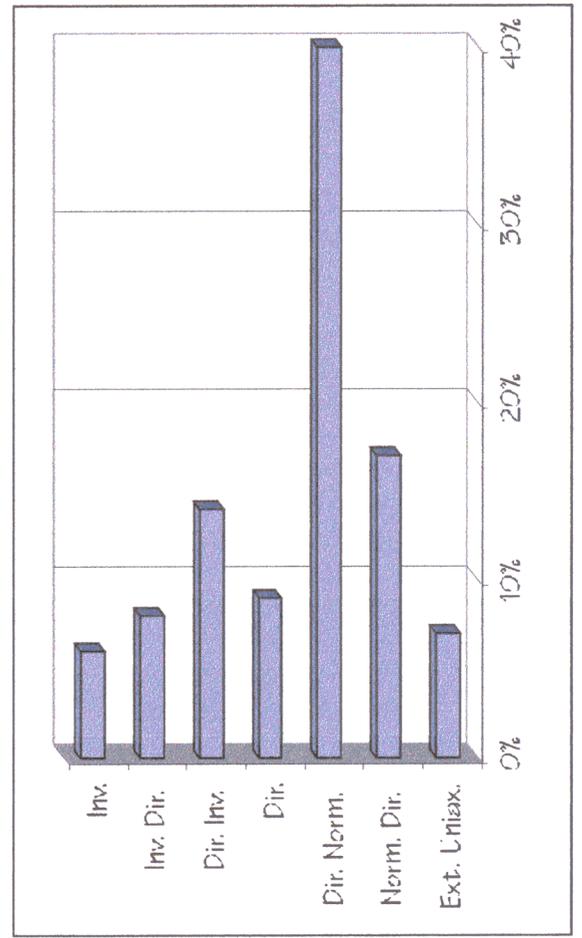
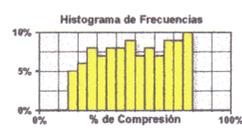
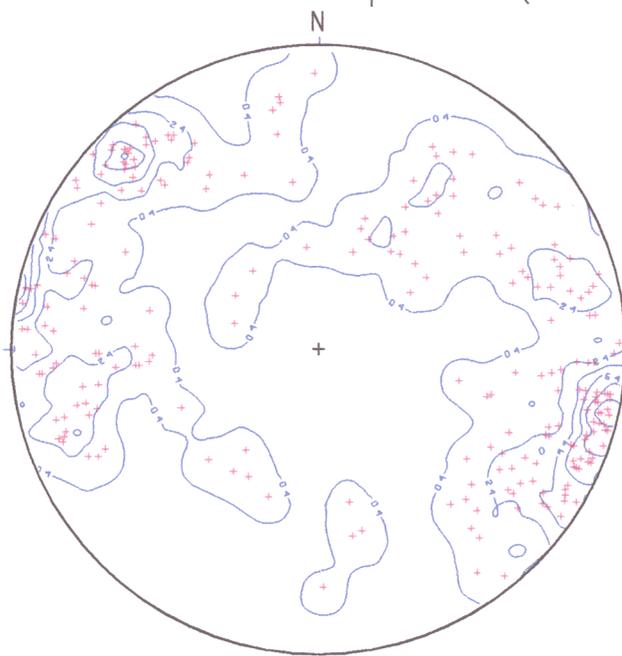


Figura 10.7a: Conclusiones deducidas de la aplicación del Modelo de Deslizamiento (figura superior) y del Método de los Diedros Rectos (figura inferior izquierda) a los planos de falla estriados incluidos en la "MODA 3", y porcentajes de los distintos tipos de fallas activadas (figura inferior derecha).

Proyección de los polos de los planos de falla asignables a la "Moda 1" y del Diagrama de Densidades correspondiente (Schmidt, Hem. Inf.)



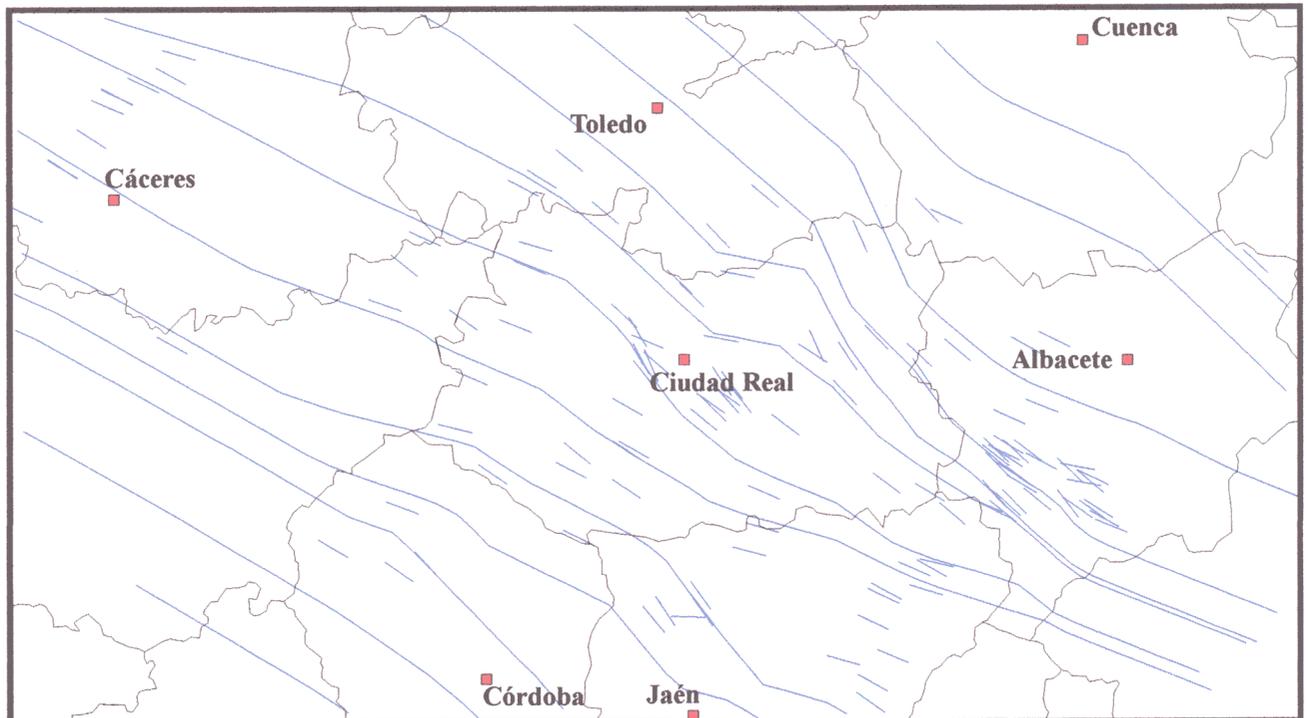
Proyección de los tres ejes de esfuerzo principales que permiten caracterizar a las fallas asignables a la "Moda 1" y de los Diagramas de Densidad correspondientes (Schmidt, Hem. Inf.)



Figura 10.7b: Orientación de los planos de falla estriados incluidos en la "MODA 3" y de los ejes de esfuerzos principales (método de *inversión de esfuerzos*) que la caracterizan.

(X:170000, Y:4449900)

(X:660000, Y:4449900)



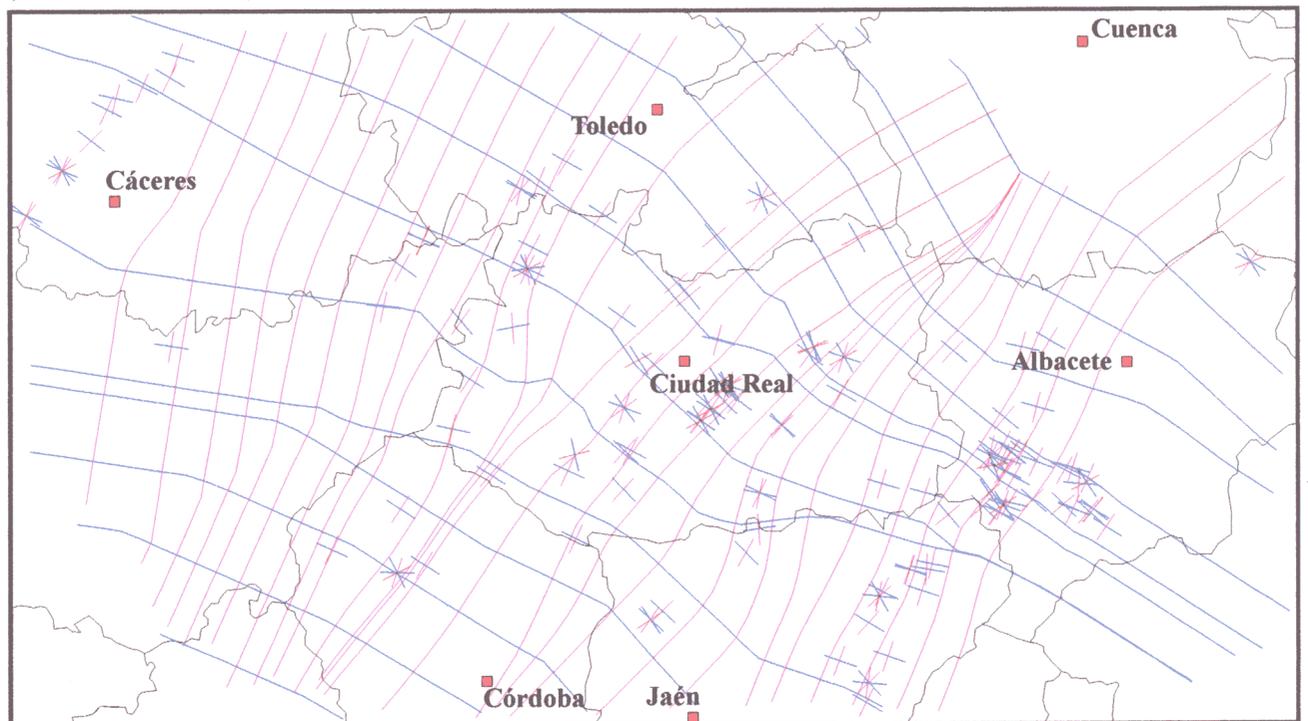
(X:170000, Y:4175100)

(X:660000, Y:4175100)

Figura 10.8: Mapa de trayectorias correspondiente a la orientación de la *máxima compresión en la horizontal* (*Modelo de Deslizamiento*) deducida para la totalidad de planos asignables a la "MODA 1"

(X:170000, Y:4449900)

(X:660000, Y:4449900)



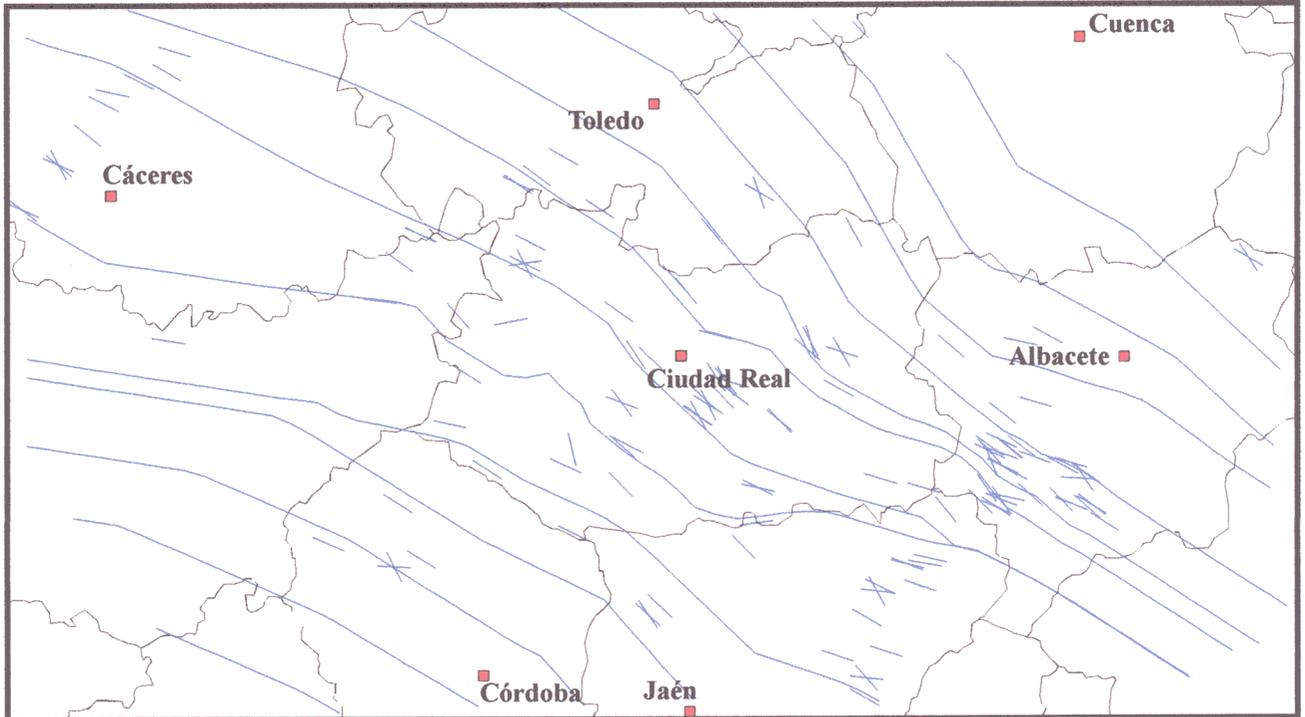
(X:170000, Y:4175100)

(X:660000, Y:4175100)

Figura 10.9: Mapa de trayectorias correspondiente a la orientación de los dos ejes de esfuerzos principales horizontales (*Inversión de esfuerzos*) deducidos para el total de planos asignables a la "MODA 1"

(X:170000, Y:4449900)

(X:660000, Y:4449900)



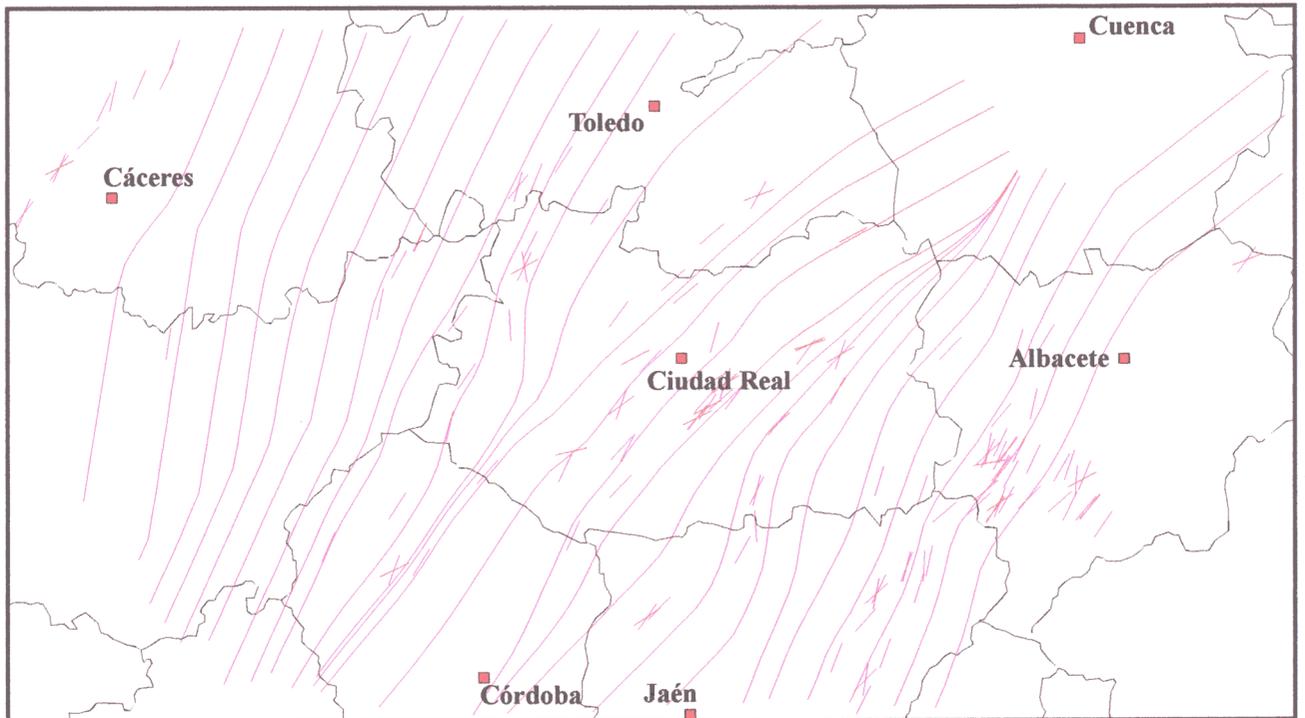
(X:170000, Y:4175100)

(X:660000, Y:4175100)

Figura 10.10: Mapa de trayectorias correspondiente a la orientación del eje principal máximo dispuesto en la horizontal (*Inversión de esfuerzos*), deducido para el total de planos asignables a la "MODA 1"

(X:170000, Y:4449900)

(X:660000, Y:4449900)



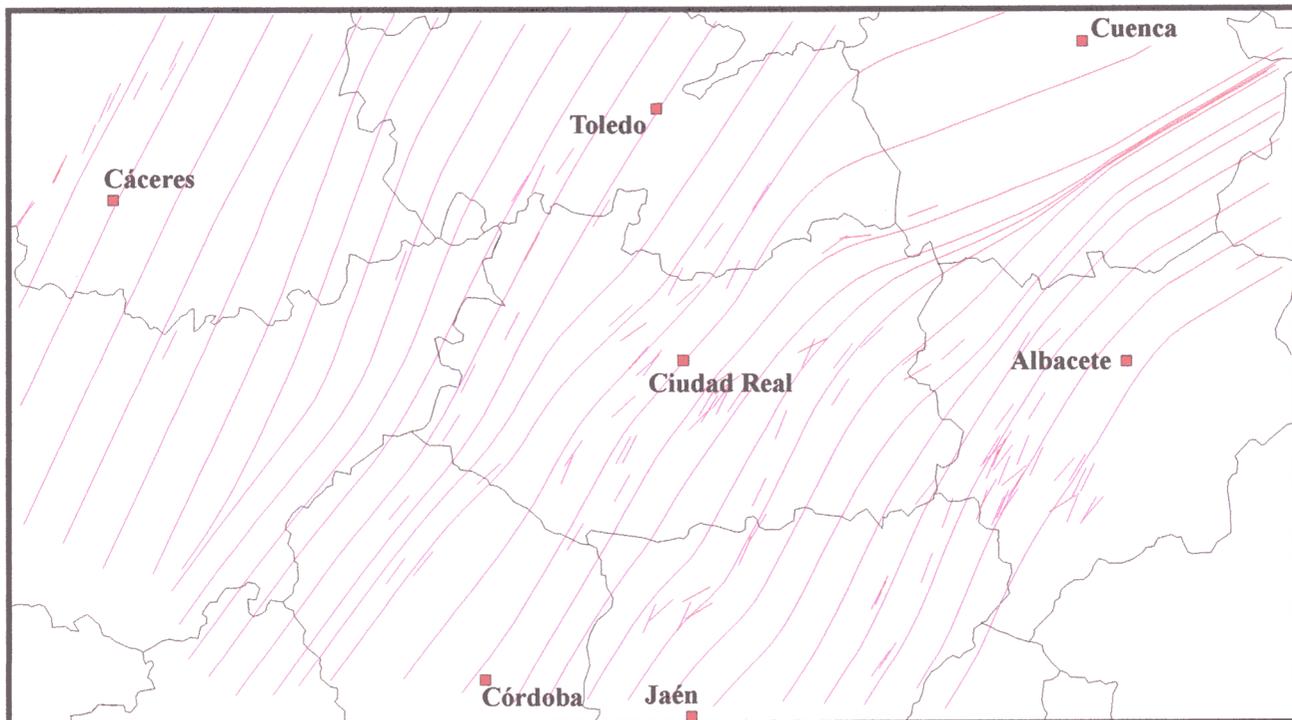
(X:170000, Y:4175100)

(X:660000, Y:4175100)

Figura 10.11: Mapa de trayectorias correspondiente a la orientación del eje principal mínimo dispuesto en la horizontal (*Inversión de esfuerzos*), deducido para el total de planos asignables a la "MODA 1"

(X:170000, Y:4449900)

(X:660000, Y:4449900)



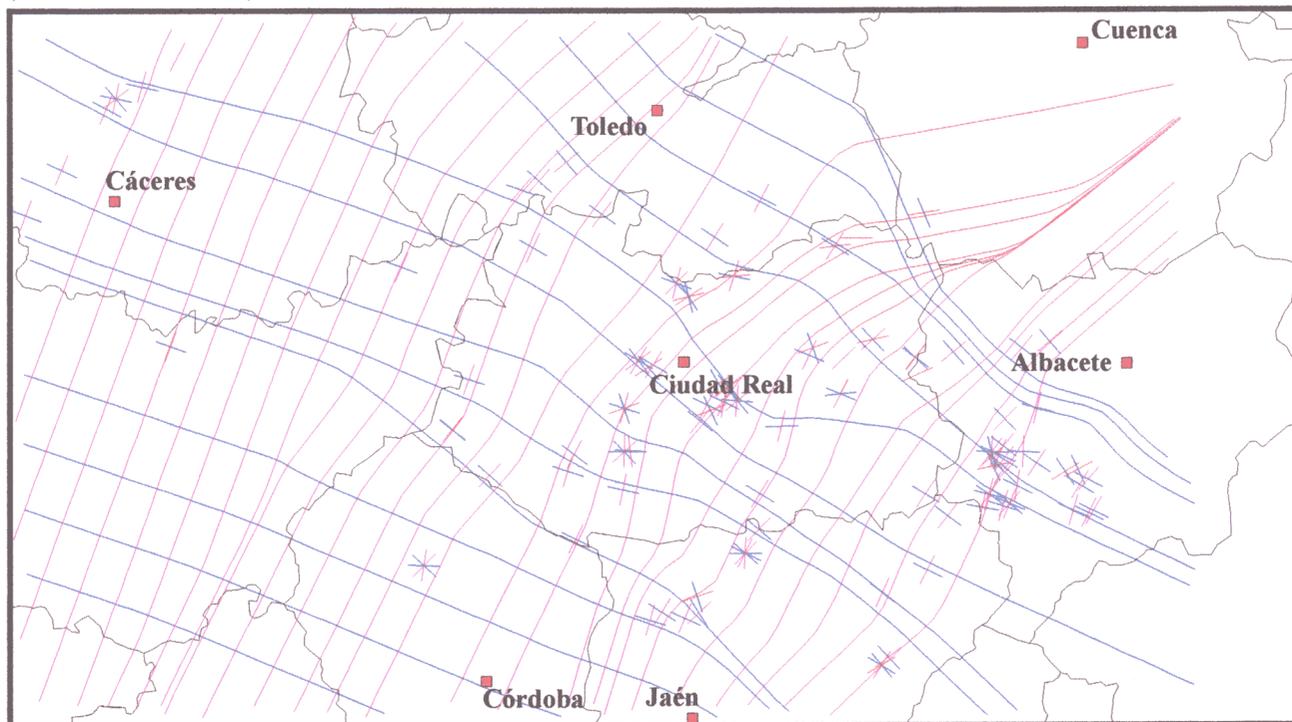
(X:170000, Y:4175100)

(X:660000, Y:4175100)

Figura 10.12: Mapa de trayectorias correspondiente a la orientación de la *máxima compresión en la horizontal* (*Modelo de Deslizamiento*) deducida para la totalidad de planos asignables a la "MODA 2"

(X:170000, Y:4449900)

(X:660000, Y:4449900)



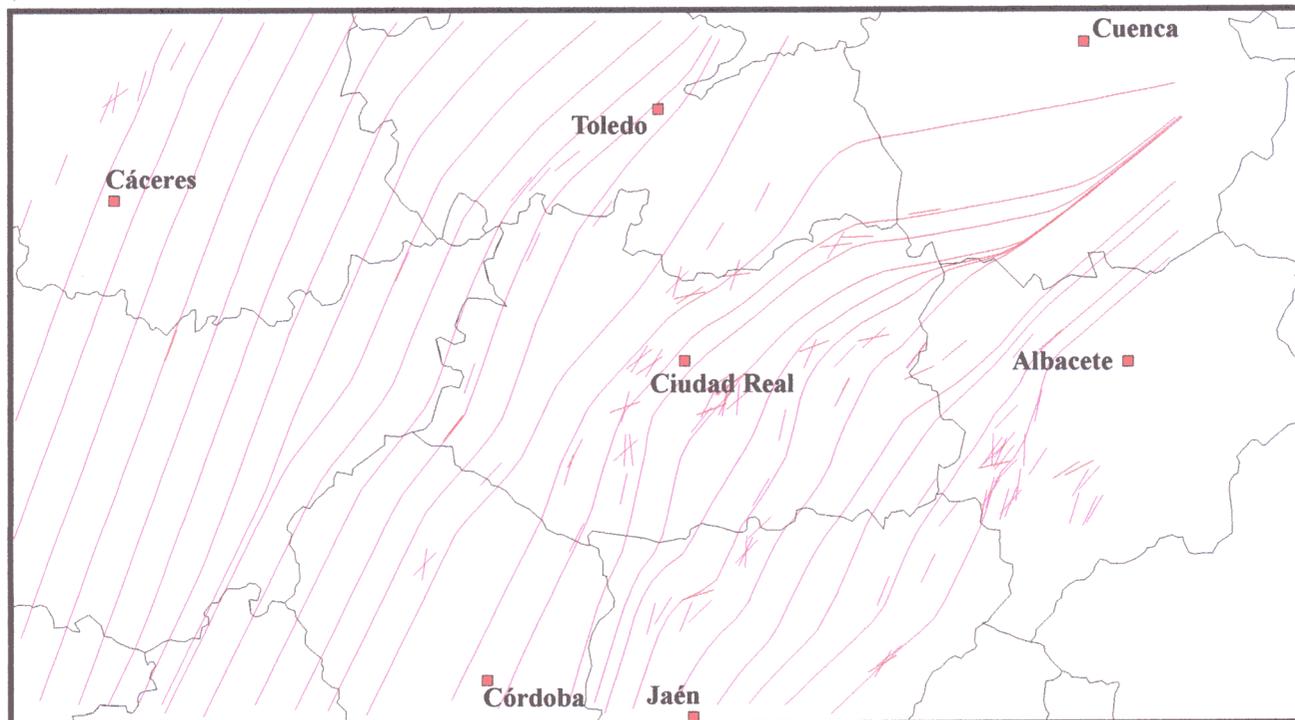
(X:170000, Y:4175100)

(X:660000, Y:4175100)

Figura 10.13: Mapa de trayectorias correspondiente a la orientación de los dos ejes de esfuerzos principales horizontales (*Inversión de esfuerzos*) deducidos para el total de planos asignables a la "MODA 2"

(X:170000, Y:4449900)

(X:660000, Y:4449900)



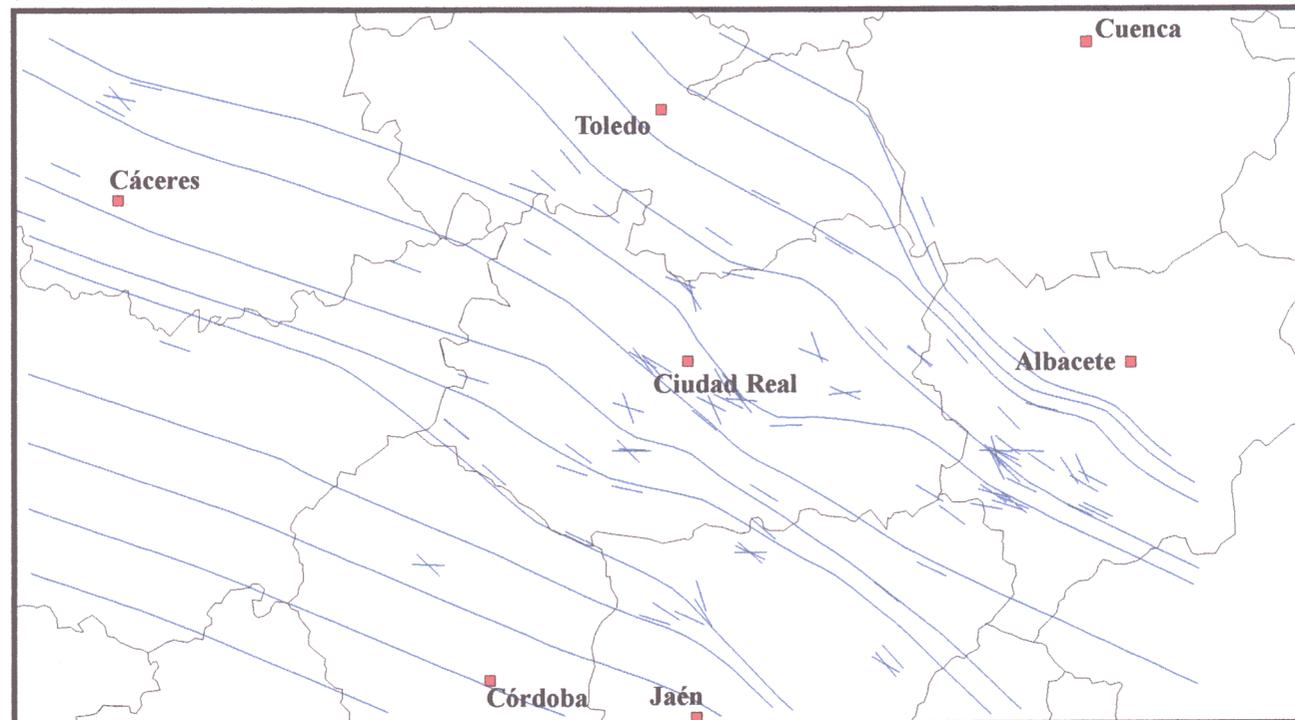
(X:170000, Y:4175100)

(X:660000, Y:4175100)

Figura 10.14: Mapa de trayectorias correspondiente a la orientación del eje principal máximo dispuesto en la horizontal (*Inversión de esfuerzos*), deducido para el total de planos asignables a la "MODA 2"

(X:170000, Y:4449900)

(X:660000, Y:4449900)



(X:170000, Y:4175100)

(X:660000, Y:4175100)

Figura 10.15: Mapa de trayectorias correspondiente a la orientación del eje principal mínimo dispuesto en la horizontal (*Inversión de esfuerzos*), deducido para el total de planos asignables a la "MODA 2"

(X:170000, Y:4449900)

(X:660000, Y:4449900)



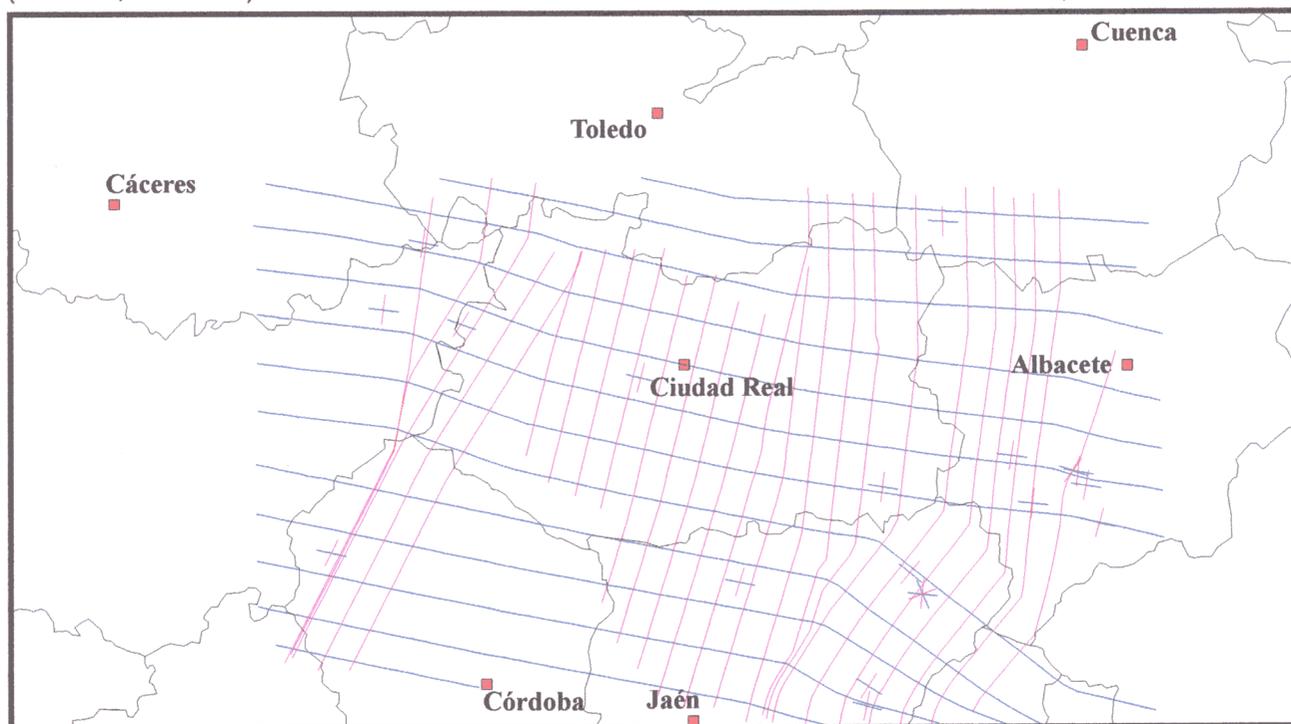
(X:170000, Y:4175100)

(X:660000, Y:4175100)

Figura 10.16: Mapa de trayectorias correspondiente a la orientación de la *máxima compresión en la horizontal* (*Modelo de Deslizamiento*) deducida para la totalidad de planos asignables a la "MODA 3"

(X:170000, Y:4449900)

(X:660000, Y:4449900)



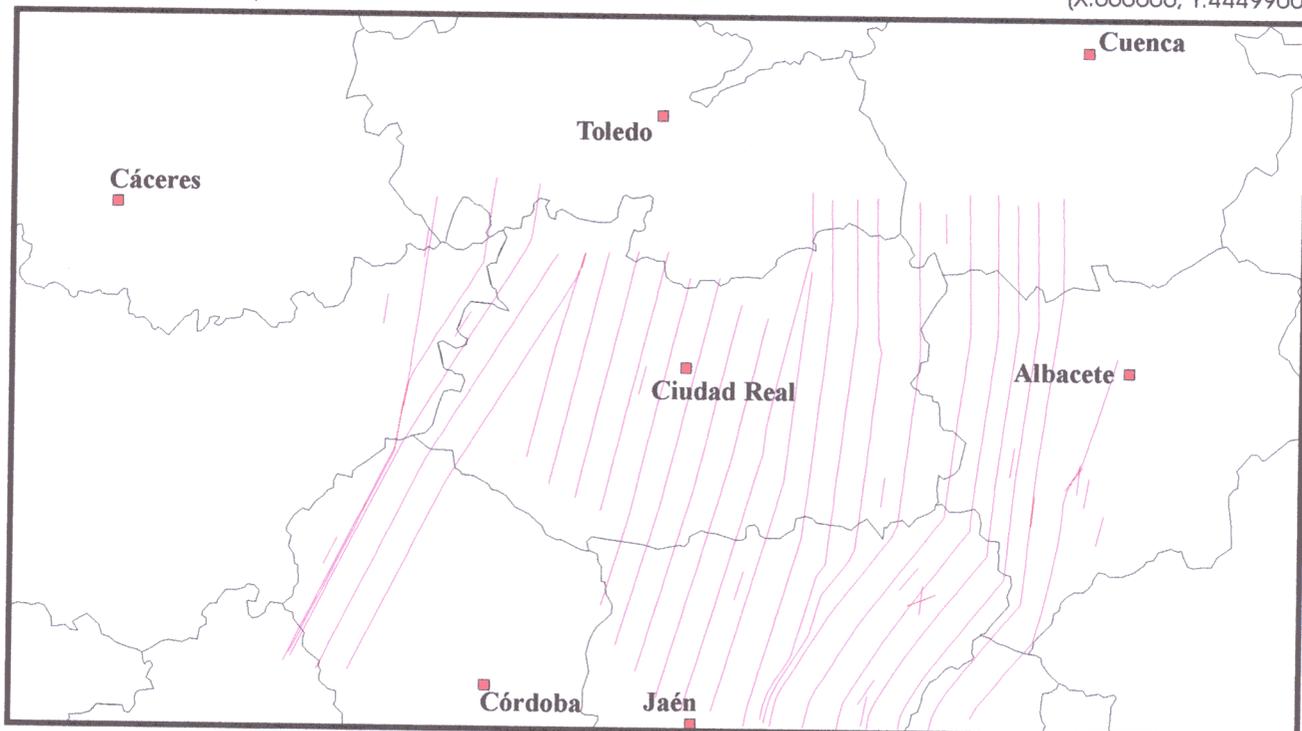
(X:170000, Y:4175100)

(X:660000, Y:4175100)

Figura 10.17: Mapa de trayectorias correspondiente a la orientación de los dos ejes de esfuerzos principales horizontales (*Inversión de esfuerzos*) deducidos para el total de planos asignables a la "MODA 3"

(X:170000, Y:4449900)

(X:660000, Y:4449900)



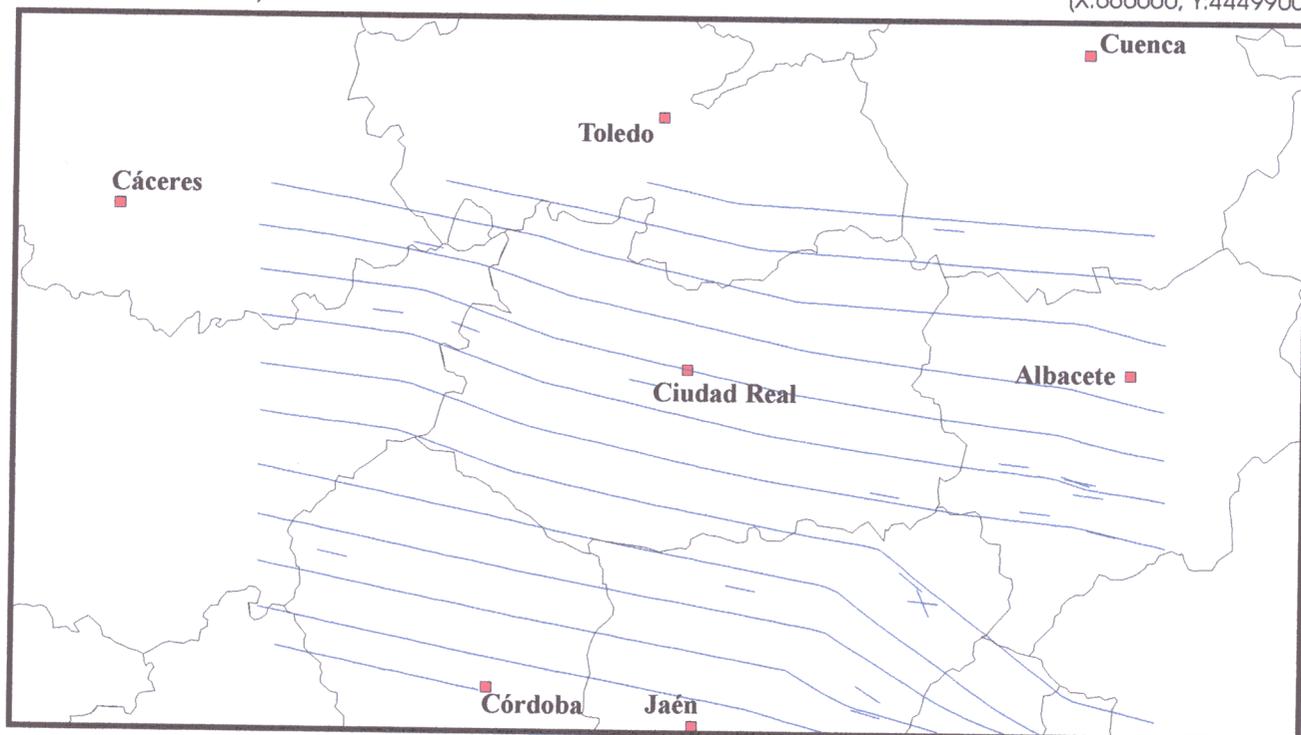
(X:170000, Y:4175100)

(X:660000, Y:4175100)

Figura 10.18: Mapa de trayectorias correspondiente a la orientación del eje principal máximo dispuesto en la horizontal (*Inversión de esfuerzos*), deducido para el total de planos asignables a la "MODA 3"

(X:170000, Y:4449900)

(X:660000, Y:4449900)



(X:170000, Y:4175100)

(X:660000, Y:4175100)

Figura 10.19: Mapa de trayectorias correspondiente a la orientación del eje principal mínimo dispuesto en la horizontal (*Inversión de esfuerzos*), deducido para el total de planos asignables a la "MODA 3"

ABRIR CONTINUACIÓN CAPÍTULO 10

