UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
Departamento de Geodinámica

Modelos numéricos de la litosfera Ibérica intraplaca: deformación, esfuerzo y resistencia

Tesis doctoral

Silvia Martín Velázquez

Madrid, 2009

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
Departamento de Geodinámica

MODELOS NUMÉRICOS DE LA LITOSFERA IBÉRICA INTRAPLACA:

DEFORMACIÓN, ESFUERZO Y RESISTENCIA

Memoria presentada por:

Silvia Martín Velázquez

para optar al grado de Doctor por la

Universidad Complutense de Madrid

Directores:

Gerardo de Vicente Muñoz

Francisco Javier Elorza Tenreiro

Madrid, 2009

Esta Tesis se enmarca en la iniciativa **TOPO-EUROPE** y en el proyecto **Consolider Ingenio 2006 «Topo Iberia» CSD2006-00041**. Ha sido también parcialmente financiada por el proyecto coordinado nacional **CGL2006-13926-C02-01-02 "Topoiberia Foreland"**.

A Carmen

Mi agradecimiento

a los que han hecho que este trabajo vea la luz. Sin su colaboración, su ayuda y también sus críticas no habría podido hacerlo. A mis familiares y amigos que durante estos años me han animado a continuar.

Muchas gracias a todos.

Índice

Símbolos **I**

Resumen **III**

1. Introducción **1**

1.1. Objetivos
1.2. Estructura del documento

2. El método de los elementos finitos **5**

2.1. Introducción
2.2. ¿Qué es un modelo?
2.3. Formulación de un modelo matemático
2.4. El método de los elementos finitos
2.5. El programa de elementos finitos ANSYS

3. Reología de la litosfera **21**

3.1. Introducción
3.2. Calor y temperatura
3.3. Modelos de comportamiento mecánico
3.4. Reología de la litosfera

4. Geología del Sistema Central y de las cuencas del Duero y Tajo **53**

4.1. Introducción
4.2. Basamento prealpino (Proterozoico-Paleozoico)
4.3. Evolución mesozoica
4.4. Unidades cenozoicas
4.5. Estructura de la litosfera

5. Deformaciones cenozoicas **81**

5.1. Introducción
5.2. Modelos de deformación en el interior de la Península Ibérica
5.3. Observaciones geológicas y geofísicas
5.4. Características del modelo numérico
5.5. Estructura térmica
5.6. Deformaciones cenozoicas en el antepaís Ibérico
5.7. Discusión

6. Esfuerzos tectónicos activos **127**

6.1. Introducción
6.2. El macizo de El Berrocal (***pop-up*** de San Vicente)
6.3. Esfuerzos actuales: orientación y magnitud
6.4. Efecto del coeficiente de Poisson y de la carga horizontal
6.5. Efecto de la topografía y la litología
6.6. Discusión

7. Resistencia litosférica **153**

7.1. Introducción
7.2. Estructura de la litosfera intraplaca
7.3. Estimaciones previas de la resistencia en la Península Ibérica
7.4. Características del modelo numérico
7.5. Estructura térmica
7.6. Resistencia de la litosfera Ibérica
7.7. Discusión

8. Conclusiones y futuras líneas de estudio **181**

8.1. Conclusiones
8.2. Futuras líneas de estudio

Referencias **185**

Símbolos

A	Constante *creep* del material [3.38]
c_p	Calor específico [3.2]
D	Rigidez flexural [3.59]
E	Módulo de Young [3.23]
E_a	Energía de activación por mo [3.37]
F_l	Resistencia integrada [3.77]
G	Módulo de cizalla o rigidez [3.24, 3.37]
g	Aceleración de la gravedad [3.63, 3.64]
h	Espesor mecánico [3.80]
h_r	Profundidad de disminución exponencial de la producción de calor [3.9]
K	Curvatura [3.60]
k	Conductividad térmica [3.1]
M	Momento de curvatura [3.58]
n	Exponente de la ley potencial del *creep* [3.38]
P	Fuerza horizontal por unidad de longitud [3.58]
p	Presión [3.32, 3.37]
P_f	Presión de fluidos en poros [3.41, 3.43]
Q	Energía de activación [3.38]
q	Flujo de calor [3.1]; carga vertical [3.58]
R	Constante de gas universal [3.38]; radio de curvatura [3.60]
S	Producción de calor [3.7-3.9]
T	Temperatura [3.1, 3.38]
T_e	Espesor elástico efectivo [3.79]

T_e^*	Espesor elástico efectivo sin flexionar [3.80]
T_s	Espesor sismogenético (apartado 3.4.3)
V_a	Volumen de activación por mol [3.37]
w	Desplazamiento vertical por flexión [3.58]
y	Coordenada vertical [3.1]
α	Régimen de fracturación [3.49-3.52]
α_v	Coeficiente volumétrico de expansión térmica [3.34]
α_l	Coeficiente lineal de expansión térmica [3.35]
$\varepsilon_1 \varepsilon_2 \varepsilon_3$	Deformaciones principales [3.12-3.35]
$\dot{\varepsilon}$	Tasa de deformación [3.36]
η	Viscosidad [3.37]
κ	Difusividad térmica [3.4]
λ	Constante de Lamé [3.25]; condición de presión de poros [3.41]
μ	Coeficiente de fricción interna [3.39]
μ^*	Coeficiente de fricción estática [3.42]
ν	Coeficiente de Poisson [3.22]
ρ	Densidad [3.2]
σ_d	Esfuerzo diferencial [3.38, 3.52]
σ_H	Esfuerzo horizontal máximo [3.67-3.74]
σ_h	Esfuerzo horizontal mínimo [3.67-3.74]
σ_n	Esfuerzo normal [3.39, 3.43]
σ_t^*	Esfuerzo tectónico [3.67-3.76]
σ_v	Esfuerzo vertical [3.64]
$\sigma_{xx}\, \sigma_{zz}$	Esfuerzos horizontales [3.65-3.74]
σ_{yy}	Esfuerzo vertical [3.64]
σ_o	Cohesión [3.39, 3.43]; esfuerzo crítico uniaxial [3.54]
$\sigma_1 \sigma_2 \sigma_3$	Esfuerzos principales [3.12-3.32]
τ	Esfuerzo de cizalla [3.36]
τ_c	Esfuerzo de cizalla frágil [3.39, 3.43]; esfuerzo de cizalla plástico [3.53]

Resumen

Esta tesis doctoral constituye un estudio de la deformación, los esfuerzos y la resistencia de la litosfera del centro de la Península Ibérica durante el Cenozoico mediante la modelización numérica con *elementos finitos*. Estas cuestiones se han analizado construyendo secciones transversales al Sistema Central y a las cuencas del Duero y Madrid, aunque en cada una se ha utilizado un modelo concreto, con una geometría, reología y condiciones de contorno específicas. Los antecedentes de carácter geológico y geofísico han sido imprescindibles, tanto para restringir las condiciones iniciales de estos modelos como para contrastar los resultados obtenidos.

Las *deformaciones cenozoicas* se han analizado asumiendo que la litosfera tiene un comportamiento mecánico tipo *creep*. Además, se ha considerado el papel de la carga tectónica, la carga de los sedimentos terciarios, las heterogeneidades térmicas y las heterogeneidades en la composición. La modelización ha permitido simular la estructura actual del centro peninsular: formación de los relieves del Sistema Central y su acortamiento horizontal, flexión del basamento en las cuencas del Duero y Madrid, desarrollo de la raíz cortical bajo la cadena montañosa y geometría de la litosfera del interior de Iberia. Las deformaciones se producen mediante un mecanismo de plegamiento a gran escala de una corteza y litosfera con contrastes laterales de temperatura y composición.

La modelización de los *esfuerzos activos* se ha realizado tanto en secciones elásticas del borde sur del Sistema Central (área de la Sierra de San Vicente) como en perfiles transversales a toda la cadena. Un análisis de los distintos tipos de esfuerzos

indica que el estado tectónico, obtenido a partir de un estado de referencia litostático y con el efecto añadido de la carga topográfica y las variaciones en la litología, es el más adecuado para reproducir esfuerzos intraplaca. Una carga tectónica de 5-10 MPa en el límite de placas eurasiático-africano permite la coexistencia de sectores en desgarre y extensión en el interior de la Península Ibérica.

Por último, el análisis de la *resistencia* en el centro peninsular se ha llevado a cabo mediante el cálculo de la distribución de la resistencia según la profundidad, y la estimación de la resistencia integrada, el espesor sismogenético y el espesor elástico efectivo. Un manto anhidro permite que el modelo de resistencia sea del tipo *jelly sandwich* en condiciones extensionales y de desgarre. La litosfera en el sector del Sistema Central es más débil que la de las cuencas debido a su mayor espesor cortical y geoterma. Mediante modelos elasto-plásticos se observa que la convergencia entre África y Eurasia se acomoda en forma de deformación elástica y dúctil. Aunque el espesor sismogenético se extiende hasta las profundidades de la corteza media, esa distribución de la deformación evidencia la baja sismicidad intraplaca.

Capítulo 1

Introducción

En los últimos años, numerosos estudios y proyectos de diversas especialidades de las Ciencias de la Tierra han centrado sus investigaciones en las interacciones entre los procesos profundos y superficiales (p.e. Burg y Podladchikov, 2000; Cloetingh *et al.*, 2005, 2006, 2009; Burov y Yamato, 2008). Estos procesos controlan la topografía de los continentes y los riesgos geológicos asociados, y se desarrollan en un rango variado de escalas temporales y espaciales. Las observaciones geológicas, los indicadores de esfuerzo y la sismicidad, entre otros, muestran que la actividad geodinámica no se concentra únicamente en los límites de placas y que los sectores del interior también pueden experimentar una intensa deformación. Esta actividad depende en gran medida de la resistencia de la litosfera que, a su vez, está condicionada por su estructura termomecánica. Por lo tanto, para establecer modelos que mejoren el conocimiento de la dinámica intraplaca, en estos trabajos se ha destacado tanto la necesidad de disponer de buenos datos sobre la litosfera como el uso de herramientas adecuadas que integren y evalúen toda esta información multidisciplinar.

El origen de las deformaciones en el centro de la Península Ibérica y su relación con la tectónica de placas ha sido objeto de múltiples estudios (Vegas *et al.*, 1990; De Vicente *et al.*, 1996b; Tejero *et al.*, 1996; Cloetingh *et al.*, 2002; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005a; Vegas, 2005; De Vicente *et al.*, 2007; De Vicente y Vegas, 2009). En ellos, se ha explicado la elevación de la cadena montañosa del Sistema Central mediante diferentes mecanismos que involucran la deformación frágil en la parte superior de la corteza, el engrosamiento dúctil en la parte inferior de la corteza, el desarrollo de despegues intracorticales y/o el plegamiento de la litosfera. Estos

procesos estarían desencadenados por los movimientos convergentes entre las placas Eurasiática-Ibérica-Africana en los límites pirenaico y/o bético desde el Terciario hasta la actualidad. No obstante, algunos autores también otorgan un papel relevante a los eventos tectonotermales que han afectado a la litosfera Ibérica desde el Paleozoico a la actualidad (Gómez-Ortiz *et al.*, 2005b; Vergés y Fernàndez, 2006).

Los trabajos sobre esfuerzos activos en el interior peninsular a partir de poblaciones de estrías de falla y mecanismos focales de terremotos también son abundantes (Giner, 1996; De Vicente *et al.*, 1996b; Herraiz *et al.*, 2000; Andeweg, 2002; De Vicente *et al.*, 2007). Estos estudios se han centrado en la orientación de los esfuerzos, en la caracterización del régimen tensorial, y en su relación con la tectónica de placas. Sin embargo, no hay una información detallada sobre las magnitudes de los esfuerzos litosféricos y las fuerzas que los originan.

Por último, está abierta otra línea de investigación cuya finalidad es estimar la resistencia actual de la litosfera en el centro de Iberia (Van Wees *et al.*, 1996; Tejero y Ruiz, 2002; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005b; Ruiz *et al*., 2006a). El objetivo principal de estos trabajos ha sido caracterizar el comportamiento reológico de la litosfera en el entorno del Sistema Central y las cuencas del Duero y Tajo, mediante la construcción de perfiles de resistencia y/o la estimación del espesor elástico efectivo.

Dentro de este contexto, parece necesario resolver las siguientes cuestiones relacionadas con la litosfera intraplaca de la Península Ibérica: a) identificar el modelo de deformación que se ajusta mejor a las observaciones geológico-geofísicas, y evaluar el efecto de las cargas sedimentarias y tectónicas, y de las heterogeneidades termomecánicas; b) determinar las magnitudes específicas de los esfuerzos, y discriminar los agentes responsables de estos esfuerzos; y c) establecer las implicaciones geodinámicas asociadas al comportamiento de la litosfera. Por estos motivos, esta tesis doctoral se ha centrado en los mecanismos de deformación que conducen al desarrollo de la topografía superficial y estructura cortical, en el estado de esfuerzos activos, y en la resistencia de la litosfera. Para abordar estas cuestiones, se ha recurrido a la metodología de elementos finitos (Zienkiewicz y Taylor, 1994) integrando los datos disponibles de la estructura termomecánica de la litosfera Ibérica.

1.1. Objetivos

Este trabajo cuenta con tres objetivos principales que derivan del comportamiento reológico de la litosfera: a) modelizar[1] las deformaciones cenozoicas,

1 Sobre el sustantivo *modelo* se ha creado, como tecnicismo propio del ámbito de diversas ciencias, el verbo *modelizar*, que se emplea con el significado de "establecer un modelo teórico de

b) estimar los esfuerzos activos, y c) evaluar la resistencia actual en el entorno del Sistema Central y las cuencas del Duero y Tajo.

Para modelizar la deformación del centro de la península durante el Cenozoico, será necesario examinar el efecto de la carga tectónica resultante de la convergencia entre Eurasia y África, de la carga litostática de los sedimentos continentales terciarios, y de los contrastes de temperatura y composición de la litosfera Ibérica.

Para estimar los esfuerzos actuales en la litosfera intraplaca, será necesario simular los estados de esfuerzos litosféricos, y analizar la influencia de los parámetros elásticos, las cargas horizontales y la topografía.

Finalmente, para evaluar la resistencia del interior de Iberia, será necesario estimar la contribución relativa de la corteza y el manto mediante la selección de un modelo general de resistencia litosférica.

1.2. Estructura del documento

La memoria de esta tesis doctoral está organizada en 8 capítulos en los que se recogen las cuestiones generales relacionadas con los objetivos planteados así como su resolución concreta.

En la primera parte se muestran los aspectos básicos de la modelización numérica mediante la metodología de los elementos finitos (capítulo 2), de las propiedades termomecánicas de la litosfera continental (capítulo 3), y de los rasgos geológicos y geofísicos del Sistema Central y de las cuencas del Duero y Tajo (capítulo 4).

En la segunda parte se estudian los factores que durante las deformaciones cenozoicas han condicionado la configuración actual del interior de la península

---

algo". Para expresar la "acción y efecto de modelizar", se usa el sustantivo derivado *modelización*.

En inglés existen *to model* y *to modelize*, que el Diccionario de Oxford define como "construir o dar forma a algo siguiendo un modelo" y también "crear o establecer un modelo". El español disponía ya de otras voces emparentadas con *modelo*: el verbo *modelar* y el sustantivo, *modelado*. Pero estos términos están fuertemente vinculados al mundo de las artes plásticas, por lo que los especialistas han preferido crear otros derivados de *modelo* morfológicamente posibles, como *modelizar* y *modelización*.

El verbo *modelizar* no figura en la actual edición del *Diccionario de la Real Academia Española*, pero ya está aprobada su incorporación a la próxima edición del DRAE. Sí lo recogen el *Diccionario del español actual de Manuel Seco* y varios diccionarios técnicos (consulta realizada al Departamento de "Español al día" de la Real Academia Española el día 23 de julio de 2009).

(capítulo 5), la distribución y magnitud de los esfuerzos intraplaca (capítulo 6), y la resistencia de la litosfera Ibérica (capítulo 7). En cada uno de estos capítulos se realiza la introducción al problema, la recopilación de los antecedentes, la descripción del modelo numérico, la exposición de los resultados, y la discusión que deriva del análisis. Todas las conclusiones a las que se ha llegado se reúnen en el último capítulo (capítulo 8).

Capítulo 2

El método de los elementos finitos

2.1. Introducción

El concepto de Sistema Dinámico de la Tierra Sólida (*Solid Earth System*) intenta relacionar las diferentes estructuras e interacciones entre los procesos que tienen lugar en el interior terrestre (Cloetingh *et al.*, 2006). Para caracterizar este sistema se recurre a modelos energéticos, cinemáticos y dinámicos con los que contrastar las estructuras y los procesos reales (Stüwe, 2002). Los modelos energéticos explican la distribución de energía de nuestro planeta, expresada en forma de calor y temperatura (p.e. Rudnick *et al.*, 1998; Fernàndez *et al.*, 1998; Tejero y Ruiz, 2002; Artemieva, 2006). Los modelos cinemáticos describen los movimientos usando velocidades, deformaciones y tasas de deformación (p.e. Argus *et al.*, 1986; Cloetingh *et al.*, 2002; Jiménez-Munt y Negredo, 2003; Soto *et al.*, 2006). Y los modelos dinámicos indican como se comportan los esfuerzos y las fuerzas (p.e. Zoback, 1992; Burov *et al.*, 1998; Herraiz *et al.*, 2000; Andeweg, 2002). Su uso integrado contribuye de manera eficiente al entendimiento de los diferentes procesos que conforman el Sistema Tierra.

En este capítulo se introducirán algunas de las ideas fundamentales sobre los modelos, sobre las ecuaciones y relaciones que deben reunir para poder ser formulados de manera matemática, y sobre la aproximación numérica que se utiliza en el método de los elementos finitos. La finalidad es mostrar cómo se construyen los modelos y su utilidad para comprender las estructuras y procesos geológicos.

2.2. ¿Qué es un modelo?

Se puede definir un *modelo de la Tierra Sólida* como una herramienta capaz de describir de manera *simplificada* las causas (procesos) y las consecuencias (observaciones) del interior terrestre. Su finalidad es comprender y predecir fenómenos que no pueden ser observados directamente debido a que se localizan a gran profundidad o a que abarcan una gran escala temporal (Stüwe, 2002). Los modelos consisten en una serie de reglas que determinan las variables que deben ser incluidas como parámetros y las variables que pueden no tenerse en cuenta por ser poco significativas. Si las reglas y parámetros elegidos son correctos, el modelo explicará un gran número de observaciones, aunque, dada la complejidad del sistema, raras veces existe un único esquema que se ajuste a todas las observaciones. Por otro lado, aunque no se requiere que reproduzca un fenómeno de manera exacta, debe mostrar un equilibrio entre la descripción de dicho fenómeno y la sencillez de las reglas que lo rigen.

Para analizar la distribución de temperaturas, desplazamientos, deformaciones o esfuerzos en la Tierra se puede recurrir a formulaciones matemáticas o a reproducciones a escala. Las primeras se conocen como modelos matemáticos, que se resuelven mediante soluciones analíticas o mediante soluciones numéricas, y las segundas como modelos análogos. Si el problema es sencillo se pueden obtener soluciones analíticas a partir de ecuaciones que expresan las variables desconocidas como una función matemática de la posición y de las propiedades del material (p.e. Burov y Diament, 1996; Turcotte y Schubert, 2002; Tejero y Ruiz, 2002). Las soluciones numéricas permiten analizar cuerpos con geometrías y comportamientos complejos, y proporcionan los valores aproximados de las variables desconocidas en un conjunto de puntos específicos del modelo (p.e. Bird, 1999; Andeweg, 2002; Cloetingh *et al.*, 2002; Jiménez-Munt y Negredo, 2003; Moisio y Kaikkonen, 2006). Por último, los modelos análogos se realizan con materiales cuyas propiedades están escaladas con el comportamiento de las rocas (p.e. McClay y Ellis, 1987; Soto *et al.*, 2006; Fernández-Lozano *et al.*, 2008).

En este trabajo se han modelizado diferentes secciones de la corteza y la litosfera del centro de la Península Ibérica mediante la formulación numérica de los elementos finitos (Zienkiewicz y Taylor, 1994), para analizar la deformación de las distintas capas de la litosfera originada por las deformaciones cenozoicas (capítulo 5), el estado de esfuerzos activo (capítulo 6), así como la resistencia actual (capítulo 7). En la mayoría de los casos, las diferentes variables de la litosfera terrestre se resuelven en las tres dimensiones del espacio, de tal manera que sus descripciones implican el uso de cálculos tensoriales. Para disminuir las complicaciones que se originan en tales cálculos, es útil reducir el número de dimensiones consideradas en los modelos. Hay simplificaciones bien establecidas que permiten despreciar distintas componentes de los tensores (Engelder, 1993; Stüwe, 2002; Turcotte y Schubert,

2002). Los modelos descritos en los capítulos 5, 6 y 7 tienen una geometría 2D con deformación plana (apartado 3.3.1).

2.3. Formulación de un modelo matemático

Para resolver un modelo matemático es necesario formular una serie de ecuaciones que relacionan las variables incógnitas con funciones que recogen el efecto de cada parámetro. En el caso concreto de los problemas de mecánica se requiere que los esfuerzos y deformaciones verifiquen las siguientes relaciones: leyes de conservación (o ecuaciones de equilibrio), condiciones de compatibilidad, ecuaciones del comportamiento y las condiciones del contorno (Twiss y Moores, 1992; Ranalli, 1995; Ramsay y Lisle, 2000; Stüwe, 2002):

1. El movimiento de cada parte del modelo debe obedecer las *leyes de conservación* de la física. Para un caso mecánico, estas incluyen la conservación de la masa, la conservación del momento y la conservación del momento angular. La conservación de la masa implica que la materia ni se crea ni se destruye. Esta condición se satisface automáticamente si se asume una deformación a volumen constante y una densidad de masa homogénea. La conservación del momento, o segunda ley de Newton, establece que la fuerza neta $F^{(i)}$ de un sistema es igual a su masa m por su aceleración a:

$$[2.1] \qquad \Sigma_i F^{(i)} \equiv \frac{dp}{dt} = m\frac{dv}{dt} = ma$$

donde p es el momento del cuerpo, t el tiempo y v la velocidad. Por último, la conservación del momento angular requiere que el giro neto de un cuerpo sea igual a su momento de inercia multiplicado por su aceleración angular. La simetría del tensor de esfuerzo es una expresión de este requerimiento.

La relación vectorial [2.1] consiste en tres ecuaciones que describen las fuerzas de un cuerpo en las tres direcciones del espacio. En cada una de esas ecuaciones, se suman las fuerzas de superficie y de cuerpo y se igualan al producto de la masa por aceleración. Si se consideran las fuerzas por unidad de volumen, la ecuación [2.1] queda descrita como $fuerza / volumen = densidad \times aceleración$. El sumatorio de las fuerzas que actúa en la dirección x_1 de la figura 2.1:

$$
\begin{aligned}
&\left(\sigma_{11}+\frac{\partial\sigma_{11}}{\partial x_1}dx_1\right)dx_2dx_3-\sigma_{11}dx_2dx_3+\\
&\left(\sigma_{21}+\frac{\partial\sigma_{21}}{\partial x_2}dx_2\right)dx_1dx_3-\sigma_{21}dx_1dx_3+\\
&\left(\sigma_{31}+\frac{\partial\sigma_{31}}{\partial x_3}dx_3\right)dx_1dx_2-\sigma_{31}dx_1dx_2+\rho X_1dx_1dx_2dx_3=\rho\frac{\partial v_1}{\partial t}dx_1dx_2dx_3
\end{aligned}
\qquad [2.2]
$$

Cada grupo de dos términos describe una diferencia entre las fuerzas de superficie en una cara del cubo ($\sigma_{11}dx_2dx_3$) y en la cara opuesta $\left(\sigma_{11}+(\partial\sigma_{11}/\partial x_1)dx_1\right)dx_2dx_3)$. El término $\rho X_1dx_1dx_2dx_3$ describe la fuerza de cuerpo o volumen. Para las direcciones x_2 y x_3, se obtendrían ecuaciones análogas.

En algunos problemas geodinámicos, como los de propagación de ondas sísmicas, los esfuerzos cambian rápidamente y las aceleraciones $\partial v_i/\partial t$ juegan un papel importante. Sin embargo, en la mayoría de las situaciones las variaciones en la velocidad se producen a una escala de tiempo muy grande, y se puede asumir que la aceleración es insignificante. En este último caso, la segunda ley de Newton se reduce a la *ecuación de equilibrio*, que implica que la resultante de las fuerzas en cualquier dirección sea cero. La ecuación [2.2] quedaría como:

$$
\frac{\partial\sigma_{11}}{\partial x_1}+\frac{\partial\sigma_{21}}{\partial x_2}+\frac{\partial\sigma_{31}}{\partial x_3}+\rho X_1=0 \qquad [2.3]
$$

En las direcciones x_2 y x_3:

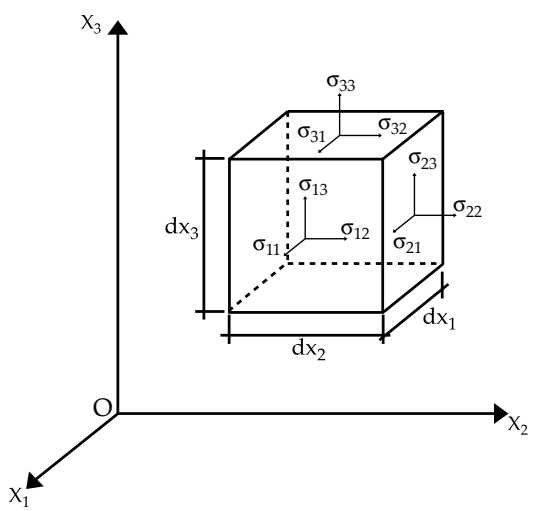


Figura 2.1. *Componentes de esfuerzos sobre las tres caras de un paralelepípedo infinitesimal de volumen* $dx_1dx_2dx_3$ *(tomada de Ranalli, 1995).*

[2.4] $$\frac{\partial \sigma_{12}}{\partial x_1} + \frac{\partial \sigma_{22}}{\partial x_2} + \frac{\partial \sigma_{32}}{\partial x_3} + \rho X_2 = 0$$

[2.5] $$\frac{\partial \sigma_{13}}{\partial x_1} + \frac{\partial \sigma_{23}}{\partial x_2} + \frac{\partial \sigma_{33}}{\partial x_3} + \rho X_3 = 0$$

Los tres primeros términos de cada ecuación describen las fuerzas de superficie que actúan en las direcciones x_1, x_2 y x_3, mientras que el cuarto término corresponde a la fuerza de cuerpo o de volumen. Si g es la aceleración de la gravedad y x_3 es el eje vertical dirigido hacia arriba, las componentes de la fuerza de cuerpo son $X_3 = -g$, $X_1 = X_2 = 0$. Las ecuaciones de equilibrio [2.3], [2.4] y [2.5] son válidas para cualquier medio continuo, independientemente de sus propiedades reológicas, y constituyen la base del equilibrio mecánico (p.e. comportamiento isostático, apartado 3.4.1).

2. Para que un cuerpo mantenga su continuidad, es decir, para que no se creen huecos o solapamientos, las deformaciones en distintos puntos del mismo deben ser compatibles. Esto implica que las seis componentes del tensor de deformación no se pueden definir de manera arbitraria sino que deben verificar una serie de condiciones. Para que un tensor simétrico de segundo orden pueda ser un tensor de deformaciones, es decir, que sea integrable y que proceda de un campo de desplazamientos existente, es necesario que cumpla las *condiciones de compatibilidad*:

[2.6]
$$\frac{\partial^2 \varepsilon_{11}}{\partial x_2 \partial x_3} = \frac{\partial}{\partial x_1}\left(\frac{\partial \varepsilon_{23}}{\partial x_1} + \frac{\partial \varepsilon_{31}}{\partial x_2} + \frac{\partial \varepsilon_{12}}{\partial x_3} \right)$$

$$\frac{\partial^2 \varepsilon_{22}}{\partial x_3 \partial x_1} = \frac{\partial}{\partial x_2}\left(-\frac{\partial \varepsilon_{31}}{\partial x_2} + \frac{\partial \varepsilon_{12}}{\partial x_3} + \frac{\partial \varepsilon_{23}}{\partial x_1} \right)$$

$$\frac{\partial^2 \varepsilon_{33}}{\partial x_1 \partial x_2} = \frac{\partial}{\partial x_3}\left(-\frac{\partial \varepsilon_{12}}{\partial x_3} + \frac{\partial \varepsilon_{23}}{\partial x_1} + \frac{\partial \varepsilon_{31}}{\partial x_2} \right)$$

$$2\frac{\partial^2 \varepsilon_{12}}{\partial x_1 \partial x_2} = \frac{\partial^2 \varepsilon_{11}}{\partial x_2^2} + \frac{\partial^2 \varepsilon_{22}}{\partial x_1^2}$$

$$2\frac{\partial^2 \varepsilon_{23}}{\partial x_2 \partial x_3} = \frac{\partial^2 \varepsilon_{22}}{\partial x_3^2} + \frac{\partial^2 \varepsilon_{33}}{\partial x_2^2}$$

$$2\frac{\partial^2 \varepsilon_{13}}{\partial x_1 \partial x_3} = \frac{\partial^2 \varepsilon_{11}}{\partial x_3^2} + \frac{\partial^2 \varepsilon_{33}}{\partial x_1^2}$$

Puesto que los campos de esfuerzos y deformación están acoplados mediante las propiedades de los materiales, los esfuerzos también están sometidos a las reglas de compatibilidad.

3. Las *ecuaciones de comportamiento* expresan los esfuerzos en función de la deformación o de la velocidad de deformación, y sirven para caracterizar la reología elástica y/o viscosa de la litosfera. La deformación frágil describe el estado de esfuerzos en el que se produce la fracturación (apartado 3.3).

4. Al combinar estas relaciones se obtiene un conjunto de ecuaciones diferenciales cuya resolución requiere la integración de las mismas. Se puede obtener una solución concreta, si se especifican unas *condiciones de contorno*, es decir, unas restricciones específicas tanto en los límites del modelo (p.e. esfuerzos, deformaciones) como a través de él (p.e. fuerza de la gravedad). Aunque las ecuaciones de equilibrio y comportamiento son completamente neutras en cuanto a qué variables son independientes y cuáles dependientes, las condiciones de contorno permiten distinguir entre causa y efecto en un problema. De tal manera, que si se aplica un esfuerzo como condición de contorno, este será la causa del campo de desplazamientos o velocidades, y viceversa.

Para estudiar procesos geodinámicos tales como la formación de una cadena montañosa, además de analizar los aspectos relacionados con el movimiento, se deben incluir los efectos de la temperatura y la transferencia del calor. Estas variables adicionales requieren ecuaciones de comportamiento adicionales, además de leyes de equilibrio para la conservación de la energía (ver apartado 3.2).

2.4. El método de los elementos finitos

Las ecuaciones diferenciales descritas previamente se pueden resolver mediante técnicas numéricas que proporcionan soluciones aproximadas de la geometría del cuerpo y de la distribución de los esfuerzos al final de incrementos sucesivos de tiempo. De tal manera que mediante un conjunto de cambios incrementales se modeliza la evolución del sistema físico. Si los incrementos temporales no son muy grandes, se puede seguir el comportamiento complejo dependiente del tiempo de un sistema con una precisión razonable. El método numérico empleado en este trabajo, para resolver las ecuaciones diferenciales que reproducen diversos procesos geodinámicos del centro peninsular mediante la aplicación de unas condiciones de contorno específicas sobre la función o funciones incógnitas, ha sido el método de los elementos finitos (Zienkiewicz y Taylor, 1994; Álvarez Cabal y Benito Muñoz, 1997; Ramsay y Lisle, 2000; ANSYS, 2005).

El objetivo principal de un análisis de elementos finitos es examinar cómo se comporta un sistema físico continuo bajo unas condiciones de carga concreta. Esta técnica implica la subdivisión del cuerpo complejo con un número infinito de incógnitas en un mosaico de componentes individuales con un número finito de

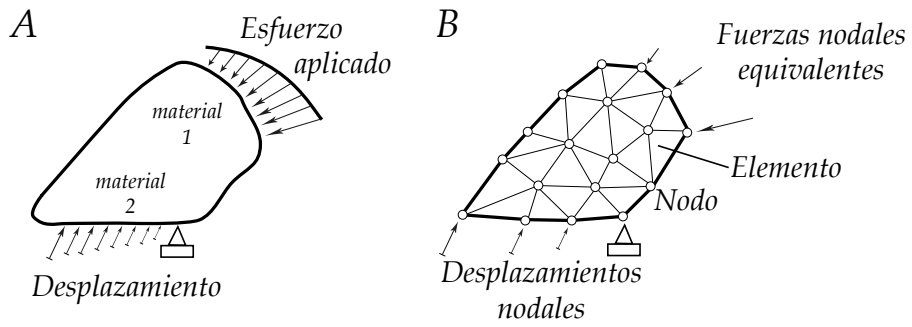


Figura 2.2. *Método de los elementos finitos. Un cuerpo (A) con una geometría y condiciones de contorno complejas para el que no se puede encontrar una solución exacta, se aproxima mediante un gran número de elementos unidos por los nodos y unas condiciones de contorno finitas (B) (tomada de Ramsay y Lisle, 2000).*

incógnitas (Fig. 2.2). Los componentes individuales, conocidos como *elementos*, tienen formas sencillas y en ellos se definen las propiedades del comportamiento. Así, en un problema bidimensional pueden tener una geometría lineal o superficial (triángulos y rectángulos), con aristas rectas o curvadas (Fig. 2.3). Los elementos están conectados en puntos concretos que se denominan *nodos*. Normalmente estos puntos de conexión se sitúan en los vértices de los elementos, aunque en algunos casos se sitúan además en sus aristas (Fig. 2.2-2.3). El conjunto de nodos y elementos constituye la *malla*, en la que no es necesario que los elementos tengan la misma forma ni el mismo tamaño (Fig. 2.4).

En los nodos se resuelven las incógnitas o variables fundamentales del problema (p.e. desplazamientos en un problema mecánico o temperaturas en uno térmico) y se aplican las cargas (p.e. desplazamientos, presiones, gravedad en un problema estructural o temperaturas, flujos de calor, generación interna de calor en uno térmico). Por ejemplo, un sistema bidimensional con infinitos grados de libertad se puede aproximar con otro sistema en el que los grados de libertad se igualan al doble

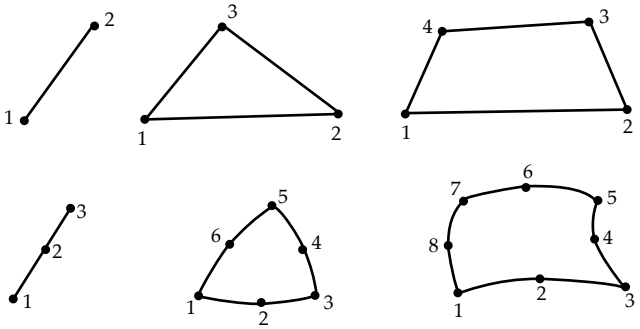


Figura 2.3. *Ejemplos de la forma y posición de los nodos de algunos elementos usados en análisis bidimensionales (tomada de Pande et al., 1990).*

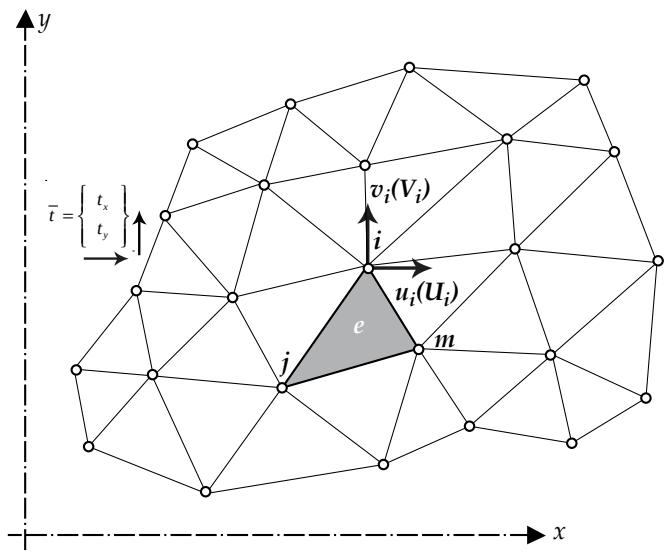


Figura 2.4. *Malla de elementos finitos (e) de un sistema bidimensional, sometida a una carga externa* $[\bar{t}]$*, y en la que cada nodo (i, j, m) tiene dos grados de libertad (V, U) (tomada de Zienkiewicz y Taylor, 1994).*

del número de nodos (Fig. 2.4). Puesto que sólo se dispone del valor de las cargas en los nodos situados en los límites del cuerpo, para determinar la deformación interna dentro de cada elemento se recurre a la rigidez del elemento que relaciona fuerzas y desplazamientos. Así, los elementos constituyen la representación matemática matricial de la matriz de rigidez de la interacción entre los grados de libertad de un conjunto de nodos.

Las cargas que actúan en los límites de un elemento se comparten con los elementos adyacentes mediante los nodos comunes. La condición de compatibilidad de las deformaciones, descrita en el apartado anterior, implica que las ecuaciones que describen la rigidez de cada uno de los elementos pueden unirse para definir las relaciones entre desplazamientos y fuerzas de todo el cuerpo. Esta relación se expresa como un conjunto de ecuaciones cuyos coeficientes constituyen la rigidez global. En estas ecuaciones se sustituyen las cargas conocidas en cuerpo para obtener las variables desconocidas. Los desplazamientos en cualquier punto del elemento se relacionan con los desplazamientos en los nodos mediante las funciones de forma. Finalmente, una vez que se conoce el campo de desplazamientos de cada elemento, se calculan las deformaciones, y con estas, usando las relaciones esfuerzo-deformación, se determinan los esfuerzos.

Las principales desventajas de este método son que requiere un esfuerzo considerable para preparar los datos de entrada y que consume mucho tiempo de ordenador. Cuanto más fina sea la malla, es decir menor el tamaño de los elementos y mayor el número de nodos, la solución se aproximará más a la exacta. Sin embargo, este hecho implica que se deben resolver un conjunto grande de ecuaciones simultáneas

para obtener la solución, cuyo número aumenta aún más si el problema no es lineal. Por tanto, el número total de elementos y nodos de un problema dependerá del grado de exactitud de los resultados, del coste de procesado y del esfuerzo en la preparación de los datos.

2.4.1. Formulación directa de los desplazamientos

El proceso de aproximar el comportamiento de un medio continuo mediante elementos finitos se conoce como *formulación de los desplazamientos*, porque se minimiza la energía potencial total del sistema en función de un campo de desplazamientos indicado. Si el campo de desplazamientos se define correctamente, se producirá la convergencia al resultado correcto. A continuación se describen los pasos para derivar las características de un elemento finito bidimensional con un comportamiento elástico lineal y en condiciones estáticas (Zienkiewicz y Taylor, 1994).

En un problema estático la ecuación de equilibrio general que resuelve los desplazamientos en función de las fuerzas aplicadas tiene la forma:

$$[2.7] \qquad [K][u]=[f]$$

donde $[K]$ es la matriz de rigidez global, $[u]$ es el vector de desplazamientos desconocidos y $[f]$ es el vector de fuerzas. Los corchetes hacen referencia a la forma matricial o vectorial de un parámetro.

1. El medio continuo se divide mediante líneas imaginarias en elementos finitos en los que se puede obtener su matriz de rigidez.

2. Los elementos están conectados mediante un número discreto de nodos situados en sus límites, sobre los que se materializan las incógnitas fundamentales del problema (en este caso los desplazamientos).

3. Se elige un conjunto de funciones (*funciones de forma del desplazamiento*) para interpolar los desplazamientos dentro de cada elemento finito en función de sus desplazamientos nodales (Fig. 2.5).

   Así, el vector desplazamiento $[u]$ en cualquier punto dentro del elemento finito e, definido por sus nodos i, j, m, ..., se puede aproximar como un vector $[\hat{u}]$:

$$[2.8] \qquad [u]\approx[\hat{u}]=\Sigma N_i a_i^e=\left[N_i,N_j,\ldots\right]\begin{bmatrix} a_i \\ a_j \\ \vdots \end{bmatrix}^e=[N][a]^e$$

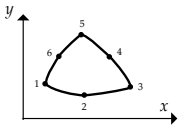
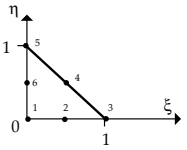
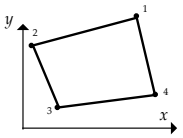
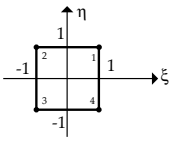
Elemento	Forma	Forma normalizada	Funciones de forma
1. Triángulo curvado de 6 nodos			$N_1 = 1-3(\xi+\eta)+2(\xi+\eta)^2$ $N_2 = 4\xi(1-\xi-\eta)$ $N_3 = \xi(2\xi-1)$ $N_4 = 4\xi\eta$ $N_5 = \eta(2\eta-1)$ $N_6 = 4\eta(1-\xi-\eta)$
2. Cuadrilátero de 4 nodos			$N_1 = \frac{(1+\xi)(1+\eta)}{4}$ $N_2 = \frac{(1-\xi)(1+\eta)}{4}$ $N_3 = \frac{(1-\xi)(1-\eta)}{4}$ $N_4 = \frac{(1+\xi)(1-\eta)}{4}$

Figura 2.5. *Funciones de forma de algunos elementos finitos bidimensionales (modificada de Pande et al., 1990).*

donde las componentes de $[N]$ son las funciones de forma que describen el comportamiento de los desplazamientos dentro del elemento, y $[a]^e$ representa los desplazamientos en los nodos.

4. Una vez conocidos los desplazamientos en todos los puntos de un elemento mediante [2.8], se pueden determinar las *deformaciones* $[\varepsilon]$:

$$[2.9] \qquad [\varepsilon] = [S][u] = [S][N][a] = [B][a]$$

donde $[S]$ es un operador de la deformación y $[B]$ la función de forma de la deformación.

Estas deformaciones, junto con las posibles deformaciones y esfuerzos iniciales, $[\varepsilon_0]$ y $[\sigma_0]$ respectivamente, y las propiedades constitutivas del material, definirán el estado de *esfuerzos* $[\sigma]$ a través del elemento y en sus límites. Asumiendo un comportamiento elástico lineal, la relación entre esfuerzos y deformaciones tendría la forma:

$$[2.10] \qquad [\sigma] = [D]([\varepsilon] - [\varepsilon_0]) + [\sigma_0]$$

donde $[D]$ es la matriz elástica que contiene las propiedades del material.

5. Para derivar la matriz de rigidez y el vector de fuerzas del elemento, se determina un sistema de *fuerzas nodales equivalentes* que equilibra los esfuerzos del contorno y las cargas distribuidas. El procedimiento, conocido como *Principio de los Trabajos Virtuales*, consiste en imponer

un desplazamiento arbitrario (virtual) en los nodos $[\delta a]^e$ que iguale el trabajo externo e interno realizado por las distintas fuerzas y esfuerzos durante el desplazamiento. Las ecuaciones [2.8] y [2.9] quedarían:

$$[2.11] \qquad [\delta u] = N[\delta a]^e \text{ y } [\delta \varepsilon] = [B][\delta a]^e$$

El trabajo externo realizado por las fuerzas nodales $[q]^e$ del elemento es:

$$[2.12] \qquad [\delta a]^{eT}[q]^e$$

donde el superíndice T hace referencia a la forma vectorial transpuesta.

El trabajo interno realizado por los esfuerzos y por las fuerzas distribuidas $[b]$ por unidad de volumen es:

$$[2.13] \qquad [\delta \varepsilon]^T[\sigma] - [\delta u]^T[b] = [\delta a]^T\left([B]^T[\sigma] - [N]^T[b]\right)$$

Igualando el trabajo externo y el interno, e integrando en el volumen del elemento V^e, se obtiene el siguiente enunciado generalmente válido para cualquier relación esfuerzo-deformación:

$$[2.14] \qquad [q]^e = \int_{V^e}[B]^T[\sigma]d(vol) - \int_{V^e}[N]^T[b]d(vol)$$

A partir de la relación lineal [2.10], la ecuación [2.14] se puede escribir como:

$$[2.15] \qquad [q]^e = [K]^e[a]^e + [f]^e$$

donde las fuerzas $[q]^e$ que actúan en los nodos de un elemento están definidas únicamente por fuerzas inducidas por los desplazamientos de sus nodos $[a]^e$, en función de la matriz de rigidez del elemento $[K]^e$, y por las fuerzas nodales $[f]^e$ que equilibran tanto las posibles cargas distribuidas como las posibles deformaciones iniciales sobre el elemento:

$$[2.16a] \qquad [K]^e = \int_{V^e}[B]^T[D][B]d(vol)$$

$$[2.16b] \qquad [f]^e = -\int_{V^e}[N]^T[b]d(vol) - \int_{V^e}[B]^T[D][\varepsilon_0]d(vol) + \int_{V^e}[B]^T[\sigma_0]d(vol)$$

En la última ecuación los tres términos representan las fuerzas originadas por las fuerzas de cuerpo, la deformación inicial y los esfuerzos iniciales respectivamente. Si el elemento tiene una arista A^e en el contorno del modelo sobre el que se aplica una carga externa distribuida $[\bar{t}]$ por unidad de área, a la ecuación [2.16b] habrá que añadir dicha carga:

$$[2.17] \qquad -\int_{A^e} [N]^T [\bar{t}]\, d(area)$$

Una vez que se han determinado los desplazamientos nodales, se pueden definir los esfuerzos o reacciones internas $[\sigma]^e$ en cualquier punto del elemento a partir de las relaciones [2.9] y [2.10]:

$$[2.18] \qquad [\sigma]^e = [D][B][a]^e - [D][\varepsilon_0]^e + [\sigma_0]^e$$

donde $[S]^e = [D][B]$ es la matriz de esfuerzos del elemento.

2.4.2. Generalización a todo el medio continuo

Después de dividir el medio continuo en elementos, hay que ensamblar la matriz de rigidez global y el vector de fuerza global. Puesto que dentro de cada elemento se han satisfecho las condiciones de equilibrio, solo hay que establecer las condiciones de equilibrio en los nodos para reconstruir el comportamiento de todo el sistema. Se sigue el mismo razonamiento utilizado en la sección previa, de tal manera que, cada componente de cualquier fuerza externa $[r]$ aplicada en un nodo i debe ser igual a la suma de las componentes de las fuerzas que proceden de los elementos que se conectan en dicho nodo. Una vez que todas las ecuaciones están ensambladas, se obtiene el siguiente sistema de ecuaciones algebraicas:

$$[2.19] \qquad [r] = [K][a] + [f]$$

donde:

$$[2.20a] \qquad [K] = \int_V [B]^T [D][B]\, dV$$

$$[2.20b] \qquad [f] = -\int_V [N]^T [b]\, dV - \int_A [N]^T [\bar{t}]\, dA - \int_V [B]^T [D][\varepsilon_0]\, dV + \int_V [B]^T [\sigma_0]\, dV$$

La matriz de rigidez global y el vector de fuerza global incluyen la suma de todos los elementos:

$$[2.21] \qquad [K]_{ij} = \Sigma [K]_{ij}^{e} \quad \text{y} \quad [f]_i = \Sigma [f]_i^{e}$$

y con ellos se puede encontrar la solución a las variables del sistema $[a]$ imponiendo las condiciones de contorno necesarias.

2.5. El programa de elementos finitos ANSYS

El programa de ordenador de elementos finitos utilizado en este trabajo ha sido ANSYS Swanson Analysis Systems IP, Inc., capaz de desarrollar análisis sencillos estáticos lineales a análisis complejos dinámicos nolineales, de diversas disciplinas (estructural, térmica, fluidos, electromagnetismo). Tiene distintas colecciones de funciones y rutinas para propósitos específicos conocidos como procesadores. Los procesadores más frecuentemente utilizados son (Arias Cuesta, 1997; ANSYS, 2005): (1) el preprocesador (PREP7), (2) el procesador solución (SOLUTION) y (3) el postprocesador general (POST1).

El *módulo preprocesador* (PREP7) contiene los comandos necesarios para construir el modelo de elementos finitos:

- definir los tipos de elementos y opciones
- definir las constantes reales de los elementos elegidos si son necesarias
- definir las propiedades de los materiales
- crear la geometría del modelo
- definir los controles del mallado
- mallar el objeto creado

El *módulo solución* (SOLUTION) tiene los comandos que permiten definir el tipo de análisis, aplicar las cargas al modelo, especificar las opciones de carga y resolver las ecuaciones para obtener la solución. En ANSYS, bajo el término cargas se incluyen tanto las condiciones de contorno como las funciones de carga aplicadas externa o internamente, agrupadas en las siguientes categorías:

- restricción de los grados de libertad: proporciona un valor concreto a los grados de libertad (desplazamientos y temperaturas, respectivamente en análisis estructural y térmico)
- fuerza: carga concentrada en un nodo (fuerza y flujo de calor, respectivamente en análisis estructural y térmico)

- carga superficial: carga distribuida sobre una superficie (presiones y convecciones, respectivamente en análisis estructural y térmico)
- carga de cuerpo: carga distribuida en un volumen (temperatura que producen dilatación térmica y generación interna de calor, respectivamente en análisis estructural y térmico)
- carga de inercia: carga atribuida a la inercia (masa) de un cuerpo (aceleración de la gravedad)
- carga de campo-acoplado: los resultados de un análisis se emplean como cargas de otro.

El tipo de cargas empleadas dependerá del problema físico que se desee resolver. Por ejemplo, (a) para problemas estructurales se pueden definir desplazamientos, fuerzas, presiones, temperaturas para expansión térmica o gravedad, mientras que (b) para problemas de transferencia de calor se pueden aplicar temperaturas, flujos de calor, superficies de convección o generación interna de calor.

Al realizar un análisis de elementos finitos, puede haber diversas fuentes de error que conduzcan a unos resultados incorrectos y que, por tanto, deberán ser corregidas antes de obtener la solución. Estas incluyen (Moaveni, 1999):

- La entrada errónea de datos tales como las propiedades físicas y dimensiones. Este error puede ser corregido listando y verificando las propiedades físicas y las coordenadas de nodos antes de continuar con el análisis.
- La selección inadecuadamente del tipo de elemento. Es necesario comprender las limitaciones de cada tipo de elemento y el tipo de problema al cuál se aplica.
- El tamaño y la forma pobres de los elementos de la malla. Una forma y tamaño inadecuados influirán en la precisión de los resultados.
- La selección de condiciones de contorno y cargas erróneas. Éste es uno de los pasos más complicados puesto que implica estimar los valores apropiados para el modelo.

Después de construir el modelo de elementos finitos, aplicar las cargas y corregir los posibles errores, se resuelve el conjunto de ecuaciones algebraicas lineales o nolineales simultáneamente. Los resultados se agrupan en dos categorías, primarios y derivados. Los resultados primarios consisten en la solución de los grados de libertad en los nodos, tales como desplazamientos en problemas estructurales o temperaturas en problemas térmicos. Los resultados derivados proceden de los resultados primarios y se calculan en los elementos, como los esfuerzos y deformaciones en un análisis estructural o gradientes y flujos térmicos en uno térmico.

Por último, el *módulo postprocesador general* (POST1) contiene los comandos que permiten mostrar y listar los resultados primarios y derivados para revisarlos e interpretarlos:

- representar los resultados mediante geometrías deformadas, gráficos de contorno, gráficos vectoriales, gráficos de líneas
- realizar animaciones de los resultados
- listar los resultados
- realizar operaciones matemáticas para calcular otros resultados significativos

Posiblemente éste sea el paso más importante del análisis puesto que se debe entender cómo han afectado las cargas aplicadas al modelo de elementos finitos. El contraste con observaciones, permitirá verificar la validez de los resultados obtenidos.

Capítulo 3

Reología de la litosfera

3.1. Introducción

El interior de la Tierra está formado por una serie de capas definidas a partir de variaciones en la composición (p.e. corteza, manto, núcleo) o de variaciones mecánicas/reológicas (p.e. litosfera, astenosfera). La reología es la ciencia que describe el comportamiento de deformación de los materiales, es decir, minerales y rocas en la rama de la geología. Desde un punto de vista reológico, la *litosfera* es la capa sólida más externa y engloba a la *corteza* y a parte del *manto*. Sus propiedades físicas se pueden obtener a partir de (Schön, 2004): a) experimentos de comportamiento de minerales y rocas en laboratorio; b) estudios geofísicos tales como sísmica de refracción o tomografía sísmica; c) información petrológica y geoquímica de afloramientos superficiales, rocas volcánicas e intrusivas derivadas de la fusión del manto, rocas mantélicas y metamórficas de alto grado emplazadas tectónicamente y preservadas en cinturones orogénicos, o xenolitos de la corteza inferior y del manto.

La *corteza* es la capa más externa con una composición que resulta de los fundidos parciales del manto altamente diferenciados. Tiene un espesor promedio que oscila entre ~5-30 km, dependiendo de su naturaleza oceánica o continental (Stüwe, 2002; Turcotte y Schubert, 2002). La *corteza continental* puede alcanzar los 80 km en zonas engrosadas y está compuesta fundamentalmente por dos niveles: la corteza superior y la corteza inferior. La corteza superior tiene un espesor de 20-25 km, una densidad de 2.500-2.700 kg m^{-3}, y las litologías predominantes son los

granitos, granodioritas y sus equivalentes metamórficos, aunque en la parte más superficial puede tener una delgada cobertera de rocas sedimentarias. La corteza inferior tiene una composición principalmente máfica, que a esas temperaturas y profundidades implica la presencia de rocas granulíticas, o sus equivalentes de alta presión y alta temperatura, eclogíticas o anfibolíticas. La densidad de esta capa inferior es de 2.800-3.100 kg m^{-3}. En la base de la corteza la velocidad de las ondas sísmicas p aumenta debido al incremento en la densidad de las rocas. Este horizonte, conocido como discontinuidad de Mohorovičić, representa el límite composicional entre corteza y manto.

El *manto litosférico* está constituido principalmente por rocas ultramáficas (peridotitas) y en las zonas continentales alcanza los 100-250 km de profundidad (Stüwe, 2002; Turcotte y Schubert, 2002). El manto litosférico subcontinental suele tener la misma edad que la corteza suprayacente, y existe una relación entre el eón geológico en el que se estabiliza y su composición media, desde mantos arcaicos de baja densidad (3.310 kg m^{-3}) empobrecidos en minerales ricos en Mg, hasta mantos fanerozoicos más densos (3.370 kg m^{-3}) y enriquecidos en volátiles (O'Reilly *et al.*, 2001).

Existen diversas definiciones respecto al concepto de la *litosfera* (O'Reilly *et al.*, 2001): desde un punto de vista mecánico, representa una zona rígida; desde un punto de vista térmico, es una capa límite térmica; desde un punto de vista geoquímico, constituye un residuo de la fusión parcial de la astenosfera químicamente empobrecida; y desde un punto de vista sismológico, su base coincide con el techo de una zona de baja velocidad. La *litosfera mecánica* es la capa externa de la Tierra en la que se pueden transmitir esfuerzos a escala temporal geológica (McKenzie, 1967). Aunque Cochran (1982) proporciona una definición mecánica algo diferente: espesor de la litosfera continental que está en equilibrio isostático con las dorsales medio-oceánicas. La *litosfera térmica* es la parte de la Tierra en la que la energía térmica se transfiere en gran parte por conducción de calor (Stüwe, 2002). La definición térmica englobaría la mecánica porque muchas propiedades mecánicas de las rocas dependen de la relación entre su temperatura y su temperatura de fusión. La base de la litosfera se sitúa sobre el manto más débil de la *astenosfera*. Este límite reológico está representado por una isoterma característica (1.100-1.330 ºC) en la que las rocas del manto se aproximan a su temperatura *solidus* (p.e. Parsons y Sclater, 1977; Pollack y Chapman, 1977). A mayor temperatura, el material mantélico comienza a fluir rápidamente a escalas de tiempo geológicas y cualquier gradiente de temperatura será eliminado por convección. Las deformaciones que se producen en el límite litosfera-astenosfera influyen en los procesos de subsidencia y levantamiento de la zona reológica más superficial. Las litosferas continentales térmicamente estables tienen un espesor de 100-200 km (Pollack y Chapman, 1977).

Las rocas por encima de la isoterma característica están lo suficientemente frías como para comportarse de manera rígida. Esta capacidad tiene importantes aplicaciones en los mecanismos motrices de las placas tectónicas: puede explicar la

curvatura elástica de la litosfera cuando está sometida a cargas verticales (apartado 3.4.1), y permite que los esfuerzos elásticos se transmitan desde los bordes de las placas hacia su interior (apartado 3.4.2). Sin embargo, a escalas de tiempo geológicas (10^7 años) la litosfera parece comportarse más como una lámina viscosa que como una guía de esfuerzos rígidos. Los perfiles de resistencia de la litosfera continental con la profundidad (apartado 3.4.3) indican que puede existir una zona débil en la corteza inferior que separe la corteza superior y el manto superior frágiles, creando una estructura tipo *jelly sandwich* (sándwich de gelatina) (Brace y Kohlstedt, 1980; Ranalli y Murphy, 1987; Kohlstedt *et al.*, 1995; Burov y Diament, 1995). En estas zonas débiles, los procesos de *creep*, o fluencia lenta, relajan los esfuerzos y, aunque mantienen la coherencia de la litosfera, no son efectivas para transmitir esfuerzos elásticos. Solo los sectores suficientemente rígidos, englobados bajo el concepto de *litosfera elástica*, almacenan los esfuerzos elásticos. Debido a esta zonación reológica, la mayor parte de la litosfera es asísmica y solo en la parte frágil superior se puede desarrollar una actividad sísmica importante. Hay una segunda capa más profunda y resistente en la parte mantélica de la litosfera continental donde ocasionalmente se producen terremotos (Chen y Molnar, 1983). Ambas constituyen la *litosfera sismogenética*.

En este capítulo se describen las bases de las propiedades físicas de la litosfera continental necesarias para realizar las simulaciones numéricas del centro peninsular. En el apartado 3.2, se recogen los conceptos relacionados con la génesis y transporte de calor; en el apartado 3.3 los tipos principales de comportamiento mecánico; y en el apartado 3.4 los siguientes aspectos relacionados directamente con la reología litosférica: comportamiento isostático, magnitudes de esfuerzo y perfiles de resistencia.

3.2. Calor y temperatura

La pérdida de calor desde el interior de la Tierra es la fuente de energía responsable de los cambios que experimenta la litosfera y de sus desplazamientos dentro del marco de la tectónica de placas. Este hecho, unido a que la temperatura condiciona el comportamiento reológico de las rocas, hace necesario que se deba conocer previamente la estructura térmica de la litosfera para poder analizar sus procesos mecánicos. El calor del interior terrestre se origina principalmente por la desintegración de isótopos radiactivos, y por el enfriamiento de la Tierra. El transporte de la energía térmica hasta la superficie se realiza fundamentalmente de dos modos diferentes: por conducción y por convección.

La transferencia de calor conductivo se produce por difusión de la energía cinética a través de las colisiones moleculares, en un medio en el que hay variaciones espaciales de temperatura. En cambio, el transporte de calor por convección se realiza

mediante el propio movimiento del medio. En la litosfera predominan los procesos de conducción del calor radiactivo y del calor procedente del manto. Mientras que en la astenosfera, el proceso dominante es la convección.

A continuación, se describen los principios que rigen la transferencia de calor en la litosfera continental (conducción y producción de calor radiactivo) y los aspectos relacionados con el cálculo de geotermas continentales (Beardsmore y Cull, 2001; Stüwe, 2002; Turcotte y Schubert, 2002).

3.2.1. Conducción del calor

La relación básica para el transporte de calor por conducción es la *primera ley de Fourier de conducción de calor*. Establece que el flujo de calor q (W m^{-2}) es directamente proporcional al gradiente de temperatura dT/dy (K m^{-1}):

$$[3.1] \qquad q = -k\frac{dT}{dy}$$

donde T es la temperatura absoluta (K), y es la profundidad o la coordenada espacial (m), y k es la conductividad térmica o la constante de proporcionalidad (W m^{-1} K^{-1}) (Fig. 3.1). Esta ecuación permite determinar el flujo de calor en superficie a partir del gradiente térmico estimado en cuevas, minas o sondeos, y de la conductividad térmica de las rocas, determinada en laboratorio.

El *equilibrio energético térmico* se describe mediante la *segunda ley de Fourier*, que establece que la variación de temperatura de una roca en el tiempo $\partial T / \partial t$ es proporcional a la variación de su contenido de calor $\partial q / \partial y$:

$$[3.2] \qquad \rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial y}$$

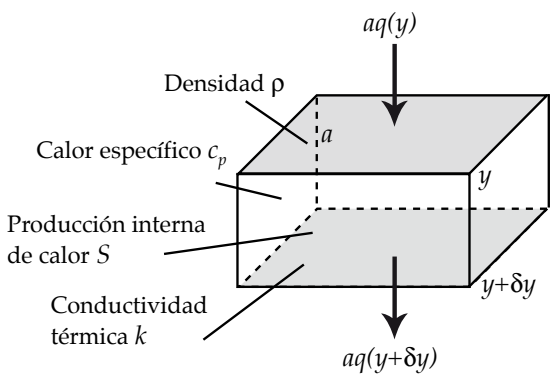


Figura 3.1. *Flujo de calor q a través de un volumen de roca de espesor δy, sección a, densidad ρ, calor específico c_p, conductividad térmica k y producción interna de calor S. El calor se conduce solamente a través de las caras sombreadas (perfectamente 1D) (tomada de Allen y Allen, 2005).*

donde t es el tiempo (s), ρ la densidad (kg m^{-3}), c_p el calor específico (J kg^{-1} K^{-1}), y $\partial q = q_{out} - q_{in}$ es la diferencia entre el flujo de calor que entra y sale de un medio. El contenido de calor volumétrico H (J m^{-3}) se define como $H = T\rho c_p$.

Sustituyendo la ley de Fourier de conducción de calor [3.1] en la de equilibrio energético [3.2] se obtiene la *ecuación de difusión o de conducción de calor*, que es fundamental para entender el transporte de calor en la litosfera:

$$[3.3] \qquad \rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial\left(k\dfrac{\partial T}{\partial y}\right)}{\partial y}$$

Si la conductividad térmica es independiente de la profundidad:

$$[3.4] \qquad \rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} = k\frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \quad \text{ó} \quad \frac{\partial T}{\partial t} = \kappa\frac{\partial^2 T}{\partial y^2}$$

donde $\kappa = k/\left(\rho c_p\right)$ es la difusividad térmica (m^2 s^{-1}). Según la ecuación [3.4], la tasa de variación de la temperatura es proporcional a la curvatura espacial del perfil de temperatura. Puesto que la ecuación de difusión contiene un equilibrio energético, no se puede ganar o perder energía por el proceso de difusión. Por tanto, si una roca se enfría por conducción, lo hace perdiendo calor en los límites del modelo, no por la propia conducción.

Puesto que la derivada [3.4] es lineal, la conducción de calor en tres direcciones del espacio será la suma de la conducción de calor en las componentes individuales direccionales:

$$[3.5] \qquad \frac{\partial T}{\partial t} = \kappa\left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}\right)$$

Hay situaciones en las que no interesa conocer la variación temporal de la temperatura sino el perfil de la temperatura en su estado estable: $\partial T/\partial t = 0$. Al hacer esta suposición, se obtiene la *ecuación de Laplace*:

$$[3.6] \qquad \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = 0$$

Esta ecuación es extremadamente importante para resolver problemas geológicos tales como el cálculo de geotermas estables (apartado 3.2.3).

3.2.2. Producción de calor

La tasa de variación de temperatura debido a la producción de calor se puede describir como:

$$[3.7] \qquad \frac{dT}{dt} = \frac{S}{\rho c_p}$$

donde S es la tasa volumétrica de producción de calor (W m^{-3}). Si $S > 0$, se produce calor y las rocas aumentan su temperatura.

Se puede completar la ecuación del equilibrio energético térmico [3.4] incluyendo la producción de calor (Fig. 3.1):

$$[3.8] \qquad \frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{S}{\rho c_p}$$

La producción de calor tiene tres contribuciones: el calor radiactivo, el calor mecánico, y el calor químico. El calor radiactivo se produce durante la desintegración de los isótopos ^{235}U y ^{238}U de uranio, ^{232}Th de torio y ^{40}K de potasio en la corteza y manto. El calor mecánico (o por fricción o por cizalla) se origina a partir de la energía utilizada para deformar las rocas. Por último, el calor químico está relacionado con reacciones químicas exotérmicas.

La producción de calor radiactivo es la que contribuye de manera más importante al volumen de calor de la corteza. Los isótopos radiactivos tienden a concentrarse en la corteza superior, porque son muy ligeros, como el potasio, o porque son elementos incompatibles que se incorporan a los fluidos graníticos, como el uranio y torio. Sin embargo, su distribución vertical es extremadamente variable. Se puede considerar que la producción de calor radiactivo disminuye de manera exponencial con la profundidad:

$$[3.9] \qquad S_{(z)} = S_0 e^{\left(\frac{-y}{h_r}\right)}$$

donde h_r es la profundidad de disminución gradual característica de la producción de calor. De tal manera que en $y = h_r$, la producción de calor es $1/e$ de la producción de calor en superficie S_0. Al sustituir esta ecuación en la del equilibrio energético [3.8] y realizar la integración correspondiente, se obtiene la siguiente relación lineal entre flujo y producción de calor superficial (Roy *et al.*, 1968; Lachenbruch, 1968, 1970):

$$[3.10] \qquad q_s = q_m + q_{rad} = q_m + h_r S_0$$

donde q_s es el flujo de calor superficial, q_m el flujo de calor residual mantélico y q_{rad} el flujo de calor radiactivo.

3.2.3. Geotermas continentales

La *geoterma* es la función que describe la temperatura en la litosfera en función de la profundidad. Si se asume que $\partial T/\partial t = 0$ en la ecuación del equilibrio térmico [3.8] se obtiene:

$$[3.11] \qquad k\frac{d^2T}{dy^2} = -S$$

La integración de esta ecuación es la base para obtener diferentes soluciones analíticas de *geotermas estables* de la litosfera continental en función de las condiciones de contorno impuestas en los límites (temperatura o flujo de calor) (Fig. 3.2). Estas geotermas se forman por equilibrio térmico de la litosfera y se encuentran en regiones que han tenido al menos 100 M.a. para equilibrarse y que no han cambiado de espesor en ese tiempo. Sin embargo, el cálculo de geotermas estables en orógenos puede ayudar a estimar unas temperaturas potenciales, máxima y mínima (Sandiford y Powell, 1990).

En los capítulos 5 y 7 se ha calculado la solución numérica de la geoterma estable de la litosfera Ibérica mediante el método de los elementos finitos. Las

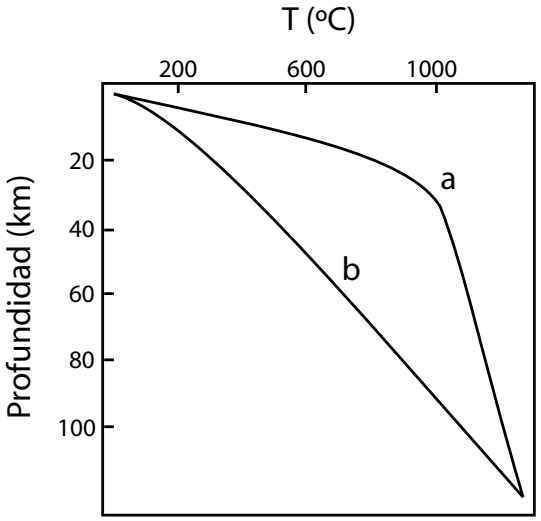


Figura 3.2. *Ejemplos de geotermas continentales calculadas fijando como condición de contorno la temperatura en la base de la litosfera a un valor de* $T_l = 1.280$ *ºC. La geoterma a está calculada asumiendo una producción de calor constante en la corteza y sin producción de calor en el manto. La geoterma b está calculada para una disminución exponencial de calor radiactivo (*$h_r = 10$ *km). Se asume además que* $y_{corteza} = 35$ *km,* $S_0 = 3{\cdot}10^{-6}$ *W m*$^{-3}$ *y* $k = 2$ *J s*$^{-1}$ *m*$^{-1}$ *K*$^{-1}$ *(tomada de Stüwe, 2002).*

secciones litosféricas se han definido térmicamente para describir las temperaturas planteando como condición de contorno que a una profundidad basal de $y = y_l$ la $T = T_l$.

3.3. Modelos de comportamiento mecánico

A escala macroscópica, las rocas se pueden describir como un medio continuo en el que se promedian las heterogeneidades y anisotropías asociadas a su naturaleza policristalina. Para analizar su comportamiento mecánico, se utilizan una serie de reglas matemáticas, conocidas como *leyes de deformación, de flujo* o *constitutivas*, que relacionan los esfuerzos con las deformaciones. A escalas de tiempo geológico y de dimensión litosférica, los dos mecanismos de deformación principales son la *deformación elástica* y la *deformación viscosa*. Ambos son necesarios para comprender aspectos tales como la resistencia de la litosfera, su equilibrio flexural, o su deformación como respuesta a las fuerzas a las que está sometida mediante relaciones de equilibrio mecánico.

Por otro lado, existen una serie de relaciones que describen el estado de esfuerzos en el que se produce la deformación permanente del material, bajo niveles de esfuerzo alto o temperaturas próximas al *solidus*, sin especificar su deformación o tasa de deformación. Así la *deformación frágil* y la *deformación plástica* proporcionan respectivamente los esfuerzos en los que se produce la fracturación y la deformación permanente sin fracturación. Los esfuerzos límites en los que se originan estos procesos constituyen la resistencia del material. Puesto que estos mecanismos no relacionan esfuerzos con deformaciones, no constituyen leyes de flujo (Twiss y Moores, 1992).

A menudo, la deformación viscosa se denomina también como *dúctil*. Esta terminología puede ser confusa ya que también se suele emplear para describir mecanismos plásticos en los que se produce la deformación permanente del material sin fracturación. Sin embargo, se mantendrá su uso puesto que está muy arraigado en las descripciones de la resistencia de la litosfera.

Una de las principales razones para estudiar el comportamiento mecánico de las rocas es que constituye la base para formular descripciones dinámicas de la litosfera. Si estos modelos reproducen las características observadas de manera precisa y fiable, permitirán interpretar los procesos tectónicos a gran escala y las condiciones naturales de deformación. En este apartado se describen los aspectos teóricos principales sobre los modelos de comportamiento empleados en este trabajo: elástico, viscoso, frágil y plástico (Jaeger y Cook, 1969; Twiss y Moores, 1992; Engelder, 1993; Ranalli, 1995; Stüwe, 2002; Turcotte y Schubert, 2002). Concretamente, en el capítulo 5 se ha modelizado el comportamiento viscoso de la

litosfera del interior de Iberia durante el Cenozoico; en el capítulo 6 se ha estudiado el comportamiento elástico actual en el centro peninsular; y en el capítulo 7 se ha estimado la resistencia frágil y viscosa intraplaca, y se han analizado las condiciones actuales de deformación utilizando el comportamiento plástico.

3.3.1. Deformación elástica

La deformación elástica se caracteriza por una proporcionalidad entre el esfuerzo total σ y la deformación ε. Al aplicar una fuerza, las rocas o sólidos se deforman de manera finita, y cuando esa fuerza se elimina, recuperan su forma original. El comportamiento elástico se produce a temperaturas y presiones bajas con tasas de deformación altas, y procede de las fuerzas interatómicas de atracción y repulsión que mantienen cada átomo en su posición de la red. La litosfera es capaz de transmitir esfuerzos a lo largo de grandes distancias, y una manera de determinar estos estados de esfuerzos es precisamente a través de su comportamiento elástico.

En materiales isótropos, aproximación utilizada normalmente para la corteza y el manto, y estados de esfuerzo triaxiales, las ecuaciones generales de la elasticidad son:

$$[3.12] \qquad \varepsilon_1 = \frac{1}{E}\sigma_1 - \frac{\nu}{E}\sigma_2 - \frac{\nu}{E}\sigma_3$$

$$[3.13] \qquad \varepsilon_2 = -\frac{\nu}{E}\sigma_1 + \frac{1}{E}\sigma_2 - \frac{\nu}{E}\sigma_3$$

$$[3.14] \qquad \varepsilon_3 = -\frac{\nu}{E}\sigma_1 - \frac{\nu}{E}\sigma_2 + \frac{1}{E}\sigma_3$$

ε_1, ε_2, ε_3 son los ejes principales de deformación, y σ_1, σ_2, σ_3 los ejes principales de esfuerzo. La magnitud de la deformación elástica paralela al esfuerzo aplicado es inversamente proporcional a la constante E, conocida como módulo de Young (Pa). En las otras dos direcciones, hay que incluir una constante elástica adimensional, el coeficiente de Poisson ν, que describe la relación existente entre las deformaciones perpendiculares a las cargas aplicadas y las deformaciones paralelas a dichas cargas.

Las ecuaciones [3.12] a [3.14] también se pueden escribir de forma inversa como:

$$[3.15] \qquad \sigma_1 = (\lambda + 2G)\varepsilon_1 + \lambda\varepsilon_2 + \lambda\varepsilon_3$$

$$[3.16] \qquad \sigma_2 = \lambda\varepsilon_1 + (\lambda + 2G)\varepsilon_2 + \lambda\varepsilon_3$$

$$[3.17] \qquad \sigma_3 = \lambda\varepsilon_1 + \lambda\varepsilon_2 + (\lambda + 2G)\varepsilon_3$$

donde las propiedades del material λ y el módulo de rigidez G son los parámetros de Lamé.

Desde un punto de vista geológico, las deformaciones y esfuerzos compresivos son tratados como positivos, y las deformaciones y esfuerzos extensionales como negativos. Sin embargo, en los modelos numéricos de los capítulos 5, 6 y 7 se utilizará la convención de signos adoptada en las distintas ramas de la ingeniería, donde las compresiones se consideran negativas.

Deformación uniaxial

En un estado de deformación uniaxial, únicamente una de las deformaciones principales es distinta de cero (Fig. 3.3). Si $\varepsilon_2 = \varepsilon_3 = 0$, las ecuaciones [3.12] a [3.14] quedan como:

$$[3.18] \qquad \sigma_1 = \frac{(1-\nu)E\varepsilon_1}{(1+\nu)(1-2\nu)}$$

$$[3.19] \qquad \sigma_2 = \sigma_3 = \frac{\nu}{(1-\nu)}\sigma_1$$

y las ecuaciones [3.15] a [3.17] como:

$$[3.20] \qquad \sigma_1 = (\lambda + 2G)\varepsilon_1$$

$$[3.21] \qquad \sigma_2 = \sigma_3 = \lambda\varepsilon_1 = \frac{\lambda}{(\lambda + 2G)}\sigma_1$$

En deformación uniaxial, se pueden establecer las siguientes relaciones entre los distintos parámetros elásticos:

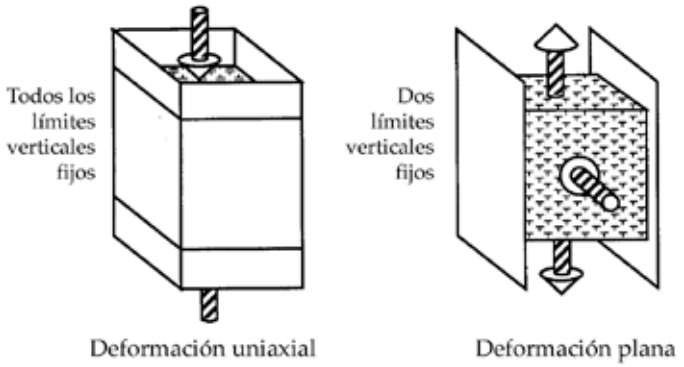


Figura 3.3. *Modelos de deformación uniaxial y deformación plana (tomada de Engelder, 1993).*

[3.22] $$\nu = \frac{\lambda}{2(\lambda + G)}$$

[3.23] $$E = \frac{G(3\lambda + 2G)}{(\lambda + G)}$$

[3.24] $$G = \frac{E}{2(1+\nu)}$$

[3.25] $$\lambda = \frac{E\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)}$$

Deformación plana

Esta aproximación asume que la deformación es bidimensional, no existiendo desplazamientos ni deformaciones perpendiculares al plano considerado, y que los esfuerzos son tridimensionales, de tal manera que los esfuerzos perpendiculares al plano no son constantes (Fig. 3.3). Si $\varepsilon_3 = 0$, [3.12] a [3.14] se reducen a:

[3.26] $$\sigma_1 = (\lambda + 2G)\varepsilon_1 + \lambda\varepsilon_2$$

[3.27] $$\sigma_2 = \lambda\varepsilon_1 + (\lambda + 2G)\varepsilon_2$$

[3.28] $$\sigma_3 = \lambda\varepsilon_1 + \lambda\varepsilon_2$$

A partir de la ecuación [3.14]:

[3.29] $$\sigma_3 = \nu(\sigma_1 + \sigma_2)$$

Esta puede ser utilizada junto con las ecuaciones [3.12] a [3.13] para describir:

[3.30] $$\varepsilon_1 = \frac{(1+\nu)}{E}\{\sigma_1(1-\nu) - \nu\sigma_2\}$$

[3.31] $$\varepsilon_2 = \frac{(1+\nu)}{E}\{\sigma_2(1-\nu) - \nu\sigma_1\}$$

Esfuerzo isótropo

Si todos los esfuerzos principales son iguales, el estado de esfuerzos es isótropo, y los esfuerzos principales son iguales a una presión:

[3.32] $$\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 \equiv p$$

Cada una de las componentes de deformación principal es igual a un tercio de la dilatación Δ o cambio fraccional de volumen:

[3.33] $$\varepsilon_1 = \varepsilon_2 = \varepsilon_3 = 1/3\Delta$$

Esfuerzos térmicos

Hasta ahora se ha asumido que las deformaciones están asociadas exclusivamente a los esfuerzos. Sin embargo, cuando hay variaciones de temperatura ΔT también se modifica el volumen de las rocas. Las deformaciones térmicas se obtienen mediante las siguientes relaciones:

[3.34] $$\varepsilon_1 = \varepsilon_2 = \varepsilon_3 = -\frac{1}{3}\alpha_v \Delta T$$

[3.35] $$\varepsilon_1 = \varepsilon_2 = \varepsilon_3 = -\alpha_l \Delta T$$

donde α_v, o coeficiente volumétrico de expansión térmica (K^{-1}), es el cambio de volumen al variar la temperatura siendo la presión constante, y α_l es el coeficiente lineal de expansión térmica (K^{-1}), que proporciona el cambio de deformación en el material por cada grado de cambio de temperatura. Para determinar la deformación total de un cuerpo hay que añadir las ecuaciones [3.34] ó [3.35] a las ecuaciones [3.12] a [3.14].

3.3.2. Deformación viscosa

La deformación viscosa se caracteriza por una proporcionalidad entre esfuerzo de cizalla τ y tasa de deformación $\dot{\varepsilon}$. Los materiales viscosos fluyen cuando se les aplica una fuerza pero no recuperan su configuración indeformada cuando la fuerza se elimina. Este comportamiento se activa térmicamente, es decir, hay que superar una barrera energética. Cuando la temperatura representa una fracción significativa de la temperatura de fusión, algunos átomos y dislocaciones tienen suficiente energía para comenzar a ser lo suficientemente móviles y producir una deformación lenta y constante, o *creep*. El comportamiento fluido del manto es responsable entre otros procesos de la convección mantélica, de la tectónica de placas y de la estructura térmica de la Tierra.

El *creep* se produce mediante distintos tipos de mecanismos que dependen principalmente de las condiciones de presión y temperatura, p.e. difusión, dislocación,

disolución. Si los esfuerzos son bajos, se produce el *creep de Herring-Nabarro* o *creep por difusión*, que supone la difusión de los átomos en el interior de los cristales a través de las vacancias. Este proceso también puede desencadenarse a lo largo de los bordes de grano, y se conoce como *creep de Coble*. La difusión se caracteriza por una relación lineal entre τ y $\dot{\varepsilon}$ mediante el coeficiente de viscosidad dinámica η (Pas), y los sólidos se denominan como *fluidos newtonianos*. Si los esfuerzos son más elevados, predomina el *creep por dislocación*. El movimiento de dislocaciones en la estructura cristalina produce un comportamiento *fluido no-lineal* o *no-newtoniano*. Por último, a temperaturas y presiones relativamente bajas, se puede desarrollar el *creep por disolución por presión*. Este mecanismo implica la presencia de una película fluida intergranular procedente de la disolución de bordes de granos en zonas de alta presión y desde la que se produce la precipitación mineral en zonas de baja presión. A continuación se describe más en detalle el *creep* por dislocación, puesto que se ha utilizado para caracterizar la litosfera Ibérica en los capítulos 5 y 7.

Creep por dislocación

Mediante el *creep* por dislocación, las rocas se deforman más rápidamente que un fluido newtoniano, siguiendo una *ley potencial de esfuerzos*:

$$[3.36] \qquad \tau_{xx}^{n} = A_{eff}\dot{\varepsilon}_{xx} = -A_{eff}\dot{\varepsilon}_{yy}$$

donde las constantes del material son n, el exponente de la ley potencial, y A_{eff}, equivalente a la viscosidad η pero con unidades de Pa^n s. En analogía con un fluido newtoniano, es posible derivar una viscosidad efectiva η_{eff}:

$$[3.37] \qquad \eta_{eff} = \frac{\tau}{2\dot{\varepsilon}_{xx}} = \frac{1}{2}A_{eff}^{-1/n} \times \dot{\varepsilon}_{xx}^{((1/n)-1)} = \frac{RTb^{*2}G^2}{24V_aD_0}\frac{1}{\tau_{xx}^2}e^{\left(\frac{E_a+pV_a}{RT}\right)}$$

donde el factor 2 resulta de la definición de tasa de deformación que generalmente se utiliza en Geodinámica, R es la constante de Boltzmann o constante de gas universal (8.314510 J mol^{-1} K^{-1}), T es la temperatura absoluta (K), b^* la magnitud del vector de Burgers (m) para las dislocaciones, G el módulo de cizalla (apartado 3.3.1), V_a es el volumen de activación por mol (m^3 mol^{-1}), D_0 es el factor de frecuencia (m^2 s^{-1}) del coeficiente de difusión de los átomos, E_a es la energía de activación por mol (J mol^{-1}) y p es la presión (Pa). El término $E_a + pV_a$ se corresponde con la energía de activación Q (J mol^{-1}). En la ecuación, el esfuerzo de cizalla máximo τ_{max} es equivalente al esfuerzo diferencial $\sigma_d = \sigma_1 - \sigma_3$.

La reología de las rocas que se comportan como fluidos no-newtonianos se describe empíricamente mediante diversas formulaciones que muestran diferentes relaciones entre tasa de deformación y el esfuerzo. Estos experimentos implican la deformación continua y lenta de las muestras tanto a esfuerzo constante (experimentos

de *creep*) como a velocidad de deformación constante (próxima a 10^{-7} s^{-1}). Cuando la temperatura excede la mitad del valor de la temperatura de fusión, la deformación de una roca puede alcanzar una velocidad constante. Este estado se conoce como *creep* secundario y representa los procesos de deformación terrestres que se prolongan durante grandes periodos de tiempo. Bajo un régimen de esfuerzos moderados (20-200 MPa), la relación empírica que explica este comportamiento es la *ley de Dorn*, formulada en términos de esfuerzos diferenciales σ_d en lugar de esfuerzos de cizalla τ:

$$[3.38] \qquad \dot{\varepsilon}_{xx} = -\dot{\varepsilon}_{yy} = \sigma_d^n A e^{-Q/RT} \quad \text{ó} \quad \sigma_d = \left(\frac{\dot{\varepsilon}_{xx}}{A} \right)^{(1/n)} e^{(Q/nRT)}$$

donde la constante del material A tiene unidades de Pa^{-n} s^{-1}. Para exponentes mayores que 1, la ley de Dorn se denomina simplemente *ley potencial*.

Si el régimen de esfuerzos es elevado (>200 MPa), la velocidad de deformación es más sensible a los esfuerzos diferenciales y menos dependiente de la temperatura. Goetze (1978) sugirió una *ley exponencial* para describir el comportamiento del olivino por encima de 200 MPa. Si la temperatura del material es menor que la mitad de su temperatura de fusión, el *creep* se aproxima a una *ley logarítmica*, en la que la deformación total aumenta con el logaritmo del tiempo.

3.3.3. Deformación frágil

La deformación frágil constituye la pérdida de cohesión del material cuando los esfuerzos alcanzan el valor límite representado por su resistencia. A presiones de confinamiento y temperaturas bajas, si los esfuerzos diferenciales son elevados, las rocas no pueden compensar los esfuerzos de manera elástica, y se produce su deformación permanente mediante la creación de fracturas nuevas (criterio de Navier-Coulomb) o el deslizamiento a lo largo de fracturas existentes (ley de Amonton).

Rotura por cizalla

El criterio de Navier-Coulomb establece que la resistencia frágil τ_c de un material sin fracturas depende de los esfuerzos normales aplicados σ_n, y de las constantes del material conocidas como cohesión, σ_o, y coeficiente de fricción interna, μ:

$$[3.39] \qquad \tau_c = \sigma_o + \mu\sigma_n$$

La cohesión es la resistencia a la rotura por cizalla a lo largo de un plano sobre el que el esfuerzo normal es cero, y bajo esfuerzos geológicos, se suele

despreciar. El coeficiente de fricción interna es $\mu = \tan\phi = -(1/\tan 2\theta)$, donde ϕ es el ángulo de fricción y θ es el ángulo entre el polo del plano y la dirección de máximo esfuerzo principal. Los esfuerzos de cizalla de un material son función del ángulo entre el plano considerado y los esfuerzos principales:

$$[3.40] \qquad \tau_c = \frac{(\sigma_1 - \sigma_3) \times sen(2\theta)}{2}$$

La presencia de fluidos en los poros de las rocas disminuye la presión de confinamiento y facilita la rotura por cizalla incluso a grandes profundidades. Los fluidos pueden proceder del agua incorporada en los sedimentos durante su sedimentación subacuosa o de las reacciones de deshidratación metamórficas. Si se considera su efecto, el criterio de rotura se formula como:

$$[3.41] \qquad \tau_c = \sigma_o + \mu(\sigma_n - P_f) = \sigma_o + \mu\sigma_n(1-\lambda)$$

donde P_f es la presión de fluidos en los poros y, si el esfuerzo σ_n es equivalente al esfuerzo vertical litostático σ_v (apartado 3.4.2), $P_f = \lambda\sigma_v$.

Deslizamiento friccional

A presiones confinantes relativamente bajas, la deformación sobre los planos de fracturación se produce mediante deslizamiento friccional siguiendo la ley de Amonton:

$$[3.42] \qquad \tau_c = \mu^* \sigma_n$$

donde μ^*, el coeficiente de fricción estática, normalmente es menor que el coeficiente de fricción interna. En algunos casos hay que vencer la resistencia cohesiva de la zona de falla e incluir el efecto de la presión de poros:

$$[3.43] \qquad \tau_c = \sigma_o + \mu^*(\sigma_n - P_f)$$

Cuando la presión de confinamiento es pequeña, el criterio de deslizamiento es menor que el de fracturación y se produce el movimiento friccional a lo largo de los planos de las fracturas. Si la presión confinante se incrementa, el criterio de deslizamiento friccional y el de rotura se cortan, y se requiere menos esfuerzo de cizalla para formar una fractura nueva que para producir el deslizamiento a lo largo de una existente.

Byerlee (1978) determinó de manera empírica las relaciones de deslizamiento a partir de datos recopilados de fricción estática (Fig. 3.4). A profundidades menores

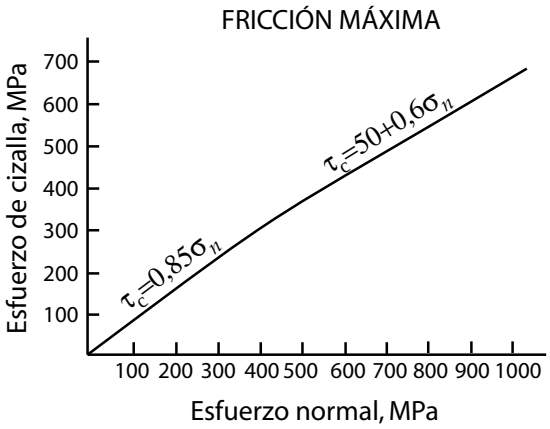


Figura 3.4. *Representación de la ley de Byerlee (1978) del esfuerzo de cizalla máximo para iniciar el deslizamiento en función del esfuerzo normal en distintos tipos de rocas (calizas, areniscas, granitos, gabros, gneisses) (tomada de Engelder, 1993).*

de 8 km, el comportamiento de las rocas, excepto aquellas que contienen grandes cantidades de arcilla, se caracteriza por:

$$[3.44] \qquad \tau_c = 0{,}85\sigma_n \qquad\qquad \sigma_n < 200 \text{ MPa}$$

mientras que a profundidades mayores pero por encima de la transición frágil-dúctil (ver apartado 3.4.3), los datos de fricción se ajustan más a la relación:

$$[3.45] \qquad \tau_c = 50 + 0{,}6\sigma_n \qquad\qquad 200 < \sigma_n < 2.000 \text{ MPa}$$

Restricciones a la fricción

Las ecuaciones [3.39] y [3.42] describen las relaciones entre los esfuerzos normales y de cizalla, pero no explican la orientación espacial de los planos de fracturación con relación a los esfuerzos principales. Sibson (1974) estableció los esfuerzos críticos que producen la deformación frágil en cada uno de los tres tipos principales de fallas (Anderson, 1951; ver apartado 3.4.2): fallas inversas ($\sigma_v = \sigma_3$), fallas normales ($\sigma_v = \sigma_1$) y fallas de desgarre $\sigma_v = \sigma_2 = 0{,}5(\sigma_1 + \sigma_3)$. Aunque esta discusión parte de la ley de Amonton [3.42], se puede aplicar también al criterio de rotura [3.39], si se considera que la magnitud de la cohesión no es significativa en comparación con el esfuerzo normal y que la fricción interna es aproximadamente igual a la fricción estática.

Si $R = \sigma_1 / \sigma_3$, el deslizamiento en función de los esfuerzos principales máximo σ_1 y mínimo σ_3 se describe como (Ranalli, 1995):

$$[3.46] \qquad R = \left[\left(1+\mu^2\right)^{1/2} - \mu\right]^{-2}$$

La condición crítica para que se produzca el deslizamiento se puede expresar en función de los esfuerzos principales o de los esfuerzos diferenciales respectivamente como:

$$[3.47] \qquad \sigma_1 \geq R\sigma_3$$

$$[3.48] \qquad (\sigma_1 - \sigma_3) \geq (R-1)\sigma_3$$

A partir de la restricción [3.48] y teniendo en cuenta el efecto de la presión de fluidos en poros, los regímenes de fracturación se caracterizan por diferentes condiciones (Fig. 3.5):

- *Fallas inversas*. Puesto que $\sigma_3 = \rho g y$, la condición límite es:

$$[3.49] \qquad (\sigma_1 - \sigma_3) \geq (R-1)\rho g y(1-\lambda)$$

- *Fallas normales*. Teniendo en cuenta que $\sigma_1 = \rho g y$ y que $\sigma_3 = \sigma_1 / R$, la condición necesaria es:

$$[3.50] \qquad (\sigma_1 - \sigma_3) \geq \left[(R-1)/R\right]\rho g y(1-\lambda)$$

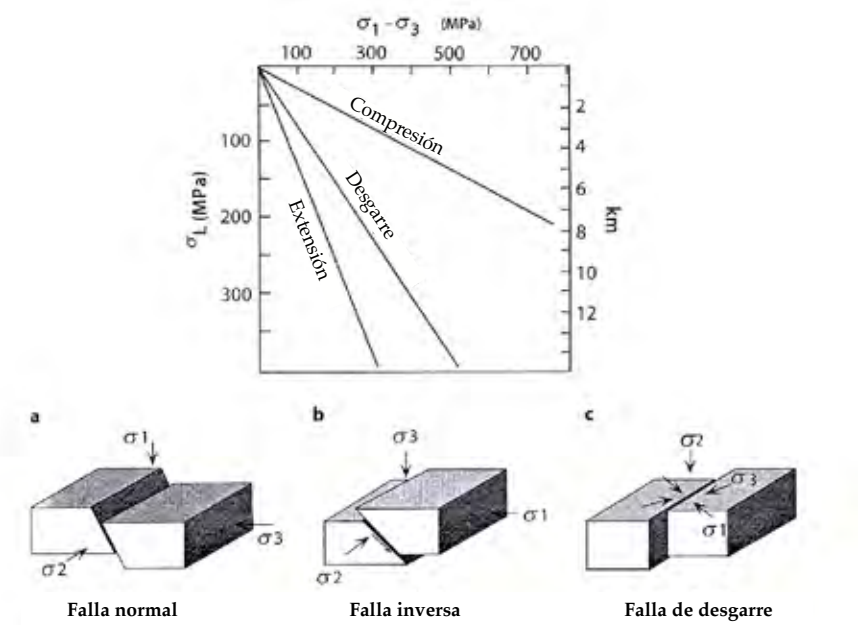


Figura 3.5. *Deformación permanente frágil en función de la profudidad y de los esfuerzos verticales litostáticos durante: a. extensión, b. compresión y c. desgarre (tomada de Stüwe, 2002).*

- *Fallas de desgarre*. Si el esfuerzo principal intermedio es $\sigma_2 = \sigma_3 + \delta(\sigma_1 - \sigma_3)$, siendo δ es un factor adimensional $0 < \delta < 1$, entonces $\sigma_3 = \sigma_2 / 1 + \delta(R-1)$ y la condición crítica resultante es:

$$[3.51] \qquad (\sigma_1 - \sigma_3) \geq \frac{R-1}{1+\delta(R-1)} \rho g y (1-\lambda)$$

Las condiciones [3.49], [3.50] y [3.51] se pueden resumir como:

$$[3.52] \qquad (\sigma_1 - \sigma_3) \geq \alpha \rho g y (1-\lambda)$$

donde α es un factor que depende del tipo de falla. Para $\mu = 0{,}75$ y $\delta = 0{,}5$, los valores de α son 3,0, 1,2 y 0,75 respectivamente para fallas inversas, de desgarre y normales.

3.3.4. Deformación plástica

La deformación plástica es la deformación permanente del material sin pérdida de cohesión cuando los esfuerzos alcanzan el esfuerzo crítico que caracteriza su resistencia. Si el material es perfectamente plástico, los esfuerzos durante la deformación no pueden superar este esfuerzo crítico. La transición desde el régimen frágil al plástico se produce a presiones confinantes muy elevadas. Cuando el esfuerzo de cizalla alcanza un valor crítico, se inicia la deformación plástica. El esfuerzo crítico a partir del cual se produce deformación plástica disminuye con el aumento de la temperatura.

Para modelizar este comportamiento en las rocas corticales y mantélicas se emplea una reología *elástica perfectamente plástica (Prandtl)*. Durante cargas uniaxiales, los materiales siguen una relación elástica recuperable $\sigma = E\varepsilon$ hasta que se supera un esfuerzo crítico σ_o. A partir de este momento, el esfuerzo permanece constante $\sigma = \sigma_0$ y la deformación ε tiene un valor arbitrario. Durante la descarga, el material se comporta elásticamente y cuando cesan los esfuerzos aplicados, la deformación elástica se recupera pero la deformación plástica permanece. En el caso de esfuerzos triaxiales, hay diferentes criterios para establecer la condición límite. En la modelización del capítulo 7 se ha utilizado el *criterio de von Mises*, que considera que el límite plástico se alcanza cuando el esfuerzo de cizalla en planos de cizalla máxima es τ_c^2:

$$[3.53] \qquad \tau_c^2 = (\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_1 - \sigma_3)^2$$

La relación [3.53] en condiciones uniaxiales se formula como:

$$[3.54] \qquad 2\sigma_0^2 = (\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_1 - \sigma_3)^2$$

3.4. Reología de la litosfera

Las relaciones descritas en la sección 3.3 forman la base de todas las cuestiones reológicas de la litosfera. El comportamiento elástico permite explicar procesos geológicos tales como la transmisión de esfuerzos, y las flexiones o curvaturas originadas por el peso de cargas topográficas. Sin embargo, la combinación de las ecuaciones de comportamiento viscoso [3.38] y de comportamiento frágil [3.52] describen mejor las deformaciones a escala de tiempo geológica y constituyen la base de muchos modelos cuantitativos sencillos sobre la reología general de la litosfera (Brace y Kohlstedt, 1980).

En este apartado se analizan las implicaciones de la reología de la litosfera en su comportamiento flexural, en su estado de esfuerzos elásticos y en su resistencia. Estos aspectos se reproducirán en los modelos de elementos finitos que forman parte de este trabajo. Así, en el capítulo 5 se utiliza el comportamiento isostático de la litosfera para modelizar la deformación durante el Cenozoico de la litosfera del centro peninsular. En el capítulo 6 se han determinado los esfuerzos elásticos en la intraplaca Ibérica. Y en el capítulo 7 se han calculado los perfiles de resistencia de la litosfera actual del centro peninsular y se han estimado los espesores elásticos efectivos. En todos los casos se han asumido condiciones isótropas, es decir, que las propiedades termomecánicas son independientes de la orientación.

3.4.1. Comportamiento isostático

La isostasia es el concepto que relaciona la distribución vertical de masas con las variaciones de altura de la superficie terrestre, dentro de un estado de equilibrio en el que la litosfera elástica está flotando sobre una astenosfera relativamente fluida. Se describe mediante un equilibrio de esfuerzos y, por tanto, es independiente del tiempo. Al considerar el equilibrio isostático se diferencian dos modelos (Engelder, 1993; Ranalli, 1995; Watts, 2001; Stüwe, 2002; Turcotte y Schubert, 2002): isostasia local o tipo Airy e isostasia regional o flexural.

Isostasia local

El modelo de isostasia local es un equilibrio de esfuerzos exclusivamente en la dirección vertical, y se debe aplicar a regiones grandes respecto al espesor elástico de la litosfera. Se basa en el supuesto de que las columnas litosféricas son independientes entre sí, es decir, los esfuerzos de cizalla en planos verticales no son

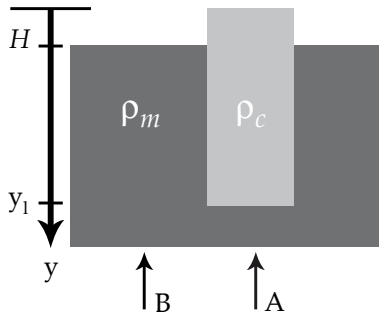


Figura 3.6. *Equilibrio local o tipo Airy: bloque de corteza continental (gris claro) flotando sobre un manto más denso (gris oscuro) (tomada de Stüwe, 2002).*

significativos. Los esfuerzos verticales, o pesos, de todas las secciones se igualan a una profundidad conocida como *profundidad isostática de compensación*. Si se consideran dos secciones A y B (Fig. 3.6), la *condición de isostasia* se puede formular como:

$$[3.55] \qquad \sigma_{yy}^{A}\Big|_{y=y_K} = \sigma_{yy}^{B}\Big|_{y=y_K}$$

σ_{yy}^{A} y σ_{yy}^{B} son los esfuerzos verticales respectivos de las secciones A y B a una profundidad de compensación isostática $y = y_k$. Se asume como profundidad y_k, aquella por debajo de la cual no hay diferencia de densidad entre ambas secciones $y_k = y_l$.

Las fuerzas que ejercen ambas columnas por metro cuadrado hacia abajo son:

$$[3.56] \qquad \int_0^{y_l} \rho_A(y) g dy = \int_0^{y_l} \rho_B(y) g dy$$

donde $\rho_A(y)$ y $\rho_B(y)$ son las densidades de las dos secciones en función de la profundidad y, el límite inferior de integración 0 corresponde a la superficie superior de la sección más alta, y el límite superior de integración es la profundidad y_l.

Si se considera que la sección A tiene una densidad constante ρ_c, que flota en un medio más denso de densidad constante ρ_m, y que su altura H por encima de este medio más denso está condicionada por variaciones de densidad entre materiales diferentes, la ecuación [3.56] se resuelve como:

$$[3.57] \qquad H = y_l \left(\frac{\rho_m - \rho_c}{\rho_m} \right)$$

Esta relación describe la altura equilibrada isostáticamente de la superficie de un cuerpo A que flota sobre un medio más denso B. Si una carga topográfica tiene una longitud de onda suficientemente larga (cientos de kilómetros), la litosfera no tiene suficiente rigidez para soportar dicho peso, y la topografía se compensa por

completo; esto es, está en equilibrio isostático local [3.57]. El grado de compensación de una carga topográfica es la relación entre la flexión de la litosfera y la flexión isostática o máxima.

Los dos modelos de compensación isostática más destacados son los *modelos de Pratt-Hayford* y *Airy-Heiskanen*. Ambos proponen que los cinturones montañosos están en equilibrio isostático y que sus elevaciones son proporcionales al contraste de densidad entre corteza y manto. Pratt-Hayford suponen que las cortezas continentales se extienden hasta la misma profundidad y que las diferencias de altura superficial son consecuencia del contraste horizontal de densidades en la corteza. En cambio, Airy-Heiskanen estiman que la densidad de la corteza es similar en todas las regiones continentales y que las zonas topográficamente más elevadas se compensan en profundidad mediante raíces corticales.

Isostasia flexural

La mayoría de los rasgos topográficos con una extensión menor de algunos cientos de kilómetros no está completamente en equilibrio local. Estos desequilibrios pueden estar originados por procesos tales como el empuje tectónico en los límites de placas litosféricas o la convección mantélica en su base. La isostasia flexural es un equilibrio de fuerzas que incluye los esfuerzos elásticos horizontales y que se utiliza para interpretar la topografía superficial en función de la isostasia local y la flexión elástica.

Mediante el modelo de flexión de placas, se puede determinar la curvatura que sufre una placa elástica cuando está en equilibrio con las fuerzas y giros que se ejercen sobre ella (Fig. 3.7). Se asume que la placa es infinita en la dirección perpendicular a su sección, que tiene un espesor pequeño comparado con su longitud, que los desplazamientos por flexión son pequeños comparados con su longitud, y que las fuerzas que se ejercen sobre ella están en equilibrio. El equilibrio de fuerzas en la vertical y de giros en una placa elástica necesario para compensar el efecto de cualquier carga distribuida vertical hacia abajo $q(x)$, por unidad de longitud en z, es (Fig. 3.7.A):

$$[3.58] \qquad \frac{d^2M}{dx^2} = -q(x) + P\frac{d^2w}{dx^2}$$

donde el momento de curvatura M, por unidad de longitud en la dirección z, que actúa sobre la sección de la placa es el par de giros producidos a ambos lados de la carga; y P es la fuerza horizontal, por unidad de longitud en z.

El momento de curvatura se obtiene al integrar los esfuerzos normales σ_{xx} o esfuerzos fibra en el espesor elástico de la placa h (Fig. 3.7.B):

$$[3.59] \qquad M = \frac{-Eh^3}{12\left(1-\nu^2\right)}\frac{d^2w}{dx^2}$$

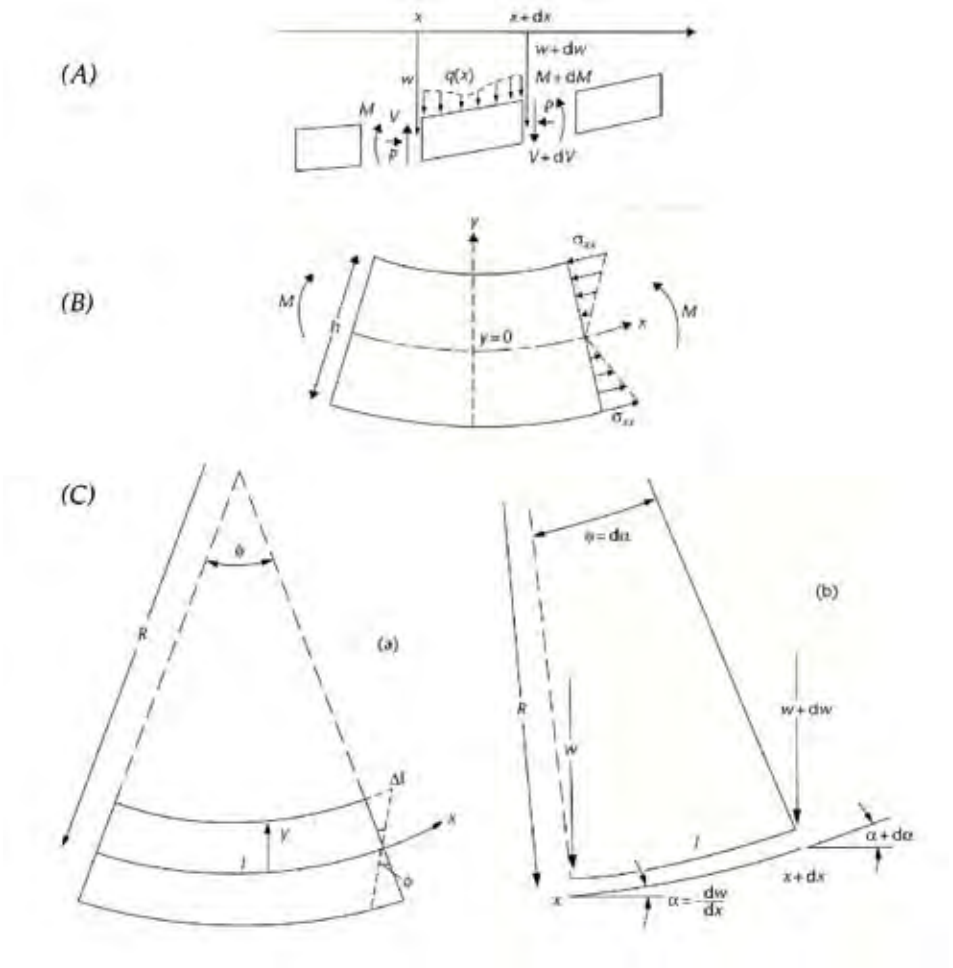


***Figura 3.7**. Equilibrio flexural. (A) Fuerzas y giros sobre un elemento pequeño de una placa elástica flexionada. Las fuerzas se pueden equilibrar verticalmente debido a su tendencia a rotar el elemento (momentos o giros). (B) Esfuerzos normales en el extremo de una placa elástica flexionada. Estos esfuerzos normales o esfuerzos fibra ejercen un giro alrededor del punto central de la placa, que al integrarlo en la sección proporciona el momento de curvatura. (C) Aspectos geométricos de la curvatura de placas: (a) la deformación longitudinal (extensión por debajo del plano neutro de la placa y contracción por encima) depende de la distancia y al plano neutro de la placa, y del ángulo ϕ; y (b) la segunda derivada del desplazamiento d^2w/dx^2 proporciona la tasa de cambio de pendiente de la placa; esta se relaciona de manera inversa con el radio local de curvatura R de la placa (tomada de Allen y Allen, 2005).*

donde w es el desplazamiento vertical de la placa por la flexión. El término $Eh^3/12(1-\nu^2) \equiv D$, conocido como rigidez flexural, permite expresar la ecuación [3.59] como:

$$[3.60] \qquad M = -D\frac{d^2w}{dx^2} = \frac{D}{R} = DK$$

donde R es el radio local de curvatura de la placa, y K la curvatura de la topografía (Fig. 3.7.C).

Al sustituir la ecuación [3.60] en la de equilibrio [3.58] se obtiene la ecuación general de la flexión de una placa elástica:

$$[3.61] \qquad D\frac{d^4w}{dx^4} = q(x) - P\frac{d^2w}{dx^2}$$

Para describir el equilibrio isostático flexural de la litosfera continental mediante la ecuación [3.61], es necesario incluir la fuerza restauradora hidrostática producida por el reemplazo de rocas mantélicas por rocas de menor densidad en la columna vertical y que compensa la carga vertical aplicada $q_a(x)$ (Fig. 3.8):

$$[3.62] \qquad q(x) = q_a(x) - (\rho_m - \rho_c)gw$$

donde ρ_c es la densidad de la corteza, ρ_m es la densidad del manto litosférico, y w es la flexión del límite corteza-manto. Sustituyendo, la ecuación [3.62] en la ecuación [3.61] se obtiene la flexión de la litosfera elástica al incluir las fuerzas de flotabilidad:

$$[3.63] \qquad D\frac{d^4w}{dx^4} + P\frac{d^2w}{dx^2} + (\rho_m - \rho_c)gw = q_a(x)$$

Si se conocen las constantes elásticas del material de una placa y se puede derivar su rigidez flexural a partir de su forma [3.63], la ecuación $Eh^3/12(1-\nu^2) \equiv D$ puede utilizarse para calcular el espesor elástico efectivo de la litosfera.

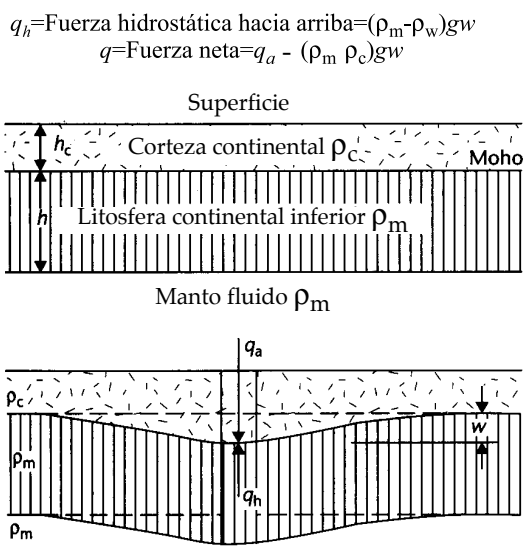


Figura 3.8. *Modelo para calcular la fuerza restauradora hidrostática en la base de la corteza continental cuando la flexión que produce una carga q_a en una placa litosférica elástica, se rellena con un material de igual densidad (tomada de Allen y Allen, 2005).*

3.4.2. Esfuerzos elásticos

El estudio de los esfuerzos en la litosfera ha adquirido un papel importante para comprender procesos geodinámicos tales como la formación de cadenas montañosas (Cloetingh *et al.*, 1984; Sassi y Faure, 1996; Andeweg, 2002), la distribución de la sismicidad (Negredo *et al.*, 1999; Jiménez-Munt *et al.*, 2001; Andeweg, 2002), o el origen de las fuerzas motrices de la tectónica de placas (Richardson *et al.*, 1979; Gölke y Coblentz, 1996; Meijer *et al.*, 1997) entre otros. Diversos aspectos relacionados con el estado de esfuerzos en la litosfera, como son las técnicas de medida de esfuerzos *in situ* (Engelder, 1993), resultan de la suposición de que la corteza superior se comporta como un cuerpo elástico lineal (apartado 3.3.1).

En esta sección se abordan los aspectos relacionados con los estados de referencia de esfuerzos y el estado de esfuerzos real generado por los esfuerzos tectónicos procedentes de los límites de placas. Una de las dificultades para interpretar los datos de esfuerzos es la ausencia de un *estado de referencia* consensuado debido a las discrepancias en la determinación de la magnitud de los *esfuerzos horizontales*. Estos estados se basan en las siguientes premisas (McGarr y Gay, 1978):

- Los esfuerzos principales (σ_1, σ_2, σ_3) se disponen vertical (σ_{yy}) y horizontalmente (σ_{xx} y σ_{zz}) sobre la geometría plana de la superficie terrestre.
- El *esfuerzo vertical* procede de la carga litostática y se determina a partir de la densidad ρ de las rocas (Turcotte y Schubert, 2002; McGarr, 1988; Twiss y Moores, 1992; Engelder, 1993):

$$\sigma_{yy} = \rho g y \qquad [3.64]$$

donde g es la aceleración de la gravedad e y es el espesor de la columna de roca.

Estados de referencia de esfuerzos

Los dos estados de referencia más comúnmente aceptados para resolver los esfuerzos en una litosfera con un comportamiento elástico son el *estado litostático* y el *estado de deformación uniaxial* (Jaeger y Cook, 1969; McGarr y Gay, 1978; McGarr, 1988; Engelder, 1993). El primero asume que es un estado isótropo (apartado 3.3.1) en el que no hay esfuerzos principales y, por tanto, todas las componentes del tensor de esfuerzos son iguales a la presión litostática:

$$\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz} = \rho g y \qquad [3.65]$$

El segundo se obtiene a partir de las ecuaciones de elasticidad lineal suponiendo que las deformaciones principales horizontales ε_{xx} y ε_{zz} son iguales a cero (apartado 3.3.1):

$$\sigma_{xx} = \sigma_{zz} = \left[\frac{\nu}{(1-\nu)}\right]\sigma_{yy} \qquad \sigma_{yy} = \rho g y \qquad [3.66]$$

Para los valores de ν más comunes en las rocas (0,25-0,33), la relación [3.66] implica que el esfuerzo horizontal está entre un tercio y la mitad del esfuerzo vertical. Estos esfuerzos horizontales contrarrestan la expansión horizontal de Poisson debido al esfuerzo litostático.

Ambos estados de referencia caracterizarían los esfuerzos en rocas recién litificadas (Twiss y Moores, 1992; Engelder, 1993). El estado litostático se podría encontrar en materiales que no tienen una resistencia a la cizalla tales como rocas ígneas intrusivas poco después de su solidificación en grandes plutones corticales profundos. El estado de deformación uniaxial podría describir las condiciones de contorno de los sedimentos depositados en grandes cuencas antes de la diagénesis y litificación completa.

Estado real de esfuerzos

Los experimentos de deformación en laboratorio sugieren que todas las rocas soportan esfuerzos diferenciales durante periodos de tiempo muy largos (Kirby, 1983), y los estudios de estimación de orientación y magnitud de esfuerzos *in situ* indican la presencia de elevados esfuerzos horizontales respecto a los verticales en zonas corticales superficiales (McGarr y Gay, 1978; Brudy *et al.*, 1997; Lund y Zoback, 1999). Por lo tanto, las aproximaciones litostática y de deformación uniaxial constituyen una representación incompleta del estado de esfuerzos en la litosfera y son poco realistas. Diversos procesos naturales generan esfuerzos que modifican los estados de referencia descritos previamente: esfuerzos tectónicos procedentes de las condiciones de contorno naturales de mayor escala como son las cargas en los límites de placa, cargas generadas por la curvatura de la litosfera, cargas topográficas, descargas por erosión, cargas termoelásticas, presión de fluidos en poros (Turcotte y Schubert, 2002; Twiss y Moores, 1992; Engelder, 1993).

La clasificación más conocida del *estado de esfuerzos tectónico* es la de Anderson (1951), en la que el esfuerzo vertical σ_v procede de la carga litostática σ_{yy} [3.64] y los esfuerzos principales presentan tres disposiciones en función de sus magnitudes relativas (Fig. 3.9): régimen de falla inversa $(\sigma_{xx} > \sigma_{zz} > \sigma_{yy} \rightarrow \sigma_H > \sigma_h > \sigma_v)$, régimen de falla normal $(\sigma_{yy} > \sigma_{zz} > \sigma_{xx} \rightarrow \sigma_v > \sigma_H > \sigma_h)$, y régimen de falla de desgarre $(\sigma_{zz} > \sigma_{yy} > \sigma_{xx} \rightarrow \sigma_H > \sigma_v > \sigma_h$ o $\sigma_{xx} > \sigma_{yy} > \sigma_{zz} \rightarrow \sigma_H > \sigma_v > \sigma_h)$ y, donde σ_H es el esfuerzo horizontal máximo y σ_h el esfuerzo horizontal mínimo. Se puede definir el estado de esfuerzos asociado a cada uno de estos regímenes añadiendo

el esfuerzo tectónico a las componentes horizontales de los estados de referencia uniaxial y litostático mediante un modelo de deformación plana (apartado 3.3.1) (Turcotte y Schubert, 2002; Engelder, 1993):

- En *régimen inverso* (Fig. 3.9.A), el incremento de σ_H se expresa sumando la componente σ_t^* al estado litostático:

  [3.67] $$\sigma_H = \sigma_{xx} = \rho g y + \sigma_t^*$$

  y la componente σ_t al estado deformación uniaxial:

  [3.68] $$\sigma_H = \sigma_{xx} = \left[\frac{\nu}{(1-\nu)}\right]\rho g y + \sigma_t$$

  donde $\sigma_t > \sigma_t^*$, pero ambos son expresiones del esfuerzo tectónico para distintos estados de referencia. Si $\nu = 0{,}5$, la ecuación [3.68] se iguala a la ecuación [3.67].

  A partir de la condición de deformación plana [3.29] y puesto que no hay esfuerzo tectónico vertical, el esfuerzo adicional en la dirección de σ_h es $\nu\sigma_t^*$ para un estado litostático:

  [3.69] $$\sigma_h = \sigma_{zz} = \rho g y + \nu\sigma_t^*$$

  y $\nu\sigma_t$ para un estado de deformación uniaxial:

  [3.70] $$\sigma_h = \sigma_{zz} = \left[\frac{\nu}{(1-\nu)}\right]\rho g y + \nu\sigma_t$$

- En *régimen normal* (Fig. 3.9.B), la componente de esfuerzo tectónico es tensional $\sigma_t^* < 0$ para un estado de referencia litostático:

  [3.71] $$\sigma_h = \sigma_{xx} = \rho g y - \sigma_t^*$$

  mientras que en un estado de referencia uniaxial, el esfuerzo tectónico σ_t puede ser compresivo:

  [3.72] $$\sigma_h = \sigma_{xx} = \left[\frac{\nu}{(1-\nu)}\right]\rho g y \pm \sigma_t$$

  Los esfuerzos horizontales máximos en cada uno de estos dos estados se resuelven respectivamente como:

[3.73] $$\sigma_H = \sigma_{zz} = \rho g y - \nu \sigma_t^*$$

[3.74] $$\sigma_H = \sigma_{zz} = \left[\frac{\nu}{(1-\nu)}\right] \rho g y \pm \nu \sigma_t$$

En este régimen de esfuerzos, no es necesario que se cumpla la condición $\sigma_t > \sigma_t^*$.

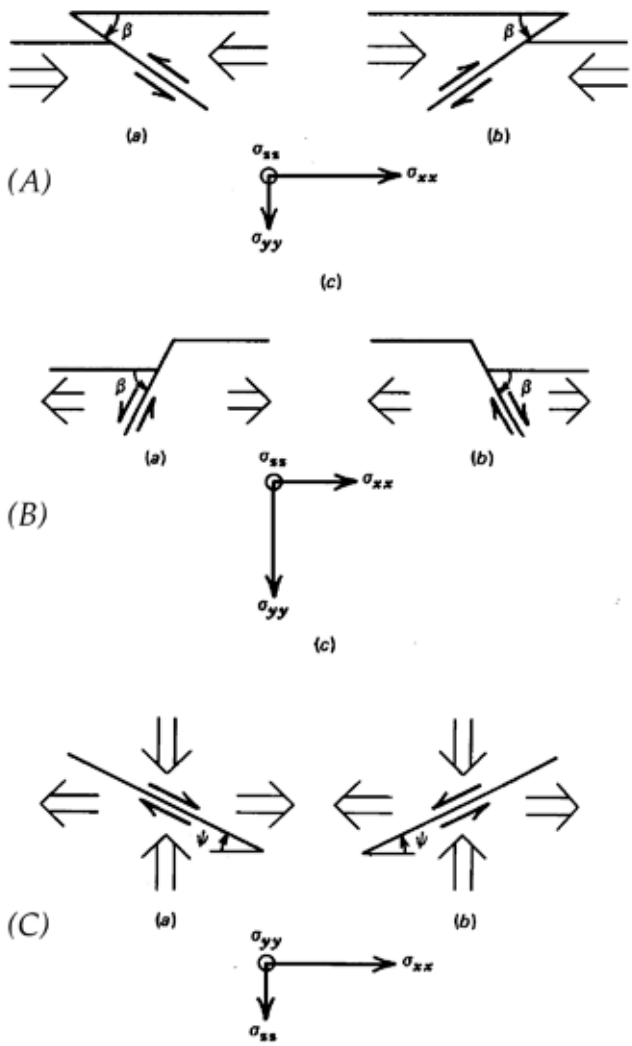


Figura 3.9. *Estados de esfuerzos de Anderson:* (A) *Régimen de falla inversa: (a) y (b) fallas conjugadas inversas con un ángulo de buzamiento β, y (c) esfuerzos compresivos con magnitudes* $\sigma_{xx} > \sigma_{zz} > \sigma_{yy}$. *(B) Régimen de falla normal: (a) y (b) fallas conjugadas normales con un ángulo de buzamiento β, y (c) esfuerzos* $\sigma_{yy} > \sigma_{zz} > \sigma_{xx}$. *(C) Régimen de falla de desgarre: (a) y (b) fallas conjugadas de desgarre que forman un ángulo* ψ *con el esfuerzo* σ_{xx} *y (c) esfuerzos* $\sigma_{zz} > \sigma_{yy} > \sigma_{xx}$ *(tomada de Turcotte y Schubert, 2002).*

- En *régimen de desgarre* (Fig. 3.9.C), el esfuerzo tectónico bajo un estado litostático es positivo en una de las direcciones horizontales y negativo en la otra. Se pueden dar dos situaciones:

[3.75] $\left(\sigma_t^*\right)_x < 0$ y $\left(\sigma_t^*\right)_z > 0$

que satisface la condición $\sigma_{zz} > \sigma_{yy} > \sigma_{xx}$

[3.76] $\left(\sigma_t^*\right)_x > 0$ y $\left(\sigma_t^*\right)_z < 0$

que satisface la condición $\sigma_{xx} > \sigma_{yy} > \sigma_{zz}$

Cuando $\left|\left(\sigma_t^*\right)_x\right| = \left|\left(\sigma_t^*\right)_z\right|$, se desarrolla un régimen de esfuerzos de cizalla pura.

Con relación al estado de referencia de deformación uniaxial, normalmente σ_t es positivo en las dos direcciones horizontales ortogonales.

3.4.3. Perfiles de resistencia

La resistencia de la litosfera no está limitada por los esfuerzos tectónicos sino por los esfuerzos diferenciales que puede soportar. Así, las rocas sometidas a σ_d se deforman de manera frágil o dúctil (viscosa) para mantener el estado de esfuerzos dentro de ciertos límites. La resistencia frágil de las rocas aumenta con la presión confinante, mientras que la resistencia dúctil prácticamente no se ve afectada. En cambio, la temperatura tiene un gran efecto en procesos dúctiles tales como movimiento de dislocaciones y deformación por difusión, mientras que la resistencia frágil muestra poca dependencia. Los principales mecanismos que producen la deformación permanente de las rocas litosféricas son la propagación de grietas (diaclasas, venas, diques), la rotura por cizalla, el deslizamiento friccional y el flujo dúctil (Engelder, 1993; Twiss y Moores, 1992).

Para dibujar el límite del σ_d en la litosfera se necesitan criterios de deformación permanente o ecuaciones de resistencia de las rocas. Aunque las texturas de rocas corticales plegadas indican que la deformación que origina dicho plegamiento es el resultado de *creep* de disolución por presión, se puede asumir que en zonas cercanas a la superficie predomina la deformación frágil. Si la tasa de deformación es alta ($>10^{-10}$ s^{-1}), el mecanismo que libera los σ_d en rocas sin fracturar es la rotura por cizalla frágil, mientras que en rocas fracturadas posiblemente sea el deslizamiento friccional (Engelder, 1993). Puesto que la corteza superior está fracturada, su resistencia teórica debe basarse en la resistencia friccional de las rocas (Brace y Kohlstedt, 1980). Así, los esfuerzos terrestres son liberados mediante deslizamiento friccional en planos favorablemente orientados antes de que los σ_d

sean lo suficientemente altos para producir fracturas nuevas por cizalla. Las medidas de esfuerzos *in situ* confirman que el σ_d en la corteza superior raras veces supera la resistencia friccional de las rocas (Zoback y Healy, 1984).

Cuando la tasa de deformación es baja ($< 10^{-10}$ s^{-1}), la temperatura es elevada (>100 ºC) o la química del agua es activa, los mecanismos dúctiles moderan los σ_d a niveles menores que los necesarios para la deformación frágil (Engelder, 1993). Hay diferentes leyes de flujo que describen el comportamiento dúctil de las rocas en las distintas condiciones de temperatura, $\dot{\varepsilon}$ y σ_d (apartado 3.3.2). Mediante estudios de rebote posglacial, el manto se interpreta bien como un fluido newtoniano con una viscosidad de unos 10^{21} Pa s, o bien como un fluido no-newtoniano con una reología de ley potencial (Karato y Wu, 1993). Aunque las velocidades de *creep* en laboratorio de minerales y rocas mantélicos son varios órdenes de magnitud mayores que las tasas geológicas ($\sim 10^{-8}$ s^{-1} frente a $\sim 10^{-16}$ s^{-1}), las relaciones reológicas proporcionadas son típicamente no-newtonianas.

Goetze (1978) y Brace y Kohlstedt (1980) realizaron los primeros modelos reológicos de la litosfera mediante perfiles de resistencia, apoyándose en el supuesto de que los dos mecanismos que dominan su comportamiento son la deformación frágil y la deformación viscosa (Fig. 3.10.A). En estos perfiles se representa la variación del esfuerzo diferencial $\sigma_d = \sigma_1 - \sigma_3$ (Pa) con la profundidad. Aunque el esfuerzo σ_d se corresponde con el esfuerzo de cizalla máximo, su utilización en los perfiles en lugar de τ, se debe a que es una entidad escalar. Los perfiles de resistencia se construyen a partir de dos tipos de líneas (Engelder, 1993; Stüwe, 2002): a) rectas que describen el incremento lineal de la resistencia frágil de las rocas al aumentar la profundidad mediante las ecuaciones [3.41] ó [3.52], y b) curvas que describen la disminución exponencial de la resistencia dúctil para una tasa de deformación dada al aumentar la profundidad de acuerdo con las ecuaciones viscosas [3.38]. En el primer caso se necesitan las constantes frágiles σ_o y μ de las litologías representativas de la corteza y el manto, así como sus densidades, los espesores de la corteza y el manto litosférico y la presión de poros mediante el parámetro λ. En el segundo, la geoterma y las constantes viscosas Q, A y n de los diferentes materiales. Aunque para cualquier profundidad hay dos valores de resistencia, una roca se deformará con el mecanismo que requiera menos esfuerzos. De esta manera, el perfil de resistencia quedará finalmente constituido por segmentos rectos y segmentos curvados. La profundidad en la que resistencia frágil y dúctil tienen la misma magnitud se denomina *transición frágil-dúctil*.

Diversos autores sugieren una aproximación elástica, frágil y viscosa para describir la reología de la litosfera (Burov y Diament, 1992; Ranalli, 1994) (Fig. 3.10.B). Este modelo sirve para inferir un estado de esfuerzo y no se debe interpretar como una envolvente de rotura. En una litosfera elástica cóncava se desarrolla un plano neutro de esfuerzos elásticos, por encima de cual se produce compresión y por debajo extensión. Únicamente aquellos sectores en los que los esfuerzos elásticos sean menores que los frágiles y viscosos, se comportarán de manera elástica. De tal

manera, que la parte elástica de la litosfera es significativamente más delgada que la litosfera definida térmicamente.

Los perfiles de resistencia proporcionan los esfuerzos a cada profundidad. Sin embargo, si se quiere considerar la deformación de toda la litosfera para una tasa de deformación dada es necesario calcular el esfuerzo medio o la fuerza total desde su techo a la base. Esta fuerza F_l, conocida como *resistencia integrada de la litosfera*, se obtiene integrando verticalmente los esfuerzos σ_d y se corresponde con el área situada bajo el perfil de resistencia:

$$[3.77] \qquad F_l = \int_0^{y_l} (\sigma_1 - \sigma_3) dz$$

donde y_l es la profundidad de la litosfera. No se debe confundir la resistencia calculada a partir de las relaciones de deformación frágil-dúctil con la resistencia integrada F_l. La primera tiene unidades de Pa y representan el esfuerzo que conduce a la rotura frágil o al flujo viscoso, mientras que la segunda tiene unidades de N m^{-1} = Pa m y en la formación de un orógeno se interpreta como la fuerza que actúa en la dirección perpendicular a dicho orógeno por cada metro de longitud del mismo.

Algunos autores explican el comportamiento reológico de la litosfera continental mediante *perfiles tipo jelly sandwich*, al considerar una corteza inferior débil situada entre una corteza y manto superiores resistentes (Ranalli y Murphy, 1987; Ranalli, 1995; Burov y Diament, 1992; Watts, 2001; Watts y Burov, 2003). Otros autores proponen, a partir de la profundidad de terremotos continentales, *perfiles tipo crème brûlée* en los que la resistencia litosférica se localiza exclusivamente en la corteza superior debido a que el manto superior es más débil que la corteza inferior (Maggi *et al.*, 2000; Jackson, 2002; Afonso y Ranalli, 2004). Sin embargo, Burov y Watts (2006) indican que los datos flexurales y los resultados de modelos numéricos termomecánicos parecen más compatibles con un manto litosférico resistente capaz de soportar esfuerzos durante largos periodos de tiempo geológico.

Dos parámetros indicativos de la resistencia de la litosfera terrestre frente a la acción de cargas variables espacial y temporalmente son el *espesor sismogenético* T_s y el *espesor elástico* T_e (Watts, 2001; Watts y Burov, 2003). T_s refleja el nivel de esfuerzos actual en la capa más superficial de la litosfera que se deforma mediante fracturación y terremotos. Por tanto, la capa potencialmente sismogenética se extiende hasta la transición frágil-dúctil de los perfiles de resistencia, aunque en zonas profundas la magnitud de los esfuerzos pueda no ser suficiente para producir esa deformación permanente. En cambio, T_e proporciona la resistencia integrada de toda la litosfera, incluyendo la componente mantélica, y su respuesta frente a cargas geológicas de larga duración (> 10^5 años). El espesor elástico se puede obtener a partir de métodos directos en los que se comparan las observaciones de flexión con predicciones de modelos de placas elásticas, y métodos inversos en los cuales se analizan las relaciones entre anomalías de gravedad y topografía en función de la

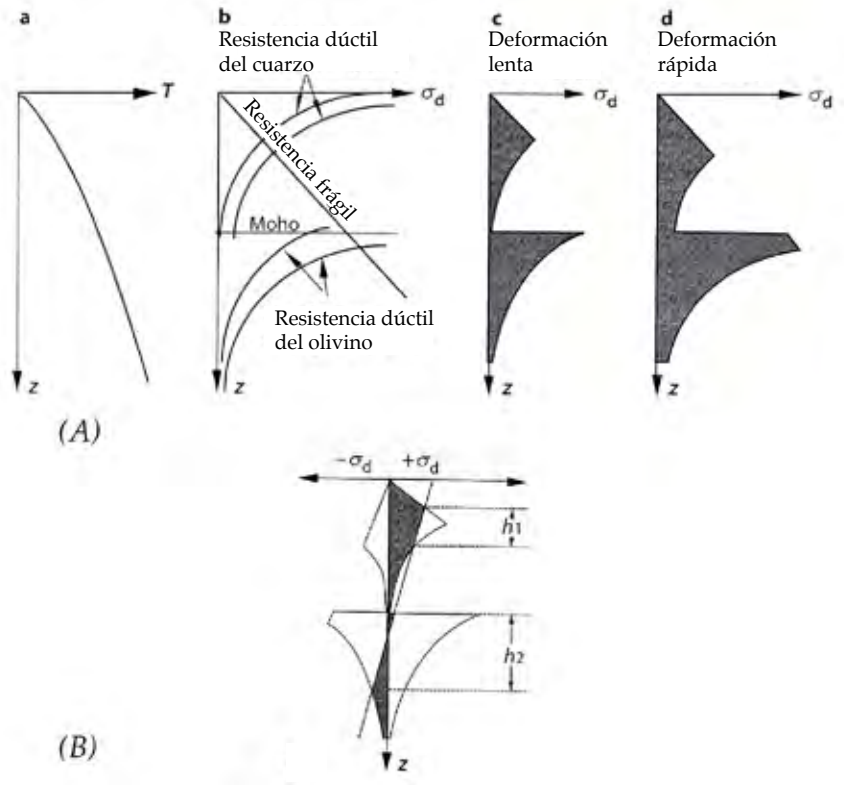


Figura 3.10. *(A) Perfiles de resistencia de la litosfera continental (b), (c) y (d) en función de la profundidad z , a partir de la geoterma (a) y asumiendo una deformación frágil y viscosa de los materiales. (b) La línea recta representa la resistencia a la deformación frágil y las líneas curvas la resistencia a la deformación viscosa del cuarzo (corteza) y olivino (manto litosférico) para dos tipos de tasa de deformación. A una misma profundidad, la curva con una resistencia mayor es la de una tasa de deformación mayor. (c) y (d) Perfiles de resistencia construidos a partir de (b) separando tasas de deformación pequeñas y altas. A tasas de deformación bajas (c) solo hay una transición frágil-dúctil, mientras que a tasas de deformación altas (d) el manto superior se deforma de manera frágil justo por debajo del Moho y se desarrollan dos zonas de transición frágil-dúctil. Al integrar el área sombreada se obtiene la resistencia integrada verticalmente (N m^{-1}). Esta resistencia se interpreta como la fuerza por metro de longitud de orógeno aplicada sobre él en una dirección perpendicular (asumiendo que el orógeno se deforma por completo). (B) Reología de la litosfera considerando los comportamientos elástico, frágil y viscoso (cuarzo y olivino) (después de Ranalli, 1994). Este modelo constituye más un estado de esfuerzos que una envolvente de resistencia. Los esfuerzos compresivos se proyectan hacia la derecha y los tensionales hacia la izquierda. El esfuerzo elástico se representa mediante una línea recta, y a cualquier profundidad el mecanismo de deformación dominante corresponde al que proporciona un esfuerzo menor. De esta manera, las secciones elásticas se localizan en h_1 y en h_2(tomada de Stüwe, 2002).*

longitud de onda (admitancia de aire libre y coherencia de Bouguer) o en los que se tiene en cuenta la resistencia de las partes frágil, elástica y dúctil de los perfiles de resistencia. Aunque $T_e \approx T_s$ e incluso $T_e < T_s$, en la mayoría de las litosferas continentales $T_e >> T_s$. T_s generalmente está dentro del rango 0-25 km, aunque algunos terremotos se producen a mayores profundidades, y T_e puede alcanzar 80 km.

El espesor elástico de una placa formada por una sola capa se puede obtener mediante las relaciones [3.59] y [3.60]:

$$[3.78] \qquad h = \left(\frac{M 12 \left(1 - \nu^2\right)}{EK} \right)^{1/3}$$

A partir de los perfiles de resistencia, se puede analizar la respuesta de la parte elástica de una litosfera flexionada multicapa incluyendo el régimen frágil y dúctil, mediante la aproximación T_e del espesor elástico efectivo (Burov y Diament, 1996):

$$[3.79] \qquad T_e \approx T_e^* \left\{ 1 - \sqrt{180 km \left[1 + 1.3 \left(15 km / T_e^* \right)^6 \right] / R} \right\}^{0.5 + T_e^* / 480 km}$$

$$[3.80] \qquad T_e^* = \left(\sum_{i=1}^{n} h_i^3 \right)^{1/3}$$

donde T_e^* es el espesor elástico efectivo de la litosfera sin flexionar y formada por n capas cuyo espesor mecánico es igual a h. La base de las capas mecánicas se define mediante la profundidad en la que la resistencia disminuye de 10 MPa. La relación [3.80] reproduce el efecto integrado de todas las capas competentes en una litosfera sin flexionar, mientras que la relación [3.79] parte de una litosfera flexionada con una corteza de cuarzo y espesor de 35 km, y un manto olivínico, y es válida para $10^{-9} < K < 10^{-6}$. Aunque Burov y Diament (1992) utilizan una formulación analítica precisa, las relaciones [3.79] y [3.80] pueden utilizarse para hacer una estimación de primer orden del espesor elástico (Watts y Burov, 2003).

Capítulo 4

Geología del Sistema Central y de las cuencas del Duero y Tajo

4.1. Introducción

La deformación contractiva alpina en el interior de la Península Ibérica se nucleó sobre un basamento formado por rocas metamórficas y plutónicas precámbrico-paleozoicas. La mayor parte de estos materiales pre-Pérmicos se incluyen en la *Zona Centroibérica* del Macizo Ibérico (dominios del Ollo de Sapo y del Complejo Esquisto-grauváquico), y representan una de las zonas internas del Orógeno Varisco (Julivert *et al.*, 1972; Farias *et al.*, 1987; Arenas *et al.*, 1988; Díez Balda *et al.*, 1990; Vera *et al.*, 2004a). Los afloramientos del Sistema Central pertenecen principalmente al Dominio del Complejo Esquisto-grauváquico (Fig. 4.1) (dominios Central y Occidental de Bellido *et al.*, 1981; complejos de Guadarrama y Gredos de Capote *et al.*, 1981). En este, se identifican pizarras y grauvacas preordovícicas, granitoides posorogénicos, metamorfismo de bajo grado a bajo-medio (exceptuando los grandes complejos migmatíticos) y plegamiento sin vergencia definida (salvo en los límites del dominio). Sin embargo, en el área más oriental afloran los materiales más meridionales del Dominio del Ollo de Sapo (Dominio Oriental de Bellido *et al.*, 1981; Complejo de Somosierra-Ayllón y Unidad de Angón de Capote *et al.*, 1981). Este sector se caracteriza por la presencia de gneises glandulares preordovícicos, granitoides sintectónicos, áreas con metamorfismo regional de alto grado y pliegues acostados vergentes al E y NE. El límite entre ambos dominios se sitúa en la Falla de Berzosa (Martínez Catalán *et al.*, 2004b).

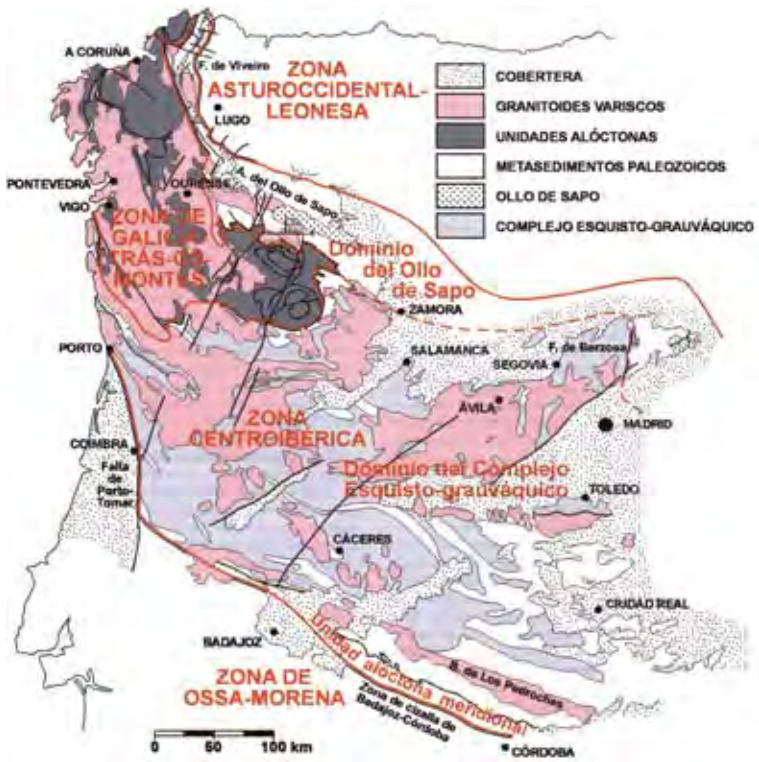


Figura 4.1. *Esquema de la Zona Centroibérica y sus dominios (tomada de Martínez Catalán et al., 2004c).*

El basamento varisco formó parte del sector noroccidental de la compleja plataforma que circundaba el Tethys durante el ciclo alpino mesozoico (Stampfli y Borel, 2004). A excepción de algunos afloramientos volcánicos y metamórficos (Martínez *et al.*, 1997; Salas *et al.*, 2001; Lago *et al.*, 2004), las rocas mesozoicas tuvieron un origen sedimentario y se depositaron en diversos ambientes, desde abanicos aluviales a mares pelágicos. La apertura y propagación del Tethys hacia el oeste y la apertura del Atlántico Norte condujeron al desarrollo del *Rift* Ibérico Permo-Triásico, que afectó a gran parte del este del Macizo Varisco en dirección NO-SE reactivando los principales sistemas de fracturas tardivariscas, y a la consiguiente rotura de Pangea (Álvaro *et al.*, 1979; Arche y López-Gómez, 1996; López-Gómez *et al.*, 2002; Sánchez-Moya y Sopeña, 2004). Su inversión en el Cenozoico dio lugar a la Cadena Ibérica. Durante el Jurásico, la parte central y occidental de Iberia formaron un macizo poco elevado rodeado por mares someros epicontinentales. La sedimentación, principalmente carbonática, quedó restringida a las cuencas intracratónicas Vasco-Cantábrica, Pirenaica, Ibérica y Bética, y estuvo condicionada por los movimientos de fallas normales y por los cambios relativos del nivel del mar (Aurell *et al.*, 2002a). La inestabilidad tectónica, iniciada en el Pérmico Superior-

Triásico, culminó en el Cretácico medio con la apertura de la cuenca oceánica del Golfo de Vizcaya y la separación de Iberia y Europa. La paleogeografía cretácica estuvo configurada por islas con una topografía baja en un contexto climático subtropical. Las condiciones tectónicas, climáticas y eustáticas favorecieron la acumulación de potentes secuencias de carbonatos en plataformas marinas y lacustres en las cuencas previas (Martín-Chivelet *et al.*, 2002).

Los relieves montañosos del Sistema Central y la Cadena Ibérica, así como las extensas cuencas de antepaís del Duero y Tajo, se configuraron a lo largo del Cenozoico. Las dos cuencas tienen un desarrollo paralelo y su diferenciación se produce en el Eoceno-Oligoceno con el levantamiento del Sistema Central (Alonso-Zarza *et al.*, 2004). En ambas, el registro sedimentario cenozoico está condicionado por las características litológicas de los relieves que las delimitan, por la tectónica alpina que estructura sus márgenes, y por las condiciones climáticas (Armenteros *et al.*, 2002; Alonso-Gavilán *et al.*, 2004; Alonso-Zarza *et al.*, 2004). La evolución geodinámica durante este periodo está controlada por el cambio desde el régimen extensional mesozoico a uno compresivo, como consecuencia de la convergencia de las placas Eurasiática y Africana, y bajo el que se estructuran las cadenas Pirenaica y Bética en los respectivos bordes N y S de Iberia, todos estos aspectos relacionados en último término con la orogenia alpina (Álvaro *et al.*, 1979; Vegas y Banda, 1982; Dewey *et al.*, 1989; Cloetingh *et al.*, 2002; Alonso-Gavilán *et al.*, 2004; Vegas, 2005; De Vicente *et al.*, 2007).

La litosfera del centro de la Península Ibérica, resultante de la compleja historia de eventos compresivos y extensionales desde el Paleozoico hasta la actualidad, se extiende hasta una profundidad cercana a los 100 km (Banda *et al.*, 1981; Tejero y Ruiz, 2002; Spakman y Wortel, 2004). Está caracterizada por una corteza con un espesor de 30-36 km (Banda *et al.*, 1981; Suriñach y Vegas, 1988; ILIHA DSS Group, 1993; Muñoz Martín *et al.*, 2004a; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005a), un flujo de calor superficial que oscila entre 60-80 mW m^2 (Fernàndez *et al.*, 1998) y una actividad sísmica difusa superficial de pequeña magnitud bajo un régimen de esfuerzos de tipo extensión uniaxial a desgarre con un esfuerzo máximo horizontal orientado NO-SE (De Vicente *et al.*, 1996b; CSN, 1998; Herraiz *et al.*, 2000; Tejero y Ruiz, 2002; De Vicente *et al.*, 2007, 2008a). La naturaleza de la corteza superior es granítico-metamórfica en el Sistema Central y metamórfica bajo las cuencas del Duero y Tajo, la corteza media es cuarzodiorítica, la corteza inferior granulítica félsica, y el manto peridotítico (Banda *et al.*, 1981; Querol Müller, 1989; Villaseca *et al.*, 1999; Tejero y Ruiz, 2002; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005a).

La información geológica y geofísica ha permitido tanto acotar las condiciones iniciales de los modelos de elementos finitos realizados como validar los resultados. En este capítulo se resumen los rasgos geológicos más significativos del centro peninsular: el basamento varisco del Sistema Central (apartado 4.2); la evolución mesozoica del Macizo Ibérico (apartado 4.3); las deformaciones cenozoicas intraplaca (apartado 4.4); y la estructura actual de la litosfera Ibérica (apartado 4.5).

4.2. Basamento prealpino (Proterozoico-Paleozoico)

4.2.1. Estratigrafía

Dominio del Ollo de Sapo

En la serie del Dominio del Ollo de Sapo se han diferenciado una secuencia preordovícica (>1.000 m), una formación cámbrico-ordovícica (~2.000 m), una secuencia ordovícico-devónica preorogénica (2.500-3.500 m) y una serie pérmica tardiorogénica (1.300 m). La edad asignada a la parte basal de la *sucesión preordovícica* es Cámbrico Inferior (González Lodeiro, 1981; González Lodeiro *et al.*, 2004a), y está formada por esquistos, cuarcitas, microconglomerados, mármoles, anfibolitas, ortogneises graníticos, rocas de silicatos cálcicos y mármoles (Schäfer, 1969; González Lodeiro, 1981). La formación porfiroide del *Ordovícico Inferior* (468-488 M.a.; Valverde Vaquero y Dunning, 2000) está constituida por ortogneises glandulares, ignimbritas, tobas, y rocas volcanosedimentarias (Parga Pondal *et al.*, 1964; González Lodeiro, 1981), y se ha relacionado con la apertura de una cuenca continental o de arco-isla (Díez Montes *et al.*, 2004; Navidad y Bea, 2004). La *secuencia ordovícico-devónica preorogénica* se depositó en la plataforma marina somera del margen pasivo septentrional de Gondwana (Martínez Catalán *et al.*, 2004a), y está compuesta principalmente por pizarras y cuarcitas (Schäfer, 1969; Soers, 1972; Bultynck y Soers, 1971; González Lodeiro, 1981). Finalmente, la *serie del Pérmico Inferior* contiene rocas volcánicas y volcanosedimentarias de composición calcoalcalina asociadas a rocas detríticas aluviales (Sopeña *et al.*, 1974; Hernando, 1977; Sopeña, 1979, 1980; Hernando *et al.*, 1980; Pérez Mazarío *et al.*, 1992). Aunque este vulcanismo andesítico se ha relacionado con la extensión orogénica tardivarisca (López-Gómez *et al.*, 2002; Sopeña y Sánchez-Moya, 2004; Lago *et al.*, 2005; Sopeña y Sánchez-Moya, 2004), recientemente se ha vinculado a la evolución de la Cuenca Ibérica (De Vicente *et al.*, 2009).

Dominio del Complejo Esquisto-grauváquico

La secuencia del Dominio del Complejo Esquisto-grauváquico es complicada de analizar en el Sistema Central debido a la gran cantidad de rocas intrusivas variscas que dejan aislados los afloramientos premesozoicos (Fig. 4.1). Bellido *et al*. (1981) distinguen dos series de materiales en los dominios Central y Occidental que están por debajo de la discordancia del Ordovícico Inferior (discordancia toledánica; Gutiérrez-Marco *et al.*, 1990, 2002), y una serie por encima que aflora exclusivamente en el Dominio Occidental. Las dos *series infradiscordancia* están formadas principalmente por gneises y esquistos, con niveles asociados de

cuarcitas, mármoles y rocas de silicatos cálcicos (Capote, 1971; Peinado Moreno, 1973; Casquet Martín, 1975; Navidad, 1978; Tornos Arroyo, 1981). En la *serie post-discordancia* se diferencian pizarras y cuarcitas, con niveles de conglomerados en la base y de esquistos hacia el techo (Capote y Vegas, 1968; Capote, 1971).

4.2.2. Magmatismo

El basamento del Sistema Central contiene un volumen muy importante de rocas magmáticas generadas en su mayoría durante el intervalo Carbonífero-Pérmico Inferior, de tal manera que constituye uno de los mayores batolitos variscos de Europa (Fig. 4.2) (Fúster y Villaseca, 1987; Villaseca, 2003; Batolito de Ávila, Bea *et al.*, 2004). Se diferencian dos asociaciones sincinemáticas, una compuesta por grandes afloramientos de granitoides, generalmente peralumínicos y ricos en K, y otra formada por un escaso volumen de rocas máficas y ultramáficas (1% de la superficie de afloramiento del batolito; Bea, 1985; Villaseca y Herreros, 2000). La hipótesis que parece explicar mejor su origen es la fusión de la corteza continental profunda, aunque algunos autores plantean una procedencia desde magmas mantélicos que habrían experimentado contaminación cortical (revisión en Villaseca, 2003).

Los *plutones peralumínicos* están formados esencialmente por granodioritas, monzogranitos y leucogranitos, cuyas edades oscilan entre ~330 M.a. y ~285 M.a. (Villaseca *et al.*, 1995; Bea *et al.*, 1999; Bea *et al.*, 2003). En la zona axial del batolito,

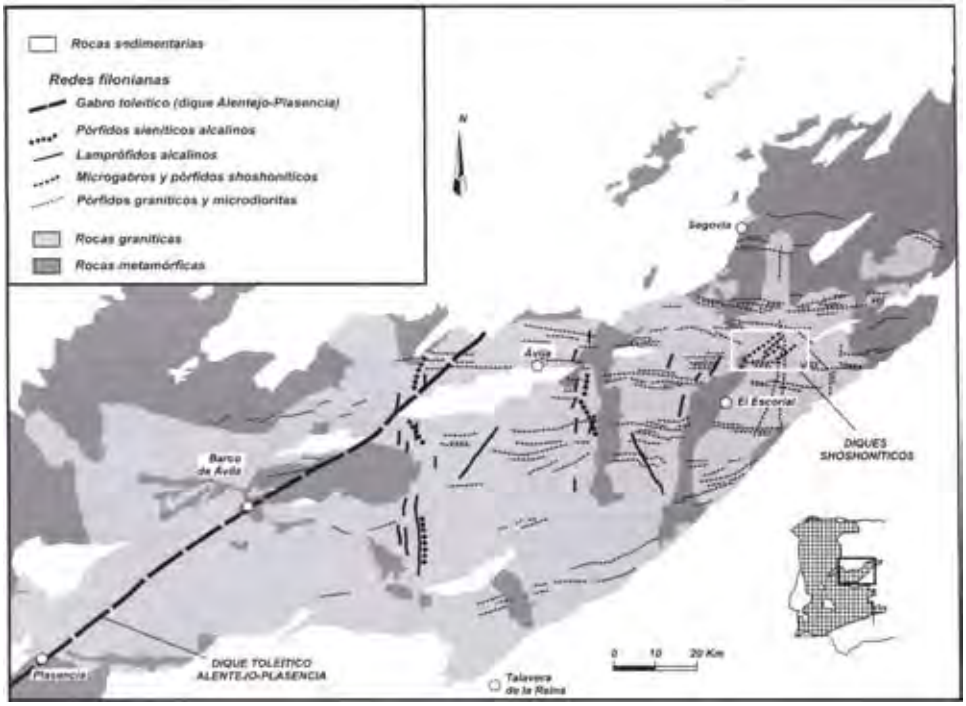


Figura 4.2. *Esquema geológico del Sistema Central con los sistemas filonianos posbatolíticos (tomada de Villaseca et al., 2004b).*

se diferencian algunos complejos anatécticos activos desde 352 M.a. hasta 297 M.a., con un máximo entre 335-305 M.a. (Fig. 4.3) (Montero *et al.*, 2004a). Este intenso magmatismo podría haber derivado de un nivel sedimentario del Complejo Esquisto-grauváquico, procedente a su vez de rocas magmáticas cadomienses con una elevada producción de calor (Bea *et al.*, 2003; Bea, 2004). Las *rocas máficas y ultramáficas* incluyen gabros, dioritas, cuarzodioritas y granodioritas, que son coetáneos o ligeramente más jóvenes que los granitos que las hospedan (~312 M.a.; Montero *et al.*, 2004b). Afloran en grandes enclaves dentro de los granitoides peralumínicos y cristalizaron a partir de magmas mantélicos fuertemente contaminados con material cortical (Bea *et al.*, 1999; Orejana *et al.*, 2009).

El batolito está atravesado por un enjambre de diques tardi- y posvariscos de composiciones variadas (Fig. 4.2) (Villaseca *et al.*, 2004b). La red filoniana más importante está constituida por *diques ácidos*, *pórfidos graníticos o cuarcíferos* de dirección general E-O (Huertas, 1990; Huertas y Villaseca, 1994), y es contemporánea con los últimos pulsos plutónicos graníticos (Fig. 4.3) (datados en 296 ± 3 M.a. en Guadarrama; Galindo *et al.*, 1994). Este sistema podría representar los conductos de alimentación del vulcanismo calcoalcalino (andesitas de Ayllón-Atienza, 287 ± 12 M.a., Hernando *et al.*, 1980; Lago *et al.*, 2005). En los diques de *lamprófidos camptoníticos*, con una orientación N-S o NNE-SSO y datados en ~270 M.a. (Bea

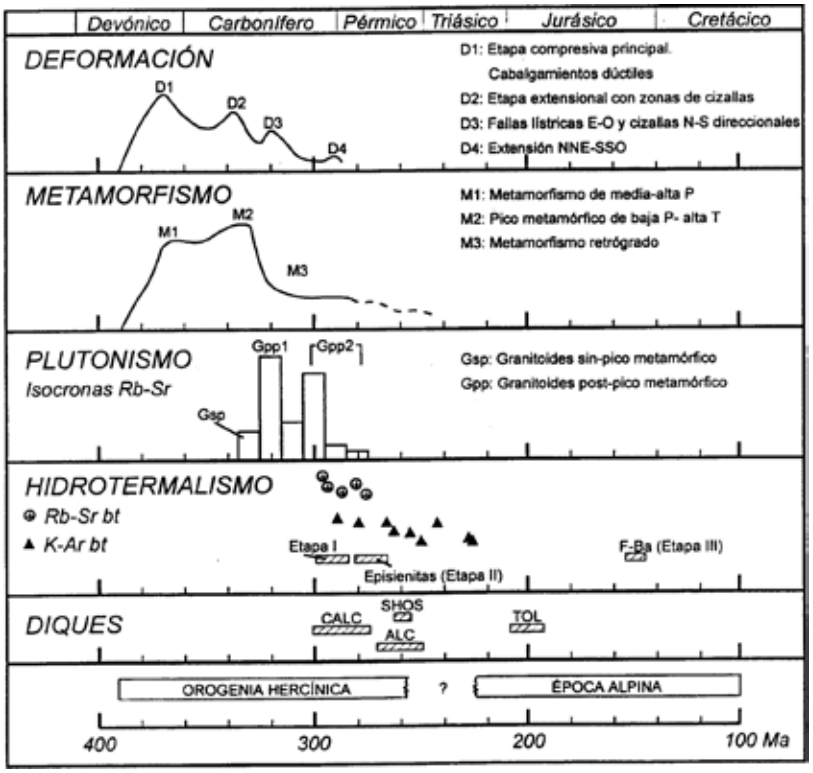


Figura 4.3. *Principales etapas paleozoico-mesozoicas de deformación, metamorfismo, magmatismo e hidrotermalismo, identificadas en el Sistema Central (tomada de Villaseca, 2003).*

et al., 1999; Villaseca *et al.*, 2004a; Orejana *et al.*, 2006; Scarrow *et al.*, 2006), se han identificado abundantes xenolitos de granulitas de la corteza inferior, que se interpretan como la raíz del batolito varisco (Villaseca *et al.*, 1999), y ocasionalmente microenclaves máficos y ultramáficos (Orejana y Villaseca, 2003). Este magmatismo ultrabásico y básico podría indicar el cambio desde un ambiente transtensivo posterior al colapso extensional a un proceso de *rifting* en el Pérmico medio (Orejana *et al.*, 2006; Scarrow *et al.*, 2006). El último episodio magmático registrado en el Sistema Central es el dique gabroideo NE-SO de Messejana-Plasencia. Está datado en 203 ± 2 M.a. (Dunn *et al.*, 1998) y se ha relacionado con la apertura del océano Atlántico Central (Vegas, 2000; Cebriá *et al.*, 2003).

4.2.3. Deformación

En el Sistema Central se reconocen los efectos de la tectónica prevarisca, y, especialmente, de la orogenia Varisca. Las deformaciones prevariscas se manifiestan por la existencia de discordancias en la secuencia estratigráfica preordovícica y por el magmatismo ordovícico relacionado con eventos extensionales (Bellido *et al.*, 1981; Díez Balda *et al.*, 1990; Ábalos *et al.*, 2002; González Lodeiro *et al.*, 2004b). La orogenia Varisca es responsable de la tectónica, metamorfismo y magmatismo que colaboró en la génesis del supercontinente Pangea durante el Devónico Medio-Pérmico (Pérez-Estaún *et al.*, 2004). En el Sistema Central, la colisión produjo un fuerte engrosamiento y un enterramiento profundo, alcanzándose condiciones metamórficas de media-alta presión (Fig. 4.3) (Escuder Viruete *et al.*, 1998; Villaseca, 2003). Los materiales precámbrico-paleozoicos del Sistema Central, que conforman actualmente el Dominio del Ollo de Sapo y el borde N del Dominio del Complejo Esquisto-grauváquico (Dominio de Pliegues Recumbentes de Díez Balda *et al.*, 1990), sufrieron una intensa deformación tangencial, con pliegues acostados y cabalgamientos, mientras que los de la zona central del Dominio del Complejo Esquisto-grauváquico (Dominio de Pliegues Verticales de Díez Balda *et al.*, 1990) experimentaron una escasa deformación interna, con pliegues verticales (Martínez Poyatos *et al.*, 2004).

Aunque no hay un consenso claro sobre la historia de deformación varisca y tardivarisca, se han identificado dos fases de deformación dúctil sinmetamórficas de dirección N-S y vergentes hacia el E, una tercera retrovergente y posmetamórfica con el inicio del colapso, y una fase tardía de fracturación (Fig. 4.3) (Bellido *et al.*, 1981; Díez Balda *et al.*, 1990; Macaya *et al.*, 1991; Escuder Viruete *et al.*, 1998; Ábalos *et al.*, 2002; Martínez Catalán *et al.*, 2004b; Martínez Poyatos *et al.*, 2004; Escuder Viruete *et al.*, 2004). Los procesos anatécticos comenzaron después de la principal colisión varisca, probablemente relacionados con cizallas sin-colisionales, aunque el magmatismo alcanzó su valor máximo pasados 30-50 M.a. (Bea *et al.*, 2003; Bea *et al.*, 2004; Montero *et al.*, 2004a).

4.3. Evolución mesozoica

La evolución mesozoica del Macizo Ibérico se caracteriza por el desarrollo de dos episodios de *rifting* continental seguidos de dos periodos de subsidencia térmica (Salas y Casas, 1993; Van Wees *et al.*, 1998; Van Wees y Beekman, 2000; Salas *et al.*, 2001; Mas *et al.*, 2002; Sánchez-Moya y Sopeña, 2004; De Vicente *et al.*, 2009).

4.3.1. Primera fase de *rifting*

Desde el Pérmico Medio-Superior al Triásico superior, el Macizo Ibérico registra el cambio de configuración desde Pangea y el régimen compresivo de la orogenia Varisca, a la rotura continental por la propagación de los sistemas de *rifting* Ártico-Atlántico hacia el Sur y del Tethys hacia el Oeste (Arche y López-Gómez, 1996; López-Gómez *et al.*, 2002; Sánchez-Moya y Sopeña, 2004). En el Macizo Ibérico se desarrolla el sistema del *Rift* Ibérico con importantes fallas normales NO-SE (De Vicente *et al.*, 2009). Únicamente en la parte más oriental del Sistema Central hay sedimentación relacionada con esta etapa, en facies de tipo germánico (Hernando, 1977, 1980; Sopeña, 1979, 1980). Las areniscas y conglomerados fluviales en facies *Buntsandstein* (Anisiense) están discordantes sobre el basamento varisco, y constituyen el relleno continental de las primeras etapas del *rifting*. Los procesos de subsidencia y eustatismo propiciaron el avance del mar Tethys hacia occidente durante el Triásico Medio, y en el margen occidental del Macizo Ibérico (actualmente el centro de la Península Ibérica) se desarrollaron discontinuidades sedimentarias, sucesiones continentales y sedimentación de las facies de plataforma somera del *Muschelkalk* superior (Ladiniense). Este ciclo finaliza en el Triásico superior con un periodo de subsidencia atenuada que favorece la sedimentación evaporítica de la facies *Keuper* (Carniense inferior-Noriense superior).

4.3.2. Primera fase de subsidencia térmica

Desde el Triásico Superior al Jurásico Medio, la subsidencia térmica regional y las variaciones eustáticas dieron lugar a la sedimentación de carbonatos en plataformas marinas someras, con intercalaciones de tramos margosos y evaporíticos, actualmente disueltos o colapsados (Gómez *et al.*, 2004). Sobre el Macizo Ibérico debieron desarrollarse facies continentales que fueron erosionadas en las etapas posjurásicas (Gómez *et al.*, 2004). La transición Triásico-Jurásica se relaciona con los movimientos extensionales del Tethys hacia el oeste (Aurell *et al.*, 2002a). El registro es muy escaso en el Sistema Central (alrededores de Atienza y Macizo de Honrubia) y se limita al Triásico superior-Jurásico inferior (Hernando, 1980; Aurell *et al.*, 2002b; Gómez *et al.*, 2004). En la Cadena Ibérica se detecta una importante

actividad magmática con la intrusión de ofitas que atraviesan la base de los materiales jurásicos (Lago *et al.*, 2002; Lago *et al.*, 2004). Algo después, se registra la última actividad magmática en el Sistema Central (~200 M.a., 1998 1998) con la intrusión del gran dique de Messejana-Plasencia (García de Figuerola *et al.*, 1974; Cebriá *et al.*, 2003; Villaseca *et al.*, 2004b).

4.3.3. Segunda fase de extensión intraplaca

El tipo de registro y deformación de esta etapa (Oxfordiense terminal-Albiense medio) se corresponde más con una extensión intraplaca que con un *rifting s.s.* (De Vicente *et al.*, 2009). La actividad tectónica estuvo condicionada por la propagación del *rifting* del Atlántico Central hacia el N, la expansión progresiva del Atlántico Norte, el comienzo de la apertura oceánica en el Golfo de Vizcaya con la rotación antihoraria de la placa Ibérica, y por el régimen transformante en el margen sudibérico (Ziegler, 1988; Vera, 2001; Aurell *et al.*, 2002b; Mas *et al.*, 2002; Mas *et al.*, 2004). En la Cuenca Ibérica, se produce la destrucción progresiva de las plataformas carbonatadas del Jurásico Superior y el desarrollo de un sistema de cuencas muy subsidentes alineadas NO-SE (Cameros, Maestrat, Columbrets y Sur Ibérica), discordantes al *rift* Ibérico Triásico y en las que se depositaron potentes sucesiones de carbonatos y clastos de continentales a marinos someros. En el Sistema Central, únicamente se identifica un evento hidrotermal durante el Jurásico superior (150 M.a.) relacionado con la apertura del Atlántico Norte (Tornos *et al.*, 2000).

4.3.4. Segunda fase de subsidencia térmica

Durante el Cretácico Superior se produce el mayor ascenso eustático del Mesozoico (Haq *et al.*, 1988; García *et al.*, 1989; Hardenbol *et al.*, 1998), el mar se extendió por toda la Cuenca Ibérica y se desarrollaron las plataformas marinas someras carbonatadas más extensas. La conexión del Tethys y el proto-Altántico, el basculamiento de la placa Ibérica hacia el N, los episodios transgresivos asociados al proto-Atlántico, la apertura del margen cantábrico y la rotación de la placa Ibérica, condujeron al desarrollo de las mayores plataformas carbonatadas mesozoicas (Mas *et al.*, 2002; García *et al.*, 2004). Desde el Santoniense, se detiene la apertura del margen Cantábrico, la Placa Ibérica deja de rotar basculando hacia el SO y la Cuenca Ibérica se abre a los dominios del Tethys y del Proto-Atlántico. Iberia se une a la placa Africana hace 84 M.a., y, a lo largo del Campaniense y Maastrichtiense, la cuenca experimenta una regresión relacionada con los movimientos compresivos que inician la orogenia Alpina (Savostin *et al.*, 1986; Srivastava *et al.*, 1990; Roest y Srivastava, 1991; Reicherter y Pletsch, 2000; Mas *et al.*, 2002).

En el Sistema Central hay afloramientos de esta época en los límites con las cuencas del Duero y Tajo (desde el extremo NE hasta las zonas de Villacastín y Quijorna, respectivamente) y en las cuencas intramontañosas (Fig. 4.4) (Mas *et*

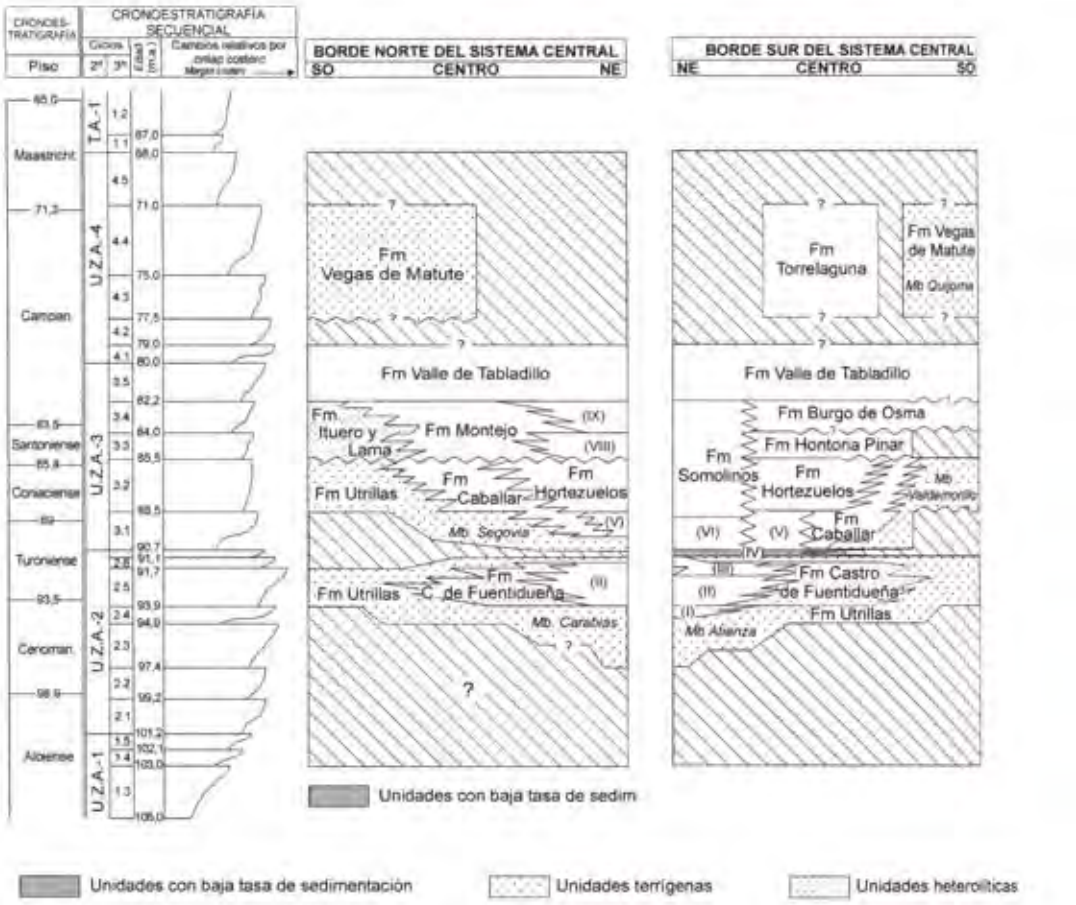


Figura 4.4. *Distribución y correlación de las unidades litoestratigráficas del Cretácico Superior en los sectores del Borde Norte y Borde Sur del Sistema Central. (I) Fm Villa de Vés; (II) Fm Picofrentes; (III) Mb Riofrío del Llano y Mb Muriel de la Fm Ciudad Encantada; (IV) Capa Alcorlo; (V) Fm Muñecas; (VI) Fm Tranquera; (VII) Fm Hortezuelos; (VIII) Fm Hontoria del Pinar; (IX) Fm Burgo de Osma (modificada de Gil et al., 2004).*

al., 2002; Gil *et al.*, 2004; García *et al.*, 2004). Los primeros materiales registrados son las cuñas clásticas costeras de la Fm Utrillas, originadas por la reactivación del área fuente durante niveles bajos del mar (García *et al.*, 1989). En el E del Sistema Central, estos sedimentos yacen discordantemente sobre la Fm Keuper, mientras que en los contactos S y N con las cuencas cenozoicas, lo hacen sobre formaciones progresivamente más recientes. Esto podría indicar un primer registro del movimiento en las fallas que limitan el Sistema Central (De Vicente *et al.*, 2009). A continuación se depositan los sedimentos asociados a las dos grandes transgresiones marinas proto-Atlánticas (Cenomaniense superior-Turoniense medio y Turoniense superior-Santoniense), con una sucesión similar de facies transgresivo-regresiva (plataforma carbonatada somera, plataforma abierta, ambiente costero) (Gil *et al.*, 2004). A lo largo del Santoniense-Campaniense, comienza la convergencia alpina con la compartimentación, colmatación, emersión e inversión de la cuenca sedimentaria.

Esta actividad produce una importante regresión marina en el intervalo Campaniense-Maastrichtiense con el consiguiente aumento de los depósitos continentales (Alonso *et al.*, 1987).

4.4. Unidades cenozoicas

4.4.1. El Sistema Central

El Sistema Central se extiende a lo largo de más de 300 km, con una anchura media de 80 km. Presenta alineaciones montañosas separadas por pequeñas depresiones intramontañosas en las que han quedado preservados sedimentos mesozoicos y paleógenos. Su topografía sobrepasa los 2.000 m, alcanzándose las cotas máximas en las sierras de Gredos (pico Almanzor, 2.592 m) y Guadarrama (pico Peñalara, 2.430 m). Sus relieves enlazan con los de las sierras de Gata y Estrella para componer un sistema de elevaciones del basamento de más de 700 km desde la Cordillera Ibérica hasta el Extremadura *spur* dentro de la llanura oceánica atlántica (De Vicente *et al.*, 2004b, 2007, 2008b; De Vicente y Vegas, 2009).

Esta cadena intraplaca cenozoica del antepaís pirenaico representa una elevación del basamento con doble vergencia (estructura en *pop-up* cuyo salto vertical máximo acumulado es de más de 5.000 m) y tectónica de piel gruesa (involucra a toda la corteza), que ha tenido una evolución polifásica (Vegas *et al.*, 1990; Ribeiro *et al.*, 1990; De Vicente *et al.*, 1996b; De Vicente *et al.*, 2004b, 2007). La cobertera mesozoica está ausente en la parte occidental. Sin embargo, al este de Ávila comienza a aflorar un delgado tegumento cretácico que va aumentando de potencia hacia el E, donde, ya en el contacto con la Cadena Ibérica, las series mesozoicas son más completas. En cualquier caso, no hay despegues entre esta cobertera y el basamento, por lo que el Sistema Central no se corresponde con un antiguo *rift* mesozoico invertido (De Vicente *et al.*, 2007). La deformación es asimétrica, con una secuencia de cabalgamientos vergentes hacia la Cuenca del Duero en su límite norte, cuya actividad principal terminó en el Mioceno Inferior, y un gran cabalgamiento vergente hacia la Cuenca del Tajo en su límite sur (Fig. 4.5). Los cabalgamientos principales que elevan el basamento varisco sobre los sedimentos continentales cenozoicos de ambas cuencas se conocen como Cabalgamientos del Borde Norte y Borde Sur.

La corteza superior tiene una geometría antiformal que produce un engrosamiento de la corteza inferior (Suriñach y Vegas, 1988; Vegas *et al.*, 1990; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005a; De Vicente *et al.*, 2007). La estructura en *pop-up* del Sistema Central se ha explicado mediante diferentes mecanismos (apartado 5.2): deformación frágil en la parte superior de la corteza y engrosamiento dúctil en la parte inferior (Vegas *et al.*, 1990; De Vicente *et al.*, 1996b), despegue intracortical

(De Vicente *et al.*, 1994), engrosamiento cortical unido a despegue intracortical (Ribeiro *et al.*, 1990; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005a), y desarrollo de pliegues litosféricos por procesos de *buckling* en deformación plana que levantarían la cadena y hundirían las cuencas del Duero y Tajo (Cloetingh *et al.*, 2002; De Vicente *et al.*, 2004b; Vegas, 2005).

A partir de las características morfoestructurales alpinas, se diferencian tres unidades tectónicamente homogéneas (zona de transición, sector oriental y sector occidental; De Vicente *et al.*, 2004b, 2007) (Fig. 4.5):

- La *zona de transición* tiene forma triangular y constituye el área de unión con la terminación noroccidental de la Rama Castellano-valenciana de la Cadena Ibérica. La deformación alpina afecta principalmente a los materiales precámbrico-paleozoicos del Dominio del Ollo de Sapo y a las rocas de la cobertera sedimentaria mesozoica. Está delimitada al este por la Falla de Somolinos, un desgarre lateral derecho NO-SE ibérico que termina contra el cabalgamiento del Borde Norte del Sistema Central en los macizos

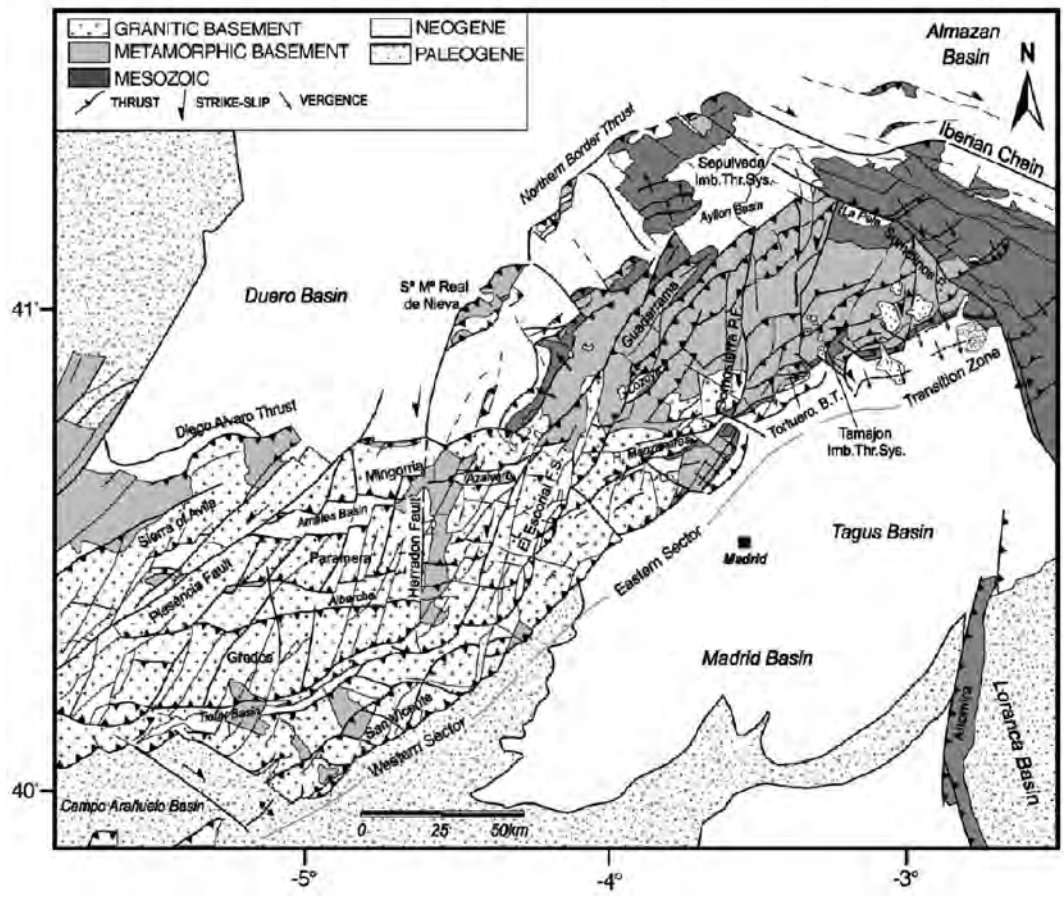


Figura 4.5. *Esquema geológico del Sistema Central con las principales estructuras alpinas (tomada de De Vicente et al., 2007).*

de Sepúlveda y Honrubia. Al oeste enlaza con el sector oriental mediante la zona transpresiva de los retrocabalgamientos de Tortuero. El borde sur está formado por un sistema de cabalgamientos imbricados en el basamento (Cabalgamientos Imbricados de Tamajón) y pliegues de propagación de falla que afectan la cobertera mesozoico-paleógena de la Cuenca del Tajo, con dirección NE-SO y transporte tectónico hacia el SE. En el borde norte se desarrolla el sistema de cabalgamientos imbricados de Sepúlveda, con características similares al de Tamajón, aunque con transporte tectónico hacia el NO y sin actividad pliocena. Esta zona de cabalgamientos termina hacia el NO (macizo de Honrubia) en el Cabalgamiento del Borde Norte del Sistema Central (De Vicente et al., 1996b; Van Wees et al., 1996).

- El *sector oriental* o de *Somosierra-Guadarrama* está formado por alineaciones montañosas ENE-OSO a NE-SO, que se extienden desde la zona de los retrocabalgamientos de Tortuero hasta el sistema de fallas de la Sierra de El Escorial. Sus límites meridional y septentrional son los cabalgamientos del Borte de Norte y Sur, respectivamente. El basamento corresponde a los materiales del Dominio del Ollo de Sapo y de la cobertera mesozoica en su parte oriental, y a los del Dominio del Complejo Esquisto-grauváquico en la occidental. No aparecen rupturas sedimentarias entre los sedimentos del Cretácico Superior y del Paleógeno en los bordes norte y sur. Su estructura está formada por un complejo *pop-up* que pierde altura hacia la Falla de Somolinos. Los mayores saltos verticales se asocian a su cabalgamiento septentrional, donde se registran los mayores relieves (Peñalara 2.430 m) y se sitúa el límite morfológico del Sistema Central. El desgarre lateral izquierdo N-S de la Falla del Puerto de Somosierra divide este sector en dos zonas. Al este, limitando con la zona de transición, se encuentra la zona transpresiva de los retrocabalgamientos NE-SO de Tortuero que se extiende hasta el cabalgamiento norte del *pop-up* y presenta vergencias hacia el N-NO. Al oeste, se desarrolla una estructura compleja formada por dos *pop-ups*, donde se registran las mayores alturas topográficas, separados por el *pop-down* del Lozoya, que hacia el sur pasa a una amplia plataforma sobre el basamento en la que quedan crestas residuales (Manzanares, San Pedro) y una pequeña depresión (*pop-down* de Manzanares).

  También se observan diferencias a lo largo del margen meridional del sector. Así, al este de la Falla del Puerto de Somosierra, el cabalgamiento del Borde Sur del Sistema Central no alcanza la superficie, y se desarrolla un pliegue de propagación de falla orientado N60E y con un transporte tectónico hacia N150E. Sin embargo, al oeste, el cabalgamiento se extiende hasta el sur del sector occidental (Sierra de San Vicente) con una dirección N60E característica y un salto vertical que llega a superar los 3.000 m (Querol Müller, 1989). El escaso relieve del bloque de techo puede indicar una actividad principalmente paleógena en el contexto de un levantamiento más

o menos constante a través del Terciario (Martín-Serrano, 1991; Alonso-Zarza *et al.*, 2004). Respecto al margen septentrional, el cabalgamiento del Borde Norte forma una estructura arqueada con una dirección de transporte NO y una morfología menos marcada que la del borde sur.

- El *sector occidental* o de *Gredos-Paramera* está formado por relieves E-O, excepto la Sierra de San Vicente que presenta una dirección NE-SO. Está delimitado por el corredor transpresivo NNE-SSO de la Sierra del Escorial al este, y por la sierra de Ávila al oeste, que está atravesada por el dique de Plasencia y por la Falla de Messejana-Plasencia con direcciones NE-SO. El pico más alto del Sistema Central se localiza en este sector (Almanzor, 2.592 m), que en general tiene un relieve asimétrico, con un pequeño salto topográfico en el borde norte (100 m en su contacto con la Cuenca del Duero) y un gran desnivel en el borde sur (2.100 m en la pared sur de Gredos), con un gran componente erosivo. El basamento consiste principalmente en rocas plutónicas variscas con algunos afloramientos aislados de rocas metamórficas del Dominio del Esquisto-grauváquico. Las alineaciones montañosas se corresponden con elevaciones de este basamento (de Norte a Sur, *pop-ups* de Mingorría, Paramera, Gredos y San Vicente) separadas por depresiones intramontañosas parcialmente rellenas de sedimentos cenozoicos (de Norte a Sur, *pop-downs* de Amblés, Alberche y Tiétar). El cabalgamiento del Borde Sur del Sistema Central desaparece bajo los sedimentos cenozoicos de la Cuenca del Tajo. El cabalgamiento de Diego Álvaro, al oeste de la Falla de Plasencia, representa la prolongación del cabalgamiento del Borde Norte del Sistema Central. Más al sur, las elevaciones de basamento de los Montes de Toledo y la Sierra de Guadalupe-Montánchez parecen replicar la estructura asociada al Borde Sur del Sistema Central, si bien con un salto vertical menor.

Las cuencas intramontanas terciarias del Sistema Central

A lo largo del Terciario se desarrollan un conjunto de depresiones (*pop-downs*) sobre el basamento del Sistema Central (Fig. 4.6) (Corneja, Amblés, Campo Azálvaro, Alto Alberche, Tiétar, Lozoya, Alto Manzanares; Martín-Serrano *et al.*, 1996b; Armenteros *et al.*, 2004), cuya estructura y estratigrafía está condicionada por la reactivación del sistema de fallas tardivarisco durante la compresión alpina (De Vicente *et al.*, 1992, 1996b; Capote *et al.*, 2002; De Vicente *et al.*, 2004b). Se sitúan entre grandes elevaciones montañosas, son paralelas a la estructura general y presentan alineaciones E-O a NE-SO. Las cuencas del Amblés y Campo Azálvaro, al oeste, son las más extensas y tienen un espesor de sedimentos de 1.000 m y 400 m, respectivamente (Martín-Serrano *et al.*, 1996b; Aracil *et al.*, 1999).

En el registro sedimentario se distinguen dos ciclos (prearcósico y arcósico; Garzón *et al.*, 1982; Martín-Serrano *et al.*, 1996b). Las cuencas situadas al este de Ávila contienen sedimentos siliciclásticos y carbonáticos de edad Cretácico Superior,

Figura 4.6. *Pop down del Lozoya en el sector oriental del Sistema Central (tomada de De Vicente, 2009).*

mientras que en las de Amblés, Campo Azálvaro y Alto Alberche hay areniscas silíceas o siderolíticas cretácicas a paleocenas (Martín-Serrano *et al.*, 1996b). Estos depósitos *prearcósicos* se relacionan con los descritos más hacia el oeste (Garzón *et al.*, 1982; Martín Serrano y Olmo Sanz, 1990a; Molina *et al.*, 1989). El relleno de las cuencas se inicia con una secuencia *arcósica* de edad Eoceno-Oligoceno (Amblés; Garzón y López-Martínez, 1978). Este ciclo está discordante sobre los sedimentos cretácicos, hacia la base son abundantes los fragmentos de rocas procedentes de afloramientos mesozoicos, y se formó en ambientes de abanico aluvial y fluvial trenzado. Se han descrito arcosas de posible edad Aragoniense relacionadas con ríos trenzados de abanico aluvial y con la red fluvial actual (Martín Serrano y Olmo Sanz, 1990b; Olmo Sanz, 1990a, 1990b, 1991). Debido a la activa incisión fluvial, los sedimentos terciarios restantes y cuaternarios son muy escasos (Martín-Serrano, 1991).

4.4.2. La Cuenca del Duero

La Cuenca del Duero, que comenzó a definirse a finales del Cretácico, es la cuenca cenozoica más extensa de la Península Ibérica (~50.000 km^2) (Santisteban *et al.*, 1996a; Armenteros *et al.*, 2002; Alonso-Gavilán *et al.*, 2004). El espesor de sedimentos terciarios supera los 2.500 m, la mayor parte en facies continentales, aunque hay importantes hiatos en el Paleoceno-Eoceno inferior, durante el Oligoceno superior y en la parte más alta del Mioceno (Calvo, 2004). El registro terciario se apoya sobre materiales mesozoicos en la mitad oriental y sobre materiales paleozoicos

en la occidental (Blanco y Merten, 1974). En la Cuenca del Duero se identifican distintas subcuencas. En el sector más noroccidental, se encuentran los depósitos terciarios de las Cuencas Cenozoicas del Noroeste Peninsular (Martín-Serrano *et al.*, 1996a; Martín González, 2005). Hacia el NE, entre la Cordillera Cantábrica y la Cordillera Ibérica, el corredor de la Bureba une las cuencas del Duero y Ebro, que juntas representan la cuenca de antepaís pirenaica (De Vicente *et al.*, 2007). Al este, entre la Cordillera Ibérica y el Sistema Central, se sitúa la Cuenca de Almazán (Bond, 1996; Maestro, 1999; Rey Moral, 2001), con una evolución tipo *piggy-back* durante el Paleógeno (Casas-Sainz *et al.*, 2000). Y en la esquina SO, se localiza el *semigraben* NE-SO de la Cuenca de Ciudad Rodrigo generada en el Eoceno inferior (Santisteban *et al.*, 1996b, 1996c).

Los sectores septentrional, oriental y meridional se comportaron como cuencas de antepaís, y, debido al levantamiento de los relieves durante la Orogenia Alpina, los sedimentos del Cretácico Superior al Oligoceno están involucrados en la deformación, mientras que el registro neógeno solapa las estructuras más recientes (Santisteban *et al.*, 1996a, 1996b, 1996c; Armenteros *et al.*, 2002; Alonso-Gavilán *et al.*, 2004). El límite septentrional está constituido por los cabalgamientos de la Cordillera Cantábrica vergentes al S sobre una secuencia sedimentaria de hasta 3.500 m en su sector más occidental (Alonso *et al.*, 1996; Alonso y Pulgar, 2004; Armenteros *et al.*, 2002; Alonso-Gavilán *et al.*, 2004; Herrero *et al.*, 2004). Este sector se comportó como cuenca de antepaís desde el Eoceno. El límite oriental está representado por los cabalgamientos de la Cordillera Ibérica, donde se alcanzan hasta 4.000 m de espesor sedimentario en la Cuenca de Almazán (Rey Moral, 2001; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005a). El límite meridional corresponde a las fallas inversas y desgarres del Borde Norte del Sistema Central (Fig. 4.7). Los sedimentos neógenos normalmente solapan este límite (Santisteban *et al.*, 1996a). La profundidad máxima del basamento de la cuenca se localiza al norte del macizo de Honrubia-Sepúlveda con 2.800 m de sedimentos (Alonso-Gavilán *et al.*, 2004; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005a). El límite occidental se estructura a través del sistema de fallas de Vilariça, que durante el Cenozoico tuvo una importante actividad como desgarres lateral izquierdos, transfiriendo la deformación desde la Cordillera Cantábrica (Pirineos) hasta la Sierra de la Estrella en el Sistema Central (De Vicente y Vegas, 2009).

La mayor parte del relleno sedimentario se depositó en ambiente continental. Los sedimentos siliciclásticos tienen una composición lítica en el N y E, y arcósico a lítica en el S y SO; los mayores volúmenes de carbonatos se encuentran cerca del centro y el este de la cuenca; y las evaporitas se localizan en la mitad oriental, principalmente hacia el centro y NE (Santisteban *et al.*, 1996a). Los afloramientos paleogénos se distribuyen en los límites de la cuenca, mientras que los depósitos neógenos están mejor representados hacia la parte central y el NO (Santisteban *et al.*, 1996a, 1996c; Mediavilla *et al.*, 1996). Los modelos de la cuenca presentan una distribución de facies con abanicos aluviales en la periferia y ambientes lacustres en el centro, y suponen condiciones endorreicas hasta el Plio-Cuaternario. El relleno

Figura 4.7. *Cabalgamiento del Borde Norte del Sistema Central (bloque de Mingorría) sobre los materiales terciarios de la Cuenca del Duero. La fotografía está tomada en el talud de la autovía A-50 Ávila-Salamanca, con el Norte hacia la derecha y el Sur hacia la izquierda (tomada de De Vicente, 2009).*

de la cuenca se produjo en tres contextos geodinámicos diferentes que originaron tres secuencias estratigráficas separadas por discontinuidades a escala de cuenca (finicretácica-paleocena, eocena-oligocena y neógena; Santisteban *et al.*, 1996a; Armenteros *et al.*, 2002; Alonso-Gavilán *et al.*, 2004).

4.4.3. La Cuenca del Tajo

La Cuenca del Tajo está situada al sur del Sistema Central y tiene una extensión aproximada de 20.000 km^2. Los límites de la cuenca están constituidos por relieves ígneos y metamórficos de edad precámbrico-paleozoica (principalmente al norte y sur) o por relieves siliciclásticos y carbonáticos mesozoicos (principalmente al este). Al final del Paleógeno, el levantamiento de la Sierra de Altomira con dirección N-S produjo su división en dos cuencas (De Vicente *et al.*, 1996a, 1996b; Muñoz Martín, 1997; Alonso-Zarza *et al.*, 2004): al oeste la Cuenca de Madrid, y al este la Cuenca de Loranca o Depresión Intermedia. En la zona más suroccidental se distingue la subcuenca E-O de Campo Arañuelo.

El límite norte de la Cuenca de Madrid está formado por el cabalgamiento N60E del Borde Sur del Sistema Central, activo desde el Paleógeno hasta el Plioceno (Fig. 4.8) (De Vicente *et al.*, 1996b; De Vicente *et al.*, 2007). Su margen meridional está constituido por el cabalgamiento E-O de los Montes de Toledo vergente hacia el

Figura 4.8. *Cabalgamiento del Borde Sur del Sistema Central (sistema de cabalgamientos imbricados de Tamajón) sobre los sedimentos mesozoicos de la base de la Cuenca del Tajo. En la fotografía, hacia la izquierda está el NO y hacia la derecha el SE (tomada de De Vicente, 2009).*

norte (Martín y De Vicente, 1995). El borde oriental está compuesto por los pliegues NO-SE de la Cordillera Ibérica y N-S de la Sierra de Altomira, con un salto vertical de más de 1.500 m respecto a la cobertera mesozoica indeformada (Querol Müller, 1989; Muñoz Martín, 1997; Muñoz Martín *et al.*, 2004b). Hacia el SE está conectada con los depósitos de la Llanura Manchega y de la Cobertera Tabular Mesozoica. El depocentro está adyacente a la parte oriental del Sistema Central con un relleno sedimentario que alcanza los 3.500 m de espesor (Racero Baena, 1988; Querol Müller, 1989; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005a). Hacia las partes centrales de la cuenca se desarrolla un umbral subparalelo en el que se registran abundantes estructuras paleosísmicas cuaternarias (Giner, 1996).

El registro sedimentario se divide en dos unidades paleógenas (Torrelaguna-Uceda y Beleña de Sorbe-Torremocha de Jadraque) y cuatro unidades neógenas (Inferior Miocena, Intermedia Miocena, Superior Miocena y Pliocena) (Alonso-Zarza y Calvo, 2002; Alonso-Zarza *et al.*, 2004). Las dos unidades basales miocenas tienen un carácter endorreico y presentan una disposición de facies concéntrica con sedimentos lacustres en el centro que gradan a depósitos aluviales más gruesos hacia los márgenes de la cuenca. La unidad miocena superior está compuesta por un tramo basal siliciclástico de origen fluvial y uno superior carbonático fluvio-lacustre, que suponen el reajuste de la cuenca a condiciones exorreicas.

4.4.4. Evolución cenozoica

La evolución cenozoica en el centro peninsular está relacionada con las deformaciones y esfuerzos compresivos transmitidos desde los bordes de la Placa Ibérica hacia el interior como consecuencia de la orogenia Alpina, que se desarrolla bajo un nuevo contexto convergente entre las placas Eurasiática, Ibérica y Africana (Vegas y Banda, 1982; Sanz de Galdeano, 1996; De Vicente *et al.*, 2004a; Vegas, 2005), y está retocada por el desacoplamiento mecánico del Dominio de Alborán (De Vicente y Vegas, 2009). La actividad tectónica terciaria provoca la estructuración del Sistema Central y restantes frentes montañosos que delimitan las cuencas del Duero y Tajo, condicionando su evolución paleogeográfica y sedimentaria (Alonso-Gavilán *et al.*, 2004; Alonso-Zarza *et al.*, 2004; De Vicente *et al.*, 2007). El desplazamiento progresivo de Iberia desde una latitud ~30 N a principio del Terciario provocó un cambio climático que unido a la litología de las áreas fuente determinaron la distribución de los sedimentos y sus características composicionales (Calvo *et al.*, 1993; Armenteros *et al.*, 2002; Calvo, 2004). Por otro lado, los descensos globales del nivel del mar pudieron forzar el vaciado de las cuencas.

Las deformaciones cenozoicas del Sistema Central se relacionaban tradicionalmente con tres episodios de fracturación originados bajo unos esfuerzos compresivos con distinta orientación (Capote *et al.*, 1990): etapa Ibérica N45-55E en el Oligoceno-Mioceno inferior, etapa Guadarrama N140-155E en el Mioceno inferior-superior, y etapa Torrelaguna N160-200E en el Mioceno superior-Cuaternario. De Vicente *et al* (2007) proponen una evolución asociada únicamente a un acortamiento NO-SE. Según este nuevo esquema, durante el Oligoceno-Mioceno inferior se registra un régimen de compresión triaxial con un acortamiento NO-SE a NNO-SSE, seguido de un periodo de relativa tranquilidad durante el cual las orientaciones se desvían del tensor regional. En el intervalo Mioceno superior-Plioceno, se reactivan los esfuerzos constrictivos y algunas estructuras rejuvenecen bajo esfuerzos tectónicos similares a los actuales (extensión uniaxial a desgarre con acortamiento NO-SE). Las áreas más occidentales del Sistema Central (sobre todo en su tramo portugués) presentan, sin embargo, una actividad continua a través de todo el Terciario. En el Plio-Cuaternario hay evidencias geológicas de intensa actividad neotectónica en la Cuenca de Madrid, aunque la sismicidad actual puede considerarse baja-media y nucleada en las principales estructuras cenozoicas (Giner, 1996; De Vicente *et al.*, 1996b; Herraiz *et al.*, 2000; Rodríguez-Pascua, 2005; Silva, 2003; De Vicente *et al.*, 2007, 2008a). Sin embargo, todavía hay cabalgamientos activos en Lisboa (Stich *et al.*, 2005). La sismicidad en el sector NO del Macizo Ibérico evidencia cierta actividad tectónica bajo unos esfuerzos compresivos N-S, que giran a NO-SE hacia la zona de Galicia, y que se han mantenido constantes durante el Terciario (Antón López, 2003; Martín González, 2005; Antón y De Vicente, 2006).

- Durante el Mesozoico, la paleogeografía del actual interior de la Península Ibérica era de tipo continental hacia el oeste, con un aporte de sedimentos

desde el Macizo Varisco, y marina hacia el norte y el este, bajo un régimen extensional (Blanco y Merten, 1974; Santisteban *et al.*, 1996a). La topografía mesozoica en las partes occidentales de las cuencas del Duero y Tajo se estima en 800 m y 200-300 m respectivamente, mientras que en las partes orientales estaría en -10 m y 93 m (De Vicente *et al.*, 2007). En el Sistema Central, el límite de la sedimentación marina cretácica se sitúa entre las cuencas del Amblés y Campo Azálvaro, mientras que las areniscas siderolíticas se extienden hasta las proximidades de Zamora y Salamanca (Martín-Serrano *et al.*, 1996b). La geografía continental del Cretácico Superior al Paleoceno estaba constituida por paisajes suaves con relieves bajos e intensamente alterados (Santisteban *et al.*, 1996b; Martín-Serrano *et al.*, 1996b).

- El comienzo de la Orogenia Alpina al final del Paleoceno desencadena el levantamiento de los bordes de la Cuenca del Duero (Santisteban *et al.*, 1996a). La paleogeografía cambia desde un paisaje suave hacia una cuenca bien diferenciada. La tectónica alpina origina la apertura de las cuencas del Noroeste Peninsular (Martín-Serrano *et al.*, 1996a; Martín González, 2005), del Sistema Central (Martín-Serrano *et al.*, 1996b), y de Ciudad Rodrigo.
- Durante el Eoceno, se produce la estructuración de la Cadena Pirenaica (Cordilleras Pirenaica y Cantábrica; Alonso y Pulgar, 2004) y la transmisión de la deformación compresiva hacia el sur al conjunto de la Placa Ibérica (Vegas *et al.*, 1990; Sanz de Galdeano, 1996; Andeweg, 2002; Alonso-Gavilán *et al.*, 2004). En las grandes cuencas interiores de la península, se originan sucesiones sedimentarias de notable espesor y muy continuas en el tiempo, dominadas por facies continentales aluviales y lacustres (Alonso-Gavilán *et al.*, 2004; Alonso-Zarza *et al.*, 2004; Calvo, 2004). En el Eoceno inferior-medio en el entorno del Sistema Central se registra un umbral alargado delimitado por desgarres lateral izquierdos (Fig. 4.9) (De Vicente *et al.*, 2007). Los cabalgamientos de la Cordillera Cantábrica y de la Cordillera Ibérica sobre la Cuenca del Duero, el sistema de fallas de Vilariça en el borde occidental de la cuenca, así como el cabalgamiento del Borde Sur del Sistema Central y el de Montes de Toledo sobre la Cuenca del Tajo funcionan ya en el Eoceno superior (Fig. 4.9) (Alonso-Gavilán *et al.*, 2004; De Vicente *et al.*, 2007). Asociada a la actividad del Borde Sur, se desarrollan potentes cuñas aluviales, como las de la cuenca del Amblés, durante el Eoceno-Oligoceno Medio (Martín-Serrano *et al.*, 1996b; De Vicente *et al.*, 2007). Los desplazamientos en el cabalgamiento del Borde Norte del Sistema Central se producen en el Oligoceno (De Vicente *et al.*, 2007). El levantamiento de los relieves del Sistema Central conducen a la diferenciación de las cuencas del Duero y Tajo (Martín-Serrano *et al.*, 1996b; Alonso-Gavilán *et al.*, 2004; Alonso-Zarza *et al.*, 2004; Calvo, 2004; De Vicente *et al.*, 2007).

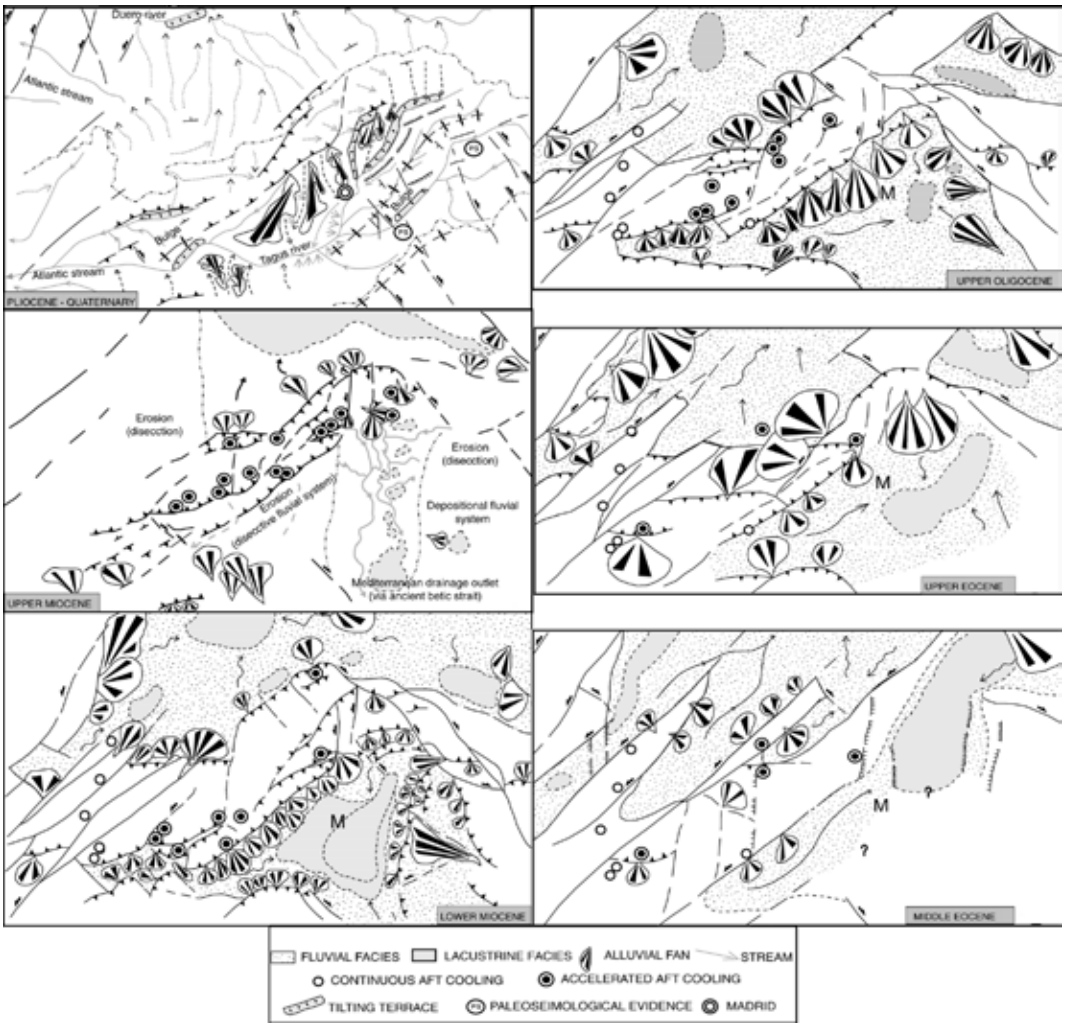


Figura 4.9. *Evolución tectónica del Sistema Central y de las proximidades de las cuencas del Duero y Tajo durante el Cenozoico (tomada de De Vicente et al., 2007).*

- En el intervalo Oligoceno-Mioceno inferior se produce la estructuración de la Cordillera Ibérica y de la Sierra de Altomira (Fig. 4.9) (De Vicente *et al.*, 1996a, 1996b; Gómez *et al.*, 1996; Muñoz Martín, 1997; Muñoz Martín *et al.*, 2004b), y los Montes de Toledo parecen haber estado activos durante el Mioceno Inferior (De Vicente *et al.*, 1996a; De Vicente *et al.*, 2007). El interior de Iberia está sometido a condiciones constrictivas debido al acoplamiento mecánico entre África-Iberia (Fig. 4.10) (Vegas *et al.*, 2005; De Vicente *et al.*, 2007; De Vicente y Vegas, 2009). En la Cuenca de Madrid, la evolución vertical de las sucesiones paleógenas desde los sedimentos lacustres a los aluviales gruesos apunta al levantamiento continuado de sus márgenes (Alonso-Zarza *et al.*, 2004).
- En el Mioceno, las placas Ibérica y Euroasiática se sueldan comportándose como una placa única (Santisteban *et al.*, 1996b). La compresión originada

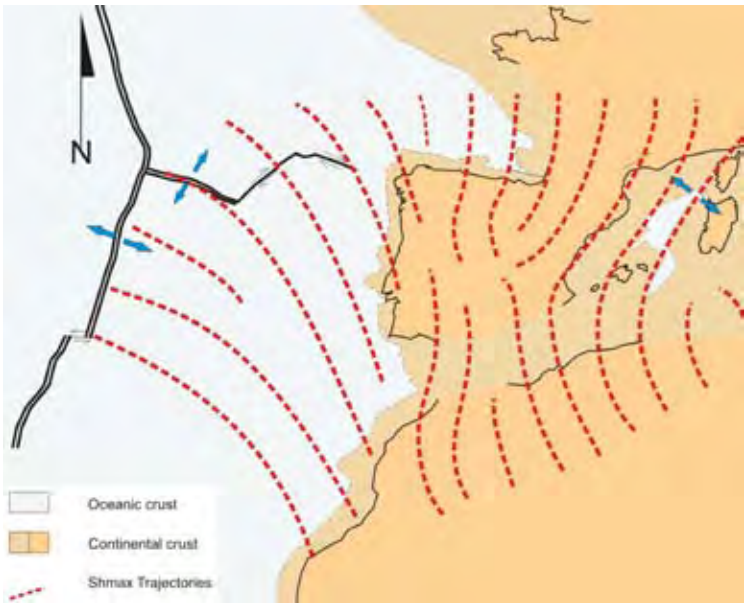


Figura 4.10. *Reconstrucción de las trayectorias de paleoesfuerzos en el Oligoceno-Mioceno inferior (30-20 Ma) (tomada de De Vicente y Vegas, 2009).*

por la convergencia de la placa Africana produce el emplazamiento de este a oeste de la Cadena Bética y del bloque de Alborán (Sanz de Galdeano, 1996). En el Sistema Central parece registrarse un cierto rejuvenecimiento con un levantamiento asociado que se identifica mediante huellas de fisión en apatitos (De Bruijne y Andriessen, 2002; De Vicente *et al.*, 2007). Las discordancias entre la Unidad Inferior del Mioceno de la Cuenca del Tajo y los materiales paleógenos infrayacentes, y entre las unidades Inferior e Intermedia del Mioceno ponen de manifiesto la continuidad de la deformación compresiva (Alonso-Zarza *et al.*, 2004).

- En el Mioceno superior el régimen de las cuencas del Duero y Tajo cambia de endorreico a exorreico (Fig. 4.9) (Calvo *et al.*, 1989; Armenteros *et al.*, 2002; Alonso-Gavilán *et al.*, 2004; Alonso-Zarza *et al.*, 2004; Calvo, 2004). En el sector SO de la Cuenca del Duero, se produce la captura de los sistemas fluviales endorreicos por la red fluvial atlántica, comenzando su vaciado sedimentario (Martín-Serrano, 1991; Santisteban *et al.*, 1996b; Mediavilla *et al.*, 1996).
- En el Neógeno Superior, toda la Cuenca del Duero se convierte en exorreica a través del ancestral río Duero (Mediavilla *et al.*, 1996). En el Plioceno inferior, la intensificación del campo de esfuerzos compresivo intraplaca (Cabral, 1995; Ribeiro *et al.*, 1996) produce sucesivos eventos de levantamiento que propician la captura del drenaje de la Cuenca de Madrid por el sistema fluvial atlántico (Cunha *et al.*, 2005). La inversión pliocena de la cuenca, aunque ya iniciada en el Mioceno final, va acompañada por un significativo aumento de los valores de elevación y denudación en el

Sistema Central. Las tasas de elevación se estiman entre 4,7 ± 1,0 y 5,9 ± 1,6 km desde el Mioceno medio, y las de denudación de hasta los 3,2 km desde el inicio del Plioceno hasta la actualidad (De Bruijne y Andriessen, 2002).

- Finalmente, algunos segmentos de los bordes Norte y Sur del Sistema Central continúan siendo activos en el Plio-Cuaternario, así como los desgarres laterales izquierdos del límite occidental de la Cuenca del Tajo y desgarres lateral derechos que atraviesan la Cuenca del Tajo (De Vicente *et al.*, 2007).

4.5. Estructura de la litosfera

La estructura actual de la litosfera del centro de la Península Ibérica es el resultado de esta compleja historia de etapas compresivas y extensionales producidas desde el Paleozoico hasta la actualidad. Su conocimiento resulta imprescindible tanto para contrastar los resultados obtenidos en el análisis de la deformación alpina intraplaca (capítulo 5) como para elaborar la geometría de los modelos de esfuerzo y resistencia actuales (capítulos 6 y 7). La información relacionada con el espesor y la composición de las distintas capas de la litosfera bajo el Sistema Central y las cuencas del Duero y Tajo, así como el régimen térmico, se ha obtenido a partir de la recopilación bibliográfica de estudios de sísmica de refracción y reflexión, tomografía sísmica, gravimetría, magnetismo, petrología, reología y flujo de calor.

4.5.1. Espesores

La corteza ibérica se extiende hasta una profundidad media de ~32 km, con engrosamientos bajo las cadenas alpinas y adelgazamientos en las zonas oceánicas (Vera *et al.*, 2004a; Muñoz Martín *et al.*, 2004a; Julià y Mejía, 2004; Díaz y Gallart, 2009; y referencias citadas en ellos). Los trabajos de sísmica de refracción realizados en el centro peninsular indican que la corteza tiene un espesor medio de 30-31 km repartido en tres capas (perfiles Toledo-Cáceres, Toledo-Teruel y Toledo-Soria, Banda *et al.*, 1981; perfil Toledo-Salamanca, Suriñach y Vegas, 1988; perfil DA que atraviesa el sector de Gredos, ILIHA DSS Group, 1993): una corteza superior de 11-14 km, una corteza media de 7-12 km y una corteza inferior de 7-9 km. Perfiles gravimétricos transversales al sector de Gredos y al de Guadarrama acotan la profundidad media de la discontinuidad de Mohorovičić en 33 km y 30 km respectivamente (De Vicente *et al.*, 2007). Sin embargo, bajo el Sistema Central el espesor cortical se incrementa hasta 34-36 km (Suriñach y Vegas, 1988; ILIHA DSS Group, 1993) debido al arqueamiento convexo de la corteza superior y la flexión cóncava de la corteza inferior durante la tectónica compresiva alpina (Suriñach y

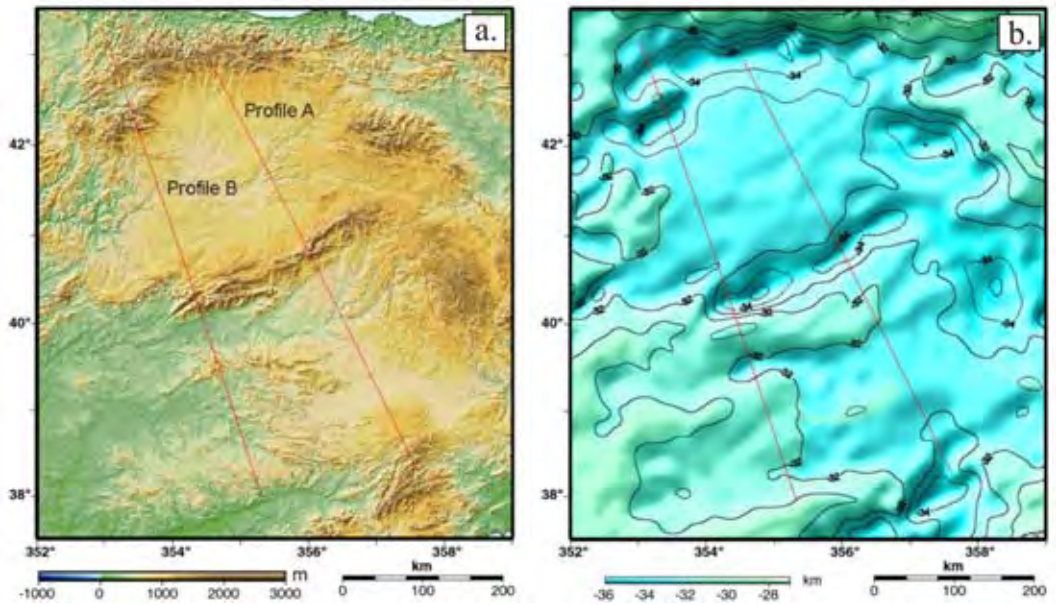


Figura 4.11. *a. Modelo digital del terreno del centro de Iberia. b. Espesor cortical obtenido a partir de datos gravimétricos, teniendo en cuenta la topografía y asumiendo compensación isostática local (tomadas de De Vicente et al., 2007).*

Vegas, 1988; Vegas *et al.*, 1990). Este engrosamiento también se observa en los diferentes estudios de gravimetría (Fig. 4.11) (Tejero *et al.*, 1996; Vera *et al.*, 2004a; Muñoz Martín *et al.*, 2004a; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005a; De Vicente *et al.*, 2007).

La corteza intraplaca ibérica está parcialmente cubierta por los sedimentos continentales de las cuencas del Duero y Tajo. En la Cuenca del Duero, el espesor del relleno sedimentario alcanza 2.000 m en el frente de cabalgamientos de la Cordillera Cantábrica, mientras que en las proximidades del Sistema Central supera los 2.500 m (Fig. 4.12) (datos aeromagnéticos, Aeroservice, Ltd., 1964; cortes geológicos basados en perfiles de reflexión sísmica de REPSOL Exploración, Alonso *et al.*, 1996; perfil de reflexión ESCIN-2 y perfil de refracción Profile 5, Pulgar *et al.*, 1996; perfiles de refracción, Fernández-Viejo *et al.*, 2000; datos gravimétricos, Gómez-Ortiz *et al.*, 2005a, De Vicente et al., 2007). En la Cuenca del Tajo, el registro sedimentario al este de la Sierra de Guadarrama tiene un espesor máximo de ~3.400 m, que incluye ~200 m de depósitos cretácicos, y en el que aproximadamente dos terceras partes tiene una edad Paleógena y la tercera restante Neógena (sondeo El Pradillo, Racero Baena, 1988). Los perfiles de sísmica de reflexión (líneas sísmicas M7916 y M7802, Querol Müller, 1989) y los estudios gravimétricos señalan igualmente la existencia de este depocentro (Tejero *et al.*, 1996; Gómez Ortiz, 2001; Álvarez García, 2002; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005a; De Vicente *et al.*, 2007).

Por último, el límite litosfera-astenosfera en el centro de la Península Ibérica está situado en un rango de profundidades de entre 100-200 km a partir de perfiles de sísmica de reflexión (Banda *et al.*, 1981), modelos de tomografía sísmica de ondas

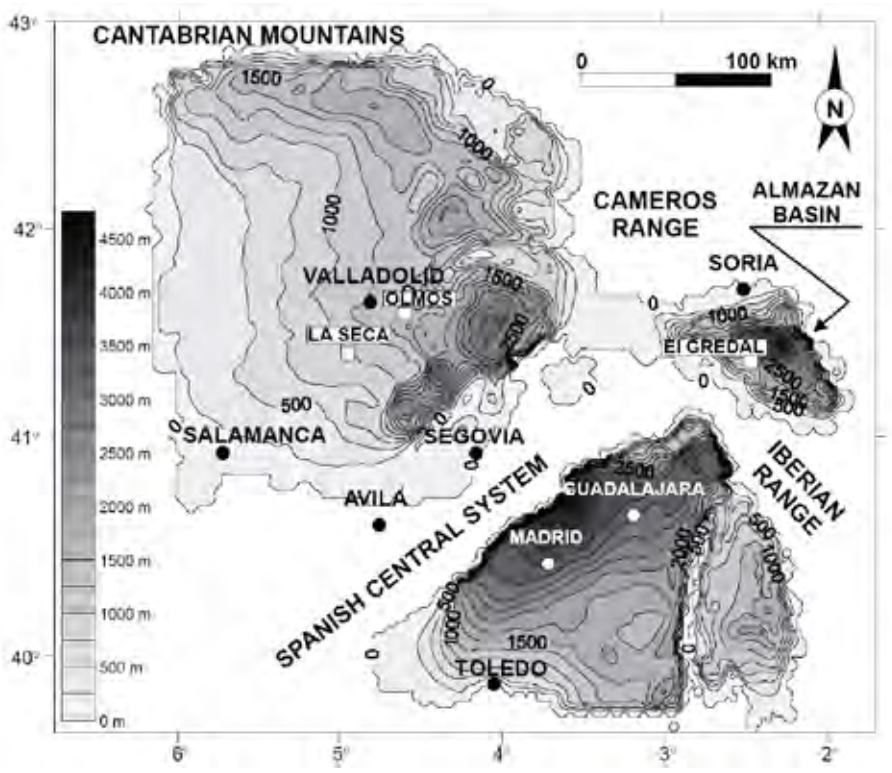


Figura 4.12. *Mapa de isopacas de la base del Terciario en las cuencas del Duero, Almazán y Tajo (tomada de Gómez-Ortiz et al., 2005a).*

p (Piromallo y Morelli, 2003; Spakman y Wortel, 2004), modelos de tomografía de ondas superficiales (Boschi *et al.*, 2004; Peter *et al.*, 2008) y modelos térmicos (Fernàndez *et al.*, 1998; Tejero y Ruiz, 2002; Jiménez-Munt *et al.*, 2003; Fernández *et al.*, 2008). Sin embargo, geotermas de detalle en la zona de estudio restringen esta profundidad a 90-110 km (Tejero y Ruiz, 2002; Fernández *et al.*, 2008). Por otro lado, el modelo del espesor litosférico del continente europeo realizado por Artemieva *et al*. (2006), que integra información sísmica, térmica y de xenolitos mantélicos, propone un valor de 100 ± 25 km para la Península Ibérica (Fig. 4.13). Estos mismos autores indican que las diferencias de espesor entre litosfera sísmica y térmica, de hasta 50 km (Jaupart y Mareschal, 1999), son el resultado de la medición de distintos parámetros físicos en cada una de las técnicas, y estarían condicionadas por el espesor de la zona de transición entre transferencia de calor conductiva a convectiva.

4.5.2. Composición

La corteza superior del Sistema Central está formada por granodioritas, monzogranitos y leucogranitos del batolito varisco, que intruyen mayoritariamente en rocas metasedimentarias en el sector occidental y ortogneises en el sector oriental

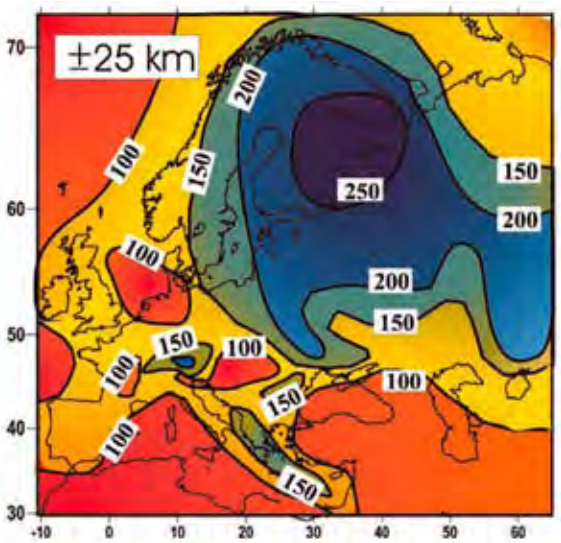


Figura 4.13. *Modelo integrado del espesor litosférico en Europa, basado en datos sísmico, térmicos, magnetotelúricos, electromagnéticos y gravimétricos (tomada de Artemieva et al., 2006).*

(apartado 4.2; Villaseca *et al.*, 1999; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005a; Bea *et al.*, 2004). Los datos geofísicos y de sondeos indican que el basamento de las cuencas del Duero y Tajo está formado por rocas metamórficas de grado bajo (pizarras y cuarcitas), aunque en algunos sondeos también se han identificado rocas plutónicas, sobre las que se depositaron rocas detríticas y carbonatadas durante el Mesozoico (Banda *et al.*, 1981; Racero Baena, 1988; Querol Müller, 1989; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005a; Suarez Alba, 2007). El relleno sedimentario terciario es de tipo siliciclástico en los márgenes y evaporítico en las áreas centrales (Mediavilla *et al.*, 1996; Santisteban *et al.*, 1996a; Calvo *et al.*, 1996; Alonso-Gavilán *et al.*, 2004; Alonso-Zarza *et al.*, 2004).

La información sobre la corteza media es escasa, aunque los datos de velocidad de ondas p sugieren una composición similar a la de las rocas intrusivas félsicas aflorantes (granodioritas; Banda *et al.*, 1981; Villaseca *et al.*, 1999). Por otro lado, Tejero y Ruiz (2002) utilizan los parámetros de la cuarzodiorita para modelizar el comportamiento reológico de esta capa.

Las estimaciones de presión y temperatura a partir de enclaves granulíticos, arrastrados dentro de diques de lamprófidos ultrabásicos alcalinos, indican una procedencia clara de la corteza inferior (apartado 4.2.2; Villaseca *et al.*, 1999; Villaseca *et al.*, 2004b; Villaseca y Orejana, 2008). El 95% en volumen de estos enclaves tienen una composición félsica, que contrasta con la naturaleza máfica de la corteza inferior de otras áreas variscas europeas. El estudio de la corteza inferior actual a partir de xenolitos tan antiguos podría ser motivo de controversia puesto que se asume que su composición no ha variado en ~270 M.a. En este sentido, Villaseca *et al*. (1999) indican que la región no ha sido afectada por procesos metamórficos significativos desde la orogenia Varisca y que las velocidades de onda p obtenidas en la corteza inferior (6,5-6,9 km/s; Banda *et al.*, 1981) son típicas de granulitas félsicas. Los valores de coeficiente de Poisson obtenidos a partir de la relación V_p/V_s

de telesismos también apoyan la naturaleza félsica de la corteza del Macizo Ibérico (Julià y Mejía, 2004).

Las escasas rocas máficas y ultramáficas aflorantes en el Sistema Central permiten estudiar la naturaleza del manto superior. Bea *et al*. (1999, 2004) explican la composición química e isotópica de las litologías máficas y ultramáficas (gabros, y dioritas, cuarzodioritas y granodioritas con anfíbol y flogopita) mediante la fusión de una fuente híbrida de peridotitas mantélicas y metapelitas corticales en una proporción 8:2. Respecto a los xenolitos dentro de los diques ultrabásicos pérmicos, sus composiciones son principalmente piroxeníticas y hornbléndicas, sin encontrarse términos peridotíticos claros, y su génesis no está ligada a la fusión parcial de peridotitas sino a la cristalización fraccionada desde fundidos alcalinos bajo el Moho (piroxeníticos) o en la corteza inferior (hornblendíticos) (Orejana *et al.*, 2006). Sin embargo, en la cercana Provincia Volcánica de Calatrava se sugiere la contribución de una fuente litosférica subcontinenal peridotítica (lherzolita con granate y flogopita) en la formación de las rocas basálticas alcalinas subsaturadas del Mioceno Superior-Plioceno (López-Ruiz *et al.*, 1993; Cebriá y López-Ruiz, 1995), y son muy frecuentes los xenolitos de peridotitas con composiciones variadas (Ancochea, 2004; Humphreys *et al.*, 2008).

4.5.3. Régimen térmico

El flujo de calor superficial en Iberia varía desde ~40-50 mW m^{-2} en la plataforma oceánica atlántica a ~80-100 mW m^{-2} en la mediterránea (Fernàndez *et al.*, 1998) (Fig. 4.14). Las estimaciones en el centro peninsular, realizadas a partir de un reducido número de medidas, oscilan entre ~60-80 mW m^{-2}, con valores mayores en el Sistema Central (>70 mW m^{-2}) y menores en las cuencas del Duero y Tajo (<70 mW m^{-2}). Sin embargo, ninguno de los cálculos se ha realizado en el basamento

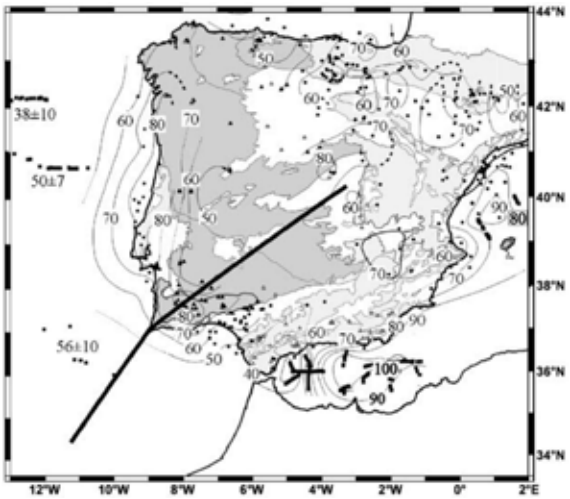


Figura 4.14. *Isolíneas de flujo de calor superficial (mW m-2) de la Península Ibérica a partir de medidas en sondeos petrolíferos (puntos), en pozos de agua y sondeos de exploración minera (triángulos), y en fondos oceánicos (cuadrados) (tomada de Fernàndez et al., 2004).*

aflorante de la cadena, y algunos autores indican que se podrían esperar flujos de calor mayores (~90-100 mW m^{-2}, Villaseca *et al*., 2005).

La producción de calor radiactiva en el Macizo Ibérico varía desde 1,4 a 4,7 μW m^{-3} en rocas intrusivas ácidas (granitos), de 0,2 a 1,6 μW m^{-3} en rocas intrusivas básicas (gabros, dioritas), y de 0,8 a 2,3 μW m^{-3} en rocas metamórficas (pizarras, esquistos, gneises) (Fernàndez *et al.*, 1998). Estudios de detalle, a partir de muestras representativas de la corteza del Sistema Central, proporcionan los siguientes valores medios de producción de calor (Villaseca *et al.*, 2005): 3,23 μW m^{-3} en rocas graníticas (monzogranitos, granodioritas, leucogranitos) y 2,35 μW m^{-3} en rocas metamórficas (metapelitas, gneises y migmatitas). Un promedio ponderado, considerando la superficie aflorante de las distintas litologías, reduce la estimación de las rocas graníticas a 2,80 μW m^{-3}. Por otro lado, la producción en xenolitos granulíticos de la corteza inferior es de 0,8 μW m^{-3} (Villaseca *et al.*, 1999), aunque cálculos más recientes incrementan este valor hasta 0,98 μW m^{-3} (e incluso 1,04 al ponderar la mayor proporción de granulitas félsicas; Villaseca *et al.*, 2005). Esta concentración de elementos radiactivos (K, Th y U) en las abundantes litologías félsicas de la corteza del Sistema Central parece justificar el elevado flujo de calor de la región, teniendo en cuenta, además, que no ha habido un magmatismo tan significativo desde el Pérmico inferior (Villaseca *et al.*, 2005). Finalmente, la producción de calor en las litologías mantélicas es prácticamente nula (0,1 μW m^{-3} en las peridotitas de Ronda, Fernàndez *et al*. 1998).

Por último, el gradiente térmico obtenido en sondeos petrolíferos se encuentra dentro del intervalo 21-29 mK m^{-1} en la Cuenca del Duero y 19-40 mK m^{-1} en la Cuenca del Tajo (Fernàndez *et al.*, 1998), y las geotermas calculadas en la litosfera del centro peninsular proporcionan un rango de temperaturas de 600-750 ºC para el límite corteza-manto (Tejero y Ruiz, 2002; Villaseca *et al.*, 2005; Fernández *et al.*, 2008).

Capítulo 5

Deformaciones cenozoicas

5.1. Introducción

El acortamiento de la litosfera en contextos geodinámicos convergentes se puede acomodar mediante tres modos de deformación fundamentales (Cloetingh *et al.*, 1999; Gerbault, 2000; Guest *et al.*, 2007; Burg y Schmalholz, 2008): (1) engrosamiento homogéneo, (2) plegamiento y (3) cabalgamiento. Al iniciarse el acortamiento, se produce un aumento de espesor, que es seguido por la formación simultánea de pliegues y fallas, siempre que los materiales tengan un comportamiento elasto-plástico-viscoso. La estructura de bloque elevado o *pop-up* del Sistema Central se ha explicado mediante diferentes mecanismos: despegues en la parte superior de la corteza con tectónica de piel fina (Banks y Warburton, 1991) o de piel gruesa (De Vicente *et al.*, 1994), engrosamiento de la corteza por despegues profundos (Ribeiro *et al.*, 1990; Tejero *et al.*, 1996; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005a), deformación frágil en la parte superior de la corteza y engrosamiento dúctil en la parte inferior (Vegas *et al.*, 1990; De Vicente *et al.*, 1996b), o plegamiento litosférico en deformación plana (Vegas, 2005; De Vicente *et al.*, 2007). Dependiendo de los autores, los desencadenantes de estos procesos se han atribuido a las compresiones pirenaicas y/o béticas que se originaron entre las placas Eurasiática, Ibérica y Africana desde el Terciario hasta la actualidad.

Los resultados de la modelización numérica, o del modelado mediante análogos, de las deformaciones recientes de Iberia apoyan la formación de pliegues litosféricos como un mecanismo eficiente para propagar la deformación desde los

límites de placas hacia el interior (Cloetingh *et al.*, 2002; Fernández-Lozano *et al.*, 2008). El plegamiento o *buckling*[1] a gran escala también ha sido reconocido en otros ambientes compresivos (Cloetingh *et al.*, 1999; Burg y Podladchikov, 2000; Gerbault, 2000; Guest *et al.*, 2007; Burg y Schmalholz, 2008). El tipo de plegamiento que se puede reconocer en la corteza/manto depende de la estructura reológica de la litosfera (Cloetingh *et al.*, 1999): a) si la corteza superior es resistente y la corteza inferior y el manto superior son débiles, se desarrollan pliegues monoarmónicos en el techo y base de la corteza superior; b) si el manto es resistente, se produce un desacoplamiento biarmónico, con pliegues de pequeña longitud de onda (30-60 km) en la corteza superior que son independientes de los pliegues de gran longitud de onda (200-350 km) en el techo del manto; c) si la corteza y el manto son fuertes y están mecánicamente acoplados, se forman pliegues monoarmónicos pero con una longitud de onda mayor que en el primer caso (>500 km); y d) si la litosfera está afectada fuertemente por procesos erosivos, se genera un plegamiento irregular. Iberia es, al menos, biarmónica (Cloetingh *et al.*, 2002).

En el trabajo que se muestra en este capítulo también se aborda la cuestión de las deformaciones mediante una aproximación numérica, con la finalidad concreta de modelizar el levantamiento intraplaca cenozoico de la cadena montañosa del Sistema Central. El modelo de elementos finitos representa una sección de la litosfera Ibérica fini-Mesozoica con una orientación transversal a las principales estructuras compresivas alpinas del sector de Guadarrama, y cuyos límites laterales se corresponden con los frentes de deformación cantábrico-pirenaico y bético. En todos los casos analizados, se ha considerado un comportamiento mecánico tipo *creep* (apartado 3.3.2 y ecuación [3.38]) en deformación plana. La información geológica y geofísica descrita en el capítulo 4 se ha utilizado tanto para acotar las condiciones iniciales como para validar los resultados obtenidos. Sin embargo, será necesario precisar algunas cuestiones específicas relacionadas con la temática de este análisis (topografía, anomalía de Bouguer, cinemática de placas y deformaciones cenozoicas; apartado 5.3).

Integrando los datos geológicos/geofísicos y los modelos numéricos, este estudio pretende a) analizar los factores que propiciaron la deformación cenozoica en el interior de la litosfera Ibérica y b) modelizar unas deformaciones horizontales y verticales equivalentes a las actuales. Respecto al primer objetivo, se examinarán los efectos de la carga tectónica aplicada en los laterales de la sección litosférica, de la carga litostática de los sedimentos terciarios, y de las heterogeneidades térmicas y de composición de la litosfera. Con relación al segundo objetivo, debido a las limitaciones tanto en la información disponible como en la propia modelización,

1 La comunidad científica utiliza los términos *buckling*/plegamiento indistintamente, aunque el primero describiría el comportamiento en materiales elásticos y el segundo en materiales con una deformación viscosa irreversible (Schmalholz y Podladchikov, 1999; Gerbault, 2000; Turcotte y Schubert, 2002).

no se podrá obtener la estructura de manera detallada, sino sus rasgos principales. Teniendo esto en cuenta, se simularán los relieves y acortamientos horizontales del Sistema Central, la flexión del basamento de las cuencas del Duero y Tajo, la raíz cortical bajo la topografía elevada de la cadena y los espesores de la litosfera del interior de Iberia.

Los diferentes apartados de este capítulo mostrarán los mecanismos de deformación que se han utilizado para explicar la estructuración actual del Sistema Central y de las cuencas del Duero y Tajo (apartado 5.2), las observaciones geológico-geofísicas relacionadas con las deformaciones cenozoicas de Iberia (apartado 5.3), las características concretas de la modelización mediante elementos finitos (apartado 5.4), la estructura térmica y las deformaciones de la litosfera Ibérica obtenidas en este análisis (apartados 5.5-5.6), y, finalmente, la discusión de estos resultados (apartado 5.7).

5.2. Modelos de deformación en el interior de la Península Ibérica

El levantamiento del basamento en el Sistema Central y su hundimiento bajo las cuencas del Duero y Tajo ha sido explicado mediante diversos modelos de deformación relacionados con las orogenias Pirenaica y/o Bética dentro del contexto convergente de las placas Africana y Eurasiática. Los mecanismos comunes permitirían agruparlos de la siguiente manera:

1. Arqueamiento hacia arriba de toda la corteza bajo el régimen compresivo terciario (Alía Medina, 1976; Rosales *et al.*, 1977; Vegas y Banda, 1982). Estos modelos se basaban en la ausencia de una raíz cortical bajo la cadena, posteriormente confirmada en el trabajo de Suriñach y Vegas (1988).

2. Deformación en forma de *rhomb horst* en un contexto compresivo pirenaico (Portero García y Aznar Aguilera, 1984). Este modelo parte de una corteza arqueada (Alía Medina, 1976).

3. Deformación frágil en la parte superior de la corteza (Sierra de Guadarrama) como consecuencia de zonas de despegue superficiales relacionados con las compresiones béticas (Warburton y Álvarez, 1989; Banks y Warburton, 1991; De Vicente *et al.*, 1992; De Vicente *et al.*, 1994).

4. Engrosamiento de la corteza media como consecuencia de un despegue profundo (Ribeiro *et al.*, 1990; Tejero *et al.*, 1996; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005a) (Fig. 5.1.a). El nivel de despegue tendría una geometría en rampas y rellanos. La falla inversa del borde norte del Sistema Central constituiría

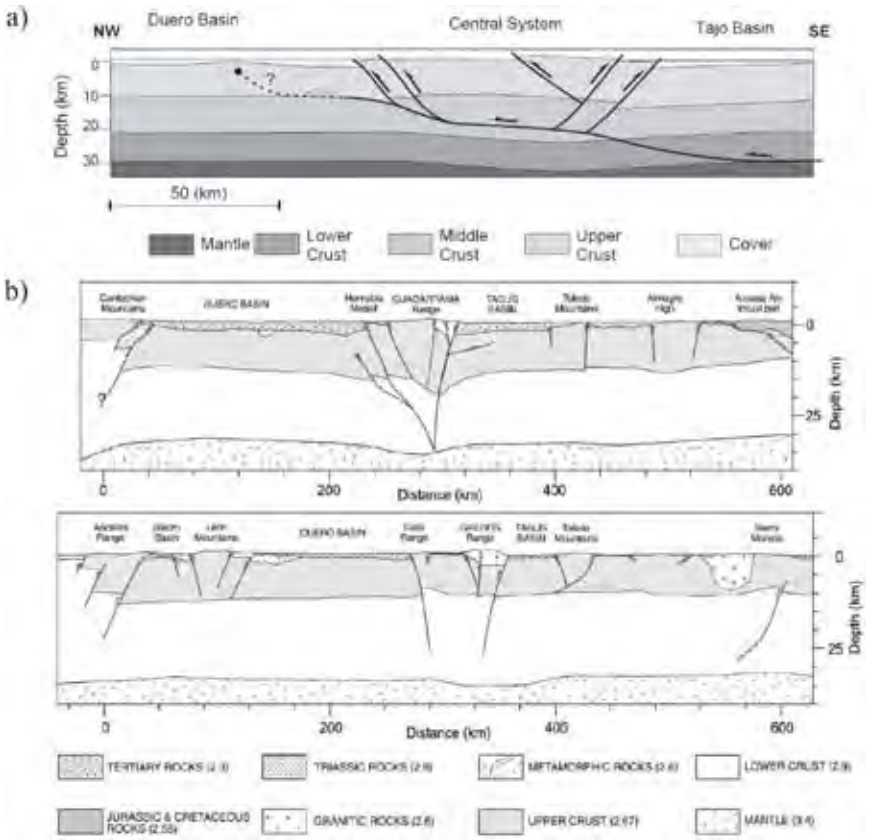


Figura 5.1. *Modelos de deformación del Sistema Central de a) Gómez-Ortiz et al. (2005a), y b) De Vicente et al. (2007).*

la manifestación superficial del mismo, que atravesaría toda la corteza en profundidad y continuaría por el límite corteza-manto. La falla inversa del borde sur representaría un retrocabalgamiento asociado. Esta deformación intraplaca estaría conectada con la formación de la Cordillera Bética dentro del régimen compresivo terciario.

5. Desarrollo de pliegues y fallas inversas en la corteza superior, que estructuran la cadena en bloques elevados y hundidos, y engrosamiento dúctil en la corteza inferior (Birot y Solé Sabarís, 1954; Vegas *et al.*, 1990; De Vicente *et al.*, 1996b). Birot y Solé (1954) proponen que estas deformaciones compresivas se extenderían desde el Eoceno al Mioceno superior, asociadas a los plegamientos béticos, y culminarían con un etapa extensional que produciría una fuerte elevación de los macizos. El modelo de Vegas *et al*. (1990) explicaría los rasgos morfoestructurales del sector de Gredos mediante un modelo de deformación distribuida. En una primera etapa, el funcionamiento de una zona de cizalla simple intraplaca durante el Cretácico Superior, que estaría vinculada a la apertura del Golfo de Vizcaya, desencadenaría la rotación de bloques en la corteza superior

a favor de fallas de alto ángulo. En una segunda etapa, relacionada con las compresiones pirenaicas y béticas resultantes de la convergencia N-S de África-Eurasia desde el Eoceno a la actualidad, se produciría una deformación por cizalla pura en la corteza inferior, que sería responsable de su engrosamiento homogéneo y del levantamiento diferencial de la corteza superior fragmentada. De Vicente *et al*. (1996b) explican las estructuras de la corteza superior en el sector de Guadarrama mediante cabalgamientos imbricados en la zona norte de la cadena y fallas inversas de alto ángulo al sur desde el Mioceno medio a la actualidad. Estas deformaciones también estarían desencadenadas por los esfuerzos transmitidos desde los límites pirenaico y bético.

6. Plegamiento cortical y litosférico por procesos de *buckling* (Vegas, 2005; De Vicente *et al.*, 2007). Estos modelos se basan en interpretaciones sobre la deformación que afectaría a toda Iberia durante el Cenozoico en forma de pliegues de gran escala condicionando su topografía (Cloetingh *et al.*, 1999; Casas Sainz y Faccenna, 2001; Cloetingh *et al.*, 2002; De Vicente *et al.*, 2008b; Fernández-Lozano *et al.*, 2008; De Vicente y Vegas, 2009). En esta línea, el Sistema Central correspondería a un pliegue de la corteza cuya expresión superficial sería la elevación del basamento. El acortamiento se acomodaría mediante una fracturación de la corteza superior, aunque los cabalgamientos que delimitan la cadena atravesarían toda la corteza, y una deformación por cizalla pura en la corteza inferior (Fig. 5.1.b). De Vicente *et al*. (2007) proponen que la estructuración de la cadena estaría relacionada con el límite de placas Eurasia-Iberia desde el Eoceno medio al Mioceno superior. Las deformaciones principales se producirían en el Oligoceno-Mioceno inferior en un régimen constrictivo (Fig. 4.10). Finalmente, a lo largo del Mioceno superior-Plioceno se reactivarían algunas estructuras, pero en un nuevo contexto de convergencia con el límite de placas situado entre Iberia y África.

5.3. Observaciones geológicas y geofísicas

Para estudiar la deformación de la litosfera es preciso analizar de manera integrada la información procedente de diversas especialidades: 1) datos de topografía, 2) datos de anomalía gravimétrica de Bouguer, 3) datos cinemáticos, 4) datos de deformaciones, y 5) datos de estructura de la litosfera (apartado 4.5). Aunque algunas de estas cuestiones ya han sido tratadas en diversos apartados del capítulo 4, en esta sección se realizará una síntesis de los aspectos necesarios para restringir los modelos de deformación de elementos finitos y contrastar sus resultados.

5.3.1. Topografía

La topografía del interior de la Península Ibérica queda configurada en una altiplanicie con una altura media de ~650 m, la Meseta Ibérica, sobre la que se elevan los relieves del Sistema Central (Smith, 1996; Tejero *et al.*, 2006; Vergés y Fernàndez, 2006; Casas-Sainz y De Vicente, 2009). El análisis espectral de esta topografía muestra unos máximos relativos en las longitudes de onda de ~50 y ~200 km (Cloetingh *et al.*, 2002; De Vicente *et al.*, 2007).

El Sistema Central tiene una anchura media de ~80 km y una cota media de ~1.100 m, aunque las crestas principales superan los 2.000 m (Fig. 5.2). Los valores más altos se sitúan en 2.592 m en el pico Almanzor (sector de Gredos) y 2.430 m en el pico de Peñalara (Guadarrama), con unos desniveles respectivos de ~2.000 m y ~1.400 m. Su superficie se ha descrito mediante una sucesión de elevaciones y depresiones, con una dirección E-O a NE-SO y una longitud de onda de 20 km (Tejero *et al.*, 2006).

Las alturas medias en la cuenca del Duero y Tajo son respectivamente ~850 m y ~650 m (Fig. 5.2), aunque hacia el Este ascienden hasta un valor medio de 1.100 m (Tejero *et al.*, 2006; Vergés y Fernàndez, 2006; Casas-Sainz y De Vicente, 2009). Su relieve está caracterizado por superficies con formas suaves, planas o suavemente onduladas. La menor altitud en la Cuenca del Tajo se debe a una mayor intensidad de los procesos erosivos (Casas-Sainz y De Vicente, 2009).

Antes de la colisión pirenaica, en el Cretácico Superior, el centro peninsular tenía unos relieves suaves, con cotas muy próximas al nivel del mar (Santisteban *et*

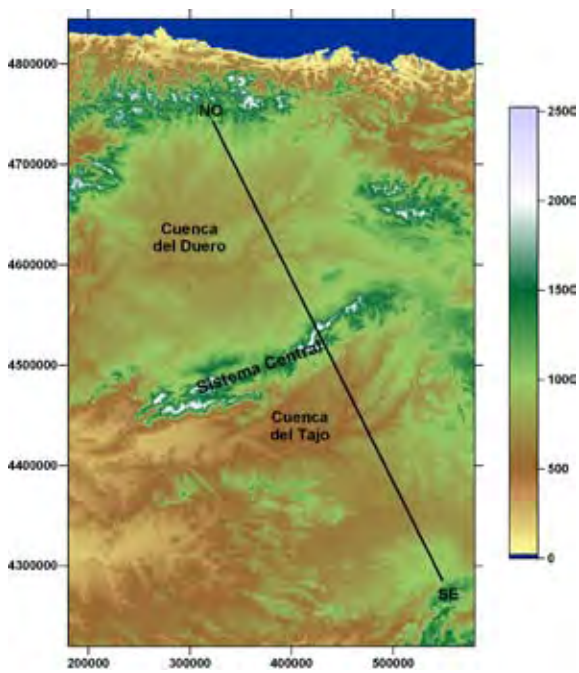


Figura 5.2. *Modelo digital de elevaciones (m) (SRTM-90m; UTM 30N). La línea NO-SE indica la orientación del modelo de deformación de la litosfera Ibérica.*

al., 1996b; Martín-Serrano *et al.*, 1996b; Martín-Chivelet *et al.*, 2002; De Vicente *et al.*, 2007). En el este de la cuenca del Tajo, esta topografía debe mantenerse hasta la mitad del Eoceno, cuando comienzan a depositarse las primeras areniscas. La retirada de los ambientes marinos de la Cuenca Vasco-Cantábrica comienza en el Eoceno medio, con el consiguiente cierre de la Cuenca del Duero (Montes *et al.*, 1989; Santisteban *et al.*, 1996a; Armenteros *et al.*, 2002; Alonso-Gavilán *et al.*, 2004). Las regiones situadas más hacia el sur, en el Prebético Externo, están en superficie prácticamente en toda su extensión durante el Paleógeno, quedando completamente emergidas desde el Eoceno superior al Oligoceno inferior (Fontboté y Vera, 1983).

5.1.2. Anomalías de Bouguer

El Sistema Central y las cuencas del Tajo y Duero se caracterizan por una significativa anomalía negativa de Bouguer (Fig. 5.3) (Muñoz Martín *et al.*, 2004a; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005a; Vergés y Fernàndez, 2006; De Vicente *et al.*, 2007). Los gradientes más acusados se localizan en los depocentros de ambas cuencas en las proximidades de los cabalgamientos N y S de la cadena, donde se alcanzan los valores mínimos (<120 mGal). Por otro lado, el análisis espectral proporciona un máximo relativo en la longitud de onda de ~200 km (Cloetingh *et al.*, 2002; De Vicente *et al.*, 2007).

Para explicar tanto las anomalías negativas de Bouguer como la elevada topografía de la Península Ibérica se ha recurrido a dos tipos mecanismos: 1) procesos tectonotermales que produjeron variaciones en las densidades corticales durante la orogenia Varisca, engrosamiento de la corteza y la litosfera durante la compresión

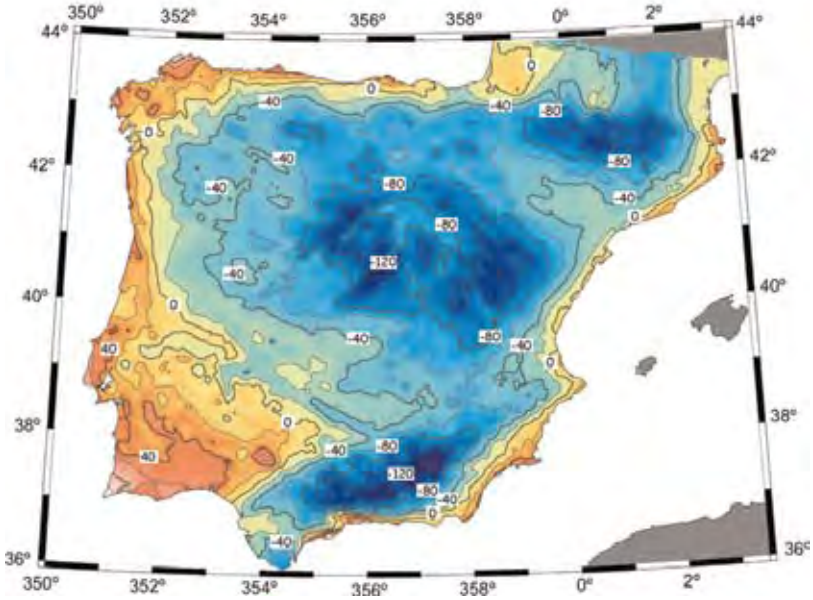


Figura 5.3. *Mapa de anomalías de Bouguer (mGal) de la Península Ibérica (tomada de Vergés y Fernàndez, 2006).*

terciaria, y adelgazamiento mantélico durante el Neógeno-Cuaternario (Vergés y Fernàndez, 2006); y 2) plegamiento de la corteza y litosfera (tanto continental como oceánica) como consecuencia del desacoplamiento mecánico entre la corteza superior y el manto (Casas Sainz y Faccenna, 2001; Cloetingh *et al.*, 2002; De Vicente *et al.*, 2007; De Vicente *et al.*, 2008b; Casas-Sainz y De Vicente, 2009).

5.3.3. Cinemática de placas

La Península Ibérica se sitúa dentro del sector sudoccidental de la placa Eurasiática, en las proximidades de la placa Africana. La zona de fractura Azores-Gibraltar representa el límite occidental entre ambas placas desde el Mioceno inferior, momento en el que Iberia pasa a formar parte de Europa (Srivastava *et al.*, 1990; Roest y Srivastava, 1991). Esta región se caracteriza por una lenta convergencia, cuya magnitud y orientación varía en la zona de Iberia entre 2-5 mm/año y NO-SE a ONO-ESE, respectivamente, dependiendo de los autores (Argus *et al.*, 1986; DeMets *et al.*, 1990, 1994; Fernandes *et al.*, 2003; Nocquet y Calais, 2004; Tahayt *et al.*, 2008).

Los movimientos relativos entre Europa, Iberia y África durante la orogenia Alpina se han explicado mediante diferentes reconstrucciones cinemáticas siendo todavía objeto de debate (Savostin *et al.*, 1986; Ziegler, 1988; Dewey *et al.*, 1989; Srivastava *et al.*, 1990; Roest y Srivastava, 1991; Mazzoli y Helman, 1994; Rosenbaum *et al.*, 2002a, 2002b). En el Cretácico superior (anomalía 34, 83 M.a.), la placa Ibérica pasó a formar parte de la Africana, y el límite de placas convergente con Europa se extendió desde el Golfo de Vizcaya hasta los Pirineos. En el modelo propuesto por Srivastava *et al*. (1990) y Roest y Srivastava (1991) esta situación se prolongó hasta el Eoceno superior (anomalía 18, 42 M.a.), momento en el que Iberia volvió a desplazarse independientemente hasta el Mioceno inferior (anomalía 6c, 24 M.a.), a lo largo del Surco de King-Pirineos al norte y Azores-Gibraltar al sur. En ambos límites, el modo de deformación varía de expansión oceánica a convergencia desde el Oeste hacia el Este (en Azores-Gibraltar a partir del Oligoceno inferior –anomalía 13, 36 M.a.–). La convergencia estimada en la zona de Pirineos entre el Eoceno superior y el Mioceno inferior es de ~100 km. En cambio, Rosenbaum *et al.* (2002b) indican que la convergencia iniciada en el Cretácico superior se prolongó hasta el Oligoceno-Mioceno inferior (anomalías 13-6, 33-19 M.a.), con un valor medio de ~165 km, aunque se intercalaron periodos de aproximación lenta (Paleoceno –anomalías 31-25, 67-55 M.a.– y a partir del Mioceno inferior –anomalía 6, 20 M.a.–).

La evolución neógena resulta de nuevo controvertida. A partir del Mioceno inferior, la zona de fractura Azores-Gibraltar se convirtió en el límite de placas activo entre África-Eurasia. Mazzoli y Helman (1994) proponen un cambio en el movimiento de África respecto a Europa desde NNE en el Oligoceno superior al Mioceno inferior (anomalías 7-5c, 25-16 M.a.) a NNO en el Mioceno inferior-superior (anomalías 5c-5,

16-9 M.a.). Mientras que Rosenbaum *et al* (2002a) plantean una aproximación NNO-SSE en el entorno de Iberia, con una velocidad media de ~8 mm/año y convergencia de 115 km, durante el Oligoceno inferior y Mioceno inferior (anomalía 13-6, 33-19 M.a.) (Fig. 5.4). En este contexto, los movimientos relativos N-S entre África e Iberia no debieron ser muy significativos debido a que los paleopolos de los diques jurásicos de Messejana-Plasencia en la Península Ibérica y de Foum-Zguid en el Anti-Atlas marroquí tienen las mismas coordenadas (Palencia *et al.*, 2003; Palencia, 2004). Por este motivo, algunos autores proponen que Iberia debió estar acoplada mecánicamente con África durante la colisión pirenaica, provocando la deformación intraplaca constrictiva y el plegamiento litosférico en Iberia y el norte de África (Fig. 4.10) (Vegas, 2005; De Vicente *et al.*, 2007; De Vicente *et al.*, 2008b; De Vicente y Vegas, 2009). Durante el Mioceno inferior-superior (anomalías 6-5) se registra un movimiento lateral E-O muy lento (~1 mm/año), que podría explicarse por el desplazamiento hacia el Oeste del Bloque de Alborán y terminaría con las condiciones

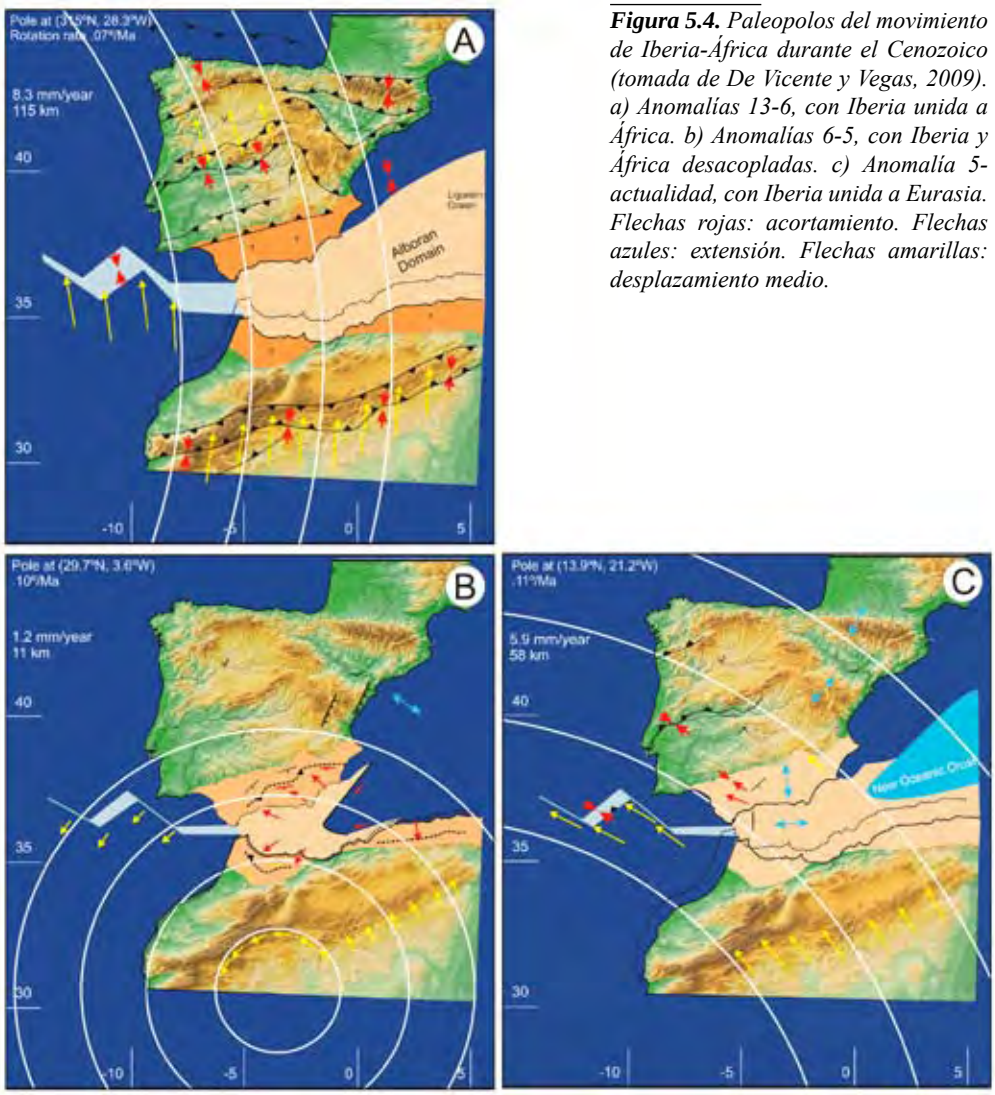


Figura 5.4. *Paleopolos del movimiento de Iberia-África durante el Cenozoico (tomada de De Vicente y Vegas, 2009). a) Anomalías 13-6, con Iberia unida a África. b) Anomalías 6-5, con Iberia y África desacopladas. c) Anomalía 5-actualidad, con Iberia unida a Eurasia. Flechas rojas: acortamiento. Flechas azules: extensión. Flechas amarillas: desplazamiento medio.*

constrictivas de la deformación (De Vicente y Vegas, 2009). A partir del Mioceno superior (anomalía 5, 9 M.a.), la situación es común en ambas reconstrucciones, con un acercamiento NO-SE a una velocidad de 5,9 mm/año (Rosenbaum *et al.*, 2002a).

5.3.4. Deformaciones cenozoicas

La deformación de Iberia durante el Cenozoico ha estado condicionada por la colisión con Europa y África, la expansión de la dorsal Atlántica o la apertura de las cuencas occidentales del Mediterráneo (Andeweg, 2002). Como consecuencia de todos estos procesos, la península ha quedado delimitada por la Cordillera Pirenaica (Pirineos-Cordillera Cantábrica) al norte y por la Cordillera Bética al sur, formando ambas la parte occidental del Orógeno Alpino-Mediterráneo (Dèzes *et al.*, 2004, 2005; Cavazza *et al.*, 2004).

Cordillera Pirenaica

La convergencia y colisión continental cenozoica entre Iberia y Eurasia produjo la formación de la Cordillera Pirenaica con la subducción de tipo A de la placa Ibérica bajo la placa Europea (Muñoz, 1992; Pulgar *et al.*, 1996; Teixell, 2004; Sibuet *et al.*, 2004).

El emplazamiento de los sistemas de cabalgamientos en los Pirineos comenzó en el Cretácico final, y continuó hasta el Oligoceno en los Pirineos orientales y hasta el Mioceno inferior en los Pirineos centrales y occidentales (Fig. 5.5) (Anadón y Roca, 1996; Vergés *et al.*, 1995). Los valores de acortamiento terciario están próximos al 50%: ~125 km en la parte oriental, ~150 km la parte

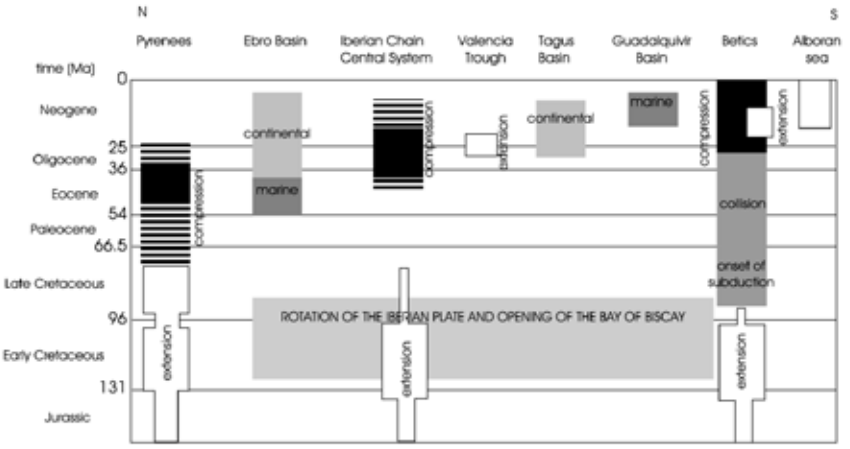


Figura 5.5. *Etapas principales en la evolución Mesozoico-Terciaria de la placa Ibérica (tomada de Casas Sainz y Faccenna, 2001).*

central y ~80 km hacia el oeste (Muñoz, 1992; Vergés *et al.*, 1995; Teixell, 1998). La tasa de acortamiento fue máxima durante el Eoceno medio, ~4,5 mm/año, e implica una convergencia máxima entre Europa e Iberia de ~6 mm/año durante esa época (estimaciones en Pirineos orientales por Vergés *et al.*, 1995).

Durante el intervalo Paleoceno-Eoceno, el margen situado al sur del Golfo de Vizcaya pasó a ser activo, proceso que continuó de manera episódica durante el Oligoceno, e incluso el Neógeno (Boillot y Malod, 1988). El acortamiento estimado es de 96 km en la Cordillera Cantábrica (Gallastegui Suárez, 2000), con un desplazamiento de ~25 km en el cabalgamiento frontal (Alonso *et al.*, 1996), y de 86 km en la zona Vasco-Cantábrica (Pedreira Rodríguez, 2004). En el NO del Macizo Ibérico, la historia tectonotermal a partir de huellas de fisión en apatitos revela un episodio de calentamiento durante el Cretácico Superior-Paleógeno inferior, que se ha relacionado con este proceso de convergencia (Martín-González *et al.*, 2006). Por otro lado, la deformación de los depósitos mioceno-pliocenos del NO del Macizo Ibérico apuntan además a una significativa actividad tectónica en el Mioceno superior (Martín-González, 2009), también reflejada en el enfriamiento más rápido durante el Mioceno medio y superior en las huellas de fisión de las muestras de los Montes Galaico Leoneses (Martín-González *et al.*, 2008), que implicaría la existencia de una migración de la deformación hacia el Oeste y el Sur.

Actualmente, la sismicidad se concentra principalmente en los Pirineos (Goula *et al.*, 1999; Ruiz *et al.*, 2006b), mientras que hacia el Oeste se localiza esencialmente en la zona de Lugo (López-Fernández *et al.*, 2004; Martínez-Díaz *et al.*, 2006).

Cordillera Bética

Las deformaciones cenozoicas en el borde sur de Iberia fueron mucho más complejas, desarrollándose de manera simultánea ambientes en compresión y extensión. Prueba de ello es la variedad de modelos que se han propuesto para explicar la evolución geodinámica de esta región: a) migración hacia el oeste de la Microplaca de Alborán (Andrieux *et al.*, 1971; Sanz de Galdeano, 1990); b) extensión tras-arco relacionada con un desplazamiento hacia el oeste de una zona de subducción (Lonergan y White, 1997; Gutscher *et al.*, 2002; Duggen *et al.*, 2004); c) fragmentación de la litosfera (Blanco y Spakman, 1992; Docherty y Banda, 1995; Tubía *et al.*, 1997; Calvert *et al.*, 2000); d) fragmentación convectiva de una litosfera engrosada (Platt y Vissers, 1989; Platt *et al.*, 1998).

Durante el Cretácico terminal-Paleógeno, se inició la convergencia al sur del Bloque Ibérico con subducción oceánica bajo la Placa Mesomediterránea y, en el Oligoceno medio, apertura de la cuenca Argelo-Balear (Fig. 5.5) (Martín-Algarra y Vera, 2004; Vera *et al.*, 2004b). Esta situación culminó en el Burdigaliense (Mioceno inferior) con la colisión continental en el margen meridional (Zonas Externas Béticas), y el estiramiento y fragmentación de la litosfera engrosada de la Placa

Mesomediterránea. Uno de esos fragmentos, el Dominio de Alborán, se desplazó 250 km hacia el Oeste en el intervalo Burdigaliense-Tortoniense-Messiniense (Mioceno inferior-superior), produciéndose el acortamiento de la cobertera sedimentaria de las Zonas Externas y la extensión responsable de la apertura de la cuenca mediterránea occidental (Platt *et al.*, 2003; Martín-Algarra y Vera, 2004; Vera *et al.*, 2004b). Algunos autores proponen que este proceso tuvo menor intensidad durante el Mioceno medio y que volvió a reactivarse a partir del Mioceno superior (Sanz de Galdeano, 1990; Sanz de Galdeano y Rodríguez-Fernández, 1996). La convergencia posterior, con el apilamiento sucesivo de mantos de cabalgamientos, originó el levantamiento generalizado de la cadena, elevando más de 1.500 m los sedimentos marinos del Mioceno superior (Sanz de Galdeano, 1990; Sanz de Galdeano y Rodríguez-Fernández, 1996; Vera *et al.*, 2004b). Para el conjunto del Prebético se han propuesto valores de acortamiento en torno al 50% (Dabrio y López-Garrido, 1970; Baena Pérez y Jérez Mir, 1982; Platt *et al.*, 2003).

La sismicidad regional actual es difusa, de tal manera que no permite delimitar claramente el límite actual entre África e Iberia (Buforn *et al.*, 1988; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993; Stich *et al.*, 2006; De Vicente *et al.*, 2008a; Olaiz *et al*., 2009).

Sistema Central

La evolución del Sistema Central y de las cuencas del Duero y Tajo se ha explicado en el capítulo 4, por lo que en este apartado solo se comentarán los aspectos relevantes para la modelización de las deformaciones cenozoicas. El registro sedimentario desde el Cretácico terminal hasta el Eoceno medio es anterior a la deformación que individualizó las dos cuencas (Fig. 5.5) (Alonso-Zarza *et al.*, 2004). Los trabajos más reciente sobre la deformación cenozoica en esta región indican que quedan registradas dos etapas compresivas principales, una en el Oligoceno-Mioceno inferior (más importante) y otra en el Mioceno superior-Plioceno, separadas por un intervalo de relativa tranquilidad (De Vicente *et al.*, 2007). En el Plio-Cuaternario se ha identificado actividad tectónica en la Cuenca de Madrid y la sismicidad regional es baja (Giner, 1996; De Vicente *et al.*, 1996b, 2007; Herraiz *et al.*, 2000; en los capítulos 6 y 7 se aborda más detalladamente el análisis de los esfuerzos activos y de la sismicidad).

La tasa de acortamiento estimada en el sector de Guadarrama es de un 20% (De Vicente *et al.*, 1994, 1996b; Tejero *et al.*, 1996) y el desnivel actual máximo entre el basamento de las cuencas del Duero y Tajo y los relieves del Sistema Central es de ~6 km. El análisis de huellas de fisión en apatitos proporciona cuatro etapas aceleradas de enfriamiento en el Neógeno (Sell *et al.*, 1995; De Bruijne y Andriessen, 2000; De Bruijne y Andriessen, 2002): Eoceno medio-superior, Oligoceno inferior-superior, Mioceno inferior y Mioceno superior-actualidad. En la Sierra de Guadarrama, el enfriamiento acelerado se habría producido especialmente a partir del Mioceno

superior, involucrando simultáneamente procesos de levantamiento y denudación bajo una compresión bética, y el levantamiento máximo desde el Terciario habría sido de ~6 km (De Bruijne y Andriessen, 2002). En la Sierra de Gredos, la fase de enfriamiento principal habría tenido lugar en el intervalo Eoceno medio-Mioceno inferior, como consecuencia de la compresión pirenaica, y originaría un levantamiento máximo de ~5 km (De Bruijne y Andriessen, 2002). Por otro lado, la técnica de interferometría VLBI proporciona un levantamiento actual del Sistema Central <2 mm/año (Haas *et al.*, 2003).

En este contexto, las deformaciones en el Sistema Central parecen responder a los esfuerzos compresivos aproximadamente N-S originados en los límites septentrional y meridional de la placa Ibérica durante la colisión pirenaica (Paleógeno) principalmente, y la colisión bética (Neógeno) en menor medida (Casas Sainz y Faccenna, 2001; De Bruijne y Andriessen, 2002; De Vicente *et al.*, 2007; De Vicente y Vegas, 2009).

5.4. Características del modelo numérico

En la deformación de la litosfera Ibérica durante el Cenozoico se ha considerado que su comportamiento mecánico se ajusta a una ley viscoelástica no lineal, es decir, que al aplicar las cargas se deforma de manera elástica y posteriormente fluye de manera viscosa durante grandes periodos de tiempo (apartado 3.3). Concretamente, se ha utilizado la ley potencial del *creep* de dislocación (apartado 3.3.2 y ecuación [3.38]). Esta relación está condicionada por la temperatura y, por tanto, es necesario estimar la estructura térmica de la litosfera antes de simular las deformaciones. El análisis térmico se basa en las descripciones sobre geotermas estables, de tal manera que el transporte del calor se produce por conducción y la producción de calor radiactivo disminuye con la profundidad de manera exponencial (apartado 3.2).

5.4.1. Construcción del modelo: geometría y malla

La geometría del modelo de elementos finitos representa una sección de la litosfera Ibérica previa a la convergencia cenozoica. Puesto que se desconocen las características de la misma al inicio del Terciario, no se puede reproducir su estructura de manera precisa pero se pueden incorporar los rasgos esenciales que pudieron condicionar su deformación a lo largo del Cenozoico.

Esta sencilla representación tiene una traza de 530 km de longitud, que se extendería desde el frente de cabalgamientos cántabros hasta el frente de cabalgamientos béticos, de manera transversal a la zona de nucleación del sector

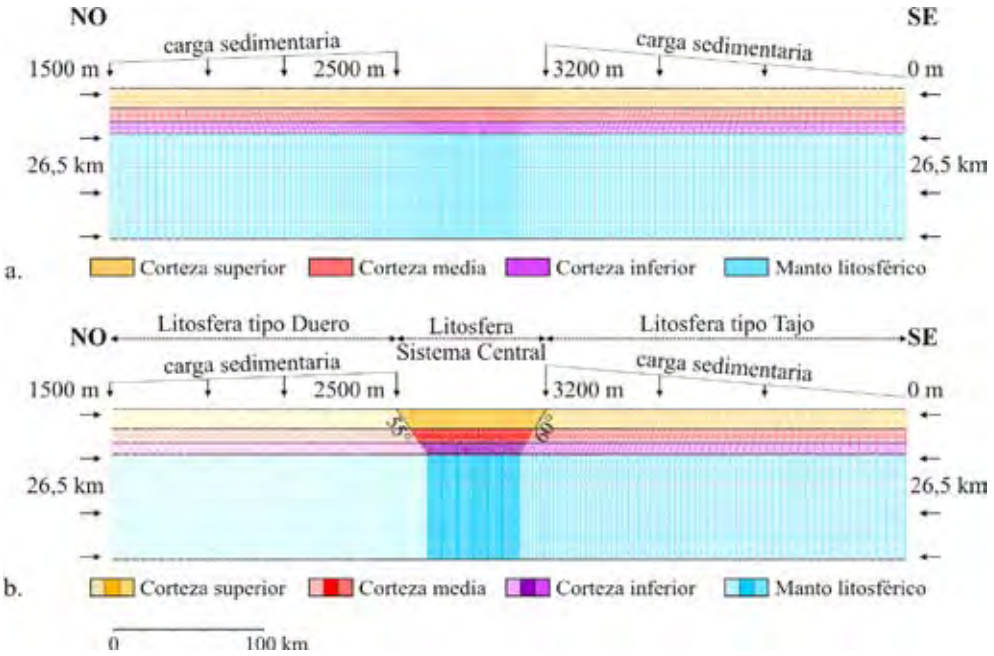


Figura 5.6. *Características de la malla de elementos finitos de la litosfera intraplaca de Iberia (localización de la sección en la figura 5.2): a) lateralmente homogénea y b) lateralmente heterogénea. También se han representado las cargas aplicadas en el análisis estructural y los contactos en los que se estiman fuerzas isostáticas (líneas de guiones negros).*

de Guadarrama (Fig. 5.2). La superficie topográfica del modelo se ha representado mediante una línea recta a una cota de 0 m, ya que durante el Cretácico Superior-Paleoceno la región se situaba en las proximidades del mar y tenía suaves relieves (apartados 4.4.4 y 5.3.1). Respecto a su estructura litosférica, inicialmente se ha considerado que presenta unas características similares a las actuales (apartado 4.5), y por ello, se han diferenciado 4 capas (Fig. 5.6a): corteza superior (13 km), corteza media (9 km), corteza inferior (8 km) y manto litosférico (70 km) (Tejero y Ruiz, 2002).

La malla de elementos finitos está formada por 10.030 elementos y 27.989 nodos (Fig. 5.6). Para resolver los cálculos numéricos se han empleado tres tipos de elementos: PLANE77 (9.180 elementos), PLANE183 (9.180 elementos) y SURF153 (850 elementos) de ANSYS (Swanson Analysis Systems, Inc) (Fig. 5.7). PLANE77 y PLANE183 están formados por ocho nodos y permiten simular el comportamiento viscoelástico. En la parte central del modelo tienen un tamaño de 2 x 2 km^2 para obtener adecuadamente las deformaciones, mientras que hacia los extremos laterales su dimensión horizontal se incrementa hasta los 5-6 km. Mediante PLANE77 se ha calculado la temperatura y el flujo de calor de la litosfera Ibérica. Este elemento resuelve las diferentes ecuaciones térmicas en las direcciones X e Y al especificar las propiedades térmicas de los materiales (conductividad) y las cargas térmicas del modelo (temperatura, producción de calor). Con PLANE183 se han estimado los desplazamientos de la litosfera ya que soluciona las ecuaciones

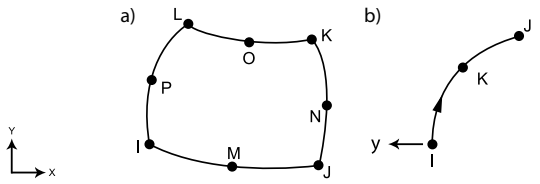


Figura 5.7. *Geometría, localización de los nodos (I, J, K, L, M, N, O, P) y sistema de coordenadas de los elementos finitos. a) PLANE77 y PLANE183. b) SURF153.*

de deformación elástica y viscosa a partir de las propiedades reológicas (módulo de Young, coeficiente de Poisson, párametros del *creep* de dislocación) y las cargas estructurales (desplazamientos laterales, peso sedimentos). Por último, SURF153, con 3 nodos, ha permitido incluir las fuerzas de flotabilidad en los contactos litológicos para simular condiciones de equilibrio isostático (apartado 3.4.1). Este elemento se sitúa sobre la cara del elemento PLANE183 que define dicho límite, y reproduce la fuerza restauradora vertical que es proporcional al desplazamiento vertical originado por los contrastes de densidad. Siguiendo las conclusiones de Wu (2004), se ha incluido este comportamiento en cada uno de los contactos no verticales entre los distintos materiales.

5.4.2. Propiedades de los materiales

En función de las propiedades termomecánicas, se han realizado dos grupos de modelos. Por un lado, se han analizado litosferas homogéneas en las que no hay variaciones laterales de reología (Fig. 5.6a). Concretamente se han estudiado tres tipos de litosferas, tipo Duero, tipo Sistema Central y tipo Tajo, que tienen diferentes densidades y parámetros del *creep* en la corteza superior, y estructura térmica. Y por otro, litosferas heterogéneas, en las que de N a S se pasa de una litosfera tipo Duero a una tipo Sistema Central y a una tipo Tajo (Fig. 5.6b). El límite entre la corteza tipo Sistema Central con las de los sectores limítrofes se ha representado mediante dos líneas rectas inclinadas hacia el interior de la cadena que simularían los dos contactos en los bordes norte y sur. El contacto del borde norte tiene un menor buzamiento que el del borde sur de acuerdo con los modelos gravimétricos (Fig. 5.1).

Las propiedades mecánicas y térmicas necesarias para el análisis de la deformación se han definido a partir de diferentes trabajos en el entorno del Sistema Central, comentados ya en los distintos apartados del capítulo 4 (Banda *et al.*, 1981; Fernàndez *et al.*, 1998; Tejero y Ruiz, 2002; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005a). Los parámetros elásticos (coeficiente de Poisson v y módulo de Young E, Tabla 5.I) se han calculado a partir de los valores de velocidad de ondas sísmicas (Banda *et al.*, 1981) y de las densidades en el centro peninsular (Gómez-Ortiz *et al.*, 2005a) mediante las siguientes relaciones (Jaeger y Cook, 1969; Schön, 2004):

Tabla 5.I. Geometría, cargas y propiedades (parámetros reológicos y térmicos) de las unidades litosféricas diferenciadas en el modelo de deformación de la litosfera Ibérica. En todas, se ha utilizado un valor de $3.5 \cdot 10^{-5}$ K^{-1} para el coeficiente de expansión térmica (Tejero y Ruiz, 2002). A, constante preexponente; n, exponente de la ley potencial; E, energía de activación.

			Espesor (km)	Densidad (kg/m3)	Pr. calor (μWm^{-3})	Parámetros elásticos		Parámetros *creep*			Parámetros térmicos
						Módulo de Young (Pa)	Coeficiente de Poisson	A (Mpa^{-n} s^{-1})	n	E ($kJ\ mol^{-1}$)	Conductividad ($W\ m^{-1}\ K^{-1}$)
Corteza superior	Sistema Central	granito seco	13	2670	3,3	$75 \cdot 10^9$	0,26	$1,8 \cdot 10^{-9}$	3,2	123	2,5
		granito húmedo						$2,0 \cdot 10^{-4}$	1,9	137	
	Cuencas	cuarcita seca		2780	Duero: 1,8 Tajo: 2,5			$6,7 \cdot 10^{-6}$	2,4	156	
		cuarcita húmeda						$3,2 \cdot 10^{-4}$	2,3	154	
Corteza media		cuarzodiorita	9	2800	Disminución exponencial desde corteza superior	$91 \cdot 10^9$	0,27	$1,3 \cdot 10^{-3}$	2,4	219	2,5
Corteza inferior		granulita félsica	8	2900	0,8	$114 \cdot 10^9$	0,26	$8,0 \cdot 10^{-3}$	3,1	243	2,1
Manto litosférico		peridotita seca	70	3300	0,02	$172 \cdot 10^9$	0,28	$2,5 \cdot 10^4$	3,5	532	3,4
		peridotita húmeda						$2,0 \cdot 10^3$	4,0	471	

$$(5.1) \qquad \nu = \frac{(\theta - 2)}{2(\theta - 1)}$$

$$(5.2) \qquad E = \rho V_P^2 \left(\frac{(1+\nu)(1-2\nu)}{(1-\nu)} \right)$$

donde $\theta = (V_P / V_S)^2$, ρ es la densidad, y V_P y V_S son respectivamente las velocidades de las ondas p y s.

En la corteza superior tipo Sistema Central se ha utilizado una densidad menor (2.670 kg m^{-3}) de acuerdo con la abundancia de litologías graníticas (capítulo 4). Por otro lado, para calcular la carga litostática de las cuencas del Duero y Tajo e incluir correctamente el efecto isostático, ha sido necesario definir la densidad de los sedimentos (2.300 kg m^{-3}) terciarios y del manto astenosférico (3.250 kg m^{-3}). El valor en los depósitos terciarios se ha estimado a partir de los datos proporcionados por Gómez-Ortiz *et al.* (2005a), y el del manto astenosférico está dentro del rango habitualmente propuesto en diferentes trabajos (O'Reilly *et al.*, 2001; Jiménez-Munt *et al.*, 2001; Tejero y Ruiz, 2002).

En el análisis de la deformación viscosa, se han seleccionado las litologías empleadas en diversos trabajos sobre reología y resistencia en el centro peninsular (Tejero y Ruiz, 2002; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005b; Ruiz *et al.*, 2006a), que son consistentes con la información geológica disponible (apartado 4.5.2), y cuyos

parámetros del *creep* de dislocación han sido extraídos de la recopilación de Ranalli (1995) (Tabla 5.I). El término pV del creep [3.37-3.38] puede ser despreciado al modelizar el comportamiento de la litosfera ($V \approx 10^{-6}$ m^3 mol^{-1}) (Afonso y Ranalli, 2004). Para estudiar el efecto de la reología en la deformación cenozoica de Iberia, se ha simulado el comportamiento de la corteza superior mediante los parámetros *creep* del granito (litosfera tipo Sistema Central) y de la cuarcita (litosfera tipo cuencas), y además se han utilizado reologías secas y húmedas[2] en la corteza superior y el manto litosférico. Los parámetros térmicos necesarios para el cálculo de la deformación viscosa se han tomado de Tejero y Ruiz (2002), que se basan en el trabajo de Fernàndez *et al.* (Fernàndez *et al.*, 1998) sobre el régimen térmico de la península (Tabla 5.I).

5.4.3. Cargas y condiciones del contorno

Como se indicaba en el apartado anterior, se han considerado cuatro estructuras térmicas en la litosfera: a) tipo Duero, b) tipo Sistema Central, c) tipo Tajo, y c) lateralmente heterogénea (Fig. 5.8). Los valores de producción de calor se han tomado de Tejero y Ruiz (2002), que a su vez han sido definidos a partir de los datos de Fernàndez *et al.* (Fernàndez *et al.*, 1998) y Villaseca *et al.* (Villaseca *et al.*, 1999) (Tabla 5.I), y de acuerdo con estos mismos autores se ha utilizado un valor de 12 km para la profundidad de disminución exponencial de la producción de calor [3.9]. Como condiciones en el contorno, se ha impuesto una temperatura de 288,15 K (15 ºC) en la superficie y de 1.623,15 K (1.350 ºC) en la base de la litosfera. Estas isotermas están dentro de los rangos habituales (apartado 3.1; O'Reilly *et al.*, 2001; Allen y Allen, 2005; Stüwe, 2002; Turcotte y Schubert, 2002), y de los trabajos específicos en el entorno de Iberia (Zeyen y Fernàndez, 1994; Tejero y Ruiz, 2002; Negredo *et al.*, 2002; Ruiz *et al.*, 2006a; Fernández *et al.*, 2008).

Se ha calculado la deformación de la litosfera durante el Cenozoico considerando las siguientes cargas: a) la carga litostática del espesor actual de sedimentos cenozoicos de las cuencas del Duero y Tajo durante 60 M.a., puesto que los depósitos más antiguos son de edad paleógena (apartados 4.4.2 y 4.4.3) (valor de aceleración de la gravedad 9.81 m/sg^2); y b) la carga tectónica en los laterales de la sección, que simularía el empuje pirenaico y bético, hasta acortar la longitud del modelo un 10% (53 km) en ese mismo periodo de tiempo (Fig. 5.6). Asimismo, se han incluido los desplazamientos isostáticos originados por los contrastes de densidad entre las diferentes capas litosféricas (apartado 3.4.1) (Wu, 2004). Se han evaluado dos situaciones, una en la que solo se incluye el acortamiento horizontal, y otra en la que se introducen simultáneamente el peso de los sedimentos y la tectónica. Como se

2 Aunque la terminología seca/húmeda no se refiere en realidad al contenido de agua en los minerales sino a la presencia de hidrógeno en forma de defectos puntuales (Bell y Rossman, 1992; Yang *et al.*, 2008), su uso es generalizado en la comunidad científica y aquí se mantendrá su utilización.

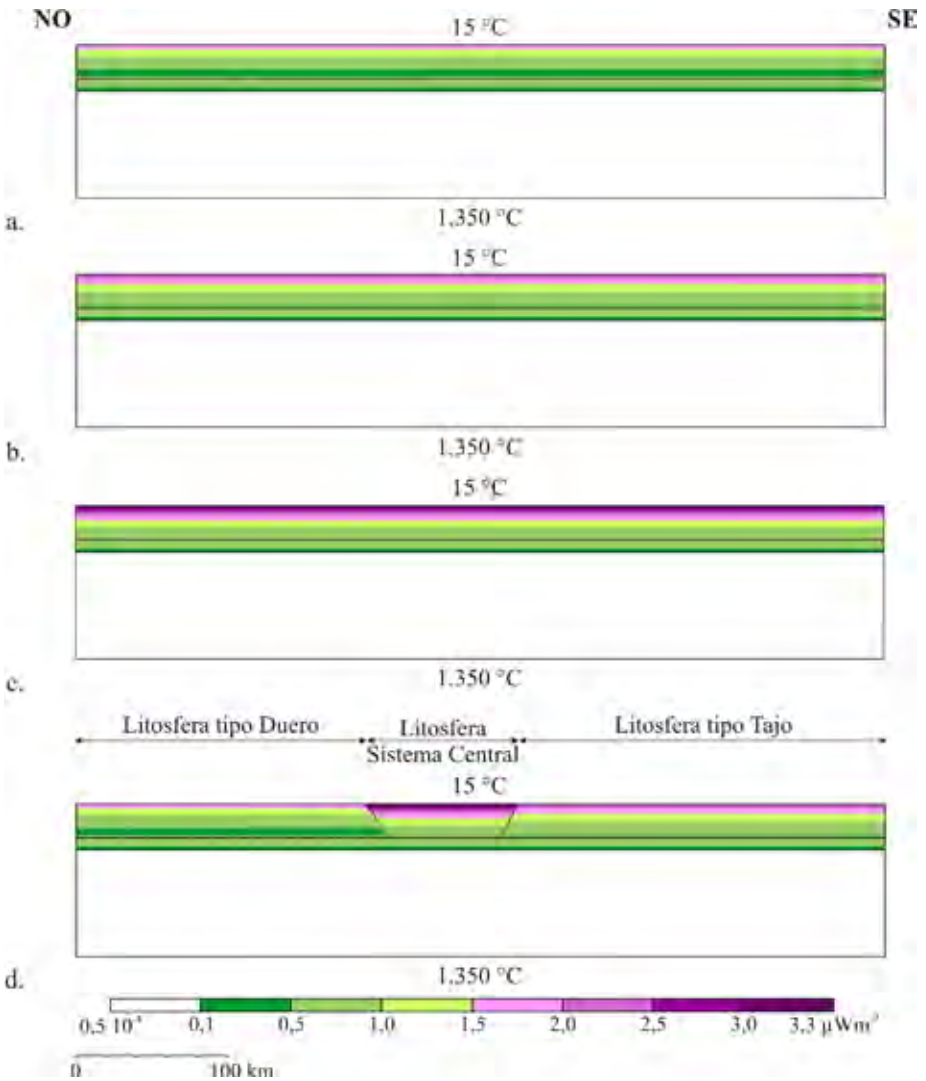


Figura 5.8. *Producción de calor radiactivo y condiciones de contorno del análisis térmico de la litosfera Ibérica: a) tipo Duero, b) tipo Tajo, c) tipo Sistema Central y d) heterogénea. Las líneas negras delimitan las unidades con diferente producción de calor.*

ha comentado en los apartados 4.4.4, 5.3.3 y 5.3.4, los procesos geológicos en los que Iberia se vio involucrada durante el Cenozoico fueron muy complejos, alternando periodos de intensa actividad con otros de aparente tranquilidad. Sin embargo, para analizar la deformación intraplaca mediante la modelización con elementos finitos, se ha simplificado esta evolución, y las cargas se han aplicado de manera gradual a lo largo de 60 M.a. En estas condiciones, la velocidad de acortamiento media del modelo es de 0,8 mm/año. Este valor es menor que el estimado en los límites convergentes de Iberia en los momentos de máxima deformación (p.e. Vergés *et al.*, 1995), así como el de la velocidad de convergencia entre placas (Argus *et al.*, 1986; Roest y Srivastava, 1991; Rosenbaum *et al.*, 2002a entre otros). Sin embargo, los

modelos numéricos de deformación actual en el límite Eurasiático-Africano en los que se mantiene Eurasia fija, indican unas bajas velocidades horizontales (< 1 mm/año) en el centro y este de la Península Ibérica (Jiménez-Munt y Negredo, 2003). Por otro lado, teniendo en cuenta la longitud de la litosfera modelizada, la tasa de deformación media sería de 5,2 x 10^{-17} s^{-1}. Las estimaciones actuales en el entorno de la Península Ibérica están en el rango 10^{-16}-10^{-17} s^{-1} (Jiménez-Munt *et al.*, 2001; Negredo *et al.*, 2002; Jiménez-Munt y Negredo, 2003; Jiménez-Munt *et al.*, 2003).

5.5. Estructura térmica

La estructura térmica y la distribución del flujo de calor en los cuatro tipos de litosfera Ibérica se muestran respectivamente en las figuras 5.9 y 5.10. Tanto la temperatura como el flujo de calor se mantienen constantes desde el NO hacia el SE de la sección si esta es homogénea, pero varían lateralmente si la litosfera modelizada es heterogénea. En ambos parámetros, los valores mínimos se producen en la litosfera tipo Duero, mientras que los máximos se alcanzan en la litosfera tipo Sistema Central. Estas soluciones son lógicas teniendo en cuenta las magnitudes de producción de calor empleadas en cada caso (Tabla 5.I).

Para analizar estos resultados más adecuadamente, se han representado con más detalle la temperatura en el límite corteza-manto y el flujo de calor en la superficie (Fig. 5.11). La temperatura en el Moho se eleva hasta un valor de ~589 ºC en la litosfera tipo Duero, ~603 ºC en la litosfera tipo Tajo, y ~618 ºC en la litosfera tipo Sistema Central (Fig. 5.11a). En el modelo heterogéneo varía entre 589-600 ºC en el sector de la cuenca del Duero, 600-613 ºC en el sector del Sistema Central, y 603-608 ºC en el sector de la cuenca del Tajo. Respecto al flujo de calor superficial, alcanza ~60 mWm^{-2} en la litosfera tipo Duero, ~66 mWm^{-2} en la litosfera tipo Tajo y ~74 mWm^{-2} en la litosfera tipo Sistema Central (Fig. 5.11b). En el caso heterogéneo, el rango de valores oscila entre 60-65 mWm^{-2} en el sector de la cuenca del Duero, 65-73 mWm^{-2} en el sector del Sistema Central, y 66-68 mWm^{-2} en el sector de la cuenca del Tajo. Por otro lado, el flujo de calor mantélico apenas varía entre las distintas situaciones analizadas: ~37 mW m^{-2} en la litosfera tipo Duero, ~36 mW m^{-2} en la litosfera tipo Tajo y ~35 mW m^{-2} en la litosfera tipo Sistema Central.

Estos resultados son coherentes con los trabajos térmicos realizados en la región, aunque se observan algunas discrepancias posiblemente originadas por las diferencias tanto en las estructuras litosféricas consideradas como en los parámetros térmicos utilizados. Concretamente, las temperaturas en el Moho son menores que las estimadas previamente por Tejero y Ruiz (2002) y Villaseca *et al.* (2005), que llegan a alcanzar 750 ºC en la zona del Sistema Central, aunque son similares a las obtenidas por Fernández *et al*. (2008). Una manera de estrechar el grado de incertidumbre en las temperaturas calculadas requeriría información geofísica detallada (Correia

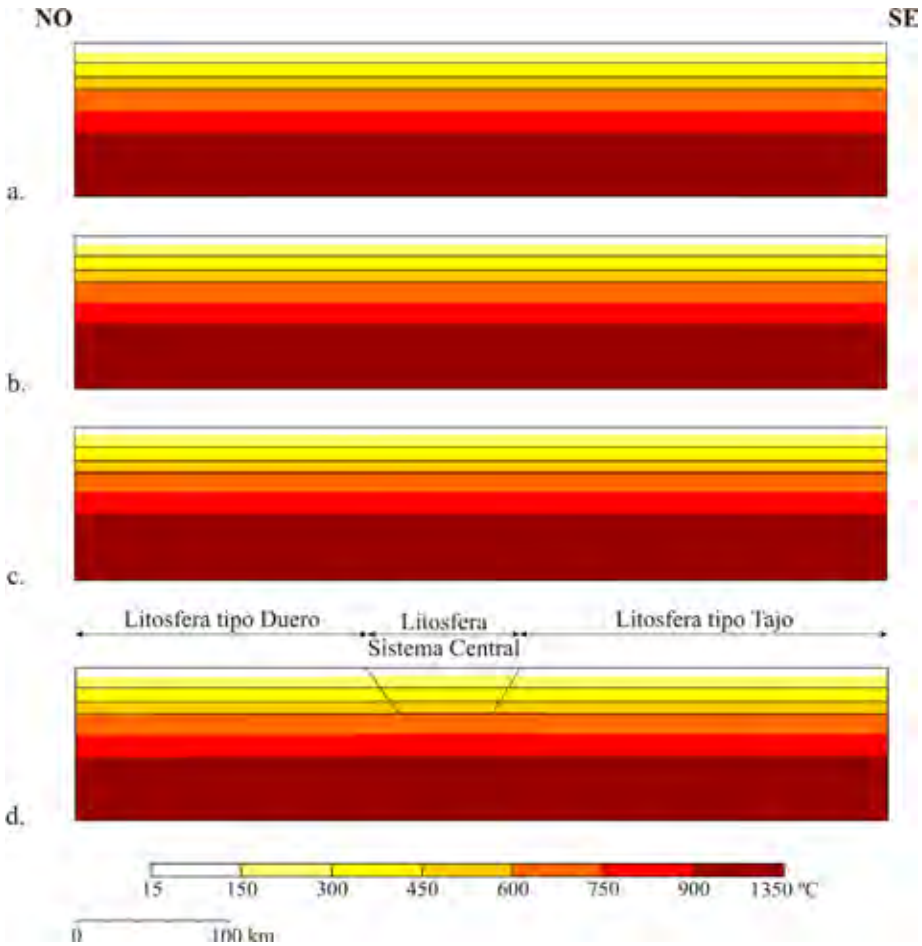


Figura 5.9. *Temperaturas calculadas en la litosfera Ibérica: a) tipo Duero, b) tipo Tajo, c) tipo Sistema Central y d) heterogénea. Las tres líneas negras horizontales indican la posición de los límites entre la corteza superior, la corteza media, la corteza inferior y el manto litosférico. Las dos líneas negras inclinadas muestran los contactos entre el sector del Sistema Central con las cuencas del Duero y Tajo.*

y Ramalho, 1999; Ellsworth y Ranalli, 2002; Correia y Šafanda, 2002). Así, en el Macizo Ibérico del Sur de Portugal, los valores de resistividad en la base de la corteza, determinados mediante prospección magnetotelúrica profunda, indican que no debe haber fusión parcial y que, suponiendo unas composiciones intermedias o máficas, la temperatura no debería superar los 700 ºC (Correia y Ramalho, 1999). En el estudio aquí mostrado, no es posible realizar esta comprobación y, en principio, todas las estimaciones propuestas serían consistentes con una corteza inferior granulítica en ausencia de fusión parcial (condiciones granulíticas 850-1.000 ºC; en Villaseca y Orejana, 2008).

En cuanto al flujo de calor en la superficie del modelo térmico, los valores obtenidos estarían dentro del rango de mediciones actuales, con magnitudes >70 mW m^{-2} en el entorno del Sistema Central y <70 mW m^{-2} en las zonas del Duero y Tajo

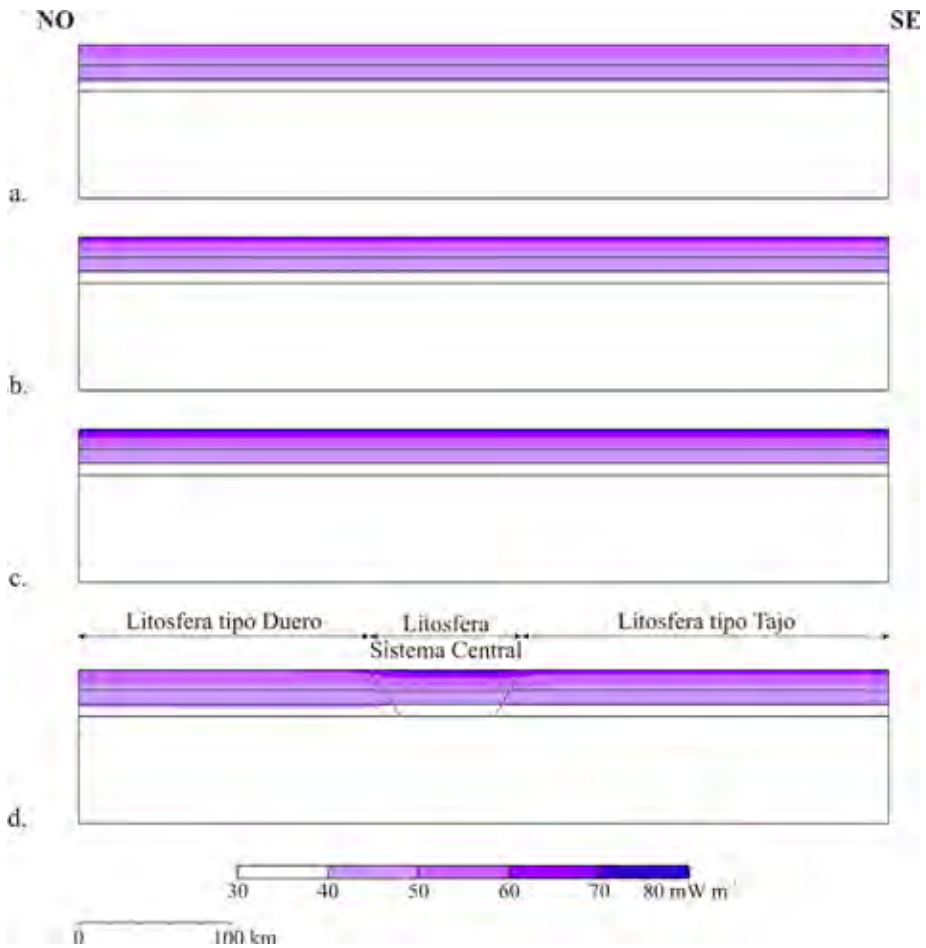


Figura 5.10. *Flujo de calor estimado a través de la litosfera Ibérica: a) tipo Duero, b) tipo Tajo, c) tipo Sistema Central y d) heterogénea. Las tres líneas negras horizontales indican la posición de los límites entre la corteza superior, la corteza media, la corteza inferior y el manto litosférico. Las dos líneas negras inclinadas muestran los contactos entre el sector del Sistema Central con las cuencas del Duero y Tajo.*

(Fig. 4.14) (Fernàndez *et al.*, 1998). En cambio, las estimaciones de flujo de calor en el límite corteza-manto serían algo mayores que las determinadas en otros trabajos (valor medio de ~30 mW m^{-2}; en Tejero y Ruiz, 2002, y Villaseca *et al*., 2005).

5.6. Deformaciones cenozoicas en el antepaís Ibérico

En esta etapa del estudio, se han analizado algunos de los aspectos básicos que pudieron controlar la deformación de las distintas unidades de la litosfera Ibérica durante el Cenozoico y su configuración actual. Aunque su estructura no puede

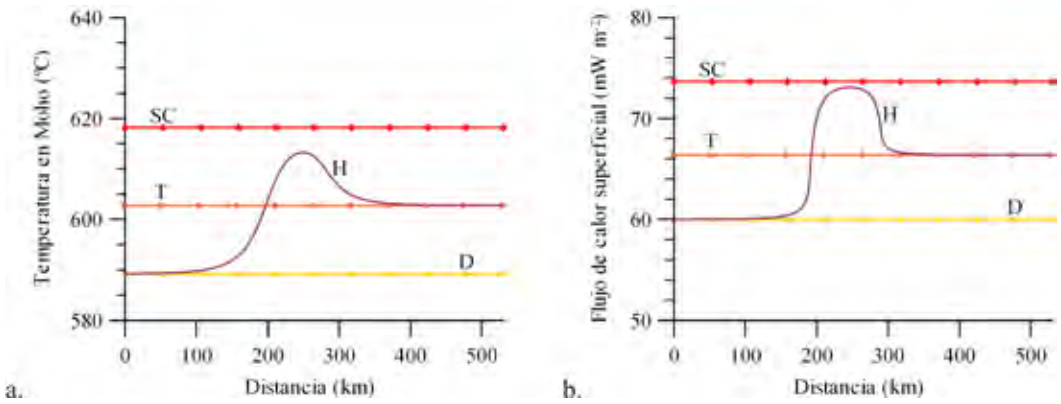


Figura 5.11. *a) Temperatura en el límite corteza-manto. b) Flujo de calor a través de la superficie. D, litosfera tipo Duero; T, litosfera tipo Tajo; SC, litosfera tipo Sistema Central; H, litosfera heterogénea.*

simularse de manera exacta debido a las limitaciones propias del método, como objetivo final se pretende reproducir una topografía en los distintos contactos entre capas similar a la actual. Los controles en la deformación se refieren a la reología (variaciones de composición y temperatura), las cargas (compresión tectónica y peso de las cuencas terciarias) y la geometría (espesor de capas y buzamiento de los bordes del Sistema Central). Concretamente, se han realizado cuatro series de modelos diferenciadas por sus propiedades termomecánicas: a) composición y temperatura homogéneas (*modelos homo*), b) composición homogénea y temperatura heterogénea (*modelos* T^a*-hete*), c) composición heterogénea y temperatura homogénea (*modelos comp-hete*), y d) composición y temperatura heterogéneas (*modelos hete*). Todos ellos se han resuelto de dos maneras, por un lado, acortando el modelo 53 km en la horizontal para simular las colisiones entre Europa-Iberia e Iberia-África (*modelos T*), y por otro, incluyendo además la carga de los sedimentos de las cuencas del Duero y del Tajo (*modelos TS*).

5.6.1. Composición y temperatura homogéneas

En la *serie homo*, se han estudiado los 3 tipos de litosferas descritas en el apartado 5.4.2 (tipo Duero, Tajo y Sistema Central), con un *creep* de la corteza superior y del manto litosférico tanto en condiciones secas como húmedas (Fig. 5.6a; Tabla 5.I), y caracterizadas por sus respectivas estructuras térmicas (apartado 5.5, Fig. 5.9a-c).

Modelos homo-T

La finalidad de este conjunto de modelos es examinar el comportamiento de los seis tipos de litosferas homogéneas lateralmente (Duero seca, Duero húmeda, Tajo seca, Tajo húmeda, Sistema Central seca, Sistema Central húmeda) al ser

deformadas exclusivamente por una carga tectónica. Para unas mismas condiciones de contorno y cargas, las diferencias en el estilo de la deformación deberán estar condicionadas por los contrastes en los parámetros termomecánicos.

Al aplicar únicamente el acortamiento en los bordes N y S, la deformación se acomoda mediante un engrosamiento homogéneo de la litosfera hasta una profundidad media de -120 km (Fig. 5.12a). El acortamiento horizontal medio experimentado en el sector del Sistema Central es de un 10%.

Los mayores desplazamientos verticales se producen en los modelos con una corteza superior granítica, aunque las diferencias entre las distintas composiciones son de unos pocos centenares de metros (Fig. 5.13a). Así, la elevación media de la topografía es de 724 m en las litosferas tipo Sistema Central y de 623 m en las litosferas tipo cuencas, mientras que los descensos medios respectivos del Moho son de 3.925 m y 3.726 m. Con estos valores, el engrosamiento cortical medio es algo mayor en las condiciones tipo Sistema Central (4.649 m), con un *creep* granítico, menos densas y más cálidas, que en las tipo cuencas (4.349 m), con un *creep* cuarcítico, más densas y menos cálidas. Dentro de estas últimas, los desplazamientos verticales son algo mayores en las litosferas tipo Tajo que en las tipo Duero debido a que tienen una estructura térmica algo más cálida. Respecto al efecto de las reología húmedas y secas en la deformación, el comportamiento es opuesto al considerar una corteza superior granítica o cuarcítica. De tal manera que los mayores engrosamientos se producen con los parámetros secos del granito y los húmedos de la cuarcita.

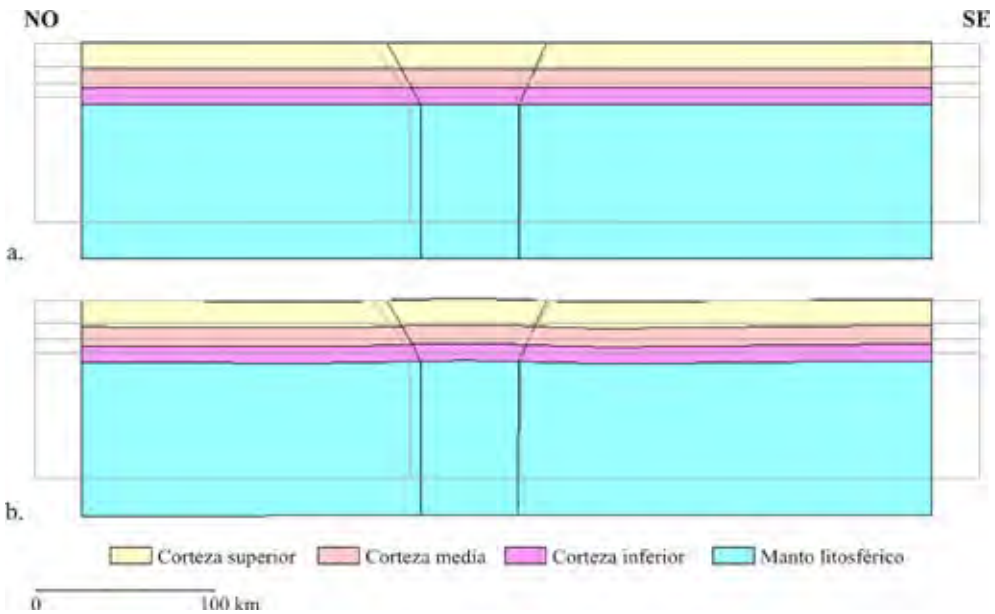


Figura 5.12. *Geometría final de la litosfera homogénea con una composición tipo Sistema Central en condiciones secas después de 60 M.a. de deformación: a) carga tectónica (modelo homo-T) y b) carga tectónica + carga sedimentaria (modelo homo-TS). Las líneas grises indican la geometría inicial.*

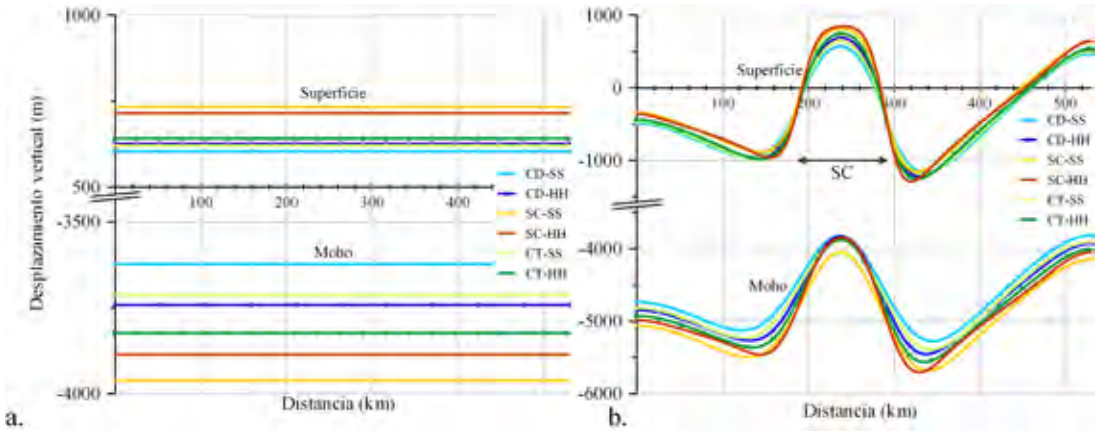


Figura 5.13. *Desplazamientos verticales de la superficie y del límite corteza-manto de las seis litosferas con composición y temperatura homogéneas al deformarlas durante 60 M.a.: a) carga tectónica (modelo homo-T) y b) carga tectónica + carga sedimentaria (modelo homo-TS). CD-SS, litosfera tipo Duero con corteza superior y manto litosférico secos; CD-HH, litosfera tipo Duero con corteza superior y manto litosférico húmedos; CT-SS, litosfera tipo Tajo con corteza superior y manto litosférico secos; CT-HH, litosfera tipo Tajo con corteza superior y manto litosférico húmedos; SC-SS, litosfera tipo Sistema Central con corteza superior y manto litosférico secos; SC-HH, litosfera tipo Sistema Central con corteza superior y manto litosférico húmedos; SC, sector del Sistema Central.*

Modelos homo-TS

El propósito de estos modelos es analizar el comportamiento de litosferas homogéneas al deformarlas simultáneamente mediante cargas tectónicas y sedimentarias. Las diferencias en la deformación respecto a la serie anterior *homo-T* se deberán exclusivamente al peso de las cuencas del Duero y Tajo.

Al incluir la carga litostática de los sedimentos, se produce un plegamiento armónico por *bending* de toda la corteza, con un acortamiento medio del 10% en el sector del Sistema Central (Fig. 5.12b). La base de la litosfera, situada a una profundidad media de -121 km, muestra suaves ondulaciones cuya amplitud media es de 600 m.

Los tramos de las superficies topográficas situados en cotas positivas reproducirían la elevación de un relieve montañoso. Los ascensos máximos sobrepasan los alcanzados en la *serie homo-T*, con la excepción de la litosfera seca tipo Duero (altura media de 833 m en litosferas tipo Sistema Central y 664 m en litosferas tipo cuencas) (Fig. 5.13b). Por otro lado, los sectores de las superficies topográficas localizados en cotas negativas representarían el techo del basamento bajo los sedimentos terciarios, con un descenso gradual desde los laterales del modelo hacia la cadena interior, donde se localizan los depocentros. Los mayores desplazamientos se obtienen en el depocentro de la Cuenca del Tajo (profundidad media de -1.215 m). Los límites corteza-manto tienen una geometría similar a la de las superficies topográficas (profundidades medias entre -3.949 m y -5.694 m en

litosferas tipo Sistema Central, y -3.851 y -5.423 m en las litosferas tipo cuencas). Sin embargo, el engrosamiento cortical no es homogéneo a lo largo de la traza del perfil. Su valor medio es similar al de los *modelos homo-T*, pero en los depocentros de las cuencas disminuye (4.347 m en litosferas tipo Sistema Central y 4.137 m en litosferas tipo cuencas) y en la parte central elevada aumenta (4.918 m en litosferas tipo Sistema Central y 4.546 m en litosferas tipo cuencas). Por lo tanto, bajo estas nuevas condiciones, se obtienen unos desplazamientos verticales mayores respecto a los modelos en los que solo se consideraba la carga tectónica, aunque los efectos asociados a los parámetros termomecánicos específicos de cada tipo de litosfera son equivalentes.

5.6.2. Composición homogénea y temperatura heterogénea

En la *serie T^a-hete*, se ha modelizado la deformación de una litosfera con una composición uniforme (Fig. 5.6a) pero con una estructura térmica heterogénea (más fría en la Cuenca del Duero, más cálida en el Sistema Central, e intermedia en la Cuenca del Tajo) (Fig. 5.9d; Tabla 5.I). Se han considerado cuatro situaciones diferentes, al combinar una corteza superior formada por granito (tipo Sistema Central) o cuarcita (tipo cuencas) con un *creep* seco y húmedo en la corteza superior y manto litosférico (Tabla 5.I). El objetivo de este conjunto de modelos es determinar el efecto de los contrastes laterales de temperatura en el comportamiento de litosferas que tienen unas propiedades mecánicas uniformes. Las diferencias entre estos resultados y los de la *serie homo* estarán originadas únicamente por los parámetros térmicos.

Modelos T^a-hete-T

En este nuevo escenario, las capas de la litosfera sufren un plegamiento no armónico debido a la carga horizontal tectónica, que implica un acortamiento del 11% en el sector del Sistema Central (Fig. 5.14a). En la parte central de la superficie del modelo se desarrolla una antiforma que está delimitada por dos pequeñas sinformas, mientras que en el Moho se crea una sinforma, cuya geometría recuerda una raíz cortical con un desnivel medio de ~2 km, flanqueado por dos antiformas de poca amplitud. La base de la litosfera también presenta una flexión cóncava dentro del intervalo de profundidades de -116 km a -124 km. El desnivel en este límite es más acusado en las cortezas graníticas.

El desplazamiento vertical en la superficie topográfica varía entre -120 y 1.558 m, y en el límite corteza-manto entre -2.937 y -5.735 m (Fig. 5.15a). Excepto en la parte central del modelo con cuarcita seca, no se observan grandes contrastes relacionados con la composición inicial de la litosfera. Sin embargo, la magnitud de estos desplazamientos es muy diferente si se analiza cada uno de los tres sectores laterales por separado (valor medio en superficie/valor medio en Moho): 457/-

3.248 m en la Cuenca del Duero, 1.132/-4.635 m en el Sistema Central y 641/ -3.886 m en la Cuenca del Tajo. Puesto que estas áreas están caracterizadas por una estructura térmica propia, parece que un incremento en la temperatura de la litosfera, sin modificar su composición, conduce a un aumento en la magnitud de los desplazamientos verticales. Estos resultados condicionan de igual manera las

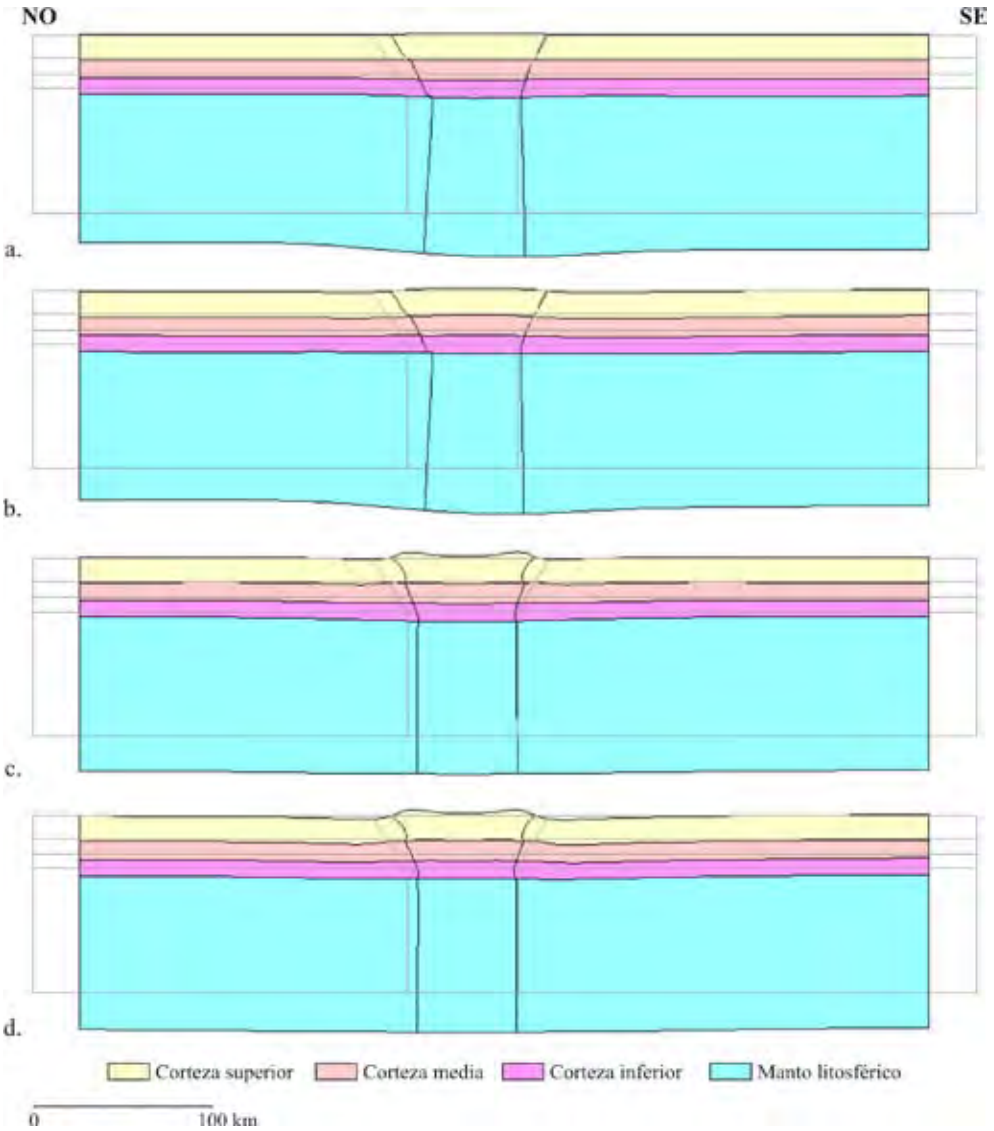


Figura 5.14. *Geometría final de la litosfera con una composición homogénea (tipo Sistema Central en condiciones secas) y una temperatura heterogénea después de 60 M.a. de deformación: a) carga tectónica (modelo T^a-hete-T) y b) carga tectónica + carga sedimentaria (modelo T^a-hete-TS). Geometría final de la litosfera con una composición heterogénea y una temperatura homogénea (tipo Sistema Central) después de 60 M.a. de deformación: c) carga tectónica (modelo comp-hete-T) y d) carga tectónica + carga sedimentaria (modelo comp-hete-TS). Las líneas grises indican la geometría inicial.*

variaciones laterales de engrosamiento medio en la corteza: 3.705 m en el sector norte, 5.766 m en el sector central y 4.527 m en el sector sur.

Modelos T^a-hete-TS

Las geometrías originadas por deformación tectónica en la *serie T^a-hete-T* se modifican como consecuencia del *bending* añadido por el peso de los sedimentos de las cuencas del Duero y Tajo, aunque el acortamiento en el Sistema Central es equivalente (Figs. 5.14b, 5.15b). Por este motivo, en la superficie topográfica aumenta la amplitud de las dos sinformas, dibujando los basamentos de las dos cuencas de manera similar a la *serie homo-TS*. Esta deformación también es registrada en el Moho bajo las cuencas, y únicamente el modelo con cuarcita seca desarrolla una antiforma en la parte central de este límite. Las tres litosferas restantes muestran unas sinformas muy suaves con una amplitud menor que la de la situación previa en la que solo se consideraba la carga tectónica. El límite con la astenosfera también se pliega en una gran sinforma, aunque el rango de profundidades se incrementa en un kilómetro (de -117 km a -125 km).

La superficie topográfica de este análisis constituye una situación intermedia entre *homo-TS* y *T^a-hete-T*, ya que el hundimiento de las cuencas es comparable con el primero (valor mínimo de -1.564 m en el depocentro del Duero) mientras que la elevación en la cadena central es equivalente al segundo (valor máximo de 1.650 m). Se observa la misma relación de los desplazamientos verticales con la temperatura indicada anteriormente, de tal manera que el engrosamiento medio de la corteza de la zona del Duero está en 3.664 m, en la del Sistema Central en 5.927 m, y en la

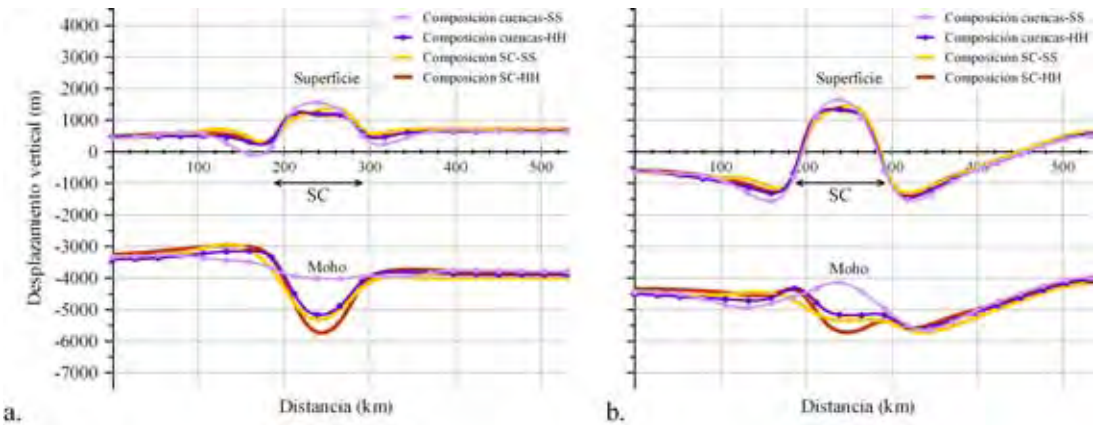


Figura 5.15. *Desplazamientos verticales de la superficie y del límite corteza-manto de cuatro litosferas con una composición uniforme pero térmicamente heterogéneas después de deformarlas durante 60 M.a.: a) carga tectónica (modelo T^a-hete-T) y b) carga tectónica + carga sedimentaria (modelo T^a-hete-TS). SC-SS, litosfera tipo Sistema Central con corteza superior y manto litosférico secos; SC-HH, litosfera tipo Sistema Central con corteza superior y manto litosférico húmedos; SC, sector del Sistema Central.*

del Tajo en 4.488 m. Estos resultados son muy parecidos a los de la *serie T^a-hete-T*, aunque se vuelve a identificar una disminución del engrosamiento en las cuencas y un aumento en la cadena al incluir la carga sedimentaria.

5.6.3. Composición heterogénea y temperatura homogénea

En este conjunto de modelos, se ha estudiado el comportamiento de una litosfera cuya composición en la corteza superior varía lateralmente (tipo cuencas o cuarcítica en los laterales y tipo Sistema Central o granítica en la parte central) (Fig. 5.6b; Tabla 5.I) pero con una temperatura uniforme (*serie comp-hete)*. De las tres estructuras térmicas homogéneas descritas en el apartado 5.5, únicamente se han evaluado las dos extremas (Fig. 5.9a,c; Tabla 5.I), que al combinarlas con las condiciones secas y húmedas de la corteza superior y manto litosférico originan cuatro situaciones iniciales diferentes. Con esta serie, se pretende identificar la influencia de las heterogeneidades composicionales en la deformación.

Modelos comp-hete-T

Con un contraste composicional también se produce un plegamiento no armónico en la litosfera al aplicar la carga tectónica, pero con dos estilos de deformación claramente diferentes en función del comportamiento del *creep* (Fig. 5.14c, 5.16a). El factor térmico únicamente introduce variaciones en la magnitud de los desplazamientos, es decir, mayores desplazamientos con una estructura térmica más cálida.

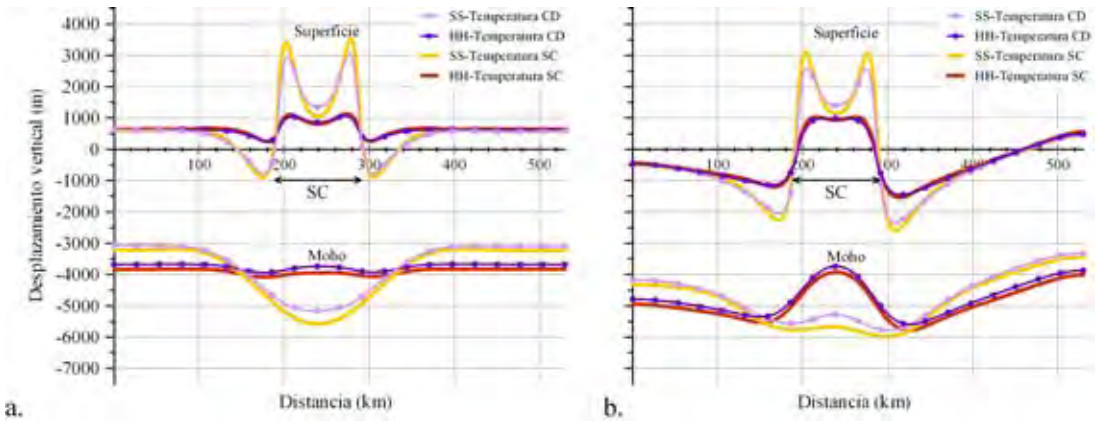


Figura 5.16. *Desplazamientos verticales de la superficie y del límite corteza-manto de cuatro litosferas con una composición heterogénea lateralmente y con una temperatura homogénea al deformarlas durante 60 M.a.: a) carga tectónica (modelo comp-hete-T) y b) carga tectónica + carga sedimentaria (modelo comp-hete-TS). SC-SS, litosfera tipo Sistema Central con corteza superior y manto litosférico secos; SC-HH, litosfera tipo Sistema Central con corteza superior y manto litosférico húmedos; SC, sector del Sistema Central.*

En condiciones secas, el relieve intraplaca es muy abrupto, incrementa su acortamiento horizontal hasta un 19%, y está compuesto por dos zonas elevadas (3.284 m de cota máxima media) que delimitan una zona deprimida equivalente a una cuenca intramontañosa (1.203 m de cota mínima media). Lateralmente, este relieve intraplaca desciende bruscamente hasta una profundidad media de -838 m. En condiciones húmedas, la geometría deformada de la superficie y el acortamiento en el sector del Sistema Central son similares a los obtenidos en la *serie T^a-hete-T* (Fig.5.15a), aunque muestran una pequeña depresión en el interior de los terrenos elevados centrales (cotas respectivas, 832 m y 1.100 m). Respecto al límite corteza-manto, presenta una flexión cóncava si las litosferas tienen un *creep* seco (desplazamiento vertical de -5.366 m, y desnivel medio de la raíz cortical de ~2,2 km) o una flexión convexa si el *creep* es húmedo. Estas deformaciones originan un engrosamiento medio cortical de 6.015 m en la zona del Sistema Central y de 4.094 m en los sectores del Duero y Tajo. Por último, la base de la litosfera se desplaza hasta una profundidad media de -120 km, y desarrolla una sinforma de ~2,0 km con parámetros secos o ~0,6 km con parámetros húmedos.

Modelos comp-hete-TS

Cuando se introduce la carga sedimentaria, se siguen definiendo dos tipos de geometrías debido a la deformación por *creep* (Fig. 5.16b). En condiciones secas, los resultados se asemejan a los de la *serie comp-hete-T* (Fig. 5.16a) mientras que en condiciones húmedas son equivalentes a los de la *serie homo-TS* (Fig. 5.13b).

El relieve positivo disminuye ligeramente de altura (cota máxima media de 2.855 m en litosferas secas, y 1.010 en húmedas). El acortamiento medio también se reduce aunque sus magnitudes están muy próximas a las anteriores (19% y 11%). Se obtiene de nuevo el basamento de las cuencas pero con un mayor hundimiento en las proximidades de la cadena para los modelos secos (profundidad media de -2.472 m en el depocentro del Tajo). Este rasgo está condicionado tanto por el peso de los sedimentos como por el contraste lateral de composiciones, como se puede deducir al comparar las figuras 5.16a-b. En el límite corteza-manto bajo las cuencas aumenta la magnitud del desplazamiento vertical (hasta -5.901 m de media en la cuenca del Tajo), suavizando la raíz cortical en los modelos secos y aumentando la amplitud de la antiforma central en los modelos húmedos. Debido a la carga litostática, el engrosamiento de la corteza durante la deformación es menor en la zona de las cuencas (4.053 m de media) y mayor en el Sistema Central (6.183 m de media). El límite litosfera-astenosfera, a -121 km de profundidad media, se pliega en una única sinforma de ~2,5 km de amplitud con parámetros secos (Fig. 5.14d), o en un tren de pliegues de ~1,0 km de amplitud con parámetros húmedos.

5.6.4. Composición y temperatura heterogéneas

En esta última serie de modelos, se ha deformado una litosfera cuya composición y temperatura varían desde el norte hacia el sur del perfil (Figs. 5.6b, 5.9d; Tabla 5.I). Además de analizar el comportamiento bajo condiciones secas y húmedas, se han tenido en cuenta las dos situaciones reológicas intermedias, es decir, con una corteza superior seca y un manto litosférico húmedo y viceversa. Una vez que se ha estudiado el efecto de la reología y de las cargas en la deformación siguiendo el esquema general (*hete-T* y *hete-TS*), se han realizado otras dos series de modelos para estimar la importancia de la geometría inicial de la litosfera (*hete-TS-buzamiento* y *hete-TS-espesor*). Los objetivos principales son reproducir la estructura actual de la litosfera Ibérica y establecer las posibles condiciones que favorecieron su deformación a lo largo del Cenozoico.

Modelos hete-T

Al sumar los efectos composicional y térmico, la geometría deformada de la litosfera con corteza seca-manto húmedo es equivalente a la del modelo con corteza y manto secos, mientras que los desplazamientos verticales del análisis con corteza húmeda-manto seco son similares a los del caso con corteza y manto húmedos (Fig. 5.17a). Por otro lado, si se comparan los resultados de este plegamiento por carga tectónica con los de las series anteriores (Figs. 5.15a, 5.16a), se puede observar que los contrastes térmicos afectarían principalmente a la topografía del Moho y litosfera, mientras que las variaciones laterales de composición en la corteza superior condicionarían la topografía de la superficie del modelo.

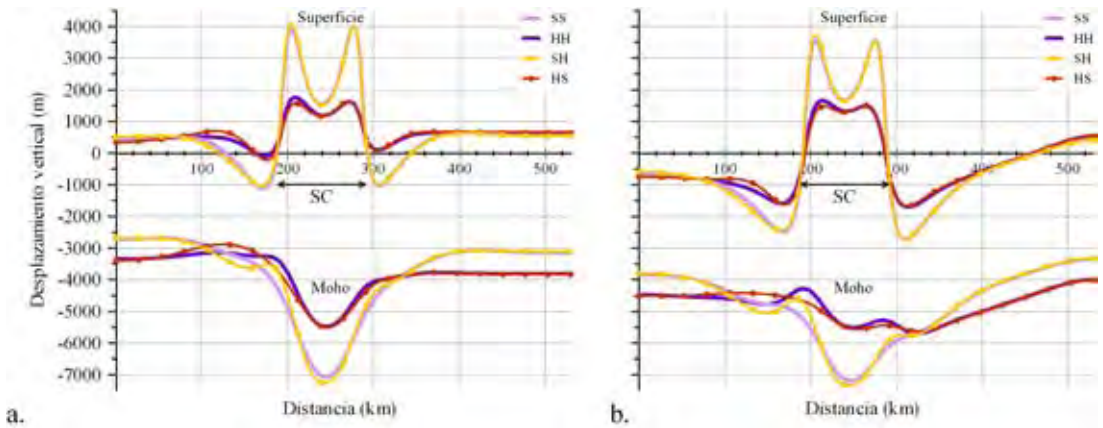


Figura 5.17. *Desplazamientos verticales de la superficie y del límite corteza-manto de cuatro litosferas con una composición y temperatura heterogéneas al deformarlas durante 60 M.a.: a) carga tectónica (modelo hete-T) y b) carga tectónica + carga sedimentaria (modelo hete-TS). SS, litosfera con corteza superior y manto litosférico secos; HH, litosfera con corteza superior y manto litosférico húmedos; SH, litosfera con corteza superior seca y manto litosférico húmedo; HS, litosfera con corteza superior húmeda y manto litosférico seco; SC, sector del Sistema Central.*

En este contexto, el acortamiento en el sector central es de un 22% con cortezas secas y de un 12% con cortezas húmedas. La litosfera experimenta los mayores desplazamientos en la vertical tanto en su superficie como en el límite corteza-manto (Fig. 5.17a). La cadena intraplaca se eleva desde una profundidad media de -1.072 m/-165 m (cortezas secas/húmedas), hasta una altura media de 4.055 m/1.695 m, y desarrolla una depresión interior que desciende hasta un valor medio de 1.535 m/1.174 m. El límite corteza-manto presenta una sinforma bajo la elevación montañosa en las cuatro situaciones analizadas, aunque con un desplazamiento máximo mayor en cortezas secas (-7.168 m de media) que en húmedas (-5.500 m de media). Por este motivo, la amplitud de las raíces corticales varía entre ~4,5 km y ~2,5 km respectivamente. En cuanto al engrosamiento medio de la corteza, se vuelve a reconocer un comportamiento con la temperatura similar al identificado en la *serie T^a-hete*: 3.365 m en el sector del Duero, 7.454 m en el sector de la cadena y 4.056 m en el sector del Tajo. Finalmente, la flexión cóncava de la base (a -120 km de profundidad media, Fig. 5.18a) muestra mayores amplitudes con cortezas secas que con húmedas (~9,9 km *vs.* ~8,0 km).

Modelos hete-TS

Las observaciones generales de la *serie hete-T* se repiten al incluir la carga sedimentaria: a) el estilo de la deformación está condicionado por el *creep* de la corteza superior, y b) la deformación en la superficie y en el Moho depende respectivamente de los contrastes de composición y temperatura.

Los valores de acortamiento en la superficie de la cadena intraplaca son similares a los de la *serie hete-T*, y las principales diferencias se encuentran en la menor elevación de los relieves (cota máxima media de 3.639 m/1.583 m en cortezas secas/húmedas) y el mayor hundimiento bajo las cuencas (depocentro medio de -2.713 m/-1.690 m en cortezas secas/húmedas) (Figs. 5.17b, 5.18b). La cota mínima media en las cuencas intramontañosas está en 1.668 m/878 m en cortezas secas/húmedas. La acomodación de estos desplazamientos en profundidad produce unas topografías más suaves en el Moho: en los modelos con corteza seca disminuye la amplitud de la raíz cortical (~3,9 km), y en los modelos con corteza húmeda se desarrolla una alternancia de suaves antiformas y sinformas, similar a la geometría de la *serie T^a-hete-TS* (Fig. 5.15b). Como en las series previas que incluían la carga sedimentaria, el engrosamiento cortical medio se reduce en el entorno de las cuencas y aumenta en los relieves centrales: 3.324 m en el sector N, 7.624 m en el sector central y 4.016 m en el sector S. El plegamiento en el límite litosfera-astenosfera (a -121 km de profundidad media) es equivalente a la de la serie anterior *hete-T* (amplitudes de ~9,6 km y ~7,7 km, respectivamente en cortezas secas y húmedas).

Modelos hete-TS-buzamiento

En este conjunto de modelos, se han modificado los bordes del Sistema Central para estimar su posible efecto en la deformación. En concreto, se les ha

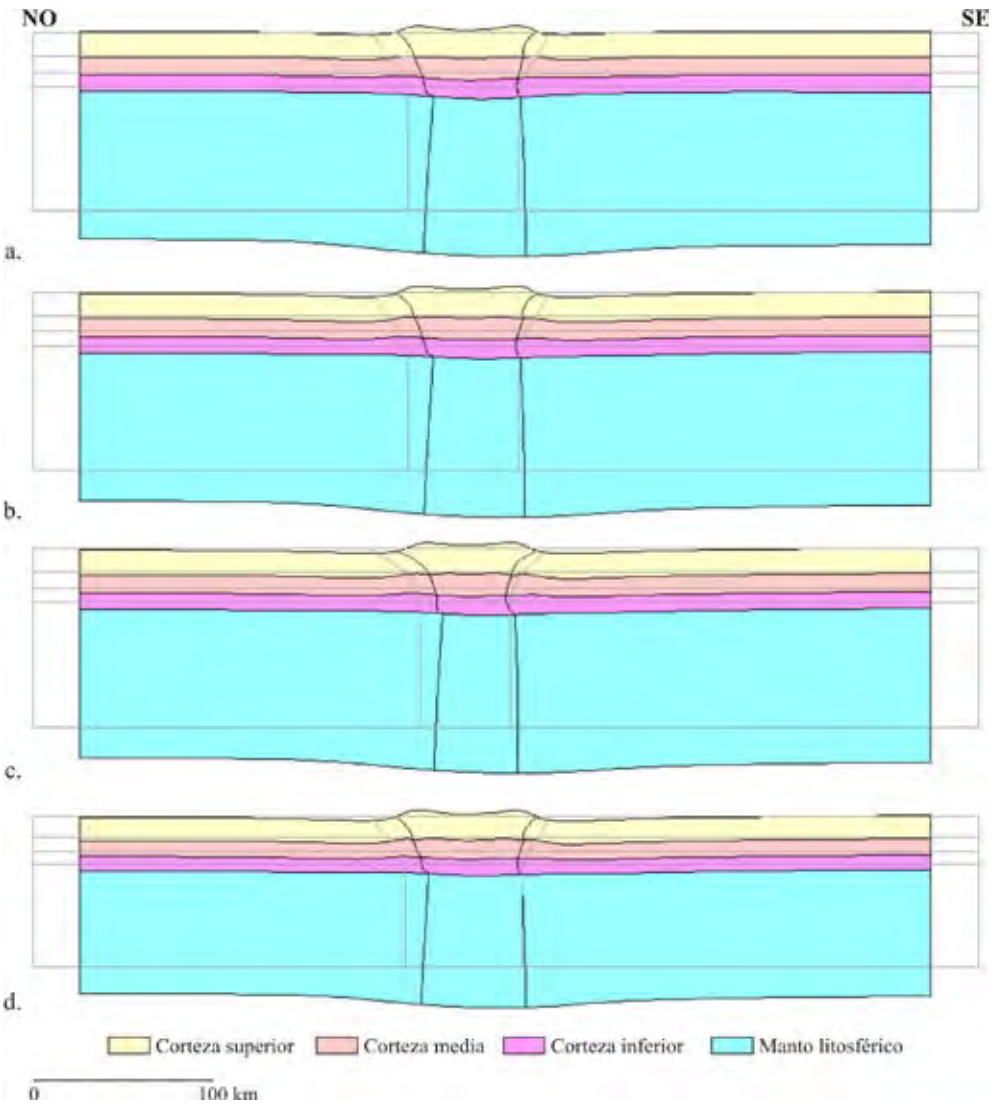


Figura 5.18. *Geometría final de la litosfera heterogénea (con corteza y manto en condiciones secas) después de 60 M.a. de deformación: a) carga tectónica (modelo hete-T) y b) carga tectónica + carga sedimentaria (modelo hete-TS). Geometría final de la litosfera heterogénea (con corteza y manto en condiciones secas) después de 60 M.a. de deformación por carga tectónica y sedimentaria: c) variar buzamientos en el Sistema Central (modelo hete-TS-buzamiento) y d) variar los espesores iniciales (modelo hete-TS-espesores). Las líneas grises indican la geometría inicial.*

atribuido una geometría inicial curvada más parecida a la actual variando su buzamiento en profundidad (Fig. 5.18c). Solo se han modelizado los casos con un *creep* seco o húmedo tanto en la corteza superior como en el manto litosférico. Los resultados de la deformación se presentan en la figura 5.19a junto con los de la *serie hete-TS* para facilitar la comparación.

Las principales diferencias en los desplazamientos verticales de la litosfera con relación a los *modelos hete-TS* se localizan en el entorno de la cadena interior:

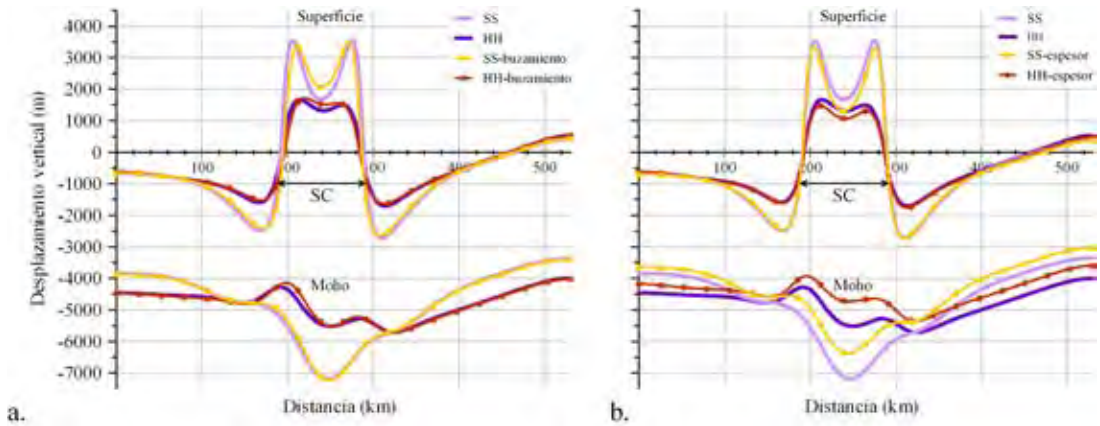


Figura 5.19. *Desplazamientos verticales de la superficie y del límite corteza-manto de litosferas heterogéneas al deformarlas durante 60 M.a. mediante una carga tectónica y una carga sedimentaria: a) buzamiento variable en los bordes del Sistema Central (modelo hete-TS-buzamiento) y b) litosfera adelgazada (modelo hete-TS-espesor). SS, litosfera con corteza superior y manto litosférico secos (modelo hete-TS); HH, litosfera con corteza superior y manto litosférico húmedos (modelo hete-TS); SS-buzamiento, litosfera con corteza superior y manto litosférico secos, y un buzamiento variable en los bordes del Sistema Central; HH-buzamiento, litosfera con corteza superior y manto litosférico húmedos, y un buzamiento variable en los bordes del Sistema Central; SS-espesor, litosfera adelgazada con corteza superior y manto litosférico secos; HH-espesor, litosfera adelgazada con corteza superior y manto litosférico húmedos; SC, sector del Sistema Central.*

disminuyen ligeramente las cotas máximas y se eleva el basamento de las cuencas interiores. Este efecto es más acusado en las litosferas secas, y hace que el desnivel intramontañoso pase de 1.881 m a 1.452 m. En el sector del Sistema Central, se mantienen los valores de acortamiento horizontal. Por otro lado, disminuye la amplitud de las sinformas de la base de la litosfera (~8,7 km en condiciones secas y ~6,6 km en húmedas).

Modelos hete-TS-espesor

Debido al engrosamiento que experimentan los modelos durante la deformación (3-7 km), el espesor final de la corteza y litosfera resultan excesivos en comparación con los valores actuales estimados (apartado 4.5). Para ajustar la geometría deformada, se ha reducido el espesor inicial de la corteza y litosfera a 27 y 85 km respectivamente (Fig. 5.18d) (Martín Velázquez y Elorza, 2007). Al igual que en la serie anterior, únicamente se han analizado las dos situaciones en las que la corteza superior y el manto litosférico tienen unos parámetros del *creep* o bien secos o húmedos.

La modificación de los espesores implica recalcular la estructura térmica de la litosfera. En estas condiciones, se produce un incremento tanto de las temperaturas como del flujo de calor, aunque siempre dentro de las estimaciones realizadas en otros trabajos (Fernàndez *et al.*, 1998; Tejero y Ruiz, 2002; Villaseca *et al.*, 2005; Fernández *et al.*, 2008). En concreto, las temperaturas en el límite corteza-manto se

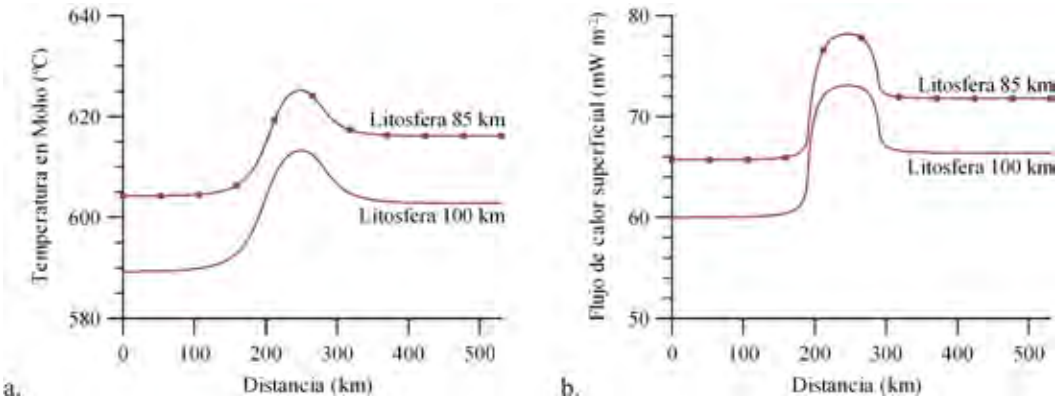


Figura 5.20. *a) Temperatura en el límite corteza-manto. b) Flujo de calor a través de la superficie.*

elevan ~13 ºC de media respecto a la litosfera heterogénea de 100 km de espesor, con unos intervalos de 604-612 ºC en el sector de la cuenca del Duero, 612-625 ºC en el sector del Sistema Central, y 616-620 ºC en el sector de la cuenca del Tajo (Fig. 5.20a). El aumento medio del flujo de calor superficial es de ~5 mWm^{-2} respecto a los valores de la litosfera heterogénea de 100 km, y los rangos de valores oscilan entre 66-69 mWm^{-2} en el sector de la cuenca del Duero, 69-78 mWm^{-2} en el sector del Sistema Central, y 72-73 mWm^{-2} en el sector de la cuenca del Tajo (Fig. 5.20b).

Respecto al análisis de las deformaciones, las superficies topográficas se superponen casi en su totalidad a las geometrías finales de los *modelos hete-TS*, y únicamente se observan modificaciones en los relieves centrales con una disminución generalizada de la altitud (Fig. 5.19b). En estas condiciones, los acortamientos horizontales son equivalentes a los de la *serie hete-TS* pero el desnivel intramontañoso llega a incrementarse hasta los 2.033 m en el modelo con reologías secas. Sin embargo, los principales cambios se registran en el límite corteza-manto, con una disminución media de los desplazamientos verticales en ~400 m y del desnivel de la raíz cortical a 3,4 km/1,8 km en condiciones secas/húmedas. El engrosamiento de la corteza también se ve reducido aunque los valores medios se mantienen dentro del mismo orden de magnitud (3.200 en la zona del Duero, 7.147 m en la zona del Sistema Central, 3.817 en la zona del Tajo). En el límite litosfera-astenosfera disminuye tanto la profundidad media (-103 km) como la amplitud de la flexión cóncava (~8,1 km/~5,7 km en condiciones secas/húmedas). Por lo tanto, al adelgazar la litosfera inicial se consigue el descenso en los espesores finales pero sin variar el estilo de la deformación.

5.7. Discusión

5.7.1. Heterogeneidades en la reología de la litosfera

Variación lateral de la temperatura

Como se ha expuesto en el capítulo 3, el comportamiento viscoso se activa térmicamente y las deformaciones que se ajustan a la ley del *creep* de dislocación incluyen dicha relación con la temperatura [3.38]. Siguiendo esta formulación, un aumento de la temperatura en un material implica su menor resistencia a la deformación (Ranalli y Murphy, 1987; Burov y Diament, 1995; Ruiz *et al.*, 2006a).

Mediante los distintos modelos de elementos finitos descritos en la sección anterior se ha podido cuantificar la influencia de la estructura térmica de la litosfera en los desplazamientos verticales de cada una de sus capas. Principalmente en la *serie T^a-hete* (Fig. 5.15), aunque también en las *series homo* (Fig. 5.13) y *comp-hete* (Fig. 5.16), se observa que litosferas con igual composición experimentan mayores desplazamientos y engrosamientos cuanto más altas son sus temperaturas. Las diferencias resultantes entre litosferas en las que no hay contrastes reológicos (comparar las curvas CD-SS con CT-SS o las curvas CD-HH con CT-HH de la *serie homo-T*) son menores de 100 m, mientras que al introducir variaciones térmicas en una misma sección (*serie T^a-hete-T*), la mayor deformación se concentra en la parte central más caliente y las diferencias en los desplazamientos ascienden a unos cuantos kilómetros. El debilitamiento térmico del sector del Sistema Central estaría probablemente asociado a las elevadas concentraciones de elementos radiactivos en la corteza como consecuencia del intenso magmatismo paleozoico (apartados 4.2.2 y 4.5.3, tabla 5.I).

Estos modelos vienen a confirmar que la temperatura es uno de los parámetros decisivos en el comportamiento reológico de la litosfera y que pequeños contrastes laterales en las geotermas pueden influir de manera decisiva en su deformación (Fernàndez y Ranalli, 1997; Vauchez *et al.*, 1997; Burov, 2003). Durante la compresión, la deformación se acomoda mediante un mecanismo de engrosamiento homogéneo o cizalla pura, con la elevación/hundimiento uniforme de la superficie/Moho, en aquellas litosferas que son completamente homogéneas (*serie homo*). Sin embargo, las variaciones térmicas laterales contribuyen de manera efectiva en el desarrollo de un relieve en cada una de las superficies entre capas litosféricas (*serie T^a-hete*). Resultados similares también se han obtenido en modelos de deformación intraplaca en la Cordillera Flinders, en el sur de Australia (Célérier *et al.*, 2005).

Variación lateral de la composición

El comportamiento reológico de la litosfera está también fuertemente controlado por su composición (Ranalli y Murphy, 1987; Kohlstedt *et al.*, 1995; Afonso y Ranalli, 2004). Su efecto es tan importante que puede modificar la resistencia de la corteza y del manto hasta el punto de variar el estilo de la deformación (*jelly sandwich vs. crème brùlée*; Jackson, 2002; Afonso y Ranalli, 2004; Burov y Watts, 2006; Burov y Yamato, 2008).

A partir del análisis realizado en este capítulo, se puede observar que la composición tiene un efecto similar al de la temperatura en lo referente a la deformación de litosferas que lateralmente son homogéneas o heterogéneas. Si se compara el comportamiento entre modelos que se diferencian en la composición de la corteza superior (graníticas *vs.* cuarcíticas de las *series homo y* T^a*-hete*), se vuelve a identificar una oscilación de unos centenares de metros en la magnitud de los desplazamientos, siendo algo mayores en cortezas graníticas (Figs. 5.13, 5.15). Sin embargo, si las litosferas contienen contrastes laterales de composición (*serie comp-hete*), el rango de valores entre los diferentes sectores (laterales *vs.* centro) se puede incrementar en un orden de magnitud (Fig. 5.16). La introducción de estas variaciones de composición permite producir además el plegamiento generalizado de las capas de la litosfera por las cargas horizontales (*buckling*).

En la modelización de la deformación, además de los cambios de litología, se ha tenido en cuenta el contenido en agua. La presencia de hidrógeno en defectos cristalinos, comúnmente denominado como "contenido en agua" o "condiciones húmedas", produce el debilitamiento de los minerales al reducir su resistencia (Ranalli y Murphy, 1987; Bell y Rossman, 1992; Kohlstedt *et al.*, 1995; Yang *et al.*, 2008; Mainprice y Jaoul, 2009). Sin embargo, este efecto debe ser analizado cuidadosamente en función de los parámetros secos/húmedos del *creep* de cada litología y de la presencia de heterogeneidades en la composición. Así, en las litosferas homogéneas con cortezas cuarcíticas se puede observar efectivamente que los modelos en condiciones húmedas experimentan los mayores desplazamientos, pero si las cortezas son graníticas se obtienen resultados opuestos (Fig. 5.13; *serie homo*). Este resultado es debido a que las dos curvas de resistencia del granito no tienen trayectorias paralelas, de tal manera que el granito seco presenta una menor resistencia al *creep* en las partes más superficiales de la corteza y el húmedo en las regiones más profundas. Por otro lado, al considerar litosferas con una composición heterogénea, aquellas que tienen reologías secas sorprendentemente sufren una mayor deformación que las litosferas húmedas (Fig. 5.16; *serie comp-hete*). Sin embargo, si se analiza el contraste lateral de resistencia, este es muy elevado entre la cuarcita y el granito seco, mientras que los comportamientos de ambas litologías en condiciones húmedas son muy parecidos (Tabla 5.I). Por este motivo, se produce un fuerte debilitamiento mecánico en el sector del Sistema Central, relacionado con los parámetros secos del granito, que favorece el desarrollo de una topografía abrupta en la superficie de la litosfera. Estos resultados ponen de manifiesto que las

heterogeneidades laterales en las propiedades litológicas producen modificaciones en la resistencia de la litosfera, concentrando la deformación en determinados sectores (Fernàndez y Ranalli, 1997; Dixon *et al.*, 2004; Yang *et al.*, 2008). La situación en el Moho es similar, es decir, las reologías secas sufren mayores desplazamientos que las húmedas. Puesto que el manto tiene una composición homogénea no puede haber contrastes laterales de resistencia y el plegamiento en el Moho estaría relacionado directamente con los procesos de compensación isostática. El elevado relieve intraplaca en condiciones secas produciría una raíz cortical en profundidad, mientras que la topografía más suave en condiciones húmedas sólo generaría unas suaves ondulaciones.

5.7.2. Deformaciones cenozoicas intraplaca

En los modelos con temperatura y/o composición homogénea (*series homo, T^a-hete, comp-hete*) no se ha conseguido obtener una estructura de la corteza comparable a la actual en el área del Sistema Central. Es decir, en ninguna de estas situaciones se reproducen de manera simultánea las elevaciones montañosas, el hundimiento de las cuencas y la flexión cóncava del límite corteza-manto (apartado 4.5.1; Banda *et al.*, 1981; Suriñach y Vegas, 1988; ILIHA DSS Group, 1993; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005a; De Vicente *et al.*, 2007). Como se muestra a continuación, para modelizar estas observaciones es necesario utilizar una litosfera con contrastes laterales termomecánicos.

Cuando se incluyen heterogeneidades en la composición y temperatura (*serie hete)*, el estilo de la deformación queda definido por el comportamiento seco o húmedo del *creep* de la corteza superior, independientemente de la litología impuesta en el manto litosférico (Fig. 5.17, 5.19). Sin embargo, el plegamiento en la superficie topográfica estaría condicionado por las variaciones laterales de composición en la corteza superior, mientras que la flexión del Moho dependería de los contrastes de temperatura. La deformación de los tres tipos de modelos heterogéneos con carga tectónica y sedimentaria a lo largo de 60 M.a. (*series hete-TS, hete-TS-buzamiento, hete-TS-espesor*) origina unas estructuras corticales muy parecidas, con ligeras variaciones en los desplazamientos verticales (Figs. 5.17-5.19). La carga tectónica produce unos acortamientos horizontales máximos en la parte central de los modelos, cuyos valores están próximos al ~22% bajo condiciones secas de la corteza superior o del ~12% en condiciones húmedas (Tabla 5.II). Estas diferencias en la deformación horizontal se acomodan en la vertical mediante un mayor levantamiento de la cadena interior y hundimiento en los depocentros de las cuencas con cortezas secas que con húmedas: ~3.500 m/~-2.700 m *vs*. ~1.600 m/~-1.700 m (valores medios con carga sedimentaria incluida; Tabla 5.II). Y a su vez, estas deformaciones verticales en la superficie topográfica son compensadas en el límite corteza-manto con una raíz cortical (~3,7 km de amplitud) si la corteza está seca, o unas suaves ondulaciones (~1,7 km de amplitud) si está húmeda (Tabla 5.II). Puesto que la longitud de onda

Tabla 5.II. Resultados de la modelización de la deformación de litosferas heterogéneas (series hete-T, hete TS, hete-TS-buzamiento y hete-TS-espesor). SS, litosfera con corteza superior y manto litosférico secos; SH, litosfera con corteza superior seca y manto litosférico húmedo; HS, litosfera con corteza superior húmeda y manto litosférico seco; HH, litosfera con corteza superior y manto litosférico húmedos; CD, sector de la Cuenca del Duero; SC, sector del Sistema Central; CT, sector de la Cuenca del Tajo.

		Desplazamientos verticales (m)								Profundidad (km)							
		Superficie				Límite corteza-manto				Límite corteza-manto				Límite litosfera-astenosfera			
		SS	SH	HS	HH	SS	SH	HS	HH	SS	SH	HS	HH	SS	SH	HS	HH
Máximo	*hete-T*	4017	4094	1628	1763	-7071	-7264	-5515	-5486	-37	-37	-36	-35	-125	-126	-125	-124
	hete-TS	3555	3724	1502	1664	-7190	-7332	-5633	-5708	-37	-37	-36	-36	-126	-127	-126	-125
	hete-TS-buzamiento	3511			1714	-7232			-5726	-37			-36	-126			-125
	hete-TS-espesor	3344			1465	-6390			-5356	-33			-32	-108			-106
Medio	*hete-T*	647	647	646	646	-3793	-3792	-3813	-3813	-34	-34	-34	-34	-121	-121	-120	-120
	hete-TS	-357	-357	-359	-359	-4797	-4796	-4817	-4816	-35	-35	-35	-35	-122	-122	-121	-121
	hete-TS-buzamiento	-364			-363	-4796			-4816	-35			-35	-121			-121
	hete-TS-espesor	-419			-421	-4424			-4443	-31			-31	-103			-103
Mínimo	*hete-T*	-1114	-1029	-223	-106	-2688	-2684	-2886	-3143	-33	-33	-33	-33	-116	-116	-116	-117
	hete-TS	-2720	-2706	-1676	-1705	-3356	-3331	-4019	-4005	-33	-33	-34	-34	-117	-117	-117	-118
	hete-TS-buzamiento	-2655			-1636	-3398			-4029	-33			-34	-117			-118
	hete-TS-espesor	-2739			-1759	-3034			-3601	-30			-31	-100			-101

	Basamento cuenca intramontañosa (m)				Desnivel de la raíz cortical (km)				Acortamiento horizontal en SC (%)			
	SS	SH	HS	HH	SS	SH	HS	HH	SS	SH	HS	HH
hete-T	1549	1521	1168	1181	4,4	4,6	2,6	2,3	21,9	21,9	12,3	12,3
hete-TS	1674	1663	874	883	3,8	4,0	1,6	1,7	21,8	21,7	12,2	12,1
hete-TS-buzamiento	2060			1506	3,8			1,7	21,8			12,1
hete-TS-espesor	1310			1071	3,4			1,8	21,4			12,0

		Corteza seca						Corteza húmeda					
		Engrosamiento (m)			Espesor (km)			Engrosamiento (m)			Espesor (km)		
		CD	SC	CT	CD	SC	CT	CD	SC	CT	CD	SC	CT
Máximo	*hete-T*	4923	9922	5526	35	40	36	4097	6813	4875	34	37	35
	hete-TS	4868	10155	5410	35	40	35	4102	7051	4800	34	37	35
	hete-TS-buzamiento	3842	10269	4733	34	40	35	3850	7045	4565	34	37	35
	hete-TS-espesor	4398	9077	4768	31	36	32	3568	5978	4092	31	33	31
Medio	*hete-T*	3134	8708	3696	33	39	34	3597	6200	4417	34	36	34
	hete-TS	3091	8887	3653	33	39	34	3557	6361	4378	34	36	34
	hete-TS-buzamiento	3092	8721	3705	33	39	34	3632	6127	4407	34	36	34
	hete-TS-espesor	2857	7881	3298	30	35	30	3356	5517	3929	30	33	31
Mínimo	*hete-T*	2509	4759	3247	33	35	33	3101	3995	4117	33	34	34
	hete-TS	2346	4716	3027	32	35	33	2899	4002	3904	33	34	34
	hete-TS-buzamiento	2392	3956	3133	32	34	33	3053	3514	3975	33	34	34
	hete-TS-espesor	2120	4597	2657	29	32	30	2781	3611	3471	30	31	30

de los pliegues en la corteza superior es menor que en el manto, se podría inferir un desacoplamiento corteza-manto durante la tectónica convergente (capítulo 7; Cloetingh *et al.*, 1999).

Debido a las condiciones iniciales asumidas en la modelización numérica, los resultados finales están sujetos a una serie limitaciones de tipo operativo o metodológico (Fernàndez y Ranalli, 1997; Moisio y Kaikkonen, 2006). Las primeras se han relacionado con las estimaciones imprecisas de la estructura y composición de la litosfera, la geoterma, las propiedades reológicas determinadas experimentalmente, la presión de fluidos en poros o el propio contexto geodinámico. En cambio, las incertidumbres metodológicas se han asociado al tipo de comportamiento reológico seleccionado así como al tipo de deformación. Estas consideraciones no descartan

la utilidad de la modelización numérica como herramienta para realizar estudios geodinámicos pero deben ser tenidas en cuenta durante el análisis de los resultados obtenidos. En este estudio no se han incluido aspectos tales como: a) un acoplamiento termomecánico que produzca la actualización de las geotermas a medida que las geometrías se van deformando (p.e. Gerbault, 2000; Cloetingh *et al.*, 2002; Burg y Schmalholz, 2008); b) una erosión y sedimentación superficial desde las zonas que se van elevando hacia las zonas que se van hundiendo (p.e. Cloetingh *et al.*, 2002; Célérier *et al.*, 2005; Burg y Schmalholz, 2008); c) una reología elasto-plástica-viscosa que permita la localización de la deformación y, por lo tanto, la neoformación de fallas (p.e. Gerbault, 2000; Cloetingh *et al.*, 2002; Célérier *et al.*, 2005; Burg y Schmalholz, 2008); o d) una discontinuidad de los procesos tectónicos en el tiempo (p.e. Célérier *et al.*, 2005). Sin embargo, a pesar de estas limitaciones, las litosferas con acusados contrastes laterales de composición y temperatura permitirían explicar los rasgos principales de la estructura del centro de Iberia. En concreto, la deformación de litosferas con cortezas secas es consistente con diversas observaciones geofísicas y geológicas: a) acortamiento de ~20% en Guadarrama (De Vicente *et al.*, 1994, 1996b; Tejero *et al.*, 1996); b) alturas máximas de la cadena en ~2.500 m; c) espesor de sedimentos terciarios de ~2.500 m en el depocentro de la cuenca del Duero y de ~3.200 m en el depocentro de la cuenca del Tajo (Racero Baena, 1988; Querol Müller, 1989; Tejero *et al.*, 1996; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005a; De Vicente *et al.*, 2007); y d) raíz cortical bajo el sistema montañoso de 3-6 km (Suriñach y Vegas, 1988; ILIHA DSS Group, 1993; Tejero *et al.*, 1996; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005a; De Vicente *et al.*, 2007).

Relieves superficiales y basamento de las cuencas

El relieve intraplaca en la superficie de los modelos representa el conjunto de sierras y cuencas interiores relacionadas con el levantamiento del Sistema Central, y las flexiones de los laterales equivalen a la disposición del basamento en las cuencas del Tajo y Duero, con los depocentros próximos a la cadena.

Las alturas finales de la cadena en las litosferas con cortezas secas son más elevadas que las actuales, posiblemente por no haber incluido el efecto de la erosión (Burg y Podladchikov, 2000), aunque son menores que las deducidas a partir de las trazas de fisión en apatitos (De Bruijne y Andriessen, 2000; De Bruijne y Andriessen, 2002). En la Sierra de Guadarrama, se ha propuesto un levantamiento máximo de ~6 km que comenzaría en el Eoceno en relación con las deformaciones pirenaicas, aunque la mayor parte tendría lugar a partir del Plioceno como consecuencia de las compresiones béticas y en combinación con procesos de denudación (De Bruijne y Andriessen, 2000; De Bruijne y Andriessen, 2002; ter Voorde *et al.*, 2004). Esta estimación parece no estar justificada con los desplazamientos verticales obtenidos en este capítulo, aunque las limitaciones y condicionamientos propios de ambas técnicas hacen difícil la comparación. Por un lado, la exclusión de los efectos de erosión produce topografías más elevadas (Burg y Podladchikov, 2000), por lo que los

relieves obtenidos en los modelos de deformación del Sistema Central representarían una estimación máxima. El acoplamiento de los procesos tectónicos y erosivos conlleva además unas tasas de levantamiento mayores (Cloetingh *et al.*, 2002). Por otro lado, para modelizar la historia térmica, De Bruijne y Andriessen (2002) utilizan un gradiente geotérmico más elevado que el empleado en la modelización de la deformación presentado en este capítulo o que el obtenido en otros análisis similares en el centro peninsular (Tejero y Ruiz, 2002): ~28 ºC/km *vs.* ~20 ºC/km. Aunque indican que en este tipo de estudios es admisible un cierto grado de error (±10 ºC) debido a las incertidumbres propias del método, si hubieran considerado una geoterma menor, habrían obtenido incluso mayores levantamientos (ter Voorde *et al.*, 2004). En cambio, en el modelo numérico realizado por Ter Voorde *et al.* (2004) se utiliza una geoterma mucho más fría (~11 ºC/km) para simular los resultados de estas huellas de fisión, teniendo en cuenta el acortamiento horizontal y el desplazamiento a lo largo de fallas preexistentes. Por lo tanto, parece justificado admitir que para resolver esta cuestión es necesario seguir trabajando en las dos líneas, tanto para obtener nuevos datos sobre levantamientos en el centro peninsular como para realizar modelos de deformación en los que se incluyan las carencias indicadas anteriormente.

Respecto al basamento de las cuencas terciarias, su hundimiento puede relacionarse con el propio proceso de acortamiento horizontal. Al aplicar la carga tectónica, en litosferas con heterogeneidades térmicas y/o composicionales, se desarrollan unas sinformas en la superficie adyacentes a la elevación antiformal (Fig. 5.15-5.17). Burg y Podladchikov (2000) relacionan también la formación de algunas cuencas en régimen compresivo en los Himalayas con el plegamiento litosférico. Sin embargo, como se puede observar en las figuras 5.15-5.17, para obtener unas profundidades del basamento similares a las actuales también es necesario incluir la carga sedimentaria. En estas situaciones, se mantiene la geometría de los depocentros en las proximidades de la cadena. Estudios sobre la flexión de las cuencas del Ebro (Gaspar-Escribano *et al.*, 2001) y Guadalquivir (Garcia-Castellanos *et al.*, 2002) también deben recurrir a distintos tipos de cargas para poder explicar la evolución de sus basamentos.

Contrastes laterales de resistencia

Como se ha mostrado anteriormente, para modelizar los relieves del Sistema Central se necesitan variaciones laterales de composición en la corteza que originen grandes contrastes de resistencia. Este efecto se ha conseguido utilizando la cuarcita seca y el granito seco, este último más débil que el granito húmedo a esas profundidades. Diferentes autores cuestionan los resultados de los experimentos en laboratorio sobre el comportamiento de minerales y rocas, incluso llegándose a dudar de la validez de su extrapolación a la corteza/litosfera y, por extensión, a los modelos de deformación (Kohlstedt *et al.*, 1995; Vauchez *et al.*, 1997; Ranalli, 2003; Karato, 2009). Sin embargo, si estos son contrastados con evidencias geológicas y geofísicas, pueden ser empleados como una aproximación de primer orden (Burov,

2003; Karato, 2009). La modelización realizada en este capítulo enlazaría con el planteamiento de Burov (2003) en el sentido de que es necesario asumir unas reologías, pero estas deben ser representativas no solo de la composición de la corteza/litosfera sino también de su comportamiento. Así, aunque se han considerado únicamente los parámetros de la cuarcita y el granito (suponiendo que el cuarzo es la fase que controla la reología de la corteza superior), con esta alternancia de reologías fuertes y débiles se han podido simular las deformaciones cenozoicas en el entorno del Sistema Central. Otra cuestión importante es el estado de hidratación de estas litologías. El progresivo enriquecimiento en agua de los fundidos durante su evolución hace que los granitos de la corteza superior sean más húmedos que las granulitas de la corteza inferior (Afonso y Ranalli, 2004; Yang *et al.*, 2008). Sin embargo, sería interesante contar con estudios específicos en los que se analizara el contenido en agua de las litologías de la región para ajustar mejor las reologías de la corteza en los modelos de deformación.

Por otro lado, los contrastes reológicos entre la corteza inferior y el manto litosférico, modelo tipo *jelly sandwich*, han sido utilizados para explicar la estabilidad de la litosfera continental (Burov y Watts, 2006; Yang *et al.*, 2008). Según estos autores, para que se produzca un engrosamiento asociado a los procesos orogénicos es necesaria una elevada resistencia en el manto superior, que se consigue a partir de composiciones secas. De igual manera, el mecanismo que permite mantener el elevado espesor de la litosfera en las áreas cratónicas antiguas durante grandes periodos de tiempo se ha relacionado precisamente con el contraste de viscosidad entre estas raíces continentales profundas y el manto que le rodea (Shapiro *et al.*, 1999; Karato, 2009). Pero los resultados obtenidos en este capítulo indican que se pueden producir flexiones cóncavas en el Moho que soporten la topografía incluso con mantos blandos si hay variaciones térmicas laterales en la litosfera (Fig. 5.17, comparar modelos SS y SH de la *serie hete-TS*). De tal manera que, de nuevo, el contraste lateral de resistencia, en este caso propiciado por las variaciones de temperatura, permite el desarrollo de raíces corticales junto con los procesos de compensación isostática. Sin embargo, un aspecto que habría que tener en cuenta al adoptar una reología débil (hidratada) o fuerte (anhidra) es su implicación geodinámica. Así, las condiciones secas en el manto normalmente son propias de regiones antiguas que han sufrido una intensa actividad magmática que produce la fusión parcial y la desgasificación del manto, mientras que las condiciones húmedas se suelen asociar a zonas de subducción o con intenso metasomatismo donde hay una entrada importante de fluidos (Bell y Rossman, 1992; Afonso y Ranalli, 2004; Dixon *et al.*, 2004; Yang *et al.*, 2008). En el Sistema Central se han identificado procesos de metasomatismo del manto subcontinental, inicialmente empobrecido, por la delaminación de la corteza inferior granulítica (Orejana *et al.*, 2009), así como un magmatismo alcalino generalizado después de la orogenia Varisca que se ha relacionado con el adelgazamiento de la litosfera y el ascenso de la astenosfera (~265-255 M.a.; Villaseca y Orejana, 2008). Estas evidencias geológicas implicarían que el manto litosférico bajo la cadena debió ser heterogéneo (Orejana *et al.*, 2009).

Aunque en el Mesozoico no se han registrado importantes eventos magmáticos en la región estudiada (capítulo 4), habría que considerar los efectos del *rifting* del Tethys y del Atlántico en la reología mantélica y en la continuidad de sus características hasta la actualidad. Por lo tanto, parece difícil limitar el estado de hidratación mantélico a condiciones secas o húmedas, y los modelos de deformación en los que se han considerado ambas situaciones podrían ser igualmente válidos.

Configuración de la litosfera inicial

Aunque los resultados de las series de modelos *hete-TS*, *hete-TS-buzamiento*, *hete-TS-espesor* son equivalentes (Tabla 5.II), las diferencias en las configuraciones iniciales producen variaciones en la estructura final (Figs. 5.17-5.19). Así, al delimitar el sector del Sistema Central mediante unos contactos en los que el buzamiento se incrementa con la profundidad (*serie hete-TS-buzamiento*), después de la deformación adoptan una geometría con una menor inclinación que las interpretadas actualmente por métodos geofísicos (Fig. 5.18c, 5.1, y para más detalle Fig. 6.4) (Racero Baena, 1988; Querol Müller, 1989; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005a; De Vicente *et al.*, 2007). Aunque se introdujo esta variante para considerar la posibilidad de que estos límites geológicos pudieran tener una configuración parecida a la actual a principios del Terciario, a la vista de los resultados, parece más adecuado suponer que sus buzamientos debieron ser elevados incluso en las zonas más superficiales. En este caso, y a pesar de simular los contactos de manera rectilínea, estos sufren una ligera disminución de buzamiento en las proximidades de la superficie al finalizar la deformación, siendo consistentes con las interpretaciones geofísicas (Figs. 5.18a,b,d). Este aumento de la inclinación con la profundidad en los contactos entre la cadena montañosa y las cuencas sedimentarias se ha relacionado con un cambio en la tectónica, desde un régimen de desgarre durante el Eoceno a uno compresivo durante el Oligoceno-Mioceno inferior (De Vicente *et al.*, 2007). Sin embargo, el acortamiento de una litosfera con contrastes termomecánicos (principalmente de composición, figura 5.14) parece generar de manera eficiente este tipo de configuración.

Un aspecto llamativo de las *series hete-TS* y *hete-TS-buzamiento* está relacionado con el espesor de la corteza y de la litosfera. Debido al engrosamiento vertical y plegamiento de cada una de las capas corticales durante el acortamiento tectónico, los espesores finales de la corteza en condiciones secas se incrementan hasta un valor medio de ~33 km en los sectores de las cuencas y ~39 km en el sector montañoso incluyendo el relieve superficial (Tabla 5.II). Las profundidades mínimas y máximas del límite corteza-manto se sitúan entre -33 km y -37 km. Estas cifras resultan algo elevadas al compararlas con las estimaciones sísmicas y gravimétricas, que sitúan la discontinuidad del Moho en unos intervalos de profundidad de 30-31 km y 34-36 km respectivamente (apartado 4.5.1; Banda *et al.*, 1981; Suriñach y Vegas, 1988; ILIHA DSS Group, 1993; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005a; De Vicente *et al.*, 2007). Por otro lado, las profundidades del límite litosfera-astenosfera (117-126 km)

también son superiores a las proporcionadas por diferentes estudios geofísicos (~100 km) (Banda *et al.*, 1981; Fernàndez *et al.*, 1998; Tejero y Ruiz, 2002; Spakman y Wortel, 2004; Artemieva *et al.*, 2006; Fernández *et al.*, 2008).

Para solucionar esta cuestión se consideró una estructura inicial con menor espesor (litosfera de 85 km y corteza de 27 km, *serie hete-TS-espesor*) (Martín Velázquez y Elorza, 2007). En esta situación, se reduce el acortamiento horizontal ligeramente y los desplazamientos verticales (corteza superior seca; Tabla 5.II): espesores corticales medios de ~30 km en las cuencas y ~35 km en la cadena, y rango de profundidades del Moho desde -30 km a -33 km. Los valores en las cuencas son consistentes con los datos geofísicos, aunque los de la cadena quedarían algo reducidos. Posiblemente la raíz cortical profundizaría más si se hubiese modelizado el peso de los relieves centrales además del de las cuencas sedimentarias. De hecho, en las litosferas deformadas únicamente con la carga tectónica (*serie hete-T*), el desnivel en el límite corteza-manto es mayor que en aquellas en las que se incluye además la carga sedimentaria (Figs. 5.17a,b). Respecto a la base de la litosfera, se sitúa a 100-108 km de profundidad, magnitudes que están dentro del rango de las estimaciones geofísicas disponibles.

Los resultados de la *serie hete-TS-espesor* implicarían que la litosfera fini-Mesozoica en el entorno del actual centro peninsular debía de estar más adelgazada. La estimación de la profundidad del límite corteza-manto de hace 65 M.a. en el entorno de la actual Cordillera Ibérica, a partir del análisis de la subsidencia tectónica en la Cuenca Ibérica desde el Pérmico al Cretácico, proporciona un valor medio de ~30,5 km, cercano a los 31 km en las proximidades del Sistema Central (Van Wees *et al.*, 1998). Estos cálculos están condicionados por la necesidad de definir la estructura litosférica pérmica y dichos autores asumieron que debía tener unas características similares a la actual (corteza de 32 km y litosfera de 110 km). Sin embargo, con los modelos de deformación abordados en este capítulo, se ha comprobado que con una estructura más potente, la deformación cenozoica ocasiona un engrosamiento vertical que impide el ajuste con los espesores actuales. Por otro lado, la paleogeografía cretácica del Sistema Central estuvo caracterizada por la transición desde los ambientes marinos al Este hasta los sectores completamente emergidos al Oeste (capítulo 4 y apartado 5.3.1) (Santisteban *et al.*, 1996b; Martín-Serrano *et al.*, 1996b; Martín-Chivelet *et al.*, 2002; De Vicente *et al.*, 2007). Estas condiciones pueden ser comparadas con la actual zona costera mediterránea de la Península Ibérica, condicionada por la extensión terciaria del Surco de Valencia y la Cuenca de Alborán. Los espesores medios cortical y litosférico a lo largo del litoral son de ~25 y ~75 km respectivamente (Vergés y Fernàndez, 2006; Díaz y Gallart, 2009). Por lo tanto, parece justificado suponer que la estructura litosférica del interior peninsular a finales del Mesozoico pudo tener unos espesores menores que los actuales.

Mecanismos de la deformación cenozoica

La estructura actual de la corteza y litosfera en el interior de la Península Ibérica se puede explicar a partir del acortamiento de una litosfera heterogénea, con parámetros del *creep* secos en la corteza, y adelgazada (*serie hete-TS-espesor*), desde los límites cantabro-pirenaico y bético durante el Cenozoico mediante unos mecanismos superpuestos de engrosamiento y plegamiento cortical y litosférico (Martín Velázquez y Elorza, 2007). Los resultados obtenidos sobre las deformaciones intraplaca apoyan y unifican los modelos de plegamiento y fracturación de la corteza superior y engrosamiento dúctil de la corteza inferior (mecanismo 5 del apartado 5.2; Birot y Solé Sabarís, 1954; Vegas *et al.*, 1990; De Vicente *et al.*, 1996b) y plegamiento cortical y litosférico por *buckling* (mecanismo 6 del apartado 5.2; Cloetingh *et al.*, 1999; Casas Sainz y Faccenna, 2001; Cloetingh *et al.,* 2002; Vegas, 2005; De Vicente *et al.,* 2007; De Vicente *et al.,* 2008b; Fernández-Lozano *et al.,* 2008; De Vicente y Vegas, 2009), y descartan el arqueamiento hacia arriba de toda la corteza (mecanismos 1 y 2 del apartado 5.2; Alía Medina, 1976; Rosales *et al.*, 1977; Vegas y Banda, 1982; Portero García y Aznar Aguilera, 1984). Tampoco parece necesario recurrir a niveles de despegue corticales (mecanismos 3 y 4 del apartado 5.2; Warburton y Álvarez, 1989; Banks y Warburton, 1991; De Vicente *et al.*, 1992; De Vicente *et al.*, 1994), aunque para analizar su importancia habría que incluir unas reologías más complejas que permitiesen la formación de fallas.

En la modelización de las deformaciones, ha sido necesario aplicar un acortamiento desde las zonas cantabro-pirenaica y bética durante todo el Cenozoico para obtener unos resultados consistentes con la estructura cortical y litosférica actual. Esta convergencia no estaría relacionada únicamente con la actividad tectónica asociada a ambos eventos orogénicos sino también con la posible existencia en estos sectores de una elevada energía potencial gravitatoria, incluso en aquellos momentos en los que no hay un registro de dicha actividad. Los contrastes laterales de densidad en zonas de litosfera engrosada originan fuertes diferencias en la energía potencial gravitatoria que son responsables de los estados de esfuerzo tectónico (Zhou y Sandiford, 1992; Coblentz *et al.*, 1994; Coblentz y Sandiford, 1994). En el entorno mediterráneo, se han estimado elevadas diferencias de energía potencial entre el Dominio de Alborán e Iberia al inicio del Mioceno que explicarían la extensión del Dominio de Alborán y la deformación de los márgenes continentales (Platt, 2007). Una situación similar se podría haber producido también durante el Paleógeno, cuando se inicia la subducción y el engrosamiento bajo la Placa Mesomediterránea (apartado 5.3.4). Por otro lado, la elevada topografía y espesor de la corteza en Pirineos y la Cordillera Cantábrica podrían seguir contribuyendo/limitando la deformación intraplaca después del cese de la actividad tectónica en este límite de placas. De hecho, es necesario el acortamiento desde el norte para reproducir la evolución de Iberia desde el Terciario superior (Cloetingh *et al.*, 2002).

A partir de modelos numéricos de deformación, Cloetingh *et al*. (2002) han demostrado que el plegamiento litosférico intraplaca en Iberia contribuye a

la elevada y anómala topografía actual de la península. Según estos autores, este proceso estaría condicionado tanto por las compresiones procedentes desde el norte y sur como por la erosión superficial. Sin embargo, los resultados muestran un plegamiento armónico de toda la corteza, y un rasgo característico de la corteza en la península es la variación de espesor, con destacables engrosamientos bajo las cadenas alpinas (Fig. 4.8, apartado 4.5.1). Siguiendo esta misma línea, se ha planteado que el acoplamiento mecánico entre Iberia y África durante la convergencia pirenaica permitió el engrosamiento de la corteza y el plegamiento litosférico hasta el Anti-Atlas (Vegas, 2005; De Vicente *et al.*, 2007; De Vicente *et al.*, 2008b; De Vicente y Vegas, 2009), y que el posterior desacoplamiento por el emplazamiento del Dominio de Alborán propicia la intensa erosión post-Neógena y el rebote isostático que es responsable del levantamiento más reciente de la Meseta Ibérica (Casas-Sainz y De Vicente, 2009). Otros autores proponen las variaciones reológicas adquiridas en distintos eventos tectonotermales como mecanismo alternativo a los pliegues litosféricos para explicar la topografía actual (Vergés y Fernàndez, 2006): contrastes de densidad corticales y empobrecimiento mantélico durante la Orogenia Varisca, engrosamiento cortical y litosférico durante la Orogenia Alpina, y adelgazamiento del manto superior durante el Neógeno-Cuaternario. Respecto a los patrones de deformación obtenidos en este capítulo, en los que se ha conseguido simular tanto los relieves superficiales como la topografía del Moho durante la convergencia cenozoica (Fig. 5.19), estarían condicionados por: a) el espesor inicial de la corteza y litosfera, b) la deformación por cizalla pura de las distintas litologías, c) las variaciones laterales de composición y temperatura, d) los procesos de flotabilidad isostática, y d) el plegamiento de las distintas capas de la litosfera. Según esto, los diferentes eventos tectonotermales que han ido configurado la reología intraplaca de la Península Ibérica contribuirían también de manera efectiva en las deformaciones. Por lo tanto, para explicar la estructuración actual de la litosfera Ibérica además de los pliegues en la corteza y litosfera (Cloetingh *et al.*, 1999; Casas Sainz y Faccenna, 2001; Cloetingh *et al.*, 2002; De Vicente *et al.*, 2007; Fernández-Lozano *et al.*, 2008; De Vicente *et al.*, 2008b; De Vicente y Vegas, 2009; Casas-Sainz y De Vicente, 2009) son necesarias las heterogeneidades litosféricas causadas por los diferentes procesos tectonotermales desde el Paleozoico (Vergés y Fernàndez, 2006) para permitir el engrosamiento irregular en la corteza.

Capítulo 6

Esfuerzos tectónicos activos

6.1. Introducción

Uno de los problemas más importantes al calcular las magnitudes de los esfuerzos en la litosfera es la existencia de diversos estados de referencia de esfuerzos. Estos pueden proporcionar estimaciones muy diferentes, que deben ser correlacionadas de manera consistente con los procesos tectónicos. Los estados de referencia más comúnmente aceptados para resolver los esfuerzos elásticos son, de acuerdo con la terminología de Engelder (1993), el estado de deformación uniaxial y el estado litostático (McGarr y Gay, 1978; McGarr, 1988; Twiss y Moores, 1992; Engelder, 1993; Ranalli, 1995; Turcotte y Schubert, 2002). El uso concreto de ambos se justifica ocasionalmente, y, sin embargo, es muy frecuente que se asuman o describan, sin especificar los motivos por los cuales resultan más adecuados. Por otro lado, las medidas directas en sondeos indican la presencia de elevados esfuerzos horizontales respecto a los verticales en las zonas corticales más superficiales (McGarr y Gay, 1978; Brudy *et al.*, 1997; Lund y Zoback, 1999; Reynolds *et al.*, 2006), mostrando que esos dos estados de referencia representan aproximaciones incompletas del estado de esfuerzos en la litosfera. De hecho, diferentes procesos naturales pueden generar tensiones suficientemente elevadas que modifican los esfuerzos iniciales: cargas en los límites de placa (esfuerzo tectónico, según la terminología de Engelder, 1993), cargas topográficas, descargas por erosión, cargas generadas por la curvatura de la litosfera, cargas termoelásticas, presión de fluidos en poros (Twiss y Moores, 1992; Engelder, 1993; Turcotte y Schubert, 2002; Caputo, 2005). Al añadir el

esfuerzo tectónico a la componente horizontal del estado de referencia se obtiene un estado de esfuerzos tectónico, en el que la magnitud de los esfuerzos horizontales dependerá de la elección del estado inicial de esfuerzos. Diversos autores han tratado también el estado de referencia tectónico para evaluar la importancia relativa de las fuentes locales y regionales de esfuerzo en la litosfera intraplaca a partir de las variaciones de energía potencial gravitatoria (Zhou y Sandiford, 1992; Coblentz *et al.*, 1994; Coblentz y Sandiford, 1994). Puesto que esta cuestión constituye un tema controvertido en la comunidad científica (p.e. Carminati *et al.*, 2004), en este capítulo se simularán los diferentes estados de esfuerzos mediante la técnica de los elementos finitos con la finalidad de establecer cuál de ellos resulta más adecuado.

La información de esfuerzos intraplaca es esencial para entender las fuentes de esfuerzos responsables de la deformación litosférica. Los trabajos sobre esfuerzos tectónicos actuales en la Península Ibérica se han centrado principalmente en la obtención de a) la orientación del tensor de esfuerzos a partir de métodos de inversión de esfuerzos en poblaciones de estrías de falla y/o mecanismos focales de terremotos (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993; Giner, 1996; De Vicente *et al.*, 1996b; Ribeiro *et al.*, 1996; Herraiz *et al.*, 2000; Rodríguez Pascua, 2001; Stich *et al.*, 2006; De Vicente *et al.*, 2008a), y b) su magnitud, bien mediante medidas directas en sondeos (González de Vallejo *et al.*, 1988; Jurado y Müller, 1997; Schindler *et al.*, 1998) o métodos numéricos de esfuerzo-deformación (Gölke y Coblentz, 1996; Carminati *et al.*, 1998; Andeweg, 2002; Cloetingh *et al.*, 2002; Jiménez-Munt y Negredo, 2003). El conocimiento de los regímenes de esfuerzos en el Sistema Central Español es exhaustivo (De Vicente *et al.*, 1996b; Herraiz *et al.*, 2000; De Vicente *et al.*, 2007), en cambio no hay estudios disponibles detallados sobre las magnitudes de esfuerzos (medidas directas, métodos numéricos). Por esta razón, en este capítulo se presenta un análisis de la distribución de esfuerzos aplicando el método de los elementos finitos a lo largo de dos secciones verticales NO-SE. La primera se restringe al borde sur del Sistema Central (macizo de El Berrocal; Martín-Velázquez *et al.*, 2009), mientras que la segunda atraviesa toda la cadena (Fig. 6.1). Los dos perfiles son transversales a las principales estructuras compresivas alpinas y, por tanto, paralelas al esfuerzo máximo horizontal. Esta orientación es óptima puesto que las cargas aplicadas a los modelos y los esfuerzos resultantes se pueden comparar con las fuerzas tectónicas en el entorno de Iberia, con los tensores de esfuerzos intraplaca obtenidos con otras metodologías, y con las estimaciones directas de las magnitudes de esfuerzos. La información petrológica, estructural y dinámica (esfuerzos recientes) disponible se ha utilizado para construir la geometría de los modelos numéricos con cuerpos litológicos diferenciados y restringir las condiciones de contorno adecuadamente. Los resultados obtenidos en este análisis completarán los datos existentes sobre esfuerzos en el centro peninsular al incluir tanto su magnitud como su componente en profundidad.

Este estudio plantea tres objetivos principales. El primero es establecer las condiciones necesarias para reproducir las magnitudes de esfuerzos (estado de

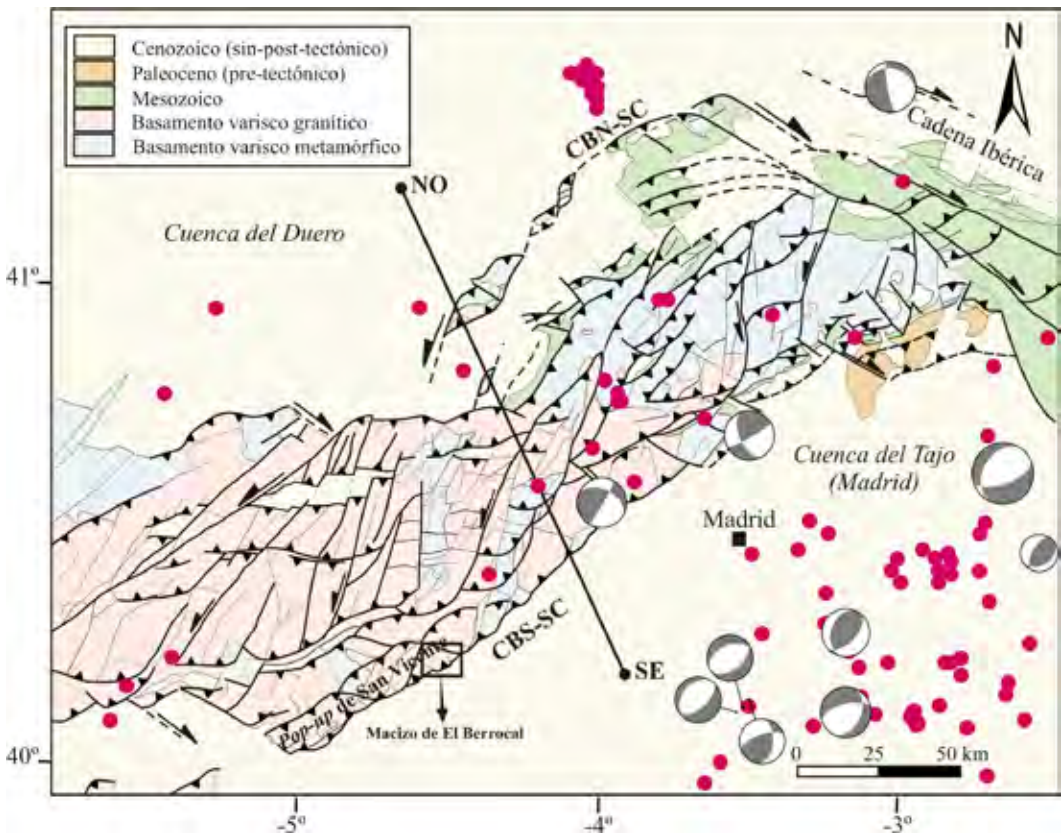


Figura 6.1. *Esquema geológico del Sistema Central con la distribución de los terremotos (puntos) y mecanismos focales (De Vicente et al., 2007). El Macizo de El Berrocal (cuadro) se localiza dentro del pop-up NE-SO de San Vicente, en el sector occidental de la cadena. La línea NO-SE indica la orientación del modelo de esfuerzos del Sistema Central. CBN-SC es el Cabalgamiento del Borde Norte del Sistema Central, y CBS-SC es el Cabalgamiento del Borde Sur del Sistema Central.*

referencia de deformación uniaxial, estado de referencia litostático, estado tectónico) mediante modelos de elementos finitos, analizando concretamente el efecto de las cargas horizontales aplicadas (uniaxial, litostática, tectónica) y del valor del coeficiente de Poisson. El segundo consiste en determinar las magnitudes de esfuerzos en el área de El Berrocal (sector meridional del *pop-up* de San Vicente, apartado 4.4.1), teniendo en cuenta la topografía actual, las variaciones reológicas asociadas a las diferentes litologías y la magnitud de los esfuerzos tectónicos recientes. Para conseguir estos dos objetivos, se han realizado sendos tipos de modelos de esfuerzos que difieren en la geometría y los parámetros reológicos. En el primer caso, se ha asumido una sección rectangular y una reología media para la corteza superior, mientras que en el segundo se ha incluido la topografía y las litologías principales aflorantes utilizando la estructura profunda obtenida a partir de un modelo gravimétrico (apartado 6.2.1). El último objetivo es calcular la distribución en profundidad de los esfuerzos y acotar la magnitud del esfuerzo tectónico en una sección del Sistema Central y de las cuencas del Duero y Tajo, basada en un modelo de densidad (Gómez-Ortiz *et al.*, 2005a), que reproduce la topografía actual y se extiende hasta el límite litosfera-astenosfera.

En todas las situaciones estudiadas, se ha considerado un comportamiento mecánico elástico en deformación plana, puesto que se van a evaluar las magnitudes de esfuerzos que son originadas por deformaciones independientes del tiempo, y cuyos aspectos teóricos se han detallado en el capítulo 3. Para simular los esfuerzos corticales se han aplicado los conceptos relacionados con la magnitud de esfuerzos, también recogidos en el capítulo 3: estado de referencia de deformación uniaxial, estado de referencia litostático y estado tectónico. Se ha utilizado el elemento PLANE82 de ANSYS (Swanson Analysis Systems, Inc), que permite resolver las ecuaciones de esfuerzo y deformación cuando se aplica una carga, a partir de los desplazamientos que se producen en los nodos en las direcciones X e Y, y de las ecuaciones de comportamiento del material (capítulo 2) (Fig. 6.2). Los esfuerzos compresivos calculados se expresan como valores negativos, y los tensionales como positivos.

En los siguientes apartados se describen las cuestiones principales sobre la geología en el entorno del Cabalgamiento del Borde Sur del Sistema Central (macizo de El Berrocal) (apartado 6.2) y la orientación-magnitud de los esfuerzos tectónicos en Iberia (apartado 6.3), antes de mostrar los resultados en la sección cortical plana, en la sección del borde sur del Sistema Central, y en la corteza de centro peninsular (apartados 6.4-6.6). Los aspectos generales relacionados con la geología de la cadena montañosa y de las cuencas sedimentarias se muestran en el capítulo 4.

6.2. El macizo de El Berrocal (*pop-up* de San Vicente)

El Macizo de El Berrocal es un *stock* granítico (~20 km^2) que forma parte del Batolito de Ávila (capítulo 4), postectónico respecto a la Orogenia Varisca, y localizado dentro del *pop-up* alpino de la Sierra de San Vicente (apartado 4.4.1), en el sector occidental del Sistema Central, cerca del Cabalgamiento del Borde Sur (Fig. 6.1) (Fúster y Villaseca, 1987; Campos Egea *et al.*, 1996; CSN, 2000; Bea *et*

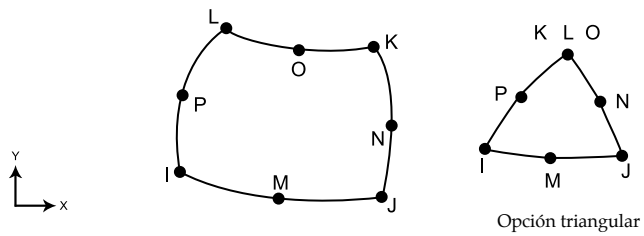


Figura 6.2. *Geometría, localización de los nodos (I, J, K, L, M, N, O, P) y sistema de coordenadas del elemento PLANE82 (X en la horizontal e Y en la vertical).*

al., 2004; De Vicente *et al.*, 2007). Este bloque NE-SO se eleva sobre los sedimentos terciarios de la Cuenca del Tiétar hacia el Norte y de la Cuenca de Madrid hacia el Sur, y su estructura general se puede continuar a lo largo de todo el sector meridional del Sistema Central hasta la Cadena Ibérica. Al igual que la estructura a gran escala de la cadena, el *pop-up* de San Vicente muestra una clara asimetría en la distribución y vergencia de los cabalgamientos. La deformación con transporte tectónico hacia el sur se concentra en el Cabalgamiento del Borde Sur, mientras que las vergencias hacia el norte aparecen más repartidas en una serie de cabalgamientos imbricados (Fig. 6.1) (De Vicente *et al.*, 2007).

El plutón está integrado principalmente por un cuarzogranito con feldespato alcalino y dos micas siendo dominante la moscovita (granito de El Berrocal) aunque también se han diferenciado leucogranitos y pegmoaplitas (Campos Egea *et al.*, 1996) (Fig. 6.3). Aloja una mineralización uranífera y ha sido objeto de numerosos estudios para determinar procesos de migración de radionucleidos naturales y caracterizar el contexto geológico en el que se producen (Campos Egea *et al.*, 1995, 1996; Pérez del Villar *et al.*, 1996; Gimeno *et al.*, 1996; CSN, 2000; Elorza *et al.*, 2003; Pérez-López *et al.*, 2005; Gómez *et al.*, 2006; Martín-Velázquez *et al.*, 2009). La roca encajante

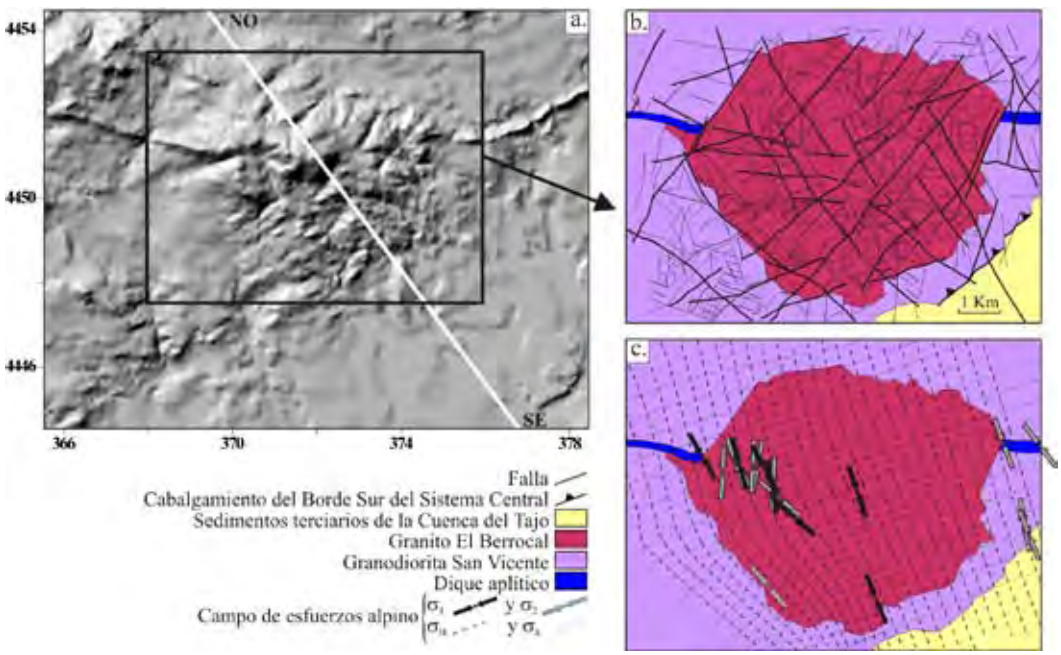


Figura 6.3. *a) Modelo digital del terreno (tamaño de píxel 50 x 50 m) utilizado para obtener la topografía de la sección cortical modelizada (basado en los mapas topográficos E 1:50.000 del Servicio Geográfico del Ejército 579, 580, 602 y 603). Coordenadas UTM referidas al huso 30. La línea NO-SE indica la orientación del perfil de los modelos gravimétrico y de elementos finitos. b) Mapa geológico del Macizo de El Berrocal con los principales cuerpos litológicos y red de fracturación. c) Trayectorias de esfuerzo horizontal máximo (σ_H) y esfuerzo horizontal mínimo (σ_h) del campo alpino a partir del análisis de poblaciones de fallas. σ_1 es la proyección horizontal del esfuerzo principal máximo en tensores de desgarre. σ_2 es la proyección horizontal del esfuerzo principal medio en tensores extensionales (Modificadas de CSN, 2000).*

está formada por un granito biotítico (granodiorita de San Vicente) en la que también resalta el afloramiento de un dique granítico rico en cuarzo con feldespato alcalino y acmita (dique aplítico de Almorox-Navamorcuende) hacia el NO y NE del plutón. Ambos, plutón y dique, son contemporáneos e intruyen en la granodiorita durante la importante etapa extensional tardivarisca (297 ± 1 M.a.) (Doblas, 1989; Campos Egea *et al.*, 1996). El macizo tiene un fuerte control estructural debido a las etapas finales variscas y a las alpinas que configuraron la cadena (Capote *et al.*, 1990; De Vicente *et al.*, 1996b), descritas previamente en el capítulo 4. Su contacto con la roca encajante está controlado principalmente por fallas y se encuentra intensamente fracturado, con predominio de fallas en dirección y de fallas normales (Fig. 6.3a y 6.3b) (Doblas, 1989; Campos Egea *et al.*, 1996; CSN, 2000; Pérez-López *et al.*, 2005).

La evolución tensorial de los esfuerzos en el macizo está condicionada por dos eventos tectónicos, deducidos a partir de la inversión de esfuerzos en poblaciones de estrías de fallas y del análisis fractal de distribuciones de fallas (CSN, 2000; Pérez-López *et al.*, 2005): a) un evento extensional N-S durante el Pérmico superior-Triásico Inferior, que activa fallas normales E-O, fallas lateral derechas N60E y fallas lateral izquierdas N120E y genera un importante sistema de diques y venas de cuarzo; b) un evento alpino (Eoceno-Actualidad?) en régimen de desgarre y con un esfuerzo máximo horizontal (σ_H) N160E que modela básicamente la morfología actual del macizo y activa fallas normales N160E, fallas lateral derechas N120-140E, fallas lateral izquierdas N10-30E y cabalgamientos N60-70E (Fig. 6.3c). El Cabalgamiento del Borde Sur del Sistema Central está relacionado con este último campo de esfuerzos (De Vicente *et al.*, 1996b).

6.2.1. Estructura profunda

Para deducir la estructura geológica del Macizo de El Berrocal en profundidad se ha realizado un modelo gravimétrico 2+1/2D utilizando el programa GM-SYS de Geosoft. El perfil es transversal al plutón granítico y al Cabalgamiento del Borde Sur del Sistema Central según una dirección NO-SE subparalela al σ_H alpino (Fig. 6.3). Se han utilizado los valores de anomalía de Bouguer del mapa gravimétrico del Macizo Ibérico realizado por ENRESA (Muñoz Martín *et al.*, 2004a) con una resolución en el perfil de 1 dato/3km. Para evitar problemas de borde, los límites laterales del modelo se han prolongado 200 km. Las densidades de las capas profundas y de los cuerpos litológicos superficiales diferenciados se han determinado a partir de los valores propuestos por Turcotte y Schubert (2002), Pérez del Villar et al. (1996) y Gómez-Ortiz et al. (2005a). La geometría del plutón y la profundidad del basamento bajo la Cuenca del Tajo, así como los valores de densidad, serán utilizadas posteriormente en el modelo numérico de esfuerzos.

La curva de anomalía de Bouguer presenta un fuerte gradiente en el SE del perfil que se justifica con el contraste de densidad entre las rocas plutónicas

del Sistema Central y los sedimentos de la Cuenca del Tajo (Fig. 6.4). El contacto entre ambas unidades se realiza a través del Cabalgamiento del Borde Sur, cuyo buzamiento disminuye cerca de la superficie, al igual que en el sector oriental (Fig. 6.5) (Racero Baena, 1988; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005a). Durante el Eoceno, el movimiento a lo largo de la falla se produjo probablemente de manera paralela a su dirección como un desgarre lateral izquierdo, mientras que a partir del Oligoceno-Mioceno inferior funcionó como una falla inversa (De Vicente *et al.*, 2007). Sin embargo, la variación del buzamiento con la profundidad podría estar relacionada con el contraste de reología entre la cadena montañosa y la cuenca sedimentaria durante el acortamiento cenozoico (apartado 5.7.2). Los datos geofísicos señalan el predominio de rocas metamórficas en el basamento de la cuenca sedimentaria en los sectores situados al Norte (Querol Müller, 1989), y Capote *et al*. (1981) proponen la continuidad del Complejo de Gredos hasta los Montes de Toledo debido a afinidades estratigráficas y petrológicas. Sin embargo, puesto que no hay datos de sondeos disponibles que indiquen la naturaleza del basamento en esta área tan próxima a la cadena, se ha modelizado como un cuerpo con una densidad igual a la granodiorita de San Vicente ($\rho = 2.700$ kg m^{-3}). Para disminuir el valor de la anomalía calculada, se ha incluido una cuña de rocas graníticas en el basamento de la cuenca que habría quedado en el bloque hundido de la falla, tal y como sugiere la cartografía geológica y los datos estructurales.

Con las geometrías y los valores de densidad empleados para las distintas unidades modelizadas, se ha obtenido un buen ajuste entre los datos observados y calculados de anomalía de Bouguer. El salto vertical deducido del Cabalgamiento del Borde Sur es de ~1.000 m, y desde ahí el basamento profundiza gradualmente hacia el Sur hasta alcanzar un espesor máximo de 1.500 m de sedimentos hacia

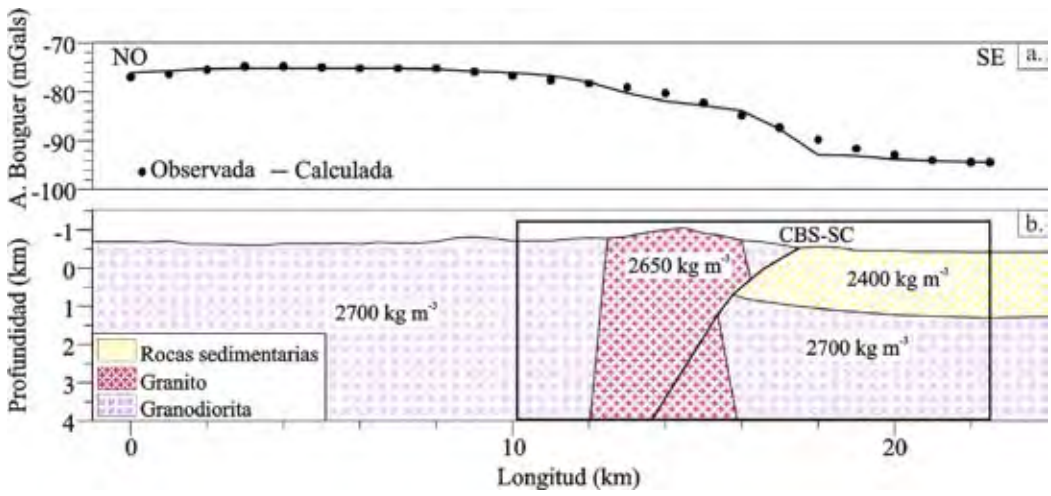


Figura 6.4. *Modelo gravimétrico 2+1/2D del Macizo de El Berrocal a lo largo una dirección NO-SE (localización en la figura 6.3). a) Curvas de anomalía de Bouguer observada y calculada. b) Corte geológico interpretado hasta los 4 km de profundidad, con los valores de densidad de los cuerpos litológicos. El rectángulo indica la sección analizada mediante el método de elementos finitos.*

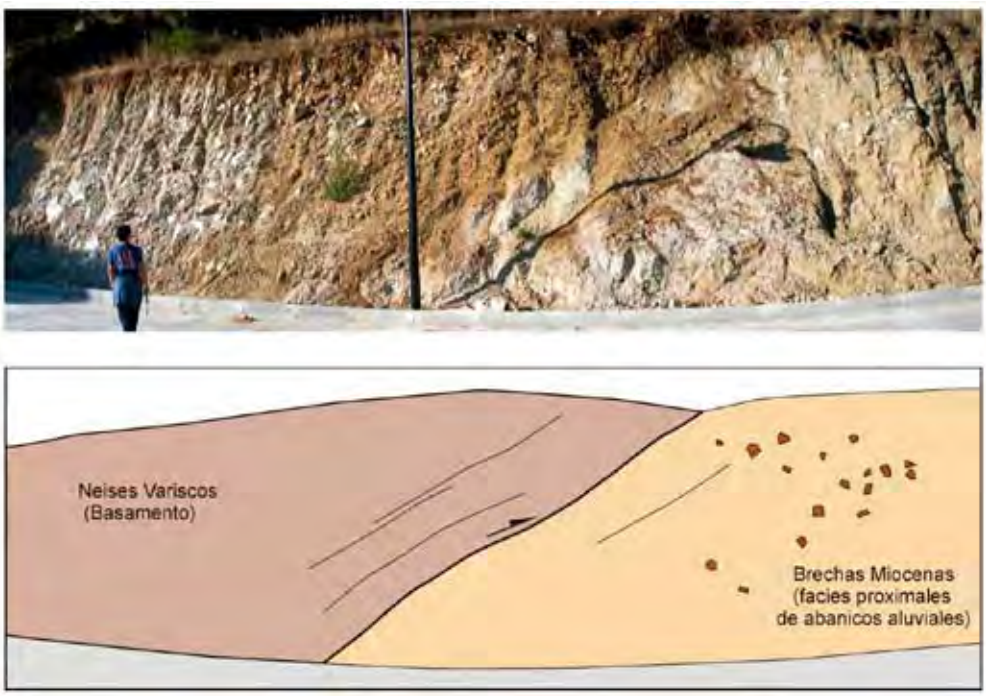


Figura 6.5. *Vista general e interpretación del Cabalgamiento del Borde Sur del Sistema Central sobre la Cuenca de Madrid en el sector oriental (urbanización Las Cuestas de Villanueva del Pardillo, Madrid) (tomada de De Vicente, 2009).*

el interior de la Cuenca del Tajo. El relleno cenozoico de sedimentos es por tanto menor que el estimado hacia el NE, donde se localiza el depocentro de la cuenca con 3.500 m (Fig. 4.12) (Racero Baena, 1988; Querol Müller, 1989).

6.3. Esfuerzos actuales: orientación y magnitud

Los esfuerzos tectónicos activos de Iberia están condicionados por el límite convergente difuso entre las placas Eurasiática y Africana y por el límite divergente entre las placas Eurasiática y Norteamericana (Gölke y Coblentz, 1996; De Vicente *et al.*, 2000; Andeweg, 2002; Jiménez-Munt y Negredo, 2003; De Vicente *et al.*, 2008a). El esfuerzo máximo horizontal en el centro peninsular, deducido a partir de la inversión de estrías de falla y de mecanismos focales de terremotos, tiene una orientación NO-SE a NNO-SSE (Fig. 6.6) (Giner, 1996; De Vicente *et al.*, 1996b; Andeweg *et al.*, 1999; Herraiz *et al.*, 2000; De Vicente *et al.*, 2007; De Vicente *et al.*, 2008a). Tanto en la zona de Somosierra como en la de Guadarrama, los paleoesfuerzos, huellas de fisión y el relleno sedimentario de las cuencas apoyan la hipótesis de una evolución compleja durante el Terciario con varios pulsos de

acortamiento desde el Oligoceno-Mioceno inferior hasta la actualidad (apartado 4.4.4; De Bruijne y Andriessen, 2002; De Vicente *et al.*, 2007). En el sector de Gredos, la deformación parece haber sido continua y bajo un campo de esfuerzos N-S (De Bruijne y Andriessen, 2002). La región situada más hacia el oeste (Sistema Central Portugués) también muestra una actividad más continua durante el Terciario, con evidencias de cabalgamientos plio-cuaternarios (Cabral, 1995; Ferreira-Soares *et al.*, 2005) y terremotos destructivos (sismo de Benavente, 1909, Mb 6.0, mecanismo focal inverso NE-SW) (Stich *et al.*, 2005; De Vicente *et al.*, 2008a). En la Cuenca de Madrid hay estructuras paleosísmicas cuaternarias (Giner, 1996; Rodríguez-Pascua, 2005) pero la sismicidad instrumental es de baja a moderada y se extiende hasta una profundidad de unos 15 km (Fig. 7.14; Giner, 1996; De Vicente *et al.*, 1996b; Herraiz *et al.*, 2000; De Vicente *et al.*, 2007; De Vicente *et al.*, 2008a).

El régimen tectónico activo de Iberia cambia desde inverso, en el sector más sudoccidental de la península, a normal en el sector NE (Fig. 6.6) (Jiménez-Munt y Negredo, 2003; De Vicente *et al.*, 2008a; Olaiz *et al.*, 2009). Estas dos zonas están enlazadas por una región bajo condiciones tensoriales de desgarre a extensión uniaxial, donde el esfuerzo principal mínimo está orientado NE-SO y hay permutaciones entre el esfuerzo principal medio y máximo desde el NO-SE a la vertical. El Sistema Central se localiza en esta zona intermedia, y el campo de esfuerzos descrito previamente en el entorno de la Sierra de San Vicente durante el

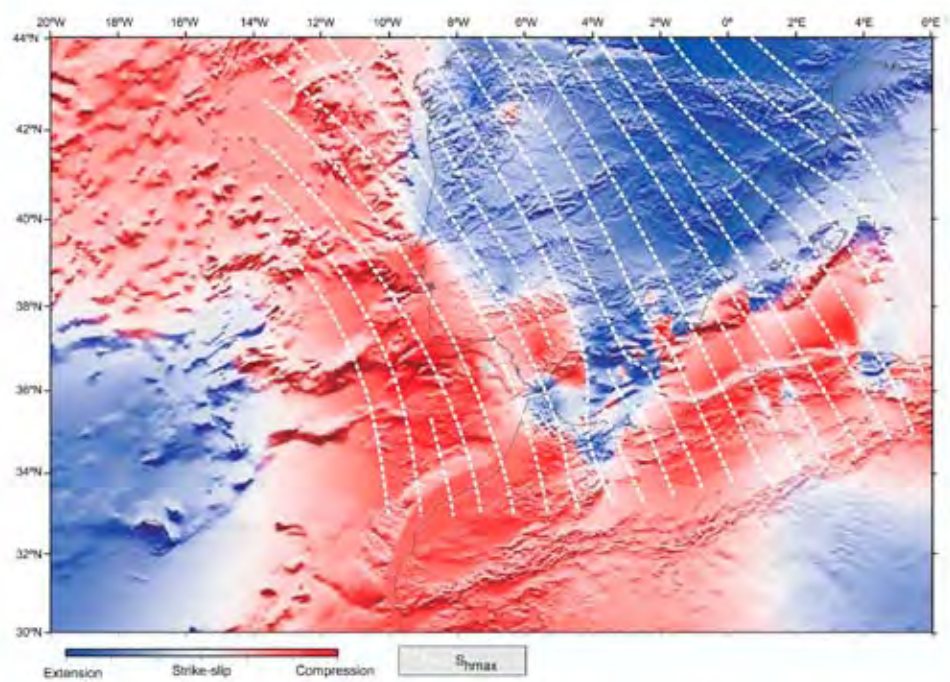


Figura 6.6. *Trayectorias del σ_H tectónico activo en Iberia y alrededores, y valores parametrizados del factor de forma del elipsoide de deformación a partir de datos de mecanismos focales de terremotos calculados mediante el tensor de momento sísmico (tomada de De Vicente et al., 2008a).*

Eoceno-Actualidad es coherente con este contexto geodinámico (Pérez-López *et al.*, 2005).

La magnitud del esfuerzo máximo horizontal en la península, calculada a partir de la relación σ_H / σ_V (σ_V, esfuerzo vertical) medida en sondeos mediante la técnica de *overcoring* oscila entre 20-60 MPa km^{-1} (González de Vallejo *et al.*, 1988). En la plataforma costera del NE del Surco de Valencia el rango de valores determinado mediante la técnica de *borehole breakouts* es menor, 5-20 MPa km^{-1} (Jurado y Müller, 1997; Schindler *et al.*, 1998).

Finalmente, las estimaciones de la fuerza tectónica para producir la deformación de la litosfera varían desde 1 x 10^{12} a 6 x 10^{12} N m^{-1} (Kusznir, 1991; England y Molnar, 1991; Coblentz *et al.*, 1994; Coblentz *et al.*, 1998; Govers y Meijer, 2001). Estos valores son equivalentes a un rango de esfuerzos tectónicos comprendidos entre 10 y 60 MPa repartidos en un espesor litosférico de 100 km (Coblentz *et al.*, 1994; Pascal, 2006). Los modelos de esfuerzos mediante elementos finitos de la parte occidental de la placa Euroasiática indican que el mejor ajuste del estado actual de esfuerzos en la Península Ibérica se obtiene cuando se aplica una fuerza a lo largo del límite Eurasiático-Africano que aumenta desde ~0,1 x 10^{12} N m^{-1} al Oeste (proximidades de la Falla Gloria) a ~1,5 x 10^{12} N m^{-1} al Este (zona de Túnez) (Gölke y Coblentz, 1996; Andeweg, 2002). El σ_H tectónico intraplaca de Europa, calculado en estos análisis, está caracterizado por una compresión NO-SE y una magnitud de 10-20 MPa. Por otro lado, la resistencia total de la litosfera en el Sistema Central, integrando perfiles reológicos, varía desde 2,5-3 x 10^{12} N m^{-1}, bajo esfuerzos diferenciales compresivos, a 1,5-2,5 x 10^{12} N m^{-1}, bajo tensionales (Tejero y Ruiz, 2002). Esta resistencia intraplaca debe igualar el esfuerzo tectónico aplicado en los límites de placa (Zoback y Townend, 2001).

6.4. Efecto del coeficiente de Poisson y de la carga horizontal

Para estimar los parámetros reológicos y las condiciones de contorno que reproducen mejor los estados de esfuerzos de referencia (deformación uniaxial y litostático) y tectónico mediante la técnica de los elementos finitos, se han realizado una serie de modelos de esfuerzos con una topografía plana y una reología cortical media.

La geometría bidimensional representa una sección cortical de 50 km de longitud y 10 km de profundidad con un comportamiento mecánico elástico (Tabla 6.I). La malla está constituida por 500 elementos cuadriláteros de ocho nodos, con un tamaño de 1 x 1 km^2 y en deformación plana, y 1621 nodos (Fig. 6.7). Respecto a las condiciones de contorno, se ha restringido el desplazamiento vertical de los

Tabla 6.I. Parámetros reológicos de los materiales modelizados en la sección cortical rectangular y en la sección del Macizo de El Berrocal.

Modelos de esfuerzos	Modulo de Young (Pa)	Coeficiente de Poisson	Densidad (kg m^{-3})
Corteza plana	60E9	0,25-0,49	2800
Berrocal homogéneo	40E9	0,25-0,49	2600
Berrocal heterogéneo			
Granito El Berrocal	50E9	0,25-0,49	2650
Granodiorita San Vicente	40E9	0,25-0,49	2700
Sedimentos Cuenca Tajo	30E9	0,25-0,49	2400

nodos basales y, para que los modelos estén en equilibrio, se ha fijado el movimiento horizontal del nodo localizado en la mitad de la base. Se ha aplicado la aceleración de la gravedad ($g = 9,8$ m sg^{-2}) y una carga horizontal compresiva en ambos límites laterales, asumiendo que el esfuerzo principal en la vertical resulta de la carga litostática (McGarr y Gay, 1978) y teniendo en cuenta que otros estudios numéricos de Iberia sugieren que es necesario incluir un acortamiento desde el Norte y el Sur para producir patrones coherentes de deformación (Cloetingh *et al.*, 2002; Martín Velázquez y Elorza, 2007; modelos del capítulo 5). Se realizaron diversos análisis modificando las condiciones de contorno, los parámetros reológicos y las dimensiones del modelo para examinar su comportamiento. Sin embargo, únicamente se muestran los resultados obtenidos al variar la carga horizontal aplicada y la magnitud del coeficiente de Poisson, puesto que son los aspectos que influyen de manera decisiva en las magnitudes de esfuerzos.

En primer lugar se han analizado las diferencias existentes al aplicar una carga horizontal, cuya magnitud se calcula por un lado mediante la ecuación de deformación uniaxial [3.66] (modelo A), y por otro mediante la ecuación litostática [3.65] (modelo B). En la figura 6.8a-b se muestran los diagramas de contorno de los esfuerzos verticales (σ_Y) y horizontales (σ_X), obtenidos para un valor del coeficiente de Poisson de 0,25. En el modelo A, los contornos de σ_Y son paralelos a la superficie, y su magnitud sigue la relación $\rho g y$ [3.64]. Sin embargo, aunque σ_Y aumenta con

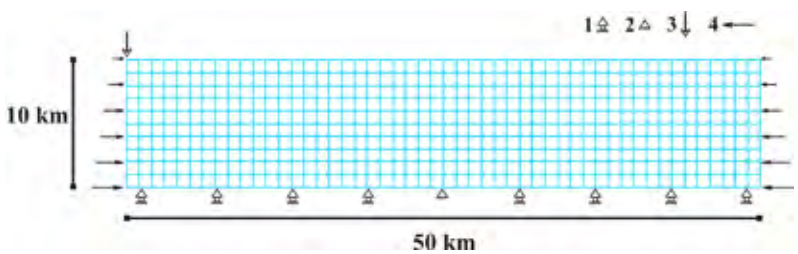


Figura 6.7. *Características de la malla de elementos finitos, condiciones de contorno y cargas aplicadas en la sección cortical con una topografía plana. Leyenda de símbolos: 1. desplazamiento permitido en la horizontal, 2. nodo sin desplazamiento, 3. gravedad, 4. carga horizontal.*

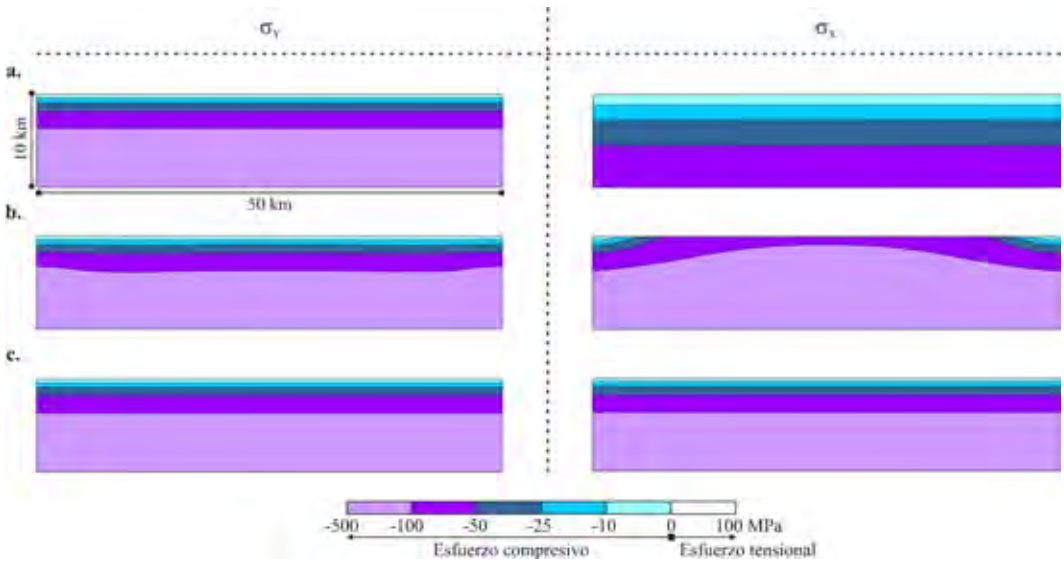


Figura 6.8. *Diagramas de contornos de las magnitudes de esfuerzos verticales (σ_Y) y horizontales (σ_X) en la sección cortical con topografía plana. a) Modelo A: carga horizontal uniaxial y $\nu = 0,25$. b) Modelo B: carga horizontal litostática y $\nu = 0,25$. c) Modelo C: carga horizontal litostática y $\nu = 0,49$.*

la profundidad en el modelo B, sus contornos se curvan hacia los límites laterales, indicando valores mayores en estos sectores. En cuanto a σ_X, en el modelo A los contornos son de nuevo paralelos a la superficie topográfica y la magnitud es igual al esfuerzo horizontal uniaxial, mientras que en el modelo B, los contornos tienen una geometría convexa y su magnitud es igual al esfuerzo litostático únicamente en los laterales.

Puesto que no se ha podido reproducir un estado de esfuerzos litostático, se ha llevado a cabo un tercer análisis (modelo C). En este, se ha aumentado el coeficiente de Poisson a un valor próximo a 0,5 y solo se ha considerado un caso de carga, ya que la carga horizontal uniaxial se iguala a la carga litostática. Bajo estas nuevas condiciones, los diagramas de contorno de $\sigma_Y = \sigma_X = \rho g y$, obteniéndose, por tanto, un estado de referencia litostático (Fig. 6.8c).

Finalmente, se ha modelizado el efecto de los esfuerzos tectónicos añadiendo 20 MPa a la carga horizontal de los modelos A y C (modelos D y E respectivamente; ecuaciones [3.67] y [3.68]). La magnitud de esta carga tectónica extra está dentro del rango de valores recogido en el apartado anterior. σ_Y no experimenta ninguna modificación, pero la magnitud de σ_X aumenta en 20 MPa en los dos análisis (Fig. 6.9). Así se consigue simular un régimen tectónico $\sigma_H > \sigma_V$ en toda la sección a partir de un estado de referencia litostático (modelo E), al igual que en el primer kilómetro del perfil que parte de un estado uniaxial (modelo D). En este último caso, predomina un régimen tectónico $\sigma_H < \sigma_V$ en la sección.

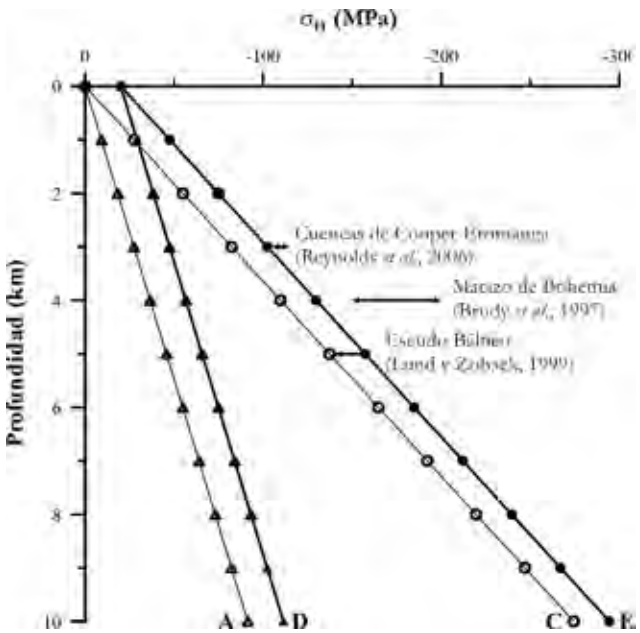


Figura 6.9. *Perfiles de esfuerzo máximo horizontal-profundidad en la sección cortical con topografía plana. A, modelo A con carga horizontal uniaxial. C, modelo C con carga horizontal litostática. D, modelo D con carga horizontal uniaxial + tectónica (20 MPa). E, modelo E con carga horizontal litostática + tectónica (20 MPa). La línea C también representa el esfuerzo vertical litostático* σ_v*. Se han representado las estimaciones directas en sondeos del esfuerzo efectivo máximo horizontal (Brudy et al., 1997; Lund y Zoback, 1999; Reynolds et al., 2006).*

6.5. Efecto de la topografía y la litología

Después de simular los estados de esfuerzos de referencia uniaxial y litostático, y el estado de esfuerzos tectónico en un modelo cortical sencillo, se ha examinado la influencia de la carga topográfica y de los cambios litológicos en la magnitud de los esfuerzos a partir de varios modelos de elementos finitos en el Macizo de El Berrocal (Sierra de San Vicente). En unos se ha asumido la reología media de la corteza superior mientras que en otros se han incluido las tres litologías principales que afloran en la zona estudiada: granito El Berrocal, granodiorita San Vicente, y sedimentos de la Cuenca del Tajo (Tabla 6.I). Para estos últimos se ha utilizado el modelo gravimétrico 2+1/2D previamente realizado y en el que se había establecido tanto la geometría profunda del plutón como el espesor de sedimentos en la Cuenca del Tajo (Fig. 6.4).

La sección modelizada tiene una longitud de 12,5 km, una altura máxima de 1.050 m sobre el nivel del mar y se extiende hasta una profundidad de -4 km. La base no tiene un significado geológico, pero su profundidad constante es necesaria para calcular los esfuerzos verticales respecto a un mismo nivel de referencia. La malla

elástica está formada por 4.162 elementos cuadriláteros de ocho nodos (PLANE82) con deformación plana (tamaño medio de 125 x 125 m^2) y 12.775 nodos (Fig. 6.10). Las condiciones de contorno son similares a las del análisis mostrado en el apartado anterior, es decir, se ha fijado el movimiento vertical de la base y el movimiento horizontal del nodo basal localizado sobre el Cabalgamiento del Borde Sur. Respecto a las cargas aplicadas al modelo, se han incluido la gravedad y una carga horizontal compresiva en los laterales cuya magnitud es igual al esfuerzo uniaxial [3.66] y al litostático [3.65]. A estas cargas horizontales se les ha sumado una carga constante con el fin de analizar el efecto de los esfuerzos tectónicos procedentes del límite entre la placa Euroasiática y la Africana [3.67 y 3.68].

En la figura 6.11 se muestran los resultados obtenidos en el corte de El Berrocal con una reología homogénea al simular los estados de referencia uniaxial y litostático (caso 1; Tabla 6.I). Los diagramas de esfuerzos verticales son similares a los obtenidos en los modelos A y C: los contornos son paralelos a la superficie topográfica, indicando de nuevo un aumento proporcional a la profundidad que depende de la carga topográfica [3.64]. Sin embargo, la magnitud del esfuerzo

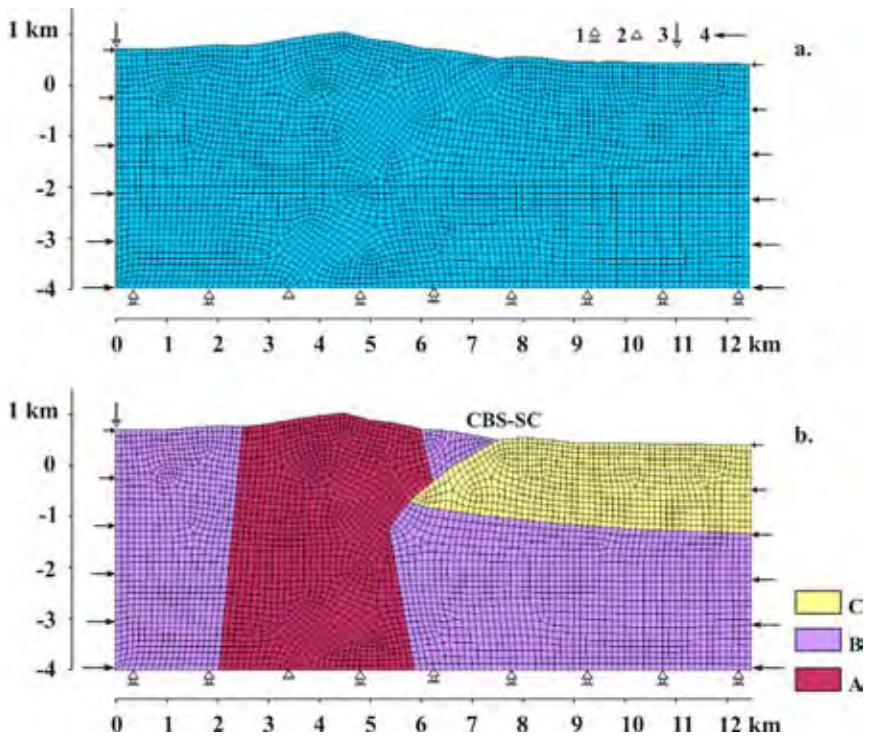


Figura 6.10. *Características de la malla de elementos finitos, condiciones de contornos y cargas aplicadas en la sección del Macizo de El Berrocal. a) Reología cortical homogénea. b) Reología heterogénea. Leyenda litológica: A. granito El Berrocal, B. granodiorita San Vicente, C. relleno sedimentario de la Cuenca del Tajo. Leyenda de símbolos: 1. desplazamiento permitido en la horizontal, 2. nodo sin desplazamiento, 3. gravedad, 4. carga horizontal.*

horizontal es ligeramente diferente, puesto que su incremento es menor en las partes centrales de ambos análisis que en los sectores laterales. Incluso, en la superficie se desarrollan pequeñas áreas con σ_X tensional. Mediante el cálculo de la relación σ_X / σ_Y, se observa que al incluir las variaciones topográficas la mayor parte de ambos modelos están bajo un régimen con $\sigma_H < \sigma_V$. A partir de la carga uniaxial, los esfuerzos principales se disponen en la vertical ($\sigma_v = \sigma_1$) y en la horizontal ($\sigma_H = \sigma_3$ o σ_2). En cambio, a partir de la carga litostática, solo están orientados en la vertical/horizontal en el macizo granítico y en los límites laterales, aunque σ_1 tiende a la vertical y σ_3 a la horizontal.

Para estudiar el efecto de las heterogeneidades litológicas en las magnitudes de esfuerzos, se ha realizado una modelización similar pero teniendo en cuenta los diferentes parámetros elásticos de cada tipo de roca (caso 2; Tabla 6.I). Las principales diferencias entre este análisis y el anterior (caso 1) se obtienen al aplicar una carga uniaxial, especialmente en la magnitud de esfuerzo horizontal (Fig. 6.12): en la parte más elevada del perfil se desarrolla una amplia zona con σ_X tensional. Los esfuerzos resultantes al incluir una carga horizontal litostática son similares a los del modelo homogéneo (caso 1), aunque se detectan saltos en la magnitud al atravesar los contactos litológicos. Una vez más, el régimen de esfuerzos es $\sigma_H < \sigma_V$ con ambos tipos de carga.

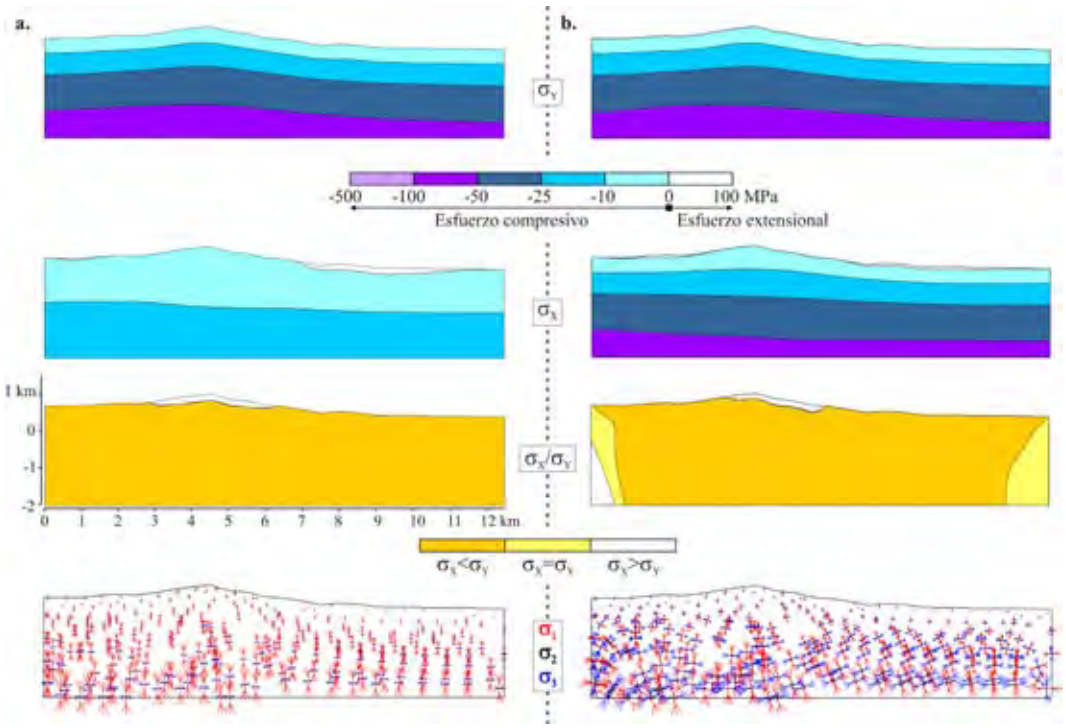


Figura 6.11. *Diagramas de contornos de σ_Y, σ_X y σ_X / σ_Y, y tensores de esfuerzos principales (σ_1, σ_2, σ_3) en el Macizo de El Berrocal con una reología homogénea (caso 1). a) Carga horizontal uniaxial y $\nu = 0,25$. b) Carga horizontal litostática y $\nu = 0,49$.*

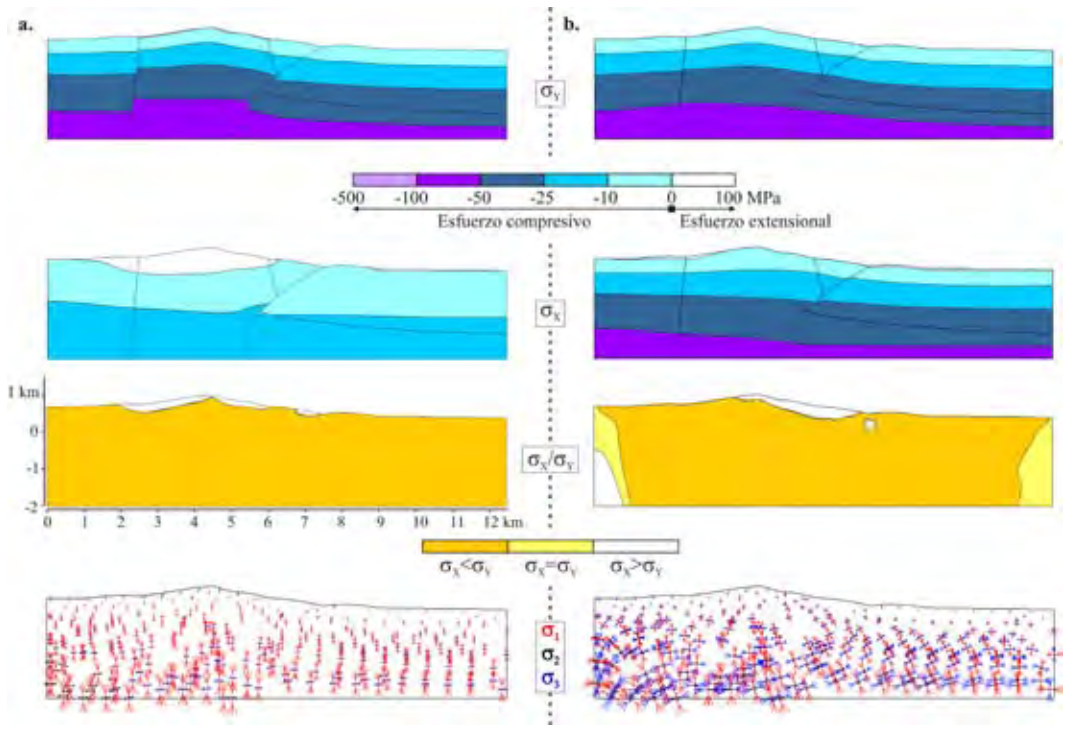


Figura 6.12. *Diagramas de contornos de* σ_Y, σ_X *y* σ_X / σ_Y, *y tensores de esfuerzos principales* (σ_1, σ_2, σ_3) *en el Macizo de El Berrocal con una reología heterogénea (caso 2). a) Carga horizontal uniaxial y* $\nu = 0,25$. *b) Carga horizontal litostática y* $\nu = 0,49$.

Con objeto de analizar el efecto del esfuerzo tectónico originado en el límite convergente entre las placas Eurasiática y Africana, se ha añadido una presión de 20 MPa a la carga horizontal de la sección heterogénea (caso 3) (Fig. 6.13), de acuerdo con los estudios sobre magnitudes de esfuerzos tectónicos en el interior de Iberia (Gölke y Coblentz, 1996; Andeweg, 2002; Tejero y Ruiz, 2002). Las discontinuidades de los contornos de esfuerzos en los contactos litológicos se agudizan, y la magnitud de σ_X sufre un incremento aproximado de 20 MPa. Si se aplica una carga litostática en los límites laterales, σ_X cerca de la superficie es mayor en los valles, donde se producen cambios en la litología, que en las cumbres. Sin embargo, el resultado más significativo es que el régimen de esfuerzos es $\sigma_H > \sigma_V$ tanto en la parte superior del análisis con carga uniaxial como en todo el modelo con carga litostática. En general, los esfuerzos principales están en la vertical/horizontal, excepto para la zona más superficial de las secciones donde se orientan de manera paralela/perpendicular a la superficie topográfica. En el caso uniaxial, $\sigma_H = \sigma_1$ y $\sigma_V = \sigma_2$ o σ_3 en la parte superior donde $\sigma_H > \sigma_V$, mientras que hacia la parte inferior donde $\sigma_H < \sigma_V$ se produce una rotación y finalmente una permutación de esfuerzos ($\sigma_H = \sigma_2$ y $\sigma_V = \sigma_1$). En el caso litostático, los esfuerzos principales prácticamente coinciden con los ejes vertical/horizontal ($\sigma_H = \sigma_1$ y $\sigma_V = \sigma_3$).

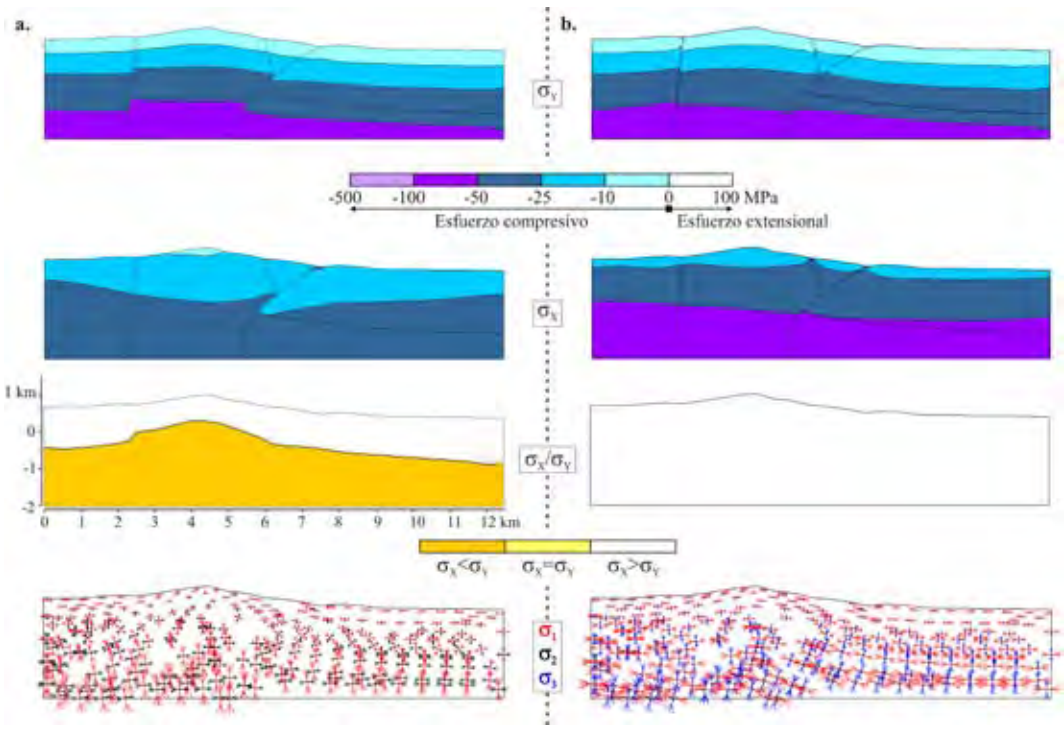


Figura 6.13. *Diagramas de contornos de σ_Y, σ_X y σ_X / σ_Y, y tensores de esfuerzos principales (σ_1, σ_2, σ_3) en el Macizo de El Berrocal con una reología heterogénea (caso 3). a) Carga horizontal uniaxial + tectónica (20 MPa) y $\nu = 0,25$. b) Carga horizontal litostática + tectónica (20 MPa) y $\nu = 0,49$.*

6.6. Discusión

6.6.1. Estados de esfuerzos en modelos de elementos finitos

Mediante la técnica de los elementos finitos, se han conseguido simular dos estados de referencia de esfuerzos (deformación uniaxial y litostático) y el estado de esfuerzos tectónico en una sección cortical con topografía plana. El estado uniaxial (modelo A) se alcanza cuando se aplica una carga horizontal uniaxial en los límites laterales del modelo. Los esfuerzos horizontales compensan la extensión horizontal que se origina por la carga gravitatoria, y son menores que los esfuerzos verticales. El estado litostático (modelo C) sólo se desarrolla al incrementar el coeficiente de Poisson hasta un valor próximo a 0,5. Cuando $\nu = 0,25$ (modelo B), la magnitud de σ_X en los primeros 5 km de la parte central del perfil es incluso mayor que la de σ_Y. Aunque un coeficiente de Poisson de ~0,5 es muy elevado comparado con los datos experimentales (Twiss y Moores, 1992; Chevrot y van der Hilst, 2000; Turcotte y Schubert, 2002; Punturo *et al.*, 2005; valores calculados en el capítulo

5, tabla 5.I)), es necesario para simular el estado litostático mediante elementos finitos, como consecuencia de la teoría de elasticidad en deformación plana [3.26-3.31]. La simplificación en el comportamiento de la corteza superior desde un modelo tridimensional a uno bidimensional implica que: a) las cargas litostáticas que están fuera de la sección no se incluyen en el análisis, y b) la componente del tensor de esfuerzos que es perpendicular a dicha sección se resuelve a partir de las otras dos componentes [3.29]. Por lo tanto, en el caso de deformación plana, los tres esfuerzos normales son iguales cuando el valor del coeficiente de Poisson es ~0,5. Wu (2004) también plantea esta cuestión en modelos numéricos con reologías viscoelásticas incompresibles. El estado tectónico se puede obtener simplemente añadiendo una carga horizontal constante (20 MPa) a ambos estados de referencia. El estado tectónico a partir del estado litostático (modelo E) queda caracterizado por un régimen generalizado $\sigma_H > \sigma_V$. Sin embargo, el valor de 20 MPa no es suficiente para producir este régimen tectónico en toda la sección considerando una carga uniaxial (modelo D) y el estado de esfuerzos en su parte inferior se define por un régimen con $\sigma_H < \sigma_V$.

6.6.2. Desviaciones a partir de los estados de referencia de esfuerzos

Este análisis se ha completado añadiendo primero la topografía, posteriormente las heterogeneidades litológicas del borde sur del Sistema Central en la zona estudiada, y finalmente la carga tectónica. El relieve y las propiedades elásticas de las rocas generan componentes locales de esfuerzos cuyo efecto es relativamente pequeño (Savage y Swolfs, 1986; Liu y Zoback, 1992; Twiss y Moores, 1992; Engelder, 1993). Debido a la carga topográfica (caso 1), se origina una desviación de los esfuerzos respecto a ambos estados de referencia. Las magnitudes del esfuerzo horizontal disminuyen por debajo de los valores deducidos a partir de las ecuaciones [3.65] y [3.66]. Incluso el esfuerzo vertical es ligeramente menor que el esfuerzo litostático [3.64]. Los diagramas σ_X / σ_Y muestran un régimen $\sigma_H < \sigma_V$ generalizado. En la situación de carga litostática, la topografía no solo modifica las magnitudes del tensor de esfuerzos sino también las orientaciones puesto que produce desviaciones de los ejes principales de la vertical/horizontal. Cuando se modelizan diferentes cuerpos litológicos (caso 2), hay pequeñas variaciones en las magnitudes de esfuerzos, que están relacionadas con los nuevos valores de módulo de Young y densidad, principalmente asociadas al granito paleozoico del plutón de El Berrocal y a los sedimentos terciarios de la Cuenca del Tajo. Sin embargo, la principal desviación respecto al estado de referencia se produce a partir de la carga tectónica debida a la fuerza de empuje Africano-Eurasiática (caso 3). El incremento de σ_X genera un cambio en el régimen tectónico desde $\sigma_H < \sigma_V$ a $\sigma_H > \sigma_V$, que involucra a toda la sección si el estado de referencia es litostático, y solo a la parte superior si es uniaxial.

6.6.3. Estados de referencia: uniaxial *vs.* litostático

Aunque diversos autores sugieren que el estado de referencia no tectónico de la litosfera más apropiado es aquel en el que los tres esfuerzos principales son iguales (McGarr, 1988; Ranalli, 1995; Turcotte y Schubert, 2002), otros proponen también la aproximación de condición de contorno con deformación horizontal cero (Twiss y Moores, 1992; Engelder, 1993; Carminati *et al.*, 2004). La magnitud del esfuerzo máximo horizontal es la componente del tensor de esfuerzos más difícil de determinar (Reynolds *et al.*, 2006). Sin embargo, las medidas directas en sondeos profundos, en áreas geológicamente diferentes, restringen σ_H en los siguientes intervalos: ~150-200 MPa a ~4 km de profundidad en el Macizo de Bohemia (Brudy *et al.*, 1997), ~140-160 MPa a ~5 km en el Escudo Báltico (Lund y Zoback, 1999), y ~105-115 MPa a ~3 km en las cuencas paleozoico-mesozoicas de Cooper-Eromanga (Australia) (Reynolds *et al.*, 2006). Estas medidas en sondeo tienen en cuenta la presión de poros, y, por tanto, describen el tensor de esfuerzos efectivo, en el que la magnitud de cada una de las componentes normales es reducida en una cantidad igual a la presión de los fluidos en los poros. Diferentes estudios indican que la corteza superior está concretamente bajo una presión de poros hidrostática (ver por ejemplo Zoback y Townend, 2001). Para establecer el estado de referencia de esfuerzos más adecuado, se han proyectado estos valores en la figura 6.9 del modelo cortical sencillo (apartado 6.4). Aunque los modelos numéricos presentados en este capítulo no consideran la disminución en la magnitud de los esfuerzos producida por la presión de poros, el σ_H obtenido en las situaciones bajo un estado de referencia litostático (modelos C y E) muestra una mejor correlación con las estimaciones en sondeos que el σ_H de los casos uniaxiales (modelos A y D).

El *pop-up* de San Vicente se localiza en el sector del interior de la Península Ibérica que se caracteriza por un régimen tectónico que varía desde condiciones de desgarre a extensión uniaxial y por un esfuerzo principal mínimo orientado NE-SO (Jiménez-Munt y Negredo, 2003; De Vicente *et al.*, 2008a). El campo de esfuerzos más reciente se ajusta a un régimen de desgarre (CSN, 2000; Pérez-López *et al.*, 2005). Aunque los modelos numéricos realizados son bidimensionales y los esfuerzos se han estimado bajo condiciones de deformación plana [3.26 a 3.31], cuando se incluye la carga tectónica, el esfuerzo máximo se desplaza desde la posición vertical ($\sigma_H < \sigma_V$) a la horizontal ($\sigma_H > \sigma_V$) (Fig. 6.12-6.13). Con el fin de obtener el valor mínimo necesario para desarrollar un régimen generalizado $\sigma_H > \sigma_V$, se ha incrementado gradualmente el valor de la carga tectónica en el caso 3 del Macizo de El Berrocal (apartado 6.5). La transición desde un régimen $\sigma_H < \sigma_V$ a uno $\sigma_H > \sigma_V$, se consigue por encima de un rango de 15-20 MPa desde el estado litostático, mientras que desde el estado uniaxial se debe añadir una carga tectónica horizontal mayor de 65-75 MPa. Estas magnitudes están de acuerdo con las ecuaciones [3.65] y [3.66]. Sin embargo, aunque la carga tectónica a partir del estado litostático estaría muy próximas al rango de esfuerzos tectónicos intraplaca, de resistencia estimada y de fuerza tectónica necesaria para deformar la litosfera Ibérica (Gölke y Coblentz,

1996; Andeweg, 2002; Tejero y Ruiz, 2002), la carga tectónica a partir del estado de deformación uniaxial es demasiado elevada.

Según esto, tanto la distribución de magnitudes del esfuerzo horizontal con la profundidad como la magnitud de la carga tectónica apoyarían la aproximación litostática al estado de referencia y descartarían la aproximación uniaxial.

6.6.4. Esfuerzos intraplaca en la Península Ibérica

Una vez que se han establecido las condiciones necesarias para reproducir esfuerzos corticales mediante la metodología de elementos finitos en secciones bidimensionales, y se ha seleccionado el estado litostático como estado de referencia de esfuerzos más adecuado, se pueden extraer conclusiones más generales de los esfuerzos actuales en el centro peninsular mediante un análisis a una escala menos detallada que la del sector meridional del *pop-up* de San Vicente. La geometría de este último modelo representaría la litosfera del Sistema Central y de las cuencas del Duero y Tajo (Fig. 6.14). Está formado por cuatro capas composicionales: una corteza superior parcialmente cubierta por sedimentos continentales con un espesor medio de 11 km, una corteza media de 11 km bajo las cuencas pero engrosada bajo la cadena, una corteza inferior con una potencia media de 9 km y un manto litosférico. La estructura cortical se ha sintetizado del modelo de densidad 2-2' obtenido por Gómez-Ortiz *et al*. (2005a) a partir de un análisis gravimétrico 2+1/2D en el sector

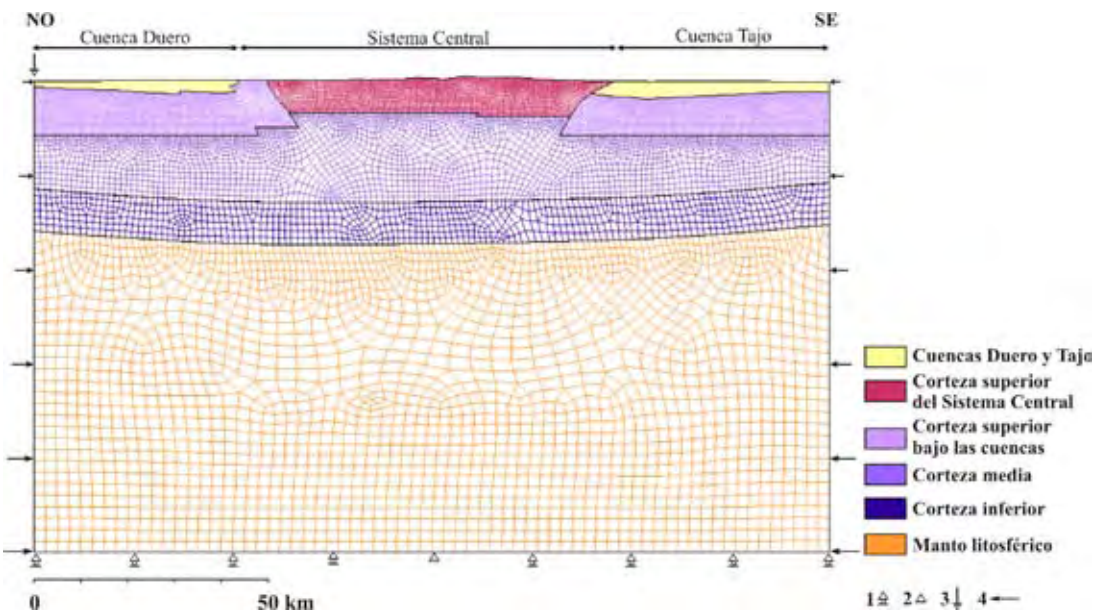


Figura 6.14. *Características de la malla de elementos finitos, condiciones de contornos y cargas aplicadas en la sección del Sistema Central. Localización en la figura 6.1. Leyenda de símbolos: 1. desplazamiento permitido en la horizontal, 2. nodo sin desplazamiento, 3. gravedad, 4. carga horizontal.*

Tabla 6.II. Parámetros reológicos de los materiales modelizados en la sección del Sistema Central.

Unidades	Modulo de Young (Pa)	Coeficiente de Poisson	Densidad (kg m^{-3})
Sedimentos cuencas	20E9	0,49	2300
Corteza superior: cuencas	75E9	0,49	2870
Sistema Central	75E9	0,49	2670
Corteza media	91E9	0,49	2800
Corteza inferior	114E9	0,49	2900
Manto litosférico	172E9	0,49	3300

occidental de la Sierra de Guadarrama. El límite litosfera-astenosfera se ha situado a una profundidad de 100 km (apartado 4.5.1; Banda *et al.*, 1981; Tejero y Ruiz, 2002; Spakman y Wortel, 2004; Martín Velázquez y Elorza, 2007). Teniendo en cuenta los resultados obtenidos en el capítulo 5, la geometría de este límite inferior no tiene un significado geológico sino que representa el nivel de referencia necesario para calcular adecuadamente los esfuerzos verticales. La malla está formada por 13.920 elementos PLANE82, con un tamaño mínimo de 400 x 400 m^2 y máximo de 2.500 x 2.500 m^2, y 42.413 nodos. Los valores del módulo de Young son los mismos que los empleados en los modelos de deformación del capítulo 5 (Tabla 6.II). Estos se habían calculado a partir de las velocidades de ondas p recopiladas por Gómez-Ortiz *et al*. (2005a), incluyendo una velocidad media de 3.250 m sg^{-1} en los sedimentos. Las densidades son las utilizadas por estos autores en su análisis gravimétrico. La corteza superior del Sistema Central tiene una densidad menor que la de las cuencas.

En este modelo se ha aplicado de nuevo la carga de la gravedad y la carga litostática. Su base únicamente puede sufrir traslaciones horizontales, excepto el nodo situado en la mitad que se ha mantenido en una posición fija. En estas condiciones, la magnitud del esfuerzo vertical y horizontal aumenta con la profundidad siguiendo de manera muy próxima la relación litostática [3.65] (Fig. 6.15). Sin embargo, al representar el factor de forma σ_X / σ_Y se observan diferencias significativas en la corteza del Sistema Central respecto a la de las cuencas del Duero y Tajo. Bajo la cadena montañosa, se desarrolla un régimen de esfuerzos $\sigma_H < \sigma_V$, mientras que bajo las cuencas sedimentarias es principalmente $\sigma_H = \sigma_V$ aunque con algunos sectores en las proximidades del basamento varisco elevado donde $\sigma_H > \sigma_V$. La región con $\sigma_H < \sigma_V$ tiene una forma asimétrica, respecto a la traza del perfil, de tal manera que en la zona norte apenas sobrepasa la corteza superior mientras que en la zona sur llega a afectar a la corteza inferior. Esta distribución tiene su reflejo en los esfuerzos principales, produciéndose una permutación gradual entre σ_1 y σ_3 desde las partes centrales del Sistema Central hacia los límites laterales, donde se sitúan en la vertical/horizontal. Al incluir la carga tectónica (desde 5 a 25 MPa), el régimen cambia progresivamente a $\sigma_H > \sigma_V$ afectando antes a las cuencas y después a la cadena (Fig. 6.16). La reducción del área con $\sigma_H < \sigma_V$ se produce de manera concéntrica en torno a la parte meridional. A medida que aumenta el valor de la

carga, los esfuerzos principales tienden a disponerse en la vertical/horizontal en toda la sección, estando σ_1 en la horizontal.

Régimen de esfuerzos $\sigma_H > \sigma_V$

En todas las situaciones analizadas, el régimen de esfuerzos $\sigma_H < \sigma_V$ se localiza en las zonas con mayores cotas topográficas y con un mayor espesor de corteza. Richardson y Coblentz (1994) obtienen unos resultados similares, y coherentes con el carácter de la sismicidad, en la región de la Cordillera Blanca (Andes peruanos) al modelizar esfuerzos no litostáticos a partir de un relieve y una raíz cortical también asimétricos. Esta distribución de los esfuerzos en zonas

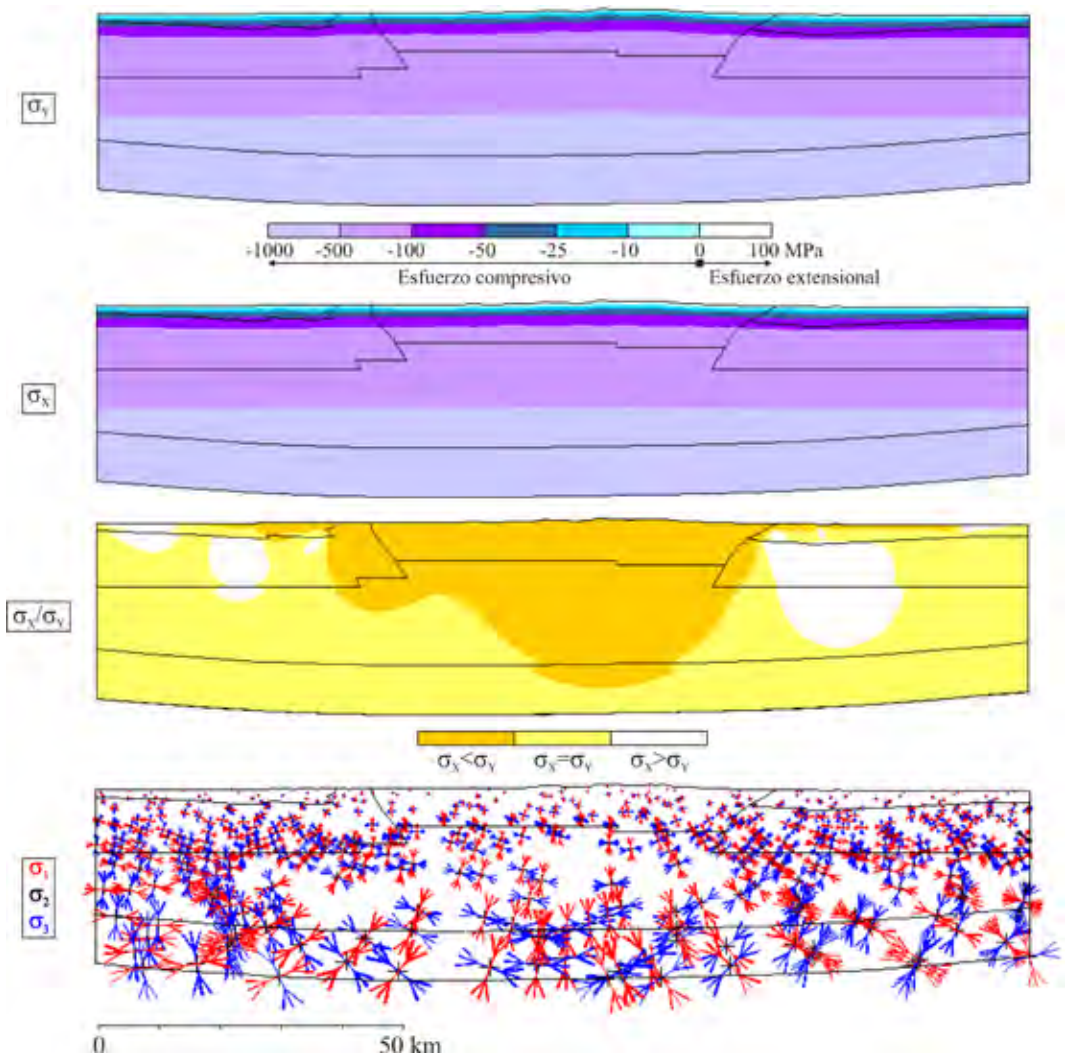


Figura 6.15. *Diagramas de contornos de* σ_Y, σ_X *y* σ_X / σ_Y, *y tensores de esfuerzos principales (*σ_1, σ_2, σ_3*) en el Sistema Central y en las cuencas del Duero y Tajo al aplicar la carga de la gravedad y una carga horizontal litostática.*

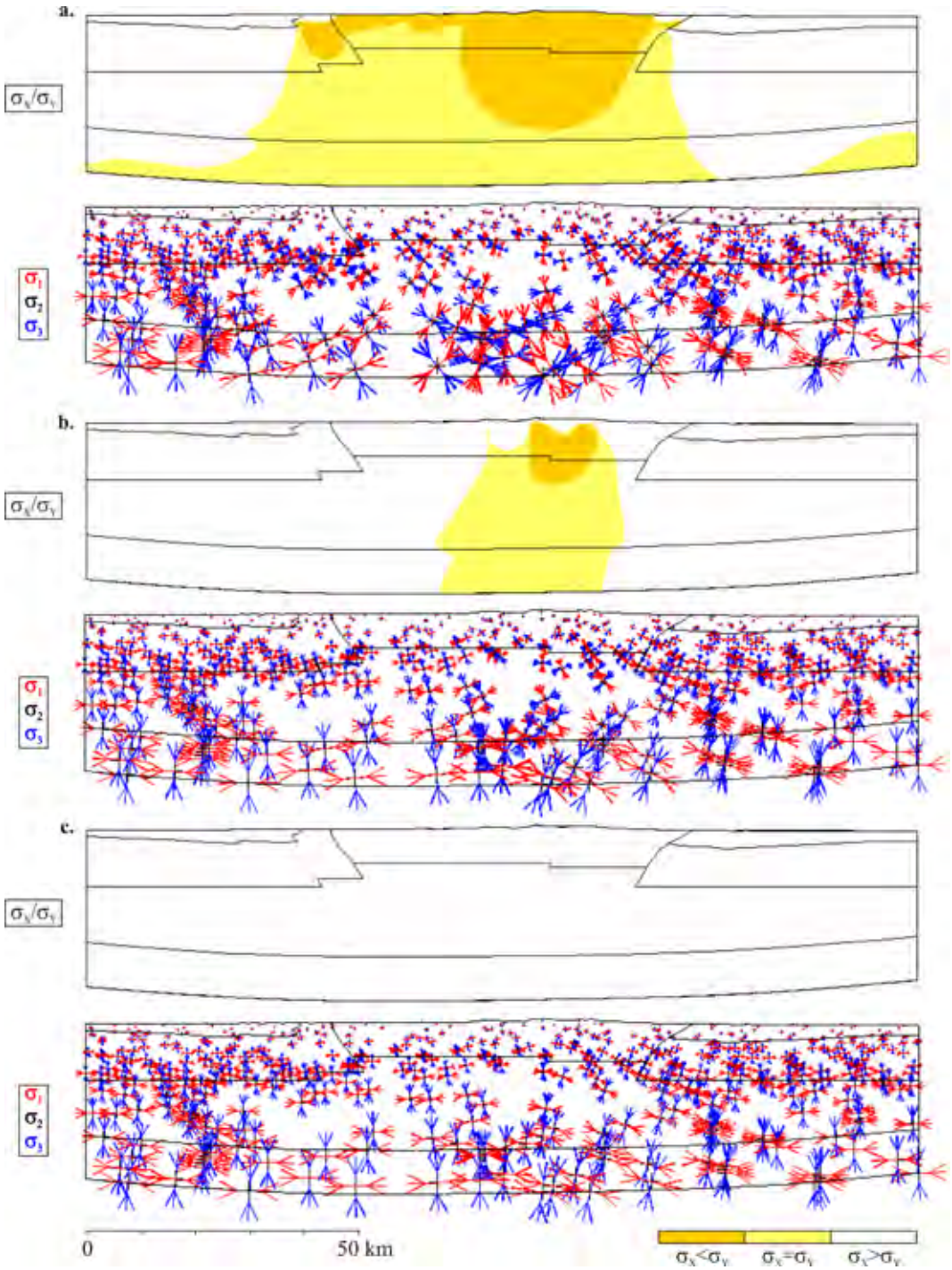


Figura 6.16. *Diagramas de contornos de σ_X / σ_Y y tensores de esfuerzos principales (σ_1, σ_2, σ_3) en el Sistema Central y en las cuencas del Duero y Tajo al añadir la carga tectónica. a) 5 MPa. b) 15 MPa. c) 25 MPa.*

orogénicas está relacionada con las variaciones de energía potencial gravitatoria como consecuencia de los contrastes laterales de densidad (Artyushkov, 1973; Zhou y Sandiford, 1992; Coblentz *et al.*, 1994; Richardson y Coblentz, 1994). Precisamente estas regiones presentan una energía potencial gravitatoria elevada y su estado de esfuerzos es extensional (Coblentz *et al.*, 1994).

A partir de los modelos numéricos del Sistema Central, la topografía elevada y la estructura cortical-litosférica parecen ser los responsables del régimen de esfuerzos $\sigma_H < \sigma_V$, y por tanto, las variaciones laterales de densidad constituirían una importante fuente local de esfuerzos en la intraplaca Ibérica. En este sentido, para simular los estados de esfuerzos actuales en la Península Ibérica mediante modelos en planta, también es necesario incluir los esfuerzos inducidos por los contrastes de densidad (Gölke y Coblentz, 1996; Andeweg, 2002). Aunque no hay suficientes datos de mecanismos focales de terremotos en el interior de la cadena (Fig. 6.1) para comprobar la validez de estos resultados, ajustarían bien con las características generales del régimen intraplaca, que oscila entre las condiciones de desgarre y las condiciones de extensión (Fig. 6.6).

Magnitud del esfuerzo tectónico

El Sistema Central se encuentra hoy en día dentro de la compleja región de la Península Ibérica con un desarrollo simultáneo de regímenes de desgarre a extensional (Fig. 6.6), debido a las permutaciones entre los esfuerzos principales medio y máximo desde la vertical hacia el NO-SE (De Vicente *et al.*, 2007). A pesar de que la carga topográfica de la cadena montañosa parece condicionar cierta compresión bajo las cuencas (áreas con $\sigma_H > \sigma_V$), es necesario incluir además la carga tectónica en los modelos numéricos para que el esfuerzo máximo se desplace de manera generalizada desde la posición vertical a la horizontal (Fig. 6.15-6.16), al igual que ocurría en los modelos del *pop-up* de San Vicente (Fig. 6.12-6.13). Para simular un régimen $\sigma_H > \sigma_V$ en toda la sección cortical del Sistema Central se requiere aplicar una carga de 25 MPa (Fig. 6.16). Sin embargo, con valores menores (5-10 MPa), tanto en las cuencas como en algunos sectores de la cadena se alcanza este régimen, al mismo tiempo que en otros se mantiene $\sigma_H < \sigma_V$.

Las magnitudes del esfuerzo tectónico en la intraplaca Ibérica (10-20 MPa) originadas por las fuerzas tectónicas que actúan a lo largo del límite de placas Eurasiático-Africano (0,1-1,5 10^{12} N m^{-1}), así como los valores de resistencia (1,5-3 10^{12} N m^{-1}) y las peculiaridades del régimen tectónico estimados en el centro peninsular (Gölke y Coblentz, 1996; Andeweg, 2002; Tejero y Ruiz, 2002; Jiménez-Munt y Negredo, 2003; De Vicente *et al.*, 2008a) sugieren que la carga tectónica en Iberia no debe superar los 25 MPa y estaría dentro o próxima a los 5-10 MPa. Por otro lado, en los Andes peruanos, con relieves superiores a los 4.500 m, la magnitud del esfuerzo tectónico que permite explicar la sismicidad regional es de 25 MPa (Richardson y Coblentz, 1994). Según esto, los valores más bajos de carga tectónica propuestos

en el entorno de Iberia parecen ser también consistentes con una topografía menos elevada. Dentro del intervalo de 5-10 MPa, las pequeñas variaciones de magnitud, unidas a las variaciones laterales de la estructura de la corteza, podrían favorecer las permutaciones entre esfuerzos principales y originar un régimen de desgarre a normal en el interior de la península.

Por último, teniendo en cuenta el valor más elevado de este rango tectónico (10 MPa), el gradiente del esfuerzo máximo horizontal en la sección de El Berrocal variaría entre 25-35 MPa km^{-1}. Las estimaciones directas de σ_H en diferentes contextos geológicos de la Península Ibérica (Pirineos, Cuenca del Ebro, Surco de Valencia, Macizo Ibérico, Cordillera Ibérica), con diversas litologías y bajo regímenes de esfuerzo distintos, proporcionan un límite superior en ~60 MPa km^{-1} con un intervalo más frecuente de 10-30 MPa km^{-1} (González de Vallejo *et al.*, 1988; Jurado y Müller, 1997; Schindler *et al.*, 1998). Por tanto, aplicando el valor máximo de carga tectónica, estimado en el modelo litosférico del centro peninsular, se obtienen unos gradientes de esfuerzos en el borde sur del Sistema Central que son coherentes con las medidas realizadas en sondeos.

Capítulo 7

Resistencia litosférica

7.1. Introducción

La litosfera puede deformarse por flexión como respuesta a diferentes tipos de cargas verticales y horizontales (sedimentos, edificios volcánicos, hielo, intrusiones magmáticas, tectónicas...) debido a su rigidez flexural [3.59] (Watts, 2001; Turcotte y Schubert, 2002). Las diferencias en la intensidad de la deformación de la litosfera continental entre las provincias tectónicas antiguas y jóvenes se han relacionado precisamente con variaciones en la resistencia litosférica (Watts y Burov, 2003; Pérez-Gussinyé y Watts, 2005; Cloetingh *et al.*, 2005; Tesauro *et al.*, 2007). La estimación de la resistencia/rigidez se puede abordar mediante distintas metodologías que resuelven su distribución con la profundidad (perfiles de resistencia), o calculan los valores de resistencia integrada, espesor elástico efectivo (T_e) [3.79-3.80] o espesor sismogenético (T_s) (Ranalli y Murphy, 1987; Kohlstedt *et al.*, 1995; Burov y Diament, 1995; Maggi *et al.*, 2000; Jackson, 2002; Watts y Burov, 2003; Handy y Brun, 2004; Pérez-Gussinyé y Watts, 2005; Cloetingh *et al.*, 2005). Sin embargo, puesto que los resultados obtenidos con estos métodos pueden ser diferentes, sus interpretaciones llegan a ser bastante controvertidas. Este intenso debate científico afecta tanto al modelo de resistencia que se supone debe tener la litosfera, como a la estimación y significado concreto de T_e y T_s.

Los perfiles de resistencia se fundamentan en las leyes empíricas del comportamiento frágil y viscoso de las rocas y minerales característicos de la corteza y el manto (apartado 3.4.3; Goetze y Evans, 1979; Chen y Molnar, 1983; Ranalli

y Murphy, 1987; Sibson, 1986; Kohlstedt *et al.*, 1995). Por lo tanto, la estructura, la composición y la temperatura de la litosfera, así como la presencia de fluidos y la velocidad de la deformación, determinan la resistencia de la litosfera (Brace y Kohlstedt, 1980; Ranalli y Murphy, 1987; Carter y Tsenn, 1987; Kohlstedt *et al.*, 1995). Debido a estos condicionantes y a diversas observaciones geológico-geofísicas, se han propuesto dos modelos diferentes para explicar la resistencia de la litosfera continental, conocidos como *jelly sandwich* (*sándwich de gelatina*) (Chen y Molnar, 1983; Ranalli y Murphy, 1987; Kohlstedt *et al.*, 1995; Burov y Diament, 1995; Watts y Burov, 2003; Afonso y Ranalli, 2004; Burov y Watts, 2006; Burov, 2009) y *crème brûlée* (*crema catalana*) (Maggi *et al.*, 2000; Jackson, 2002; Afonso y Ranalli, 2004). La utilización de cada uno de estos modelos tiene distintas implicaciones geodinámicas. La diferencia fundamental reside en el tipo de manto litosférico, de tal manera que este es muy resistente en el primero mientras que en el segundo apenas contribuye a la resistencia litosférica (Fig. 7.1). Dentro de este contexto, es inevitable que la construcción de las curvas de resistencia se vea afectada por las incertidumbres en la determinación de los parámetros reológicos y en la caracterización de la estructura litosférica (Fernàndez y Ranalli, 1997; Ranalli, 2003; Burov, 2003).

De manera paralela al debate sobre el modelo de resistencia, se ha generado también una fuerte discusión relacionada con T_e y T_s. Algunos investigadores indican

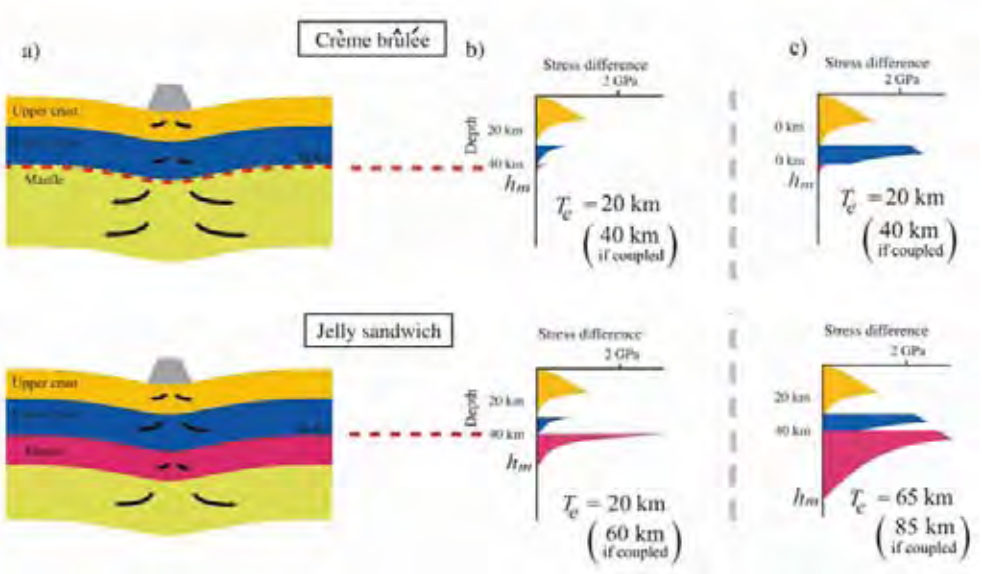


Figura 7.1. *Modelos de resistencia de la litosfera continental durante grandes periodos de tiempo (>10^6 años): crème brûlée y jelly sandwich. a) Modelo de deformación. Las flechas indican el campo de velocidades del flujo. b) Perfiles de resistencia de una litosfera con una edad termotectónica de 150 M.a. Estas curvas coinciden con las de Jackson (2002) y tienen un T_e de 20 km. c) Perfiles de resistencia de una litosfera con una edad termomecánica de 500 M.a. h_m es el espesor mecánico de la litosfera (tomada de Burov, 2009).*

que ambos parámetros son representativos de la resistencia de la litosfera continental (Maggi *et al.*, 2000; Jackson, 2002). Otros puntualizan que T_e y T_s aportan aspectos diferentes del comportamiento de la litosfera frente a las deformaciones (Watts y Burov, 2003; Burov y Watts, 2006; Burov, 2009): T_e refleja la resistencia integrada de la litosfera frente a cargas de larga duración que producen su flexión, mientras que T_s muestra la resistencia de la corteza superior que responde mediante fracturación y sismicidad a cargas históricas. Sin embargo, hay que señalar que aunque tradicionalmente se ha utilizado la distribución en profundidad de los terremotos para delimitar los niveles afectados por la deformación frágil (Meissner y Strehlau, 1982; Chen y Molnar, 1983; Sibson, 1986; Watts y Burov, 2003; Aldersons *et al.*, 2003), también hay discrepancias en la comunidad científica sobre la sencillez del criterio friccional y la utilidad de las curvas de resistencia para explicar satisfactoriamente el fenómeno sísmico (Scholz, 1998; Handy y Brun, 2004; Fernández-Ibáñez y Soto, 2008; Bizzarri, 2009).

Teniendo en cuenta la información geológica y geofísica disponible, se ha estudiado la distribución de la resistencia del interior de la Península Ibérica a lo largo de una sección litosférica transversal al Sistema Central. La geometría de este modelo es similar a la utilizada en el capítulo 6, basada en el modelo de densidad de Gómez-Ortiz *et al*. (2005a). A partir de este análisis, se ha realizado una estimación de primer orden de la resistencia integrada, del espesor sismogenético, y del espesor elástico efectivo. Finalmente, se han analizado las posibles condiciones de deformación intraplaca teniendo en cuenta el efecto del empuje tectónico actual. Las ecuaciones termomecánicas implicadas se han resuelto mediante el código de elementos finitos ANSYS. El análisis de la distribución de la resistencia y del cálculo de la deformación es equivalente al realizado por Moisio y Kaikkonen (2000, 2001, 2004) en el escudo de Fenoscandia. Al abordar todas estas cuestiones, se pretenden conseguir los siguientes objetivos: a) contribuir al conocimiento de la resistencia de la litosfera Ibérica mediante un análisis detallado a lo largo de una sección intraplaca, b) identificar la contribución relativa de la corteza y manto en el comportamiento de la litosfera, y c) establecer las posibles implicaciones geodinámicas.

Los diferentes apartados en los que se ha dividido este capítulo muestran en primer lugar los aspectos necesarios de la estructura de la litosfera Ibérica para estudiar su resistencia (apartado 7.2) así como los antecedentes de los distintos trabajos en los que se ha tratado este tema en el entorno de Iberia (apartado 7.3). A continuación se describirán las particularidades del modelo numérico (apartado 7.4) y los resultados de la estimación de la estructura térmica (apartado 7.5) y de la resistencia (apartado 7.6) a lo largo de la sección litosférica, para pasar finalmente a la discusión conjunta de estos resultados dentro del contexto geodinámico del microcontinente Iberia (apartado 7.7).

7.2. Estructura de la litosfera intraplaca

Como se ha descrito en distintos apartados de los capítulos 4 y 5, la estructura litosférica actual del centro de la Península Ibérica es el resultado de una compleja historia de eventos extensionales y compresivos desde el Paleozoico. La corteza tiene un espesor de 30-31 km y se puede diferenciar una corteza superior de 11-14 km de espesor, una corteza media de 7-12 km y una corteza inferior de 7-9 km (Banda *et al.*, 1981; Suriñach y Vegas, 1988; ILIHA DSS Group, 1993). Bajo el Sistema Central el espesor cortical aumenta hasta 34-36 km (Suriñach y Vegas, 1988; ILIHA DSS Group, 1993; Tejero *et al.*, 1996; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005a; De Vicente *et al.*, 2007) debido al arqueamiento de la corteza superior e inferior por las compresiones alpinas (Suriñach y Vegas, 1988). El relleno sedimentario de la cuenca del Duero alcanza ~2.000 m en las proximidades de la Cordillera Cantábrica y ~2.500 m en el Sistema Central (Alonso *et al.*, 1996; Pulgar *et al.*, 1996; Fernández-Viejo *et al.*, 2000; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005a; De Vicente *et al.*, 2007). El depocentro de la Cuenca de Madrid en el borde sur del Sistema Central tiene una potencia acumulada de sedimentos de ~3.400 m, incluyendo ~200 m de depósitos cretácicos y más de 1.000 m de yesos paleógenos (Racero Baena, 1988; Querol Müller, 1989; Tejero *et al.*, 1996; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005a; De Vicente *et al.*, 2007). El límite litosfera-astenosfera en el interior peninsular se sitúa a una profundidad de ~100 km (Banda *et al.*, 1981; Fernàndez *et al.*, 1998; Tejero y Ruiz, 2002; Spakman y Wortel, 2004; Artemieva *et al.*, 2006; Fernández *et al.*, 2008), con valores más superficiales en la cuenca del Duero (98 km) y más profundos en la cuenca del Tajo (110 km) (Tejero y Ruiz, 2002; estimaciones a partir de un modelo térmico).

Los diferentes estudios de petrología (Racero Baena, 1988; Villaseca *et al.*, 1999; Alonso-Gavilán *et al.*, 2004; Alonso-Zarza *et al.*, 2004; Ancochea, 2004; Bea *et al.*, 2004; Villaseca y Orejana, 2008), gravimetría (Gómez-Ortiz *et al.*, 2005a), sísmica (Banda *et al.*, 1981; Querol Müller, 1989), telesismos (Julià y Mejía, 2004), y reología (Tejero y Ruiz, 2002) indican que los materiales sedimentarios son siliciclásticos en los márgenes de las cuencas del Duero y Tajo y evaporíticos en las áreas centrales, que la naturaleza de la corteza superior es granítico-metamórfica en el Sistema Central y metamórfica bajo las cuencas, que la corteza media es granodiorítica, que la corteza inferior es granulítica félsica, y que el manto es peridotítico.

El flujo de calor superficial en el centro de la Península Ibérica se encuentra dentro del rango 60-80 mW m^{-2}, con los valores más altos en el Sistema Central (Fernàndez *et al.*, 1998). Los intervalos de producción de calor en rocas graníticas y metamórficas son respectivamente, 0,2-4,7 μW m^{-3} y 0.8-2.3 μW m^{-3} (Fernàndez *et al.*, 1998), y en la corteza inferior apenas excede 1 μW m^{-3} (Villaseca *et al.*, 1999; Villaseca *et al.*, 2005). La estimación de la temperatura en el límite corteza-manto

oscila entre 600-750 ºC (Tejero y Ruiz, 2002; Villaseca *et al.*, 2005; Fernández *et al.*, 2008).

7.3. Estimaciones previas de la resistencia en la Península Ibérica

A lo largo de los últimos años, diferentes trabajos han ido caracterizando el comportamiento reológico de la litosfera Ibérica mediante la construcción de perfiles de resistencia (p.e., en las Cordilleras Béticas, Van der Beek y Cloetingh, 1992; en los Pirineos, Cuenca del Ebro, Surco de Valencia y Mallorca, Zeyen y Fernàndez, 1994; en la Cuenca del Guadalquivir, Garcia-Castellanos *et al.*, 2002; en el Arco de Gibraltar, Fernández-Ibáñez y Soto, 2008). La distribución de la resistencia con la profundidad en el entorno del Sistema Central y las cuencas del Duero y Tajo se ha definido tanto en perfiles 1D (Gómez Ortiz, 2001; Tejero y Ruiz, 2000; Tejero y Ruiz, 2002) como en secciones 2D (Martín-Velázquez *et al.*, 2008).

Los estudios sobre la estructura mecánica del centro peninsular indican que las tres unidades tectónicas principales también delimitan tres dominios reológicos, con una mayor magnitud de esfuerzos diferenciales en la Cuenca del Duero y menor en el Sistema Central (Fig. 7.2; Tejero y Ruiz, 2002). En la corteza, se desarrollan una transición frágil-dúctil en compresión y dos en tensión. Respecto al manto, la deformación es fundamentalmente dúctil, aunque en las cuencas terciarias puede producirse fracturación en las proximidades del límite corteza-manto si el régimen es extensional. La corteza constituye una capa competente hasta ~20 km de profundidad, aunque para composiciones húmedas muestra un delgado nivel incompetente entre la corteza superior y media. La capa competente del manto litosférico se extiende hasta profundidades de ~45 km con peridotita seca y ~35 km con peridotita húmeda. La integración de estos perfiles proporciona un rango de valores de resistencia integrada entre 1.3 x 10^{12} y 8 x 10^{12} N m^{-1}, con magnitudes menores bajo esfuerzos extensionales y litologías húmedas. En general, las resistencias integradas mayores se asocian con la Cuenca del Duero y las menores con el Sistema Central. Estimaciones más recientes de la resistencia integrada aportan unos valores un orden de magnitud mayor: 3.9 - 4.9 x 10^{13} N m^{-1} (Fernández *et al.*, 2008).

El espesor elástico efectivo en la Península Ibérica se ha obtenido a partir de diferentes metodologías. Mediante modelización flexural se han acotado valores de T_e entre 10-35 km en la Cuenca del Ebro (Gaspar-Escribano *et al.*, 2001), 7 km en la Cuenca del Tajo (Van Wees *et al.*, 1996), 7-13 km en la cuenca del Guadalquivir (Garcia-Castellanos *et al.*, 2002), y 10 km en las Cordilleras Béticas (Van der Beek y Cloetingh, 1992). Los análisis de coherencia de Bouguer indican un valor mínimo de T_e~17 km (Gómez-Ortiz *et al.*, 2005b) y un rango de magnitudes entre 15-30

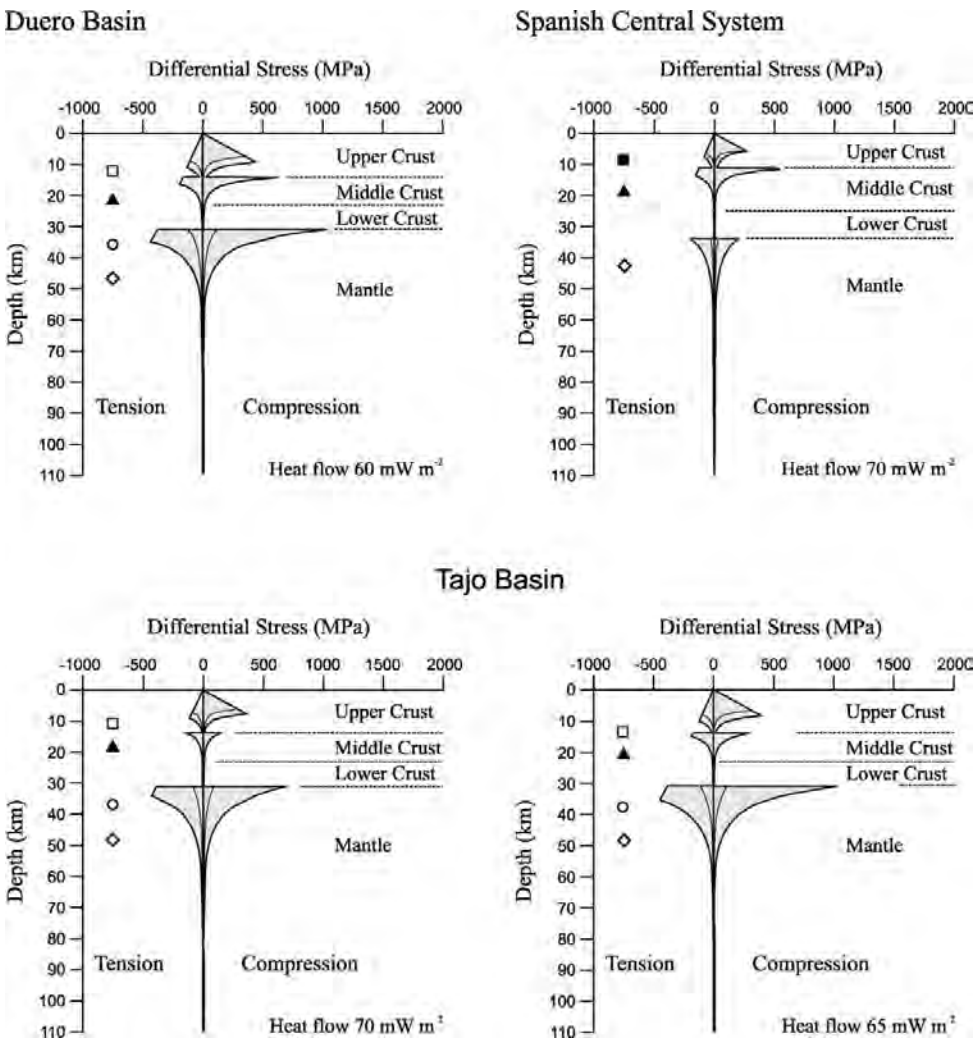


Figura 7.2. *Perfiles de resistencia en la Cuenca del Duero, Sistema Central y Cuenca del Tajo. Las líneas externas e internas indican las estimaciones para unas composiciones respectivas secas y húmedas. Los símbolos señalan la base de las capas competentes para las siguientes composiciones: cuarcita húmeda (cuadrado blanco), granito húmedo (cuadrado negro), cuarzodiorita (triángulo), peridotita húmeda (círculo) y peridotita seca (rombo) (tomada de Tejero y Ruiz, 2002).*

km (Pérez-Gussinyé y Watts, 2005) en el interior de Iberia. El cálculo del espesor elástico a partir del método de la admitancia de aire libre produce valores mayores (30-40 km; Pérez-Gussinyé y Watts, 2005). Los resultados obtenidos a partir de los perfiles de resistencia proporcionan distintas estimaciones para las cuencas del Duero y Tajo y el Sistema Central (Gómez-Ortiz *et al.*, 2005b): ~17 km/~26,5 km (reologías húmeda/seca) en las cuencas y 13 km/22 km (reologías húmeda/seca) en la cadena. Estas magnitudes se reducen en ~2 km al tener en cuenta la curvatura de la placa. En el mapa de T_e de la litosfera Europea realizado por Tesauro *et al.* (Tesauro *et al.*, 2007), se observa un incremento desde 5-10 km en la cadena hasta 35-40 km en el interior de la cuencas (Fig. 7.3). Esta variación de T_e es más gradual cuando se

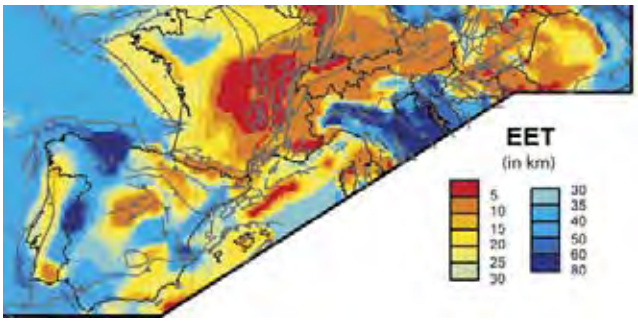


Figura 7.3. *Espesor elástico efectivo de la litosfera Europea a partir de la distribución de la resistencia (tomada de Tesauro et al., 2007).*

analiza a lo largo de una sección transversal al sistema montañoso (Martín-Velázquez *et al.*, 2008): en el Sistema Central tiene un valor medio de ~24 km, mientras que en las cuencas hay un mínimo en los depocentros (~22 km en Duero y ~23 km en Tajo) y va incrementándose hacia el NO y SE (~24 km en Duero y ~25 km en Tajo).

7.4. Características del modelo numérico

La resistencia de la sección de la litosfera Ibérica se ha caracterizado aplicando los mismos criterios que los requeridos para realizar los perfiles de resistencia (apartado 3.4.3). Estos se fundamentan en el cálculo de dos mecanismos de deformación: a) aumento lineal de la resistencia frágil con la profundidad mediante la relación [3.53], y b) disminución exponencial de la resistencia viscosa con la profundidad de acuerdo con la ecuación del *creep* de dislocación [3.38]. Después de calcular el mecanismo frágil y dúctil en cada elemento de la malla, su resistencia queda finalmente definida por el valor de menor magnitud.

Puesto que la resistencia frágil se ha calculado en régimen de falla inversa, de desgarre y normal, los valores de la constante α, suponiendo un coeficiente de fricción $\mu = 0,75$, han sido respectivamente 3.0, 1.2 y 0.75 [3.49-3.51] (Ranalli, 1995). En $\lambda = P_f / \sigma_v$, se ha considerado una presión de poros hidrostática y se han incluido las variaciones de densidad con la profundidad al calcular la carga litostática. Respecto a la estimación de la resistencia viscosa, el valor asumido para la tasa de deformación $\dot{\varepsilon}_{xx}$ es 10^{-15} s^{-1} (Tejero y Ruiz, 2002), la constante universal de gas es $R = 8,314$ J mol^{-1} K^{-1}, y la temperatura absoluta se ha obtenido del cálculo previo de la estructura térmica. Para definir la estructura térmica de la litosfera Ibérica, se han considerado los conceptos teóricos sobre geotermas estables recogidos en el apartado 3.2: a) el transporte del calor se realiza por conducción [3.11] y b) la producción de calor radiactivo disminuye de manera exponencial con la profundidad [3.9].

A partir de los modelos 2D de resistencia de la litosfera Ibérica, se ha calculado (apartado 3.4.3): a) la resistencia integrada de la corteza, del manto y de la litosfera [3.77], b) el espesor sismogenético T_s, c) el espesor elástico efectivo de la litosfera sin flexionar T_e^* [3.80], y d) el espesor elástico efectivo de la litosfera flexionada T_e [3.79]. Para estimar T_e, se ha utilizado el valor de curvatura de 9,6 x 10^{-7} m^{-1}, que se ha obtenido a partir de la segunda derivada de la función polinómica de grado 2 que ajusta la geometría del límite corteza-manto de la sección analizada (D. Gómez-Ortiz, com. pers.).

La deformación de la litosfera se puede acomodar bien de manera elástica o permanente, y esta última tendrá lugar una vez que las cargas aplicadas sobre la litosfera generen unos esfuerzos que superen su resistencia frágil o viscosa. Para analizar este aspecto, se han determinado las condiciones actuales de deformación de la litosfera intraplaca, modelizando el comportamiento elastoplástico de las distintas unidades a partir del criterio de von Mises [3.53]. En este caso, el esfuerzo crítico σ_c a partir del cual se produce la deformación permanente del material queda definido por los valores de resistencia calculados anteriormente (Moisio y Kaikkonen, 2001, 2004, 2006).

7.4.1. Construcción del modelo: geometría y malla

La geometría del modelo reológico de la litosfera del centro peninsular (Sistema Central y cuencas del Duero y Tajo) está basada parcialmente en el modelo de esfuerzos realizado en el capítulo 6 (Fig. 6.14). Concretamente, se ha utilizado la misma estructura cortical, formada por una corteza superior cubierta por sedimentos continentales en las cuencas del Duero y Tajo, una corteza media engrosada y una corteza inferior (Fig. 7.4). Esta estructura es una síntesis del modelo de densidad propuesto por Gómez-Ortiz *et al*. (2005a) a lo largo de una sección que es transversal a las principales estructuras alpinas de la Sierra de Guadarrama y paralela al esfuerzo máximo horizontal activo (Fig. 6.1). Una manera de estimar el espesor de la litosfera es combinando datos de flujo de calor, topografía y/o gravedad (Zeyen y Fernàndez, 1994; Tejero y Ruiz, 2002; Fernàndez *et al.*, 2004). Sin embargo, en este trabajo se ha definido el límite litosfera-astenosfera mediante una geometría cóncava, teniendo en cuenta el plegamiento de la base de la litosfera obtenido en la modelización de las deformaciones cenozoicas de la intraplaca Ibérica con reologías secas en la corteza superior (capítulo 5, fig. 5.18). Lateralmente, se han diferenciado tres sectores con distinta composición en la corteza superior y diferente estructura térmica en la litosfera: Cuenca del Duero, Sistema Central y Cuenca del Tajo.

La malla de elementos finitos está formada por 16.704 elementos, con un tamaño mínimo de 400 x 400 m^2 y máximo de 1.700 x 1.700 m^2, y 17.063 nodos (Fig. 7.4). Para describir la reología de la litosfera es imprescindible la caracterización previa de su estructura térmica (capítulo 3). Por ello, en los cálculos numéricos se han utilizado dos tipos de elementos con cuatro nodos: PLANE55 y PLANE42

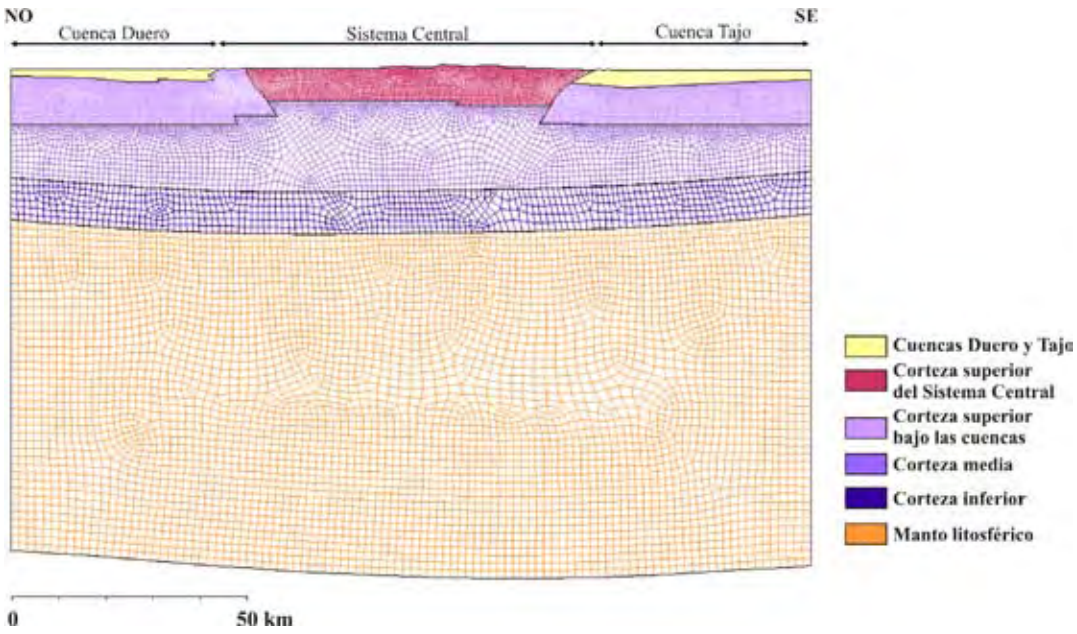


Figura 7.4. *Malla de elementos finitos de la sección de la litosfera Ibérica transversal al Sistema Central (localización en la figura 6.1).*

de ANSYS (Swanson Analysis Systems, Inc) (Fig. 7.5). PLANE55 resuelve las ecuaciones térmicas en las direcciones X-Y a partir de los datos de conductividad, producción de calor y temperaturas impuestas en los contornos, mientras que PLANE42 realiza los cálculos de las ecuaciones de esfuerzo y deformación mediante los parámetros que describen el comportamiento de los materiales. Por este motivo, se ha utilizado el primero para obtener la distribución de la temperatura y el flujo de calor en la sección de la litosfera Ibérica, y el segundo para analizar específicamente las cuestiones relacionadas con su resistencia.

7.4.2. Propiedades de los materiales

Las distintas unidades se han caracterizado con las mismas propiedades térmicas y mecánicas que en el modelo de deformación realizado en el capítulo 5,

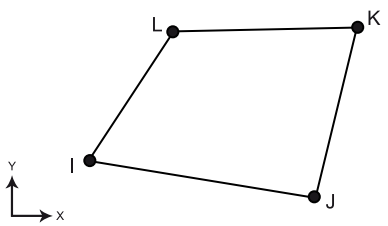


Figura 7.5. *Geometría, localización de los nodos (I, J, K, L) y sistema de coordenadas de los elementos PLANE55 y PLANE42 (X en la horizontal e Y en la vertical).*

Tabla 7.I. Cargas y propiedades (parámetros térmicos y reológicos) de las unidades litosféricas diferenciadas en el modelo reológico de la litosfera Ibérica. En todas, se ha utilizado un valor de $3.5 \cdot 10^{-5}$ K^{-1} para el coeficiente de expansión térmica (Tejero y Ruiz, 2002). A, constante preexponente; n, exponente de la ley potencial; E, energía de activación.

			Densidad (kg/m^3)	Pr. calor (μWm^{-3})	Parámetros elásticos		Parámetros *creep*			Parámetros térmicos
					Módulo de Young (Pa)	Coeficiente de Poisson	A (Mpa^{-n} s^{-1})	n	E (kJ mol^{-1})	Conductividad (W m^{-1} K^{-1})
Sedimentos		**cuarcita seca**	2300	2,5	$20 \cdot 10^9$	0,25	$6{,}7 \cdot 10^{-6}$	2,4	156	2,5
Corteza superior	**Sistema Central**	**granito seco**	2670	3,3	$75 \cdot 10^9$	0,26	$1{,}8 \cdot 10^{-9}$	3,2	123	2,5
	Cuencas	**cuarcita seca**	2780	Duero: 1,8 Tajo: 2,5			$6{,}7 \cdot 10^{-6}$	2,4	156	
Corteza media		**cuarzodiorita**	2800	Disminución exponencial desde corteza superior	$91 \cdot 10^9$	0,27	$1{,}3 \cdot 10^{-3}$	2,4	219	2,5
Corteza inferior		**granulita félsica**	2900	0,8	$114 \cdot 10^9$	0,26	$8{,}0 \cdot 10^{-3}$	3,1	243	2,1
Manto litosférico		**peridotita seca**	3300	0,02	$172 \cdot 10^9$	0,28	$2{,}5 \cdot 10^4$	3,5	532	3,4
		peridotita húmeda					$2{,}0 \cdot 10^3$	4,0	471	

aunque ha sido necesario incluir además los sedimentos terciarios (Tabla 7.I). Puesto que los resultados obtenidos en dicho capítulo descartaban el *creep* de dislocación húmedo en la corteza superior para simular las deformaciones cenozoicas, en este análisis únicamente se han considerado dos situaciones para estimar la resistencia de la litosfera: a) *creep* seco en corteza superior y manto litosférico, y b) corteza superior seca y manto litosférico húmedo. Todos los parámetros se han determinado a partir de los resultados de trabajos previos en estas temáticas en el entorno del Sistema Central o de las premisas utilizadas en dichos estudios (Banda *et al.*, 1981; Fernàndez *et al.*, 1998; Tejero y Ruiz, 2002; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005a; Ruiz *et al.*, 2006a). Para una descripción detallada de los mismos, ir al apartado 5.4.2.

7.4.3. Cargas y condiciones del contorno

En el análisis térmico de la litosfera Ibérica, se ha aplicado la carga de calor radiactivo en cada una de las unidades (Tabla 7.I) y una temperatura constante en la superficie y base del modelo de 15 ºC y 1350 ºC respectivamente (Tejero y Ruiz, 2002; Ruiz *et al.*, 2006a) (Fig. 7.6).

El modelo estructural se ha deformado lateralmente mediante una presión constante de 5-10 MPa (Fig. 7.6). Esta presión simularía la carga tectónica actual,

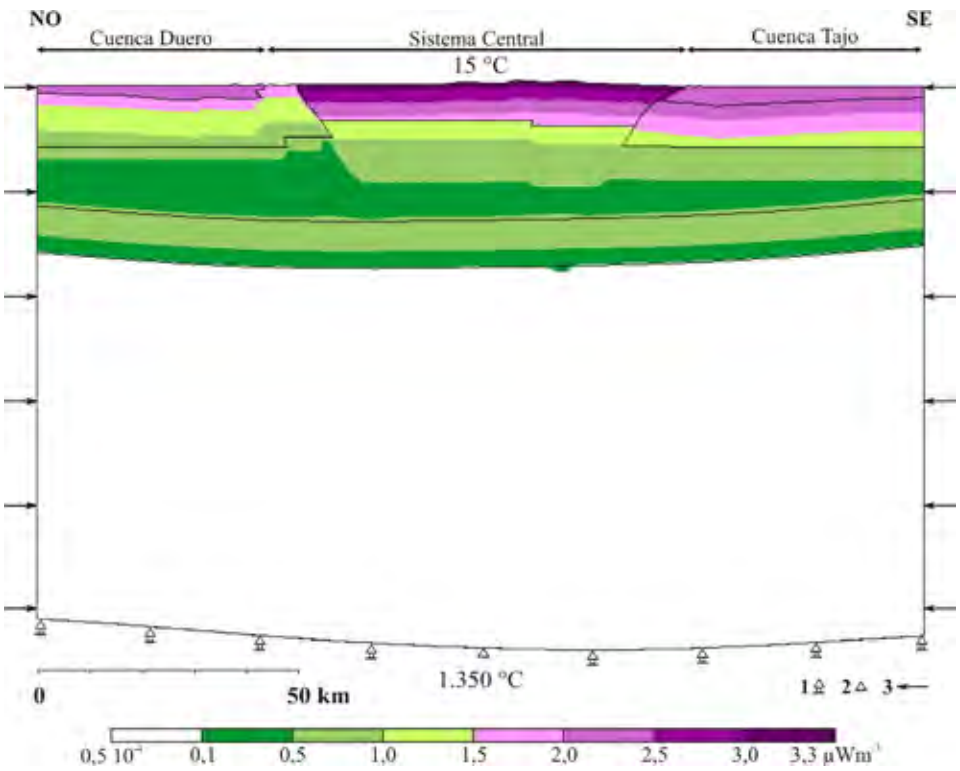


Figura 7.6. *Cargas y condiciones en el contorno del análisis térmico y mecánico de la litosfera Ibérica. Contornos: distribución de la producción de calor radiactivo. Símbolos: 1. desplazamiento permitido en la horizontal, 2. nodo sin desplazamiento, 3. carga horizontal. Las líneas negras indican los límites entre las unidades litosféricas.*

cuya magnitud ha quedado delimitada mediante el análisis de esfuerzos intraplaca desarrollado en el capítulo 6. Asimismo, se ha restringido el desplazamiento vertical de los nodos situados en la base y, para que el modelo estuviera en equilibrio, el desplazamiento horizontal del nodo central. No se han incluido los efectos gravitacionales para poder estimar el estado de deformación resultante exclusivamente de los esfuerzos tectónicos.

7.5. Estructura térmica

La temperatura y el flujo de calor muestran una distribución subparalela a la superficie (Fig. 7.7). Sin embargo, debido a las heterogeneidades que están presentes en la litosfera (topografía, espesores, parámetros térmicos, producción de calor) se producen variaciones laterales, que llegan a ser acusadas para el flujo de calor. Por este motivo, el sector del Sistema Central tiene las máximas temperaturas en el límite corteza-manto y unos elevados flujos de calor en superficie.

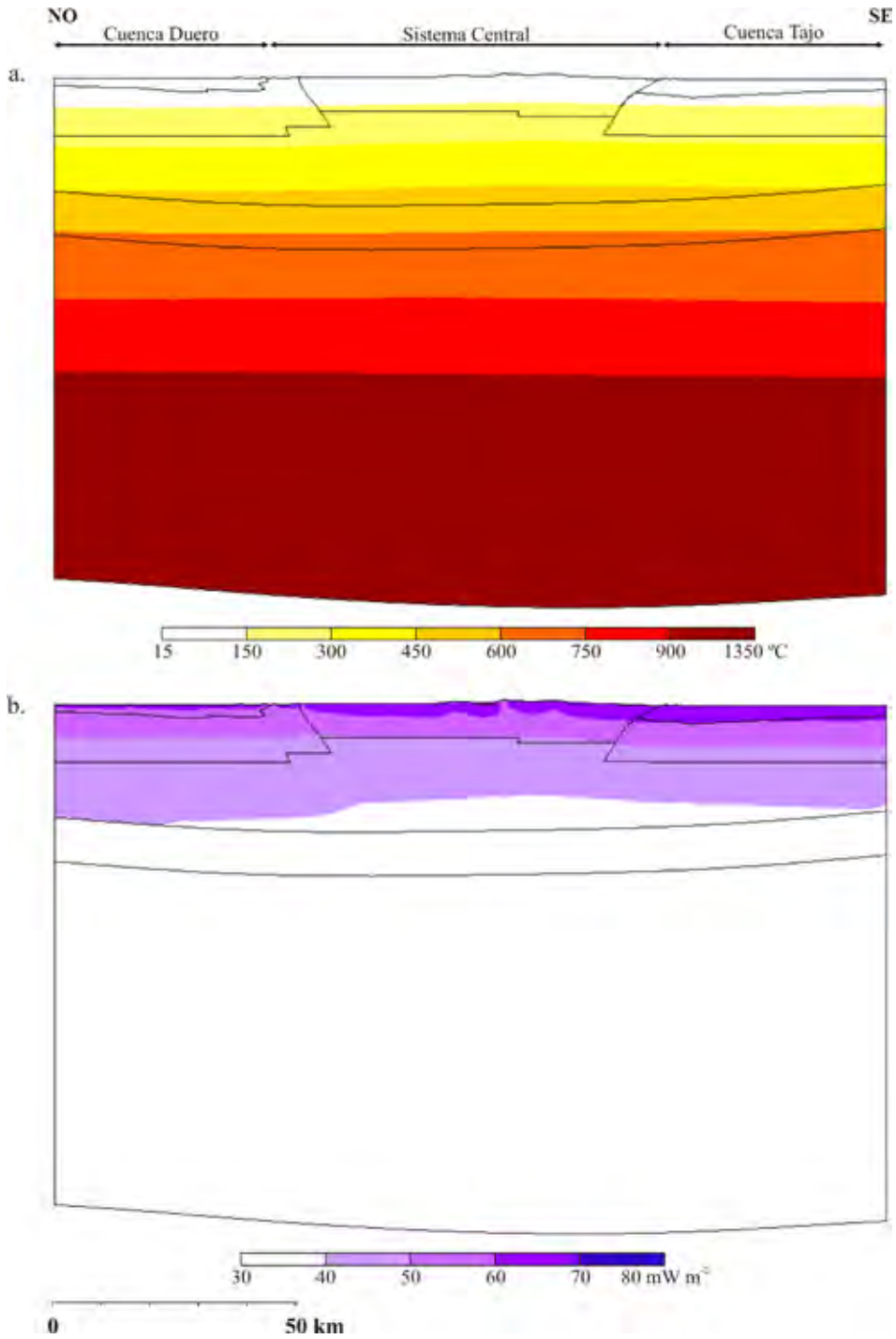


***Figura 7.7**. Distribución de a) la temperatura y b) flujo de calor en la litosfera Ibérica. Las líneas negras indican los límites entre las distintas unidades litosféricas.*

Las temperaturas en el Moho aumentan desde ~600 ºC en los extremos laterales (611 ºC en la cuenca del Duero y 596 ºC en la cuenca del Tajo) hasta ~650 ºC bajo el Sistema Central (Fig. 7.8). El flujo de calor superficial se caracteriza por importantes oscilaciones en su magnitud: 59-63 mW m^{-2} en la cuenca del Duero, 49-77 mW m^{-2} en el Sistema Central y 63-72 mW m^{-2} en la cuenca del Tajo. Aunque los valores extremos se localizan en la cadena montañosa, este sector tiene una moda similar a la del Tajo (68 mW m^{-2}). El flujo de calor mantélico aumenta desde los 33 mW m^{-2} bajo las elevaciones centrales hasta unos 36 mW m^{-2} en el N y S de la sección, con valores ligeramente mayores en el Duero.

Estos resultados son semejantes a los que se han obtenido en la modelización térmica de litosferas heterogéneas del capítulo 5 (Figs. 5.9d y 5.10d) y consistentes con los estudios previos (apartados 7.2 y 4.5.3). Tanto la temperatura en el límite corteza-manto como el flujo de calor superficial están dentro del rango de las estimaciones anteriores (Fernàndez et al., 1998; Tejero y Ruiz, 2002; Villaseca et al., 2005; 2008). Las diferencias en la estructura litosférica y en los parámetros térmicos son responsables de las ligeras discrepancias observadas.

7.6. Resistencia de la litosfera Ibérica

El comportamiento mecánico de la litosfera del centro peninsular se ha calculado para los tres regímenes de falla (inversa, desgarre, normal) y para los dos tipos de reología mantélica (seca, húmeda) (Figs. 7.9 y 7.10). Estos dos factores junto

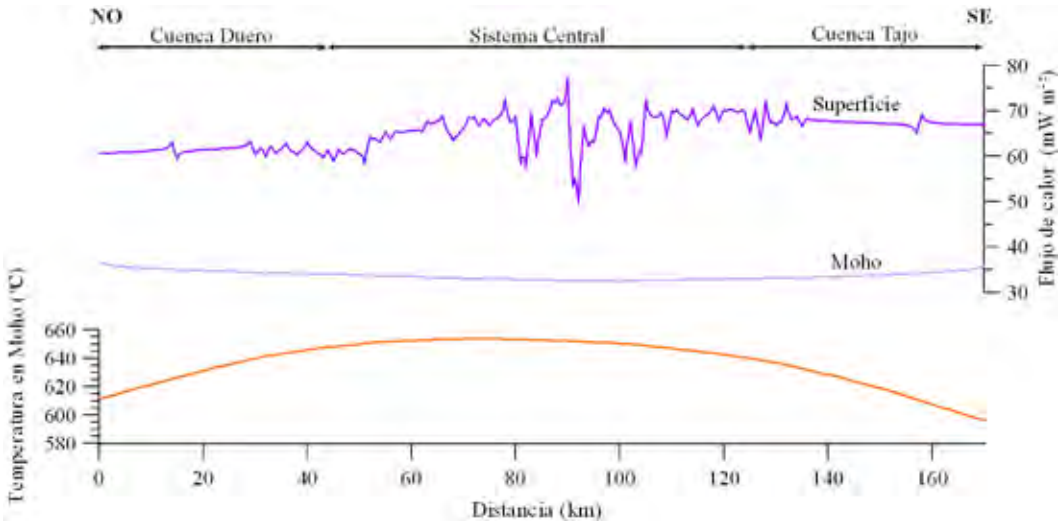


Figura 7.8. *Flujo de calor superficial y mantélico, y temperatura en el límite corteza-manto.*

con las heterogeneidades laterales (tanto en los parámetros termomecánicos como en la estructura cortical) controlan las variaciones en la resistencia y estratificación de la litosfera.

7.6.1. Comportamiento mecánico y resistencia integrada

El mecanismo de deformación permanente de la corteza del interior de Iberia es frágil en la parte superior y dúctil en la inferior (Figs. 7.9-7.10). Bajo un régimen compresivo, y de manera incipiente en condiciones de desgarre, se puede formar una delgada capa dúctil dentro del nivel frágil cortical. La resistencia máxima en la corteza está condicionada esencialmente por el parámetro que describe el régimen de falla en la resistencia frágil. Concretamente, al pasar desde el régimen inverso al normal disminuye la magnitud de la resistencia máxima y aumenta su profundidad (~750 MPa/~15 km en régimen inverso, ~350 MPa/~16 km en régimen de desgarre, y ~250 MPa/~18 km en régimen normal). Aunque estos valores se mantienen muy constantes a lo largo de toda la sección para cada uno de los regímenes de esfuerzo, experimentan ligeras variaciones como consecuencia de las heterogeneidades laterales.

El manto presenta un comportamiento dúctil generalizado, aunque en régimen de desgarre y falla normal y con peridotita seca, puede deformarse de manera frágil en las proximidades de la base de la corteza (Figs. 7.9-7.10). Si el manto se deforma mediante *creep*, la máxima resistencia se produce en el límite con la corteza-manto. En cambio, si presenta un comportamiento frágil en la parte superior, este máximo se alcanza a mayor profundidad (~3 km por debajo del Moho, con valores mayores bajo las cuencas). Las diferencias en la resistencia máxima mantélica se deben esencialmente a las condiciones hidratadas y al régimen de esfuerzos. Con un manto seco se alcanzan valores mayores que los corticales, mientras que con un manto húmedo, se reducen considerablemente. A su vez, con reologías secas la magnitud/profundidad disminuye/aumenta desde condiciones de falla inversa a normal (~1.250 MPa/34 km, ~950 MPa/36 km y ~600 MPa/38 km), aunque estos resultados son independientes del régimen de esfuerzos si la reología es húmeda (~125 MPa/34 km). Los contrastes de temperatura y espesor cortical, junto con el desarrollo del campo frágil mantélico, son responsables de pequeñas modificaciones laterales de resistencia. Estos cambios son más acusados en condiciones secas y régimen inverso (~1.350 MPa en la Cuenca del Duero, ~950 MPa en el Sistema Central y ~1.550 MPa en la Cuenca del Tajo).

La resistencia integrada en la corteza, el manto y la litosfera varía desde 8 x 10^{11} N m^{-1} hasta 2,25 x 10^{13} N m^{-1} (Fig. 7.11). En general, su magnitud disminuye al pasar desde el régimen inverso al normal (la resistencia del manto húmedo no varía porque no depende de la resistencia frágil), y de condiciones secas a húmedas (la resistencia de la corteza no varía porque no se han modificado sus parámetros reológicos). También se producen cambios a lo largo de la sección, de tal manera

que los valores mantélicos y litosféricos son más elevados en las cuencas que en la cadena montañosa mientras que los valores corticales son más bajos. Estas diferencias laterales están condicionadas por la resistencia del manto bajo las cuencas y por el desarrollo del nivel dúctil en su corteza superior (Figs. 7.9-7.10). Excepto en el sector del Sistema Central bajo un régimen compresivo, la resistencia integrada del manto anhidro es mayor que la de la corteza. Sin embargo, con un manto hidratado, se invierte la aportación debido a que los valores corticales son siempre superiores a los mantélicos.

7.6.2. Espesor sismogenético

El espesor sismogenético se extiende hasta la transición frágil-dúctil más superficial de los perfiles de resistencia (Watts y Burov, 2003), y, por lo tanto, está condicionado por el régimen de esfuerzos y por las heterogeneidades laterales de la corteza. A grandes rasgos, su magnitud disminuye desde condiciones extensionales a compresivas (Figs. 7.9-7.10). Bajo un régimen normal, la litosfera muestra una transición frágil-dúctil muy constante lateralmente (T_s de ~17 km, aunque localmente puede disminuir hasta ~8 km), mientras que en las dos situaciones restantes se obtienen dos estimaciones igualmente representativas. En régimen de desgarre, los sectores de la Cuenca del Duero y del Sistema Central se caracterizan por una transición frágil-dúctil más profunda que el sector de la Cuenca del Tajo (T_s de ~17 km *vs* ~10 km). En régimen inverso, la profundidad predominante en la sección se reduce considerablemente (T_s ~9 km) aunque en la parte norte del Sistema Central se mantienen valores más profundos (T_s ~15 km).

7.6.3. Espesor elástico efectivo

En las condiciones estudiadas, siempre se produce un desacoplamiento mecánico entre la corteza y el manto (valores de resistencia menores de 10 MPa, Burov y Diament, 1995; apartado 3.4.3). Los espesores competentes medios de la corteza, del manto seco y del manto húmedo son respectivamente ~26 km, ~30 km y ~19 km. La capa cortical competente diminuye su espesor de N a S, mientras que las mantélicas son algo más potentes en las cuencas. Estas variaciones de potencia hacen que el espesor elástico efectivo disminuya desde los extremos laterales hacia los contactos con el Sistema Central, para volver a ascender ligeramente en el interior de la cadena (Figs. 7.9-7.10). En la Cuenca del Tajo se obtienen las estimaciones más altas y en la Duero las más bajas. Por otro lado, los valores del espesor elástico sin flexionar (T_e^*) son mayores que los del espesor elástico con flexión (T_e), así como al considerar reologías secas frente a húmedas. El rango de T_e^* es de 30-35 km con manto seco y de 22-25 km con húmedo, mientras que el de T_e se reduce hasta 21-25 km y 16-19 km con manto seco y húmedo respectivamente.

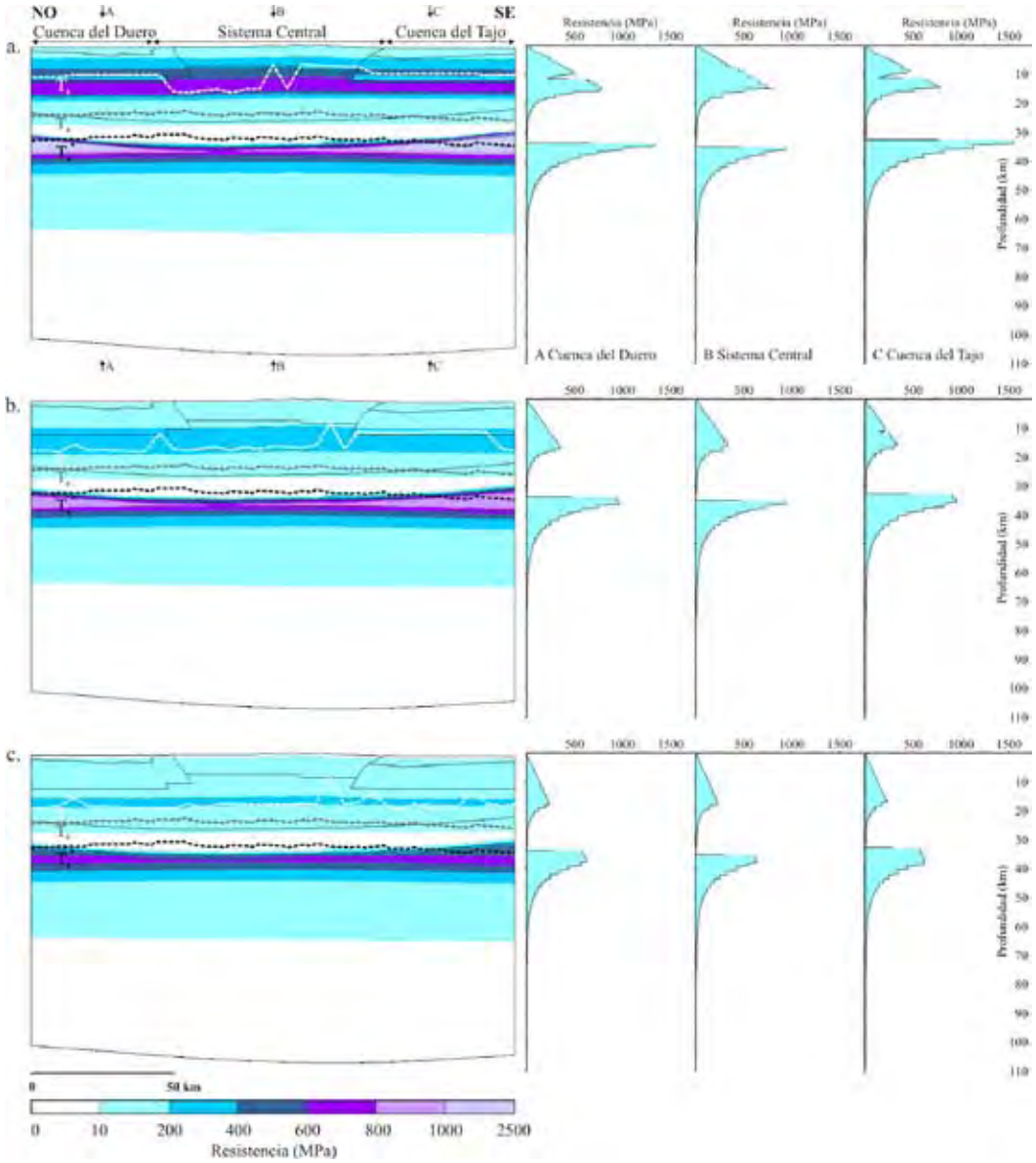


Figura 7.9. *Resistencia de la litosfera del centro peninsular a lo largo de la sección NO-SE, y perfiles de resistencia en la Cuenca del Duero (A), el Sistema Central (B) y la Cuenca del Tajo (C), al considerar un manto seco: a) régimen inverso, b) régimen de desgarre, y c) régimen normal. Líneas de guiones: espesor sismogenético T_s (blanco), espesor elástico con flexión T_e (gris), y espesor elástico sin flexión T_e^* (negro).*

7.6.4. Deformación elástica o permanente

Para analizar las posibles condiciones de deformación actual, la litosfera Ibérica ha sido sometida a una carga tectónica desde los laterales, y se ha representado la relación $R = \sigma_e / \sigma_c$. El esfuerzo equivalente σ_e es la raíz cuadrada del segundo invariante del tensor de esfuerzos y describe el esfuerzo tectónico. σ_c indica el

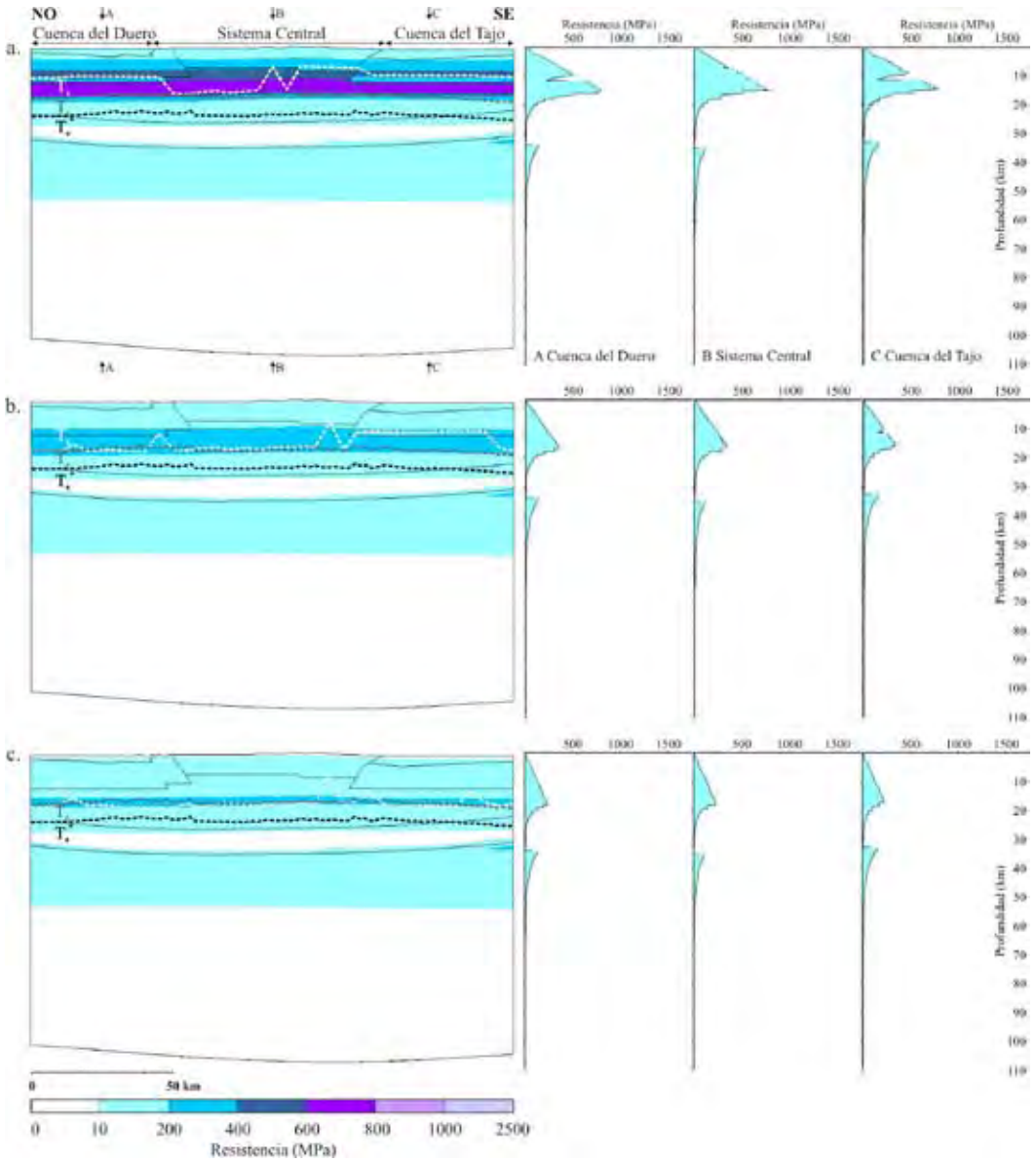


Figura 7.10. *Resistencia de la litosfera del centro peninsular a lo largo de la sección NO-SE, y perfiles de resistencia en la Cuenca del Duero (A), el Sistema Central (B) y la Cuenca del Tajo (C), al considerar un manto húmedo: a) régimen inverso, b) régimen de desgarre, y c) régimen normal. Líneas de guiones: espesor sismogenético T_s (blanco), espesor elástico con flexión T_e (gris), y espesor elástico sin flexión T_e^* (negro).*

esfuerzo a partir del cual se produce la deformación permanente del material, es decir, su resistencia. Según esto, las regiones con $R \geq 1$ sufrirán una deformación frágil o dúctil, mientras que aquellas con $R < 1$ tendrán una deformación elástica o próxima a la deformación permanente.

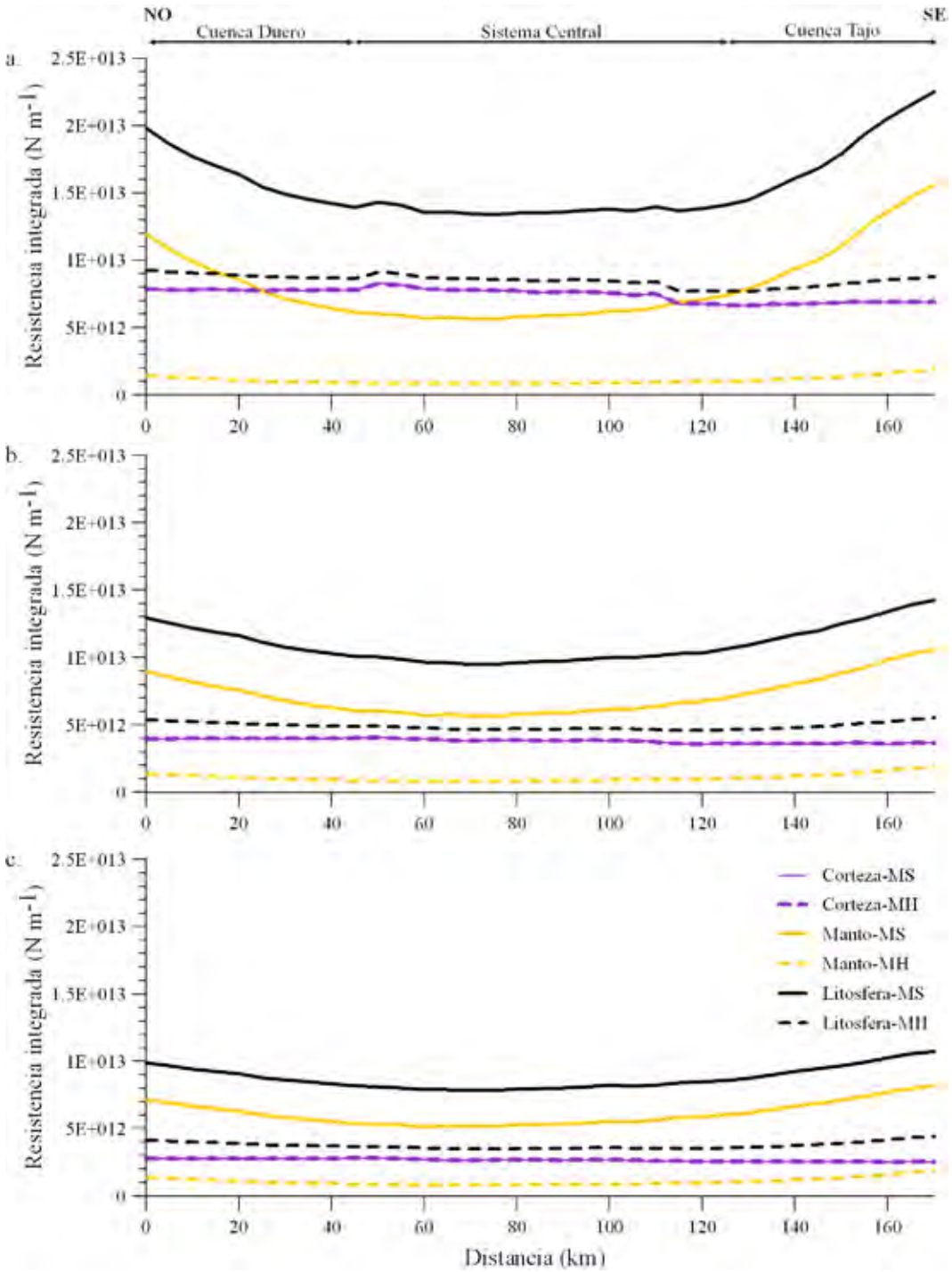


Figura 7.11. *Resistencia integrada de la litosfera, manto y corteza a lo largo de la sección NO-SE: a) régimen inverso, b) régimen de desgarre, y c) régimen normal. MS, manto litosférico seco; MH, manto litosférico húmedo.*

Bajo una carga de 5 MPa, se origina el desacoplamiento de las capas de la litosfera del centro peninsular, independientemente del régimen de esfuerzos y de los parámetros reológicos (Fig. 7.12). En la corteza superior-media y en la parte superior del manto litosférico se desarrollan sendas capas resistentes donde la deformación se acomoda de manera elástica ($R < 1$). En cambio, los esfuerzos desviadores superan el límite de resistencia dúctil en la corteza inferior y en la parte inferior del manto litosférico ($R \geq 1$). Las variaciones de resistencia frágil, al pasar desde un régimen de esfuerzos de falla inversa a uno normal, producen un incremento de los valores de R en la superficie de los modelos. De tal manera que en condiciones extensionales, algunos sectores se encuentran muy próximos a la deformación permanente e incluso experimentan una deformación frágil. Por otro lado, el paso de un manto anhidro a uno hidratado supone una reducción de las regiones mantélicas que tienen un comportamiento elástico. Al aumentar la tectónica a 10 MPa, se obtiene una distribución similar de los valores de R (Fig. 7.13), aunque con un ligero incremento de las áreas con deformación permanente, de tal manera que tanto en un contexto en desgarre como extensional se puede desarrollar fracturación en superficie.

7.7. Discusión

7.7.1. Modelos de resistencia *jelly sandwich vs. crème brûlée*

Desde la publicación del trabajo de Maggi *et al*. (2000), se ha abierto un intenso debate entre los partidarios y detractores del nuevo modelo de resistencia *crème brûlée* (Jackson, 2002; Watts y Burov, 2003; Afonso y Ranalli, 2004; Burov y Watts, 2006; Burov, 2009). Sin embargo, los resultados que va presentando la comunidad científica parecen apoyar mayoritariamente el esquema *jelly sandwich* (Gaspar-Escribano *et al.*, 2001; Garcia-Castellanos *et al.*, 2002; Handy y Brun, 2004; Burov y Watts, 2006; Ruiz *et al.*, 2006a). Burov (2009) señala que el modelo *crème brûlée* se basa en una estimación incorrecta del espesor elástico. Según este autor, los bajos valores de T_e obtenidos por Jackson (2002) en la litosfera de India están producidos por una formulación inconsistente del problema, puesto que utiliza el método de admitancia de aire libre sin tener en cuenta la carga topográfica de los Himalayas. Esta importante conclusión está respaldada, además, por la modelización termomecánica de la deformación litosférica. De tal forma que para simular procesos orogénicos y de subducción se necesita una capa mantélica resistente que pueda soportar las cargas superficiales y tectónicas, ya que en caso contrario se produce su delaminación (Burov y Watts, 2006; Burov, 2009). Por lo tanto, el modelo de resistencia *jelly sandwich* proporcionaría un marco general para explicar el mantenimiento de los principales rasgos de la superficie terrestre durante largos

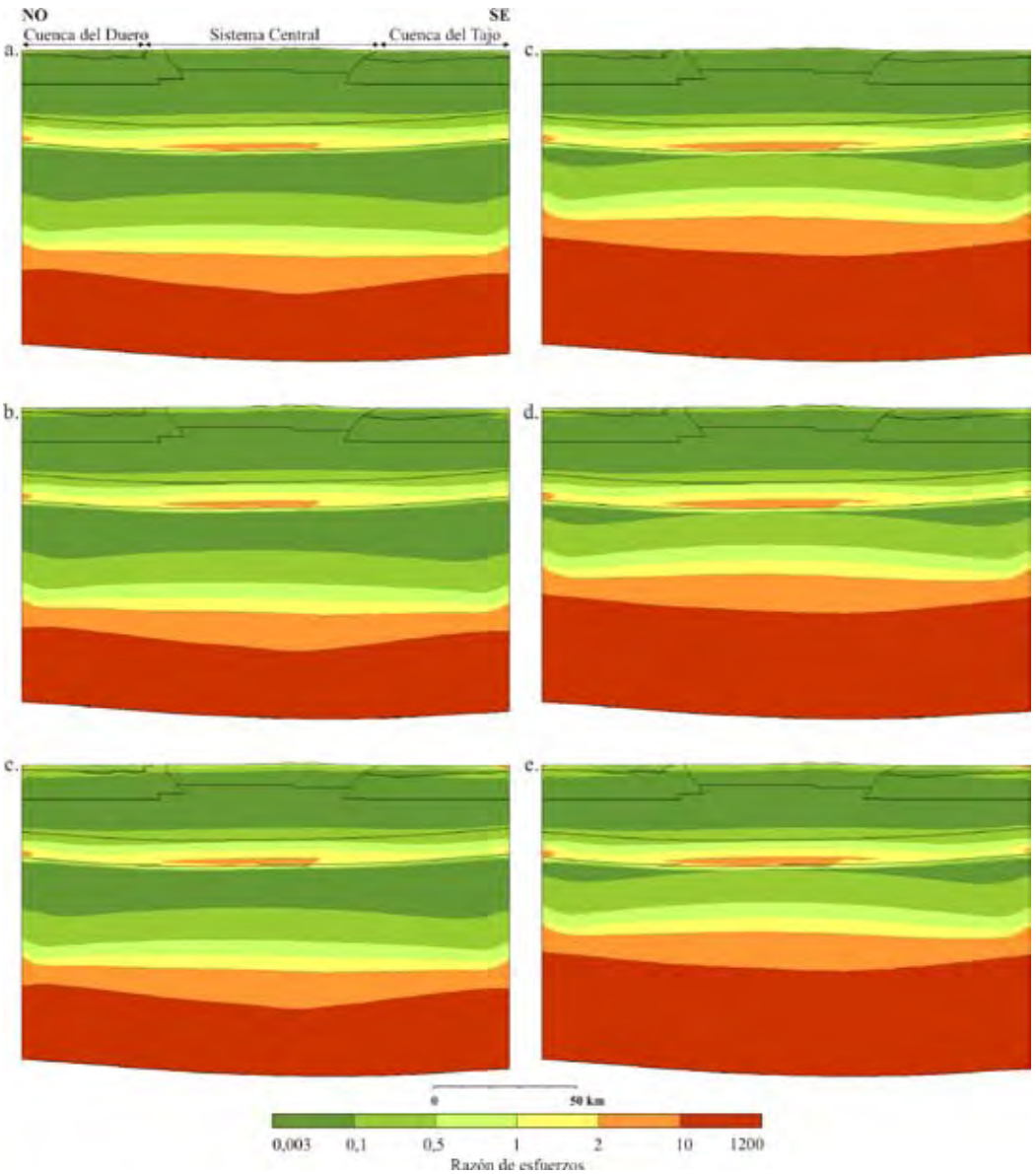


Figura 7.12. *Relación de esfuerzos* σ_e / σ_c *de la litosfera Ibérica al incluir una carga tectónica de 5 MPa. Litosfera con corteza superior y manto litosférico secos: a) régimen inverso, b) régimen de desgarre, y c) régimen normal. Litosfera con corteza superior seca y manto litosférico húmedo: d) régimen inverso, e) régimen de desgarre, y f) régimen normal.*

periodos de tiempo mientras que el modelo *crème brûlée* sería incompatible con estas observaciones.

A partir del cálculo del espesor elástico efectivo teniendo en cuenta la reología de la litosfera y bajo un régimen extensional, se ha propuesto una reología húmeda para el manto litosférico del interior de la península pero que contribuye de manera importante a la resistencia de la litosfera (Ruiz *et al.*, 2006a). Este resultado

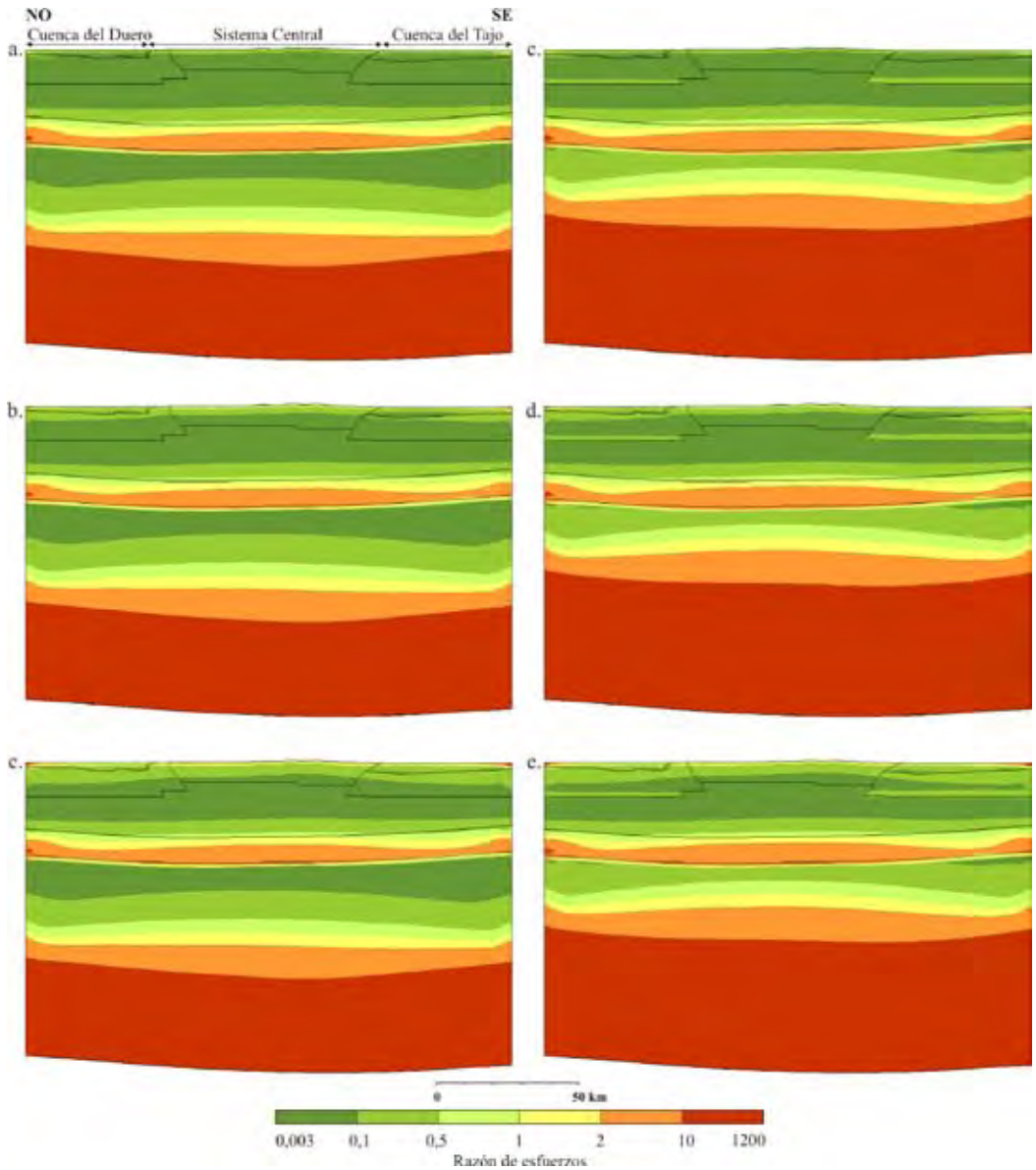


Figura 7.13. *Relación de esfuerzos σ_e / σ_c de la litosfera Ibérica al incluir una carga tectónica de 10 MPa. Litosfera con corteza superior y manto litosférico secos: a) régimen inverso, b) régimen de desgarre, y c) régimen normal. Litosfera con corteza superior seca y manto litosférico húmedo: d) régimen inverso, e) régimen de desgarre, y f) régimen normal.*

posiblemente se deba a que estos autores hayan considerado una corteza sin estratificación reológica, lo cual implicaría que la corteza media no contribuye a la resistencia y permitiría que la resistencia mantélica superase a la cortical. En cambio, el análisis de la resistencia a lo largo de la sección transversal a la cadena intraplaca del Sistema Central proporciona unos resultados muy diferentes al examinar condiciones anhidras o hidratadas en el manto litosférico (Fig. 7.9-7.13). En la modelización con peridotitas secas, la resistencia litosférica está mantenida principalmente por

el manto, aunque la aportación de la corteza puede ser importante bajo un régimen de esfuerzos compresivos (Fig. 7.14). Sin embargo, con una reología húmeda la contribución esencial procede de la corteza. Según esto, la primera situación se correspondería con un esquema de resistencia litosférica tipo *jelly sandwich* y la segunda con uno tipo *crème brûlée*.

El análisis de la deformación intraplaca durante el Cenozoico (capítulo 5) no permite seleccionar una de las dos composiciones como más adecuada ya que se han obtenido idénticos resultados. Estas conclusiones difieren de la simulación numérica realizada por Burov y Watts (2006) y Burov (2009), posiblemente como consecuencia del tipo de comportamiento mecánico empleado. Como ya se indicó en el apartado de discusión 5.7, será necesario añadir el comportamiento plástico en trabajos futuros para estudiar su efecto en los dos tipos de litosferas (manto resistente *vs*. débil) e identificar posibles diferencias en la deformación del interior de Iberia. Aunque no tenemos evidencias sólidas para concretar la composición del manto en el centro peninsular (apartado 5.7.2), teniendo en cuenta las conclusiones de Burov (2009), se deberían descartar las estimaciones obtenidas en este capítulo con un manto peridotítico húmedo debido a que su elevada debilidad implicaría un modelo *créme brûlée*. Por otro lado, el régimen tectónico en el interior de Iberia varía desde condiciones de desgarre a extensión uniaxial (apartado 6.3; Jiménez-Munt y Negredo, 2003; De Vicente *et al.*, 2008a; Olaiz *et al.*, 2009). En este sentido, la resistencia de un manto formado por peridotita seca bajo un régimen de desgarre o normal sería consistente con el esquema *jelly sandwich*, y por este motivo, los siguientes apartados estarán referidos exclusivamente a estos resultados.

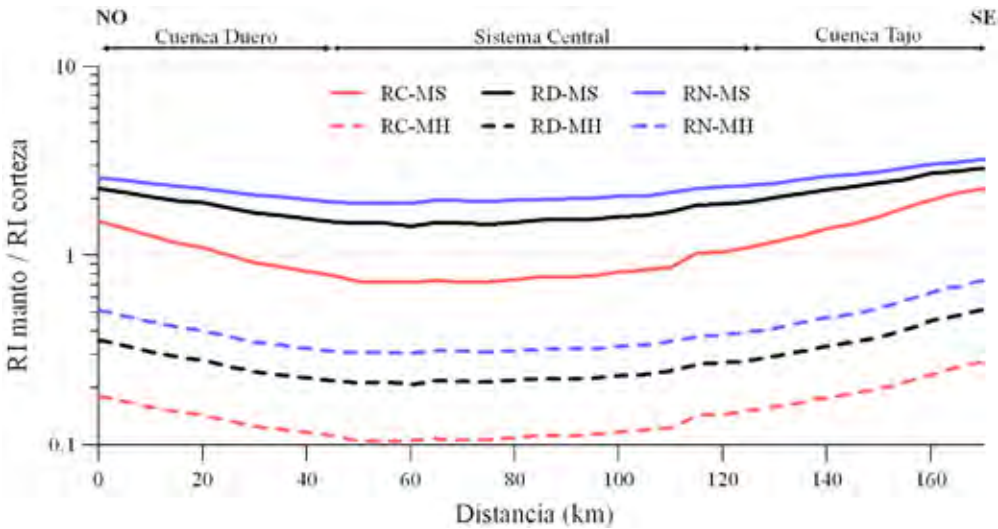


Figura 7.14. *Relación entre la resistencia integrada (RI) del manto y la corteza a lo largo de la sección NO-SE. RC, régimen compresivo; RD, régimen de desgarre; RN, régimen normal; MS, manto litosférico seco; MH, manto litosférico húmedo.*

7.7.2. Sismicidad y resistencia

La resistencia a la fracturación puede proporcionar una estimación de primer orden del esfuerzo necesario para producir el deslizamiento friccional en las partes superficiales de la corteza, y por este motivo se ha intentado establecer su posible relación con la sismicidad cortical (Meissner y Strehlau, 1982; Chen y Molnar, 1983; Sibson, 1986; Zoback y Townend, 2001; Watts y Burov, 2003). Para abordar este tema, se ha recopilado la información disponible sobre la localización hipocentral de los sismos originados en el centro peninsular (coordenadas UTM-huso 30N: Xmin 250000, Xmax 525000, Ymin 4410000 e Ymax 4580000). Inicialmente se obtuvieron 71 terremotos (desde el 27/06/1954 hasta el 27/03/2009) de la base sísmica del Instituto Geográfico Nacional (IGN, s.f.e.). Siguiendo los criterios propuestos en CSN (2006), se han descartado los datos anteriores a 1985 (debido a la baja calidad de la red) y aquellos con magnitudes menores de 2,2 (ya que muestran elevados errores de localización). De los 43 sismos restantes, con una magnitud máxima de 4,2 y distribuidos desde el 14/03/1986 al 21/03/2009, solo 30 tienen estimada la profundidad del hipocentro (Fig. 7.15).

Debido al escaso tamaño del registro instrumental, la sismicidad en el interior de Iberia se ha considerado baja o moderada (Giner, 1996; De Vicente *et al.*, 1996b; Andeweg *et al.*, 1999; Herraiz *et al.*, 2000; Tejero y Ruiz, 2002; De Vicente *et al.*, 2007; De Vicente *et al.*, 2008a). La actividad se concentra hacia el SE de la Cuenca del Tajo, donde es más intensa y ha sido explicada por un levantamiento flexural asociado a las compresiones béticas, y en el borde sur del Sistema Central, donde se nuclearía en fallas del basamento (Giner, 1996; De Vicente *et al.*, 1996b;

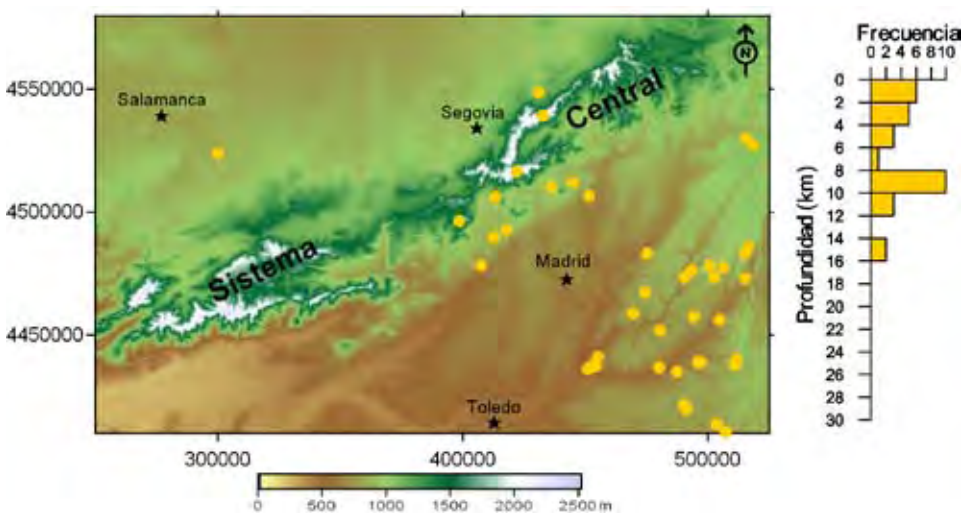


Figura 7.15. *Distribución de la sismicidad instrumental originada a partir de 1985 y con una magnitud superior a 2,2 (puntos amarillos), sobre el modelo digital de elevaciones del centro peninsular (SRTM-90m; UTM 30N). A la derecha se muestra la distribución de estos terremotos con la profundidad (N=30).*

Andeweg *et al.*, 1999; De Vicente *et al.*, 2007). Los resultados del análisis en el que se ha estudiado el efecto de la tectónica sobre la litosfera Ibérica (Figs. 7.12-7.13) indican que la deformación permanente se produce básicamente a partir del *creep* en la base de la corteza y en la parte inferior del manto. Únicamente algunos sectores superficiales podrían deformarse de manera frágil bajo un régimen extensional o de desgarre. Los elevados valores de resistencia en la parte superior del manto impedirían el desarrollo de procesos de fracturación en esta zona. Con estos modelos no puede resolverse la nucleación de terremotos, sin embargo, la acomodación de la deformación en la corteza y manto del centro peninsular de forma elástica (aproximadamente coincidente con las capas competentes) y mediante *creep* asísmico podría explicar la baja sismicidad de esta región. En relación con este tema, hay que añadir que se ha tenido en cuenta la carga horizontal originada por la convergencia entre África-Eurasia pero no se han incorporado las cargas verticales por contrastes de densidad como en el capítulo 5. Diferentes trabajos resaltan la contribución de la flexión de la litosfera por *bending* en las deformaciones (Gaspar-Escribano *et al.*, 2001; Garcia-Castellanos *et al.*, 2002; Neves y Neves, 2009). Por lo tanto, un tema interesante para trabajos futuros será analizar su influencia en la resistencia litosférica del centro peninsular.

La actividad sísmica se desarrolla principalmente en los niveles superiores de la corteza (Fig. 7.15). Aunque el cálculo de la profundidad de los terremotos puede arrastrar errores significativos, la distribución obtenida a partir de los datos del IGN (s.f.e.) quedaría delimitada por el espesor sismogenético que se ha estimado a partir de la transición frágil-dúctil. La máxima profundidad hipocentral está en 16 km y el máximo de T_s es de ~17 km. El tipo de régimen de esfuerzos no produce grandes variaciones en la magnitud de T_s, como también se ha observado en un estudio similar en la zona del Arco de Gibraltar (Fernández-Ibáñez y Soto, 2008). A pesar de que la primera transición se puede situar localmente a menores profundidades (~8-10 km), estas se corresponden con un delgado nivel dúctil intercalado en la base de la corteza superior. Por lo tanto, el campo de deformación frágil no afectaría únicamente a la corteza superior, como en el trabajo de Tejero y Ruiz (Tejero y Ruiz, 2002), sino también a parte de la corteza media. De esta manera, se solucionaría el problema de la formación de terremotos dentro de niveles dúctiles, que dichos autores atribuían a las incertidumbres intrínsecas a la elaboración de los perfiles de resistencia (comparar Fig. 7.2 con 7.9-7.10). Sin embargo, es necesario apuntar que esta discusión quedaría abierta ya que también se ha sugerido que la capa sismogenética puede extenderse a mayores profundidades que la del límite frágil-dúctil (Scholz, 1998; Handy y Brun, 2004; Fernández-Ibáñez y Soto, 2008). En este caso, los terremotos producidos dentro de los dominios dúctiles podrían estar relacionados con niveles con un contenido bajo de fluidos que aumentarían su resistencia, con tasas rápidas de deformación durante las rupturas por terremotos que producirían una extensión del límite frágil-dúctil en profundidad, o con otros modelos reológicos que explicarían la sismicidad en función de inestabilidades friccionales a lo largo de la superficie de falla y no mediante la resistencia de las rocas.

7.7.3. Espesor elástico efectivo y resistencia

Los espesores elásticos sin flexionar y con flexión se diferencian en ~9 km (Fig. 7.16). Sin embargo, Pérez-Gussinyé y Watts (2005) indican que es más conveniente comprobar que las variaciones de espesor elástico se mantienen entre distintas metodologías que comparar sus valores absolutos. En este sentido, ambos espesores muestran unas distribuciones similares a lo largo de la sección estudiada. Puesto que las dos aproximaciones aportan la misma información, únicamente sería necesario utilizar una de ellas para caracterizar la resistencia de una región. La relación que tiene en cuenta el efecto de las flexuras se obtiene a partir de una estructura y composición litosférica concretas e implica el cálculo de la curvatura (apartado 3.4.3; Burov y Diament, 1996). Por estos motivos, parece más adecuado emplear la relación general más sencilla sin flexión.

Las estimaciones del espesor elástico efectivo se sitúan dentro del rango de los estudios anteriores (Van Wees *et al.*, 1996; Pérez-Gussinyé y Watts, 2005; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005b; Tesauro *et al.*, 2007; Martín-Velázquez *et al.*, 2008). Estos datos oscilan entre 5 y 40 km, y para un mismo sector se obtienen diferentes magnitudes debido a las distintas metodologías, o estructuras, composiciones y geotermas que se han utilizado para caracterizar la corteza y la litosfera. Sin embargo, en aquellos trabajos en los que el espesor se ha calculado a partir de la resistencia litosférica se puede observar un aumento paulatino desde la cadena hacia la cuencas (Figs. 7.3 y 7.16; Gómez-Ortiz *et al.*, 2005b; Tesauro *et al.*, 2007; Martín-Velázquez *et al.*, 2008). Los valores elevados (> 60 km) se relacionan con provincias termotectónicas antiguas y de gran espesor térmico (>1,5 G.a.), mientras que los bajos (< 30 km) son indicativos de litosferas más jóvenes y cálidas (orogenias Caledónica, Varisca y

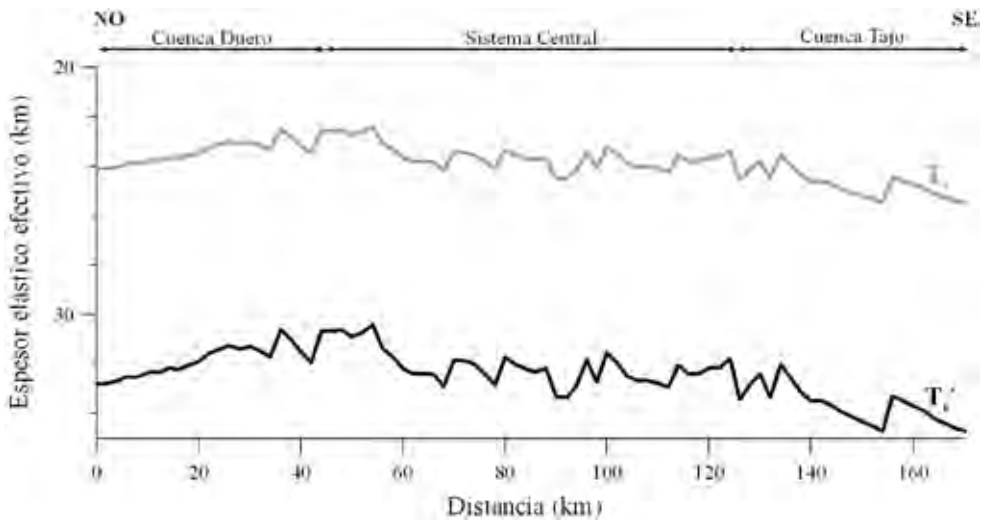


Figura 7.16. *Espesor elástico efectivo a lo largo de la sección NO-SE. T_e, espesor elástico con flexión (gris); T_e^*, espesor elástico sin flexión (negro).*

Alpina) (Pérez-Gussinyé y Watts, 2005). Por lo tanto, a pesar de las discrepancias en las magnitudes del espesor elástico en el centro de Iberia respecto a las estimaciones previas, los valores que se han obtenido son propios de la resistencia de litosferas con menores espesores térmicos.

La variación general de los espesores elásticos de manera transversal a la cadena es consistente con la variación de la resistencia litosférica integrada. Los valores de resistencia integrada también están dentro del rango de estimaciones previas (Tejero y Ruiz, 2002; Tesauro *et al.*, 2007; Fernández *et al.*, 2008), y las diferencias en las magnitudes obtenidas están asociadas de nuevo a la diferente caracterización de la estructura litosférica. Los dos parámetros disminuyen desde las cuencas del Duero y Tajo hacia el interior del Sistema Central en condiciones de desgarre a normales (manto anhidro) (Figs. 7.11, 7.16). La litosfera de la cadena intraplaca es más débil debido a que su resistencia mantélica es más baja, como consecuencia de un mayor espesor de corteza, y a que su geoterma es más alta, debido a la elevada producción de calor de las rocas graníticas variscas (Figs. 7.7a, 7.9). Por otro lado, el entorno del Sistema Central muestra unos espesores elásticos menores que los terrenos del Macizo Ibérico, siguiendo un esquema que es equivalente a la distribución de flujo de calor en la península (comparar Figs. 7.3 y 4.14). Estos resultados enlazarían con los obtenidos a partir del análisis de la deformación de la litosfera Ibérica durante el Cenozoico (capítulo 5). Una de las conclusiones principales de ese capítulo indica que el levantamiento del Sistema Central estuvo condicionado por las variaciones de resistencia que se originan por los contrastes de temperatura y composición. Precisamente, su litosfera más débil respecto a la de las cuencas favoreció la mayor deformación de este sector intraplaca. Además, el desacoplamiento mecánico entre la corteza y el manto, debido a sus características termomecánicas, apoyaría el plegamiento biarmónico de la litosfera Ibérica (capítulo 5; Cloetingh *et al.*, 2002; De Vicente *et al.*, 2007). Por lo tanto, y al menos para esta zona, la resistencia actual sería un reflejo de la resistencia durante el Cenozoico. Así, este estudio confirmaría que la resistencia integrada y el espesor elástico efectivo tienen una correlación directa con la geología, y que ambos parámetros son unos indicadores adecuados para estimar la resistencia de la litosfera durante largos periodos de tiempo (Watts y Burov, 2003; Pérez-Gussinyé y Watts, 2005; Burov, 2009).

Finalmente, al analizar la resistencia integrada cortical en régimen de desgarre y normal, se observa un aumento progresivo desde la cuenca del Tajo hacia el NO (Fig. 7.17), que sería coherente con el incremento del espesor de la capa cortical competente. Esta variación lateral podría relacionarse con la mayor actividad tectónica registrada en la Cuenca del Tajo durante el Plio-Cuaternario (Giner, 1996; De Vicente *et al.*, 1996b, 2007; Herraiz *et al.*, 2000; Rodríguez-Pascua, 2005). A pesar de que la relación entre sismicidad y resistencia litosférica es un tema bastante controvertido, como ya se ha apuntado en el apartado anterior, estos resultados también podrían ser utilizados para argumentar que la escasa sismicidad

de la corteza del Duero podría estar asociada a su mayor resistencia cortical y que la mayor localización de terremotos en el Tajo podría estar favorecida por una menor resistencia en esta zona.

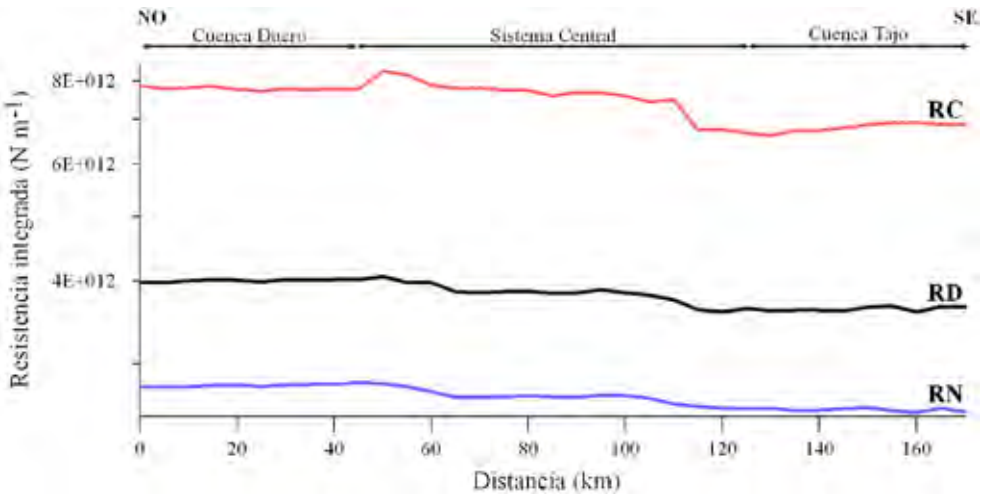


Figura 7.17. *Resistencia integrada de la corteza a lo largo de la sección NO-SE. RC, régimen compresivo; RD, régimen de desgarre; RN, régimen normal.*

Capítulo 8

Conclusiones y futuras líneas de estudio

8.1. Conclusiones

Teniendo en cuenta las limitaciones impuestas por el conocimiento incompleto de la litosfera Ibérica intraplaca (estructura, composición, temperatura, evolución cenozoica, sismicidad) y por las hipótesis simplificadoras adoptadas (p.e. deformación plana), la integración de la información disponible mediante la técnica de los elementos finitos ha sido indispensable para modelizar y analizar algunos de los procesos geodinámicos más relevantes del centro peninsular (cadena montañosa del Sistema Central, y cuencas sedimentarias del Duero y Tajo).

Los *modelos de deformación (capítulo 5)* han permitido a) analizar el efecto de las cargas (tectónica y sedimentaria) y las heterogeneidades (térmicas y de composición) en las deformaciones cezonoicas y b) simular la estructura actual de la corteza y litosfera del interior de la Península Ibérica:

1. La carga tectónica cenozoica, aplicada en los límites laterales en forma de desplazamientos horizontales, produce unas deformaciones horizontales y verticales que son compatibles con los datos geológicos y geofísicos si la litosfera contiene heterogeneidades en su composición y la reología de la corteza superior es seca.

2. La carga sedimentaria, aplicada como el peso del registro terciario, produce la flexión cóncava de la superficie topográfica, configurando el basamento de las cuencas del Duero y Tajo en las partes laterales de los modelos. De

nuevo, en litosferas con variaciones laterales de composición y reologías secas en la corteza superior se obtienen unos desplazamientos verticales consistentes con las profundidades actuales del basamento.

3. Las heterogeneidades laterales de temperatura y/o composición producen variaciones en la resistencia de los materiales de la corteza y manto litosférico, que favorecen el engrosamiento irregular y el plegamiento por cargas tectónicas (*buckling*) y carga sedimentaria (*bending*). Los contrastes térmicos afectan principalmente al límite corteza-manto, mientras que los de composición (en la corteza superior) condicionan la superficie topográfica.

4. El engrosamiento y plegamiento de una litosfera fini-mesozoica adelgazada y con una reología varisca heterogénea (*serie hete-TS-espesor* con la corteza superior seca, Fig. 5.19b), por el acortamiento desde los bordes de colisión pirenaico y bético durante el Cenozoico y por el peso de los sedimentos terciarios, son consistentes con los rasgos generales de la deformación intraplaca actual: acortamiento y relieves en el Sistema Central, basamento de las cuencas del Duero y Tajo, y espesores de la corteza y litosfera.

5. En este modelo de deformación (Fig. 5.19b), el Sistema Central se corresponde a una gran antiforma, con ondulaciones menores que recuerdan la topografía en sierras y cuencas intramontañosas actuales, y los basamentos de las cuencas del Duero y Tajo a dos surcos sinclinales. Para compensar isostáticamente este relieve, en el límite corteza-manto se origina una sinforma, la raíz cortical del Sistema Central, que produce el engrosamiento de la corteza inferior. Finalmente, la base de la litosfera se deforma mediante una gran sinforma.

Los *modelos de esfuerzos (capítulo 6)* han permitido a) establecer las restricciones necesarias para simular el estado de esfuerzos elásticos cenozoicos en la parte superior de la corteza del macizo de El Berrocal (*pop-up* de San Vicente) y en toda la corteza del Sistema Central, y b) analizar el efecto de las variaciones en las magnitudes de esfuerzos resultantes de la topografía, las propiedades elásticas de las rocas y la magnitud de la carga tectónica:

1. Los estados de referencia de esfuerzos uniaxial y litostático se han simulado aplicando respectivamente una carga uniaxial y litostática en los límites laterales de modelos bidimensionales, y ajustando el coeficiente de Poisson a ~0,5 para el estado litostático. El estado de esfuerzos tectónico se ha modelizado añadiendo una carga constante. La carga topográfica y los cambios litológicos también producen desviaciones desde los estados de referencia.

2. El estado tectónico derivado del estado de referencia litostático es el más adecuado para reproducir esfuerzos intraplaca.

3. La distribución de esfuerzos con la profundidad modelizada en el antepaís Ibérico podría ser considerada de primer orden, puesto que aunque no se han incluido aspectos tales como la presión de poros, los esfuerzos térmicos o la presencia de fallas, se ha tenido en cuenta el efecto de las principales heterogeneidades litológicas, la topografía y la tectónica (macizo de El Berrocal, Fig. 6.13b, y Sistema Central, Fig. 6.16a).

4. La magnitud de la carga tectónica en el límite de placas Eurasiático-Africano debe estar próxima a 5-10 MPa, sin llegar a superar los 25 MPa (Fig. 6.16). Esos valores favorecen las permutaciones entre esfuerzos principales y permiten la coexistencia de zonas en desgarre con sectores en extensión en el antepaís ibérico, como parecen indicar las determinaciones de esfuerzos activos.

5. El gradiente del esfuerzo máximo horizontal en el borde sur del Sistema Central oscila entre 25-35 MPa km^{-1}.

Los *modelos de comportamiento reológico (capítulo 7)* han permitido a) caracterizar la resistencia de la litosfera del centro peninsular y b) determinar las implicaciones geodinámicas:

1. La deformación permanente de la litosfera se produce esencialmente de manera frágil en la mitad superior de la corteza, y dúctil en la mitad inferior de la corteza y en el manto. Esta estratificación origina el desacoplamiento mecánico entre corteza y manto.

2. En las condiciones de esfuerzos características del centro peninsular, la elevada resistencia de un manto anhidro favorece un modelo de resistencia litosférica tipo *jelly sandwich* (Fig. 7.9b-c).

3. El espesor sismogenético incluye la corteza superior y parte de la corteza media (~17 km), y engloba la distribución en profundidad de la sismicidad intraplaca.

4. El espesor elástico efectivo y la resistencia integrada aumentan gradualmente desde el Sistema Central hacia las cuencas del Duero y Tajo. Sus magnitudes son consistentes con las de las litosferas fanerozoicas. La menor resistencia de la cadena montañosa está relacionada con su menor resistencia mantélica y con su mayor temperatura, ambos aspectos condicionados en último término por la evolución tectonotermal. La disminución de la resistencia integrada cortical hacia la Cuenca del Tajo podría justificar el incremento paralelo de la actividad sísmica.

5. La convergencia actual entre las placas africana-eurasiática se acomoda principalmente mediante deformación elástica (corteza superior-media y parte superior del manto) y deformación dúctil (corteza inferior y parte inferior del manto) en el interior de la litosfera Ibérica. Este reparto de

la deformación podría explicar la baja sismicidad intraplaca en el centro peninsular.

8.2. Futuras líneas de estudio

La modelización numérica se ha mostrado como un buen método de aproximación a los procesos relacionados con el comportamiento reológico de la litosfera continental. Sin embargo, durante el desarrollo de esta tesis doctoral se han identificado una serie de cuestiones que sería interesante abordar para analizar y comprender mejor la dinámica intraplaca:

1. Aunque la reología viscoelástica ha sido adecuada para estudiar la deformación de la litosfera Ibérica, sería conveniente analizar el efecto de reologías más complejas. Estas deberían incorporar: a) el acoplamiento termomecánico (Gerbault, 2000; Cloetingh *et al.*, 2002; Burg y Schmalholz, 2008), b) la erosión y sedimentación superficial (Cloetingh *et al.*, 2002; Célérier *et al.*, 2005; Burg y Schmalholz, 2008; Maniatis *et al.*, 2009), c) la plasticidad (reología elasto-plástica-viscosa) (Gerbault, 2000; Cloetingh *et al.*, 2002; Célérier *et al.*, 2005; Burg y Schmalholz, 2008), y/o d) la irregularidad temporal de los procesos tectónicos (Célérier *et al.*, 2005).

2. El cálculo de los esfuerzos actuales en el centro peninsular podría completarse añadiendo el efecto de la presión de poros, esfuerzos térmicos o zonas de debilidad (fallas). Incluso sería interesante estudiar la influencia en el régimen intraplaca de los esfuerzos originados por las litosferas Cantábrica y Bética.

3. Respecto a las estimaciones de la resistencia en la litosfera del interior de la península, se deberían examinar las posibles modificaciones de la resistencia integrada y el espesor elástico efectivo como consecuencia de las cargas horizontales tectónicas, e incluir el efecto de las cargas verticales para identificar los sectores con deformación elástica y permanente (Neves y Neves, 2009).

4. Un tema generalizado implicaría la realización de modelos 3D para resolver las limitaciones en el cálculo de los esfuerzos y deformaciones al considerar secciones 2D en deformación plana (Moisio y Kaikkonen, 2006; Burg y Schmalholz, 2008; Maniatis *et al.*, 2009).

Para finalizar, una cuestión fundamental en este planteamiento es la aportación de nuevas observaciones geológicas y geofísicas relacionadas con la estructura de la litosfera Ibérica (p.e. Morales *et al.*, 2008), que permitirá reducir el grado de incertidumbre de la modelización numérica.

Referencias

Ábalos, B., Carreras, J., Druguet, E., Escuder Viruete, J., Gómez Pugnaire, M.T., Lorenzo Álvarez, S., Quesada, C., Rodríguez Fernández, L.R. y Gil-Ibarguchi, J.I. (coord.) (2002): Variscan and Pre-Variscan Tectonics. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y M.T. Moreno, Eds.), Geological Society, London, 155-183.

Aeroservice, Ltd. (1964): *Mapa aeromagnético de la Cuenca del Duero*. Fondo documental del ITGE, Madrid.

Afonso, J.C. y Ranalli, G. (2004): Crustal and mantle strengths in continental lithosphere: is the jelly sandwich model obsolete? *Tectonophysics*, 394, 221-232.

Aldersons, F., Ben-Avraham, Z., Hofstetter, A., Kissling, E. y Al-Yazjeen, T. (2003): Lower-crustal strength under the Dead Sea basin from local earthquake data and rheological modeling. *Earth and Planetary Science Letters*, 214, 129-142.

Alía Medina, M. (1976): Una megaestructura de la meseta ibérica: la Bóveda Castellano-Extremeña. *Estudios Geológicos*, 32, 229-238.

Alonso, A., Floquet, M., Mas, R. y Meléndez, A. (1987): Origine et évolution du détroit ibérique au Crétacé supérieur. *Mémoires géologiques de l'Université de Dijon*, 11, 79-80.

Alonso, J.L. y Pulgar, J.A. (2004): La Cordillera Pirenaica. La estructura tectónica alpina de la Cordillera Pirenaica. Estructura alpina de la Cordillera Cantábrica: generalidades. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 332-334.

Alonso, J.L., Pulgar, J.A., García-Ramos, J.C. y Barba, P. (1996): Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountain (NW Spain). En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 19-22.

Alonso-Gavilán, G., Armenteros, I. (coords.), Carballeira, J., Corrochano, A., Huerta, P. y Rodríguez, J.M. (2004): Cuencas cenozoicas. Cuenca del Duero. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 550-556.

Alonso-Zarza, A.M. y Calvo, J.P. (2002): Tertiary. Tajo basin. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y M.T. Moreno, Eds.), Geological Society, London, 315-320.

Alonso-Zarza, A.M. (coord.), Calvo, J.P., Silva, P.G. y Torres, T. (2004): Cuencas

cenozoicas. Cuenca del Tajo. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 556-559.

Álvarez Cabal, R. y Benito Muñoz, J.J. (1997): Teoría General del MEF. En: *IV Curso de especialización superior en teoría y aplicación práctica del método de los elementos finitos y simulación (E.T.S.I. Industriales de la Universidad Politécnica de Madrid y E.T.S.I. de la Universidad Nacional de Educación a distancia)*, inédito.

Álvarez García, J. (2002): *Análisis gravimétrico e isostático en el Macizo Hespérico*. Diploma de Estudios Avanzados, Universidad Complutense de Madrid, 72 pp.

Álvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 14, 172-177.

Allen, P.A. y Allen, J.R. (2005): *Basin analysis: principles and applications.* Blackwell Publishing, Malden, 549 pp.

Anadón, P. y Roca, E. (1996): Geological setting of the Tertiary basins of the Northeast Spain. En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 43-48.

Ancochea, E. (2004): Canarias y el vulcanismo neógeno peninsular. El vulcanismo neógeno peninsular. La región volcánica de Campo de Calatrava. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 676-677.

Anderson, E.M. (1951): *The dynamics of faulting and dyke formaiton with application to Britain.* Oliver and Boyd, Edinburgh, 206 pp.

Andeweg, B. (2002): *Cenozoic tectonic evolution of the Iberian Peninsula: causes and effects of changing stress fields*. Tesis doctoral, Universidad Libre de Amsterdam, 178 pp.

Andeweg, B., De Vicente, G., Cloetingh, S., Giner, J. y Muñoz Martín, A. (1999): Local stress fields and intraplate deformation of Iberia: variations in spatial and temporal interplay of regional stress sources. *Tectonophysics*, 305, 153-164.

Andrieux, J., Fontboté, J.M. y Mattauer, M. (1971): Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*, 12, 191-198.

ANSYS (2005): *Manual de usuario de la versión 10.0*. Swanson Analysis Systems IP, Inc.

Antón, L. y De Vicente, G. (2006): Tensor actual de esfuerzos y fallas potencialmente activas en el Domo del Tormes (NO de Iberia). *Geogaceta*, 40, 11-14.

Antón López, L. (2003): *Análisis de la fracturación en un área granítica intraplaca: El Domo de Tormes*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 198 pp.

Aracil, E., López Mendieta, F. y Lillo Ramos F.J. (1999): Estructura y sedimentación en una fosa intramontana alpina en el hercínico peninsular: el valle de Amblés (Ávila). En: *Libro homenaje a José Ramírez del Pozo*, Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo, Madrid, 141-150.

Arche, A. y López-Gómez, J. (1996): Origin of the Permian-Triassic Basin, Central Spain. *Tectonophysics*, 266, 433-464.

Arenas, R., Farias, P., Gallastegui, G., Gil Ibarguchi, J.I., González Lodeiro, F., Klein, E., Marquínez, J., Martín Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., Ortega, E., Pablo Maciá, J.G. de, Peinado, M. y Rodríguez-Fernández, L.R. (1988): Características geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia-Trás-os-Montes. En: *Simposios del II Congreso Geológico de España* (J.A. Vera Torres, Ed.), Granada, Universidad de Granada, 75-84.

Argus, D.F., Gordon, R.G., DeMets, C. y Stein, S. (1986): Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *Journal of Geophysical Research*, 94, 5585-5602.

Arias Cuesta, C. (1997): Curso introductorio de utilización del programa de aplicación y prácticas. En: *IV Curso de especialización superior en teoría y aplicación práctica del método de los elementos finitos y simulación (E.T.S.I. Industriales de la Universidad Politécnica de Madrid y E.T.S.I. de la Universidad Nacional de Educación a distancia)*, inédito.

Armenteros, I., Alonso-Gavilán, G. (coords.), Carballeira, J., Corrochano, A., Huerta, P. y Rodríguez, J.M. (2004): Cuencas cenozoicas. Cuencas cenozoicas del Macizo Ibérico. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 581-584.

Armenteros, I., Corrochano, A., Alonso-Gavilán, G., Carballeira, J. y Rodríguez, J.M. (2002): Tertiary. Duero basin (northern Spain). En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y M.T. Moreno, Eds.), Geological Society, London, 309-315.

Artemieva, I.M. (2006): Global 1°×1° thermal model TC1 for the continental lithosphere: Implications for lithosphere secular evolution. *Tectonophysics*, 416, 245-277.

Artemieva, I.M., Thybo, H. y Kaban M.K. (2006): Deep Europe today: geophysical synthesis of the upper mantle structure and lithospheric processes over 3.5 Ga. En: *European Lithosphere Dynamics* (D.G. Gee y R.A. Stephenson, Eds.), Geological Society, London, Memoirs, 32, 11-41.

Artyushkov, E.V. (1973): Stress in the lithosphere caused by crustal thickness inhomogeneities. *Journal of Geophysical Research*, 78, 7675-7708.

Aurell, M., Meléndez, G. y Bádenas, B. (2002b): Jurassic. East Iberian basins. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y M.T. Moreno, Eds.), Geological Society, London, 223-235.

Aurell, M., Meléndez, G., Olóriz, F. (coords.), Bádenas, B., Caracuel, J.E., García-Ramos, J.C., Goy, A., Linares, A., Quesada, S., Robles, S., Rodríguez-Tovar, F.J., Rosales, I., Sandoval, J., Suárez de Centi, C., Tavera, J.M. y Valenzuela, M. (2002a): Jurassic. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y M.T. Moreno, Eds.), Geological Society, London, 213-253.

Baena Pérez, J. y Jérez Mir, L. (1982): *Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s. str.)*. Colección Informes, IGME, Madrid, 256 pp.

Banda, E., Suriñach, E., Aparicio, A., Sierra, J. y Ruiz de la Parte, E. (1981): Crust and upper mantle structure of the central Iberian Meseta (Spain). *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 67, 779-789.

Banks, C.J. y Warburton, J. (1991): Mid-crustal detachment in the Betic system of southeast Spain. *Tectonophysics*, 191, 275-289.

Bea, F. (1985): Los granitoides hercínicos de la mitad occidental del Batolito de Ávila (Sector de Gredos). Aproximación mediante el concepto de superfacies. *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*, 79, 549-572.

Bea, F. (2004): Macizo Ibérico. Zona Centroibérica. Magmatismo de la Zona Centroibérica. La naturaleza del magmatismo de la Zona Centroibérica: consideraciones generales y ensayo de correlación. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 128-133.

Bea, F., Montero, P. y Molina, J.F. (1999): Mafic Precursors, Peraluminous Granitoids, and Late Lamprophyres in the Avila Batolith: a Model for the Generation of Variscan Batholiths in Iberia. *The Journal of Geology*, 107, 399-419.

Bea, F., Montero, P. y Zinger, T. (2003): The Nature, Origin and Thermal Influence of the Granite Source Layer of Central Iberia. *The Journal of Geology*, 111, 579-595.

Bea, F., Villaseca, C. y Bellido, F. (2004): Macizo Ibérico. Zona Centroibérica. Magmatismo de la Zona Centroibérica. El Batolito de Ávila (Sistema Central Español). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 101-110.

Beardsmore, G.R. y Cull, J.P. (2001): *Crustal heat flow. A guide to measurement and modelling*. Cambridge University Press, Cambridge, 332 pp.

Bell, D.R. y Rossman, G.R. (1992): Water in Earth's mantle: the role of nominally anhydrous minerals. *Science*, 255, 1391-1397.

Bellido, F., Capote, R., Casquet, C., Fúster, J.M., Navidad, M., Peinado, M. y Villaseca, C. (1981): Caracteres generales del cinturón hercínico en el sector oriental del Sistema Central Español. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7, 15-51.

Bird, P. (1999): Thin-plate and thin-shell finite-element programs for forward dynamic modeling of plate deformation and faulting. *Computers & Geosciences*, 25, 383-394.

Birot, P. y Solé Sabarís, L. (1954): *Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central Española.* CSIC, Madrid, 87 pp.

Bizzarri, A. (2009): What does control earthquake ruptures and dynamic faulting? A review of different competing mechanisms. *Pure and Applied Geophysics*, 166, 747-776.

Blanco, J. y Merten, R. (1974): *Mapa de isobatas para el techo del Paleozoico y base del Terciario en la Cuenca del Duero*. Hispanoil.

Blanco, M.J. y Spakman, W. (1992): Delay time tomography of the Iberian Peninsula. *Física de la Tierra*, 4, 125-134.

Boillot, G. y Malod, J. (1988): The North and North-west Spanish Continental Margin: a review. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1, 295-316.

Bond, J. (1996): Tectono-sedimentary evolution of the Almazán Basin, NE Spain. En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 203-213.

Boschi, L., Ekström, G. y Kustowski, B. (2004): Multiple resolution surface wave tomography: the Mediterranean basin. *Geophysical Journal International*, 157, 293-304.

Brace, W.F. y Kohlstedt, D.L. (1980): Limits on lithospheric stress imposed by laboratory

experiments. *Journal of Geophysical Research*, 85, 6248-6252.

Brudy, M., Zoback, M.D., Fuchs, K., Rummel, F. y Baumgärtner, J. (1997): Estimation of the complete stress tensor to 8 km depth in the KTB scientific drill holes: Implications for crustal strength. *Journal of Geophysical Research*, 102, 18453-18475.

Buforn, E., Udías, A. y Colombás, M.A. (1988): Seismicity, source mechanisms and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics*, 152, 89-118.

Bultynck, P. y Soers, E. (1971): Le Silurien supérieur et le Dévonien inférieur de la Sierra de Guadarrama (Espagne Central). *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique*, 47, 1-22.

Burg, J.-P. y Podladchikov, Y. (2000): From buckling to asymmetric folding of the continental lithosphere: numerical modelling and application to the Himalayan syntaxes. *Geological Society, London, Special Publications*, 170, 219-236.

Burg, J.-P. y Schmalholz, S.M. (2008): Viscous heating allows thrusting to overcome crustal-scale buckling: Numerical investigation with application to the Himalayan syntaxes. *Earth and Planetary Science Letters*, 274, 189-203.

Burov, E.B. (2003): The upper crust is softer than dry quartzite. *Tectonophysics*, 361, 321-326.

Burov, E.B. (2009): The equivalent elastic thickness (*Te*), seismicity and the long-term rheology of continental lithosphere: Time to burn-out "crème brûlée"? (insights from large-scale geodynamic modeling). *Tectonophysics*, en prensa.

Burov, E.B. y Diament, M. (1992): Flexure of the continental lithosphere with multilayered rheology. *Geophysical Journal International*, 109, 449-468.

Burov, E.B. y Diament, M. (1995): The effective elastic thickness (Te) of continental lithosphere: What does it really mean? *Journal of Geophysical Research*, 100, 3905-3927.

Burov, E. y Diament, M. (1996): Isostasy, equivalent elastic thickness, and inelastic rheology of continents and oceans. *Geology*, 24, 419-422.

Burov, E.B. y Watts, A.B. (2006): The long-term strength of continental lithosphere: "jelly sandwich" or "crème brûlée"? *GSA Today*, 16, 4-10.

Burov, E. y Yamato, P. (2008): Continental plate collision, P-T-t-z conditions and unstable vs. stable plate dynamics: Insights from thermo-mechanical modelling. *Lithos*, 103, 178-204.

Burov, E., Jaupart, C. y Mareschal, J.C. (1998): Large-scale crustal heterogeneities and lithospheric strength in cratons. *Earth and Planetary Science Letters*, 164, 205-219.

Byerlee, J.D. (1978): Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics*, 116, 615-626.

Cabral, J. (1995): *Neotectónica em Portugal Continental.* Memórias do Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 265 pp.

Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., Vidal, F., Alguacil, G. y Jabour, N. (2000): Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: Constraints from travel time tomography. *Journal of Geophysical Research*, 105, 10871-10898.

Calvo, J.P. (2004): Cuencas cenozoicas. Rasgos comunes de las cuencas cenozoicas. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 584-586.

Calvo, J.P., Alonso Zarza, A.M., García del Cura, M.A., Ordóñez, S., Rodríguez-Aranda, J.P. y Sanz Montero, M.E. (1996): Sedimentary evolution of lake systems through the Miocene of the Madrid Basin: paleoclimatic and paleohydrological constraints. En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 272-277.

Calvo, J.P., Daams, R., Morales, J., López-Martínez, N., Agustí, J., Anadón, P., Armenteros, I., Cabrera, L., Civis, J., Corrochano, A., Diaz-Molina, M., Elízaga, E., Hoyos, M., Martín-Suárez, E., Martínez, J., Moissenet, E., Muñoz, A., Pérez-García, P., Pérez-González, A., Portero, J.M., Robles, F., Santisteban, C., Torres, T., Van der Mueulen, A.J., Vera, J.A. y Mein, P. (1993): Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6, 29-40.

Calvo, J.P., Ordóñez, S., García Del Cura, M.A., Hoyos, M., Alonso-Zarza, A.M., Sanz, E. y Rodríguez Aranda, J.P. (1989): Sedimentologia de los complejos lacustres miocenos de la Cuenca de Madrid. *Acta Geológica Hispánica*, 24, 281-298.

Campos Egea, R., Gumiel Martínez, P. y Pardillo Porras, J. (1995): Caracterización cinemática y geométrica de la fracturación en El Berrocal (Toledo, España). *Boletín Geológico y Minero*, 106, 503-516.

Campos Egea, R., Martín Benavente, C., Pérez del Villar, L., Pardillo, J., Fernández-Díaz, M., Quejido, A., De la Cruz, B. y Rivas, P. (1996): Aspectos geológicos: Litología y estructura a escala local y de emplazamiento. *Geogaceta*, 20, 1618-1621.

Capote, R. (1971): *Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del norte de la provincia de Ávila*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 289 pp.

Capote, R. y Vegas, R. (1968): El Paleozoico de los alrededores de Avila. *Estudios Geológicos*, 24, 181-189.

Capote, R., Casquet, C. y Fernández Casals, M.J. (1981): La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central Español. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7, 455-469.

Capote, R., De Vicente, V. y González-Casado, J.M. (1990): Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español. *Geogaceta*, 7, 20-22.

Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L. (coords.), Liesa, C.L. y Arlegui, L.E. (2002): Alpine Tectonics I: The Alpine system north of the Betic Cordillera. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y M.T. Moreno, Eds.), Geological Society, London, 367-400.

Caputo, R. (2005): Stress variability and brittle tectonic structures. *Earth-Science Reviews*, 70, 103-127.

Carminati, E., Doglioni, C. y Barba, S. (2004): Reverse migration of seismicity on thrusts and normal faults. *Earth-Science Reviews*, 65, 195-222.

Carminati, E., Wortel, M.J.R., Meijer, P.Th. y Sabadini, R. (1998): The two-stage opening of the western-central Mediterranean basins: a forward modeling test to a new evolutionary model. *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 667-679.

Carter, N.L. y Tsenn, M. (1987): Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 136, 27-63.

Casas-Sainz, A.M., Cortés-Gracia, A.L. y Maestro-González, A. (2000): Intraplate deformation and basin formation during the Tertiary within the northern Iberian Plate; origin and evolution of the Almazán Basin. *Tectonics*, 19, 258-289.

Casas-Sainz, A.M. y De Vicente, G. (2009): On the tectonic origin of Iberian topography. *Tectonophysics*, en prensa.

Casas Sainz, A.M. y Faccenna, C. (2001): Tertiary compressional deformation of the Iberian plate. *Terra Nova*, 13, 281-288.

Casquet Martín, C. (1975): Metamorfismo plurifacial hercínico intermedio de baja presión en el macizo de San Vicente (Sistema Central español). *Estudios Geológicos*, 31, 217-239.

Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampli, G.M. y Ziegler, P.A. (Eds.) (2004): *The TRANSMED Atlas - The Mediterranean Region from Crust to Mantle.* Springer, Berlin Heidelberg, 141 pp.

Cebriá, J.-M. y López-Ruiz, J. (1995): Alkali basalts and leucitites in an extensional intracontinental plate setting: The late Cenozoic Calatrava Volcanic Province (central Spain). *Lithos*, 35, 27-46.

Cebriá, J.M., López-Ruiz, J., Doblas, M., Martins, L.T. y Munha, J. (2003): Geochemistry of the Early Jurassic Messejana-Plasencia dyke (Portugal-Spain); Implications on the origin of the Central Atlantic Magmatic Province. *Journal of Petrology*, 44, 547-568.

Célérier, J., Sandiford, M., Lundbek Hansen, D. y Quigley, M. (2005): Modes of active intraplate deformation, Flinders Ranges, Australia. *Tectonics*, 24, doi:10.1029/2004TC001679.

Cloetingh, S., Burov, E. y Poliakov, A. (1999): Lithosphere folding: Primary response to compression? (from central Asia to Paris basin). *Tectonics*, 18, 1064-1083.

Cloetingh, S., Burov, E., Beekman, F., Andeweg, B., Andriessen, P.A.M., Garcia-Castellanos, D., de Vicente, G. y Vegas, R. (2002): Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics*, 1041, doi:10.1029/2001TC901031.

Cloetingh, S., Cornu, T., Ziegler, P.A., Beekman, F. y Environmental Tectonics (ENTEC) Working Group (2006): Neotectonics and intraplate continental topography of the northern Alpine Foreland. *Earth-Science Reviews*, 74, 127-196.

Cloetingh, S., Thybo, H. y Faccenna, C. (2009): TOPO-EUROPE: Studying continental topography and Deep Earth-Surface Processes in 4D. *Tectonophysics*, en prensa.

Cloetingh, S.A.P.L., Wortel, M.J.R. y Vlaar, N.J. (1984): Passive margin evolution, initiation of subduction and the Wilson cycle. *Tectonophysics*, 109, 147-163.

Cloetingh, S., Ziegler, P.A., Beekman, F., Andriessen, P.A.M., Matenco, L., Bada, G., Garcia-Castellanos, D., Hardebol, N., Dèzes, P. y Sokoutis, D. (2005): Lithospheric memory, state of stress andrheology: neotectonic controls on Europe's intraplate continental topography. *Quaternary Science Reviews*, 24, 241-304.

Coblentz, D. y Sandiford, M. (1994): Tectonic stress in the African plate: Constraints on the ambient stress state. *Geology*, 22, 831-834.

Coblentz, D.D., Richardson, R.M. y Sandiford, M. (1994): On the gravitational potential of the Earth's lithosphere. *Tectonics*, 13, 929-945.

Coblentz, D.D., Zhou, S., Hillis, R.R., Richardson, R.M. y Sandiford M. (1998): Topography, boundary forces, and the Indo-Australian intraplate stress field. *Journal of Geophysical Research*, 103, 919-931.

Cochran, J.R. (1982): The magnetic quite zone in the eastern gulf of Aden: implications for the early development of the continental margin. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 68, 171-202.

Correia, A. y Ramalho, E.C. (1999): One-dimensional thermal models constrained by seismic velocities and surface radiogenic heat production for two main geotectonic units in southern Portugal. *Tectonophysics*, 306, 261-268.

Correia, A. y Šafanda, J. (2002): Geothermal modeling along a two-dimensional crustal profile in Southern Portugal. *Journal of Geodynamics*, 34, 47-61.

CSN (1998): *Proyecto SIGMA: Análisis del estado de esfuerzos tectónicos reciente y actual en la Península Ibérica.* Colección Otros Documentos, 10.1998, Madrid, 239 pp.

CSN (2000): *Proyecto HIDROBAP. Hidrogeología de medios de baja permeabilidad.* Colección Otros Documentos, 20.2000, Madrid, 238 pp.

CSN (2006): *Proyecto Prior. Determinación de fallas de Primer Orden mediante el análisis integrado de datos geológicos.* Colección Otros Documentos, 15.2006, Madrid, 312 pp.

Cunha, P.P., Martins, A.A., Daveau, S. y Friend, P.F. (2005): Tectonic control of the Tejo River fluvial incision during the late Cenozoic, in Ródão-central Portugal (Atlantic Iberian border). *Geomorphology*, 64, 271-298.

Chen, W.-P. y Molnar, P. (1983): Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research*, 85, 6248-6252.

Chevrot, S. y van der Hilst, R.D. (2000): The Poisson ratio of the Australian crust: geological and geophysical implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 183, 121-132.

Dabrio, C.J. y López-Garrido, A.C. (1970): Estructura en escamas del sector noroccidental de la Sierra de Cazorla (Zona Prebética) y del borde de la depresión del Guadalquivir (provincia de Jaén). *Cuadernos de Geología de la Universidad de Granada*, 1, 149-157.

De Bruijne, C.H. y Andriessen, P.A.M. (2000): Interplay of intraplate tectonics and surface processes in the Sierra de Guadarrama (central Spain), assessed by apatite fission track analysis. *Physics and Chemistry of the Earth*, 25, 555-563.

De Bruijne, C.H. y Andriessen, P.A.M. (2002): Far field effects of Alpine plate tectonism in the Iberian microplate recorded by fault-related denudation in the Spanish Central System. *Tectonophysics*, 349, 161-184.

De Vicente, G. (2009): Guía ilustrada de los cabalgamientos alpinos en el Sistema Central. *Reduca (Geología). Serie Geología Regional*, 1, 1-151.

De Vicente, G., Calvo, J.P. y Muñoz-Martín, A. (1996a): Neogene tectono-sedimentary review of the Madrid Basin. En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 268-271.

De Vicente, G., Cloetingh, S., Muñoz Martín, A., Olaiz, A., Stich, D., Vegas, R., Galindo-Zaldívar, J. y Fernández-Lozano, J. (2008a): Inversion of moment tensor focal mechanisms for active stresses around the microcontinent Iberia: Tectonic implications. *Tectonics*, 27, TC1009, doi: 10.1029/2006TC002093.

De Vicente, G., Cloetingh, S., Vegas, R., Sokoutis, D. y Fernández-Lozano, J. (2008b): Pliegues Litosféricos *on-offshore* de la Placa Ibérica. *Geo-Temas*, 10, 1511-1514.

De Vicente, G., Giner, J.L., Muñoz-Martín, A., González-Casado, J.M. y Lindo, R. (1996b): Determination of present-day stress tensor and neotectonic interval in the Spanish Central System and Madrid Basin, central Spain: Dynamics of Extensional Basins and Inversion Tectonics. *Tectonophysics*, 266, 405-424.

De Vicente, G., González Casado, J.M., Bergamín, J.F., Tejero, R., Babín, R., Rivas, A., Enrile, J.L., Giner, J., Sánchez Serrano, F., Muñoz, A. y Villamor, P. (1992): Alpine structure of the Spanish Central System. En: *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, Universidad de Salamanca, Salamanca, 284-288.

De Vicente, G., González Casado, J.M., Calvo, J.P., Muñoz Martín, A., Giner, J. y Rodríguez Pascua, M. (1994): Evolución y estructuras alpinas en la zona del centro peninsular. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 19, 175-190.

De Vicente, G., Martín Velázquez, S., Rodríguez Pascua, M.A., Muñoz Martín, A., Arcila, M. y Andeweg, B. (2000): Características de los tensores de esfuerzos activos entre la Dorsal Centroatlántica y la Península Ibérica. *Geo-Temas*, 1, 95-98.

De Vicente, G. y Vegas, R. (2009): Large-scale distributed deformation controlled topography along the western Africa-Eurasia limit: Tectonic constraints. *Tectonophysics*, en prensa.

De Vicente, G., Vegas, R., Guimerà, J., Muñoz Martín, A., Casas, A., Martín Velázquez, S., Heredia, N., Rodríguez-Fernández, L.R., González-Casado, J.M., Cloetingh, S., Andeweg, B., Álvarez, J. y Olaiz, A. (2004a): Estructura alpina del Antepaís Ibérico. Evolución geodinámica cenozoica de la placa Ibérica y su registro en el antepaís. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 597-602.

De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz Martín, A., González-Casado, J.M., Carbó, A., Álvarez, J., Cloetingh, S., Andriessen, P., Elorza, F.J. y Olaiz, A. (2004b): Estructura alpina del Antepaís Ibérico. Cadenas sin cobertera. El Sistema Central. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 621-626.

De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz Martín, A., Silva, P.G., Andriessen, P., Cloetingh, S., González Casado, J.M., Van Wees, J.D., Álvarez, J., Carbó, A. y Olaiz, A. (2007): Cenozoic thick-skinned deformation and topography evolution of the Spanish Central System. *Global and Planetary Change*, 58, 335-381.

De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz-Martín, A., Van Wees, J.D., Casas-Sáinz, A.M., Sopeña, A., Sánchez-Moya, Y., Arche, A., López-Gómez, J., Olaiz, A. y Fernández-Lozano, J. (2009): Oblique strain partitioning and transpression on an inverted rift: The Castilian Branch of the Iberian Chain. *Tectonophysics*, 470, 224-242.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. y Stein, S. (1990): Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101, 425-478.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. y Stein, S. (1994): Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21, 2191-2194.

Dewey, J.F., Helman, M.L., Knott, S.D., Turco, E. y Hutton, D.H.W. (1989): Kinematics of the western Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, 45, 265-283.

Dèzes, P., Schmid, S.M. y Ziegler, P.A. (2004): Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics*, 389, 1-33.

Dèzes, P., Schmid, S.M. y Ziegler, P.A. (2005): Reply to comments by L. Michon and O. Merle on "Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere" by P. Dèzes, S.M. Schmid and P.A. Ziegler, Tectonophysics 389 (2004). *Tectonophysics*, 401, 257-262.

Díaz, J. y Gallart, J. (2009): Crustal structure beneath the Iberian Peninsula and surrounding waters: a new compilation of deep seismic sounding results. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 173, 181-190.

Díez Balda, M.A., Vegas, R. y González Lodeiro, F. (1990): Central-Iberian Zone. Autochthonous Sequences. Structure. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García, Eds.), Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 172-188.

Díez Montes, A., Navidad, M., González Lodeiro, F. y Martínez Catalán, J.R. (2004): Macizo Ibérico. Zona Centroibérica. Dominio del Ollo de Sapo. Estratigrafía. El Ollo de Sapo. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 69-72.

Dixon, J.E., Dixon, T.H., Bell, D.R. y Malservisi, R. (2004): Lateral variation in upper mantle viscosity: role of water. *Earth and Planetary Science Letters*, 222, 451-467.

Doblas, M.M. (1989): *Estudio de las deformaciones tardihercínicas de los granitoides de un sector del Sistema Central Español (zona central de Gredos y áreas adyacentes*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 465 pp.

Docherty, C. y Banda, E. (1995): Evidence for the eastward migration of the Alboran Sea bases on regional subsidence analysis: A case for basin formation by delamination of the subcrustal lithosphere? *Tectonics*, 14, 804-818.

Duggen, S., Hoernle, K., van der Bogaard, P. y Harris, C. (2004): Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters*, 218, 91-108.

Dunn, A.M., Reynolds, P.H., Clarke, D.B. y Ugidos, J.M. (1998): A comparison of the age and compisition of the Shelbourne dyke, Nova Scotia, and the Messejana dyke. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35, 1110-1115.

Elorza, F.J., Nita, R., Flórez, F., Paredes, C., Vives, L., Ruiz, E., Sánchez Vila, X., Carrera, J., Martín, S., Muñoz, A., de Vicente, G., Vela, A.

y Bajos, C. (2003): Simulación hidrogeológica estocástica en medios geológicos fracturados. En: *Geoestadística y modelos matemáticos en hidrogeología* (J. Mateu y I. Morell, Eds.), Publicacions de la Universitat Jaume I, Castellón, 139-194.

Ellsworth, C. y Ranalli, G. (2002): Crustal temperatures in the Variscan massif of southern Portugal: an assessment of the effects of parameter variations. *Journal of Geodynamics*, 34, 1-10.

Engelder, T. (1993): *Stress regimes in the Lithosphere.* Princeton University, New York, 451 pp.

England, P. y Molnar, P. (1991): Inferences of deviatoric stress in actively deforming belts from simple physical models. *Philosophical Transactions: Physical Sciences and Engineering*, 337, 151-164.

Escuder Viruete, J., Díez Balda, M.A., Rubio Pascual, F.J., González Casado, J.M., Barbero, L., Martínez Poyatos, D., Villar, P. y Martínez Catalán, J.R. (2004): Macizo Ibérico. Zona Centroibérica. Dominio del Complejo Esquisto-grauváquico. Estratigrafía. La extensión varisca tardiorogénica y las deformaciones tardías. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 87-92.

Escuder Viruete, J., Hernáiz Huerta, P.P., Valverde-Vaquero, P., Rodríguez-Fernández, L.R. y Dunning, G. (1998): Variscan syncollisional extension in the Iberian Massif: structural, metamorphic and geochronological evidence from the Somosierra sector of the Sierra de Guadarrama (Central Iberian Zone, Spain). *Tectonophysics*, 290, 87-109.

Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín-Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., Pablo Maciá, J.G. de y Rodríguez-Fernández, L.R. (1987): Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Memórias - Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, Faculdade de Ciençias, Universidade do Porto*, 1, 411-431.

Fernandes, R.M.S., Ambrosius, B.A.C., Noomen, R., Bastos, L., Wortel, M.J.R., Spakman, W. y Govers, R. (2003): The relative motion between Africa and Eurasia as derived from ITRF2000 and GPS data. *Geophysical Research Letters*, 30, doi:10.1029/2003GL017089.

Fernández, J., Fernández, M., Miguelsanz, L. y Camacho, A.G. (2008): On the interpretation of gravity tide residuals in the Iberian Peninsula. *Journal of Geodynamics*, 45, 18-31.

Fernàndez, M. y Ranalli, G. (1997): The role of rheology in extensional basin formation modelling. *Tectonophysics*, 282, 129-145.

Fernàndez, M., Marzán, I. y Torne, M. (2004): Lithospheric transition from the Variscan Iberian Massif to the Jurassic oceanic crust of the Central Atlantic. *Tectonophysics*, 386, 97-115.

Fernàndez, M., Marzán, I., Correia, A. y Ramalho, E. (1998): Heat flow, heat production, and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 291, 29-53.

Fernández-Ibáñez y Soto, J.I. (2008): Crustal rheology and seismicity in the Gibraltar Arc (western Mediterranean). *Tectonics*, 27, doi:10.1029/2007C002192.

Fernández-Lozano, J., Sokoutis, D., Willingshofer, E., Olaiz, A.J., Cloetingh, S. y De Vicente, G. (2008): Modelación análoga de pliegues litosféricos del Microcontinente Iberia. *Geo-Temas*, 10, 1515-1518.

Fernández-Viejo, G., Gallart, J., Pulgar, J.A., Córdoba, D. y Dañobeitia, J.J. (2000): Seismic signature of Variscan and Alpine tectonics in NW Iberia: Crustal structure of the Cantabrian Mountains and Duero basin. *Journal of Geophysical Research*, 105, 3001-3018.

Ferreira-Soares, A., Fonseca-Marques, J., Rocha, R.E.B., Proença e Cunha, P., Pinto-Duarte, L.V., Sequeira, A.J.D., Bernardo de Sousa, M., Gama-Pereira, L.C., Gomes, E., Pereira, E. y Rola dos Santos, J. (2005): *Carta Geológica de Portugal, Folha 19-D, Coimbra-Lousà 1:50000*. Instituto de Engenharia, Tecnología e Inovaçao.

Fontboté, J.M. y Vera, J.A. (1983): La Cordillera Bética. En: *Geología de España, Libro Jubilar J.M. Ríos* (J.A. Comba, Coord.), IGME, Madrid, 205-342.

Fúster, J.M. y Villaseca, C. (1987): El complejo plutónico hercínico-tardihercínico del Sistema Central Español. En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo Hespérico* (F. Bea, A. Carnicero, J.C. Gonzalo, M. López-Plaza y M.D. Rodríguez Alonso, Eds.), Rueda, Madrid, 27-36.

Galindo, C., Huertas, M.J. y Casquet, C. (1994): Cronología Rb-Sr y K-Ar de diques de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español). *Geogaceta*, 16, 23-26.

Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1993): Stress and palaeostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to the present). *Tectonophysics*, 227, 105-126.

Gallastegui Suárez, J. (2000): Estructura cortical de la cordillera y margen continental cantábricos: perfiles ESCI-N. *Trabajos de Geología*, 22, 9-234.

García de Figuerola, L.C., Corretgé, L.G. y Bea, F. (1974): El dique de Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos de Extremadura. Estudio comparativo. *Boletín Geológico y Minero*, 85, 308-337.

García, A., Mas, R. (coords.), Segura, M., Carenas, B., García-Hidalgo, J.F., Gil, J., Alonso, A., Aurell, M., Bádenas, B., Benito, M.I., Meléndez, A. y Salas, R. (2004): Cordilleras Ibérica y Costero-Catalana. El Rift Mesozoico Ibérico. Segunda fase de post-rifting: Cretácico Superior. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 510-522.

García, A., Segura, M., Calonge, A. y Carenas, B. (1989): Unidades estratigráficas para la organización de la sucesión sedimentaria de la Plataforma del Albiense-Cenomaniense de la Cordillera Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 2, 303-333.

Garcia-Castellanos, D., Fernàndez, M. y Torne, M. (2002): Modeling the evolution of the Guadalquivir foreland basin (southern Spain). *Tectonics*, 21, doi:10.1029/2001TC001339.

Garzón, G. y López-Martínez, N. (1978): Los roedores fósiles de los Barros (Ávila). Datación del Paleógeno continental en el Sistema Central. *Estudios Geológicos*, 34, 571-575.

Garzón, M.G., Pedraza, J. y Ubanell, A.G. (1982): Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico (sectores de Gredos y Guadarrama). *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*, 76, 475-496.

Gaspar-Escribano, J.M., van Wess, J.D., ter Voorde, M., Cloetingh, S., Roca, E., Cabrera, L., Muñoz, J.A., Ziegler, P.A. y Garcia-Castellanos, D. (2001): Three-dimensional flexural modelling of the Ebro Basin (NE Iberia). *Geophysical Journal International*, 145, 349-367.

Gerbault, M. (2000): At what stress level is the central Indian Ocean lithosphere buckling? *Earth and Planetary Science Letters*, 178, 165-181.

Gil, J., Carenas, M., Segura, M., García Hidalgo, J.F. y García, A. (2004): Revisión y correlación de las unidades litoestratigráficas del Cretácico Superior en la región central y oriental de España. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 17, 249-266.

Gimeno, M.J., Crespo, M.T., Gordienko, F., Martínez, B., Reyes, E., Rivas, P. y Ivanovich, M. (1996): Procesos de interacción de agua-roca y comportamiento del uranio en el sistema granítico de El Berrocal (España). *Geogaceta*, 20, 1626-1629.

Giner, J.L. (1996): *Análisis neotectónico y sismotectónico en el sector centro-oriental de la cuenca del Tajo*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 345 pp.

Goetze, C. (1978): The mechanisms of creep in olivine. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 288, 99-119.

Goetze, C. y Evans, B. (1979): Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 59, 463-478.

Gölke, M. y Coblentz, D. (1996): Origins of the European regional stress field. *Tectonophysics*, 266, 11-24.

Gómez, J.J., Díaz-Molina, M. y Lendínez, A. (1996): Tectono-sedimentary analysis of the Loranca Basin (Upper Oligocene-Miocene, Central Spain): a "non-sequenced" foreland basin. En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 285-294.

Gómez, J.J. (coord.), Fernández-López, S.R. y Goy, A. (2004): Cordilleras Ibérica y Costero-Catalana. El Rift Mesozoico Ibérico. Primera fase de post-rifting: Jurásico Inferior y Medio. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 495-503.

Gómez, P., Turrero, M.J., Garralón, A., Peña, J., Buil, B., de la Cruz, B., Sánchez, M., Sánchez, D.M., Quejido, A., Bajos, C. y Sánchez, L. (2006): Hydrogeochemical characteristics of deep groundwaters of the Hesperian Massif (Spain). *Journal of Iberian Geology*, 32, 113-131.

Gómez Ortiz, D. (2001): *La estructura de la corteza en la zona central de la Península Ibérica*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 352 pp.

Gómez-Ortiz, D., Tejero, R., Ruiz, J., Babín-Vich, R. y González-Casado, J.M. (2005b): Estimating the effective elastic thickness of the lithosphere of the Iberian peninsula based on multitaper spectral analysis. *Geophysical Journal International*, 160, 729–735.

Gómez-Ortiz, D., Tejero-López, R., Babín-Vich, R. y Rivas-Ponce, A. (2005a): Crustal density

structure in the Spanish Central System derived from gravity data analysis (Central Spain). *Tectonophysics*, 403, 131-149.

González de Vallejo, L.I., Serrano, A.A., Capote, R. y De Vicente, G. (1988): The state of stress in Spain and its assessment by empirical methods. En: *Rock Mechanics and Power Plants. Proceedings of the ISRM symposium* (M. Romana, Ed.), Balkema, Rotterdam, 165-172.

González Lodeiro, F. (1981): Posición de las series infraordovícicas en el extremo oriental del Sistema Central y su correlación. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 2, 125-134.

González Lodeiro, F., Díez Montes, A. y Martínez Catalán, J.R. (2004a): Macizo Ibérico. Zona Centroibérica. Dominio del Ollo de Sapo. Estratigrafía. Secuencia preordovícica. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 69.

González Lodeiro, F., Díez Montes, A. y Vegas, R. (2004b): Macizo Ibérico. Zona Centroibérica. Dominio del Complejo Esquisto-grauváquico. Estructura. Las deformaciones prevariscas. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 83.

Goula, X., Olivera, C., Fleta, J., Grellet, B., Lindo, R., Rivera, L.A., Cisternas, A. y Carbon, D. (1999): Present and recent stress regime in the eastern part of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 308, 487-502.

Govers, R. y Meijer, P.T. (2001): On the dynamics of the Juan de Fuca plate. *Earth and Planetary Science Letters*, 198, 115-131.

Guest, B., Guest, A. y Axen, G. (2007): Late Tertiary tectonic evolution of northern Iran: A case for simple crustal folding. *Global and Planetary Change*, 58, 435-453.

Gutiérrez-Marco, J.C. (coord.), Robardet, M., Rábano, I., Sarmiento, G.N., San José Lancha, M.A., Herranz Araújo, P. y Pieren Pidal, A.P. (2002): Ordovician. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y M.T. Moreno, Eds.), Geological Society, London, 31-49.

Gutiérrez-Marco, J.C., San José, M.A. y Pieren, A.P. (1990): Central-Iberian Zone. Autochthonous Sequences. Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García, Eds.), Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 160-171.

Gutscher, M.-A., Malod, J., Rehault, J.-P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L. y Spakman, W. (2002): Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*, 30, 1071-1074.

Haas, R., Nothnagel, A., Campbell, J. y Gueguen, E. (2003): Recent crustal movements observed with the European VLBI network: geodetic analysis and results. *Journal of Geodynamics*, 35, 391-414.

Handy, M.R. y Brun, J.-P. (2004): Seismicity, structure and strength of the continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 427-441.

Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. En: *Sea level changes. An integrated approach* (C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagoner, Eds.), Society of Economic, Palentolologists and Mineralogists, Special Publication, 42, 71-108.

Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., De Graciansky, P.C. y Vail, P.R. (1998): Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. En: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins* (P.-C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin y P. Vail, Eds.), Society of Economic, Palentolologists and Mineralogists, Special Publication, 60, 3-13.

Hernando, S. (1977): Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza (provincias de Segovia, Soria y Guadalajara). *Seminarios de Estratigrafía, Serie monografías*, 2, 1-408.

Hernando, S. (1980): Mapa geológico del Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 6, 21-54.

Hernando, S., Schott, J.J., Thuizat, R. y Montigny, R. (1980): Age des andésites et des sediments interstratifies dans la region d'Atienza (Espagne). Etude stratigraphique, géochronologique et paléomagnetique. *Sciences Géologiques. Bulletin*, 33, 119-128.

Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo-Ñaupari, R., Giner, J., Simón, J.L., González-Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuéndez, J.I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A.L., Ramírez, M. y Lucini, M. (2000): The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, 19, 762-786.

Herrero, A., Alonso Gavilán, G. y Colmenero, J.R. (2004): Estratigrafía del subsuelo en el sector noroeste de la cuenca del Duero (Provincia de

León). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 17, 199-216.

Huertas, M.J. (1990): *Las asociaciones filonianas tardihercínicas en la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 335 pp.

Huertas, M.J. y Villaseca, C. (1994): Les derniers cycles magmatiques posthercyniens du système central espagnol: les essaims filoniens calco-alcalins. *Schweizerische Mineralogische und Petrografische Mitteilungen*, 74, 383-401.

Humphreys, E.R., Bailey, K., Wall, F., Hawkesworth, C.J. y Kearns, S. (2008): Highly heterogeneous mantle sampled by rapidly erupted carbonate volcanism. En: *9th International Kimberlite Conference*, Frankfurt, 9IKC-A-00255.

IGN (s.f.e.): *Catálogo y boletines sísmicos*. http://www.ign.es/ign/es/IGN/SisCatalogo.jsp (Consulta: 30-6-2009).

ILIHA DSS Group (1993): A deep seismic sounding investigation of lithospheric heterogeneity and anisotropy beneath the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 221, 35-51.

Jackson, J. (2002): Strength of the continental lithosphere: time to abandon the jelly sandwich? *GSA Today*, 12, 4-10.

Jaeger, J.C. y Cook, N.G.W. (1969): *Fundamentals of Rock Mechanics*. Chapman and Hall, London, 515 pp.

Jaupart, C. y Mareschal, J.-C. (1999): The thermal structure and thickness of continental roots. *Lithos*, 48, 93-114.

Jiménez-Munt, I., Bird, P. y Fernández, M. (2001): Thin-shell modeling of the neotectonics in the Azores-Gibraltar region. *Geophysical Research Letter*, 28, 1083-1086.

Jiménez-Munt, I. y Negredo, A.M. (2003): Neotectonic modelling of the western part of the Africa-Eurasia plate boundary: from the Mid-Atlantic ridge to Algeria. *Earth and Planetary Science Letters*, 205, 257-271.

Jiménez-Munt, I., Sabadini, R., Gardi, A. y Bianco, G. (2003): Active deformation in the Mediterranean from Gibraltar to Anatolia inferred from numerical modeling and geodetic and seismological data. *Journal of Geophysical Research*, 108, doi:10.1029/2001JB001544.

Julià, J. y Mejía, J. (2004): Thickness and Vp/Vs ratio variation in the Iberian Crust. *Geophysical Journal International*, 156, 59-72.

Julivert, M., Fontboté, J.M., Riberio, A. y Nabais-Conde, L.E. (1972): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares a escala 1:1.000.000.* IGME, Memoria explicativa, 113 pp.

Jurado, M.J. y Müller, B. (1997): Contemporary tectonic stress in northeastern Iberia. New results from borehole breakout analysis. *Tectonophysics*, 282, 99-115.

Karato, S. (2009): Rheology of the deep upper mantle and its implications for the preservation of the continental roots: A review. *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2009.04.011,

Karato, S.I. y Wu, P. (1993): Rheology of the upper mantle: a synthesis. *Science*, 260, 771-778.

Kirby, S.H. (1983): Rheology of the lithosphere. *Reviews of Geophysics*, 21, 1458-1487.

Kohlstedt, D.L., Evans, B. y Mackwell, S.J. (1995): Strength of the lithosphere: constraints imposed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research*, 100, 17587-17602.

Kusznir, N.J. (1991): The distribution of stress with depth in the lithosphere: thermo-rheological and geodynamic constraints. *Philosophical Transactions: Physical Sciences and Engineering*, 337, 95-107.

Lachenbruch, A.H. (1968): Preliminary geothermal model for the Sierra Nevada. *Journal of Geophysical Research*, 73, 6977-6989.

Lachenbruch, A.H. (1970): Crustal temperature and heat production: implications of the linear heat flow relationship. *Journal of Geophysical Research*, 75, 3291-3300.

Lago, M., Arranz, E. y Galé, C. (2002): Palaeozoic magmatism. Volcanic rocks. Stephanian-Permian volcanism of the Iberian Ranges and Atienza. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y M.T. Moreno, Eds.), Geological Society, London, 126-128.

Lago, M., Gil, A., Arranz, E., Galé, C. y Pocoví, A. (2005): Magmatism in the intracratonic Central Iberian basins during the Permian: Palaeoenvironmental consequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229, 83-103.

Lago, M. (coord.), Arranz, E., Gil, A. y Pocovi, A. (2004): Cordilleras Ibérica y Costero-Catalana. Magmatismo asociado. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 522-525.

Liu, L. y Zoback, M.D. (1992): The effect of topography on the state of stress in the crust: application to the site of the Cajon

Pass Scientific Drilling Project. *Journal of Geophysical Research*, 97, 5095-5108.

Lonergan, L. y White, N. (1997): Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 16, 504-522.

López-Fernández, C., Pulgar, J.A., Glez.-Cortina, J.M., Gallart, J., Díaz, J. y Ruiz, M. (2004): Actividad sísmica en el noroeste de la Península Ibérica observada por la red sísmica local del Proyecto GASPI (1999-2002). *Trabajos de Geología*, 24, 91-106.

López-Gómez, J., Arche, A. y Pérez-López, A. (2002): Permian and Triassic. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y M.T. Moreno, Eds.), Geological Society, London, 185-212.

López-Ruiz, J., Cebriá, J.M., Doblas, M., Oyarzun, R., Hoyos, M. y Martín, C. (1993): Cenozoic intra-plate volcanism related to extensional tectonics at Calatrava, central Iberia. *Journal of the Geological Society*, 150, 915-922.

Lund, B. y Zoback, M.D. (1999): Orientation and magnitude of *in situ* stress to 6.5 km depth in the Baltic Shield. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 36, 169-190.

Macaya, J., González Lodeiro, F., Martínez Catalán, J.R. y Álvarez, F. (1991): Continuous deformation ductile thrusting and backfolding of cover and basament in the Sierra de Guadarrama Hercynian orogen of central Spain. *Tectonophysics*, 191, 291-309.

Maestro, A. (1999): *Estructura y evolución alpina de la Cuenca de Almazán (Cordillera Ibérica)*. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, 334 pp.

Maggi, A., Jackson, J.A., McKenzie, D. y Preistley, K. (2000): Earthquake focal depths, effective elastic thickness, and the strength of the continental lithosphere. *Geology*, 28, 495-498.

Mainprice, D. y Jaoul, O. (2009): A transmission electron microscopy study of experimentally deformed quartzite with different degrees of doping. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 172, 55-66.

Maniatis, G., Kurfeb, D., Hampel, A. y Heidbach, O. (2009): Slip acceleration on normal faults due to erosion and sedimentation - Results from a new three-dimensional numerical model coupling tectonics and landscape evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 284, 570-582.

Martín, S. y De Vicente, G. (1995): Paleoesfuerzos en el borde suroccidental de la Cuenca de Madrid (Montes de Toledo). *Geogaceta*, 18, 11-14.

Martín-Algarra, A. y Vera, J.A. (2004): Cordillera Bética y Baleares. Rasgos generales. La Cordillera Bética y las Baleares en el contexto del Mediterráneo Occidental. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 352-354.

Martín-Chivelet, J. (coord.), Berástegui, X., Rosales, I., Vilas, L., Vera, J.A., Caus, E., Gräfe, K.-U., Mas, R., Puig, C., Segura, M., Robles, S., Floquet, M., Quesada, S., Ruiz-Ortiz, P.A., Fregenal-Martínez, M.A., Salas, R., Arias, C., García, A., Martín-Algarra, A., Meléndez, M.N., Chacón, B., Molina, J.M., Sanz, J.L., Castro, J.M., García-Hernández, M., Carenas, B., García-Hidalgo, J., Gil, J. y Ortega, F. (2002): Cretaceous. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y M.T. Moreno, Eds.), Geological Society, London, 255-292.

Martín González, F. (2005): *Tectónica Alpina, Neotectónica y Sismotectónica en la terminación occidental de los relieves cantábricos (Noroeste del Macizo Ibérico). Marco tectónico de las crisis sísmicas de Lugo*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 313 pp.

Martín-González, F. (2009): Cenozoic tectonic activity in a Variscan basement: Evidence from geomorphological markers and structural mapping (NW Iberian Massif). *Geomorphology*, 107, 210-225.

Martín-González, F., Capote, R., Barbero, L., Insua, J.M. y Martínez-Díaz, J.J. (2006): Primeros resultados de huellas de fisión en apatito en el sector Lugo-Ancares (Noroeste de la Península Ibérica). *Geogaceta*, 40, 79-82.

Martín-González, F., Capote, R., Barbero, L., Insua, J.M., Martínez-Díaz, J.J. y Heredia, N. (2008): Historia tectonotermal Mesozoica y Cenozoica del NO peninsular establecida mediante termocronología de huellas de fisión en apatito. *Geo-Temas*, 10, 377-380.

Martín-Serrano, A. (1991): La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 4, 337-351.

Martín-Serrano, A., Mediavilla, R. y Santisteban J.I. (1996a): North-western Cainozoic record: present knowledge and correlation problem. En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 237-246.

Martín Serrano, A. y Olmo Sanz, A. (1990a): *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Cartografía y memoria del Mesozoico y Cenozoico de la Hoja 507, El Espinar*. ITGE,

Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid.

Martín Serrano, A. y Olmo Sanz, A. (1990b): *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Cartografía y memoria del Mesozoico y Cenozoico de la Hoja 508, Cercedilla*. ITGE, Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid.

Martín-Serrano, A., Santisteban J.I. y Mediavilla, R. (1996b): Tertiary of Central System basins. En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 255-260.

Martín-Velázquez, S., De Vicente, G. y Elorza, F.J. (2008): Resistencia, espesor elástico efectivo y deformación de la litosfera Ibérica (Sistema Central y cuencas del Duero y Tajo). *Geo-Temas*, 10, 1523-1526.

Martín-Velázquez, S., de Vicente, G. y Elorza, F.J. (2009): Intraplate stress state from finite element modelling: The southern border of the Spanish Central System. *Tectonophysics*, 473, 417-427.

Martín Velázquez, S. y Elorza, F.J. (2007): Deformación cenozoica de la litosfera Ibérica: Sistema Central y cuencas del Duero y Tajo. *Geogaceta*, 42, 11-14.

Martínez, R.M., Lago, M., Valenzuela, J.I., Vaquer, R., Salas, R. y Dumitrescu, R. (1997): El volcanismo triásico y jurásico del sector SE de la Cadena Ibérica y su relación con los estadios de rift mesozoicos. *Boletín Geológico y Minero*, 108, 367-376.

Martínez Catalán, J.R., González Lodeiro, F., González Clavijo, E., Fernández Rodríguez, C. y Díez Montes, A. (2004b): Macizo Ibérico. Zona Centroibérica. Dominio del Ollo de Sapo. Estructura. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 75-78.

Martínez Catalán, J.R., Gutiérrez-Marco, J.C., Hacar, M.P., Barros Lorenzo, J.C., González Clavijo, E. y González Lodeiro, F. (2004a): Macizo Ibérico. Zona Centroibérica. Dominio del Ollo de Sapo. Estratigrafía. Secuencia preorogénica del Ordovícico-Devónico. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 72-75.

Martínez Catalán, J.R., Martínez Poyatos, D. y Bea, F. (coords.) (2004c): Macizo Ibérico. Zona Centroibérica. Dominio del Ollo de Sapo. Estructura. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 68-133.

Martínez-Díaz, J.J., Capote, R., Tsige, M., Villamor, P., Martín-González, F. y Insua-Arévalo, J.M. (2006): Seismic triggering in a stable continental area: The Lugo 1995-1997 seismic sequences (NW Spain). *Journal of Geodynamics*, 41, 440-449.

Martínez Poyatos, D., Díez Balda, M.A., Macaya, J., González Lodeiro, F., Martínez Catalán, J.R. y Vegas, R. (2004): Macizo Ibérico. Zona Centroibérica. Dominio del Complejo Esquisto-grauváquico. Estructura. El acortamiento varisco inicial. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 84-87.

Mas, R., García, A. (coords.), Salas, R., Meléndez, A., Alonso, A., Aurell, M., Bádenas, B., Benito, M.I., Carenas, B., García-Hidalgo, J.F., Gil, J. y Segura, M. (2004): Cordilleras Ibérica y Costero-Catalana. El Rift Mesozoico Ibérico. Segunda fase de rifting: Jurásico Superior-Cretácico Inferior. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 503-510.

Mas, R., Segura, M., Salas, R., Fregenal-Martínez, M.A., Sanz, J.L., García, A., Meléndez, M.N., Chacón, B., García-Hidalgo, J., Ortega, F., Gil, J. y Martín-Chivelet, J. (2002): Cretaceous. The Iberian basin. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y M.T. Moreno, Eds.), Geological Society, London, 284-292.

Mazzoli, S. y Helman, M. (1994): Neogene patterns of relative plate motion for Africa-Europe: some implications for recent central Mediterranean tectonics. *Geologische Rundschau*, 83, 464-468.

McClay, K.R. y Ellis, P.G. (1987): Analogue models of extensional fault geometries. En: *Continental Extensional Tectonics* (M.P. Coward, J.F. Dewey y P.L. Hancock, Eds.), Geological Society, London, Special Publications, 28, 109-125.

McGarr, A. (1988): On the State of Lithospheric Stress in the Absence of Applied Tectonic Forces. *Journal of Geophysical Research*, 93, 13609-13617.

McGarr, A. y Gay, N.C. (1978): State of stress in the earth's crust. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 6, 405-436.

McKenzie, D.P. (1967): Some remarks on heat-flow and gravity anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 72, 6261-6273.

Mediavilla, R., Dabrio, C.J., Martín-Serrano, A. y Santisteban, J.I. (1996): Lacustrine Neogene systems of the Duero Basin: evolution and controls. En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 228-236.

Meijer, P.Th., Govers, R. y Wortel, M.J.R. (1997): Forces controlling the present-day state of stress in the Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 148, 157-170.

Meissner, R. y Strehlau, J. (1982): Limits of stresses in continental crusts and their relation to the depth-frequency distribution of shallow earthquakes. *Tectonics*, 1, 73-89.

Moaveni, S. (1999): *Finite Element Analysis. Theory and Application with ANSYS.* Prentice-Hall, Inc., Upper Saddle River, 527 pp.

Moisio, K. y Kaikkonen, P. (2001): Geodynamics and rheology along the DSS profile SVEKA'81 in the central Fennoscandian Shield. *Tectonophysics*, 340, 61-77.

Moisio, K. y Kaikkonen, P. (2004): The present day rheology, stress field and deformation along the DSS profile FENNIA in the central Fennoscandian Shield. *Journal of Geodynamics*, 38, 161-184.

Moisio, K. y Kaikkonen, P. (2006): Three-dimensional numerical thermal and rheological modelling in the central Fennoscandian Shield. *Journal of Geodynamics*, 42, 95-114.

Moisio, K., Kaikkonen, P. y Beekman, F. (2000): Rheological structure and dynamical response of the DSS profile BALTIC in the SE Fennoscandian Shield. *Tectonophysics*, 320, 175-194.

Molina, E., Vicente, A., Cantano, M. y Martín-Serrano, A. (1989): Importancia e implicaciones de las paleoalteraciones y de los sedimentos siderolíticos del paso Mesozoico-Terciario en el borde suroeste de la Cuenca del Duero y Macizo Hercínico Ibérico. *Stvdia Geologica Salmanticensia*, 5, 177-186.

Montero, P., Bea, F. y Zinger, T. (2004b): Edad $^{207}Pb/^{206}Pb$ en cristal único de circón de las rocas máficas y ultramáficas del sector de Gredos, Batolito de Avila (Iberia Central). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 17, 157-167.

Montero, P., Bea, F., Zinger, T., Scarrow, J., Molina, J.F. y Whitehouse, M. (2004a): 55 million years of continuous anatexis in Central Iberia: Single zircon dating of the Peña Negra Complex. *Journal of the Geological Society*, 161, 255-264.

Montes, M.J., Ramos, M.C. y Alonso Gavilán, G. (1989): Estratigrafía y paleogeografía del Paleógeno continental de la cuenca de Villarcayo (Burgos). En: *XII Congreso Español Sedimentología*, Bilbao, 31-34.

Morales, J., Pazos, A., García-Lobón, J.L., Córdoba, D., Pulgar, J., Carbonell, R., Villaseñor, A., Diaz, J., Gaite, B., Gallart, J. y grupo de trabajo TopoIberia (2008): IBERARRAY: La componente sísmica del proyecto TopoIberia. *Geo-Temas*, 10, 1527-1529.

Muñoz Martín, A. (1997): *Evolución geodinámica del borde oriental de la cuenca del Tajo desde el Oligoceno hasta la actualidad*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 331 pp.

Muñoz Martín, A. (coord.), Álvarez, J., Carbó, G., De Vicente, G., Vegas, R. y Cloetingh, S. (2004a): Estructura alpina del Antepaís Ibérico. Rasgos generales. La estructura de la corteza del Antepaís Ibérico. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 592-597.

Muñoz Martín, A., De Vicente, G. y Guimerà, J. (2004b): Estructura alpina del Antepaís Ibérico. Cadenas con cobertera: las cadenas Ibérica y Costera Catalana. Las Sierras de Altomira y Bascuñana. La Cuenca de Loranca. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 612-614.

Muñoz, J.A. (1992): Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. En: *Trust Tectonics* (K.R. McClay, Ed.), Chapman & Hall, New York, 235-246.

Navidad, M. (1978): Las series glandulares del sector central del macizo ibérico (Guadarrama centro - occidental). *Estudios Geológicos*, 35, 31-48.

Navidad, M. y Bea, F. (2004): Macizo Ibérico. Zona Centroibérica. Magmatismo de la Zona Centroibérica. El magmatismo prevarisco. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 92-96.

Negredo, A.M., Barba, S., Carminati, E., Sabadini, R. y Giunchi, C. (1999): Contribution of numeric dynamic modelling to the understanding of the northern Appenines. *Tectonophysics*, 315, 15-30.

Negredo, A.M., Bird, P., Sanz de Galdeano, C. y Buforn, E. (2002): Neotectonic modeling of the Ibero-Maghrebian region. *Journal of Geophysical Research*, 107, doi:10.1029/2001JB000743.

Neves, M.C. y Neves, R.G.M. (2009): Flexure and seismicity across the ocean-continent transition in the Gulf of Cadiz. *Journal of Geodynamics*, 47, 119-129.

Nocquet, J.-M. y Calais, E. (2004): Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure and Applied Geophysics*, 161, 10.1007/s00024-003-2468-z.

Olaiz, A.J., Muñoz-Martín, A., De Vicente, G., Vegas, R. y Cloetingh, S. (2009): European continuous active tectonic strain-stress map. *Tectonophysics*, en prensa,

Olmo Sanz, A. (1990a): *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Cartografía y memoria del Mesozoico y Cenozoico de la Hoja 533, San Lorenzo del Escorial*. ITGE, Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid.

Olmo Sanz, A. (1990b): *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Cartografía y memoria del Mesozoico y Cenozoico de la Hoja 557, San Martín de Valdeiglesias*. ITGE, Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid.

Olmo Sanz, A. (1991): *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Cartografía y memoria del Mesozoico y Cenozoico de la Hoja 458, Prádena*. ITGE, Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid.

Orejana, D. y Villaseca, C. (2003): Caracterización de los enclaves máficos y ultramáficos en los lamprófidos alcalinos del Sistema Central Español. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 26, 151-152.

Orejana, D., Villaseca, C. y Paterson, B.A. (2006): Geochemistry of pyroxenitic and hornblenditic xenoliths in alkaline lamprophyres from the Spanish Central System. *Lithos*, 86, 167-196.

Orejana, D., Villaseca, C., Pérez-Soba, C., López-García, J.A. y Billström, K. (2009): The Variscan gabbros from the Spanish Central System: A case for crustal recycling in the sub-continental lithospheric mantle? *Lithos*, 110, 262-276.

O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., Poudjom Djomani, Y.H. y Morgan, P. (2001): Are lithospheres forever? Tracking changes in subcontinental mantle through time. *Geological Society of America Today*, 11, 4-10.

Palencia, A. (2004): *Estudio paleomagnético de rocas de edad jurásica en la Península Ibérica y en el sur de Marruecos*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 275 pp.

Palencia, A., Osete, M.L., Julivert, M., Hafid, A., Touil, A. y Vegas, R. (2003): Paleomagnetic study of the Foum Zguid dyke (Morocco). *Geophysical Research Abstracts*, 5, 11951.

Pande, G.N., Beer, G. y Williams, J.R. (1990): *Numerical Methods in Rock Mechanics.* John Wiley & Sons Ltd., Chichester, 327 pp.

Parga Pondal, I., Matte, P. y Capdevila, R. (1964): Introduction à la géologie de l'"Ollo de Sapo", Formation prophyroide anté-silurienne du Nord Ouest de l'Espagne. *Notas y comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 76, 119-153.

Parsons, B. y Sclater, J.G. (1977): *Journal of Geophysical Research*, 82, 803-827.

Pascal, C. (2006): On the role of heat flow, lithosphere thickness and lithosphere density on gravitational potential stresses. *Tectonophysics*, 425, 83-99.

Pedreira Rodríguez, D. (2004): *Estructura cortical de la zona de transición entre los Pirineos y la Cordillera Cantábrica*. Tesis doctoral, Universidad de Oviedo, 343 pp.

Peinado Moreno, M. (1973): *Evolución metamórfica en el macizo de El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español)*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 199 pp.

Pérez del Villar, L., De la Cruz, B., Pardillo, J., Cózar, J.S., Pelayo, M., Marín, C., Rivas, P., Crespo, M.T., Galán, M.P., Reyes, E., Caballero, E., Delgado, A. y Núñez, R. (1996): Estudios mineralógicos y litogeoquímicos de El Berrocal. *Geogaceta*, 20, 1622-1625.

Pérez-Estaún, A., Bea, F., Bastida, F., Marcos, A., Martínez Catalán, J.R., Martínez Poyatos, D., Arenas, R., Díaz García, F., Azor, A., Simancas, J.F. y González Lodeiro, F. (2004): Macizo Ibérico. La Cordillera Varisca Europea: El Macizo Ibérico. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 21-25.

Pérez-Gussinyé, M. y Watts, A.B. (2005): The long-term strength of Europe and its implications for plate-forming processes. *Nature*, 436, 381-384.

Pérez-López, R., Paredes, C. y Muñoz-Martín, A. (2005): Relationship between the fractal dimension anisotropy of the spatial faults distribution and the paleostress fields on a Variscan granitic massif (Central Spain): the F-parameter. *Journal of Structural Geology*, 27, 663-677.

Pérez Mazarío, F., Hernando, S. y Rincón, R. (1992): Evolución en dos etapas de las cuencas pérmicas del borde noreste del Sistema Central español. Análisis sedimentológico y procedencia de materiales. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 16, 91-114.

Peter, D., Boschi, L., Deschamps, F., Fry, B., Ekström, G. y Giardini, D. (2008): A new finite-frequency shear-velocity model of the European-Mediterranean region. *Geophysical Research Letter*, 35, doi:10.1029/2008GL034769.

Piromallo, C. y Morelli, A. (2003): P-wave tomography of the mantle under the

AlpineMediterranean area. *Journal of Geophysical Research*, 108, doi:10.1029/2002JB001757.

Platt, J.P. (2007): From orogenic hinterlands to mediterranean-style back-arc basins: a comparative analysis. *Journal of the Geological Society, London*, 164, 297-311.

Platt, J.P., Allerton, S., Kirker, A., Mandeville, C., Mayfield, A., Platzman, E.S. y Rimi, A. (2003): The ultimate arc: Differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the External Betic-Rif arc. *Tectonics*, 22, doi:10.1029/2001TC001321.

Platt, J.P., Soto, M.J., Whitehouse, M.J., Hurford, A.J. y Kelley, S.P. (1998): Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the Alboran extensional basin, western Mediterranean. *Tectonics*, 17, 671-689.

Platt, J.P. y Vissers, R.L.M. (1989): Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology*, 17, 540-543.

Pollack, H.N. y Chapman, D.S. (1977): On the regional variation of heat flow, geotherms and lithosphere thickness. *Tectonophysics*, 38, 279-296.

Portero García, J.M. y Aznar Aguilera, J.M. (1984): Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo). En: *I Congreso Geológico de España*, Segovia, 253-263.

Pulgar, J.A., Gallart, J., Fernández-Viejo, G., Pérez-Estaún, A. y Álvarez-Marrón, J. (1996): Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenees from integrated ESCIN reflection and refraction data. *Tectonophysics*, 264, 1-19.

Punturo, R., Kern, H., Cirrincione, R., Mazzoleni, P. y Pezzino, A. (2005): P- and S-wave velocities and densities in silicate and calcite rocks from the Peloritani Mountains, Sicily (Italy): The effect of pressure, temperature and the direction of wave propagation. *Tectonophysics*, 409, 55-72.

Querol Müller, R. (1989): *Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo.* E.T.S.I. Minas, Universidad Politécnica de Madrid, Madrid, 48 pp.

Racero Baena, A. (1988): Consideraciones acerca de la evolución geológica del margen NO de la cuenca del Tajo durante el Terciario a partir de los datos de subsuelo. En: *II Congreso Geológico de España*, Granada, 213-221.

Ramsay, J.G. y Lisle, R. (2000): *The techniques of modern structural geology. Volume 3: Applications of continuum mechanics in structural geology.* Academic Press, Amsterdam, 1061 pp.

Ranalli, G. (1994): Nonlinear flexure and equivalent mechanical thickness of the lithosphere. *Tectonophysics*, 240, 107-114.

Ranalli, G. (1995): *Rheology of the Earth.* Chapman & Hall, London, 413 pp.

Ranalli, G. (2003): How soft is the crust? *Tectonophysics*, 361, 319-320.

Ranalli, G. y Murphy, D.C. (1987): Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132, 281-295.

Reicherter, K.R. y Pletsch, T.K. (2000): Evidence for a synchronous circum-Iberian subsidence event and its relation to the African-Iberian plate convergence in the Late Cretaceous. *Terra Nova*, 12, 141-147.

Rey Moral, C. (2001): *Estudio geofísico de una cuenca sedimentaria: la cuenca de Almazán (provincia de Soria): implicaciones tectónicas*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 253 pp.

Reynolds, S.D., Mildren, S.D., Hillis, R.R. y Meyer, J.J. (2006): Constraining stress magnitudes using petroleum exploration data in the Cooper-Eromanga Basins, Australia. *Tectonophysics*, 415, 123-140.

Ribeiro, A., Cabral, J., Baptista, R. y Matias, L. (1996): Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia. *Tectonics*, 15, 641-659.

Ribeiro, A., Kullberg, M.C., Kullberg, J.C., Manuppella, G. y Phipps, S. (1990): A review of Alpine tectonics in Portugal: foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184, 357-366.

Richardson, R.M. y Coblentz, D.D. (1994): Stress modeling in the Andes: Constraints on the South American intraplate stress magnitudes. *Journal of Geophysical Research*, 111, 22015-22025.

Richardson, R.M., Solomon, S.C. y Sleep, N.H. (1979): Tectonic stress in the plates. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 17, 981-1019.

Rodríguez Pascua, M.A. (2001): *Paleosismicidad y sismotectónica de las cuencas lacustres neógenas del prebético de Albacete.* Instituto de Estudios Albacetenses "Don Juan Manuel", I, 123, Albacete, 285 pp.

Rodríguez-Pascua, M.A. (2005): Estudios paleosismológicos en España: una revisión. *Boletín Geológico y Minero*, 116, 203-216.

Roest, W.R. y Srivastava, S.P. (1991): Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology*, 19, 613-616.

Rosales, F., Carbó, A. y Cadavid, S. (1977): Transversal gravimétrica sobre el Sistema Central e implicaciones corticales. *Boletín Geológico y Minero*, 88, 567-573.

Rosenbaum, G., Lister, G.S. y Duboz, C. (2002a): Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. En: *Reconstruction of the Evolution of the Alpine-Himalayan Orogen* (G. Rosenbaum y G.S. Lister, Eds.), Journal of Virtual Explorer, 8, 105-124.

Rosenbaum, G., Lister, G.S. y Duboz, C. (2002b): Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359, 117-129.

Roy, R.F., Decker, E.R., Blackwell, D.D. y Birch, F. (1968): Heat flow in the United States. *Journal of Geophysical Research*, 73, 5207-5221.

Rudnick, R.L., McDonough, W.F. y O'Connell, R.J. (1998): Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere. *Chemical Geology*, 145, 395-411.

Ruiz, J., Gomez-Ortiz, D. y Tejero, R. (2006a): Effective elastic thicknesses of the lithosphere in the Central Iberian Peninsula from heat flow: Implications for the rheology of the continental lithospheric mantle. *Journal of Geodynamics*, 41, 500-509.

Ruiz, M., Gallart, J., Díaz, J., Olivera, C., Pedreira, D., López, C., González-Cortina, J.M. y Pulgar, J.A. (2006b): Seismic activity at the western Pyrenean edge. *Tectonophysics*, 412, 217-235.

Salas, R. y Casas, A. (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy, and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228, 33-55.

Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A. y Alonso, A. (2001): Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cainozoic Inversion (Iberian Chain). En: *Pery-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins* (W.C.A.H.F.R.y.S.C.-S. P.A. Ziegler, Eds.), Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, 186, 145-185.

Sánchez-Moya, Y. y Sopeña, A. (2004): Cordilleras Ibérica y Costero-Catalana. El Rift Mesozoico Ibérico. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 484.

Sandiford, M. y Powell, R. (1990): Some isostatic and thermal consequences of the vertical strain geometry in convergent orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, 98, 154-165.

Santisteban, J.I., Martín-Serrano, A., Mediavilla, R. y Dabrio, C.J. (1996c): South-western Duero and Ciudad Rodrigo basins: infill and dissection of a Tertiary basin. En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 196-202.

Santisteban, J.I., Mediavilla, R. y Martín-Serrano, A. (1996b): Alpine tectonic framework of south-western Duero basin. En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 188-195.

Santisteban, J.I., Mediavilla, R., Martín-Serrano, A. y Dabrio, C.J. (1996a): The Duero Basin: a general overview. En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 183-187.

Sanz de Galdeano, C. (1990): Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172, 107-119.

Sanz de Galdeano, C. (1996): Tertiary tectonic framework of the Iberian Peninsula. En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 9-14.

Sanz de Galdeano, C.M. y Rodríguez-Fernández, J. (1996): Neogene palaeogeography of the Betic Cordillera: an attempt at reconstruction. En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 323-329.

Sassi, W. y Faure, J.L. (1996): Role of faults and layer interfaces on the spatial variation of stress regimes in basins: inferences from numerical modelling. *Tectonophysics*, 266, 101-119.

Savage, W.Z. y Swolfs, H.S. (1986): Tectonic and gravitational stress in long symmetric ridges and valleys. *Journal of Geophysical Research*, 91, 3677-3685.

Savostin, L.A., Sibuet, J.C., Zoneshain, L.P., Le Pichon, X. y Roulet, M.J. (1986): Kinematic evolution of the Tethys belt from the Altantic

Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 228, 33-55.

Scarrow, J.H., Bea, F., Montero, P., Molina, J.F. y Vaughan, A.P.M. (2006): A precise late Permian $^{40}Ar/^{39}Ar$ age for Central Iberian camptonitic lamprophyres. *Geologica Acta*, 4, 451-459.

Schäfer, G. (1969): Geologie und Petrographie im östlichen Kastilischen Hauptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien). *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, 10, 1-207.

Schindler, A., Jurado, M.J. y Müller, B. (1998): Stress orientations and tectonic regime in the northwestern Valencia Through from borehole data. *Tectonophysics*, 300, 63-77.

Schmalholz, S.M. y Podladchikov, Y. (1999): Buckling versus folding: importance of viscoelasticity. *Geophysical Research Letters*, 26, 2641-2644.

Scholz, C.H. (1998): Earthquakes and friction laws. *Nature*, 391, 37-42.

Schön, J.H. (2004): *Physical properties of rocks: fundamentals and principles of petrophysics.* Elsevier, Amsterdam, 600 pp.

Sell, I., Poupeau, G., Casquet, C., Galindo, C. y González-Casado, J.M. (1995): Exhumación alpina del bloque morfotectónico Pedriza-La Cabrera (Sierra de Guadarrama, Sistema Central Español): potencialidad de la termocronometría por trazas de fisión en apatitos. *Geogaceta*, 18, 23-26.

Shapiro, S.S., Hager, B.H. y Jordan, T.H. (1999): Stability and dynamics of the continental tectosphere. *Lithos*, 48, 115-133.

Sibson, R.H. (1974): Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults. *Nature*, 249, 542-544.

Sibson, R.H. (1986): Earthquakes and rock deformation in crustal fault zones. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14, 149-175.

Sibuet, J.C., Srivastava, S.P. y Spakman, W. (2004): Pyrenean Orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research*, 109, doi:10.1029/2003JB002514.

Silva, P.G. (2003): El cuaternario del valle inferior del Manzanares (Cuenca de Madrid, España). *Estudios Geológicos*, 59, 107-131.

Smith, A.G. (1996): Cenozoic latitudes, positions and topography of the Iberian Peninsula. En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 6-8.

Soers, E. (1972): Stratigraphie et géologie structurale de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale). *Stvdia Geologica Salmanticensia*, 4, 7-93.

Sopeña, A. (1979): Estratigrafía del Pérmico y Triásico del noroeste de la provincia de Guadalajara. *Seminarios de Estratigrafía, Serie monografías*, 5, 1-329.

Sopeña, A. (1980): Mapas geológicos del Borde Sureste del Sistema Central. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 6, 73-95.

Sopeña, A., Doubinger, J. y Virgili, C. (1974): El Pérmico Inferior de Tamajón, Retiendas, Valdesotos y Tortuero (Borde S del Sistema Central). *Tecniterrae*, 1, 8-16.

Sopeña, A. y Sánchez-Moya, Y. (2004): Cordilleras Ibérica y Costero-Catalana. El basamento prealpino. Las cuencas continentales del final de la Orogenia Varisca. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 479-481.

Soto, R., Storti, F. y Casas-Sainz, M. (2006): Impact of backstop thickness lateral variations on the tectonic architecture of orogens: Insights from sandbox analogue modeling and application to the Pyrenees. *Tectonics*, 25, TC2005, doi:10.1029/2004TC001693.

Spakman, W. y Wortel, R. (2004): A tomographic view on Western Mediterranean Geodynamics. En: *The TRANSMED Atlas - The Mediterranean Region from Crust to Mantle* (W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G.M. Stampli y P.A. Ziegler, Eds.), Springer, Berlin Heidelberg, 31-52.

Srivastava, S.P., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Oakey, G., Lévesque, S., Verhoef, J. y Macnab, R. (1990): Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184, 229-260.

Stampfli, G.M. y Borel, G.D. (2004): The TRANSMED Transects in Space and Time: Constraints on the Paleotectonic Evolution of the Mediterranean Domain. En: *The TRANSMED Atlas - The Mediterranean Region from Crust to Mantle* (W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G.M. Stampli y P.A. Ziegler, Eds.), Springer, Berlin Heidelberg, 53-80.

Stich, D., Batlló, J., Macià, R., Teves-Costa, P. y Morales, J. (2005): Moment tensor inversion with single-component historical seismograms: The 1909 Benavente (Portugal) and Lambesc

(France) earthquakes. *Geophysical Journal International*, 162, 850-858.

Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F.L. y Morales, J. (2006): Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics*, 426, 295-317.

Stüwe, K. (2002): *Geodynamics of the Lithosphere.* Springer, Berlin, 449 pp.

Suarez Alba, J. (2007): La Mancha Triassic and Lower Lias Stratigraphy, a well log interpretation. *Journal of Iberian Geology*, 33, 55-78.

Suriñach, E. y Vegas, R. (1988): Lateral inhomogeneities of the Hercynian crust in central Spain. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 51, 226-234.

Tahayt, A., Mourabit, R., Rigo, A., Feigl, K.L., Fadil, A., McClusky, S., Reilinger, R., Serroukh, M., Ouazzani-Touhami, A., Ben Sari, D. y Vernant, P. (2008): Mouvements actuels des blocs tectoniques dans l'arc Bético-Rifain à partir des mesures GPS entre 1999 et 2005. *Comptes Rendus Geoscience*, 340, 400-413.

Teixell, A. (1998): Crustal structure and orogenic material budget in the west-central Pyrenees. *Tectonics*, 17, 395-406.

Teixell, A. (2004): La Cordillera Pirenaica. La estructura tectónica alpina de la Cordillera Pirenaica. Estructura cortical de la Cordillera Pirenaica. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 320-321.

Tejero, R. y Ruiz, J. (2000): Transición dúctil-frágil en la corteza de la zona central de la Península Ibérica. *Geogaceta*, 27, 163-166.

Tejero, R. y Ruiz, J. (2002): Thermal and mechanical structure of the central Iberian Peninsula lithosphere. *Tectonophysics*, 350, 49-62.

Tejero, R., González-Casado, J.M., Gómez-Ortiz, D. y Sánchez-Serrano, F. (2006): Insights into the "tectonic topography" of the present-day landscape of the central Iberian Peninsula (Spain). *Geomorphology*, 76, 280-294.

Tejero, R., Perucha, M.A., Rivas, A. y Bergamín, J.F. (1996): Modelos gravimétrico y estructural del Sistema Central. *Geogaceta*, 20, 947-950.

ter Voorde, M., de Bruijne, C.H., Cloetingh, S.A.P.L. y Andriessen, P.A.M. (2004): Thermal consequences of thrust faulting: simultaneous versus successive fault activation and exhumation. *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 395-413.

Tesauro, M., Kaban, M.K., Cloetingh, S.A.P.L., Hardebol, N.J. y Beekman, F. (2007): 3D strength and gravity anomalies of the European lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 263, 56-73.

Tornos, F., Delgado, A., Casquet, C. y Galindo, C. (2000): 300 Million years of episodic hydrothermal activity: stable isotope evidence from hydrothermal rocks of the Eastern Iberian Central System. *Mineralium Deposita*, 35, 551-569.

Tornos Arroyo, F. (1981): *Petrología de las rocas metamórficas del alto valle del Lozoya (Sistema Central Español)*. Tesis de licenciatura, Universidad Complutense de Madrid, 138 pp.

Tubía, J.M., Cuevas, J. y Gil Ibarguchi, J.I. (1997): Sequential development of the metamorphic aureole beneath the Ronda peridotites and its bearing on the tectonic evolution of the Betic Cordillera. *Tectonophysics*, 279, 227-252.

Turcotte, D.L. y Schubert, G. (2002): *Geodynamics.* Cambridge University Press, Cambridge, 456 pp.

Twiss, R.J. y Moores, E.M. (1992): *Structural geology.* W.H. Freeman and Company, New York, 531 pp.

Valverde Vaquero, P. y Dunning, G.R. (2000): New U-Pb ages for Early Ordovician magmatism in Central Spain. *Journal of the Geological Society*, 157, 15-26.

Van der Beek, P.A. y Cloetingh, S. (1992): Lithosphere flexure and the tectonic evolution of the Betic Cordilleras (SE Spain). *Tectonophysics*, 203, 325-344.

Van Wees, J.D., Arche, A., Beijdorff, C.G., López-Gómez, J. y Cloetingh, S.A.P.L. (1998): Temporal and spatial variations in tectonic subsidence in the Iberian Basin (eastern Spain): inferences from automated forward modelling of high-resolution stratigraphy (Permian-Mesozoic). *Tectonophysics*, 300, 285-310.

Van Wees, J.D. y Beekman, F. (2000): Lithosphere rheology during intraplate basin extension and inversion. Inferences from automated modeling of four basins in western Europe. *Tectonophysics*, 320, 219-242.

Van Wees, J.D., Cloetingh, S. y De Vicente, G. (1996): The role of pre-existing weak-zones in basin evolution: contraints from 2D finite element and 3D flexure models. *Geological Society, London, Special Publications*, 99, 297-320.

Vauchez, A., Tommasi, A. y Barruol, G. (1997): Rheological heterogeneity, mechanical

anisotropy and deformation of the continental lithosphere. *Tectonophysics*, 296, 61-86.

Vegas, R. (2000): The intrusion of the Plasencia (Messejana) dike as part of the Circum-Atlantic Early Jurassic magmatism: Tectonic implications in the southwestern Iberian peninsula. *Geogaceta*, 27, 175-178.

Vegas, R. (2005): Deformación alpina de macizos antiguos. El caso del Macizo Ibérico (Hespérico). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, 100, 39-54.

Vegas, R. y Banda, E. (1982): Tectonic framework and alpine evolution of the Iberian Peninsular. *Earth Evolution Sciences*, 2, 320-343.

Vegas, R., De Vicente, G., Muñoz Martín, A., Olaiz, A., Palencia, A. y Osete, M.L. (2005): Was the Iberian Plate moored to Africa during the Tertiary? *Geophysical Research Abstracts*, 7, 06769.

Vegas, R., Vázquez, J.T., Suriñach, E. y Marcos, A. (1990): Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System. *Tectonophysics*, 184, 367-378.

Vera, J.A. (2001): Evolution of the Southern Iberian Continental Margin. En: *Pery-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins* (W.C.A.H.F.R.y.S.C.-S. P.A. Ziegler, Eds.), Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, 186, 109-143.

Vera, J.A., Ancochea, E., Barnolas, A., Bea, F., Calvo, J.P., Civis, J., De Vicente, G., Fernández-Gianotti, J., García-Cortés, A., Pérez-Estaún, A., Pujalte, V., Rodríguez-Fernández, L.R., Sopeña, A. y Tejero, R. (2004a): Introducción. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 3-17.

Vera, J.A. (coord.), Arias, C., García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Martín-Algarra, A., Martín-Chivelet, J., Molina, J.M., Rivas, P., Ruiz-Ortiz, P.A., Sanz de Galdeano, C. y Vilas, L. (2004b): Cordillera Bética y Baleares. Zonas Externas Béticas. Zonas Externas Béticas y el Paleomargen Sudibérico. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 354-361.

Vergés, J. y Fernàndez, M. (2006): Ranges and basins in the Iberian Peninsula: their contribution to the present topography. En: *European Lithosphere Dynamics* (D.G. Gee y R.A. Stephenson, Eds.), Geological Society, London, Memoirs, 32, 223-234.

Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cirés, J., den Bezemer, T., Zoetemeijer, R. y Cloetingh, S. (1995): Eastern Pyrenees and related foreland basins: Pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Marine and Petroleum Geology,* 12, 903-916.

Villaseca, C. (2003): Sobre el batolito granítico del Sistema Central Español. *Boletín de la Real Sociedad de Historia Natural (Sección Geología)*, 98, 23-39.

Villaseca, C., Downes, H., Pin, C. y Barbero, L. (1999): Nature and composition of the lower continental crust in central Spain and the granulite-granite linkage: inferences from granulitic xenoliths. *Journal of Petrology*, 40, 1465-1496.

Villaseca, C., Eugercios, L., Snelling, N., Huertas, M.J. y Castellón, T. (1995): Nuevos datos geocronológicos (Rb-Sr, K-Ar) de granitoides hercínicos de la Sierra de Guadarrama. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8, 129-140.

Villaseca, C. y Herreros, V. (2000): A sustained felsic magmatic system: the Hercynian granitic batholith of the Spanish Central System. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 91, 207-219.

Villaseca, C., Huertas, M.J., Orejana, D., Carracedo, M., Jiménez San Pedro, R. y Scarrow, J. (2004b): Macizo Ibérico. Zona Centroibérica. Magmatismo de la Zona Centroibérica. Magmatismo filoniano tardi- y postvarisco. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 124-128.

Villaseca, C. y Orejana, D. (2008): Rutilos ricos en Zr incluidos en granates de xenolitos granulíticos de la corteza inferior del Sistema Central Español: implicaciones geodinámicas. *Geogaceta*, 44, 31-34.

Villaseca, C., Orejana, D., Pérez-Soba, C. y Reyes, J. (2005): Estimación del régimen térmico y producción de calor de los niveles litosféricos del Sistema Central Español. *Geogaceta*, 38, 215-218.

Villaseca, C., Pérez Soba, C. y González del Tánago, J. (2004a): Evolución contrastada de elementos trazas (Th-U-Y-HREE) entre granitos fraccionados de tipo-I y tipos-S de la Sierra de Guadarrama: reflejo en la química de minerales accesorios. *Geo-Temas*, 6, 141-144.

Warburton, J. y Álvarez, C. (1989): A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama Mountains, Spanish Central System. En: *Libro homenaje a Rafael Soler* (Asoc. Geol. Geof. Esp. del Petróleo, Ed.), Madrid, 147-155.

Watts, A.B. (2001): *Isostasy and flexure of the lithosphere.* Cambridge University Press, Cambridge, 458 pp.

Watts, A.B. y Burov, E.B. (2003): Lithospheric strength and its relationship to the elastic and seismogenic layer thickness. *Earth and Planetary Science Letters*, 213, 113-131.

Wu, P. (2004): Using comercial finite element packages for the study of earth deformations, sea levels and the state of stress. *Geophysical Journal International*, 158, 401-408.

Yang, X.-Z., Xia, Q.-K., Deloule, E., Dallai, L., Fan, Q.-C. y Feng, M. (2008): Water in minerals of the continental lithospheric mantle and overlying lower crust: A comparative study of peridotite and granulite xenoliths from the North China Craton. *Chemical Geology*, 256, 33-45.

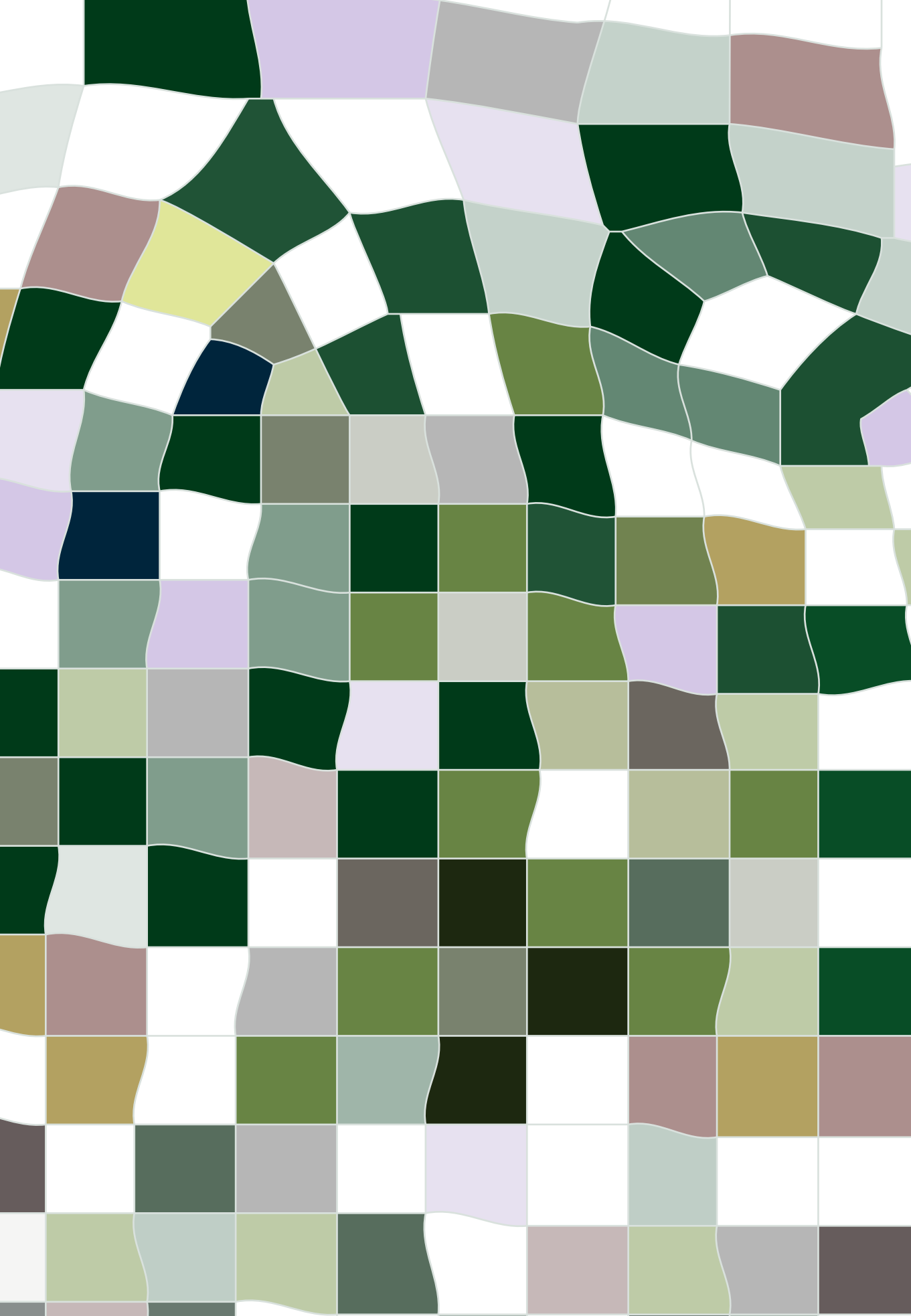
Zeyen, H. y Fernàndez, M. (1994): Integrated lithospheric modeling combining thermal, gravity and local isostasy analysis: application to the NE Spanish Geotransect. *Journal of Geophysical Research*, 99, 18089-18102.

Zhou, S. y Sandiford, M. (1992): On the stability of isostatically compensated mountain belts. *Journal of Geophysical Research*, 97, 14207-14221.

Ziegler, P.A. (1988): Evolution of the Arctic-North Altantic and the Western Tethys. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 46, 111-129.

Zienkiewicz, O.C. y Taylor, R.L. (1994): *The finite element method, 4th ed., vol. 1: Basic formulation and linear problems.* McGraw-Hill, London, 648 pp.

Zoback, M.D. y Healy, J.H. (1984): Friction, faulting, and in situ stress. *Annales Geophysicae*, 2, 689-698.

Zoback, M.D. y Townend, J. (2001): Implications of hydrostatic pore pressures and high crustal strength for the deformation of intraplate lithosphere. *Tectonophysics*, 336, 19-30.

Zoback, M.L. (1992): First- and second-orden patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project. *Journal of Geophysical Research*, 97, 11703-11728.