

Cálculo de magnitudes de esfuerzos mediante elementos finitos en el macizo de El Berrocal (Sistema Central Español)

S. Martín Velázquez⁽¹⁾, G. de Vicente⁽²⁾, F.J. Elorza⁽³⁾ y A. Muñoz Martín⁽²⁾

(1) Dpto. de Matemáticas y Física aplicadas y Ciencias de la Naturaleza, ESCET, Universidad Rey Juan Carlos. Tulipán, s/n 28933 Móstoles (Madrid).
E-mail: silvia.martin@urjc.es

(2) Dpto. de Geodinámica, Facultad Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. José Antonio Novais, s/n 28040 Madrid.
E-mails: gdv@geo.ucm.es - amunoz@geo.ucm.es

(3) Dpto. de Matemática Aplicada y Métodos Informáticos, ETSI de Minas, Universidad Politécnica de Madrid. Ríos Rosas, 21 28003 Madrid.
E-mail: jelorza@dmami.upm.es

RESUMEN

Se ha analizado la distribución de las magnitudes de esfuerzos actuales mediante el método de los elementos finitos a lo largo de una sección NO-SE transversal al macizo granítico de El Berrocal (Sistema Central Español), en la que se incluye la superficie topográfica, las variaciones litológicas y las cargas tectónicas compresivas. La estructura geológica profunda se ha obtenido a partir de una modelización gravimétrica. En un modelo sencillo, con una reología media cortical y una topografía plana, se han establecido previamente las condiciones de contorno y las propiedades mecánicas de los materiales necesarias para reproducir estados de esfuerzos litostáticos y tectónicos con elementos finitos. Aplicando una carga vertical gravitacional y una carga horizontal litostática, sólo se obtienen esfuerzos verticales iguales a los horizontales si el coeficiente de Poisson es de 0,49. Cuando se incluye además una carga tectónica se consigue un estado de esfuerzos tectónicos en régimen compresivo. Sin embargo, al modelizar el caso real del macizo de El Berrocal, la carga topográfica produce una desviación de los esfuerzos respecto al estado litostático y para obtener un régimen compresivo hay que aplicar como mínimo un empuje tectónico de 13 MPa.

Palabras clave: elementos finitos, esfuerzos corticales, esfuerzos tectónicos, modelo gravimétrico, Sistema Central Español

Stress magnitudes determinations by means of the finite element technique in the El Berrocal massif (Spanish Central System)

ABSTRACT

The orientation and magnitude of stresses along a NW-SE cross-section of the Southern Border of the Spanish Central System (the granitic massif of El Berrocal) has been calculated using the finite element technique. Topographic surface, lithological variations and the most recent compressional tectonic stresses have been considered. The geologic structure has been established by gravity modelling and geological data. Firstly, a finite element model with an average crustal rheology and a flat topography has been performed in order to evaluate the influence of boundary conditions, and rheologic properties in the lithostatic and tectonic stress states. Thus, when vertical and horizontal lithostatic loads are applied, only vertical and horizontal stresses are equal to the weight of the overburden when the Poisson's ratio is 0.49. If a tectonic load is added, a tectonic stress states reproduces a compressive regime. However, the topographic load in the El Berrocal massif produces a stress deviation from the lithostatic state and to get a compressional regime it is necessary to include a minimum tectonic push of 13 MPa

Key words: crustal stresses, finite element modelling, gravity modelling, Spanish Central System, tectonic stresses

Introducción

Los trabajos sobre esfuerzos tectónicos actuales en la Península Ibérica se han centrado principalmente en

la obtención de la orientación del tensor reducido de esfuerzos a partir de métodos de inversión de esfuerzos aplicados en poblaciones de estrías de falla y/o mecanismos focales de terremotos (p. ej., Galindo-

Zaldívar *et al.*, 1993; Giner, 1996; De Vicente *et al.*, 1996a; Ribeiro *et al.*, 1996; CSN, 1998; Herraiz *et al.*, 2000; Rodríguez Pascua, 2001), y de su magnitud, bien mediante métodos experimentales (González de Vallejo *et al.*, 1988; Jurado y Müller, 1997; Schindler *et al.*, 1998) o métodos numéricos de esfuerzo-deformación (Gölke y Coblenz, 1996; Muñoz-Martín *et al.*, 1998; Jiménez Munt *et al.*, 2001; Andeweg, 2002). En este trabajo se presenta un análisis de la distribución de esfuerzos mediante el método de los elementos finitos a lo largo de una sección vertical NO-SE situada en el borde meridional del Sistema Central Español, y que atraviesa el macizo granítico de El Berrocal (Fig. 1). La selección de esta zona se debe a que en ella existe numerosa información sobre aspectos petrológicos, estructurales y de esfuerzos recientes (De Vicente *et al.*, 1996a; CSN, 2000; Pérez López *et al.*, 2000).

En la elaboración de los modelos de distribución de esfuerzos se ha empleado el método de los elementos finitos puesto que permite calcular eficazmente la magnitud y orientación de los esfuerzos, desplazamientos y/o deformaciones en un cuerpo con unas propiedades mecánicas y condiciones de contorno específicas (Zienkiewicz y Taylor, 1994). La comparación de los resultados obtenidos mediante modelizaciones numéricas con los datos de esfuerzos y/o deformaciones observados en la litosfera, constituye una vía muy útil para comprender los procesos geodinámicos a distintas escalas (P. ej., Richardson *et al.*, 1979; Cloetingh *et al.*, 1984; Gölke y Coblenz, 1996; Meijer *et al.*, 1997; Coblenz *et al.*, 1998; Andeweg, 2002; Giner-Robles *et al.*, 2003). La cuantificación de las magnitudes de los esfuerzos y su distribución en profundidad mediante modelización numérica es útil para comprender los procesos de

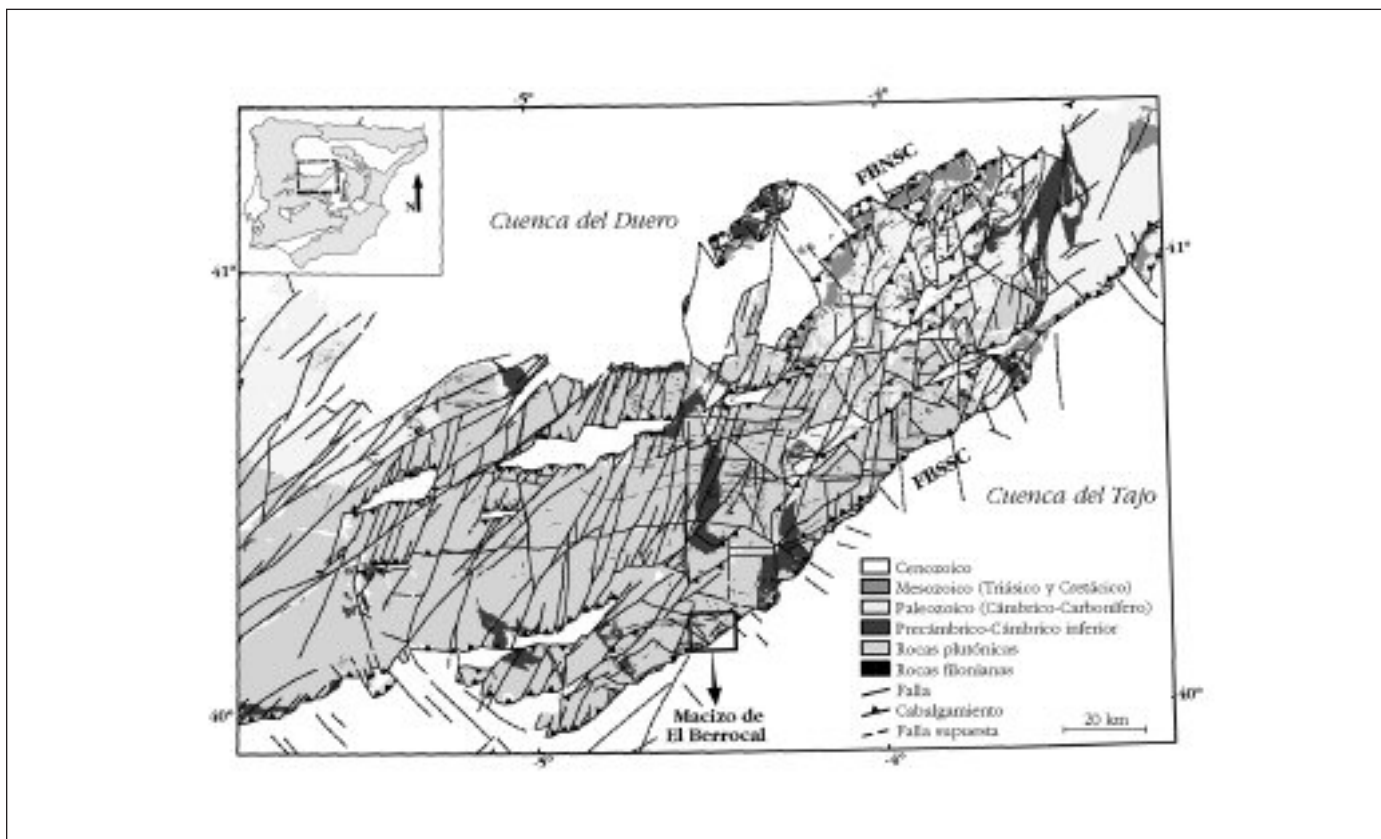


Fig. 1. Síntesis geológica del Sistema Central (la información litológica procede de ENRESA, 1995). El macizo de El Berrocal (recuadro) se sitúa en el sector con orientación NE-SO aunque en las proximidades del sector E-O. FBNSC, falla del borde norte del Sistema Central Español, y FBSSC, falla del borde sur del Sistema Central Español. En la esquina superior izquierda se muestra la localización de este sistema montañoso dentro de la Península Ibérica, en la que se han diferenciado los principales sistemas montañosos (tonos grises) y cuencas alpinas (blanco)

Fig. 1. Geological sketch of the Spanish Central System (the lithological information supplied by ENRESA, 1995). The El Berrocal massif (box) is located in the part of the NE-SW sector close to the E-W sector. FBNSC is the North border fault of the Spanish Central System, and FBSSC is the South border fault of the Spanish Central System. In the top left corner, the main mountainous range (grey tones) and alpine basins (white) in the Iberian Peninsula have been differentiated, and the location of the Spanish Central System is shown

deformación en la corteza superior (P. ej., Gölke *et al.*, 1996; Sassi y Faure, 1996), los aspectos cinemáticos y dinámicos de las cadenas de montañas (P. ej., Meijer *et al.*, 1997; Muñoz-Martín *et al.*, 1998; Bada *et al.*, 1998), y aportar información para entender los procesos sísmicos (P. ej., Negredo *et al.*, 1999; Jiménez Munt *et al.*, 2001; Andeweg, 2002).

Este trabajo cuenta con dos objetivos principales. El primero de ellos consiste en establecer las condiciones necesarias para reproducir las magnitudes de esfuerzos corticales en una sección plana mediante el método de los elementos finitos. Concretamente, se estudiará el efecto de las cargas aplicadas y del coeficiente de Poisson. El segundo objetivo consiste en determinar las magnitudes de esfuerzos en el área de El Berrocal, teniendo en cuenta la topografía actual, las variaciones reológicas asociadas a las diferentes litologías y la magnitud de los esfuerzos tectónicos intraplaca. Esta modelización de esfuerzos está apoyada en una geometría detallada de la estructura profunda obtenida con un modelo gravimétrico.

Marco geológico

El Sistema Central Español es una cadena montañosa intraplaca con una orientación NE-SO en su parte oriental y E-O en su parte occidental. Limita al norte y sur con las cuencas sedimentarias intracontinentales cenozoicas del Duero y Tajo, respectivamente, mediante dos fallas inversas de gran ángulo con buzamientos opuestos (Fig. 1). Está constituido principalmente por un basamento de materiales graníticos y rocas metamórficas paleozoicas y una cobertura de rocas sedimentarias mesozoicas y terciarias que afloran en las partes orientales de la cadena y en algunas cuencas intramontañosas. Desde la Orogenia Varisca ha sufrido diferentes etapas de deformación frágil que han generado la formación de un denso patrón de fracturas tardivariscas y alpinas (De Vicente (editor), 2004). Su origen está relacionado con la transmisión de los esfuerzos tectónicos desde los límites pirenaico y bético de la Península Ibérica hacia el interior (Capote *et al.*, 1990; De Vicente *et al.*, 1996a). Dichas compresiones son el resultado de la convergencia N-S a NNE-SSE de las placas euroasiática y africana desde el Eoceno (Dewey *et al.*, 1986). Estudios sobre las características de los esfuerzos en la mitad oriental del Sistema Central Español indican que el régimen tectónico es compresivo-desgarre con un esfuerzo máximo horizontal orientado NO-SE que se ha mantenido constante desde el Mioceno hasta la actualidad (CSN, 1998; Herraiz *et al.*, 2000). Respecto al sector occidental (Gredos), los datos de paleoes-

fuerzos y los modelos de T-t deducidas de huellas de fisión en apatitos apoyan la hipótesis de una deformación más antigua (Oligoceno) bajo un campo de esfuerzos pirenaico N-S (De Bruijne y Andriessen, 2000).

El macizo de El Berrocal puede considerarse como un *stock* granítico post-tectónico respecto a la Orogenia Varisca (Fúster y Villaseca, 1987; CSN, 2000) que se localiza en las proximidades del cabalgamiento NE-SO del borde sur del Sistema Central sobre el relleno sedimentario terciario de la cuenca del Tajo (Fig. 2). Este granito intruye en la denominada granodiorita biotítica tipo "San Vicente" (297 ± 1 Ma) en relación con una importante etapa extensional tardivarisca (Doblas, 1989; Campos Egea *et al.*, 1996). Como consecuencia de las etapas finales de la Orogenia Varisca y de las alpinas que estructuraron el Sistema Central (Capote *et al.*, 1990; De Vicente *et al.*, 1996a), este macizo tiene un fuerte control estructural. La mayor parte de su contacto con el encajante está controlado por fallas y se encuentra intensamente fracturado, con predominio de las fallas en dirección y de las fallas normales (Fig. 2a y 2b) (Doblas, 1989; Campos Egea *et al.*, 1996; Pérez López *et al.*, 2000). A partir del estudio de las fracturas, se han definido dos campos de paleoesfuerzos principales que caracterizan la evolución tensorial del macizo (CSN, 2000; Pérez López *et al.*, 2000): a) un *campo extensional N-S* relacionado con un evento de edad permotriásica (240 ± 10 Ma), que genera un importante sistema de diques y venas de cuarzo, y activa fallas normales E-O, fallas dextrorsas N60E y fallas sinestorsas N120E; y b) un *campo "alpino"* con el esfuerzo horizontal máximo (σ_{HMAX}) N160E (Oligoceno-actualidad?) que conforma básicamente la morfología actual del macizo y activa fallas normales N160E, fallas dextrorsas N120-140E, fallas sinestorsas N10-30E y cabalgamientos N60-70E (Fig. 2c). En el campo de esfuerzos alpino se ha observado una distribución preferente de los tensores en régimen de desgarre en valles afectados por fallas y de los tensores en régimen extensional en zonas topográficamente elevadas (CSN, 2000).

Modelo gravimétrico del Macizo de El Berrocal

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. La geometría del plutón y la profundidad del basamento bajo la cuenca del Tajo obtenidos, así como los valores de densidad empleados serán utilizados posteriormente en el modelo de esfuerzos con elementos

finitos. El perfil es transversal a la falla del borde sur del Sistema Central y corta el macizo de El Berrocal según una dirección NO-SE (Fig. 2a). Se han utilizado valores de anomalía de Bouguer obtenidos del mapa gravimétrico del Macizo Ibérico con una resolución en el perfil de 1 dato/3km. Para evitar problemas de borde, se ha asumido una extensión lateral del modelo hasta 200 km. Las densidades de las grandes unidades corticales diferenciadas en este análisis gravimétrico se han estimado a partir de los valores propuestos en los trabajos de sismica en el centro peninsular (Banda *et al.*, 1981; Suriñach y Vegas, 1988; ILIHA DSS Group, 1993). Para los cuerpos litológicos más superficiales, se han empleado las densi-

dades publicadas en Turcotte y Schubert (1982), Pérez del Villar *et al.* (1996) y Gómez Ortiz *et al.* (2003).

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. 3). El contacto entre ambas unidades se realiza a través de una falla inversa cuyo buzamiento disminuye cerca de la superficie, al igual que sucede en el resto del Sistema Central (Racero Baena, 1988). Durante el Oligoceno la falla del borde sur del Sistema Central acomodó la deformación como desgarre sinestrorso y a partir del Mioceno funcionó como un cabalgamiento (De Vicente *et al.*, 1996a; De

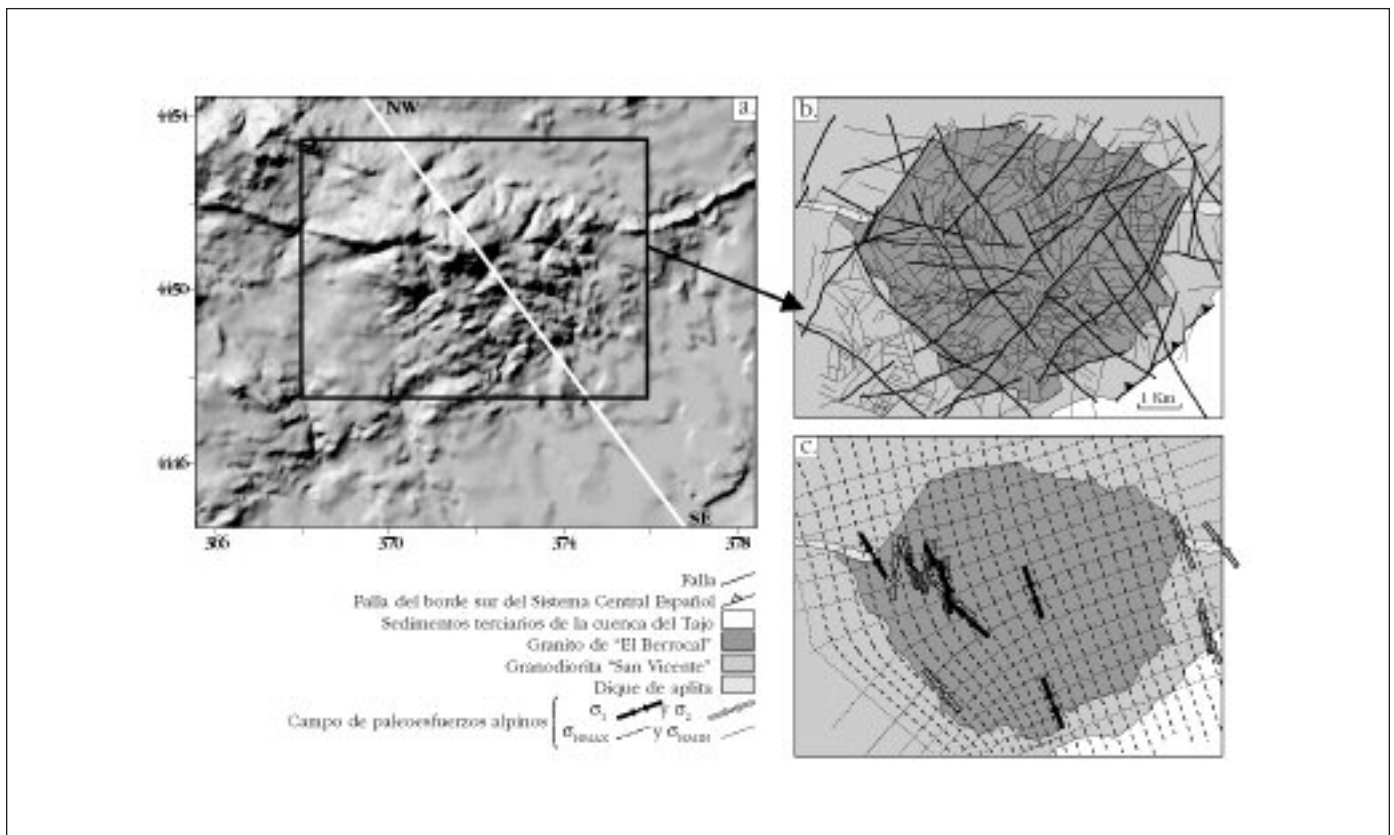


Fig. 2. a) Modelo digital del terreno (pixel 50x50 m) utilizado para obtener la topografía de la sección cortical modelizada (basado en los mapas topográficos E 1:50.000 del Servicio Geográfico del Ejército con número 579, 580, 602 y 603). Coordenadas UTM en kilómetros referidas al huso 30. La línea 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_{HMAX}) y esfuerzo horizontal mínimo (σ_{HMIN}) del campo alpino a partir del análisis de poblaciones de fallas (σ_1 , proyección horizontal del esfuerzo principal máximo en tensores de desgarre; σ_2 , proyección horizontal del esfuerzo principal medio en tensores extensionales) (modificadas de CSN, 2000)

Fig. 2. a) Digital elevation model (pixel 50x50m) of the El Berrocal massif used to obtain the topography of the modelled cortical section (based on the topographical maps, scale 1:50.000, Geographical Service of the Spanish Army sheets 579, 580, 602, and 603). UTM coordinates (kilometres) referred to the zone 30. The NW-SE line indicates the profile orientation of the gravity and finite element modelling. b) Geological map of the El Berrocal massif with the main lithological bodies and fracture network. c) Map of alpine paleo-stress field depicting maximum horizontal stress (σ_{HMAX}) and minimum horizontal stress (σ_{HMIN}) trajectories obtained from fault population analysis (σ_1 is the horizontal projection of the maximum principal stress in strike-slip tensors; σ_2 is the horizontal projection of the middle principal stress in tensional tensors) (modified from CSN, 2000)

Vicente *et al.*, 1996b). Los datos geofísicos señalan el predominio de rocas metamórficas en el basamento de la cuenca sedimentaria en los sectores situados al Norte (Querol, 1989). Aunque no hay datos de sondeos disponibles que indiquen la naturaleza del basamento en el área estudiada, puesto que ha sido modelizado como un cuerpo denso ($\rho=2.700 \text{ kg/m}^3$), se supone que debe tener una composición granodiorítica de acuerdo con el origen plutónico de este sector del Sistema Central. Con las geometrías y los valores de densidad empleados para los distintos cuerpos litológicos, con las que se obtiene un buen ajuste entre los datos observados y calculados de anomalía de Bouguer, el salto vertical de la falla del borde sur es de unos 1.000 m, y desde ahí el basamento desciende progresivamente hacia el S hasta alcanzar un espesor máximo de 1.500 m de sedimentos en el centro de la cuenca. El espesor de sedimentos es por tanto inferior al estimado hacia el NE, donde se localiza el depocentro de la cuenca que alcanza los 3.500 m (Querol, 1989). Para disminuir el valor de la anomalía calculada, se ha incluido en el basamento una cuña de rocas graníticas que habría quedado en el labio hundido de la falla, tal y como sugiere la cartografía geológica y los datos estructurales.

Esfuerzos en la litosfera

Debido a que la superficie libre terrestre no puede soportar esfuerzos de cizalla, los esfuerzos principales en la misma deben tener una orientación vertical y horizontal (Twiss y Moores, 1992). Los esfuerzos verticales o esfuerzos litostáticos (σ_v) proceden de la carga litostática y se determinan a partir de la densidad (ρ) de las rocas (Turcotte y Schubert, 1982; Twiss y Moores, 1992; Engelder, 1993):

$$\sigma_v = \rho gy$$

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

Los esfuerzos horizontales en una cuenca sedimentaria que no está sometida a deformación tectónica se aproximan al esfuerzo horizontal de Poisson. Se basa en el estado de deformación uniaxial, y representa el σ_{HMAX} que contrarresta la expansión horizontal de Poisson debido al esfuerzo vertical (Twiss y Moores, 1992, y referencias ahí citadas):

$$\sigma_{HMAX} = [\nu / (1 - \nu)] \sigma_v$$

donde ν es el coeficiente de Poisson, que describe la relación existente entre las deformaciones perpendi-

culares a las cargas aplicadas y las deformaciones paralelas a dichas cargas.

Para los valores más comunes de ν en las rocas (0,25-0,33), esta relación implica que el esfuerzo horizontal debería estar entre un tercio y la mitad del esfuerzo vertical. Cuando el valor de ν es igual a 0,5, los esfuerzos horizontales (σ_x y σ_z) son iguales a los verticales y se alcanza un estado de referencia isotrópico o litostático:

$$\sigma_x = \sigma_z = \sigma_v = \rho gy$$

Sin embargo, la estimación de orientación y magnitud de los esfuerzos *in situ* indican que estas aproximaciones no son del todo realistas. Así, la magnitud de σ_{HMAX} en dos sondeos profundos (4 y 9 km) dentro del proyecto KTB llevado a cabo en el sur de Alemania es igual a 60 MPa a un kilómetro de profundidad, mientras que el valor del σ_v es de 30 MPa (Brudy *et al.*, 1997).

Por tanto, el estado real de esfuerzos difiere de estos dos estados de referencia debido a los esfuerzos tectónicos procedentes de las condiciones de contorno naturales de mayor escala como son las tracciones en los límites de placa (Turcotte y Schubert, 1982; Engelder, 1993). Otros procesos naturales como la carga topográfica, la carga termoelástica y la descarga por erosión generan esfuerzos locales que también provocan la desviación respecto al estado de referencia. Se puede definir un estado de esfuerzos tectónicos asociado a un régimen compresivo bajo deformación plana partiendo de los estados de referencia uniaxial y litostático (Engelder, 1993). En ambos casos el σ_v procede de la carga litostática:

$$\sigma_z = \sigma_v = \rho gy$$

Si se asume un esfuerzo horizontal máximo $\sigma_{HMAX}=\sigma_x$, el incremento de esfuerzo horizontal desde el estado de referencia de deformación uniaxial se expresa añadiendo una componente σ_T :

$$\sigma_x = \sigma_{HMAX} = [[\nu / (1 - \nu)] \rho gy] + \sigma_T$$

Para un estado de referencia litostático:

$$\sigma_x = \sigma_{HMAX} = \rho gy + \Delta\sigma_T$$

donde $\sigma_T > \Delta\sigma_T$, (o $\sigma_T = \Delta\sigma_T$ si $\nu = 0,5$), pero ambos son expresiones del esfuerzo tectónico para distintos estados de referencia.

La fuerza disponible para producir la deformación de la litosfera varía entre $1-4 \times 10^{12} \text{ Nm}^{-1}$ (si se supone que esta fuerza está repartida en un espesor litosférico de 100 km, equivale a una presión de 10-40 MPa)

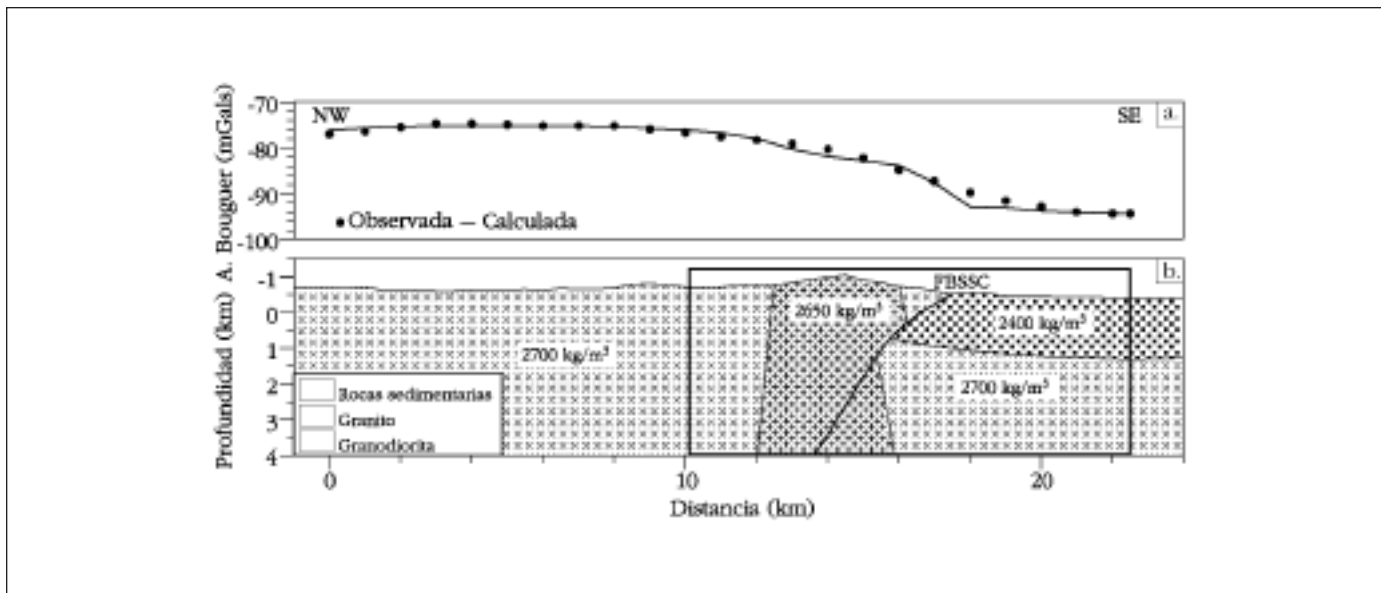


Fig. 3. Modelo gravimétrico 2+1/2D del macizo de El Berrocal. a) Curvas de anomalía de Bouguer observada y calculada. b) Corte geológico interpretado hasta los 4 km de profundidad, con los valores de densidad utilizados en el análisis gravimétrico. El rectángulo indica la sección analizada mediante el método de elementos finitos

Fig. 3. 2+1/2D gravity model of El Berrocal massif. a) Observed and calculated Bouguer anomaly. b) Deduced geological cross-section up to a depth of 4 km, where the density values used in the modelling are shown. The rectangle encloses the analyzed section using finite element method

(Kuszniir, 1991). Los modelos de esfuerzos realizados por Andeweg (2002) en la parte occidental de la placa euroasiática que reproducen mejor el estado actual de esfuerzos en la Península Ibérica, requieren la aplicación de una fuerza a lo largo del límite Eurasia-África que disminuye desde $\sim 1,5 \times 10^{12} \text{ Nm}^{-1}$ en la zona de Túnez a $0,1 \times 10^{12} \text{ Nm}^{-1}$ cerca de la Falla Gloria. Por otro lado, la resistencia total de la litosfera en el Sistema Central Español calculada a partir de perfiles reológicos para esfuerzos diferenciales compresivos es de $2,5\text{-}3 \times 10^{12} \text{ Nm}^{-1}$ (Tejero y Ruiz, 2002). Zoback y Townend (2001) calculan perfiles de resistencia acumulada para una litosfera en régimen de desgarre, y en condiciones de presión de poros hidrostática, la resistencia de una corteza superior de 16 km de potencia es de $1,5 \times 10^{12} \text{ Nm}^{-1}$.

Esfuerzos en una sección cortical sin relieve

Para determinar los parámetros reológicos y las condiciones de contorno que mejor reproducen un estado litostático mediante el método de elementos finitos, se han realizado una serie de modelos de esfuerzos con una topografía plana y una reología cortical media. En este análisis estructural se ha empleado el programa de elementos finitos Ansys (Swanson Analysis Systems, Inc) que considera los

esfuerzos compresivos como negativos y los esfuerzos tensionales como positivos. En el anexo I se describe la formulación relacionada con el comportamiento elástico de los materiales. El modelo bidimensional tiene una longitud de 50 km y una profundidad de 10 km, la malla está constituida por 500 elementos cuadriláteros de ocho nodos (tamaño $1 \times 1 \text{ km}^2$) en estado de deformación plana y 1621 nodos (Fig. 4). Puesto que la sección simula la zona frágil más superficial de la corteza terrestre, se ha asumido un comportamiento mecánico elástico (Turcotte y Schubert, 1982). Los parámetros reológicos están recogidos en la Tabla I. Respecto a las condiciones

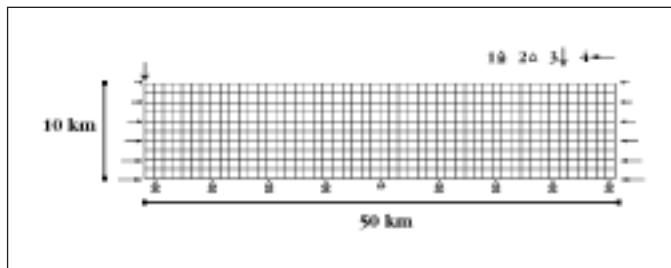


Fig. 4. Características de la malla de elementos finitos utilizada, condiciones de contorno y cargas aplicadas en la sección cortical sin topografía

Fig. 4. Characteristics of the finite element mesh utilized, boundary conditions and loads in a crustal cross section with flat topography

de contorno, se ha restringido el desplazamiento vertical de los 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. Por último, se ha aplicado la aceleración de la gravedad ($g=9,8 \text{ m/s}^2$) asumiendo que el esfuerzo principal en la vertical resulta de la carga litostática y una carga horizontal compresiva en los límites laterales. Se realizaron múltiples modelos modificando estas condiciones de contorno, parámetros reológicos y dimensiones del modelo para examinar el comportamiento del mismo. A continuación se muestran los resultados obtenidos al variar la carga horizontal aplicada y la magnitud del coeficiente de Poisson.

En primer lugar se han analizado las diferencias existentes al aplicar una carga horizontal con una magnitud igual al esfuerzo horizontal de Poisson (modelo A) por un lado, y al esfuerzo litostático (modelo B) por otro (Fig. 5). En ambos casos, el valor del coeficiente de Poisson es de 0,25. En la figura 5 se muestran los diagramas de contorno de los esfuerzos verticales (σ_y) y de los esfuerzos horizontales (σ_x) obtenidos. Los diagramas de contorno del esfuerzo vertical en las dos situaciones son paralelos a la superficie, indicando por tanto un incremento paulatino con la profundidad igual a $\rho g z$; aunque hacia los límites laterales del modelo B los contornos se curvan hacia la superficie, indicando valores mayores en dichas zonas que en el resto del modelo. En cuanto a la magnitud del esfuerzo horizontal, en el modelo A

los contornos son de nuevo paralelos a la superficie topográfica y su magnitud es igual al esfuerzo horizontal de Poisson, mientras que en el modelo B, los contornos tienen una geometría convexa hacia la superficie y su magnitud es igual al esfuerzo litostático únicamente en los laterales.

Puesto que considerando estos dos tipos de carga y con un coeficiente de Poisson de 0,25, no se puede reproducir un estado de esfuerzos litostático, se ha llevado a cabo un segundo análisis. En esta nueva modelización se ha aumentado el coeficiente de Poisson a 0,49 y únicamente se considera un caso de carga ya que la carga horizontal de Poisson es igual a la carga litostática (modelo C). Bajo estas condiciones, los diagramas de contorno de $\sigma_y = \sigma_x = \rho g z$, reproducen, por tanto, un estado de esfuerzos litostático (Fig. 6a).

Finalmente, el estado de esfuerzos real está condicionado entre otros factores por las tracciones procedentes de los límites de placa. Por ello, se ha incluido el efecto de los esfuerzos tectónicos (modelo D) aplicando una carga extra de 20 MPa a la carga horizontal del análisis anterior (este valor está dentro del rango de magnitudes recogido en el apartado previo). Los esfuerzos verticales resultantes no experimentan ninguna modificación respecto al modelo C (Fig. 6b). En cambio, la magnitud de esfuerzos horizontales se ve incrementada en todo el modelo en 20 MPa, y se obtiene un estado de esfuerzos tensional en régimen compresivo.

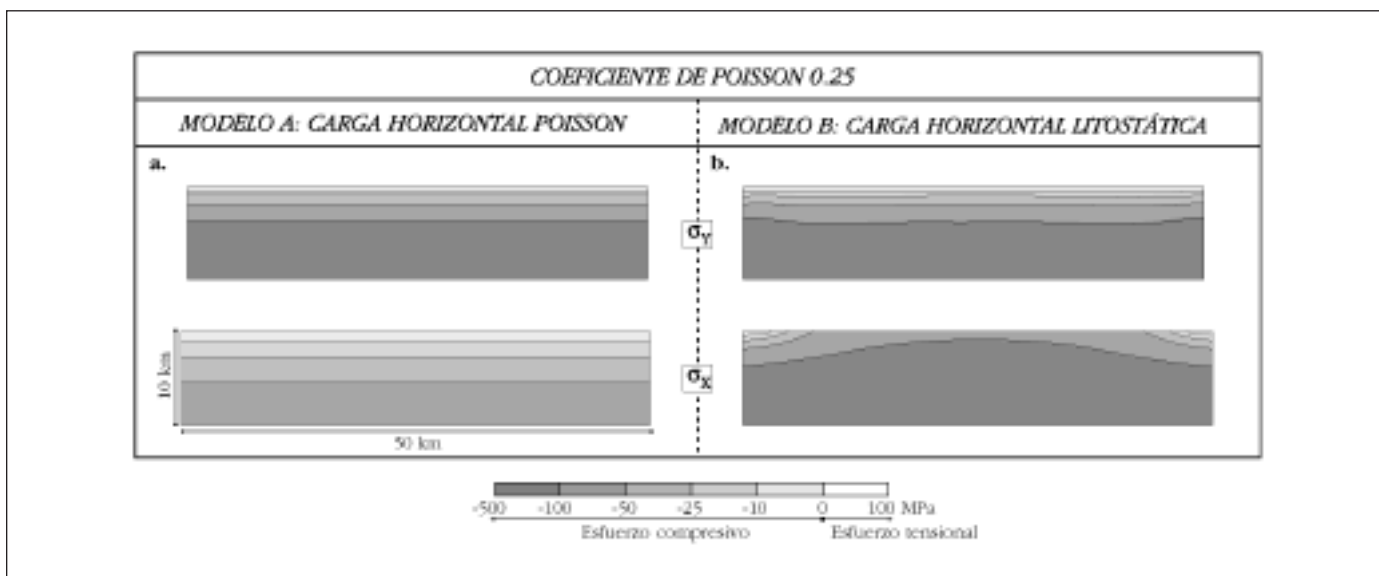


Fig. 5. Diagramas de contornos de las magnitudes de los esfuerzos horizontales (σ_x) y verticales (σ_y) en una sección cortical sin topografía, con un coeficiente de Poisson de 0,25, y cuando se aplica: a) una carga horizontal de Poisson y b) una carga horizontal litostática.
 Fig. 5. Contour diagrams of the horizontal (σ_x) and vertical (σ_y) stress magnitudes in a crustal cross section with no topography and a Poisson's ratio equal to 0.25 when a) a Poisson horizontal load and b) a lithostatic horizontal load are applied

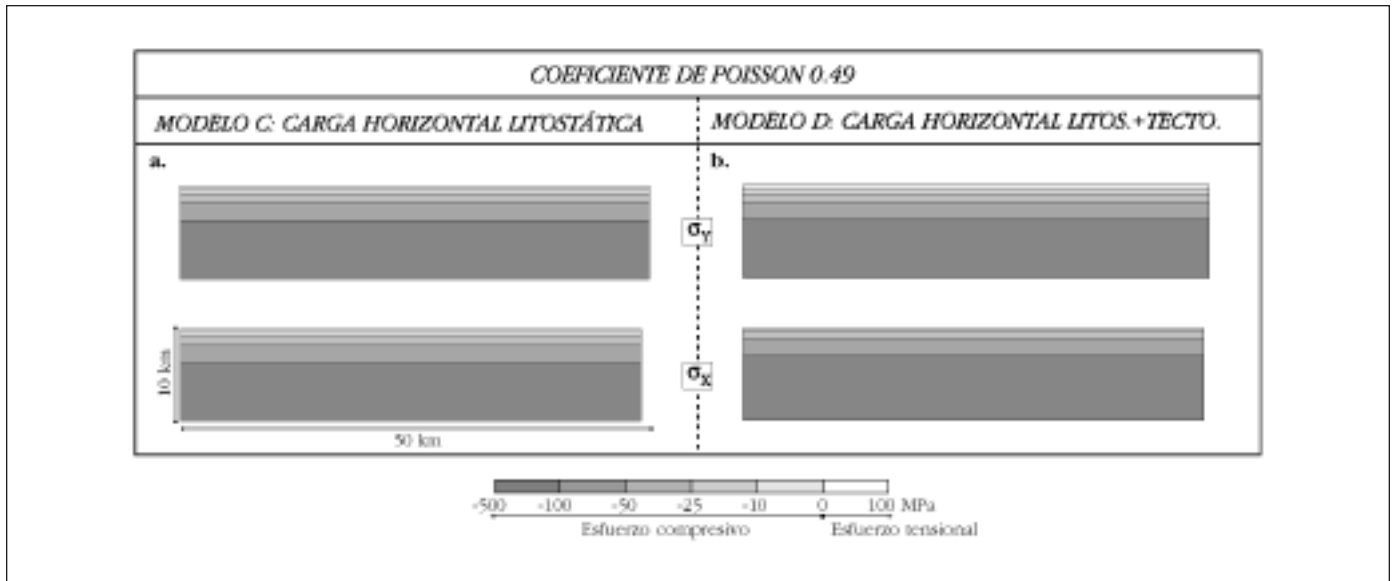


Fig. 6. Diagramas de contornos de las magnitudes de σ_x y σ_y en una sección cortical sin topografía, con un coeficiente de Poisson de 0,49 y cuando se aplica: a) una carga horizontal litostática y b) una carga horizontal litostática a la que se añade además una carga tectónica de 20 MPa

Fig. 6. Contour diagrams of the σ_x and σ_y magnitudes in a crustal cross section with no topography and a Poisson's ratio equal to 0.49 when a) a lithostatic horizontal load and b) a lithostatic and tectonic horizontal load are applied. Tectonic load of 20 MPa

Esfuerzos en el macizo de El Berrocal

Una vez que se han establecido las condiciones mediante las que se puede simular el estado de esfuerzos litostáticos y tensionales con el método de los elementos finitos en un modelo cortical sencillo, se ha realizado el análisis de los esfuerzos horizontales y verticales en el macizo de El Berrocal. Se han llevado a cabo dos tipos de modelos: en uno se ha supuesto una reología media y en el otro 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 (Fig. 7 y Tabla I). De esta manera, se estudiará la influencia tanto de la carga topográfica como de las variaciones litológicas en las magnitudes de los esfuerzos actuales.

La sección modelizada forma parte del modelo gravimétrico realizado previamente (Fig. 3). Tiene una longitud de 12.500 m, una cota máxima 1.050 m y una profundidad -4.000 m respecto al nivel del mar. Las mallas están formadas por 4.162 elementos cuadriláteros de ocho nodos (tamaño medio de 125x125 m²) en estado de deformación plana y 12.775 nodos (Fig. 7). De nuevo, se supone una reología elástica ya que la sección se localiza en la parte más superficial de la corteza terrestre. Esta aproximación está sustentada además por la presencia de actividad sísmica moderada en esta zona del centro peninsular hasta una profundidad de unos 10 kilómetros (CSN, 1998). Las

condiciones de contorno son similares a las del análisis mostrado en el apartado anterior: se ha limitado el movimiento en la vertical de los nodos basales y, para mantener un estado de equilibrio, se ha restringido el movimiento horizontal del nodo localizado en el contacto entre los dos bloques graníticos separados por la falla 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 litostático (o esfuerzo horizontal de Poisson con un coeficiente de 0,49). A esta carga horizontal se le 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.

En la figura 8 se muestran los resultados obtenidos en el modelo de El Berrocal con reología homogénea. Al aplicar la carga gravitacional y la carga horizontal litostática, los diagramas de contorno de esfuerzos verticales y horizontales son ligeramente diferentes. Los contornos de esfuerzo vertical son paralelos a la superficie topográfica indicando un incremento proporcional con la profundidad dependiente de la carga topográfica. En cambio en las partes centrales del modelo el aumento de magnitud del esfuerzo horizontal es menor que en los laterales. Aparecen incluso, en superficie y a ambos lados de la zona más elevada, unos pequeños sectores con esfuerzos extensionales. Por tanto, debido a la carga

topográfica, se origina una reducción en la magnitud de los esfuerzos y una desviación respecto al estado litostático. Mediante el cálculo del factor de forma σ_x/σ_y , se ha podido comprobar que la mayor parte del modelo está sometida a un régimen de tipo extensional. Para que el esfuerzo horizontal sea mayor que el vertical, y reproducir así un régimen compresivo que esté de acuerdo con los estudios sobre esfuerzos del centro peninsular (CSN, 1998), se ha añadido una carga tectónica de 20 MPa (Fig. 8b). Al igual que ocurría en el modelo cortical sencillo, los esfuerzos verticales no sufren ninguna modificación y los horizontales ven incrementada su magnitud en 20 MPa. En las zonas de valle aparece una acumulación de esfuerzos horizontales mayores que en las zonas más elevadas.

Para analizar el efecto de las variaciones litológicas en las magnitudes de esfuerzos, se ha realizado una modelización similar pero considerando una reología heterogénea. Los resultados para el caso en el que sólo se incluye gravedad y carga horizontal litostática son similares a los del modelo homogéneo, aunque se observan diferencias de magnitud en los contactos entre los distintos materiales (Fig. 9a). Cuando se aplica además un esfuerzo tectónico, aumentan estas discontinuidades a ambos lados de los contactos, y se agudiza el incremento de magnitud de esfuerzo horizontal en las zonas topográficamente deprimidas (Fig. 9b). Por último, se ha estudiado el rango de magnitudes de esfuerzo tectónico mínimo para conseguir un régimen compresivo en todo el modelo, incrementando el valor de la carga tectónica progresivamente. A medida que se aumenta dicha carga, el campo compresivo aumenta de extensión mientras que el campo extensional, que permanece centrado en profundidad en la zona de mayor topografía, va disminuyendo de manera paulatina. A partir de 13 MPa de carga tectónica se consigue un régimen compresivo generalizado en la sección.

Discusión y conclusiones

La realización de modelos de esfuerzos mediante el método de los elementos finitos nos ha permitido determinar las restricciones necesarias para cuantificar las magnitudes de esfuerzos actuales en la parte más superficial de la corteza, y analizar la influencia del relieve, las propiedades mecánicas de los materiales y la magnitud de los esfuerzos tectónicos en las mismas. En todas las situaciones estudiadas se parte de modelos elásticos que tienen fijada la base en la vertical (y en uno de los nodos basales se impide ade-

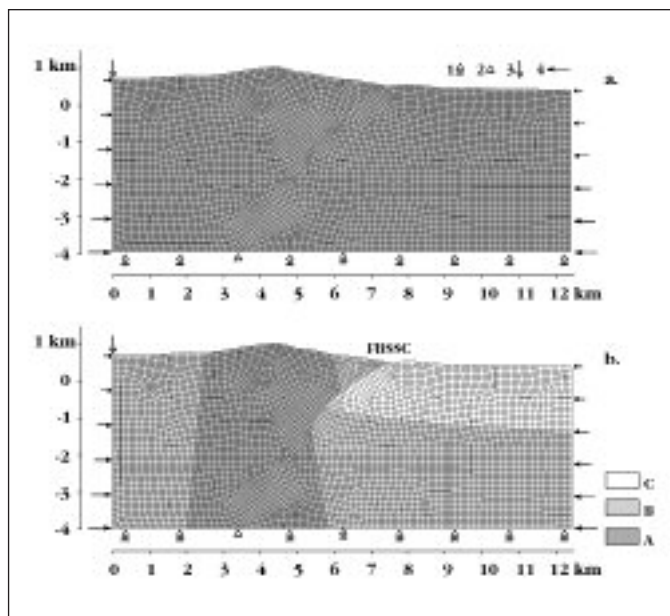


Fig. 7. Características de la malla de elementos finitos, condiciones de contornos y cargas aplicadas en el macizo de El Berrocal. a) Reología homogénea. b) Reología heterogénea. Leyenda litológica: A. granito tipo "El Berrocal", B. granodiorita tipo "San Vicente", C. relleno sedimentario de la cuenca del Tajo. Leyenda de símbolos: 1. desplazamiento permitido en la horizontal, 2. nodo sin desplazamiento, 3. gravedad, 4. carga horizontal. (FBSSC, falla del borde sur del Sistema Central Español)

Fig. 7. Characteristics of the finite element mesh, boundary conditions and loads in the El Berrocal massif. a) Homogeneous rheology. b) Heterogeneous rheology. Lithologic legend: A. granite type "El Berrocal", B. granodiorite type "San Vicente", C. sedimentary infill of the Tajo Basin. Symbol legend: 1. horizontal displacement, 2. fixed node, 3. gravity, 4. horizontal load. (FBSSC is Southern Border Fault of the Spanish Central System)

MODELOS	Modulo de Young (Pa)	Coefficiente de Poisson	Densidad (kg/m ³)
Corteza superior	60E9	0,25-0,49	2800
Berrocal homogéneo	40E9	0,49	2600
Berrocal heterogéneo			
Granito tipo "El Berrocal"	50E9	0,49	2650
Granodiorita tipo "San Vicente"	40E9	0,49	2700
Relleno sedimentario de la cuenca del Tajo	30E9	0,49	2400

Tabla I. Propiedades reológicas de los materiales incluidos en la modelización

Table I. Rheological properties of the modelled materials

más el movimiento horizontal) y a los que se les ha aplicado una carga vertical gravitacional y cargas horizontales en los límites laterales.

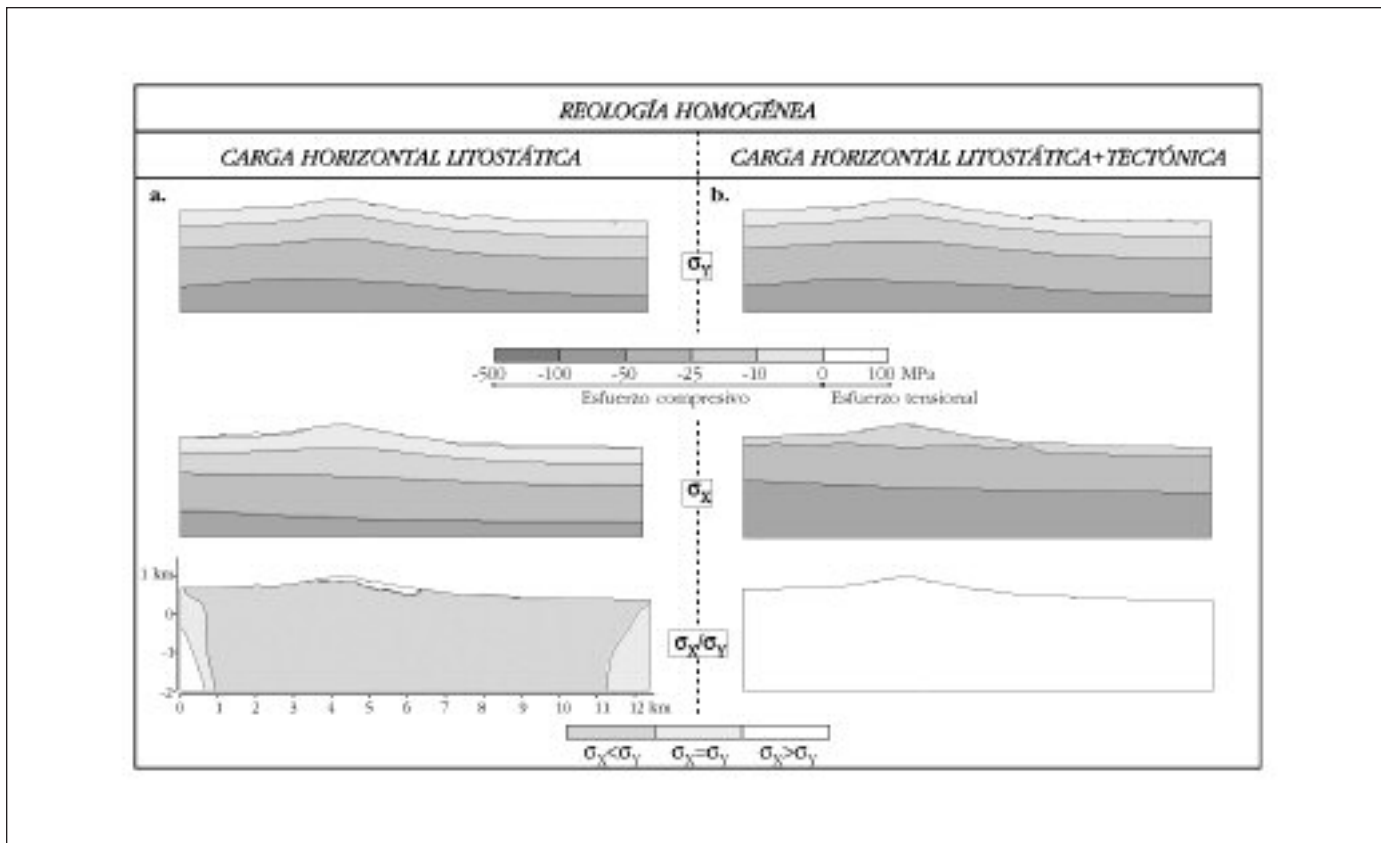


Fig. 8. Diagrama de contornos de las magnitudes de esfuerzos horizontales, esfuerzos verticales y factor de forma obtenidos en el modelo de El Berrocal con reología homogénea cuando se aplica: a) una carga horizontal litostática y b) una carga horizontal litostática a la que se añade además una carga tectónica de 20 MPa

Fig. 8. Contour diagrams of the horizontal and vertical stress magnitudes in the El Berrocal massif with homogeneous rheology when a) a lithostatic horizontal load and b) a lithostatic and tectonic horizontal load are applied. Tectonic load is 20 MPa

A partir de una sección cortical con topografía plana y un coeficiente de Poisson igual a 0,25, se ha observado que tanto si se aplica una carga horizontal de Poisson como una carga horizontal litostática, no se obtiene un estado de esfuerzos litostático en todo el modelo. En el primer caso, los esfuerzos horizontales solamente compensan el desplazamiento horizontal que se origina por la carga gravitacional y siempre son menores que los esfuerzos verticales. En el último caso, la magnitud del esfuerzo horizontal llega a ser incluso mayor que la del esfuerzo gravitacional en la parte central del modelo y hasta unos 5 km de profundidad. En cambio, cuando se utiliza un coeficiente de Poisson de 0,49, la carga horizontal de Poisson es igual a la carga litostática y se consigue reproducir un estado de esfuerzos litostático. Y si se aplica además una carga tectónica, se obtiene un estado de esfuerzos tectónicos en régimen compresivo. Este valor de coeficiente de Poisson es muy elevado comparado con los datos experimentales (Twiss y Moores, 1992). Sin embargo, su utilización está justificada debido a

las limitaciones que tienen los paquetes comerciales de elementos finitos, diseñados principalmente para aplicaciones en el campo de la ingeniería. Wu (2004) indica también la necesidad de utilizar una reología incompresible en modelos viscoelásticos planos para determinar estados de esfuerzos con esta técnica.

En los modelos del macizo de El Berrocal se ha analizado el efecto de la carga topográfica, los contrastes reológicos y las cargas tectónicas. Mediante una carga horizontal litostática no se consigue compensar la carga vertical gravitacional. De tal manera que los esfuerzos horizontales son menores que los verticales e incluso el esfuerzo vertical es algo menor que el esfuerzo litostático. Es necesario incluir una carga horizontal tectónica mínima de 10-15 MPa, que reproduciría el empuje de África-Eurasia, para conseguir un régimen compresivo en toda la sección, coherente con el régimen tectónico en el centro peninsular (CSN, 1998; Herraiz *et al.*, 2000). Con una reología heterogénea se aprecian discontinuidades en la mag-

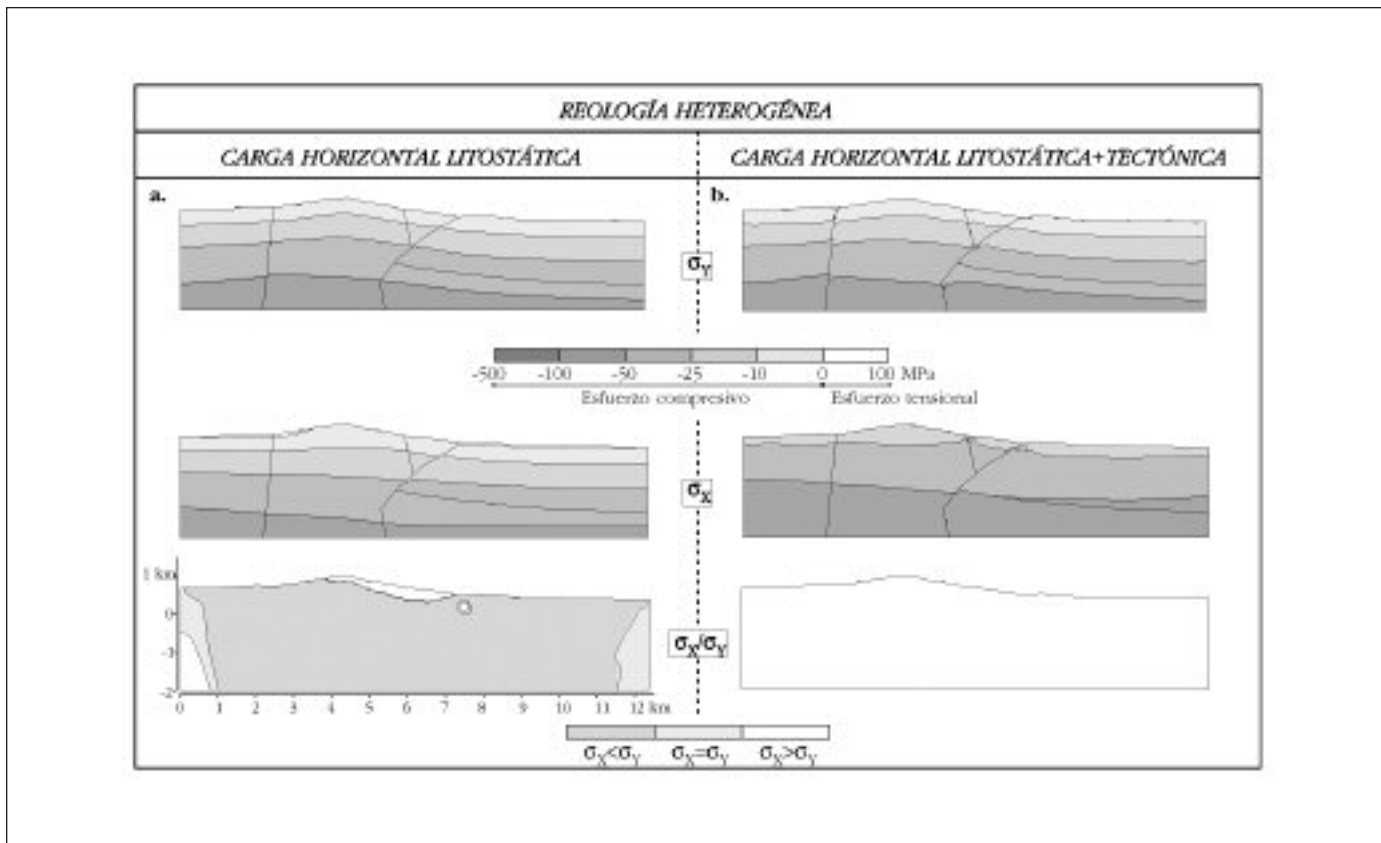


Fig. 9. Diagrama de contornos de las magnitudes de esfuerzos horizontales, esfuerzos verticales y factor de forma obtenidos en el modelo de El Berrocal con reología heterogénea cuando se aplica: a) una carga horizontal litostática y b) una carga horizontal litostática a la que se añade además una carga tectónica de 20 MPa

Fig. 9. Contour diagrams of the horizontal and vertical stress magnitudes in the El Berrocal massif with heterogeneous rheology when a) a lithostatic horizontal load and b) a lithostatic and tectonic horizontal load are applied. Tectonic load is 20 MPa

nitud de los esfuerzos relacionadas con los contactos litológicos.

La topografía produce una distribución diferencial de los esfuerzos con magnitudes mayores en las zonas de valle y menores en las zonas elevadas. Estos datos ajustan bien con los datos del campo de esfuerzos más reciente dentro de la zona (Oligoceno-actualidad?) que indican extensión en las cotas elevadas y compresión (régimen de desgarre) en los valles y en las proximidades de la falla del borde sur del Sistema Central (CSN, 2000; Pérez López *et al.*, 2000). Los resultados de la modelización de esfuerzos indican que las mayores variaciones en la distribución de los esfuerzos están asociadas a la presencia del granito y al contacto con los sedimentos terciarios de la cuenca del Tajo. Por tanto, cuando existen variaciones reológicas espaciales importantes, es necesario incluirlas en los modelos para cuantificar las magnitudes de los esfuerzos de un modo realista.

Las magnitudes de carga tectónica horizontal que reproducen mejor un régimen compresivo en el centro peninsular tienen un rango mínimo de 10-15 MPa.

Estos resultados son coherentes con los valores empleados en modelizaciones numéricas previas en la Península Ibérica (Andeweg, 2002) y están dentro del rango de magnitudes de resistencia litosférica determinadas en el Sistema Central Español (Tejero y Ruiz, 2002). Para el modelo más completo de El Berrocal, se obtiene un rango de esfuerzos horizontales de 20-25 MPa a una profundidad de un kilómetro. Trabajos realizados en la Península sobre magnitudes de esfuerzos corticales mediante técnicas de medida directas proporcionan un rango de valores del esfuerzo horizontal máximo entre 10-20 MPa a esa misma profundidad (González de Vallejo *et al.*, 1988; Jurado y Müller, 1997; Schindler *et al.*, 1998). Teniendo en cuenta que dichos valores están calculados en zonas con regímenes tectónicos y reologías diferentes, se puede concluir que se obtiene un buen ajuste.

Finalmente, todos estos resultados apuntan a la necesidad de analizar modelos geológicos bien restringidos en los aspectos geométricos, reológicos y estructurales para obtener estados de esfuerzos realistas mediante el método de los elementos finitos.

Agradecimientos

Los autores desean mostrar su agradecimiento a J.M. González Casado y a P. Gumiel por las revisiones constructivas que han contribuido a mejorar la calidad del manuscrito.

Anexo

Las rocas sometidas a magnitudes bajas de esfuerzos y tasas de deformación alta se comportan de manera elástica hasta que se excede la resistencia compresiva de las rocas. El tensor de esfuerzos σ_{ik} está relacionado con el tensor de deformaciones ϵ_{lm} mediante la forma generalizada de la ley de Hook:

$$\sigma_{ik} = C_{iklm} \epsilon_{lm}$$

donde C_{iklm} representa el tensor de rigidez elástica o de elasticidad.

Puesto que los modelos de esfuerzos de elementos finitos se han realizado en condiciones de deformación plana ($\epsilon_3=0$), a continuación se muestran las ecuaciones que definen este comportamiento (Turcotte y Schubert, 1982):

$$\sigma_1 = (\lambda + 2G) \epsilon_1 + \lambda \epsilon_2$$

$$\sigma_2 = \lambda \epsilon_1 + (\lambda + 2G) \epsilon_2$$

$$\sigma_3 = \lambda (\epsilon_1 + \epsilon_2) = \nu (\sigma_1 + \sigma_2)$$

Si describimos estas relaciones de manera inversa:

$$\epsilon_1 = [(1 + \nu) / E] [(1 - \nu) \sigma_1 - \nu \sigma_2]$$

$$\epsilon_2 = [(1 + \nu) / E] [\nu \sigma_1 - (1 - \nu) \sigma_2]$$

donde λ , G , ν y E son propiedades de los materiales. λ y G son los parámetros de Lamé (G también se conoce como el módulo de rigidez), ν ya se ha definido previamente como el coeficiente de Poisson y E es el módulo de Young:

$$\lambda = [E \nu] / [(1 + \nu) (1 - 2\nu)]$$

$$G = [E] / [2 (1 + \nu)]$$

$$\nu = \lambda / [2 (\lambda + G)]$$

$$E = [G (3\lambda + 2G)] / [\lambda + G]$$

Por tanto, el comportamiento elástico de un material queda caracterizado bien con los parámetros λ y G o bien con E y ν .

Referencias

- Andeweg, B. 2002. *Cenozoic tectonic evolution of the Iberian Peninsula: Effects and causes of changing stress fields*. PhD thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam, 178 pp.
- Bada, G., Cloetingh, S., Gerner, P. and Horváth, F. 1998. Sources of recent tectonic stress in the Pannonian region: inferences from finite element modelling. *Geophysical Journal International*, 134, 87-101.
- Banda, E., Suriñach, E., Aparicio, A., Sierra, J. and 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.
- Brudy, M., Zoback, M.D., Fuchs, K., Rummel, F. and 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, 18.453-18.475.
- Campos Egea, R., Martín Benavente, C., Pérez del Villar, L., Pardillo Porras, 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., De Vicente, V. y González-Casado, J.M. 1990. Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español. *Geogaceta*, 7, 20-22.
- Cloetingh, S.A.P.L., Wortel, M.J.R. and Vlaar, N.J. 1984. Passive margin evolution, initiation of subduction and the Wilson cycle. *Tectonophysics*, 109, 147-163.
- Coblentz, D.D., Zhou, S., Hillis, R.R., Richardson, R.M. and Sandiford M. 1998. Topography, boundary forces, and the Indo-Australian intraplate stress field. *Journal of Geophysical Research*, 103, 919-931.
- CSN 1998. *Proyecto SIGMA. Análisis del estado de esfuerzos tectónicos, reciente y actual en la Península Ibérica*. Colección Otros Documentos CSN, ODE-04.05, CSN, Madrid, 239 pp.
- CSN 2000. *Proyecto HIDROBAP. Hidrogeología de medios de baja permeabilidad*. Colección Otros Documentos CSN, ODE-04.12, CSN, Madrid, 238 pp.
- De Bruijne, C.H. 2001. *Denudation, intraplate tectonics and far field effects. An integrated apatite fission track study in central Spain*. Tesis doctoral, Vrije Universiteit, Amsterdam, 164 pp.
- De Bruijne, C.H. and Andriessen, P.A.M. 2000. Interplay of intraplate tectonics and surface processes in central Spain, assessed by apatite fission track analysis. *Abstract Fission track 2000, 9th international conference on fission track dating and thermochronology*. Geological Society of Australia, Sydney, 58, 61-62.
- De Vicente, G. (editor) 2004. Estructura alpina del Antepaís Ibérico. En: Vera, J.A. (ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 587-634.
- De Vicente, G., Giner, J.L., Muñoz-Martín, A., González-Casado, J.M. and y Lindo, R. 1996a. Determination of present-day stress tensor and neotectonic interval in the Spanish Central System and Madrid Basin, Central Spain. *Tectonophysics*, 266, 405-424.
- De Vicente, G., Calvo, J.P. and Muñoz-Martín, A. 1996b. *Neogene tectono-sedimentary review of the Madrid*

- basin. En: Friend, P.F. y Dabrio, C. (eds.), *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*, Cambridge University Press, Cambridge, 268-271.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W. and Knott, S.D. 1989. Kinematics of the western Mediterranean. En: Coward, M.P., Dietrich, D. y Park, R.G. (eds.), *Alpine Tectonics*, *Geological Society of London, Special Publication*, 45, 265-283.
- Doblas, 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.
- Engelder, T. 1993. *Stress regimes in the Lithosphere*. Princeton University, New York, 451 pp.
- ENRESA 1995. *Proyecto AFA 1ª y 2ª etapa. Estudios temáticos en rocas plutónicas (GR-04)*. Documento interno, 150 pp.
- Fúster, J.M. y Villaseca, C. 1987. El complejo tardihercínico del Sistema Central Español. En: Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J.C., López Plaza, M. y Rodríguez Alonso, M.D. (eds.), *Geología de los granitoides y rocas asociados del macizo hespérico. Libro homenaje L.C. García de Figuerola*. Rueda, Alcorcón, 27-35.
- Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. and Jabaloy, A. 1993. Stress and palaeostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to the present). *Tectonophysics*, 227, 105-126.
- 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.
- Giner-Robles, J.L., González-Casado, J.M., Gumiel, P., Martín-Velázquez, S. and García-Cuevas, C. 2003. A kinematic model of the Scotia plate (SW Atlantic Ocean). *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 179-191.
- Gölke, M., Cloetingh, S. and Coblenz, D. 1996. Finite-element modelling of stress patterns along the Mid-Norwegian continental margin, 62° to 68°N. *Tectonophysics*, 266, 33-53.
- Gölke, M. and Coblenz, D. 1996. Origins of the European regional stress field. *Tectonophysics*, 266, 11-24.
- Gómez Ortiz, D., Tejero López, R., y Babín Vich, R., 2003. Estructura de la corteza en el centro peninsular mediante el análisis espectral de datos gravimétricos y modelización en 2+1/2D. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 16, 3-17.
- González de Vallejo, L.I., Serrano, A.A., Capote, R. and De Vicente, G. 1988. The state of stress in Spain and its assessment by empirical methods. En: Romana, M. (ed.), *Rock Mechanics and Power Plants*. Balkema, Rotterdam, 165-172.
- Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo Naupari, 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., Cortes A.L., Ramírez, M. and Lucini, M. 2000. The Recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, 19, 762-786.
- ILIHA DSS Group 1993. A deep seismic sounding investigation of lithospheric heterogeneity and anisotropy beneath the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 221, 35-51.
- Jiménez Munt, I., Bird, P. and Fernández, M. 2001. Thin-shell modeling of the neotectonics in the Azores-Gibraltar region. *Geophysical Research Letter*, 28, 1083-1086.
- Jurado, M.J. and Müller, B. 1997. Contemporary tectonic stress in northeastern Iberia. New results from borehole breakout analysis. *Tectonophysics*, 282, 99-115.
- Kusznir, N.J. 1991. The distribution of stress with depth in the lithosphere: thermo-rheological and geodynamic constraints. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 337, 95-110.
- Meijer, P.Th., Govers, R. and Wortel, M.J.R. 1997. Forces controlling the present-day state of stress in the Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 148, 157-170.
- Muñoz-Martín, A., Cloetingh, S., De Vicente, G. and Andeweg, B. 1998. Finite-element modelling of Tertiary paleostress fields in the eastern part of the Tajo Basin (central Spain). *Tectonophysics*, 300, 47-62.
- Negredo, A.M., Barba, S., Carminati, E., Sabadini, R. and Giunchi, C. 1999. Contribution of numeric dynamic modelling to the understanding of the northern Apennines. *Tectonophysics*, 315, 15-30.
- 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 López, R., Muñoz Martín, A., Paredes, C., De Vicente, G. y Elorza F.J. 2000. Dimensión fractal de la distribución espacial de fracturas en el área granítica de El Berrocal (Sistema Central): relación con el tensor de esfuerzos. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13, 487-503.
- Querol, R. 1989. *Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo*. E.T.S.I Minas de Madrid (Dpto. de Ingeniería Geológica), 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: SGE (ed.), *Simposio sobre: Nuevas tendencias en el análisis de cuencas*. Actas del II Congreso Geológico de España, Granada, 213-221.
- Ribeiro, A., Cabral, J., Baptista, R. and Matías, L. 1996. Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia. *Tectonics*, 15, 641-659.
- Richardson, R.M., Solomon, S.C. and 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", 1, 123, 285 pp.
- Sassi, W. and 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.
- Schindler, A., Jurado, M.J. and Müller, B. 1998. Stress orientations and tectonic regime in the northwestern Valencia Through from borehole data. *Tectonophysics*, 300, 63-77.

- Suriñach, E. and Vegas, R. 1988. Lateral inhomogeneities of the Hercynian crust in central Spain. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 51, 226-234.
- Tejero, R. and Ruiz, J. 2002. Thermal and mechanical structure of the central Iberian Peninsula lithosphere. *Tectonophysics*, 350, 49-62.
- Turcotte, D.L. and Schubert, G. 1982. *Geodynamics. Applications of continuum physics to geological problems*. John Wiley & Sons, Inc., New York, 450 pp.
- Twiss, R.J. y Moores, E.M. 1992. *Structural geology*. W.H. Freeman and Company, New York, 532 pp.
- Zienkiewicz, O.C. and Taylor, R.L. 1994. *The finite element method: Basic formulation and linear problems*, McGraw-Hill, London, 648 pp.
- Zoback, M.D. and Townend, J. 2001. Implications of hydrostatic pore pressures and high crustal strength for the deformation of intraplate lithosphere. *Tectonophysics*, 336, 19-30.
- 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.

Recibido: junio 2005.

Aceptado: septiembre 2005.