

# Modelización numérica de la evolución geodinámica del surco de Valencia

## *Numerical modelling of the geodynamic evolution of the Valencia trough*

A. M. Negrodo (\*), M. Fernández (\*\*) y M. Torné (\*\*)

(\*)Dipartimento di Scienze della Terra-Sezione Geofisica. Università di Milano. Via L. Cicognara 7, 20129 Milano. Italia  
(\*\*) Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera" (CSIC). Lluís Solé i Sabarís s/n. 08028 Barcelona

### ABSTRACT

*A numerical kinematic model of extension has been used to study the geodynamic evolution of the Valencia Trough. The model allows for depth-dependent lithospheric extension and lateral accommodation of extension. The best fitting model of the geophysical observations is obtained by assuming a phase of synrift evolution lasting 15 Ma, with maximum lithospheric thinning in the trough during the Early Miocene (25-15 Ma) and reduced extension during the Serravallian (15-10 Ma). The lower crust and lithospheric mantle would be stretched by a higher amount than the upper crust. The evolution of the Balearic Promontory would be characterised by a first stage of crustal thickening during the Lower Miocene and a second stage of thinning related to the opening of the Algerian Basin during the Serravallian.*

**Key Words:** numerical model, Valencia Trough, depth-dependent extension, Balearic Promontory

*Geogaceta, 20 (4) (1996), 978-981  
ISSN: 0213683X*

### Introducción

El Surco de Valencia es una de las cuencas neógenas del Mediterráneo occidental que se originaron en una zona de convergencia entre las placas Europea y Africana. La evolución neógena de la cuenca resulta de la interacción entre procesos extensivos y compresivos. Diferentes cortes geológicos ponen en evidencia una clara asimetría entre el margen ibérico, caracterizado por una tectónica extensiva, y la zona bético-balear, que muestra la prolongación hacia el NE del sistema de cabalgamientos béticos (Fontboté *et al.*, 1990; Roca y Desegaulx, 1992). Los experimentos recientes de sísmica de reflexión vertical y de gran ángulo (algunos recopilados en Banda y Santanach, 1992) permiten tener un buen control sobre la estructura cortical en la cuenca y sus flancos. Las secciones obtenidas muestran una fuerte atenuación de la corteza en la zona axial de la cuenca, siendo mucho mayor el adelgazamiento en la corteza inferior que en la superior. Los modelos numéricos bidimensionales aplicados hasta la actuali-

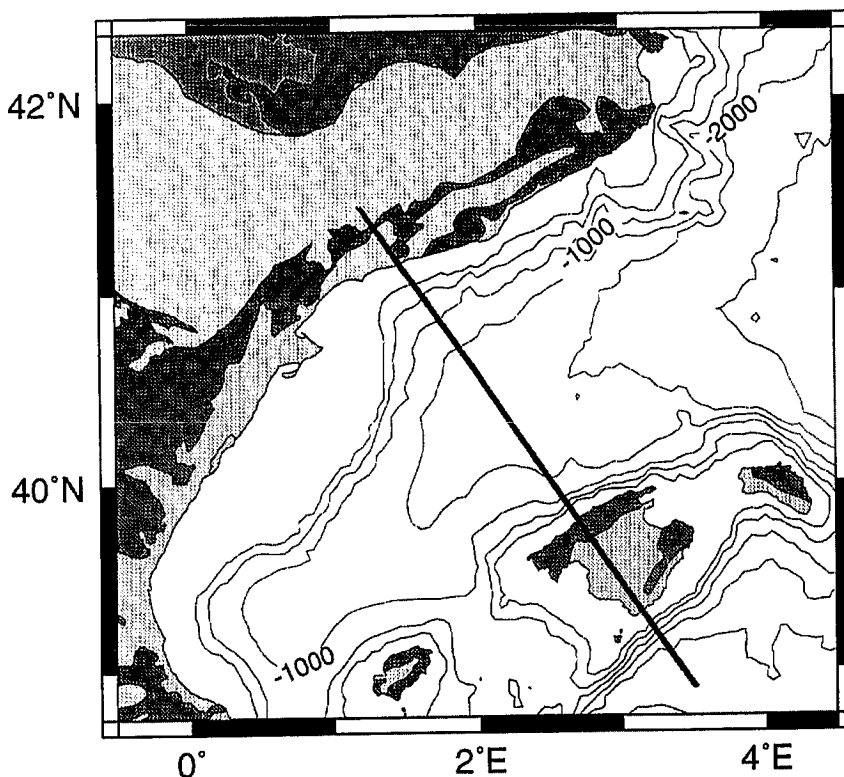


Fig. 1.- Mapa de localización. La línea gruesa indica el perfil modelado.

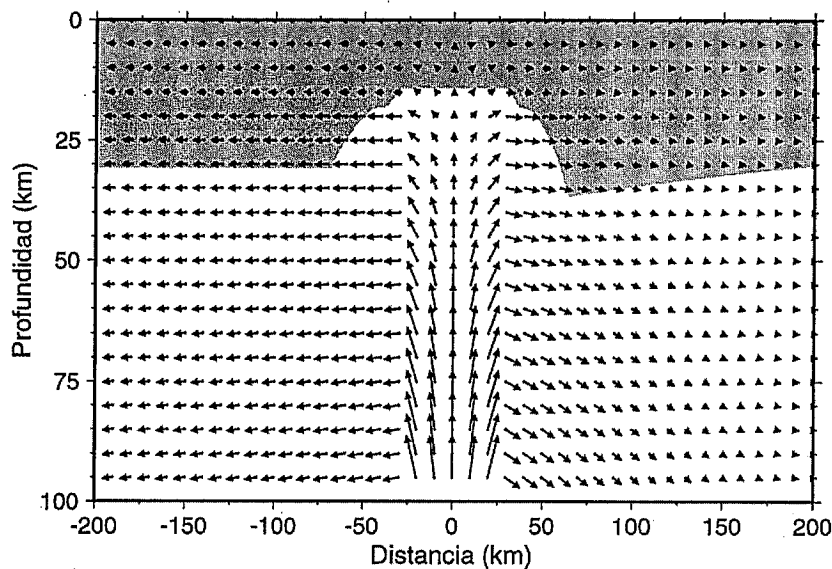
*Fig. 1.- Location map. Solid line shows the modelled profile*

dad en el Surco de Valencia no tienen en cuenta dos cuestiones clave en la evolución de la cuenca: la coexistencia de extensión en el surco y compresión en el Promontorio Balear durante el Mioceno inferior, y el adelgazamiento diferencial de corteza superior e inferior. En el presente trabajo se aplica un modelo cinemático de extensión litosférica con el objetivo de reproducir los rasgos generales de la evolución geodinámica de la cuenca y sus flancos. El modelo permite introducir distintas tasas de adelgazamiento en las diferentes capas litosféricas, así como la modelización de procesos extensivos dentro de contextos regionales compresivos.

#### Modelización geodinámica del surco de Valencia

El modelo ha sido aplicado a un perfil de unos 400 km de longitud (Fig. 1) que se extiende desde la Cuenca del Ebro hasta la Cuenca Sudbaleares, atravesando la Cadena Costero Catalana, el Surco de Valencia y Mallorca. Como condiciones iniciales del modelo se ha considerado un espesor cortical uniforme de 30 km y un espesor litosférico de 100 km. El modelo calcula la evolución térmica de la litosfera resolviendo numéricamente la ecuación de transporte conductivo y advectivo de calor. En el manto litosférico se asume una disminución lineal de la densidad con el aumento de temperatura. A partir de la distribución de temperatura y de densidad, se calcula la elevación absoluta asumiendo compensación isostática local (Lachenbruch y Morgan, 1990), el flujo de calor superficial y la anomalía gravimétrica de Bouguer.

Se han considerado tres etapas en la evolución geodinámica del Surco de Valencia. Estas etapas han sido definidas a partir de los análisis de subsidencia existentes y del conocimiento de la evolución neógena de la cuenca a partir de la interpretación de cortes geológicos y secciones sísmicas. La primera etapa considerada incluye el Mioceno inferior (25-15 Ma) y está caracterizada por una fuerte extensión en la zona axial de la cuenca coexistente con acortamiento y engrosamiento cortical en el Promontorio Balear. La segunda etapa abarca el periodo entre 15 y 10 Ma (Serravaliense) y se caracteriza por una atenuación de la actividad tectónica extensiva en la cuenca y en el margen catalán. La actividad tectónica se concentra en esta etapa en la Cuenca Sudbaleares y, en menor grado, en el



#### 15 - 10 Ma

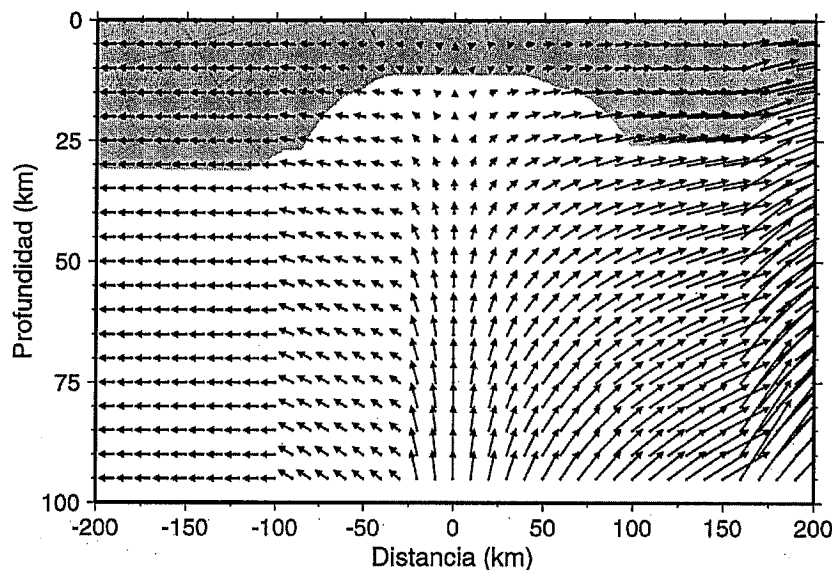


Fig. 2.- Campo de velocidad en las dos etapas extensivas consideradas en la modelización de la evolución del Surco de Valencia y sus flancos. Las zonas sombreadas corresponden a la geometría cortical resultante de cada etapa.

Fig. 2.- Velocity field for each of the extensive periods considered in the modelling of the evolution of the Valencia Trough and its flanks. Shaded areas are the final crustal geometry after each period.

Promontorio Balear y en las zonas cercanas a la costa en el interior de la península. Durante la tercera etapa (10-0 Ma) se asume que la actividad tectónica es poco importante. Por tanto, esta etapa corresponde a un periodo de subsidencia térmica postrift. En cada una de las etapas consideradas en la modelización se introduce un campo de velocidad consistente con sus principales características. En la figura 2 se muestra el campo de velocidad en las dos etapas de evolución *sinrift* modelizadas en el Surco de Valencia. Las zonas sombreadas muestran la geometría cortical al

final de cada etapa extensiva. Durante la primera etapa se produce un fuerte adelgazamiento cortical en la zona axial, mientras que el bloqueo parcial de la extensión hacia el SE ocasiona cierto engrosamiento cortical bajo el Promontorio Balear. Durante la segunda etapa extensiva, las máximas velocidades de extensión se introducen en la parte SE del perfil para simular el efecto de la apertura de la Cuenca de Argelia. En ambas etapas se impone mayor extensión y adelgazamiento en la corteza inferior y manto litosférico que en la corteza superior.

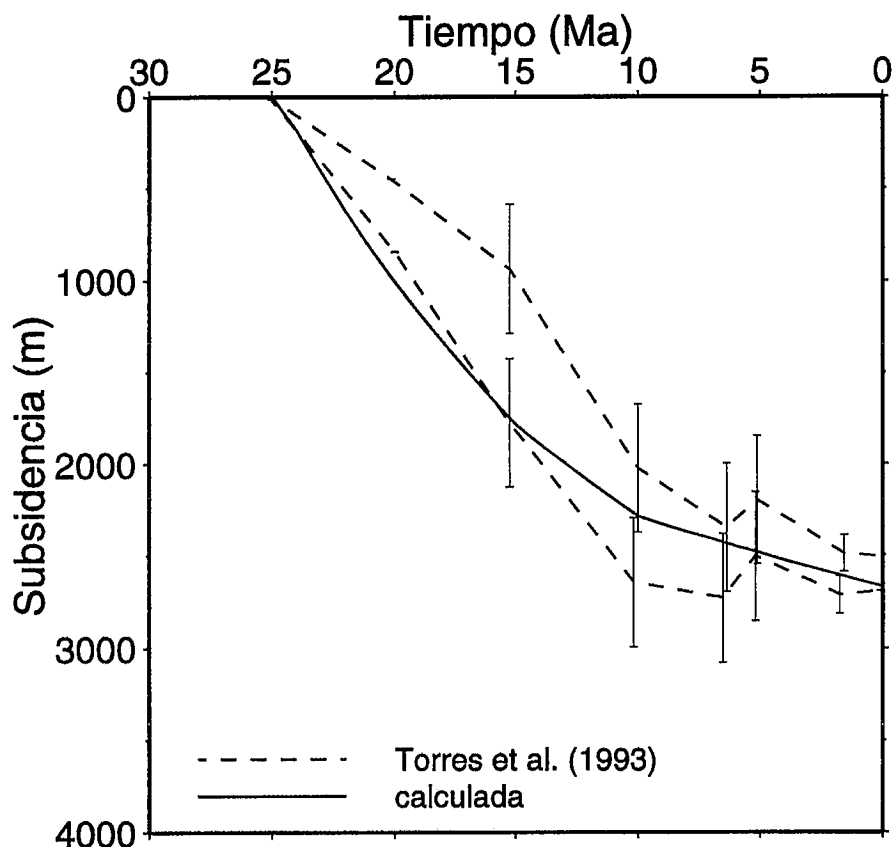


Fig. 3.- Comparación de la evolución de la subsidencia tectónica calculada en el presente modelo en la zona axial de la cuenca con la obtenida por Torres *et al.* (1993) a partir de análisis de backstripping.

Fig. 3.- Comparative evolution of the tectonic subsidence at the axial zone of the basin: present model (solid line) and tectonic subsidence after Torres *et al.* (1993) obtained from backstripping analysis (dashed line).

**Comparación con las observaciones**

En la figura 3 se comparan las curvas de evolución de la subsidencia tectónica predichas por el modelo cinemático en la zona axial de la cuenca (línea continua) con las obtenidas por Torres *et al.* (1993) utilizando la técnica del *backstripping* (línea discontinua). La evolución de la subsidencia calculada por el modelo ajusta muy bien tanto la forma de las curvas como la cantidad de subsidencia tectónica total.

En la figura 4 se comparan las predicciones de modelo numérico con las observaciones geofísicas disponibles en una banda de 40 km centrada en el perfil. Las barras sobre el valor promedio indican la desviación estándar. El modelo no incluye los sedimentos y por tanto, para que las predicciones del modelo puedan ser comparadas con las observaciones, éstas deben ser corregidas por los efectos de la sedimentación. En la figura 4a, se muestra la profundidad del basamento, excepto en la Cuenca Sudbalear, donde se representa la batimetría. En la zona del surco, los rom-

bos indican la profundidad de basamento descargado utilizando la técnica del *backstripping* (Watts y Torné, 1992). A las predicciones de flujo de calor superficial (línea continua) se les aplica una reducción del 20% (línea discontinua) propuesta por Hutchinson *et al.* (1985) para corregir el efecto de la sedimentación, puesto que las determinaciones de flujo de calor superficial se realizan en el fondo del mar (Foucher *et al.*, 1992). En las observaciones de anomalía gravimétrica de Bouguer se ha eliminado la contribución de los sedimentos en la zona del surco (Watts y Torné, 1992). Los datos de profundidad de la Moho han sido obtenidos a partir del mapa regional elaborado por Torné *et al.* (1996) y de los resultados del perfil ESCI (línea discontinua, Vidal *et al.*, 1995).

El ajuste de las observaciones es aceptable a escala regional. Se producen algunas discrepancias a escala local que se pueden atribuir a fenómenos de vulcanismo, o bien corresponden a zonas donde no se consigue ajustar la geometría cortical. En el Promontorio

Balear, la discrepancia entre las predicciones y las observaciones de elevación podría atribuirse a que, dado la pequeña longitud de onda de la carga topográfica, no se produzca compensación isostática local, sino regional. En la presente modelización no se ha considerado la existencia de un cuerpo de densidad anormalmente baja emplazado en la parte superior del manto litosférico (Watts y Torné, 1992; Zeyen y Fernández, 1994). El efecto que produciría sería una disminución de la anomalía de Bouguer y de la subsidencia. Este cuerpo anómalo se ha incluido porque se desconoce su origen y composición.

**Conclusiones**

La evolución de la zona central del Surco de Valencia es compatible con un modelo de extensión no uniforme en que el adelgazamiento de la corteza superior es menor que el de la corteza inferior y manto litosférico. Este mecanismo permite justificar que la extensión evaluada a partir del adelgazamiento cortical resulte superior a la evaluada a partir del análisis geométrico de fallas. El ajuste de las curvas de subsidencia requiere un proceso de extensión de 15 Ma de duración. El factor de adelgazamiento deducido del modelo sería máximo durante el Mioceno Inferior ( $\beta=2.13$ ) y se atenuaría durante el Serravaliense ( $\beta=1.27$ ).

La evolución de la litosfera bajo el Promontorio Balear estaría caracterizada por una primera etapa de engrosamiento cortical causado por la acomodación de material procedente de la cuenca, y una segunda etapa extensiva relacionada con la apertura de la Cuenca de Argelia.

A partir del modelo presentado no es posible favorecer claramente ninguna de las hipótesis sobre la formación del Surco de Valencia: tras-arco, colapso orogénico o propagación del rift de Europa occidental. Sin embargo, el mayor adelgazamiento de la corteza inferior y el manto litosférico implica cierta componente de *rifting* activo o calentamiento sublitosférico.

**Agradecimientos**

Este trabajo ha sido parcialmente financiado a través de un convenio entre el Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera" (CSIC) y el Instituto Tecnológico y Geominero de España

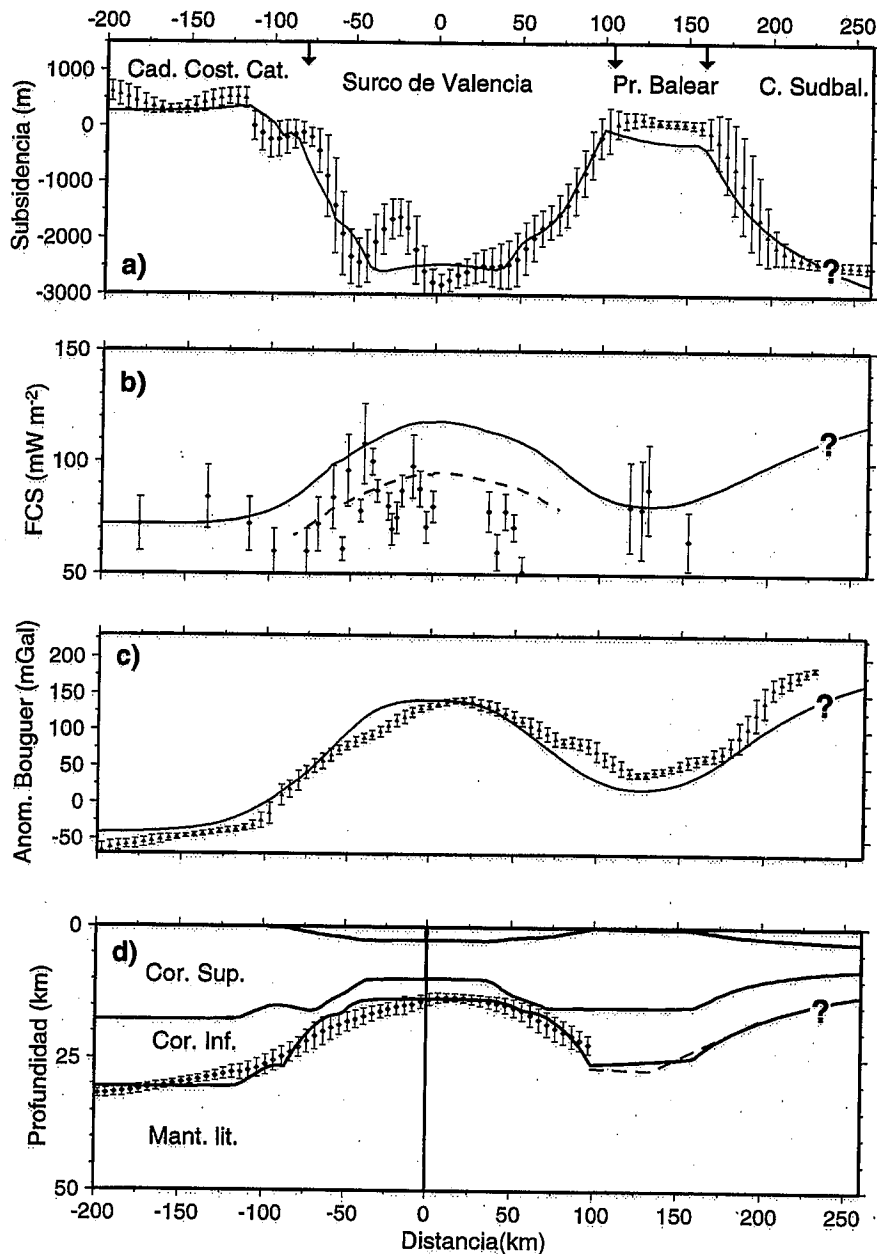


Fig. 4.- Comparación de las predicciones del modelo numérico (línea continua) con las diferentes observaciones geofísicas disponibles en una banda de 40 km centrada en el perfil indicado en la figura 1. a) Subsistencia (rombos) y topografía (triángulos); b) flujo de calor superficial; c) anomalía de Bouguer y d) geometría cortical (resultados del perfil ESCI con línea discontinua).

Fig. 4.- Comparison between predictions of the numerical model (solid line) and different geophysical observations available in a 40 km width band centered along the profile showed in figure 1. a) Subsidence (diamonds) and topography (triangles); b) surface heat flow; c) Bouguer anomaly and d) crustal geometry (dashed line is result from profile ESCI).

(ITGE), por ENRESA y por el proyecto de investigación Integrated Basin Studies (Unión Europea n° JOU-CT92-110).

Referencias

Banda, E.; Santanach, P. (1992). *Tectonophysics*, 203, 361 pp.  
 Fontboté, J.P.; Guimerà, J.; Roca, E.; Sàbat, F.; Santanach, P.; Fernández-Ortigosa, F. (1990). *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 3: 249-256.  
 Foucher, J.P.; Mauffret, A.; Steckler, M.; Brunet, M.F.; Maillard, A.; Rehault, J.P.; Alonso, B.; Desegaulx, P.; Murillas, J.; Ouillon, G. (1992). *Tectonophysics*, 203: 77-97.  
 Hutchinson, I.; Von Herzen, R.P.; Louden, K.E.; Sclater, J.G.; Jemsek, J. (1985). *J. Geophys. Res.*, 90: 685-701.  
 Lachenbruch, A.H.; Morgan, P. (1990). *Tectonophysics*, 174, 39-62.  
 Roca, E.; Desegaulx, P. (1992). *Mar. and Pet. Geol.*, 9: 167-195.  
 Torné, M.; Banda, E.; Fernández, M. (En prensa). *En: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands, Peri-Tethys Mem. 2, Ed. Technip, Paris.*  
 Torres, J.; Bois, C.; Burrus, J. (1993). *Tectonophysics*, 228, 57-80.  
 Vidal, N.; Gallart, J.; Dañoibeitia, J.J.; Díaz, J. (1995). *En: Rifted Ocean Continent Boundaries. NATO ASI Series, Dordrecht, The Netherlands*, 291-308.  
 Watts, A.B.; Torné, M. (1992). *J. Geophys. Res.*, 97: 20021-20041.  
 Zeyen, H.; Fernández, M. (1994). *J. Geophys. Res.*, 99: 18089-18102.