

Aportaciones de la modelización analógica al estudio de la deformación intraplaca

Contribution of analogue modelling to the study of intraplate deformation

Pablo Calvín, Teresa Román-Berdiel, Pablo Santolaria y Pablo Tierz

Dpto. de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza 50009 Zaragoza, España.
mtdjrb@unizar.es, pablo_calvin@hotmail.com, psotin@unizar.es, p_tierz_4@hotmail.com

ABSTRACT

Dynamically scaled brittle/ductile analogue models have been performed. Experiments consisted of the compression of a sand-pack with a basal ductile layer of silicone putty acting as a décollement level. The boundary conditions were chosen to analyze the influence of the lateral migration of the ductile level and the strain rate on the deformational pattern. Results show that when the ductile level migrates laterally, the higher thickening is obtained far from the back-stop creating a high relief in the pro-wedge region.

Key-words: Analogue modelling, shortening, ductile level, intraplate deformation.

RESUMEN

Se han realizado modelos analógicos de sistemas frágil/dúctil dinámicamente dimensionados. Los experimentos consistieron en comprimir longitudinalmente un paquete de arena con un nivel basal de silicona que funciona como un nivel de despegue. Las condiciones en los límites se eligieron para analizar la influencia de la migración lateral del nivel dúctil, así como de la velocidad de deformación en el patrón de deformación resultante. Los resultados obtenidos indican que cuando el nivel dúctil migra lateralmente el mayor engrosamiento cortical no se produce en la zona más próxima al back-stop, sino que aparece desplazado hacia el interior del modelo.

Palabras clave: Modelización analógica, acortamiento, nivel dúctil, deformación intraplaca.

Geogaceta, 53 (2013), 49-52.
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 14 de julio de 2012
Fecha de revisión: 25 de octubre de 2012
Fecha de aceptación: 30 de noviembre de 2012

Introducción

Los importantes levantamientos corticales que se observan en el interior de algunas placas continentales dando lugar a cadenas montañosas (ej. Tienshan, Rocosas, Sierras Pampeanas, Atlas, Sistema Central) han sido objeto de numerosos estudios que han dado lugar a diversas hipótesis sobre su posible génesis. Una de estas hipótesis relaciona estas deformaciones intraplaca con movimientos horizontales en los límites de placa, los cuales pueden producir movimientos verticales a distancias considerables de dichos límites. Con una dirección de convergencia más o menos constante, procedente del orógeno formado en el límite de la placa (ej. Himalaya, Cordillera Norteamericana, Andes, Cordillera del Rift, Cordillera Pirenaica), se habrían levantado las estructuras en el interior de la misma. Un

asunto pendiente es cómo se produce el acoplamiento entre las estructuras orogénicas y las estructuras situadas en el interior de la placa. La posibilidad más aceptada es la existencia de despegues intracorticales que conectarían con la base de la corteza o de la litosfera enlazando ambas zonas.

El objetivo de este estudio es aportar nuevos datos sobre cuáles son los factores que pueden condicionar un levantamiento cortical intraplaca en relación al desarrollo de orógenos en los límites de placa. Se presenta una serie de modelos analógicos contruidos con arena y silicona representativos de un sistema frágil/dúctil que son sometidos a acortamiento. Argumentamos, en particular, que un parámetro crítico para que se produzca levantamiento intraplaca es el hecho de que los niveles dúctiles intracorticales tengan mayor facilidad para migrar lateralmente que en la vertical.

Condiciones experimentales

El dispositivo experimental utilizado para la realización de los modelos presentados en este trabajo consiste en una mesa sobre la que reposa una lámina de acetato y sobre la que se construye el modelo con tres bordes libres y uno confinado constituido por un tope o *back-stop*. Un pistón conectado a un motor tira del papel de acetato que resbala libremente por debajo del *back-stop* contra el que choca el modelo (Fig. 1A).

El *back-stop* representaría en estos modelos la zona del límite de placa.

El modelo inicial está constituido por una capa basal de silicona de 75 cm de largo x 60 ó 70 cm de ancho (según modelo) x 0,5 cm de espesor, y una capa de arena de 100 cm de largo x 70 cm de ancho x 3 cm de espesor. La arena se dispone en

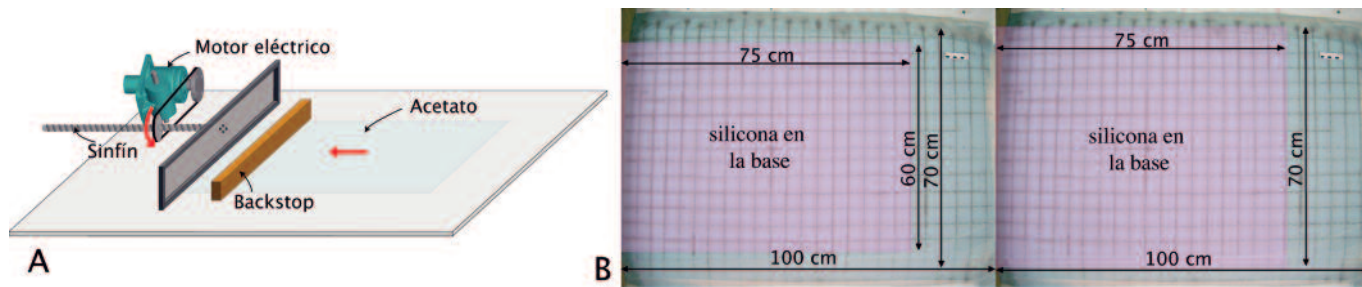


Fig. 1.- A) Esquema del dispositivo experimental, B) Configuración de los modelos y dimensiones de la placa basal de silicona en el Modelo-1 (izquierda) y en los Modelos-2 y -3 (derecha).

Fig. 1.- A) Experimental set-up, B) Configuration of the models and dimensions of the basal plate of silicone in Model-1 (left) and Models-2 and -3 (right).

6 capas de 0,5 cm de espesor cada una de color blanco y azul en alternancia, a modo de marcadores pasivos que permiten observar la deformación en corte una vez terminado el experimento. Sobre la superficie del modelo se dibuja una cuadrícula de 4x4 cm que facilita la observación de la evolución de la deformación en planta (Fig. 1B).

Se toman fotografías cenitales a intervalo de tiempo constante durante el desarrollo del experimento. Una vez finalizado el experimento se satura en agua el modelo y se realizan cortes seriados paralelos a la dirección de movimiento y perpendiculares a la dirección dominante de las estructuras generadas.

Para modelizar la corteza frágil se ha utilizado arena silicea (L-70805 de Sibelco) con un tamaño de grano entre 100 y 400 μm . Su peso específico medio es 1400 Kg.m^{-3} , presenta un ángulo de fricción cercano a 30° y una cohesión despreciable. Para modelizar el comportamiento dúctil de las capas inferiores de la corteza se ha utilizado silicona incolora (rhodorsil gomme FB de Caldic), que tiene una viscosidad de $7 \times 10^3 \text{ Pa.s}$ a temperatura ambiente (20°C) y una densidad de 980 Kg.m^{-3} .

Se han realizado tres experimentos: (1) Modelo en el que la capa basal de silicona tiene una anchura de 60 cm. Este modelo se ha realizado para observar la geometría de la deformación en el caso de que el nivel dúctil no pueda fluir lateralmente, puesto que queda confinado por los niveles de

arena que lo rodean lateralmente (Fig. 1B). (2) y (3) Modelos en los que la capa basal de silicona tiene una anchura de 70 cm sin confinar. En estos modelos el nivel dúctil puede fluir lateralmente (Fig. 1B). La diferencia entre estos dos modelos está en la velocidad de deformación (Tabla 1).

Los modelos han sido dimensionados dinámicamente siguiendo los principios de Hubbert (1937) y Ramberg (1981). Se ha elegido una relación de longitudes de 10^{-6} . El campo gravitatorio y las densidades y viscosidades se imponen por las condiciones experimentales y por los materiales utilizados. Las dimensiones restantes vienen impuestas por el dimensionamiento.

Las velocidades de convergencia utilizadas en el laboratorio son de $0,8 \times 10^{-5}$ y $1,6 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ (2,9 y 5,8 cm/h) y corresponden a $1,6 \times 10^{-10}$ y $3,2 \times 10^{-10} \text{ m/s}$ (0,5 y 1 cm/año) en la naturaleza. La duración del proceso de convergencia es de $4,46 \times 10^4$ y $2,23 \times 10^4 \text{ s}$ (12,4 y 6,2 horas) en el laboratorio y corresponde a $2,2 \times 10^{15}$ y $1,1 \times 10^{15} \text{ s}$ (71 y 36 Ma) en la naturaleza.

Resultados

En el Modelo 1 se obtiene un sistema de cabalgamientos imbricados, con un despegue basal en el nivel de silicona, con vergencia hacia el traspais. Se desarrollan cuatro láminas retrovergentes, todas ellas llevan asociados varios cabalgamientos con vergencias hacia el antepais, que acumulan

menores desplazamientos. En la primera lámina la vergencia es menos marcada al quedar bloqueado el desplazamiento hacia el traspais por el *back-stop*. La geometría resultante es la de una cuña orogénica, con las mayores alturas en la zona más cercana al *back-stop* (Fig. 2).

En los Modelos 2 y 3 la deformación se inicia de manera similar al caso anterior, con la formación de una primera lámina de cabalgamiento y retrocabalgamiento asociado, en la zona más cercana al *back-stop*. A continuación la evolución de la deformación es totalmente distinta a la del Modelo 1, con la formación en ambos modelos de dos grandes fallas direccionales conjugadas a 45° de la dirección de acortamiento. La falla dextra comienza su desarrollo antes que la siniestra y genera un relevo transpresivo en la zona central del modelo donde confluirá con la falla siniestra. En la zona de confluencia de ambas fallas progresa la deformación con una fuerte acumulación del acortamiento y un importante crecimiento en altura (Fig. 3). La deformación progresa con la formación de un nuevo cabalgamiento y retrocabalgamiento en el dominio situado entre la primera lámina y la zona central fuertemente engrosada, y finalmente se forma un nuevo cabalgamiento en el antepais (Modelo 3). La primera lámina presenta vergencia hacia el antepais, el dominio fuertemente engrosado verge hacia el traspais, mientras que la lámina ubicada entre ambas zonas presenta geometría en-

Modelo	Espesor de la capa silicona	Espesor de la capa de arena	Anchura de la capa silicona	Velocidad deformación cm/h	Duración (minutos)	Desplazamiento	Acortamiento
1	0,5 cm	3 cm	60 cm	2,9 cm/h	744	36 cm	48%
2	0,5 cm	3 cm	70 cm	2,9 cm/h	744	36 cm	48%
3	0,5 cm	3 cm	70 cm	5,8 cm/h	372	36 cm	48%

Tabla I.- Resumen de las condiciones experimentales de cada modelo.

Table I.- Summary of experimental conditions of each model.

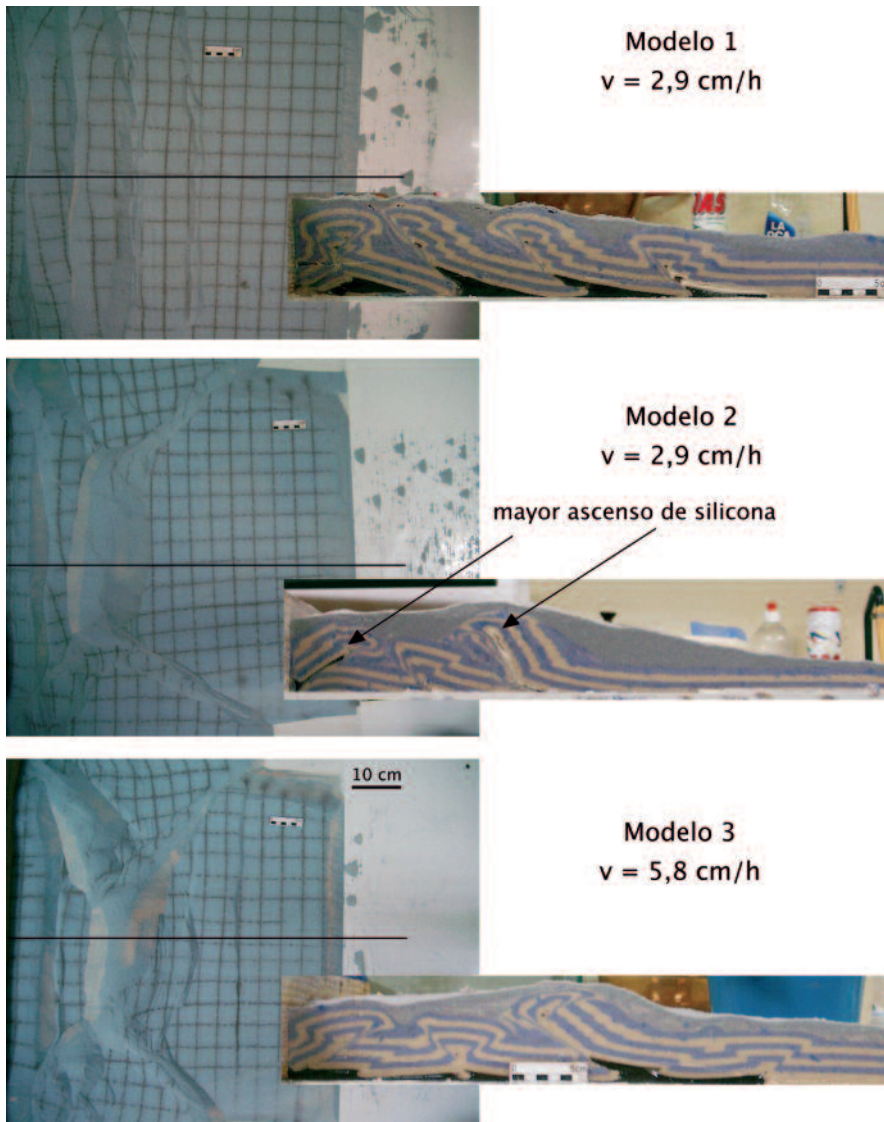


Fig. 2.- Vista de la superficie de los estadios finales y cortes centrales de los tres experimentos
 Fig. 2.- Surface-view of final stage and central cross-section of the three experiments.

cofrada. En los modelos 2 y 3 la altura máxima que alcanza el edificio no se encuentra junto al *back-stop*, sino que aparece en la zona central del modelo (Fig. 2).

En el Modelo 3, realizado a mayor velocidad de convergencia, la silicona asciende menos a lo largo de los planos de cabalgamiento (Fig. 2) y la deformación avanza más hacia el antepaís que en el Modelo 2.

Discusión y comparación con ejemplos de la naturaleza

En los Modelos 2 y 3 la evolución de la deformación viene controlada por el hecho de que el conjunto de materiales (dúctil-frágil) tiene mayor facilidad para migrar lateralmente. Una vez formada la primera lámina de cabalgamiento, el avance de la deformación hacia el antepaís provoca un escape del nivel de silicona hacia los dos laterales del modelo, dando lugar, en un primer estadio, a la formación de grandes fallas de desgarre, y a continuación, a una zona transpresiva que acumula gran parte del acortamiento y da lugar a la zona de mayor altitud en zonas alejadas del *back-stop* o límite de placa.

Estos modelos con bordes laterales no confinados pueden compararse con porciones de litosfera limitadas lateralmente por márgenes de subducción o por zonas corticales de menor resistencia, como sería el caso de la placa Ibérica durante la orogenia alpina, confinada por el Norte y el Sur por las placas Euroasiática y Africana respecti-

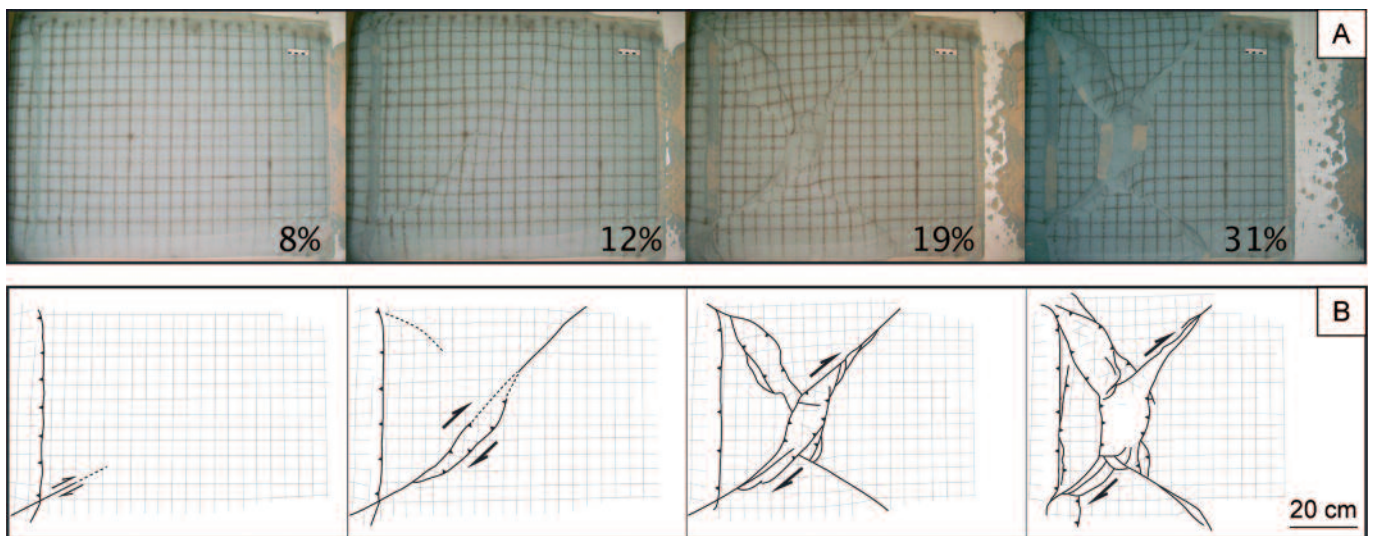


Fig. 3.- Vistas de superficie mostrando el desarrollo de las fallas en el Modelo 3. A) Fotos cenitales de los cuatro estadios seleccionados (el porcentaje hace referencia al acortamiento). B) Esquemas interpretativos de las fracturas formadas en cada uno de los estadios.
 Fig. 3.- Surface-views showing fault development for Model 3. A) Top view photographs of selected stages (the percentage refers to the shortening). B) Line drawing from top view photographs.

vamente, y con los bordes libres correspondientes con el margen atlántico y el mediterráneo.

Las geometrías de la deformación resultantes de los modelos 2 y 3 pueden compararse con el patrón de deformación que se observa en el interior de la Península Ibérica. El Sistema Central, limitado al Oeste por la Falla de Messejana y al Este por los desgarres de la Cadena Ibérica (De Vicente *et al.*, 2007; De Vicente y Vegas, 2009; Fig. 4), constituiría la zona central de fuerte engrosamiento obtenida en el interior de los modelos y limitada por las dos grandes fallas de desgarre conjugadas. La primera lámina de cabalgamiento obtenida en los modelos 2 y 3 en la zona más cercana al *back-stop* podría corresponder a la Cordillera Cantábrica, prolongación occidental de los Pirineos.

Modelos analógicos previos aplicados al estudio del relieve de la Península Ibérica fueron realizados por Fernández-Lozano *et al.* (2010, 2011). Estos modelos demuestran que dicho relieve pudo ser el resultado de un único episodio de convergencia N-S durante la orogenia Pirenaica en el que la reactivación de fallas tardi-variscas pre-existentes favorecerían la partición de la deformación entre desgarres y cabalgamientos. Nuestros modelos corroboran que el mecanismo de partición de la deformación permite explicar el patrón estructural observado en el interior de la Península como resultado de un único episodio de convergencia N-S, sin embargo también demuestran que dicho patrón puede obtenerse sin necesidad de la existencia de discontinuidades previas (fallas tardi-variscas).

Conclusiones

En modelos analógicos con un sistema frágil/ductil sometido a acortamiento y en el que el nivel dúctil no puede migrar lateralmente, se obtiene una cuña orogénica con el mayor desarrollo vertical junto al *back-stop*.

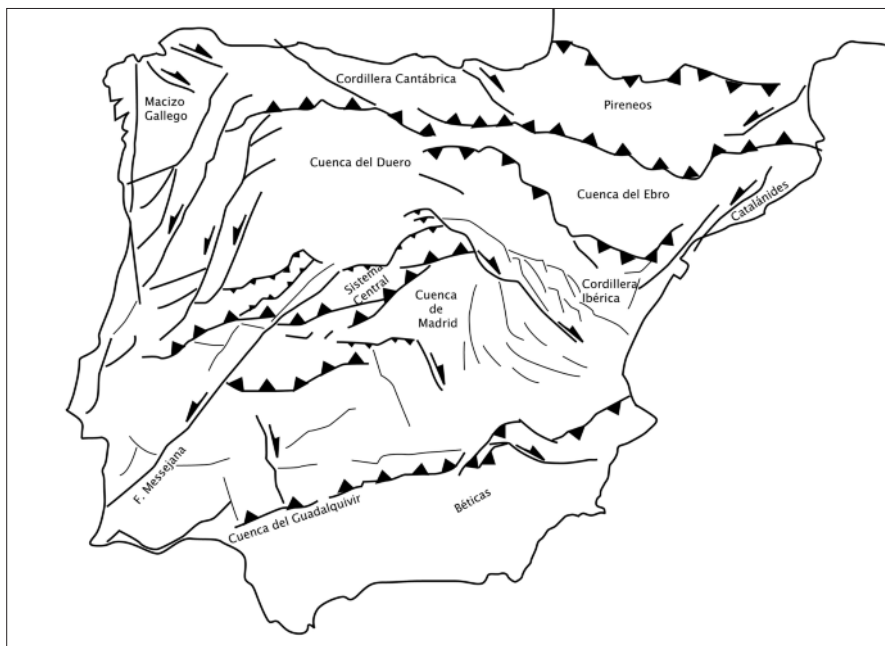


Fig. 4.- Esquema tectónico simplificado de la Península Ibérica alpina (modificado de De Vicente y Vegas, 2009).

Fig. 4.- Simplified tectonic sketch of the Alpine Iberian Peninsula (modified from De Vicente and Vegas, 2009).

Cuando el nivel dúctil puede migrar lateralmente: (1) el patrón de deformación evoluciona con la aparición de dos grandes fallas de desgarre conjugadas que atraviesan el modelo, y (2) el mayor engrosamiento cortical aparece desplazado hacia el interior de la placa.

Por lo tanto, un parámetro crítico para que se produzca deformación intraplaca en contextos compresivos es el hecho de que pueda producirse un escape tectónico lateral, generando partición de la deformación con la consecuente deformación intraplaca caracterizada principalmente por fallas direccionales y sectores transpresivos.

En estos casos las deformaciones intraplaca vienen ligadas a grandes fallas de desgarre que las limitan lateralmente.

Agradecimientos

Los autores agradecen a Ruth Soto y Ana Crespo por sus revisiones detalladas que han contribuido a mejorar este artículo. Este trabajo

ha sido financiado por el Grupo de Investigación Consolidado Geotransfer, E27, reconocido y subvencionado por el Gobierno de Aragón.

Referencias

De Vicente, G. y Vegas, R. (2009). *Tectonophysics*, 474, 124-143.

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). *Global and Planetary Change*, 58, 335-381.

Fernández-Lozano, J., Sokoutis, D., Willingshofer, E., Muñoz-Martín, A., De Vicente, G. y Cloetingh, S. (2010). *Geogaceta*, 49, 67-70.

Fernández-Lozano, J., Sokoutis, D., Willingshofer, E., Cloetingh, S. y De Vicente, G. (2011). *Tectonics*, 30.1, Citation TC1001.

Hubbert, M.K. (1937). *Bulletin of the Geological Society of America*, 48, 1459-1519.

Ramberg, H. (1981). *Gravity, deformation, and the Earth's Crust in Theory, Experiments and Geological Applications*. Academic Press, 452 p.