

# MODELIZACIÓN ANALÓGICA DE ESTRUCTURAS ASOCIADAS A COMPRESIÓN OBLICUA Y TRANSPRESIÓN. EJEMPLOS DEL NE PENINSULAR

A. M. Casas<sup>1</sup>, A. L. Cortés<sup>1</sup>, D. Gapais<sup>2</sup>, T. Nalpas<sup>2</sup> y T. Román Berdiel<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza

<sup>2</sup>Géosciences Rennes, Université de Rennes I, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes (Francia)

<sup>3</sup>Departamento de Geodinámica, Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea, Apdo 644, 48080 Bilbao

**Resumen:** Se ha realizado la modelización analógica de la compresión oblicua en un sistema bicapa arena/silicona, con variación sistemática de la dirección de convergencia ( $\alpha$ ) a intervalos de  $15^\circ$ , entre el desgarre puro ( $\alpha=0^\circ$ ) y el acortamiento perpendicular o convergencia pura ( $\alpha=90^\circ$ ). Los resultados muestran un contraste brusco entre las estructuras formadas bajo ángulos de convergencia menores de  $30^\circ$  e iguales o superiores a  $30^\circ$ . Cuando la tasa de convergencia es baja ( $\alpha=0^\circ$  y  $\alpha=15^\circ$ ) existe una fuerte localización de la deformación y las estructuras que aparecen son las típicas del régimen de desgarre, con desarrollo de fracturas de tipo R. Los máximos de orientación de la fracturación se sitúan a  $15^\circ$  (en el caso del desgarre puro) y a  $25^\circ$  (en el caso de  $\alpha=15^\circ$ ) de la discontinuidad de velocidad en la base del modelo. Para ángulos de convergencia mayores (entre  $30^\circ$  y  $90^\circ$ ) la deformación obtenida es muy similar en todos los casos, con un abombamiento asimétrico, alargado sobre la discontinuidad de velocidad y con geometría de pliegue de propagación, flanqueada por fallas o zonas de cizalla direccional-inversas. El buzamiento de las fallas obtenidas en los modelos también experimenta un cambio importante entre los modelos con  $\alpha \leq 15^\circ$  (buzamientos de las fallas mayores de  $70^\circ$ ) y  $\alpha \geq 30^\circ$  (buzamientos de las fallas obtenidas menores de  $40^\circ$ , y disminuyendo progresivamente a medida que  $\alpha$  aumenta). Las estructuras obtenidas para ángulos de convergencia mayores de  $30^\circ$  son similares a las estructuras oblicuas que aparecen en el margen sur de la Cuenca del Ebro (Cordillera Ibérica y Cordilleras Costeras Catalanas), donde no parece existir una distribución de la deformación (*strain partitioning*) entre los desplazamientos inversos y direccionales.

**Palabras clave:** Transpresión, compresión oblicua, pliegue, fracturación, Cordillera Ibérica, Catalánides

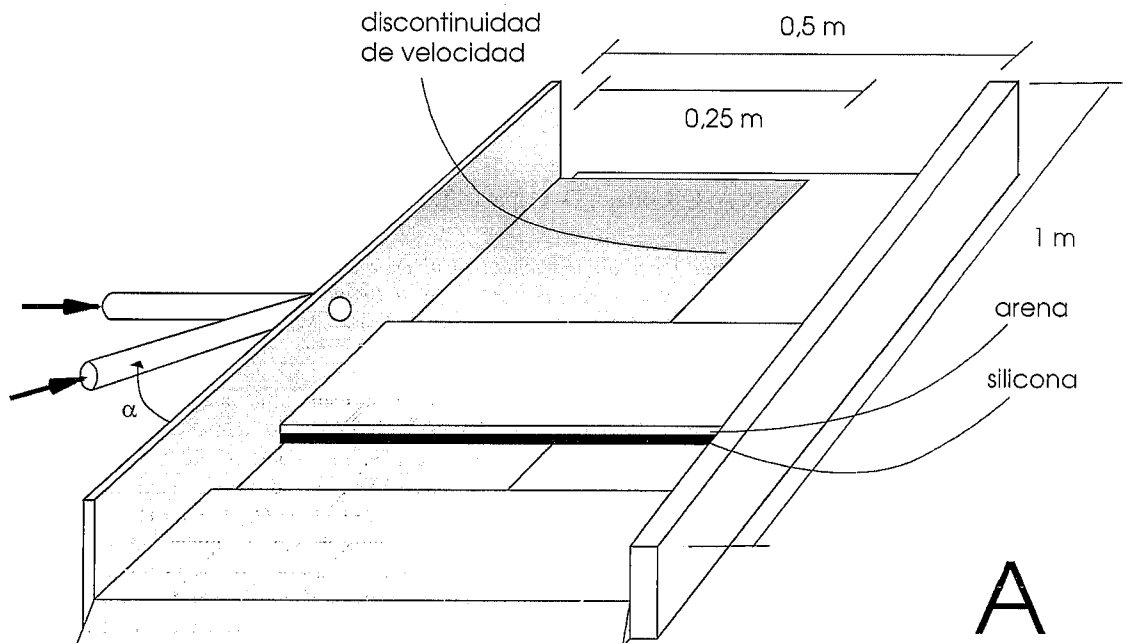
**Abstract:** Analogue modelling of oblique shortening in a sand/silicone system, with systematic variation every  $15^\circ$  of the convergence angle ( $\alpha$ ) between  $0^\circ$  (pure wrench) and  $90^\circ$  (pure shortening) indicates that there is a sharp contrast between structures formed at convergence angles below and above  $30^\circ$ . When the convergence ratio is low ( $0^\circ$  and  $15^\circ$ ) the localisation of deformation is very high and structures formed are the typical of strike-slip regime, R-type shear fractures, with orientation maxima at  $15^\circ$  (pure wrench) and  $25^\circ$  ( $15^\circ$  convergence angle), develop along the velocity discontinuity (shear band). At higher convergence rates (convergence angles from  $30^\circ$  to  $90^\circ$ ) deformation is very similar for all models, with an asymmetric elongated bulge (showing fault-propagation folding geometry) along the velocity discontinuity, flanked by wrench-reverse faults or shear zones. The dip of faults also shows a sharp change between  $\alpha \leq 15^\circ$  (dip angles steeper than  $70^\circ$ ) and  $\alpha \geq 30^\circ$  (dip angles lower than  $40^\circ$ , progressively diminishing as  $\alpha$  increases). The structures obtained for  $\alpha \geq 30^\circ$  are similar to oblique structures found at the southern border of the Ebro Basin (Iberian Chain and Catalanian Coastal Chain), where no partitioning between reverse and strike-slip displacements is found.

**Keywords:** Transpression, fold, thrust, analogue modelling, detachment, Iberian Chain, Catalanian Coastal Ranges

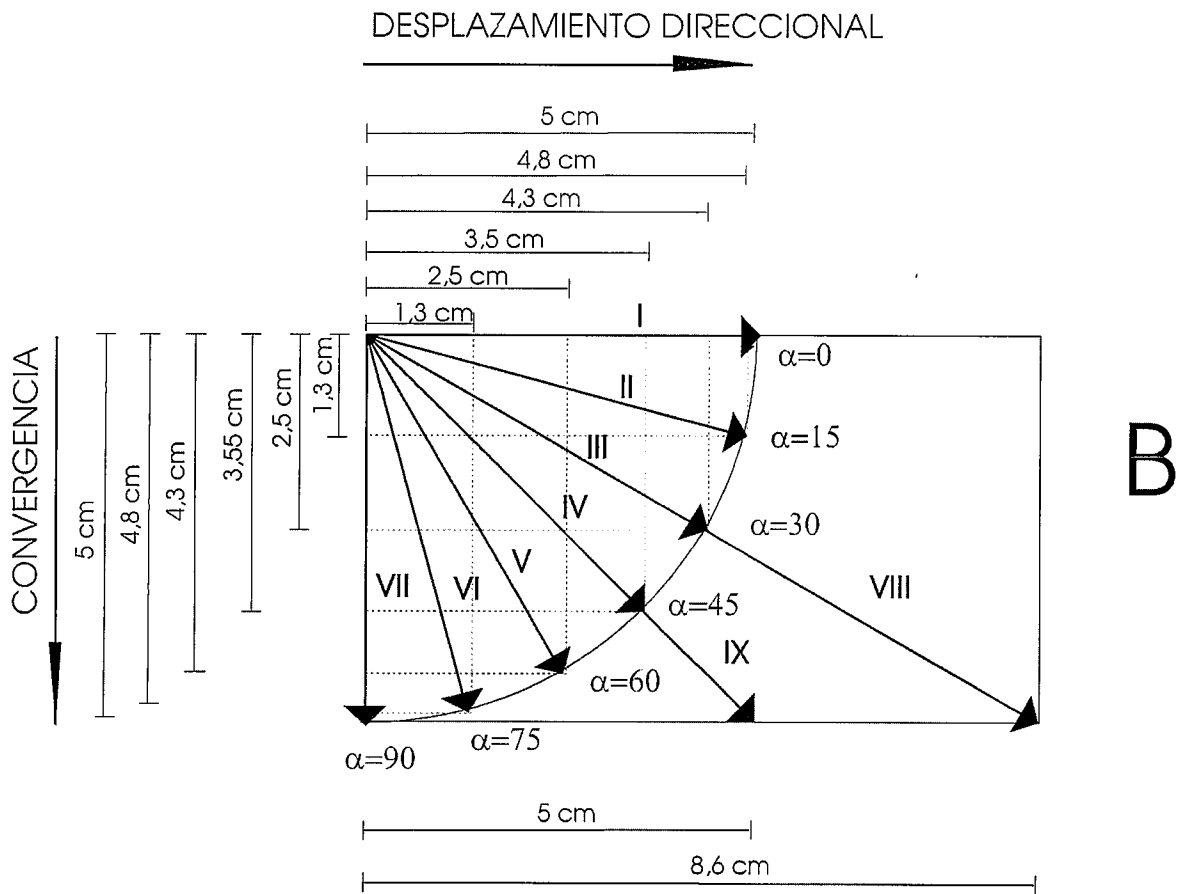
Casas, A. M., Cortés, A. L., Gapais, D., Nalpas, T. y Román Berdiel, T. (1998): Modelización analógica de estructuras asociadas a compresión oblicua y transpresión. Ejemplos del NE peninsular. *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (3-4): 331-344.

Se conoce como transpresión, o compresión oblicua, el proceso resultante de la combinación de desgarre y acortamiento a lo largo de una falla o grupo de fallas. Puede estar causada bien porque exista una cierta oblicuidad entre la dirección de la cizalla y la direc-

ción de las fallas principales o bien por la existencia de segmentos de falla con diferentes direcciones a lo largo de la misma (escalones o curvaturas). Las estructuras más comunes asociadas a la transpresión son las estructuras en flor positiva (Wilcox *et al.*, 1973; Sylvester y



A



B

Figura 1.- A. Diseño experimental y disposición de las capas de arena/silicona. B. Vectores desplazamiento (con las tasas de desplazamiento direccional y de convergencia) para los distintos experimentos.

Smith, 1976; Harding y Lowell, 1979; Woodcock y Fischer, 1986; Sylvester, 1988), definidas por un conjunto de fallas anastomosadas convexas hacia la superficie, con buzamientos moderados en su parte superior que se hacen progresivamente mayores en profundidad, enraizándose finalmente en un número menor de discontinuidades, o incluso en una única falla subvertical. Este tipo de estructura se encuentra en zonas en las que no existen niveles de despegue dentro de la corteza superior y el zócalo está involucrado en el proceso de deformación (tectónica de piel gruesa o *thick-skinned tectonics*). Cuando existen niveles de despegue el estilo de deformación es diferente, y presenta una mayor similitud con la geometría característica de zonas de pliegues y cabalgamientos: fallas inversas de alto y bajo ángulo que no están conectadas directamente con las fallas infrayacentes (tectónica de piel fina o *thin-skinned tectonics*). En estos casos la identificación de estructuras relacionadas con desgarre o transpresión no es tan sencilla, ya que su geometría es parecida a la que se encuentra en tectónica compresiva (Harding, 1985).

Normalmente se establece una distinción entre los procesos de transpresión, en los que dominan movimientos de desgarre, frente a los procesos de compresión oblicua, en los que domina la componente de convergencia. A escala litosférica esta distinción puede ser útil, ya que la convergencia suele estar asociada con fenómenos de subducción-colisión, pero a escala más pequeña (por ejemplo la de cuencas o cadenas de montaña intraplaca) los límites entre los dos tipos de estructura no están definidos claramente: la inversión durante el Terciario de las cuencas mesozoicas europeas, por ejemplo, tuvo lugar a partir de la reactivación de fallas normales como fallas inversas o direccionales. En los márgenes de subducción, la convergencia oblicua puede llevar a una distribución de la deformación (*strain partitioning*) entre cabalgamientos puros en el margen de subducción y fallas de desgarre verticales en la placa cabalgante (Karig *et al.*, 1980; Eisbacher, 1985; Moores y Twiss, 1995). En los regímenes intraplaca, las mismas fallas inverso-direccionales pueden acomodar la convergencia oblicua, ya que las anisotropías previas a la compresión (fallas normales contemporáneas con la formación de las cuencas extensionales, o bien fallas y cabalgamientos de zócalo) pueden presentar cualquier orientación (Mann *et al.*, 1985; Nalpas, 1994).

Esta asociación entre fábrica del zócalo y estructuras más recientes es especialmente clara durante la deformación compresiva terciaria en el interior de la placa ibérica: las direcciones estructurales dominantes en la Cordillera Ibérica y Catalánides (NW-SE y NE-SW, respectivamente, Guimerà, 1984; Colomer y Santanach, 1988; Cortés Gracia y Casas Sainz, 1996a; Roca, 1996) son paralelas a fallas o pliegues del zócalo hercínico y oblicuas a la dirección principal de acortamiento (NNE-SSW) durante el Paleógeno en el NE de la placa Ibérica (Guimerà y Alvaro, 1991).

La modelización analógica de los procesos de compresión oblicua no ha sido llevada a cabo de forma

sistemática. Solamente existen aproximaciones parciales en los trabajos de Lowell (1972), con modelos experimentales de torta de arcilla sobre placas rígidas y ángulos de 15° entre la dirección de cizalla y la discontinuidad infrayacente, y Wilcox *et al.* (1973), que muestran las diferencias entre el régimen de desgarre puro, convergencia a 2° y convergencia a 15°. Las estructuras obtenidas en estos regímenes transpresivos son pliegues *en échelon* y cabalgamientos en los dos lados de una zona central elevada, que aparece cortada por fracturas R. Otros modelos analógicos son los de Richard *et al.* (1991) y Richard y Krantz (1991), que reproducen la deformación producida por fallas de zócalo en un modelo silicona/arena, y los de Tron y Brun (1991) que reproducen *rifting* oblicuos en el mismo sistema silicona/arena.

El objetivo del presente trabajo es analizar las estructuras producidas en transpresión y convergencia oblicua a partir de modelos analógicos bicapa (silicona/arena), con variaciones sistemáticas del ángulo de convergencia entre condiciones de desgarre puro y convergencia pura, y comparar los resultados con algunas estructuras compresivas formadas durante el Terciario en el NE de la Península Ibérica.

### Metodología y procedimiento experimental

La finalidad de la modelización analógica en geología es la de precisar con mayor exactitud la evolución, las causas y los mecanismos de los procesos geológicos que han dado lugar a las estructuras que se observan en el campo. Por tanto, la modelización analógica no debe entenderse como una reproducción exacta de una estructura conocida o una cordillera, sino como un útil que ayuda a aclarar aspectos sobre el origen de las mismas. La modelización analógica presenta la ventaja de que permite la adquisición de una serie de parámetros asociados a los procesos tectónicos (geometría tridimensional, mecanismos, velocidades y tiempo) difícilmente deducibles a partir del análisis de los datos reales, así como el hecho de que pueden aislarse las variables que intervienen en los procesos geológicos y ver como afectan cada una de ellas al desarrollo de las estructuras y al resultado final, algo también difícil de realizar en casos reales. Esto permite determinar cómo influyen una serie de parámetros (perfil reológico, direcciones de acortamiento o extensión, espesores de las capas, tasa de deformación, etc.) en las estructuras resultantes. Los modelos analógicos han de ser confrontados con los datos reales, sin lo cual un modelo analógico no es más que un experimento. La comparación permite verificar las hipótesis tectónicas propuestas y, en algunos casos, reinterpretar los datos reales (naturales) desde un punto de vista diferente (sobre todo en el caso de datos indirectos, como los perfiles sísmicos). En los modelos experimentales que se presentan se ha elegido la posibilidad más sencilla, con un perfil reológico bicapa y una discontinuidad de velocidad recta.

Modelo	Espesor de la capa de silicona	Espesor de la capa de arena	$\alpha$ (°)	Velocidad de deformación (cm/h)	Duración (minutos)	Convergencia/Desplazamiento direccional (cm)	Convergencia/Desplazamiento direccional	acortamiento total
I	1 cm	2 cm	0	5	60	0/5	0	0
II	1 cm	2 cm	15	5	60	1,3/4,8	0,27	2,6%
III	1 cm	2 cm	30	5	60	2,5/4,3	0,57	5%
IV	1 cm	2 cm	45	5	60	3,5/3,5	1	7%
V	1 cm	2 cm	60	5	60	4,3/2,5	1,7	8,6%
VI	1 cm	2 cm	75	5	60	4,8/1,3	3,7	9,6%
VII	1 cm	2 cm	90	5	60	5/0	$\infty$	10%
VIII	1 cm	2 cm	30	5	90	5/10	0,57	10%
IX	1 cm	2 cm	45	5	150	5/5	1	10%

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

Los modelos bicapa silicona/arena son utilizados para simular la corteza dúctil y frágil en deformación litosférica, ya que sus perfiles reológicos son cualitativamente similares a los naturales (ver, por ejemplo, Faugère y Brun, 1984). Para el caso de la deformación compresiva, el comportamiento de este tipo de modelos no permite establecer un dimensionamiento a escala cortical, pero puede aproximar cualitativamente las condiciones existentes con una cobertera sedimentaria horizontal sobre un nivel de despegue dúctil, y permite obtener relaciones entre las distintas variables que intervienen en el proceso (Cobbold *et al.*, 1993; Nalpas, 1994).

El aparato utilizado para la realización de los modelos presentados en este trabajo es una caja de 1x0,5 m con una pared móvil empujada por dos tornillos manejados a velocidad constante por un motor controlado por ordenador (Fig. 1). Los dos bordes laterales se encuentran libres. Las dimensiones de la caja fueron elegidas para intentar evitar en lo posible los efectos de borde. Unida a la pared móvil se encuentra una placa horizontal de plástico de 0,25 m de anchura que permite crear una discontinuidad de velocidad en la base del modelo cercana a la parte central (Fig. 1). La velocidad de deformación fue en todos los casos de 5 cm/hora, de modo que la deformación se concentra sobre la discontinuidad de velocidad, en una banda de unos 5 cm de anchura, y las zonas próximas a las dos paredes (móvil y fija) se mantienen indeformadas.

Se realizó una serie de experimentos (I a VII, en Tabla I), con variación sistemática de la dirección de acortamiento, entre desgarre puro ( $\alpha=0^\circ$ ) y acortamiento perpendicular a la discontinuidad de velocidad ( $\alpha=90^\circ$ ). La relación acortamiento frente a desgarre toma valores de , 3,7, 1,7, 1, 0,57, 0,27 y 0 respectiva-

mente en los experimentos I a VII. El tiempo de deformación, y por tanto, el vector desplazamiento total de los puntos situados sobre la placa móvil, es el mismo para los modelos I a VII. Para comparar la influencia de la relación entre convergencia y desplazamiento lateral se realizaron dos modelos más (VIII y IX, con valores de  $\alpha$  de  $45^\circ$  y  $60^\circ$ ) con la misma tasa de convergencia (5 cm) pero diferente desplazamiento lateral (Tabla I). Para controlar estrictamente esta relación hubiera sido necesario realizar toda la serie entre  $\alpha=90^\circ$  y  $\alpha=15^\circ$  con tasa de convergencia constante, pero debido a las dimensiones del aparato resulta imposible realizar experimentos con 5 cm de convergencia para ángulos  $\alpha$  menores de  $45^\circ$ . En el caso de  $\alpha=60^\circ$  y  $\alpha=75^\circ$  la diferencia de la tasa de convergencia con relación a los 5 cm es prácticamente nula.

El modelo bicapa arena/silicona está constituido por una capa de 2 cm de arena seca, que intercala capas blancas y negras, y una capa de silicona de 1 cm de espesor (Fig. 1). Sobre la superficie superior del modelo se trazan marcadores pasivos formando una cuadrícula de 5 cm de lado. La cohesión de la arena se puede considerar nula y su ángulo de rozamiento interno de unos  $30^\circ$ . La viscosidad de la silicona usada es de  $10^4$  Pa.s y su densidad  $1,270$  g/cm<sup>3</sup>. Después de cada ensayo se realizaron siete cortes transversales de cada modelo para observar la geometría de las estructuras y sus cambios longitudinales.

## Resultados

### Patrón de fracturación

En todos los modelos, el área deformada está situada sobre la discontinuidad de velocidad. Hay un con-

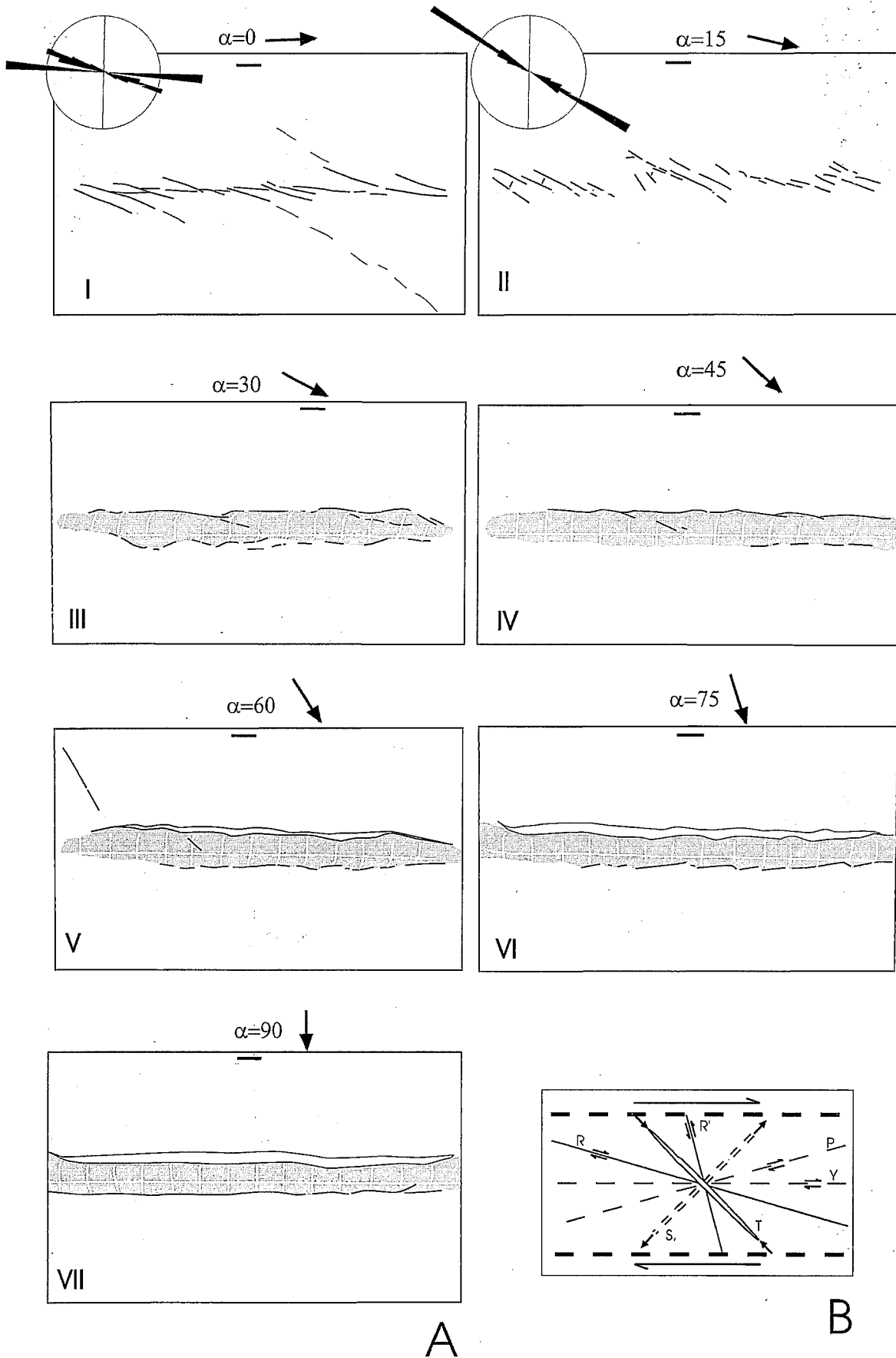
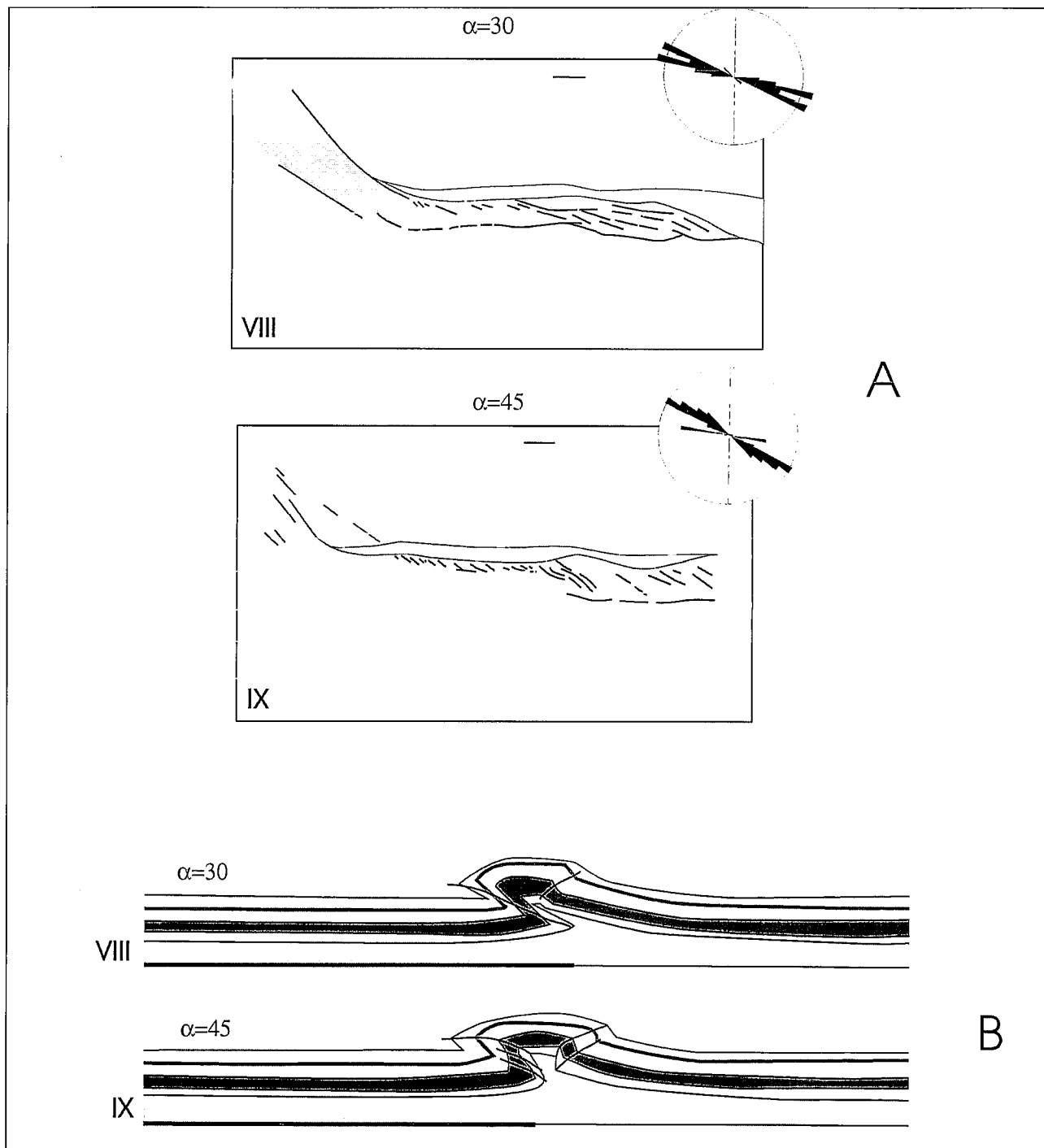


Figura 2.- A. Vista de la superficie de los modelos I a VII, con distintos valores de  $\alpha$ . Barra de escala: 5 cm. El área oscura corresponde a la zona elevada (abombamiento principal); el área blanca a las nuevas pendientes (con ángulo de reposo de 30°) formadas como consecuencia del cabalgamiento principal. En los experimentos I y II se muestran los diagramas en rosa obtenidos a partir del análisis cuantitativo de la orientación de la fracturación (considerando la longitud de las fracturas). Radio de la circunferencia: 25% de la longitud total de las fracturas. B. Esquema de las diferentes estructuras que pueden aparecer en una zona de desgarre.



**Figura 3.-** A. Vista de la superficie de los modelos VII y IX, con los diagramas en rosa de las fracturas que aparecen en la parte superior del abombamiento (sombreados y diagramas en rosa como en la figura 2). B. Cortes de la parte central de estos dos modelos: gris, capa de sílica; blanco y negro, capas de arena. Se indica la posición de la placa móvil.

traste fuerte entre los modelos con  $\alpha=0^\circ$  y  $\alpha=15^\circ$  (modelos I y II), en los que la deformación es prácticamente de desgarre, con fallas secundarias a lo largo de banda de cizalla, frente al resto de los modelos, con valores de  $\alpha$  iguales o mayores de  $30^\circ$  (Fig. 2). En estos últimos aparece un abombamiento de unos 5 cm de ancho sobre la discontinuidad de velocidad. Los flancos de este abombamiento están constituidos por pliegues con un flanco vertical o invertido, despegados a favor de la capa de sílica. El abombamiento presenta simetría con respecto a su eje largo en el modelo III ( $\alpha=30^\circ$ ) y es asimétrico para el resto de los modelos.

El desarrollo de fracturas es importante para  $\alpha=0^\circ$  y  $\alpha=15^\circ$ , con sistemas de fallas desgarre situados sobre la discontinuidad de velocidad. En el caso de  $\alpha=0^\circ$ , la fracturación empieza a ser clara para desplazamientos en dirección iguales o superiores a 2,5 cm (la mitad del vector desplazamiento total impuesto), durante el proceso de deformación progresiva. En el modelo I ( $\alpha=0^\circ$ ) el desplazamiento direccional está distribuido entre fracturas y fallas con dos máximos de orientación (Fig. 2): paralelas y formando un ángulo de  $15^\circ$  (fracturas R) con la discontinuidad de velocidad. En el modelo II ( $\alpha=15^\circ$ ) la mayor parte de las fracturas pre-

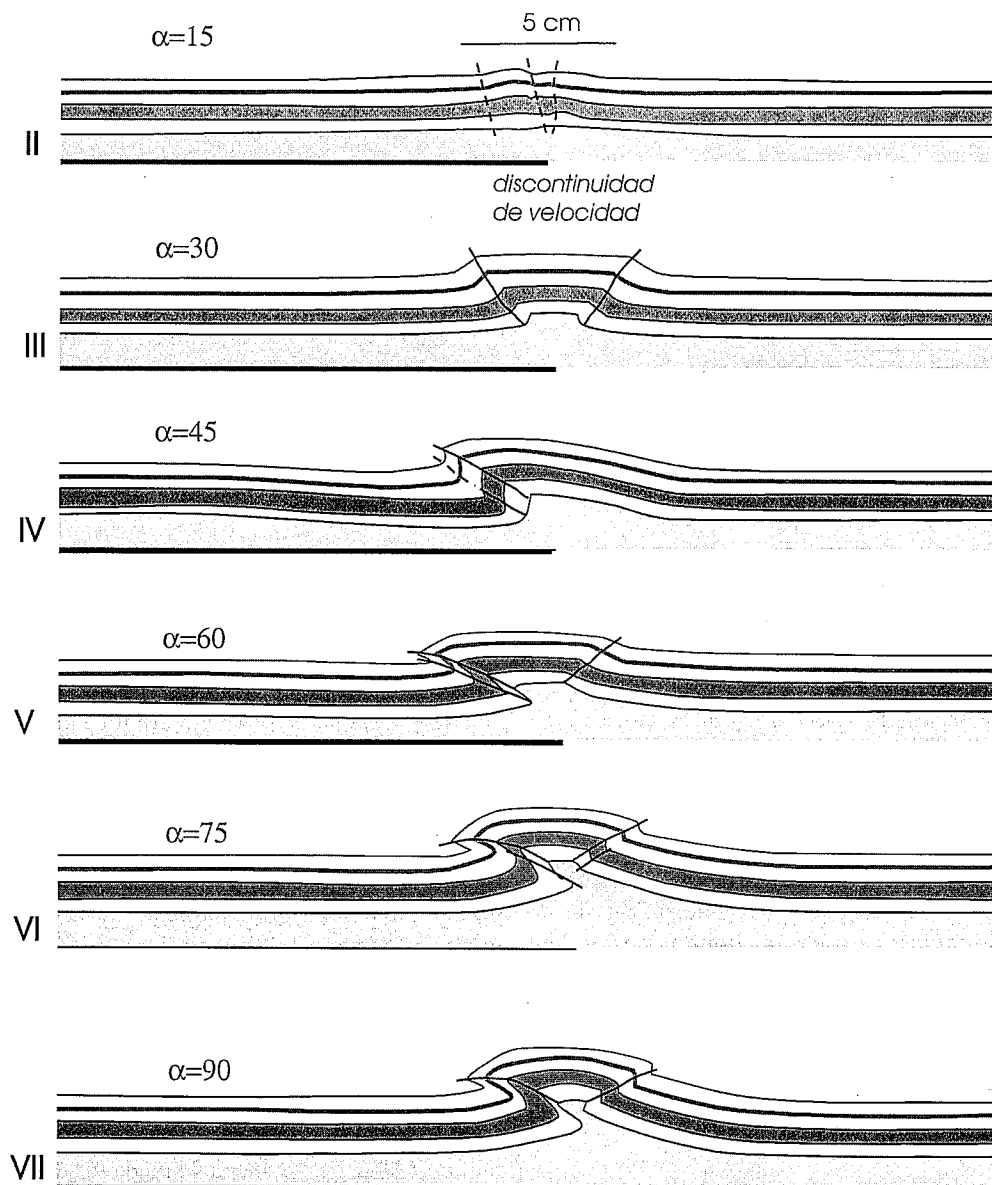


Figura 4.- Cortes de la parte central de los modelos I a VII. Gris, capa de silicona; blanco y negro, capas de arena. Se indica la posición de la placa móvil.

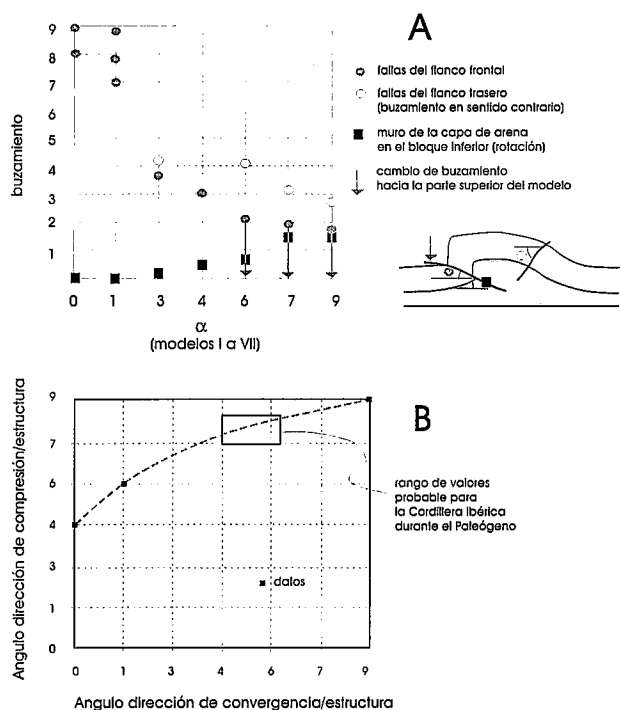
sentan ángulos ligeramente mayores con la discontinuidad de velocidad, debido probablemente a la oblicuidad de la dirección de acortamiento.

Para valores de  $\alpha \geq 30^\circ$  aparecen muchas menos fracturas (Fig. 2). En los modelos III, IV, V y VI se desarrolla un sistema de fracturas R (formando un ángulo de  $15^\circ$  con la discontinuidad de velocidad) sobre los flancos frontal y trasero del abombamiento principal. Las fracturas R se unen entre sí por medio de fracturas P (simétricas a las R tomando como plano de simetría la perpendicular a la discontinuidad de velocidad), de mucha menor longitud que las R. La unión entre los dos sistemas de fracturas da lugar a que los márgenes del abombamiento principal sean irregulares. Esta situación se aprecia de forma clara en el modelo III, en el que las fracturas R atraviesan los pliegues marginales del abombamiento (Fig. 2). En estos modelos (III a VI) el desplazamiento direccional se distribuye entre los

dos flancos del pliegue que constituye el abombamiento principal, sobre todo en el flanco frontal (el que presenta mayor buzamiento) y que normalmente se sitúa exactamente sobre la discontinuidad de velocidad. Existe poca deformación interna en el interior del abombamiento.

La diferencia de estilos de fracturación entre valores de  $\alpha \leq 15^\circ$  y  $\alpha \geq 30^\circ$  no depende de la magnitud del desplazamiento direccional, ya que durante la deformación progresiva las fracturas R aparecieron en los experimentos I y II para valores de desplazamiento menores que los impuestos en los experimentos III y IV.

En el experimento VIII ( $\alpha = 30^\circ$ , con un desplazamiento direccional de 8,6 cm) se formaron fracturas R en la parte alta del abombamiento, así como fallas paralelas a la discontinuidad de velocidad (Fig. 3A), con posterioridad a la elevación de la parte central del modelo. Estas fracturas R presentan dos máximos de orien-



**Figura 5.-** A. Diagrama que muestra las relaciones entre  $\alpha$  y el buzamiento de las fallas principales obtenidas a partir de los modelos analógicos. B. Relación entre la dirección de convergencia y la dirección del esfuerzo principal compresivo horizontal en los modelos analógicos, obtenidos a partir de tres datos (la parte de la curva entre 15° y 90° de abscisa se ha trazado a partir de interpolación).

tación, a 10 y 20° con la discontinuidad de velocidad (Fig. 3A). En el modelo IX ( $\alpha=45^\circ$ , con desplazamiento direccional de 5 cm) las fracturas dominantes en la parte alta del abombamiento forman ángulos entre 25 y 40° con la discontinuidad de velocidad. Al igual que en el modelo VIII, el desarrollo de estas fallas es tardío en relación a la elevación del pliegue central.

### Geometría de la deformación en corte

La geometría que aparece en cortes de los modelos perpendiculares a la discontinuidad de velocidad es muy parecida para los modelos con valores de  $\alpha \geq 30^\circ$ . Esta geometría es asimilable a un pliegue de propagación o de despegue, nucleado sobre la discontinuidad de velocidad, con vergencia hacia la pared móvil. Asociado al flanco frontal del pliegue aparecen fallas inversas que producen el adelgazamiento de este flanco. El bloque inferior de las fallas inversas aparece ligeramente deformado, formando un suave sinclinal. Este pliegue puede ser debido a la salida de silicona desde el núcleo del anticlinal a medida que aumenta el acortamiento (Fig. 4), tal como ocurre en ejemplos naturales de pliegues de despegue (Cortés Gracia y Casas Sainz, 1996b). El flanco trasero también aparece rotado en los modelos V, VI y VII, formando un pliegue de adaptación, geometría que coincide con modelos de plegamiento de una cobertera sedimentaria sobre un nivel de despegue potente (Jordan y Noack, 1992).

En el flanco trasero del abombamiento principal aparece un pliegue angular de vergencia contraria (ex-

cepto en el modelo IV, con  $\alpha=45^\circ$ ) que, en los modelos con tasa de convergencia mayor (V a VII), es transportado pasivamente hacia la pared móvil en el bloque superior de las fallas inversas. En nuestros modelos la capa de arena no se duplica en la vertical, debido a las bajas tasas de deformación impuestas (acortamiento máximo de un 10%; Tabla 1). En los modelos I y II los cortes muestran capas subhorizontales perturbadas únicamente en las proximidades de las fracturas R, de buzamiento subvertical.

En los experimentos VIII y IX (Fig. 3B), la geometría en corte es muy similar a las obtenidas con tasas de acortamiento similar y menor desplazamiento direccional (modelos VI y VII). El pliegue principal en el modelo VIII ( $\alpha=30^\circ$ ) muestra una geometría más apretada, debido posiblemente a la concentración de la deformación en una banda más estrecha.

### Análisis cuantitativo. Relación entre el buzamiento de las fallas y el ángulo de convergencia

Si consideramos la relación entre el buzamiento de las fallas (medido a partir de los cortes) y el ángulo de convergencia,  $\alpha$ , se encuentra un cambio brusco entre valores de  $\alpha$  de 0 y 15°, para los cuales las fallas son subverticales, y valores de  $\alpha$  mayores, para los cuales los buzamientos de las fallas son menores de 40°. A partir de  $\alpha=30^\circ$  el buzamiento de la falla (o banda de cizalla) principal situada sobre el flanco frontal disminuye gradualmente conforme aumenta  $\alpha$ , hasta un valor mínimo de 18° para  $\alpha=90^\circ$  (Fig. 5). Además, el buzamiento de la falla principal disminuye hacia la parte superior del modelo, debido al cambio progresivo de una rampa a un rellano de bloque inferior. La disminución de buzamiento de la falla principal desde el modelo IV hasta el VII puede explicarse por el aumento en la deformación rotacional del bloque inferior a medida que aumenta  $\alpha$  (Fig. 5), ya que la suma de los dos ángulos está en torno a 30-35°, que es el ángulo de rozamiento interno de la arena seca. Las fallas situadas en el flanco trasero del abombamiento principal presentan buzamientos mayores (en torno a 40°) en los experimentos III y IV. En los modelos VI y VII (ver Fig. 4) este buzamiento es menor, debido a que el flanco trasero del pliegue principal presenta un buzamiento contrario al buzamiento de las fallas situadas sobre él, debido a una rotación posterior a la formación de las fallas inversas. Al producirse la rotación de este flanco trasero las fallas inversas han sido giradas pasivamente en sentido contrario al de su propio buzamiento.

### Ejemplos naturales. Aplicación a la deformación terciaria en la Cordillera Ibérica y Cordillera Costera Catalana.

En los modelos realizados no se ha intentado reproducir las condiciones de ningún ejemplo natural concreto, y por lo tanto no están a escala con ninguno



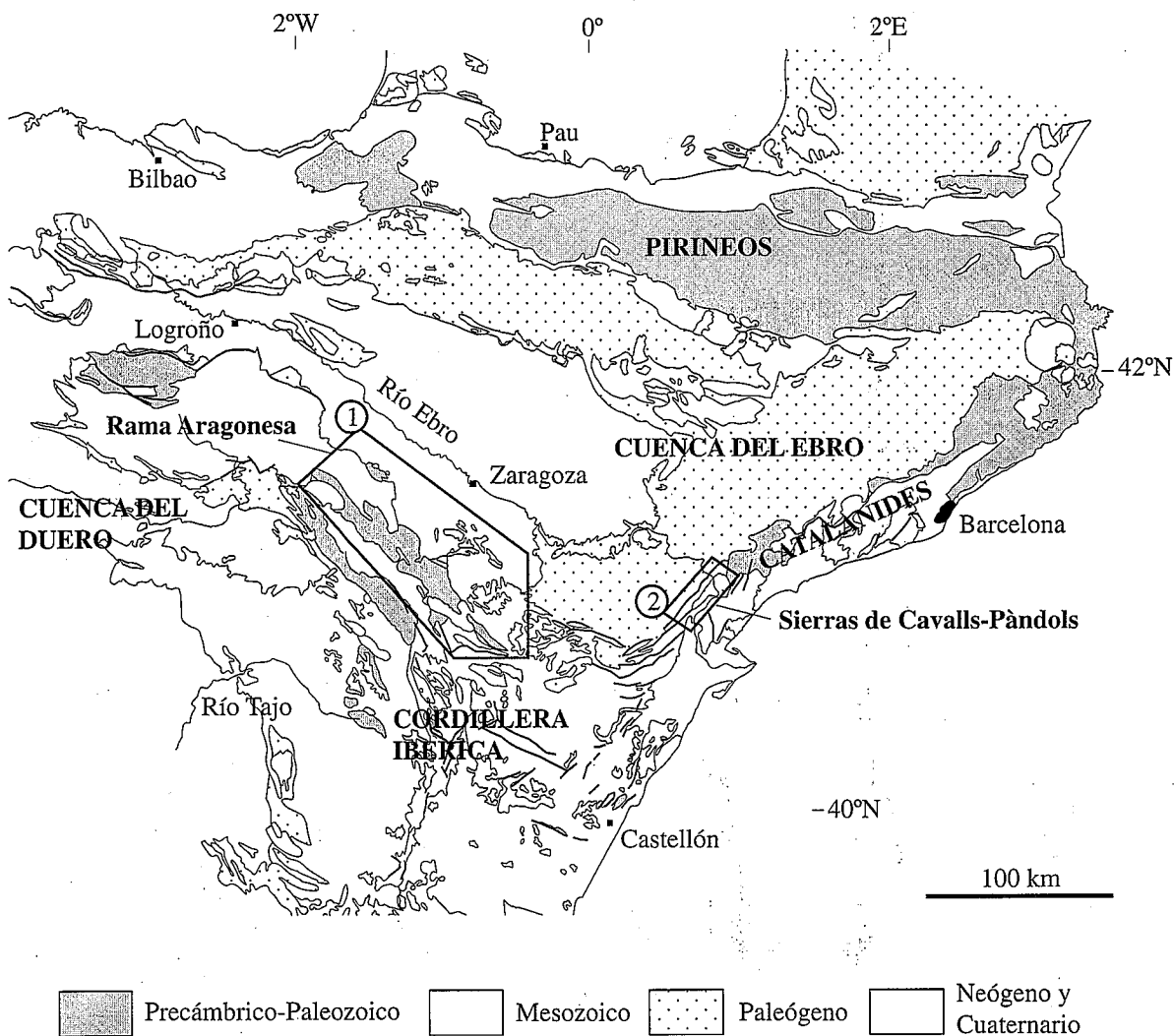


Figura 6.- Esquema geológico de la parte norte de la Península Ibérica, mostrando los ejemplos presentados: 1: Rama Aragonesa (sector norte) de la Cordillera Ibérica. 2: Área de las sierras de Cavalls-Pàndols.

de los ejemplos reales que describiremos a continuación. Sin embargo, las estructuras obtenidas en los modelos permiten realizar comparaciones cualitativas con estructuras reales teniendo en cuenta las variables implicadas en los modelos, como son el patrón de fracturación existente en superficie, la geometría en corte y sus relaciones con el ángulo entre la discontinuidad de velocidad y la dirección de acortamiento. Nos hemos centrado en el análisis de dos ejemplos, uno en la Cordillera Ibérica y otro en las Cadenas Costeras Catalanas, aunque existen estructuras transpresivas citadas en otros puntos de la Cordillera Ibérica (por ejemplo, Rodríguez Pascua *et al.*, 1994; De Vicente *et al.*, 1996).

En el sector norte de la Cordillera Ibérica y la zona sur de las Cordilleras Costeras Catalanas, ambas próximas o en contacto con la cuenca terciaria del Ebro (Fig. 6), la deformación está fuertemente condicionada por estructuras preexistentes (fallas direccionales tardihercénicas, pliegues y cabalgamientos hercénicos y fallas normales mesozoicas), que son en general oblicuas a la dirección de compresión durante el Terciario. Esta última se considera en torno a NNE-SSW (Guimerà y Alvaro, 1991), más o menos perpendicular al borde nor-

te de la placa ibérica. Aunque la dirección de anisotropía cortical de las dos cadenas es evidente, es difícil en muchos casos determinar cuáles son los accidentes concretos que están situados bajo las estructuras analizadas, y por ello no se detallan en el presente trabajo.

En el conjunto de la serie precámbrica y fanerozoica existen varios niveles de despegue, de los cuales los más importantes son las pizarras precámbricas y silúricas (Casas Sainz y Cortés Gracia, 1996a) y las lutitas y yesos del Triásico Medio y Superior (facies Muschelkalk y Keuper, Alvaro *et al.*, 1979; Guimerà y Alvaro, 1991). Este último nivel de despegue separa la cobertera mesozoica (Jurásico y Cretácico) del Paleozoico. La dirección principal del plegamiento alpino en el norte de la Cordillera Ibérica es NW-SE, con vergencia N. En las Cadenas Costeras Catalanas la dirección alpina dominante es NE-SW, es decir aproximadamente perpendicular a la Cadena Ibérica.

Las sierras de Cavalls-Pàndols, situadas en la parte sur de las Cadenas Costeras Catalanas, próximas al borde de la Cuenca del Ebro (Fig. 6), han sido reconocidas como un anticlinorio alpino formado en situación transpresiva (Anadón *et al.*, 1985; Teixell, 1988). Están

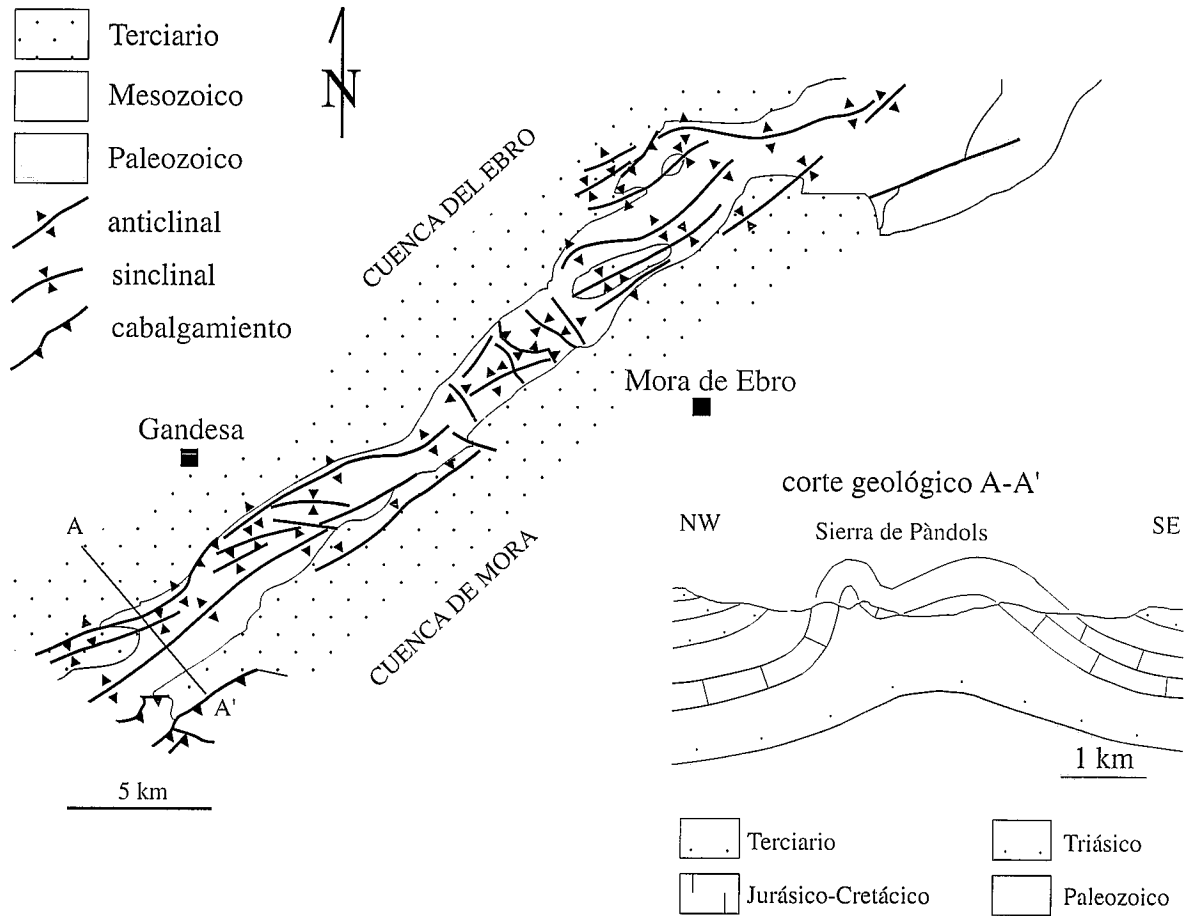


Figura 7.- Mapa y corte geológico de la zona de Cavalls-Pàndols (modificado ligeramente de Teixell, 1988). Ver situación en Figura 6.

constituídas por una zona central elevada, ocupada por la cobertera mesozoica, flanqueada por depósitos terciarios sintectónicos. El anticlinorio está orientado en dirección NE-SW y sobre él aparecen varios pliegues menores de dirección paralela o ligeramente oblicua a la dirección principal (Fig. 7). El conjunto de la estructura es asimétrico, con un flanco SE de buzamiento suave y un flanco NW subvertical. Aunque la estructura ha sido interpretada como resultado de una cizalla de dirección NE-SW sobre pliegues previos de dirección ENE-WSW (Anadón *et al.*, 1985), el estudio de detalle (Teixell, 1988) muestra que estos últimos son prácticamente paralelos a la traza del anticlinorio principal, con lo que el desplazamiento direccional debería ser acomodado por los dos grandes pliegues que limitan el anticlinorio.

La Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Fig. 6) está formada por dos anticlinales de dirección NW-SE, con longitudes de 100 y 150 km, en cuyos núcleos afloran rocas paleozoicas (Fig. 8). Tienen una longitud

de onda en torno a los 20 km y su amplitud máxima está en torno a los 3,5 km. En sus flancos aparece la serie mesozoica y paleógena, que puede alcanzar espesores de hasta 2000 m. Ambos anticlinales están separados por la cuenca de Calatayud, rellena de materiales terciarios.

La estructura compresiva del anticlinal norte de la Rama Aragonesa es relativamente sencilla, y puede ser interpretada como un pliegue de propagación con un despegue profundo (Fig. 8). Las estructuras de dirección NW-SE de la Rama Aragonesa son oblicuas a la dirección de acortamiento paleógena en este sector, N a NNE (Guimerà y Alvaro, 1991; Guimerà, 1996; Cortés Gracia y Casas Sainz, 1996a), ya que su formación estuvo condicionada por la existencia de pliegues y cabalgamientos hercínicos y fallas tardihercínicas de fuerte buzamiento, con orientación NW-SE. Sin embargo, las grandes fallas direccionales de edad terciaria son muy escasas en la Rama Aragonesa, y la reactivación de fallas de zócalo de dirección NW-SE con desplazamiento dextro está restringida al sector más occidental (fa-

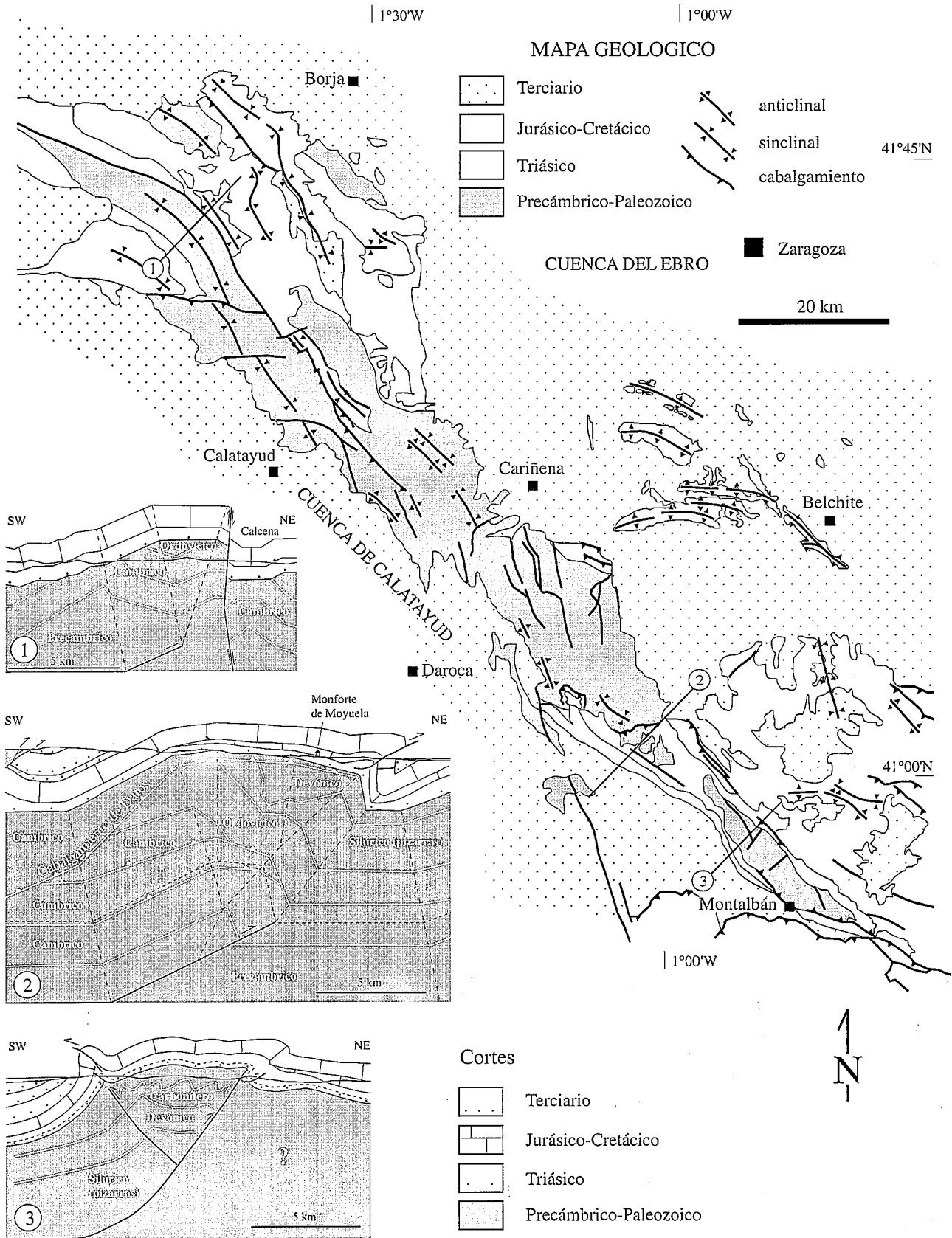


Figura 8.- Esquema y cortes geológicos (ver situación de los perfiles en la zona cartografiada) del anticlinal norte de la Rama Aragonesa (el corte número 2 está tomado de Cortés Gracia y Casas Sainz, 1996a).

illas de Tablado y Talamantes; Gil Imaz, 1995). En la mayor parte del anticlinal norte las fallas direccionales presentan dirección NNW-SSE, oblicua a la dirección

del anticlinal principal. Su movimiento es direccional-inverso y afectan tanto al Paleozoico como al Mesozoico (fig. 8).

Comparándola con los modelos analógicos, la Rama Aragonesa (al menos el anticlinal norte) puede ser interpretada como una estructura transpresiva, en la cual la deformación vertical y direccional no está separada en distintos accidentes sino localizada sobre las mismas estructuras. Otro elemento geométrico que apoya el origen transpresivo de la estructura es la existencia de cambios de vergencia del conjunto de la estructura en algunas zonas, como ocurre en el anticlinal de Montalbán (corte 3 de la Fig. 8). Las fallas de dirección NNW-SSE pueden ser consideradas como fracturas de cizalla asociadas al borde norte del anticlinal principal (al igual que ocurre en el modelo III, con  $\alpha=30^\circ$ , ver Fig. 2).

## Discusión

En los modelos analógicos en los que la convergencia es importante, la existencia de una pequeña proporción de desplazamiento direccional no modifica ostensiblemente las estructuras formadas. Las estructuras que aparecen para ángulos  $\alpha$  con valores comprendidos entre  $45^\circ$  y  $90^\circ$  son muy similares, y el desplazamiento direccional sólo modifica ligeramente las trazas de los cabalgamientos, dando un contorno irregular del abombamiento, resultante de la unión de las fracturas R y P en cada uno de sus flancos. Al mismo tiempo, la geometría en corte depende fundamentalmente de la tasa de acortamiento, ya que no hay forma de distinguir la sección vertical de estructuras transpresivas de aquellas formadas por convergencia pura.

En términos de esfuerzos, la dirección de la máxima compresión horizontal (sobre la zona deformada) es difícil de situar en condiciones de convergencia oblicua. Para los dos casos extremos de la serie (desgarre puro y acortamiento perpendicular) el eje de máxima compresión se situaría a ángulos de  $45^\circ$  y  $90^\circ$ , respectivamente, con la discontinuidad de velocidad (Fig. 5B). En algunos de los casos restantes puede obtenerse la dirección de la máxima compresión horizontal a partir de la fracturación. Considerando un ángulo de rozamiento interno de  $30^\circ$  para la arena seca, y suponiendo que no existe desviación de los ejes de esfuerzo debido a la fricción en la base de la capa de arena, para  $\alpha=15^\circ$ ,  $\sigma_1$  sería horizontal, y formaría un ángulo de  $55-60^\circ$  ( $45^\circ - \phi/2$ ) con la discontinuidad de velocidad. Para  $90^\circ > \alpha \geq 30^\circ$ , el ángulo de  $\sigma_1$  con la discontinuidad de velocidad variaría entre  $60^\circ$  y  $90^\circ$ . Este ángulo relativamente elevado y el escaso grado de variación en la orientación de  $\sigma_1$  para los modelos III a VII puede explicar la geometría semejante encontrada en todos ellos.

La diferencia entre las orientaciones del acortamiento regional y de la dirección de compresión obtenida a partir de las fracturas desarrolladas sobre la estructura principal variaría entre un máximo de  $45^\circ$  (cuando el acortamiento es paralelo a la estructura) y  $0^\circ$  (cuando el acortamiento es perpendicular a la estructura o anisotropía preexistente). Esta diferencia puede explicar algunas de las variaciones de la dirección de compresión regional (NNE-SSW) obtenidas a partir del

análisis de la fracturación en muchas zonas de la Cordillera Ibérica (Casas-Sainz y Maestro González, 1996). Este tipo de desviaciones también explicaría la presencia, en algunos casos, de una dirección de compresión «Ibérica» (en torno a NE-SW), que puede interpretarse, de acuerdo con los modelos presentados, como un campo de esfuerzos «secundario», resultante de la interacción del acortamiento regional (un único campo de esfuerzos «primario») con la cinemática de las estructuras principales.

Los ejemplos naturales tomados del borde sur de la Cuenca del Ebro indican que pueden encontrarse estructuras similares a las obtenidas en los modelos analógicos (anticlinales alargados con escasa deformación interna, situados sobre niveles de despegue), siempre que exista una anisotropía previa que implique una oblicuidad entre las estructuras formadas y la dirección de acortamiento. En la Rama Aragonesa las estructuras se situarían a unos  $60^\circ$  de la dirección de acortamiento principal paleógena (NNE) propuesta por diversos autores para el norte de la placa ibérica. En el caso de las sierras de Cavalls-Pàndols, el ángulo entre el acortamiento regional y la dirección de la estructura sería de  $15-20^\circ$ . Sin embargo, el tipo de estructura en cobertera, sin fallas de desgarre visibles y con pliegues menores prácticamente paralelos con el anticlinal principal, es compatible con un ángulo mayor entre estructura y dirección de acortamiento, que sería en este caso N-S (o quizá NNW-SSE). Esta hipótesis concuerda con la posible existencia de un cambio gradual en la dirección de acortamiento paleógena en el N de Iberia (Guimerà, 1984) desde una compresión N-S durante el Eoceno-Oligoceno (edad de la mayor parte de las estructuras compresivas en las Cordilleras Costeras Catalanas, Anadón *et al.*, 1985) a un acortamiento NNE durante el Oligoceno-Mioceno inferior (etapa principal de compresión en la Cordillera Ibérica, Guimerà y Alvaro, 1990; Guimerà, 1996).

Finalmente, los experimentos mostrados en este trabajo indican que bajo regímenes de compresión oblicua no es necesaria la distribución de la deformación (*strain partitioning*) entre cabalgamientos y fallas de desgarre: las mismas estructuras (pliegues o cabalgamientos) pueden acomodar el vector desplazamiento oblicuo a la estructura principal. Únicamente en modelos con desplazamiento lateral muy importante (VIII y IX) aparece una distribución secundaria de la deformación, con el desarrollo de fracturas R y P en la parte superior del abombamiento.

## Conclusiones

La serie de experimentos presentados, realizados en un sistema bicapa arena/silicona, con la dirección de convergencia formando distintos ángulos con la discontinuidad de velocidad, y su comparación con los ejemplos naturales, permite obtener las siguientes conclusiones:

1) Los modelos con escasa o nula convergencia ( $\alpha=0^\circ$  y  $\alpha=15^\circ$ ) muestran un patrón de fallas coherente con una zona de desgarre. En el caso de  $\alpha=15^\circ$ , el máximo de orientaciones de fracturas se sitúa a  $25^\circ$  con la discontinuidad de velocidad. En modelos con  $\alpha \geq 30^\circ$  aparece un abombamiento sobre la discontinuidad de velocidad. Este abombamiento es simétrico para  $\alpha=30^\circ$  con vector de desplazamiento total de 5 cm, y se hace asimétrico para tasas de convergencia mayores. La geometría del abombamiento en corte es la de un pliegue de propagación cuyo flanco trasero es transportado pasivamente hacia el bloque inferior a medida que el acortamiento aumenta.

2) Las estructuras situadas en los bordes del abombamiento son capaces de acomodar la deformación en dirección y convergencia, sin distribución de la deformación en distintas estructuras. Únicamente en los modelos con 5 cm de convergencia total y valores de  $\alpha$  de  $30^\circ$  y  $45^\circ$  aparecen fracturas de tensión y cizalla en la parte alta del abombamiento, pero después de producido este último.

3) La geometría en corte de las estructuras depende fundamentalmente de la tasa de convergencia. Para el mismo acortamiento, las estructuras transpresivas no se distinguen de las estructuras de acortamiento perpendicular o convergencia pura.

4) El buzamiento de las fallas en la capa de arena cambia de forma brusca de los experimentos con  $\alpha=15^\circ$  y  $\alpha=30^\circ$  (buzamientos entre  $70^\circ$  y  $90^\circ$ ) a los modelos con  $\alpha > 30^\circ$  (buzamientos de las fallas menores de  $40^\circ$ ). En estos últimos, la falla principal del flanco frontal muestra buzamientos menores a medida que la tasa de convergencia aumenta, debido a la rotación del bloque inferior.

5) En el borde sur de la Cuenca del Ebro se encuentran ejemplos de estructuras que pueden explicarse como formadas bajo un régimen de compresión oblicua. Los niveles de despegue de estas estructuras son bien las pizarras paleozoicas o precámbricas o bien las lutitas y yesos del Triásico. La orientación de estas estructuras (NW-SE y NE-SW) es oblicua al acortamiento regional paleógeno (NNE-SSW). El ángulo de la Rama Aragonesa con la dirección de acortamiento encaja con el patrón de deformación obtenido en los modelos analógicos. Sin embargo, en el anticlinal de Cavalls-Pàndols la dirección de acortamiento de acuerdo con los modelos realizados debería ser más cercana a N-S que la asumida.

Agradecemos a los Drs. Gabriel Gutiérrez Alonso, Gerardo De Vicente y José P. Calvo Sorando por la revisión crítica del trabajo y sus sugerencias. Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PB93-1218 y por la Acción Integrada Hispano-Francesa HF1995-0136 de la Dirección General de Enseñanza Superior. J.J. Kermarrec (Universidad de Rennes 1) prestó su asistencia técnica en el diseño y manipulación del aparato experimental.

## Bibliografía

Alvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cordillera Ibérica Oriental. *Acta Geol. Hisp.* 14: 172-177.

Anadón, P., Cabrera, L., Guimerà, J. y Santanach, P. (1985): Paleogene strike-slip tectonics and sedimentation along the southeastern margin of the Ebro Basin. En: Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation (K.T. Biddle y N. Christie-Blick, eds.). *Soc. Econ. Paleon. Min. Sp. Pub.*, 37: 303-318.

Casas Sainz, A.M. y Cortés Gracia, A.L. (1996): Cabalgamientos plegados en el macizo hercínico de la Sierra de Herrera (Cordillera Ibérica). *Geogaceta*, 19: 3-6.

Casas-Sainz, A.M. y Maestro González, A. (1996): Deflection of a compressional field by large-scale basement faults. A case study from the Tertiary Almazán basin (Spain). *Tectonophysics*, 255: 135-156.

Cobbold, P.R., Davy, P., Gapais, D., Rossello, E.A., Sadybakasov, E., Thomas, J.C., Tondji-Biyo, J.J. y Urreiztieta, M. (1993): Sedimentary basins and crustal thickening. *Sedim. Geol.*, 86: 77-89.

Colomer, M. y Santanach, P. (1988): Estructura y evolución del borde sur-occidental de la Fosa de Calatayud-Daroca. *Geogaceta*, 4: 29-31.

Cortés Gracia, A.L. y Casas Sainz, A.M. (1996a): Deformación alpina de zócalo y cobertera en el borde norte de la Cordillera Ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 9 (1-2): 51-66.

Cortés Gracia, A.L. y Casas Sainz, A.M. (1996b): La transición de pliegues de despegue a pliegues de propagación: el ejemplo del anticlinal de Aguilón (Cordillera Ibérica). *Geogaceta*, 19: 7-10.

De Vicente, G., González Casado, J.M., Muñoz Martín, A., Giner J., Rodríguez Pascua, M.A. (1996): Structure and Tertiary evolution of the Madrid Basin En: *Tertiary basins of Spain* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, eds.). Cambridge University Press: 292-299.

Eisbacher, G.H. (1985): Pericollisional strike-slip faults and synorogenic basins, Canadian Cordillera. En: Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation (K.T. Biddle y N. Christie-Blick, eds.). *Soc. Econ. Paleon. Min. Sp. Pub.*, 37: 266-282.

Faugère, E. y Brun, J.P. (1984): Modélisation expérimentale de la distension continentale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, II, 299 (7): 265-270.

Gil-Imaz, A. (1995): *El dominio de esquistosidad alpina del extremo NW de la cadena ibérica oriental (Sierra del Moncayo-Tierra de Agreda)*. Centro de Estudios Borjanos: 206 p.

Guimerà, J. (1984): Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geol. Mag.*, 121: 413-420.

Guimerà, J. (1996): Cenozoic evolution of eastern Iberia: structural data and dynamic model. *Acta Geol. Hisp.*, 29 (1): 57-66.

Guimerà, J. y Alvaro, M. (1990): Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne Ibérique et la Chaîne Cotière Catalane (Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, 6: 339-348.

Harding, T.P. (1985): Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures and positive structural inversion. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 69(4): 582-600.

Harding T.P. y Lowell, J.D. (1979): Structural styles, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bulletin*, 63: 1016-1058.

Jordan, P. y Noack, T. (1992): Hangingwall geometry of overthrusts emanating from ductile decollements. En: *Thrust tectonics* (K.R. McClay, ed.). Chapman & Hall: 311-318.

- Karig, D., Lawrence, M.B., Moore, G.F. y Curray, J.R. (1980): Structural framework of the forearc basin, NW Sumatra. *J. Geol. Soc. London*, 137: 77-91.
- Lowell, J.D. (1972): Spitsbergen Tertiary orogenic belt and the Spitsbergen fracture zone. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83: 3091-3102.
- Mann, P., Draper, G. y Burke, K. (1985): Neotectonics of a strike-slip restraining bend system, Jamaica. En: Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation (K.T. Biddle y N. Christie-Blick, eds.). *Soc. Econ. Paleon. Min. Sp. Pub.*: 37, 211-226.
- Moores, E.M. y Twiss, R.J. (1995): *Tectonics*. W.H. Freeman and Co., 414 p.
- Nalpas, T. (1994): *Inversion des grabens du sud de la mer du Nord*. Tesis Doctoral, Universidad de Rennes, 253 p.
- Richard, P. y Krantz, R.W. (1991): Experiments on fault reactivation in strike-slip mode. *Tectonophysics*, 188: 117-131.
- Richard, P., Mocquet, B. y Cobbold, P.R. (1991): Experiments on simultaneous faulting and folding above a basement wrench fault. *Tectonophysics*, 188: 133-141.
- Roca, E. (1996): La evolución geodinámica de la Cuenca Catalano-Baleár y áreas adyacentes desde el Mesozoico hasta la actualidad. *Acta Geològica Hispànica*, 29 (1): 3-25.
- Rodríguez Pascua, M.A., De Vicente, G. y González Casado, J.M. (1994): Cinemática y dinámica de las deformaciones en la zona del Alto Tajo (Guadalajara). *Cuadernos del laboratorio Xeolóxico de Laxe*: 19, 163-174.
- Sylvester, A.G. (1988): Strike-slip faults. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100: 1666-1703.
- Sylvester, A.G. y Smith, R.R. (1976): Tectonic transpression and basement controlled deformation in the San Andreas fault zone, Salton Trough, California. *A.A.P.G. Bull.*, 60 (12): 2081-2102.
- Teixell, A. (1988): Desarrollo de un anticlinorio por transpresión, aislando una cuenca sedimentaria marginal (borde oriental de la Cuenca del Ebro, Tarragona). *Rev. Soc. Geol. España*, 1(1-2): 229-238.
- Tron, V. y Brun, P. (1991): Experiments on oblique rifting in brittle-ductile systems. *Tectonophysics*, 188: 71-84.
- Wilcox, R.E., Harding, T.P. y Seely, D.R. (1973): Basic wrench tectonics. *A.A.P.G. Bull.*, 57 (1): 74-96.
- Woodcock, N.H. y Fischer, M. (1986): Strike-slip duplexes. *J. Struct. Geol.*, 8 (7): 725-735.

*Manuscrito recibido el 25 de Enero de 1998*  
*Aceptado el manuscrito revisado el 18 de Octubre de 1998*