

MODELOS ANALÓGICOS DE EMPLAZAMIENTO DE GRANITOIDES EN ZONAS DE DESGARRE Y SU APLICACIÓN AL GRANITO DE MORTAGNE (ZONA DE CIZALLA SURARMORICANA)

T. Román Berdiel¹, D. Gapais² y J.P. Brun²

¹*Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad del País Vasco, 48080 Bilbao.*

²*Géosciences Rennes (UPR 4661, CNRS), Université de Rennes 1, 35042 Rennes Cédex, France.*

Resumen: El emplazamiento de granitoides en zonas de desgarre de la corteza superior se ha modelizado inyectando un fluido newtoniano en un paquete de arena en el cual se intercala una capa dúctil de silicona que actúa como un nivel de despegue potencial en el cual el material inyectado puede expandirse. El régimen de desgarre se obtiene utilizando dos placas basales rígidas y móviles que se deslizan horizontalmente. Se ha analizado la influencia del espesor de la cobertera y del volumen de material inyectado en la forma de la intrusión. Los experimentos muestran que: (1) la existencia de un nivel de baja resistencia entre dos unidades competentes permite la formación de intrusiones lacolíticas, (2) las intrusiones son alargadas y su eje mayor toma la dirección principal de elongación asociada al régimen de desgarre, (3) esta dirección controla el emplazamiento desde los primeros estadios del proceso de inyección, (4) la expansión lateral de la intrusión esta localmente controlada por las fracturas R formadas en la cobertera, (5) este control aumenta con el aumento de la relación espesor frágil/dúctil, (6) las intrusiones presentan forma sigmoidal en planta, (7) cuanto mayor es la relación espesor frágil/dúctil, menos acusada es la forma sigmoidal de las intrusiones. La comparación con el leucogranito de Mortagne en la zona de cizalla surarmoricana (Sur de Bretaña, Francia) es un ejemplo de que la modelización analógica puede dar las claves para explicar la geometría de muchos granitos sintectónicos emplazados en zonas de desgarre.

Palabras clave: Intrusión, lacolitos, desgarre, modelización analógica, granitoide, cadena hercínica.

Abstract: Granite intrusion in the upper crust along a crustal-scale shear zone has been modelled by injecting a Newtonian fluid (low-viscosity silicone putty) into a sandpack containing a ductile layer of silicone putty which acted as a potential décollement level along which the injected material could spread. The strike-slip regime was obtained using two mobile rigid basal plates sliding horizontally. Boundary conditions were chosen in order to analyse the influence of the thickness of the brittle cover and of the volume of injected material on the intrusion pattern. Experiments showed that: (1) the occurrence of a soft level between two competent units allowed the formation of laccolithic intrusions by lateral expansion in the emplacement site, (2) intrusions are elongate and their long axis tends to track the principal stretching direction associated with the strike-slip regime, (3) this direction controls the emplacement beginning with the first stages of injection, (4) the lateral expansion of the intrusion is locally controlled by arrays of Riedel faults formed in the overburden, (5) this fault-controlled intrusion pattern increases with increasing brittle/ductile ratio, i.e. with increasing depth and (or) decreasing thickness of the weak layer, (6) intrusions are sigmoidal or lozenge shaped in horizontal view, (7) the greater the brittle/ductile ratio, the less sigmoidal are the intrusions. Comparison with the Mortagne leucogranite at the South Armorican Shear Zone (South Brittany, France) provides evidence that our experiments can explain the geometry of many syntectonic granites emplaced along strike-slip zones.

Key words: Intrusion, laccolith, strike-slip zone, analogue modelling, granite, Variscan belt.

Román Berdiel, T., Gapais, D y Brun, J.P. (1997): Modelos analógicos de emplazamiento de granitoides en zonas de desgarre y su aplicación al granito de Mortagne (zona de cizalla surarmoricana). *Rev. Soc. Geol. España*, 10 (1-2): 13-27.

El control estructural del emplazamiento de granitos ha sido ampliamente discutido y documentado en la literatura (Castro, 1987; Hutton, 1988; Pitcher, 1992). Los plutones relacionados con zonas de cizalla de escala cortical están especialmente bien documentados,

como por ejemplo el granito de Main Donegal en Irlanda (Pitcher y Berger, 1972; Hutton, 1982), el batolito de Saraya en el este de Senegal (Pons *et al.*, 1992), el batolito costero del Perú (Pitcher y Bussell, 1977), o los granitos carboníferos de la cadena hercínica del

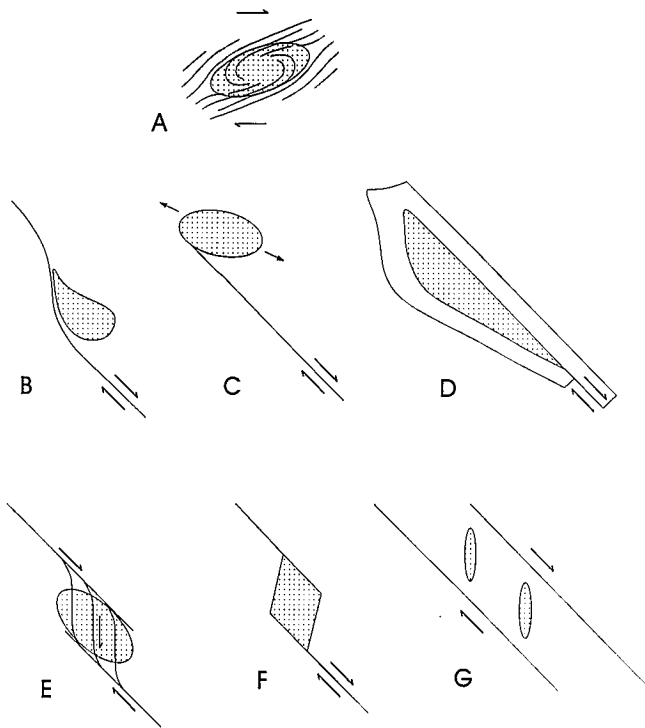


Figura 1.- Esquemas en vista horizontal mostrando las relaciones generales entre granitos sintectónicos emplazados en la corteza superior y fallas de desgarre o zonas de cizalla direccionales de acuerdo con los mecanismos de emplazamiento principales propuestos en la literatura. **A** muestra un emplazamiento forzado en un entorno dúctil y las trayectorias de la foliación asociada (Brun y Pons, 1981). **B-G** muestran varios modelos de emplazamiento en contextos de extensión local asociados a zonas de desgarre mayores: **B** escalón distensivo (McCaffrey, 1992), **C** extremo distensivo (White y Hutton, 1985; Hutton, 1988; Lagarde *et al.*, 1990a), **D** extremo compresivo donde el gradiente de desplazamiento en la zona de cizalla crea un hueco potencial para el emplazamiento del plutón por el *bending* de la roca caja (Hutton, 1982), **E** relevo distensivo (D'Lemos *et al.*, 1992; Tikoff y Teyssier, 1992), **F** sistema de *pull-apart* (Guineberteau *et al.*, 1987; Schmidt *et al.*, 1990), **G** fracturas T (Castro, 1986; Hutton, 1988).

oeste de Europa (Berthé *et al.*, 1979a; Iglesias y Choukroune, 1980; Jégouzo, 1980; Vignerresse y Brun, 1983; Lagarde *et al.*, 1990a; Aranguren y Tubía, 1992).

Una cuestión muy debatida actualmente sobre las intrusiones graníticas es el «problema del espacio» necesario para su emplazamiento (Hutton *et al.*, 1990; Tikoff y Teyssier, 1992; Paterson y Fowler, 1993), especialmente en contextos tectónicos como el desgarre, donde la dirección de máximo acortamiento es horizontal. Los términos extremos son el emplazamiento forzado en la roca de caja dúctil, como es el caso de los modelos de diapirismo (Ramsay, 1989) y de expansión lateral *in situ* (Brun *et al.*, 1990; Lagarde *et al.*, 1990b) (Fig. 1A), y los modelos en los que se crea espacio asociado a un contexto distensivo local (Figs. 1B-G).

Hutton (1988) subraya que los procesos de emplazamiento pueden diferir de forma significativa de un plutón a otro por el amplio abanico de combinaciones posibles entre los esfuerzos tectónicos externos y las

fuerzas internas de ascenso del magma. Los modelos que se presentan a continuación, que conllevan combinaciones variadas de fracturación y deformación continua, subrayan que el comportamiento mecánico de las rocas del encajante, y el perfil reológico de la corteza, son también factores críticos en el control del mecanismo de emplazamiento.

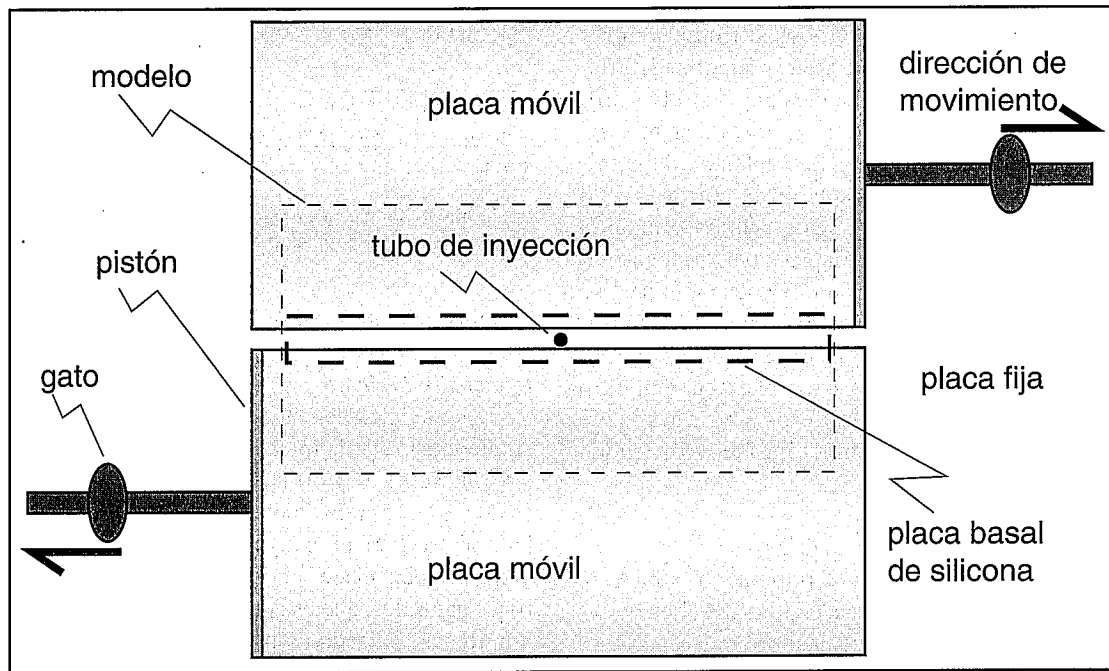
Muchos plutones han sido emplazados en niveles corticales bastante superficiales, y probablemente han alcanzado su lugar de emplazamiento ascendiendo a través de fracturas o diques (Castro, 1986; Brun *et al.*, 1990; Lagarde *et al.*, 1990b; Clemens y Mawer, 1992). En este artículo, presentamos modelos físicos de intrusiones en la corteza superior asociadas a zonas de desgarre de escala cortical. Los resultados se comparan con el granito sintectónico de Mortagne emplazado en la zona de cizalla surarmórica (sur de Bretaña, Francia). Estos modelos ayudan a entender las interacciones entre la tectónica de desgarre y los mecanismos de emplazamiento de los granitos.

Condiciones experimentales

Trabajos previos

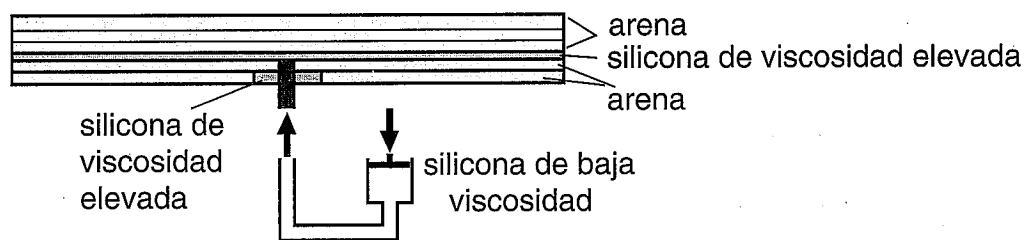
Desde los trabajos de Cloos (1928) y Riedel (1929), se han dedicado muchos estudios experimentales a las fallas de desgarre (Oertel, 1965; Hoppener *et al.*, 1969; Tchalenko, 1970; Wilcox *et al.*, 1973; Emmons, 1979; Naylor *et al.*, 1986; Richard *et al.*, 1989; Richard *et al.*, 1991; Basile, 1990; Gapais *et al.*, 1991). Estudios recientes han utilizado arena y silicona como análogos de las capas frágiles y dúctiles de la corteza, respectivamente (Richard *et al.*, 1989; Richard *et al.*, 1991; Basile, 1990). Estos estudios subrayan que las deformaciones asociadas a zonas de desgarre de escala cortical pueden ser convenientemente modelizadas bajo un campo gravitatorio normal utilizando modelos de arena-silicona debidamente dimensionados.

Por otro lado, se han realizado modelos de intrusiones diapíricas inducidas por fuerzas gravitacionales utilizando materiales dúctiles, tales como arcilla, aceite o silicona, tanto para el material ascendente como para la roca encajante (Grout, 1945; Ramberg, 1970, 1981; Berner *et al.*, 1972; Dixon, 1975; Cruden, 1990). Estos modelos, en los que el contraste de ductilidad entre la intrusión y la roca encajante es pequeño, pueden ser aplicados a procesos profundos que ocurren en la corteza dúctil. El ascenso de un fluido magmático hasta niveles altos, y posiblemente frágiles, de la corteza conlleva contrastes fuertes de viscosidad entre la intrusión y el encajante. En estudios experimentales de intrusiones de tipo lacolítico se han utilizado materiales bastante resistentes para modelizar la roca de caja (Howe, 1901; McCarthy, 1925; Hurlbut y Griggs, 1939; Pollard y Johnson, 1973; Dixon y Simpson, 1987). Únicamente, los experimentos más recientes han simulado situaciones en las que una deformación frágil del encajante puede acompañar al mecanismo de intrusión (Merle y Vendeville, 1992;



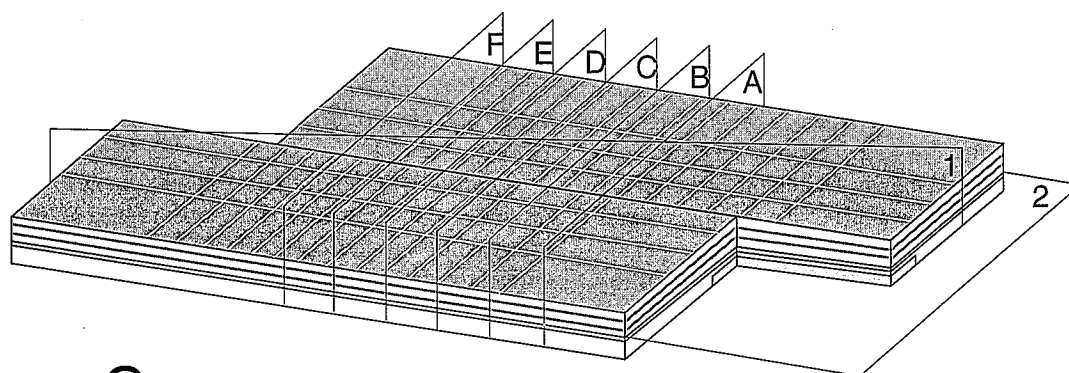
A

20 cm



B

10 cm



C

20 cm

Figura 2.- Esquema del dispositivo experimental. A vista horizontal, B vista vertical, C diferentes tipos de secciones utilizadas para describir los modelos; las secciones verticales (1) y las secciones horizontales (2) están reconstruidas a partir de cortes seriados verticales (A-F) hechos en los modelos al terminar la deformación.

Román-Berdiel *et al.*, 1995). Estos últimos autores muestran que los modelos de arena-silicona debidamente dimensionados son adecuados para estudiar procesos de intrusión en la corteza superior. Así mismo, han mostrado que, en particular, la existencia de un nivel de baja resistencia intercalado en la corteza frágil es un factor de primer orden que controla la formación de lacolitos concordantes o de diapiros perforantes acomodados mediante fracturación de la roca de caja. Los modelos descritos por Román-Berdiel *et al.* (1995) tratan sobre intrusiones en régimen estático y sobre intrusiones en régimen de deformación extensional. En este trabajo se describen modelos analógicos de intrusiones magmáticas contemporáneas a un régimen de desgarre regional.

Dispositivo experimental y materiales

El movimiento de desgarre se impone en la base de los modelos mediante dos placas rígidas móviles de dimensiones 1 x 0,5 m, que reposan sobre una placa fija, y que están separadas una de la otra 3 cm (Fig. 2A). Las placas móviles se mueven en sentidos opuestos conducidas a velocidad constante por un motor. Esta configuración con dos discontinuidades basales induce una zona de desgarre relativamente ancha en los modelos (>5 cm, ver Fig. 4). De esta forma se consigue que las intrusiones estén enteramente localizadas dentro de la zona de desgarre. El tubo de inyección, de 10 mm de diámetro, está fijo y localizado entre las dos placas móviles (Fig. 2A). Durante el movimiento de desgarre, el fluido es empujado dentro del tubo por un pistón conducido a velocidad constante por un motor (Fig. 2B). Para asegurar que la cizalla se distribuya entre las placas móviles, se ha colocado una banda de silicona (80 cm x 6 cm x 1 cm) sobre los límites de las mismas (Fig. 2A, B) (Basile, 1990). Los modelos se construyen sobre este dispositivo experimental centrados sobre el punto de inyección. Las dimensiones de los modelos son 80 x 30 cm, y espesor variable. Los límites laterales están libres, lo que corresponde a condiciones de esfuerzo nulo. Los modelos son suficientemente grandes para que los efectos de borde no afecten sus partes centrales.

Para la corteza frágil se ha utilizado arena seca de Fontainebleau, que está constituida en un 90% por cuarzo con un tamaño de grano máximo de 500 μm . Su peso específico depende del grado de compactación. Para los espesores utilizados en nuestros experimentos, el peso específico medio es aproximadamente 1500 kg m^{-3} . Su ángulo de fricción interno es cercano a 30° y su cohesión despreciable.

Para representar los materiales dúctiles se ha utilizado silicona (goma GS1R de Rhône-Poulenc), cuyo comportamiento reológico es casi perfectamente newtoniano a la temperatura ambiente de 30°C a la que se realizan los experimentos. Se han utilizado dos tipos diferentes de silicona (Tabla I): silicona standard, de viscosidad elevada, utilizada para situar capas dúctiles en el interior de los paquetes de arena, y silicona de

	μ (Pa.s)	ρ (kg/m^3)
silicona de viscosidad elevada	$7,5 \times 10^3$	1270
silicona de baja viscosidad	$2,5 \times 10^3$	1330
arena seca	-	1500

Tabla I.- Propiedades físicas de los materiales utilizados en los modelos. μ es la viscosidad, ρ es la densidad.

baja viscosidad, para representar la intrusión.

Dimensionamiento y condiciones en los límites

Los modelos han sido dimensionados dinámicamente siguiendo los principios de Hubbert (1937) y Ramberg (1981). Se ha elegido una relación de longitudes de 10^5 , es decir, 1 cm en los modelos es equivalente a 1 km en la naturaleza. Para el campo gravitatorio normal y las relaciones de densidades entre los materiales analógicos y las rocas naturales, que es aproximadamente 1, la relación de longitudes utilizada da lugar a una relación de esfuerzos entre la naturaleza y los modelos del orden de 10^5 . Un dimensionamiento similar ha sido utilizado en los experimentos de inyección sin régimen tectónico activo (Román-Berdiel *et al.*, 1995). Estos experimentos muestran que la presión de ascensión del magma del orden de 50 MPa, es comparable a la deducida para situaciones naturales (Johnson y Pollard, 1973) y está convenientemente dimensionada utilizando velocidades de inyección lineares del orden de 30 cm/h. La relación de tiempos es 10^9 (1 h representa 115000 años, Román-Berdiel *et al.*, 1995). Se han utilizado velocidades de inyección de 31.2 cm/h (Tabla II), que corresponden a 10^{-8} m s^{-1} (27 cm/año) en la naturaleza.

La modelización de intrusiones sintectónicas requiere un equilibrio conveniente entre la dinámica de la inyección y las condiciones en los límites a gran escala. En la naturaleza, el emplazamiento en niveles altos de la corteza implica que la intrusión se enfría rápidamente y tiende a comportarse como un objeto resistente durante la subsecuente deformación. Este fenómeno no puede ser modelizado en nuestros experimentos. En consecuencia, el movimiento de desgarre se ha aplicado únicamente durante la inyección, con la finalidad de eliminar la deformación post-emplazamiento en los modelos.

Tipos de modelos

Se han construido dos tipos de experimentos (Tabla II):

1) Modelos constituidos únicamente de arena. Estos modelos se han realizado para observar la geometría de la intrusión en una corteza frágil homogénea que está sufriendo deformación por desgarre. La inyección se realiza 1 cm por encima de la base del paquete de arena.

2) Modelos tricapa constituidos por un paquete de arena que contiene en su interior una capa de silicona de viscosidad elevada. La intrusión se inyecta en la base de la capa de baja resistencia.

En modelos similares, pero en condiciones estáti-

Serie	Modelo	Espesor capa arena por debajo punto inyección (cm)	Espesor nivel despegue (cm)	Espesor cobertera arena (cm)	Volumen silicona inyectada (cm ³)	Relación frágil/dúctil	Velocidad desplazamiento (cm/h)	Velocidad inyección (cm/h)	Desplazamiento total en superficie modelo (cm)
Monocapa	1	1	-	2.0	49	3.00	10	31.2	20.4
Tricapá-I	1	1	0.6	1.0	49	1.25	10	31.2	20.0
	2	1	0.6	2.0	49	1.87	10	31.2	20.0
	3	1	0.6	3.0	49	2.50	10	31.2	19.2
	4	1	0.6	4.0	49	3.12	10	31.2	19.4
Tricapá-II	1	1	0.6	2.0	98	1.87	5	31.2	19.8
	2	1	0.6	2.0	49	1.87	10	31.2	20.0
	3	1	0.6	2.0	12	1.87	10	31.2	9.6

Tabla II.- Características de los modelos y Condiciones experimentales. Los modelos I-2 y II-2 son el mismo. "Velocidad desplazamiento" se refiere a la velocidad de desplazamiento de cada placa basal con respecto al punto de inyección fijo.

cas, Román-Berdiel *et al.* (1995) han mostrado que la formación de intrusiones lacolíticas requiere la presencia de una capa dúctil de baja resistencia intercalada dentro de la corteza resistente. Estos autores han observado intrusiones perforantes que alcanzan la superficie de los modelos, o intrusiones lacolíticas concordantes localizadas dentro de la capa de baja resistencia, dependiendo de la relación entre el espesor de la capa de baja resistencia y el espesor de la cobertera de arena (Fig. 3). El rango del espesor de las capas elegido en la mayoría de los experimentos del presente trabajo corresponde a situaciones intermedias, en las que se espera obtener intrusiones discordantes (parcialmente perforantes) o formas lacolíticas (Fig. 3) (Modelos tricapa I-2, I-3 y II, Tabla II). Esta elección asegura, por una parte, que sea posible la interacción entre intrusiones y fallas de la cobertera y, por otra, que la posible influencia de las fallas generadas por el régimen de desgarre sobre el lugar de emplazamiento y sobre la forma de las intrusiones no esté totalmente borrada por las deformaciones producidas por la perforación completa de la cobertera.

Se han realizado dos series de experimentos tricapa (Tricapá-I y II, Tabla II). Ambas se han realizado con espesor constante de la capa de baja resistencia (6 mm). En la primera serie, el volumen de silicona inyectada es constante y el espesor de la cobertera es diferente para cada experimento. La segunda serie de experimentos corresponde a inyecciones de diferentes volúmenes de silicona en el mismo perfil de corteza. Esta última serie permite también el estudio de la orientación inicial de la intrusión en los primeros estadios. En concreto el modelo II-3 ha sido realizado con un volumen menor de material inyectado y con un desplazamiento total en la superficie del modelo de aproximadamente la mitad (Tabla II).

En todos los modelos, el paquete de arena contiene marcadores pasivos horizontales, hechos con arena coloreada, y la capa de silicona contiene marcadores pasivos verticales. Al final de cada experimento estos marcadores permiten observar la deformación en corte. Una malla de marcadores pasivos de arena dibujada en la superficie de los modelos permite examinar la de-

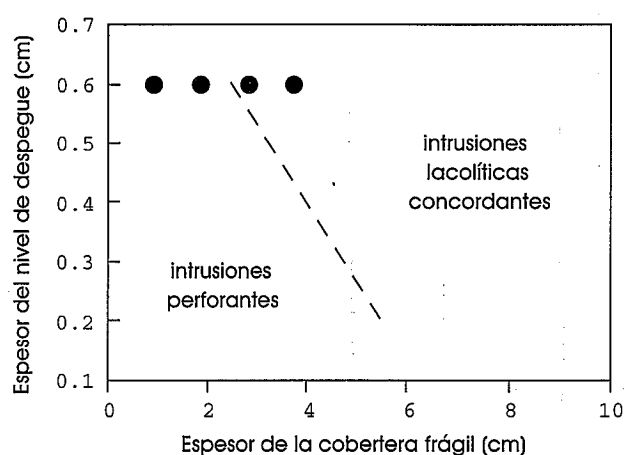


Figura 3.- Campos experimentales de intrusiones perforantes y de lacolitos concordantes (separados por una línea discontinua) de acuerdo con el espesor relativo de la capa de baja resistencia y de la cobertera de arena, tal y como se observa en los modelos tricapa de Román-Berdiel *et al.* (1995). Los puntos negros corresponden a los modelos tricapa descritos en el presente trabajo. Ver texto para más explicaciones.

formación de la superficie durante los experimentos (Fig. 4).

La geometría 3D de los cuerpos intrusivos ha sido estudiada a partir de cortes seriados perpendiculares a la dirección de cizalla realizados al final de cada experimento (Fig. 2C). Para la realización de los cortes se preserva la topografía final cubriendo con arena de otro color la superficie de los modelos y posteriormente se mojan. A partir de los cortes seriados se han reconstruido cortes paralelos a la máxima elongación de las intrusiones, y mapas horizontales en profundidad (Fig. 2C).

Resultados

Fracturación

El patrón de fallas desarrollado en la cobertera está formado por fallas sintéticas que presentan dos máximos de orientación (Fig. 4, Tabla III): (1) Fallas de bajo ángulo con la dirección de cizalla (Y y P, Harding, 1974; Bartlett *et al.*, 1981; Hancock, 1985) que apare-

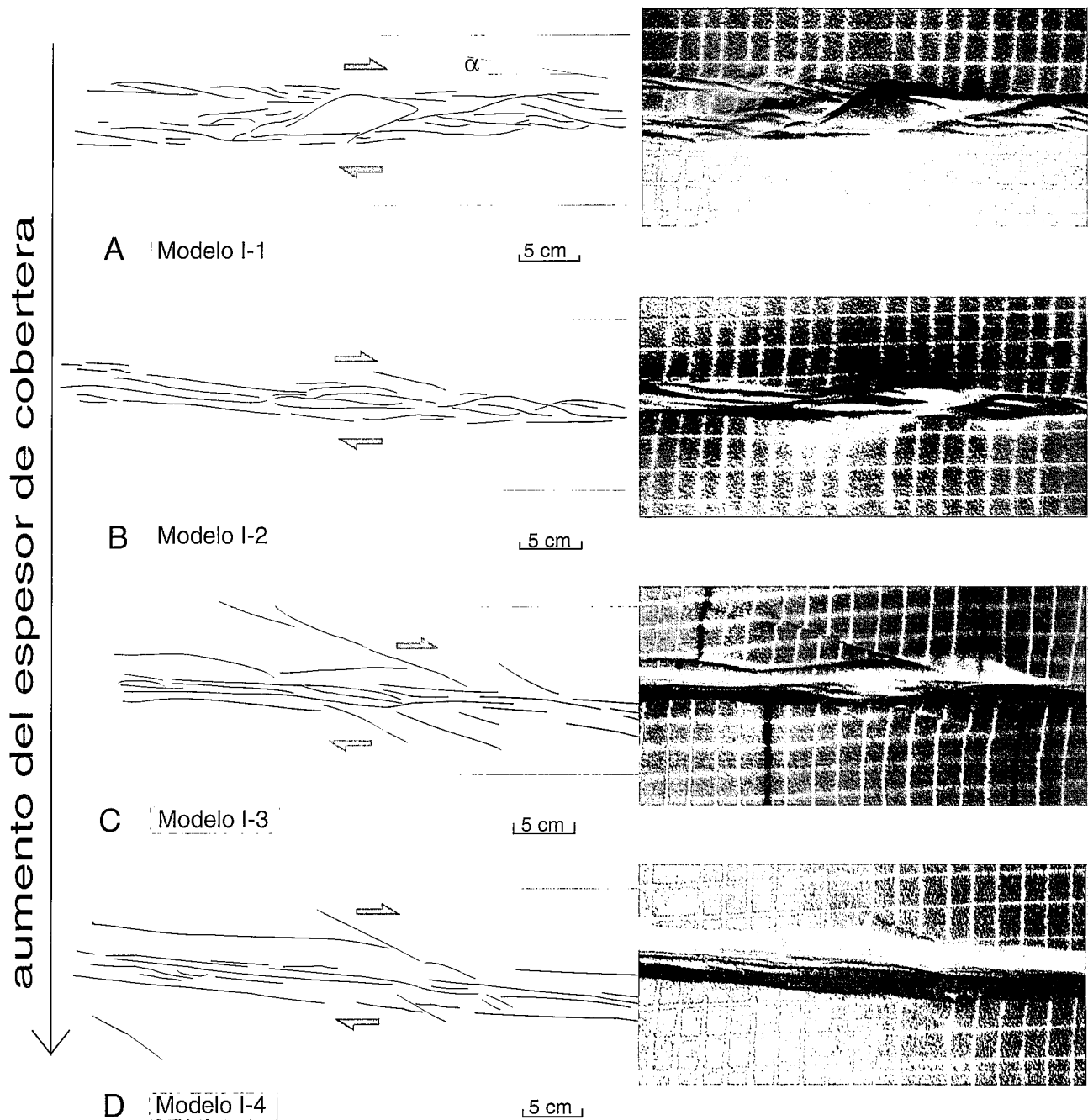


Figura 4.- Fotografías y esquemas de la superficie de modelos tricapa con diferente espesor de cobertera; **A** modelo I-1, **B** modelo I-2, **C** modelo I-3, **D** modelo I-4. α , ángulo entre las fallas sintéticas y la dirección de cizalla (ver Tabla III).

cen dentro de la zona de deformación principal, (2) fracturas de Riedel (R), menos numerosas y que se observan principalmente en áreas menos deformadas a ambos lados de la zona de deformación principal (Modelos I-3 y I-4, Fig. 4C, D). Esta distribución aparece a partir del desarrollo temprano de fracturas R, que son a continuación enmascaradas por fallas que forman ángulos bajos con la dirección de cizalla durante el desgarre progresivo, y que están asociadas con la localización progresiva de la deformación. Evoluciones parecidas se han observado en experimentos clásicos de

desgarre (ej. Tchalenko, 1970; Naylor *et al.*, 1986).

En los experimentos con un espesor de cobertera relativamente importante (Modelos I-3 y I-4, Fig. 4C, D), para un espesor constante de la capa de baja resistencia, las fracturas R aparecen bien desarrolladas. En los experimentos con espesor de cobertera menos importante (Modelos I-1 y I-2, Fig. 4A, B) se observa una mayor distribución de fallas de bajo ángulo (Tabla III). Esta correlación de la disminución del ángulo entre las fallas mayores y la dirección de la zona de cizalla con la disminución del espesor de la cobertera esta proba-

Modelo	Orientación de la máxima elongación de las intrusiones (θ')°	Orientación de segmentos de las intrusiones (ϕ)°	Orientación de las familias principales de fallas sintéticas (α)°		Magnitud de la cizalla (γ)
Monocapa-1	7	-11,-29	-6	-24	6.8
Tricapa-I-1	11	0	0,-4	---	6.7
Tricapa-I-2	9	0,-15	-6	---	6.7
Tricapa-I-3	10	-16,-21	-4	-20	6.4
Tricapa-I-4	2	-6,-26	-6	-26	6.5
Tricapa-II-1	10	-10,-26	-4	-10,-22	6.6
Tricapa-II-3	15	-8,-19	-2	-13	3.2

Tabla III.- Relaciones angulares, en horizontal, entre intrusiones, fallas y la dirección de cizalla (los ángulos son positivos contados en sentido antihorario). θ' y ϕ están medidos en las secciones horizontales hechas en profundidad (Fig. 7); α está medida en la superficie de los modelos (Fig. 4). γ es la magnitud de cizalla para cada modelo.

blemente ligada a un aumento del acoplamiento mecánico entre las capas de arena y silicona que ocurre con la disminución de la relación espesor frágil/dúctil (Basile, 1990).

Efecto de la capa de baja resistencia

Las inyecciones en monocapas de arena dan lugar a intrusiones masivas que atraviesan la cobertera y presentan bordes bastante verticales (Figs. 5F y 6G). En contraposición, los modelos tricapa permiten la formación de intrusiones de tipo lacolítico, con cantidad variable de expansión horizontal a lo largo de la capa de baja resistencia (Figs. 5A-E y 6A-F).

Sin embargo, la mayoría de las intrusiones son discordantes; algunas perforan la capa de baja resistencia (silicona de viscosidad elevada) (Figs. 6C y D), y otras la cobertera entera (Figs. 6A, B). Por lo tanto, confirmamos que la mayoría de las condiciones experimentales elegidas corresponden a situaciones intermedias entre el campo de las intrusiones perforantes y el campo de los lacolitos concordantes (definidos por Román-Berdiel *et al.*, 1995, Fig. 3).

Geometría de las intrusiones

La geometría irregular de las intrusiones (Figs. 5 y 6) es debida probablemente a las interacciones entre el emplazamiento y el movimiento de desgarre. En particular, el régimen de desgarre favorece el ascenso local del material inyectado a lo largo de fallas que atraviesan la cobertera (Fig. 6E). Características similares fueron observadas en los lacolitos formados en contexto extensional (Román-Berdiel *et al.*, 1995). En contextos estáticos (sin régimen tectónico) las intrusiones obtenidas son mucho más simétricas (Román-Berdiel *et al.*, 1995).

Las intrusiones están siempre alargadas en la dirección de extensión definida por la deformación de desgarre, tal como muestran las secciones horizontales (Fig. 7). Comparando las figuras 7A y 7C con la figura 7F, donde la cantidad de desplazamiento de desgarre

total es 19.8 cm, 20 cm y 9.6 cm, respectivamente (Tabla II), se observa que el ángulo entre el eje mayor de las intrusiones y la dirección de cizalla disminuye con el aumento de la deformación de cizalla. Las secciones horizontales (Fig. 7) también muestran que la cantidad total de deformación γ puede ser estimada utilizando una anchura de la zona de cizalla de 3 cm, que corresponde con el espaciado entre las dos placas basales móviles. Se obtienen ángulos teóricos θ entre la dirección principal de estiramiento y el límite de la zona de cizalla ($\tan 2\theta = 2/\gamma$) de 8°.4 y 15°.5 para los experimentos de las figuras 7A y 7C ($\gamma = 6.6$) y la figura 7F ($\gamma = 3.3$), respectivamente. Estos valores son bastante próximos a los de los ángulos observados entre el eje largo de las intrusiones y la dirección de cizalla (Figs. 7A, C y F) (Tabla III) y no parece influido por el tamaño de la intrusión (comparar Figs. 7A, C y F). Esta tendencia se observa desde los primeros estadios del proceso de inyección (Fig. 7F), e incluso cuando las intrusiones están fuertemente deformadas por fallas (Figs. 7D y E). Por ello deducimos que el eje largo de las intrusiones tiende a tomar la dirección del eje largo del elipsoide de deformación.

Las fallas controlan localmente el contorno de las intrusiones (Figs. 4 y 7). Así, la orientación de muchos segmentos de los límites de las intrusiones vistas en sección horizontal (ángulo ϕ , Tabla III y Fig. 7) es similar a la orientación de las fallas sintéticas observadas en la superficie de los modelos (ángulo α , Tabla III y Fig. 4). Con un espesor constante de la capa de baja resistencia, el control de las fallas sintéticas en la forma de las intrusiones es particularmente fuerte para una cobertera relativamente espesa (Figs. 7D, E); sin embargo con la disminución del espesor de la cobertera, la expansión lateral de la intrusión tiende a estar limitada por fallas subparalelas al límite de la zona de cizalla (Figs. 7B, C).

En profundidad, este control del patrón de fallas en la geometría local de las intrusiones se refleja en intrusiones de forma sigmoidal o en huso, especialmen-

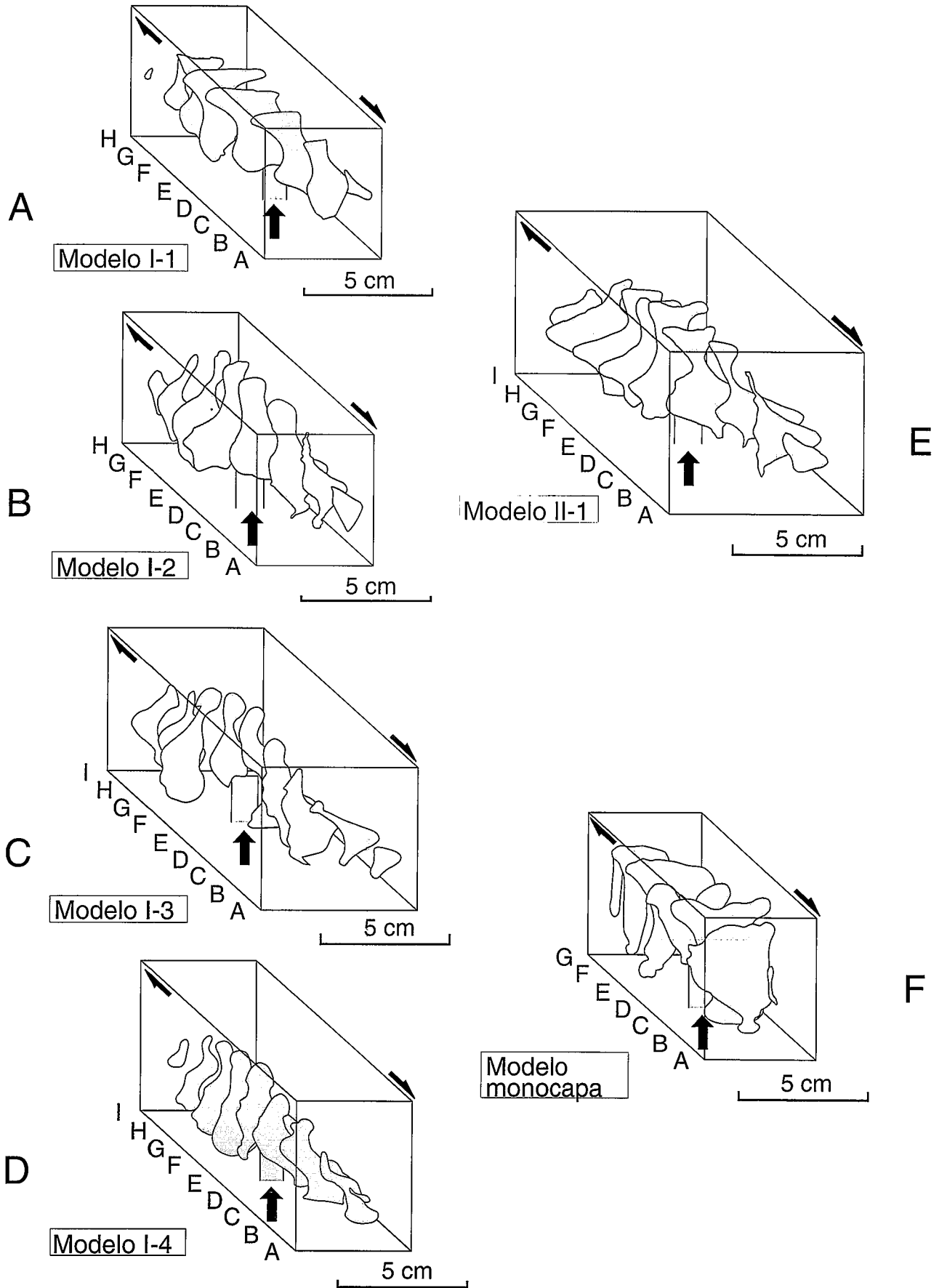


Figura 5.- Diagramas 3D mostrando la forma de las intrusiones. A modelo I-1, B modelo I-2, C modelo I-3, D modelo I-4, E modelo II-1, F modelo monocapa. Las letras A-I hacen referencia a los cortes seriados (Fig. 2C) hechos en los modelos y utilizados para dibujar las figuras 6 y 7.

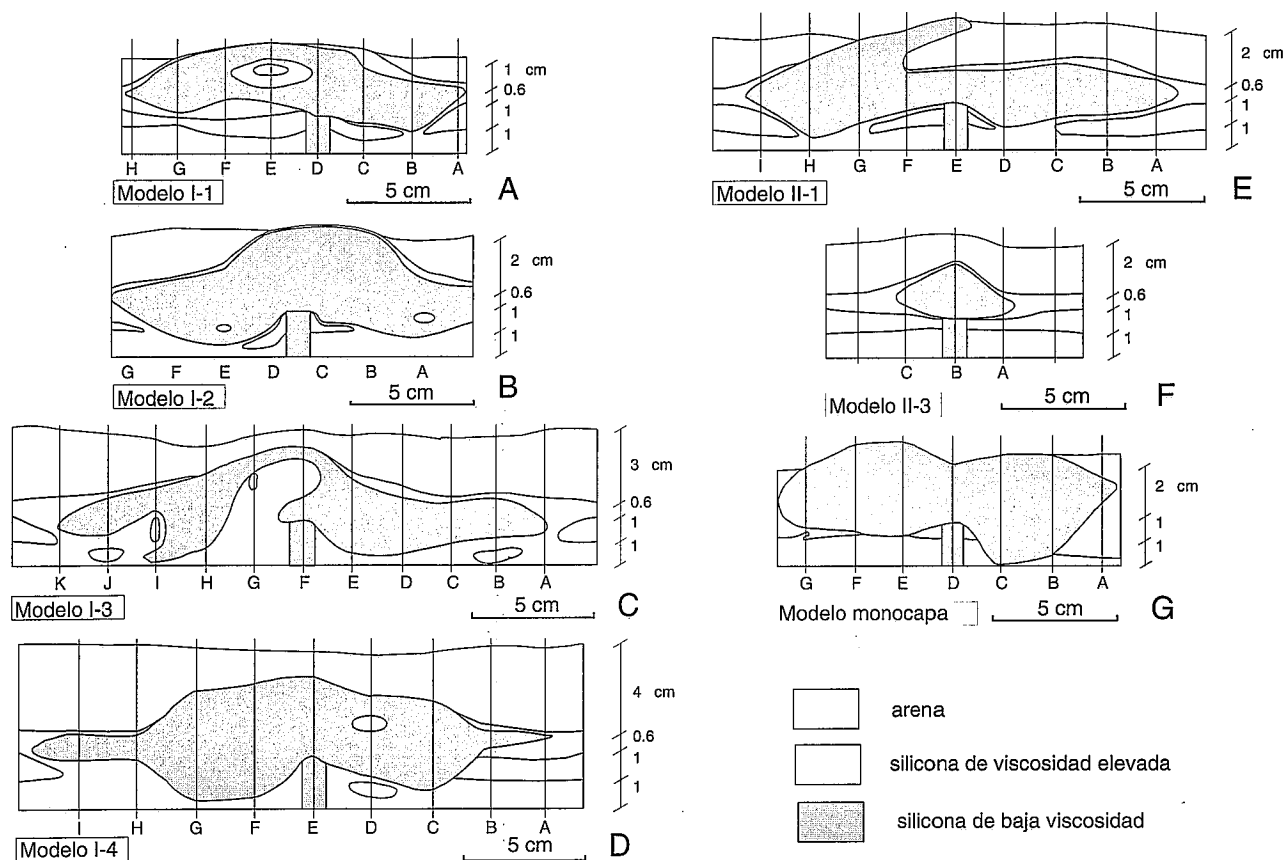


Figura 6.- Cortes verticales paralelos a la dirección de elongación máxima de las intrusiones. A modelo I-1, B modelo I-2, C modelo I-3, D modelo I-4, E modelo II-1, F modelo II-3, G modelo monocapa. Las letras A-K hacen referencia a los cortes seriados (Fig. 5) utilizados para hacer el dibujo.

te para relaciones moderadas de los espesores de cobertera y de la capa de baja resistencia (Fig. 7). Las intrusiones limitadas por dos fallas mayores muestran formas típicas en huso (Figs. 7B, C y F).

Comparación con ejemplos de la naturaleza - el granito sintectónico de Mortagne

Los experimentos descritos no modelizan todos los mecanismos posibles de emplazamiento en la corteza superior. En particular, estructuras como grietas de tensión (Fig. 1G), no pueden reproducirse en arena. Además, nuestras condiciones experimentales, en las que la localización del conducto de alimentación está predefinida antes de la deformación, no son apropiadas para examinar la posible influencia de extensiones locales en el lugar de emplazamiento dentro de la zona de cizalla (Figs. 1B, C). Los efectos de parámetros tales como el diámetro del canal de alimentación, o las velocidades relativas de inyección y deformación por desgarre, no han sido examinadas. Sin embargo, la geometría de muchas de las intrusiones de nuestros modelos son similares a intrusiones observadas en la naturaleza asociadas a zonas de cizalla de escala cortical.

La zona de cizalla Sur-Armorica (Jégouzo, 1980) es una de las zonas de desgarre principales de la cadena

hercínica de Europa occidental (Fig. 8). Está jalonada por leucogranitos de edad carbonífera y actúa como una falla de desgarre dextrorsa durante el Carbonífero (Jégouzo, 1980). Las características geométricas de los plutones sintectónicos, incluidas las fábricas S-C, fueron establecidas por primera vez en esta zona por Berthé *et al.* (1979a), Berthé *et al.* (1979b) y Jégouzo (1980).

Los leucogranitos armoricanos están generalmente emplazados en niveles relativamente superficiales (Vigneresse y Brun, 1983). Muchos de ellos intruyen sedimentos pelíticos de grado de metamorfismo bajo a medio que constituyen la parte baja de una cobertera sedimentaria de edad Proterozoico superior-Paleozoico. Los datos gravimétricos muestran que estos granitos son generalmente bastante planos, alargados horizontalmente, a menudo con una base subhorizontal (Vigneresse y Brun, 1983). En muchos de ellos, 95% de su volumen actual está localizado a profundidades menores de 5 Km (Vigneresse y Brun, 1983).

El diapirismo ha sido invocado frecuentemente como mecanismo para el ascenso y emplazamiento de los leucogranitos armoricanos (Hanmer y Vigneresse, 1980; Vigneresse y Brun, 1983). Sin embargo, trabajos recientes subrayan que el diapirismo no es un mecanis-

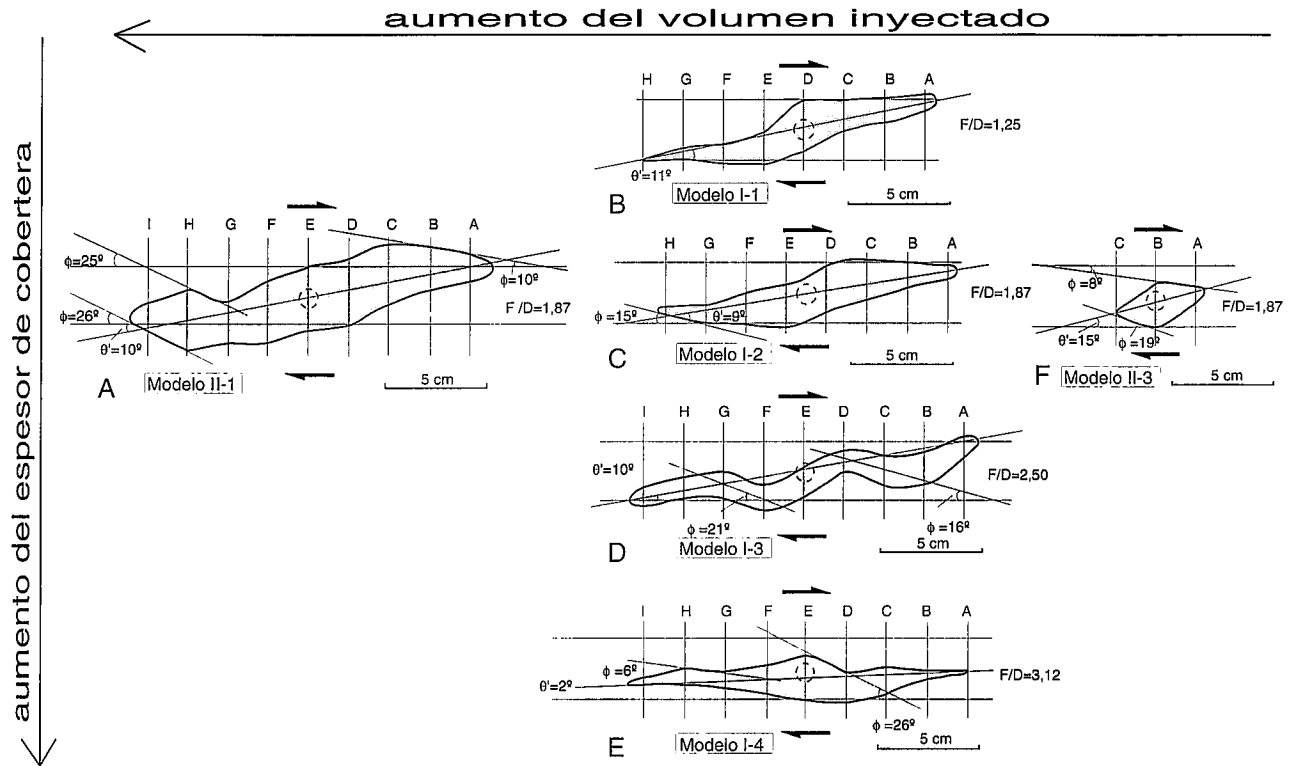


Figura 7.- Secciones horizontales de las intrusiones. A modelo II-1, B modelo I-1, C modelo I-2, D modelo I-3, E modelo I-4, F modelo II-3. Las letras A-I hacen referencia a los cortes seriados (Fig. 5) utilizados para hacer el dibujo. La relación F/D es la relación entre los espesores de la cobertera de arena y de la capa de baja resistencia intercalada. θ' , ángulo entre el eje mayor de la intrusión y la dirección de cizalla. ϕ , ángulo entre segmentos de las intrusiones y la dirección de cizalla (ver Tabla III). Las dos líneas horizontales están separadas 3 cm y corresponden a las trazas de las dos discontinuidades basales. Los círculos en línea discontinua corresponden a la situación del canal de alimentación en profundidad.

mo adecuado para explicar plutones emplazados en niveles superficiales de la corteza donde los contrastes reológico y térmico entre el granito y la roca de caja son elevados (Marsh, 1982; Clemens y Mawer, 1992). De hecho, es más probable que los plutones armoricanos se hayan emplazado por expansión lateral *in situ*, cuando el magma esté cristalizado en gran parte, en una cobertera sedimentaria de baja resistencia. El lugar de emplazamiento se alcanza después de que el magma haya ascendido por fracturas a través de un basamento resistente (Brun *et al.*, 1990; Lagarde *et al.*, 1990b).

El ejemplo de Mortagne

Algunos de los leucogranitos armoricanos están fuertemente milonitizados y estirados a lo largo de la zona de cizalla surarmoricana (Fig. 8). Entre los plutones menos deformados hemos elegido el granito de Mortagne que presenta una geometría típica en forma de huso, por estar localizado entre dos fallas mayores.

Los plutones en forma de huso son comunes a lo largo de zonas de desgarre y la creación de huecos tales como *pull-apart* (Fig. 1F) ha sido a menudo invocada para explicar su emplazamiento (Hutton, 1988).

La geometría y lugar de emplazamiento del granito de Mortagne ha llevado a Guineberteau *et al.* (1987) a proponer que se emplazó en un *pull-apart*. Además, este ejemplo ha sido desde entonces citado como un

ejemplo clásico de este tipo de emplazamiento (ver Pitcher, 1992).

Un modelo de emplazamiento en *pull-apart* para este granito implicaría un episodio de desgarre sinistrorso a lo largo de la zona de cizalla surarmoricana (Guineberteau *et al.*, 1987) (Fig. 9). La evidencia de movimiento dextrorso a lo largo de la zona de cizalla surarmoricana durante el emplazamiento de todos los granitos carboníferos ha sido argumentada por el resto de los autores que han trabajado en el área (Gapais y Le Corre, 1980). Este hecho, unido a las razones que a continuación se exponen hace que una hipótesis de cizalla sinistrorsa contemporánea al emplazamiento no pueda defenderse.

El emplazamiento del granito de Mortagne ha sido datado con 315 ± 15 Ma (Rb/Sr sobre roca total, Bernard-Griffith *et al.*, 1985). Todos los demás granitos datados de la zona de cizalla surarmoricana tienen edades comparables (Le Corre *et al.*, 1991). En particular, los granitos de Questembert y Pointe du Raz, que están asociados a la misma falla que el granito de Mortagne (Fig. 8), han sido datados con 329 ± 20 y 301 ± 18 Ma (Rb/Sr, roca total, Bernard-Griffith *et al.*, 1985). Estos dos granitos están casi enteramente afectados por milonitas S-C que registran únicamente cizalla dextrorsa (Jégouzo, 1980).

Como puntualizan Guineberteau *et al.* (1987), los últimos movimientos de las fallas que bordean el maci-

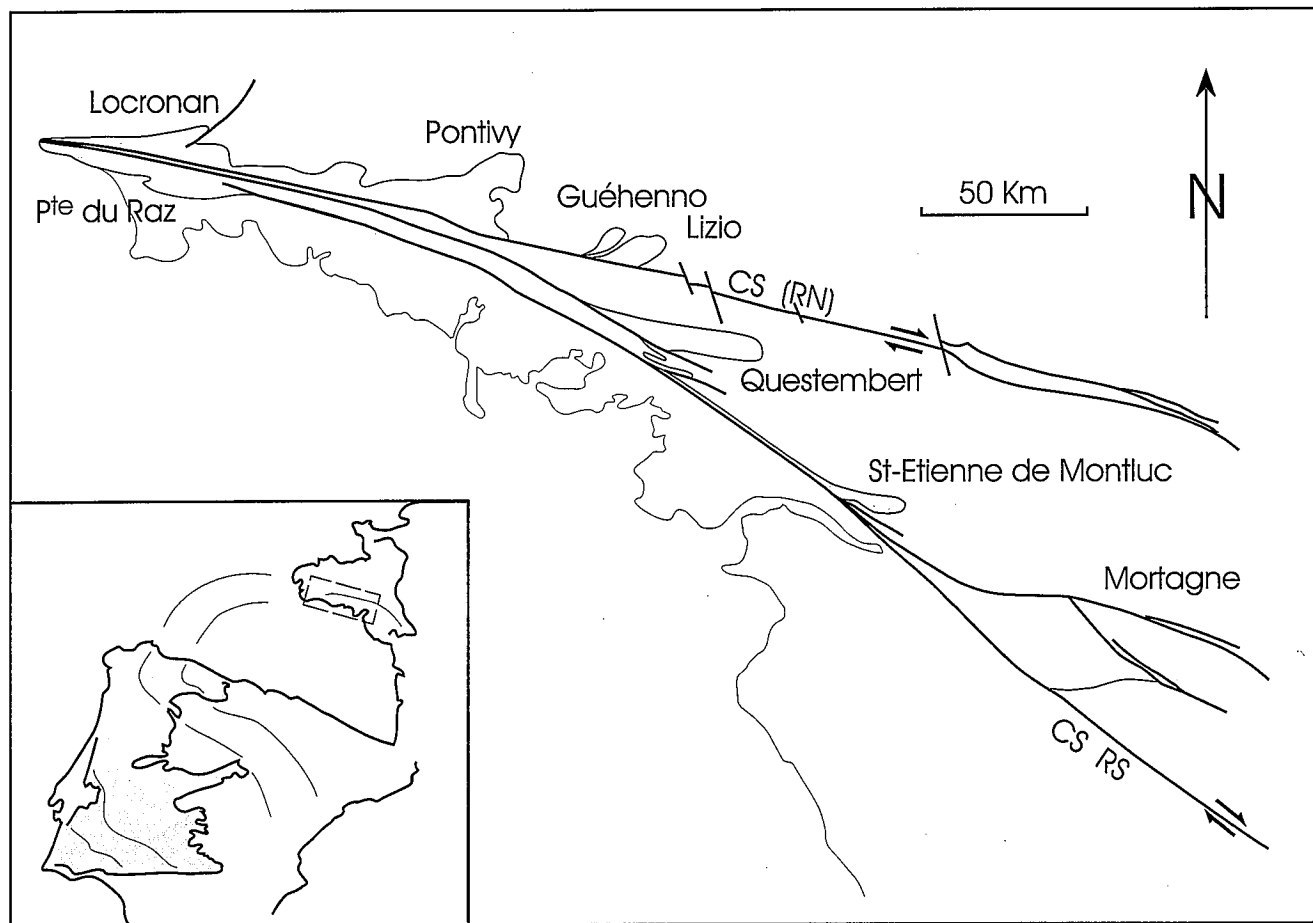


Figura 8.- Mapa esquemático de la parte sur del Macizo Armoricano (oeste de Francia), y su localización en la cadena hercínica del oeste de Europa. CS, zona de cisalla surarmoricana; (RN), rama norte; (RS), rama sur. Los leucogranitos sintectónicos asociados a la zona de cisalla están representados con cruces.

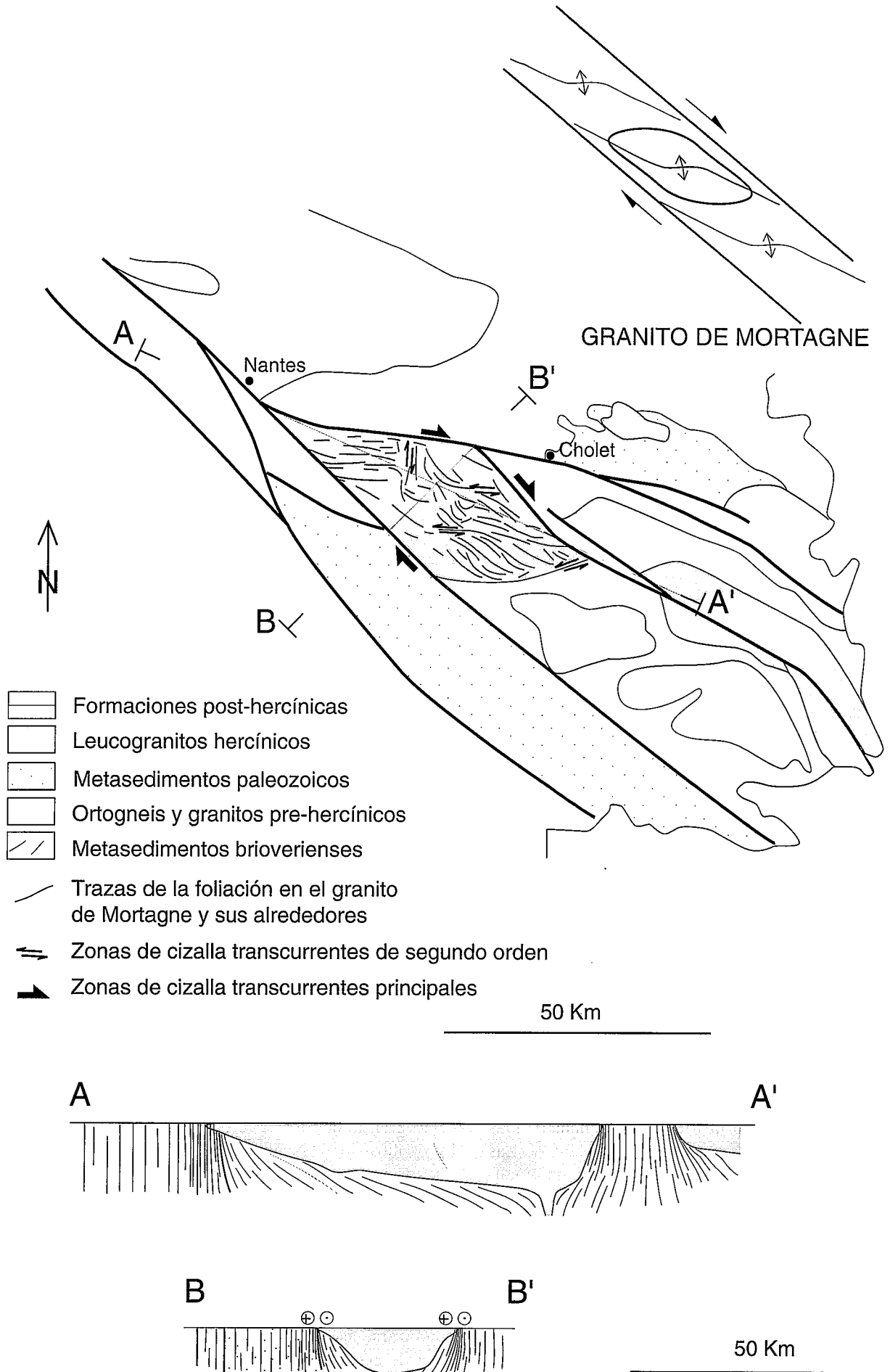
zo de Mortagne por el NE y SW son claramente dextrorsos, y tienen lugar durante el enfriamiento del macizo. Las velocidades de enfriamiento admitidas para plutones son generalmente elevadas, especialmente durante los primeros estadios del enfriamiento (Spera, 1980; Paterson y Tobisch, 1992). Se alcanzan temperaturas internas comparables a las del encajante en tiempos del orden de 1 Ma (Spera, 1980). Si hay que invocar un episodio de desgarre sinestrosor, debería de ser una anomalía de escasa duración dentro del contexto general de desgarre dextrorso.

Guineberteau *et al.* (1987) aportan un detallado mapa de las estructuras internas del macizo de Mortagne. Las trazas de la foliación, esquematizadas en la figura 9, indican un acortamiento NE-SW. Las lineaciones minerales tienen una orientación dominante NW-SE y tienen una inmersión generalmente pequeña. Esta distribución interna dominante está localmente distorsionada por zonas de cisalla conjugadas que también indican acortamiento NE-SW. La dirección de acortamiento NE-SW es geoméricamente incompatible con un desgarre sinestrosor de dirección NW-SE, pero compatible con un desgarre dextrorso.

A partir de los argumentos anteriores, concluimos

que el granito de Mortagne se emplazó durante un movimiento dextrorso a lo largo de la zona de cisalla surarmoricana. Un estudio detallado de la gravimetría (Guineberteau *et al.*, 1987) muestra que la base del plutón es bastante plana, excepto en su terminación sureste donde la profundidad excede 10 ± 2 Km (Fig. 9). Esta zona es interpretada como el canal de alimentación (Guineberteau *et al.*, 1987). En corte, el macizo es fuertemente asimétrico, con una expansión lateral muy pronunciada hacia el NW. Esta dirección es compatible con una intrusión preferente del plutón a lo largo de una dirección de estiramiento determinada por el movimiento de desgarre dextrorso regional.

El granito de Mortagne es similar a nuestros modelos de intrusiones localizadas entre dos fallas mayores, que presentan una forma en huso y que intruyen preferencialmente en la dirección de extensión asociada con el movimiento de desgarre (Figs. 7B, C y F). Nuestros modelos evidencian que no es siempre necesario acudir a hipótesis que invoquen la creación de huecos para el emplazamiento de macizos graníticos; en particular sugieren que el granito de Mortagne pudo emplazarse asociado a un movimiento dextrorso de la zona de cisalla surarmoricana, y que no es necesario



presuponer un episodio de movimiento sinestrorso de dicho cizallamiento que permitiera la formación de un *pull-apart*, sobre todo si tenemos en cuenta que dicha suposición está en absoluto desacuerdo con los datos estructurales.

Conclusiones

Los modelos experimentales de intrusiones en una corteza frágil en régimen de desgarre subrayan que la existencia de un nivel de baja resistencia entre dos unidades competentes permite la formación de intrusiones lacolíticas. Esta conclusión es coherente con los resultados experimentales de Román-Berdiel *et al.* (1995).

Las intrusiones en régimen de desgarre son alargadas como resultado del emplazamiento preferencial en la dirección principal de extensión determinada por el régimen de desgarre. Esta dirección controla el emplazamiento desde los primeros estadios de la inyección.

Las fallas formadas en la cobertera limitan localmente la expansión lateral de las intrusiones, llevando a un paralelismo local entre las fallas y el contorno de las intrusiones. Para un espesor constante del nivel de baja resistencia, este efecto aumenta con la disminución del espesor de la cobertera.

Para relaciones moderadas del espesor frágil/dúctil, el control de las fallas en la expansión lateral da lugar a intrusiones sigmoidales o en forma de huso en planta, limitadas por dos fallas de desgarre paralelas. Este efecto disminuye con el aumento de la relación espesor frágil/dúctil.

El régimen de desgarre permite localmente la subida del fluido inyectado a lo largo de las fallas formadas en la cobertera.

Los modelos de intrusiones presentados subrayan que no es necesario buscar contextos distensivos locales o regionales para explicar la forma de muchos plutones emplazados en zonas de desgarre. En particular, intrusiones emplazadas entre dos fallas pueden presentar la típica forma en huso.

Nuestros modelos explican la forma cartográfica del leucogranito sincinemático de Mortagne emplazado a lo largo del cizallamiento dextrorso surarmórico.

Agradecemos a J. J. Kermarrec (Géosciences Rennes) por la construcción y el mantenimiento de los aparatos. Este trabajo fue financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia (beca de T. R. B.) y por el proyecto PB93-1149-CO3 de la DGICYT.

Figura 9.- Mapa esquemático geológico y estructural y cortes del área en torno al plutón de Mortagne (localizado en la Fig. 8) (modificado a partir de Le Corre *et al.*, 1991; Guineberteau *et al.*, 1987). Los cortes A-A' y B-B' están dibujados a partir de los datos gravimétricos (Guineberteau *et al.*, 1987). Los datos estructurales son de Guineberteau *et al.* (1987). Las escalas vertical y horizontal son iguales.

Bibliografía

- Arañuren, A. y Tubía, J. M. (1992): Structural evidence for the relationship between thrusts, extensional faults and granite intrusions in the Variscan belt of Galicia (Spain). *J. Struct. Geol.*, 14: 1229-1237.
- Bartlett, W. L., Friedman, M. y Logan, J. M. (1981): Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure-IX. Wrench faults in limestone layers. *Tectonophysics*, 79: 255-277.
- Basile, C. (1990): Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante. Exemple de la marge de Cote d'Ivoire-Ghana. *Mem. Doc. CAESS*, 39: 220 p.
- Bernard-Griffiths, J., Peucat, J. J., Sheppard, S. y Vidal, P. (1985): Petrogenesis of Hercynian leucogranites from South Armorican massif. Contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb, O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74: 235-250.
- Berner, M., Ramberg, H. y Stephansson, O. (1972): Diapirism in theory and experiment. *Tectonophysics*, 15: 197-218.
- Berthé, D., Choukroune, P. y Jégouzo, P. (1979a): Orthogneiss, mylonite and non coaxial déformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 1: 31-42.
- Berthé, D., Choukroune, P. y Gapais, D. (1979b): Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement sud-armoricain. *Bull. Min. Crist.*, 102: 265-272.
- Brun, J. P. y Pons, J. (1981): Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. *J. Struct. Geol.*, 3: 219-229.
- Brun, J. P., Gapais, D., Cogné, J. P., Ledru, P. y Vigneresse, J. L. (1990): The Flamanville granite (Northwest France): an unequivocal example of a syntectonically expanding pluton. *Geol. J.*, 25: 271-286.
- Castro, A. (1986): Structural pattern and ascent model in the Central Extremadura batholith, Hercynian belt, Spain. *J. Struct. Geol.*, 8: 633-645.
- Castro, A. (1987): On granitoid emplacement and related structures. A review. *Geol. Rund.*, 76: 101-124.
- Clemens, J. D. y Mawer, C. K. (1992): Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, 204: 339-360.
- Cloos, H. (1928): Experiment zur inneren Tektonik. *Centralbl. f. Mineral u. Pal.*, 1928 B: 609-621.
- Cruden, A. (1990): Flow and fabric development during the diapiric rise of magma. *J. Geol.*, 98: 681-698.
- D'Lemos, R. S., Brown, M. y Strachan, R. A. (1992): Granite magma generation; ascent and emplacement within a transpressional orogen. *J. Geol. Soc. London*, 149: 487-490.
- Dixon, J. M. (1975): Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures. *Tectonophysics*, 28: 89-124.
- Dixon, J. M. y Simpson, D. G. (1987): Centrifuge modelling of laccolith intrusion. *J. Struct. Geol.*, 9: 87-103.
- Emmons, R. C. (1979): Strike-slip rupture pattern in sand models. *Tectonophysics*, 7: 71-87.

- Gapais, D. y Le Corre, C. (1980): Is the Hercynian belt of Brittany a major shear zone? *Nature*, 288: 574-575.
- Gapais, D., Fiquet, G. y Cobbold, P. R. (1991): Slip system domains, 3. New insights in fault kinematics from plane-strain sandbox experiments. *Tectonophysics*, 188: 143-157.
- Grout, F. F. (1945): Scale models of structures related to batholiths. *Am. J. Sci.*, 243: 260-284.
- Guineberteau, B., Bouchez, J. L. y Vignerresse, J. L. (1987): The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: structural and gravimetric arguments and regional implication. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 99: 763-770.
- Hancock, P. L. (1985): Brittle microtectonics: principles and practice. *J. Struct. Geol.*, 7: 437-457.
- Hanmer, S. y Vignerresse, J. L. (1980): Mise en place de diapirs syntectoniques dans la chaîne hercynienne: exemple des massifs leucogranitiques de Locronan et de Pontivy (Bretagne centrale). *Bull. Soc. Géol. France*, 7: 193-202.
- Harding, T. P. (1974): Petroleum traps associated with wrench faults. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 58: 1290-1304.
- Hoppener, R., Kalthoff, E. y Schrader, P. (1969): Zur Physikalischen Tektonik: Bruchbildung bei verschiedenen affinen Deformationen im Experiment. *Geol. Rundsch.*, 59: 179-193.
- Howe, E. (1901): Experiments illustrating intrusion and erosion. *U. S. Geol. Surv. 21st Annual Report*: 291-303.
- Hubbert, M. K. (1937): Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 48: 1459 p.
- Hurlbut, C. S. y Griggs, D. T. (1939): Igneous rocks of the Highwood Mountains, Montana-I. The laccoliths. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 50: 1043-1112.
- Hutton, D. H. W. (1982): A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal Granite, NW Ireland. *J. Geol. Soc. London*, 139: 615-631.
- Hutton, D. H. W. (1988): Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 79: 245-255.
- Hutton, D. H. W., Dempster, T. J., Brown, P. E. y Becker, S. D. (1990): A new mechanism of granite emplacement: intrusion in active extensional shear zones. *Nature*, 343: 452-455.
- Iglesias, M. y Chouckroune, P. (1980): Shear zones in the Iberian Arc. *J. Struct. Geol.*, 2: 63-68.
- Jégouzo, P. (1980): The South Armorican shear zone. *J. Struct. Geol.*, 2: 39-47.
- Johnson, A. M. y Pollard, D. D. (1973): Mechanics of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, Utah, I. Field observations, Gilbert's model, physical properties and flow of the magma. *Tectonophysics*, 18: 261-309.
- Lagarde, J. L., Ait-Omar, S. y Roddaz, B. (1990a): Structural characteristics of granitic plutons emplaced during weak regional deformation: examples from late Carboniferous plutons, Morocco. *J. Struct. Geol.*, 12: 805-821.
- Lagarde, J. L., Brun, J. P. y Gapais, D. (1990b): Formation des plutons granitiques par injection et expansion latérale dans leur site de mise en place: une alternative au diapirisme en domaine épizonal. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 310: 1109-1114.
- Le Corre, C., Auvray, B., Ballèvre, M. y Robardet, M. (1991): Le Massif Armorican. En: Les Massifs anciens en France. *Sci. Géol. Bull.*, 44: 31-103.
- Marsh, B. D. (1982): On the mechanics of igneous diapirism, stoping and zone melting. *Am. J. Sci.*, 282: 808-855.
- McCaffrey, K. J. W. (1992): Igneous emplacement in a transpressive shear zone: Ox Mountains igneous complex. *J. Geol. Soc. London*, 149: 221-235.
- McCarthy, G. R. (1925): Some facts and theories concerning laccoliths. *J. Geol.*, 33: 1-18.
- Merle, O. y Vendeville, B. (1992): Modélisation analogique de chevauchements induits par des intrusions magmatiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315: 1541-1547.
- Naylor, M. A., Mandl, G. y Sijpesteijn, C. H. K. (1986): Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *J. Struct. Geol.*, 8: 737-752.
- Oertel, G. (1965): The mechanism of faulting in clay experiments. *Tectonophysics*, 2: 343-393.
- Paterson, S. R. y Tobisch, O. T. (1992): Rates of processes in magmatic arcs: implications for the timing and nature of pluton emplacement and wall rock deformation. *J. Struct. Geol.*, 14: 291-300.
- Paterson, S. R. y Fowler, T. K. (1993): Re-examining pluton emplacement processes. *J. Struct. Geol.*, 15: 191-206.
- Pitcher, W. S. y Berger, A. R. (1972): *The Geology of Donegal: a Study of Granite Emplacement and Unroofing*. Wiley Intersciences, New York: 435 p.
- Pitcher, W. S. y Bussell, M. A. (1977): Structural control of batholithic emplacement in Peru: a review. *J. Geol. Soc. London*, 133: 249-256.
- Pitcher, W. S. (1992): *The nature and origin of granite*. Blackie Academic Press, London: 321 p.
- Pollard, D. D. y Johnson, A. M. (1973): Mechanics of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, UTAH, II. Bending and failure of overburden layers and sill formation. *Tectonophysics*, 18: 311-354.
- Pons, J., Oudin, C. y Valero, J. (1992): Kinematics of large syn-orogenic intrusions: example of the Lower Proterozoic Saraya batholith (Eastern Senegal). *Geol. Rundsch.*, 81/2: 473-486.
- Ramberg, H. (1970): Model studies in relation to intrusion of plutonic bodies. En: *Mechanisms of Igneous Intrusion*. G. Newall and N. Rast, Liverpool: 261-286.
- Ramberg, H. (1981): *Gravity, Deformation, and the Earth's Crust in Theory, Experiments and Geological Applications*. Academic Press, London: 214 p.
- Ramsay, J. G. (1989): Emplacement kinematics of a granite diapir: the Chindamora batholith, Zimbabwe. *J. Struct. Geol.*, 11: 191-209.
- Richard, P., Loyo, B. y Cobbold, P. (1989): Formation simultanée de failles et de plis au-dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309: 1061-1066.
- Richard, P., Mocquet, B. y Cobbold, P. R. (1991): Experiments on simultaneous faulting and folding above a basement wrench fault. *Tectonophysics*, 188: 133-141.
- Riedel, W. (1929): Zur mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Centralbl. f. Mineral. u. Pal.*, 1929 B: 354-368.
- Román-Berdiel, T., Gapais, D. y Brun, J. P. (1995): Analogue models of laccolith formation. *J. Struct. Geol.*,

- 17: 1337-1346.
- Schmidt, C. J., Smedes, H. W. y O'Neill, J. M. (1990): Syncompressional emplacement of the Boulder and Tobacco Root batholiths along old fault zones (Montana-Usa) by pull-apart. *Geol. J.*, 25: 305-318.
- Spera, F. J. (1980): Thermal evolution of plutons: A parameterized approach. *Science*, 207: 299-301.
- Tchalenko, J. S. (1970): Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81: 1625-1640.
- Tikoff, B. y Teyssier, C. (1992): Crustal-scale, en échelon «P-shear» tensional bridges: a possible solution to the batholith room problem. *Geology*, 20: 927-930.
- Vignerresse, J. L. y Brun, J. P. (1983): Les leucogranites armoricains marqueurs de la déformation régionale: apport de la gravimétrie. *Bull. Soc. Géol. France*, 7: 357-366.
- White, N. y Hutton, D. H. W. (1985): The structure of the Dalradian rocks in west Fanad, Conty Donegal. *Irish J. Earth Sci.*, 7: 79-92.
- Wilcox, R. E., Harding, T. P. y Seely, D. R. (1973): Basic wrench tectonics. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 57: 74-96.

Manuscrito recibido el 23 de Agosto de 1996
Aceptado el manuscrito revisado el 14 de Abril de 1997