

## GRANITOIDES ASOCIADOS A ZONAS DE DESGARRE: MODELOS ANALOGICOS Y APLICACION AL MACIZO DE LIZIO (ZONA DE CIZALLA SURARMORICANA)

T. Román Berdiel \*, D. Gapais \*\* y J. P. Brun \*\*

### 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 una placa basal rígida y móvil que desliza horizontalmente. Se ha analizado la influencia de diferentes perfiles reológicos de la corteza superior en la forma de la intrusión. Los experimentos muestran que: 1) las intrusiones son alargadas y su eje mayor toma la dirección principal de elongación asociada al régimen de desgarre, 2) las intrusiones presentan forma asimétrica en planta, con el desarrollo de una cola en el sentido de cizalla, 3) el régimen de desgarre permite localmente la subida del fluido inyectado a lo largo de las fallas formadas en la cobertera, 4) cuando el perfil reológico de la corteza es igual a ambos lados de la zona de cizalla, las intrusiones presentan forma de gota asimétrica, 5) cuando la viscosidad de los materiales que están por encima del canal de alimentación es superior a la de los materiales del otro lado del accidente principal, no aparece la forma en gota asimétrica.

El leucogranito de Lizio 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 a mobile rigid basal plate sliding horizontally. Boundary conditions were chosen in order to analyse the influence of different rheologic profiles of the upper crust on the pattern of the intrusion. Experiments showed that: 1) intrusions are elongate and their long axis tends to track the principal stretching direction associated with the strike-slip regime, 2) intrusions are asymmetric shaped in horizontal view, with the development of a sheared tail trailing behind the intrusion, 3) the strike slip environment allowed local rising of the injected fluid along faults formed in the overburden, 4) when the crustal rheologic profile is similar in both sides of the shear zone, intrusions are asymmetric drop shaped, 5) when the viscosity of materials above the feeding pipe is higher than viscosity of materials of the other side of the shear zone, the asymmetric drop shape not appears.

Lizio leucogranite of the South Armorican Shear Zone (South Brittany, France) emphasize that our experiments can explain the geometry of many syntectonic granites emplaced along strike-slip zones. They further shed some light on mechanisms of pluton intrusion in the upper crust.

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

---

\* Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco. Apartado 644. 48080 Bilbao.  
\*\* Géosciences Rennes (UPR 4661, CNRS). Université de Rennes 1. 35042 Rennes Cédex, France.

## Introducción

El control estructural del emplazamiento de granitos ha sido ampliamente discutido y documentado en la literatura (ver Castro, 1987; Hutton, 1988; Pitcher, 1992). Los plutones relacionados con zonas de cizalla de escala cortical están especialmente bien documentados, como por ejemplo el batolito de Donegal en Irlanda (Pitcher y Berger, 1972; Hutton, 1982), el batolito de Saraya en el este de Senegal (Pons *et al.*, 1992), el batolito de Coastal en Perú (Pitcher y Bussell, 1977), o los granitos carboníferos de la cadena hercínica del oeste de Europa (Berthé *et al.*, 1979a; Iglesias y Choukroune, 1980; Jégouzo, 1980; Vignerresse y Brun, 1983; Lagarde *et al.*, 1990a; Aranguren y Tubia, 1992).

Una cuestión muy debatida actualmente sobre las intrusiones graníticas es el «problema del espacio» necesario para su emplazamiento (p. ej. 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 (p. ej. Ramsay, 1989) y de expansión lateral *in situ* (Brun *et al.*, 1990; Lagarde *et al.*, 1990b) (fig. 1A y B) y los modelos en los que se crea espacio asociado a un contexto distensivo local (fig. 1C-E).

Estos macizos pueden dividirse en dos grupos fundamentales en función de su forma en planta: intrusiones simétricas (fig. 1A y D) y asimétricas (fig. 1B y C). Las intrusiones simétricas asociadas a tectónica transcurrente suelen estar relacionadas con dos fallas de desgarre mayores, como es el caso del granito de Mortagne, en el oeste de Francia (Guineberteau *et al.*, 1987). Algunos ejemplos de macizos que presentan forma asimétrica incluyen el plutón de Ardara, en Irlanda (Holder, 1979; Hutton, 1988), el granito de Brovales, en el sur de España (Brun y Pons, 1981), el granito de Ash Sha'b, en el norte de Arabia Saudí (Davies, 1982), algunos macizos del batolito de Saraya, en el este de Senegal (Pons *et al.*, 1992), y numerosos granitos de la zona de cizalla surarmoricana, en el oeste de Francia (Berthé *et al.*, 1979a; Jégouzo, 1980; Vignerresse y Brun, 1983). Esta geometría se debe a que el fuerte gradiente de deformación existente en las cercanías de la zona de cizalla conlleva el desarrollo de una cola cizallada en la parte trasera de la intrusión (fig. 1B).

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

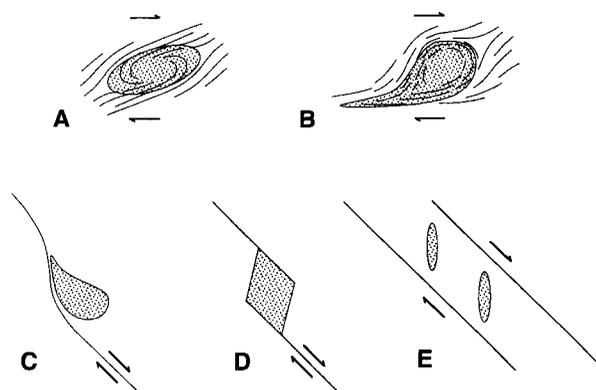


Fig. 1.—Esquemas en planta mostrando las relaciones entre granitos sintectónicos emplazados en la corteza superior y fallas de desgarre o zonas de cizalla direccionales de acuerdo con algunos mecanismos de emplazamiento propuestos en la literatura. A y B Emplazamiento forzado en un entorno dúctil y las trayectorias de la foliación asociada (Brun y Pons, 1981). C-E Modelos de emplazamiento en contextos de extensión local asociados a zonas de desgarre mayores: C escalón distensivo (McCaffrey, 1992), D sistema de pull-apart (Guineberteau *et al.*, 1987; Schmidt *et al.*, 1990), E fracturas T (Castro, 1986; Hutton, 1988).

magma. Los modelos que se presentan a continuación 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 Lizio emplazado en la zona de cizalla surarmoricana (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 anteriores

Desde los trabajos de Cloos (1928) y Riedel (1929), se han dedicado muchos estudios experimentales a las fallas de desgarre (p. ej. 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 sílica 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 están convenientemente modelizadas bajo campo gravitatorio normal utilizando modelos de arena-silicona debidamente dimensionados.

Por otro lado, muchos modelos de intrusiones diapíricas inducidas por fuerzas gravitacionales se han realizado utilizando materiales dúctiles, tales como arcilla, aceite o silicona tanto para el material ascendente como para la roca encajante (Grout, 1945; Ramberg, 1970 y 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 son pequeños, pueden ser aplicados básicamente 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 resistencia entre la intrusión y el encajante. Estudios experimentales de intrusiones de tipo lacolítico han utilizado materiales bastante resistentes para modelizar la roca caja (Howe, 1901; McCarthy, 1925; Hurlbut y Griggs, 1939; Pollard y Johnson, 1973; Dixon y Simpson, 1987). Únicamente experimentos recientes han permitido situaciones en las que una deformación frágil de la roca caja puede acompañar al mecanismo de intrusión (Merle y Vendeville, 1992; Román-Berdiel *et al.*, 1995). Román-Berdiel *et al.* (1995) muestran que modelos de arena-silicona debidamente dimensionados son adecuados para estudiar procesos de intrusión en la corteza superior. Estos autores han mostrado en particular que 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 conformes o de diapiros perforantes acomodados mediante fracturación de la roca caja. Los modelos descritos por Román-Berdiel *et al.* (1995) tratan sobre intrusiones en régimen estático y sobre intrusiones en régimen de deformación extensiva. Recientemente Román-Berdiel *et al.* (1997) han realizado modelos sobre intrusiones en régimen de desgarre. Estos autores han mostrado que el eje mayor de las intrusiones toma la dirección principal de estiramiento asociada al régimen de desgarre. En el presente trabajo se muestran modelos analógicos de intrusiones magmáticas contemporáneas a un régimen de desgarre. En este caso el canal de alimentación está situado en uno de los bloques y por tanto descentrado respecto al accidente principal, lo que permite obtener intrusiones con la característica forma de gota asimétrica en planta.

**Dispositivo experimental y materiales**

El movimiento de desgarre se impone en la base de los modelos mediante una placa rígida móvil de dimensiones 1 x 0,5 x 0,001 m, que reposa sobre una placa fija (fig. 2A). La placa móvil se mueve a velocidad constante conducida por un motor. El tubo de inyección, de 10 mm de diámetro, se localiza en la placa fija junto a la discontinuidad de velocidad (fig. 2A). Este dispositivo permite que el canal de alimentación esté descentrado con respecto al accidente principal. 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 eliminar el pequeño escalón producido por la placa móvil situada sobre la placa fija, así como para asegurar que la cizalla se distribuya en una banda en la base de los modelos, se ha colocado una tira de silicona (80 x 6 x 1 cm) sobre el límite de la placa móvil (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 x 3,6 cm. Los límites laterales están libres, y 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 constituida en

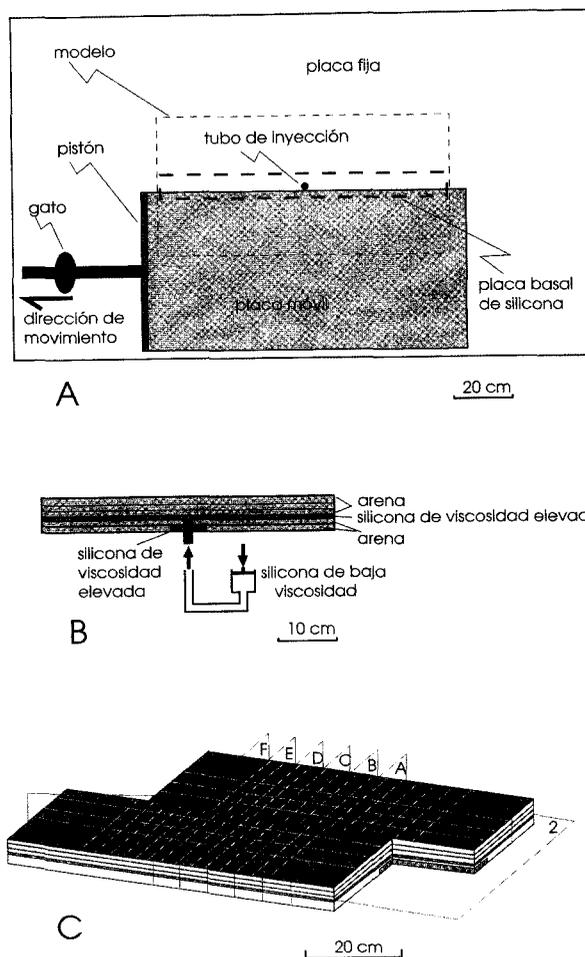


Fig. 2.—Esquema del dispositivo experimental. A Vista horizontal, B vista vertical, C diferentes tipos de secciones utilizadas para describir los modelos; las secciones verticales (1) y las secciones horizontales (2) están reconstruidas a partir de cortes seriados verticales (A-F) hechos en los modelos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

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 1.500 kg m<sup>-3</sup>. 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), que es casi perfectamente newtoniana a la temperatura ambiente de 30° C a que se realizan los experimentos. Se han utilizado dos tipos diferentes de silicona (tabla 1). Silicona standard, de viscosidad elevada, utilizada para introducir capas dúctiles en el interior de los paquetes de arena y silicona de 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<sup>3</sup>, es decir que

Tabla 1.—Propiedades físicas de los materiales utilizados en los modelos.  $\mu$  es la viscosidad,  $\rho$  es la densidad.

	$\mu$ (Pa.s)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )
Silicona de viscosidad elevada	$7,5 \times 10^3$	1.270
Silicona de baja viscosidad	$2,5 \times 10^3$	1.330
Arena seca	—	1.500

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  $10^5$  (los modelos son  $10^5$  menos resistentes que la naturaleza). Un dimensionamiento similar ha sido utilizado en los experimentos de inyección sin régimen tectónico activo (Román-Berdiel *et al.*, 1995). Estos experimentos muestran que fuerzas de ascensión del magma del orden de 50 MPa, comparables a las deducidas para situaciones naturales (Johnson y Pollard, 1973), están convenientemente dimensionadas utilizando velocidades de inyección lineares del orden de 30 cm/h. La relación de tiempos es  $10^9$  (1 h representa 115.000 años (Román-Berdiel *et al.*, 1995). Se han utilizado velocidades de inyección de 31,2 cm/h (tabla 2), que corresponden a  $10^{-8}$  m s<sup>-1</sup> (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 2):

1) Modelos con un perfil reológico homogéneo en toda su extensión. Los modelos son 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 tricapa homogéneos, pero en condiciones estáticas, 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 conformes 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. El espesor de

las capas elegido en los experimentos del presente trabajo, nivel de silicona: 0,6 cm y cobertera de arena = 2 cm, corresponde a situaciones intermedias que permiten la interacción entre las intrusiones y las fallas de la cobertera y que los posibles efectos de las fallas producidas por el régimen de desgarre no estén totalmente obliterados por las deformaciones producidas por la perforación completa de la cobertera (Román-Berdiel *et al.*, 1997).

2) Modelos que presentan diferente perfil reológico a un lado y otro de la zona de cizalla. Sobre la placa móvil los modelos son tricapa, con la misma configuración que los anteriores, sobre la placa fija no existe capa de silicona intercalada y los modelos son monocapa constituidos únicamente por un paquete de arena. El propósito de estos experimentos es estudiar el efecto que produce la existencia de materiales de diferente competencia a uno y otro lado del accidente principal, en la geometría de la intrusión. La inyección se realiza 1 cm por encima de la base del modelo.

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 deformación de la superficie durante los experimentos (ver fig. 3).

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). 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

En todos los experimentos el patrón de fallas desarrollado en la cobertera está formado por fallas sintéticas que presentan dos máximos de orientación (fig. 3):

1) Fallas de bajo ángulo con la dirección de cizalla (Y) que aparecen dentro de la zona de deformación principal (fig. 3).

2) Fracturas R, menos numerosas y que aparecen principalmente en las áreas menos deformadas a ambos lados de la zona de deformación principal (fig. 3).

Esta distribución aparece a partir del desarrollo

Tabla 2.—Características de los modelos y condiciones experimentales para los diferentes experimentos realizados. «Velocidad desplazamiento» se refiere a la velocidad de desplazamiento de la placa basal móvil con respecto al punto de inyección fijo.

Modelo	Espesor capa arena por debajo punto inyección (cm)	Espesor nivel despeque (cm)	Espesor cobertera arena (cm)	Volumen silicona inyectada (cm <sup>3</sup> )	Relación frágil/dúctil	Velocidad desplazamiento (cm/h)	Velocidad inyección (cm/h)	Desplazamiento total en superficie modelo (cm)
Tricapa-I	1	0,6	2,0	49	1,87	10	31,2	9,6
Tricapa-II	1	0,6/—	2,0/2,6	49	1,87/3,60	10	31,2	10,0

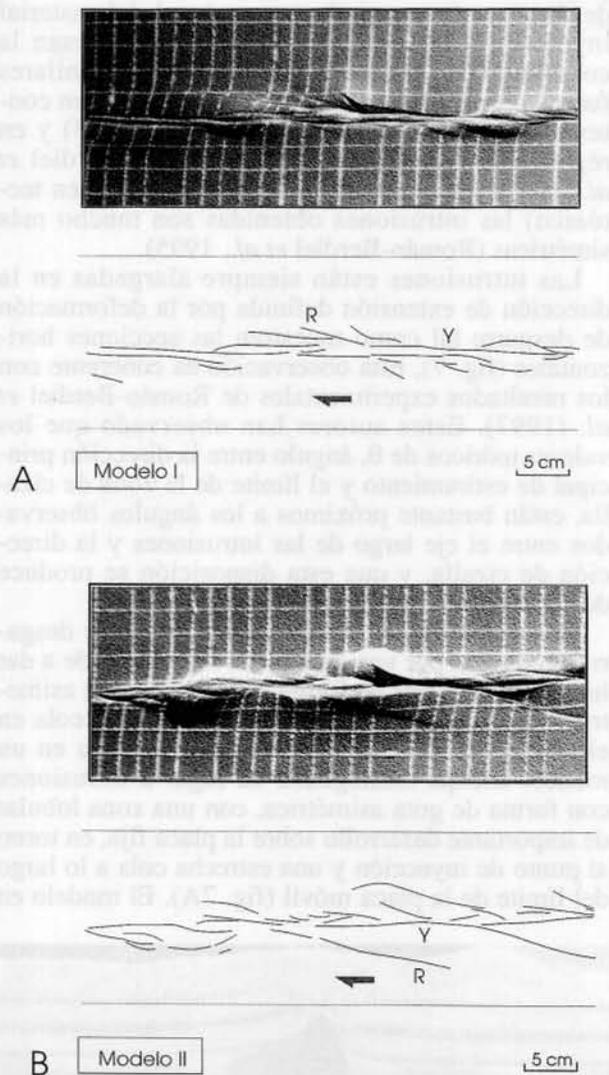


Fig. 3.—Fotografías y esquemas de la superficie de los modelos; A modelo I, B modelo II.

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

#### Geometría de las intrusiones

En la figura 4 se puede observar una reconstrucción de la geometría 3D de las intrusiones realizada superponiendo los cortes seriados hechos al finalizar los experimentos. En esta figura se observa

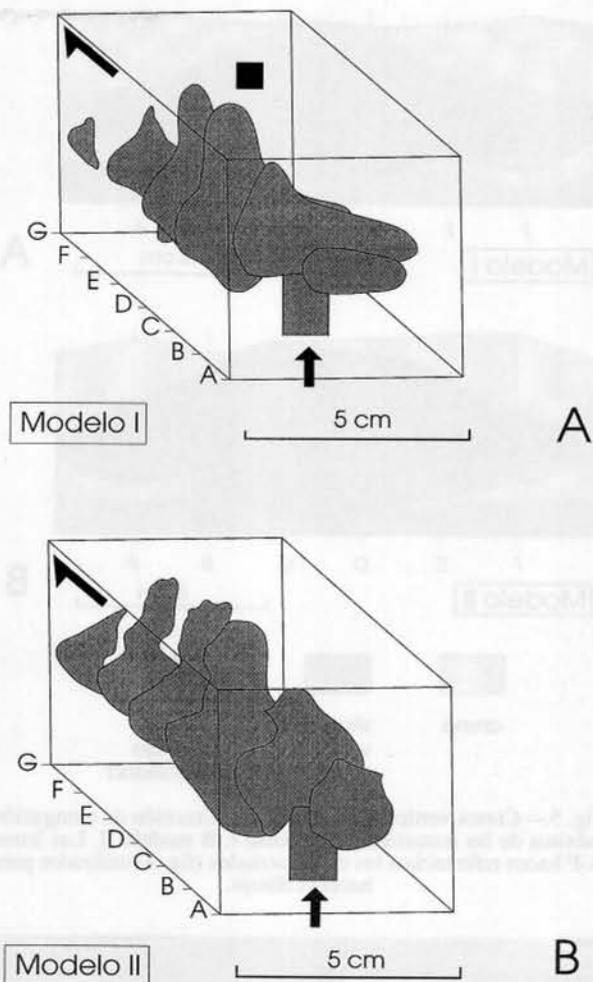


Fig. 4.—Diagramas 3D mostrando la forma de las intrusiones; A modelo I, B modelo II. Las letras A-G hacen referencia a los cortes seriados (fig. 2C) hechos en los modelos y utilizados para dibujar las figs. 5 y 7.

una clara tendencia a ascender en la vertical de la parte central de las intrusiones. Sin embargo, en los cortes realizados en la dirección de elongación máxima de las intrusiones (fig. 5) podemos observar cómo a pesar de este ascenso parcial en la vertical de la silicona inyectada, existe una proporción elevada de esta silicona que intruye dentro de la capa dúctil, dando lugar a intrusiones de tipo lacolítico. La tendencia a ascender en la vertical es mayor en el modelo II (fig. 4B) que sólo tiene capa de baja resistencia en la mitad del modelo. Esta ascensión en la vertical hace que las intrusiones sean parcialmente disconformes y que lleguen a perforar la capa de baja resistencia e incluso la cobertera entera (fig. 5B). Este ascenso se produce probablemente debido a las interacciones entre el emplazamiento y el movimiento de desgarre. En particular, el régimen

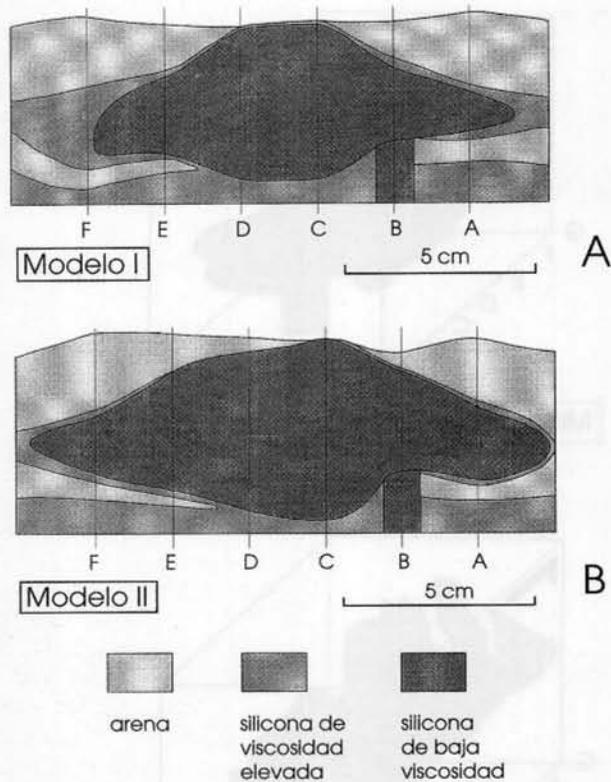


Fig. 5.—Cortes verticales paralelos a la dirección de elongación máxima de las intrusiones; **A** modelo I, **B** modelo II. Las letras A-F hacen referencia a los cortes seriados (fig. 4) utilizados para hacer el dibujo.

de desgarre favorece el ascenso local del material inyectado a lo largo de fallas que atraviesan la cobertera (fig. 6A y B). Características similares fueron observadas en los lacolitos formados en contexto extensivo (Román-Berdiel *et al.*, 1995) y en régimen de desgarre simétrico (Román-Berdiel *et al.*, 1997). 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), esta observación es coherente con los resultados experimentales de Román-Berdiel *et al.* (1997). Estos autores han observado que los valores teóricos de  $\theta$ , ángulo entre la dirección principal de estiramiento y el límite de la zona de cizalla, están bastante próximos a los ángulos observados entre el eje largo de las intrusiones y la dirección de cizalla, y que esta disposición se produce desde los primeros estadios de la intrusión.

El sistema experimental elegido, zona de desgarre producida por una sola placa móvil, tiende a dar lugar a intrusiones de forma asimétrica. Esta asimetría viene marcada por el desarrollo de una cola en el sentido de cizalla (fig. 7). La inyección en un modelo tricapa homogéneo da lugar a intrusiones con forma de gota asimétrica, con una zona lobular de importante desarrollo sobre la placa fija, en torno al punto de inyección y una estrecha cola a lo largo del límite de la placa móvil (fig. 7A). El modelo en

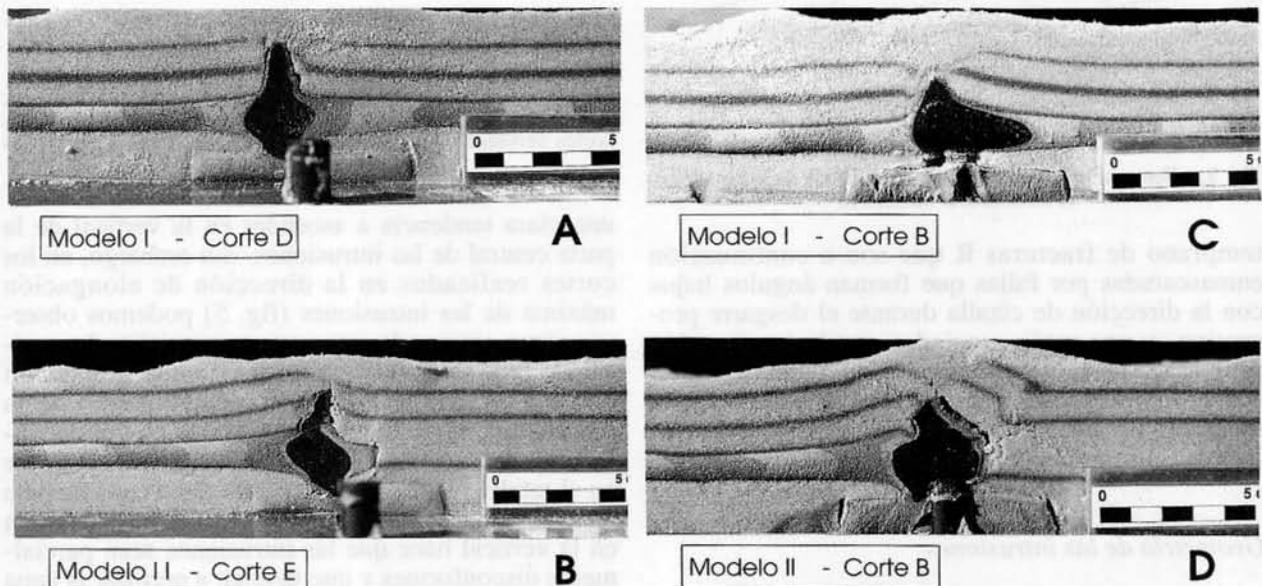


Fig. 6.—Fotografías de cortes seriados de los modelos; **A** corte D del modelo I, **B** corte E del modelo II, en estos cortes puede observarse la ascensión de la silicona a través de fracturas de la cobertera de los modelos; **C** y **D** corresponden a los cortes centrales (cortes B) de los modelos I y II respectivamente, donde puede observarse la diferencia en la expansión del material inyectado dentro de los modelos en función de la presencia o no de capa dúctil intercalada en la cobertera frágil. La escala está en centímetros.

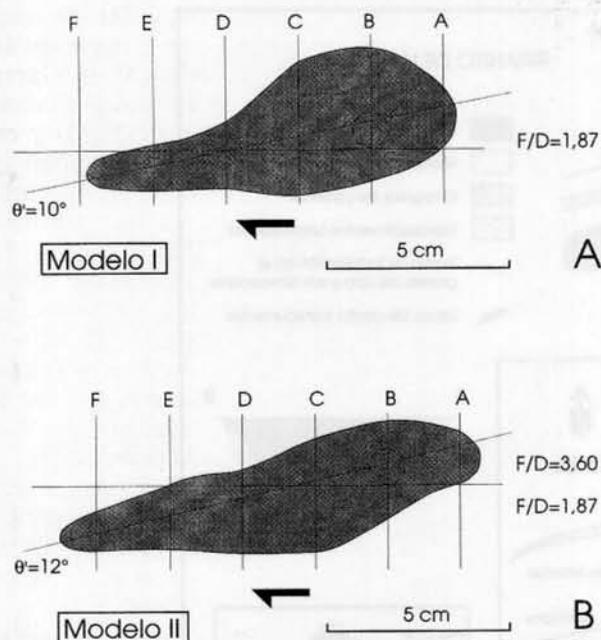


Fig. 7.—Secciones horizontales de las intrusiones; A modelo I, B modelo II. Las letras A-F hacen referencia a los cortes seriados (fig. 4) utilizados para hacer el dibujo. La relación F/D es la relación entre los espesores de la cobertera de arena y de la capa de baja resistencia intercalada.  $\theta$ , ángulo entre el eje mayor de la intrusión y la dirección de cizalla. La línea horizontal corresponde a la traza de la discontinuidad basal. Los círculos en línea discontinua corresponden a la situación del canal de alimentación en profundidad.

el que la capa de baja resistencia está sólo presente encima de la placa móvil da lugar a intrusiones menos asimétricas, y la forma de gota desaparece (fig. 7B). En este modelo la zona lobular desaparece casi por completo y la cola cizallada es de mayor anchura desarrollándose predominantemente sobre la placa móvil (fig. 7B). Notar que en este modelo la expansión lateral del plutón está limitada encima del canal de alimentación, donde no está presente el nivel de baja resistencia (figs. 6D y 7B), en oposición a lo que ocurría en los modelos tricapa homogéneos (figs. 6C y 7A). Este resultado subraya el importante papel que juega el comportamiento mecánico de las rocas del encajante en el control del mecanismo de emplazamiento.

### Comparación con ejemplos de la naturaleza - el granito sintectónico de Lizio

En los experimentos presentados se ha idealizado una corteza superior con estratificación horizontal, simplificando tanto la posible geometría compleja de la corteza como la estratificación dúctil/frágil de la misma. Por otro lado, los experimentos descritos

no modelizan todos los mecanismos posibles de emplazamiento en la corteza superior. Además, los efectos de parámetros tales como la localización y 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 forma de gota asimétrica (fig. 1B y C) es típica de muchos granitos asociados a zonas de desgarre mayores. La zona de cizalla surarmoricana (Jégouzo, 1980) es una de las zonas de desgarre principales de la cadena hercínica de Europa occidental (fig. 8A). Está jalonada por leucogranitos de edad carbonífera, y actúa como una falla de desgarre dextral durante el Carbonífero (Jégouzo, 1980).

Como la mayoría de los plutones carboníferos de la cadena hercínica, 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 frecuentemente invocado 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 mecanismo adecuado para explicar plutones emplazados en niveles superficiales de la corteza porque tales localizaciones implican que el magma ha ascendido a través de espesores importantes de la corteza superior frágil antes de llegar a su lugar de emplazamiento (ver Clemens y Mawer, 1992). De hecho, es más probable que los plutones armoricanos se hayan emplazado por expansión lateral *in situ*, en una cobertera sedimentaria de baja resistencia, después de ascender el magma a través de un basamento resistente (Brun *et al.*, 1990; Lagarde *et al.*, 1990b).

### El ejemplo de Lizio

En el granito de Lizio se han realizado abundantes estudios estructurales (fig. 8) (Berthé *et al.*, 1979a; Berthé *et al.*, 1979b; Jégouzo, 1980; Vigneresse y Brun, 1983). La base del granito llega hasta

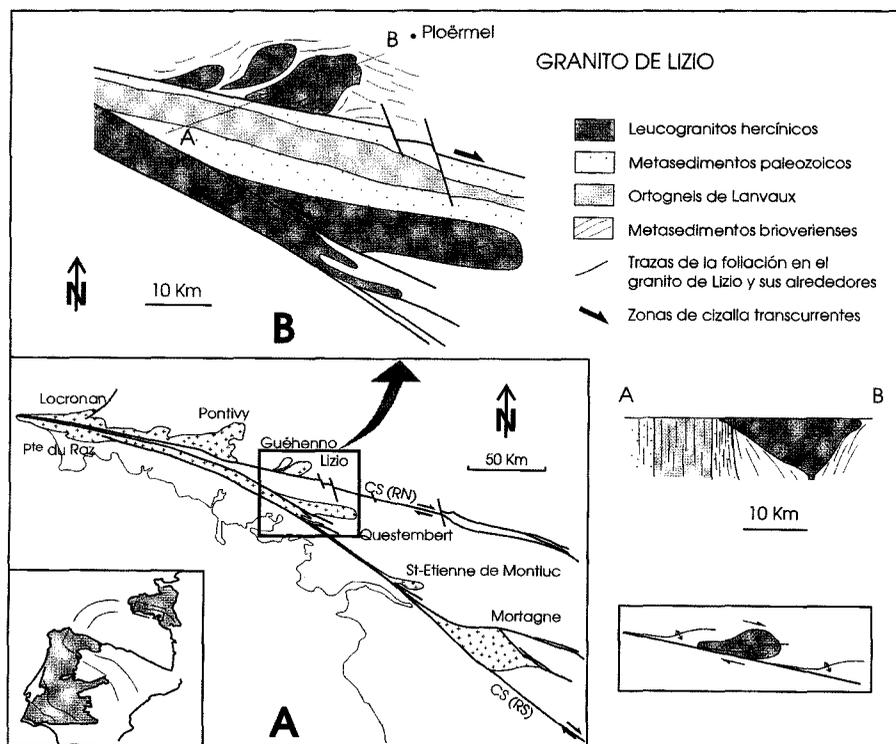


Fig. 8.—A Mapa esquemático de la parte sur del Macizo Armoricano (oeste de Francia) con la enmarcación de área estudiada, y su localización en la cadena hercínica del oeste de Europa. CS, zona de cizalla surarmoricana; (RN), rama norte; (RS), rama sur. Los leucogranitos sintectónicos asociados a la zona de cizalla están representados con cruces. B Mapa esquemático geológico y estructural y corte del área en torno al plutón de Lizio (modificado a partir de Jégouzo, 1980, y Jégouzo y Rossello, 1988). El corte (A-B) paralelo al eje largo del plutón está dibujado a partir de los datos gravimétricos (Vignerresse y Brun, 1983). Las escalas vertical y horizontal son iguales. El recuadro muestra un esquema general del contexto cinemático del modelo que puede ser comparado con el ejemplo natural.

8 km de profundidad en la parte noreste del macizo (fig. 8B) (Vignerresse y Brun, 1983). Esta zona está descentrada con respecto a la falla principal, y puede corresponder a la zona de alimentación del macizo (Vignerresse y Brun, 1983). Hacia el sur, la cola cizallada del plutón está principalmente constituida por milonitas S-C (Berthé *et al.*, 1979a).

Este ejemplo natural es bastante parecido a nuestro modelo I (figs. 5A y 7A). En el mapa, el macizo está alargado en la dirección NE-SW compatible con el movimiento de cizalla dextral a lo largo del accidente principal (fig. 8B). El corte paralelo a la dirección de elongación del plutón sugiere expansión lateral NE-SW (fig. 8B). El mapa y los cortes de Lizio también muestran que la mayor parte del granito está localizada al norte de la zona de cizalla (fig. 8B). Nuestros modelos han mostrado la fuerte influencia de la existencia de una capa cortical de baja resistencia en el grado de expansión lateral de las intrusiones (fig. 6C y D). El granito de Lizio está emplazado en sedimentos pelíticos del Briove-

riense (de edad Proterozoico superior-Cámbrico) localizados al norte de la zona de falla (fig. 8B). Al sur de la zona de cizalla principal son numerosas unidades más competentes. En particular, el ortogneis de Lanvaux (fig. 8B), que se emplazó durante el Ordovícico, estaba enfriado y se comportó como una unidad competente durante el cizallamiento carbonífero. Estas diferencias en la litología a ambos lados de la zona de cizalla probablemente han limitado la expansión lateral del plutón hacia el sur.

## Conclusiones

1) Las intrusiones en régimen de desgarre son alargadas como resultado de la expansión lateral preferencial en la dirección principal de extensión determinada por el régimen de desgarre. Esta conclusión es coherente con los resultados experimentales de Román-Berdiel *et al.* (1997).

2) Las intrusiones presentan forma asimétrica

en mapa, con el desarrollo de una cola en el sentido de cizalla.

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

4) Cuando el perfil reológico de la corteza es igual a ambos lados de la zona de cizalla, las intrusiones presentan forma de gota asimétrica.

5) Cuando la viscosidad de los materiales que están por encima del canal de alimentación es superior a la de los materiales del otro lado del accidente principal no aparece la forma en gota asimétrica.

6) Nuestros modelos explican la forma cartográfica en forma de gota asimétrica de muchos macizos sincinemáticos asociados a zonas de cizalla mayores, y en especial del leucogranito sincinemático de Lizio emplazado a lo largo de la zona de cizalla surarmoricana.

#### AGRADECIMIENTOS

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 TRB).

#### Referencias

- Aranguren, 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.
- Basile, C. (1990). Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante. Exemple de la marge de Cote d'Ivoire-Ghana. *Mem. et Docum. du Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles*, 39, 220.
- 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. de Minér. et Cristal.*, 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. Rundschau*, 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.
- Davies, F. B. (1982). Pan-African granite intrusion in response to tectonic volume changes in a ductile shear zone from Northern Saudi Arabia. *J. Geol.*, 90, 467-483.
- 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., 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. *Amer. J. Sci.*, 243, 260-284.
- Guineberteau, B., Bouchez, J. L., y Vigneresse, 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. Amer. Bull.*, 99, 763-770.
- Hanmer, S., y Vigneresse, 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.
- Holder, M. T. (1979). Granite emplacement models. *J. Geol. Soc. London*, 135, 459-464.
- Hoppener, R., Kalthoff, E., y Schrader, P. (1969). Zur Physikalischen Tektonik: Bruchbildung bei verschiedenen affinen Deformationen im Experiment. *Geol. Rundschau*, 59, 179-193.
- Howe, E. (1901). Experiments illustrating intrusion and erosion. *U. S. Geol. Surv. 21st A. Rep.*, 291-303.
- Hubbert, M. K. (1937). Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 48, 1459.
- Hurlbut, C. S., y Griggs, D. T. (1939). Igneous rocks of the Highwood Mountains, Montana-I. The laccoliths. *Geol. Soc. Amer. 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. R. 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 Choukroune, 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.

- Jégouzo, P., y Rossello, E. A. (1988). La Branche Nord du Cisaillement Sud-Armoricain (France): un essai d'évaluation du déplacement par l'analyse des mylonites. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, 1825-1831.
- 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.
- 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 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, Nueva York, 435 págs.
- Pitcher, W. S., y Bussell, M. A. (1977). Structural control of batholithic emplacement in Perú: a review. *J. Geol. Soc. London*, 133, 249-256.
- Pitcher, W. S. (1992). *The nature and origin of granite*, Blackie Academic and Professional, Londres, 321 págs.
- 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. Rundschau*, 81/2, 473-486.
- Ramberg, H. (1970). Model studies in relation to intrusion of plutonic bodies. En: G. Newall y N. Rast (eds.), *Mechanisms of igneous intrusion*, Liverpool, 261-286.
- Ramberg, H. (1981). *Gravity, deformation, and the earth's crust in theory, experiments and geological applications*, Academic Press, Londres, 214 págs.
- 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., Brun, J. P., y Gapais, D. (1995). Analogue models of laccolith formation. *J. Struct. Geol.*, 17, 1337-1346.
- Román-Berdiel, T., Brun, J. P., y Gapais, D. (1997). Modelos analógicos del emplazamiento de granitoides en zonas de desgarre: el ejemplo de Mortagne (zona de cizalla surarmoricana). *Rev. Soc. Geol. España*, 10 (1-2).
- 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.
- Tchalenko, J. S. (1970). Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. Amer. 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.
- Wilcox, R. E., Harding, T. P., y Seely, D. R. (1973). Basic wrench tectonics. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 57, 74-96.

Recibido el 22 de agosto de 1996  
Aceptado el 17 de marzo de 1997