

# ESTRUCTURAS MAGMÁTICAS EN GRANITOS

Lucio P. PINOTTI<sup>1</sup>, Fernando J. D'ERAMO<sup>1</sup>, Manuel DEMARTIS<sup>1</sup>, Jorge E. CONIGLIO<sup>2</sup> y José M. TUBÍA MARTÍNEZ<sup>3</sup>

<sup>1</sup> CONICET - Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, Río Cuarto. Emails: lpinotti@exa.unrc.edu.ar, fjderramo@exa.unrc.edu.ar, mdemartis@exa.unrc.edu.ar

<sup>2</sup> Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, Río Cuarto. Email: jconiglio@exa.unrc.edu.ar

<sup>3</sup> Departamento de Geodinámica de la Universidad del País Vasco, Bilbao, España. Email: jm.tubia@ehu.es

## RESUMEN

En relación con los aspectos estructurales de cuerpos graníticos, aún existe un arduo debate, tanto de los mecanismos que actuaron en la formación de estructuras preservadas en los mismos, como así también en qué momento se formaron. Muchos trabajos sugieren que los cuerpos graníticos difícilmente conserven estructuras generadas en los diferentes estadios magmáticos, es decir el conjunto de estructuras formadas desde un flujo en suspensión en un estadio magmático temprano, hasta en un flujo de grano soportado en la etapa final de cristalización. En este trabajo se muestran ejemplos de diversas estructuras magmáticas observadas en plutones granitoides de las Sierras Pampeanas, analizando desde pequeños plutones hasta cuerpos de dimensiones batolíticas. Se analizan: a) variaciones litológicas a gran escala que corresponden a unidades magmáticas principales donde los procesos de mezcla registrados dentro del plutón reflejan la dinámica de la cámara magmática; b) estructuras magmáticas métricas a decamétricas representadas por bandeados isomodales o modalmente gradados; c) también se incluyen aquellas estructuras submagmáticas sobreimpuestas que indican la interferencia de plutones o el crecimiento de una unidad respecto de otra acompañando la deformación regional; d) encapados magmáticos compuestos y *schlieren* asociados con enclaves microgranulares máficos. Las mencionadas características estructurales se atribuyen a procesos de: a) diferenciación de pulsos de magma; b) cambios hidrodinámicos locales del flujo, relacionados a variaciones de la densidad y viscosidad del magma en su etapa de *mush*; c) cambios mecánicos y químicos del magma durante el ascenso y emplazamiento; entre otros. Establecer el tiempo y los mecanismos de formación de las estructuras preservadas en los cuerpos granitoides es fundamental para proponer modelos de emplazamiento de los mismos, como así también la dinámica de la corteza que los hospeda.

Palabras clave: *Estructura, granito, reología del magma, Sierras Pampeanas.*

**ABSTRACT:** *Magmatic structures in granites.* Structural aspects of granites related to mechanisms for structures development and their timing of formation are still a subject of lively debate. Many authors suggest that structures generated during magmatic stages (*i.e.* from early magmatic flow with mineral grains suspended in melt to late magmatic grain-supported flow) are only hardly preserved in granitic bodies. In this contribution, several magmatic structures in granitoid plutons from Sierras Pampeanas are showed, where small plutons and batholithic-sized bodies are both analysed. We discuss: a) map-scale lithological variations, such as principal magmatic units, where magma dynamics are evidenced by mixing processes within magmatic chamber; b) metre to decametre-scale magmatic layering that may be isomodal or modally-graded; c) overprinting submagmatic structures indicating interplay between plutons or pluton internal units according to regional deformation; d) composite magmatic layering and *schlieren* commonly associated to mafic microgranular enclaves, locally within synmagmatic shear zones. These structural features can be ascribed to three main processes: a) assembly of differentiated magmatic pulses; b) local hydrodynamic sorting related to density currents in a *mush*; c) mechanical disruption and chemical hybridization of mafic magmas during ascent and emplacement; among others. The identification of preserved structures in granitoids, their timing and mechanisms of formation, as well as the structural dynamic of the surrounding crust, play a prominent role in proposing emplacement models for granitic plutons.

Keywords: *Structure, granite, rheology of magma, Sierras Pampeanas.*

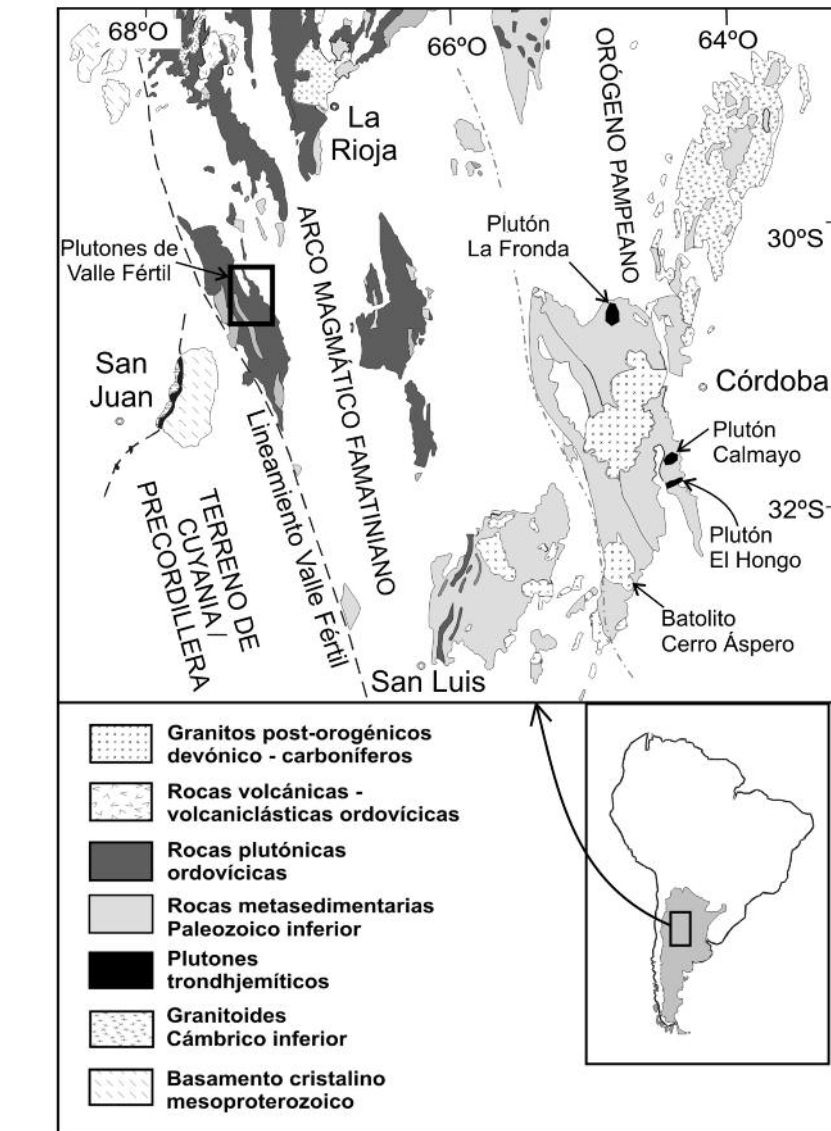
## INTRODUCCIÓN

Los trabajos que abordan aspectos estructurales de granitoides como base para elaborar modelos de emplazamiento de los mismos, intentan reconstruir un patrón estructural que involucra a un plutón, o a

más de uno en el caso de un batolito, plasmado a escala del mapa. Sin embargo, estas reconstrucciones megascópicas se realizan en base a la recopilación de datos estructurales puntuales que surgen de las observaciones a nivel mesoscópico, es decir de los afloramientos, en combinación

con estudios de ASM (anisotropía de la susceptibilidad magnética) y microestructurales. De esta manera se obtienen los datos de foliaciones, lineaciones y microestructuras en toda la superficie aflorante del cuerpo ígneo y, en el mejor de los casos, el significado o la génesis de estas

estructuras; es justamente esto último el objetivo de este trabajo. Es muy significativo establecer si las estructuras planares y lineales se deben a (1) procesos relacionados a una dinámica propia de la cámara magmática, conformando las típicas estructuras magmáticas, producto de la alineación hidrodinámica de cristales suspendidos en un fundido; (2) a una deformación progresiva desde el estadio magmático al sólido de alta y baja temperatura, debido a la actividad de la estructura que generó el espacio para su emplazamiento; (3) a procesos que ocurren en un estadio de *mush* magmático, que pueden ser locales y que posiblemente en muchas ocasiones borren las estructuras generadas en los estadios anteriores; o (4) a una deformación totalmente posterior a la cristalización relacionada a la dinámica regional. Se considera “*mush* magmático” a la trama de cristales en alto porcentaje (más del 50%) y en cuyos espacios intersticiales se aloja el fundido residual. El concepto de *mush* magmático se considera actualmente como una etapa en la cual se forman las estructuras que normalmente se preservan y pueden ser observadas en los afloramientos de granitoides, principalmente en grandes cuerpos que tuvieron una historia larga de cristalización. Esto ha llevado a cambiar el concepto clásico de estructuras magmáticas que consideraba aquellas que representaban planos y líneas de un flujo dominado por líquido y que sólo tenía que ver con una dinámica intrínseca de la cámara magmática. Actualmente el concepto de estructuras magmáticas incluye a toda foliación, lineación y microestructura formadas por alineaciones de cristales en presencia de un fundido, aún en bajos porcentajes, y sin considerar además la causa que las generan (Paterson *et al.* 1989, 1998, Vernon 2000). Es por esto que actualmente existe un arduo debate a nivel mundial, donde el punto más crítico radica en establecer si realmente se obtiene información sobre el emplazamiento de un plutón a partir del patrón estructural que pueda construirse. Muchas estructuras magmáticas, encuadradas en esta nue-



**Figura 1:** Mapa de ubicación de los plutones analizados en este trabajo, aflorantes en diferentes sectores de las Sierras Pampeanas.

va definición, se pueden formar cuando el plutón ya estaba emplazado, antes de su cristalización total.

En este trabajo se ilustran distintas estructuras observadas en algunos plutones de las Sierras Pampeanas (Fig. 1) y se discute acerca de su origen y del significado de las interpretaciones.

## REOLOGÍA DEL MAGMA GRANÍTICO

El comportamiento reológico de los magmas es bastante complejo y depende de

numerosos parámetros que incluyen además de la temperatura: (1) el contenido de  $\text{SiO}_2$ , (2) la cantidad de volátiles disueltos, así como la proporción relativa entre el  $\text{H}_2\text{O}$  y  $\text{CO}_2$ , (3) la fugacidad oxígeno y (4) el porcentaje de fundido (o, alternativamente, el porcentaje de cristales). Esta lista no es exhaustiva, y otros parámetros como la velocidad de deformación son tan importantes como los mencionados para determinar el comportamiento mecánico de los magmas.

Durante la cristalización, la reología del magma cambia drásticamente. Si la frac-

ción de cristal es baja  $\sim <0,3$  (primer umbral reológico), el comportamiento es similar al de un fluido newtoniano (relación lineal entre la tasa de deformación y el esfuerzo aplicado). En una fracción de cristales  $>0,3$  y  $<0,7$  (segundo umbral reológico), el magma tiene un comportamiento visco-plástico y puede soportar tensiones. Por encima del segundo umbral reológico, el magma se puede comportar como un cuerpo rígido y por lo tanto es capaz de fracturarse (Scaillet *et al.* 1997). Es importante tener presente que la velocidad de deformación juega un papel clave en la reología de los magmas. Por ejemplo, en la tasa de deformación lenta, el magma con una gran fracción de cristal (por encima de 0,85) puede comportarse incluso como un fluido newtoniano. Sin embargo, a mayor velocidad de deformación con el mismo porcentaje de cristales el magma se comportará como un cuerpo rígido. Con bajas concentraciones de cristales la viscosidad efectiva del magma es apenas mayor que la viscosidad del mismo sin cristales, pero cuando la concentración de cristales alcanza un porcentaje en volumen de 55 a 65 % la viscosidad efectiva se incrementa hasta hacerse infinita y el magma se comporta como un cuerpo rígido (Arzi 1978, van der Molen y Paterson 1979, Wickham 1987, Vigneresse *et al.* 1996, Llambías 2008). Es decir, la resistencia de las rocas parcialmente fundidas disminuye progresivamente con la cantidad de fundido y cae abruptamente cuando alcanza la fracción crítica de fundido (fracción crítica de Arzi). Sin embargo, una revisión y reinterpretación de datos experimentales previos referidos a la reología de las rocas corticales efectuada por Rosemberg y Handy (2005), reveló que el decaimiento de la resistencia de las rocas a medida que aumenta el porcentaje de fundido no es lineal, determinando que existe una caída brusca entre el 0 y el 7 % de fusión, entre el 7 % y el 40 % la caída es leve, y cuando se alcanza la fracción crítica de Arzi, desciende nuevamente la resistencia de manera brusca. El valor absoluto del decaimiento de la resistencia de las rocas

entre el 0 y 7 % se debe a la interconexión de las fracciones fundidas a medida que aumenta la fusión, llegando al 7% donde los fundidos que rodean los cristales están totalmente conectados. Esta situación es denominada *melt connectivity transition* y en este intervalo se da el mayor decaimiento absoluto de la resistencia. Mientras que el descenso de resistencia que ocurre en porcentajes próximos a la fracción crítica de Arzi (rheological critical melt percentage) se debe a la rotura de la trama sólida de cristales que pasa a una situación de cristales en suspensión en un el seno de un fundido. Si bien hay cuatro órdenes de magnitud en el decaimiento de la resistencia, el valor absoluto de dicho decaimiento es considerablemente menor al que ocurre en el *melt connectivity transition*. Por lo tanto Rosemberg y Handy (2005) sugieren reemplazar la denominación *rheological critical melt percentage* por la transición sólido a líquido (*solid to liquid transition*), dado que consideran que, si bien aquí existe un cambio de estado importante que produce un abrupto aumento en la viscosidad, el cambio mecánico más crítico ocurre en el *melt connectivity transition*. Esto apoyaría la idea que los plutones en cristalización son susceptibles a ser fácilmente deformados hasta prácticamente los instantes finales de la cristalización. Siendo más precisos, diríamos que el *mush* magmático con una proporción de fundido entre el 7% y el 40% no necesariamente requiere de la aplicación de un gran esfuerzo para deformarse.

## ESTRUCTURAS MAGMÁTICAS

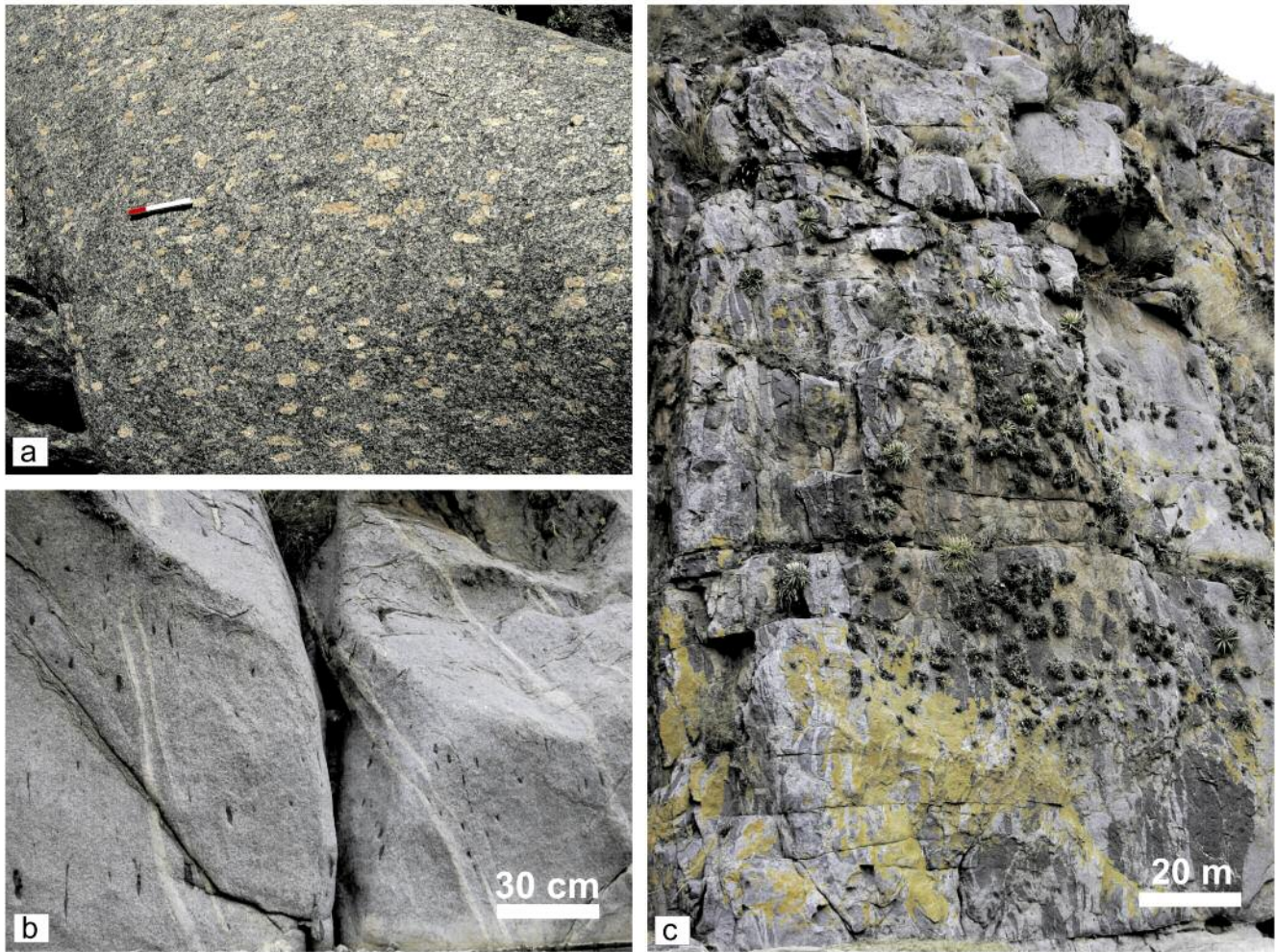
### Orientación de cristales y enclaves microgranulares máficos

En cuerpos plutónicos, excelentes ejemplos de estructuras magmáticas clásicas, es decir formadas antes de alcanzar el *rheological critical melt percentage* o la transición sólido a líquido, se pueden reconocer en las facies porfíricas de los plutones y batolitos devónicos (Sierras de Córdoba y San Luis), como así también en representan-

tes del magmatismo de arco Famatiniano como el aflorante en la sierra de Valle Fértil (San Juan). La estructuración se reconoce donde los fenocristales poseen una orientación preferente (Fig. 2a). En algunos plutones la deformación intracristalina apenas afecta a la facies porfírica lo cual permite confirmar que la orientación producida por flujo magmático mantiene su posición original (Paterson *et al.* 1989). En estos plutones son comunes los enclaves microgranulares máficos y *schieferens* biotíticos, con la misma orientación que la de los fenocristales de feldspato potásico (Fig. 2b). Al analizar las características microestructurales que avalan el carácter magmático de las estructuras podemos mencionar: a) la presencia generalizada de cristales de microclino, plagioclasa y biotita rodeados por granos de cuarzo equidimensionales carentes de deformación interna b) fenómenos de *sinneusis* (Vernon 1986). Como mencionamos en el apartado anterior, el magma en este rango de más del 3% de cristales en suspensión posee un comportamiento visco-plástico (para tasas de deformación muy altas) y puede soportar tensiones. Si existe un campo de esfuerzo externo afectando al magma en esta situación se formaría la imbricación (*tiling*) de cristales idiomorfos de microclino (Blumenfeld 1983).

### Relaciones de contacto entre productos de diferentes líquidos coexistentes, pasillos de enclaves y fenómenos de intrusión-retrointrusión

Las características de los contactos entre litologías de composiciones diferentes que conforman un cuerpo intrusivo, proporcionan valiosas evidencias acerca de las condiciones de los magmas durante su interacción. De esta forma, los tipos de contacto tienen directa relación con la viscosidad relativa entre ambos magmas y, por lo tanto, dependerán a su vez de las diferencias de composición, temperatura, proporción de volátiles y grado de cristalinidad (Williams y Tobish 1994; Baker 1998, Scaillet *et al.* 1995; Paterson *et al.* 2004). Las estructuras magmáticas rela-



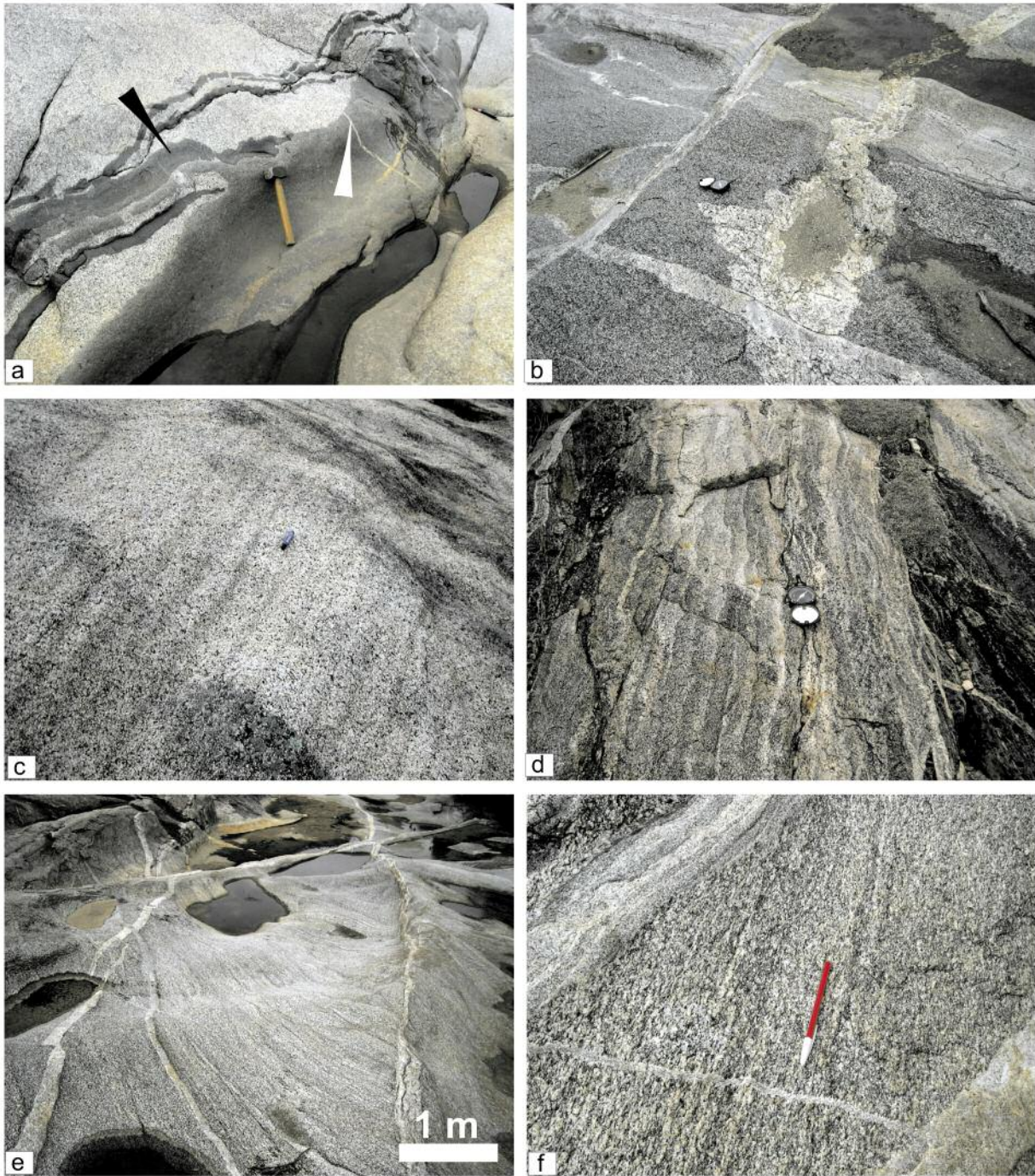
**Figura 2:** Estructuras magmáticas en granitos. a) Fábrica magmática en un plutón de la sierra de Valle Fértil (San Juan). La orientación preferente de los fenocristales es producida por el flujo magmático; b) fábrica magmática definida por la misma orientación de pequeños enclaves y fenocristales de feldespato potásico; c) canales magmáticos en el sector de Valle Fértil; se pueden observar grandes acumulaciones de enclaves microgranulares máficos en posición subvertical.

cionadas con la interacción mecánica entre magmas máficos y graníticos son comunes en muchos batolitos del mundo. Algunas relaciones de este tipo han sido estudiadas en el complejo ígneo calcoalcalino de Valle Fértil (Castro *et al.* 2008, Pinotti *et al.* 2008). Uno de los rasgos más relevantes de este complejo es la presencia de estructuras subverticales a modo de canales caracterizados por una extraordinaria acumulación de enclaves microgranulares máficos (Fig. 2c). Excelentes afloramientos con paredes verticales de hasta 200 m de altura han permitido reconstruir la geometría de estos cuerpos. Un estudio estructural detallado apoyado en el análisis de la anisotropía de la

susceptibilidad magnética (ASM) (Pinotti *et al. com. pers.*) en un perfil que atraviesa dos pasillos de enclaves reveló que éstos se caracterizan por concentrar la mayor parte de las fábricas lineares, aunque también ocurren en la roca de caja que los circunda. Las estaciones con los mayores valores de K (susceptibilidad magnética total) se sitúan casi en su totalidad en torno a los enclaves y zonas aledañas. Los valores de anisotropía no brindan ninguna información válida ya que la alta concentración de magnetita, crea interacciones de distinto signo entre los diferentes granos. Las foliaciones y lineaciones magnéticas sufren una leve perturbación en el sector de los pasillos de enclaves, aleján-

dose de la orientación general. Esta observación junto con la concentración de las fábricas lineares en la misma zona parece indicar que en estas estructuras se concentra una mayor deformación por flujo magmático que en las zonas externas, observándose además una verticalización de la foliación.

Otras relaciones interesantes afloran en el plutón trondhjemítico de La Frontera. En una de ellas se observa un claro ejemplo de intrusión-retrointrusión (Bergantz 2000), situación que típicamente ocurre cuando un líquido intruye a otro líquido que posee una temperatura de *solidus* menor (Fig. 3a). Es decir el dique máfico intruyó en primera instancia a la trondhje-



**Figura 3:** Interacción entre distintos líquidos. a) Ejemplo de intrusión-retrointrusión entre un dique máfico y el plutón trondhjemitico La Fronda (Córdoba). Nótese los contactos lobulados entre ambas litologías. La flecha negra indica la intrusión del líquido máfico en el líquido trondhjemitico, mientras que la flecha blanca indica la retrointrusión del líquido trondhjemitico en forma de pequeños diques dentro del líquido máfico; b) en esta figura se puede observar un claro ejemplo de intrusión entre un dique granítico y la trondhjemitita La Fronda; c) bandeados magmáticos isomodales que presentan continuidad por decenas de metros; d) ejemplo de bandeado con gradación mineral en la trondhjemitita La Fronda, donde el espesor de las bandas es variable; e) bandeado isomodal conformando bandas irregulares; f) en esta figura se pueden observar la interacción entre bandeados de distinta orientación.

mita principal de mayor viscosidad en ese momento cuando ambas estaban en estado líquido, es decir por debajo de la transición sólido a líquido. Como la tempera-

tura del *solidus* del dique es mayor, durante el enfriamiento del sistema el mismo es el primero en superar la transición sólido líquido invirtiéndose la relación de

viscosidades. En esta nueva situación el dique empieza a ser intruído por el líquido trondhjemitico (retrointrusión). En la figura 3a se observa una segmentación

del dique máfico, como así también los contactos marcadamente lobulados entre ambas rocas que indican que estuvieron coexistiendo como dos líquidos. En el ejemplo de la figura 3b se observa un dique granítico que intruyó a la trondhjemita cuando ésta aún poseía un importante porcentaje de líquido, tal como lo evidencian los contactos fuertemente lobulados entre ambos. Normalmente la convexidad del lóbulo apunta hacia el líquido más viscoso. Aquí como el *solidus* del granito es menor que el de la trondhjemita no ocurrió la retrointrusión.

### Bandeados magmáticos

Los plutones trondhjemíticos de las Sierras de Córdoba, a pesar que presentan una composición en general homogénea, son buenos exponentes de notorios bandeados definidos principalmente por variaciones rítmicas en la proporción de biotita. Dos tipos de bandeados frecuentes son: los isomodales y los que presentan gradación mineral. En los primeros hay una alternancia de bandas cuarzo-feldespáticas ricas y pobres en biotitas, teniendo la banda más ferromagnesiana una distribución homogénea de la biotita (Fig. 3c). El segundo caso, correspondiente al bandeo con gradación mineral, consiste de una zona rica en biotita, con un contacto basal neto, que gradualmente pasa a la zona pobre en biotita (Fig. 3d). Ambos tipos presentan variaciones en el espesor de la banda, desde pocos centímetros a más de un metro. En muchas ocasiones definen patrones regulares, paralelos y anastomosados, y se han observado también entrecruzamientos. En algunos ejemplos el bandeo isomodal presenta un patrón más irregular con alternancias de bandas que en parte se estrechan y en otras se ensanchan y con una distribución muy heterogénea de la biotita (Fig. 3e). Cuando la calidad de los afloramientos lo ha permitido, se pudo observar una continuidad de estas estructuras en varias decenas de metros. Estos bandeados composicionales a veces son acompañados por variaciones texturales, donde las bandas pobres en biotitas en

general desarrollan granos más gruesos. Normalmente aparecen cortadas por diques sinmagmáticos como puede observarse en la figura 3d. En ocasiones, también se ha observado que los bandeados son cortados por otros bandeados restringidos a estructuras de poca potencia y de bordes irregulares (Fig. 3f). Estructuras similares han sido descritas como rellenos de grietas magmáticas a través de las cuales se canalizaron líquidos residuales. Estas grietas comienzan a formarse cuando se está en la transición sólido a líquido.

### Pliegues magmáticos

El plutón La Fronda es el plutón trondhjemítico de las sierras de Córdoba que presenta los ejemplos más conspicuos de pliegues magmáticos. Los mismos afectan a un bandeo composicional, formándose una amplia variedad de pliegues en escalas diferentes. En general predominan formas complejas y disarmónicas, desde abiertos a cerrados, sin engrosamiento en las charnelas. En ocasiones se forman figuras de interferencias. Comúnmente se desarrollan morfologías en lóbulos (Fig. 4a) y formas asimétricas que afectan a sólo un conjunto de bandas contiguas a otras sin deformación (Fig. 4b). Dado estos plegamientos, a escala del plutón se manifiesta un patrón muy disperso de las foliaciones y lineaciones, obtenidos tanto en las mediciones de campo como de la anisotropía de la susceptibilidad magnética. En algunos sectores caracterizados por un intenso plegamiento aparece una foliación de plano axial definida principalmente por la orientación de las micas, oblicua a perpendicular con respecto al bandeo composicional (Fig. 4c, d). Aquí la lineación mineral coincide con la orientación de los ejes de los pliegues.

Las observaciones microestructurales en este plutón revelan en general una incipiente a baja deformación, representada por mirmequitas, maclas curvadas y mecánicas en plagioclasas, agregados de cuarzo con microestructuras en damero. Estas estructuras, si bien caracterizan a de-

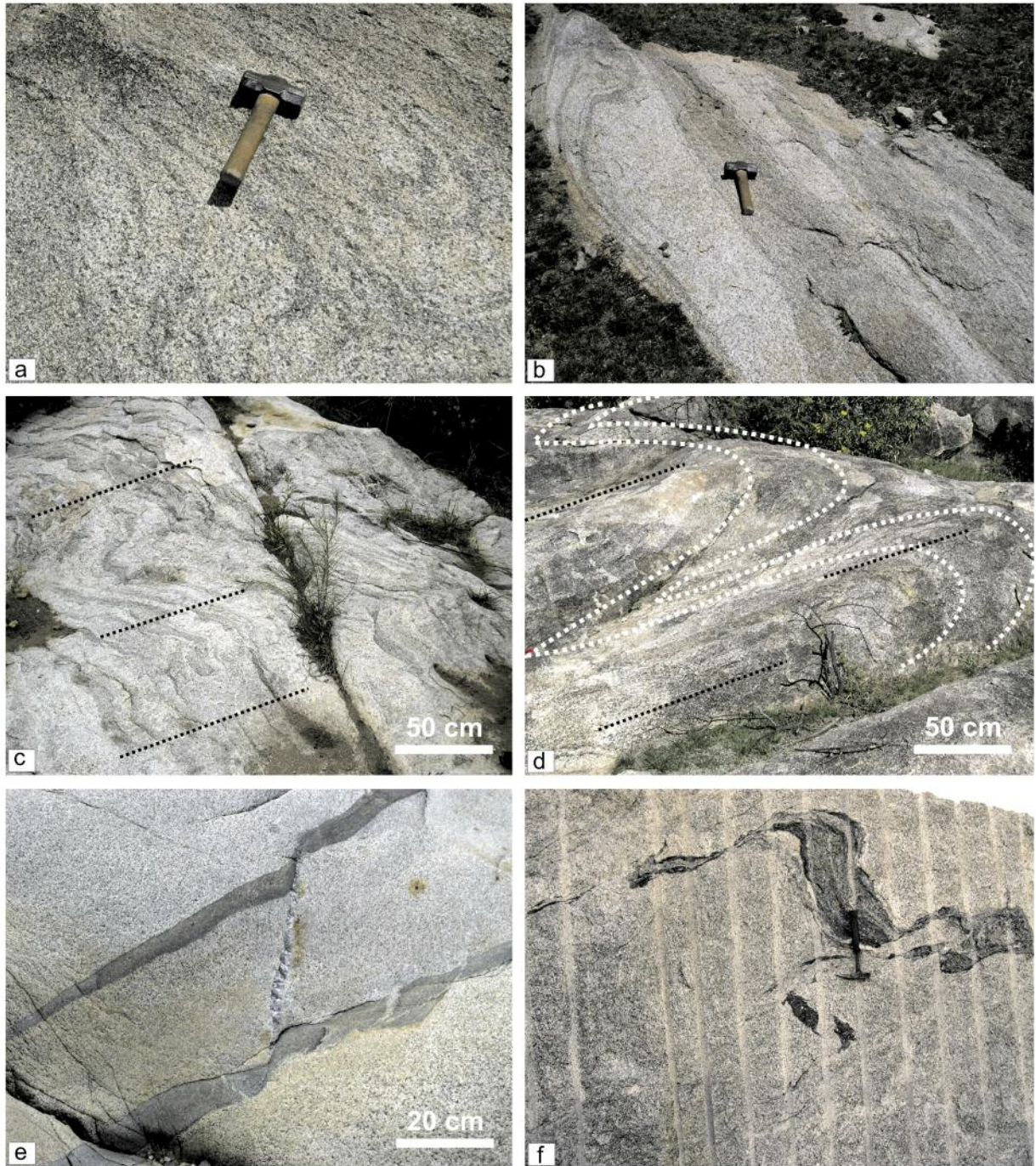
formaciones en estado sólido de alta temperatura, las mismas podrían haber ocurrido en un estadio de *musb* magmático, es decir en una masa de cristales interconectados unos con otros pero aún con magma intersticial, cuando el magma habría superado el segundo umbral reológico. En esta situación los esfuerzos se transmiten a través de los cristales y éstos responden con cierta plasticidad debido a la elevada temperatura.

### Cizallas sinmagmáticas

Son estructuras comúnmente descritas en plutones. En la figura 4e se observa cómo una porción del dique correspondiente al ejemplo de intrusión-retrointrusión fue desplazado por una cizalla sinmagmática. Ésta sólo queda delimitada en el segmento inyectado por cuarzo, fuera del mismo pierde expresión debido a que al momento de producirse la trondhjemita aún no había cristalizado totalmente. El líquido residual cicatrizó la estructura. En otros sectores se ha podido observar que la estructura queda sutilmente delineada por una concentración levemente mayor de biotita que el entorno, posiblemente dado por la remoción de fundido a lo largo de la misma. En la figura 4f se observa cómo un *schlieren* fue flexurado por un juego de cizallas sinmagmáticas. Además el mismo fue disgregado a lo largo de los planos de cizalla. También, en el caso de cizallas producidas una vez que se ha superado el segundo umbral reológico, pueden ocurrir deformaciones plásticas en los cristales afectados. Todas estas deformaciones no deben ser tomadas *a priori* como estructuras aisladas. Es importante realizar un relevamiento exhaustivo de las mismas a fin de poder reconstruir algún patrón que podría ser clave para establecer cómo estaban direccionados los esfuerzos principales durante el emplazamiento y/o la cristalización del plutón.

## DISCUSIÓN

Como se mencionara en la introducción, las estructuras magmáticas se pueden formar en diferentes momentos en la histo-



**Figura 4:** Pliegues magmáticos. a) Pliegues lobulados de formas asimétricas; b) pliegues que afectan a un bandeo gradual; c) y d) plegamientos magmáticos donde se desarrolla una foliación de plano axial definida por biotitas, marcada con líneas de trazos negra, con líneas de trazos blancos se marcan las trayectorias del plegamiento; e) dique desplazado por una cizalla sinmagmática en el plutón La Fronda; f) *schlieren* flexurado y disgregado por zonas de cizallas sinmagmáticas.

ria de un cuerpo ígneo, desde su emplazamiento hasta su cristalización total. Comprobar el momento preciso en el cual se formaron las estructuras que se observan no es tarea sencilla, pero es necesario si

se quiere abordar distintos aspectos de la formación de un plutón. Es decir, para elaborar un modelo de emplazamiento es necesario tener certeza de que las estructuras sobre las que se basa dicho modelo

se formaron precisamente en ese momento, donde se supone un magma con baja a moderada cantidad de cristales por debajo de la transición sólido a líquido. En este momento de la historia de crista-

lización del magma se forman aquellas estructuras consideradas por concepciones consideradas previamente como típicamente magmáticas, como podrían ser las relacionadas con la orientación de fenocristales, enclaves o xenolitos en el seno de un fundido, e inclusive algunos bandeados magmáticos. Sin embargo, se debe considerar que muchas veces las estructuras magmáticas que se conservan son aquellas desarrolladas en un “*musb*” rico en cristales, formadas posteriormente al emplazamiento y antes de la cristalización total del plutón. Por lo tanto las estructuras magmáticas pueden proporcionar información tanto del crecimiento de un plutón durante su emplazamiento, como así también de un conjunto de procesos que ocurrieron posteriormente mientras éste estaba cristalizando. Sería conveniente, entonces, preguntarse de qué depende la conservación o no de las estructuras formadas tempranamente durante el crecimiento de un plutón. La determinación de los mecanismos de crecimiento de un plutón podría proporcionar por lo menos parte de la respuesta a este interrogante. El análisis de la bibliografía existente presenta dos situaciones extremas: plutones que crecieron a partir de una sumatoria de numerosos pulsos pequeños y otros que lo hicieron prácticamente en un único evento o en muy pocos pero voluminosos. En este último caso se observa al plutón como una gran cámara magmática que tendrá una larga vida desde su emplazamiento hasta su cristalización total, el cual estará sujeto a un conjunto de procesos que formarán estructuras que pueden borrar inclusive completamente aquellas formadas tempranamente.

### Pequeñas intrusiones multipulsos

Los plutones tronhjemíticos de las Sierras de Córdoba constituyen pequeños cuerpos que habrían crecido producto del emplazamiento de sucesivos pulsos (D'Eramo 2003). A pesar de esto se observan variaciones estructurales interesantes entre los plutones El Hongo y Calmayo, respecto del plutón La Fronda. Este últi-

mo presenta una complejidad estructural considerablemente mayor. Además de la foliación por alineamiento de cristales y un bandeo magmático paralelos entre sí, que también presentan aquellos, existe un complejo plegamiento. Pero antes de profundizar en esto, se discutirá el origen del bandeo.

Varios mecanismos de formación de plutones fueron planteados por muchos autores para explicar el origen de este tipo de estructuras (Paterson *et al.* 1989, Barbey *et al.* 2008, Solgadi y Sawyer 2008), pero en general todos concuerdan que son estructuras generadas a partir de pulsos de magmas con moderada a baja proporción de cristales. Sin embargo, se las ha vinculado tanto a los principales estadios de crecimientos de un plutón, como a situaciones locales generadas tardíamente en *musbes* muy ricos en cristales relacionadas puntualmente a canales por los que se movilizan fundidos residuales conducidos por gradientes térmicos y composicionales (Vernon y Paterson 2008, Žák *et al.* 2008 y 2009). Postular entonces si se relacionan o no a la etapa de crecimiento principal del plutón requiere datos complementarios que pueden surgir de las relaciones de campo y de estudios gravimétricos tendientes a determinar la disposición de los canales alimentadores del plutón. Justamente en el plutón El Hongo se pudieron establecer estas relaciones que permitieron identificar al bandeo como producto de su crecimiento. Se observó una amplia distribución del bandeo en el plutón, coincidente además con los datos direccionales de la anisotropía de la susceptibilidad magnética, y lo más importante, la orientación paralela entre el bandeo y los dos canales alimentadores del plutón (D'Eramo *et al.* 2006a). A partir de esto se interpreta que el plutón creció por una expansión lateral a partir de esos canales alimentadores, mediante sucesivas láminas de magma. Una consecuencia común de estas repetidas intrusiones es que entre pulsos más viejos y jóvenes hay diferencias en la viscosidad en el momento en que entran en contacto, además de que se produce un

enfriamiento rápido y en diferentes tiempos entre las láminas (D'Eramo *et al.* 2006 a). Esto favorece a que no se mezclen entre ellas y que se conserve el bandeo magmático resultante. Esta situación fue también observada en el plutón Calmayo, pero en este caso sólo existe un canal alimentador (D'Eramo *et al.* 2010). Retomando el caso del plutón La Fronda, el plegamiento del bandeo produce en primer lugar una gran dispersión en la orientación del bandeo y la formación de una segunda foliación de plano axial en algunos sitios. Dada la orientación caótica de los pliegues esta foliación presenta también una amplia dispersión. El estudio de anisotropía de la susceptibilidad magnética realizado (D'Eramo *et al.* 2006 b) demostró que los datos direccionales, de acuerdo al sitio, coinciden o con el bandeo o con la foliación de plano axial, resultando un patrón estructural sumamente complejo. Además hay otro problema a resolver, que es el momento en el cual se formaron los pliegues. De acuerdo a las observaciones de campo y microestructurales se infiere que se habrían formado de manera secuencial desde un magma con moderada cantidad de cristales hasta prácticamente un *musb* con muy bajo porcentaje de fundido. Aquellos pliegues con formas de lóbulos o aquellos que afectan sólo a algunas bandas vecinas de otras sin deformar serían los casos de pliegues formados tempranamente, casi contemporáneos con el bandeo, mientras que aquellos que involucran a un conjunto numeroso de bandas y con desarrollo de una foliación de plano axial representarían la deformación de un *musb* rico en cristales, relacionándose a este estadio la formación de las microestructuras de deformación en condiciones de alta temperatura observadas. Pliegues magmáticos con foliación de plano axial también fueron descritas por Paterson *et al.* (1998 y 2008) e interpretadas de igual manera. Las causas de su formación aún no están claras, pero en el caso de aquellos pliegues formados tempranamente se podrían explicar por distintos gradientes de velocidad entre las diferentes lámi-



nas, situación que comúnmente se observa en flujos lávicos (González 2008), o también por cambios del ancho del canal por donde fluyen, dando las formas lobuladas donde hay aperturas del mismo. En el caso de aquellos formados en la situación donde existe una predominancia de cristales sobre fundido residual podría jugar un rol importante alguna causa externa, como por ejemplo deformación relacionada con la actividad de la estructura que generó el espacio para el emplazamiento o por deformación regional, como fuera postulado por Pignotta y Benn (1999) en granitos de Apalaches, o por Paterson *et al.* (2008) en el batolito de Tuolumne, Sierra Nevada, California.

### Grandes intrusiones en pocos pulsos

El batolito Cerro Áspero, compuesto por tres plutones denominados de norte a sur plutón Alpa Corral, El Talita y Los Cerros, constituye un claro exponente de intrusiones formadas por pocos pero voluminosos pulsos de magma, características del magmatismo devónico en Sierras de Córdoba y San Luis, dando cuerpos circulares emplazados en epizona y considerados post-orogénicos tardíos por truncar completamente las estructuras de las rocas hospedantes, la forma circular de los plutones, y el aspecto isótropo aparente de las distintas unidades que lo integran (Pinotti *et al.* 2002). Las estructuras de campo están casi exclusivamente representadas por la orientación de fenocristales y enclaves microgranulares máficos, en facies ricas en estos elementos, donde fue imposible prescindir de los estudios de la ASM para construir un patrón estructural completo y detallado del plutón. En el caso del plutón Alpa Corral, el primero en intruirse, las estructuras formadas durante el emplazamiento fueron deformadas y reorientadas por un aplastamiento N-S debido a la intrusión de otro plutón del mismo batolito, denominado El Talita, de mayor tamaño, cuando el primero todavía no había cristalizado completamente (Pinotti *et al.* 2006). Esta reorientación de la fábrica generó microestructuras de deformación de alta

temperatura en la fracción cristalizada del plutón Alpa Corral en el sector próximo al contacto con el plutón El Talita. Además, en el plutón Alpa Corral los fluidos residuales movilizados por un efecto filtrado-presión se alojaron en estructuras tensionales con distribución en abanico perpendiculares al contacto curvo entre los plutones (Pinotti *et al.* 2006). Es decir que estos tipos de plutones, por su larga historia de cristalización son susceptibles a ser fácilmente “reseteados” estructuralmente, inclusive por otros eventos intrusivos del mismo batolito. A esto se pueden sumar procesos de retrabajos entre distintas unidades y procesos locales que ocurren en *mushes* ricos en cristales como los descritos por Paterson *et al.* (2008) y Žák *et al.* (2009), en el batolito de Tuolumne, Sierra Nevada, California, obliterando en gran parte las estructuras formadas tempranamente durante el emplazamiento.

### Modelos de emplazamiento

A pesar de los numerosos trabajos que han presentado modelos de emplazamiento de plutones desde finales de la década de los noventa a la actualidad, otros tantos concluyen que es prácticamente imposible que se conserven las estructuras magmáticas formadas durante el emplazamiento, y que por lo tanto no se podrían utilizar esas evidencias para elaborar modelos. En este contexto, se presenta aquí una síntesis de algunos casos que han sido estudiados en diferentes sectores de Sierras Pampeanas, como un aporte más a esta discusión. De esta manera, se mostraron plutones con diferentes situaciones de preservación de estructuras magmáticas y con distintos grados de complejidad estructural. En principio es de esperar que los plutones que han crecido de numerosos y sucesivos pulsos preserven las estructuras magmáticas correspondientes a la etapa de crecimiento, como en los casos de los plutones El Hongo y Calmayo. Sin embargo, el plutón La Fronda, pese a haber crecido mediante este mismo mecanismo, presenta una mayor complejidad estructural que

se podría explicar por un menor tiempo de ocurrencia entre las sucesivas inyecciones.

Considerando otros casos del mundo, es posible elaborar modelos de emplazamiento con éxito en aquellos casos donde el plutón registra una clara deformación en los diferentes estadios magmáticos hasta su cristalización relacionada con la dinámica de la estructura que generó el espacio para su emplazamiento. Por otro lado, los plutones producto de la cristalización de grandes cámaras magmática tuvieron una larga historia de cristalización y, por lo tanto, las posibilidades de preservación de las estructuras formadas durante el emplazamiento disminuyen notablemente. De todas maneras, esto no significa que las estructuras magmáticas tempranas en estos casos siempre estarán borradas u obliteradas. En el caso del plutón Alpa Corral estas estructuras están deformadas por el aplastamiento producido por el plutón El Talita, que produjo simplemente una reorientación de las mismas, lo cual permite realizar una reconstrucción de las estructuras restando este efecto y resulta en un patrón estructural original en capas de cebolla (Pinotti *et al.* 2006).

En síntesis, se concluye que en muchos casos es factible elaborar modelos de emplazamiento, considerando que cada plutón es un caso particular que debe ser dilucidado. Sin dudas, esto no es una tarea sencilla, en la cual debe reconstruirse el patrón estructural correspondiente a ese momento en la historia del plutón, y aquí la interpretación de las estructuras magmáticas descriptas juega un papel crucial. Asimismo, se deben reconocer en el entorno hospedante las estructuras contemporáneas. Estas son las llaves para explicar cómo se generó el espacio, y de qué manera ocupó el magma el espacio durante el crecimiento del plutón. Considerando las complejidades del tema, es preciso decir que la gravimetría constituye una técnica sumamente valiosa para dar sustento a los modelos de emplazamiento (Vignerresse 1995). La forma tridimensional del plutón y la ubicación de

sus raíces, como así también la identificación de su morfología, permiten definir aspectos importantes como la ubicación de los canales alimentadores a partir de los cuales el plutón ascendió. La determinación de la forma precisa de los espacios que ocuparon tanto el plutón como los canales alimentadores proporciona evidencias contundentes para el análisis de la dinámica regional contemporánea con la intrusión.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer a los Dres. Eduardo Llambías y Marcelo Fagianio por las valiosas sugerencias que permitieron mejorar el manuscrito. Este trabajo fue realizado a partir de dos programas de investigación (18/C 219 2007-2008 y 18/C 360 2009-2010) financiados por la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional de Río Cuarto (SeCyT-UNRC); el proyecto PICT-2008-1477, financiado por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Técnica (ANPCyT) y la SeCyT-UNRC; y el proyecto PIP-CO-NICET-0916 financiado por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Arzi, A. 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics* 44(1-4): 173-184.
- Baker, D.R. 1998. Granitic melt viscosity and dike formation. *Journal of Structural Geology* 20(9-10): 1395-1404.
- Barbey, P., Gasquet, D., Pin, C., y Bourgeix, A. 2008. Igneous banding, schlieren and mafic enclaves in calc-alkaline granites: The Buduso pluton (Sardinia). *Lithos* 104(1-4): 147-163.
- Bergantz, G.W. 2000. On the dynamics of magma mixing by reintrusion: implications for pluton assembly processes. *Journal of Structural Geology* 22(9): 1297-1309.
- Blumenfeld, P. 1983. Le tuitage des mégacristaux, un critère d'écoulement rotationnel pour les fluidalités des roches magmatiques. *Société Géologique de France, Bulletin* 7(Sér. 25): 309-318.
- Castro, A., Martino R., Vujovich, G., Otamendi, J., Pinotti, L., D'Eramo, F., Tibaldi, A., y Viñao, A. 2008. Top-down structures of mafic enclaves within Valle Fértil magmatic complex. (Early Ordovician, San Juan, Argentina). *Geologica Acta* 6(3): 217-229.
- D'Eramo, F. J. 2003. Petrología y emplazamiento de los plutones El Hongo y Calmayo y su relación con la evolución geológica de la Sierra Chica de Córdoba. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédito), 200 p., Río Cuarto.
- D'Eramo, F., Pinotti, L., Tubía Martínez, J.M., Vegas, N., Aranguren, A., Tejero, R. y Gómez, D. 2006a. Coalescence of lateral spreading magma ascending through dykes: a mechanism to form a granite canopy (El Hongo pluton, Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of the Geological Society* 163(5): 881-892.
- D'Eramo, F., Vegas, N., Pinotti, L., Tubía Martínez, J.M., D. y Coniglio, J.E. 2006b. Pliegues magmáticos en el plutón trondhjémítico de La Fronda, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. *Geogaceta* 39: 15-18.
- D'Eramo, F., Pinotti, L., Raniolo, A., Gómez, D., Coniglio, J., Demartis, M., Campanella, O., Tubía Martínez, J.M. y Kostadinoff, J. 2010. Gravimetría del plutón Calmayo: implicancias en el ascenso y emplazamiento de magmas trondhjémíticos. 10º Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 265-270, Río Cuarto.
- González, P.D. 2008. Textura de los cuerpos ígneos. En *Geología de los Cuerpos Ígneos*. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria 29, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 15: 171-197, Tucumán.
- Hutton, D.H.W. 1992. Granite sheeted complexes: evidence for the dyking ascent mechanism. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 83: 377-382.
- Llambías, E.J. 2008. Geología de los Cuerpos Ígneos. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria 29, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 15, 222 p., Buenos Aires.
- Paterson, S.R., Vernon, R.H. y Tobisch, O.T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology* 11(3) 349-363.
- Paterson, S.R., Fowler Jr., K., Schmidt K.L., Yoshinobu A.S., Semele Yuan, E. y Miller, R. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos* 44(1-2): 53-82.
- Paterson, S.R., Pignotta, G.S. y Vernon R. H. 2004. The significance of microgranitoid enclave shapes and orientations. *Journal of Structural Geology* 26(8): 1465-1481.
- Paterson, S.R., Žák, J. y Janoušek, V. 2008. Growth of complex sheeted zones during recycling of older magmatic units into younger: Sawmill Canyon area, Tuolumne batholith, Sierra Nevada, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177(2): 457-484.
- Pignotta, G.S. y Benn, K. 1999. Magnetic fabrics of the Barrington Passage pluton, Meguma Terrane, Nova Scotia: a two-stage fabric history of syntectonic emplacement. *Tectonophysics* 307(1-2): 75-92.
- Pinotti, L.P., Coniglio, J.E., Esparza, A.M., D'Eramo, F.J. y Llambías, E.J. 2002. Nearly circular plutons emplaced by stoping at shallow crustal levels, Cerro Áspero batholith, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15(2): 251-265.
- Pinotti, L.P., Tubía Martínez, J.M., D'Eramo, F.J., Vegas, N., Sato, A.M., Coniglio, J.E. y Aranguren, A. 2006. Structural interplay between plutons during the construction of a batholith (Cerro Áspero batholith, Sierras de Córdoba, Argentina). *Journal of Structural Geology* 28 (5): 834-849.
- Pinotti, L., D'Eramo, F., Vegas, N., Castro, A., Tubía, J.M., y Otamendi, J. 2008. Análisis estructural preliminar mediante ASM de corredores de enclaves microgranulares máficos del complejo magmático de Valle Fértil, San Juan. 17º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 1307, San Salvador de Jujuy.
- Rosenberg, C.L. 2001. Deformation of partially molten granite: a review and comparison of experimental and natural case studies. *International Journal of Earth Sciences* 90(1): 60-76.
- Rosenberg, C. L., y Handy, M. R. 2005. Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust. *Journal of Metamorphic Geology* 23 (1): 19-28.
- Scaillet, B., Pichavant, M., y Roux, J. 1995. Experimental Crystallization of Leucogranite Mag-

- mas. *Journal of Petrology* 36(3): 663-705.
- Scaillet, B., Holtz, F. y Pichavant, M. 1997. Rheological properties of granitic magmas in their crystallization range. En Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W. y Stephens, W.E. (eds.) *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Kluwer Academic Publishers, 11-29, Dordrecht.
- Solgadi, F. y Sawyer, E.W. 2008. Formation of igneous layering in granodiorite by gravity flow: A field, microstructure and geochemical study of the Tuolumne Intrusive Suite at Sawmill Canyon, California. *Journal of Petrology* 49 (11): 2009-2042.
- Van der Molen, I. y Paterson, M.S. 1979. Experimental deformation of partially-melted granite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 70(3): 299-318.
- Vernon, R.H. 1986. K-feldspar megacrysts in granites - Phenocrysts, not porphyroblasts. *Earth-Science Reviews* 23(1): 1-63.
- Vernon, R.H. 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Electronic Geosciences* 5(2): 1-23.
- Vernon, R.H. y Paterson, S.R. 2008. Mesoscopic structures resulting from crystal accumulation and melt movement in granites. *Earth and Environmental Sciences Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Wallace Pitcher Memorial Issue* 97: 369-381.
- Vigneresse, J.L. 1995. Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics* 249(3-4): 173-186.
- Vigneresse, J.-L., Barbey, P. y Cuney, M. 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *Journal of Petrology* 37(6): 1579-1600.
- Wickham, S.M. 1987. The segregation and emplacement of granitic magmas. *Journal of the Geological Society*, 144(2): 281-297, London.
- Williams, Q. y Tobish, O.T. 1994. Microgranitic enclave shapes and magmatic strain histories: Constraints from drop deformation theory. *Journal of Geophysical Research* 99(B12): 24359-24368.
- Žák, J., Verner, K. y Týcová, P. 2008. Grain-scale processes in actively deforming magma mushes: New insights from electron backscatter diffraction (EBSD) analysis of biotite schlieren in the Jizera granite, Bohemian Massif. *Lithos* 106(3-4): 309-322.
- Žák, J., Paterson, S.R., Janoušek, V. y Kabele, P. 2009. The Mammoth Peak sheeted complex, Tuolumne batholith, Sierra Nevada, California: A record of initial growth or late thermal contraction in a magma chamber? *Contributions to Mineralogy and Petrology* 158(4): 447-470.

Recibido: 22 de marzo, 2010

Aceptado: 18 de noviembre, 2010