

# ESTRUCTURA INTERNA DE LA FRANJA MIGMATÍTICA DEL NÚCLEO CRISTALINO DE LAS SIERRAS PAMPEANAS SEPTENTRIONALES DEL NOROESTE ARGENTINO

Clara Eugenia CISTERNA<sup>1,2</sup>, Ricardo MON<sup>1,2</sup> y Rodolfo MENA<sup>2</sup>.

<sup>1</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Email: claracisterna@hotmail.com

<sup>2</sup> Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán e Instituto Miguel Lillo, Tucumán, Argentina

## RESUMEN

El Complejo Las Cañas en la sierra de Aconquija (Sierras Pampeanas Septentrionales, NO de Argentina) está integrado por rocas del basamento cristalino, representadas por migmatitas y en menor proporción por esquistos, que se hallan como *resisters* en ellas. Las migmatitas varían desde metatexitas a diatexitas y muestran una foliación migmatítica, acompañada de pliegues intrafoliales formados bajo condiciones de elevado metamorfismo, con fusión parcial y anatexis. Un plegamiento posterior, en condiciones de elevada ductilidad, genera figuras de interferencia. Finalmente, se reconoce un episodio de deformación por cizallamiento dúctil - frágil que afecta parcialmente a las migmatitas, con sectores donde sus manifestaciones están más intensamente desarrolladas que en otros. Las observaciones de campo, estructurales y petrográficas permiten definir para estas rocas episodios de deformación pre, sin y post migmatíticos e interpretar que la evolución de este tramo del basamento cristalino del noroeste de Argentina se habría desarrollado en un cinturón móvil que integró el borde occidental del Gondwana, donde los episodios deformacionales reconocidos tienen correspondencia con el ciclo pampeano (550 - 500 Ma) y la sobreimpresión del ciclo famatiniano (500 - 440 Ma).

Palabras clave: *Migmatitas, Deformación, Sierra de Aconquija, Sierras Pampeanas, Argentina.*

**ABSTRACT:** *Internal structure of the migmatitic belt in the crystalline core of the northern Sierras Pampeanas Northwestern Argentina.* The Las Cañas Complex located in Aconquija Range (Sierras Pampeanas Septentrionales) is formed by rocks of the crystalline basement, mainly migmatites and, in smaller proportion, schists which are as *resisters* included in the migmatites. The migmatites range from metatexites to diatexites. They show a migmatitic foliation accompanied by intrafoliated folds generated under high metamorphic conditions, with partial melt and anatexis. A later superposed folding episode under high ductile conditions generated interference patterns. Finally a brittle-ductile shear episode involving the migmatites is recognized. It affects some portions more intensively than others; its distribution is not uniform. The structural and petrographic observations in the field and in microscope allow the recognition of pre, syn and post migmatization deformation episodes. This tectonic evolution occurred along a significant stretch of the crystalline basement of NW Argentina in a mobile belt along the west border of supercontinent Gondwana, where the recognized deformation episodes correspond to the Pampean Orogeny (550 - 500 Ma) and to the superposed Famatinian Orogeny (500 - 440 Ma).

Keywords: *Migmatites, Deformation, Aconquija Range, Sierras Pampeanas, Argentina.*

## INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas la estrecha relación entre las zonas de arcos magmáticos con intensas anomalías térmicas corticales y episodios de alto metamorfismo durante el engrosamiento cortical, ha sido indicada por diferentes autores (Well 1980, Barton y Hanson 1989, Patiño-Douce *et al.* 1990, entre otros). El estudio de las relaciones estructurales de campo entre las unidades que integran estas áreas con miembros magmáticos foliados, rocas de mediano y alto metamorfismo y migmatitas, ha sido

desarrollado para demostrar la estrecha relación petroectónica entre estos litotipos (Sawyer y Barnes 1988, Brown 1998, 2001, Whitney *et al.* 1999, Valley *et al.* 2003, entre otros). En el mismo sentido, la existencia de complejos migmatíticos asociados a estas regiones se ha interpretado como resultado de procesos metamórficos progresivos (Mehner 1968), por fusión parcial (Clemens y Vielzeuf 1987) y por episodios de *stress* diferencial (Sawyer 1996, 2001, Rosenberg y Handy 2001).

El análisis de las meso y microestructuras de las rocas que integran el núcleo cristali-

no de distintas regiones ha llevado a diferentes interpretaciones acerca de las condiciones geodinámicas de su evolución permitiendo definir los episodios tectónicos impresos en ellas. Entre los trabajos sobre este tema se destacan los de Brown (2001), Harris *et al.* (2004), Milord y Sawyer (2003), Bhadra *et al.* (2007) y Okay *et al.* (2008). Los bloques de basamento cristalino que afloran en el antepaís andino entre 26° y 32° de latitud S son asomos aislados de la estructura del basamento cristalino de esta parte del continente. Su composición litológica es altamente variada, participando

de ella metamorfitas de distinto grado, una gran variedad de cuerpos graníticos y extensos cinturones de migmatitas. Es precisamente a estas últimas unidades a las que se dirige esta contribución. Dada su complejidad estructural y a fin de estudiar su evolución, se consideraron áreas reducidas, como muestras del estilo de deformación. Para ello se eligió la quebrada del río de las Cañas en el sector sudeste de la sierra de Aconquija (provincias de Tucumán y de Catamarca), donde existen excelentes afloramientos de un cinturón migmatítico típico. Se establecieron además comparaciones con otras áreas de la región que muestran que la franja migmatítica considerada se extiende extensamente a lo largo de centenares de kilómetros con las mismas características geológicas-estructurales (Cisterna 2003, Larrovere *et al.* 2009).

La franja migmatítica pertenece al cinturón móvil del supercontinente Gondwana, donde se ha reconocido la intervención de dos ciclos orogénicos mayores, el ciclo pampeano (500-550 Ma) y el ciclo famatiniano (500-450 Ma) (Pankhurst y Rapela 1998, Lucassen *et al.* 2000). Entre las estructuras producidas por estos ciclos mayores se distinguen varios episodios de deformación, que están representados dentro de la franja migmatítica que se estudia en este trabajo, donde también se destaca la presencia de fragmentos del protolito incluidos en las migmatitas. Esta situación deriva en el desarrollo de dos estilos de deformación diferentes en esta porción del basamento y demuestra evoluciones geológicas independientes entre sí para los diferentes litotipos. Los fragmentos incluidos (*resisters*) presentan estructuras que no se reconocen en el complejo migmatítico y que son discontinuas con las de éste último.

## GEOLOGÍA

En el antepaís andino entre los 26° y 32° de latitud sur, la deformación del Terciario superior y Cuaternario inferior generó un conjunto de fallas inversas que elevaron grandes bloques de basamento cristalino precámbrico y paleozoico inferior inclui-

do en la provincia geológica de las Sierras Pampeanas Septentrionales (Caminos 1979). Ellos representan segmentos del cinturón móvil del borde suroccidental de Gondwana. La sierra de Aconquija (NO de Tucumán - SE de Catamarca) forma parte las Sierras Pampeanas Septentrionales y está compuesta por rocas del basamento ígneo - metamórfico neoproterozoico - paleozoico inferior (González Bonorino 1950a) (Fig. 1). Las unidades más representativas corresponden a metamorfitas, migmatitas y granitoides. Las rocas metamórficas son filitas, micacitas, esquistos, gneises y anfibolitas que evidencian condiciones de bajo, moderado y alto metamorfismo. En este contexto, existen extensos afloramientos de esquistos que integran el cinturón de "Esquistos Bandeados" (Rassmuss 1918, González Bonorino 1951) que se extiende por la parte central de las Cumbres Calchaquies, la sierra de Aconquija y en gran parte de la sierra de Ancasti (Mon y Hongn 1996). En estos afloramientos se manifiesta la estructura bandeadada típica que le da el nombre a esta entidad. En el bandeado alternan folias micáceas y cuarzosas que alcanzan hasta 2 cm de espesor. Es una foliación tectónica oblicua a la estratificación original, producida por deformación y diferenciación tectónica (Mon y Hongn 1996). Sobre los esquistos se reconoce además, un segundo bandeado tectónico acompañado por pliegues de 3 a 5 cm de longitud de onda que deforman a la primera foliación tectónica (Mon y Hongn 1996). También se encuentran distribuidos aisladamente cristales de granate (almandino), no deformados, posteriores a los episodios de plegamiento responsables de los bandeamientos (Toselli y Rossi de Toselli 1985) y que han proporcionado edades Rb/Sr de 540-580 Ma (Bachmann *et al.* 1986, Bachmann y Grauert 1987). Estas edades representarían el límite cronológico superior de la deformación pampeana, que no podría ser más joven que estos granates no deformados. Las metamorfitas son comparables con las que se presentan en la sierra de Ancasti (Aceñolaza *et al.* 1983) y en la sierra de Ambato (Córdoba 1994). Recientemente, Martino *et al.* (2009) han extendido esta unidad hasta las Sierras Pam-

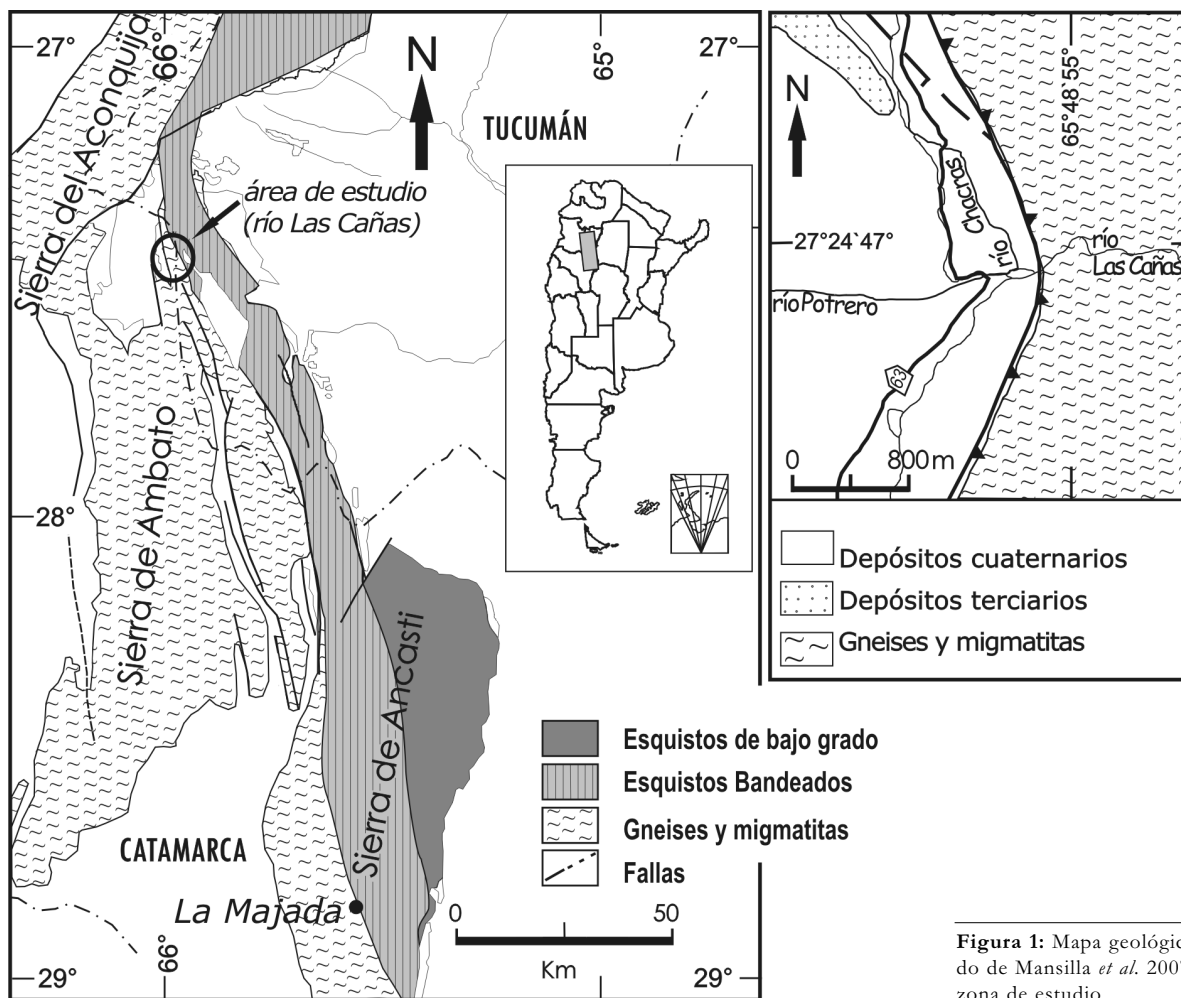
peanas de Córdoba.

El metamorfismo regional vinculado al desarrollo de metamorfitas de bajo, mediano y alto grado en las Sierras Pampeanas es el resultado de un evento tectono-térmico de edad cámbrica temprana y corresponde a la orogenia pampeana (Rapela *et al.* 1998, Sims *et al.* 1998). Por otra parte, aquellas rocas asignables al Ordovícico - Devónico (~ 500 - 390 Ma), se habrían originado durante la orogenia famatiniana y son coincidentes con los picos de metamorfismo en diferentes áreas de las Sierras Pampeanas, como es el caso de la sierra de Ancasti (Willner 1983). En relación a los episodios de deformación impresos en las rocas del basamento, Mon y Hongn (1996), definen una primera deformación representada por la foliación de los esquistos bandeados, y una segunda deformación durante la que se pliega el primer bandeado y se desarrolla un clivaje que se expresa de diferentes formas (desde una crenulación hasta un nuevo bandeado), acompañado por venas félsicas segregadas.

Las migmatitas se extienden ampliamente en esta área (Fig. 1). Ellas fueron estudiadas, entre otros autores, por Rassmuss (1918), Kittl (1938) y González Bonorino (1950b) quien las define como un "Complejo de Inyección" y realiza el análisis comparativo entre las manifestaciones de la sierra de Aconquija, de Ancasti y de Ambato (González Bonorino 1970). En la sierra de Ancasti, se asigna a las migmatitas un protolito representado por secuencias sedimentarias clásicas (Toselli 1990, Larrovere *et al.* 2009). Las metamorfitas se hallan vinculadas con granitos, granodioritas y tonalitas pre, sin y post cinemáticos (González Bonorino 1950b, 1951, 1978, Toselli *et al.* 1983). Estos autores describen las migmatitas de composición predominantemente granítica y la existencia de cuerpos sintectónicos, en contacto difuso con el basamento metamórfico, emplazados originalmente en niveles profundos.

## MIGMATITAS DEL RÍO LAS CAÑAS

Las rocas que integran el tramo sur de la sie-



**Figura 1:** Mapa geológico regional (modificado de Mansilla *et al.* 2007) con ubicación de la zona de estudio.

ra de Aconquija están muy bien expuestas en la garganta del río Las Cañas (27°24'0.47"S y 65°58'453"O) (Fig. 1), corresponden a migmatitas y en menor proporción a esquistos que se presentan como *resisters* en ellas.

### Esquistos

Proviene del cinturón de Esquistos Bandedados (Rassmuss 1918, González Bonorino 1951) y conforman cuerpos de *resisters* que pueden alcanzar dimensiones de hasta un metro cúbico. El contacto con el protolito es neto (Figs. 2a, b, 3 y 4) y frecuentemente está plegado (Fig. 4). En el caso de los *resisters* achatados, éstos se disponen paralelos a la foliación migmatítica y acompañan el plegamiento de ésta. Además de estar plegados también ocasionalmente están budinados y a veces desmembrados. Los esquistos son grises a verdosos, bandedados, de grano fino a medio. Una prime-

ra foliación se caracteriza por la alternancia de folias con espesores de unos pocos milímetros compuestas principalmente por biotita y microlitones ricos en cuarzo (Figs. 2b y c). Las asociaciones minerales más frecuentes son  $Qtz + Pl + Bt \pm Ms + Ap + Zrn \pm Ilm$  y  $Qtz + Pl + Grt + Ms + Ap + Zrn \pm Ilm$  (los símbolos de los minerales son de Kretz 1983). En estas metamorfitas, también se reconoce una segunda deformación definida por un clivaje de crenulación que coincide con las superficies axiales del plegamiento asociado (Figs. 2a y b). Estas estructuras se reconocen aún a escala microscópica.

En los *resisters* son frecuentes las venas blanquecinas, de grano grueso, cuarzo-feldespáticas (10-20 cm de espesor). Ellas son concordantes con la foliación principal y comúnmente se presentan plegadas y boudinadas.

### Migmatitas

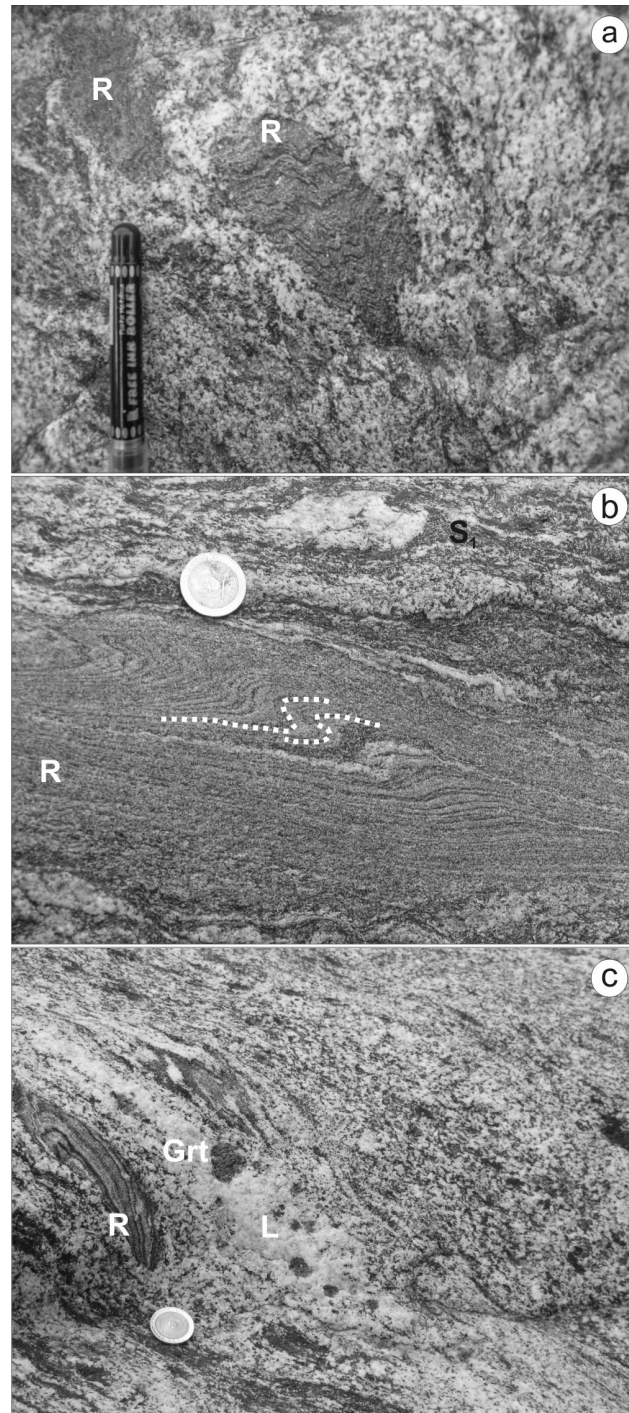
Se han clasificado en base a su estructura (metatexitas y diatexitas) y siguiendo la nomenclatura de Mehnert (1968), Brown (1994), Milord *et al.* (2001) y Milord y Sawyer (2003). Varían de metatexitas a diatexitas, aunque el litotipo dominante son las metatexitas. Las metatexitas están integradas por bandas micáceas de paleosoma, de grano fino (0,2 a 1,2 mm), grises verdosos, de centímetros a decímetros de espesor y concordantes con el bandedado que se extiende regionalmente en el área. También integran las metatexitas, venas y cuerpos subredondeados blanquecinos (cuarzo-feldespáticos) de leucosoma, de unos pocos milímetros de espesor hasta 30 cm, y porciones verde negruzcas, de grano fino, ricas en biotita, con buen desarrollo de una foliación gnéica. Son frecuentes las metatexitas estromatíticas, caracterizadas por un bandedado don-

de alternan venas de leucosoma blanco a rosado con espesores de escasos milímetros y hasta 25 cm intercalados con resistatos esquistosos y melanosoma biotítico (Figs. 3 y 4). Estas migmatitas pueden estar intensamente foliadas y presentan estructuras de tipo *pinch and swell*. La composición del leucosoma es  $Qtz + Pl + Kfs \pm Bt \pm Sil \pm Grt$ ; mientras que el melanosoma con espesores que varían desde unos pocos milímetros hasta unos 10 cm, desarrolla *schlierens* compuestos por  $Bt + Qtz \pm Pl \pm Sil \pm Grt$ .

Las diatexitas muestran contactos con las metatexitas que varían de netos a gradacionales (Fig. 5a). Se caracterizan por su textura más homogénea respecto a las metatexitas y presentan *schlierens* biotíticos generalmente de unos pocos centímetros. También contienen *resisters* esquistosos y localmente nódulos de cuarzo, de forma redondeada y origen premigmatítico. Según el contenido de biotita, las diatexitas que afloran en el río de Las Cañas se han dividido en diatexitas mesocráticas (entre 10% y 30% de biotita) y diatexitas leucocráticas (con menos de 10% de biotita).

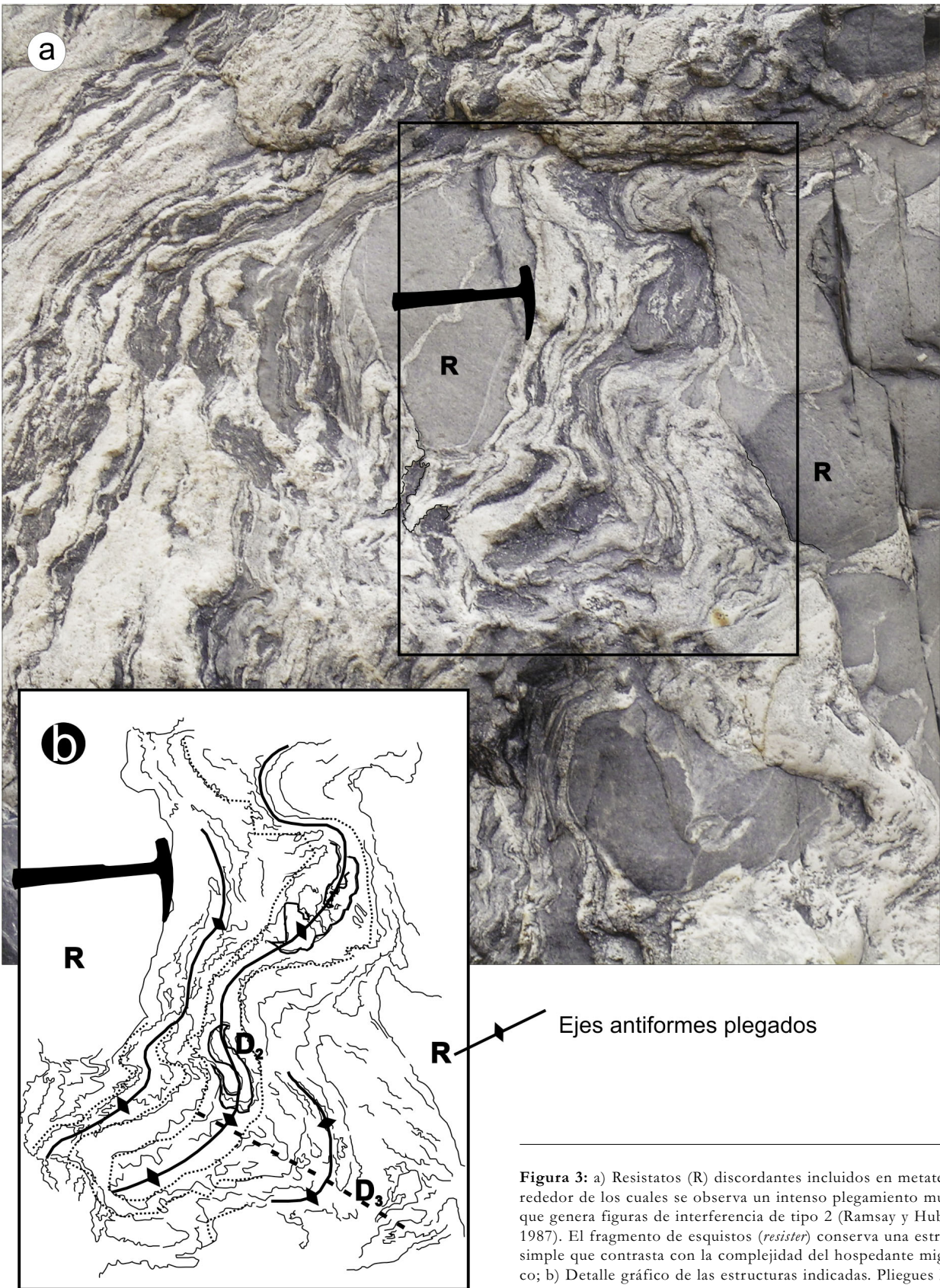
Las diatexitas mesocráticas son grises, de grano grueso a medio, en muchos casos de textura uniforme, están compuestas por  $Qtz + Pl + Kfs + Bt \pm Grt$ . Localmente presentan individuos de plagioclasa de hasta 2,5 cm, con el eje mayor orientado según la dirección de la foliación. Los *schlierens* de biotita son abundantes, definen la foliación en estas rocas y el granate forma porfiroblastos de hasta 3 cm (Fig. 5b). En estas migmatitas también se presentan venas discordantes de leucosoma (de 1 a 15 cm de espesor) con feldespato potásico, cuarzo y concentraciones de cuarzo y turmalina de hasta 40 cm (eje mayor).

Las diatexitas leucocráticas son blanquecinas, en ellas la biotita está distribuida de modo uniforme (Fig. 5a) y no presentan *schlierens* de esta mica aunque puede formar agregados irregulares localmente. La textura de estas diatexitas es de grano grueso y su composición es  $Qtz + Kfs + Pl + Bt \pm Grt$ . Las migmatitas también incluyen venas pegmatoides blanquecinas a rosadas, concordantes y discordantes respecto al bandeo de



**Figura 2:** *Resisters* de esquistos (R) en diatexitas. a) En el *resister* se manifiesta claramente la estructura típica de los esquistos bandeados, donde la primera foliación está plegada por un evento posterior a ella y anterior al episodio de migmatización. Es notable que la estructura del *resister* termine nítidamente contra el contacto que lo separa de la migmatita hospedante, en una relación claramente discordante; b) En el *resister* se reconoce la estructura característica de los esquistos bandeados discordante con la del hospedante migmatítico. En estos ejemplos se verifica que la evolución geológica - estructural de los *resisters* es anterior y completamente independiente respecto a la que se desarrolla en las migmatitas ( $S_1$ ) y que obedece a condiciones distintas de deformación; c) *Resister* de esquivo bandeo (R) con estructura nítidamente discordante con respecto a la foliación  $S_1$  de la migmatita. Vena de cuarzo (L) concordante con la estructura de la migmatita. Incluye granate (Grt) no deformado.





**Figura 3:** a) Resistatos (R) discordantes incluidos en metatexita, alrededor de los cuales se observa un intenso plegamiento múltiple que genera figuras de interferencia de tipo 2 (Ramsay y Huber 1987). El fragmento de esquistos (*resister*) conserva una estructura simple que contrasta con la complejidad del hospedante migmatítico; b) Detalle gráfico de las estructuras indicadas. Pliegues  $D_2$  retomados por el plegamiento  $D_3$ .





**Figura 4:** Afloramiento de migmatita estromatítica que incluye *resisters* correspondientes a esquistos biotíticos pertenecientes a la entidad de los Esquistos Bandeados. En este afloramiento los *resisters* están plegados conjuntamente con el hospedante por el episodio  $D_3$  ( $S_3$ ). Nuevamente se observan las diferencias entre la estructura interna de los *resisters* y la del hospedante migmatítico.

las migmatitas (Fig. 2c). Sus espesores varían de 1 o 2 cm hasta 30 cm y el contacto con el hospedante varía de neto a difuso. La composición de los pegmatoides que se disponen de un modo concordante con las migmatitas hospedantes es generalmente  $Qtz + Pl + Kfs \pm Bi \pm Grt \pm Ms$ . También se presentan pegmatoides constituidos principalmente por cuarzo, con grandes cristales de turmalina (hasta 6 cm) y muscovita, o como concentraciones subredondeadas de igual composición. El contacto con las migmatitas es neto y se trata de cuerpos discordantes respecto a la estructura general de las migmatitas (Fig. 5c).

## ESTRUCTURA

Es necesario indicar que la nomenclatura utilizada en este punto sólo tiene en consideración los episodios de deformación y las

estructuras generadas por ellos en las migmatitas, por constituir esta unidad el tema central del trabajo. Por este motivo, se describen las estructuras observadas en los *resisters* de esquistos pero sólo son indicadas como estructuras premigmatíticas.

### Estructuras premigmatíticas

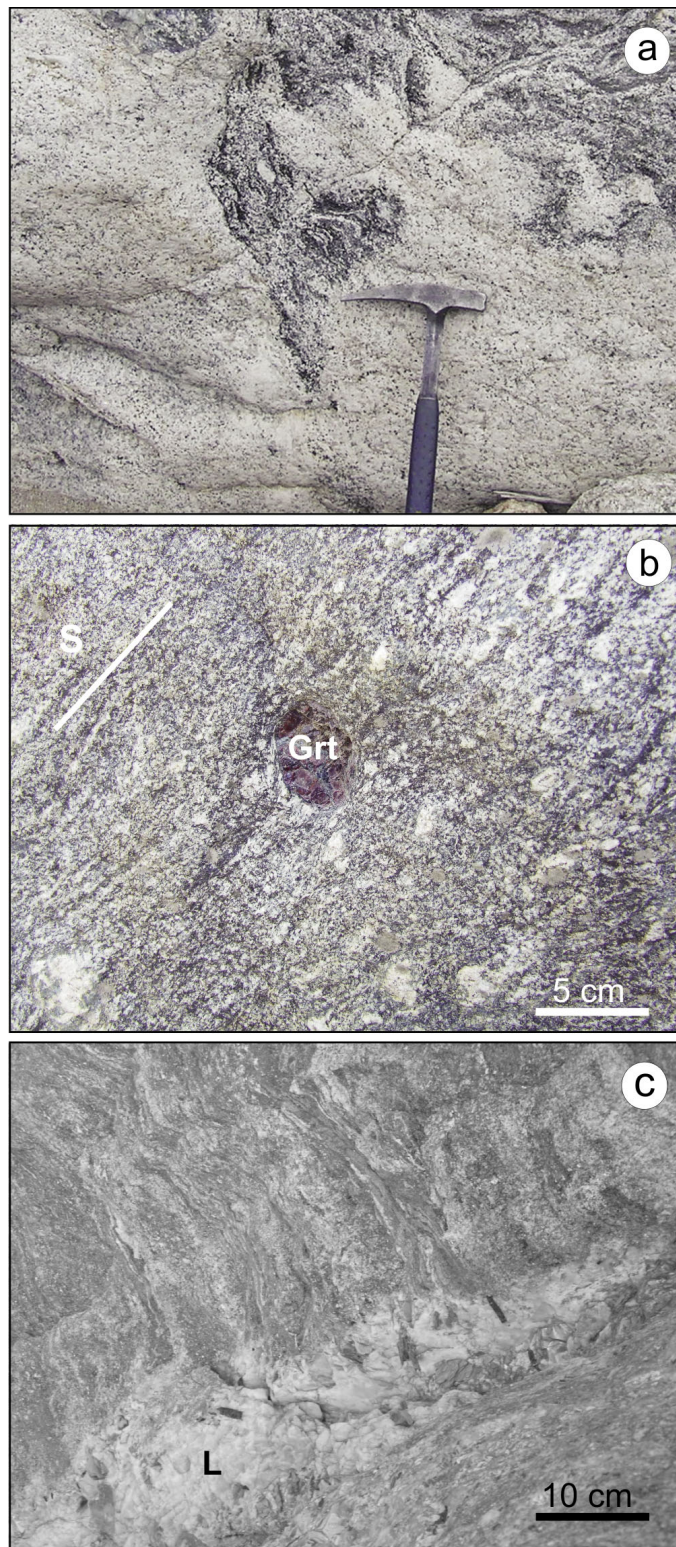
La geología del cinturón de Esquistos Bandeados es diferente de la reconocida en las migmatitas. La estructura interna de los *resisters* es comparable con la de los esquistos bandeados que forman el protolito, lo que explica que las estructuras preservadas en ellos sean discordantes e independientes de todas las que se desarrollaron posteriormente y que obedezcan a episodios diastróficos previos a la generación de las migmatitas. Las metamorfitas que forman los *resisters* en el área de Las Cañas muestran: - un primer bandeo tectónico; - plegamiento

del primer bandeo al que se asocia un segundo clivaje que habitualmente se transforma en un bandeo; y - venas de cuarzo concordantes con esta estructura. Como es de suponer la posición de estas estructuras está modificada por el flujo de los fluidos migmatíticos que las hospedan. Relaciones similares entre los esquistos bandeados y migmatitas han sido descriptas en las Sierras Pampeanas de Córdoba por Martino *et al.* (2009).

### Estructuras sinmigmatíticas

Se han definido principalmente en las metatexitas, donde existen afloramientos en los que se pueden reconocer los diferentes episodios de deformación que caracterizan esta unidad. Se destaca una foliación migmatítica que está caracterizada por la continuidad de las bandas de melanosoma y leucosoma  $S_1$  ( $D_1$ ) y la disposición concordante





**Figura 5:** a) Diatexita leucocrática en contacto con metatexita; b) Diatexita mesocrática foliada (S) con fenoblasto de granate (Grt). También se observan *schlierens* de unos pocos centímetros; c) Leucosoma (L) cuarzoso, con turmalina y muscovita. Se ubica de modo discordante en la migmatita.

de los *resisters* de esquistos (Fig. 4). La foliación S1 se halla plegada por un epi-

sodio posterior (D<sub>2</sub>) (Figs. 4 y 6) y este plegamiento da lugar al desarrollo de una

nueva foliación S<sub>2</sub>, a la que generalmente se asocia la migración de fundido. Esta deformación, bajo condiciones de alta ductilidad, genera pliegues apretados de longitudes de onda y amplitudes que varían desde 3 o 4 cm y cuyos planos axiales son paralelos al bandeo S<sub>2</sub>. Están bien expuestos en el afloramiento fotografiado en la figura 3 donde los pliegues de este episodio están retomados por un plegamiento posterior correspondiente a la fase D<sub>3</sub>.

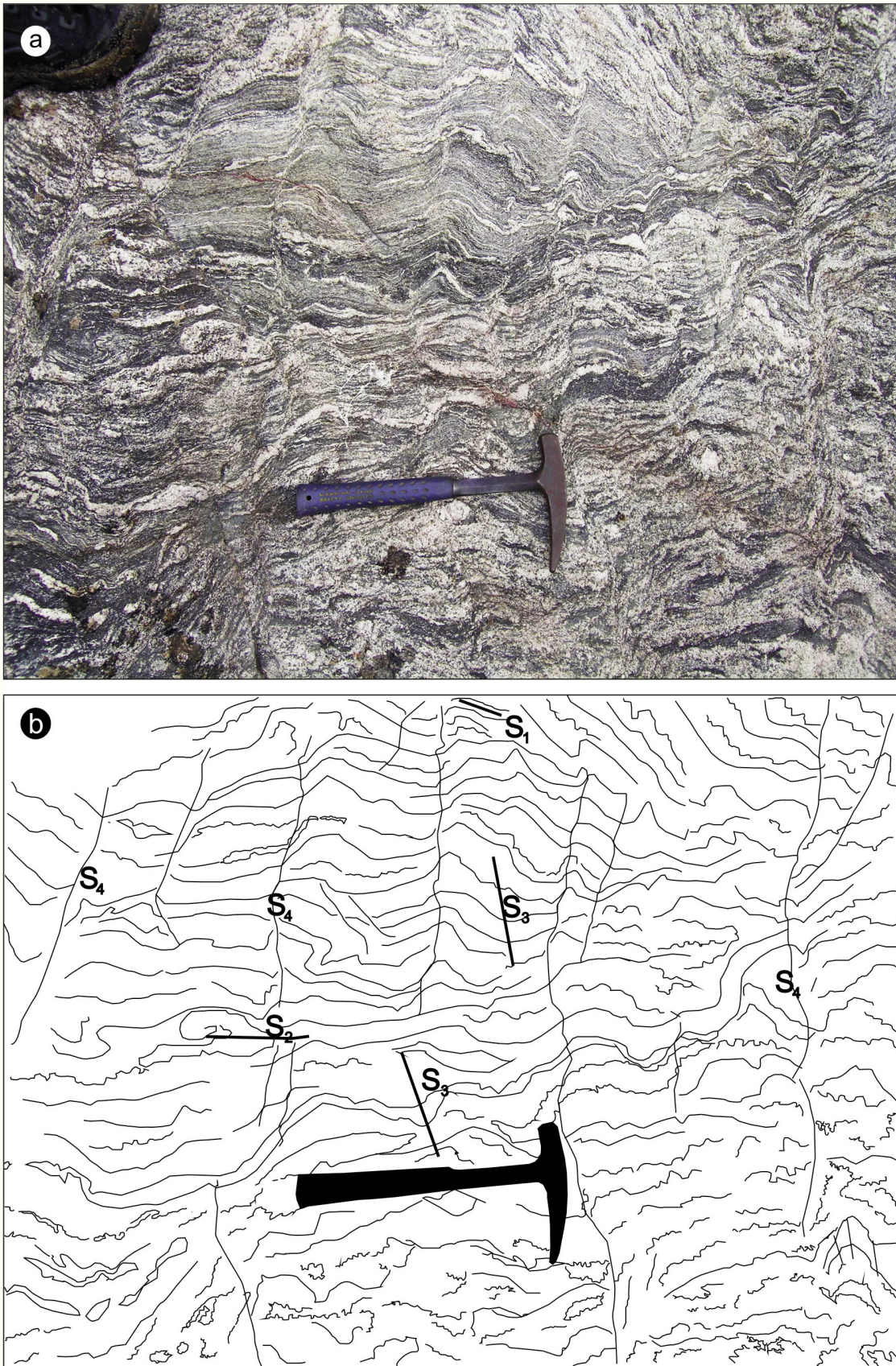
El plegamiento de la fase D<sub>3</sub> generó pliegues abiertos, frecuentemente simétricos cuyos planos axiales son perpendiculares o marcadamente oblicuos con respecto a la foliación S<sub>2</sub> y a los planos axiales de los pliegues que la acompañan, correspondientes al episodio D<sub>2</sub>. Esta fase produce ondulaciones y pliegues en dichas estructuras entre los que se pueden distinguir al menos dos órdenes de magnitud, los mayores se aproximan a 1 m de longitud de onda y los menores 1 a 3 cm (Fig. 4). La geometría de estos pliegues es uniforme dado que tanto los mayores como los menores muestran las mismas posiciones de ejes y planos axiales. En el caso de las metatexitas estromatíticas, la deformación D<sub>3</sub> genera boudins desmembrados y estructuras de *pinch and swell*. También se desarrollan venas de leucosoma plegadas y desmembradas. La pronunciada deformación de los flancos de los pliegues lleva al desarrollo de zonas de cizalla asociadas, donde los bloques foliados están rotados y redondeados conformando estructuras de *schollen*. El plegamiento polifásico en los sectores donde se encuentran los materiales más dúctiles produce figuras de interferencia, tales como las que se documentan en la figura 3. Según su morfología, estas figuras serían principalmente de tipo 2 (en base a Ramsay y Huber 1987).

En las diatexitas la foliación observada (Fig. 5b) podría adjudicarse a D<sub>2</sub>, según las relaciones de campo con las diatexitas, que se determinaron en algunos afloramientos de la zona de estudio. Sin embargo aún es necesario encontrar más elementos de prueba para esta afirmación preliminar.

### Estructuras posmigmatíticas

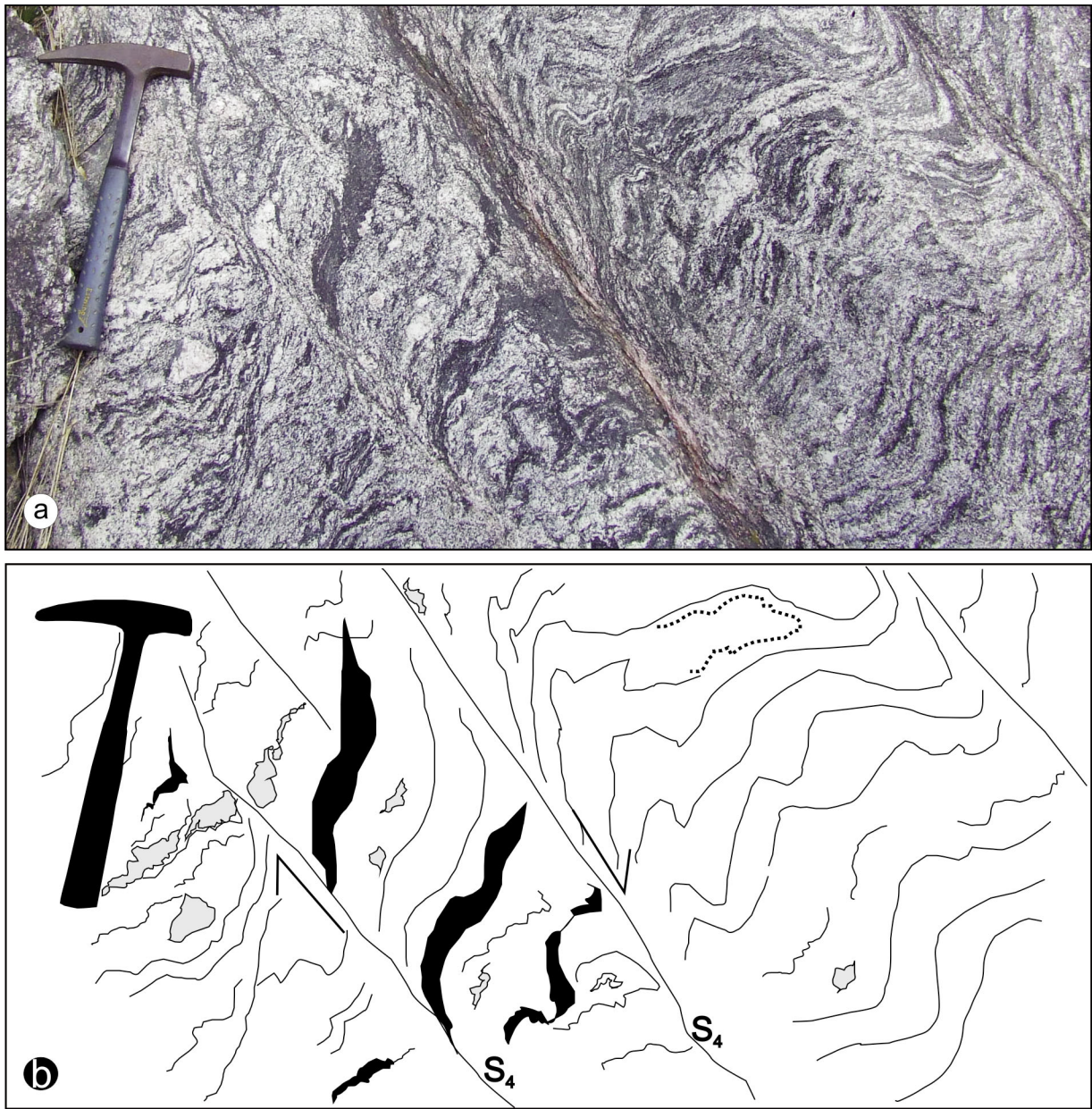
Se trata de una deformación dúctil-frágil





**Figura 6:** a) Afloramiento de migmatita acompañado de un esquema (b) que resume las estructuras impresas en ella. La foliación S<sub>1</sub> está acompañada de pliegues intrafoliales generados por D<sub>2</sub>. Un episodio de deformación D<sub>3</sub> genera los pliegues y un clivaje discontinuo S<sub>3</sub>. La superposición de las superficies de cizalla S<sub>4</sub> representa un episodio D<sub>4</sub> de deformación.





**Figura 7:** a) Metatexita estromatítica donde se observa la foliación S1 acompañada de pliegues intrafoliales ( $D_2$ ) afectada por una fase de plegamiento posterior  $D_3$ , con figuras de interferencia entre los plegamientos correspondientes a  $D_2$  y  $D_3$  (se observa en el sector inferior izquierdo de la figura). Se verifica la presencia de superficies de cizalla  $S_4$ , que cortan a todas las estructuras anteriores. b) Esquema de las estructuras indicadas.

( $D_4$ ), que genera superficies de cizalla y un clivaje espaciado  $S_4$  que la caracteriza (Figs. 6 y 7). Esta deformación se produjo en condiciones de mayor rigidez que las estructuras anteriores, donde las rocas se encontraban prácticamente en estado de flujo. En las diatexitas es común el desarrollo sigmoides de cuarzo y de feldespatos, mientras que las metatexitas con frecuencia muestran fenoblastos de

granate con sombras de presión.

## DISTRIBUCIÓN REGIONAL

Las migmatitas forman parte del basamento ígneo - metamórfico en grandes áreas de las Sierras Pampeanas Septentrionales. En el sector noroeste de las Sierras Pampeanas, sierras de Aconquija y Ancastí, estas rocas fueron definidas

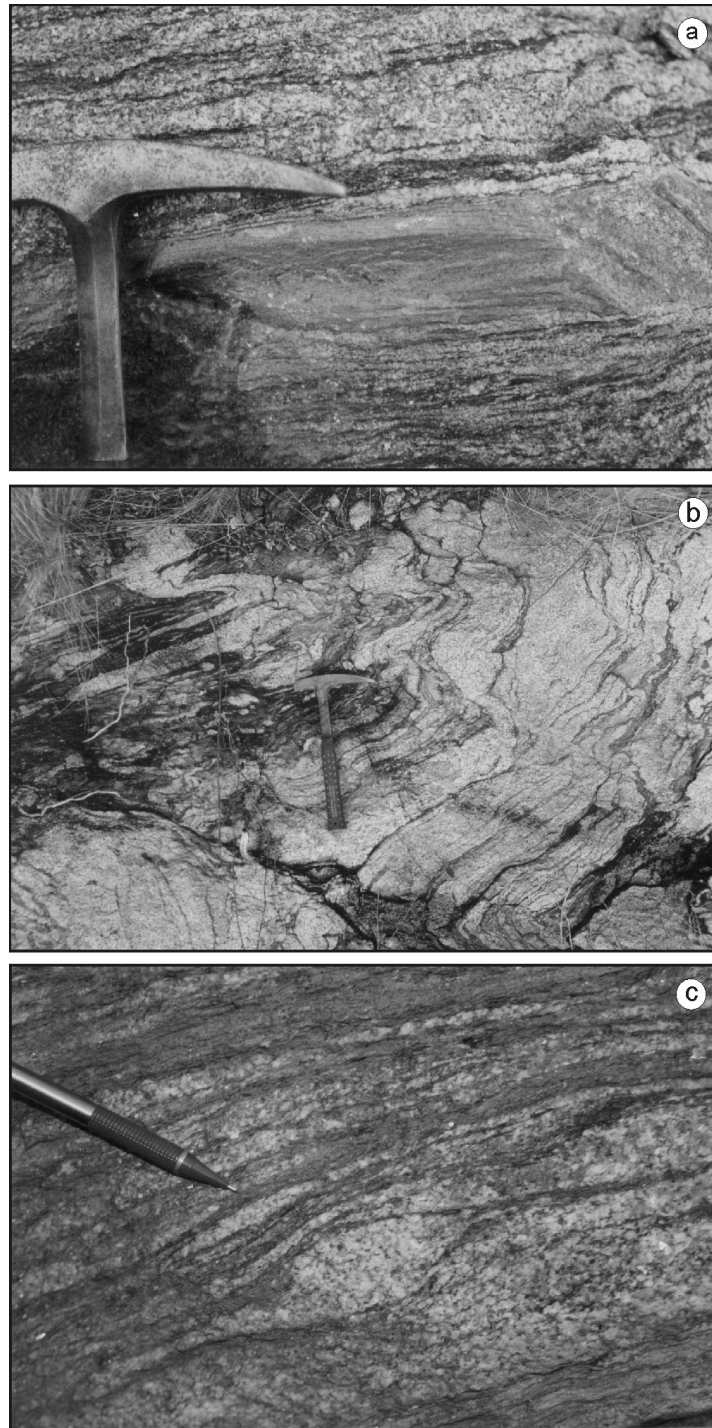
como un complejo de migmatitas, principalmente integrado por metatexitas estromatíticas, que conforma un cinturón regional de rumbo norte - sur (Larrovere *et al.* 2009). En la zona de La Majada, tramo medio de la sierra de Ancastí, las migmatitas presentan extensos afloramientos que incluyen metatexitas y diatexitas (Cisterna 2003) y son comparables por sus características petrográficas y estruc-

turales con las rocas que afloran en Las Cañas. En La Majada también se presentan *resisters* de esquistos biotíticos foliados (Fig. 8a), con estructuras discordantes respecto a las de las migmatitas hospedantes. Asimismo se reconoce en las migmatitas el desarrollo de una foliación S1 (Fig. 8b), plegada por dos episodios superpuestos que dan figuras de interferencia de tipo 2 (Ramsay y Huber 1997). Se suman estructuras debidas a un episodio de deformación por cizallamiento dúctil, que generan superficies de cizalla acompañadas por estructuras de ojos asimétricos muy bien desarrolladas (Fig. 8c).

## DISCUSIÓN

El estudio de los litotipos ígneos y metamórficos que afloran en las Sierras Pampeanas Septentrionales (río Las Cañas, cuesta de La Chilca, La Majada, entre otros sectores) ha permitido confirmar que el tramo septentrional del núcleo pampeano está compuesto por un cinturón de gneises y migmatitas, flanqueado por entidades con un grado de metamorfismo menor, que afloran al este del núcleo de gneises y migmatitas en el borde oriental andino a lo largo de la Cordillera Oriental (Mon y Hongn 1996) y al oeste, en el borde oriental de la Puna (González *et al.* 1991, Mon y Hongn 1991). Ambos cinturones de bajo metamorfismo, que corresponden a los esquistos de bajo grado de la Formación Puncoviscana y a los Esquistos Bandeados (González Bonorino 1951), representan el protolito del núcleo cristalino más altamente deformado e inyectado. En las Sierras Pampeanas Orientales, según trabajos realizados especialmente en la sierra de Ancastí, se postula un protolito proterozoico para los fundidos graníticos famatinianos (Rapela *et al.* 2005).

Las relaciones de temporalidad que se desprenden del análisis de las estructuras impresas en las migmatitas de Las Cañas y los *resisters* que ellas incluyen, son coherentes con lo indicado por Lucassen *et al.* (2000) entre otros autores, quienes consideran que los gneises y las migmatitas fueron generados durante un evento pos-

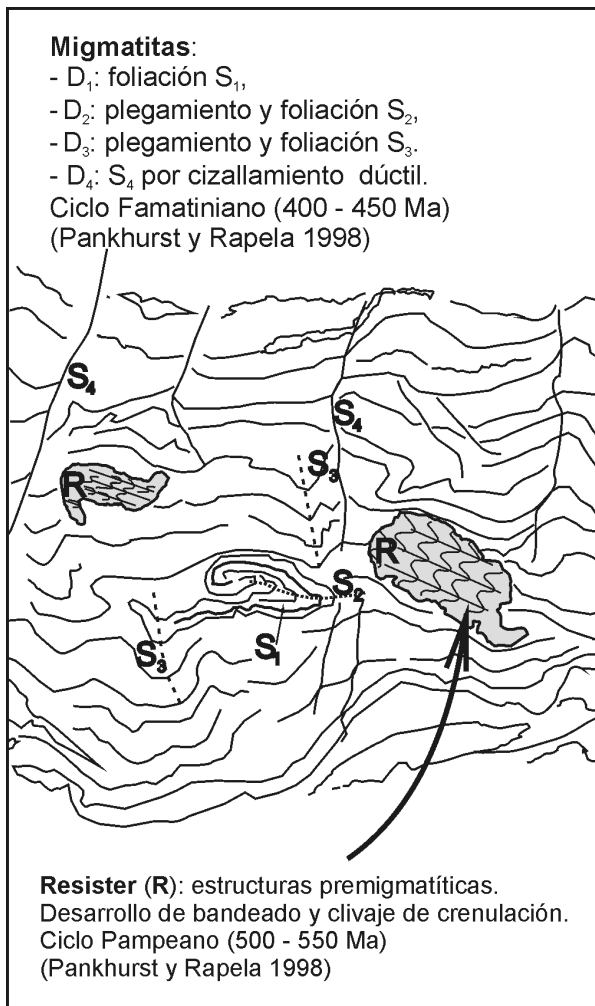


**Figura 8:** Afloramientos de migmatitas en la zona de La Majada, sierra de Ancastí. a) *Resister* de esquistos en metatexita; b) Migmatita estromatítica foliada y plegada. Se aprecia la superposición de dos episodios de plegamiento: pliegues intrafoliales asociados a un bandeo S<sub>2</sub> deformados por un nuevo episodio que genera figuras de interferencia de tipo 2 (Ramsay y Huber 1987); c) Migmatita con estructura de ojos asimétricos que indican una cinemática rotacional dextral.

terior a la consolidación y deformación del núcleo cristalino, asociado probablemente al ciclo famatiniano. Situaciones

con iguales características han sido estudiadas en diferentes regiones del planeta (Well 1980, Patiño-Douce *et al.* 1990, Harris





**Figura 9:** Esquema de síntesis donde se indican las estructuras generadas durante los ciclos pampeano y famatiniano.

*et al.* 2004, Corona-Chávez *et al.* 2006), representadas por complejos plutónicos - metamórficos altamente deformados durante procesos de metamorfismo pre, sin y post-cinemático.

En las Sierras Pampeanas Septentrionales la estructura interna de los componentes del cinturón migmatítico fue producida al menos por tres episodios de deformación compresiva superpuestos. Gran parte de las deformaciones ocurrieron bajo condiciones sub-sólidas y de fusión parcial de las rocas (Mon y Hongn 1996). De acuerdo a los resultados de Larrovere *et al.* (2009) estas migmatitas evolucionaron en la facies de anfibolita a granulita con presiones medias a altas (4 a 9 kbar) y temperaturas entre 630° a 760°C. En la zona de La Majada, Cisterna *et al.* (2005) indican temperaturas en el orden de 605° - 660°C y presiones relativamente bajas para el episo-

dio de deformación dúctil impreso en las anfibolitas.

Los esquistos bandeados que integran el protolito encierran una historia de deformación polifásica, con dos fases bien marcadas reconocidas regionalmente, que pertenecen probablemente ciclo pampeano (Mon y Hongn 1991, Lucassen *et al.* 2000, Martino *et al.* 2009).

La estructura de los *resisters* es nítidamente discordante con respecto a las migmatitas y sin dudas resulta de episodios previos (ciclo pampeano) a la migmatización y deformación de estas rocas.

El complejo migmatítico de la quebrada del río Las Cañas está integrado por metatexitas y diatexitas que revelan deformación múltiple. En las metatexitas se reconoce un bandeo (S<sub>1</sub>) acompañado de un plegamiento intrafolial paralelo a él y que genera una foliación S<sub>2</sub> (Fig. 6). Esta fo-

liación es paralela a los planos axiales de los pliegues intrafoliales que la acompañan (Fig. 3) que incluso pueden observarse en el microscopio. Un episodio de deformación posterior D<sub>3</sub> genera pliegues de pocos centímetros de longitud de onda, aunque ocasionalmente se encuentran algunos que superan un metro (Fig. 4). Este plegamiento afecta también a los *resisters*, plegados conjuntamente con la foliación S<sub>2</sub> (Figs. 3 y 4). El plegamiento D<sub>3</sub> tiene ejes de rumbo predominante norte-sur y aproximadamente perpendiculares al plegamiento generado por (D<sub>2</sub>) (Fig. 4). La sobreimpresión de este episodio de plegamiento (D<sub>3</sub>) generó figuras de interferencia de tipo 2 (Ramsay y Huber 1987) (Figs. 3 y 6), en casi todos los afloramientos y muestra marcada vergencia hacia el este, asimismo está acompañado por un clivaje de plano-axial que se manifiesta sólo aisladamente (S<sub>3</sub>). Las estructuras más recientes, formadas después de la migmatización, son el resultado de una deformación por cizallamiento dúctil. Con este episodio se vincula el desarrollo de un clivaje espaciado que se manifiesta sólo aisladamente en superficies verticales muy nítidas y que desplazan a los bandeados anteriores (S<sub>4</sub>) (Figs. 6 y 7) En la formación de este clivaje espaciado debe haber intervenido una considerable disolución por presión, de manera que no todos los desplazamientos de la estructura anteriores se deben exclusivamente a la cizalla. La diversidad morfológica de las migmatitas sería el resultado de la evolución termo mecánica de un ambiente dominado por la retroalimentación de calor, fusión y deformación por cizalla, según lo indican Brown y Solar (1998, 1999) para regiones con características similares.

El pasaje continuo a fases de menor metamorfismo que mencionan Larrovere *et al.* (2009) no se produce en los perfiles del río de Las Cañas y de La Majada donde se verifica una discontinuidad entre la estructura de la roca de caja, representada por *resisters* de esquistos bandeados en las migmatitas. Estas últimas se emplazaron discordantemente en una caja de esquistos bandeados ya deformados y consolidados, pro-

bablemente durante la orogenia pampeana. Rapela *et al.* (2005) obtienen datos similares a los anteriores y esta información también permite sostener la existencia de un protolito muy antiguo (¿pampeano?) en el que se emplazan granitos y migmatitas famatinianas. En el área considerada, en el extremo sur de la Sierra de Aconquija, y en la sierra de Ancasti, el cinturón migmatítico está implantado en un protolito de metamorfitas esquistosas. Dentro de este mismo cinturón se encuentran restos no digeridos de los Esquistos Bandeados, que aparecen como *resisters* conservando gran parte de su estructura original. La deformación de los Esquistos Bandeados es atribuible al ciclo pampeano (Pankhurst y Rapela 1998) y la deformación múltiple posterior ocurrida bajo condiciones de gran ductilidad que se manifiesta en las migmatitas, se puede adjudicar al ciclo famatiniano (Fig. 9). De acuerdo a estas observaciones los cinturones pampeano y famatiniano tienen un contacto irregular y difuso dado por el alcance irregular de la invasión migmatítica. Estos cinturones orogénicos forman parte del borde móvil del Gondwana postulado por Lucassen *et al.* (2000).

Los episodios principales de deformación ocurrieron en el Paleozoico inferior con el llamado ciclo pampeano (Pankhurst y Rapela 1998), de 550-500 Ma, equivalente al ciclo brasiliano que forma buena parte del cratón de América del Sur o está sobreimpreso en rocas más antiguas. En esta área el límite cronológico superior de la deformación está dado por la edad de los cristales de granate no deformados (almandino), anteriores a la deformación responsable de los bandeamientos (Toselli y Rossi de Toselli 1985). Estos han proporcionado edades Rb-Sr de 540-580 Ma (Bachmann *et al.* 1986, Bachmann y Grauert 1987). La sobreimpresión térmica del ciclo famatiniano (Pankhurst y Rapela 1998) es responsable de una amplia actividad magmática y de la generación de facies de alto metamorfismo. En relación a la edad del pico de metamorfismo, con temperaturas relativamente altas y presiones bajas a intermedias, son numerosos los autores que coinciden en el Ordovícico Temprano, entre 480 y 470

Ma (Knüver 1983, Rapela *et al.* 2001, Büttner *et al.* 2005, Steenken *et al.* 2006). En síntesis, las edades isotópicas próximas a los 470 Ma (Knüver 1983, Lucassen *et al.* 2000) permiten asignar el episodio de migmatización como parte de la evolución de una franja móvil intracratónica en el marco de la orogenia famatiniana.

## CONCLUSIONES

Las migmatitas que afloran en la quebrada del río Las Cañas en la sierra de Aconquija revelan una prolongada historia de deformación, con varios eventos superpuestos independientes entre sí. Por una parte las estructuras de los *resisters* son las de los Esquistos Bandeados, profusamente representados en la región. En relación a las estructuras generadas durante la migmatización, son posteriores y completamente desvinculadas de las estructuras internas de los resistatos. Finalmente, el conjunto es afectado por un episodio de deformación por cizallamiento dúctil, que da lugar a nuevas estructuras independientes de las anteriores. Estas rocas pertenecen al cinturón móvil del borde occidental del supercontinente de Gondwana y en ellas están representadas estructuras que pertenecen tanto al ciclo pampeano como al ciclo famatiniano.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se pudo realizar gracias al apoyo de los proyectos financiados por CONICET (PIP 5112) y por CIUNT (26/G217 y 26/G332) y a la Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, de la Universidad Nacional de Tucumán.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A.J. (eds.) 1983. Geología de la Sierra de Ancasti. Münsterische Forschungen zur Geologie und Paläontologie 59, 372 p.

Bachmann, G., Grauert, B. y Miller, H. 1986. Isotope dating of polymetamorphic metasediments from Northwest Argentina. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, 1(9-10): 1257-1268.

Bachmann, G. y Grauert, B. 1987. Datación de metamorfismo basado en el análisis isotópico Rb/Sr en perfiles de pequeña sección de metasedimentos polimetamórficos en el noroeste argentino. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 17-20.

Barton, M.D. y Hanson, F.B. 1989. Magmatism and the development of low-pressure metamorphic belts: implications from the western United States and thermal modeling. Geological Society of America Bulletin 101: 1051-1065.

Bhadra, S., Das, S. y Bhattacharya, A. 2007. Shear zone-hosted migmatites (Eastern India): the role of dynamic melting in the generation of REE-depleted felsic melts, and implications for disequilibrium melting. Journal of Petrology 48(3): 435-457.

Brown, M. 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. Earth Science Reviews 36: 83-130.

Brown, M. 1998. Unpairing metamorphic belts: P-T paths and a tectonic model for the Ryoke Belt, southwest Japan. Journal of Metamorphic Geology 16: 3-22.

Brown, M. 2001. From microscope to mountain belt: 150 years of petrology and its contribution to understanding geodynamics, particularly the tectonics of orogens. Journal of Geodynamics 32:115-164.

Brown, M. y Solar, G. 1998. Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. Journal of Structural Geology 20: 1365-1393.

Brown, M. y Solar, G. 1999. The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syn-tectonic granite paradigm. Tectonophysics 312: 1-33.

Büttner, S. H., Glodny, J., Lucassen, F., Wemmer, K., Erdmann, S., Handler, R. y Franz, G. 2005. Ordovician metamorphism and plutonism in the Sierra de Quilmes metamorphic complex: implications for the tectonic setting of the Northern Sierras Pampeanas (NW Argentina). Lithos 83: 143-181.

Caminos, R. 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales -Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. En Turner, J. C. (ed.) Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias 1: 225 -291, Córdoba.

Cisterna, C.E. 2003. Faja Intrusiva La Majada, sie-



- rra de Ancastí, Catamarca. Caracterización petrográfica - estructural. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(1): 20-30.
- Cisterna, C.E., Córdoba, G., Medina, M.E., Fernández-Turiel, J.L. y Gimeno, D. 2005. Syntectonic magmatism in a mid-crustal shear zone: an example from La Majada Complex (Sierras Pampeanas, Argentina). 12° International Symposium of Gondwana, Resúmenes: 105, Mendoza.
- Clemens, J.D. y Vielzeuf, D. 1987. Constrains on melting and magma production in the crust. *Earth and Planetary Sciences Letters* 86: 287-306.
- Córdoba, G. 1994. Contribución al conocimiento petrológico del Basamento plutónico -metamórfico del cerro de Los Ángeles, sierra de Ambato - Provincia de Catamarca -Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Catamarca, (Inédito), 205 p., Catamarca.
- Corona-Chávez, P., Poli, S. y Bigioggero, B. 2006. Syn-deformational migmatites and magmatic-arc metamorphism in the Xolapa Complex, southern Mexico. *Journal of Metamorphic Geology* 24: 169-191.
- González, O., Hongn, F.D. y Mon, R. 1991. Estructura de la Sierra de Laguna Blanca y zonas adyacentes. Provincia de Catamarca, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 46: 279-308.
- González Bonorino, F. 1950a. Descripción geológica de la Hoja 13 e, Villa Alberdi. Dirección Nacional de Minería, Boletín 74, 78 p., Buenos Aires.
- González Bonorino, F. 1950b. Descripción geológica de las Hojas 12d (Capillitas) y 13d (Andalgala). Dirección General de Industria Minera. Boletín 70, 100 p., Buenos Aires.
- González Bonorino, F. 1951. Granitos y migmatitas de la falda occidental de la sierra de Aconquija. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 6(3): 137-186.
- González Bonorino, F. 1970. Migmatitas: bases para una nomenclatura. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 15 (2): 262-274.
- González Bonorino, F. 1978. Descripción geológica de la Hoja 14f, San Fernando del Valle de Catamarca. Servicio Geológico Nacional de Minería. Boletín 160, 123 p. Buenos Aires.
- Harris, N. B. W., Caddick, M., Kosler, J., Goswami, S., Vance, D. y Tindle, G. 2004. The pressure-temperature-time path of migmatites from the Sikkim Himalaya. *Journal of Metamorphic Geology* 22: 249-264.
- Kittl, E. 1938. Estudios sobre las rocas metamórficas e intrusivas de las provincias del norte argentino. *Revista Minera* 9(2-3): 43-95.
- Knüver, M. 1983. Dataciones radiométricas en rocas plutónicas y metamórficas. En Aceñola, F.G., Miller, H. y Toselli, A.J. (eds.) *Geología de la Sierra de Ancastí, Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie, Hefte* 59: 201-218, Münster.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68:277-279.
- Larrovere, M., Toselli, A., Rossi, J., de los Hoyos, C., Basei, M. y Belmar, M. 2009. Age and P-T metamorphic conditions of the migmatitic basement of the Northwestern Sierras Pampeanas, Argentina. 21° Lateinamerika Kolloquium, Actas: 155-157.
- Lucassen, F., Becchio, R., Wielke, H.G., Franz, G., Thirwall, Viramonte, J. y Wemmer, K. 2000. Proterozoic-Paleozoic development of the basement of the Central Andes (18°-26°S) - a mobile belt of the South American craton. *Journal of South American Earth Sciences* 13: 697-715.
- Mansilla, N., Mon, R. y Cisterna, C.E. 2007. Do the layered schists of Cumbres Calchaquies (NW Argentina Andes) represent mylonitic zones?. *Acta Geológica Lilloana* 20 (1): 93-98.
- Martino, R.D., Guerreschi, A., Sfragulla, J. 2009. Petrology, structure and tectonic significance of the Tuclame banded schists in the Sierras Pampeanas of Córdoba and its relationship with the metamorphic basement of northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 27: 280-298.
- Mehnert, K.R. 1968. Migmatites and the Origin of Granites. Elsevier, 393 p., Amsterdam.
- Milord, I., Sawyer, E.W. y Brown, M. 2001. Formation of diatexite migmatite and granite magma during anatexis of semi-pelitic meta-sedimentary rocks: an example from St. Malo, France. *Journal of Petrology* 42(3): 487-505.
- Milord, I. y Sawyer, E.W. 2003. Schlieren formation in diatexite migmatite: examples from St. Malo migmatite terrane, France. *Journal of Metamorphic Geology* 21: 347-362.
- Mon, R. y Hongn, F.D. 1991. The structure of the Precambrian and Lower Paleozoic basement of the Central Andes between 22° and 32° S. Lat. *Geologische Rundschau* 80: 745-758.
- Mon, R. y Hongn, F.D. 1996. Estructura del basamento proterozoico y paleozoico inferior del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 51(1): 3-14.
- Okay, A.I., Satir, M., Zattin, M., Cavazza, W. y Topuz, G. 2008. An Oligocene ductile strike-slip shear zone: The Uludag Massif, northwest Turkey-Implications for the westward translation of Anatolia. *Geological Society of America Bulletin* 120 (7/8): 893-911.
- Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. 1998. The Proto-Andean margin of Gondwana: an introduction, En Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) *The Proto-Andean margin of Gondwana*, Geological Society of London, Special Publications 142: 1-9.
- Patiño-Douce, A.E., Humphreys, E.D. y Johnston, A.D. 1990. Anatexis and metamorphism in tectonically thickened continental crust exemplified by the Sevier hinterland, western North America. *Earth and Planetary Sciences Letters* 97: 290-315.
- Ramsay, J.G. y Huber, M.I. 1987. Techniques of modern structural geology of rocks and regions (Folds and Fractures). Academic Press, 2: 309-700, London.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C. M. 1998. The Pampean Orogeny of the southern Proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. En Pankhurst, R. J. y Rapela, C. W. (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, Geological Society, London, Special Publications 142: 181-217.
- Rapela, C. W., Casquet, C., Baldo, E., Dahlquist, J.A., Pankhurst, R. J., Galindo, C. y Saavedra, J. 2001. Las Orogénesis del Paleozoico inferior en el margen proto - andino de América del Sur, Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of Iberian Geology* 27: 23-41.
- Rapela, C.W., Fanning, C.M., Baldo, E.G. Dahlquist, J.A., Pankhurst, R. J. y Murra, J.A. 2005. Coeval S- and I-type granites in the Sierra de Ancastí, Eastern Sierras Pampeanas, Argentina. Gondwana. En Pankhurst, R. y Veiga, G. (eds.) *Gondwana 12, Geological and Biological Heritage of Gondwana*, Academia Nacional de Ciencias, Abstracts: 307, Córdoba.
- Rassmuss, J. 1918. La sierra de Aconquija. 1° Reunión Nacional de la Sociedad Argentina de Ciencias Naturales, 47-69. Tucumán.
- Rosenberg, C.L. y Handy, M.R. 2001. Mechanisms and orientation of melt segregation paths during pure shearing of a partially molten rocks

- analog (norcamphor-benzamide). *Journal of Structural Geology* 23: 1917-1932.
- Sawyer, E.W. 1996. Melt-segregation and magma flow in migmatites: implications for the generation of granite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 87: 85-94.
- Sawyer, E.W. 2001. Melt-segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. *Journal of Metamorphic Geology* 19: 291-309.
- Sawyer, E. W. y Barnes, J. 1988. Temporal and compositional differences between subsolidus and anatectic migmatitic leucosomes from the Quetico metasedimentary belt, Canada. *Journal of Metamorphic Geology* 6: 437-450.
- Sims, J.P., Ireland, T.R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P. E., Skirrow, R.G., Stuart-Smith, P.G. y Miró, R. 1998. U-Pb, Th-U and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En Pankhurst, R. J. y Rapela, C. W. (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, Geological Society, Special Publications 142: 259-281, London.
- Steenken, A., Siegesmund, S., López de Luchi, M., Frei, R. y Wemmer, K. 2006. Neoproterozoic to Early Palaeozoic events in the Sierra de San Luis: implications for the Famatinian geodynamics in the Eastern Sierras Pampeanas (Argentina). *Journal of the Geological Society of London* 163: 965-982.
- Toselli, A.J. 1990. Metamorfismo del Ciclo Pampeano. En Aceñolaza, F. G., Miller, H. y Toselli, A. J. (eds.) *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino*. Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie de Correlación Geológica 4: 181-197, Tucumán.
- Toselli, A., Reissinger, M., Durand, F. y Bazán, C. 1983. Rocas graníticas. En Aceñolaza, F., Miller, H. y Toselli, A. (eds.) *Geología de la Sierra de Ancasti*, Münsterische Forschungen zur Geologie und Paläontologie, Hefte 59: 79-99, Münster.
- Toselli, A.J. y Rossi de Toselli, J.N. 1985. Metamorfismo de las Cumbres Calchaquíes: II Petrología del basamento esquistoso entre La Angostura y Tañi del Valle, Tucumán. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 39 (3/4): 262-275.
- Valley, P.M., Whitney, D.L., Paterson, S.R., Miller, R.B. y Alsleben, H. 2003. Metamorphism of deepest exposed arc rocks in the Cretaceous to Paleogene Cascades belt, Washington: evidence for large-scale vertical motion in a continental arc. *Journal of Metamorphic Geology* 21: 203-220.
- Well, P. 1980. Thermal models for the magmatic accretion and subsequent metamorphism of continental crust. *Earth and Planetary Science Letters* 46: 253-265.
- Whitney, D.L., Miller, R.B. y Paterson, R. 1999. P-T-t evidence for mechanisms of vertical motion in a contractional orogen: north-western US and Canadian Cordillera. *Journal of Metamorphic Geology* 17: 75-90.
- Willner, A.P. 1983. Evolución metamórfica. En Aceñolaza, F., Miller, H. y Toselli, A. (eds.) *Geología de la Sierra de Ancasti*, Münsterische Forschungen zur Geologie und Paläontologie, Hefte 59: 189 - 200, Münster.

Recibido: 6 de noviembre, 2010

Aceptado: 7 de diciembre, 2010