

## ROCAS METAPELÍTICAS DE LA SUITE METAMÓRFICA CHAFALOTE (SE DEL ESCUDO URUGUAYO)

### CHAFALOTE METAMORPHIC SUITE METAPELITIC ROCKS (SOUTHEASTERN URUGUAYAN SHIELD)

Masquelin, H.<sup>1</sup>; Nessi, A.<sup>2</sup>; Paris, A.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Evolución de Cuencas, Fac. de Ciencias – UdelaR,  
E-mail: hmasquel@fcien.edu.uy

<sup>2</sup> Bachiller de la Licenciatura en Geología, Fac. de Ciencias - UdelaR

#### RESUMEN

La Suite Metamórfica Chafalote está constituida por gneises pelíticos, psamíticos, calcosilicatados y máficos, afectados por un metamorfismo en facies granulita del Neoproterozoico. Las rocas de protolito semipelítico y pelítico presentan asociaciones minerales y texturas que diagnostican temperaturas arriba de 800°C. Las tramas de metapelitas son descritas con el objetivo de interpretar los protolitos y de relacionar mejor el metamorfismo con la deformación. La superficie de referencia principal es interpretada como un bandeo compuesto  $S_b$  ( $S_b = S_0 / S_1 / S_2$ ). Posibles evidencias son presentadas de estratificaciones gradada y cruzada en semipelitas de grano fino ricas en cuarzo. Las mismas contienen ortopiroxeno. Se presenta una correlación entre la trama de pico térmico y las tramas derivadas producidas durante la trayectoria retrógrada, ambas para metapelitas.

**Palabras clave:** semipelita, granulita, estratificación gradada, Neoproterozoico, Uruguay

#### ABSTRACT

Chafalote Metamorphic Suite is characterized by pelitic, psamitic, calc-silicate and mafic gneisses, which are affected by a Neoproterozoic granulite facies metamorphism. The rocks derived from semipelite and pelite protoliths show mineral assemblages and textures typical for temperatures over 800°C. The metapelite fabrics are described to interpret these protoliths and to better understand the relationships between metamorphism and deformation. The main reference surface is interpreted as a  $S_b$  composite banding ( $S_b = S_0 / S_1 / S_2$ ). Some layers record graded and crossed bedding preserved in fine-grained quartz-rich semipelites. They contain orthopyroxene. A correlation is presented between thermal peak fabrics and retrograde path derived fabrics, both for metapelites.

**Keywords:** semipelite, granulite, graded bedding, Neoproterozoic, Uruguay

## INTRODUCCION

El sector Sureste del Escudo Uruguayo (*cf.* Masquelin 2005) es una de las regiones geológicamente menos conocidas del basamento cristalino de Uruguay. Esta región es clave para retratar la evolución tectónica de la convergencia entre los cratones *Río de la Plata*, *Zaire* y *Kalahari* durante la amalgamación del Gondwana (Basei et al. 2005).

Allí, los trabajos de cartografía geológica regional (Masquelin & Tabó 1990; Masquelin 2002) pusieron de manifiesto la existencia de un complejo de alto grado, integrado por diferentes tipos de orto y paragneises, con una gran variedad de asociaciones minerales y texturas (Masquelin & Morales 2002).

La secuencia paraderivada, con composiciones desde siliciclástica a carbonática y un metamorfismo en facies anfíbolita a granulita, fue definida como *Suite Metamórfica Chafalote* (SMCh) (Masquelin et al. 2001). La misma fue correlacionada con la secuencia conocida como *Suite Metamórfica Várzea de Capivarita* de Fernandes et al. (1990), aflorante en Rio Grande do Sul, debido a que ambas tienen idénticas litologías y características metamórficas (Masquelin 2002; Gross et al. 2005). En esa última, se reconocieron metapsamitas con estructuras sedimentarias preservadas (Silva et al. 2002). Además, las condiciones P-T por termobarometría y la edad Neoproterozoica del metamorfismo fueron bien establecidas (Lima et al. 1998; Silva et al. 2002).

Muchas rocas afectadas por un metamorfismo de facies anfíbolita y granulita pueden presentar estructuras relictas sedimentarias e ígneas, en zonas de baja deformación y/o áreas calentadas por períodos relativamente cortos de tiempo (*e.g.* Vernon & Williams 1988; Reed et al. 1996; Vernon 1996). Las mismas se encuentran en rocas ricas en SiO<sub>2</sub> y pobres en K<sub>2</sub>O (Waters 1994). Una interpretación estructural correcta es prioritaria no sólo para definir el protolito sino porque cuando la deformación fue baja, es posible sugerir el desarrollo de un único evento metamórfico (*cf.* Passchier et al. 1990; Vernon 1996). En la SMCh, la determinación de una naturaleza pelítica fue estimada por inferencias sobre asociaciones minerales ricas en cordierita, almandino y sillimanita. En cambio, la presencia de un registro estructural

sedimentario preservado aún no fue investigada en esas rocas.

Por otra parte, las relaciones de contacto entre la secuencia paraderivada predominante y las unidades ortoderivadas se definieron como de corte magmático y tectónico. Un contacto magmático fue inferido entre los metagranitoides máficos de la Suite Intrusiva Cerro Bori y la Suite Metamórfica Chafalote, asumiendo que los xenolitos de gneises máficos provenían de dicha secuencia (Masquelin & Morales 2002). Sin embargo, esa información no documenta con suficiente rigor la relación de contacto entre los orto y paragneises mencionados (*cf.* Masquelin 2002).

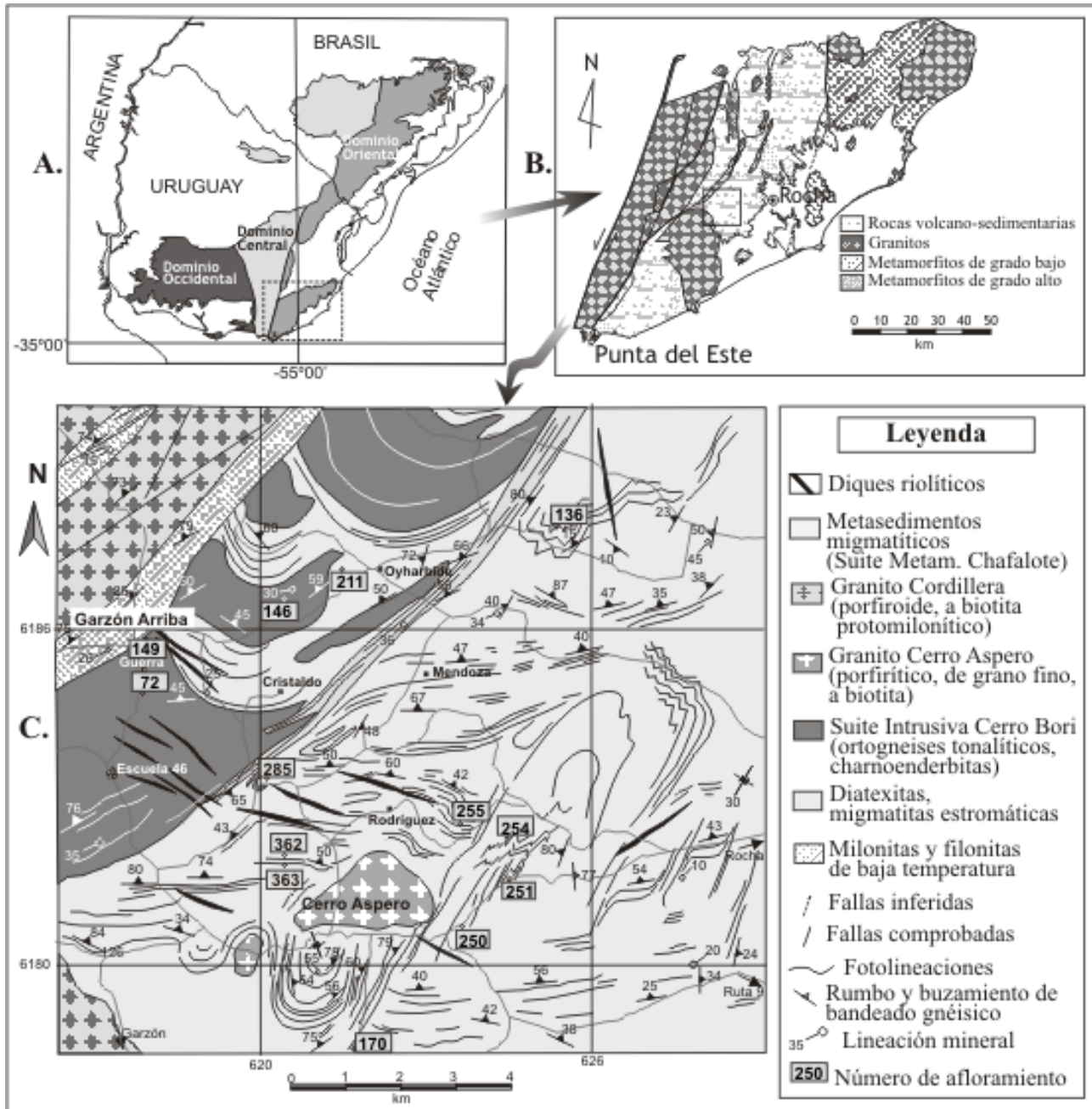
Finalmente, no se caracterizaron del todo bien las estructuras deformacionales de la SMCh. En particular, las tramas metamórficas pueden ser utilizadas como calibres primarios, diagnósticos de temperatura y presión, así como de los mecanismos de deformación asociados a la recrystalización dinámica y la cinética de reacciones metamórficas (Brodie & Rutter 1985). Su reconocimiento puede condicionar la interpretación de posibles dataciones absolutas.

En virtud de ello, el objetivo del presente trabajo consiste en describir la geología de afloramientos clave en los alrededores de Cerro Áspero para: (i) caracterizar los protolitos a través de las estructuras sedimentarias preservadas, (ii) mostrar la relación estratigráfica entre las rocas magmáticas catazonales y la secuencia paraderivada, (iii) caracterizar mejor las tramas deformacionales de la secuencia pelítica, tanto desde el punto de vista cinemático como en términos de mecanismos de deformación y cinética de reacción, y (iv) actualizar el conocimiento geológico de la región en su conjunto.

## GEOLOGIA REGIONAL

La región de estudio se ubica en el SE de Uruguay, entre las coordenadas esféricas diagonales X<sub>1</sub> = -54°15' y X<sub>2</sub> = -55°00' longitud oeste, Y<sub>1</sub> = -35°00' e Y<sub>2</sub> = -34°00' latitud Sur, limitada entre las zonas de cizalla transcurrentes Sierra Ballena al Oeste, y Laguna Rocha al Este (Masquelin 2002; Figura N° 1).

Esta región está integrada por orto y paragneises metamorfizados en condiciones P-T de grado medio a alto, coexistiendo con el desarrollo de fusión parcial. La SMCh constituye una secuencia paraderivada, de composiciones siliciclástica a carbonática, intercalada con metagranitoides. Derivaría principalmente de pelitas, psamitas, margas y



**Figura 1:** Mapa geológico de la zona de Cerro Áspero, con la ubicación de los afloramientos de metapelitas: **A.** Ubicación regional en el dominio oriental del Escudo Uruguayo. **B.** Rocas metamórficas de alto grado comprendidas entre un conjunto de granitoides neoproterozoicos y una faja de rocas supracorticales de bajo grado. **C.** Mapa geológico de los alrededores de Cerro Áspero.

**Figure 1:** Geological map of Cerro Aspero Zone, showing the metapelite outcrop localities: **A.** Regional location in the Eastern Domain of Uruguayan Shield. **B.** High-grade metamorphic rocks located between neoproterozoic granitoids and a low-grade supracrustal rocks belt. **C.** Geological map in the vicinity of Cerro Aspero.

calizas impuras.

La principal estructura planar regional corresponde a un bandeo compuesto rectilíneo  $S_b$  ( $S_b = S_0 / S_1 / S_2$ ) de rumbo E-O, y buzamiento de ángulo bajo a moderado ( $25^\circ$  a  $70^\circ$ ), groseramente inclinado hacia el N, aunque también se orienta, por sectores, en la dirección NO-SE ( $\sim N130^\circ$ ).

Se estima que la SMCh y los meta-granitoides constituyen extensos colgajos sobre otros granitoides, de tendencia calcoalcalina y asimila-

ción sílica. Estos últimos podrían presentar dimensiones batolíticas no aflorantes.

El conjunto litológico mencionado ocupa un bloque tectónico que fue exhumado desde la corteza inferior durante la Orogénesis Brasiliana. Los desplazamientos horizontales (tangenciales y transcurrentes) respecto del Cratón Río de la Plata son más controvertidos, dado que se presentan modelos que van desde la parautoctonía lateral (parte de la historia común con bloques adyacen-

tes) hasta la aloctonía lateral completa (acreción de ‘Terrenos’). Algunos modelos consideran al bloque en cuestión como la raíz de un arco magmático de margen continental activa, exhumado, erosionado y compartimentado por fallas transcurrentes (Fernandes et al. 1995; Koester et al. 2002). En función de diferencias en las edades modelo  $T_{DM}$  Sm / Nd, también se lo considera como un ‘terreno alóctono’ de basamento prebrasiliano acrecionado al Cratón Río de la Plata durante la Orogénesis Brasiliana (Basei et al. 2001).

La SMCh está recortada por una serie de rocas magmáticas intrusivas: (i) metagranitoides catazonales, aún no datados (Suite Intrusiva Cerro Bori), y (ii) granitoides potásicos de intrusión epizonal, de los cuales el granito Rocha presentó una edad Rb-Sr (RT) de  $678 \pm 14$  Ma, el granito Garzón, una edad Rb-Sr (RT) de  $601 \pm 20$  Ma (Preciozzi et al. 1993), el granito El Pintor, una edad U-Pb en circón convencional de  $546 \pm 69$  Ma (Masquelin 2002). El granito Cerro Áspero, el más isótopo de la zona, aún no fue datado.

Los metagranitoides catazonales se presentan en forma de apófisis transformadas en cuerpos lenticulares (*¿pods* de charnoenderbitas?). Estos se inyectaron en la secuencia paraderivada a lo largo de zonas de cizalla dúctiles (Figura N° 2).

La hipótesis de emplazamiento sugerida es la de que un magma tonalítico, formado a corta distancia, habría sido canalizado, ascendiendo a lo largo de zonas de cizalla discretas de orientación N-S a  $N160^\circ$ , que recortan el bandeo gnéisico de orientación E-O a  $N120^\circ$ . En consecuencia, habría formado apófisis de ortogneises máficos de tamaño métrico a decamétrico. Esta relación de campo entre granitoides máficos y paragneises se confirma en muchos afloramientos y sería semejante a la de otras secuencias de alto grado brasilianas, como la reconocida en Juiz de Fora (e.g. Duarte et al. 2000).

La composición de esos metagranitoides catazonales máficos es variable. Los más alcalinos contienen Opx, Bt, Pl ( $An_{42}$ ), Mic y Qtz. Los más cálcicos contienen Opx, Bt, Pl ( $An_{55}$ ) y Qtz. Como accesorios se encuentran: circón, apatito, ilmenita, monacita, sulfuros y rutilo.

Una lineación de estiramiento espiralada fue observada en algunos cuerpos lenticulares decimétricos de ortogneises máficos. Se interpretó como el resultado de una deformación con torsión durante el emplazamiento del magma.

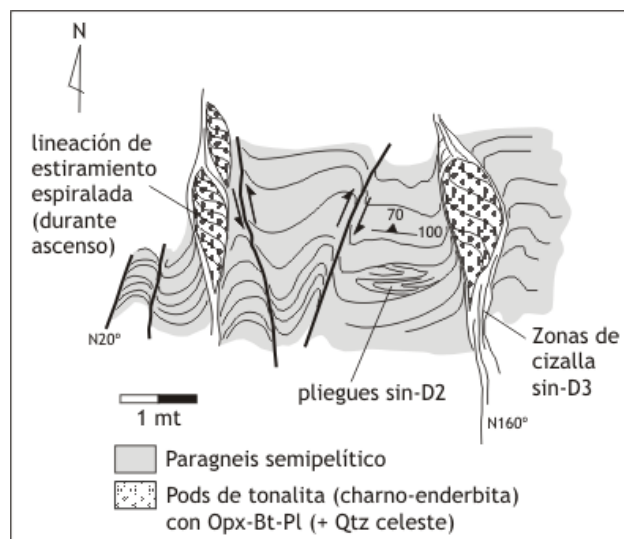


Figura N° 2 - Relación de contacto intrusivo entre metagranitoides tonalíticos y secuencia paraderivada, con foliación E-O.

Figure 2 – Intrusive relationship between tonalitic metagranitoids and paraderived sequence with E-W foliation trending

En algunos casos, la textura de estos metagranitoides es ‘casi’ granuda, aunque con cierta deformación dúctil. Cuando en estas rocas se desarrolla una deformación más intensa, se produce una trama protomilonítica con pliegues isoclinales que afectan al bandeo. Esta es inyectada por venas tardías. Con el retrometamorfismo y la deformación de baja temperatura, los ortogneises se empobrecen progresivamente en ortopiroxeno y enriquecen en tremolita (seudomorfos).

La discordancia estructural entre los metagranitoides máficos y la secuencia paraderivada, por contacto intrusivo, podría resultar del proceso de anatexis de las propias semipelitas, como fuera propuesto para una asociación de rocas muy similar en el Macizo de Bohemia (cf. Dolejs 1998).

La edad  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  del metamorfismo ( $M_1$ ) fue establecida para la paragénesis de pico térmico de metapelitas de esa Suite (par granate-roca total) en ca.  $600 \pm 24$  Ma (Gross et al. 2005). Los granates utilizados para datar el metamorfismo conservan el registro de pico térmico (ca.  $800^\circ\text{C}$ ) y la recristalización asociada, lo que indica temperaturas corticales de facies Granulita.

Los resultados radimétricos, junto con la existencia de estructuras sedimentarias preservadas, en Várzea do Capivarita (Silva et al. 2002), permitieron sugerir que ambas secuencias paraderivadas (i.e. Várzea do Capivarita y Chafalote) habrían constituido una misma cuenca

**Tabla N° I** - Cuadro de nombres metasedimentarios y protolitos para rocas metamórficas paraderivadas de alto grado, sin Ms+Qtz. P=pelita; Q=cuarzo; F=feldespato (adaptado de Banks & Winchester 2004).

**Table I** - High-grade paraderived metamorphic rocks correlated with their metasedimentary and protolith names. (P=pelita; Q=quartz; F=feldspar; adapted from Banks & Winchester 2004).

P / Q / F / clastos	Roca metamórfica corriente	Nombre metasedimentario	Nombre del protolito	Sedimento original
P > 40%	Gneis a Crd-Grt-Bt-Sil-Ilm ( $\pm$ Pl, $\pm$ Qtz)	Pelita	Argilita	Arcilla
	Gneis a Grt-Bt-Crd-Ilm ( $\pm$ Pl, $\pm$ Qtz)	Semipelita	Limolita, wacke	Limo
P < 40%, Q+F < 80%	Gneis a Bt-Grt ( $\pm$ Pl, $\pm$ Qtz, $\pm$ Kfs)	Semipelita Psamita micácea	Arenisca limosa / wacke	Arena fina
Q + F > 80%	Gneis a Grt ( $\pm$ Ilm, $\pm$ Mgt), Leucogneis, Cuarcita feldespática	Psamita	Arenita	Arena
F > 25%	Leucogneis, Gneis a Grt-Bt	Psamita feldespática	Arenisca feldespática / arcosa	Arena
Q + F > 90%	Cuarcita feldespática	Psamita cuarzosa	Cuarzo-arenita	Arena gruesa
Q > 90%	Cuarcita pura	Metacuarcita	Ortocuarcita	Arena gruesa
2 mm < clastos < 4mm		Psamita gravosa	Psefita gravosa	Grava, gravilla
Clastos > 4 mm		Psamita psefítica	Conglomerado	Clastos, bloques

marginal, anterior a la colisión entre los cratones Kalahari y Río de la Plata (Gross et al. 2005).

Los granitoides epizonales post-metamórficos tienen una relación de contacto neto con los orto y paragneises. Por ejemplo, el granito Rocha es un granito leucócrato a dos micas, emplazado en forma de N-S, de 15-20 km de largo y 1 km de ancho (arreglo de Riedel dextral). Su emplazamiento debió producirse durante un evento tectónico controlado por un esfuerzo máximo principal orientado groseramente N-S (Masquelin 1995).

### RELACIONES DE CAMPO

Durante el metamorfismo progrado, la recristalización completa tiende a oscurecer las estructuras del protolito sedimentario. Las metapelitas, al ser más reactivas, tienden a recristalizar activamente, borrando toda estructura primaria. En cambio, algunas metapsamitas, poco reactivas, pueden conservar laminaciones y estratificación gradada bajo ciertas condiciones: (i) corta duración del metamorfismo, (ii) baja deformación, y (iii) presencia en pequeños granos dispersos de un mineral no reactivo o estable (*cf.* Vernon 1996). La estratificación gradada inversa se hace evidente con el cambio de composición. Se pueden establecer criterios metasedimentarios para distinguir los protolitos de litotipos contiguos, en una secuencia siliciclástica (Banks & Winchester 2004; Tabla N° I).

### Litotipos

Las rocas metasedimentarias de la zona de Cerro Áspero presentan cinco variedades composicionales principales: (i) gneises leucócratos de grano fino (semipelitas I), (ii) gneises leucócratos de grano grueso (semipelitas II), (iii) cuarcitas puras (cuarzo-arenitas), (iv) gneises 'veteados' mesócratos (semipelitas III), y (v) gneises a Grt + Bt equigranulares (semipelitas IV).

Los metasedimentos carbonáticos desarrollan varios litotipos calcosilicatados y máficos, y no serán tratados en detalle.

### Estructuras

La estructura definida por el bandeo gnéisico compuesto ( $S_b$ ) puede subdividirse en: (i) zonas de alta deformación, y (ii) zonas de baja deformación.

Las **zonas de baja deformación** encierran pliegues de una fase anterior y pueden constituir dominios lenticulares, conteniendo al bandeo inicial ( $S_0$  /  $S_1$ ). Este bandeo preserva probables estructuras primarias de protolito sedimentario. Por ejemplo, en el afloramiento 285, se reconoce una alternancia entre gneises leucócratos de grano grueso y fino (semipelitas I y II). El bandeo definido parece ser la estratificación ( $S_0$ ), por dos razones: (i) la transición desde bandas de grano fino a grueso sugiere la preservación de estratificación gradada inversa, y (ii)



la lineación de porfiroblastos máficos en la zona interna del gneis de grano fino está a 30° respecto de la superficie del bandeo paralelo, pudiendo interpretarse como una estratificación cruzada (Figura N° 3A).

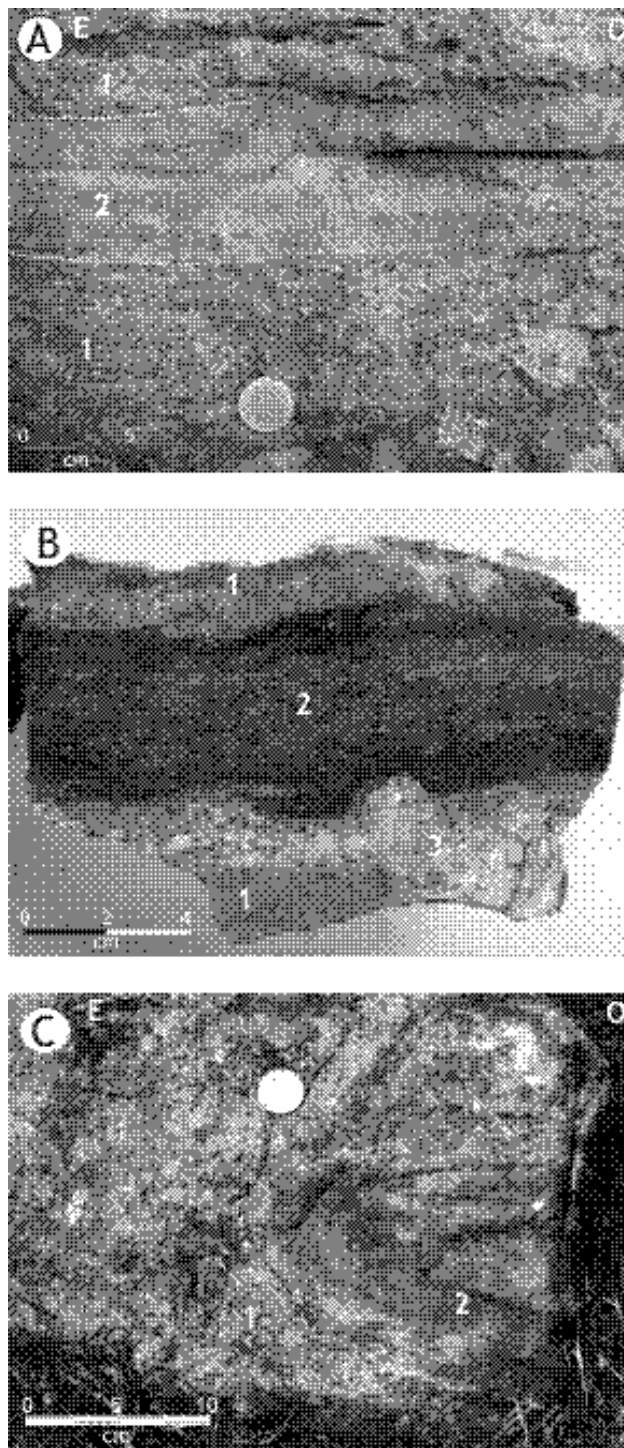
Las **zonas de alta deformación** se reconocen por la presencia de tramas achatadas y pliegues isoclinales. Se observa una alternancia, entre finas bandas de gneises veteados mesócratos (ancho < 10 cm) y gneises leucócratos de grano grueso (Figura N° 3B). El contacto entre ambas bandas está marcado por segregaciones de composición granítica. Los pliegues isoclinales más precoces afectando a la superficie más antigua reconocida ( $S_0/S_1$ ), resultan de una deformación según un comportamiento dúctil de alta temperatura. Estos pueden ser de dos tipos: (i) clase 1B (Ramsay 1967), con charnelas romas, afectando a bandas cuarcíticas, y (ii) clase 1C, con charnelas espesadas, afectando a capas de semipelitas veteadas. Estos últimos presentan un plano axial paralelo a  $S_2$  (eje 22° al 110° y PA N 85° E / 80°; Figura N° 3C).

Finalmente, los pliegues tardíos afectando al bandeo ( $S_b$ ) presentan plano axial S60°E, 70°SO y eje 50° hacia el SE, así como zonas de alta deformación N20°E y generan una nueva alternancia de dominios de alta y baja deformación, en esa posición.

Por ejemplo, el afloramiento 251 muestra el bandeo regional E-O ( $S_b$ ) recortado por una zona de alta deformación N20°E (Figura N° 4). En esa nueva orientación, se inyectan venas de cuarzo y las cuarcitas están afectadas por milonitización de baja temperatura.

Las estructuras observadas en foto aérea escala 1:20.000 (Figura N° 4A) muestran el desarrollo de un intrincado patrón de interferencia de pliegues, en particular entre un tren de onda de plano axial NE y un tren de onda de orientación E-O. La mayor o menor incidencia de cada uno genera geometrías variables.

En el afloramiento 251 (Figura N° 4B), predomina un bandeo con foliación marcada por la orientación paralela de las ‘bandillas negras’ milimétricas (dominios máficos), la biotita y las bandas de cuarzo límpido en una dirección N20°E, con buzamientos altos (70°-90°). La trama N20°E



**Figura N° 3** - Relaciones de contacto entre rocas del afloramiento 285: **A.** Alternancia de gneises leucócratos de grano grueso (1) y ‘estratos’ metapsamíticos (2). **B.** Banda semipelítica máfica(2) entre dos bandas metapsamíticas(1); nótese la vena granítica (3) en el contacto. **C.** Pliegue isoclinal (clase 1C de Ramsay 1967) afectando a una banda máfica de semipelita (2) en contacto con gneis leucócrato de grano grueso (1).

**Figure 3** - Boundary relationships between metapelitic rocks from Cor285 locality: **A.** Leucocratic coarse-grained gneisses alternating with metapsamitic layers. **B.** Mafic pelitic pod (2) between two metapsamitic layers (1); note the granitic vein between mafic and quartz-feldspathic layers. **C.** Class 1C isoclinal fold, affecting a mafic semipelitic layer in the contact with leucocratic coarse-grained gneiss.

( $S_3$ ) no borra completamente la trama anterior ( $S_b$ ), de la que pueden observarse pliegues abiertos a apretados y se reconocen: (i) gneises veteados (metapelita cordierítica), (ii) una alternancia entre gneises veteados y gneises leucócratos, y (iii) gneis máfico (¿calcosilicatado?) a ortopiroxeno y biotita (Figura N° 4C). Los pliegues son cortados

por filones del Granito Cerro Áspero (microgranito a biotita, de 30 cm de ancho).

Por último, un evento de baja temperatura retoma el bandeo E-O ( $S_b$ ), generando pliegues derechos tardíos con esquistosidad de plano axial N70°E ( $S_4$ ), en condiciones de menor temperatura. Esta foliación contiene lentes semipelíticos no foliados que preservan el bandeo crenulado de alto grado.

## PETROGRAFÍA

### Afloramiento 285

Las semipelitas del afloramiento 285 comprenden diversos litotipos: (i) gneis leucócrato de grano fino, (ii) gneis leucócrato de grano grueso, (iii) gneis mesócrato veteadado. Las abreviaciones de minerales fueron realizadas según Kretz (1994).

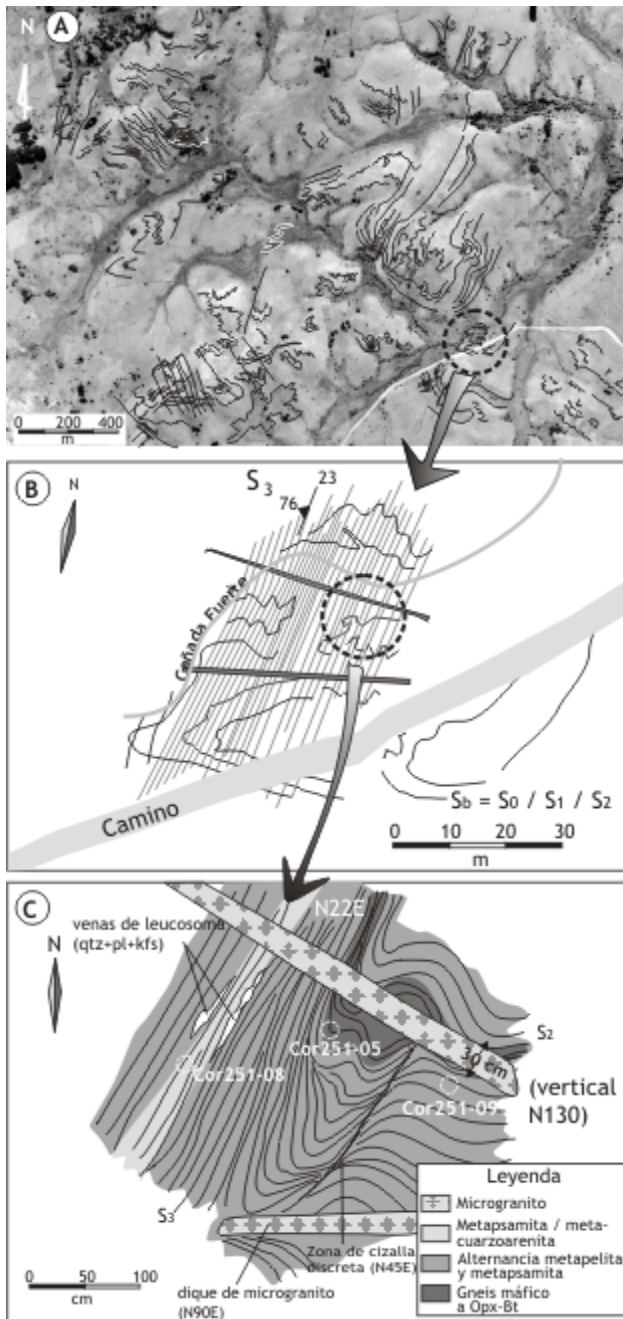
### Gneis leucócrato de grano fino

El gneis leucócrato de grano fino es rico en cuarzo. Las bandas paralelas contienen un mineral máfico en porfiroblastos alargados que resultó ser ortopiroxeno (Opx) (Figura N° 5A). El Opx se preserva en relictos intersticiales, cuya extinción común permite reconstruir los porfiroblastos originales, anteriores a la recristalización pasiva de pico térmico (Figura N° 5B). Muchos de los granos se encuentran sustituidos por bastita pero otros están bien preservados, indicando extinción paralela común. Se reconoce la asociación mineral Qtz + Opx + Grt + Pl, siendo ésta la primera ocurrencia documentada de Opx en semipelitas de la secuencia Chafalote. Los contactos entre ortopiroxeno y cuarzo (Qtz) son lobados (Figura N° 5C). Los cuarzos son límpidos y la migración de borde de grano en el cuarzo produce *bulging* dentro de la plagioclasa (Pl) ( $An_{43}$ ). Pese a no encontrarse en contacto, el granate (Grt) aparece en granos pequeños sin inclusiones muy cerca del Opx (Figura N° 5D).

### Gneis leucócrato de grano grueso

El gneis leucócrato de grano grueso presenta una mineralogía diferente (Figura N° 5E). La roca tiene dominios máficos alargados, pero se destaca por la casi ausencia de filosilicatos. Esta roca contiene una mineralogía reactiva, aún en condiciones retrógradas y desarrolla tramas que podrían ser el resultado de reacciones con fusión parcial.

Los **dominios máficos** presentan una textura



**Figura N° 4** – Ubicación del afloramiento 251: A. Foto aérea 1:20.000 de los alrededores del afloramiento 251. B. Esquema geológico del afloramiento 251. C. Mapa detallado en la esquina NE del afloramiento mostrando el bandeo ( $S_b$ ).

**Figure 4** – Structural location of the outcrop n°251 in: A. Aerial photography (1:20.000) overview in the neighbouring of the outcrop. B. Geological sketch of the outcrop n°251. C. Detailed mapping at the NE corner of the outcrop showing  $S_b$  banding.

granoblástica interlobada, y están compuestos por abundante cordierita (Crd), granate (Grt), espinelo hercínico ( $Hc_{80}$ ), biotita (Bt) y a veces sillimanita (Sil). La Crd es el mineral dominante y desarrolla agregados de textura poligonal alrededor de porfiroblastos subidioblásticos de Grt. También se observan granos de Crd idioblásticos (Figura N° 5F). La Crd presenta, a veces, coronas de pinnita, sobre la que a veces recristaliza muscovita (Ms) con textura decusada. Esta Ms se estabiliza en condiciones de bajo grado durante el metamorfismo retrógrado. La Bt es titanífera se presenta en dos variedades: (i) cristales marrones corroídos aislados en el Qtz ( $Bt_1$ ), y (ii) hojas rojas intercrecidas con Crd ( $Bt_2$ ). El Grt contiene numerosas inclusiones de Crd,  $Bt_2$ , Qtz y fibrolita (Sil). Es sudidiomorfo a xenomorfo, ya que está afectado por engolfamiento debido a la migración de borde de grano de la Crd. El intercrecimiento espinelo-ilmenita (Spl-Ilm) presenta textura simplectítica en contacto con la Crd.

Los agregados poligonales de Crd rodean a cristales esqueléticos de Hc (hercinita) e Ilm (ilmenita), así como a escasos cristales de Sil (Figura N° 5G). En luz analizada, los mismos presentan típicas maclas polisintéticas acuñadas y cortadas a 60° (maclas hexagonales), así como clivajes e inclusiones de cuarzo con contactos pleocroicos (Figura N° 5H). Las inclusiones de monacita en Crd son abundantes y presentan una corona metamicta.

Los **dominios félsicos** contienen principalmente feldespato alcalino (Kfs), plagioclasa (Pl), cuarzo (Qtz), granate (Grt) y poca biotita ( $Bt_1$ ). El Kfs se presenta en agregados con textura granoblástica interlobada a poligonal, con vértices a 120°. En contacto con los dominios máficos (restita), el Kfs desarrolla típicas simplectitas de reacción. Las simplectitas ocurridas en el contacto de las ortosas con la cordierita, así como delicadas mirmequitas en el borde de las ortosas indican que el feldespato alcalino pertenece a la misma asociación mineral que los minerales máficos (Grt, Crd, Spl, Hc).

El Qtz puede desarrollar bandas alargadas con granos límpidos. La plagioclasa está afectada por engolfamiento de Qtz.

#### **Gneis mesócrata veteadado**

El gneis veteadado mesócrata de grano fino (afloramiento 285), ocurre en forma de bandas rectilíneas de metapelita dentro de gneises

leucócratos gruesos cuarzo-feldespáticos. La trama muestra una concentración inusual de dominios lenticulares milimétricos ricos en pinnita (clorita + muscovita), derivada de Crd, junto con Spl-Ilm y escasa Bt titanífera. A diferencia de las bandas con fusión parcial más clara, estas no poseen mucho Grt. Esta estructura parece sugerir la existencia de dos procesos diferentes de fusión parcial, pero en realidad se puede interpretar como dos etapas del mismo único proceso (*cf.* Dolejs 1998).

La trama de los gneises veteadados mesócratas en el afloramiento 251 presenta una alternancia de 'bandillas negras' y otras más claras. Ese término de campo fue útil para reconocer este litotipo regionalmente. Las 'bandillas negras' presentan un tono verde oscuro a negro, se alternan con dominios ricos en sílice (tono gris-verdoso claro), con agregados de pequeños granates (rosados) y el conjunto es cortado por venas cuarzo-feldespáticas de grano grueso (Figura N° 6A). Estos gneises veteadados cordieríticos presentan bandas más alargadas sugiriendo mayor deformación. Los dominios restíticos constituyen el 40% de la trama (Figura N° 6B).

#### **Gneis a granate y biotita**

Otra variedad de semipelita consiste en un gneis a granate y biotita de textura equigranular (Figura N° 6C). Los granates desarrollan porfiroblastos de tamaño centimétrico, dejando una corona sin biotita alrededor de los mismos (Figura N° 6D). Allí puede reconocerse una biotita magnesiana (melanosoma), la corona leucócrata (leucosoma) y luego el gneis a Bt y Grt sin fusión parcial.

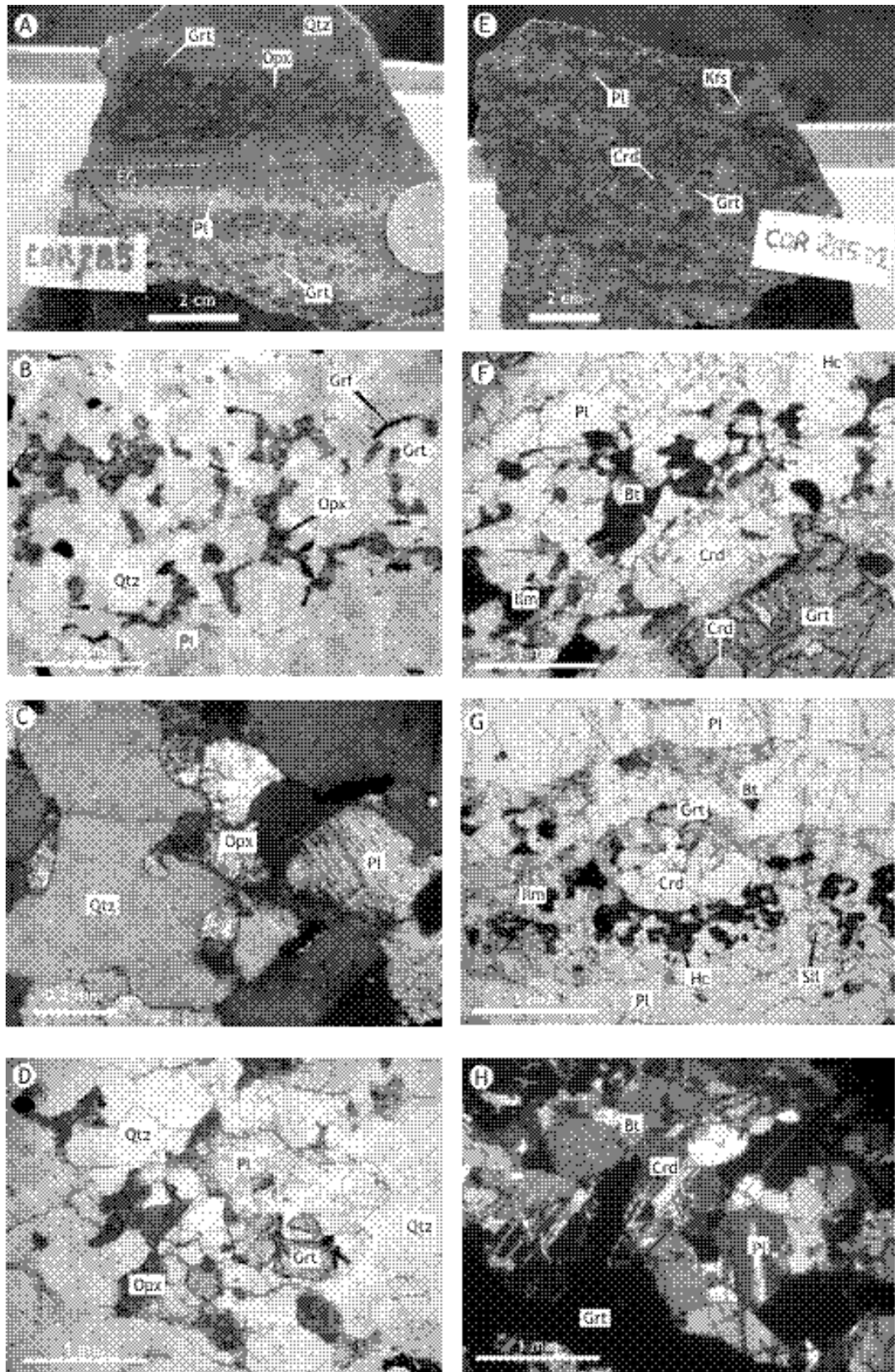
#### **Cuarcita feldespática**

El siguiente litotipo es un gneis de grano fino que grada a una cuarcita feldespática sin mica. Las bandas ricas en cuarzo se comportan dúctilmente, acomodando con mayor facilidad la deformación de alta temperatura y desarrollando un bandeo rectilíneo (Figura N° 6E). Debido a su baja reactividad, las bandas cuarcíticas se comportan como *resisters* frente a la fusión parcial. El leucosoma se concentra en las bandas más leucócratas.

#### **Cuarcita**

Algunas bandas psamíticas son tan ricas en cuarzo que se tornan una verdadera cuarcita. La roca presenta color azul-celeste y textura granoblástica poligonal. No posee estructuras primarias ya que su protolito debió ser una cuarzoarenita, de recristalización sencilla. Estas rocas





**Figura N° 5** - Metapelitas del afloramiento 285: **A.** Semipelita con posible estratificación gradada y lineación mineral de Opx. **B.** Asociación Opx-Qtz-Pl-Bt-Grt. **C.** Contactos lobados entre Opx, Pl y Qtz. **D.** Opx en contacto con Grt. **E.** Gneis pelítico de grano grueso con dominios máficos de Crd + Spl + Ilm + Bt. **F.** Crd prismática en contacto con Bt<sub>2</sub> y Grt. **G.** Crd policristalina en contacto con Spl (Hc) e Ilm. **H.** Banda de Crd policristalina maclada. EG = Estratificación gradada.

**Figure 5** - Metapelites from outcrop n°285: **A.** Semipelite with graded bedding and Opx mineral lineation. **B.** Opx - Qtz - Pl - Bt - Grt mineral assemblage. **C.** Lobate boundaries between Opx, Pl & Qtz. **D.** Opx-in contact with Grt. **E.** Coarse-grained pelitic gneiss with Crd+Spl-Ilm-Bt<sub>2</sub> mafic domains. **F.** Prismatic idiomorphic Crd in contact with Bt<sub>2</sub> & Grt. **G.** Polycrystalline Crd pods in contact with Spl (Hc) - Ilm. **H.** Polycrystalline twinned Crd. EG = Graded bedding.

ricas en cuarzo se deforman dúctilmente en el alto grado. Sin embargo, éstas son refractarias frente a las reacciones de fusión parcial con deshidratación. En la muestra de este litotipo (Figura N° 6F) se interpreta una estratificación gradada invertida desde una semipelita (gneis a Bt-Grt) hasta una ‘cuarzo-arenita’ (cuarcita) sin registro sedimentario.

### Gneis máfico piroxénico

Se reconocieron cuerpos tabulares de gneis máfico a clinopiroxeno (Cpx) y biotita (Bt). Este litotipo presenta bandeo rectilíneo y foliación de Bt y se intercala con los gneises pelíticos. La muestra estudiada contiene Cpx, Bt, Pl y posible brucita (Figura N° 6G).

Pese a la inyección de venas cuarzo-feldespáticas de grano grueso que recortan la roca, la trama de pico térmico está preservada de la fusión parcial (Figura N° 6H).

### Gneises leucócratos de grano grueso

En lámina delgada, los dominios ricos en Crd se presentan como claras asociaciones minerales restíticas frente a la cristalización de cuarzo y feldespato (Figura N° 7A). Una foliación previa de Bt alargada y algo alterada ( $S_1$ ) puede ser sugerida pese a la sobreimposición de las bandas de leucosoma ( $S_2$ ). Los dominios restíticos máficos presentan texturas típicas de pico térmico, generadas mediante la reacción  $Fe-Crd = Spl (Hc) + Qtz + H_2O$  (Holdaway & Lee 1977). Los porfiroblastos de Grt son rodeados por dominios policristalinos grano-blásticos de Crd y a su vez la Crd policristalina contiene guirnalda de porfiroblastos de Hc e Ilm que nunca están en contacto con el Grt (Figura N° 7B). El Kfs presenta simplectitas de reacción en contacto con la Crd, así como mirmequitas de borde más pequeñas (Figura N° 7C).

Los dominios máficos contienen Crd policristalina con pequeñas inclusiones de biotita ( $Bt_3$ ), porfiroblastos de Hc y agregados de sillimanita prismática mostrando su sección (001) con clivaje diagonal (Figura N° 7D). Las maclas polisintéticas de la Crd, indican una orientación preferente de la trama (Figura N° 7E). La misma presenta inclusiones de Qtz y Bt titanífera ( $Bt_2$ ) con bordes pleocroicos (Figura N° 7F).

A diferencia del gneis veteados mesócrata, en donde la Crd se encuentra casi siempre sustituida parcial o totalmente por un agregado de pinnita ( $Chl+Ms$ ), en los gneises cuarzo-feldespáticos de

grano grueso la misma se conserva intacta. La muestra de ese litotipo fue tomada dentro de uno de esos ‘estratos’ melanócratas (Figura N° 4C). En la misma se observan agregados de granate idiomorfo sin inclusiones, asociados a las bandas restíticas (Figura N° 7G). En los dominios restíticos se observa la presencia de hercinita (Hc) en una textura simplectítica de reacción con Ilm, bordeada por un agregado granoblástico de Crd (Figura N° 7H).

## CONDICIONES P-T

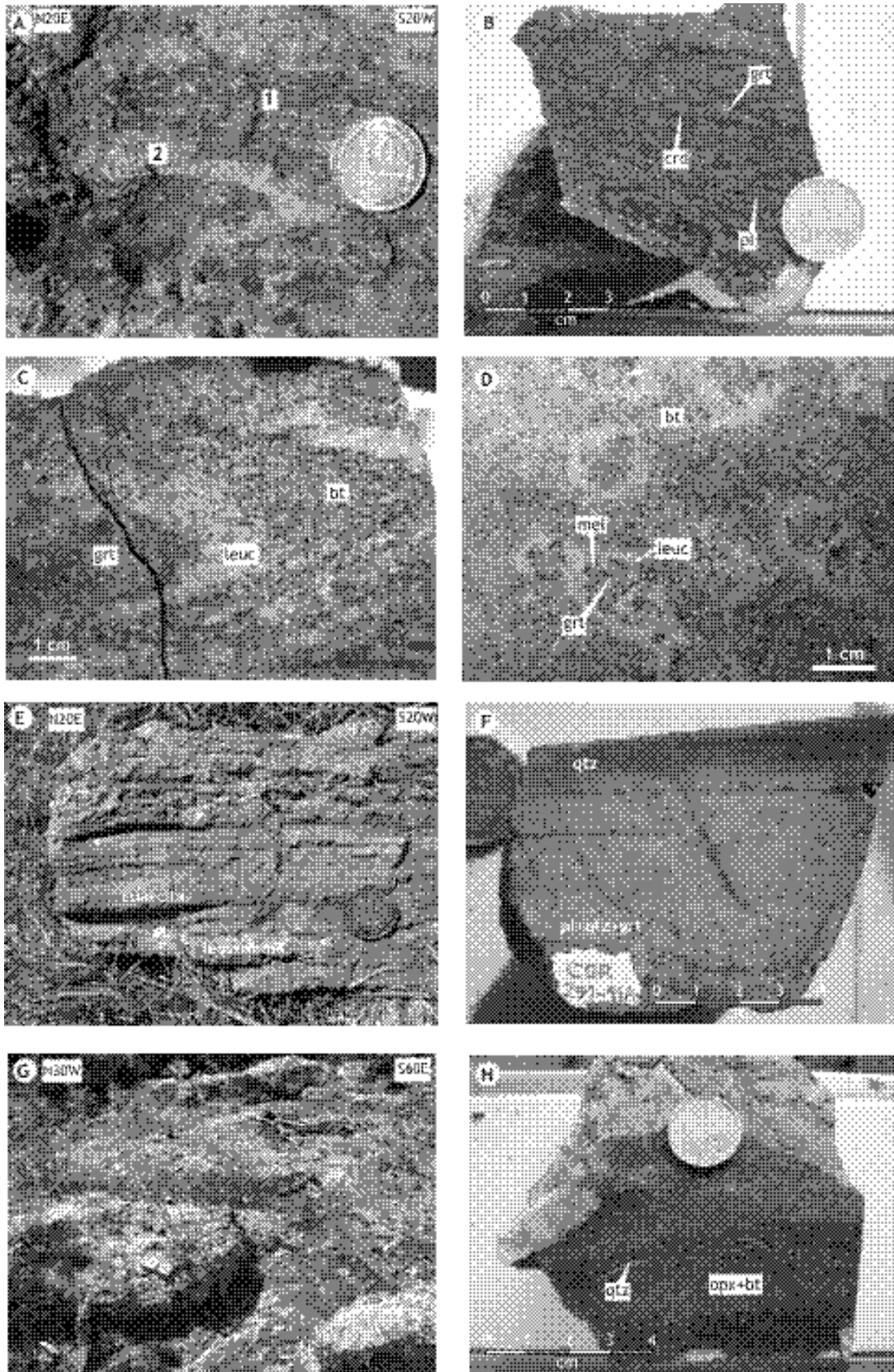
Las condiciones de metamorfismo regional ( $M_1$ ) de la SMCh alcanzaron el facies granulita en todas las litologías (Masquelin et al. 2001; Gross et al. 2005).

Para las metapelitas, el campo de estabilidad de la asociación mineral  $Crd - Grt - Bt - Sil - Kfs - Pl - Qtz$  (bandas ricas en sílice) o de la asociación mineral  $Grt - Crd - Bt - Spl - Sil - Kfs - Pl$  (bandas pobres en sílice) indica un rango de presiones entre 2 y 5 kbar y temperaturas por debajo de la reacción de deshidratación de  $Bt + Pl + Qtz$  ( $< 800-820^\circ C$  a 2-5 kbar; Spear et al. 1999). El Opx no ocurre en metapelitas comunes pero quedó preservado en las semipelitas ricas en cuarzo.

En metapelitas ricas en Sil, la estabilidad de la asociación mineral de pico metamórfico (sin muscovita),  $Grt - Bt - Sil - Kfs - Qtz - Ilm - Rut$ , así como la ausencia de fracción fundida, indican temperaturas arriba de la reacción de deshidratación de  $Ms + Qtz = Sil + Kfs + H_2O$ , y debajo de la reacción  $Kfs + Sil + Qtz + H_2O = líquido$ . Esto restringe el campo de estabilidad a 0-6 kbar y  $530-900^\circ C$ . En semipelitas ricas en cuarzo, la estabilidad de la asociación mineral  $Grt - Opx - Bt - Pl - Qtz$  indica que se alcanzaron las condiciones de fusión parcial en ausencia de fluidos, por encima de la formación de Opx, con un rango de  $875-900^\circ C$  de temperatura, a 10 kbar (Nair & Chacko 2002).

En los gneises máficos a dos piroxenos (no tratados en detalle), las asociaciones minerales  $Opx - Cpx - Hbl - Bt - Pl - Qtz$  y  $Opx - Grt - Cpx - Hbl - Bt - Pl - Qtz$  indican un campo de estabilidad de baja a media presión ( $700-850^\circ C$  a 5-7 kbar; Green & Ringwood 1972).

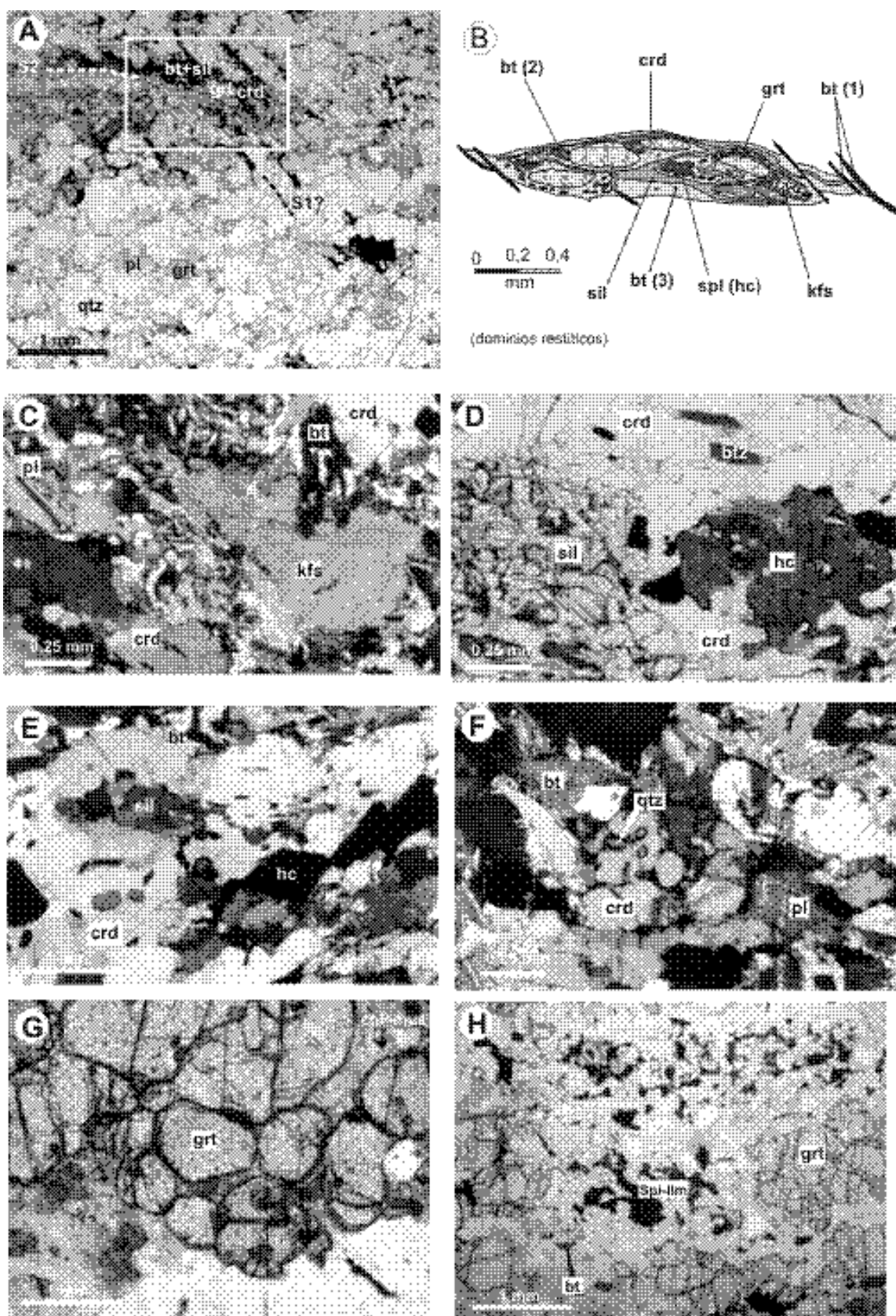
La asociación mineral  $Cpx-Hbl-Pl$  en anfibolitas puede ocurrir en un rango de  $400$  a  $700^\circ C$  para 1-20 kbar ( $a_{H_2O}=1.0$ ,  $Gr_{Grt}=0.4$  y



**Figura N° 6** - Litotipos del afloramiento 251: **A.** Gneis pelítico (semipelita I) con bandeado orientado NE-SO. **B.** Microestructura de metapelita 'veteada' con 'bandillas negras' típicas. **C.** Gneis a biotita y granate (semipelita II). **D.** Porfiroblasto de Grt rodeado por melanosoma y leucosoma. **E.** Metapsamita muy rica en cuarzo, no reactiva, con bandeado paralelo a  $S_0$ , a subconcordantes. **F.** Posible estratificación gradada en metapsamita. **G.** sector de baja deformación presentando gneis máfico a Cpx+Bt. **H.** Bandeado del gneis máfico a Cpx-Bt.

**Figure 6** – Lithotypes from outcrop n°251: **A.** Pelitic gneiss (semipelite I) with NE-SW gneissic layering. **B.** Striped microstructure in metapelite with typical 'black veinlets'. **C.** Bt - Grt gneiss (semipelite II). **D.** Melanosome and leucosome rim around Grt porphyroblast. **E.** Qtz-rich unreactive metapsamite with  $S_0$  parallel banding. **F.** Possible graded bedding in metapsamite. **G.** Low strain pod within Cpx-Bt mafic gneiss. **H.** Cpx-Bt mafic gneissic layering.

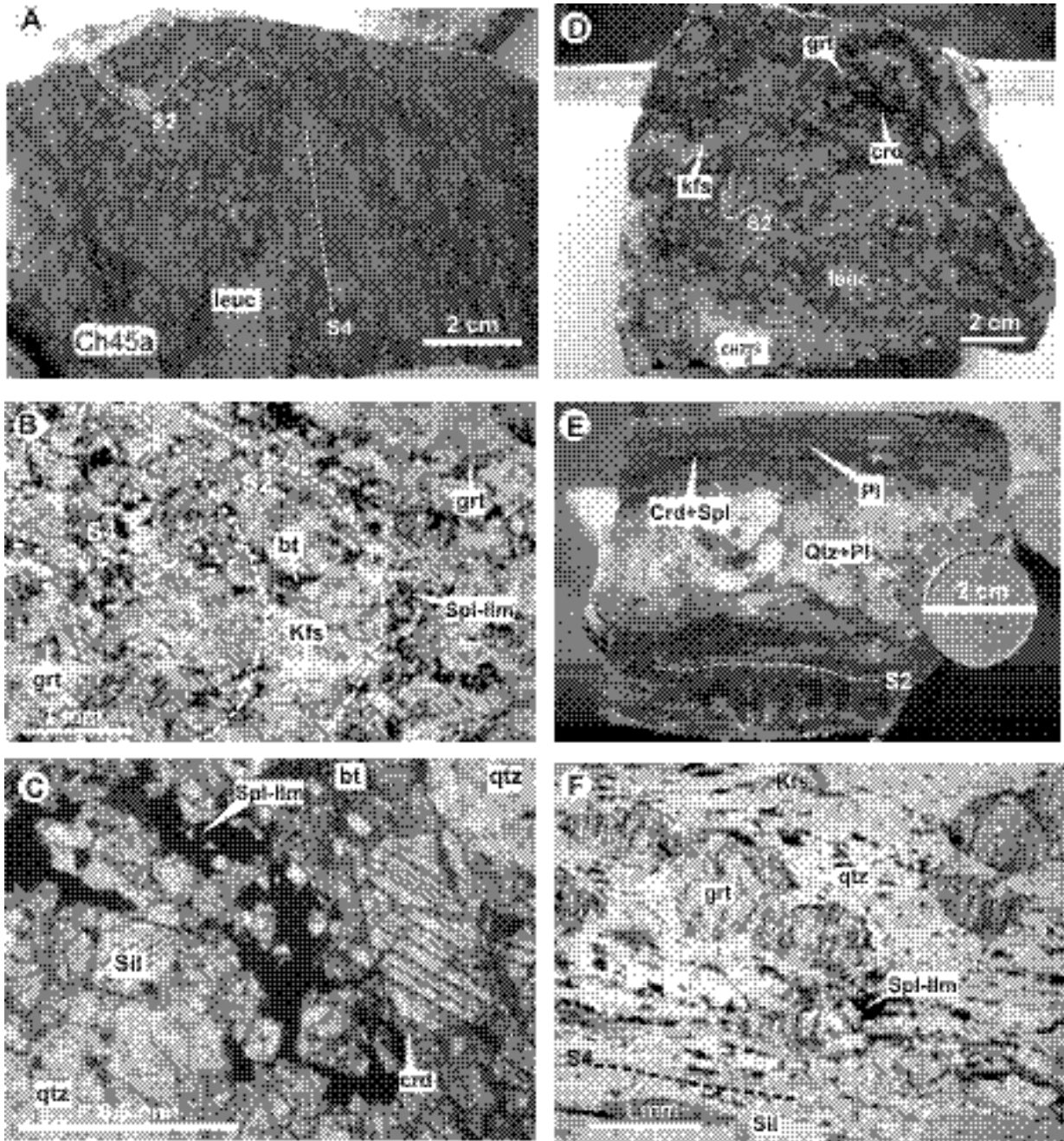
Rocas metapelíticas de la suite metamórfica Chafalote...



**Figura N° 7** - Petrografía de los gneises pelíticos: **A.** Crd y Grt en gneis leucócrato (luz polarizada). **B.** Croquis mostrando la microestructura de un dominio textural máfico. **C.** Kfs con simpectitas de borde (luz analizada). **D.** Agregado policristalino de Crd con hercinita y agregados de sillimanita (luz polarizada). **E.** Agregado de Crd (luz analizada) con hercinita. **F.** Cordierita (luz) con inclusiones de cuarzo. **G.** Agregados de granate en bandas pobres en sílice de semipelita. **H.** Textura simpectítica entre Crd, Spl e Ilm, coexistiendo con Grt.

**Figure 7** – Petrography from pelitic gneisses: **A.** Leucocratic gneiss with Crd & Grt (natural light). **B.** Mafic pelitic pod microstructure sketch. **C.** Kfs boundary reaction symplectite (crossed Nichols). **D.** Polycrystalline cordierite aggregate with hercynite and sillimanite aggregate (natural light). **E.** Crd aggregate with hercynite. **F.** Qtz-bearing cordierite (crossed Nichols). **G.** Grt aggregate in poor silica semipelite bands. **H.** Crd – Spl – Ilm symplectite, coexisting with Grt.





**Figura N° 8 - Relaciones metamorfismo vs. deformación:** A. Foliación  $S_4$  en gneis pelítico pobre en Crd. B. Micropliegue sin- $S_4$  en metapelita a Sil, deformada en baja temperatura. C. Detalle de B mostrando anillo fino de Crd alrededor de Sil y Spl-Ilm. D. Metapelita con  $S_2$  crenulada, dentro de lente de baja deformación en  $S_4$ . E. Foliación  $S_2$  muestra alternancia de bandas ricas y pobres en  $SiO_2$  y venas cuarzo-feldespáticas inyectadas gruesas. F. Deformación heterogénea en metapelitas miloníticas ricas en  $Al_2O_3$ .

**Figure 8 – Deformation vs. Metamorphism relationships:** A. Crd-poor pelitic gneiss reworked by  $S_4$  foliation (thin rim around sillimanite). B. Syn- $S_4$  microfold in Sil-rich metapelite, deformed in low temperature. C. Detail of B showing a thin rim around Sil and Spl-Ilm. D. Crenulated  $S_2$  metapelite within low strain lenses in  $S_4$ . E.  $S_2$  foliation shows  $SiO_2$ -rich and  $SiO_2$ -poor alternating bands and quartz-feldspathic injected thick veins. F. Heterogeneous deformation in mylonitic  $Al_2O_3$ -rich metapelites.

$An_{Pl}=0.5$ ; Pattison 2003). En anfibolitas a granate, la estabilidad de la asociación mineral Cpx-Grt-Pl-Qtz indica un rango de estabilidad de 400°-700°C para 3-13 kbar ( $a_{H_2O}=1.0$ ,  $Grs_{0.25}$  y  $An_{0.35}$ ).

### SECUENCIA DE EVENTOS

Se postulan dos eventos de deformación principales ( $D_1$  y  $D_2$ ). El evento  $D_1$  conduce al desa-

rollo del bandeado compuesto  $S_b$  ( $S_0 / S_1 / S_2$ ). Ese bandeado presenta ‘bandillas negras’ pobres en  $SiO_2$  (cordieríticas) y ricas en  $SiO_2$ . La orientación marcada de las bandillas sugiere una intensa deformación dúctil por achatamiento.

El bandeado acomoda la deformación por flujo dúctil de alta temperatura, generando gneises ‘veteados’ (*striped gneisses*). Luego, en el transcurso de la deformación progresiva se produce una

foliación de baja temperatura ( $S_4$ ) que afecta a los gneises cuarzo-feldespáticos ricos en Bt, derivados de semipelitas. Esa deformación debió ocurrir ya en condiciones retrógradas de metamorfismo. La foliación resultante se produce junto con pliegues derechos apretados de plano axial N70°E (Figura N° 8A).

La textura parece estar causada por un retrabajamiento por deformación de relativamente baja temperatura (Figura N° 8B). Se puede reconocer un pliegue afectando a venas inyectadas de leucogranito durante el desarrollo del bandeo anterior ( $S_b$ ).

Además, el afloramiento contiene lentes de rocas no afectadas por la nueva foliación ( $S_4$ ). Sin embargo, estos lentes presentan una intensa crenulación del bandeo de alto grado que alterna bandillas ricas (claras) y pobres en  $SiO_2$  (negras) (Figura N° 8D). Las bandas con granates alargados miméticos están plegadas (cristalización simultánea al pliegue). La foliación  $S_4$  contrasta bien con el bandeo  $S_b$  de alta temperatura (Figura N° 8E).

Por otra parte, se observan gneises ricos en sillimanita dentro de algunas zonas de alta deformación NE-SO. Podría tratarse de metapelitas miloníticas con porfiroclastos de granate con colas de cuarzo, biotita, opacos y feldespato alcalino, en una matriz de fibrolita (sillimanita) sometidas a deformación heterogénea (cf. Vernon 1987; Figura N° 8F).

## CONSIDERACIONES FINALES

El estudio de las tramas en gneises pelíticos de la secuencia paraderivada Chafalote indicó que: (i) Se preservaron microestructuras documentando la entrada en el facies granulita previa al pico térmico (Opx *in*), (ii) dicha isógrada Opx *in* se presenta en semipelitas con baja deformación que preservan parte del registro sedimentario, (iii) las semipelitas están afectadas por una foliación NO-SE ( $S_2$ ), la cuál a su vez está afectada por zonas de alta deformación NE-SO ( $S_3$ ) sin modificar las asociaciones minerales de alto grado, (iv) una foliación tardía ( $S_4$ ) retrabaja la trama principal en condiciones retrógradas, (v) el reconocimiento de la ' $S_0$ ' es el punto de partida para establecer la secuencia de estructuras de deformación, y (vi) la depositación de la secuencia metamórfica Chafalote, es más vieja que los granitos potásicos epizonales (tipo Rocha, 678 Ma) y que los ortogneises máficos de emplazamiento catazonal.

### Agradecimientos

Agradezco la amable revisión de los correctores Doctores José Carlos Nogueira de la UFC y Jorge Bossi de la Facultad de Agronomía de Montevideo. Este trabajo fue parcialmente financiado por el CNPq de Brasil en la UFRGS y el proyecto CSIC C25-1999 de la Facultad de Ciencias – UdelaR, Uruguay.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BANKS, C.J. & WINCHESTER, J.A. 2004. Sedimentology and stratigraphic affinities of Neoproterozoic coarse clastic successions, Glenshirra Group, Inverness-Shire, Scotland. *Scottish Journal of Geology*, 40: 159-174.
- BASEI, M.A.S.; FRIMMEL, H.E.; NUTMAN, A.P.; PRECIOZZI, F.; JACOB, J. 2005. A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil / Uruguay) and Gariep (Namibia / South Africa) orogenic belts – evidence from a reconnaissance provenance study. *Precambrian Research*, 139: 195–221.
- BASEI, M.A.S., SIGA JR., O., HARARA, O., PRECIOZZI, F., SATO, K. & KAUFUSS, G., 2001. Precambrian Terranes of African affinities in the Southern Part of Brazil and Uruguay. Pp. 98-101. SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 3. Pucón (Chile), Abstracts.
- BOSSI, J.; CAMPAL, N.; HARTMANN, L.A. & SCHIPILOV, A. Predevoniano en el Uruguay: Terrenos y SHRIMP II. CONGRESO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA. 15, 2001 Montevideo. *Res. Ampliados*, 94 p.
- BRODIE, K.H. & RUTTER, E.H. On the relationships between deformation and metamorphism with special reference on the

- behaviour of basic rocks. *In*: THOMPSON A.B. & RUBIE D.C. (Eds.). *Metamorphic reactions, kinetics, textures and deformation*. New York: Springer-Verlag. 4: 138-179.
- DOLEJS, D., 1998. Two-stage anatexis and interaction between mafic intrusion and semipelites in the West - Bohemian Neoproterozoic. *Acta Univ. Carolina, Geology*, 42: 228.
- DUARTE, B.P.; HEILBRON, M.; CAMPOS NETO, M.C. 2000. Granulite/charnockite from the Juiz de Fora domain, central segment of the Brasileiro Ribeira belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3):358-362.
- FERNANDES, L.A.D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C.C. 1990. Esboço estrutural de parte do Batólito Pelotas, Região de Quitéria-Capivarita. *Acta Geologica Leopoldensia*, 30: 117-138.
- FERNANDES, L.A.D.; MENEGAT, R.; COSTA, A.F.U.; KOESTER, E.; PORCHER, C.C.; TOMMASI, A.; KRAEMER, G.; RAMGRAB, G.E.; CAMOZZATO, E. 1995. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Riograndense. Parte I: Uma contribuição a partir do registro geológico, *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 351-374.
- GOSCOMBE, B.; HAND, M.; GRAY, D. & MAWBY, J. 2003. The Metamorphic Architecture of a Transpressional Orogen: the Kaoko Belt, Namibia. *Journal of Petrology*, 44: 679-711.
- GREEN, D.H. & RINGWOOD, A.E. 1972. A comparison of recent experimental data on the gabbro - garnet granulite - eclogite transition. *Journal of Geology*, 80: 277-288.
- GROSS, A.O.M.S.; PORCHER, C.C., FERNANDES, L.A.D.; MASQUELIN, H. & KOESTER, E. 2005. Thermobarometry and Sm-Nd ages of the High-Temperature Metamorphism of the Chafalote Metamorphic Suite (Uruguay): Implications for the collision between Rio de la Plata and Kalahari Cratons during the Neoproterozoic. *Journal of South American Earth Sciences*, sometido.
- HOLDAWAY, M.J. & LEE, S.M. 1977. Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental and natural observations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63: 175-198.
- KOESTER, E., PAWLEY, A.R., FERNANDES, L.A.D., PORCHER, C.C. & SOLIANI JR, E., 2002. Experimental melting of cordierite gneiss and the petrogenesis of syntranscurrent peraluminous granites in Southern Brazil. *Journal of Petrology*, 43(8): 1595-1616.
- KRETZ, F., *Metamorphic Crystallization*. West Sussex, John Wiley & Sons Ltd, 1994. 507 p.
- LIMA, E.F.; de, PORCHER, C.A. & WILDNER, W. 1998. Granulitos da Região da Várzea do Capivarita - Bloco Encruzilhada do Sul, RS. *Pesquisas*, 25(1): 27-33.
- MASQUELIN, H. El Escudo Uruguayo. *In*: VEROSLAVSKY G., UBILLA M. & MARTÍNEZ S. (eds.), *Cuencas Sedimentarias de Uruguay – Geología, Paleontología y Recursos Naturales: Paleozoico*. Montevideo: DIRAC – Fac. de Ciencias, 2005. 37-106.
- MASQUELIN, H. Evolução estrutural e metamórfica do Complexo Gnáissico Cerro Olivo, Sudeste do Uruguay. 2002. *Tese* (Doutorado em Geologia), UFRGS, 2 tomos, t.1: 1-227, t. 2: 1-117, 1 mapa (inédito).
- MASQUELIN, H. & MORALES, E. 2002. Reconocimiento preliminar de campo para la prospección de rocas ornamentales migmatíticas: Ejemplo del Complejo Cerro Olivo (SE de Uruguay). *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología*, 9: 23-32.
- MASQUELIN, H.; SILVA, A.O.M.; PORCHER, C.C.; FERNANDES, L.A.D.; MORALES, E. Geología y geotermobarometría de la Suite Metamórfica Chafalote, Basamento Prebrasiliano, Sudeste de Uruguay. CONGRESO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGÍA, 11, 2001, Montevideo. *Actas CD*, nº 191.
- MASQUELIN, H. 1995. El Granito de Rocha: Ejemplo de un granito transtensional emplazado en una zona de cizalla dextral. *Simp. Nac. Estudios Tectónicos (SNET)*, 5, Gramado (Nov. 1995), Soc. Bras. Geol., Resumos, p. 199.
- MASQUELIN, H. & TABÓ, F. 1990. Memoria explicativa de la Hoja Chafalote, Carta

- Geológica del Uruguay, escala 1/100.000. DINAMIGE - UdelaR, Montevideo, 12 p., 8 fig., 1 mapa.
- NAIR, R. & CHACKO, T. 2002. Fluid-absent melting of high-grade semipelites: P-T constraints on orthopyroxene formation and implications for granulite genesis. *Journal of Petrology*, 43: 2121-2142.
- PASSCHIER, C.W., MYERS, J.S. & KRÖNER, A. *Field geology of High Grade Gneiss Terrains*. Berlin: Springer-Verlag, 1990 p. 1-150.
- PATTISON, D.R.M., 2003. Petrogenetic significance of orthopyroxene-free garnet + clinopyroxene + plagioclase + quartz bearing metabasites with respect to the amphibolite and granulite facies. *Journal of Metamorphic Geology*, 21:21-34.
- PRECIOZZI, F.; MASQUELIN, H.; SÁNCHEZ, L. 1993. Geología de la porción Sur del Cinturón Cuchilla Dionisio. Pp.3-39 de: SIMPOSIO INTERNACIONAL NEOPROTEROZOICO – CÁMBRICO DE LA CUENCA DEL PLATA, 1. La Paloma. DINAMIGE - UdelaR, Guía de excursión.
- RAMSAY, J.G. *Plegamiento y fracturación de rocas*. H. BLUNE (Ed), 1967 pp. 1-590.
- REED, R.M.; EUSTICE, R.A.; ROUGVIE, J.R.; & REESE, J.F., 1996. Sedimentary structures, paleo - weathering and protoliths of metamorphic rocks, Grenvillian Llano Uplift, Central Texas. *Geological Society of America*, Abstracts, 28, 1: p. 59.
- SILVA, A.O.M. da; PORCHER, C.C.; FERNANDES, L.A.D.; DROOP, G. 2002. Termobarometria da Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita (RS): Embasamento do Cinturão Dom Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(4): 419-432.
- SPEAR, F.S.; KOHN, M.J.; CHENEY, J.T. 1999. P-T paths from anatexitic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134: 17-32.
- VERNON, R.H. 1987. Growth and concentration of fibrous sillimanite related to heterogeneous deformation in K-feldspar – sillimanite metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 5: 51-68.
- VERNON, R.H. & WILLIAMS, P.F. 1988. Distinction between intrusive and extrusive or sedimentary parentage of felsic gneisses: Examples from the Broken Hill Block, NSW. *Australian Journal of Earth Sciences*, 35:379-388.
- VERNON, R.H. Structural evidence of parent rocks in high-grade metamorphic areas - especially Broken Hill (conferencia invitada). *WORKSHOP on "New Developments in Broken Hill-style Deposits"*, Hobart, Tasmania (8-9 July, 1996). *CODES Spec. Publ.*, 1:17-20.
- WATERS, D.J. A record of processes in very hot middle crust, preserved in ossumilite- and spinel bearing metapelites from Namaqualand, South Africa. "CONTROLS OF METAMORPHISM '94". 1994, Liverpool. *Abstracts*.

**Recibido: 15 de Agosto de 2005**

**Aceptado: 20 de Marzo de 2006**