

EVOLUCIÓN METAMÓRFICA DE GRANULITAS PIROXÉNICAS ASOCIADAS A LOS COMPLEJOS MÁFICOS SOL DE MAYO Y SUYA TACO, NORTE DE LA SIERRA DE COMECHINGONES, CÓRDOBA

Alina M. TIBALDI^{1,2}, Juan. E. OTAMENDI^{1,2} y Alejandro H. DEMICHELIS²

¹ CONICET

² Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, X5804BYA, Río Cuarto. E-mail: atibaldi@exa.unrc.edu.ar

RESUMEN

Este trabajo presenta las relaciones de campo, petrología, química mineral e historia de reacción de granulitas con granate + ortopiroxeno + cordierita que afloran como lentes dentro de rocas ígneas máficas. Estas granulitas de alta temperatura se encuentran en los complejos máficos Sol de Mayo y Suya Taco al norte de la sierra de Comechingones. La diferencia más notable entre las granulitas presentes en ambos complejos corresponde a que las condiciones máximas de P-T determinadas son mayores en el complejo Sol de Mayo (P ~ 8 kbar y T ~ 930 °C) que en el complejo Suya Taco (P ~ 6 y T ~ 780 °C). Sin embargo, las texturas de reacción muestran una trayectoria progradante similar para todas las granulitas estudiadas. Granate y ortopiroxeno se formaron como productos peritéticos durante la fusión parcial y, la continua extracción del fundido dejó un residuo granulítico semi-pelítico conteniendo granate y ortopiroxeno. La evolución retrogradante es registrada por coronas de ortopiroxeno alrededor de granate, estando ambas fases separadas por plagioclasa + cuarzo. La descompresión continua es evidenciada por la generación de simplectitas de cordierita + sillimanita y cordierita + espinela, reemplazando a granate. Esta sucesión de reacciones comienzan con calentamiento casi isobárico, seguido por descompresión y finalmente por enfriamiento. La trayectoria en sentido horario, deducida para la historia de P y T, reflejaría calentamiento rápido de los precursores de las granulitas durante su entrapamiento por el magma máfico, y la subsiguiente descompresión generada por el ascenso de los magmas máficos acarreado los xenolitos incluidos en él, ó el levantamiento del paquete litológico incluyendo el complejo máfico, o una combinación de ambos procesos. En cualquier caso, estas granulitas proveen evidencia confiable para inferir el nivel de emplazamiento de los complejos máficos dentro de la secuencia supra-cortical de la sierra de Comechingones.

Palabras clave: *Granulita, Sierras Pampeanas, Pampeano, termometría, barometría, evolución metamórfica.*

ABSTRACT: *Metamorphic evolution of the pyroxene granulites associated with the Sol De Mayo and Suya Taco mafic complexes, north of Sierra de Comechingones, Córdoba.* This study reports the field relationships, petrology, mineral chemistry, and reaction history of garnet + orthopyroxene + cordierite-bearing granulites that occur as small lenses inside mafic igneous rocks. These high-temperature granulites were found in the Sol de Mayo and Suya Taco mafic complexes from the northern sierra de Comechingones. The most notable difference among the granulites of the two mafic complexes is one of the retrieved peak P-T conditions that are higher in Sol de Mayo (P ~ 8 kbar and T ~ 930 °C) area than in Suya Taco complex (P ~ 6 and T ~ 780 °C). However, reaction textures document a prograde-retrograde path that is roughly similar for all the studied granulites. Garnet and orthopyroxene formed to a large extent as peritectic products of partial melting, and melt segregation led to a semipelitic granulite residue containing garnet and orthopyroxene. The retrograde evolution is recorded by coronas of orthopyroxene around garnet, being garnet and orthopyroxene separated by plagioclase + quartz. Continued decompression is evident from subsequently formed symplectites of cordierite + sillimanite and cordierite + spinel, both replacing garnet. This succession of reactions attests to a change from quasi-isobaric heating to decompression followed by final cooling. The deduced clockwise P-T history generally reflects rapid heating during entrapment of the granulite precursor by the mafic magmas, and subsequent decompression driven by either ascent of magmas carrying granulitic xenoliths or uplift of the mafic complexes as a whole lithologic package, or a combination of both processes. In any event, these granulites provide reliable evidence for assessing the level of emplacement of the mafic complexes within the supracrustal sequence of sierra de Comechingones.

Keywords: *Granulite, Sierras Pampeanas, Pampean, thermometry, barometry, metamorphic evolution.*

INTRODUCCIÓN

Las granulitas son rocas metamórficas que se caracterizan por la baja proporción modal de minerales hidratados, tales como biotita y/o anfíboles. Las rocas en facies de granulitas se escinden en dos subfacies so-

bre la base de la presencia, aunque escasa, o a la ausencia de minerales hidratados (Turner y Verhoogen 1978). De acuerdo al criterio de subfacies presentado por estos autores, las rocas que carecen de minerales hidratados formados durante su evolución progradante se clasifican como granulitas

piroxénicas. Las pautas de caracterización de rocas metamórficas descritas fueron modificadas parcialmente con la introducción del concepto de grado metamórfico (Winkler 1978). De este modo, a partir de la propuesta de Winkler (1978), se fija un amplio campo para el grado alto de meta-

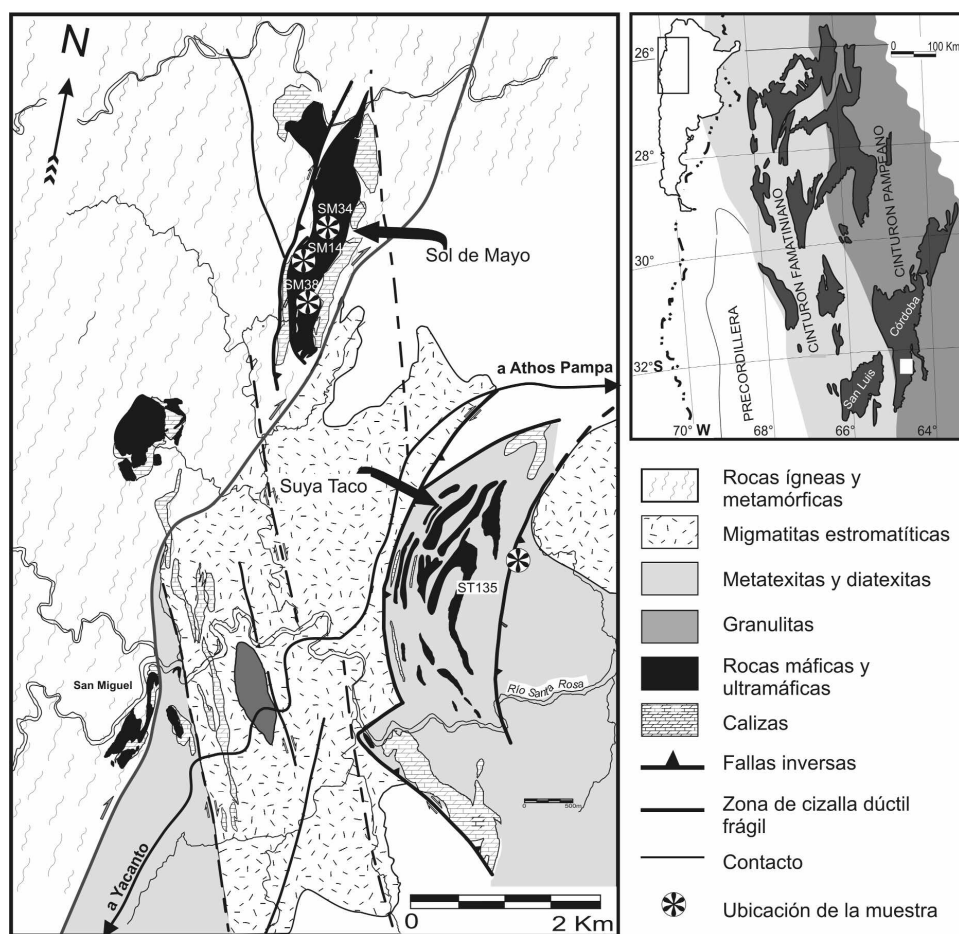


Figura 1: Mapa geológico mostrando la ubicación de los complejos Sol de Mayo y Suya Taco al norte de las sierras de Comechingones. La localización de las muestras usadas en este trabajo está indicada en cada complejo usando los nombres de cada muestra. A la derecha se incluye el contexto geológico de las Sierras Pampeanas; la distribución de los cinturones orogénicos corresponde a Rapela *et al.* (1998).

morfismo, que se extiende desde los 700 - 750 °C (inicio de la fusión parcial de metapelitas) hacia temperaturas extremas que sólo registran las granulitas de muy alta temperatura. El concepto de zona, para composiciones de rocas metasedimentarias clásticas, también posee un amplio campo P-T, que se inicia en la segunda isograda de sillimanita, donde se generaran granulitas (Spear 1993).

Considerando las propuestas de clasificación de rocas metamórficas en trabajos realizados en el norte de la sierra de Comechingones (Gordillo 1979 y 1984, Martino *et al.* 1994 y 1995, Otamendi *et al.* 1999, Otamendi 2001), se puede inferir que las rocas metamórficas que afloran en esta región son, en su gran mayoría, rocas de alto grado metamórfico en el sentido de Winkler (1978); y que su paragénesis mineral se ha estabilizado por encima de la segunda isograda de la sillimanita. No obstante, tal como lo puntualizó Gordillo (1979) estas rocas se equilibraron dentro de la subfacies

de granulitas hornbléndicas en el sentido de Turner y Verhoogen (1978).

En este trabajo se estudian granulitas que afloran en el norte de la sierra de Comechingones cuya paragénesis $Qtz + Pl + Grt + Crd + Opx + Spl + Sil$ (símbolos de minerales de Kretz 1983) indica que se deben clasificar dentro de la subfacies de las granulitas piroxénicas. Vale aclarar que estas granulitas poseen minerales hidratados, flogopita, biotita y antofilita, que son claramente retrógrados; y además, que no han alcanzado temperaturas correspondientes a las granulitas de muy alta temperatura donde se preserva la coexistencia estable y en contacto de $Spl + Qtz$, o se encuentran minerales de muy alta temperatura como safirina u osumulita (Spear 1993).

Por otra parte, también se pretende realizar la caracterización petrológica de las granulitas piroxénicas que afloran asociadas a los gabros de Sol de Mayo y Suya Taco, analizar su evolución metamórfica y discutir las implicancias de su existencia y evolución en el

contexto de la geología de las Sierras de Córdoba.

MARCO GEOLÓGICO, UBICACIÓN Y RELACIONES DE CAMPO DE LAS GRANULITAS PIROXÉNICAS

Las granulitas piroxénicas ocurren espacialmente asociadas a los complejos máficos de Sol de Mayo y Suya Taco, ya sea como septos incluidos dentro de los cuerpos gábricos, o bien como bancos entre los lentes máficos. Estos complejos máficos, y consecuentemente las granulitas asociadas a los mismos, se localizan en la porción suroriental de las Sierras Pampeanas. Más precisamente están ubicados al norte de la sierra de Comechingones en inmediaciones del camino que une las localidades de Yacanto con Athos Pampa (véase Fig.1). La secuencia cortical donde se emplaza este magmatismo está constituida por gneises y migmatitas derivados principalmente de grauwacas aluminosas (Otamendi y Patiño Douce

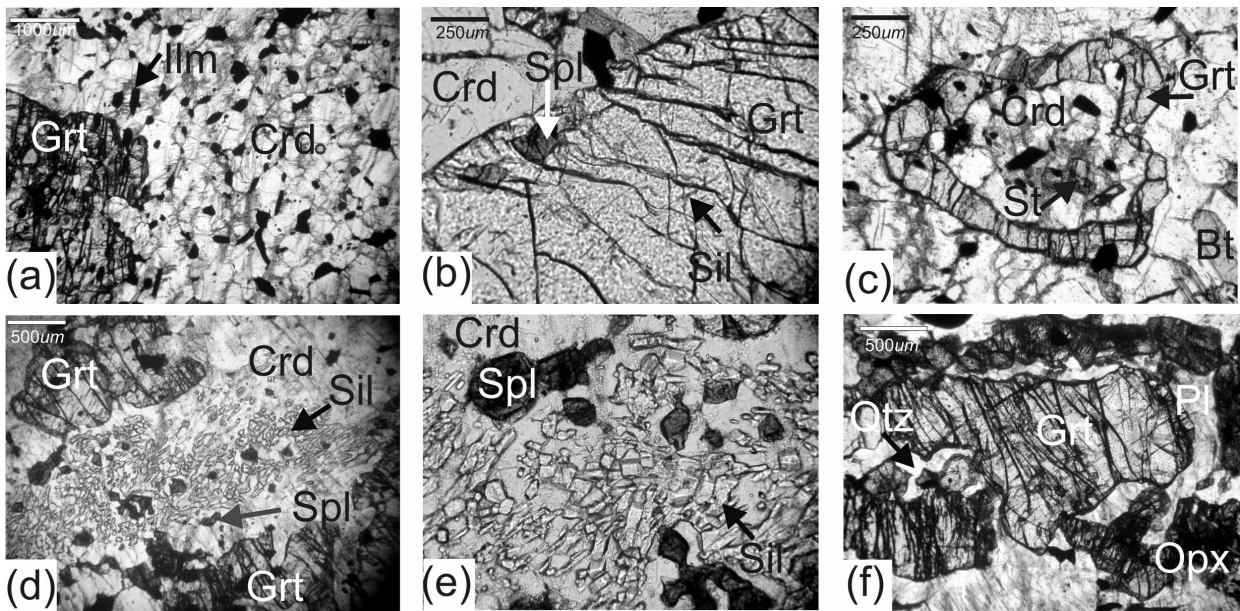


Figura 2: (a) Microfotografía correspondiente al dominio rico en Grt-Crd. Se observa un porfiroblasto de granate con bordes reabsorbidos e inclusiones de biotita e ilmenita, rodeado por un agregado policristalino de cordierita que muestra una clara textura poligonal. (b) Detalle de un porfiroblasto de granate en contacto con cordierita donde se aprecian las inclusiones concéntricas de sillimanita y las inclusiones de espinela en la zona externa del grano. (c) Detalle de un granate anular con el núcleo completamente reabsorbido, precisamente el núcleo está ocupado por cordierita, espinela y estaurolita retrógrada. (d) Microfotografía mostrando la relación textural presente en los dominios ricos en Grt-Crd donde se observan granates subhedros reabsorbidos y en contacto directo con cordierita; por otra parte la cordierita desarrolla texturas simplectíticas con sillimanita y espinela. (e) Detalle de la microfotografía anterior destacando las relaciones texturales observadas entre cordierita, sillimanita y espinela. (f) Microfotografía correspondiente al dominio rico en Opx-Grt, donde se aprecia la presencia de granate subhedro rodeado, a modo de coronas, por ortopiroxenos euhedros; además los granos de Grt y Opx están separados entre sí por láminas de un agregado de Pl + Qtz.

2001) con intercalaciones menores de metapelitas, mármoles, anfibolitas, cuarcitas y cuerpos ultrabásicos subordinados (Gordillo 1979). La suma de datos geocronológicos apoyan la idea de que la evolución tectono-térmica más importante de esta secuencia ocurrió en el Cámbrico inferior, durante la orogenia Pampeana (c. 520-530 Ma; Rapela *et al.* 1998, Sims *et al.* 1998). Por su parte, las estimaciones de P y T indican que el pico metamórfico regional se alcanzó a temperaturas de equilibrio variables entre 800 y 900 °C y presiones de $7,5 \pm 0,5$ kbar (Otamendi *et al.* 1999, 2005). Las relaciones de yacencia observadas entre el magmatismo máfico y las fábricas registradas en la secuencia encajante indican que el magmatismo máfico se emplazó con posterioridad a la deformación D2 y en las etapas tempranas del evento de deformación D3 (Otamendi *et al.* 2003). En adición, las dataciones absolutas realizadas por el método U-Pb en monacitas, presentes en las rocas granulíticas del complejo Sol de Mayo y en granitos anatócticos generados por la interacción del magma máfico con material corti-

cal en el complejo Suya Taco, indican que los magmas máficos se emplazaron a los 520 ± 3 Ma (Gromet *et al.* 2005, Tibaldi 2006). Las rocas granulíticas asociadas al gabro de Sol de Mayo se presentan como septos subredondeados con diámetros menores al metro, o como tabiques de 0,4 a 2 m de ancho y 4 a 40 m de largo, incluidos dentro de las

gabronoritas ferrosas. El contacto entre la granulita y el gabro es neto, sin observarse bandas de reacción; en este caso, la granulita se caracteriza por la ausencia de bandado ya sea mineralógico o textural, y por poseer texturas granoblásticas inequigranulares, con porfirismo de granate. Por otro lado, en el complejo máfico de Suya Taco se

CUADRO 1: Proporción modal de los minerales en las muestras de granulitas de los complejos Sol de Mayo y Suya Taco. Abreviaturas según Kretz (1983). Las proporciones modales se obtuvieron contando al menos 1200 puntos por muestra.

| Muestra | SM14 | SM34 | SM38 | ST135 |
|---------|-------|-------|-------|-------|
| Qtz | 8,05 | 16,25 | 0,33 | 37,05 |
| Pl | 12,50 | 38,25 | 35,50 | 14,55 |
| Opx | 9,86 | 12,55 | 3,31 | 9,40 |
| Grt | 41,36 | 15,70 | 14,94 | 8,20 |
| Ath | 8,09 | - | 8,37 | 0,30 |
| Bt | 5,05 | 9,35 | 6,68 | 9,05 |
| Ilm | 5,91 | 2,85 | 3,93 | 1,40 |
| Zrn | 0,05 | Tr | Tr | Tr |
| Spl | 0,23 | 1,10 | 0,95 | 2,15 |
| Crd | 8,32 | 3,70 | 23,03 | 16,45 |
| Sil | 0,59 | - | - | 1,45 |
| Kfs | - | 0,25 | - | - |
| St | - | - | 2,86 | - |

Tr indica una proporción modal < 0,1 %

encontró un único ejemplar de granulita piroxénica la cual se presenta como un cuerpo elongado dispuesto entre las rocas máficas circundantes.

PRINCIPALES RASGOS PETROGRÁFICOS

Las granulitas de Sol de Mayo y Suyá Taco, asignables a la subfacies de granulitas piroxénicas, se caracterizan por presentar, a escala de sección delgada, la asociación mineral: cuarzo + plagioclasa + granate + ortopiroxeno + cordierita + sillimanita + espinela, con biotita o flogopita y antofilita retrogradadas y ausencia de feldespatos alcalinos (Cuadro 1). Además, en estas rocas nunca se encuentran en contacto espinela y cuarzo, así como tampoco ortopiroxeno y sillimanita.

Por otra parte, las granulitas de ambos complejos se caracterizan por presentar en sección delgada dos dominios texturales bien definidos; el primero distinguido por la presencia dominante del par granate-cordierita y el segundo por el predominio de la asociación

granate-ortopiroxeno. Cabe aclarar que el término dominio ha sido usado para describir áreas discretas en el cual la mineralogía difiere marcadamente de la mineralogía observada en otras áreas espacialmente asociadas y a escala de centímetros (véase Srogi *et al.* 1993).

Los dominios con cordierita-granate poseen texturas granoblásticas y porfiroblásticas (Fig. 2a), con grandes blastos de granate y una importante recristalización que genera texturas poligonales a lobulares con granulometría variable. Los blastos de granate tienden a concentrarse a lo largo de zonas melanocráticas, como núcleos formados por varios cristales euhedros de tamaño pequeño con gran desarrollo de múltiples inclusiones de óxido y espinela, o como grandes porfiroblastos con bordes reabsorbidos. Estos últimos ocasionalmente presentan núcleos poiquilíticos conteniendo biotita, óxidos, espinela y sillimanita cuya concentración disminuye hacia los bordes, como así también núcleos con inclusiones goticulares de plagioclasa. Por otro lado, se observan núcleos de granates limpios que contie-

nen sillimanita prismática dispuesta en forma de anillos, las que marcan el límite a una zona o borde externo con presencia de inclusiones de espinela (Fig. 2b), cordierita y óxidos. Algunos cristales de granate tienen inclusiones de cuarzo y biotita, mientras que otros presentan signos de reabsorción en contacto con cordierita (Fig. 2a). Por otra parte, algunos granates presentan núcleos completamente reabsorbidos ocupados por cordierita y espinela, con la presencia ocasional de estauroлита (Fig. 2c). La cordierita ocurre como agregados recristalizados, a modo de bandas, con texturas poligonales a lobulares y tamaño variable, presentando en ocasiones maclados acuñaos. Por otro lado, pero en menor proporción, se la observa a modo de cristales amorfos con cierta elongación, sobre todo en contacto con granate, desarrollando extinción ondulosa. Sobre esta base cordierítica se observan sillimanitas prismáticas orientadas de hasta 1,3 mm. La sillimanita desarrolla texturas simplectíticas con espinela y cordierita en íntima relación a los granos de granate que presentan inclusiones de espi-

CUADRO 2: Composición representativa de granate (normalizados a 8 cationes y +24 cargas) y ortopiroxeno (normalizados a 4 cationes y +12 cargas).

| Muestra | SM38 | SM38 | SM14 | SM34 | ST135 | SM14 | SM34 | ST135 | SM 34 | ST135 |
|--------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|--------------------------------|-------------|-------------|-------------|--------|
| Dominio | Crd- Grt | Crd- Grt | Opx- Grt | Opx- Grt | Opx- Grt | Opx- Grt | Opx- Grt | Opx- Grt | Crd- Grt | Opx12 |
| Punto | Grt25 | Grt212 | Grt22 | Grt29 | Grt45 | Opx25 | Opx25 | Opx44 | Opx31 | Opx12 |
| | núcleo | | núcleo | núcleo | núcleo | | | | | en Grt |
| SiO ₂ | 38,18 | 37,93 | 38,43 | 38,32 | 38,29 | SiO ₂ | 50,18 | 49,86 | 49,90 | 50,87 |
| TiO ₂ | 0,06 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,03 | Al ₂ O ₃ | 6,10 | 5,18 | 4,28 | 4,97 |
| Al ₂ O ₃ | 21,90 | 22,21 | 22,64 | 22,40 | 22,21 | TiO ₂ | 0,15 | 0,13 | 0,02 | 0,12 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,35 | 1,92 | 0,26 | 1,57 | 2,01 | Cr ₂ O ₃ | 0,05 | 0,02 | 0,09 | 0,11 |
| CaO | 1,43 | 1,48 | 1,63 | 1,06 | 1,08 | FeO* | 20,63 | 22,37 | 23,85 | 21,18 |
| MgO | 10,21 | 8,05 | 10,63 | 9,50 | 9,18 | Fe ₂ O ₃ | 0,00 | 2,78 | 2,86 | 0,96 |
| FeO | 27,81 | 29,73 | 24,54 | 28,21 | 29,08 | FeO | 19,69 | 19,75 | 21,12 | 20,29 |
| MnO | 0,90 | 1,11 | 0,99 | 0,73 | 0,80 | MgO | 22,49 | 21,91 | 21,24 | 22,46 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,08 | 0,00 | 0,20 | 0,01 | MnO | 0,17 | 0,20 | 0,40 | 0,12 |
| Total | 100,50 | 100,59 | 99,14 | 100,43 | 100,69 | CaO | 0,12 | 0,09 | 0,14 | 0,03 |
| | | | | | | Total | 98,95 | 99,78 | 99,92 | 99,88 |
| Si | 2,91 | 2,93 | 2,95 | 2,94 | 2,94 | | | | | |
| Ti | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | Si | 1,85 | 1,85 | 1,86 | 1,88 |
| Al | 1,97 | 2,02 | 2,05 | 2,02 | 2,01 | Al(4) | 0,15 | 0,15 | 0,19 | 0,12 |
| Fe ⁺³ | 0,19 | 0,11 | 0,02 | 0,09 | 0,12 | Al(6) | 0,11 | 0,08 | 0,00 | 0,10 |
| Ca | 0,12 | 0,12 | 0,13 | 0,09 | 0,09 | Fe ⁺³ | 0,03 | 0,08 | 0,08 | 0,03 |
| Mg | 1,16 | 0,93 | 1,22 | 1,09 | 1,05 | Fe ⁺² | 0,61 | 0,62 | 0,66 | 0,63 |
| Fe ⁺² | 1,77 | 1,92 | 1,58 | 1,81 | 1,86 | Mg | 1,23 | 1,21 | 1,18 | 1,24 |
| Mn | 0,06 | 0,07 | 0,06 | 0,05 | 0,05 | Mn | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 |
| Cr | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | Ca | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 |
| X _{Mg} | 0,40 | 0,33 | 0,44 | 0,38 | 0,36 | X _{Mg} | 0,67 | 0,66 | 0,64 | 0,66 |

X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe) usando átomos por fórmula unidad. Los valores de Fe₂O₃ fueron estimados utilizando balance de masas y cargas.

nel y óxidos en los bordes (Figs. 2d y 2e). La plagioclasa aparece como cristales subhédricos de grano grueso con maclados acunados y también como agregados recristalizados de menor tamaño y texturas pseudo-poligonales. El cuarzo es escaso y, cuando se encuentra, es amorfo y forma porfiroblastos. La biotita normalmente se presenta asociada a granate y posee inclusiones de rutilo. Los pocos cristales de ortopiroxeno que se observan suelen estar en la matriz cordierítica y presentan signos de reabsorción, quedando como relicto.

En los dominios con granate-ortopiroxeno se puede diferenciar zonas melanocráticas ricas en granate y ortopiroxeno, de zonas leucocráticas constituidas mayormente por plagioclasa y cuarzo (Fig. 2f). El ortopiroxeno normalmente posee formas euédricas y tiende a agruparse y/o disponerse a modo de coronas alrededor del granate separado de este último, en ocasiones, por finas láminas de cuarzo y plagioclasa. Algunas veces desarrolla bordes de reabsorción y transformación a antofilita y biotita. Los porfiroblastos de granate son subhédricos y tienen bordes de reabsorción. Normalmente poseen núcleos libres de inclusiones y bordes poiquilíticos con aumento modal de las inclusiones hacia el borde del porfiroblasto. Los minerales incluidos en granates son: biotita, plagioclasa, sillimanita (dispuesta generalmente en forma anular), ortopiroxeno, cuarzo y una gran cantidad de óxidos concentrados en los bordes. En ocasiones poseen bahías ocupadas por cuarzo y antofilita. La plagioclasa se presenta en cristales subhédricos de grano medio y, cuando se agrupan cristales, muestra una textura poligonal con disminución del tamaño de grano. La proporción modal de plagioclasa es variable, encontrándose dominios casi completamente formados por este mineral. En dominios con ortopiroxeno y granate, el cuarzo es anhédrico, aparece en mayor proporción modal y tiende a estar asociado a granate; además, ocasionalmente forma cintas que parcialmente rodean a granate. La antofilita está texturalmente asociada al ortopiroxeno, o bien se la encuentra como agregados radiales coroníticos de amplia distribución alrededor de granate donde el ortopiroxeno está ampliamente reabsorbido.

CUADRO 3: Composición representativa de cordierita (normalizados a 11 cationes y +36 cargas), biotita y flogopita (normalizadas a +22 cargas) y espinelo (normalizados a +8 cargas).

| Muestra | SM14 | SM34 | SM 38 | ST135 | ST135 | ST135 | SM14 | SM34 | SM34 | SM38 | SM34 | SM38 | SM34 | SM38 | SM34 | ST135 | ST135 | ST135 | ST135 | ST135 | |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|--------------------------------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|------|
| | Crd- | Grt | Crd- | Grt | Crd- | Grt | Crd- | Opx | Spl13 | Crd- | Opx | Spl13 | Crd- | Opx | Spl26 | Crd- | Opx | Spl13 | Crd- | Opx | |
| Punto | Crd12 | Crd23 | Crd62 | Crd12 | Crd23 | Crd23 | en Spl/Grt | Bt21 | Bt11 | Bt21 | Bt31 | Bt41 | en Crd | Spl13 | en Crd | Spl34 | Spl26 | en Crd | Spl13 | Spl22 | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| cerca Opx | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 49,63 | 48,93 | 48,82 | 48,64 | 48,64 | 48,64 | SiO ₂ | 38,79 | 37,31 | 38,67 | 38,97 | 37,60 | SiO ₂ | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 |
| TiO ₂ | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | TiO ₂ | 3,22 | 3,38 | 3,94 | 1,70 | 4,25 | TiO ₂ | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,07 | 0,06 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Al ₂ O ₃ | 34,19 | 34,38 | 33,81 | 33,76 | 34,20 | 34,20 | Al ₂ O ₃ | 17,27 | 17,17 | 18,33 | 17,93 | 16,64 | Al ₂ O ₃ | 60,15 | 60,91 | 61,93 | 59,44 | 59,96 | 60,82 | 61,68 | |
| Fe ₂ O ₃ | 0,90 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | MgO | 17,51 | 17,11 | 16,71 | 17,73 | 14,74 | Fe ₂ O ₃ | 2,68 | 2,67 | 2,71 | 2,64 | 2,64 | 2,65 | 2,72 | |
| FeO | 3,01 | 3,63 | 3,96 | 5,26 | 4,06 | 4,06 | MnO | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,06 | 0,05 | FeO | 25,85 | 21,88 | 18,22 | 22,52 | 27,24 | 25,06 | 23,07 | |
| MgO | 12,01 | 11,73 | 11,37 | 10,66 | 11,50 | 11,50 | CaO | 0,02 | 0,05 | 0,01 | 0,22 | 0,05 | MgO | 8,52 | 9,13 | 11,50 | 7,57 | 6,76 | 8,20 | 10,59 | |
| MnO | 0,05 | 0,03 | 0,00 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | Na ₂ O | 0,36 | 0,01 | 0,01 | 0,19 | 0,01 | MnO | 0,07 | 0,00 | 0,06 | 0,07 | 0,12 | 0,00 | 0,01 | |
| CaO | 0,02 | 0,10 | 0,04 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | K ₂ O | 8,87 | 8,58 | 8,91 | 7,77 | 9,14 | Cr ₂ O ₃ | 0,14 | 0,34 | 0,63 | 0,88 | 0,31 | 0,07 | 0,19 | |
| Na ₂ O | 0,10 | 0,18 | 0,12 | 0,05 | 0,03 | 0,03 | F | 0,16 | 0,11 | 0,05 | 0,00 | 0,19 | ZnO | 2,57 | 3,80 | 4,00 | 6,56 | 2,41 | 1,49 | 1,46 | |
| Total | 99,91 | 98,97 | 98,14 | 98,48 | 98,49 | 98,49 | Total | 100,73 | 95,10 | 95,88 | 96,38 | 96,06 | Total | 99,98 | 98,55 | 98,95 | 99,64 | 99,28 | 98,15 | 99,62 | |
| Si | 4,91 | 4,88 | 4,92 | 4,92 | 4,88 | 4,88 | Si | 2,78 | 2,72 | 2,76 | 2,79 | 2,75 | Si | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | |
| Ti | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | Al(4) | 1,22 | 1,28 | 1,24 | 1,21 | 1,25 | Ti | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | |
| Al | 3,99 | 4,04 | 4,02 | 4,02 | 4,05 | 4,05 | Al(6) | 0,23 | 0,20 | 0,30 | 0,30 | 0,19 | Al | 1,95 | 1,98 | 1,97 | 1,95 | 1,97 | 1,99 | 1,96 | |
| Fe ³⁺ | 0,07 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | Ti | 0,17 | 0,19 | 0,21 | 0,09 | 0,23 | Fe ³⁺ | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | |
| Fe ²⁺ | 0,25 | 0,30 | 0,33 | 0,44 | 0,34 | 0,34 | Fe ²⁺ | 0,61 | 0,69 | 0,55 | 0,69 | 0,82 | Fe ²⁺ | 0,59 | 0,50 | 0,41 | 0,52 | 0,63 | 0,58 | 0,52 | |
| Mg | 1,77 | 1,74 | 1,71 | 1,61 | 1,72 | 1,72 | Mg | 1,87 | 1,86 | 1,78 | 1,89 | 1,61 | Mg | 0,35 | 0,38 | 0,46 | 0,31 | 0,28 | 0,34 | 0,43 | |
| Mn | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | Vac | 0,11 | 0,05 | 0,15 | 0,02 | 0,14 | Mn | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | |
| Ca | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | Na | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | Cr | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | |
| Na | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | K | 0,81 | 0,80 | 0,81 | 0,71 | 0,85 | Zn | 0,05 | 0,08 | 0,08 | 0,13 | 0,05 | 0,03 | 0,03 | |
| X _{Mg} | 0,88 | 0,85 | 0,84 | 0,78 | 0,83 | 0,83 | F | 0,04 | 0,03 | 0,01 | 0,00 | 0,04 | X _{Mg} | 0,35 | 0,39 | 0,49 | 0,32 | 0,29 | 0,36 | 0,44 | |
| | | | | | | | X _{Mg} | 0,75 | 0,73 | 0,76 | 0,73 | 0,66 | X _{Zn} | 0,05 | 0,08 | 0,08 | 0,14 | 0,05 | 0,03 | 0,03 | |

Los valores de Fe₂O₃ fueron estimados utilizando balance de masas y cargas.

CUADRO 4: Composición representativa de plagioclasa (normalizada a 5 cationes y +8 oxígenos).

| Muestra | SM14 | SM34 | SM14 | SM14 | SM34 | SM38 | ST135 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|----------------|-------|-------|--------|
| | Crd- | Crd- | Opx- | Opx- | Opx- | Opx- | Opx- |
| Dominio | Grt | Grt | Grt | Grt | Grt | Grt | Grt |
| Punto | PI11 | PI11 | PI31 | PI22 en Grt | PI23 | PI13 | PI32 |
| SiO ₂ | 56,58 | 58,69 | 58,52 | 58,43 | 59,22 | 56,74 | 59,05 |
| Al ₂ O ₃ | 29,09 | 25,19 | 27,03 | 26,86 | 24,41 | 26,07 | 26,49 |
| FeO | 0,09 | 0,02 | 0,09 | 0,17 | 1,08 | 0,00 | 0,00 |
| CaO | 9,86 | 6,42 | 8,10 | 7,85 | 5,38 | 8,87 | 7,95 |
| Na ₂ O | 6,14 | 0,10 | 6,56 | 6,82 | 0,23 | 0,01 | 0,11 |
| K ₂ O | 0,02 | 8,06 | 0,04 | 0,10 | 7,42 | 6,22 | 6,77 |
| BaO | 0,00 | 0,01 | 0,05 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 |
| Total | 101,8 | 98,55 | 100,3 | 100,2 | 98,46 | 97,96 | 100,37 |
| Si | 2,50 | 2,66 | 2,60 | 2,60 | 2,69 | 2,59 | 2,62 |
| Al | 1,51 | 1,34 | 1,42 | 1,41 | 1,31 | 1,40 | 1,39 |
| Ca | 0,47 | 0,31 | 0,39 | 0,37 | 0,26 | 0,43 | 0,38 |
| Na | 0,53 | 0,71 | 0,57 | 0,59 | 0,65 | 0,55 | 0,58 |
| K | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 |
| Ba | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| X _{Ca} | 0,47 | 0,30 | 0,40 | 0,39 | 0,28 | 0,44 | 0,39 |

$X_{Ca} = Ca / (Ca + Na + K)$ usando átomos por fórmula unidad.

QUÍMICA MINERAL

Granate: Independiente de la asociación mineral, los porfiroblastos de granate son una solución sólida dominada por almandino y piropo con bajos contenidos de grosularia y espartina. La relación del X_{Mg} (con $X_{Mg} = Mg / (Fe + Mg)$) presenta valores relativamente constantes a lo largo de los núcleos. Lo más notable es que los valores de X_{Mg} (0,36 a 0,45) medidos en los núcleos son sistemáticamente superiores a aquellos determinados en los bordes del cristal. En general, se encuentra que X_{Mg} disminuye un 0,04 desde núcleo a borde (Cuadro 2). Por otro lado, la relación X_{Mg} en granates anulares con núcleos reabsorbidos totalmente es del orden de 0,31 e inferiores a la de los porfiroblastos. El porcentaje de grosularia (= $Ca / 3 \times 100$) en los granates presenta valores mínimos en los núcleos de porfiroblastos donde es de alrededor de 2,5 %, en tanto que grosularia incrementa hacia los bordes de los cristales donde presenta valores que oscilan entre 2,7 y 4,0 %. La concentración de MnO, considerando todas las muestras, posee valores relativamente bajos, sin mostrar además ninguna variación sistemática.

Plagioclasa: El rasgo químico saliente de la

plagioclasa es que la concentración de anortita posee variaciones significativas en las diferentes muestras (Cuadro 4). En general, se aprecia que el porcentaje de anortita varía entre 39 % y 47 %. Sin embargo, se debe notar que ocasionalmente, aparecen individuos con contenidos inferiores y variables de anortita de entre 28 % y 33 %. Además, es importante notar que, en términos generales, el porcentaje de anortita en la plagioclasa es levemente superior en los dominios con cordierita-granate que en aquellos dominios donde predominan la asociación ortopiroxeno-granate. Otro punto a remarcar es el incremento en las concentraciones de anortita en la plagioclasa que se encuentra en contacto con granate; sin embargo y en contraposición a esto, también se ha observado que el porcentaje de anortita en los individuos incluidos en granate es comparativamente inferior a las concentraciones de anortita en el resto de los blastos de plagioclasa.

Ortopiroxeno: La composición del ortopiroxeno es semejante en todos los dominios e independiente de la asociación mineral. En particular la relación X_{Mg} es monótona y varía entre 0,63 - 0,68. La abundancia de Al₂O₃ también es relativamente uniforme y su concentración varía entre 4,17 y 6,10 %

p/p. Vale notar que se han medido abundancias de Al₂O₃ (3,14 - 4,5 % p/p) menores en ortopiroxeno incluido en granate (Cuadro 2).

Cordierita: La cordierita de las granulitas de Sol de Mayo y Suya Taco se caracteriza por ser altamente magnésiana. La relación X_{Mg} en los porfiroblastos de cordierita varía entre 0,78 y 0,88, alcanzando los valores más altos en los granos que se encuentran en contacto con ortopiroxeno o granate. Por otra parte, los granos incluidos tanto en granate como ortopiroxeno, presentan valores en la relación X_{Mg} variables entre 0,83 y 0,85 y se superponen con el rango composicional de los porfiroblastos (Cuadro 3).

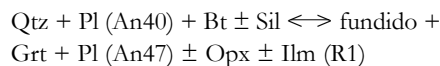
Espinela: Las espinelas se caracterizan por ser una solución sólida entre hercinita (FeAl₂O₄) y espinela (MgAl₂O₄). Sin embargo, presentan porcentajes significativos del miembro final gahnita rico en cinc (ZnAl₂O₄) que alcanza hasta el 14%. Una característica distintiva de este mineral es que cuando está como granos incluidos en cordierita presentan relaciones X_{Mg} (0,29-0,39) notablemente inferiores a los de los granos que se encuentran incluidos en granate, donde X_{Mg} varía entre 0,44 y 0,49 (Cuadro 3).

Biotita y flogopita: En general este mineral se caracteriza por presentar contenidos en TiO₂ variables entre 3,2 y 4,5 % p/p, moderados si se tiene en cuenta el grado metamórfico. Sin embargo, en la granulita SM38 el contenido de TiO₂ (1,6-1,8 % p/p) es marcadamente inferior, hecho que sugiere que en esta granulita la biotita es retrograda. La relación X_{Mg} es normalmente superior a 0,70, por ende se corresponde con el campo de las flogopitas (Deer *et al.* 1996). Sin embargo, la mica de la granulita de Suya Taco generalmente presenta una relación X_{Mg} variables entre 0,63 y 0,72; por lo cual cruza el límite del campo biotita y flogopita. Las concentraciones de Al₂O₃ varían entre 16,6 y 18,3 % p/p, observándose que la concentración de Al₂O₃ disminuye en las biotitas que se encuentran incluidas en granate (Cuadro 3).

RELACIONES TEXTURALES E HISTORIA DE REACCIÓN

Las texturas de reacción preservadas en las

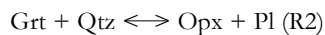
granulitas asociadas a los complejos máficos Sol de Mayo y Suya Taco pueden ser atribuidas a diferentes estadios de la evolución metamórfica. Se ha podido establecer que todas las granulitas piroxénicas presentan paragénesis, relaciones texturales y mineraloquímica similares; no obstante, las condiciones de metamorfismo varían de un complejo máfico al otro. En términos generales, en todas las granulitas se ha reconocido una etapa temprana de formación de granate, seguida por la generación de cordierita, mineral que en gran parte se genera como resultado de la destrucción de granate (Fig. 2a). La presencia de inclusiones de plagioclasa, biotita y anillos concéntricos de sillimanita dentro de granates (Fig. 2b) sugieren que este último se formó y creció dentro del campo de estabilidad de la sillimanita durante la etapa de calentamiento. El mecanismo que mejor explicaría la generación de porfiroblastos de granate y las relaciones texturales es una reacción de fusión del tipo:



Esta reacción también es consistente con otras observaciones, tales como: la baja proporción modal de cuarzo y biotita progradante, la ausencia de feldespato potásico, la presencia de ilmenita como mineral opaco dominante y el incremento de la molécula de anortita en los bordes de plagioclasas. Esta reacción fue comprobada experimentalmente por Stevens *et al.* (1997) quienes, precisamente, comprueban que la formación conjunta de granate y ortopiroxeno como productos de la fusión parcial se producirá en composiciones de grauvacas aluminosas y a temperaturas superiores a los 850 °C. Para esta etapa, la ausencia de inclusiones orientadas dentro de granate indicaría que esta fase cristalizó bajo condiciones estáticas de calentamiento.

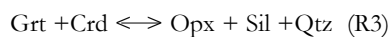
Por otro lado existe una relación textural entre granate y ortopiroxeno que muestra el desarrollo de texturas donde el granate es rodeado por ortopiroxeno pero separado de este por finos agregados de plagioclasa y cuarzo (Fig. 2f). Esta textura no se puede adscribir directamente a la reacción de fusión (R1); por el contrario, sugiere que se

estableció un equilibrio sólido-sólido entre granate y ortopiroxeno mediante la reacción:

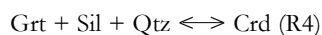


Un punto contradictorio es la presencia de inclusiones de ortopiroxeno dentro de granate, característica que sumada al incremento de cuarzo en los dominios ricos en ortopiroxeno (los cuales desarrollan una marcada asociación con granate), serían evidencias texturales para inferir que la dirección de la reacción (R2) avanzó hacia los reactivos (tal cual está planteada) en algún estadio temprano de la evolución petrológica de estas rocas.

La inexistencia de relaciones texturales entre ortopiroxeno y sillimanita indicaría que las granulitas estudiadas nunca cruzaron al lado de alta presión de la reacción:



Las texturas de reacción que reflejan el consumo parcial de granate sólo se produjeron en el dominio textural rico en granate, por el contrario no se produjo ningún cambio mineralógico apreciable en los dominios ricos en ortopiroxeno, hecho que sugiere que cuando las granulitas volvieron a estar por debajo del "solidus" las reacciones se dieron sólo en los dominios texturales donde coexistían fases reactivas (véase Srogi *et al.* 1993). La aparición de cordierita y las relaciones texturales observadas entre granate y cordierita, tales como inclusiones de espineles rodeados de cordierita dentro de granate, el crecimiento de cordierita alrededor de granate con inclusiones de espinela (Fig. 2d) indican claramente que la generación de cordierita estaría relacionada a procesos que involucran la destrucción o reabsorción parcial de granate mediante las siguientes reacciones:



Finalmente el desarrollo de texturas simplotíticas entre sillimanita, cordierita y espinela observadas en las granulitas, donde la sillimanita está rodeada por coronas de cordierita que la separan de la fase espinela

(Fig. 2e), podrían ser también atribuidas a la reacción (R5). Por otra parte, el desarrollo de cordierita alrededor de ortopiroxeno indica que cordierita, al menos en parte, se formó en relación tardía respecto de ortopiroxeno, pero no se puede deducir de las relaciones texturales cuál es el mecanismo que explica la participación de ortopiroxeno en la formación de cordierita.

ESTIMACIÓN DE LAS CONDICIONES DE PRESIÓN Y TEMPERATURA DE METAMORFISMO

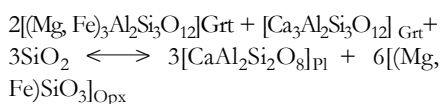
La estimación de las máximas condiciones de presión y temperatura que experimentaron las granulitas estudiadas es dificultosa por varias razones. En primer lugar, y dejando de lado aquellos factores intrínsecos de los barómetros y termómetros calibrados a partir de experimentos o de bases de datos termodinámicos, el principal problema es que muchos minerales son soluciones sólidas y, por lo tanto desarrollan zonación química. Esta zonación es el resultado de la combinación de diversos mecanismos, tales como crecimiento en la interfase, difusión iónica intracrystalina e intercambio iónico intragranular, por lo que la zonación no sólo depende de los cambios en las variables intensivas sino también de los procesos de transferencia de masa y de la cinética de la reacción (Spear 1993, Pattison *et al.* 2003). Sumado a esto, está el hecho de que las reacciones que involucran intercambio iónico presentan una temperatura de cierre inferior a aquellas que progresan generando cambios en la estructura mineralógica (*net transfer reaction*), por lo tanto el análisis de los intercambios de Fe-Mg no necesariamente indicará temperaturas asociadas al pico térmico (Frost y Chacko 1989, Fitzsimon y Harley 1994). En particular, las granulitas aquí estudiadas presentan hasta cinco fases ferromagnesianas, las cuales pueden haber sufrido un importante reseteo complejo durante el enfriamiento.

Por lo tanto, para calcular las condiciones de P y T se utilizó, en primer lugar, el programa (RCLC) presentando por Pattison *et al.* (2003), el cual no sólo permite involucrar todos los minerales ferromagnesianos en los cálculos, sino que también permite esti-

mar las temperaturas asociadas al pico térmico. Esto es posible dado que dicho programa se basa en el método de restitución de las concentraciones de Fe y Mg de cada fase usando un procedimiento teórico basado en la convergencia del termómetro de intercambio Fe-Mg y del termómetro basado en la concentración de Al_2O_3 en ortopiroxeno en equilibrio con granate, dando por consiguiente una estimación térmica próxima a la temperatura de cierre del aluminio.

En segundo lugar, con la finalidad de evaluar los intercambios durante una etapa de retrogrado, se tomaron los minerales ferromagnesianos de a pares y, luego, se estimaron las diferentes temperaturas de intercambio de Fe-Mg, utilizando concentraciones de núcleos y bordes para cada par de minerales ferromagnesianos. Para este último procedimiento, el equilibrio fue calculado usando las propiedades termodinámicas en el estado estándar de Berman (1990) para micas trioctaédricas; Berman y Aranovich (1996) para granate, ortopiroxeno y cordierita; Berman (1988) para las otras fases. En tanto que se usaron los siguientes modelos para soluciones sólidas con comportamiento no ideal: Berman (1990) y Berman y Aranovich (1996) para granate, ortopiroxeno y cordierita.

Las condiciones barométricas de cristalización de estas rocas se estimaron utilizando el vector de intercambio de Fe-Mg entre los miembros extremos de la reacción:



y su corrección modificando arbitrariamente la relación de Fe/(Fe+Mg) en función de la solubilidad de aluminio en ortopiroxeno (para más detalle ver Otamendi *et al.* 2003). Consecuentemente, las presiones determinadas se corresponden con las máximas temperaturas observadas en las granulitas piroxénicas.

Para los cálculos anteriormente mencionados se utilizaron composiciones representativas de minerales (Cuadro 2, 3 y 4) y también se tuvieron en cuenta la moda mineral para cada litología (Cuadro 1). Las estimaciones de P y T en las granulitas estudiadas

CUADRO 5: Condiciones de T y P obtenidas con el programa de Pattison *et al.* (2003).

| Muestra | Minerales | Temperatura (°C) | | P(kbar) | |
|---------|-----------|---|-----------------------|---------|-----|
| | | Fe-Al sin corregir | Fe-Mg-Al corregido | | |
| Con Bt | SM34 | Grt ₂₉ Pl ₁₁ Opx ₂₅ Crd ₂₃ Bt ₂₁ | 750 | 862 | 7,8 |
| Con Bt | SM14 | Grt ₂₂ Pl ₃₁ Opx ₂₅ Crd ₁₂ Bt ₂₁ | 836 | 920 | 8,2 |
| Con Bt | ST135 | Grt ₄₅ Pl ₃₂ Opx ₄₄ Crd ₁₂ Bt ₄₁ | 703 | 773 | 5,8 |
| Con Bt | SM38 | Grt ₂₅ Pl ₁₃ Opx ₂₅ Crd ₆₂ Bt ₂₁ | 754 | 887 | 7,1 |
| Sin Bt | SM34 | Grt ₂₉ Pl ₁₁ Opx ₂₅ Crd ₂₃ | 750 | 875 | 7,7 |
| Sin Bt | SM14 | Grt ₂₂ Pl ₃₁ Opx ₂₅ Crd ₁₂ | 847 | 939 | 8,8 |
| Sin Bt | ST135 | Grt ₄₅ Pl ₃₂ Opx ₄₄ Crd ₁₂ | 703 | 784 | 5,7 |
| Sin Bt | SM38 | Grt ₂₅ Pl ₁₃ Opx ₂₅ Crd ₆₂ | 754 | 864 | 7,1 |

$X_{Al} = Al/2$ para 6 oxígenos en Opx (modelo 2 de Pattinson *et al.* 2003).

Los números que se presentan como subíndices en los minerales hacen referencia al punto analizado y presentado en los cuadros 2 al 4.

reproducen un resultado esperado en rocas de alta temperatura, esto es, las temperaturas estimadas en base a la solubilidad del Al en ortopiroxeno (Fe-Mg-Al corregida) son marcadamente superiores a aquellas determinadas mediante el intercambio de Fe-Mg sin corregir (Cuadro 5). Otro aspecto general de relevancia de los resultados es que se observa que las condiciones de P y T determinadas para las granulitas asociadas al gabbro Sol de Mayo son superiores, sin solaparse, a las condiciones registradas por la granulita de Suya Taco.

Las máximas temperaturas calculadas, usando el programa para obtener convergencia en los termómetros de Pattison *et al.* (2003), varían entre 920 °C y 939 °C (paragénesis con biotita y sin biotita respectivamente) y presiones variables de entre 8,2 y 8,8 kbar (muestra SM14, Cuadro 5). Las restantes granulitas estudiadas dentro del mismo complejo máfico dan condiciones de temperaturas (862 - 887 °C) y presiones (7,1 y 7,8 kbar) semejantes, pero levemente inferiores a las determinadas en las muestras SM14. Tal como se mencionó, las condiciones de P y T estimadas en la granulita piroxénica

encontrada en el complejo máfico de Suya Taco son distintas y menores a las de las granulitas anteriores, en la muestra (ST135) de Suya Taco las temperaturas calculadas varían entre 730-780 °C, y convergen a presiones de $5,8 \pm 1$ kbar. Es preciso remarcar que la granulita piroxénica de Suya Taco brinda resultados de P y T similares, y por ende consistentes con los calculados en otras granulitas de esta región y que no presentan la coexistencia de cordierita, granate y ortopiroxeno (véase Otamendi *et al.* 2003).

Las temperaturas de equilibrio basados en el intercambio de Fe-Mg para diferentes pares de minerales ferromagnesianos en ambos complejos sólo fueron calculadas en aquellas rocas que mostraban equilibrio entre las fases y, todo el rango de temperaturas obtenidas para cada par se muestra en la figura 3. Las temperaturas obtenidas mediante el intercambio de Fe-Mg entre Opx-Grt tienen un amplio rango de variación (680 - 910 °C), y además, en términos generales son comparativamente inferiores a las estimadas mediante la solubilidad de Al_2O_3 en ortopiroxeno coexistente con granate.

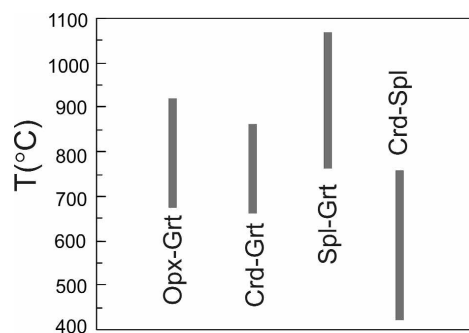


Figura 3: Cuadro comparativo de las temperaturas estimadas mediante el intercambio de Fe-Mg entre distintos pares de minerales ferromagnesianos; los detalles del método usado para estimar T se presentan en el texto.

Las temperaturas de intercambio para Fe-Mg en el par Crd-Grt presentan un rango de variación relativamente acotado entre 674 °C y 856 °C, estas estimaciones muestran además cierta superposición con las temperaturas más bajas determinadas para el par Opx-Grt. El hecho que las máximas temperaturas obtenidas para el intercambio de Fe-Mg entre Crd-Grt se encuentren por debajo de aquellas determinadas para Grt-Opx podría sugerir que la generación de cordierita es posterior a la generación de granate y ortopiroxeno, observación consistente con las relaciones texturales. Por otra parte, las temperaturas de equilibrio determinadas entre Crd y Spl son muy bajas (405 - 572 °C) y sugieren que espinela cristalizó con posterioridad a ortopiroxeno y granate, y sincrónica o relativamente tardía en relación con cordierita.

APLICACIÓN DE GRILLAS PETROGENÉTICAS PARA UBICAR LA REACCIÓN EN EL ESPACIO P - T.

Todas las granulitas piroxénicas estudiadas en este trabajo podrían ser completamente descritas en el sistema $K_2O-N_2O-CaO-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (KNCFMASH). Sin embargo, si consideramos que Na está casi completamente contenido por plagioclasa, en tanto que Ca está involucrado únicamente en el equilibrio en-

tre plagioclasa y granate, y el papel del H_2O requiere de un tratamiento termodinámico que escapa a los alcances de este trabajo, el tratamiento de las rocas estudiadas se reduce a las grillas construidas para el espacio KFMAS (Spear 1993). La inclusión de K en este sistema responde fundamentalmente a la necesidad de incluir dos fases que normalmente ocurren coexistiendo o alternadas en las granulitas, biotita y feldespato potásico (Hensen y Harley 1990). Dado que las granulitas no contienen feldespato potásico y que en gran medida la biotita tiene un origen retrógrado, el análisis de dichas rocas puede ser realizado con un grado de certidumbre razonable en el sistema FMAS.

En desarrollo de grillas petrogenéticas dentro del sistema FMAS ($FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$) aplicables a granulitas de moderada a alta temperatura (> 800 °C) se inició a partir del trabajo de Hensen (1971). Este autor construyó una grilla en la cual los puntos invariantes safirina-ausente [Spr], granate-ausente [Grt] y cordierita-ausente [Crd] eran metaestables. Sin embargo, Vielzeuf (1983) destacó que dicha grilla no explicaba la presencia de Grt, Crd y Spr en ejemplos naturales, como así también en datos experimentales, sugiriendo una grilla alternativa donde la estabilidad de espinela + cuarzo y safirina + cuarzo no se superponen. Esta conclusión fue criticada y revisada por Hensen (1986), quién demostró que sí exis-

tía superposición entre dichos campos, aunque explícitamente admitiendo la posible estabilidad del punto invariante safirina-ausente [Spr]. Asimismo, Hensen (1986) argumentó que la incorporación de Fe^{+3} en el espinela bajo condiciones de alta fugacidad de oxígeno, provoca un crecimiento del campo de estabilidad de cuarzo + espinela lo que causa la inversión topológica de la grilla que él había desarrollado (e.g. Hensen 1971) y, la consecuente estabilización de los puntos [Spr], [Crd] y [Grt]. Cabe aclarar que las grillas desarrolladas por Hensen fueron construidas bajo la premisa de que X_{Mg} decrece siguiendo el orden $Crd > Spr > Opx > Spl > Grt$, que las presiones son altas y las composiciones totales magnesianas. Subsecuentemente, Harley (1996) estipula que el incremento de Zn en la espinela expande el campo de coexistencia $Qtz + Spl$, mientras que Ellis *et al.* (1980) sugieren el mismo comportamiento para composiciones totales ricas en hierro ($X_{Mg} < 0,60$). Lo más importante para este estudio es que los últimos autores demuestran que en granulitas generadas bajo condiciones de baja fugacidad de oxígeno, la safirina sólo aparece en composiciones totales muy magnesianas y, por ende, demuestran que el invariante safirina-ausente [Spr] en el sistema simple FMAS es estable. Al estudiar granulitas con espinela y sin safirina, como las estudiadas aquí, Sengupta *et*

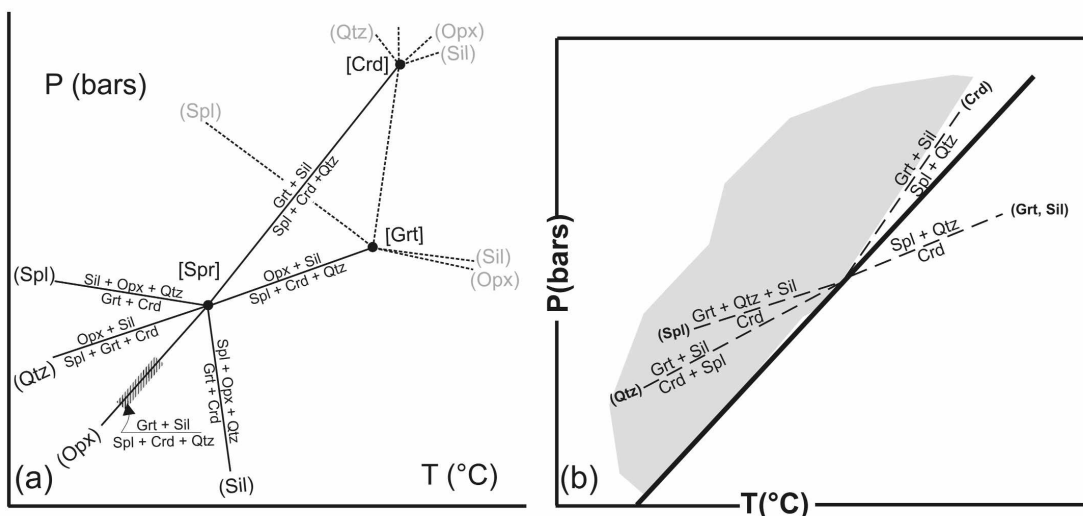


Figura 4: (a) Grilla petrogenética parcial para el sistema $FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ (FMAS). La orientación de las reacciones univariantes asociadas al punto invariante [Spr] han sido tomadas de Sengupta *et al.* (1991), estas reacciones son significativas para explicar las paragénesis encontradas en las granulitas estudiadas. En la grilla, la ubicación relativa de los puntos invariantes [Spr], [Crd] y [Grt] corresponde a la grilla propuesta por Hensen (1986). (b) Detalle del equilibrio univariante (Opx-Spr) y de las reacciones divariantes que emergen desde esta reacción univariante.

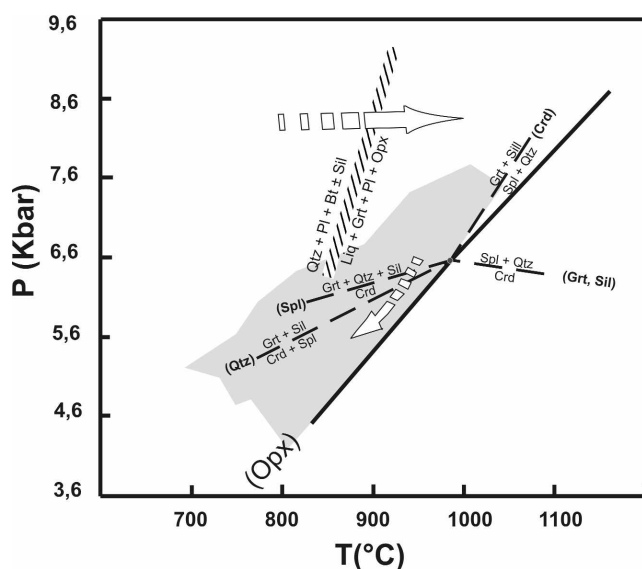


Figura 5: Trayectoria de P-T estimada para las granulitas piroxénicas de los complejos Sol de Mayo y Suya Taco. La ubicación de la reacción de fusión ha sido determinada mediante los resultados experimentales presentados por Stevens *et al.* (1997), en tanto que la ubicación en el espacio P-T de las reacciones retrogradadas se realizó usando la figura 4.

al. (1991) desarrollaron una grilla en el sistema FMAS para granulitas donde el invariante [Spr] es estable, además necesariamente consideran que el X_{Mg} de los minerales decrece en el siguiente orden $Crd > Opx > Grt = Spl$, el cual se diferencia del orden de las grillas desarrolladas por Hensen (1986) ya que se invierte la relación X_{Mg} de Grt y Spl. Este comportamiento se alcanza a altas temperaturas y bajas presiones para composiciones ricas en hierro, las cuales son típicas de paragénesis en donde safrina no está presente. Estos últimos autores extienden la discusión al hecho de que la estabilización del punto invariable Sprausente no sólo depende de la fugacidad de oxígeno, sino también de la presencia de Zn y de la relación Mg/Fe, deduciendo asimismo que los dos últimos factores pueden predominar por sobre la alta fugacidad de oxígeno. La ausencia de safrina en las granulitas estudiadas implica que dentro del sistema FMAS estas granulitas se encuentran dentro del espacio P y T donde el punto invariable safrinaausente [Spr] es estable. Por otra parte, las granulitas piroxénicas aquí tratadas se caracterizan por presentar composiciones con una relación X_{Mg} (c. 0,55) intermedia, concentraciones variables de gahnita en la espinela (Cuadro 3) y una baja fugacidad de oxígeno reflejada por el hecho de que ilmenita es el único óxido presente (Cuadro 1); en consecuencia, la grilla propuesta por Sengupta *et al.* (1991) es apropiada para analizar la evolución de las

granulitas estudiadas en este trabajo (Fig. 4a).

Aplicando la grilla de Sengupta *et al.* (1991) y considerando las reacciones deducidas (R4 y R5) en las granulitas piroxénicas, que aparecen en los dominios ricos en granate y cordierita, la evolución de estas rocas estaría restringida al campo que queda entre las reacciones univariantes Qtzausente y Opxausente en el sistema FMAS, y para el invariante Sprausente (Figs. 4a y 4b). Particularmente, la asociación mineral Grt-Sil-Spl-Crd-Qtz, observada ampliamente, puede evolucionar a través de dos de las cuatro reacciones divariantes que emergen de la reacción invariante Opxausente (Grt + Sil Spl + Crd + Qtz) y que son significativas para explicar el desarrollo de las texturas de reacción en estas rocas. Las relaciones texturales tales como las inclusiones de cordierita y espinela dentro de granate (R5, Fig. 2b) y las coronas de cordierita alrededor de granate (R6, Figs. 2b y 2d) indican que estos dominios evolucionaron en el campo de estabilidad de la cordierita, pero en condiciones térmicas inferiores a aquellas correspondiente al campo de coexistencia de cuarzo y espinela (Fig. 4b), ya que en ningún caso estas dos fases minerales se han encontrado en contacto mutuo, y por consiguiente nunca cruzaron al lado de alta temperatura del invariante Opxausente (Fig. 4b). Además, considerando las observaciones texturales, la química mineral y las estimaciones de termometría y barometría, se

puede inferir de manera general la evolución P-T de las granulitas. Vale en principio notar que la evolución progradante, que ocurrió en el campo de estabilidad de la sillimanita y resultó en la generación y crecimiento de granate y ortopiroxeno como fases peritéticas, no puede ser proyectada en el sistema FMAS en sentido estricto. No obstante, la posición de esta reacción de fusión en el espacio P-T es bien conocida (Fig. 5). Las granulitas, que en realidad son un residuo de la fusión anterior, tienen una evolución posterior caracterizada en su etapa temprana por descompresión con generación de ortopiroxeno y plagioclasa por la reabsorción del granate y cuarzo (R2), reacción que no se puede proyectar en el espacio FMAS que no contiene Ca. Como la reacción (R2) es más notable en dominios ricos en ortopiroxeno, no se puede establecer su relación temporal con las otras reacciones que registran la descompresión y sí se restringen al sistema FMAS (R4 y R5, Fig. 5). La descompresión explicaría la generación de cordierita y espinela a expensas de la reabsorción del granate y sillimanita (Fig. 5).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La evolución de las granulitas piroxénicas aparece como una trayectoria en el sentido de las agujas del reloj (*clockwise*) como se observa en la figura 5. No obstante, el hecho de que estas rocas estén incluidas en rocas ígneas máficas, no permite, en principio, considerar que la evolución de las granulitas refleja la evolución tectono-térmica de la secuencia metamórfica de la sierra de Comechingones en su conjunto. Las temperaturas máximas (> 850 °C) registradas por estas granulitas no reflejan otra cosa que el hecho que estas rocas fueron rodeadas por magmas máficos. Sin embargo, la forma de la trayectoria P-T post-pico metamórfico, la cual es dominada por descompresión, no muestra una evolución típica a aquella observada en granulitas asociadas a intrusiones máficas que evolucionan por enfriamientos isobárico (Harley 1990, Bohlen 1991). Por otra parte, aunque la senda evolutiva es similar en ambos complejos, las condiciones máximas de presión alcan-

zadas en el complejo Suya Taco son significativamente inferiores a aquellas alcanzadas por las granulitas piroxénicas del complejo Sol de Mayo.

La descompresión isotérmica registrada en las granulitas piroxénicas podría ser hipotéticamente atribuida a diferentes procesos. En primer lugar, y de acuerdo a las evidencias de yacencia, podría reflejar diferentes estadios durante el ascenso del magmatismo máfico luego de la incorporación de los xenolitos de rocas metamórficas que se transformaron en granulitas. En segundo lugar, y teniendo en cuenta el ambiente orogénico donde los magmas máficos fueron emplazados, dicha evolución podría responder, tal como convencionalmente se lo interpreta, a los últimos estadios de evolución termal de una corteza continental engrosada, que evoluciona por procesos de adelgazamiento tectónico, más que por procesos erosivos, los cuales operan en períodos de tiempo más cortos y pueden reproducir más fidedignamente las trayectorias de P-T determinadas en estas rocas granulíticas (Harley 1990). Una tercera posibilidad, es la conjunción de ambos procesos. Sin embargo, la similitud en las presiones observadas en las granulitas piroxénicas y las migmatitas regionales indicaría que la evolución dominada por descompresión responde principalmente al alzamiento de toda la columna estratigráfica.

En cualquier caso, las granulitas piroxénicas proveen evidencia concreta para determinar el nivel de emplazamiento de los cuerpos máficos circundantes, y en consecuencia establecer que el magmatismo máfico del complejo Sol de Mayo fue emplazado en niveles corticales más profundos que aquellos en los cuales se emplazaron las rocas máficas del complejo Suya Taco.

La presión media determinada en las granulitas asociadas al gabro Sol de Mayo (~ 8 kbar) es similar, dentro de la incertidumbre de los barómetros, a las presiones máximas obtenidas en las rocas migmatíticas del norte de la sierra de Comechingones (Otamendi *et al.* 1999) y, en consecuencia se puede asumir que la intrusión de este complejo máfico es aproximadamente coetánea con el pico bárico de las migmatitas regionales. Por otro lado, en las granulitas piroxénicas asociadas al magmatismo máfico del com-

plejo Suya Taco se han determinado presiones de cristalización para la paragénesis de mayor temperatura del orden de 6 kbar, que son inferiores a las de Sol de Mayo, pero coincidentes con las presiones registradas en rocas híbridas de la aureola térmica de Suya Taco (Otamendi *et al.* 2003). Esta última conclusión implica que el complejo Suya Taco se emplazó a menor presión que el pico bárico de las migmatitas que lo rodean. Un corolario importante de este trabajo, es la conclusión implícita que, para el tiempo de intrusión del magmatismo máfico expuesto en Sol de Mayo y Suya Taco, las rocas sedimentarias derivadas de protolitos clásticos estaban soterradas a una profundidad de entre 25 y 28 kilómetros.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó con financiamiento aportado por el FONCYT (PICT N° 7-7193) el CONICET (PEI N° 6548) y subsidios complementarios de la SeCyT-UNRC. Se agradece lo aportes críticos constructivos realizados por la Dra. Mónica Escayola y a un revisor anónimo durante la revisión editorial del manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Berman, R.G. 1988. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. *Journal of Petrology* 29: 445-522.
- Berman, R.G. 1990. Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets. *American Mineralogist* 75: 328-344.
- Berman, R.G. y Aranovich, L.Y. 1996. Optimized standard state and solution properties of minerals I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system $\text{FeO}-\text{MgO}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 126: 1-24.
- Bohlen, S.R. 1991. On the formation of granulites. *Journal of Metamorphic Geology* 9: 223-229.
- Deer, W.A., Howie R.A. y Zussman, J. 1996. An introduction to: The rock forming minerals, Longman, 385 p., Inglaterra.
- Ellis, D. J., Sheraton, J. W., England, R.N. y Dallwitz, W.B. 1980. Osumillite-sapphirine-

quartz granulites from Enderby Land, Antarctica-mineral assemblages and reactions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 72: 123-143.

- Fitzsimons, I.C.W. y Harley, S.L. 1994. The influence of retrograde cation exchange on granulite P-T estimates and a convergence technique for the recovery of peak metamorphic conditions. *Journal of Petrology* 35: 543-576.
- Frost, B.R. y Chacko, T. 1989. The granulite uncertainty principle: limitations on thermobarometry in granulites. *Journal of Geology* 97: 435-450.
- Gordillo, C.E. 1979. Observaciones sobre la petrología de las rocas cordieríticas de la Sierra de Córdoba. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, Miscelánea* 53: 3-44.
- Gordillo, C. E. 1984. Migmatitas cordieríticas de la Sierra de Córdoba, condiciones físicas de la migmatización. *Academia Nacional de Ciencias, Miscelánea* 68: 1-40.
- Gromet, L.P., Otamendi, J.E., Miró, R., Demichelis, A., Schwartz, J. y Tibaldi, A. 2005. The Pampean Orogeny: Ridge Subduction or Continental Collision? Gondwana 12 Conference, Abstracts: 185, Mendoza.
- Harley, S.L. 1990. The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geological Magazine* 126: 215-331.
- Harley, S.L. 1996. A sapphirine-cordierite-garnet-sillimanite granulite from Enderby Land, Antarctica: implications for FMAS petrogenetic grids in the granulite facies. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 94: 452-460.
- Hensen, B.J. 1971. Theoretical phase relations involving cordierite and garnet in the system $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 33:191-214.
- Hensen, B.J. 1986. Theoretical phase relations involving cordierite and garnet revisited: the influence of oxygen fugacity on the stability of sapphirine and spinel in the system $\text{Mg}-\text{Fe}-\text{Al}-\text{Si}-\text{O}$. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 92: 362-637.
- Hensen, B.J. y Harley, S.L. 1990. Graphical analysis of P-T-X relations in granulite facies metapelites. En Ashworth, J. y Brown, M. (eds.) *High Temperatures and Metamorphism and Crustal Anatexis*, The Mineralogical Society of Great Britain and Ireland, p. 407, London.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming mi-

- nerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Martino, R., Escayola, M. y Saal, A. 1994. Estructura del cuerpo de "kinzigita" del Río Santa Rosa, Departamento Calamuchita, Provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49: 3-10.
- Martino, R., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani, M. y Arnosio, M. 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50: 60-77.
- Otamendi, J.E., Demichelis, A.H. y Rabbia, O.M. 2003. Petrology of rocks formed by interaction of mafic magmas and high-grade metamorphic rocks at Suya Taco area, northern Sierra de Comechingones, Argentina. *Lithos* 66: 107-132.
- Otamendi, J.E. y Patiño Douce, A.E. 2001. Partial Melting of Aluminous Metagreywackes in the Northern Sierra de Comechingones, Central Argentina. *Journal of Petrology* 42: 1751-1772.
- Otamendi, J.E., Patiño Douce, A.E. y Demichelis, A.H. 1999. Amphibolite to granulite transition in aluminous greywackes from the Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. *Journal of Metamorphic Geology* 17: 415-434.
- Otamendi, J. E., Tibaldi, A.M., Demichelis, A.H. y Rabbia, O.M. 2005. Metamorphic evolution of the Rio Santa Rosa granulites, northern Sierra de Comechingones, Argentina. *Journal of South American Sciences* 18: 163-181.
- Pattison, D., Chacko, T., Farquhar, J. y McFarlane, C. 2003. Temperatures of granulite-facies Metamorphism: Constraints from Experimental Phase Equilibria and Thermobarometry Corrected for Retrograde Exchange. *Journal of Petrology* 44: 867-900.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J. y Galindo, C. 1998. Early evolution of the proto-Andean margin of South America. *Geology* 26: 707-710.
- Sengupta, P., Karmakar, S., Dasgupta, S. y Fukuoka, M. 1991. Petrology of spinel granulites from Araku, Eastern Ghats, India, and petrogenetic grid for sapphirine-free rocks in the system FMAS. *Journal of Metamorphic Geology* 9: 451-459.
- 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-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. In: Pankhurst, R. J. and Rapela, C. W. (Eds.), *The Proto-Andean Margin Gondwana Research in press 19 of Gondwana*, Geological Society of London, Special Publication, 142: 259-281.
- Spear, F.S. 1993. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Mineralogical Society of America, Monograph, 799 p., Washington.
- Srogi, L., Warner, M.E. y Lutz, T.M. 1993. Dehydration partial melting and disequilibrium in the granulite-facies Wilmington Complex, Pennsylvania-Delaware Piedmont. *American Journal Sciences* 293: 405-462.
- Stevens, G., Clemens, J.D. y Droop, G.T.R. 1997. Melt production during granulite-facies anatexis: experimental data from "primitive" metasedimentary protoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 128: 352-370.
- Tibaldi, A. M. 2006. *Petrogénesis de rocas híbridas asociadas con plutonismo máfico en la Sierra de Comechingones, Córdoba*. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita) 459 p., Río Cuarto.
- Turner, F.J. y Verhoogen, J. 1978. *Petrología ígnea y metamórfica, Omega*, 707 p., Barcelona.
- Vielzeuf, D. 1983. The spinel and quartz associations in high grade xenoliths from Tallante (SE Spain) and their potential use in geothermometry and barometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 82: 301-311.
- Winkler, H.G.F. 1978. *Petrogénesis de Rocas Metamórficas*, Blume, 343 p., Madrid.

Recibido: 15 de diciembre, 2005

Aceptado: 1 de enero, 2007