



Andean Geology

ISSN: 0718-7092

revgeologica@sernageomin.cl

Servicio Nacional de Geología y Minería
Chile

Murra, Juan A.; Baldo, Edgardo G.

Evolución tectonotermal ordovícica del borde occidental del arco magmático Famatiniano:
metamorfismo de las rocas máficas y ultramáficas de la Sierra de La Huertade Las Imanas (Sierras
Pampeanas, Argentina)

Andean Geology, vol. 33, núm. 2, julio, 2006, pp. 277-293

Servicio Nacional de Geología y Minería
Santiago, Chile

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=173918421004>

- ▶ Cómo citar el artículo
- ▶ Número completo
- ▶ Más información del artículo
- ▶ Página de la revista en redalyc.org

redalyc.org

Sistema de Información Científica

Red de Revistas Científicas de América Latina, el Caribe, España y Portugal
Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso abierto

Evolución tectonotermal ordovícica del borde occidental del arco magmático Famatiniano: metamorfismo de las rocas máficas y ultramáficas de la Sierra de La Huerta- de Las Imanas (Sierras Pampeanas, Argentina)

Juan A. Murra
Edgardo G. Baldo

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales,
Universidad Nacional de Córdoba y CONICET.
Av. Vélez Sarsfield 1611 (X5016GCA), Córdoba, Argentina.
jmurra@com.uncor.edu
ebaldo@com.uncor.edu

RESUMEN

En el basamento pre Andino de las Sierras Pampeanas de Argentina, se registra una importante actividad magmática y tectonometamórfica comprendida entre el Ordovícico inferior y medio, vinculada al desarrollo y cierre de un arco magmático continental, que tuvo lugar durante la Orogenia Famatiniana como consecuencia de la aproximación de un supuesto terreno exótico (el Terreno Precordillera), que terminó anexándose al margen sur occidental del Gondwana (coordenadas actuales). En las sierras de La Huerta y Las Imanas, ubicadas en el límite occidental de este orógeno, afloran unidades ultramáficas (metaperidotitas con Ol-Opx-Cpx-Am-Spl y metapiroxenitas coroníticas con Opx-Cpx-Spl-Am-Pl), máficas (metacuarzo-noritas con Opx-Pl-Am-Qtz-Bt±Grt), e intermedias (metadioritas con Pl-Am-QtzBt-Ep), que son vinculadas al magmatismo del arco Famatiniano. Se reconocen además, rocas metasedimentarias (mármoles, gneises y migmatitas con Sil+Kfs+Grt) metamorfizadas en el Ordovícico Medio. Las rocas metaigneas máficas registran un primer metamorfismo (M1) de grado alto (730°C y 8,4±0,5 kbar), que es seguido de un segundo evento metamórfico de menor presión (M2, 720°C y 4,5 kbar), registrado en la paragénesis Cum+Hbl+Mag dispuesta en coronas de reacción. Las rocas metaigneas ultramáficas preservan también la evidencia de dos etapas metamórficas (M1 y M2), pero solamente fue posible calcular las condiciones termobáricas del segundo evento, caracterizado por la formación de porfiroblastos de anfíboles. A la latitud de 32°30'S, el arco magmático Famatiniano evidencia una zonación composicional transversal (en dirección este-oeste), y que estaría relacionada con los actuales niveles de exposición. En este contexto, las unidades máficas y ultramáficas de las sierras de La Huerta y de Las Imanas representan los niveles más profundos del arco, lo cual es consistente con la mayor tasa de alzamiento y erosión propia de los bordes orogénicos.

Palabras claves: Orógeno Famatiniano, Sierras Pampeanas, Máfico-ultramáfico, Trayectoria PT, Argentina.

ABSTRACT

Tectonothermal ordovician evolution of the western margin of the Famatinian magmatic arc: metamorphism of the mafic and ultramafic rocks of Sierra de La Huerta-Las Imanas (Pampean Ranges, Argentina). An important magmatic and tectonometamorphic activity of Early and Middle Ordovician age is registered in the pre-Andean basement of the Sierras Pampeanas of Argentina. These were linked to the development of a continental magmatic arc during the Famatinian Orogeny, resulting from the approach and attachment of an alleged exotic terrane (the Precordillera Terrane), to the south western Gondwana's margin (present coordinates). A suit of meta-mafic

and ultramafic rocks are exposed in the Sierras de La Huerta and Las Imanas, at the western limit of the Famatinian orogen. Metaperidotites (Ol-Opx-Cpx-Am-Spl), coronitic metapyroxenites (Opx-Cpx-Spl-Am-Pl), metaquartz-norites (Opx-Pl-Am-Qtz-Bt±Grt) and metadiorites (Pl-Am-Qtz-Bt-Ep) are associated with metasedimentary rocks (marbles, gneisses and migmatites with Sil+Kfs+Grt) that reached the peak and post-peak conditions of metamorphism at Middle Ordovician time. The meta-mafic rocks record a first high-grade metamorphic event (M1-730°C and 8.4±0.5 kbar) and a second lower pressure event (M2, 720°C and 4.5 kbar) with Cum+Hbl+Mag in a coronitic assemblage. The meta-ultramafic rocks also record the two metamorphic events, but only for the second one it was possible to calculate the P-T conditions. At latitude 32°30'S, the Famatinian magmatic arc shows a systematic compositional variation normal to its trend, *i.e.* in an east-west direction, which could be related to present erosion levels. In this context, the mafic and ultramafic units of Sierras de La Huerta and Las Imanas, probably represent the deepest levels of the magmatic arc which is consistent with the position that they show marginal to the orogenic belt, *i.e.*, where the uplift and erosion rates were larger.

Key words: Famatinian Orogen, Sierras Pampeanas, Mafic-ultramafic, PT-path, Argentina.

INTRODUCCIÓN

Las sierras de La Huerta y Las Imanas (SLH-SI) forman parte del conjunto de serranías que integran la provincia geológica de Sierras Pampeanas (SP) (Fig. 1). Esta gran unidad morfoestructural del basamento pre andino de Argentina está caracterizada por la presencia de rocas metamórficas del Proterozoico y Paleozoico inferior, intruidas por granitoides cámbicos, ordovílicos, devónicos y carboníferos. Tanto el basamento metamórfico como las unidades plutónicas, han sido expuestos al actual nivel de erosión durante la tectónica compresional vinculada a la subducción de bajo ángulo de la Orogenia Andina (Jordan y Allmendinger, 1986). Las SP fueron divididas en dos subprovincias con características petrológicas y estructurales distintas: las Sierras Pampeanas Occidentales (SPOc), caracterizadas por la presencia de rocas del Proterozoico medio a superior, y las Sierras Pampeanas Orientales (SPOr), compuestas por rocas metamórficas del Cámbrico Inferior y la intrusión de grandes unidades batolíticas del Ordovícico Inferior a Medio y Devónico (Caminos, 1979; Ramos, 1999). Los dispersos afloramientos de las SPOc han sido integrados en un único terreno considerado alóctono al margen del Gondwana sur occidental (Terreno Precordillera, Astini *et al.*, 1996; Astini y Thomas, 1999; o Terreno Cuyania, Ramos *et al.*, 1996), en tanto que la formación de las unidades de las SPOr, se corresponden con la evolución de orógenos autóctonos a Gondwana (orógenos Pampeano, Famatiniano y Achaliano, fundamentalmente; Aceñolaza y Toselli, 1973; Rapela *et al.*, 1998; Sims *et al.*, 1998).

Las sierras de La Huerta y Las Imanas constituyen la continuación austral de la sierra de Valle Fértil (SVF).

Estas tres unidades serranas se ubican en la parte sureste de la provincia de San Juan, República Argentina (Figs. 1 y 2), y han sido consideradas originalmente como parte de las SPOc. Sin embargo, las investigaciones recientes permiten sugerir que las mismas corresponden en realidad al ámbito de las SPOr, ya que la edad de las rocas ígneas y metamórficas que las componen corresponde al Paleozoico Inferior (490-460 Ma; Pankhurst *et al.*, 1998 y 2000; Rapela *et al.*, 2001), siendo para esta época, parte del paleomargen del Gondwana sur occidental (coordenadas actuales; Baldo *et al.*, 2001). Por otra parte, a la misma latitud los afloramientos de la sierra de Pie de Palo (Fig. 1) están formados por rocas mesoproterozoicas de 1000-1100 Ma (McDonough *et al.*, 1993; Pankhurst y Rapela, 1998), y una cubierta neoproterozoica metamorfizada en el Ordovícico Medio (Casquet *et al.*, 2001; Galindo *et al.*, 2004a).

En las sierras de Las Imanas y de La Huerta, las unidades metamórficas son mayoritariamente derivadas de protolitos ígneos de carácter básico a intermedio (unidad metaígnea), y en menor porcentaje se observan rocas metamórficas derivadas de sedimentos pelíticos-samíticos (unidad metasedimentaria), y afloramientos esporádicos de rocas ultramáficas metamorfizadas, además de mármoles y antíbolitas (Vujovich *et al.*, 1996; Castro de Machuca *et al.*, 1996, 2004 y 2005a; Murra, 2004 y bibliografías allí citadas). Los metasedimentos están intercalados con las rocas metaígneas máficas a intermedias y distribuidos de manera heterogénea a lo largo de toda la zona de estudio. Se reconocen, además, fajas discretas de cizallamiento dúctil de tipo inverso (Fig. 2), con ascen-

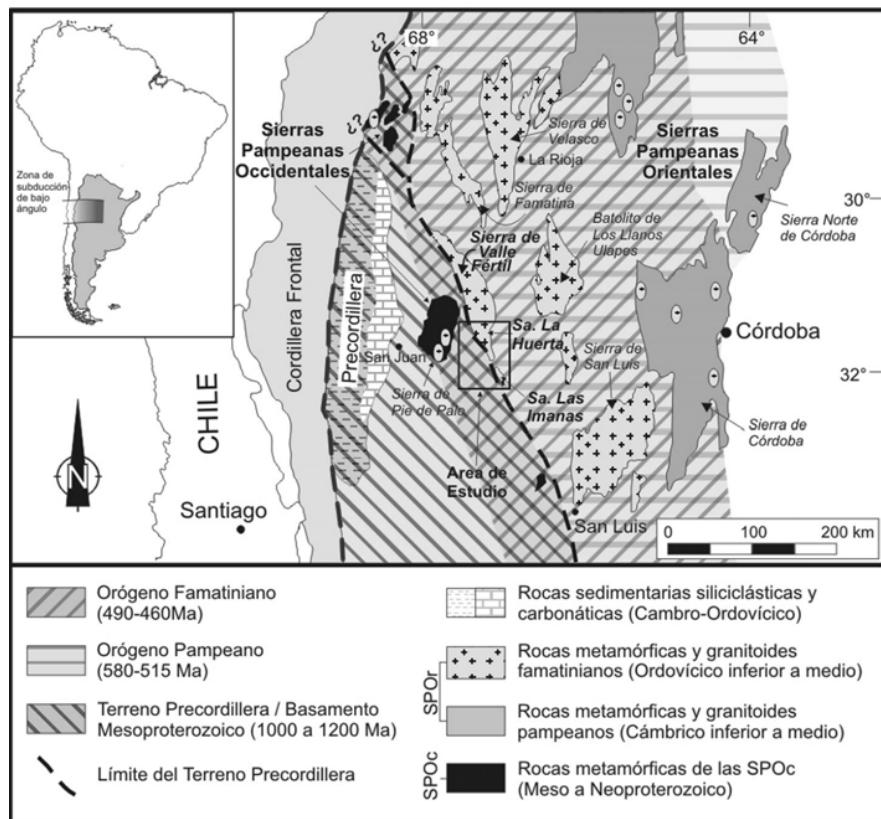


FIG. 1. Mapa geológico-geotectónico del sector centro-sur de las Sierras Pampeanas.

so del techo en dirección sureste (considerando la posición actual de los bloques), que retrabajan los protolitos metaígneos y metasedimentarios (Murra y Baldo, 2001; Murra, 2004; Castro de Machuca *et al.*, 2004).

La información geoquímica, termobarométrica y geocronológica recopilada en el presente trabajo, permite reforzar el concepto del *Cinturón Orogénico Famatiniano* (Aceñolaza y Toselli, 1973) como una etapa concreta de evolución cortical dentro del ámbito de las Sierras Pampeanas. En general, los datos petrológicos concuerdan con el modelo de approxima-

ción de una placa litosférica (Terreno Precordillera) al margen sur-occidental de Gondwana (coordenadas actuales), generando la subducción hacia el este de la placa litosférica del alóctono, y la formación de un importante arco magmático continental, seguido de una etapa de colisión y posterior exhumación. Por otra parte, el estudio petrológico y termobarométrico de las rocas metaígneas de las sierras de La Huerta y Las Imanas, permite explicar la zonación magmática-metamórfica en sentido este-oeste del mencionado orógeno a esta latitud.

SÍNTESIS GEOCRONOLÓGICA

Las unidades ígneas y metamórficas aflorantes en las sierras de Las Imanas y de La Huerta se vinculan, temporal y espacialmente, con el evento tectono-

metamórfico y magmático de la Orogenia Famatiniana, y son correlacionables con las unidades ubicadas inmediatamente al norte, en el área de la sierra de Valle

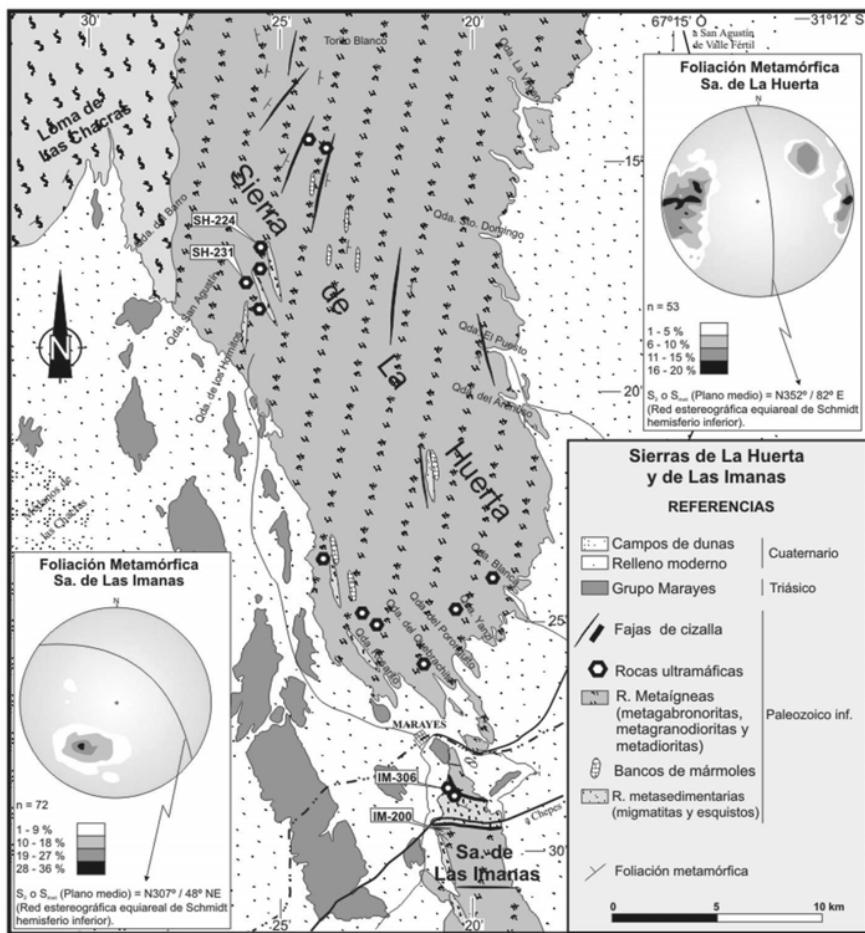


FIG. 2. Mapa geológico de la sierra de La Huerta y del sector norte de la sierra de Las Imanas (modificado de Murra, 2004).

Fértil (SVF) central, en donde se han realizado dataciones sobre gabros y granodioritas con características geoquímicas, mineralógicas y texturales equiparables a las del sector de la SI-SLH. En la sierra de Valle Fértil existen edades de cristalización de 478 ± 4 Ma para las unidades básicas (gabros hornbléndicos), y de 470 ± 5 Ma para las unidades intermedias (granodioritas calcoalcalinas, edades U-Pb SHRIMP sobre circones, Pankhurst *et al.*, 2000). En el sector central de la SVF, se obtuvieron edades U-Pb SHRIMP en los bordes de circones provenientes de migmatitas granatíferas de $465,9 \pm 4,4$ Ma, y en diatexitas con granate-cordierita de $466,5 \pm 7,7$ Ma, las que se adjudican a la edad mínima del clímax metamórfico producido durante la Orogenia Famatiniana (Rapela *et al.*, 2001). Estas edades son equivalentes

a la edad Sm/Nd de 465 ± 4 Ma obtenida sobre granate+roca total en migmatitas del sector central de la SI (Galindo *et al.*, 2004b).

Al este del área de estudio, en el batolito de Los Llanos-Chepes-Ulapes (Fig. 1), las edades de cristalización para el magmatismo principal granodiorítico varían entre 490 y 483 Ma (U-Pb SHRIMP, Pankhurst *et al.*, 1998 y 2000; Sims *et al.*, 1998), mientras que la edad del clímax metamórfico de 479 ± 4 Ma (U-Pb SHRIMP, Pankhurst *et al.*, 2000), es deducido a partir de la edad de cristalización de los granitos anatécicos formados por la fusión de metasedimentos durante la intrusión del magmatismo granodiorítico (Dahlquist *et al.*, 2005).

La formación de milonitas, localizadas en fajas de cizallamiento dúctil con cinemática inversa, marcaría el

ciere de la Orogenia Famatiniana, y esta etapa se habría iniciado aproximadamente a los 460-452 Ma (Casquet *et al.*, 2001; Casquet *et al.*, 2003), continuado hasta los 432±4 Ma (edad plateau $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíbol, Castro de Machuca *et al.*, 2005b).

La información geocronológica discutida indica que las unidades magmáticas y metamórficas de las

SLH-SI son la continuación austral de la sierra de Valle Fértil, y a su vez, que los procesos magmáticos y metamórficos de estos sectores son casi contemporáneos con los registrados en las sierras de Chepes y Ulapes, y por lo tanto integrables a una misma etapa orogénica de, al menos, 60 Ma de duración (Orogenia Famatiniana).

CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y QUÍMICA MINERAL DE LA UNIDAD METAÍGNEA

Las rocas metamórficas de las sierras de La Huerta y Las Imanas se agrupa en dos unidades principales (Fig. 2): Unidad metaínea y Unidad metasedimentaria (migmatitas, gneises, esquistos y mármoles). La Unidad metaínea está compuesta por ortogneises derivados de gabros, noritas, dioritas y granodioritas hornbléndicas, y por rocas ultramáficas metamorfizadas. Es la unidad de mayor extensión areal, abarcando todo el sector centro-oriental de la SLH, y el sector norte y central de la SI (Fig. 2). En el presente trabajo se describen especialmente las rocas de la primera unidad.

Las muestras seleccionadas para el análisis con microsonda electrónica corresponden a una metacuarzo-norita, una metaperidotita y una metapiroxenita de la Unidad metaínea de la SLH-SI. Los análisis se realizaron con una microsonda electrónica JEOL modelo superprobe JXA 8900-M del Centro de Microscopía Electrónica Luis Bru, dependiente de la Universidad Complutense de Madrid (España). Se trabajó en condiciones estándar para este tipo de análisis, es decir, muestras pulidas a espejo y metalizadas con grafito como conductor. El equipo se programó para una rutina normal de elementos mayoritarios, con una intensidad de corriente 15kV, 20nA y 5 micras de diámetro del haz de electrones. Para la calibración se utilizó la lista de patrones en su mayoría del Smithsonian Institute (Jarosewich *et al.*, 1980). Las correcciones ZAF se realizaron automáticamente mediante el software HP-NX del equipo. Los análisis químicos de elementos mayoritarios, minoritarios, trazas y tierras raras fueron realizados en ACTLABS (Canadá) por ICP-ICP/MS.

METACUARZO-NORITAS Y METADIORITAS

Son rocas de grano medio, color gris oscuro y equigranulares, que afloran en forma de lentes

subredondeados de unos 2 a 3 m de longitud. No se observan cumulatos, lentes o bandeados por diferenciación, sino que predomina el aspecto macizo, y normalmente con una foliación metamórfica dada por la orientación de biotita y anfíbol, cuyo plano medio es N352°/82°E para la SLH, mientras que en la SI se observa una rotación de la foliación hacia el oeste, siendo el plano medio de N307°/48 NE (Fig. 2).

Las rocas máficas de composición básica e intermedia de la SVF (gabros, noritas, dioritas y tonalitas) han sido caracterizadas geoquímicamente por Pankhurst *et al.* (2000). Presentan rangos de SiO_2 del 40 al 63%, con K_2O que no supera el 1%, índices de saturación en álumina (ISA) ~ 0,55 a 1, $\text{Rb/Sr}=0,02-0,15$, $\Sigma\text{TR}=39-126$ ppm, $\text{Eu/Eu}^*=1$, y $[\text{La/Yb}]_n$ entre 2 y 4. Además, presentan relaciones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,706-0,710$ (similares a los granitoides del sector central de la sierra de Chepes, Pankhurst *et al.*, 2000), y εNd de -2,4 a -6. Estas signaturas reflejan una fuente isotópicamente evolucionada como lo es la corteza media a inferior o el manto litosférico. Los modelos petrogenéticos propuestos plantean importante fusión de una sección completa de la corteza y del manto Proterozoico (Pankhurst *et al.*, 2000). La muestra IM-200 (Tabla 1, Fig. 2) es representativa de las metacuarzo-noritas de la SI ($31^{\circ}29'51''\text{S}$, $67^{\circ}20'59''\text{W}$). Geoquímicamente, tiene un contenido de SiO_2 del 63%, con $\text{K}_2\text{O}=0,44\%$, (ISA)=0,61, $\text{Rb/Sr}=0,03$, y una $\Sigma\text{TR}=117$ ppm. Presenta una leve anomalía de Eu ($\text{Eu/Eu}^*=0,95$), y un bajo fraccionamiento de las tierras raras pesadas ($[\text{La/Yb}]_n=8,4$). Estas características geoquímicas sugieren una equivalencia con las rocas máficas de la SVF, perteneciendo por lo tanto al mismo ambiente del arco Famatiniano.

En general, las rocas metaígneas máficas de la SI presentan una textura blastograngular con transiciones a granolepidoblástica. A esta unidad se la puede subdividir en dos grupos principales, de acuerdo a la

TABLA 1. ANÁLISIS QUÍMICOS REPRESENTATIVOS DE ROCAS METAÍGNEAS MÁFICAS Y ULTRAMÁFICAS DE LA SIERRA DE LAS IMANAS.

Ox Ma (%peso)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total	#Mg	Q	A	P	M
MetaQtz-norita IM-200	63,42	0,91	14,98	7,63	0,15	2,37	6,18	2,61	0,44	0,22	0,74	99,65	37,91	17,75	0,00	82,25	38,00
Metaperidotita IM-306	48,28	0,44	5,42	8,43	0,16	12,78	17,70	0,56	0,24	0,04	5,09	99,13	75,12				100,00
Elem. traza (ppm)	Rb	Sr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Cr
MetaQtz-norita IM-200	6,00	227,00	21,60	51,10	5,75	22,00	4,37	1,25	3,69	0,54	2,87	0,57	1,76	0,26	1,73	0,25	n/d
Metaperidotita IM-306	7,00	71,00	3,32	9,02	1,19	5,74	1,61	0,44	1,89	0,33	1,88	0,38	1,16	0,16	1,02	0,13	1680,00

Los elementos mayoritarios fueron determinados con ICP y los elementos traza con ICP-MS en los laboratorios de ACTLABs, Ontario, Canadá. Hierro total calculado como Fe₂O₃. n/d =no determinado; Q, A, P: parámetros de clasificación modal; M: porcentaje modal de mafitos. #Mg=Mg²⁺/Mg²⁺+Fe²⁺.

presencia o no de piroxenos (gabros y noritas, o dioritas, tonalitas y granodioritas, respectivamente). Las asociaciones minerales representativas son (simbología mineral según Kretz, 1983): Metacuarzo-noritas: Opx-Pl-Am-Qtz-Bt±Grt-Ap-Zrn±Ep-opacos, y en metadioritas: Pl-Am-Qtz-Bt-Ep-Ap-Zrn-opacos. La descripción petrográfica y caracterización de la química mineral que se realiza a continuación está referida específicamente a las metacuarzo-noritas.

El ortopiroxeno se encuentra en cristales anhedrales de 1 a 3 mm, y corresponde esencialmente a En₅₉₋₆₁-Fs₃₇₋₃₉-Wo_{0.7-0.8} (cf. Tabla 2). El cuarzo se presenta en cristales anhedrales de variados tamaños (0,2-2 mm). La plagioclasa se diferencia en, al menos, dos tipos petrográficos y composicionales (cf. Tabla 3) que pueden correlacionarse con etapas respectivas en la evolución genética de la roca. Pl₁ (An₈₂₋₈₇), son cristales tabulares anhedrales a subhedrales, de 0,1 a 0,5 mm, saussuritzados, y en ocasiones incluidos en el ortopiroxeno. Esta plagioclasa es interpretada como perteneciente a la etapa de cristalización magmática de la roca. La Pl₂ (An₅₂) tiene características similares a la anterior pero de mucho mayor tamaño (hasta 2 mm), por sectores formando agregados granoblásticos y asociados a la biotita. La Pl₂ sería el producto de una recristalización durante la etapa metamórfica.

Con respecto a los anfíboles, se pueden diferenciar dos grupos principales (cf. Tabla 4): I) Anfíboles cárnicos, con (Ca+Na)_{B=} 1,86 a.p.f.u., X_{Mg}=0,62 a.p.f.u., (Na+K)_{A=} 0,29 a.p.f.u., Ca_{A=} 0 a.p.f.u., clasificándose como tschermakitas a Hbl-tschermakitas; y II) Anfíboles ferromagnesianos, con (Ca+Na)_{B=} 0,16 a.p.f.u., y X_{Fe}=0,79 a.p.f.u., clasificándose como Mg-cummingtonitas (Leake *et al.*, 1997). La observación petrográfica permite, además, diferenciar dentro del primer grupo tres tipos con características ópticas y texturales distintas. Hbl₁, en cristales euhedrales y subhedrales, en ocasiones incluidos en plagioclasa

(Fig. 3) y de tamaños de 0,1 a 0,3 mm, sugiriendo que se trataría de un anfíbol primario (magmático). Hbl₂, más abundante y de mayor tamaño que el primero (~0,5 a 1 mm), de origen blástico y asociado a Pl₂ y al granate (Fig. 4), presentándose en ocasiones como blastos de tipo poiquilitico y con inclusiones de plagioclasa y cuarzo. También es claramente blástica y post-magmática. Hbl₃ se presenta en agregados de cristales mucho más pequeños que los anteriores (< 0,1 mm), anhedrales y asociados a biotita y minerales opacos. Se trataría del anfíbol cárlico más tardío de la asociación metamórfica. El segundo grupo de anfíboles corresponde a cummingtonitas, y se lo observa principalmente en las muestras de la quebrada de Los Hornitos (Fig. 2). Es de hábito fibroso, incoloro y asociado de forma coronítica al ortopiroxeno junto con magnetita (Fig. 5). En la asociación coronítica se observa un núcleo de ortopiroxeno, rodeado de cummingtonita y ésta, a su vez, rodeada parcialmente por el anfíbol cárlico (Hbl₃) y la magnetita. En la parte más externa se observa plagioclasa que también interviene en la reacción. La cummingtonita es menos frecuente que los anfíboles anteriores, pero su presencia es muy importante para acotar las condiciones físicas de una de las etapas de retrogradación metamórfica.

La biotita (en porcentajes variables) presenta relaciones X_{Fe}=0,32-0,34; TiO₂=2,76-3,17% (cf. Tabla 5), por sectores es abundante y en otros se encuentra como mineral accesorio. La mayoría de las veces se la observa asociada a los anfíboles cárlicos (hornblendas) y minerales opacos, y suele marcar la foliación de la roca.

El granate es un mineral poco frecuente y escaso en las rocas metaígneas máficas, encontrándose en sectores muy localizados y sin una distribución uniforme en la roca. Es rico en almandino, piropo y grosularia (Alm₄₉₋₅₄-Prp₂₂-Grs₁₀₋₁₂-Sps₈₋₁₂-Adr₃₋₄, Tabla 6).

TABLA 2. DATOS REPRESENTATIVOS DE ANÁLISIS QUÍMICOS DE PIROXENOS MEDIANTE MICROSONDA ELECTRÓNICA.

Ubicación Roca	Sa de Las Imanes						Sierra de La Huerta						Metaperidotita					
	MetaQtz-rorita			Metapiroxenita			SH231-32			SH231-34			SH231-36			SH231-43		
	IM200-121	IM224-56	SH224-76	Cpx	Cpx	Opx	SH224-80	SH224-59	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Cpx	Cpx	
SiO ₂	50,98	49,41	50,46	50,73	50,92	51,23	52,90	54,54	54,31	53,53	53,76	52,30	51,60					
TiO ₂	0,06	0,10	0,22	0,14	0,13	0,13	0,07	0,04	0,05	0,06	0,05	0,09	0,42	0,39				
Al ₂ O ₃	2,40	2,14	3,82	3,95	4,05	3,36	4,02	4,11	3,48	2,75	3,43	3,40	2,62	2,64				
FeO	20,26	21,91	3,95	4,87	5,23	3,96	12,47	12,57	10,31	10,45	10,64	10,48	3,16	3,78				
Cr ₂ O ₃	b/d	b/d	b/d	0,06	0,06	b/d	0,01	0,03	0,02	b/d	0,01	0,19	0,16					
MnO	1,97	1,96	0,10	0,15	0,17	0,12	0,38	0,39	0,36	0,33	0,35	0,27	0,08	0,24				
NiO	0,08	b/d	0,04	0,04	0,06	0,02	b/d	0,08	b/d	0,02	0,07	0,03	0,01	0,04				
ZnO	b/d	0,24	b/d	0,07	0,08	0,14	b/d	b/d	0,13	b/d	0,02	0,02	b/d	b/d				
MgO	20,22	20,21	15,35	15,16	15,30	15,40	28,85	28,82	30,55	30,89	30,99	30,03	16,49	17,08				
CaO	0,39	0,37	25,03	24,78	23,42	24,60	0,26	0,40	0,19	0,17	0,21	0,13	25,08	23,8				
Na ₂ O	0,04	b/d	0,09	0,09	0,14	0,16	b/d	0,02	0,01	b/d	0,02	b/d	0,11	0,10				
K ₂ O	b/d	b/d	b/d	0,03	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	b/d	b/d	0,01				
Total	96,41	96,34	99,06	100,02	99,57	99,22	98,97	99,38	99,65	99	99,31	98,23	100,47	99,84				
Fórmula estructural (6 óxigenos)																		
Si	1,98	1,93	1,86	1,87	1,89	1,89	1,89	1,92	1,92	1,92	1,92	1,90	1,88					
Al ^{IV}	0,02	0,07	0,14	0,14	0,12	0,11	0,11	0,08	0,07	0,11	0,08	0,10	0,11					
Al ^{VI}	0,09	0,03	0,03	0,03	0,05	0,04	0,04	0,06	0,06	0,07	0,04	0,03	0,07	0				
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01				
Cr	b/d	b/d	b/d	b/d	b/d	b/d	b/d	b/d	b/d	b/d	b/d	b/d	b/d	b/d				
Mg	1,17	1,17	0,84	0,83	0,84	0,85	1,53	1,54	1,61	1,74	1,63	1,61	0,89	0,92				
Ni	0,01	b/d	0,01	0,01	0,01	0,01	b/d	b/d	b/d	b/d	b/d	b/d	0,01	b/d				
Fe ²⁺	0,66	0,68	0,01	0,01	0,06	0,01	0,37	0,37	0,37	0,30	0,28	0,24	0,31	0,01				
Mn	0,06	0,06	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01				
Ca	0,02	0,01	0,99	0,97	0,92	0,97	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,97	0,93			
Na	0,01	b/d	0,01	0,01	0,01	0,01	b/d	b/d	b/d	b/d	b/d	b/d	0,01	0,01				
K	b/d	b/d	0,01	0,01	0,01	0,01	b/d	b/d	b/d	b/d	b/d	b/d	b/d	b/d				
WO %	0,85	0,78	50,52	49,77	47,87	49,99	0,51	0,79	0,37	0,33	0,40	0,25	49,61	46,94				
EN %	61,30	59,65	43,10	42,36	43,52	43,53	79,60	79,21	83,30	83,33	83,06	83,06	45,38	46,88				
FS %	37,84	39,57	6,38	7,87	8,61	6,48	19,89	19,99	16,33	16,33	16,54	16,69	5,0	6,18				

b/d = bajo el límite de detección instrumental. **Opx:** Ortopyroxeno; **Cpx:** clinopyroxeno.

TABLA 3. DATOS REPRESENTATIVOS DE ANÁLISIS QUÍMICOS DE PLAGIOCLASAS MEDIANTE MICROSONDA ELECTRÓNICA.

Ubicación Roca Muestra/No. análisis % peso Clasificación	Sierra de Las Imanas					Sierra de La Huerta			
	MetaQtz-norita					Metapiroxenita			
	IM200-124	IM200-132	IM200-133	IM200-139	IM200-143	SH224-11c	SH224-12c	SH224-13c	SH224-14c
SiO ₂	48,89	49,93	53,47	47,40	49,44	42,75	42,87	43,00	43,40
TiO ₂	0,02	0,03	0,05	0,01	0	0	0,01	0	0,03
Al ₂ O ₃	32,89	31,67	27,04	32,02	30,89	36,18	36,72	36,21	35,81
FeO	0,25	0,02	1,29	0,08	0,05	0,20	0,11	0,11	0,16
MnO	0,04	b/d	0,09	0,03	0,02	b/d	b/d	0,02	0,02
MgO	0,04	0,02	1,13	0,03	0,02	0,04	0,01	b/d	b/d
CaO	15,91	15,59	10,51	15,45	14,80	19,93	20,69	20,21	20,38
Na ₂ O	1,12	1,46	5,17	1,35	1,76	0,09	0,06	0,13	0,17
K ₂ O	0,22	0,07	0,17	0,03	0,06	0,03	0,03	b/d	b/d
Total	99,48	98,94	99,03	96,49	97,08	99,24	100,5	99,68	99,97
Fórmula estructural (32 oxígenos)									
Si	8,96	9,17	9,82	8,94	9,24	7,99	7,93	8,00	8,06
Al	7,10	6,85	5,85	7,11	6,80	7,97	8,00	7,94	7,83
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	b/d	b/d	0,01	b/d	0,01
Fe ²⁺	0,04	0,01	0,20	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02
Mn	0,01	b/d	0,01	0,01	0,01	b/d	b/d	0,01	0,01
Mg	0,01	0,01	0,31	0,01	0,01	0,01	0,01	b/d	b/d
Ca	3,12	3,07	2,07	3,12	2,96	3,99	4,10	4,03	4,05
Na	0,40	0,52	1,84	0,49	0,64	0,03	0,02	0,05	0,06
K	0,05	0,02	0,04	0,01	0,01	b/d	0,01	b/d	b/d
Ab %	11,10	14,40	46,60	13,60	17,60	0,80	0,50	1,20	1,50
An %	87,40	85,10	52,40	86,20	81,90	99,00	99,30	98,80	98,50
Or %	1,50	0,50	1,00	0,20	0,50	0,20	0,20	0	0

b/d = bajo el límite de detección instrumental. PI: plagioclasa.

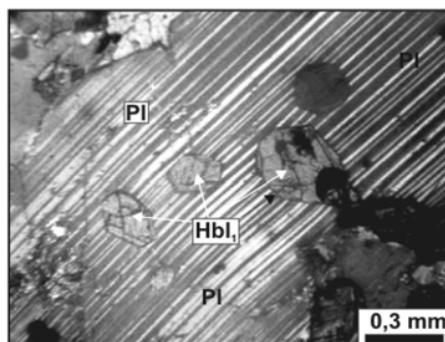


FIG. 3. Metacuarzo-norita con cristales euhedrales de Hbl, incluidos en plagioclasa.

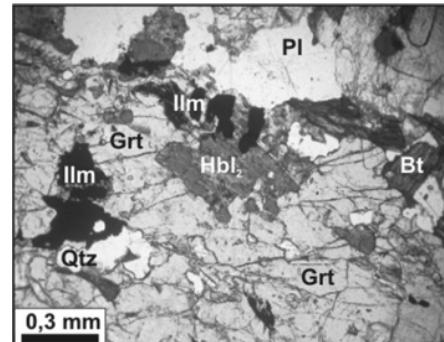


FIG. 4. Contexto textural de la paragénesis (2), PI+Qtz+Am₂±Ilm±Grt, formada durante el evento metamórfico M1 y según la reacción [1].

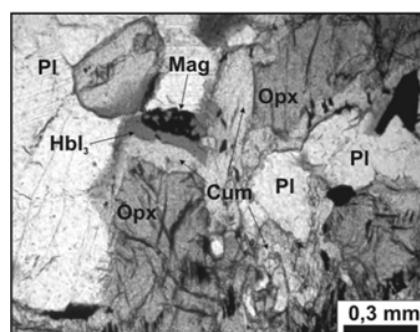


FIG. 5. Texturas coroníticas del M2 con formación de cummingtonita en la metacuarzo-norita según la reacción [3].

TABLA 4. DATOS REPRESENTATIVOS DE ANÁLISIS QUÍMICOS DE ANFÍBOLES MEDIANTE MICROSONDA ELECTRÓNICA.

bld = bajo el límite de detección instrumental. $F_{\text{e}}^{+2}/F_{\text{e}}^{+3}$ calculado mediante fórmula estructural. **Cum**: cummingtonia; **Hbl-Ts**: Anfibola tschermakita; **Hb-Prg**: anfibola pargasita.

TABLA 5. DATOS REPRESENTATIVOS DE ANÁLISIS QUÍMICOS DE BIOTITAS MEDIANTE MICROSONDA ELECTRÓNICA.

Ubicación Roca	Sa. de Las Imanas		Sa. de La Huerta		
	MetaQtz-norita	Metaperidotita			
Muestra/No. análisis	IM200-130	IM200-131	IM200-134	SH231-51	SH231-52
% peso					
Clasificación	Bt	Bt	Bt	Phl	Phl
SiO ₂	33,51	34,38	34,97	38,54	38,64
TiO ₂	3,17	2,97	2,76	0,97	0,88
Al ₂ O ₃	20,60	16,06	16,47	17,04	17,12
Cr ₂ O ₃	0,03	0,06	b/d	b/d	0,01
FeO	12,46	12,46	13,97	4,30	4,26
MnO	0,08	0,17	0,21	b/d	0,03
MgO	13,81	14,71	14,97	22,43	22,44
ZnO	0,14	0,19	0,03	b/d	b/d
NiO	0,04	0,07	0,03	0,18	0,08
CaO	0,11	0,02	0,04	b/d	0,04
Na ₂ O	0,09	0,12	0,12	0,81	0,81
K ₂ O	8,91	9,46	9,25	8,64	8,62
Total	94,95	92,58	94,79	92,93	92,96
Fórmula estructural (22 oxígenos)					
Si	5,30	5,63	5,61	5,57	5,58
Al ^{IV}	2,70	2,37	2,39	2,43	2,42
Al ^{VI}	1,14	0,72	0,73	0,47	0,49
Ti	0,38	0,37	0,33	0,11	0,09
Fe ⁺²	1,65	1,71	1,88	0,52	0,51
Cr	0,01	0,01	b/d	b/d	0,01
Mn	0,01	0,02	0,03	b/d	0,01
Mg	3,26	3,59	3,58	4,83	4,83
Zn	0,02	0,02	b/d	b/d	b/d
Ni	b/d	0,01	b/d	0,02	0,01
Ca	0,02	0,01	0,01	b/d	0,01
Na	0,03	0,04	0,04	0,23	0,23
K	1,80	1,97	1,89	1,59	1,59
Fe/FeMg	0,34	0,32	0,34	0,10	0,10

b/d = bajo el límite de detección instrumental. Bt: biotita; Phl: flogopita.

TABLA 6. DATOS REPRESENTATIVOS DE ANÁLISIS QUÍMICOS DE GRANATES MEDIANTE MICROSONDA ELECTRÓNICA.

Roca	MetaQtz-norita	
Muestra/No. análisis	IM200-141	IM200-145
% peso	Grt	Grt
SiO ₂	38,19	38,32
TiO ₂	0,12	0,18
Al ₂ O ₃	21,72	21,42
Cr ₂ O ₃	b/d	0,05
FeO	24,96	23,02
MnO	3,54	5,26
MgO	5,41	5,51
CaO	5,00	5,75
Total	99,05	99,52
Fórmula estructural (24 oxígenos)		
Si	6,04	6,02
Al ^{VI}	4,05	3,96
Fe ⁺³	0,16	0,15
Ti	0,01	0,02
Cr	b/d	0,01
Fe ⁺²	3,14	2,87
Mg	1,28	1,29
Mn	0,47	0,70
Ca	0,85	0,97
Almandino	54,69	49,26
Andradita	4,32	3,89
Grosularia	10,46	12,54
Piropo	22,26	22,13
Espesartina	8,28	12,01
Uvarovita	0	0,16

b/d = bajo el límite de detección instrumental. Fe⁺³ calculado mediante fórmula estructural. Grt: granate.

ROCAS ULTRAMÁFICAS (METAPIROXENITAS Y METAPERIDOTITAS)

En distintos sectores de las sierras de La Huerta y Las Imanas se localizan pequeños cuerpos de rocas ultramáficas-ultrabásicas (piroxenitas y peridotitas) (Castro de Machuca *et al.*, 1996 y 2002; Vujovich *et al.*, 1996; Murra y Baldo, 2004a) que están asociadas a las metacuarzo-noritas, y afloran en forma de lentes de 2 a 10 m de longitud dispuestos de manera concordante con la foliación regional. Los principales afloramientos reconocidos y muestreados se pueden observar en la figura 2, al igual que otros citados por distintos autores.

El estudio geoquímico de las rocas ultramáficas de la SLH realizado por Castro de Machuca *et al.* (1996), sugiere un origen residual vinculado al magmatismo básico de la SVF-SLH-SI. Presentan valores de SiO₂ ~ 38-48%, con CaO ~ 8-16% y álcalis muy bajos (0,19-1,19%). El promedio de Cr es de 987 ppm.

La muestra IM-306 (Tabla 1) representaría una metaperidotita de la SI (31°29'02"S, 67°20'15"W)

con la siguiente composición: SiO₂=48%, CaO= 17,7%, suma de álcalis=0,8 y concentraciones importantes de Cr (1680 ppm). El contenido de SiO₂ no se corresponde con el de una peridotita, indicando que el evento metamórfico habría modificado la composición original del protolito.

El análisis petrográfico permite diferenciar dos grupos con características texturales y mineralógicas diferentes: rocas ultramáficas olivínicas, y ultramáficas piroxénicas. El primer grupo presenta una asociación mineralógica y texturas relicticas que permiten identificarla como una metaperidotita (Iherzolita), en tanto que el segundo correspondería a una metapiroxenita (websterita), tal como fuera reconocido por Castro de Machuca *et al.* (1996). Las metaperidotitas presentan la siguiente asociación mineral:



La muestra representativa de las metaperidotitas, y que ha sido utilizada para caracterizar la química

mineral, es la SH-231, ubicada en el sector de la quebrada de Los Hornitos (Fig. 2; 31°19'21"S, 67°25'34"W).

El ortopiroxeno, el clinopiroxeno y el anfíbolo son los minerales maficos que componen el 80% de la roca, mientras que los relictos de olivino serpentinizados más los minerales opacos conforman el resto. Los cristales relicticos de piroxenos (~1 mm), están en parte recristalizados y normalmente rodean al olivino, que se encuentra parcial o totalmente serpentinizado. Tanto el clinopiroxeno como el ortopiroxeno y el olivino constituyen la asociación mineral primaria relictica. Los ortopiroxenos relicticos ígneos son cristales anhedrales de tamaños de 1 a 3 mm, muy fracturados, y se clasifican como enstatita (En_{83-84} , Tabla 2), con un contenido en Al variable entre 0,07-0,11 a.p.f.u. En muchos sectores se encuentra rodeado (o incluido) por los porfidoblastos de anfíbolo.

Los clinopiroxenos analizados se clasifican como diópsidos (Wo_{46-50} , En_{45-47} , Fs_{5-6} , Tabla 2). Se presentan como inclusiones en anfiboles, de formas subhendrales y anhedrales de alrededor de 0,3 mm. En ocasiones se observan exfoliaciones de minerales opacos dispuestos según las dos direcciones del clivaje basal de los piroxenos. El olivino presenta el hábito característico de cristales subredondeados y fracturas serpentinizadas. Es una Fo_{84} , pobre en NiO (0,16-0,28%) y de composición uniforme (cf. Tabla 7).

El anfíbolo se presenta como porfiroblastos poiquiliticos (>5 mm) incluyendo al resto de la asociación mineral. Son anfiboles cálculos (cf. Tabla 4) con $X_{Mg} > 0,5$, $TSi=6,1$ y $6,3$ a.p.f.u., clasificándose como pargasitas a Hbl-pargasitas (Leake et al., 1997).

Se observa, además, óxidos, sulfuros de hierro y hierro-níquel (pentlanditas con 40,9% de NiO). Los más abundantes son los minerales del grupo de los espinelos, presentándose frecuentemente como exsoluciones junto con Ilm+Mag en diópsido y en anfiboles. Los espinelos de las metaperidotitas (cf. Tabla 8), muestran un X_{Mg} variable entre 1,14 y 2,03 y sobre la base del porcentaje de hercinita, se pueden diferenciar 2 grupos: el primero (Spl_1), es relativamente pobre en Fe^{+2} , con 29-33% de Hc, y de hábitos euhedrales y subhendrales, asociado a magnetita, ilmenita y pirita. Esta asociación de óxidos podría asignarse a la etapa magmática de la roca. En el segundo grupo (Spl_2), el porcentaje de Hc sube al 38-44% y presentan un 1,5% de Cr_2O_3 . La composición química del resto de los minerales opacos en las metaperidotitas ha sido incluida en la tabla 9.

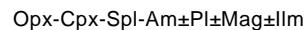
Las metapiroxenitas coroníticas han sido muestreadas en la SLH en el sector central, a la altura

TABLA 7. DATOS REPRESENTATIVOS DE ANÁLISIS QUÍMICOS DE OLIVINOS MEDIANTE MICROSONDA ELECTRÓNICA.

Ubicación Roca Muestra/ No. análisis	Sa. de La Huerta			
	Metaperidotita			
% peso	Clasificación	OI	OI	OI
SiO ₂		39,00	39,44	40,06
TiO ₂	b/d	b/d	0,02	b/d
Al ₂ O ₃	0,01	0,01	0,02	b/d
FeO	15,18	14,83	14,99	15,23
MnO	0,28	0,29	0,24	0,24
MgO	44,59	44,13	45,51	44,44
NiO	0,17	0,18	0,28	0,16
Total		99,23	98,91	101,14
Fórmula estructural (4 oxígenos)				
Si		1,00	1,00	0,99
Al	b/d	b/d	0,01	b/d
Ti	b/d	b/d	b/d	b/d
Fe ⁺²	0,32	0,31	0,31	0,32
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	1,70	1,67	1,69	1,68
Ni	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe/Fe+Mg		0,16	0,16	0,16

b/d: bajo el límite de detección instrumental.

de la quebrada El Puesto, y en el sector occidental en la quebrada de Los Hornitos (Fig. 2). La muestra analizada con microsonda electrónica es la SH-224 ubicada en este último sector (31°18'07"S, 67°25'37"W). La asociación mineral de esta roca ultramáfica es:



El ortopiroxeno (En_{79} , con 0,17 Al a.p.f.u., Tabla 2) es de color rosado pleocroico y se presenta en agregados granoblásticos anhedrales a subhendrales de 0,2 a 0,5 mm.

El anfíbolo es una variedad cálculo y se clasifica como Hbl-tschermakita a Hbl-pargasita ($X_{Mg} > 0,5$ y rangos de TSi entre 6,27 y 6,41, Tabla 4). Se presenta como un agregado granoblástico de blastos anhedrales y como porfidoblastos poiquiliticos que incluyen al resto de la asociación mineral.

El clinopiroxeno se presenta en cristales relicticos de 0,5 a 2 mm, poiquilitico y anhedral o como un intercrecimiento simpleteítico con espinelo. En ambos casos se clasifica como diópsido (Hd_{12-16} , Tabla 2), con un% CaO=23-25, y $X_{Fe}=0,04$.

La plagioclasa ($An_{98,5-99,4}$) es sumamente escasa, en cristales anhedrales y por lo general sericitizada. La poca cantidad actual de plagioclasa se debería al consumo de ésta durante la formación de clinopiroxeno, y especialmente anfíbolo generado durante la etapa de retromorfismo.

El espinelo (Hc_{36-40}) se lo observa vinculado al desarrollo de la textura simplectítica (de formas lamelares y globulares), y como cristales de mayor tamaño y anhedrales incluidos en el anfíbol. El contenido en Cr_2O_3 es muy bajo (0,01%), el de NiO no

superá el 0,5% (0,1-0,3%), mientras que el ZnO presenta porcentajes aún menores (0,2%, Tabla 8). Los bajos tenores de estos óxidos concuerdan con su origen metamórfico más que magmático.

TABLA 8. DATOS REPRESENTATIVOS DE ANÁLISIS QUÍMICOS DE ESPINELOS MEDIANTE MICROSONDA ELECTRÓNICA.

Ubicación Roca Muestra/No. análisis % peso	Sierra de La Huerta				
	Metapiroxenitas		Metaperidotitas		
	SH224-55 Spl	SH224-75 Spl	SH231-24 Spl	SH231-28 Spl	SH231-44 Spl
SiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
TiO ₂	0,03	0,04	0,04	b/d	0,01
Al ₂ O ₃	62,36	60,96	61,04	60,83	62,28
FeO	19,98	22,08	16,96	18,93	21,62
Cr ₂ O ₃	b/d	0,01	1,28	1,53	0,14
MnO	0,17	0,17	0,08	0,18	0,16
MgO	16,03	15,29	14,79	16,71	13,78
NiO	0,23	0,15	0,44	0,26	0,35
ZnO	0,09	0,10	0,44	0,48	0,55
CaO	0,03	0,10	b/d	b/d	0,03
Na ₂ O	0,01	0,01	b/d	b/d	b/d
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01	b/d
Total	98,95	98,94	95,11	98,93	98,95
Fórmula estructural (3 cationes)					
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,93	1,90	1,97	1,88	1,95
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺³	0,07	0,10	0,00	0,08	0,04
Cr	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00
Fe ⁺²	0,36	0,39	0,38	0,33	0,43
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,63	0,60	0,60	0,65	0,54
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

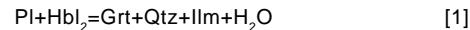
b/d = bajo el límite de detección instrumental. Fe⁺³ calculado a partir de la fórmula estructural. Spl: espinelo.

TERMOBAROMETRÍA DE LAS UNIDADES METAÍGNEAS MÁFICAS

En las metacuarzo-noritas, es posible diferenciar 3 asociaciones minerales principales:

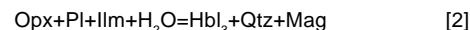
- (1) - Pl₁+Opx+Hbl₁+opacos-Asociación ígnea (relítica)
- (2) - Pl₂+Grt+Hbl₂+Qtz+Ilm-Paragénesis metamórfica M1 (climax metamórfico)
- (3) - Cum+Hbl₃+Qtz+Mag-Paragénesis metamórfica M2 (retrogrado)

La asociación (1) (Fig. 6) indicaría que la composición original podría corresponder a rocas noríticas o gabro-noríticas. La paragénesis (2) (Fig. 4), se genera a partir de la reacción:



indicando condiciones de grado alto (facies de granulita) para el evento M1.

La etapa de retrogradación M2 está caracterizada por el desarrollo de una textura coronítica que genera la asociación (3) (Fig. 5). Para esta etapa, las reacciones propuestas son:



La etapa M2 está dentro del grado medio del metamorfismo (facies de anfibolita). Reacciones similares a [2] y [3] han sido propuestas por Graessner y

Schenk (2001), para explicar la retrogradación del macizo de Sila (norte de Calabria, Italia), pero estos autores las plantean sin la presencia de magnetita.

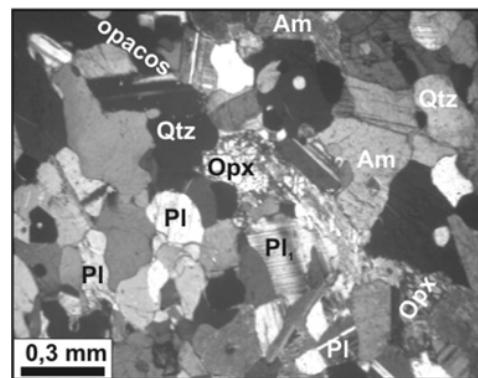


FIG. 6. Dominio textural de las metacuarzo-noritas con preservación de la textura ígnea. Se observa a la plagioclasa subhedral junto al ortopiroxeno.

TABLA 9. DATOS REPRESENTATIVOS DE ANÁLISIS QUÍMICOS DE MAGNETITAS, SULFUROS E ILMENITA MEDIANTE MICROSONDA ELECTRÓNICA.

Ubicación	SI		Sa. de La Huerta				
	Roca	MetaQtz-norita	Metapirox.	Metaperidotita			
Muestra/No. análisis	IM200-126	SH224-71	SH231-26	SH231-31	SH231-30	SH231-27	
% peso Clasificación	Mag	Mag	Mag	Py	Pn	Ilm	
SiO ₂	0,83	0,63	0,01	0,04	0,30	0,73	
TiO ₂	0,19	0,31	0,27	b/d	b/d	52,58	
Al ₂ O ₃	0,82	1,38	0,41	0,01	0,06	0,92	
FeO	87,51	84,71	88,03	75,28	41,44	36,81	
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	
Cr ₂ O ₃	0,03	0,04	0,83	0,01	0,01	0,05	
MnO	0,09	0,02	0,05	0,03	0,04	2,74	
MgO	0,37	0,86	0,36	0,01	0,31	5,33	
NiO	b/d	0,11	0,27	0,32	40,93	0,07	
ZnO	b/d	0,05	b/d	0,11	0,03	b/d	
CaO	0,29	0,14	0,02	b/d	b/d	b/d	
Na ₂ O	0,01	0,04	b/d	0,01	0,01	0,01	
Total	90,16	88,32	90,25	75,80	83,17	99,24	
Fórmula estructural (Mag = 3 cationes; Ilm = 2 cationes)							
Si	0,03	0,03	0,00			0,02	
Al	0,04	0,07	0,02			0,03	
Ti	0,01	0,01	0,01			0,76	
Fe ⁺³	1,88	1,86	1,94			0	
Cr	0,00	0,00	0,03			b/d	
Fe ⁺²	1,00	0,97	0,98			0,75	
Mn	0,00	0,00	0,00			0,06	
Mg	0,02	0,05	0,02			0,19	
Ni	0,00	0,00	0,01			b/d	
Zn	0,00	0,00	0,00			b/d	
Ca	0,01	0,01	0,00			b/d	
Na	0,00	0,00	0,00			0	

b/d = bajo el límite de detección instrumental. Fe⁺³ calculado a partir de la fórmula estructural. Mag: magnetita; Py: pirita; Pn: pentandilita; Ilm: ilmenita.

ESTIMACIÓN DE LAS CONDICIONES DEL PICO METAMÓRFICO (M1)

La paragénesis (2), $\text{Pl}_2 + \text{Grt} + \text{Hbl}_2 + \text{Qtz} \pm \text{Ilm}$, permite el uso combinado del par hornblenda-plagioclasa (Holland y Blundy, 1994), y granate-hornblenda (Graham y Powell, 1984). Se ha empleado el programa "Hbl-PI" desarrollado por Holland y Blundy (1994), que permite conocer la temperatura de equilibrio de cada reacción a diferentes presiones (0, 5, 10 y 15 kbar). Los rangos de T° obtenidos son similares para cada uno de los métodos aplicados. Para el termómetro Hbl-PI, los valores de temperatura obtenidos fueron entre 701 y 730°C (análisis representativos PI: IM200-143-Am: IM200-142, Tablas 3 y 4, respectivamente), mientras que el par granate-hornblenda arrojó valores de 690 a 730°C (análisis Am: IM200-

142; Grt: IM200-141; Am: IM200-142; Grt: IM200-145, Tablas 4 y 6, respectivamente, y Tabla 10).

Para el cálculo de la presión, se utilizó también la combinación de dos geobarómetros. El primero se basa en el contenido de Al en anfíbol, utilizando las calibraciones de Hollister *et al.* (1987). Los valores máximos y mínimos obtenidos son de 7,9 y 8,1 kbar (análisis Am: IM200-136, IM200-142; Tabla 4). El segundo método utilizado es el geobarómetro granate-hornblenda-plagioclasa-cuarzo (Kohn y Spear, 1989), obteniendo valores levemente superiores, $P \approx 8,4\text{-}8,9$ kbar (análisis PI: IM200-143; Am: IM200-142; Grt: IM200-145; Tablas 3, 4 y 6, respectivamente y Tabla 10).

TABLA 10. DATOS P-T PARA LAS DIFERENTES ASOCIACIONES EN LAS ROCAS METAÍGNEAS MÁFICAS Y ULTRAMÁFICAS DE LA SLH Y SI.

Litología/muestra	Asociación	Geotermómetro	Temperatura (°C)	Geobarómetro	Presión (Kbar)	Interpretación
MetaQtz-norita/IM200	$\text{Pl}_2 - \text{Grt} - \text{Hbl}_2 - \text{Qtz}$	Hbl - PI (1)	701 - 730 °C	Al en Am (2)	7,9 - 8,1 kb	M1
MetaQtz-norita/IM200	$\text{Pl}_2 - \text{Grt} - \text{Hbl}_2 - \text{Qtz}$	Grt - Hbl (3)	690 - 730 °C	Grt - Hbl - PI - Qtz (4)	8,4 - 8,9 kb	M1
MetaQtz-norita/IM200	Cum - Hbl_3 - Qtz	Hbl - PI (1)	605 - 620 °C	Al en Am (2)	4,5 - 5,9 kb	M2
MetaQtz-norita/IM200	Cum - Hbl_3 - Qtz	THERMOCALC (5)	566 ± 53 °C	THERMOCALC (5)	$3,9 \pm 2,3$ kb	M2
Metaperidotita/SH231	OI - Opx - Cpx - Spl - Am	OI - Spl (6)	726 °C			M2
Metaperidotita/SH231	OI - Opx - Cpx - Spl - Am	OI - Spl - Opx (7)	700 °C			M2
Metaperidotita/SH231	OI - Opx - Cpx - Spl - Am	Cpx - Opx (8)	750 °C			M2
Metapiroxenita/SH224	Opx - Pl - Cpx - Am - Spl	Cpx - Opx (8)	730 °C			M2
Metapiroxenita/SH224	Opx - Pl - Cpx - Am - Spl	Hbl - PI (1)	729 ± 52 °C			M2

(1) Holland y Blundy, 1994; (2) Hollister *et al.*, 1987; (3) Graham y Powell, 1984; (4) Kohn y Spear, 1989; (5) Powell y Holland, 1988; (6) Roeder *et al.*, 1977; (7) Gasparik y Newton, 1984; (8) Wood y Banno, 1973.

ESTIMACIONES DE LAS CONDICIONES DE RETROGRADACIÓN METAMÓRFICA (M2)

Para la paragénesis coronítica (3) $\text{Cum} + \text{Hbl}_3 + \text{Qtz} \pm \text{Mag}$, donde además permanece la plagioclasa como fase en equilibrio, las condiciones de presión y temperatura se determinaron utilizando nuevamente el geotermómetro hornblenda-plagioclasa de Holland y Blundy (1994), obteniéndose temperaturas de 605 a 620 ± 40 °C (análisis PI: IM200-133; Am: IM200-136; Tablas 3 y 4, respectivamente y Tabla 10), y la presión para esta temperatura fue calculada en base al contenido de Al en la Hbl_3 dando valores entre 4,5 y 5,9 kbar (análisis Am: IM-140; Tablas 4 y 10).

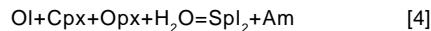
También se calcularon las condiciones P-T mediante el programa THERMOCALC (Powell y Holland, 1988), con el cual se obtuvieron valores sensiblemente menores, pero dentro de los límites de error. Estos valores son de 566 ± 53 °C para la temperatura y $3,9 \pm 2,3$ kbar para la presión. En la tabla 11 se puede observar con que minerales/miembros finales se realizaron los cálculos de este último método (análisis Opx: IM200-127; Pl: IM200-132; Cum: IM200-135; Hbl: IM200-140; Tablas 2, 3 y 4, respectivamente).

TABLA 11. DATOS UTILIZADOS PARA LOS CÁLCULOS CON EL PROGRAMA THERMOCALC.

Ortopiroxeno		Anfíboles		Plagioclasa		Resultados	
Muestra Etapa P-T	IM-200 M2	Muestra Etapa P-T	IM-200 M2	Muestra Etapa P-T	IM-200 M2	Muestra Etapa P-T	IM-200 M2
En Fs	0,35 0,12	Mg-Ts Cum Gru Fe-Act Gln	0,016 0,13 0,0023 0,00163 0,00853	Ab An	0,32 0,88	aH ₂ O T °C s.d (T) P kb s.d (P) Correl. Fit. Nr	1 566 53 3,9 2,3 0,786 1,2 0

TERMOBAROMETRÍA DE LAS UNIDADES METAÍGNEAS ULTRAMÁFICAS

En las rocas ultramáficas clasificadas como metaperidotitas, la formación de los porfiroblastos de anfíboles que incluyen al resto de la asociación anhidra, sugiere una reacción de tipo (Fig. 7):



Para etapas retrógradas en facies de esquistos verdes, se genera la serpentina y la magnetita a partir de las siguientes reacciones (Bucher y Frey, 1994):



La reacción [5] oxida el componente fayalítico del olivino formándose magnetita, y además genera la sílice (SiO_2) necesaria para que reaccione con el componente forsterítico (+ H_2O) en la reacción [6], y de como resultado la serpentinización del olivino.

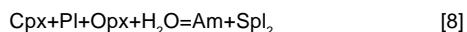
En las *metapiroxenitas*, las texturas relícticas preservadas dentro de los porfiroblastos de anfíboles, permiten deducir al menos un evento metamórfico previo a la formación del anfíbol. La figura 8 sintetiza las principales observaciones texturales de esta roca. Se reconocen los siguientes dominios texturales:

1. Oropiroxenos anhedrales localizados en el núcleo de los porfiroblastos de anfíbol. 2. Simplectitas de espinelos+clionopiroxenos, también incluidos totalmente en los porfiroblastos de anfíboles. Los espinelos son de tipo lamelar en la simplectita con el clinopiroxeno, y están dispuestos perpendicularmente al contacto con la plagioclasa, en tanto que en contacto con el anfíbol, éstos son de tipo globular. 3- El anfíbol suele ser un gran porfiroblasto con continuidad óptica que engloba a toda la asociación y termina bruscamente en el contacto con la plagioclasa. La interpretación evolutiva de esta textura es la siguiente:

I. Metamorfismo M1, formación de una paragénesis anhidra en condiciones granulíticas a partir de la reacción:



II. Metamorfismo M2, formación de una nueva paragénesis en facies de anfibolitas según la reacción:



La “lectura” textural de estas rocas suele brindar

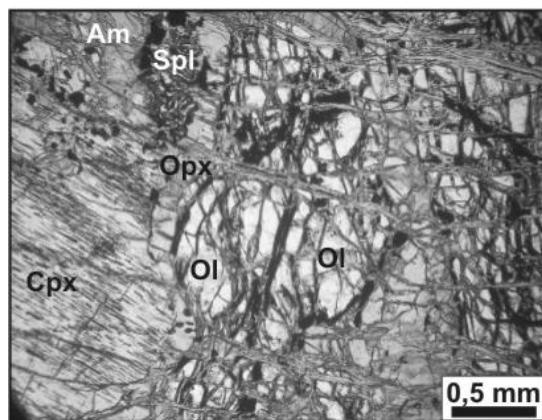


FIG. 7. Asociación Opx-Cpx-Am-Spl-Ol de las metaperidotitas de la SLH-SI. Contexto textural de la reacción [4].

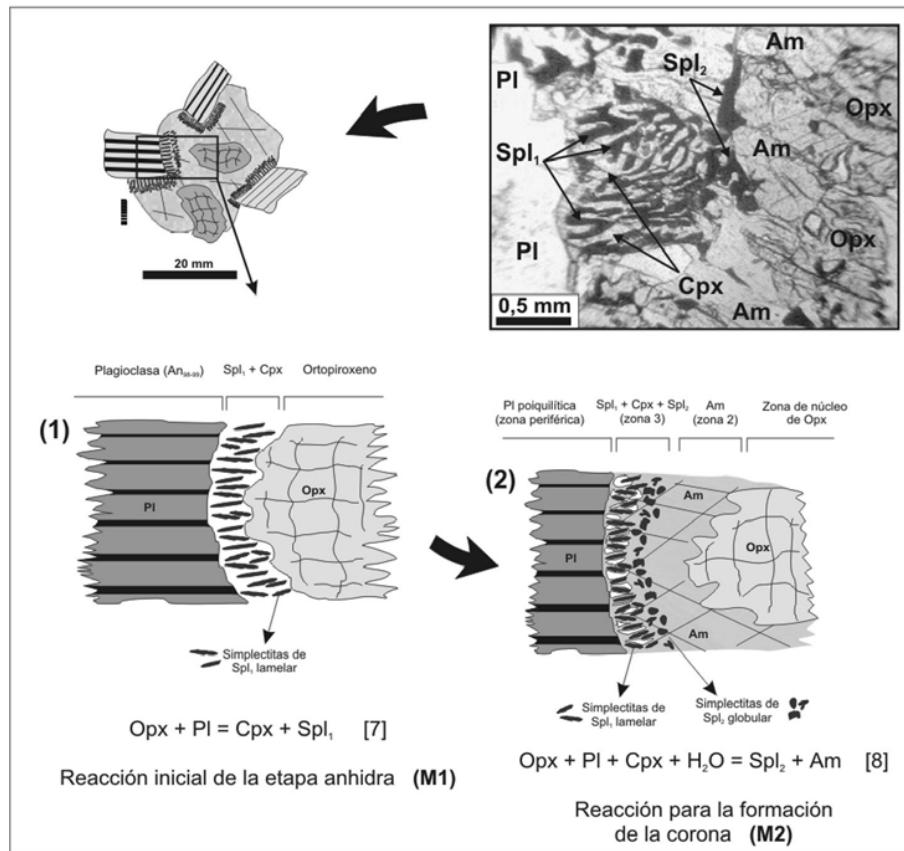


FIG. 8. Fotomicrografía del contexto textural de la corona kelyfítica en las metapiroxenitas formadas a partir de las reacciones [7] y [8], y esquemas de la misma.

información cualitativa sobre su evolución termobárica. Sin embargo, la cuantificación de las condiciones de presión y temperatura de cada una de las diferentes etapas de su evolución metamórfica es, normalmente, difícil de obtener debido a que las paragénesis de minerales máficos reajustan fácilmente su composición, reequilibrándose al último evento de la evolución termobárica (Schmädicke, 2000). A pesar de esto, si se establecen los contextos texturales de las diferentes paragénesis minerales y se reconocen las principales texturas reaccionales es factible, en algunos casos, la obtención de una trayectoria P-T que sea significativa de su evolución. La grilla petrogenética para el sistema CMASH de Schmädicke (2000), basada en una piroxenita sin olivino de Granulitgebirge, Bohemian Massif (Fig. 9), permite estimar que, durante el M1, las metapiroxenitas de las SLH-SI habrían estado equilibradas dentro del campo divariante $\text{An}-\text{Spl}_1-\text{Opx}-\text{Cpx}$, y que durante el M2 retrogradó al campo divariante $\text{An}-\text{Spl}_2-\text{Am}-\text{Cpx}$, cortando la cur-

va univariante de la reacción $\text{Opx}+\text{Cpx}+\text{An}+\text{H}_2\text{O}=\text{Am}+\text{Spl}$.

A partir de la aplicación de los geotermómetros y geobarómetros específicos para este tipo de roca (Tabla 10), no fue posible obtener condiciones confiables del evento M1, debido a que la química mineral de las asociaciones analizadas están equilibradas al evento M2.

La temperatura del evento M2 en la metaperidotita con $\text{Ol}-\text{Opx}-\text{Cpx}-\text{Am}-\text{Spl}$, se obtuvo mediante la aplicación de los siguientes termómetros: 1. $\text{Ol}-\text{Spl}$ (Roeder *et al.*, 1979; intercambio Fe-Mg entre olivino-espinelo), dando una temperatura de 726°C (análisis Ol : SH231-25; Spl : SH231-24, Tablas 7 y 8, respectivamente). 2. $\text{Ol}-\text{Spl}-\text{Opx}$ (Gasparik y Newton, 1984; intercambio de Al entre ortopiroxeno-espineloforsterita) obteniéndose una temperatura de 700°C (análisis Opx : SH231-32; Ol : SH231-33; Spl : SH231-28, Tablas 2, 7 y 8, respectivamente) y 3. $\text{Cpx}-\text{Opx}$ (Wood y Banno, 1973; intercambio de Ca

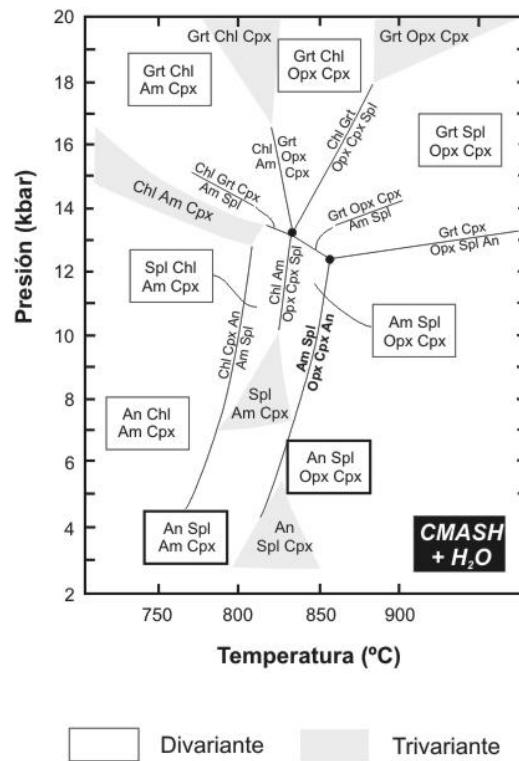


FIG. 9. Diagrama de fases para rocas metapiroxénicas con una composición (% en peso): CaO=14,1; (FeO+MgO)=23,5; Al₂O₃=13,2; SiO₂=43,3 (según Schmädike, 2000).

entre clinopiroxeno y ortopiroxeno), que arrojó una temperatura de 750°C (análisis Opx: SH231-32; Cpx: SH231-27; Tabla 2).

Para la asociación metapiroxenítica (Opx-Cpx-Am-Pl-Spl), se utilizaron los termómetros basados en los piroxenos (Cpx-Opx) y se empleó, además, como control el termómetro Hbl-Pl de Holland y Blundy (1994). Para el primer geotermómetro se obtuvo un valor de 730°C (análisis Opx: SH224-79; Cpx: SH224-80; Tabla 2), en tanto que con el segundo, un valor de 729±52°C.

Para el cálculo de la presión se utilizó el barómetro Cpx-Pl, calibrado en base al intercambio de Ca entre el clinopiroxeno y la plagioclasa (Ellis, 1980). El mejor resultado obtenido es el de 4,2±1 kbar (análisis Cpx: SH224-56; Pl: SH224-12c; Tablas 2 y 3, respectivamente). Se utilizó, además, el método de multiequilibrios para calcular la estabilidad de dos reacciones específicas de la asociación metaperidotítica [4] y metapiroxenítica [8], utilizando la base de datos termodinámicos del programa TEEWQU (Berman, 1991; versión 2.02b) y la base termodinámica BA96a.DAT). La figura 10 muestra que estas dos reacciones se cortan en un punto a los 720°C y 4,3 kbar, coincidente con el valor del barómetro de intercambio Cpx-Pl, por lo tanto, consideramos a este valor de presión como representativo del evento M2.

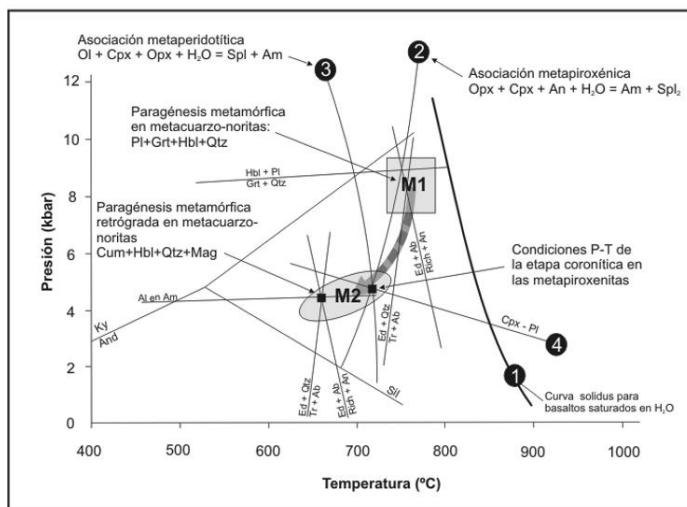


FIG. 10. Evolución P-T de la Unidad Metaignea deducida a partir de las metacuarzo-noritas, y de las asociaciones metaperidotítica y metapiroxenítica. Curvas 2 y 3 calculadas según el TEEWQU de Berman (1991). Curva 4, barómetro de intercambio de Ca entre Cpx-Pl. Modelos de actividad para cálculos TEEWQU tomados de: Fuhrman y Lindsley, 1988 (plagioclasa); Berman y Aranovich, 1996 (olivino, espínolo, piroxenos); Mader y Berman, 1992 (anfíboles).