

# LOS SKARNS DE FE DE VEGAS PELADAS: CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS, MINERALÓGICAS Y DISTRIBUCIÓN DE LAS PARAGÉNESIS MINERALES

Josefina M. PONS, Marta B. FRANCHINI y Agnes IMPICCINI

Grupo Patagónico de Estudios Metalogenéticos-CIMAR-CONICET-Universidad Nacional del Comahue.  
Emails: jpons@uncoma.edu.ar, mfranchi@uncoma.edu.ar, aimpicc@uncoma.edu.ar

## RESUMEN

En el distrito de Vegas Peladas (Cordillera Principal, SO de Mendoza) afloran sedimentitas marinas jurásicas silicoclásticas (Formación Puchenque), carbonáticas (Formación Calabozo) y evaporíticas (Formación Auquilco) afectadas por el tectonismo y magmatismo neógeno ( $15,19 \pm 0,24$  Ma, Rb-Sr en roca total). Se identificaron cuatro eventos intrusivos y alteración hidrotermal-mineralización asociada a ellos, sólo dos son de tipo metasomático (skarns de Fe). La más importante y más antigua es un skarn de Fe superpuesto a una aureola de hornfels y mármol que están vinculados al plutón diorítico. El skarn progradante es zonal y tiene una mineralogía rica en granate ( $\text{And}_{31-100}\text{Py}_{0,34-0}\text{Grs}_{68-0}$ ) y clinopiroxeno ( $\text{Di}_{24-70}\text{Jo}_{4,1-0,7}\text{Hd}_{72-29,3}$ ) subordinado. El plutón presenta alteración incipiente y selectiva (actinolita  $\pm$  clorita  $\pm$  calcita  $\pm$  titanita  $\pm$  ortoclasa  $\pm$  epidoto  $\pm$  pirita (magnetita)) y en sus bordes una alteración maciza e irregular de ortoclasa + cuarzo. La alteración retrógrada rica en epidoto y anfíbol reemplaza a las alteraciones tempranas. La mineralización consiste en magnetita en el plutón y en las zonas internas del *exoskarn* (magnetita con 83 a 88%  $\text{FeO}_{\text{total}}$ ) y hematina especular-mushketovita (93,5 a 95%  $\text{FeO}_{\text{total}}$ ) en las zonas intermedia y externa del *exoskarn*. Los óxidos de Fe están en equilibrio con los minerales retrógrados. El segundo evento metasomático asociado al cuerpo granítico formó un *skarn* zonal rico en escapolita ( $\text{Me}_{25-36}$ ), granate ( $\text{And}_{10-81}\text{Py}_{0,72-0}\text{Grs}_{89-19}$ ) y piroxeno ( $\text{Di}_{42-93}\text{Jo}_{2,6-1,7}\text{Hd}_{54,8-5,1}$ ) con alteración retrógrada y escasa mineralización de hierro, posiblemente producto de la re-movilización del hierro del *skarn* previo. La composición y la distribución de las alteraciones en los skarns de Fe de Vegas Peladas constituyen guías útiles para explorar *skarns* de Fe en otras regiones del SO de Mendoza.

Palabras clave: *Cordillera Principal SO Mendoza, Skarn de Fe, Paragénesis minerales.*

**ABSTRACT:** *The Fe Skarn of Vegas Peladas: Geologic and mineralogic characteristics and distribution of the mineral paragenesis.* The Vegas Peladas iron prospect (Cordillera Principal, SW de Mendoza) is hosted in Jurassic marine sedimentary siliciclastic (Puchenque Formation), calcareous (Calabozo Formation) and evaporitic (Auquilco Formation) rocks affected by Neogene magmatism ( $15,19 \pm 0,24$  Ma, Rb-Sr whole rock) and tectonism. Four intrusive events are associated with hydrothermal alteration and mineralization. Two of them produced metasomatic Fe skarn. The most important and oldest alteration event is an Fe skarn associated with a diorite pluton that contains an aureole of hornfels and marble and a zoned prograde skarn with an oxidized mineralogy rich in garnet ( $\text{And}_{31-100}\text{Py}_{0,34-0}\text{Grs}_{68-0}$ ) and subordinate clinopyroxene ( $\text{Di}_{24-70}\text{Jo}_{4,1-0,7}\text{Hd}_{72-29,3}$ ). The diorite has an incipient and selective alteration (actinolite  $\pm$  chlorite  $\pm$  calcite  $\pm$  titanite  $\pm$  orthoclase  $\pm$  epidote  $\pm$  pyrite (magnetite)) and its margins are replaced by massive and irregular orthoclase + quartz alteration. Retrograde assemblages replace early alteration and are rich in epidote and amphibole. The mineralization consists of magnetite (83 to 88%  $\text{FeO}_{\text{total}}$ ) in the diorite and in the inner *exoskarn* zone, and hematite-mushketovite (93.5 to 95%  $\text{FeO}_{\text{total}}$ ) in the intermediate and outer *exoskarn* zones. Iron oxides are in equilibrium with retrograde minerals. The second metasomatic event is associated with granite emplacement. It formed a zoned skarn rich in scapolite ( $\text{Me}_{25-36}$ ), garnet ( $\text{And}_{10-81}\text{Py}_{0,72-0}\text{Grs}_{89-19}$ ) and pyroxene ( $\text{Di}_{42-93}\text{Jo}_{2,6-1,7}\text{Hd}_{54,8-5,1}$ ) overprinted by retrograde alteration and scarce iron mineralization, probably remobilized from the earlier skarn. The composition and distribution of the mineral assemblages in the Vegas Peladas district can be useful guides for Fe skarns exploration in other regions of SW Mendoza.

Keywords: *Cordillera Principal SW Mendoza, Fe skarns, Mineral assemblages.*

## INTRODUCCIÓN

Vegas Peladas es una de las 23 manifestaciones de Fe, Fe-Cu y Cu (Ag) localizadas

en la Cordillera Principal del SO de Mendoza, en una faja de 20 km por 200 km de largo ( $34^{\circ}$ - $36^{\circ}$  S, Figs. 1a, b), que comparten características mineralógicas y

geológicas (Franchini y Dawson 1999, Franchini *et al.* 2007). Algunas de estas manifestaciones han sido clasificadas como depósitos asociados a *skarns* de Fe

(en Franchini y Dawson 1999, Franchini *et al.* 2007 y referencias allí citadas). Otras manifestaciones tienen similitudes con depósitos tipo IOCG -mantos de Cu (Las Choicas y otros prospectos del Distrito Valle Hermoso ver Franchini *et al.* 2007 y referencias allí citadas). Sin embargo, hay varias manifestaciones metálicas en esta faja que requieren de un estudio moderno para clasificarlas correctamente y evaluar su potencial económico. En esta contribución se presentan los resultados parciales del trabajo de investigación cuyos objetivos han sido reconocer, cartografiar y caracterizar las alteraciones en el distrito Vegas Peladas. Esta información es útil para conocer las dimensiones del *skarn*, las características del sistema hidrotermal y para evaluar su potencial económico. Asimismo, puede emplearse para investigar otras manifestaciones de la región. Vegas Peladas es similar a los clásicos *skarns* cálcicos de Fe (Einaudi *et al.* 1981, Meinert 1984).

Vegas Peladas se localiza 35 km al NO de la ciudad de Malargüe, sobre el valle glaciar que lleva su nombre (Figs. 1b y 2a). Los principales cuerpos mineralizados afloran en la ladera NE del Cerro de las Minas, a una altitud promedio de 2.900 m s. n. m. y sus coordenadas geográficas -tomando como referencia el centro del depósito- son 35° 20' 07" S y 69° 57' 28" O (Fig. 2a). La mineralización de Fe en el distrito fue descrita por primera vez por Angelelli (1942) y luego por Arrospide (1972), quienes le asignan un origen metasomático.

## METODOLOGÍA

Se seleccionaron 200 muestras de rocas (ígneas, sedimentarias y de las alteraciones) para realizar los estudios petrográficos con luz transmitida y reflejada y 17 muestras para analizarlas por DRX (Rigaku-DII-Max). Estos estudios se realizaron en los laboratorios del CIMAR de la Universidad Nacional del Comahue y en el Instituto de Recursos Minerales de la Universidad Nacional de La Plata. En las muestras más representativas de las

zonas de los *skarns* se determinaron las composiciones químicas de los silicatos con microsonda de electrones (110 análisis) y de los óxidos de hierro (8 análisis), en los laboratorios de Servicios Científicos Técnicos de la Universidad de Barcelona (Cameca SX 50), del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo (Cameca SX 50) y del Centro de Desarrollo de Tecnología Nuclear (CDTN), en Belo Horizonte, Brasil (Jeol-JXA-8900 RL WE/ED). Los elementos de tierras raras (ETR) de muestras representativas de los protolitos ígneo y sedimentario y de las alteraciones de *skarns* se determinaron por el método ICP-MS en los laboratorios de Alex Stewart (Assayers) Argentina S.A y y Acme Analytical Laboratories LTD. (Canadá). Las siete muestras de mena de hierro se analizaron por ICM-MS y el Au por ensayo a fuego por espectrometría de adsorción atómica en Actlab Analytical Laboratories LTD. (Canadá).

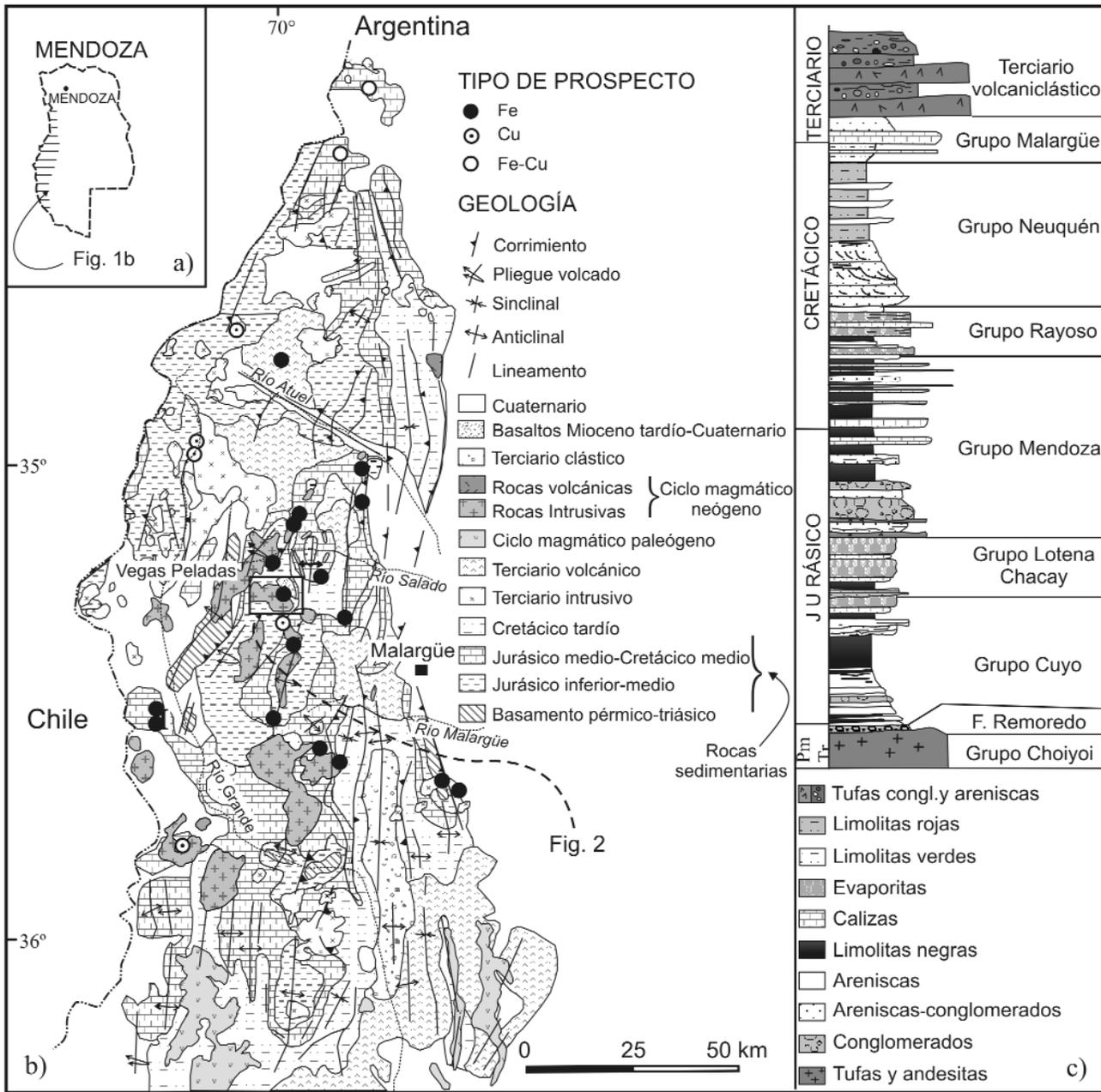
## MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El área de estudio se localiza en el margen continental activo del continente sudamericano, en el cinturón orogénico andino correspondiente a uno de los tres segmentos de subducción normal (33° 30' - 37° 00' LS) de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental sudamericana. Pertenece a la región morfoestructural conocida como faja plegada y corrida de Malargüe, ubicada en la porción sur de la provincia geológica de la Cordillera Principal (Ramos y Nullo 1993). Esta región se caracteriza por un basamento volcánico-plutónico de edad permotriásica, por encima del cual se apoya una espesa (> 6.200 m) secuencia sedimentaria jurásica, cretácica y terciaria (Grupos Cuyo, Lontena Chacay, Mendoza, Neuquén y Malargüe) rica en niveles calcáreos (Fig. 1b, c). Los esfuerzos compresivos del ciclo diastrófico andino originaron láminas de cabalgamiento en las rocas sedimentarias con vergencia este, inversión de las estructuras nor-

males triásicas y plegamientos, formando estructuras de diferente magnitud con orientación noreste, noroeste y norte-sur. Las estructuras plegadas menores controlaron el emplazamiento de los cuerpos ígneos terciarios (Kozłowski *et al.* 1993) y la distribución de los depósitos minerales asociados a estos cuerpos (Méndez *et al.* 1995) (Fig. 1b).

## GEOLOGÍA LOCAL

Las unidades más antiguas en el distrito de Vegas Peladas son las sedimentitas marinas del Jurásico inferior y medio de las Formaciones Puchenque (Hettangiano-Calloviano inferior) y Calabozo (Calloviano inferior a medio) del Grupo Cuyo. Las dos formaciones afloran al NE del Cerro de Las Minas, en ambos márgenes del arroyo Vegas Peladas (Arrospide 1972, Dessanti 1978, Pons 2007). La Formación Puchenque consiste en intercalaciones de arcilitas, limolitas, lutitas negras y calcáreas y areniscas con cemento calcáreo de 450 m de espesor. La Formación Calabozo es un *mudstone-wackestone* homogéneo de 50 a 100 m de espesor. Los niveles evaporíticos de la Formación Auquilco (Oxfordiano superior a Kimmeridgiano, Grupo Lotena Chacay) afloran en forma discontinua a lo largo del margen NE del arroyo y por encima de las unidades anteriores en relación de contacto tectónico (Fig. 2a). En el extremo sudeste y sobre el mismo margen, afloran los sedimentos clásticos rojizos continentales de la Formación Tordillo (Kimmeridgiano superior - Tithoniano inferior, Grupo Mendoza) en relación de discordancia paralela al techo de la Formación Auquilco (Fig. 2a). En el Cerro de Las Minas y en ambos márgenes del arroyo, las rocas ígneas neógenas ( $15,19 \pm 0,24$  Ma, Rb-Sr en roca total, Pons 2007) intruyen a modo de pequeños plutones, diques y filones capa a las sedimentitas jurásicas (Fig. 2a). La cartografía detallada del área permitió diferenciar cuatro unidades ígneas hipabisales (Figs. 2a): 1) el plutón diorítico, 2) el plutón granodiorítico, ambos forman el Cerro



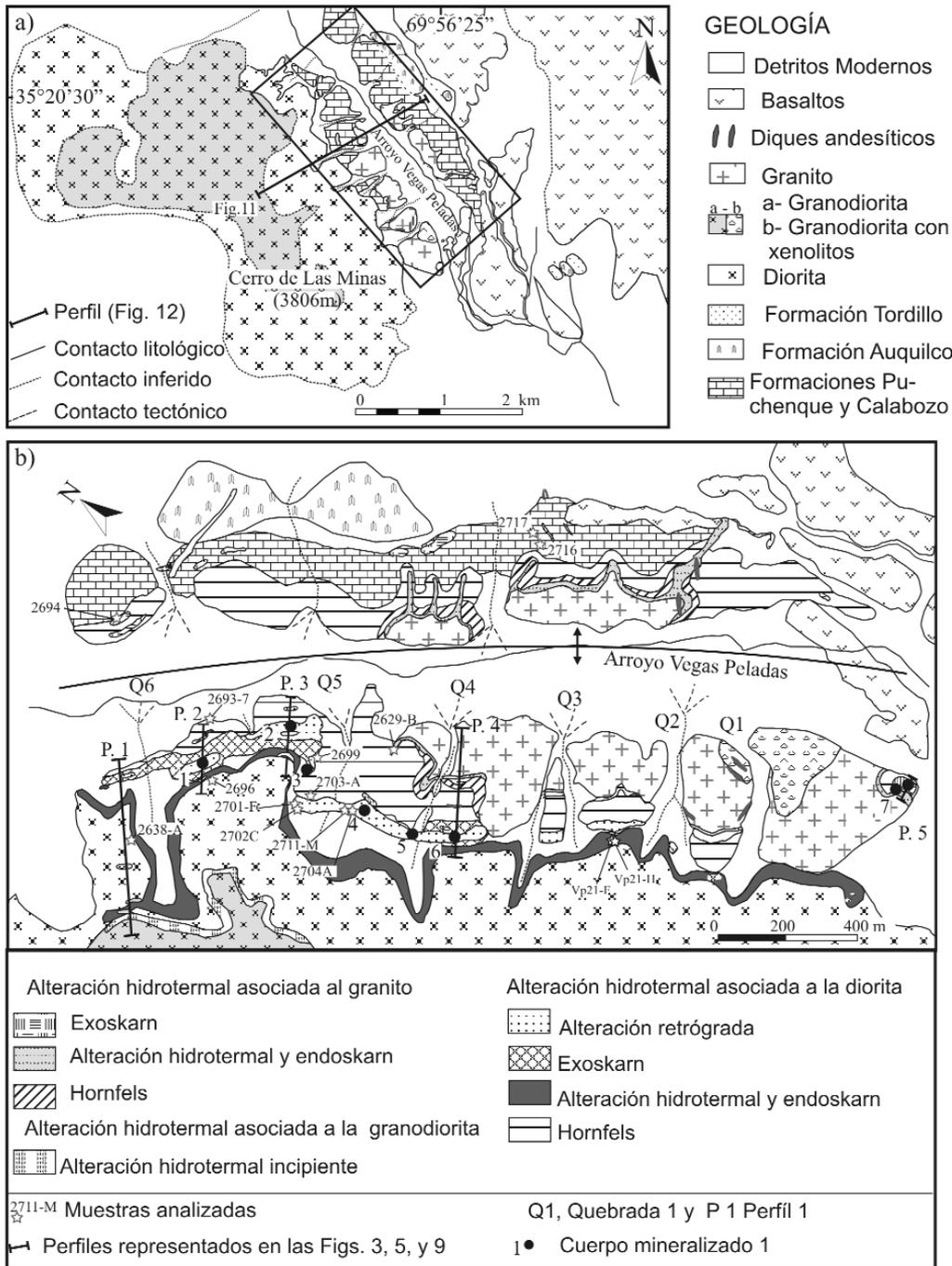
**Figura 1:** a) Ubicación general; b) Mapa geológico del SO de la provincia de Mendoza (mod. de Kozłowski *et al.* 1993, Méndez *et al.* 1995) y ubicación del área de estudio y de otras manifestaciones de Fe, Cu y Fe-Cu, C- Columna estratigráfica tipo de la sucesión jurásico-terciaria andina cuenca Neuquina en la zona de Malargüe (modificada de Legarreta *et al.* 1993).

de las Minas, 3) el plutón granítico, emplazado periféricamente respecto a los anteriores y elongado según la traza del arroyo Vegas Peladas y 4) diques y filones capa andesíticos que cortan a las rocas previas (Pons *et al.* 2007). Sobre el extremo sudeste del valle y en el margen nordeste del arroyo, afloran mantos de basaltos en discordancia angular sobre la se-

cuencia sedimentaria y las unidades intrusivas. En el área, detritos sueltos y rodados modernos de orígenes morénico, de remoción en masa y fluvial, cubren los circos, quebradas y valles de los arroyos. Los esfuerzos compresivos terciarios deformaron los sedimentos jurásicos de las Formaciones Puchenque y Calabozo en un pliegue braquianticlinal que tiene una

línea de charnela NNO-SSE. Los niveles evaporíticos de la Formación Auquilco funcionaron como superficies de despegue de corrimientos menores con vergencia oriental que provocaron la repetición de la Formación Tordillo en el extremo SE del área. Posteriormente, sobre la superficie de debilidad de la charnela del pliegue, se desarrolló una falla subvertical





**Figura 2:** a) Mapa geológico local (modificado de Arrospide 1972, Dessanti 1978); b) Mapa de distribución de las alteraciones del distrito de Vegas Peladas, con la ubicación de los perfiles de detalle (Figs. 3 y 5) y de las muestras analizadas.

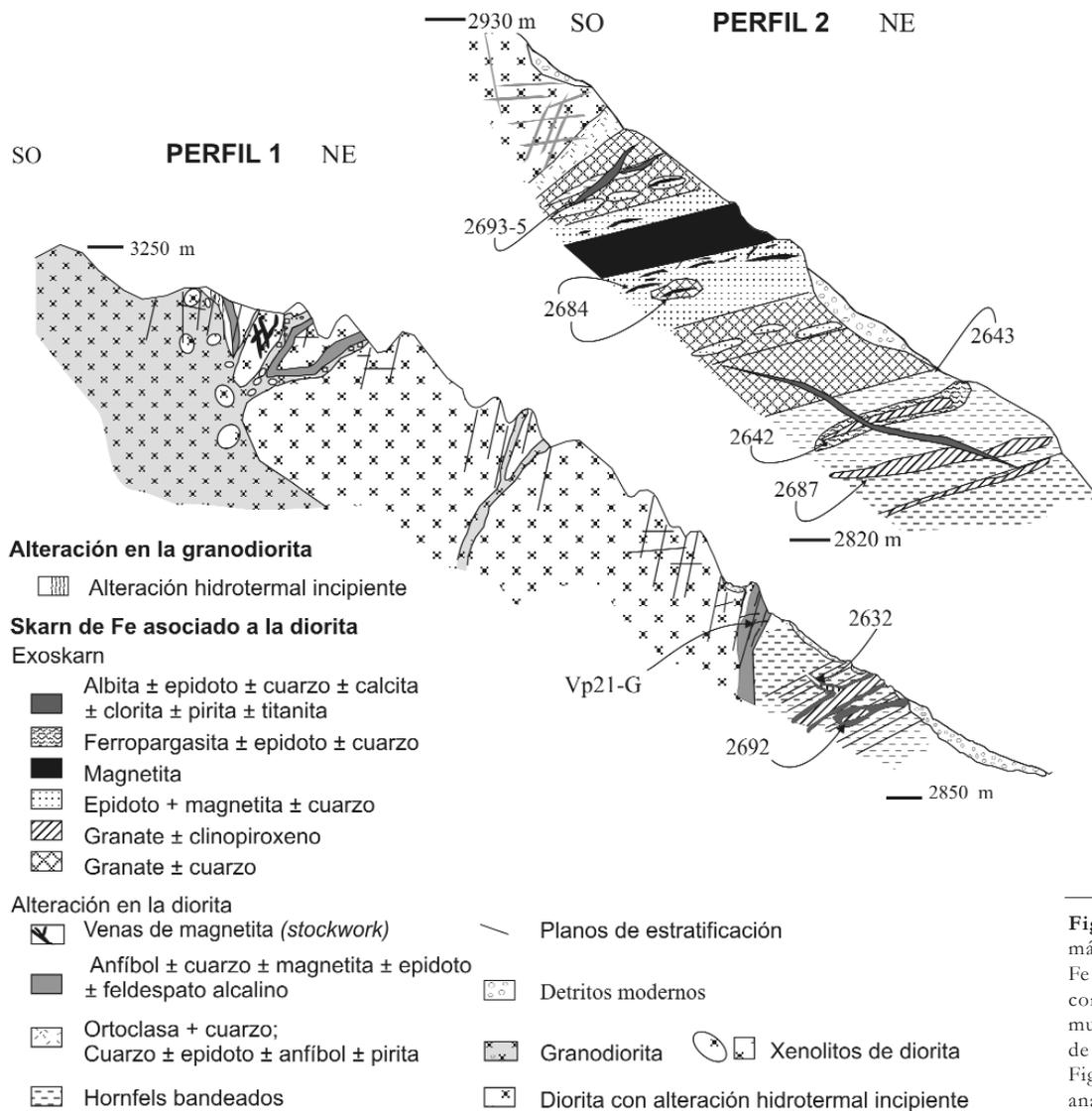
que cortó también a los cuerpos ígneos neógenos y expuso las relaciones de contacto entre las unidades geológicas.

### ALTERACIONES Y MINERALIZACIÓN DE HIERRO

En la ladera NE del cerro de Las Minas, varias zonas con alteración hidrotermal y

portadoras de mineralización de Fe se distribuyen de forma irregular en una faja de 3 km de longitud, paralela al arroyo Vegas Peladas (Fig. 2b). Las relaciones de campo entre las rocas sedimentarias, los intrusivos y las alteraciones-mineralizaciones, permitieron identificar las siguientes alteraciones-mineralizaciones relacionadas con las rocas ígneas (Cuadro 1): 1) *hornfels* y un *skarn* de Fe vinculado a

la intrusión del cuerpo diorítico, 2) alteración hidrotermal incipiente en los bordes del plutón granodiorítico y sus diques, 3) *hornfels* y un *skarn* con mineralización de Fe incipiente asociados a la intrusión del cuerpo granítico y sus diques riolíticos y 4) alteración hidrotermal y mineralización de Fe diseminadas en los diques andesíticos tardíos. Desde el punto de vista metalogénico el más importante es



**Figura 3:** Perfiles esquemáticos 1 y 2 del skarn de Fe asociado a la diorita, con la ubicación de las muestras representativas de las alteraciones (véase Fig. 4) y de las muestras analizadas.

el skarn asociado al plutón diorítico. La distribución de las alteraciones-mineralizaciones se muestra en el mapa de la figura 2b y en las secciones transversales de las figuras 3, 5 y 9. Sus paragénesis minerales se resumen en el Cuadro 1. El criterio usado para denominar las paragénesis minerales en este trabajo es el siguiente: el símbolo más (+) une los minerales que están presentes en todos los lugares donde se describe esa paragénesis y el símbolo más-menos ( $\pm$ ) a los minerales que no están presentes en todos los lugares. Los minerales poco comunes o que sólo aparecen como trazas en la paragénesis se incluyen entre paréntesis.

### Skarn de Fe asociado al plutón diorítico

Relacionados a este cuerpo ígneo hay siete afloramientos principales portadores de hierro en forma de mantos y lentes concordantes con el exoskarn que reemplazan las facies más calcáreas de las sedimentitas jurásicas (Formación Calabozo). Otros cuerpos de Fe menores lentiformes y con morfologías de venas y venillas, están alojados en el exoskarn que reemplaza a las sedimentitas menos reactivas (Formación Puchenque) y en la roca ígnea alterada, respectivamente. Estos cuerpos de hierro se localizan en la ladera noreste del Cerro de Las Minas y han sido numerados de 1 a 7 desde el ex-

tremo NO al SE (Fig. 2b). Los cuerpos mantiformes están ubicados cerca ( $< 30$  m) del contacto entre el exoskarn y el plutón diorítico. El cuerpo 1 es el de mayor importancia, tiene 32 m de longitud por 4,5 m de espesor y está hospedado en un exoskarn de epidoto  $\pm$  cuarzo (Arrospide 1972), en la actualidad los detritos de falda cubren parcialmente estas labores. El resto de los afloramientos de hierro son menores, con superficies expuestas de dimensiones entre 2 y 6 m<sup>2</sup>. El plutón diorítico contiene venas, venillas y *stockwork* con mineralización de hierro cerca del contacto con la roca sedimentaria y con el plutón granodiorítico (Figs. 2b y 3, perfil 1). El afloramiento 7 consiste en un

cuerpo mineralizado brechado ubicado en una zona de cizalla en contacto con el cuerpo granítico (Fig. 2b).

El *skarn* de Fe se caracteriza por los siguientes elementos: 1) una ubicua aureola metamórfica constituida por *hornfels* bandeados que reemplazan a las rocas sedimentarias alrededor del *stock* diorítico, 2) alteración de los bordes del plutón diorítico y diques por un *endoskarn* que presenta morfologías variables y 3) un *exoskarn* zonal (en espacio y tiempo) con paragénesis progradantes y retrógradas que es ubicuo en la ladera NE del cerro de Las Minas y que hospeda a la mineralización de hierro. Los contactos entre las rocas ígneas y las rocas sedimentarias, los planos de estratificación y las superficies de diaclasas fueron conductos importantes para la circulación de los fluidos hidrotermales y tanto el *endoskarn* como el *exoskarn* se formaron adyacentes y paralelos a estas superficies.

#### *Alteración del plutón diorítico*

El borde del plutón diorítico presenta alteración hidrotermal incipiente (10% vol.) caracterizada por la paragénesis actinolita  $\pm$  clorita  $\pm$  calcita  $\pm$  titanita  $\pm$  ortoclasa  $\pm$  epidoto  $\pm$  piritita (magnetita). Los minerales máficos están reemplazados por actinolita  $\pm$  clorita  $\pm$  calcita con exsolución de magnetita y titanita. La plagioclasa tiene parches de ortoclasa (Ort<sub>87-93</sub>, Cuadro 2, muestra M-2696)  $\pm$  epidoto  $\pm$  calcita y la magnetita está reemplazada por titanita. La piritita está diseminada (1% vol.). En contacto con el protolito sedimentario, el plutón diorítico está reemplazado por una alteración maciza, blanca grisácea y de 0,2-0,5 m de espesor, constituida por ortoclasa + cuarzo (Fig. 2b, M Vp 21-F, Figs. 3 y 5, M. 2653-C).

*Endoskarn:* En el contacto con el protolito sedimentario alterado y superpuesta a la alteración de ortoclasa + cuarzo que afecta al plutón diorítico, hay una alteración en parches constituida por un agregado granular de cuarzo  $\pm$  epidoto (clinzoisita) anfíbol  $\pm$  piritita (Figs. 2b, 5, M. Vp 21F y 2653-C). Otra textura poco esparcida está dada por el reemplazo de los

xenolitos calcáreos del plutón diorítico en estructuras de escarpelas con un núcleo de granate castaño rojizo y un borde (2-5 cm de espesor) blanco grisáceo de ortoclasa + cuarzo parcialmente alterado a epidoto + clorita (Cuadro 3, M. Vp 21-H). Los diques y filones capa que se desprenden del plutón diorítico están también reemplazados en sus bordes por una salbanda fina (5-15 cm de espesor) de epidoto + calcita  $\pm$  feldespato alcalino (Fig. 4, M. Vp24-H). Hacia el centro de estas rocas la alteración disminuye (desde el 20% al 5 % del vol. total de la roca, Fig. 4, M. Vp24-H) y contiene además anfíbol + titanita. El contacto de los diques y filones más potentes (>3 m) con la roca de caja menos reactiva es a través de una zona de brecha ígnea anastomosada (>15 cm espesor) constituida por clastos angulosos de *hornfels* de tamaños variables en una matriz ígnea decolorada por la alteración hidrotermal rica en feldespato alcalino.

En la periferia del plutón diorítico hay numerosas venas, miarolas y diaclasas rellenas con anfíbol  $\pm$  cuarzo  $\pm$  magnetita  $\pm$  epidoto  $\pm$  feldespato alcalino (Figs. 3, 4 y 5). Las venas presentan cuarzo y magnetita en sus núcleos con salbandas de anfíbol y epidoto próximas a las paredes de las venas y un halo blanco de feldespato alcalino hacia el contacto con la roca ígnea fresca (Fig. 4, M. Vp21-G). Cerca del contacto con el plutón granodiorítico, la diorita contiene venas y bolsones de magnetita maciza que localmente desarrollan stockwork (Fig. 3, Perfil 1).

#### *Alteración de las rocas sedimentarias*

*Hornfels:* Próximo al contacto con la diorita, las pelitas-arenitas, las *wackes* y las calcarenitas de la Formación Puchenque están transformadas en *hornfels* cuarzo-feldespático, piroxénico, biotítico y sericítico con sulfuros y óxidos de hierro y titanio. Esta aureola metamórfica tiene un espesor aproximado de 500 m y el contacto con la roca sedimentaria fresca se observa sólo en el margen izquierdo del arroyo (Figs. 2a y b). Se caracteriza por la alternancia de bancos de *hornfels* macizos

(de 3 a 5 m de espesor) y bandeados (de 0,5 a 1 m de espesor), estos últimos presentan intercalación de láminas claras y oscuras.

El *hornfels* cuarzo-feldespático conforma los bancos más potentes y reemplaza los niveles menos reactivos de areniscas cuarzo-arcósicas. Son rocas blancas grisáceas, macizas, ubicuas y están intercaladas y/o interdigitadas con otros *hornfels*. Están constituidas por cuarzo + feldespato  $\pm$  epidoto  $\pm$  calcita  $\pm$  titanita y piritita intersticial con textura granoblástica isogranular a heterogranular (Figs. 3 y 5). El *hornfels* piroxénico es amarillo verdoso a verde y está compuesto por cuarzo + feldespato + clinopiroxeno  $\pm$  titanita (pirita) (Figs. 3 y 4, M. 2687 y M. 2693-5). El piroxeno es tipo diópsido (M. 2693-7, Cuadro 3) de grano muy fino y está diseminado junto a titanita constituyendo desde un 5 hasta un 60% del volumen total de la roca. Los *hornfels* biotítico (biotita + rutilo  $\pm$  pirrotina + (magnetita) y sericítico (sericita + rutilo titanita  $\pm$  piritita (marcasita  $\pm$  magnetita) afloran a unos 30 m del contacto con la diorita (Fig. 5, Perfiles 3 y 4). Ambos son bandeados y de colores castaño claro y negro.

La fracción arcilla en los *hornfels* es menor del 10% del vol. total (Cuadro 3). Se identificaron interestratificados de illita (entre 50 y 85 % de la fracción arcilla), clorita (entre 2 y 50%) y esmectita (entre 0 y 11%). La cantidad de clorita es mayor en los *hornfels* próximos al plutón diorítico (Cuadro 3, M. 2655, 2647, 2643, 2717). El grado de cristalinidad (índice Kübler, Kübler, 1964) de la illita en la roca sedimentaria fresca es de 0,45 ( $^{\circ}2\theta$ ) y disminuye a 0,25 ( $^{\circ}2\theta$ ) en la illita del *hornfels* ubicado próximo al plutón diorítico (Cuadro 3).

En el extremo SE del valle hay un bloque de mármol de 7 m de espesor por 15 m de largo formado por cristales de calcita de grano grueso (4 cm de diámetro) y textura granoblástica, está cortado por un dique riolítico. También hay parches de mármol relictos en el *exoskarn* y rodados en la periferia del plutón.

*Exoskarn:* Aflora en el margen SO del

**CUADRO 2:** Análisis químicos representativos de los feldespatos alcalinos del skarn asociado a la diorita (muestras: 2696, 2648, 2701-F) y del *endoskarn* asociado al granito (2629-B).

Muestra %	Diorita		Exoskarn				Exoskarn				Dique Riolítico					
	2696-1	2696-2	2648-6	2648-4	2701F-1	2701F-2-1	2701F-2-1	2701F-2-1	2701F-2-1	2701F-2-1	2629-B-2	2629-B-2	2629-B-2	2629-B-2		
SiO <sub>2</sub>	64,21	63,25	69,34	61,29	57,93	72,53	66,47	66,31	67,73	68,73	68,39	68,23	66,5	63,9	63,5	61,3
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,07	0,027	0,003	0,010	0,001	0,000	0,025	0,000	0,000	0,000	0,000	0,02	0,00	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,72	17,41	20,90	19,45	15,80	17,10	19,95	20,99	20,12	19,70	19,94	20,50	20,6	22,1	22,5	21,1
MnO	0,04	0,05	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
MgO	0,02	1,71	0,02	0,00	0,00	0,02	0,40	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,08	0,00	0,00	0,02
FeO	0,35	0,99	0,07	0,01	0,03	0,06	0,89	0,08	0,03	0,06	0,03	0,08	0,11	0,03	0,17	0,25
CaO	0,07	1,36	0,42	0,53	0,22	1,03	1,21	1,92	1,40	0,49	0,96	0,94	1,96	3,82	4,03	3,62
Na <sub>2</sub> O	0,73	0,63	6,20	10,30	6,05	9,06	10,73	10,78	10,83	11,67	11,15	11,33	10,8	9,96	9,37	10,3
K <sub>2</sub> O	15,22	13,57	0,03	0,05	0,01	0,11	0,18	0,16	0,10	0,05	0,13	0,08	0,18	0,1	0,19	0,09
Total	98,40	99,12	97,1	91,6	80,1	99,9	99,8	100,3	100,2	100,7	100,6	101,2	100	99,9	99,8	96,7
Nº de iones en base a 32 oxígenos																
Si	12,05	11,81	12,17	11,71	12,36	12,52	11,73	11,63	11,83	11,94	11,89	11,81	11,7	11,3	11,3	11,3
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	3,92	3,83	4,32	4,38	3,98	3,48	4,15	4,34	4,15	4,03	4,09	4,18	4,27	4,62	4,7	4,57
Mn	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,48	0,01	0,00	0,00	0,01	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01
Fe <sup>2+</sup>	0,05	0,15	0,01	0,00	0,01	0,01	0,13	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,03	0,04
Ca	0,01	0,27	0,08	0,11	0,05	0,19	0,23	0,36	0,26	0,09	0,18	0,18	0,37	0,72	0,77	0,71
Na	0,27	0,23	2,09	3,79	2,49	3,03	3,67	3,67	3,67	3,93	3,76	3,80	3,66	3,42	3,22	3,66
K	3,64	3,23	0,01	0,01	0,00	0,02	0,04	0,03	0,02	0,01	0,03	0,02	0,04	0,02	0,04	0,02
X	15,97	15,65	16,50	16,09	16,34	16,00	15,88	15,98	15,98	15,97	15,98	16,00	15,9	15,9	16	15,8
Z	3,92	3,73	2,18	3,91	2,542	3,25	3,94	4,06	3,95	4,03	3,97	3,99	4,07	4,16	4,03	4,40
%Mol Ort	92,89	86,58	0,29	0,32	0,15	0,77	1,03	0,86	0,57	0,27	0,72	0,42	1,00	0,52	1,09	0,46
%Mol Alb	6,77	6,13	96,07	96,92	97,87	93,36	93,19	90,26	92,81	97,45	94,75	95,20	89,9	82,1	79,9	83,3
%Mol An	0,34	7,29	3,64	2,76	1,98	5,87	5,78	8,88	6,62	2,28	4,53	4,39	9,06	17,4	19	16,2

arroyo, a lo largo de 3 km y con un espesor máximo de 60 m. Está superpuesto al mármol y a los *hornfels* como bandas concordantes y venas discordantes. Sobre la base de su composición mineralógica y distribución se han distinguido las siguientes zonas y paragénesis: 1) una zona interna de clinopiroxeno + magnetita + cuarzo, 2) una zona interna de granate castaño ± cuarzo, que pasa lateralmente a 3) una zona de epidoto + magnetita ± cuarzo, 4) una zona intermedia maciza de granate ± clinopiroxeno que grada a 5) venas externas con la misma paragénesis, 6) una zona con especularita (o mushketovita) reemplaza a la zona intermedia, 7) zonas externas ricas en anfíbol reemplazan a las venas de granate ± clinopiroxeno y cortan a los *hornfels* y 8) una alteración tardía y ubicua de albita ± epidoto ± cuarzo ± calcita ± titanita ± clorita ± piritita reemplaza y corta a las anteriores.

Las zonas internas, intermedia y externa están expuestas entre las quebradas 4 y 6 como bandas discontinuas y subparalelas de 1,5 km de longitud y 60 m de espesor, adyacentes a los bordes del plutón y a los diques dioríticos (Fig. 2b). Estas zonas se acuñan hacia ambos extremos hasta reducirse a colgajos de *skarn* incluidos en el plutón diorítico y también a rodados de *skarn* entre los detritos modernos que abundan en la periferia de este cuerpo intrusivo (Fig. 2b).

La zona interna de clinopiroxeno + magnetita + cuarzo reemplaza a un protolito silicoclástico próximo al contacto con el plutón diorítico (Figs. 4 y 5, Perfil 3, M. 2653-B). Está compuesta por cristales de piroxeno prismáticos cortos con cuarzo y magnetita granular agrupados en cintas, lentes y rellenando venillas. Por sectores la magnetita forma bandas macizas de 0,5 a 2 cm de espesor (Fig. 4, M. 2653-B). La

zona interna de granate ± cuarzo tiene una extensión de 450 m, pero su morfología y la presencia de rodados de *skarn* de granate entre el cuerpo diorítico y la zona de *exoskarn* intermedia, sugieren que la misma continúa por debajo de los detritos modernos como una banda que separa al *exoskarn* intermedio del cuerpo ígneo. En los afloramientos, esta zona es maciza, castaño rojiza a amarillenta (Fig. 4, M. 2684). Al microscopio, los cristales de granate tienen numerosas inclusiones de piroxeno y cuarzo del *hornfels*, maclas complejas y zonación. Los núcleos son castaño verdosos e isótropos y las bandas concéntricas intermedias y externas son castañas amarillentas y anisótropas. Los análisis químicos de granate indican un rango amplio en su composición ( $\text{And}_{31-89}\text{Py}_{0,34-2}\text{Grs}_{68-8,8}$ ) (Fig. 6A) y zonación química en los cristales individuales: los bordes son más andradíticos (>50%) que

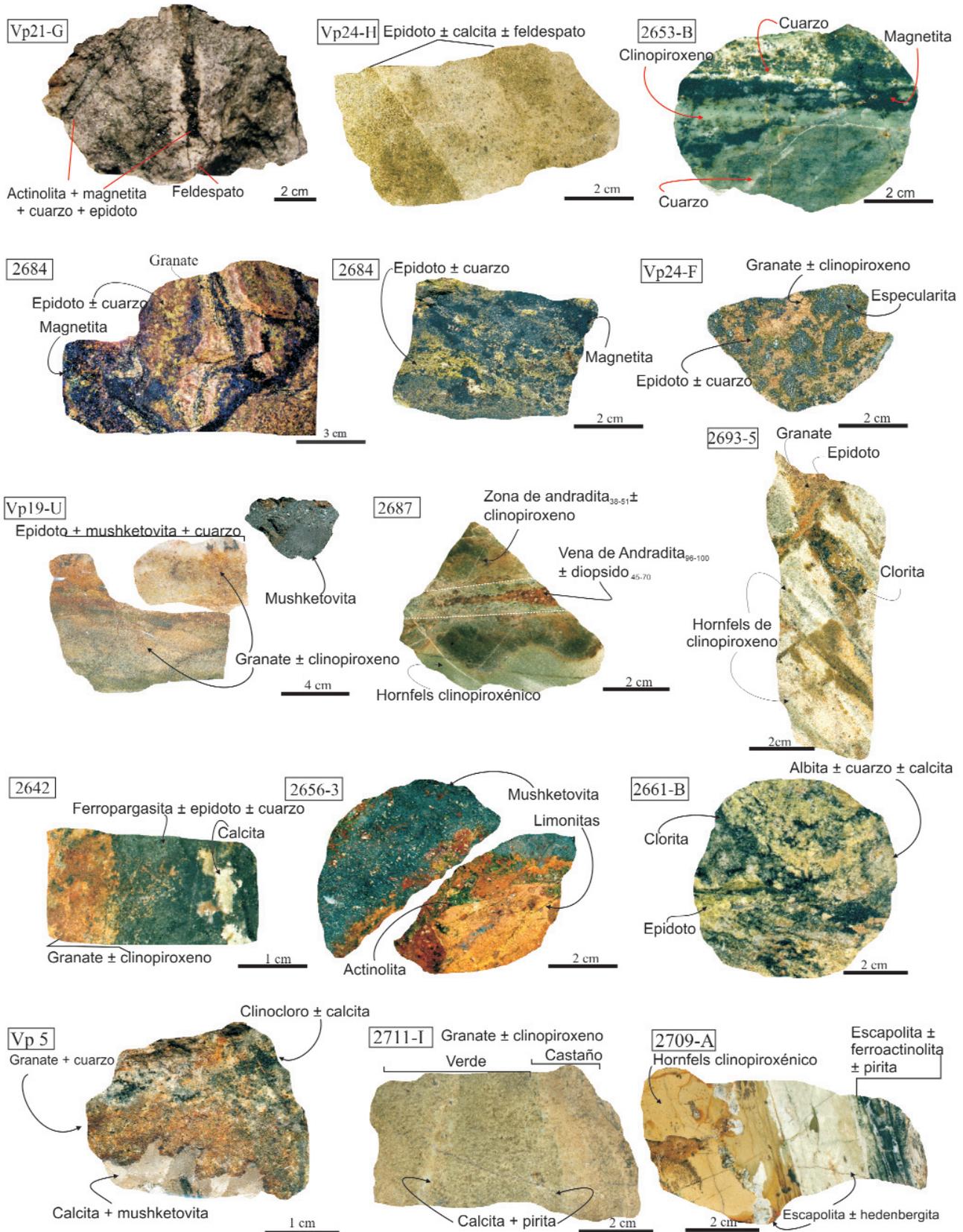
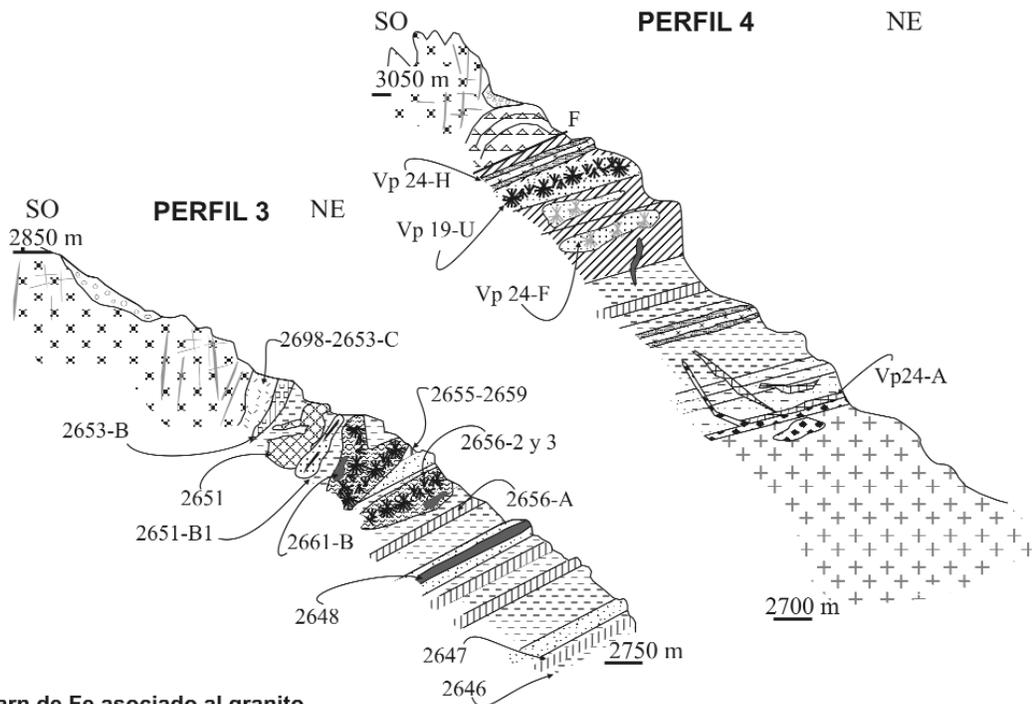


Figura 4: Rocas más representativas de las alteraciones relacionadas al plutón diorítico y granítico (sus ubicaciones se muestran en los perfiles 3, 5 y 9, véase explicación en el texto).



**Skarn de Fe asociado al granito**

**Exoskarn**

- ▨ Clinopiroxeno ± granate ± cuarzo (feldespato)
- ▩ Granate ± cuarzo ± calcita

**Endoskarn**

- ▩ Granate ± cuarzo ± calcita
- ▨ Hornfels bandeados

**Skarn de Fe asociado a la diorita**

**Exoskarn**

- ▩ Albita ± epidoto ± cuarzo ± calcita ± clorita ± pirita ± titanita
- ▩ Mushketovita + actinolita ± epidoto ± cuarzo ± feldespato
- ▩ Epidoto + mushketovita + cuarzo
- ▩ Epidoto ± especularita ± cuarzo ± albita
- ▩ Magnetita
- ▩ Epidoto + magnetita ± cuarzo
- ▩ Granate ± clinopiroxeno
- ▩ Granate ± cuarzo
- ▩ Clinopiroxeno + magnetita + cuarzo

**Endoskarn**

- ▩ Epidoto + calcita + feldespato alcalino (anfíbol ± titanita)
- ▩ Ortoclasa + cuarzo; Cuarzo ± epidoto ± anfíbol ± pirita
- ▩ Anfíbol ± cuarzo ± magnetita ± epidoto ± feldespato alcalino

**Hornfels bandeados**

- ▩ Cuarzo + feldespato
- ▩ Clinopiroxeno
- ▩ Biotita

F/ Falla

/ Planos de estratificación

⊙ Detritos modernos

▴ Brecha

⊕ Granito

⊗ Diorita con alteración hidrotermal incipiente

**Figura 5:** Perfiles esquemáticos 3 y 4 del skarn de Fe asociado a la diorita y al granito, con la ubicación de las muestras representativas de las alteraciones (véase Fig. 4) y de las muestras analizadas.

los núcleos (~50%).

Las zonas intermedia y externa de granate ± clinopiroxeno se localizan a 15 y 50 m del contacto con el plutón diorítico y son lindantes con la zona interna de granate ± cuarzo (Figs. 3, 5). Reemplazan masivamente a los bancos de mármol (Formación Calabozo) y en venas y venillas a los hornfels menos reactivos (For-

mación Puchenque). La mejor exposición de la zona intermedia se observa en el perfil 4 (Fig. 5), por encima de los hornfels bandeados, con morfología de bancos o bandas de hasta 10 m de espesor. En ambas zonas se han distinguido tres generaciones de granate que, en orden de abundancia y cronológicamente, se describen a continuación: a) bandas macizas

(Fig. 4, M. 2687) de granate anisótropo, castaño claro, con zonación concéntrica, maclas complejas y muy poiquilítico (incluye minerales del hornfels piroxénico). Su composición (And<sub>38-51</sub>Py<sub>1-2</sub>Gr<sub>61-47</sub>, Fig. 6a) es similar al granate de la zona interna, b) bandas y venas de cristales de granate castaños oscuros, isótropos y de composición andradítica (And<sub>96,2-100</sub>Py<sub>0,0-</sub>

**CUADRO 3:** Análisis de difracción de rayos X de las rocas ígneas, sedimentarias, *endoskarns*, *hornfels* y *exoskarns*.

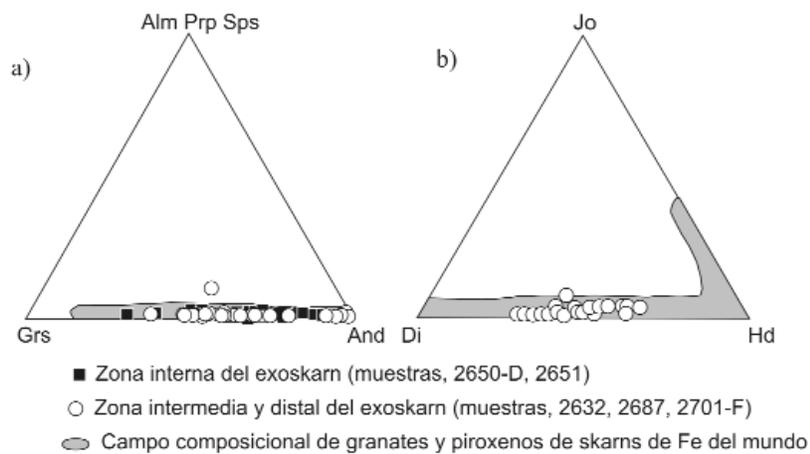
Muestra	Ubicación	Tipo de roca	Mineralogía fracción < 2 µm	Mineralogía muestra total	Vol. %	Tipo de Feldespato
Vp21-F	Fig. 2B	Diorita con alt. qtz; Epidoto ± anfíbol ± calcita	Or + Clorita: 100 %	Feldespato Cuarzo Minerales arcillosos + mica Trazas de epidoto ± anfíbol ± calcita	95% 4% 1%	Or 68%
Vp 21-H	Fig. 2B	Xenolitos calcáreos en diorita con alt. Or + qtz	Clorita: 100 %	Feldespato Cuarzo Minerales arcillosos + mica	97% 2% 1%	Or 95%
2653-C	Fig. 5 (Perfil 3)	Diorita con alt. Or + qtz				Or 86%
2698	Fig. 5 (Perfil 3)	Diorita con alt. Or + qtz	Clorita	Cuarzo Feldespato potásico Plagioclasa Minerales arcillosos + mica	48% 27% 23% 2%	-----
2716-A	Fig. 2B	Arenisca Qtz-fds con cemento calcáreo		Cuarzo Calcita Feldespato Minerales arcillosos + mica	32% 29% 24% 15%	-----
2717	Fig. 2B	Wackestone	Illita 100 % (IK*: 0,45)	Calcita Cuarzo Feldespato Minerales arcillosos + mica	88% 5% 3% 4%	
2694-C	Fig. 2B	Hornfels qtz-fds		Plagioclasa Feldespato potásico Cuarzo	53% 32% 15%	-----
2643	Fig. 3 (Perfil 2)	Hornfels Sericítico	Tipos de arcillas Illita: 84 % (IK: 0,30) Esmectita: 11 % Clorita: 5 %	Minerales arcillosos + mica Cuarzo Feldespato	50% 20% 30%	
2647	Fig. 5 (Perfil 3)	Hornfels sericítico	Illita: 50 % (IK: 0,25) Clorita: 50 %	Minerales arcillosos + mica Cuarzo Feldespato	7% 46% 47%	Or 99%
2655	Fig. 5 (Perfil 3)	Hornfels sericítico	Illita: 60 % (IK: 0,25) Clorita: 40 %	Minerales arcillosos + mica Cuarzo Feldespato	5% 40% 55%	
2656	Fig. 5 (Perfil 3)	Hornfels	Clorita	Plagioclasa Feldespato potásico Cuarzo Minerales arcillosos + mica	45% 25% 26% 4%	
2693-7	Fig. 2B	Hornfels piroxénico		Cuarzo Feldespato Plagioclasa Piroxeno, Diópsido		
Vp 6	Fig. 9	Granito con alt. Clo ± cal ± qtz ± ep	Clorita: 100 % Clinoclor	Cuarzo Feldespato Minerales arcillosos + mica Traza de calcita-epidoto (menos del 1%)	85% 11% 4%	

Abreviaturas: alt = alteración, Cal = calcita, Clo = clorita, Ep = epidoto, Fds = feldespato, Ort = ortoclasa, Qtz = cuarzo, IK\* = índice Kübler.

$_{0,08}\text{Gr}_{0,0-3,7}$ , Fig. 6a), que cortan a los anteriores (Fig. 4, M. 2687) y c) granate anisótropo, verde claro a incoloro, dispuesto en bandas concéntricas de escasos µm de espesor alrededor de los núcleos del granate isótropo. El piroxeno ( $\text{Di}_{24-70}\text{Jo}_{4,1-0,7}\text{Hd}_{72-29,3}$ , Fig. 6b) está en los intersticios entre los cristales de granate isótropo o forma las salbandas discontinuas de

las venas de granate (Fig. 4, M. 2687). La paragénesis epidoto + magnetita ± cuarzo reemplaza a las zonas internas del *exoskarn* de granate ± cuarzo. En detalle, el epidoto reemplaza pseudomórficamente al granate castaño, rellena los intersticios intercristalinos y junto con cuarzo y magnetita, las venillas que cortan al *exoskarn* previo. Ambos silicatos en contacto con

la magnetita contienen numerosas microinclusiones de este óxido. Esta alteración aumenta hasta hacerse penetrativa en las adyacencias de los bancos masivos de magnetita (Fig. 3, Perfil 2, Fig. 4, M. 2684). Las paragénesis epidoto ± espectralita ± cuarzo ± albita ( $\text{Ab}_{90,2-97,5}$ , Cuadro 2, M. 2701-F) y epidoto + mushketovita + cuarzo reemplazan a la zona inter-



**Figura 6:** Diagramas ternarios que ilustran la composición química de: a) granates (expresada como porcentaje molecular de sus miembros extremos, Rickwood 1968) y b) piroxenos (expresada como porcentaje molecular de sus miembros extremos, Morimoto et al. 1988) del exoskarn asociado a la diorita. El campo de la composición de granate y piroxeno de los skarns de hierro del mundo fue extraído de Meinert, et al. 2005. Alm = almandino, Di = diopsido, Grs = grossularia, Hd = hedenbergita, Jo = johannsenita, Prp = pyropo, Sps = spessartita.

media en forma penetrativa (Fig. 5, Perfil 4). El epidoto reemplaza pseudomórficamente al granate y el cuarzo, la especularita o mushketovita y albita rellenan los intersticios intercristalinos (Fig. 4, M. Vp 24-F). Esta paragénesis forma también las salbandas de las venas de granate  $\pm$  clinopiroxeno.

La paragénesis ferropargasita (Fig. 7, M. 2642)  $\pm$  epidoto  $\pm$  cuarzo (Fig. 4, M. 2642) reemplaza a las venas externas del *exoskarn* (Fig. 3, Perfil 2) que se extienden hacia los *hornfels* a través de las superficies de diaclasas y planos de estratificación. El epidoto y el cuarzo granular rellenan venas y parches que cortan y reemplazan al granate. La ferropargasita desarrolla cristales subhédricos, de color verde oscuro, con pleocroismo extremo y excepcionalmente conserva en sus núcleos relictos del clinopiroxeno a quien reemplaza. Otra paragénesis rica en anfíbol está compuesta por actinolita  $\pm$  epidoto  $\pm$  cuarzo  $\pm$  feldespato (Figs. 4, 5, 7, M. 2656-3) y forma las salbandas de venas externas de mushketovita o especularita. La manifestación más tardía de este evento metasomático está dada por una paragénesis ubicua, rica en albita (Ab<sub>96-98</sub>, Cuadro 2, M. 2648, M. 2701-F)  $\pm$  epidoto  $\pm$  cuarzo  $\pm$  calcita  $\pm$  clorita  $\pm$  pirita  $\pm$  titanita, que rellena intersticios, forma

salbandas y venas y venillas que reemplazan y cortan a las alteraciones previas (Figs. 3, 4 y 5, M. 2693-5 y M. 2661-B). Esta alteración presenta un fuerte control estructural dado que se expande y avanza a través de los planos de debilidad y se hace más abundante en la intersección de dos o más de estas superficies (Fig. 4, M. 2693-5).

#### Mineralización de Fe

Los cuerpos de mena de hierro principales asociados a este *skarn* están compuestos por magnetita, hematita en su variedad especular y mushketovita. En el *endoskarn*, la magnetita está en contacto y equilibrio con anfíbol, cuarzo y epidoto (Fig. 3, Perfil 1, Fig. 4, M. Vp 21-G) y en el *exoskarn* de la zona interna, con clinopiroxeno y cuarzo (Figs. 4 y 5, M. 2653-B). Sin embargo, en los afloramientos de mineral de hierro de mayores dimensiones, la magnetita está junto a epidoto  $\pm$  cuarzo, reemplazando a las zonas internas del *exoskarn* (Fig. 3, Perfil 2, Fig. 4, M. 2684). La magnetita es de grano muy fino (< 1 mm), anhedral a subhedral, excepto en las zonas más porosas donde desarrolla formas euhédricas de hasta 1 cm de diámetro. Los análisis químicos de esta magnetita (Cuadro 4) arrojaron concentraciones de FeO<sub>total</sub> variables entre 83-

88%, entre 0-0,06% de TiO<sub>2</sub> y altas concentraciones de SiO<sub>2</sub>, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O, que seguramente responden a microinclusiones de silicatos cálcicos. Las concentraciones de MnO muestran un aumento hacia los bordes de los granos (0 a 0,22% en peso) (Cuadro 4). La especularita está junto con epidoto  $\pm$  cuarzo  $\pm$  albita (90,2-97,5) relleno venillas, bolsones irregulares o lentes que reemplazan la zona intermedia de granate  $\pm$  clinopiroxeno del *exoskarn*. La especularita ocupa los intersticios entre los granos de epidoto y cuarzo (Figs. 4 y 5, M. Vp24-F). Localmente está transformada en mushketovita (magnetita pseudomórfica según especularita) (Figs. 4 y 5, M. Vp19-U). En los sectores donde la alteración retrógrada es abundante y penetrativa, la mena de hierro forma lentes irregulares (4 x 1 m) compuestas por cristales de especularita (o mushketovita) dispuestos en rosetas compactas de varios centímetros de diámetro. En estas zonas, el cuarzo en contacto con la mena de hierro tiene una coloración rosada dada por las numerosas inclusiones de hematita. Los cuerpos mineralizados más distales consisten en venas de mushketovita + actinolita  $\pm$  epidoto  $\pm$  cuarzo  $\pm$  feldespato. Estas venas de varios metros de longitud por 5 a 40 cm de espesor, presentan zonación, con un núcleo rico en mushketovita (o especularita) y salbandas de actinolita  $\pm$  epidoto  $\pm$  cuarzo  $\pm$  feldespato (Figs. 4 y 5, M. 2656-3). Esta magnetita (mushketovita) tiene concentraciones de FeO<sub>total</sub> variables entre 94 y 95% y entre 0,05 y 0,15% de MnO (Cuadro 4). La geoquímica de mena de 7 muestras de las distintas zonas mineralizadas, detectó anomalías de Cu (240 ppm) y de Ag (2,9 gr/tn) en estas venas distales ricas en anfíbol (Cuadro 5). En el área de estudio, la alteración supergénica se manifiesta por la oxidación incipiente de algunos cristales de magnetita y mushketovita en las superficies de clivaje y de fracturas, en venillas finas de limonitas y en el reemplazo centrípeto de los granos de pirita por óxidos e hidróxidos de hierro y jarosita.

**CUADRO 4:** Composición química de las magnetitas magmáticas (M. 2638-A) y de las magnetitas del exoskarn asociado a la diorita (M. 2711-M y M. 2656-3).

Muestra	2638-A		2711-M		2711-M			2656-3			2656-3			2656-3			2656-3		
Mineral	Magnetita		Magnetita		Magnetita			Mushketovita			Mushketovita			Mushketovita			Mushketovita		
	n	b	n	b	b	n	n	b	n	b	b	n	b	b	n	b	b	n	b
Wt %																			
SiO <sub>2</sub>	0,074	0,018	2,87	0,88	0,18	0,17	2,29	n/a	n/a	n/a									
TiO <sub>2</sub>	1,132	0,078	0,00	0,00	0,06	0,00	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,05	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,078	0,146	0,17	0,08	0,04	0,02	0,09	0,12	0,15	0,17	0,24	0,40	0,21	0,28	0,33	0,45	0,12	0,19	0,25
CaO	0,82	0,048	0,69	0,16	0,08	0,02	0,5	n/a	n/a	n/a									
MgO	0,036	0,035	0,15	0,01	0,01	0,00	0,1	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
FeO	85,85	88,64	83,0	87,2	87,9	87,4	85,8	94,2	94,2	94,0	94,2	94,1	95,3	95,2	94,8	93,5	93,7	95,2	94,1
MnO	0,437	0,053	0,00	0,08	0,22	0,00	0,0	0,15	0,14	0,06	0,12	0,10	0,12	0,03	0,05	0,06	0,08	0,05	0,09
K <sub>2</sub> O	0,136	0,00	0,10	0,04	0,01	0,01	0,08	n/a	n/a	n/a									
Na <sub>2</sub> O	0,278	0,00	0,16	0,00	0,01	0,01	0,07	n/a	n/a	n/a									
ZnO	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,00	0,01	0,09	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02
NiO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06	0	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01
CoO	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,07	0,00	0,03	0,01
MoO <sub>3</sub>	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,078	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	n/a	n/a	n/a									
Total	89,0	89,13	87,2	88,5	88,5	87,7	89,1	94,5	94,5	94,4	94,6	94,7	95,7	95,6	95,3	94,1	93,9	95,5	94,6

**CUADRO 5:** Geoquímica de la mena de hierro del *exoskarn* asociado a la diorita.

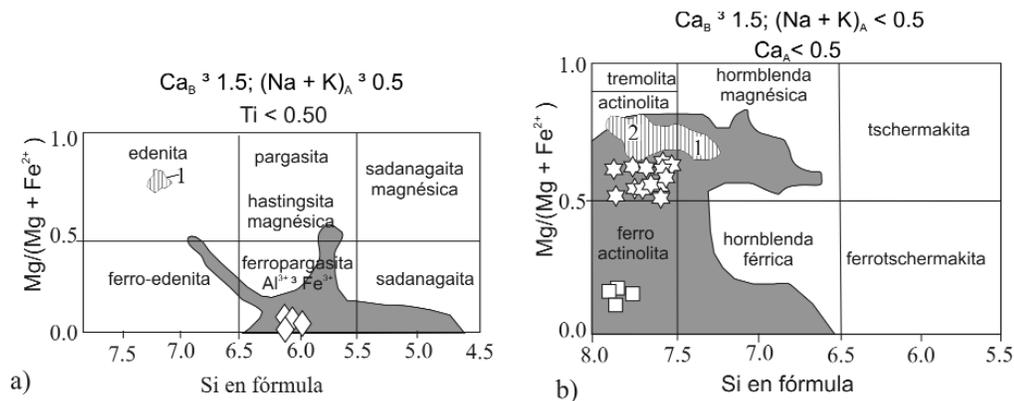
Muestra	2656-3	2684A-C	2699-A	2699-B	2702-C	2704-A	2711-M
Mineral	Mushketovita	Magnetita	Especularita	Especularita	Magnetita	Magnetita	Magnetita
Elemento %							
Mo	<0,001	<0,001	<,001	<,001	<,001	<,001	<,001
Cu	0,024	0,001	<,001	<,001	<,001	<,001	<,001
Pb	<,01	<,01	0,02	<,01	<,01	<,01	<,01
Zn	<,01	<,01	<,01	<,01	<,01	<,01	<,01
Ni	<,001	0,001	0,001	<,001	0,004	0,002	<,001
Co	0,003	0,003	0,003	0,001	<,001	<,001	<,001
Mn	0,06	0,04	0,02	0,01	0,12	0,11	0,05
Fe	54,64	50,15	33,45	14,26	60,23	42,94	30,94
As	<,01	<,01	<,01	<,01	0,01	<,01	0,01
Sr	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Cd	<,001	<,001	<,001	<,001	<,001	<,001	<,001
Sb	<,001	<,001	0,001	<,001	0,001	<,001	<,001
Bi	<,01	<,01	<,01	<,01	<,01	<,01	<,01
Ca	0,28	0,92	0,11	0,1	0,37	1,92	10,09
P	0,008	0,032	0,036	0,016	0,013	0,017	0,004
Cr	0,0001	<,001	<,001	0,001	<,001	<,001	<,001
Mg	0,03	0,06	0,1	0,05	0,07	0,012	<,01
Al	0,07	0,21	0,17	0,17	0,4	0,037	0,13
Na	0,07	0,03	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02
K	0,06	0,09	0,03	0,03	0,04	0,02	0,01
W	0,024	0,001	0,039	0,016	0,026	<,001	0,002
Hg	<,001	<,001	<,001	<,001	<,001	<,001	<,001
Elemento gr/tn							
Ag	2,9	<,3	0,5	<,3	<,3	<,3	0,7
Au	0,02	<,01	<,01	<,01	0,02	0,02	0,004

M. 2651-B1 y cuarzo feldespático, M. 2656-A), una muestra de la zona interna del *exoskarn* de granate ± cuarzo (M. 2651-B2), una muestra de la zona retrógrada interna (epidoto ± magnetita ± cuarzo, M. 2684-B) y una de la zona retrógrada distal del *exoskarn* (mushketovita + actinolita ± epidoto ± cuarzo ± feldespato, M. 2656-2). Dado que el *skarn* y los *hornfels* reemplazan a la arenisca calcárea de la F. Puchenque y al *wakestone* de la Formación Calabozo, también se analizaron dos muestras del protolito sedimentario fresco, una representativa del *wakestone* (M. 2717) y otra de la arenisca cuarzo-feldespática con cemento calcáreo (M. 2716-A).

Los valores de los elementos de las tierras raras de los protolitos frescos y de las rocas alteradas (*hornfels* y *exoskarn*) normalizados a condrito (Boynton 1989) se muestran en la cuadro 6 y sus patrones de tierras raras se representan en las figuras 8a y b. La figura 8a resalta la similitud del patrón de tierras raras de la diorita fresca, ambas enriquecidas en 62,9 (La) y en 8,61 (Yb) veces con respecto al condrito. Por otro lado, la diorita con alteración de ortoclasa + cuarzo está empobre-

*Geoquímica de elementos de las tierras raras:* Las concentraciones de elementos de tierras raras fueron determinadas para las siguientes muestras del *skarn*: dos mues-

tras de diorita, una con alteración hidrotermal incipiente (M. 2653-D) y otra con alteración de ortoclasa + cuarzo (M. 2653-C), dos de *hornfels* (clinopiroxénico,



- Venas: escapolita ± ferroactinolita (skarn asociado con el granito: muestra 2709)
- ☆ Venas externas: actinolita ± mushketovita ± epidoto ± cuarzo ± feldespato (muestra 26563)
- ◇ Zona externa: ferropargasita ± epidoto ± cuarzo (muestra 2642)
- ▨ Campo composicional del anfíbol magmático (1) y del anfíbol hidrotermal en la diorita (2)
- Campo composicional del anfíbol de los skarns de Fe (Ettlinger 1990, Sidder 1985)

**Figura 7:** a y b) Diagramas que ilustran las composiciones de los anfíboles (expresadas como porcentaje molecular de sus miembros extremos, Leake et al., 1997) de los skarns asociados a la diorita y al granito.

cida en todos las tierras raras respecto a la diorita fresca.

Los patrones de tierras raras de la arenisca calcárea (M. 2716) y de los *hornfels* cuarzo feldespático y clinopiroxénico, muestran anomalías negativas de Eu (mayor en el protolito sedimentario) y sólo los dos primeros un enriquecimiento en Ce (mayor en el *hornfels* cuarzo feldespático) (Fig. 8b). En el *exoskarn*, la zona interna de granate ± cuarzo está enriquecida en las tierras raras intermedias y pesadas (31,8 Sm y 12,92 Yb) con respecto a los protolitos sedimentarios y a los *hornfels*. En contraste, las zonas con alteración retrógrada del *exoskarn* están empobrecidas en las tierras raras intermedias y pesadas al compararlas con los protolitos y con la zona de granate ± cuarzo, esta disminución es más marcada en la zona retrógrada rica en anfíbol. Estas zonas con alteración retrógrada presentan una anomalía positiva de Eu, que es más acentuada en la muestra con abundante magnetita (M. 2684-B, Fig. 8B).

### Skarn de Fe asociado al Plutón Granítico

En el extremo SE del área y sobre el margen NE del cerro de Las Minas, aflora el plutón granítico y sus múltiples filones

capa y diques riolíticos que cortan e incluyen fragmentos de mármol, *hornfels* y *exoskarn* previos. En el contacto entre estos cuerpos ígneos y las rocas de caja hay *hornfels* y un *skarn* con mineralización de hierro. Los cuerpos mineralizados son de escaso desarrollo. El afloramiento más importante (1,5 x 6 m) consiste en lentes y venas de mushketovita alojadas en un dique riolítico que corta un banco de mármol también mineralizado con especularita y mushketovita (Figs. 2b y 9). Unos metros por encima de este afloramiento de mushketovita y en una zona de cizalla, hay una brecha de falla formada por fragmentos del *exoskarn* de granate castaño ± piroxeno (asociado al plutón diorítico), cementados por magnetita y cuarzo ± epidoto (Figs. 2b, y 9).

### Alteración de las rocas ígneas

El borde del cuerpo granítico presenta alteración hidrotermal incipiente constituida por la paragénesis clorita ± albita ( $Ab_{80-90}$ ) ± pirita (calcita ± epidoto) (<7 % del vol.). En esta zona los minerales máficos están reemplazados por clorita ± calcita (titanita), los cristales de feldespatos tienen los núcleos alterados a calcita + epidoto y las zonas medias y bordes corroídos reemplazados por venillas y parches de albita ( $Ab_{80-90}$ , Cuadro 2, M.

2629-B2), la pirita está diseminada en la roca.

*Endoskarn:* Lentes, venas y miarolas con granate ± cuarzo ± feldespato alcalino reemplazan al cuerpo granítico y a los diques riolíticos cerca del contacto con los *exoskarn* y *hornfels*, mientras que bandas y parches de escapolita ( $Me_{28-36}$ , Cuadro 7, M. 2709-B) ± albita ± piroxeno reemplazan los diques y filones capa riolíticos distales (Figs. 4, M. Vp 5, 9). Las lentes y venas de granate (hasta 2 m de espesor) suelen presentar zonación, con un centro de granate castaño oscuro y cuarzo ± feldespato intersticial y un borde de granate castaño claro con fantasmas de feldespato. El granate de las venas menores y el que tapiza las superficies de diaclasas en la roca ígnea están alterados a clinocloro (Cuadro 3, M. Vp 6) con parches de calcita. Cortando al granate, al feldespato y sus productos de alteración, hay venas y venillas irregulares de mushketovita ± calcita ± cuarzo (Figs. 4, M. Vp 5, 9).

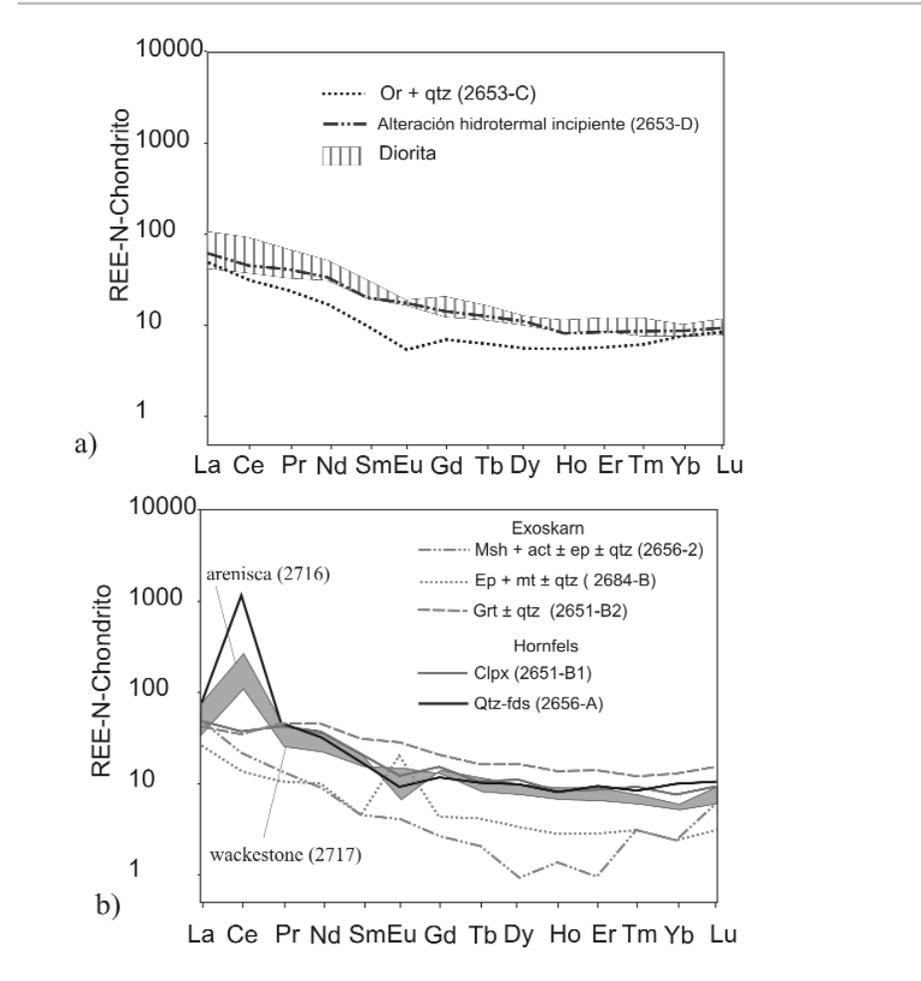
El *endoskarn* de escapolita ( $Me_{28-36}$ , Cuadro 7, M. 2709-B) ± albita ± piroxeno es de color blanco a blanco grisáceo y hacia el contacto con los *hornfels* y el *exoskarn* tiene salbandas verdes (0,5-2 cm de espesor) ricas en cordones y lentes de clinopiroxeno. La escapolita forma motas aisladas

das que reemplazan selectivamente a los glomérulos de plagioclasa junto con venillas y parches de albita, hacia el contacto con el *exoskarn* forma bandas continuas de cristales mayores y subhédricos (70% vol.) que incluyen cristales finos de piritita (2% del vol.).

**Alteración de las rocas sedimentarias**

**Hornfels:** Forman una segunda aureola metamórfica de 30 m de espesor rodeando al plutón granítico y a sus diques (Fig. 2b). También en este caso tienen estructura bandeada, dada por la intercalación de *hornfels* clinopiroxénico, anfibólico, escapolítico, sericítico y cuarzo-feldespático. El *hornfels* clinopiroxénico se distingue del *hornfels* relacionado al plutón diorítico por presentar una mayor proporción de clinopiroxeno que le confiere un color verde más oscuro mientras que los sericítico y cuarzo feldespático son indistinguibles y se los relaciona porque están próximos al plutón granítico e intercalados entre los *hornfels* escapolítico, anfibólico y clinopiroxénico. El *hornfels* anfibólico se localiza en posiciones distales, aproximadamente a 20 m del contacto con el plutón granítico.

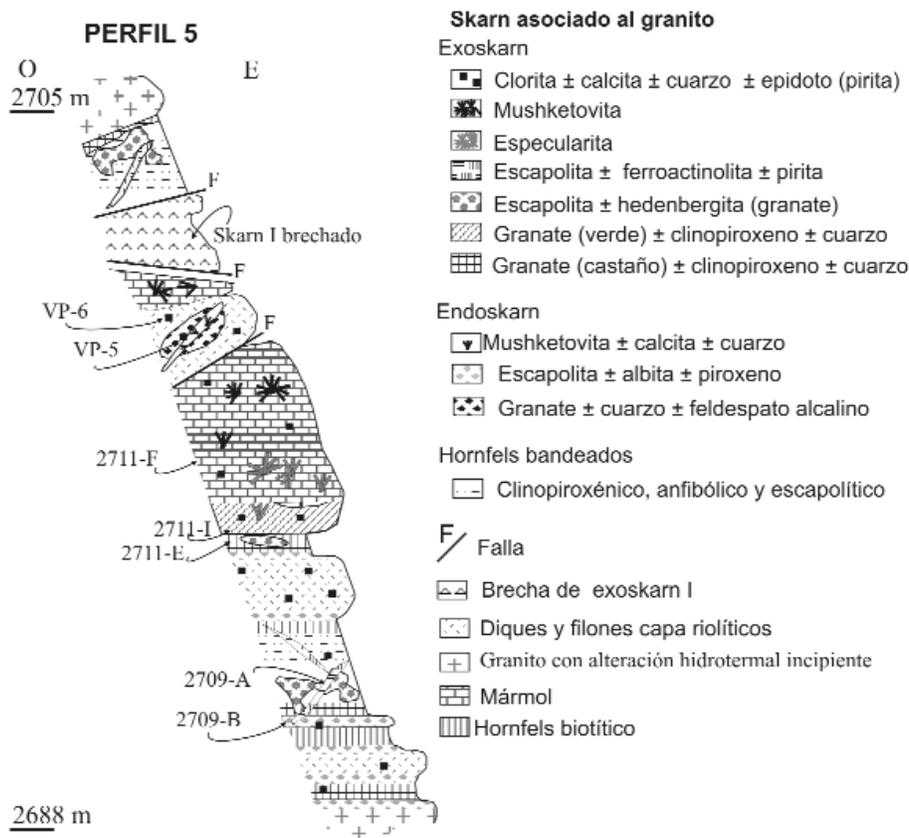
**Exoskarn:** En el extremo sudeste del área (Figs. 2b, 9), en contacto con los endoskarns hay un *exoskarn* que está zonado respecto al plutón granítico y a los diques y filones capa riolíticos. Se han diferenciado las siguientes zonas y paragénesis: 1) una zona interna de granate castaño ± clinopiroxeno ± cuarzo, 2) una zona externa de granate verde + clinopiroxeno ± cuarzo que reemplazan al mármol, 3) lentes y venas de escapolita ± hedenbergita (granate) que reemplazan a los *hornfels* bandeados, 4) numerosas venas tardías de escapolita ± anfíbol ± piritita cortan a las paragénesis previas y 5) las paragénesis mushketovita (o especularita), mushketovita ± calcita y clorita ± calcita ± cuarzo ± epidoto ± piritita que reemplazan al *skarn* progradante y se extienden hacia la roca sedimentaria fresca a través de diaclasas y planos de debilidad. La zona interna de granate ± clinopiroxeno ± cuarzo está compuesta por un



**Figura 8:** Modelo de las distribución de las tierras raras normalizados a condrito (Boynton 1989): a) de las alteraciones relacionadas a la diorita y de la diorita sin alterar (Pons *et al.* 2007) y b) de la *wackestone*, de la *arenisca*, de los *hornfels* y del *exoskarn*. Act = actinolita, Clpx = clinopiroxeno, Ep = epidoto, Fds = feldespato, Grt = granate, Msh = mushketovita, Mt = magnetita, Ort = ortoclasa, Qtz = cuarzo.

granate castaño, equigranular y poiquilítico (70-90% vol.). El piroxeno está incluido en los cristales de granate y forma máculas intersticiales de varios individuos subhedrales (20-8% vol.). Esta alteración grada a una zona de 1 m de espesor de granate verde (And<sub>30-81</sub>Py<sub>0,6-0</sub>Gr<sub>69-19</sub>, Fig. 10A, M. 2711-E, 2711-I) + clinopiroxeno (Di<sub>82-93</sub>Jo<sub>3,7-1,7</sub>Hd<sub>14-5,1</sub>, Fig. 10b, M. 2711-I) de estructura maciza (Figs. 4, 9, M. 2711-I). Está constituida por cristales de granate verde (70% vol.) euhedrales a subhedrales, que presentan los núcleos isótopos y los bordes ligeramente anisótopos y cristales de clinopiroxeno (20% del vol.) incoloros y subredondeados. El pasaje entre esta zona y el mármol es gradual y está dado por una banda de 5 cm

de espesor, constituida por cristales de granate verde diseminados en un mosaico de calcita. Una zona de venas y venillas escapolita ± hedenbergita (granate) (>50% vol.) reemplaza al *hornfels* clinopiroxénico y se extiende unos pocos centímetros (Fig. 9), hasta varios metros a partir del contacto con la roca ígnea (Figs. 4, 9, M., 2709-A). La escapolita (80% vol.) está dispuesta en cintas paralelas a los planos de debilidad. Cintas y lentes discontinuas de piroxeno hedenbergítico (Di<sub>18,5-4,1</sub>Jo<sub>8,8-2,2</sub>Hd<sub>74-93,7</sub>, Fig. 10B, M. 2709-A) se intercalan o están parcialmente incluidas en las bandas de escapolita, junto con cristales aislados de granate castaño rojizo. Lentes, venas y venillas (0,2 a 8 cm de espesor) de esca-



**Figura 9:** Perfil esquemático 5 del skarn asociado al granito con la ubicación de las muestras representativas de las alteraciones (véase Fig. 4) y de las muestras analizadas.

polita ( $Me_{25-36}$ , Cuadro 7, M. 2709-A) ± ferroactinolita ± pirita, cortan a las paragénesis previas (Figs. 4 y 9, M. 2709-A). La escapolita de las venillas tiene un mayor índice de refracción que la escapolita de la paragénesis anterior y desarrolla grandes cristales euhédricos de hasta varios centímetros de longitud dispuestos perpendiculares a las paredes de las venas o en hábito fibroradiado. El anfíbol es de color verde oscuro, de hábito prismático largo a acicular, muy pleocroico y los cristales mayores conservan en sus núcleos fantasmas del piroxeno incoloro anterior.

Otro ejemplo de alteración asociada al plutón granítico se encuentra en el centro del valle, sobre el margen SO del arroyo. En el contacto con el techo del plutón granítico hay un skarn zonal (*endoskarn* + *exoskarn*), estéril y de escaso desarrollo (Fig. 5, Perfil 4). El *endoskarn* está compuesto por venas, miarolas y lentes de

granate ± cuarzo ± calcita. En contacto con el *endoskarn* hay un *exoskarn* que presenta: 1) una zona interna maciza y mantiforme de granate castaño ± cuarzo ± calcita de varios centímetros de potencia, 2) una zona intermedia de clinopiroxeno ± granate ± cuarzo ± feldespato y 3) venas de cuarzo + feldespato ± piroxeno ± granate distales que cortan al *hornfels* clinopiroxénico.

En el margen NE del arroyo, en contacto con los diques y las apófisis del plutón granítico, hay un *exoskarn* con características similares a las observadas en el extremo SE del área (rico en escapolita, piroxeno y granate verde) (Fig. 2b, M. 2694), pero está menos desarrollado, su morfología es irregular y es estéril, no se observa *endoskarn* en los cuerpos intrusivos. Intercalado entre los *hornfels* y reemplazando a un protolito rico en calcio hay un *exoskarn* bandeadado de escapolita + granate ± clinopiroxeno. Hacia el frente

del mármol disminuye la cantidad de escapolita y aumenta la de piroxeno. El granate ( $And_{10,5-83,1}Py_{0,72-1,4}Grs_{89-15,49}$ , Fig. 10a, M. 2694) y el piroxeno ( $Di_{42,6-96}Jo_{2,6-1,27}Hd_{54,8-2,73}$ , Fig. 10b, M. 2694) de este *exoskarn* exhiben un amplio rango composicional. Algunos cristales de granate exhiben zonación normal, con el aumento de la molécula andradita hacia el borde del cristal. La composición química del clinopiroxeno es similar al clinopiroxeno del *exoskarn* ubicado en el extremo SE, con sus modas entre 80 y 100 % Di. Hacia el frente de mármol y en posiciones distales, hay evidencias de silicificación de la caliza, con estilolitos (de disolución del carbonato) y fractura paquidérmica.

La alteración retrógrada en este skarn es escasa y está representada por la paragénesis clorita + calcita ± cuarzo ± epidoto ± pirita y mushketovita ± calcita que reemplaza y corta a las paragénesis previas en forma de parches, salbandas y venillas y tapiza las superficies de diaclasas. La expresión más distal de esta alteración consiste en venas de hasta 20 cm de espesor y varios metros de largo rellenadas con cuarzo con textura en diente de perro y calcita intersticial en equilibrio con pirita.

#### Mineralización de hierro

Son escasos los cuerpos mineralizados (Fe) asociados con este evento metasomático y todos están localizados en el extremo sudeste del área. El mayor (1,5 x 6 m) está alojado en el dique riolítico, en forma de venas y lentes de mushketovita y mushketovita ± calcita que cortan al *endoskarn* de granate ± cuarzo ± feldespato alcalino (Figs. 4, 9, M. Vp-5). Otra zona mineralizada está hospedada en el banco de mármol y consiste en lentes de especularita que hacia el contacto con el dique riolítico ha sido transformada a mushketovita.

## DISCUSIÓN

La cartografía detallada del sector de estudio ha permitido identificar dos even-

tos metasomáticos vinculados a dos de los cuerpos ígneos que intruyeron las sedimentitas jurásicas. Ambos produjeron la alteración de las rocas ígneas y sedimentarias y desarrollaron una zonación mineralógica similar a las establecidas para depósitos metálicos asociados a *skarns* (Einaudi, *et al.* 1981, Meinert *et al.* 2005). Cada uno de estos *skarns* mineralizados presenta características propias dadas por los fluidos hidrotermales que los formaron y por ende, de sus fuentes.

### Skarn de Fe asociado al plutón diorítico

La zonación mineralógica de los *skarns* con respecto a los intrusivos y sus paragénesis cartografiadas en los perfiles de las figuras 3 y 5, indican claramente que los fluidos hidrotermales involucrados en la formación del *skarn* mineralizado más antiguo y más importante en tamaño se originaron a partir de la cristalización del stock diorítico. Con la intrusión y la cristalización de este cuerpo ígneo se produjeron los siguientes procesos y cambios en el entorno: 1) el aumento de la temperatura de la roca de caja con la recristalización "isoquímica" de las sedimentitas silicoclásticas de la Formación Puchenque y de las sedimentitas carbonáticas de la F. Calabozo y sus transformaciones en *hornfels* y mármol, respectivamente (Figs. 11a, b), 2) la generación de un sistema hidrotermal a partir del stock diorítico que produjo el resquebrajamiento generalizado de su cúpula y de los *hornfels* debido a la exsolución de los fluidos hidrotermales hacia arriba y zonas laterales, 3) la infiltración de los fluidos hidrotermales químicamente reactivos en las rocas sedimentarias previamente metamorfozadas, 4) la reacción con ellas y formación de un *exoskarn* zonal, con paragénesis progradantes, retrógradas y mineralización de hierro (Figs. 11c, d y e), 5) la reacción de estos fluidos con el cuerpo ígneo y el reemplazo de sus bordes por ortoclasa + cuarzo y paragénesis retrógradas y el relleno de sus fracturas con paragénesis ricas en minerales hidratados y magnetita (Figs. 11c, d y e).

**CUADRO 6:** Análisis químicos de los elementos de tierras raras y su normalización a condrito (Boynnton 1989) de las zonas del *skarn* asociado a la diorita.

ETR	2653-D	2653-C	2651 -B1	2651-B2	2684-B	2656-A	2656-2	2717	2716 -A
ppm									
La	19,5	15	15,2	13,2	8,2	24	15,1	10,7	23,2
Ce	37,5	25,3	30,7	28,5	11,3	927,8	17,7	91,9	220,15
Pr	5,1	3	5,2	5,7	1,3	5,4	1,7	3,2	5,6
Nd	20,5	10,2	22,5	27,4	6	19,6	5,5	13,7	21,85
Sm	4	1,9	4,2	6,2	0,9	3,2	0,9	3,1	4,00
Eu	1,3	0,4	0,9	2,1	1,5	0,7	0,3	1,1	0,5
Gd	3,7	1,8	4	5,4	1,1	3	0,7	3,4	3,7
Tb	0,6	0,3	0,5	0,8	0,2	0,5	0,1	0,4	0,55
Dy	3,5	1,8	3,6	5,3	1,1	3,2	0,3	2,5	3,2
Ho	0,6	0,4	0,6	1	0,2	0,6	0,1	0,5	0,65
Er	2	1,2	1,8	3	0,6	2	0,2	1,4	1,95
Tm	0,3	0,2	0,3	0,4	0,1	0,3	0,1	0,2	0,25
Yb	1,8	1,6	1,6	2,7	0,5	2,1	0,5	1,1	1,8
Lu	0,3	0,3	0,3	0,5	0,1	0,3	0,2	0,2	0,3
ETR N-Concritro									
La	62,9	48,39	49,03	42,58	26,45	77,41	48,70	34,51	74,83
Ce	46,41	31,31	37,99	35,27	13,98	1148,26	21,90	113,73	27,24
Pr	41,80	24,59	42,62	46,72	10,65	44,26	13,93	26,22	45,90
Nd	34,16	17,00	37,50	45,66	10,00	32,66	9,16	22,83	36,41
Sm	20,51	9,74	21,53	31,79	4,61	16,41	4,61	15,89	20,51
Eu	17,68	5,44	12,24	28,57	20,41	9,52	4,08	14,96	6,80
Gd	14,28	6,95	15,44	20,84	4,24	11,58	2,70	13,13	14,28
Tb	12,65	6,33	10,54	16,87	4,22	10,54	2,11	8,44	11,60
Dy	10,86	5,59	11,18	16,46	3,46	9,94	0,931	7,76	9,93
Ho	8,35	5,57	8,35	13,92	2,78	8,35	1,39	6,96	9,052
Er	9,52	5,71	8,57	14,28	2,85	9,52	0,95	6,66	9,28
Tm	9,25	6,17	9,25	12,34	3,08	9,25	3,08	6,17	7,71
Yb	8,61	7,65	7,65	12,91	2,39	10,04	2,39	5,26	8,61
Lu	9,31	9,31	9,31	15,52	3,10	9,32	6,21	6,21	9,30

La aureola metamórfica de contacto más extensa (500 m) fue producida durante la intrusión del cuerpo diorítico (Fig. 11b). Esta relación genética fue determinada a través del mapeo de la morfología de sus afloramientos y las relaciones de corte y del análisis de la fracción arcilla en los *hornfels* (el aumento del índice Kübler de la illita y de la proporción de clorita con la proximidad al intrusivo, Cuadro 3). El hecho de que no exista en esta aureola una zonación mineralógica con respecto al intrusivo y que los diferentes tipos de *hornfels* (Cuadro 1) reemplazan niveles estratigráficos específicos, permiten inferir que las variaciones en la composición original de los niveles estratigráficos del protolito sedimentario fueron el principal control en la composición de los *hornfels*. Es factible que los *hornfels* con mayor

concentración de pirrotina y pirita, paragénesis que sugiere condiciones reductoras (Bowman 1998), hayan re-cristalizado de un protolito rico en material carbonoso, los *hornfels* piroxénicos de las lutitas-calcareas o areniscas con cemento calcáreo y los biotíticos y sericíticos de las sedimentitas silicoclásticas (Meinert 1998).

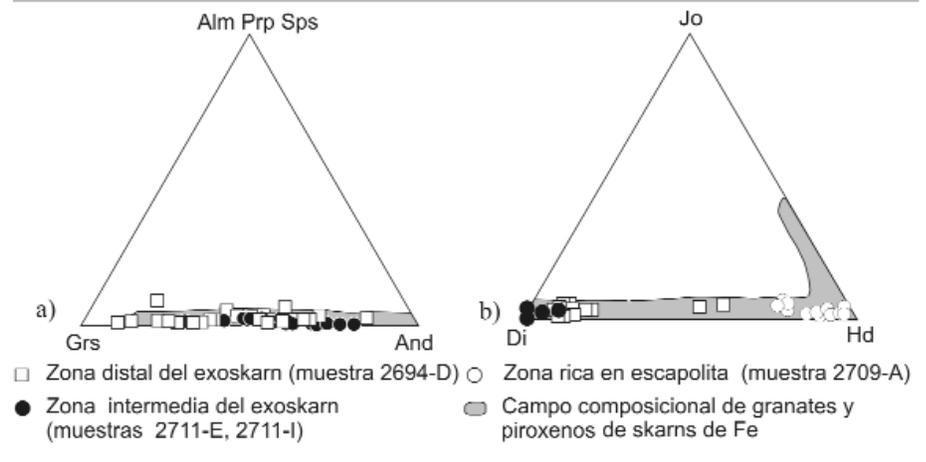
Las zonas del *skarn* están superpuestas y reemplazan a los *hornfels* y al mármol (Figs. 11c, d y e). Sus tamaños de grano son más gruesos y sus composiciones mineralógicas son diferentes (Figs. 3, 4 y 5, Cuadro 1). Estos rasgos señalan la generación de nuevos minerales a partir de la reacción de las rocas de caja metamorfozadas con los fluidos hidrotermales que las invadieron por las zonas permeables, planos de estratificación relícticos, las zo-

**CUADRO 7:** Composición química de las escapolitas del *skarn* asociado al granito y sus diques riolíticos (Deer *et al.* 1975).

Muestra	2709	2709	2709	2709	2709	2709	2709	2709	2709	2709	2709	2709	2709	2709	2709	2709	
Ubicación	Fig. 9					Fig. 9					Fig. 9						
Ubicación	Fig. 9					Fig. 9					Fig. 9						
Wt%	borde	borde	núcleo	núcleo	borde	núcleo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
SiO <sub>2</sub>	56,58	55,93	57,2	56,6	56,6	56,18	56,49	56,08	55,93	56,95	56,95	58,41	58,52	58,04	56,65	57,51	55,19
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,05	0,03	0,06	0,01	0,00	0,03	0,01	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,28	23,20	22,8	23,1	23,6	23,27	23,10	23,84	23,09	23,30	23,20	22,40	23,77	21,45	23,15	22,69	23,44
CaO	7,23	7,19	6,95	7,65	7,85	8,02	7,82	8,25	8,01	7,54	7,25	6,14	6,50	6,19	7,81	7,59	8,70
MgO	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,03	0,01	0,02
FeO	0,03	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,05	0,03	0,01	0,00	0,01	0,10	0,12	0,04	0,14	0,10
MnO	0,02	0,09	0,00	0,05	0,02	0,01	0,05	0,04	0,01	0,01	0,09	0,00	0,07	0,12	0,04	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	1,06	1,06	0,99	0,94	1,15	1,11	1,04	0,777	1,20	0,931	1,10	1,31	0,79	0,62	0,95	1,08	0,90
Na <sub>2</sub> O	8,89	8,57	9,40	9,16	8,86	8,81	8,80	7,62	8,86	9,37	9,48	9,77	8,62	5,90	9,33	8,94	8,59
Total	96,11	96,20	97,4	97,5	98,1	97,40	97,35	96,65	97,17	98,17	98,09	98,16	98,56	92,50	98,12	98,04	96,98
Cationes en base a 25 oxígenos																	
Si	8,34	8,24	8,32	8,24	8,19	8,20	8,24	8,20	8,19	8,23	8,25	8,42	8,36	8,69	8,22	8,32	8,11
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	3,87	4,03	3,91	3,97	4,03	4,00	3,97	4,11	3,99	3,97	3,96	3,81	4,00	3,79	3,96	3,87	4,06
Ca	1,14	1,13	1,08	1,19	1,22	1,25	1,22	1,29	1,26	1,17	1,12	0,95	0,99	0,99	1,21	1,18	1,37
Mg	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01
Mn	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
K	0,20	0,20	0,18	0,17	0,21	0,21	0,19	0,14	0,22	0,17	0,20	0,24	0,14	0,12	0,18	0,20	0,17
Na	2,52	2,43	2,63	2,57	2,47	2,48	2,47	2,15	2,50	2,61	2,64	2,71	2,37	1,70	2,61	2,49	2,43
Meionita	29,71	30,77	27,8	30,4	31,3	31,89	31,65	36,25	31,75	29,74	28,56	24,45	28,78	36,10	30,72	30,80	34,80

nas porosas y las fracturas (metasomatismo: Meinert *et al.* 2005).

*Evolución en el espacio y en el tiempo:* La zonación mineralógica del *exoskarn* progradante (Figs. 3 y 5) pone de manifiesto la evolución química en el espacio y en el tiempo de los fluidos que lo formaron (Meinert, *et al.* 2005). Localmente, el desarrollo de una zona interna de clinopiroxeno que reemplaza un protolito clástico con relictos de *hornfels*, indica que inicialmente dominaron razones fluido: roca bajas en estas zonas. La abundancia de granate de composición intermedia (And<sub>31-89</sub>) en las zonas internas del *exoskarn*, granate con más hierro y piroxeno (Di<sub>24-70</sub>) en las zonas intermedia (and<sub>38-100</sub>) y externa (And<sub>96,2-100</sub>) y la presencia de paragénesis retrógradas con abundante cuarzo, reflejan las diferencias en la solubilidad de los elementos químicos (Al < Mg, Fe < Si) en el fluido hidrotermal (Meinert 1984, Meinert, *et al.* 2005). Estas diferencias en la solubilidad de los elementos químicos son también las responsables de la zonación química obser-



**Figura 10:** Diagramas ternarios que ilustran la composición química: a) de los granates (Rickwood 1968) y b) de los piroxenos del *exoskarn* asociado al granito (Morimoto *et al.* 1988). El campo de la composición de granates y piroxenos de los *skarns* de hierro del mundo fue extraído de Meinert *et al.* 2005. Alm = almandino, Di = diopsido, Grs = grossularia, Hd = hedenbergita, Jo = johannsenita, Prp = pyropo, Sps = spessartita

vada en algunos cristales de granate, con aumento del Fe hacia los bordes. La presencia de los silicatos hidratados (epidoto y anfíbol) junto con cuarzo y albíta englobando y reemplazando al granate y al piroxeno, señala el inicio de la alteración retrógrada (Fig. 11d) del *skarn*

progradante, que por lo general se produce como consecuencia de la disminución de la temperatura y de los cambios en la composición química de los fluidos hidrotermales (Meinert *et al.* 2005). En términos generales, el epidoto (rico en Al y Fe) es abundante en la alteración retró-

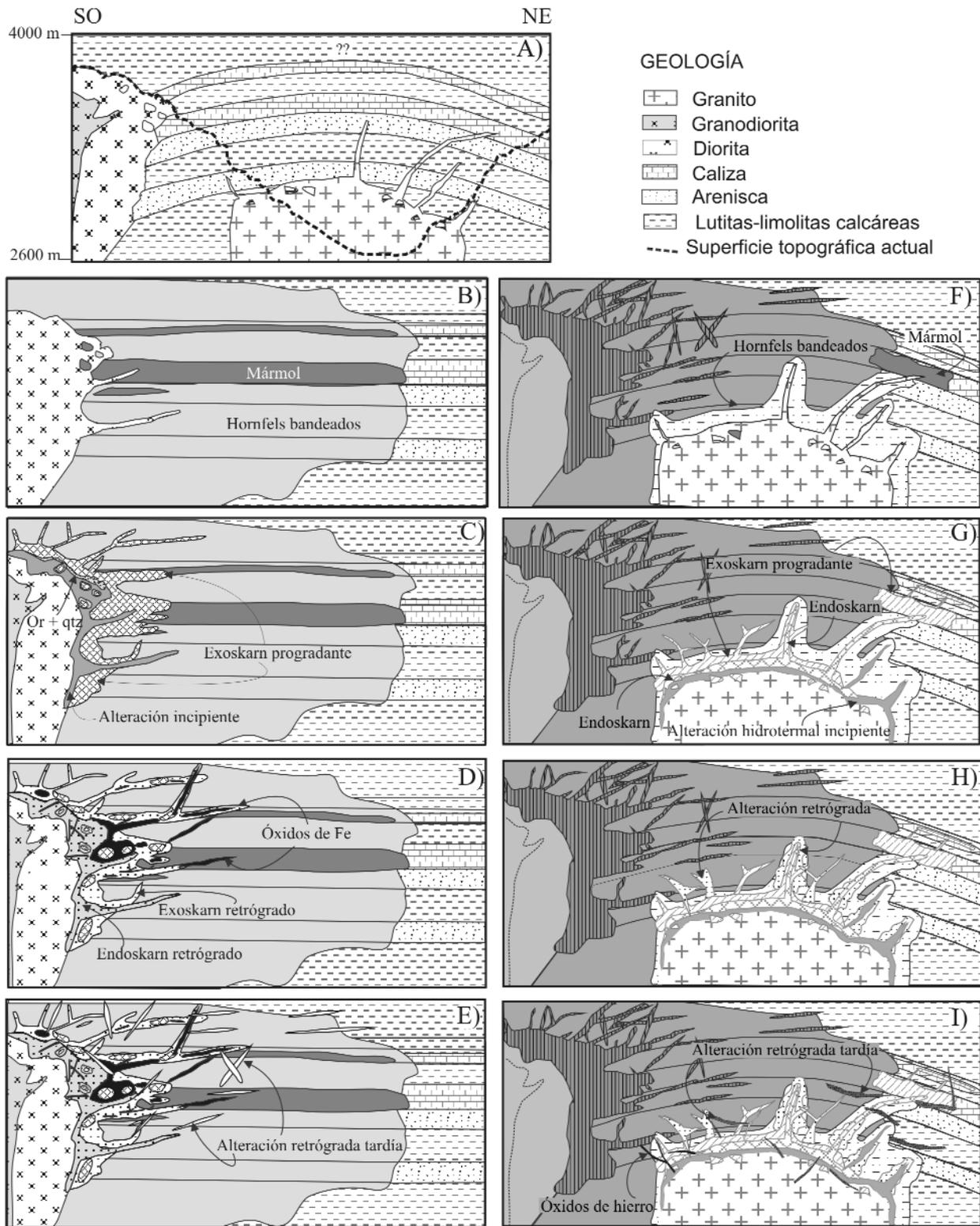


Figura 11: Esquema de la evolución del sistema hidrotermal del distrito Vegas Peladas (véase texto para explicación). Ort = ortoclasa, Qtz = cuarzo.

grada que reemplaza a las zonas interna e intermedia del *exoskarn* y los anfíboles (con menores concentraciones de Al y

ricos en Fe y Mg), en la paragénesis retrógrada que reemplaza a las zonas distales del *exoskarn*. Sin embargo, también exis-

ten diferencias en la composición de los anfíboles en estas zonas distales. La actinolita y la hornblenda magnésica de la

paragénesis mushketovita (o especularita) + actinolita  $\pm$  epidoto  $\pm$  cuarzo  $\pm$  feldespato, tienen concentraciones de Ca, Ti y Al similares a las que presenta el anfíbol secundario del plutón diorítico y sus diques, pero con mayor cantidad de Fe (total) (Fig. 7, Cuadro 1). Las concentraciones de Ti, Al y Fe en la ferropargasita de la paragénesis ferropargasita  $\pm$  epidoto  $\pm$  cuarzo son mayores a las que presenta la actinolita (Fig. 7, Cuadro 1). Dado que este último anfíbol constituye las salbandas de los óxidos de hierro, su formación se produjo debido al desequilibrio químico entre los fluidos que precipitaron los óxidos de hierro y la caja *-hornfels-*. La ferropargasita reemplaza directamente al piroxeno hedenbergítico. Por lo tanto, estas diferencias en la composición química de los anfíboles son atribuidas a las fluctuaciones locales en la composición del fluido hidrotermal, sea por precipitación y subsiguiente agotamiento de elementos químicos y/o por la interacción fluido: *skarn* (Hemley y Hunt 1992). La alteración retrógrada rica en albita<sub>96-98</sub> continuó superponiéndose y reemplazando las alteraciones anteriores, probablemente a menor temperatura, también rellenando los espacios abiertos y extendiéndose a posiciones más distales a través de los planos de debilidad (Fig 11e). Estos cambios mineralógicos en la evolución del *skarn* se correlacionan con los patrones de tierras raras de las muestras de los distintos estadios de alteración. Los patrones de la diorita con alteración hidrotermal incipiente son semejantes a los patrones de la diorita fresca. En contraste, la diorita alterada a ortoclasa + cuarzo está empobrecida en todos los elementos de tierras raras dado que carece de minerales que las concentren (anfíbol, piroxeno, magnetita, apatita y titanina). La interpretación de los patrones de las tierras raras de los *hornfels* y *exoskarn* normalizados a condrito es compleja, debido a que pueden heredarse las características geoquímicas de los clastos que forman los protolitos sedimentarios. Por ejemplo, la anomalía negativa de Eu esbozada en los *hornfels* (bien marcada en el

protolito clástico y atribuida al fraccionamiento de los feldespatos durante la cristalización fraccionada, Rollinson 1993), puede indicar la presencia de una elevada proporción de feldespatos de procedencia ígnea en la roca sedimentaria original. A pesar de este inconveniente, el enriquecimiento en las tierras raras intermedias y pesadas del *exoskarn* de granate  $\pm$  cuarzo respecto a los protolitos es claramente compatible con la abundancia de este mineral hidrotermal, en tanto que el empobrecimiento en tierras raras totales en las alteraciones tardías, más marcada en las zonas externas ricas en anfíbol, puede obedecer a: 1) la dilución gradual de las tierras raras presentes en los silicatos progradantes del *exoskarn* por la incursión de aguas meteóricas en los fluidos hidrotermales tardíos, que no portaban estos elementos o 2) a una disminución de las tierras raras en el fluido por la incorporación de estos elementos en los minerales tempranos del *skarn*. El aumento de la anomalía positiva de Eu en las zonas retrógradas con respecto a las zonas progradantes internas del *exoskarn*, se correlaciona con la abundancia de magnetita (hematita) en las paragénesis retrógradas (mayor  $fO_2$ ). En ambientes con alta fugacidad del oxígeno, el Eu posee valencia 3<sup>+</sup> en lugar de 2<sup>+</sup>, en consecuencia, no entra en la estructura cristalina de los feldespatos magmático e hidrotermal, se comporta como elemento incompatible y se concentra en los fluidos tardíos (retrógrados) (Rollinson 1993). Es muy probable que la similitud (mineralógica y morfológica) entre las paragénesis ricas en anfíbol, epidoto y magnetita del *exoskarn* retrógrado y las del *endoskarn*, se deba a que ambas se formaron durante el estadio de alteración retrógrada.

La mayor abundancia de granate (rico en Fe<sup>3+</sup>) con respecto al piroxeno (con Fe<sup>2+</sup>) en el *exoskarn* y la leve anomalía positiva de Eu en sus patrones de tierras raras, indican que prevalecieron condiciones de alta fugacidad del oxígeno en el sistema hidrotermal (Meinert *et al.* 2005). Estas características continuaron durante la al-

teración retrógrada, con la depositación de magnetita en las zonas internas y hematita en las zonas externas del *exoskarn*. La presencia de uno u otro óxido no necesariamente implica fluctuaciones en la fugacidad del oxígeno en los fluidos hidrotermales. La incursión de aguas meteóricas pobres en Fe<sup>2+</sup> en el sistema y su mezcla con los fluidos hidrotermales, pudo haber ocasionado la desestabilización de la magnetita y la formación de hematita. Es muy probable también que esta transformación haya tenido lugar debido a la disminución de la temperatura (Ohmoto, 2003). La transformación posterior de hematita a magnetita y/o mushketovita observada en este *skarn* ya ha sido descrita en muchos depósitos de hierro: 1) tipo *banded iron formation* (ej. Lake Superior, Hamersley y Algoma Type, Morris 1993), 2) en depósitos de Sulfuros Masivos (ej. Ansil, Abitibi district, Canadá: Westendorp *et al.* 1991), y 3) en *Skarns* de Hierro (ej. *Cadia Deposits, New South Wales*, Australia, Forster *et al.* 2004 y referencias allí citadas) y ha sido atribuida a los siguientes cambios y procesos: 1) cambios en la fugacidad de oxígeno de los fluidos hidrotermales, 2) cambios en la temperatura, 3) variación de temperatura y presión que favorecen la transformación del Fe<sup>3+</sup> a Fe<sup>2+</sup> y 4) mezcla de fluidos hidrotermales ricos en Fe<sup>2+</sup> con aguas marinas (Ohmoto 2003). Dado que luego de este primer evento metasomático le siguieron las intrusiones sucesivas de los plutones granodiorítico y granítico (Fig. 11), es posible que el aumento de la temperatura ocasionado por la presencia de apófisis o diques no expuestos de estos cuerpos en las cercanías de las zonas mineralizadas, haya transformado la hematita en mushketovita, de allí la distribución irregular que presentan los cuerpos de mushketovita.

Desde el punto de vista químico, la magnetita temprana de la zona interna del *exoskarn* contiene impurezas finas de minerales calcosilicáticos, menos TiO<sub>2</sub> (0,06%) y similares concentraciones de FeO<sub>total</sub> (83 y 88%) que la magnetita magmática (con 0,08-1,13% de TiO<sub>2</sub> y 86-

87% de  $\text{FeO}_{\text{total}}$  Cuadro 4). La magnetita tardía -producto del reemplazo pseudomórfico de la especularita (mushketovita)- es más pura, presenta mayores concentraciones de  $\text{FeO}_{\text{total}}$  (entre 94 y 95%) y menores concentraciones de MnO (entre 0,05 y 0,15%) que la magnetita temprana (Cuadro 4). A pesar de las anomalías de Ag y Cu (Cuadro 5) en algunas de las venas distales de mushketovita, este *skarn* carece de las firmas geoquímicas (con anomalías de Co, Ni, Zn, y As) típicas de los *skarns* de Fe que han sido explotados por sus contenidos en otros metales base y metales preciosos, además del Fe (Merry Widow, Vancouver Island, Meinert 1984, Zeballos, Vancouver Island, Ettliger 1990).

#### **Skarn de Fe asociado al plutón granítico**

La intrusión del cuerpo granítico generó una segunda aureola metamórfica superpuesta a la anterior (Fig. 11f). La presencia de *hornfels* piroxénico próximo al contacto con el plutón granítico y *hornfels* rico en minerales hidratados (anfíbol) en los sectores más externos de la aureola, indica que existió un gradiente térmico producto de la intrusión de este cuerpo ígneo. Esta aureola de contacto es de escasos metros de extensión, compatible con un menor contraste térmico entre la roca de caja y este cuerpo ígneo más diferenciado (Llambías 2003). El desarrollo de un segundo episodio metasomático más localizado, formó el *skarn* rico en granate, piroxeno y abundante escapolita superpuesto al *skarn* de hierro anterior (Fig. 11g). La paragénesis de escapolita  $\pm$  actinolita  $\pm$  pirita, que corta y envuelve a las alteraciones previas (Fig. 11h), marca el inicio de la alteración retrógrada producto de una disminución de la temperatura de los fluidos hidrotermales (Meinert *et al.* 2005), que continuó con el relleno de intersticios y venas tardías por mushketovita  $\pm$  calcita y por clorita  $\pm$  calcita  $\pm$  cuarzo  $\pm$  epidoto  $\pm$  pirita (Fig. 11i).

Este tipo de alteración -dominada por un metasomatismo sódico y escapolitiza-

ción- es importante en los *skarns* de Fe dado que indica áreas con mayores leyes de magnetita (Meinert 1984, Zhao *et al.* 1990) y está genéticamente asociada a las facies tardías de magmas diorítico y gabrodiorítico. De acuerdo con Purto *et al.* (1989), la ubicua presencia de escapolita marialítica en los depósitos de hierro en *skarns*, obedece a la importancia que tienen los complejos clorurados en el transporte y la precipitación del Fe. Sin embargo, a pesar de la intensa alteración sódica que caracteriza a este segundo evento metasomático, con la presencia de abundante escapolita marialítica (en el *endoskarn*, *hornfels* y *exoskarn*), éste es prácticamente estéril en mena de hierro. La transformación del cuerpo de especularita alojado en el banco de mármol a mushketovita cerca del contacto con el dique riolítico, sugiere que esta mineralización fue previa a la intrusión del dique y que el aumento de temperatura ocasionado por este cuerpo, transformó la especularita en mushketovita.

#### **Comparación entre ambos *skarns***

Los dos *skarns* presentan las características típicas de depósitos de *skarn* de Fe (Einaudi *et al.* 1981, Meinert 1984, Meinert *et al.* 2005), ellas son: 1) zonas progradantes en los *exoskarns* ricas en andradita-grosularia y diópsido-hedenbergita y de alteración retrógrada con abundante anfíbol, epidoto, cuarzo, cloritas y calcita, 2) magnetita, hematina y mushketovita son la mena de hierro y se encuentran asociados generalmente a las paragénesis de *skarn* tardías, 3) la pirita es el único sulfuro presente, es escasa y más notoria hacia los sectores externos de los *skarns*, 4) tienen zonación, en el espacio y en el tiempo 5) la distribución de las alteraciones durante el estadio progradante estuvo controlada por la composición de los protolitos (sedimentario e ígneo) mientras que el control estructural dominó en la distribución de las alteraciones retrógradas. Sin embargo, la presencia de ortoclasa en la alteración asociada al plutón diorítico (Cuadros 1, 2 y 3) no se cita en las descripciones de los *skarns* de Fe. En

estos últimos es común el metasomatismo sódico en forma de escapolita masiva o de salbandas, venillas y parches de albita o escapolita, reemplazando las plagioclasas más cálcicas (Meinert 1984), como se observa en el *skarn* asociado al granito. Esta diferencia en los *skarns* refleja las composiciones de las rocas ígneas a las que están asociados: la razón hornblenda/biotita mayor a 1 en la diorita (Pons *et al.* 2007), implica que los fluidos derivados de este cuerpo estaban en equilibrio inicialmente con magmas ricos en hornblenda (que incorpora parte del  $\text{Na}^+$  en su estructura), enriqueciéndose así en KCl con respecto a NaCl y especialmente en HCl (Burnham y Ohmoto 1980). La interacción de estos fluidos exsueles del plutón diorítico ricos en cloro, potasio y sodio con la roca de caja menos carbonática, produjo la alteración con ortoclasa (Burnham y Ohmoto 1980). En contraste, el cuerpo granítico carece prácticamente de fases minerales máficas que incorporen  $\text{Na}^+$  en su estructura y el  $\text{K}^+$  es preferentemente incorporado en el feldespato-K, generando un aumento de  $\text{Na}^+$  en el fluido en forma de NaCl, que ocasiona el metasomatismo sódico.

La escasez de hierro en el *skarn* asociado al granito, a pesar de la intensa alteración sódica que lo afecta, puede obedecer a los siguientes causas: 1) el escaso a nulo enriquecimiento en hierro de los fluidos exsueles (Burnham y Ohmoto 1980, Hemley y Hunt 1992), que se correlaciona con la escasez y ausencia -en el plutón granítico- de minerales máficos y accesorios (óxidos o sulfuros de Fe) potencialmente lixiviables y 2) una baja proporción de fluidos exsueles, que se deduce del menor volumen del *skarn* (restringido a las cercanías del plutón granítico) comparado con el *skarn* vinculado al cuerpo diorítico, siendo este último uno de los principales factores que controlan la presencia de una concentración mineral económica (Jahns y Burnham 1969).

La zonación del *exoskarn* y las características químicas de la magnetita (similar a las magnetitas de *skarns* de Fe vinculados a diorita-gabrodiorita) en el *skarn* asocia-

do al cuerpo diorítico, sumado a la ausencia de minerales ricos en hierro en el granito, permiten inferir que el cuerpo diorítico es la fuente de hierro en la zona y que la escasa mineralización de Fe en el *skarn* asociado al granito, podría ser el producto de la re-movilización del hierro del *skarn* previo (asociado al plutón diorítico). De acuerdo con la magnitud de las exposiciones de ambos *skarns* y el nivel de erosión actual, el potencial económico de la zona es bajo al compararlo con las reservas de los *skarn* de Fe de clase mundial (>500 Mt) (Fig. 11a, d, e, i).

## CONCLUSIONES

Es la primera vez que se reconocen para este sector varios ciclos de alteración vinculados a cuatro eventos ígneos, dos de ellos tienen características típicas de los *skarns* cálcicos de Fe (Einaudi *et al.* 1981, Meinert *et al.* 2005) y están asociados a los plutones diorítico y granítico. Estos *skarns* presentan algunas diferencias generadas por diferencias en la fuente de fluidos. La mineralización de hierro más importante está alojada en el *skarn* vinculado a la diorita y los afloramientos de mayor magnitud están hospedados en el *exoskarn* que reemplaza al mármol (Formación Calabozo). También hay mineralización vinculada al granito, pero es de menor magnitud y ha sido interpretada como el producto de la re-movilización del hierro del *skarn* previo. En ambos *skarns*, la mineralización de Fe está relacionada al estadio de alteración retrógrada. Los cuerpos mineralizados más importantes están constituidos por magnetita y especularita-mushketovita y se localizan en las zonas interna e intermedia del *exoskarn*, respectivamente.

Este estudio ha permitido también reconocer los halos de alteración relacionados a cada evento ígneo e identificar venillas de *exoskarn* en los *hornfels* (Formación Puchenque). Estas manifestaciones distales del sistema hidrotermal constituyen guías útiles para la exploración de este tipo de depósitos en regiones con exposiciones parciales de cuerpos mine-

ralizados o bien donde permanecen ocultos.

## AGRADECIMIENTOS

Se agradece a los Dres. Etcheverry, de Barrio, Lanfranchini y a los Lics. Licitra y Guillot por sus colaboraciones y excelentes sugerencias en el trabajo de campo. A los Dres. Myckietiuik, Etcheverry e Izard por los análisis de microsonda electrónica. Este trabajo forma parte de la tesis doctoral (Pons 2007) y fue financiado por un PIP 2726, una beca de doctorado (5 años) otorgados por el CONICET y un subsidio personal, otorgado por la SEG. Se agradece también a los correctores -en especial a la Dra. Nora Rubinstein- por sus comentarios que ayudaron a mejorar la calidad del trabajo.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Angelelli, V. 1942. El yacimiento de calcopirita del cerro La Virgen. Los depósitos de magnetita y hematina de Vegas Peladas y los de baritina y mineral manganesífero del arroyo Las Minas. Distrito de Malargüe, Departamento de San Rafael. Dirección de Minas y Geología. Carpeta 101, 17 pp y 4 láminas, Buenos Aires.

Arrospide, A., 1972. Depósitos Minerales de Hierro de Vegas Peladas Mina "Nenche" Dep. de Malargüe- Mendoza, República. Argentina. Re- vista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología. III- N (1-2): 117-131.

Bowman, J. R., 1998. Basic Aspects and applications of phase equilibria in the analysis of metasomatic Ca-Mg-Al-Fe-Si *skarns*. Mineralogical Association of Canada short courses series v.26: Mineralized Intrusion-related *skarn* system: 1-49. Ed. D. R., Lenz, Quebec.

Boynton, N. V., 1989. Cosmochemistry of the rare earth elements: condensation and evaporation processes. En: Lipin, B. R., MacKay, G. A., (Eds.), Geochemistry and Mineralogy of Rare Earths, Review in Mineralogy 21, Mineralogical Society of America, 1-24.

Burnham, C. W. y Ohmoto, H., 1980. Late-Stage Proceses of Felsic Magmatism. Mining Geology Special Issue, 8: 1-11.

Deer, W. A., Howie, R. A. y Zussman, J., 1975.

An Introduction to the Rock-Forming Minerals, Part 5, Non-Silicates, Eighth Impression, Longman Group, London, pp. 519.

Dessanti, R. N., 1978. Descripción de la Hoja 28b, Malargüe, Pcia. de Mendoza. Boletín del Servicio Geológico Nacional (Argentina), Buenos Aires, 149: 1-50 y adjunto 1 mapa y 2 cortes.

Einaudi, M. T., Meinert, L. D. y Newberry, R. J., 1981. *Skarn* deposits: Economic Geology, 75<sup>th</sup> Anniversary volume: 317-391.

Ettlinger, A. D., 1990. A Geological Analysis of Gold *Skarns* and Precious Metal Enriched Iron and Copper *Skarns* in British Columbia, Canada. Inédito, Ph D Tesis from Washington State University Department of Geology, 249 pp.

Forster, M. D., 1962. Interpretation of the composition and classification of the chlorites. U. S. Geological Survey Prof. paper 414-A: 1-33.

Franchini M. B. y Dawson M. 1999. Manifestaciones metálicas asociadas a *skarns* del Suroeste de Mendoza y noroeste de Neuquén. En Zappettini E. (Ed.): Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Buenos Aires, anales 35: p. 1535-1545.

Franchini, M. B., de Barrio, R., Pons M. J., Schalamuk, I. B. A., Ríos, F. J, y Meinert, Lawrence, 2007. Fe *skarns* and IOCG-, and Manto-type deposits in the Andes Cordillera of SW Mendoza (34-36°LS), Argentina. Exploration and Mining Geology Special volume of IOCG deposits v. 16, (3-2): 233-265.

Hemley, J.J., y Hunt, J.P., 1992. Hydrothermal Ore-Forming Processes in the Light of Studies in Rock-Buffered Systems: II. Some General geologic Applications: Economic Geology, v. 87: 23-43.

Jahns, R. H. y Burnham, C. W., 1969. Experimental studies of pegmatite genesis: A model derivation and crystallization of granitic pegmatites. Economic Geology, v. 64: 843-864.

Kozłowski, E., R. Mancada y V., Ramos, 1993. Estructura. En Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza: Relatorio del XII Congreso Geológico Argentino, 1 (18): 235-2.

Kretz, R., 1983, Symbols for rock-forming minerals: American Mineralogist, v. 68, p. 277-279.

Kübler, B., 1964. Les argyles, indicateurs de métamorphisme. Institut Français du Pétrole

- Revue, v. 19: 1093-1112.
- Legarreta, L., Gulisano, C. A., y Uliana, M. A., 1993. Las secuencias Sedimentarias Jurásico-Cretácicas. En Ramos, V.A. (Ed): Geología y Recursos Naturales de Mendoza: Relatorio del XII Congreso Geológico Argentino, 1 (9): 87-114.
- Leake B. E., Woolley, A., Arps C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, D. J., Hawthorne, C. F., Kato A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith, D. C., Stphenson, N. C. S., Ungaretti L., Whittaker, E. J. W. y Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of Subcommittee on Amphiboles of International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. American Mineralogist, v. 82: 1019-1037.
- Llambías, E. J., 2003. Geología de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria N° 27, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 15: 182 pp., Buenos Aires.
- Meinert, L. D., 1984. Mineralogy and Petrology of Iron *Skarn* in Western British Columbia, Canada: Economic Geology v. 79, (5): 869-882.
- Meinert, L. D., 1998. A review of *skarns* that contain gold. En Lenz, D. R. (Ed.): Mineralogical Association of Canada short courses series: Mineralized Intrusion-related *skarn* system. v. 26: 359-414, Quebec.
- Meinert, L. D., Dipple G. y Nicolescu, S., 2005. World *Skarn* Deposits. Economic Geology 100th Aniversary Volume: 299-336.
- Méndez, V., Zanettini, J. C. y Zapettini, E. O., 1995. Geología y Metalogénesis del Orógeno Andino Central, República Argentina. Anales N° 23 de la Dirección Nacional del Servicio Geológico, Secretaría de Minería de la Nación, Buenos Aires, 190 p.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert F. A., Zussman, J., Aoki, K., y Gottardi, 1988. Nomenclature of pyroxenes. American Mineralogist, v. 73: 1123-1133.
- Morris, R. C., 1993. Genetic modeling for banded iron-formation of the Hamersley Group, Pilbara craton, Western Australia. Precambrian Research, v. 60: 243-286.
- Ohmoto, H., 2003. Non redox transformation of magnetite-hematite in hidrothermal systems. Scientific Communications, Economic Geology, v. 98: 157-161.
- Pons, M. J., 2007. Geología y Metalogénesis del *skarn* de hierro Vegas Peladas, Cordillera Principal, Pcia. de Mendoza, Tesis Doctoral, 308 pp., Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Argentina.
- Pons M. J., Franchini M. B. y López Escobar, L., 2007. Los cuerpos ígneos neógenos del Cerro de Las Minas (35.3° S -69.9°O), Cordillera Principal de los Andes, SO de Mendoza: Geología, Petrografía y Geoquímica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 62 (2): 267-282.
- Purtov, V. K., Kholodnov, V. V., Anfilogov, V. N., y Nechkin, G. S., 1989. The role of chlorine in the formation of magnetite *skarns*. International Geology Rev. 31: 63-71.
- Ramos, V. A. y Nullo, F., 1993. El Volcanismo de Arco Cenozoico. En Ramos, V. A. (Ed.): XII Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 1 (19): 149-160.
- Rickwood, P. C., 1968. On recasting Analyses of Garnet into End-Member Molecules. Contribution to Mineralogy and Petrology, 18: 175-198.
- Rollinson, H. R. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Produced by Longman Singapore Publishers (Pte) Ltd., Singapore, 352 p.
- Sidder, G.B., 1985, Ore genesis at the Monterrosas deposit in the Coastal Batholith, Ica, Peru: Unpublished Ph. D., Thesis, Oregon State University, 221 p.
- Westendorp, R. W., Watkinson, D. H. y Jonasson, J. R., 1991. Silicon bearing zoned magnetite crystals and the evolution of hydrothermal fluids at the Ansil Cu-Zn mine, Rouyn-Noranda, Quebec. Economic Geology, v. 86: 1110-1114.
- Zhao, Yiming, Lin, Wenwei, Bi, Chensi, y Li, D., 1990. *Skarn* Deposits in China: Beijing Geological Publishing House China, 354p.

Recibido: 20 de mayo, 2008

Aceptado: 2 de marzo, 2009