

MODELO GENÉTICO DE LOS SKARNS DE Fe DE VEGAS PELADAS, MENDOZA

María Josefina PONS¹, Marta FRANCHINI¹, Graciela MAS² y Francisco Javier RÍOS³

¹ Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos-CIMAR-CONICET-UNComahue.

Emails: jpons@uncoma.edu.ar, mfranchi@uncoma.edu.ar

² Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur, INGEOSUR - CONICET. Email: gmas@criba.edu.ar

³ Centro de Desarrollo de Tecnología Nuclear (CDTN-CNEN), Belo Horizonte, Email: javier@cdtn.br

RESUMEN

Datos de inclusiones fluidas (IF) indican que el *skarn* de Fe relacionado al plutón diorítico de Vegas Peladas se originó a 3,5 km de profundidad, bajo presiones litostáticas de 950 bares y a expensas de fluidos muy salinos (hasta 70% NaCl eq.) de alta temperatura (670-400°C). Es muy factible que estos fluidos ricos en NaCl \pm KCl \pm FeCl_n \pm hematita junto con vapor se hayan formado por la inmiscibilidad de fluidos magmáticos de salinidad baja (6-8% NaCl eq.). Los datos isotópicos del agua en equilibrio con el granate ($\delta^{18}\text{O}$ 7,2-8,5‰) y con la magnetita (4,8-7,9‰) confirman el origen magmático de estos fluidos. Debido a la interacción con la caja y a la formación del *exoskarn* de granate-clinopiroxeno, los fluidos redujeron isobáricamente sus temperaturas (hasta \sim 250°C). La continua exsolución de volátiles del magma y el sellado de los conductos de circulación de los fluidos por la precipitación de los silicatos (magnetita) del *exoskarn* y de la alteración del borde del plutón, generaron sobrepresiones, el fracturamiento de las rocas y la ebullición del fluido. Bajo condiciones hidrostáticas, el aumento de la permeabilidad permitió el ingreso de las aguas externas al sistema que se mezclaron con los fluidos magmáticos provocando el reemplazo de los silicatos por minerales hidratados, cuarzo (con valores $\delta^{18}\text{O}$ del fluido de -0,55 a 4,5‰) y la precipitación masiva de óxidos de hierro. Los registros en inclusiones fluidas señalan temperaturas de 420° a 320°C, presiones hidrostáticas de 325 a 125 bares y fluidos menos salinos (41,6-23% NaCl eq.) para este estadio. La disminución de la temperatura y de la salinidad fueron los factores principales que favorecieron la precipitación de la mena de Fe. Las venillas tardías que cortan a las alteraciones anteriores se formaron a las temperaturas (165-315°C) y salinidades (8,41 y 13,51% NaCl eq.) más bajas del sistema. Los valores $\delta^{18}\text{O}$ del agua en equilibrio con el epidoto (-4,66 a 0,19‰) y con la calcita (-3,9 a 2,68 ‰) tardíos, sugieren el predominio de aguas meteóricas en los fluidos, indicando el colapso final del sistema hidrotermal. La intrusión posterior de un plutón granítico aumentó la temperatura del *skarn* ya formado ($>$ 550°C) y generó también fluidos salinos + vapor por inmiscibilidad, capaces de disolver parte de los minerales de Fe, transportar el Fe en solución y luego, con el enfriamiento, precipitarlo junto al nuevo *skarn* formado alrededor del granito.

Palabras clave: *Evolución fluidos, Skarns-Fe, Cordillera Principal.*

ABSTRACT: *Genetic model of the Vegas Peladas Fe-skarms, Mendoza, Argentina.* Based on fluid inclusions (FI) studies, the Fe *skarn* associated with the diorite pluton in Vegas Peladas formed at 3,5 km depth, under lithostatic pressure of 950 bars, at expenses of high salinity (up to 70 wt. % NaCl eq.) - high temperature fluids (670°-400°C). These NaCl \pm KCl \pm FeCl_n \pm hematite-rich fluids along with vapour may have been formed by the immiscibility of low salinity (6-8 wt. % NaCl eq.) magmatic fluids. The isotopic data of the water in equilibrium with garnet ($\delta^{18}\text{O}$ 7.2-8.5‰) and with magnetite (4.8-7.9‰) confirm the magmatic origin for these early fluids. During the interaction with the wall rocks and the formation of the prograde *exoskarn*, fluids decreased isobarically their temperatures (up to \sim 250°C). The continuum volatile exsolution from the magma and sealing of conducts by the precipitation of silicates generated overpressures, consequent fracturing of the *exoskarn*, and boiling of the fluids. Under hydrostatic pressures, the increase of permeability allowed the infiltration of external fluids (formations water \pm meteoric water?) to the hydrothermal system, their mixing with the magmatic fluids and cooling, promoting early silicate mineral instability and their replacement by hydrous minerals, quartz (with $\delta^{18}\text{O}$ values -0.55 a 4.5‰) and the massive precipitation of most iron oxides. The FI record indicates fluids with lower salinities (41.6-23 wt. % NaCl eq), temperatures between 420° and 320°C, and hydrostatic pressure of 325 to 125 bars for this stage. The decrease in temperature and salinity were the main factors that favoured the iron ore precipitation. FI in calcite from later veins that cut all the prograde and retrograde assemblages indicate fluids with the lowest temperatures (165-315°C) and salinities (8.4 y 13.5 wt. % NaCl eq.). The $\delta^{18}\text{O}$ values for the water in equilibrium with this epidote (-4.66 a 0.19‰) and calcite (-3.9 a 2.68 ‰), suggest mixing and dilution of previous fluids with meteoric water (with a dominance of the later) during cooling and collapse of the hydrothermal system. The intrusion of the granite pluton increased the temperature of the previous *skarn* ($>$ 550°C) and generated saline fluids and vapour by immiscibility that caused dissolution of Fe from previous *skarn*. These brines carried Fe in solution and, when cooled, precipitated it as iron oxides along with the new *skarn* minerals around the granite.

Keywords: *Fluid evolution, Fe-skarms, Cordillera Principal.*

INTRODUCCIÓN

El distrito Vegas Peladas (34-36°S Fig. 1) es uno de los 23 prospectos de Fe, Fe-Cu y Cu (Ag) localizados a lo largo de la cordillera de los Andes del SO de Mendoza (Franchin *et al.* 2007) que ha sido estudiado en detalle y sus alteraciones-mineralizaciones más importantes clasificadas como típicos *skarns* cálcicos de Fe (Pons *et al.* 2009).

En este trabajo se presentan los resultados de los análisis de las inclusiones fluidas y de los isótopos estables O, H, S y C de silicatos, óxidos, sulfuros y carbonatos seleccionados de los *skarns*. Se analizan los mecanismos que favorecieron la precipitación del hierro y se propone por primera vez un modelo genético para los *skarns* de Fe de la región sobre la base de las observaciones geológicas (Pons *et al.* 2009) combinadas con los datos microtermométricos y los resultados isotópicos.

LOS SKARNS DE FE DE VEGAS PELADAS

El prospecto de hierro Vegas Peladas (35° 20'S - 69°56'O) se localiza en la Cordillera Principal del SO de Mendoza, en la región morfoestructural conocida como faja plegada y corrida de Malargüe (Ramos y Nullo 1993). Este prospecto está alojado en las rocas sedimentarias marinas de las Formaciones Puchenque (Hettangiano-Calloviano inferior) (Arrospide 1972, Dessanti 1978) y Calabozo (Calloviano inferior a medio) (Dessanti 1978) que afloran en ambos márgenes del arroyo Vegas Peladas (Fig. 1b). La primera consiste en intercalaciones de arcilitas, limolitas, lutitas calcáreas y areniscas con cemento calcáreo, y la segunda es un *mudstone-wackestone* homogéneo. En el margen NE del arroyo, sobre estas unidades se apoya en discordancia erosiva y/o falla los niveles de yeso de la Formación Aukilco (Oxfordiano superior-Kimmeridgiano medio; Stipanovic 1966). Las unidades sedimentarias han sido afectadas por el tectonismo andino e intensamente intruidas por la siguiente secuencia ígnea

(Pons *et al.* 2007): (1) un plutón diorítico, (2) un plutón granodiorítico (15,19 ± 0,24 Ma, Rb-Sr en roca total; Pons 2007), (3) un plutón granítico, (4) diques y filones capa andesíticos (Fig. 1b). Cubriendo a las unidades sedimentarias e ígneas hay coladas de basaltos y detritos modernos. Los cuerpos intrusivos generaron cuatro eventos de alteración hidrotermal de diferente magnitud (Pons *et al.* 2009). Sin embargo, el más importante desde el punto de vista metalogenético consiste en un *skarn* de Fe vinculado al plutón diorítico. Otro evento metasomático con escasa mineralización de Fe está superpuesta al anterior y está asociado a un plutón granítico (Fig. 1b).

La intrusión del plutón diorítico generó una extensa aureola de contacto (*hornfels* y mármol) y un *skarn* con zonación mineralógica (*endoskarn* y *exoskarn*, Fig. 1b). Los bordes del plutón presentan alteración incipiente y selectiva de sus minerales máficos y plagioclasas a actinolita ± clorita ± calcita ± titanita ± ortoclasa $_{87}^{93} \pm$ epidoto ± pirita (magnetita) y una alteración maciza de ortoclasa + cuarzo de escaso desarrollo. El *endoskarn* de cuarzo ± epidoto ± anfíbol ± pirita de pocos centímetros reemplaza a las alteraciones previas junto con venas y vetillas de anfíbol ± cuarzo ± magnetita ± epidoto ± feldespato alcalino más ubicuas. El *exoskarn* está constituido por una zona interna de clinopiroxeno + magnetita + cuarzo ó granate ($Ad_{31-89}Py_{0,34-2}Grs_{68-8,8}$) ± cuarzo, una zona intermedia maciza de granate ($Ad_{38-51}Py_{1-2}Gr_{61-47}$) ± clinopiroxeno y venas distales de granate ($Ad_{96,2-100}Py_{0,0-0,08}Grs_{0,0-3,7}$) ± clinopiroxeno ($Di_{24-70}Jo_{4,1-0,7}Hd_{72-29,3}$). Superpuestas a estas zonas del *exoskarn* se reconocieron las siguientes paragénesis: 1) epidoto + magnetita ± cuarzo que reemplaza la zona interna; 2) epidoto ± cuarzo ± albita ± hematita (o mushketovita) que reemplaza a la zona intermedia, y 3) anfíboles (actinolita-ferropargasita) ± hematita (o mushketovita) ± cuarzo ± feldespato ± epidoto que reemplaza a las venas de la zona externa y cortan a los *hornfels* en zonas distales. La alteración más tardía y exter-

na está compuesta por albita $Ab_{(96-98)} \pm$ epidoto ± cuarzo ± calcita ± titanita ± clorita ± pirita. La mineralización de hierro consiste en magnetita, hematita espectral y mushketovita. En el *endoskarn*, la magnetita está en contacto y equilibrio con cuarzo, epidoto y anfíbol y en la zona interna del *exoskarn*, con clinopiroxeno ± cuarzo. En los afloramientos con mineralización de hierro de mayores dimensiones (hasta 32 x 4,5 m), la magnetita está en equilibrio con epidoto ± cuarzo reemplazando a las zonas internas del *exoskarn*. La hematita (o mushketovita) está en equilibrio con epidoto ± cuarzo ± albita en cuerpos masivos (de hasta 4 x 1 m) reemplazando a las zonas intermedias y en las posiciones más externas, está en equilibrio con actinolita ± cuarzo ± albita ± epidoto (Pons *et al.* 2009).

El plutón granítico y sus diques riolíticos formaron una aureola de *hornfels* de sólo escasos metros de extensión superpuesta a los *hornfels* previos y un *skarn* con zonación (*endoskarn* y *exoskarn*). El *endoskarn* consiste en lentes y venas con granate ± cuarzo ± feldespato alcalino que reemplazan al granito y a sus diques riolíticos; bandas y parches de escapolita (Me_{28-36}) ± albita ± piroxeno reemplazan a los diques y filones capa riolíticos distales. El *exoskarn* consiste en: 1) una zona interna de granate castaño ± clinopiroxeno ± cuarzo con abundante escapolita (Me_{28-36}); 2) una zona externa maciza de granate ($Ad_{10,5-83,1}Py_{0,72-1,4}Grs_{89-15,49}$) ± clinopiroxeno ($Di_{42,6-96}Jo_{2,6-1,27}Hd_{54,8-2,73}$); 4) una zona externa con venas de cuarzo + feldespato ± clinopiroxeno ± granate ó escapolita ± clinopiroxeno ($Di_{18,5-4,1}Jo_{8,8-2,2}Hd_{74-93,7}$) que cortan a los *hornfels*; 5) las paragénesis escapolita (Me_{25-36}) ± ferroactinolita ± pirita y mushketovita ± calcita rellenan venas y cavidades y reemplazan a las alteraciones previas y 7) una asociación tardía y más distal de clorita + calcita ± cuarzo ± epidoto ± pirita (Pons *et al.* 2009).

METODOLOGÍA

Se realizaron análisis microtermométricos

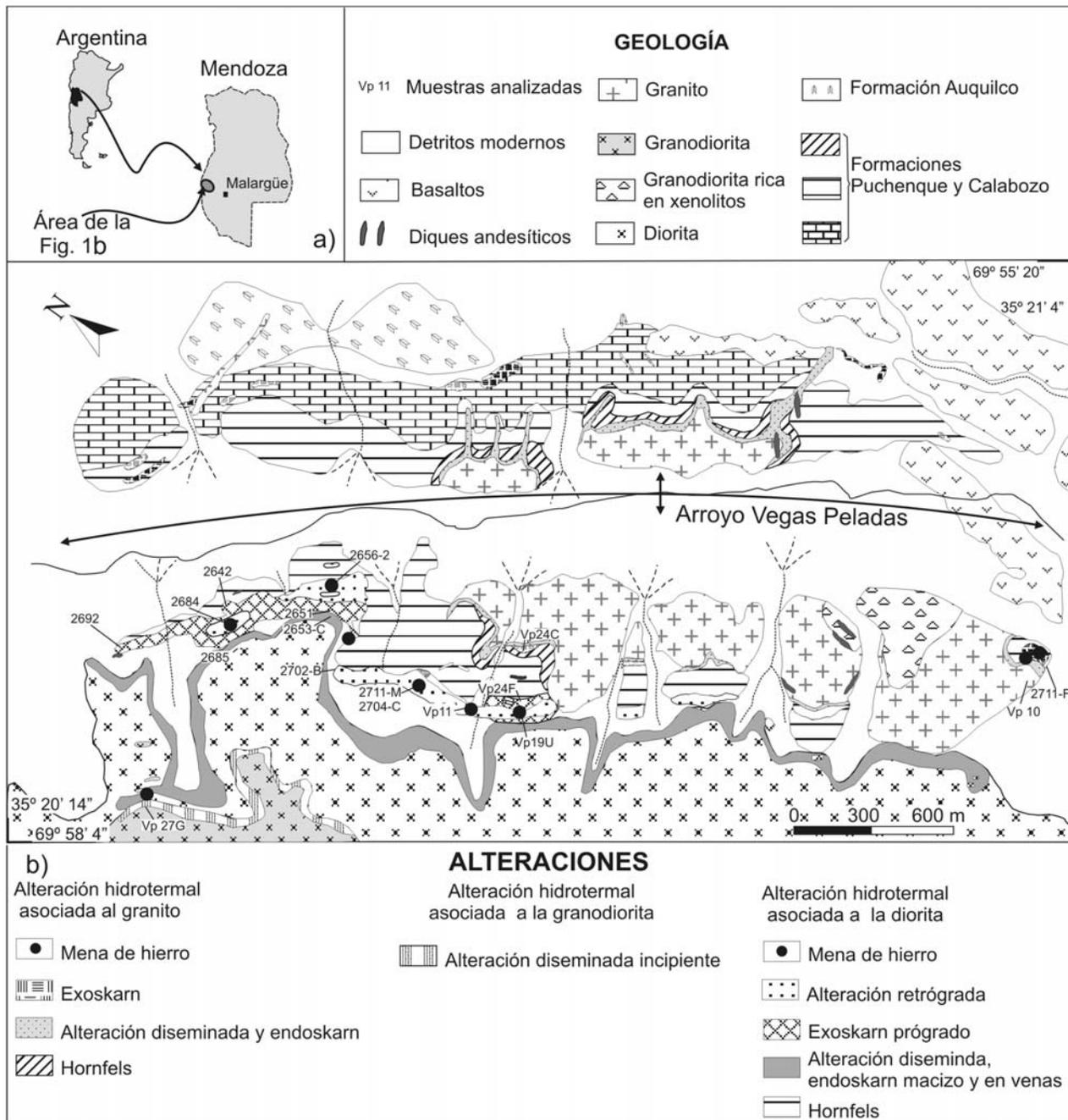


Figura 1: a) Mapas de ubicación general del área de estudio; b) Mapa geológico local (modificado de Arrosipide 1972) y de distribución de las alteraciones del Distrito de Vegas Peladas. En el mismo se señala la ubicación de las muestras analizadas.

cos de 269 inclusiones fluidas hospedadas en varios minerales representativos de distintos estadios de formación de los *skarns*. Para tal fin se prepararon secciones doblemente pulidas (30-100 μm de espesor). Estos análisis se realizaron en el Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, con una platina Linkam computarizada que

permite operar temperaturas entre -180 a +600 C por una combinación de un sistema de enfriamiento por nitrógeno líquido y una resistencia para calentamiento. La platina está instalada en un microscopio petrográfico Olympus BX50 con oculares x10 y x25 y objetivo Leitz UTK 50/0.63. Las inclusiones fluidas hospedadas en granate y clinopiroxeno que pre-

sentaron temperaturas de homogeneización mayores a 550°C, se midieron con una platina Wetzlar Heating Stage 1350 y un sistema de control Heinzinger 16-30 (que permite alcanzar temperaturas de fusión silicática), en el Laboratorio de Inclusiones Fluidas y Metalogénesis del Centro de Desarrollo de Tecnología Nuclear (CDTN- CNEN), Belo Hori-

zonte, Brasil. En primer lugar, se midieron los cambios de fases a temperaturas bajas para minimizar la posibilidad de decrepitación de inclusiones fluidas y verificar posibilidades de metaestabilidad. Todas las muestras fueron inicialmente enfriadas a -120°C , luego lentamente calentadas para medir las temperaturas de la primer fusión (T_c) y de fusión final del hielo (T_m) (Roedder 1984, Shepherd *et al.* 1985) y con ellas poder determinar la salinidad utilizando la ecuación de Bodnar (1992). En este estudio se emplearon las T_c teóricas determinadas por Borisenko (1977) y Crawford (1981). Se continuó con el calentamiento para determinar las temperaturas de homogeneización líquido-vapor (ThL-V) y de fusión de los minerales hijos (Tdh). Las salinidades de las inclusiones con halita y silvita fueron determinadas a través de las temperaturas de disolución de estas sales usando el diagrama de fases NaCl-KCl-H₂O (Sterner *et al.* 1988). Para las inclusiones multisólidas, el cálculo de salinidad se determinó en porcentaje en peso (%) de NaCl equivalente (eq.) a partir de la temperatura de disolución del último cristal hijo, utilizando la ecuación de Sterner *et al.* (1988). Los cálculos de las isocoras y la estimación de las presiones de entrapamiento se realizaron a través del programa PV TX (*Software Modelling for Fluid Inclusions, Linkam, Scientific Instrumens Ltd., 1995*).

Los análisis de los isótopos estables de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$), deuterio (δD), carbono ($\delta^{13}\text{C}$) y azufre ($\delta^{34}\text{S}$), se realizaron en el Servicio de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca. Se utilizó un espectrómetro de masas de fuente gaseosa, modelo SIRA-II, fabricado por VG-Isotech, equipado con *cold finger*, para análisis de muestras pequeñas y sistema múltiple de admisión de muestras. Los minerales fueron separados en forma manual para ser sometidos posteriormente a la extracción de gas a través de métodos convencionales (Clayton y Mayeda 1963). Las relaciones isotópicas se expresan a través de la notación convencional como valor delta por mil (δ ‰), con un error analítico de $\pm 0,8$ por mil para $\delta^{18}\text{O}$, ± 1 por mil

para δD y $\pm 0,27$ por mil para el $\delta^{34}\text{S}$. Los resultados de $\delta^{18}\text{O}$ y δD se brindan en relación al estándar SMOW (estándar de la media del agua oceánica) y de $\delta^{34}\text{S}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en relación al estándar CDT (Troilita del meteorito del Cañón del Diablo) y PDB (*Belemnitella americana*, de la Formación Peedee, Cretácico de Carolina del Sur), respectivamente.

ANÁLISIS DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS

Para su descripción se siguieron los criterios genéticos de clasificación de Roedder (1984: primarias P, pseudo-secundarias SS y secundarias S) y los de Nash (1976), basados en la composición de la inclusión fluida (IF) a temperatura ambiente. En las inclusiones fluidas saturadas, la identificación de los distintos sólidos se realizó utilizando el criterio de Shepherd *et al.* (1985). De acuerdo a la composición de las inclusiones fluidas estudiadas (Nash 1976), se identificaron cinco tipos (Cuadro 1); ellos son: (I) bifásicas acuosas ricas en líquido; (II) bifásicas acuosas ricas en vapor; (III) trifásicas; (IV) multisólidas (A y B) y (V) monofásicas de vapor.

Inclusiones fluidas en el *skarn* de Fe asociado al plutón diorítico

Los cristales de cuarzo intersticiales de la diorita y de la alteración de ortoclasa + cuarzo, hospedan numerosas inclusiones fluidas, pero sus tamaños reducidos ($< 10 \mu\text{m}$) impidieron su análisis. En los *hornfels*, el cuarzo y el feldespato presentan un aspecto cribado debido a los múltiples trenes de inclusiones fluidas que los atraviesan y que dificultan la determinación de sus orígenes. Las inclusiones fluidas se preservan también en varios minerales (granate, clinopiroxeno, cuarzo, calcita) del *skarn* y sus tamaños son mayores de $10 \mu\text{m}$. Las inclusiones fluidas primarias en granate y en clinopiroxeno (de las zonas interna, intermedia y externa del *exoskarn*) son más abundantes que las secundarias. Sin embargo, las inclusiones fluidas pseudo-secundarias y se-

cundarias son más abundantes que las primarias en el cuarzo que acompaña a estos silicatos. Esto es coherente con el amplio rango de estabilidad del cuarzo, de allí que este mineral puede registrar los eventos tempranos y los tardíos sin alterarse (Shepherd *et al.* 1985, Meinert *et al.* 2005).

Cerca del contacto con la roca de caja, el cuarzo intersticial tanto del plutón diorítico como del granodiorítico, ha sido repetidamente fracturado y presenta múltiples arreglos planares de inclusiones fluidas regulares (Fig. 2a, b). En estos trenes de inclusiones fluidas secundarias, coexisten inclusiones salinas (3 y 4 A-B) (entre los minerales hijos y sólidos se distinguen halita \pm silvita \pm hematita \pm FeCl₂; ver detalle en Fig. 2a) con inclusiones acuosas ricas en vapor (II $> 40\%$) y monofásicas de vapor (V).

Zona interna del exoskarn. En el granate se identificaron inclusiones fluidas primarias del tipo I, II, III, IV-A y V y otro grupo tardío de inclusiones fluidas pseudo-secundarias alineadas en microfracturas que atraviesan las zonas de crecimiento del cristal (Fig. 2e). Las inclusiones fluidas primarias III y IV-A presentan formas regulares, las inclusiones fluidas ricas en vapor (II-V) tienen formas arriñonadas y algunas inclusiones del tipo V presentan formas tubulares con su alargamiento paralelo a las zonas de crecimiento del cristal. Entre los minerales hijos y sólidos hallados en las inclusiones trifásicas y multisólidas (S $> 50\%$), se identificaron halita, silvita y hematita. Las in-

CUADRO 1: Tipos de IF halladas en los minerales de los *skarns* de Fe asociados al plutón diorítico y al plutón granítico con sus abreviaturas.

Tipos de IF	Fases	volumen % líq./vapor	volumen % vapor /líq.
I	L + V	L $> 0,7$	
II	L + V		V $> 0,3$
III	L + V + S	L $> 0,7$	
IV-A	L + V + Sn	L $> 0,7$	
IV-B	L + V + Sn		V $> 0,3$
V	V		1

L = Líquido, V = Vapor, Sn = Sólidos

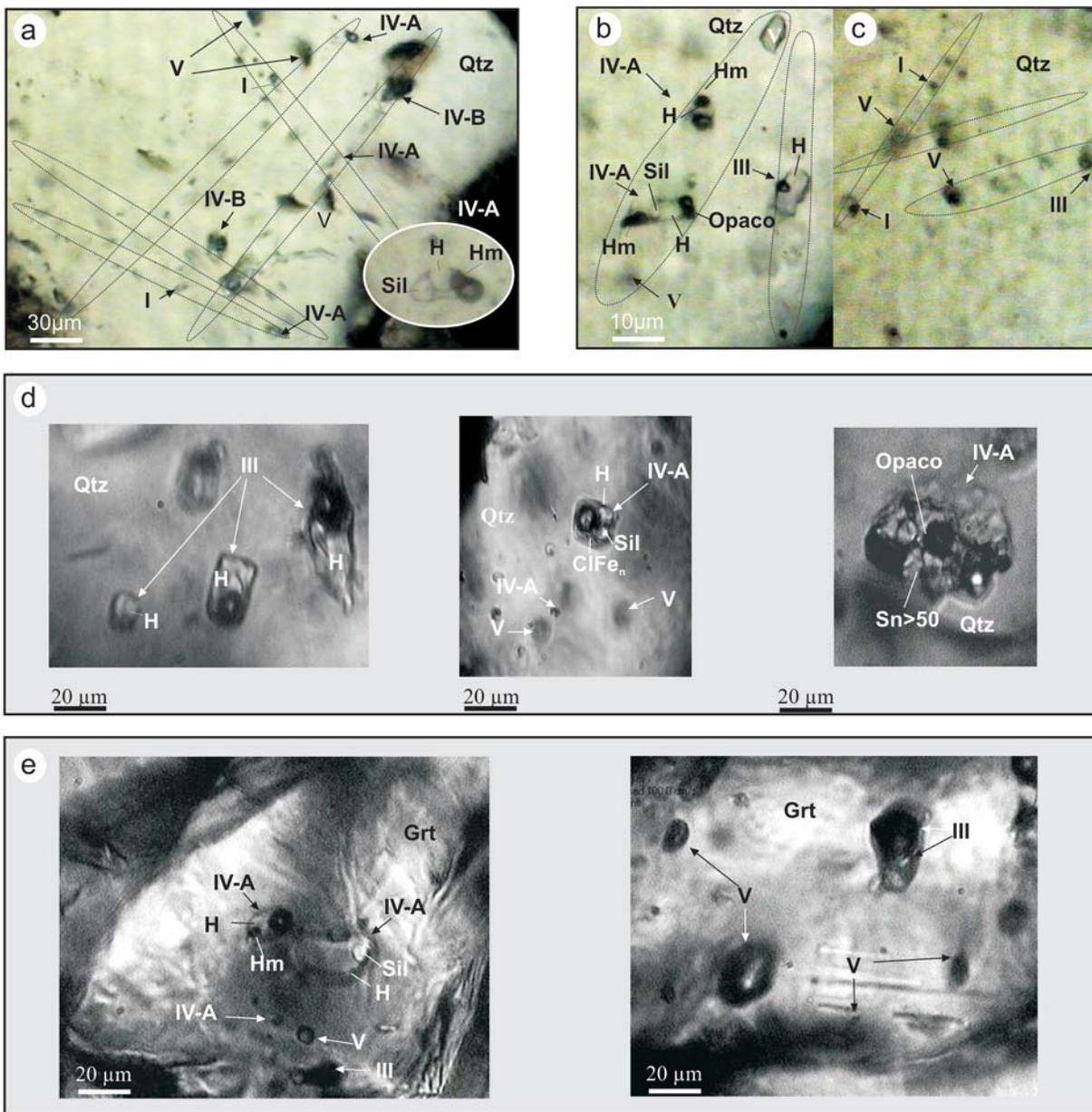


Figura 2: Microfotografías de las asociaciones y tipos de inclusiones fluidas hospedadas en el cuarzo de las rocas ígneas a) muestra VpBx1 y detalle de una inclusión fluida multisólida; b) muestra Vp27G; c) muestra Vp10 y d) en el cuarzo (muestra 2651) y e) en el granate de la zona interna del *exoskarn* (muestra 2651). Las líneas punteadas incluyen las inclusiones fluidas que pertenecen a una misma asociación. La ubicación de las muestras se presenta en la figura 1. Grt = granate; H = halita, Hm = hematita; Qtz = cuarzo; Sil = silvita; Sn = multisólidos.

clusiones fluidas pseudo-secundarias clasificadas como tipo I tienen menor tamaño y formas muy variables. En el cuarzo intersticial de la paragénesis granate ± cuarzo, las asociaciones de inclusiones son más complejas pero se pudieron distinguir inclusiones fluidas primarias aisladas, de gran tamaño, pseudo-secundarias y secundarias, éstas dos últimas asociadas a fracturas (Fig. 2d). En las

primarias y pseudo-secundarias abundan las inclusiones fluidas de tipo II, III, IV-A y V; los sólidos más frecuentes identificados son halita ± silvita ± hematita ± $FeCl_n$. Hay inclusiones fluidas tipo IV-A que contienen otros sólidos transparentes y opacos no identificados que comprimen y deforman la burbuja de gas (Fig. 2d). La mayoría de las inclusiones fluidas secundarias son bifásicas (I) con

$F > 90\%$.

En las inclusiones fluidas del granate se midieron Th a líquido superiores a 550 °C. Los cambios de fases durante el enfriamiento no se pudieron detectar debido al tamaño reducido de las inclusiones. Sin embargo, la presencia de cristales hijos y sólidos en algunas de ellas permitió asignarlas al sistema NaCl-KCl-óxidos de hierro-H₂O, con salinidades variables y

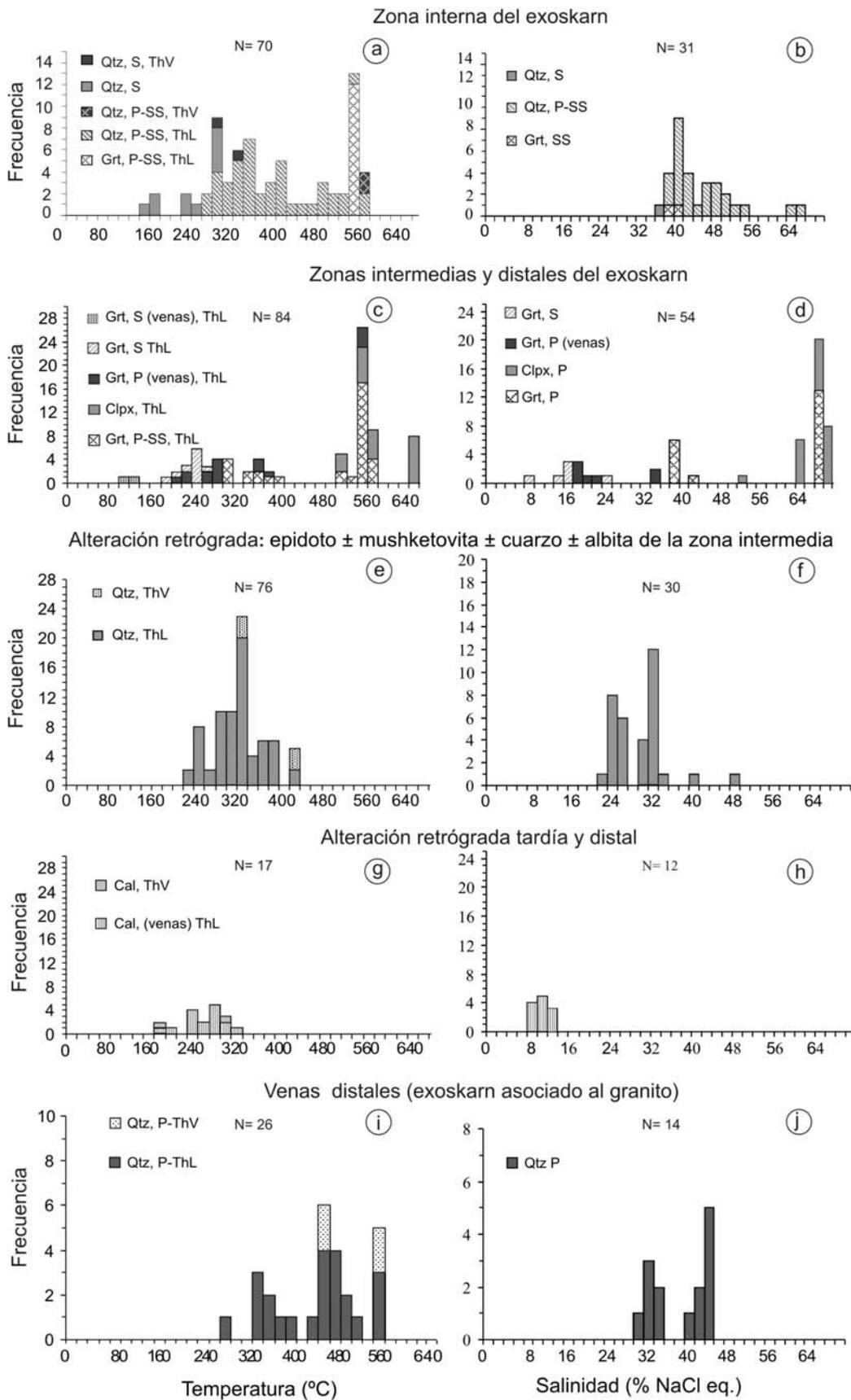


Figura 3: Diagramas de frecuencia de inclusiones fluidas versus temperatura y salinidad de los minerales de los exoskarn asociados a-h) a la diorita (muestras 2651, 2702B, Vp19U, Vp11, 2642) y i-j) al granito (muestra Vp24-C). Cal = calcita; Clpx = clinopiroxeno; Grt = granate; Qtz = cuarzo.

CUADRO 2: Resumen de los resultados de los análisis de IF hospedadas en los minerales del skarn de Fe asociado a la diorita y de las IF hospedadas en el cuarzo del exoskarn vinculado al granito.

Alteración Zona del exoskarn	Exoskarn asociado a la diorita				Exoskarn asociado al granito					Externa		
	Interna	Intermedia	Externa	Intermedia (retrógrado)	Externa	Intermedia (retrógrado)	Externa	Intermedia (retrógrado)	Externa	Cal	Qtz	Qtz
Mineral *	Qtz P-SS	Grt P	Grt SS	Qtz S	Grt P-SS	Grt S	Clpx P	Grt P - SS venas	Grt S venas	Cal	Qtz	Qtz
Temperaturas IF												
número de IF	46	9	3	12	34	10	22	16	2	17	76	26
media	412	>550	550	226	482	235	635	359,6	121,2	247,5	325,0	437
mediana	386	>550	-	233	550	246	660	362	-	260	320	469
moda	550	>550	-	281-300	550	240-260	660	>550	-	241-260	301-320	460-480
desvío	97	0	-	53	103	27,5	63,6	125	-	37	38,0	77
rango	265->579	>550	550	148-288	304->580	180-268	>580-670	216->550	113-130	165-315	215-486	289->550
Salinidades IF												
número de IF	28	-	2	1	20	6	21	7	-	12	30	14
media	45,3	-	39,8	36,5	52	17	67	26,7	-	10,9	31	38,8
mediana	42,9	-	-	-	42	17,34	68,3	27,85	-	10,49	29	42,135
moda	40,6	-	38-40	-	66,7-68	16-18	68	32-34	-	10	32,0	42-44
desvío	7,13	-	-	-	15	5	4	6,05	-	1,75	2,5	5,4
rango	39,7-66,7	-	39,1-40,6	36,5	38-68	7,8-23	52,8-70	19,5-34	-	8,4-13,5	24,3-48	30,3-45,3

*ver referencias en figuras 2, 3 y 4

comprendidas entre 39 y 41% NaCl eq. (Fig. 3a; Cuadro 2). Estas inclusiones saturadas (tipos III y IV-A) homogeneizaron a líquido por desaparición de la burbuja de vapor.

Algunas inclusiones fluidas primarias y pseudo-secundarias de tipo III y IV-A en el cuarzo, homogeneizaron a líquido por desaparición de la burbuja de vapor en un rango de Th comprendido entre 265-579°C. Otras inclusiones homogeneizaron por disolución del cristal de halita (Tdh) entre 324° y >550°C y en dos inclusiones las temperaturas de desaparición de la burbuja fueron iguales a las temperaturas de disolución del cristal de halita. Sólo tres inclusiones fluidas tipo II homogeneizaron a vapor: dos a los 575°C y una a los 320°C y presentan salinidades entre 39,7 y 67% NaCl eq. De acuerdo a los cristales hijos y sólidos presentes en las inclusiones fluidas saturadas se deduce que estos fluidos pertenecen al sistema NaCl-KCl-FeCl_n-H₂O y óxidos de hierro (Fig. 3b; Cuadro 2). Las inclusiones fluidas secundarias trifásicas (III) homogeneizaron a temperaturas comprendidas entre 148° y 288°C por desaparición de la burbuja de vapor y por disolución del cristal hijo (277°C), con una salinidad de 36,5% NaCl eq. (Fig. 3a,

b; Cuadro 2). Una inclusiones fluidas bifásica (I) acuosa homogeneizó a vapor a 282°C.

Zona intermedia del exoskarn: Las inclusiones fluidas primarias son abundantes y se concentran en los núcleos isótopos de los cristales de granate (Fig. 4a, b, c). Son inclusiones bifásicas (I), trifásicas (III), multisólidas (tipo IV-A y B) y monofásicas ricas en vapor (V) de formas ovoides, irregulares y arriñonadas. Las multisólidas de tipo IV-A son las más abundantes y los sólidos presentes (>50%) comprimen a la burbuja de vapor. Hay escasas inclusiones fluidas secundarias bifásicas (I). Las inclusiones fluidas halladas en clinopiroxeno son primarias, de formas regulares, multisólidas (IV-A y IV-B) y monofásicas (V) (Fig. 4d). Muchas de ellas se orientan con su alargamiento paralelo a los lados del cristal o líneas de clivaje. Los minerales hijos y sólidos más frecuentes reconocidos en las inclusiones de ambos minerales son halita ± silvita ± FeCl_n ± hematita.

La mayoría de las inclusiones fluidas primarias alojadas en granate y en clinopiroxeno de esta zona intermedia homogeneizaron a líquido por disolución de halita (Tds) y por la desaparición de la burbuja de vapor (ThL) a temperaturas su-

periores a los 550°C, como las inclusiones fluidas del granate de la zona interna, pero con salinidades bastante más altas (38 a > 70% NaCl eq.; Fig. 3c, d; Cuadro 2). Un grupo de inclusiones fluidas pseudo-secundarias en el granate homogeneizó a líquido a temperaturas inferiores (304° y 400°C). Muchas inclusiones fluidas pseudo-secundarias y secundarias tipo I en granate homogeneizaron a líquido en un rango de 180° a 268°C y sus salinidades fueron inferiores (7,8-23% NaCl eq.) (Fig. 3c y d, Cuadro 2). Estas inclusiones fluidas presentaron temperaturas eutécticas variables entre (-34° to -38°C) correspondientes a sistemas químicos complejos de H₂O-FeCl₂ (Te: -35°C), H₂O-NaCl-FeCl₂ (Te: -37°C), y H₂O-Na₂CO₃-K₂CO₃ (Te: -37°C) (Borisenko 1977).

Zona externa del exoskarn: El granate de las venas de granate ± clinopiroxeno (Fig. 4e), contiene inclusiones fluidas bifásicas primarias de tipo I y II, muchas con formas facetadas, y también inclusiones fluidas tipo III con cristal hijo de halita. La calcita intersticial y de las venillas que cortan al granate y al clinopiroxeno, presenta también excelentes inclusiones fluidas primarias bifásicas con formas triangulares y regulares (Fig. 4f).

Las inclusiones fluidas primarias hospede-

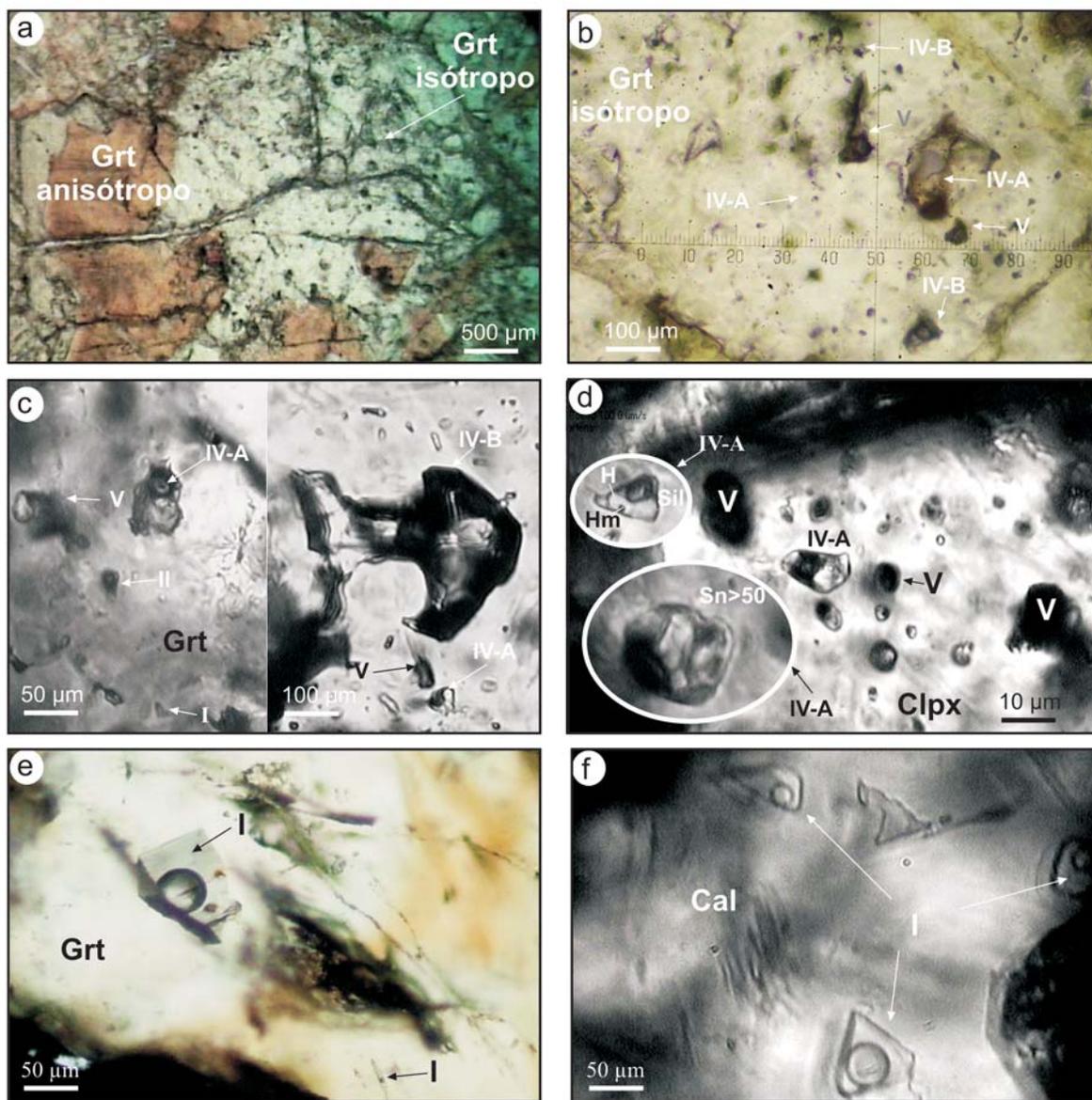


Figura 4: Microfotografías de las inclusiones fluidas y/o asociaciones de inclusiones fluidas hospedadas en los minerales del exoskarn asociado a la diorita: a-b) en el granate, muestra 24-F; c) en el granate, muestra 2702B; d) en el clinopiroxeno, muestra 2702B; e) en el granate de las venas distales, muestra 2642 y f) en la calcita de la alteración retrógrada tardía, muestra 2642. Mismos símbolos que en figuras 2 y 3.

dadas en el granate homogeneizaron a temperaturas comprendidas entre 216° y >550°C (ThL) y tiene salinidades entre 19,5 y 34% (Fig. 3c, d; Cuadro 2). De este amplio rango de ThL sólo las inclusiones fluidas con formas regulares de caras facetadas son las que arrojaron las mayores temperaturas de homogeneización. Las inclusiones fluidas bifásicas presentan T_e variables: -40°, -48° y -52°C, correspondientes a sistemas de fluidos químicamente complejos tales como: $H_2O-NaCl-$

$FeCl_2$, $H_2O-CaCl_2$, $H_2O-MgCl_2-CaCl_2$ y $H_2O-NaCl-CaCl_2$ (Borisenko 1977, Crawford 1981). En este granate también se identificaron inclusiones fluidas secundarias tipo I que homogeneizaron a temperaturas más bajas (113-130°C).

Alteración retrógrada-mineralización: El cuarzo de la paragénesis epidoto \pm mushketovita \pm cuarzo \pm albita que reemplaza a la zona intermedia de granate \pm clinopiroxeno, contiene alta densidad de inclusiones fluidas diferentes. Son de tipo I,

II, III, IV-A y V, con cristales hijos de halita \pm silvita y menos común, sólidos de $FeCl_n \pm CO_3$. Su disposición en trenes anastomosados dificulta las interpretaciones cronológicas y genéticas (Fig. 5a-d). En contacto con mushketovita, el cuarzo contiene inclusiones fluidas alineadas junto con inclusiones sólidas de minerales opacos (magnetita-hematita?). Las inclusiones fluidas en el cuarzo asociado a la mineralización de hierro dieron rangos de Th y salinidades de 215-436°C

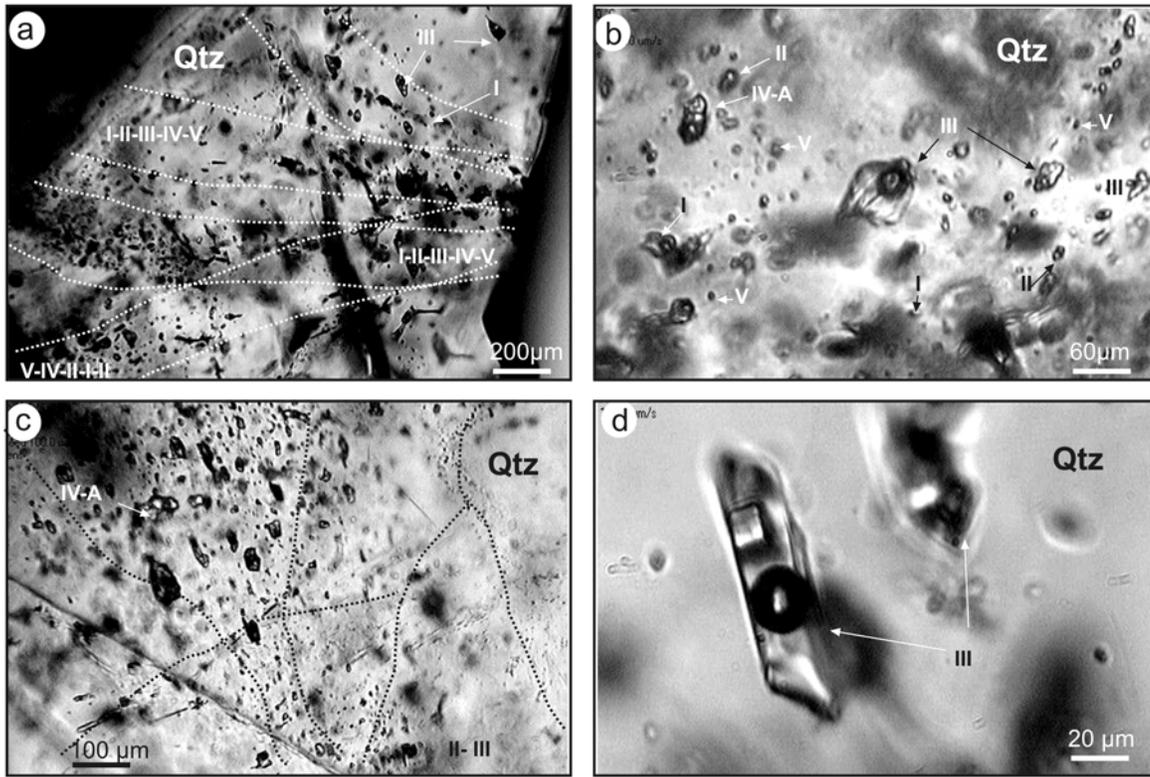


Figura 5: Microfotografías de las asociaciones y tipos de inclusiones fluidas hospedadas en el cuarzo de la alteración retrógrada que acompaña la mena de hierro: a-b) muestra Vp19-U y c-d) muestra Vp11).

y 24,3-48,5% NaCl eq., respectivamente (Figs.3e, f; Cuadro 2). Todas las inclusiones fluidas tipo I y la mayoría de las tipo III y IV-A, homogenizaron a líquido. En las inclusiones fluidas saturadas, las temperaturas de disolución de los cristales hijos fueron inferiores a la Th de la burbuja de vapor (excepto en una inclusiones fluidas en la que Tdh>ThI). Seis inclusiones fluidas tipo II espacialmente asociadas a las anteriores homogenizaron a vapor a temperaturas similares (320 y 420°C) (Fig. 3e; Cuadro 2). La composición química de estas inclusiones fluidas (probablemente, NaCl-KCl-FeCl_n-H₂O-CO₃=, deducida por los sólidos reconocidos) es similar a la definida para las inclusiones fluidas alojadas en granate y clinopiroxeno. Sin embargo, es la primera vez que se detecta un cristal hijo carbonático y ausencia de sólidos opacos. Las Te medidas en varias inclusiones bifásicas se hallan entre -43° y -55°C. Estas temperaturas son similares a los eutécticos de los sistemas acuosos salinos H₂O-CaCl₂-ClK, y H₂O-CaCl₂ (Borisenko 1977). Las desviaciones de estas Te teóricas puede obedecer a la presencia de otras sales

(NaCl, FeCl₂ y Na₂CO₃). Las salinidades más bajas (8,4-13,51% NaCl eq.) de todo el sistema investigado se midieron en las inclusiones fluidas bifásicas primarias hospedadas en calcita (Fig. 4f) con rangos de Th variables entre 165° y 315°C (Figs. 3g, h; Cuadro 2). Sus Te variaron entre -15° y -35°C, este amplio rango de temperaturas indica la presencia de H₂O-NaCl y KCl con proporciones variables de MgCl₂ y FeCl₂ (Borisenko 1977). Las características de los fluidos hidrotermales que formaron las distintas zonas del skarn de Fe se representan en el gráfico de salinidades versus temperaturas de homogeneización finales (ThL o Tdh) de la figura 6a y b.

Inclusiones fluidas en el skarn de Fe asociado al plutón granítico

En contacto con el *exoskarn*, el cuarzo del granito también presenta varios trenes de inclusiones fluidas secundarias regulares de tipo I, II y III con cristal hijo de halita (Fig. 2c). El clinopiroxeno de la zona interna de granate castaño ± clinopiroxeno ± cuarzo

contiene inclusiones fluidas primarias saturadas y ricas en vapor, pero son muy pequeñas para ser analizadas. El cuarzo de la paragénesis cuarzo + feldespato ± clinopiroxeno ± granate de las venas de la zona distal del *exoskarn*, presenta abundantes y excelentes inclusiones fluidas primarias de tipo III, IV-A y V, con cristales hijos y sólidos de halita ± opaco (silvita) y, menos común, bifásicas de tipo I y II. Las inclusiones fluidas primarias tipo III y IV-A presentan salinidades variables entre 30,3 y 45,3% NaCl eq. En la mayoría de estas inclusiones la burbuja de vapor homogeneizó a líquido a mayor temperatura que la fusión de los cristales hijos, con Th desde 289° a > 550°C. Las inclusiones fluidas tipo II homogenizaron a líquido entre los 469° y > 550°C (Fig. 3i, j; Cuadro 2). Dos inclusiones ricas en vapor asociadas con inclusiones fluidas saturadas, homogenizaron a vapor a ~ 450°C y otras dos a ~550°C (Fig. 3i, j; Cuadro 2). Sobre la base de los minerales hijos y sólidos identificados, estos fluidos pertenecen al sistema H₂O-NaCl-FeCl_n. En el diagrama de la figura 7 se muestran las salinidades versus las

CUADRO 3: Valores de isótopos estables O, H, C y S de los minerales del plutón diorítico y del exoskarn asociado al plutón diorítico y de las aguas en equilibrio con estos minerales. También se muestran los factores de fraccionamiento y las referencias de las ecuaciones utilizadas para su cálculo.

Muestra	Mineral*	Valores del Mineral					Temperatura estimada °C		$\delta^{1000} \ln \alpha$ Mineral-fluido								
		$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ Mineral	$\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ Mineral	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ Mineral	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ Mineral	$\delta^{34}\text{S}_{\text{SDT}}$ Mineral	Min	Max	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ T° Min	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ T° Max	D_{SMOW} T° Min	D_{SMOW} T° Max	$^{34}\text{S}_{\text{SDT}}$ T° Min	$^{34}\text{S}_{\text{SDT}}$ T° Max	$^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ T° Min	$^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ T° Max	
2685	Plg	6,90															
2685	Bt	5,40							-1,3								
2653 -C	Qtz	8,30					580	670	-2,5								
2653 -C	Ep	2,80					380	450	2,11	1,2							
2653 -C	Ep	3,10	-92				380	450	-0,2	-0,8							
2653 -C	Py					4,1	380	450	-0,2	-0,8	-40	-44					
2711-F	Cal	11,728		-12,504	-18,606		580	670					0,94	0,76			
2642	Fe-parg	5,6					180	268	1,76	1,3					-2,6	-2,4	
2656-2	Act	4,5					180	268	1,03	-1,1							
2656-2	Act	4,5					180	268	3,45	0,8							
2656-2	Act	2,9					180	268	3,45	0,8							
2684	Ep	2,8					380	450	3,45	0,8							
2684	Ep	2,6					380	450	-0,2	-0,8							
2684	Mt	-2,7					380	450	-0,2	-0,8							
2692	Grt	5,6					216	550	-8	-7,5							
2692	Grt	5,6					216	550	-1,6	-2,9							
2692	Ep	0,9					165	315	-1,6	-2,9							
2692	Ep	1,4					165	315	5,56	0,7							
2692	Cal	8,058		-9,332	-22,166		165	315	5,56	0,7							
2702	Mt	0					380	450	12	5,4					0,92	-2,2	
2704-C	Qtz	8,2					380	450	-8	-7,5							
									4,91	3,7							

*Act = actinolita, Bt = biotita, Cal = calcita, Ep = epidoto, Fe-parg = ferropargasita, Grt = granate, Mt = magnetita, Plg = plagioclasa, Py = pirlita,

temperaturas de homogeneización medidas en estas inclusiones.

Estimación de las temperaturas y las presiones de entrapamiento

Skarn de Fe asociado a la diorita: En el cuarzo de la alteración retrógrada (epidoto \pm mushketovita \pm cuarzo \pm albita) en equilibrio con la mineralización de hierro, la presencia inclusiones fluidas salinas asociadas espacialmente con inclusiones fluidas ricas en vapor que homogeneizaron a vapor a similares temperaturas (320° y 420°C) que las inclusiones fluidas salinas, indican que la ebullición tuvo lugar probablemente durante la formación del cuarzo y de los óxidos de hierro. Por lo tanto, las temperaturas de los fluidos en ebullición variaron entre 320° y 420°C y sus salinidades entre 24,3 y 41,6% NaCl eq. Estas temperaturas de ebullición corresponden a presiones de vapor de 125 a 325 bares (Figs. 3e, f; 5, a-d; Fig. 8). La máxima presión hidrostática de 325 bares determinada para los fluidos res-

ponsables de la alteración retrógrada del skarn, corresponde a una profundidad de emplazamiento de al menos 3,5 km. Es probable que las inclusiones fluidas en el cuarzo de la alteración retrógrada que mostraron evidencias de ebullición, hayan sido atrapadas en la curva líquido-vapor y por lo tanto sus temperaturas de homogeneización son iguales a las temperaturas de entrapamiento. Sin embargo, no se encontraron evidencias de ebullición en el resto de los silicatos cálcicos (granate, clinopiroxeno), hecho que sugiere que en los estadios iniciales de formación del skarn prevalecieron condiciones litostáticas. En condiciones litostáticas, suponiendo una profundidad de formación del skarn de 3,5 km (estimada a partir de los fluidos en ebullición) y una densidad promedio para la columna rocosa sobreyacente de 2,7 gr/cm³, corresponde una presión litostática durante la formación del skarn temprano de 950 bares.

Skarn asociado al granito: Las inclusiones

fluidas multifásicas (con salinidades de 41 % NaCl eq.) y las inclusiones acuosas ricas en vapor y monofásicas de vapor (V) en el cuarzo de las venas distales (cuarzo + feldespato \pm clinopiroxeno \pm granate), homogeneizaron a líquido y vapor, respectivamente, a similares temperaturas (~450°C y ~550°C). Se interpreta que estas inclusiones fluidas se formaron durante un proceso de inmiscibilidad, por lo que este rango de temperaturas de homogeneización puede considerarse como temperaturas de entrapamiento del fluido en la inclusiones fluidas, correspondiendo una presión litostática de ~450 bares (Fig. 3i y j).

ISÓTOPOS ESTABLES

Los análisis de los isótopos estables se realizaron en los minerales del skarn asociado al plutón diorítico debido a que es de mayor magnitud y hospeda la mineralización de hierro más importante del distrito.

(Continuación)

Muestra	Valores del Fluido								T°C calculada	Ecuación utilizada
	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$		$\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$		$^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$		$^{34}\text{S}_{\text{SDT}}$			
	T° Min	T° Max	T° Min	T° Max	T° Min	T° Max	T° Min	T° Max		
2685	8,20								638	Zheng, 1993a.
2685	7,93								638	Zheng, 1993b.
2653 -C	6,19	7,10								Sharp y Kirschner, 1994.
2653 -C	2,97	3,57								Zheng, 1993b.
2653 -C	3,27	3,87	-51,9	-47,9						Zheng, 1993b; Graham, <i>et al.</i> , 1980; Chacko <i>et al.</i> , 1999.
2653 -C							3,16	3,34		Ohmoto y Rye., 1979.
2711-F	9,968	10,45			-9,864	-10,1				Zheng, 1999; Ohmoto y Rye, 1979; Bottinga, 1969.
2642	4,57	6,69								Zheng, 1993b.
2656-2	1,05	3,67								Zheng, 1993b.
2656-2	1,05	3,67								Zheng, 1993b.
2656-2	-0,55	2,07								Zheng, 1993b.
2684	2,97	3,57							634-569	Zheng, 1993b.
2684	2,77	3,37							634-569	Zheng, 1993b.
2684	5,28	4,81							634-569	Cole, <i>et al.</i> , 2004; Zheng, 1991; Zheng y Simon, 1991.
2692	7,23	8,53								Zheng, 1993a.
2692	7,23	8,53								Zheng, 1993a.
2692	-4,66	0,19							-	Zheng, 1993b.
2692	-4,16	0,69							-	Zheng, 1993b.
2692	-3,90	2,68			-10,25	-7,17			-	Zheng, 1999; Ohmoto y Rye, 1979; Bottinga, 1969.
2702	7,98	7,51							-	Cole, <i>et al.</i> , 2004; Zheng, 1991; Zheng y Simon, 1991
2704-C	3,29	4,52								Zheng, 1993a.

Qtz = cuarzo.

Los minerales del *skarn* seleccionados sobre los cuales se realizaron los análisis del $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ fueron: 1) el cuarzo de alteración (ortoclasa + cuarzo) de la diorita (M. 2653-C); 2) epidoto del *endoskarn* (cuarzo \pm epidoto \pm anfíbol \pm pirita, M. 2653-C); 3) granate de la zona externa del *exoskarn* (M. 2692); 4) epidoto, cuarzo y magnetita de la alteración retrógrada superpuesta al *exoskarn* interno (M. 2684, 2702 y 2704-C); 5) anfíbol de las venas externas (M. 2653-3) y 6) epidoto y calcita de la alteración retrógrada tardía (M. 2692). También se realizaron los análisis del δD del epidoto y de $\delta^{34}\text{S}$ de la pirita intersticial, ambos minerales del *endoskarn* (M. 2653-C), del $\delta^{13}\text{C}$ de la calcita de la alteración retrógrada tardía (M. 2692) y $\delta^{13}\text{C}$ de la calcita del mármol (M. 2711-F). La elevada proporción de inclusiones micrométricas de cuarzo, feldespato y clinopiroxeno en los cristales de granate de la zona interna e intermedia del *exoskarn*, impidió la separación manual de este silicato cálcico y su posterior análisis. Los

resultados de los análisis realizados se muestran en la cuadro 3.

Para comparar, también se analizaron los isótopos del oxígeno de la biotita y de la plagioclasa del plutón diorítico (M. 2685).

Composición del agua y termometría

Se obtuvo la temperatura (638°C) de equilibrio isotópico entre los minerales ígneos de la diorita -plagioclasa (anortita) y biotita- utilizando la ecuación de Zheng (1993a) (Cuadro 3). Los cálculos de temperaturas realizados con el par mineral epidoto-magnetita (569-634°C) (Zheng 1993b, Zheng 1991, Zheng y Simon 1991, Cole *et al.* 2004) de las zona retrógrada del *exoskarn*, dieron valores extremadamente altos, indicando que estos minerales no alcanzaron a equilibrarse isotópicamente (Cuadro 3). Para el par calcita-epidoto, no se cuentan con los datos termodinámicos apropiados para obtener resultados de temperaturas. Las composiciones isotópicas ($\delta^{18}\text{O}$, δD ,

$\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{34}\text{S}$) del agua en equilibrio con los minerales analizados fueron calculadas usando los rangos de temperaturas estimadas a partir de los datos de las inclusiones fluidas. Las temperaturas de formación usadas para el cálculo de los valores isotópicos de los fluidos en equilibrio con magnetita, epidoto y cuarzo de la zona interna del *exoskarn*, se estimaron combinando las temperaturas de las inclusiones fluidas del cuarzo (granate \pm cuarzo) y el límite inferior de la estabilidad de la andradita establecido para un sistema similar (380°-450°C; Bowman 1998). Teniendo en cuenta que la alteración rica en anfíbol y mushketovita se superpone a las zonas de granate \pm clinopiroxeno y a los *hornfels* en posiciones distales, se estimó que sus temperaturas mínimas de formación fueron semejantes a las temperaturas de homogeneización de las inclusiones fluidas secundarias de las zonas intermedias de granate \pm clinopiroxeno (180-268°C). En el caso del epidoto de la paragénesis feldespato \pm epi-

doto \pm cuarzo \pm calcita \pm titanita \pm clorita \pm pirita, se asumieron como temperatura de formación las de las inclusiones fluidas primarias (165-315°C) en la calcita que está en equilibrio con este mineral. No hay registros de temperaturas mínimas de formación para el epidoto y la pirita del *endoskarn*, ni para la calcita del mármol. Los cálculos de los valores de $\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{34}\text{S}$ y $\delta^{13}\text{C}$ del fluido en equilibrio con el epidoto y la pirita se realizaron con las temperaturas de formación (380-450°C) usadas para la magnetita y el epidoto de la zona interna del *exoskarn*. Para la calcita del mármol, se utilizaron las temperaturas de formación del *exoskarn* progradante (580-670°C).

Los valores $\delta^{18}\text{O}$ del agua en equilibrio con el cuarzo y el epidoto de la alteración de la diorita son 6,2-7,1 y 2,97-3,87‰, respectivamente. Los valores de δD y $\delta^{34}\text{S}$ del agua en equilibrio con el epidoto y la pirita del *endoskarn* son -51,9 a -47,9‰ y 3,2 a 3,3‰, respectivamente. Para el agua en equilibrio con el granate de las venas de la zona externa del *exoskarn* se determinaron valores $\delta^{18}\text{O}$ de 7,2 a 8,5‰. Para el agua en equilibrio con epidoto + magnetita \pm cuarzo de la zona interna del *exoskarn*, los valores $\delta^{18}\text{O}$ son 2,8 a 3,6‰ para el epidoto, 3,3 a 4,5‰ para el cuarzo y 4,8 a 7,9 para la magnetita. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del agua en equilibrio con los anfíboles de la alteración retrógrada (venas) son: 4,57-6,69‰ para la ferropargasita y -0,55 a 3,67‰ para la actinolita. Los valores $\delta^{18}\text{O}$ del agua en equilibrio con los minerales retrógrados tardíos son: -4,66 a 0,19‰ para el epidoto y -3,9 a 2,68‰ para la calcita. El valor $\delta^{18}\text{O}$ del agua en equilibrio con la calcita del mármol es 9,9-10,45‰. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ para el agua en equilibrio con la calcita de la paragénesis tardía varían entre -10,25 y -7,7‰ y para la calcita del mármol, entre -9,86 y -10,1‰.

Los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ y $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ de las aguas meteóricas locales se obtuvieron de la página web www.WaterIsotopes.org, para las coordenadas geográficas promedio de 35,5° S y 69,93° O y altitudes variables entre 2600 y 3100 m s.n.m.,

y corresponden a $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de -9,23 a -10,19‰ y $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ de -55,94 a -63,05‰, respectivamente.

DISCUSIÓN

De acuerdo con las asociaciones de inclusiones fluidas descritas previamente, en el cuarzo de la diorita coexisten inclusiones fluidas polifásicas (III, IV) con inclusiones acuosas ricas en vapor y monofásicas de vapor (V). También en granate, clinopiroxeno y cuarzo de las zonas interna e intermedia del *exoskarn* coexisten ambos tipos de inclusiones fluidas primarias. La asociación de estas inclusiones fluidas primarias en minerales formados durante el estadio inicial de la formación del *skarn* progradante y también en el cuarzo de la roca ígnea, se interpreta como el resultado de la desmezcla de fluidos magmáticos de salinidad baja a moderada (6-8% en peso NaCl eq.) que exsolvieron de la diorita, en un fluido salino y en vapor de baja densidad (Burnham 1979, Cline y Bodnar 1991, Bodnar 1995). Este proceso de desmezcla comúnmente se produce en los estadios iniciales de alteración de los pórfidos de Cu, dando lugar a la alteración potásica (Hedenquist *et al.* 1998) y en los primeros estadios de formación de los depósitos en *skarns* y origina las zonas progradantes del *skarn* (Meinert *et al.* 1997). Sucede cuando a una determinada profundidad y temperatura, los fluidos hidrotermales de origen magmático, interceptan la curva del *solvus* (Fournier 1999). En el caso de Vegas Peladas, las temperaturas de los fluidos iniciales de $\sim 670^\circ\text{C}$ y las presiones estimadas de 950 bares, indicarían que este proceso de inmiscibilidad tuvo lugar a profundidades de 3,5 km y bajo condiciones litostáticas. En el diagrama de temperaturas versus salinidades de la figura 6b, se han dibujado las poblaciones de inclusiones fluidas ricas en vapor a las que se les han asignado tentativamente las temperaturas medidas en las inclusiones fluidas multisólidas asociadas a ellas (en silicatos de las zonas interna e intermedia del *exoskarn*), pero en el sector de

salinidades bajas dado que representarían al vapor separado del fluido.

Las diferencias en las temperaturas y las salinidades de las inclusiones fluidas en la zona interna de granate \pm cuarzo con respecto a las medidas en las inclusiones fluidas de la zona intermedia de granate \pm clinopiroxeno, indicarían variaciones locales en los fluidos exsultos del plutón diorítico. Sin embargo, en ambos casos estas inclusiones fluidas registraron los fluidos de la etapa inicial de formación del *skarn* (fluidos pre-mineralización de hierro) y tienen similares características en cuanto al origen (por inmiscibilidad de fluidos magmáticos en fluidos salinos + vapor) y a la composición química ($\text{NaCl} \pm \text{KCl} \pm \text{FeCl}_n \pm$ hematita). Las inclusiones salinas (trifásicas, multisólidas) alojadas en el cuarzo de la zona interna y en los silicatos de la zona intermedia (granate, clinopiroxeno) han sido agrupadas en tres poblaciones según homogeneizaron por la desaparición de la burbuja de vapor (Th), por la disolución del cristal hijo de halita (Tdh) o por la desaparición de ambos al mismo tiempo (Th=Tdh). Este comportamiento sugiere diferentes condiciones de temperatura y / o presión durante el entrapamiento de los fluidos en las inclusiones. Los trabajos experimentales realizados en otros sistemas hidrotermales (remitirse a Cline y Bodnar 1994, pp. 1795-1796), han demostrado que las inclusiones fluidas salinas que homogeneizan por disolución de la halita y por la disolución y desaparición simultánea de la halita y de la burbuja de vapor, entramparon: a) fluidos salinos directamente exsultos del plutón, en ausencia de vapor y a elevadas presiones, ó b) fluidos salinos que se originaron por inmiscibilidad y que fueron objeto de una disminución isobárica considerable de la temperatura ó bien disminución de la temperatura acompañada de un aumento de la presión, previo a su entrapamiento.

De acuerdo con lo planteado en párrafos previos, en el sistema investigado hay evidencias del origen de los fluidos salinos por inmiscibilidad a elevadas temperatu-

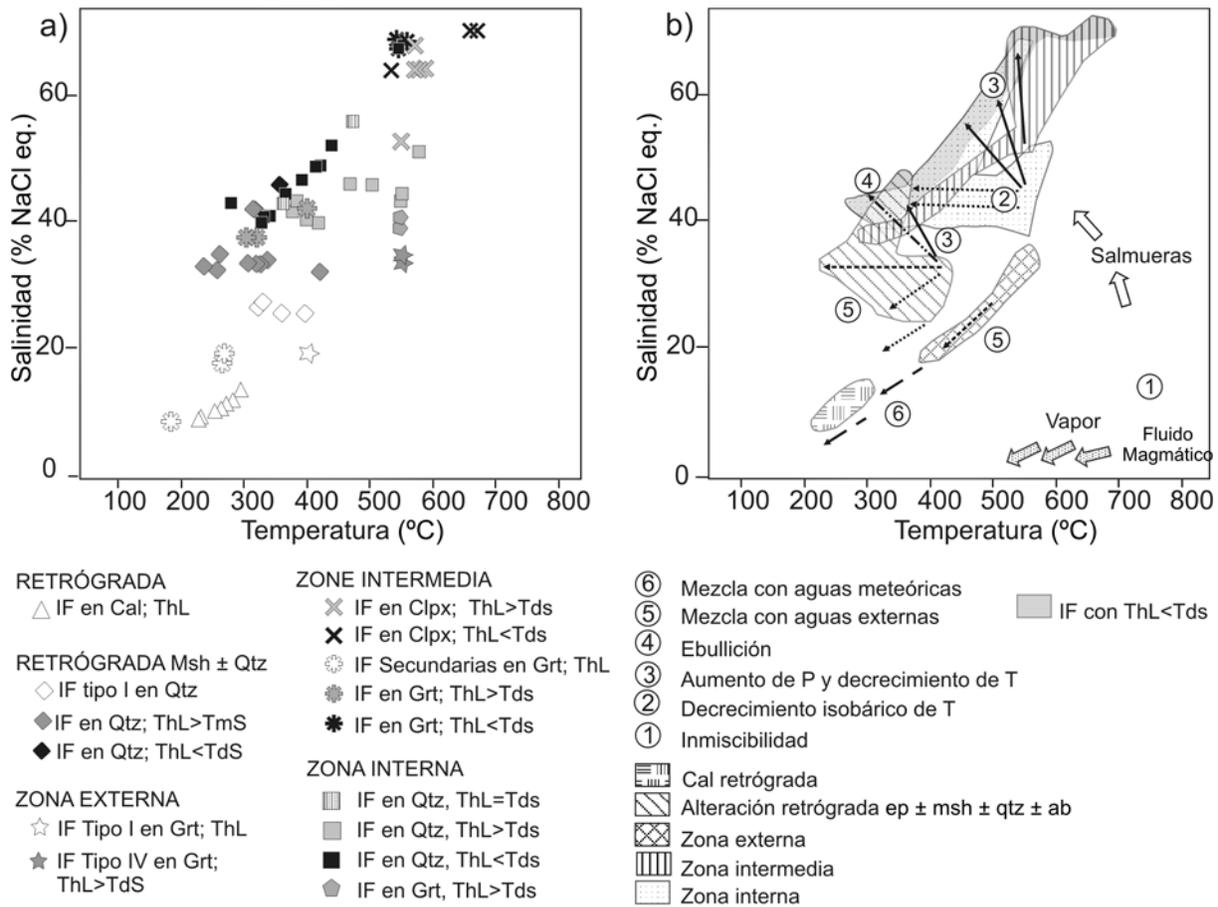
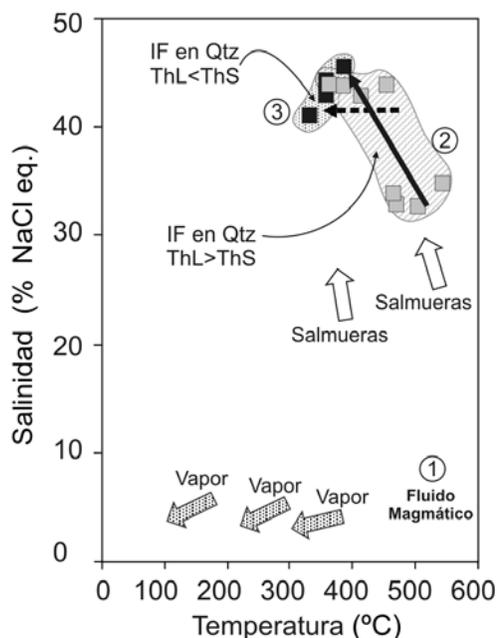


Figura 6: Diagrama de salinidad versus temperatura de homogeneización (final) de los distintos tipos de inclusiones fluidas hospedadas en los minerales del *exoskarn* asociado al plutón diorítico (ver discusión). Los números 1 a 6 indican cronológicamente la sucesión de los cambios fisicoquímicos y procesos que tuvieron lugar en el sistema hidrotermal. Ab = albita; Ep = epidoto; Msh = mushketovita. Para las referencias de los símbolos restantes, ver figuras 2, 3 y 4.

ras (580-670°C; Fig. 6b, trayectoria 1). La disminución isobárica de la temperatura de estos fluidos tempranos al interactuar con la roca de caja dúctil, quedó registrada en las inclusiones fluidas del cuarzo de la zona interna del *exoskarn* (Fig. 6b, trayectoria 2). Estas inclusiones fluidas tienen similares salinidades pero diferencias en las Th finales de hasta ~ 250°C (Fig. 6b, trayectoria 2). La continua exsolución de volátiles del magma y el sellado de los conductos y cavidades (disolución previa de carbonatos, ver ejemplos en Meinert *et al.* (1997) y Franchini *et al.* (2000) de circulación de los fluidos por la precipitación de los silicatos (con magnetita; clinopiroxeno+ magnetita + cuarzo) en un ambiente aún dúctil (> 400°C T; Fournier 1999) también provocó el aumento de la presión (sobrepresiones lo-

cales) y consecuente salinidad de los fluidos, tal como quedó registrado en las inclusiones fluidas del clinopiroxeno y del granate de la zona intermedia del *exoskarn*, con diferencias en las salinidades de 5 a 20% NaCl eq. (Fig. 6b, trayectoria 3) Los valores $\delta^{18}O$ calculados para el agua en equilibrio con el granate (7,2 a 8,5‰) y con la magnetita (4,8 a 7,9‰) son similares a los valores $\delta^{18}O$ de los fluidos magmáticos (Taylor 1986, Meinert *et al.* 2003) (Fig. 9). Las sobrepresiones ocasionaron el fracturamiento del *exoskarn* y la ebullición del fluido, la disminución de la temperatura y precipitación de los minerales. Esta compleja historia de exsolución de fluidos magmáticos cuyas T y P fluctuaron entre un sistema cerrado y abierto, quedaron registradas en las inclusiones fluidas alo-

jadas en el cuarzo de las zonas interna e intermedia. La población de inclusiones fluidas en el cuarzo asociado a la mineralización de hierro proviene de dos muestras localizadas en la zona intermedia del *exoskarn*. En ambas muestras hay registros de los siguientes procesos y cambios físico-químicos de los fluidos: a) sobrepresiones, con disminución de temperaturas y aumentos de presión (Fig. 6b, trayectoria 3), b) ebullición de los fluidos, con la disminución de la temperatura (y de la presión) y el incremento de la salinidad (Fig. 6b, trayectoria 4), c) enfriamiento, con la disminución de la temperatura y d) mezcla con fluidos externos, con la disminución de la temperatura y de la salinidad (Fig. 6b, trayectoria 5). Estas inclusiones fluidas contienen carbonatos además de las sales y opacos presentes en



- ③ Decrecimiento isobárico de T
- ② Aumento de P y decrecimiento de T
- ① Inmiscibilidad

Figura 7: Diagrama de salinidad versus temperatura de homogeneización de los distintos tipos de inclusiones fluidas hospedadas en el cuarzo del exoskarn asociado al plutón granítico.

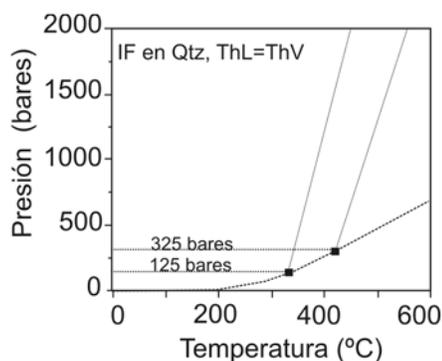


Figura 8: Diagrama de presión versus temperatura que ilustra las condiciones de entrapamiento de las inclusiones fluidas salinas y ricas en vapor del cuarzo de la alteración retrógrada asociada al plutón diorítico.

las inclusiones fluidas de los silicatos tempranos. Los valores $\delta^{18}\text{O}$ ($\sim 4,57$ - $6,69$ ‰) del fluido en equilibrio con la ferropargasita se encuentran entre los valores obtenidos para los minerales progradantes y para los retrógrados (Fig. 9). Este anfíbol, que no está en contacto con la hematita y reemplaza al clinopiroxeno de la zona distal del *exoskarn*, es más rico en

Al tetraédrico, Ti y Fe que el anfíbol cálcico de las venas más externas (Pons *et al.* 2009). Estos datos isotópicos, texturales y químicos indican que la ferropargasita es temprana entre los minerales de las paragénesis retrógradas (formada a mayor temperatura y/o presión, Hammarstrom y Zen 1986, Anderson y Smith 1995).

La tendencia hacia valores de $\delta^{18}\text{O}$ más bajos que los anteriores en el fluido en equilibrio con el epidoto (2,8 a 3,6‰), con el cuarzo (3,3 a 4,5‰) y con la actinolita (-0,55 a -3,67‰) de estas zonas retrógradas, puede obedecer a la disminución de la temperatura luego de la ebullición y/o a la mezcla parcial con aguas meteóricas (Fig. 9). También el empobrecimiento de elementos de tierras raras (ETR) totales observado en la zona de anfíboles (actinolita-ferropargasita) \pm hematita (o mushketovita) \pm cuarzo \pm feldespato \pm epidoto (Pons *et al.* 2009), sugiere la dilución gradual de las tierras raras de los silicatos progradantes por fluidos mezclados con aguas meteóricas. Estas últimas pudieron haberse enriquecido en $\delta^{18}\text{O}$ por la interacción con la roca íg-

nea, proceso muy común que acompaña la circulación hidrotermal alrededor de los intrusivos ígneos (Taylor 1986).

La población de inclusiones fluidas analizadas en el granate de las venas de granate \pm clinopiroxeno externas, presentan un amplio rango de temperaturas y salinidades y puede separarse en dos grupos: a) inclusiones con Th y salinidades altas y composiciones similares a las inclusiones fluidas registradas en las zonas interna de granate \pm cuarzo e intermedia de granate \pm clinopiroxeno e b) inclusiones acuosas salinas con menores Th que contienen CaCl_2 y posiblemente MgCl_2 , además de otras sales. Este último grupo de inclusiones parece haber registrado fluidos con diferentes composiciones químicas y probablemente con diferentes orígenes (Fig. 6a, b). Sin embargo, el valor de $\delta^{18}\text{O}$ (7,2-8,5‰) del agua en equilibrio con el granate de estas venas externas es similar al de un fluido de origen magmático (Taylor 1986, Meinert *et al.* 2003) (Fig. 9). Estas inclusiones se alinean en un tren con la población de inclusiones fluidas analizadas en la calcita del estadio tardío y distal de la alteración retrógrada, que corresponde al sector de Th (165-315°C) y salinidades (8,4-13,51% de Na Cl eq.) más bajas (Fig. 6b, trayectoria 6). Los valores $\delta^{18}\text{O}$ registrados para el agua en equilibrio con el epidoto tardío (-4,66 a -0,19‰) y con la calcita (-3,9 a 2,68‰), sugieren la mezcla y dilución de los fluidos magmáticos con aguas meteóricas (con dominio de las últimas) (Fig. 9) durante el enfriamiento y el colapso del sistema hidrotermal (Bowman 1998, Fournier 1999, Meinert *et al.* 2005).

Los datos isotópicos (con $\delta^{18}\text{O}$ entre 3,2 y 3,3‰) del agua en equilibrio con el epidoto del *endoskarn*, indican que esta zona se formó bajo similares condiciones físico-químicas que el epidoto, el cuarzo y la actinolita de las zonas retrógradas del *exoskarn* (Fig. 9). En la etapa retrógrada de un ciclo, las zonas externas inician su colapso hacia el interior del sistema, en una secuencia inversa a la que siguen las zonas progradantes durante su formación (Einaudi *et al.* 1981, Meinert *et al.*

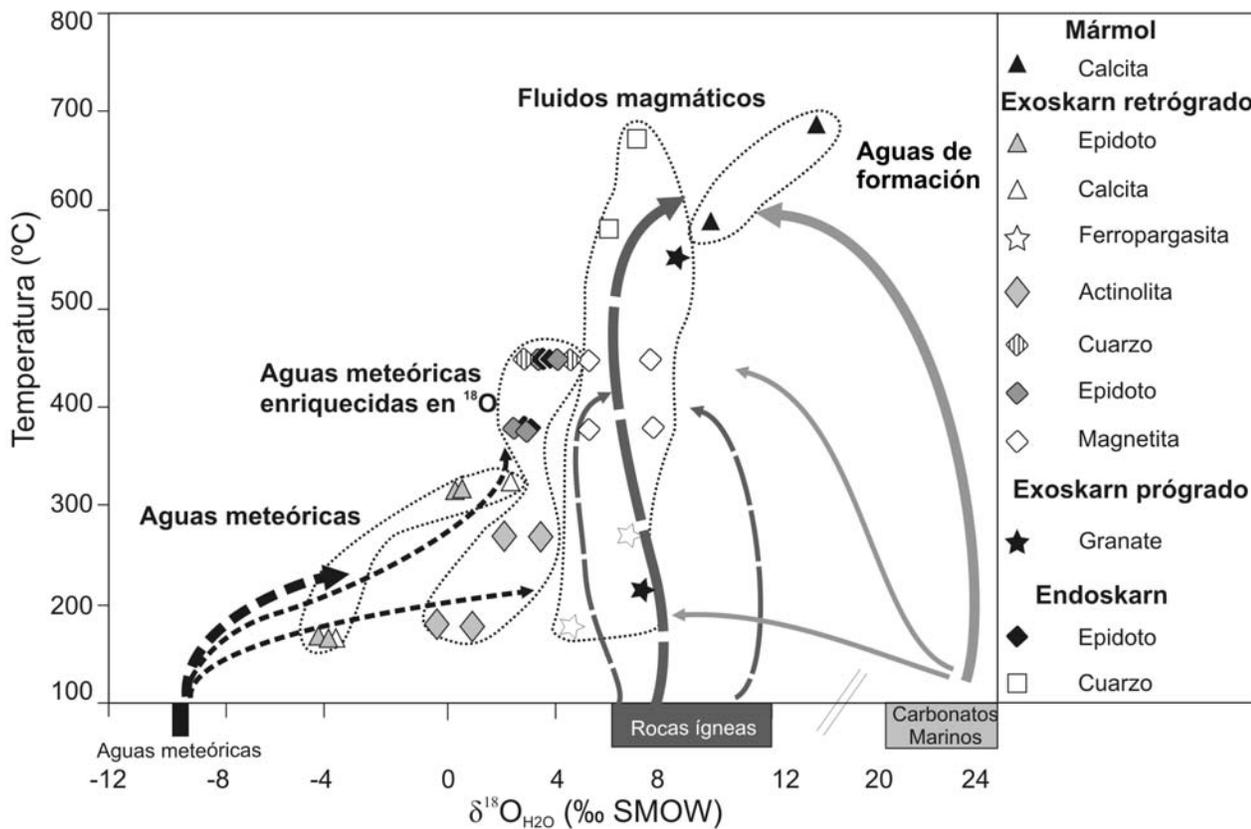


Figura 9: Diagrama de temperatura versus $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ del fluido en equilibrio con los distintos minerales del exoskarn asociado al plutón diorítico (véase texto).

2005). En el *skarn* de Vegas Peladas es probable que los fluidos que generaron las zonas retrógradas hayan invadido el corazón del sistema hidrotermal, alterando la diorita y esto explicaría las similitudes isotópicas entre el epidoto del *endoskarn* y los minerales retrógrados del *exoskarn*. Si bien no hay datos de inclusiones fluidas o de isótopos estables para las venas y venillas de la paragénesis anfíbol \pm cuarzo \pm magnetita \pm epidoto \pm feldspato alcalino del *endoskarn*, su yacencia tapizando las paredes de diaclasas, fracturas y los stockwork de magnetita, sugiere similares condiciones de formación que el *endoskarn* de epidoto.

Los valores $\delta^{18}\text{O}$ (9,9-10,45‰) y $\delta^{13}\text{C}$ (-9,86 a -10,1‰) de los fluidos en equilibrio con la calcita del mármol son menores que los valores en equilibrio con un carbonato de origen marino ($\delta^{18}\text{O} > 21\text{‰}$ y $\delta^{13}\text{C} > 1\text{‰}$). Esto podría obedecer al intercambio isotópico entre la calcita y el grafito presente en la Formación Cala-

bozo (Dessanti 1973, 1978) durante el metamorfismo termal (Bowman 1998). Otra posible causa podría ser el intercambio isotópico entre la roca de caja y los fluidos magmáticos con diferente concentración de CO_2 (Bowman 1998).

Condiciones redox y composición de los fluidos hidrotermales

La mineralogía de las alteraciones descritas previamente permite inferir las condiciones redox de estos fluidos y sus composiciones. El granate es el silicato cálcico anhidro más abundante en el *skarn* y las diferencias en su composición química, señalan mayores concentraciones de hierro hacia las zonas externas del *exoskarn* y condiciones de alta fugacidad de oxígeno. También otras características del *skarn* de Fe indican un ambiente químico (fluido y protolito) en el que imperaron condiciones de alta fugacidad del oxígeno y la precipitación cada vez más abundante del hierro con la disminución

de la temperatura (Einaudi *et al.* 1981, Rollinson 1993, Meinert *et al.* 2005): la presencia de cuerpos masivos de magnetita en las zonas internas del *exoskarn* en asociación con epidoto y de hematita hipogénica (mushketovita) en las zonas más externas del *exoskarn*, en asociación con los minerales hidratados epidoto y actinolita, y las anomalías positivas de Eu registradas en los patrones de tierras raras (Pons *et al.* 2009) de las zonas con alteración retrógrada.

La mayoría de los silicatos son ricos en Ca (clinopiroxenos, andradita, anfíboles Ca, epidoto, calcita, titanita), indicando alta actividad del Ca en los fluidos durante la formación del *skarn*. Sin embargo, el Ca y las fases sólidas carbonáticas no fueron encontrados en los fluidos de los minerales tempranos, recién se detectaron en los minerales del estadio de alteración retrógrada vinculados a la mineralización de Fe. Esto probablemente obedezca a la apertura del sistema con la consecuente

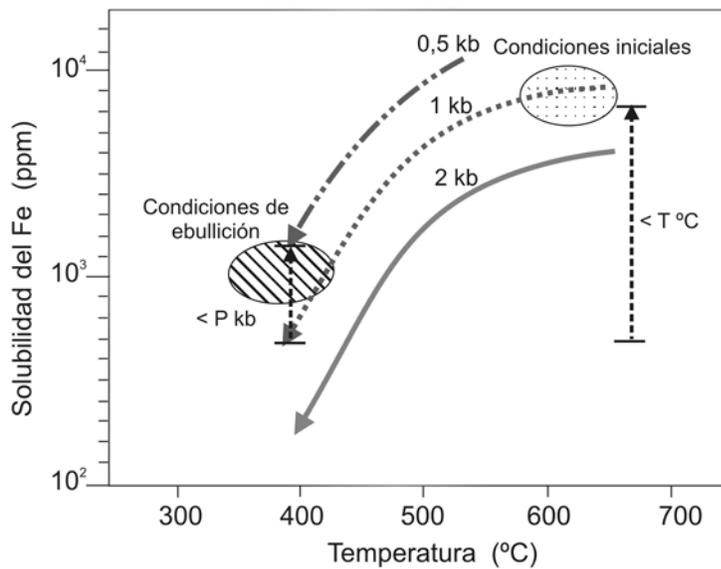


Figura 10: Gráfico de solubilidad versus temperatura donde se representan las curvas de solubilidad del Fe (modificado de Hemley *et al.* 1992). Se señalan las condiciones (P-T) de los fluidos hidrotermales que formaron las zonas progradantes del *skarn* (condiciones iniciales) y de los fluidos que precipitaron la mena de hierro (condiciones de ebullición) en el *skarn* asociado a la diorita.

disminución de la presión y mezcla con aguas de formación en equilibrio isotópico con el carbonato de la caliza (también incorporación del Ca disuelto previamente de la caliza y no incorporado en la estructura de los silicatos anhidros), tal como se explicó en párrafos previos. La presencia de carbonatos acompañando las paragénesis retrógradas sugiere un incremento de la X_{CO_2} y de la actividad del Ca en el fluido desde el estadio progradante (donde la ausencia de CO_2 líquido en las inclusiones fluidas indica $X_{CO_2} < 0,1$) al estadio retrógrado tardío.

Este *skarn* presenta muy bajas concentraciones de sulfuros (1%). La presencia de magnetita u otra fase rica en hierro en los fluidos es de crítica importancia al analizar esta variable porque los óxidos de hierro tienden a inhibir la f_{S_2} , dando lugar a fluidos salinos muy deficientes en complejos con el azufre elemental (Hemley *et al.* 1992). La escasa pirita está en las zonas distales del *skarn* y en el *endoskarn* acompañando a minerales retrógrados tardíos, pero el valor del ^{34}S (3,2-3,3‰) de la pirita del *endoskarn* indica que proviene del magma (Hoef 1987). El S debió permanecer en solución hasta que precipitaron los óxidos de Fe y luego, a menor

temperatura, precipitó como pirita.

Cambios físico-químicos y condiciones que favorecieron la precipitación del hierro

Los fluidos salinos iniciales que formaron el *skarn* progradante, no depositaron las concentraciones más importantes de hierro, si bien la presencia de hematita y cloruros de Fe en las inclusiones fluidas, las altas salinidades (hasta 70% NaCl eq.) y altas temperaturas de estos fluidos (hasta 670°C Th final), claramente señalan que fueron capaces de transportar abundante hierro en solución (Figs. 6 y 10; Hemley *et al.* 1992, Hemley y Hunt 1992). La disminución isobárica de la temperatura de estos fluidos salinos durante la formación de la zona interna del *exoskarn* pudo haber ocasionado la precipitación localizada de magnetita en equilibrio con clinopiroxeno diopsídico (Hemley *et al.* 1992).

Luego de la sobrepresión en el sistema, el fracturamiento hidráulico de las rocas y la ebullición de los fluidos (condiciones de presión hidrostática), precipitaron magnetita masivamente en la zona interna del *exoskarn* y en venas y diaclasas del *endoskarn* y hematita en las zonas intermedias

y externas del *exoskarn*. Sin embargo, de acuerdo con lo establecido en los párrafos previos, en el sistema hidrotermal se produjeron otros cambios físico-químicos, además de la disminución de la presión, que pudieron haber ocasionado la precipitación masiva de los óxidos de hierro, ellos son: a) disminución de la temperatura, b) pérdidas de volátiles, c) variaciones del pH o de la fugacidad del oxígeno, d) dilución, o e) la combinación de ellos. En los párrafos siguientes se analizan cada una de estas variables.

Las inclusiones fluidas del cuarzo asociado a la mena de hierro, registraron la ebullición de fluidos salinos (23-41,6% NaCl eq.) a temperaturas variables entre 320° y 420°C, correspondiendo a presiones hidrostáticas de 125 a 325 bares. En el diagrama experimental de solubilidad del Fe versus temperatura (Fig. 10; Hemley *et al.* 1992), se puede analizar la influencia que tuvieron estos cambios de P y T en la solubilidad del Fe durante la ebullición. A temperatura constante (p. ej. 400°C) una disminución de la presión desde 1 kb a 0,5 kb (valores similares al sistema investigado de 0,95 a 0,32 kb), aumentaría la solubilidad del Fe de ~ 657 a ~ 2760 ppm. Inversamente, a presión constante (p. ej. 1 kb), la disminución de la temperatura desde 670°C al rango de ebullición (420°-320°C), provocaría una disminución mucho mayor de la solubilidad del Fe (de >15000 ppm a ~ 657 ppm) que su incremento por la disminución de la presión.

En el sistema hidrotermal de Vegas Peledas hay un tren evolutivo hacia fluidos tardíos con menores temperaturas y salinidades (Fig. 6b), es decir, con menor concentración de cloruros en ellos. Una excepción se dio durante la ebullición, con la separación de una fase vapor (a 320-420°C) y otra líquida que produjo el aumento de la salinidad (concentración de cloruros) en la fase líquida, lo que habría favorecido que el hierro permanezca en solución (Hemley *et al.* 1992). Sin embargo la ebullición debió haber ocasionado una gran cantidad de volátiles que escaparon del sistema, una disminución de

la masa del líquido y probablemente un aumento del pH. Por lo tanto, en términos generales este proceso favorecería la precipitación del hierro (Hemley *et al.* 1992).

La mezcla del fluido salino con aguas de formación (en equilibrio con el carbonato) registrada en este estadio retrógrado, ocasionó cambios en la composición del fluido (sales de CaCl_2 y CaCO_3 identificadas por primera vez) que también generó el aumento del pH. La mezcla parcial del fluido con aguas meteóricas es otro de los procesos ocurridos en el sistema investigado que favorecería la precipitación del Fe al provocar la dilución y el enfriamiento del sistema (Hemley *et al.* 1992). De acuerdo con lo analizado en párrafos previos, la fugacidad del oxígeno permaneció alta durante la evolución del sistema hidrotermal. Por lo tanto, si hubo pequeñas fluctuaciones en las condiciones redox, éstas no debieron influir en la precipitación de los óxidos de hierro como tampoco en la distribución de sus variedades: la yacencia de magnetita en el *endoskarn* y zona interna del *exoskarn* y de hematita (especular) en las zonas intermedia y externa del *exoskarn*, probablemente también sea consecuencia de la disminución de la temperatura, más que de variaciones en la fugacidad de oxígeno (Ohmoto 2003).

Características de los fluidos hidrotermales del plutón granítico

Los cristales de cuarzo del plutón granítico y de las venas (cuarzo + feldespato \pm clinopiroxeno \pm granate) del estadio progradante del *skarn*, hospedan inclusiones fluidas multisólidas ($>30\%$ NaCl eq.) asociadas a inclusiones acuosas ricas en vapor y monofásicas de vapor. Las inclusiones fluidas multisólidas homogeneizaron a temperaturas moderadas a altas ($>340^\circ\text{C}$). Del mismo modo que en el sistema anterior, esta asociación de inclusiones fluidas indica que los fluidos se originaron por la desmezcla de fluidos magmáticos de baja salinidad ($<8\%$ en peso NaCl eq.) que exsolviaron del granito (Fig. 7). La coexistencia de dos pobla-

ciones de inclusiones fluidas que homogeneizaron por disolución del cristal de halita y por desaparición de la burbuja de vapor, respectivamente (Fig. 7), sugiere que los fluidos fueron objeto de una disminución isobárica considerable de la temperatura ó bien disminución de la temperatura acompañada de un aumento de la presión, previo a su entrapamiento (Cline y Bodnar 1994).

Con estas altas temperaturas y salinidades los fluidos pudieron reaccionar con los minerales de hierro del *skarn* previo, disolverlos, incorporar el Fe y transportarlo en solución (Hemley *et al.* 1992) (Fig. 7). La presencia de mushketovita junto a calcita en las venas tardías de la alteración retrógrada indica que el enfriamiento también fue un factor importante en la precipitación del hierro (Hemley *et al.* 1992).

La composición de los minerales del *skarn* progradante ricos en albita, escapolita marialítica, granate (Ad38-100) y clinopiroxeno (Di_{24-100}) que reemplazan a la roca ígnea, al mármol y a los *hornfels* previos, indican que los fluidos que exsolviaron de este cuerpo fueron ricos en Cl, Na, Fe y Mg y que dominaron condiciones de alta fugacidad de oxígeno (Meinert *et al.* 2005). Esto es coherente con las composiciones de las inclusiones fluidas salinas analizadas (en las venas de cuarzo + feldespato \pm clinopiroxeno \pm granate), que contienen cristales de halita, hematita y fases sólidas opacas. La paragénesis escapolita (Me_{25-36}) \pm ferroactinolita \pm piritita indica el inicio de la alteración retrógrada probablemente con la disminución de la temperatura de los fluidos (Meinert *et al.* 2005, Bowman 1998) que continuó con el relleno de intersticios y venas tardías por las paragénesis mushketovita \pm calcita y clorita + calcita \pm cuarzo \pm epidoto \pm piritita.

CONCLUSIONES

Este estudio pone de manifiesto la presencia y sucesión de diferentes clases de fluidos y trenes evolutivos en el sistema magmático-hidrotermal de Vegas Pela-

das.

Las observaciones geológicas combinadas con los datos microtermométricos y los resultados isotópicos permiten proponer el siguiente modelo genético de los *skarns* de Fe Vegas Peladas (Fig. 11).

Aproximadamente a 3,5 km de profundidad, bajo presiones litostáticas de 950 bares, fluidos magmáticos de salinidad baja a moderada (6-8 % en peso NaCl eq.) y altas temperaturas ($\sim 670^\circ\text{C}$) exsolviaron del plutón diorítico que estaba cristalizando y se separaron (inmiscibilidad) en fluidos salinos ricos en $\text{NaCl} \pm \text{KCl} \pm \text{FeCl}_n \pm$ hematita y en vapor de baja densidad. Bajo estas condiciones de presión y temperatura elevadas, los fluidos hidrotermales se filtraron hacia arriba y hacia afuera del cuerpo ígneo aún no solidificado completamente (comportamiento dúctil), reaccionando con los protolitos sedimentarios y formando el *exoskarn* ($670-400^\circ\text{C}$). La zonación mineralógica del *exoskarn*, refleja diferencias en la solubilidad de los elementos químicos ($\text{Si} > \text{Mg}$, $\text{Fe} > \text{Al}$) en el fluido hidrotermal (Fig. 11c). Estos fluidos salinos tempranos reaccionaron con la roca de caja dúctil formando la zona interna del *exoskarn*, proceso que generó la reducción isobárica de sus temperaturas (de hasta $\sim 250^\circ\text{C}$) y precipitación de magnetita. La exsolución continua de volátiles del magma y el sellado de las cavidades y los conductos de circulación de los fluidos por la precipitación de los silicatos (con escasa magnetita), provocaron el aumento de la presión en los fluidos que excedieron las condiciones litostáticas. Estas sobrepressiones ocasionaron el fracturamiento de las rocas y del *exoskarn*, perturbando el régimen de presión y temperatura, induciendo a la ebullición local del fluido y al cambio a presiones hidrostáticas (325-125 bares). Bajo estas nuevas condiciones de presión hidrostática, el comportamiento frágil de las rocas aumentó el fracturamiento y la permeabilidad, permitiendo el ingreso de fluidos externos (aguas de formación probablemente enriquecidas en $\delta^{18}\text{O}$ derivadas de la secuencia sedimentaria local y escasa agua mete-

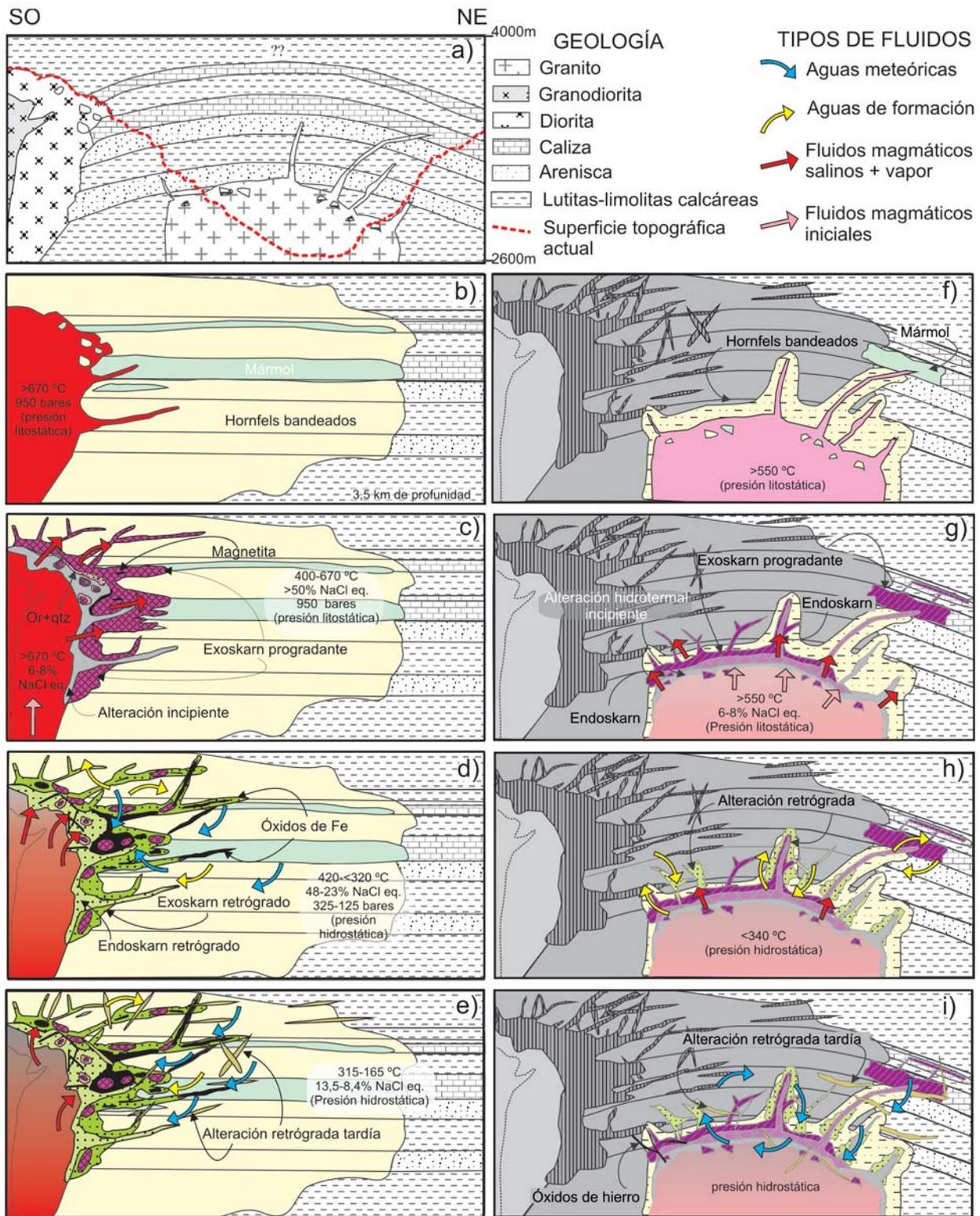


Figura 11: Esquema de la evolución de los skarns de Fe vinculados a-i) al plutón diorítico y f-i) al plutón granítico.

órica) al sistema hidrotermal. Las aguas externas se mezclaron con los fluidos

magmáticos a medida que se enfriaban (420° a <320°C). Estas condiciones pro-

vocaron la inestabilidad de los silicatos del *exoskarn* ya formado y el inicio de su

reemplazo por minerales hidratados, cuarzo y los óxidos de hierro (magnetita y hematita), que también rellenaron fracturas, venas y huecos y precipitaron masivamente (Fig.11d). A medida que el sistema hidrotermal colapsaba, estos fluidos más diluidos y más fríos invadieron gradualmente el corazón del sistema hidrotermal y alteraron la diorita a epidoto \pm cuarzo \pm anfíbol \pm piritita y precipitaron magnetita en venas y vesículas junto con anfíbol \pm epidoto \pm cuarzo \pm feldspato alcalino (Fig. 11d). Los fluidos continuaron enfriándose por debajo de los 320°C y la proporción del agua meteórica en ellos fue aumentando gradualmente hasta volverse el componente dominante, generando las paragénesis tardías y distales ricas en calcita, epidoto, clorita y escasa piritita (Fig.11e).

La disminución de la temperatura y la consecuente mezcla con fluidos externos y dilución (disminución de salinidad) fueron los factores principales que favorecieron la precipitación de la mena de Fe en el *skarn* de Vegas Peladas. Este es uno de los interrogantes más importantes del sistema en consideración que ha podido resolverse.

La intrusión del plutón granítico aumentó la temperatura de la roca de caja adyacente (>550°C) y generó también fluidos salinos + vapor por inmiscibilidad, capaces de disolver los minerales ricos en Fe del *skarn* previo y transportar el Fe en solución (Fig. 11f, i) para luego precipitar con el enfriamiento. Este segundo evento metasomático es de menor magnitud y de poca importancia metalogénica.

AGRADECIMIENTOS

Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) y a la Agencia Nacional de Investigaciones científicas y Tecnológicas (FONCyT) que financiaron mediante el subsidio PIP (2726) y becas de postgrado los gastos necesarios, para la realización de este trabajo de investigación. A los Licenciados D. Licitra y M. González Guillot y a los Drs. R. O. Etcheverry, R. de Barrio y M.

Lanfranchini, por su colaboración en el trabajo de campo. A L. Bengochea, (Departamento de Geología, UNS) por sus sugerencias durante los análisis de inclusiones fluidas y al Dr. C. Recio Hernández (Universidad de Salamanca) por su preciada colaboración en la obtención de los análisis de Isótopos Estables. A la FAPEMIG (Fundação de Amparo a Pesquisa de Minas Gerais, Brasil) que financió el proyecto PPM 5618. Agradecemos especialmente a los árbitros Dr R. Fernández y S. H. Del Pino por sus críticas que ayudaron a mejorar el manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Anderson, J.L. y Smith, D.R. 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist* 80: 546-559.
- Arrospide, A. 1972. Depósitos Minerales de Hierro de Vegas Peladas Mina "Nenche" Dep. de Malargüe-Mendoza, República. Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 3(1-2): 117-131.
- Bodnar, R.J. 1995. Fluid-inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series* 23: 139-152.
- Bodnar, R.J. 1992. Revised equation and table for freezing point depressions of H₂O-salt fluid inclusions (abstract): PACROFI IV, fourth biennial Pan-American Conference on Research on Fluid Inclusions, Program and Abstracts, CA 14: 15, Lake Arrowhead.
- Borisenko, A.S. 1977. Study of the salt composition of solutions in gas-liquid inclusions in minerals by the cryometric method. *Soviet Geology and Geophysics* 18: 11-19.
- Bowman, J.R. 1998. Stable-Isotope systematics of *Skarns*. En Lentz, D. R. (ed.) Quebec, Canadá, *Mineralogical Association of Canada Short Course Series, Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems* 26: 99-145.
- Burnham, C.W. 1979. Magmas and hydrothermal fluids. En Barnes, Wiley, y Sons (eds.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 71-136 p., New York
- Clayton, R. y Mayeda, T.1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 27: 43-52.
- Cline, J.S. y Bodnar, R.J. 1991. Can Economic Porphyry Copper Mineralization be Generated by a Typical Cal-Alkaline Melt? *Journal of Geophysical Research* 96(B5): 8113-8126.
- Cline, J.S. y Bodnar, R.J. 1994. Direct evolution of brine from crystallizing silicic melt at the Questa, New Mexico, molybdenum deposit. *Economic Geology* 89: 1780-1802.
- Cole, D.R., Horita, J., Eniamin, V., Polyakov, V.B., Valley, J.W., Spicuzza M.J. y Coffey, D.W. 2004. An experimental and theoretical determination of oxygen isotope fractionation in the system magnetite-H₂O from 300 to 800°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68: 3569-3585.
- Crawford, M.I. 1981. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series Handbook* 6: 75-100.
- Dessanti, R.N. 1973. Descripción Geológica de la Hoja 29 b, Bardas Blancas, Provincia de Mendoza. *Boletín Servicio Geológico Nacional (Argentina)* 139: 1-70. Buenos Aires.
- Dessanti, R.N. 1978. Descripción de la Hoja 28b, Malargüe, Provincia de Mendoza. *Boletín del Servicio Geológico Nacional* 149: 1-50, Buenos Aires
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D. y Newberry, R.J. 1981. *Skarn* deposits. *Economic Geology, 75th Anniversary* 1981: 317-391.
- Fournier, R.O. 1999. Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-hydrothermal environment. *Economic Geology* 94: 1193-1211.
- Franchini, M.B., Meinert, L.D. y Montenegro, T.F. 2000. *Skarn* related to porphyry-style mineralization at Caicayen Hill, Neuquén, Argentina: Composition and Evolution of hydrothermal fluids. *Economic Geology* 95: 1197-1213.
- Franchini, M.B., de Barrio, R., Pons, M.J., Schalamuk, I.B.A., Ríos, F.J. y Meinert, L. 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* 16(3-2): 233-265.
- Hammarstrom, J.M. y Zen, E. 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobar-

- meter. *American Mineralogist* 71: 1297-1313.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A.Jr. y Reynolds, T.J. 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology* 10: 235-256.
- Hemley, J.J., Cygan, G.L., Fein, J.B., Robinson, G.R., y D'Angelo, W.M. 1992. Hydrothermal Ore-Forming Processes in the Light of Studies in Rock-Buffered Systems: I. Iron-Copper-Zinc-lead Sulfide Solubility Relations. *Economic Geology* 87: 1-22.
- 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* 87: 23-43.
- Hoef, J. 1987. *Stables Isotopes Geochemistry*. Springer-Verlag, 241 p., Berlin.
- Meinert, L.D., Hefton, K., Mayes, D. y Tasiran, I. 1997. Geology, Zonation and Fluid Evolution of the Big Gossan Cu-Au *Skarn* Deposit, Ertzberg District, Irian Jaya. *Economic Geology* 92: 509-534.
- Meinert, L. D., Hedenquist, J. W., Satoh, H. y Matsuhisa, Y. 2003. Formation of Anhydrous and Hydrous *Skarn* in Cu-Au Ore Deposits by Magmatic Fluids. *Economic Geology* 98: 147-156.
- Meinert, L., Dipple, G. y Nicolescu, S. 2005. World *Skarn* Deposits. *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume: 299-336.
- Nash, J.T. 1976. Fluid inclusion petrology-data from porphyry copper deposits and application to exploration. U. S. Geology Survey Professional Paper 907-D, 16 p.
- Ohmoto, H. 2003. Non redox transformation of magnetite-hematite in hydrothermal systems. *Scientific Communications Economic Geology* 98: 157-161.
- Pons, M.J., Franchini, M.B. y Impiccini A. 2009. Los *skarns* de Fe de Vegas Peladas: Características geológicas mineralógicas y distribución de sus paragénesis minerales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64(2): 328-350.
- Pons, M.J. 2007. *Geología y Metalogénesis del de hierro Vegas Peladas, Cordillera Principal, Pcia. de Mendoza*, Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata (inédita), 308 p., La Plata.
- 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* 62(2): 267-282.
- Ramos, V.A. y Nullo, F.E. 1993. El volcanismo de arco cenozoico. En V.A. Ramos (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio 1(12): 149-160, Buenos Aires.
- Roedder, E. 1984. Fluid Inclusions. *Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy* 12, 644 p.
- Rollinson, H.R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Produced by Longman Singapore Publishers (Pte) Ltd., 352 p, Singapore.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. y Alderton, D.H.M. 1985. *A practical guide to fluid inclusion studies*. Blackie and Son, 237 p., New York.
- Sterner, M.S., Hall, D.L. y Bodnar, R.J. 1988. Synthetic fluid inclusions. Solubility relations in the system NaCl-KCl-H₂O under vapour-saturated conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52: 989-1005.
- Stipanovic, P. N., 1966. El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo divesiano (Agasiz-Yaila) en Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20(4): 403-478.
- Taylor, B.E. 1986. Magmatic volatiles: Isotopic variation of C, H, and S. *Reviews in Mineralogy* 16: 185-226.
- Zheng, Y.F. 1991. Calculation of oxygen isotope fractionation in metal oxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55: 2299-2307
- Zheng, Y.F. 1993a. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57: 1079-1091
- Zheng, Y.F. 1993b. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. *Earth Planet Sciences Letter* 120: 247-263.
- Zheng, Y.F. y Simon, K. 1991. Oxygen isotope fractionation in hematite and magnetite: A theoretical calculation and application to geothermometry of metamorphic iron-formation. *European Journal of Mineralogy* 3: 877-886.

Recibido: 30 de septiembre, 2008

Aceptado: 2 de junio, 2009