



**Naturalis**

Repositorio Institucional  
<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar>

Universidad Nacional de La Plata  
Facultad de Ciencias Naturales y Museo



# **Geología y aspectos estructurales del área Cerro Pan de Azúcar-Cerro del Corral : procesos petrogenéticos / geoquímica del skarn Loma Marcelo, sierras australes de Buenos Aires**

**Ballivián Justiniano, Carlos A.**

Doctor en Ciencias Naturales

Dirección: Lanfranchini, Mabel E.

Co-dirección: de Barrio, Raúl E.

Facultad de Ciencias Naturales y Museo  
2016

Acceso en:

<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar/id/20170202001492>



Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons  
Atribución-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional



**Naturalis**

Repositorio Institucional  
FCNyM - UNLP

**GEOLOGÍA Y ASPECTOS ESTRUCTURALES DEL ÁREA  
CERRO PAN DE AZÚCAR – CERRO DEL CORRAL**  
**Procesos petrogenéticos/geoquímica del skarn Loma Marcelo,  
Sierras Australes de Buenos Aires**

*Lic. Carlos A. Ballivián Justiniano*

Directores:

*Dra. Mabel E. Lanfranchini*

*Dr. Raúl E. de Barrio*



**UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA**  
**Facultad de Ciencias Naturales y Museo**

**2016**

En la portada:

*Flanco nororiental del Cerro Pan de Azúcar o Bonete,  
una de las principales elevaciones del área en el cual aflora  
el basamento neoproterozoico de las  
Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires.*



# **GEOLOGÍA Y ASPECTOS ESTRUCTURALES DEL ÁREA CERRO PAN DE AZÚCAR – CERRO DEL CORRAL**

**Procesos petrogenéticos/geoquímica del skarn Loma Marcelo,  
Sierras Australes de Buenos Aires**

CONICET



**CiC** Comisión de  
Investigaciones  
Científicas

*Lic. Carlos A. Ballivián Justiniano*

Directores:

*Dra. Mabel E. Lanfranchini*

*Dr. Raúl E. de Barrio*



**UNLP - CIC**

La Plata, 2016

*Lic. Geol. Carlos Alberto Ballivián Justiniano*

**Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)**

**Instituto de Recursos Minerales (INREMI, UNLP-CICBA)**

Calle 64 esquina 120, s/n, 1er piso

C.P. 1900, La Plata, Provincia de Buenos Aires, Argentina

Tel./Fax: (+54 221) 422 5648 (Interno 31)

E-mail: carlos\_ballivian@hotmail.com

*A.M.D.G. y  
a mi amada esposa Cecilia por su  
constante e incondicional apoyo*



# Contenido

---

	<b>Página</b>
<b>Prefacio</b> .....	XI
<b>Agradecimientos</b> .....	XVII
<b>Resumen</b> .....	XIX
<b>Abstract</b> .....	XXIII
<b>Capítulo 1</b>	
<b>LAS SIERRAS AUSTRALES DE BUENOS AIRES</b> .....	1
1.1 Introducción .....	1
1.1.1 Orohidrografía .....	3
1.1.2 Morfología .....	6
1.1.3 Clima, biota y economía .....	8
1.2 Precursores del Conocimiento Geológico .....	10
1.3 Geología Regional .....	12
1.4 Basamento Cristalino .....	16
1.4.1 Sector Este .....	19
1.4.2 Sector Oeste .....	22
1.4.3 Sector Norte .....	24
1.4.4 Geocronología .....	26
1.5 Cubierta Sedimentaria Paleozoica .....	29
1.5.1 Grupo Curamalal .....	29
1.5.2 Grupo Ventana .....	32
1.5.3 Grupo Pillahuincó .....	33
1.5.4 Estudios de procedencia .....	35
<b>Capítulo 2</b>	
<b>GEOLOGÍA LOCAL: EL ÁREA DE LOS CERROS PAN DE AZÚCAR Y DEL CORRAL</b> .....	39
2.1 Introducción .....	39
2.2 Metodología de Trabajo .....	41
2.2.1 Geomática .....	42
2.2.2 Petrografía .....	43

	<b>Página</b>
2.2.3 Geofísica .....	44
2.3 Principales Aspectos Geológicos de la Zona de Estudio .....	46
2.3.1 Cerro Pan de Azúcar y Loma Puesto Meyer .....	50
2.3.2 Cerros del Corral y 21 de Septiembre .....	52
2.3.3 Loma Marcelo .....	54
2.4 Rasgos Estructurales de la Zona de Estudio .....	56
2.4.1 Contacto basamento-cubierta paleozoica .....	57
2.4.2 El anticlinal del <i>Inlier</i> Sauce Chico .....	58
2.4.3 Foliación y lineación miloníticas .....	60
2.5 Geofísica .....	63
2.6 Granitos del <i>Inlier</i> Sauce Chico .....	66
2.6.1 Granitos cataclásticos .....	66
2.6.2 Milonitas graníticas .....	69
2.7 Ignimbrita del Cerro del Corral .....	71
2.8 Andesita del Cerro Pan de Azúcar .....	74
2.9 Skarn Loma Marcelo .....	76
2.9.1 Skarn cálcico (rocas calcosilicáticas) .....	77
2.9.2 Skarn magnesiano (roca metacarbonática) .....	85
2.9.3 Ortogneis biotítico-granatífero .....	90
2.10 Vetas y Vetillas de Cuarzo .....	90
2.11 Discusión y Consideraciones Parciales .....	93
<b>Capítulo 3</b>	
<b>LITOGEOQUÍMICA .....</b>	<b>99</b>
3.1 Introducción .....	99
3.2 Metodología de Trabajo .....	100
3.3 Granitos del <i>Inlier</i> Sauce Chico .....	102
3.3.1 Elementos mayoritarios .....	102
3.3.2 Elementos trazas .....	103
3.3.3 Diagramas de isoconas .....	108
3.3.4 Diagramas de discriminación tectónica .....	112
3.4 Ignimbrita del Cerro del Corral .....	113
3.4.1 Elementos mayoritarios .....	114

	<b>Página</b>
3.4.2 Elementos trazas .....	114
3.4.3 Diagramas de discriminación tectónica .....	115
3.5 Andesita del Cerro Pan de Azúcar .....	123
3.5.1 Elementos mayoritarios .....	123
3.5.2 Elementos trazas .....	123
3.5.3 Diagramas de discriminación tectónica .....	126
3.6 Skam Loma Marcelo .....	127
3.6.1 Elementos mayoritarios .....	127
3.6.2 Elementos trazas .....	132
3.7 Discusión y Consideraciones Parciales .....	137
<b>Capítulo 4</b>	
<b>QUÍMICA MINERAL</b> .....	141
4.1 Introducción .....	141
4.2 Metodología de Trabajo .....	141
4.3 Granate .....	144
4.4 Piroxeno .....	152
4.5 Wollastonita .....	156
4.6 Vesubianita .....	161
4.7 Condrodita .....	169
4.8 Minerales Accesorios y Carbonatos .....	173
4.8.1 Titanita .....	173
4.8.2 Circón .....	176
4.8.3 Espinela .....	178
4.8.4 Dozyita .....	180
4.8.5 Carbonatos .....	182
4.9 Discusión y Consideraciones Parciales .....	183
<b>Capítulo 5</b>	
<b>GEOQUÍMICA ISOTÓPICA</b> .....	189
5.1 Introducción .....	189
5.2 Metodología de Trabajo .....	190
5.2.1 Geocronología .....	190

	<b>Página</b>
5.2.2 Isótopos estables .....	192
5.3 Geocronología .....	193
5.3.1 U-Pb SHRIMP en circones .....	193
5.3.2 Sm-Nd granate-roca total .....	197
5.3.3 Rb-Sr cuarzo-sericita .....	199
5.3.4 Discusión y Consideraciones Parciales .....	200
5.4 Isótopos Estables .....	204
5.4.1 Isótopos estables de oxígeno e hidrógeno en silicatos y óxidos .....	204
5.4.2 Isótopos estables de carbono y oxígeno en carbonatos .....	206
5.4.3 Geotermometría isotópica .....	214
5.4.4 Discusión y Consideraciones Parciales .....	220
<b>Capítulo 6</b>	
<b>INCLUSIONES FLUIDAS .....</b>	<b>223</b>
6.1 Introducción .....	223
6.2 Metodología de Trabajo .....	224
6.3 Vesuvianita .....	225
6.3.1 Petrografía .....	225
6.3.2 Microtermometría .....	225
6.4 Granate y Piroxeno .....	226
6.4.1 Petrografía .....	226
6.4.2 Microtermometría .....	226
6.5 Cuarzo .....	227
6.5.1 Petrografía .....	227
6.5.2 Microtermometría .....	228
6.6 Discusión y Consideraciones Parciales .....	229
<b>Capítulo 7</b>	
<b>DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES FINALES .....</b>	<b>233</b>
7.1 Evolución Geológica del Basamento Cristalino de las Sierras Australes .....	233
7.1.1 Magmatismo neoproterozoico (607-581 Ma) .....	234
7.1.2 Magmatismo cámbrico (533-505 Ma) .....	239
7.1.3 Deformación y metamorfismo paleozoicos .....	241

	<b>Página</b>
7.2 El Skarn Loma Marcelo .....	246
7.2.1 Metasomatismo 1 (M1) .....	246
7.2.2 Metasomatismo 2 (M2) .....	254
7.2.3 Metasomatismo 3 (M3) .....	258
7.2.4 Origen de los protolitos carbonáticos .....	259
7.3 Conclusiones Finales .....	265
<b>ANEXOS</b> .....	<b>267</b>
Anexo 1: Análisis de GRANATE por microsonda electrónica .....	269
Anexo 2: Análisis de PIROXENO por microsonda electrónica .....	299
Anexo 3: Análisis de WOLLASTONITA por microsonda electrónica .....	335
Anexo 4: Análisis de VESUBIANITA por microsonda electrónica .....	349
Anexo 5: Análisis de ESPINELA por microsonda electrónica .....	367
Anexo 6: Análisis de DOZYITA por microsonda electrónica .....	373
Anexo 7: Análisis de CARBONATOS por microsonda electrónica .....	379
Anexo 8: Resultados del análisis de inclusiones fluidas en vesubianita, granate, piroxeno y cuarzo del skarn Loma Marcelo .....	391
<b>BIBLIOGRAFÍA</b> .....	<b>395</b>



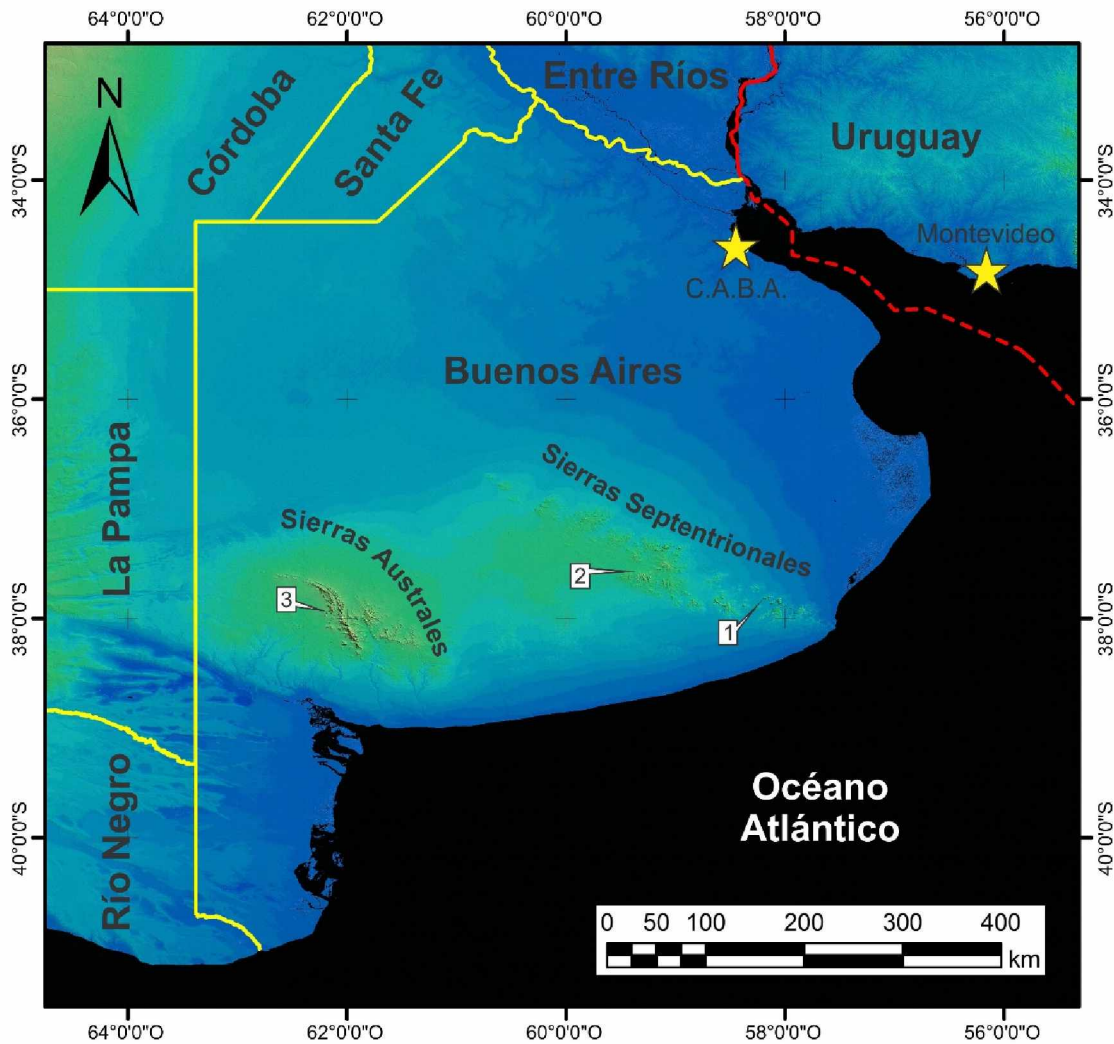
# Prefacio

---

## INTRODUCCIÓN

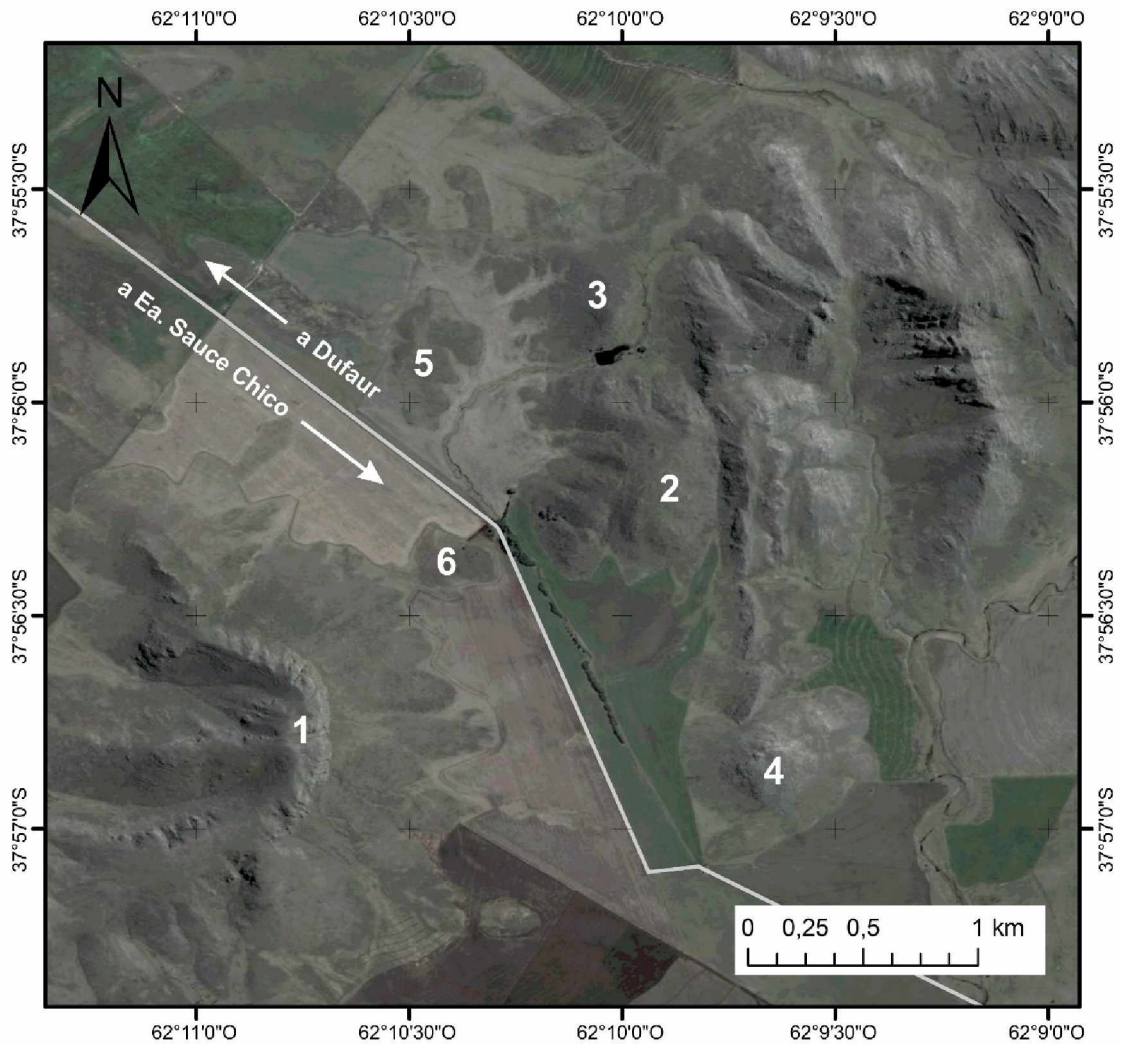
El presente trabajo, llevado a cabo para ser presentado como Tesis Doctoral en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata, trata sobre la geología y aspectos estructurales del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral, siendo el skarn Loma Marcelo uno de los principales objetos de estudio. En el área en cuestión, ubicada en el borde occidental de la Sierra de Curamalal, aflora parte del basamento cristalino de las Sierras Australes de Buenos Aires, representado por granitos cataclásticos y miloníticos, metaignimbritas y pequeños afloramientos de metandesita y de skarn. Este último representa un evento geológico de características únicas en todo el ámbito de las Sierras Australes, habiéndose citado solamente otros dos skarns en la provincia de Buenos Aires, ambos en las Sierras Septentrionales: el skarn Punta Tota y el skarn San Miguel (Fig. 1) (Delpino y Dristas 2008, Lajoinie *et al.* 2013, 2014 y referencias allí citadas).

Los skarns son rocas metamórficas resultantes de la alteración metasomática de rocas carbonáticas preexistentes debida a su interacción con sistemas silicatados (Zharikov *et al.* 2011). El metasomatismo es un proceso mediante el cual la composición química de una roca, o parte de ella, es alterada pervasivamente, implicando la introducción y/o remoción de componentes químicos como resultado de la interacción de la roca con fluidos químicamente activos (Zharikov *et al.* 2011). Los skarns se forman a partir de protolitos carbonáticos de muy variada naturaleza, como ser calizas, dolomías, margas, carbonatos hidrotermales, carbonatitas y mármoles. No obstante la naturaleza del protolito, lo que define a la roca como skarn es la mineralogía resultante de la alteración metasomática, la cual incluye numerosos minerales calcosilicáticos o magnésicos según sea la composición química inicial del protolito (Einaudi *et al.* 1981; Meinert 1992). En lo que al ambiente geológico se refiere, los skarns pueden formarse durante el metamorfismo regional, dinámico o de contacto y a partir de variados procesos metasomáticos que implican fluidos de origen magmático, metamórfico, meteórico y/o marino (Meinert *et al.* 2005).



**Figura I.** Modelo digital de elevación SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) de la provincia de Buenos Aires: 1 skarn Punta Tota, 2 skarn San Miguel y 3 skarn Loma Marcelo.

Los primeros trabajos geológicos en el área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral (Fig. II) datan de fines del siglo XIX (Aguirre 1891a). Baldrich (1904) señaló la presencia de “calcáreos negros, rojos, grises y verdosos” en la Sierra de Curamalal, siendo muy posiblemente estas rocas las que luego fueron caracterizadas como skarn por Kilmurray (1968a) y que actualmente se conocen como el skarn Loma Marcelo. Este último autor identificó en el sector centro-occidental de la Loma Marcelo un cuerpo calcosilicático de forma irregular, algo alargado en sentido NO-SE, de escasas dimensiones y que sobresalía de los sedimentos cuaternarios que lo circundaban “a manera de dique”. Además, concluyó que las asociaciones minerales del skarn eran compatibles con la facies anfíbolita y que correspondían a un proceso metasomático producido durante la “granitización” de las rocas de basamento expuestas en la zona. Con relación al origen del protolito del skarn Loma Marcelo, propuso que se trataría de “un relicto dentro del complejo granitizado”.



**Figura II.** Imagen satelital DigitalGlobe del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral: **1** Cerro Pan de Azúcar, **2** Cerro del Corral, **3** Cerro 21 de Septiembre, **4** Cerro del Huevo, **5** Loma Marcelo y **6** Loma Puesto Meyer.

Muchos años después, investigaciones llevadas a cabo por geólogos del Instituto de Recursos Minerales (INREMI, UNLP-CICBA) dieron continuidad a los estudios iniciados por [Kilmurray \(1961, 1968a\)](#) (Fig. III). A este respecto, [de Barrio et al. \(2008\)](#) aportaron resultados de análisis químicos por microsonda electrónica e identificaron las asociaciones calcosilicáticas como pertenecientes a un skarn de tipo cálcico. Posteriormente, [Lanfranchini et al. \(2011\)](#) observaron también la morfología alargada del mayor de los afloramientos de skarn indicada por [Kilmurray \(1968a\)](#) y señalaron la existencia de paragénesis minerales, textura consertal relíctica y circones zonados de posible origen ígneo. Esta última contribución planteó una nueva hipótesis genética para el protolito del skarn Loma Marcelo, el cual fue preliminarmente interpretado como un posible cuerpo carbonatítico intruido en las rocas del basamento neoproterozoico de las Sierras Australes. Este intrusivo carbonatítico habría sido afectado por los fluidos



**Figura III.** Geólogos del Instituto de Recursos Minerales durante la campaña geofísica realizada en julio de 2015 en el área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral. De izquierda a derecha: Dra. Mabel E. Lanfranchini, Lic. Rodrigo I. Escobar y Lic. Carlos A. Ballivián Justiniano.

y el metasomatismo conexo derivados de la propia intrusión carbonatítica y/o de la deformación y metamorfismo sobreimpuestos a las rocas de la zona.

Esta investigación se centra en el estudio del skarn Loma Marcelo y de las demás rocas de basamento aflorantes en el área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral. La zona en cuestión es la más intensamente deformada del cordón montañoso, es litológicamente diversa y entraña una considerable complejidad estructural. El skarn Loma Marcelo refleja la acción de fluidos de diferente origen vinculados a procesos geológicos y geoquímicos de distinta naturaleza y edad. Este hecho se vio favorecido por la presencia de rocas carbonáticas altamente reactivas, posibilitando evidenciar en el skarn resultante la compleja historia geológica del basamento ígneo-metamórfico de las Sierras Australes.

## OBJETIVOS

Los principales objetivos del presente trabajo de Tesis Doctoral consistieron en esclarecer el marco geológico-estratigráfico del skarn Loma Marcelo en el basamento cristalino de las Sierras Australes de Buenos Aires y en determinar los procesos petrogenéticos y geoquímicos acaecidos, la

fuelle y dinámica de los fluidos metasomáticos y el origen del protolito carbonático. De estos objetivos generales se pueden desglosar otros más específicos, como ser:

- Caracterizar el skarn a través de estudios petrocalcográficos y mineralógicos clásicos y complementarlos con análisis litogeoquímicos, mineraloquímicos e isotópicos, entre otros.
- Determinar las etapas de formación del skarn, tipificando los procesos actuantes.
- Acotar la edad del protolito carbonático y su roca hospedante, así como la del evento metasomático, mediante la aplicación de métodos geocronológicos radimétricos.
- Proponer un esquema de evolución geológica para el skarn y establecer su relación con el basamento cristalino de las Sierras Australes.
- Estimar la potencialidad del skarn como portador de minerales de interés económico y definir guías prospectivas a nivel regional.

## **METODOLOGÍA DE TRABAJO**

Las tareas de gabinete previas al primer trabajo de campo consistieron en la recopilación y análisis de material bibliográfico y cartográfico de las Sierras Australes de Buenos Aires en general y del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral en particular, interpretación geológico-estructural de pares estereoscópicos de fotografías aéreas e imágenes satelitales y confección de un mapa base geológico-estructural de la zona de estudio.

Durante los sucesivos trabajos de campo se realizaron muestreos sistemáticos del skarn Loma Marcelo y de las rocas ígneo-metamórficas del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral. Asimismo, se fueron ajustando y afinando distintos aspectos de la cartografía geológica regional y local mediante el procesamiento digital e interpretación de imágenes satelitales LANDSAT, ASTER y DigitalGlobe y el levantamiento de perfiles geológicos representativos. También se llevaron a cabo estudios geofísicos magnetométricos.

Con posterioridad a los distintos trabajos de campo se procedió a la clasificación y selección de muestras para la realización de secciones delgadas y análisis geoquímicos. Entre las principales tareas de gabinete se pueden citar las siguientes:

- Integración de la información geográfica y geológica, recopilada y generada, en un sistema de información geográfica (SIG).
- Análisis petrocalcográfico detallado de numerosas muestras del skarn Loma Marcelo y de las demás rocas aflorantes en el área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral.
- Análisis litogeoquímico de muestras del skarn Loma Marcelo y de las rocas ígneo-metamórficas de la Loma Marcelo y alrededores.

- Separación y concentración de distintas especies minerales para estudios de difracción de rayos X, geoquímica de isótopos estables y geocronología absoluta.
- Selección de minerales para la realización de análisis por microsonda electrónica y posterior recálculo de las fórmulas estructurales de los minerales analizados.
- Elección de muestras propicias para la realización de secciones bipulidas y ulterior estudio de inclusiones fluidas.
- Procesamiento, graficación, análisis e interpretación de los resultados obtenidos.

## **ESTRUCTURA DE LA TESIS**

La tesis consta de seis capítulos en los que se abordan la geología regional y local (capítulos 1 y 2), entre otros aspectos, y el tratamiento analítico del material estudiado (capítulos 3 a 6). Además de los apartados en los que se presentan los resultados, todos estos capítulos, excepto el primero, poseen un apartado en el que se describen detalladamente las metodologías de trabajo específicas y otro dedicado a la discusión y consideraciones parciales. En el Capítulo 7 se discute la totalidad de las observaciones realizadas y de los resultados analíticos obtenidos, estableciéndose la evolución geológica de las Sierras Australes de Buenos Aires y del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral, la petrogénesis del skarn Loma Marcelo y el origen del protolito carbonático. Los anexos y la bibliografía consultada se encuentran al final de la tesis.

## Agradecimientos

---

La concreción de esta tesis fue posible gracias a una Beca Interna Doctoral otorgada por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), al financiamiento de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CICBA) y la Universidad Nacional de La Plata y a la contribución de numerosas personas.

Mi más sincero y profundo agradecimiento a los Dres. Mabel E. Lanfranchini y Raúl E. de Barrio por su amistad, paciencia y confianza depositada en mí. Ellos me ayudaron a crecer tanto en lo académico y profesional como en lo personal. Asimismo deseo agradecer al Dr. Isidoro B. Schalamuk por haberme abierto las puertas del Instituto de Recursos Minerales (INREMI), así como a mis compañeros del instituto que conscientemente o sin saberlo ayudaron en la realización y ejecución de mi tesis, especialmente a la Dra. María Florencia Lajoinie, a las Lics. Melisa A. Salvioli, Marcela Curci y Marcela Pené, a la Arq. Adriana Ganganelli, a los Lics. Rodrigo I. Escobar y Joaquín Nigro, al DCV. Esteban M. Luna y al Sr. José Luis Molina.

Esta investigación no habría sido posible sin los equipos y resultados analíticos facilitados por las siguientes personas: Dr. Clemente Recio Hernández (Universidad de Salamanca, España), Dra. Ana M. Sato (CIG, CONICET-UNLP), Dr. Pablo D. González (IIPByG, UNRN), Dr. Ricardo O. Etcheverry (INREMI), Dr. Marcio M. Pimentel (Universidad de Brasilia, Brasil), Dr. Miguel A. S. Basei (Universidad de San Pablo, Brasil), Dr. Colombo C. G. Tassinari (Universidad de San Pablo, Brasil), Dr. Agustín Martín Izard (Universidad de Oviedo, España), Dr. Joaquín Proenza Fernández (Universidad de Barcelona, España), Dr. Thomas H. Aiglsperger (Universidad de Barcelona, España), Dra. María Elena Canafoglia (FCNyM-UNLP), Lic. Claudia E. Cavarozzi (CIG, CONICET-UNLP), Dra. Nora N. Cesaretti (Departamento de Geología, UNS), Dra. Graciela R. Mas (Departamento de Geología, UNS), Dr. José Kostadinoff (Departamento de Física, UNS), Dr. Marcos A. Comerio (CETMIC, CONICET-CICBA), Dr. Mauro L. Gómez Samus (LEMIT, CICBA), Dr. Daniel G. Poiré (CIG, CONICET-UNLP) y Lic. Cecilia I. Genazzini (CETMIC, CONICET-CICBA).

Deseo también agradecer a los Dres. Ana M. Sato y Maximiliano Naipauer (IDEAN, CONICET-UBA) por lo mucho que aprendí de ellos y por ayudarme a tener una visión regional de mi tema de tesis, al Lic. Rodrigo I. Escobar por su ayuda durante los trabajos de campo y de gabinete, a los Lics. Juan Carlos Gómez (FCNyM-UNLP) y Rodolfo Christiansen (IGSV, UNSJ) por su ayuda en el procesamiento de imágenes satelitales y datos gravimétricos, a la Dra. Silvia J. Ametrano (FCNyM-UNLP) por enseñarme a usar la platina universal, a los Dres. Eduardo J. Llambías (CIG, CONICET-UNLP), Renata N. Tomezzoli (IGEBA, CONICET-UBA), José Sellés Martínez (IGEBA, CONICET-UBA), Keith Bell (Carleton University, Canadá) y Ramón Casillas (Universidad de La Laguna, España) por sus valiosos comentarios sobre diversos aspectos geológicos de las Sierras Australes de Buenos Aires y/o del skarn Loma Marcelo y a los Dres. Carlos A. Cingolani (CIG, CONICET-UNLP), Luis V. Dimieri (INGEOSUR, CONICET-UNS) y Pablo D. González por los comentarios, sugerencias y correcciones realizadas sobre la versión final de la presente Tesis Doctoral. Por último quiero agradecer a la Sra. Carmen Ducós, propietaria de la Estancia Sauce Chico, por la amabilidad y cordialidad con que nos recibió todas las veces que visitamos la zona de estudio y al Lic. Fernando Oliva y familia por su hospitalidad y generosidad al alojarnos en su casa de Dufaur.

*Lic. Carlos A. Ballivián Justiniano*

## Resumen

---

Las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, o Cinturón de Sierra de la Ventana, se encuentran ubicadas cerca de la costa atlántica en el sector centro-oriental de la República Argentina. Están constituidas por un basamento cristalino de edad Neoproterozoico-Cámbrico Medio, que asoma en forma discontinua a lo largo del margen occidental del cordón montañoso, y por una extensa cubierta sedimentaria paleozoica. El basamento está integrado por granitos, riolitas, ignimbritas y pequeños afloramientos de andesita y de skarn. Este último aflora en la Loma Marcelo, ubicada en el área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral. Por su parte, la cubierta paleozoica está compuesta por los conglomerados, cuarcitas y areniscas de los grupos Curamalal (Cámbrico Tardío-Ordovícico) y Ventana (Silúrico-Devónico) y por las diamictitas, conglomerados, cuarcitas, areniscas y pelitas oscuras del Grupo Pillahuincó (Carbonífero-Pérmico). Tanto el basamento cristalino como la cubierta sedimentaria paleozoica exhiben distintos grados de deformación y metamorfismo, asignados al Pérmico por numerosos autores y atribuidos a los efectos de la Fase Orogénica San Rafael.

El presente trabajo de Tesis Doctoral trata sobre la geología y aspectos estructurales del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral y sobre la petrogénesis y geoquímica del skarn Loma Marcelo. A través de estudios petrográficos, litogeoquímicos, mineraloquímicos, geocronológicos y de isótopos estables, entre otros, se investigó la historia polimetamórfica del basamento neoproterozoico de las Sierras Australes de Buenos Aires.

El área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral se ubica a unos 18 km al NNE de la localidad de Tornquist. En la zona afloran los granitos cataclásticos y miloníticos de los cerros Pan de Azúcar, del Corral y 21 de Septiembre y la Loma Marcelo, la ignimbrita milonítica del Cerro del Corral y los pequeños afloramientos de metandesita del Cerro Pan de Azúcar y del skarn Loma Marcelo. En este sector también se identificó un ortogneis biotítico-granatífero con carácter subaflorante.

En los cerros Pan de Azúcar y del Corral pueden reconocerse los flancos de una estructura anticlinal volcada hacia el noreste y fallada dúctilmente a lo largo de cuyo eje la erosión labró el Abra

Meyer, constituyendo una ventana erosiva, denominada “*Inlier* Sauce Chico” en la presente investigación, que permite observar las rocas de basamento subyacentes a las sedimentitas eopaleozoicas del Grupo Curamalal. El contacto basamento-cubierta paleozoica es una discordancia angular o una inconformidad. El rumbo de la foliación milonítica varía entre ONO-ESE y NNE-SSO, con inclinaciones comprendidas entre 30° y 90° hacia el SSO/ONO. Los indicadores cinemáticos identificados y las lineaciones de estiramiento medidas indican cizallamiento oblicuo dextral inverso. La evolución cinemática responsable de la estructuración del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral comenzó con la milonitización del basamento cristalino y el plegamiento de la cubierta sedimentaria paleozoica; ambos procesos habrían ocurrido simultáneamente. En respuesta a la prosecución del acortamiento cortical se desarrollaron fallas dúctiles a las cuales se asocian fajas de ultramilonitas, generando una imbricación de escamas tectónicas. Vetas y vetillas de cuarzo inyectadas tardíamente cortan a las rocas de basamento y de la cubierta paleozoica.

Los granitos del *Inlier* Sauce Chico, de edad neoproterozoica y con signatura geoquímica tipo S, son cataclasitas y milonitas que se caracterizan por su heterogeneidad y variaciones de color y de tamaño de grano. Los granitos menos deformados del área, en los que mejor se preserva la textura granuda original de la roca, son granitos cataclásticos principalmente compuestos por cuarzo, microclino, oligoclasa, biotita y moscovita que presentan anomalías positivas de Eu. El contenido variable de moscovita, sericita y clorita de la matriz de las milonitas graníticas acentúa en mayor o menor medida la esquistosidad de estas rocas. Con relación a los granitos cataclásticos, las milonitas graníticas poseen anomalías negativas de Eu y mayor contenido de tierras raras. Los mecanismos de deformación identificados en las milonitas graníticas sugieren que el metamorfismo alcanzó temperaturas de 350-400°C (parte baja de la facies esquistos verdes).

La ignimbrita milonítica del Cerro del Corral, de composición fenodacítica a fenoriolítica, presenta fenocristales de cuarzo y feldespato de hasta 4 mm de longitud inmersos en una pasta afanítica de color castaño rojizo a gris verdoso. Las fiammes que definen la textura eutaxítica están aplastadas y compactadas, son de color gris verdoso y tienen forma lenticular. Los contactos de la ignimbrita del Cerro del Corral con los granitos del *Inlier* Sauce Chico son tectónicos, por lo que las relaciones de campo no permiten establecer la edad relativa de la ignimbrita con respecto a los granitos, la cual podría ser anterior y tratarse de un *roof-pendant* o ser posterior y haberse depositado sobre ellos. No obstante, la ignimbrita del Cerro del Corral hace recordar numerosas características composicionales de los granitos eocámbricos de las Sierras Australes, a los cuales podría estar genéticamente relacionada. Tanto la ignimbrita como los citados granitos grafican en los campos de los granitos de intraplaca y tipo A2 de los diagramas de discriminación tectónica.

La metandesita del Cerro Pan de Azúcar aflora saltuariamente en el faldeo nororiental del cerro en cuestión. El afloramiento de mayores dimensiones tiene unos 80 metros de largo por 30 metros de ancho y en él la roca presenta textura porfírica, con grandes fenocristales de plagioclasa de color blanco

grisáceo y hasta 4 cm de longitud inmersos en una pasta afanítica de color verde oscuro con estructuras vesicular y amigdaloides. Al igual que la milonita granítica que la engloba, la roca andesítica se encuentra foliada y su contacto con la misma es neto y concordante con la foliación milonítica. La presencia de vesículas en la andesita del Cerro Pan de Azúcar indica un emplazamiento superficial, ya sea que se trate de una colada o de un intrusivo somero. A pesar de su forma alargada a manera de dique y carácter concordante respecto de la foliación milonítica, las evidencias geoquímicas, geofísicas y geocronológicas hacen suponer que se trataría de un *roof-pendant* incorporado durante el emplazamiento del granito neoproterozoico del *Inlier* Sauce Chico y deformado juntamente con él durante la orogenia gondwánica. Los diagramas de discriminación tectónica indican que la andesita del Cerro Pan de Azúcar tiene afinidad calcoalcalina y se habría originado en un arco volcánico continental.

La Loma Marcelo, donde aflora el skarn homónimo, es una lomada de 0,11 km<sup>2</sup> principalmente compuesta por granitos cataclásticos y protomiloníticos entre los que intercalan fajas de milonitas graníticas muy esquistosas. En el sector centro-occidental de la loma afloran saltuariamente rocas calcosilicáticas (skarn cálcico) de reducida extensión y en el sector occidental de la loma asoma un único cuerpo de roca metacarbonática (skarn magnesiano). Los afloramientos de ambos tipos de skarn son siempre circundados por granitos cataclásticos-protomiloníticos. El ortogneis biotítico-granatífero se encuentra espacialmente asociado al skarn cálcico en dos afloramientos. En muestra de mano el ortogneis es de color castaño claro, presenta bandeo composicional y está principalmente compuesto por cuarzo, feldespato, biotita y granate (Almandino<sub>80,48-82,25%</sub> Piropo<sub>11,18-13,06%</sub>). Como minerales accesorios se reconocieron fluorita, circón, monacita, titanita, allanita y óxidos de Nb y Th. Su signatura geoquímica es tipo A1, por lo que no guarda relación alguna con los granitos tipo S que lo rodean, pudiendo tratarse de un relicto de la roca de caja de los granitos neoproterozoicos.

Los afloramientos de skarn cálcico se encuentran alineados coincidentemente con el rumbo de la foliación de los granitos miloníticos que los circundan y están compuestos por diferentes asociaciones que incluyen granate (Grosularia<sub>72,62-99,82%</sub> Andradita<sub>0,00-26,49%</sub>), piroxeno (Diópsido<sub>42,81-87,27%</sub> Hedenbergita<sub>12,39-56,66%</sub>), meionita, bitownita, wollastonita, vesubianita y calcita, entre otros minerales. El único afloramiento de skarn magnesiano identificado está esencialmente compuesto por porfiroblastos de condrodita y espinela *sensu stricto* inmersos en una matriz carbonática (calcita + dolomita) con textura granoblástica.

La naturaleza sedimentaria de los protolitos de ambos tipos de skarn se ve reflejada en su mineralogía y composición química. La escapolita, plagioclasa cálcica y espinela suelen ser certeros indicadores del origen sedimentario de los protolitos y los bajos contenidos de elementos trazas y las acentuadas anomalías negativas de Eu son características comunes en rocas carbonáticas de origen sedimentario y sus derivados metamórficos. Asimismo, los modelos geoquímicos realizados permiten explicar el empobrecimiento en <sup>13</sup>C y <sup>18</sup>O de los carbonatos del skarn ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -2,56/-10,05\%$  y  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = +7,30/+13,97\%$ ) como resultante de la interacción de fluidos acuosos de naturaleza

magmática con rocas carbonáticas sedimentarias neoproterozoicas ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = +8,00\%$  y  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = +23,00\%$ ). Según esto, los protolitos del skarn Loma Marcelo son interpretados como bloques incorporados durante el emplazamiento del granito del *Inlier* Sauce Chico.

La introducción metasomática de componentes químicos al sistema carbonatado fue responsable de la generación de un skarn cálcico y otro magnesiano en función de la distinta composición de los protolitos carbonáticos. El detallado estudio petrográfico y mineraloquímico del skarn Loma Marcelo permitió identificar tres eventos metasomáticos de distinta edad vinculados a fluidos de naturaleza tanto ígnea como metamórfica. El primer evento (M1) estuvo relacionado a la intrusión del granito neoproterozoico tipo S del *Inlier* Sauce Chico, el cual incorporó los bloques carbonáticos, mientras que el segundo evento (M2) estuvo asociado al magmatismo cámbrico alcalino de las Sierras Australes y los procesos postmagmáticos conexos. Este segundo metasomatismo fue el responsable del influjo de F en las rocas del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral y de la formación de minerales con altos contenidos de este elemento, como vesubianita (hasta 2,70% F) en el skarn cálcico y condrodita (8,69% F en promedio) en el skarn magnesiano. Finalmente, el tercer y último evento metasomático (M3) estuvo vinculado a la deformación y metamorfismo de edad Devónico Tardío-Carbonífero Temprano relacionados a la Fase Orogénica Chánica. La temperatura máxima alcanzada durante el evento M1 fue de aproximadamente 700°C, que es la temperatura alrededor de la cual cristalizan los magmas graníticos. A partir de estudios microtermométricos de inclusiones fluidas en vesubianita se determinaron temperaturas en torno a 258°C para el evento M2. Para el evento M3 se estimaron temperaturas comprendidas entre 350°C y 400°C. En todos los casos las presiones fueron bajas e inferiores a 250 MPa. La edad del evento M1 es la de los granitos neoproterozoicos del *Inlier* Sauce Chico (607-581 Ma). En lo que al evento M2 concierne, el reconocimiento en el skarn de minerales con elevados contenidos de F y la edad Sm-Nd de  $526,8 \pm 12,0$  Ma determinada a partir de una isocrona de dos puntos granate-roca total, permitió relacionar el accionar de este intenso metasomatismo de F al magmatismo cámbrico alcalino de las Sierras Australes (533-524 Ma). Por último, la edad chánica del evento M3 es sustentada por las edades U-Pb SHRIMP de  $353,4 \pm 6,7$  Ma y Rb-Sr de  $364,4 \pm 3,6$  Ma determinadas en circones del skarn cálcico (edad de intercepto inferior) y en una veta de cuarzo  $\pm$  sericita (isocrona de dos puntos cuarzo-sericita), respectivamente.

Los protolitos del skarn Loma Marcelo estarían genéticamente relacionados a la sedimentación carbonática neoproterozoica registrada en las costas sudamericanas y africanas del Océano de Adamastor. Las calizas y dolomías atravesadas por perforación en el subsuelo de la Cuenca de Claromecó, correlacionables con las calizas y dolomías neoproterozoicas del Grupo Sierras Bayas del Sistema de Tandilia, permitirían vincular estas últimas secuencias carbonáticas con los skarns cálcico y magnesiano aflorantes en el área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral. El skarn Loma Marcelo constituiría entonces la expresión superficial de rocas carbonáticas neoproterozoicas presentes en el subsuelo de las Sierras Australes de Buenos Aires.

## Abstract

---

*Geology and structural aspects of the Pan de Azúcar hill-del Corral hill area. Petrogenetic processes/geochemistry of the Loma Marcelo skarn, Sierras Australes of Buenos Aires Province (Argentina)*

The Sierras Australes of Buenos Aires Province, also known as Sierra de la Ventana Belt, are located near the Atlantic coast in the center-eastern portion of Argentina. They consist of a crystalline basement of Neoproterozoic-Middle Cambrian age, which crops out discontinuously along the western edge of the belt, and of an extensive Paleozoic sedimentary cover. The basement is constituted by granites, rhyolites, ignimbrites and small outcrops of andesite and skarn. This last one crops out in the Loma Marcelo (Marcelo hill), located in the Pan de Azúcar-del Corral hills area. The Paleozoic cover consists of conglomerates, quartzites and sandstones of the Curamalal (Late Cambrian-Ordovician) and Ventana (Silurian-Devonian) Groups, and of diamictites, conglomerates, quartzites, sandstones and dark pelites of the Pillahuincó Group (Carboniferous-Permian). Both, the crystalline basement and the Paleozoic sedimentary cover, show different grades of deformation and metamorphism, assigned to the Permian by numerous authors and attributed to the San Rafael Orogenic Phase.

The present Doctoral Thesis deals with the geological and structural aspects of the Pan de Azúcar-del Corral hills area and with the petrogenesis and geochemistry of the Loma Marcelo skarn that allowed clarifying the polymetamorphic history of the Neoproterozoic basement of the Sierras Australes of Buenos Aires Province. This investigation was carried out through petrographic analysis, litho-geochemical and mineralogical studies and geochronologic and stable isotope techniques, among other studies.

The study area is located about 18 km NNE of Tomquist. Cataclastic and mylonitic granites of the Pan de Azúcar, del Corral, 21 de Septiembre and Marcelo hills, mylonitic ignimbrites of the del

Corral hill, small outcrops of metandesite of the Pan de Azúcar hill and the Loma Marcelo skarn crop out in the area. A biotite-garnet orthogneiss also crops out at the Marcelo hill.

The Pan de Azúcar and del Corral hills constitute both flanks of a northeast overturned and faulted anticline. Along the axis of the anticline, the erosion opened up a small valley called Abra Meyer that allows observing the basement rocks underlying the Paleozoic sedimentary cover of the Curamalal Group. This erosional window is called “Sauce Chico Inlier” in this research. The contact between the basement and the sedimentary cover is an angular unconformity or nonconformity. The trend of the mylonitic foliation varies between WNW-ESE and NNE-SSW and dips between 30° and 90° to the SSW/WNW. Kinematic indicators identified and stretching lineations measured indicate reverse oblique dextral shearing. The kinematic evolution responsible for structuring of the Pan de Azúcar-del Corral hills area began with the mylonitization of the crystalline basement and the folding of the Paleozoic sedimentary cover; both processes occurred simultaneously. In response to cortical shortening progress, ductile faults associated with ultramylonite zones were developed, creating an imbrication of tectonic sheets. Quartz veins and veinlets injected during the last stages of deformation cut the rocks of the basement and the Paleozoic cover.

Sauce Chico Inlier granites have Neoproterozoic age and S-type geochemical signature. They are cataclasites and mylonites characterized by its heterogeneity and variations of color and grain size. The less deformed granites of the area, in which the original coarse-grained texture is preserved, are cataclastic granites mainly composed by quartz, microcline, oligoclase, biotite and muscovite that have positive Eu anomalies. The variable content of muscovite, sericite and chlorite of the mylonitic matrix emphasizes in greater or lesser extent the schistosity of the granitic mylonites. Compared with the cataclastic granites, granitic mylonites have negative Eu anomalies and higher rare earth element contents. The deformation mechanisms identified in the granitic mylonites suggest that the metamorphism reached temperatures of 350-400°C (lower part of greenschist facies).

The mylonitic ignimbrite of the del Corral hill, of phenodacitic to phenorhyolitic composition, has phenocrysts of quartz and feldspar up to 4 mm in length immersed in a reddish brown to greenish gray aphanitic paste. The fiammes that define a eutaxitic texture are crushed and compacted; they are greenish gray and have a lenticular shape. The contact between the ignimbrite of the del Corral hill and the Sauce Chico Inlier granites is tectonic, so field relationships do not allow establishing the relative age of the ignimbrite in relation to the granites. The ignimbrite could be previous to the granites and thus it can be a roof-pendant or well it could be subsequent to them and had been deposited over the granites. However, the ignimbrites of the del Corral hill reminds many compositional characteristics of the Eocambrian granites of the Sierras Australes, suggesting that they could be genetically related. Both, ignimbrite and the mentioned granites, plot in the fields of intraplate and A2-type granites of the tectonic discrimination diagrams.

The metandesite of the Pan de Azúcar hill crops out discontinuously along the northeastern slope of the hill. The larger outcrop is about 80 meters long by 30 meters wide and in it the rock has a porphyritic texture, with large grayish-white plagioclase phenocrysts up to 4 cm long immersed in a dark green aphanitic paste with vesicular and amygdaloidal structures. Like the granitic mylonites that surround it, the andesitic rock is foliated and the contact between them is clean and concordant with the mylonitic foliation. The presence of vesicles in the metandesite indicates a shallow emplacement, whether dealing with a lava flow or a shallow intrusive. Despite its elongated shape (dyke-like) and concordant character respect to the mylonitic foliation, the geochemical, geophysical and geochronological evidences point out that it could be a roof-pondant incorporated during the emplacement of the Neoproterozoic granite of the Sauce Chico Inlier and that it could have been deformed together with the granite during the Gondwanide orogeny. Tectonic discrimination diagrams indicate that the andesite of the Pan de Azúcar Hill have a calc-alkaline affinity and would be originated in a continental volcanic arc.

The Loma Marcelo, where the homonymous skarn crops out, is a hill of about 0.11 km<sup>2</sup> in surface that is mainly composed of cataclastic and protomylonitic granites and very schistose mylonitic belts interspersed among them. Small bodies of calc-silicate rocks (calcic skarn) crop out discontinuously in the west-central portion of the hill, while in the western sector, a single body of metacarbonate rock (magnesian skarn) crops out. Cataclastic-protomylonitic granites always surround both skarn type outcrops. The biotite-garnet orthogneiss is spatially associated to the Loma Marcelo skarn in two outcrops. In hand sample, the orthogneiss is light brown, has compositional banding and it is mainly composed of quartz, feldspar, biotite and garnet (Almandine<sub>80.48-82.25%</sub> Pyrope<sub>11.18-13.06%</sub>). As accessory minerals, fluorite, zircon, monazite, titanite, allanite and oxides of Nb and Th were recognized. The orthogneiss geochemical signature is A1-type, which shows no connection with the S-type surrounding granites. This fact may indicate that the orthogneiss could be a relict of the host rocks of the Neoproterozoic granites.

Calcic skarn outcrops are aligned coincidentally with the trend of the granitic mylonites that enclose them and are composed of different associations that include garnet (Grossular<sub>72.62-99.82%</sub> Andradite<sub>0.00-26.49%</sub>), pyroxene (Diopside<sub>42.81-87.27%</sub> Hedenbergite<sub>12.39-56.66%</sub>), meionite, bytownite, wollastonite, vesuvianite and calcite. The only identified magnesian skarn outcrop is essentially composed of porphyroblasts of chondrodite and spinel (s.s.) immersed in a carbonate matrix (calcite + dolomite) with granoblastic texture.

The sedimentary nature of the protolith of both types of skarn is reflected in its mineralogy and chemical composition. The scapolite, calcic plagioclase and spinel are usually accurate indicators of the sedimentary origin of the protolith and the low content of trace elements and pronounced negative Eu anomalies are common features in carbonate rocks of sedimentary nature and their metamorphic products. Moreover, geochemical models made it possible to explain the <sup>13</sup>C and <sup>18</sup>O depletion of skarn

carbonates ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -2.56/-10.05\text{‰}$  and  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = +7.30/+13.97\text{‰}$ ) as a result of the interaction of aqueous fluids of magmatic nature with sedimentary carbonate rocks of Neoproterozoic age ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = +8.00\text{‰}$  and  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = +23.00\text{‰}$ ). According to this, the protolith of the Loma Marcelo skarn is interpreted as carbonate blocks incorporated during the emplacement of the Sauce Chico Inlier granite.

The metasomatic introduction of chemical components in the carbonate system was responsible for the generation of calcium and magnesian skarn depending on the different composition of the carbonate protoliths. The detailed petrographic and mineralogical studies of the Loma Marcelo skarn allowed to identify three metasomatic events of different ages related to both igneous and metamorphic fluids. The first event (M1) was related to the intrusion of the Neoproterozoic S-type granite of the Sauce Chico Inlier, which incorporated the carbonate blocks, while the second event (M2) was linked to the alkaline Cambrian magmatism of the Sierras Australes and to the related post magmatic processes. This second metasomatic event was responsible for the influx of F in the rocks of the Pan de Azúcar-del Corral hills area and for the formation of minerals with high contents of this element, such as vesuvianite (up to 2.70% F) in the calcic skarn and chondrodite (8.69% F in average) in the magnesian skarn. Finally, the third and last metasomatic event (M3) was associated to the deformation and metamorphism that occurred during Late Devonian-Early Carboniferous age related to the Chanic Orogenic Phase. The maximum temperature reached during M1 event was approximately 700°C that is the temperature around which the granitic magmas crystallize. Temperatures around 258°C were determined for M2 event, from microthermometric fluid inclusion studies in vesuvianite. For M3 event, temperatures between 350°C and 400°C were estimated. In all the cases, pressures were below 250 MPa. The age of the M1 event correspond to that of the Neoproterozoic granites of the Sauce Chico Inlier (607-581 Ma). With regard to the M2 event, recognition of minerals with high F contents in the skarn and the Sm-Nd two point isochron age of  $526.8 \pm 12.0$  Ma, determined in a garnet-whole rock pair, allowed to link the action of this intense F metasomatism to the alkaline Cambrian magmatism of the Sierras Australes (533-524 Ma). Finally, the Chanic age of the M3 event is supported by the SHRIMP U-Pb lower intercept age of  $353.4 \pm 6.7$  Ma and the Rb-Sr two point isochron age of  $364.4 \pm 3.6$  Ma determined on zircons of the Loma Marcelo skarn and on the quartz-sericite pair from a vein that cuts the granitic mylonites that surround the skarn, respectively.

The protolith of the Loma Marcelo skarn would be genetically related to the Neoproterozoic carbonate sedimentation registered in the South American and African coasts of the Adamastor Ocean. Limestones and dolostones crossed by drilling in the Claromecó Basin, correlated with the Neoproterozoic limestones and dolostones of the Sierras Bayas Group in Tandilia System, would allow correlating these last carbonate sequences with the calcium and magnesian skarns outcropping in the Pan de Azúcar-del Corral hills area. Then, the Loma Marcelo skarn would constitute the surface expression of the Neoproterozoic carbonate rocks present in the subsurface of the Sierras Australes of Buenos Aires Province.

# Capítulo 1

## LAS SIERRAS AUSTRALES DE BUENOS AIRES

---

*“En pleno corazón de la provincia más adelantada de toda la República, hay partes tan inexploradas como los rincones más retirados de la Cordillera de los Andes, de las selvas primitivas del norte, de las estepas patagónicas o de las montañas boscosas entre los canales del lejano sur”*

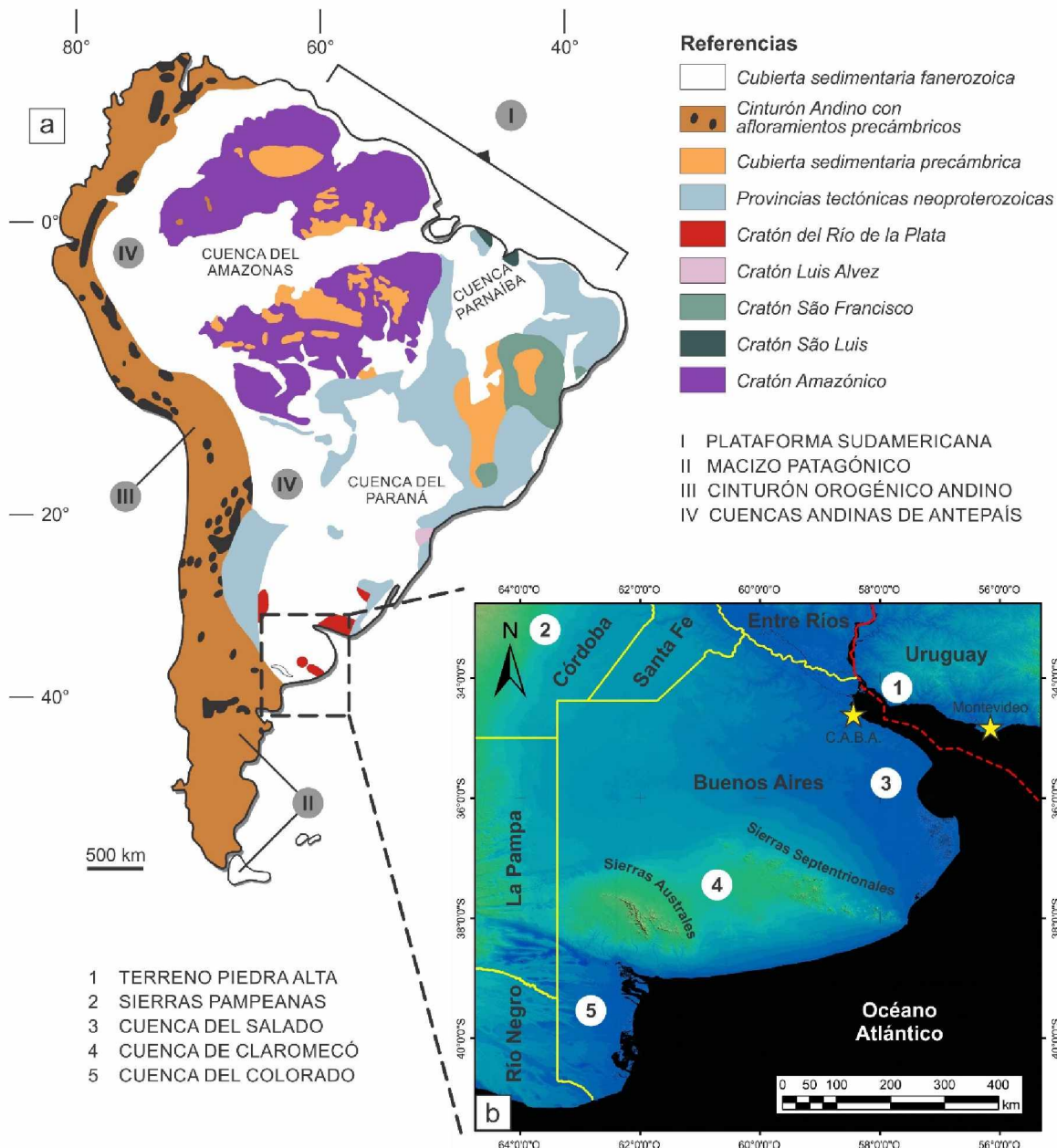
Dr. Walther Schiller

### 1.1 INTRODUCCIÓN

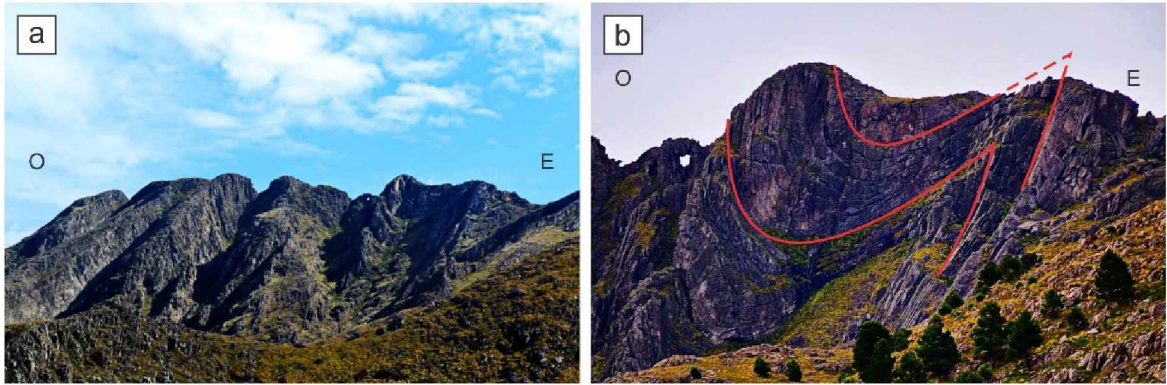
Las Sierras Australes de Buenos Aires, también conocidas como Cinturón de Sierra de la Ventana o Sistema de Ventania, constituyen una faja plegada y corrida de relieve pronunciado que surge en la llanura pampeana circundante cerca de la costa atlántica, en el extremo suroccidental de la Plataforma Sudamericana definida por [de Almeida \(1971\)](#) ([Fig. 1.1a](#)). Se ubican entre los 37°30' y 38°30' de latitud sur y los 61°00' y 63°00' de longitud oeste, en el sector suroccidental de la provincia de Buenos Aires ([Fig. 1.1b](#)). La sucesión estratigráfica, estilo estructural y rasgos geomorfológicos resultantes de su particular historia geológica permiten definir a las Sierras Australes como una provincia geológica *sensu stricto* ([Rolleri 1975](#)).

La denominación de Sierras Australes de Buenos Aires corresponde a [Nágera \(1938\)](#) y alude al hecho de que, con relación a las Sierras de Tandil o Sistema de Tandilia, también llamadas Sierras Septentrionales de Buenos Aires, las primeras constituyen el cordón montañoso más austral de la provincia de Buenos Aires ([Fig. 1.1b](#)). Las sierras Septentrionales y Australes, en conjunto, conforman lo que [Yrigoyen \(1975\)](#) denominó “Positivo Bonaerense”. Por su parte, la designación de Cinturón de Sierra de la Ventana o Sistema de Ventania se debe a la existencia de una “ventana” natural, de unos ocho metros de alto por cinco de ancho, abierta en la roca en el Cerro Ventana ([Fig. 1.2](#)), declarado Monumento Natural Provincial y cuya cima se encuentra a 1.134 m.s.n.m. El topónimo de “ventana”,

en alusión al cerro o la sierra propiamente dichos e inclusive a la totalidad del cordón montañoso, data de mediados de la segunda mitad del siglo XVIII, apareciendo por primera vez en Hernández (1770, en de Angelis 1836a). Fue Aguirre (1891b) quien realizó la primera descripción de la ventana natural a la cual el cerro homónimo debe su nombre y el conjunto serrano una de sus denominaciones.



**Figura 1.1. a)** Mapa geológico de América del Sur con énfasis en la Plataforma Sudamericana y sus bloques cratónicos y provincias neoproterozoicas (modificado de Basei *et al.* 2010). **b)** Modelo digital de elevación SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) de la provincia de Buenos Aires en el que se muestra la ubicación de las sierras Australes y Septentrionales.



**Figura 1.2.** a) Vista del flanco sur del Cerro Ventana desde el mirador ubicado sobre la Ruta Provincial 76. b) Detalle de la “ventana” natural abierta en la roca en el Cerro Ventana; nótese el intenso plegamiento que afecta a las sedimentitas paleozoicas.

### 1.1.1 Orohidrografía

Las Sierras Australes se extienden desde la Sierra de Puán al noroeste hasta la Sierra de Pillahuincó al sureste y están casi exclusivamente constituidas por sedimentitas silicoclásticas paleozoicas. Solo en su flanco occidental asoman escasos afloramientos del basamento ígneo-metamórfico de edad Precámbrico Tardío-Paleozoico Temprano. El cordón montañoso, alargado en sentido general NO-SE, tiene forma sigmoide, 160 km de longitud máxima y un ancho de hasta 70 km en sentido E-O, comprendiendo una amplia faja de afloramientos que cubren una superficie de aproximadamente 2.000 km<sup>2</sup> (Fig. 1.3). En él pueden distinguirse dos regiones morfoestructurales distintas: una occidental integrada por las sierras de Puán<sup>1</sup>, Curamalal<sup>2</sup>, Bravard<sup>3</sup> y de la Ventana<sup>4</sup> y otra oriental constituida por las sierras de las Tunas<sup>5</sup> y de Pillahuincó<sup>6</sup> (Harrington 1947, 1972, 1980).

Las sierras de la región occidental forman cadenas individuales bien definidas, de relieves a veces abruptos y surcadas por valles transversales que reciben el nombre de “abras”<sup>7</sup>. Nacen en los alrededores de la localidad de Puán como un doble cordón de elevaciones subparalelas de poca altitud, conocidas como Sierra de Puán, que asoman a través de los depósitos sedimentarios modernos en forma

<sup>1</sup> Del mapuche *am* que significa espíritu y *pu* que denota pluralidad: *Pu-Am* = “los espíritus”. En la cosmogonía mapuche, Pu-Am es el alma universal del cual se desprende el alma del hombre y la de todo ser vivo.

<sup>2</sup> Del mapuche *kura* = piedra y *malal* = corral: “corral de piedra”. Estando en el Gran Valle Longitudinal el observador puede tener la sensación de estar en el interior de un gran corral limitado por las sierras de Curamalal y de Bravard.

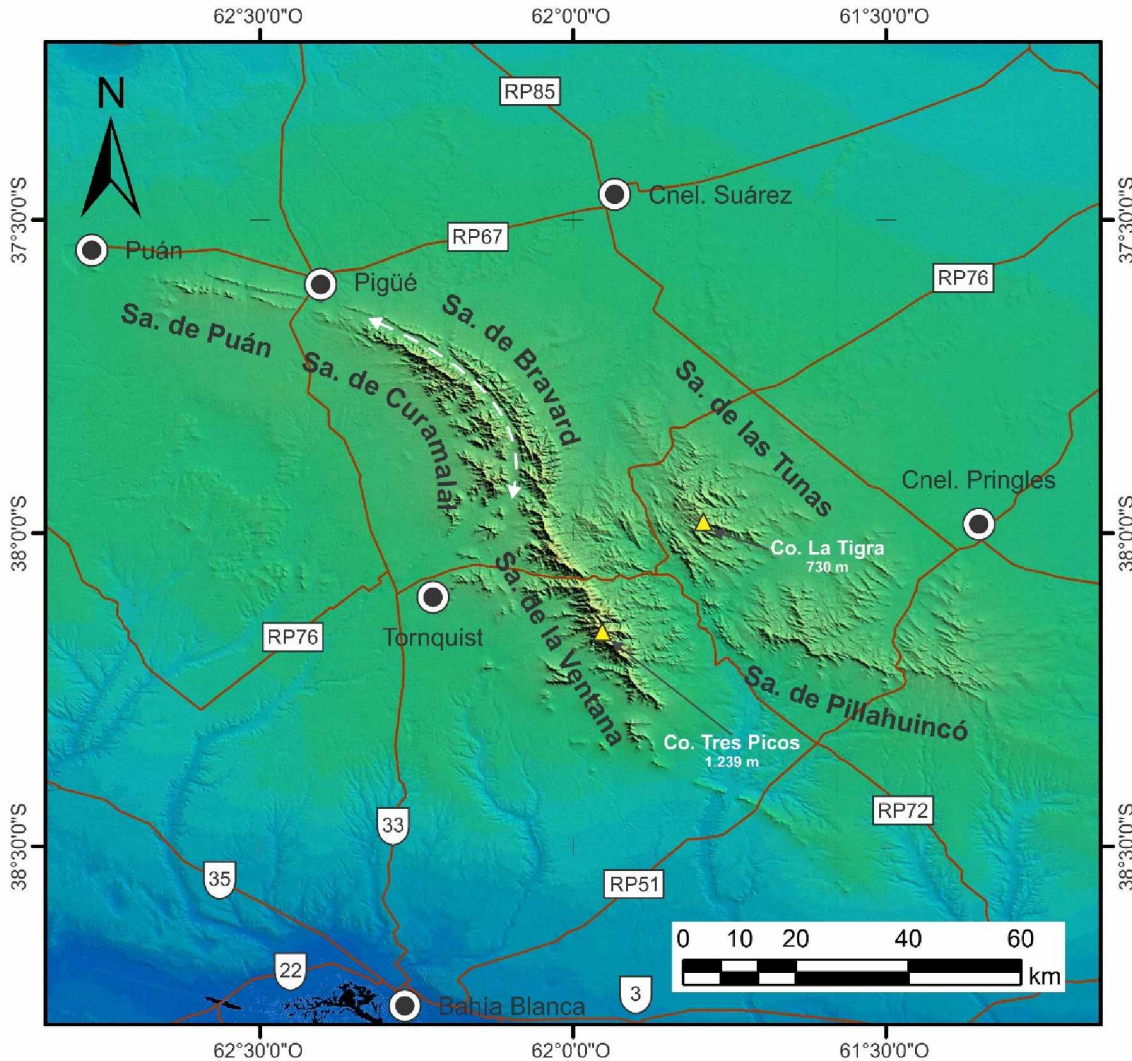
<sup>3</sup> Así llamada por Holmberg (1884) en honor del ingeniero y naturalista francés Auguste Bravard (1800-1861).

<sup>4</sup> Así llamada por la ventana natural abierta en la roca en el Cerro Ventana.

<sup>5</sup> Recibe el nombre del Arroyo las Tunas, el cual colecta las aguas del flanco nororiental de la Sierra de las Tunas. El nombre del arroyo se debe a la presencia de cactus en sus inmediaciones.

<sup>6</sup> Recibe el nombre de los arroyos Pillahuincó Grande y Pillahuincó Chico, los cuales colectan las aguas del flanco oriental de la Sierra de Pillahuincó. El topónimo procede del mapuche *pillahuin*, *pellahuin* o *pellahuén* = achira (nombre de varias especies de plantas de la familia de las cannáceas) y *ko* = agua: “aguada de las achiras”.

<sup>7</sup> Corte transversal natural en una cadena montañosa, a menudo originado por una corriente fluvial al descender su nivel de base.



**Figura 1.3.** Modelo digital de elevación SRTM de las Sierras Australes de Buenos Aires en el que se indica la ubicación de las principales sierras y del Gran Valle Longitudinal (línea entrecortada blanca).

discontinua y aislada (Fig. 1.3). La Sierra de Puán llega hasta las inmediaciones de la localidad de Pigüé con rumbo E-O y un suave arqueamiento, el cual se acentúa hacia el sur a la vez que los cordones serranos subparalelos se tornan compactos y continuos, estando únicamente separados entre sí por el largo y estrecho “Gran Valle Longitudinal”<sup>8</sup> (Fig. 1.3). El cordón occidental es conocido como Sierra de Curamalal y el oriental como Sierra de Bravard. Ambas sierras están surcadas por abras profundas y estrechas, adquieren considerable altitud en su tramo central y continúan hacia el sur en la Sierra de la Ventana. El relieve de estas sierras se caracteriza por sus pendientes occidentales siempre algo más abruptas que las orientales. En las sierras de la región occidental se encuentran las mayores elevaciones de la provincia de Buenos Aires, con cumbres que oscilan entre 900 y 1.000 m.s.n.m. y que alcanzan su

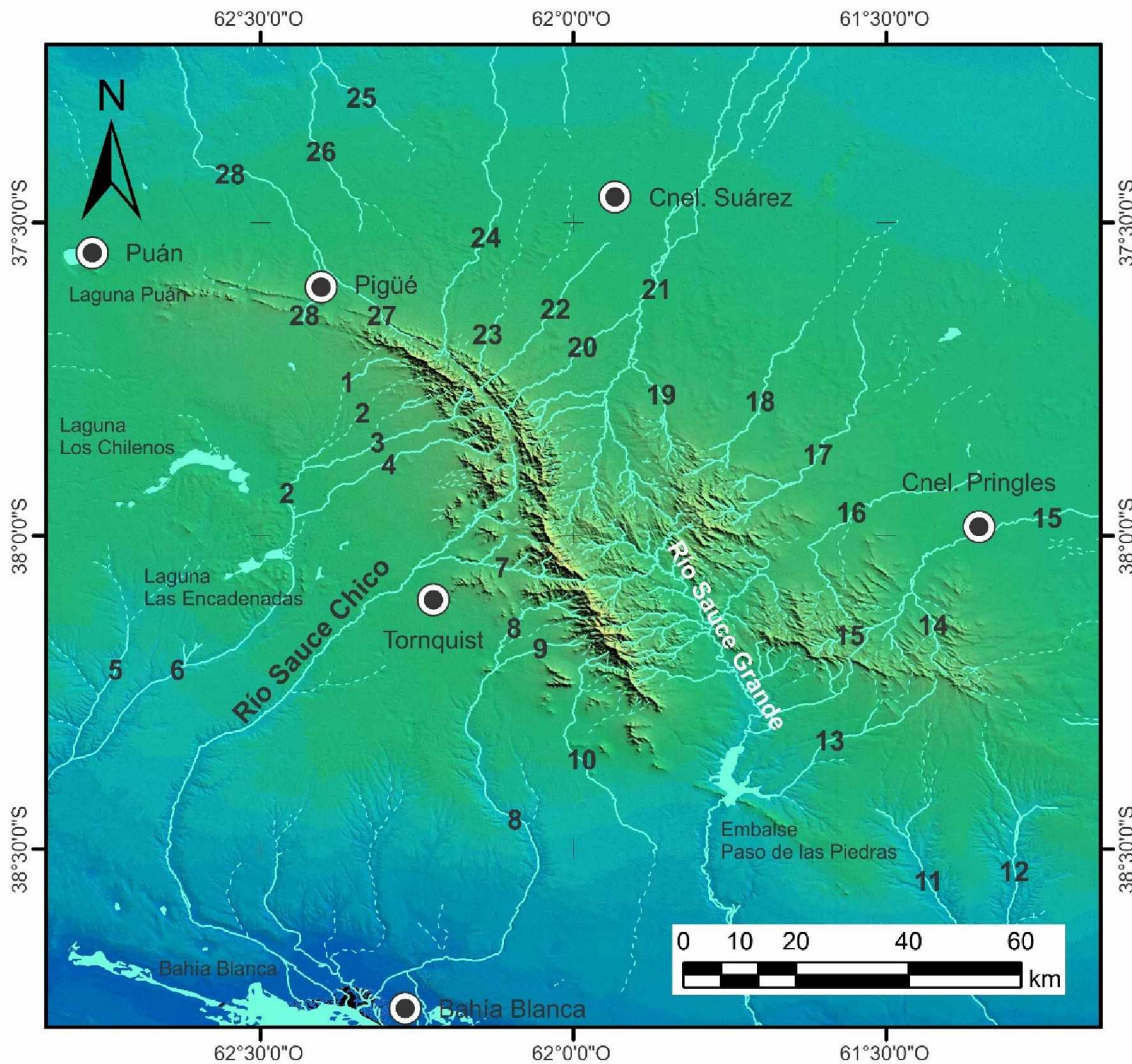
<sup>8</sup> Fue Schiller (1930) quien se refirió al largo y estrecho valle limitado por las sierras de Curamalal y de Bravard como “gran valle longitudinal”. En el presente trabajo se adopta tal designación como topónimo.

cota máxima en el Cerro Tres Picos de la Sierra de la Ventana, con 1.239 m.s.n.m. (Fig. 1.3). Otros cerros que superan los 1.000 m.s.n.m. son: Curamalal Grande, Guanacos, Ventana y Napostá. Cabe destacar que si bien las alturas absolutas de las sierras de la región occidental son considerables, la altitud de las mismas con relación al nivel de la llanura pampeana circundante es mucho menor, puesto que esta última asciende gradualmente hasta altitudes que oscilan entre 350 y 450 m.s.n.m. al arrimarse al pie de las sierras.

A lo largo de la mitad sur del flanco oriental de la Sierra de Bravard y de todo el flanco oriental de la Sierra de la Ventana se extiende un relieve más suave en el que las cumbres de los cerros, más o menos redondeadas o aplanadas, se mantienen entre los 450 y 550 m.s.n.m. y apenas unos 150 metros sobre el nivel de los amplios valles que las separan. Esta zona de relieve suave marca la división entre las sierras de la región occidental y aquellas de la región oriental. Estas últimas constituyen una ancha zona montañosa de cumbres dispersas, a veces ligeramente alineadas a lo largo de fajas subparalelas de rumbo general NNO-SSE (Fig. 1.3). Las cumbres, mucho más suaves que las de la región occidental, tienen altitudes que oscilan entre 600 y 700 m.s.n.m., llegando a una máxima de 730 m.s.n.m. en el Cerro La Tigra de la Sierra de las Tunas. Otros cerros que superan los 700 m.s.n.m. son: de las Bagualas, de las Mañeras y Piedra Pelada.

El drenaje de las Sierras Australes se efectúa por medio de varios cursos de aguas permanentes e intermitentes que tienen sus cabeceras en vertientes y poseen características aluvionales debido a las crecidas (Fig. 1.4). En el arco que forman las sierras de Puán, de Curamalal y de Bravard, las grandes líneas de drenaje son convergentes o divergentes según se trate de la zona cóncava o convexa del arco, respectivamente. El diseño del drenaje es predominantemente dendrítico. Los arroyos intermitentes a menudo consisten en una serie de pozas unidas por cursos de agua que pueden ser estrechos y de poca profundidad o constituir importantes corrientes con fondos rocosos. En los cursos de menor caudal, estas conexiones se cortan en épocas de bajas precipitaciones o de sequía, quedando una serie de lagunas en las que es frecuente encontrar peces.

Los cursos de agua más importantes son los ríos Sauce Chico y Sauce Grande (Fig. 1.4); ambos desembocan en el Océano Atlántico. El río Sauce Chico nace en el Cerro Luisa de la Sierra de la Ventana y colecta las aguas de los flancos sureste, suroeste y noroeste de las sierras de Curamalal, de Bravard y de la Ventana, respectivamente. El río Sauce Grande por su parte, también nace en la Sierra de la Ventana, colecta las aguas del flanco oriental de la misma y del flanco occidental de la Sierra de las Tunas y es el principal afluente del embalse del dique Paso de las Piedras. Además del embalse, otros dos cuerpos de agua importantes son las lagunas Los Chilenos y Las Encadenadas, ubicadas en el sector occidental de las Sierras Australes, al noroeste de la localidad de Tomquist (Fig. 1.4).



**Figura 1.4.** Principales cursos de aguas permanentes (líneas llenas celestes) e intermitentes (líneas entrecortadas celestes) de la red de drenaje de las Sierras Australes. Arroyos: **1** Alfalfa, **2** Cochenleufú Chico, **3** Agua Blanca, **4** Cochenleufú Grande, **5** Pelicura, **6** Chasicó, **7** de la Ventana, **8** Napostá Grande, **9** del Águila, **10** Napostá Chico, **11** Cortaderas, **12** de las Mostazas, **13** El Divisorio, **14** El Diecisiete, **15** Pillahuincó Grande, **16** Pillahuincó Chico, **17** Quinihual, **18** Las Tunas, **19** El Perdido, **20** 27 de Diciembre, **21** Sauce Corto, **22** Hinojo Grande, **23** Hinojo Chico, **24** Curamalal Grande, **25** Guamini, **26** Corto, **27** Curamalal Chico y **28** Pigüé (fuente: Instituto Geográfico Nacional).

### 1.1.2 Morfología

González Uriarte (1984) y Arbanesi *et al.* (1988) distinguieron las siguientes dos zonas morfológicas en las Sierras Australes:

- 1) Frente libre de roca o ladera alta, con gradientes topográficos mayores al 20%, roca expuesta y fuerte control estructural.
- 2) Pie de sierra o ladera baja, con gradientes topográficos que varían entre 5 y 20% y predominio de depósitos coluviales. La altura del límite inferior del pie de sierra oscila entre 350 y 400 m.s.n.m.

González Uriarte (1984) propuso las siguientes unidades morfológicas para las Sierras Australes: 1) sistema serrano, 2) área de piedemonte y 3) llanura subventánica. Esta última se correspondería con la “llanura extraserrana” de Arbanesi *et al.* (1988) y con la “llanura circunventánica” de Ballivián Justiniano (este trabajo). Adicionalmente, la “llanura interserrana” abarca la totalidad del sector que Frenguelli (1950) denominó “pampa interserrana” y que además incluye el piedemonte nororiental de las Sierras Australes y el piedemonte suroccidental de las Sierras Septentrionales.

**Sistema serrano:** la roca expuesta ocupa amplias áreas y el relieve escarpado impidió la depositación del *loess* ampliamente difundido en la llanura pampeana circundante, siendo común la roca desnuda o suelos muy someros con perfiles A-AC-C desarrollados a escasa distancia de la roca. Los gradientes topográficos son mayores al 20%. Las geoformas características son los valles intermontanos, los cuales, según su morfología, son clasificados en valles de vertiente, transversales (abras) y longitudinales. Posibles rasgos periglaciales fueron citados en las cercanías de las cumbres más elevadas de las Sierras Australes, como ser glaciares de escombros fósiles (Corte 1976). Sin embargo, estas geoformas fueron atribuidas por Zárate y Rabassa (2005) a procesos de remoción en masa y no a factores criogénicos.

**Área de piedemonte:** conecta el sistema serrano con la llanura circunventánica. El área de piedemonte es una faja de transición que posee un límite distal difuso y difícil de precisar, caracterizado por presentar un gradiente topográfico más fuerte que el de la llanura pampeana circunventánica y procesos coluviales atenuados progresivamente. Es una típica zona de infiltración del agua meteórica evidenciada por la ausencia casi total de cauces erosivos (González Uriarte 1984; Albouy 1994). En el área de piedemonte los gradientes topográficos varían entre 1 y 5%.

**Llanura circunventánica:** es la región que rodea al sistema serrano y en la que no existen afloramientos de rocas paleozoicas o precámbricas. Se extiende más allá de las adyacencias al sistema serrano, llegando hasta la costa atlántica en lugares como Monte Hermoso, donde termina en un acantilado costero de unos 10 a 15 metros de altura. En la llanura circunventánica la cubierta sedimentaria consiste en los sedimentos pampeanos descritos por Fidalgo *et al.* (1975) y depósitos más modernos de origen eólico y fluvial, constituyendo el sustrato base sobre el que se desarrollaron el suelo y el paisaje actuales. Los gradientes topográficos son menores al 1%.

**Llanura interserrana:** conforma una planicie con cotas máximas algo superiores a los 200 m.s.n.m. en el sector central entre las sierras Australes y Septentrionales. Desciende gradualmente hacia el Océano Atlántico por el sur y limita con el sistema de las Lagunas Encadenadas-Arroyo Vallimanca por el norte y con las depresiones de Chasicó-Salinas Chicas en el flanco norte de la Cuenca del Colorado en el margen O-SO (Zárate y Rabassa 2005). En la llanura interserrana fueron identificados afloramientos de rocas paleozoicas en los alrededores de las localidades de Gonzáles Chaves, Lumb, De la Garma, Laprida y Mariano Roldán (Llambías y Prozzi 1975 y referencias allí citadas).

### 1.1.3 Clima, biota y economía

Las Sierras Australes se encuentran dentro de la faja zonal de climas templados, caracterizada por presentar heterogeneidad estacional con inviernos húmedos y veranos secos (Campo de Ferreras *et al.* 2004). Las temperaturas medias oscilan entre 14°C y 20°C y las precipitaciones medias anuales en torno a los 700 mm le otorgan carácter subhúmedo. Los vientos dominantes proceden del oeste, cambiando al noroeste durante el verano. La topografía serrana determina variaciones locales del clima regional en función de la altitud, la exposición al sol y la pendiente, mientras que la vegetación y el sustrato favorecen variaciones climáticas menores (Kristensen y Frangi 1995).

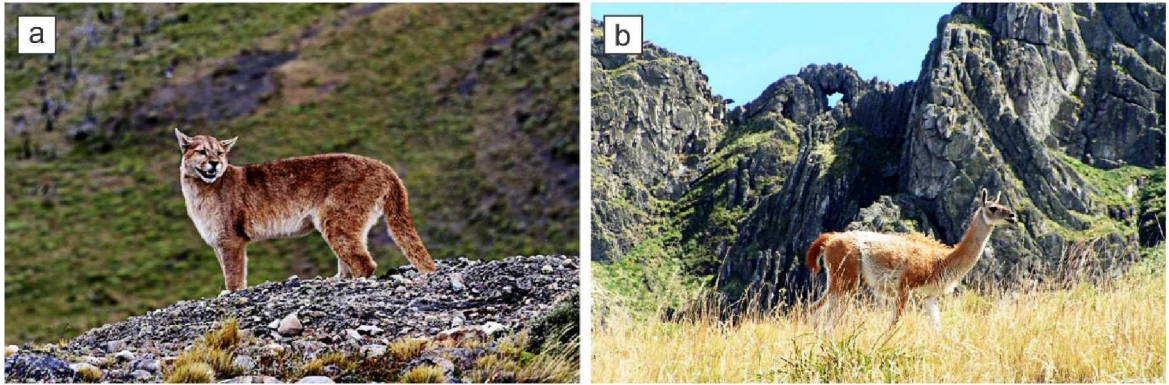
Como fuera señalado en párrafos anteriores, la coexistencia de un área montañosa y de extensas llanuras con pendientes suaves constituye un ambiente mixto que favorece el desarrollo de suelos muy someros (ej. hapludoles líticos) hasta profundos argiudoles. En este contexto, la vegetación natural se manifiesta como un escaso tapiz de estepa xerófila con alternancia de arbustos de bajo porte y pastos duros (Bruno *et al.* 1999; Campo de Ferreras y Pícolo 1999; Benedetti y Campo de Ferreras 2002). La vegetación arbórea natural es escasa (ej. chañar = *Geoffroea decorticans*, sauce colorado = *Salix humboldtiana* y algarrobo = *Prosopis sp.*). Casi todos los árboles fueron introducidos: árbol del paraíso, sauce llorón, álamo, acacia, eucalipto, pino, ciprés, casuarina, etc. El listado de la flora supera las 600 especies identificadas, de las cuales más del 20% son endémicas, como ser el “llantén plateado” (*Plantago bismarckii*), la “margarita de la cumbre” (*Grindelia ventanensis*) y el “viejito de las sierras” (*Senecio ventanensis*).

En lo que a la fauna respecta, en las Sierras Australes aún pueden observarse poblaciones relicticas de pumas (Fig. 1.5a) y guanacos (Fig. 1.5b). Otros mamíferos que habitan las sierras son caballos cimarrones, ciervos colorados, gatos monteses y pajeros, zorros, zorrillos, nutrias, peludos, liebres, vizcachas y cuises y otros roedores, así como comadrejas y murciélagos. Un roedor endémico de las sierras es el “pericote bonaerense” (*Phyllotis bonariensis*).

Las aves están representadas por especies típicamente pampeanas y de las cercanas ecorregiones del monte y el espinal. Doiny Cabré y Lejarraga (2007) confirmaron la presencia de 126 especies de aves. Entre los reptiles que habitan las Sierras Australes pueden mencionarse el lagarto overo y el lagarto casuhatí o iguana de cobre y ofidios como la yarará grande o víbora de la cruz, la culebra pampeana y la serpiente hilo o ciega. De estos últimos, la iguana de cobre (*Pristidactylus casuhatiensis*) y la culebra pampeana (*Lygophis elegantissimus*) son endémicas de las sierras y solo la yarará grande es venenosa<sup>9</sup>.

Con relación al uso de la tierra, éste es exclusivamente pecuario en el frente libre de roca y agropecuario en el pie de sierra. En el área de la llanura circunventánica alternan agricultura y ganadería

<sup>9</sup> Aunque más común de la zona de Balcarce (Sierras Septentrionales), la yarará ñata (*Bothrops ammodytoides*), especie de serpiente venenosa, también habita las Sierras Australes.



**Figura 1.5.** Puma (a) y guanaco (b) fotografiados en las Sierras Australes (fuente: Parque Provincial Ernesto Tornquist).

y en las terrazas fluviales la explotación es hortícola (González Uriarte 1984; Bruno *et al.* 1999). El turismo también constituye una importante actividad económica en el ámbito serrano.

Desde el punto de vista geoeconómico, la minería está restringida a la extracción de la fracción arena de los sedimentos fluviales emplazados en las terrazas del río Sauce Grande (ej. Bajo San José) y a la explotación de rocas graníticas (Cantera Cerros Colorados, Fig. 1.6a) y cuarcíticas (Cantera Pigüé, Fig. 1.6b) en labores a cielo abierto para la producción de piedra partida (Marfil y Maiza 2011). Kilmurray (1961) y Cuerda *et al.* (1975), entre otros, citaron escasas mineralizaciones de hierro y manganeso en las vetas y vetillas de cuarzo que atraviesan a las rocas de basamento y Andreis *et al.* (1989) mencionaron la existencia de mineralizaciones de fluorita en algunas rocas graníticas, así como de magnetita y cobre en las secuencias cuarcíticas basales de la cubierta sedimentaria paleozoica. Harrington (1947) señaló el llamativo hecho de que en una región tan vasta no se conozcan yacimientos minerales de ningún tipo.



**Figura 1.6.** a) Frente de explotación de la cantera de granito Cerros Colorados (fuente: Piro y Ruiz S.C.A.). b) Planta de trituración y cribado de la cantera de cuarcita Pigüé (fuente: Ricardo Murguía).

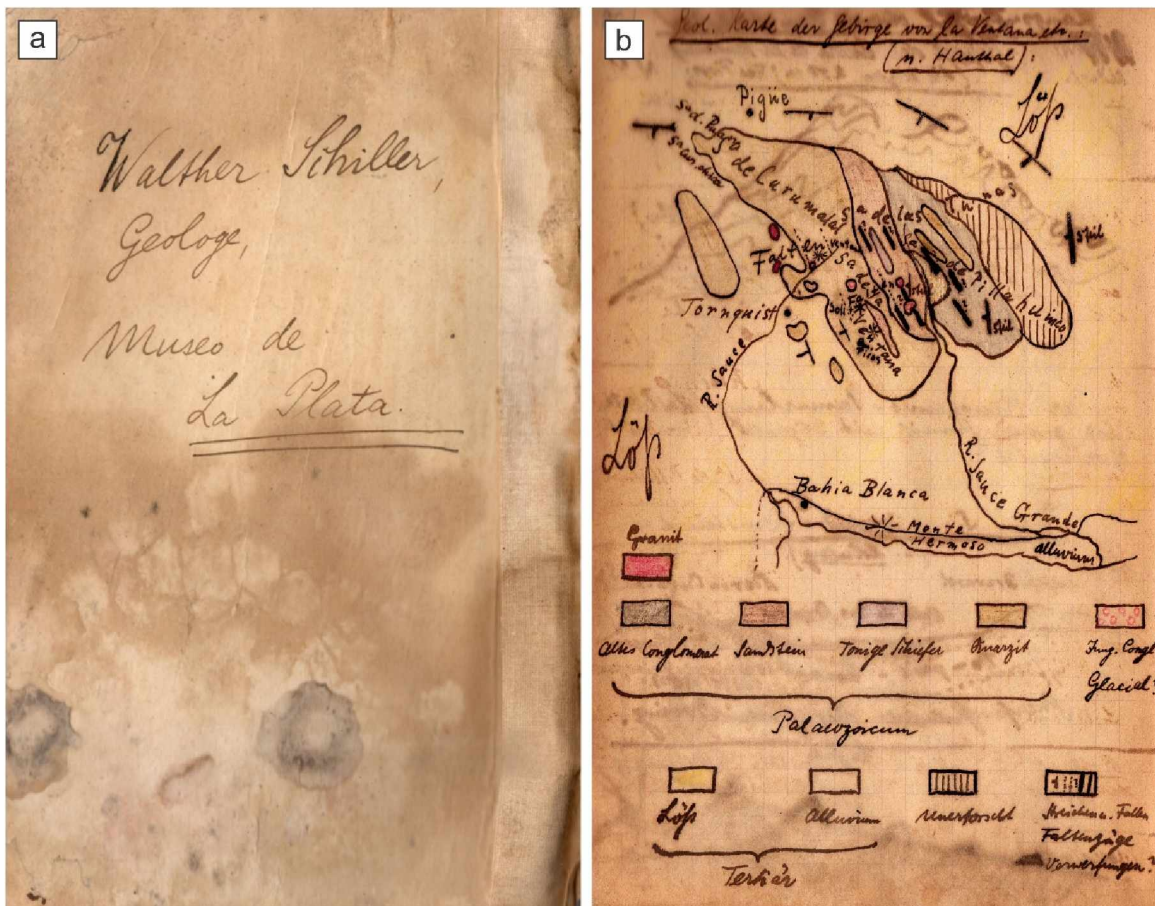
## 1.2 PRECURSORES DEL CONOCIMIENTO GEOLÓGICO

Una de las primeras expediciones en atravesar el cordón montañoso actualmente conocido como Sierras Australes de Buenos Aires, y de la cual se cuenta con registro escrito, data de mediados del siglo XVIII y corresponde al viaje que el Rdo. Padre José Cardiel (1748?, en [de Angelis 1836a](#)) realizó desde Buenos Aires hasta las Sierras de Tandil y más hacia el sur siguiendo la costa patagónica. Otras expediciones que involucraron a las Sierras Australes fueron las encabezadas por el Cap. Don Juan Antonio Hernández (1770, en [de Angelis 1836a](#)), Don Pedro Pablo Pabón (1772, en [de Angelis 1836a](#)), [Rdo. Padre Thomas Falkner \(1774\)](#), Don Pablo Zizur (1786, en [de Angelis 1837](#)) y Cnel. Don Pedro Andrés García (1810, 1816 y 1823, en [de Angelis 1836b y c, 1837](#)), entre otros. Estas expediciones fueron de gran importancia, ya que de ellas derivó el conocimiento geográfico que dio paso a las exploraciones e investigaciones científicas con las cuales se inició el estudio de distintos aspectos de la geología, botánica, zoología y antropología de la provincia de Buenos Aires en general y de las Sierras Australes en particular.

Entre los principales precursores del conocimiento geológico de las Sierras Australes deben ser citados [D’Orbigny \(1835\)](#), [Darwin \(1838, 1839, 1846\)](#), [Bravard \(1857\)](#), [Aguirre \(1883, 1891a y b\)](#), [Doering \(1881\)](#), [Holmberg \(1884\)](#) y [Hauthal \(1892, 1901, 1904\)](#), así como [Keidel \(1907, 1914, 1916, 1922, 1929\)](#), [Coleman \(1918\)](#), [Du Toit \(1927, 1937\)](#) y [Schiller \(1930\)](#) ([Fig. 1.7](#)). Estos últimos autores, además de llevar a cabo los primeros intentos de ordenamiento estratigráfico y de analizar con algún detalle la estructuración de las sierras, realizaron correlaciones de las secuencias allí aflorantes con las de otras regiones de Argentina (ej. Sistema de Tandilia) y el mundo (ej. Uruguay, Brasil y Sudáfrica). Igualmente importantes fueron las observaciones y trabajos de [Baldrich \(1904\)](#), [Bonarelli y Pastore \(1915\)](#), [Pronsato \*et al.\* \(1918\)](#) y [Kantor \(1920\)](#).

La cubierta sedimentaria de las Sierras Australes fue un importante punto de referencia en la reconstrucción de Gondwana desde las primeras observaciones de [Keidel \(1916, 1922\)](#), quien estableció su estrecha vinculación con secuencias similares en Sudáfrica, y [Du Toit \(1927\)](#), quien incluyó a las Sierras Australes en un amplio sistema que comprende al Cinturón Plegado del Cabo. La existencia de este orógeno, llamado “Gondwánides” por [Du Toit \(1937\)](#), fue confirmada por numerosos autores ([Veevers 2003, 2004](#); [Milani y De Wit 2008](#)).

El Dr. Horacio J. Harrington fue uno de los investigadores que más contribuyó al conocimiento geológico de las Sierras Australes durante el siglo XX (véase [Riccardi 2008](#)). Entre otras contribuciones, estableció un esquema de organización estratigráfica para la secuencia sedimentaria paleozoica que mantiene vigencia hasta la actualidad ([Harrington 1947, 1972, 1980](#)), constituyendo el marco de referencia de los trabajos que con posterioridad se realizarían sobre distintos aspectos geológicos de las Sierras Australes.



**Figura 1.7. a)** Contratapa de la libreta de campo del Dr. Walther Schiller (documento inédito). **b)** Mapa geológico regional esquemático de las Sierras Australes dibujado por el Dr. Schiller en la página 86 de su libreta de campo.

Aplicando los conceptos de [Stille \(1940\)](#), [Suero \(1957\)](#) señaló que las Sierras Australes podrían ser consideradas como un verdadero miogeosinclinal, idea luego sostenida y desarrollada por [Borrello \(1962, 1964, 1965, 1969\)](#). [Harrington \(1970\)](#), siguiendo a [Khain y Muratov \(1968\)](#) y basado en las dimensiones y rasgos básicos sedimentarios, paleogeográficos, tectónicos y orogénicos de las Sierras Australes, concluyó que las mismas constituían una cadena aulacogénica compuesta. Una vez generalizada la aceptación de la teoría de la tectónica de placas, no fue difícil comprender las similitudes existentes entre las Sierras Australes y el Cinturón Plegado del Cabo ni establecer correlaciones con otras regiones gondwánicas. En este sentido, [Dalziel \(1982\)](#), [Cobbold et al. \(1986\)](#) y [Buggisch \(1987\)](#) señalaron que la continuación de las Sierras Australes también puede verse en las Montañas Ellsworth en la Antártida.

Numerosos trabajos analizaron la evolución de las Sierras Australes y de la adyacente Cuenca de Claromecó ([Cingolani 2005](#), [Dimieri et al. 2005](#), [Ramos y Kostadinoff 2005](#), [Lesta y Sylwan 2005](#) y referencias allí citadas). Recientes estudios geofísicos permitieron establecer la continuidad costa afuera de al menos parte de la secuencia sedimentaria aflorante en las Sierras Australes, constituyendo la Sintaxis del Colorado ([Pángaro y Ramos 2012](#)). Este rasgo es la contraparte sudamericana de la Sintaxis

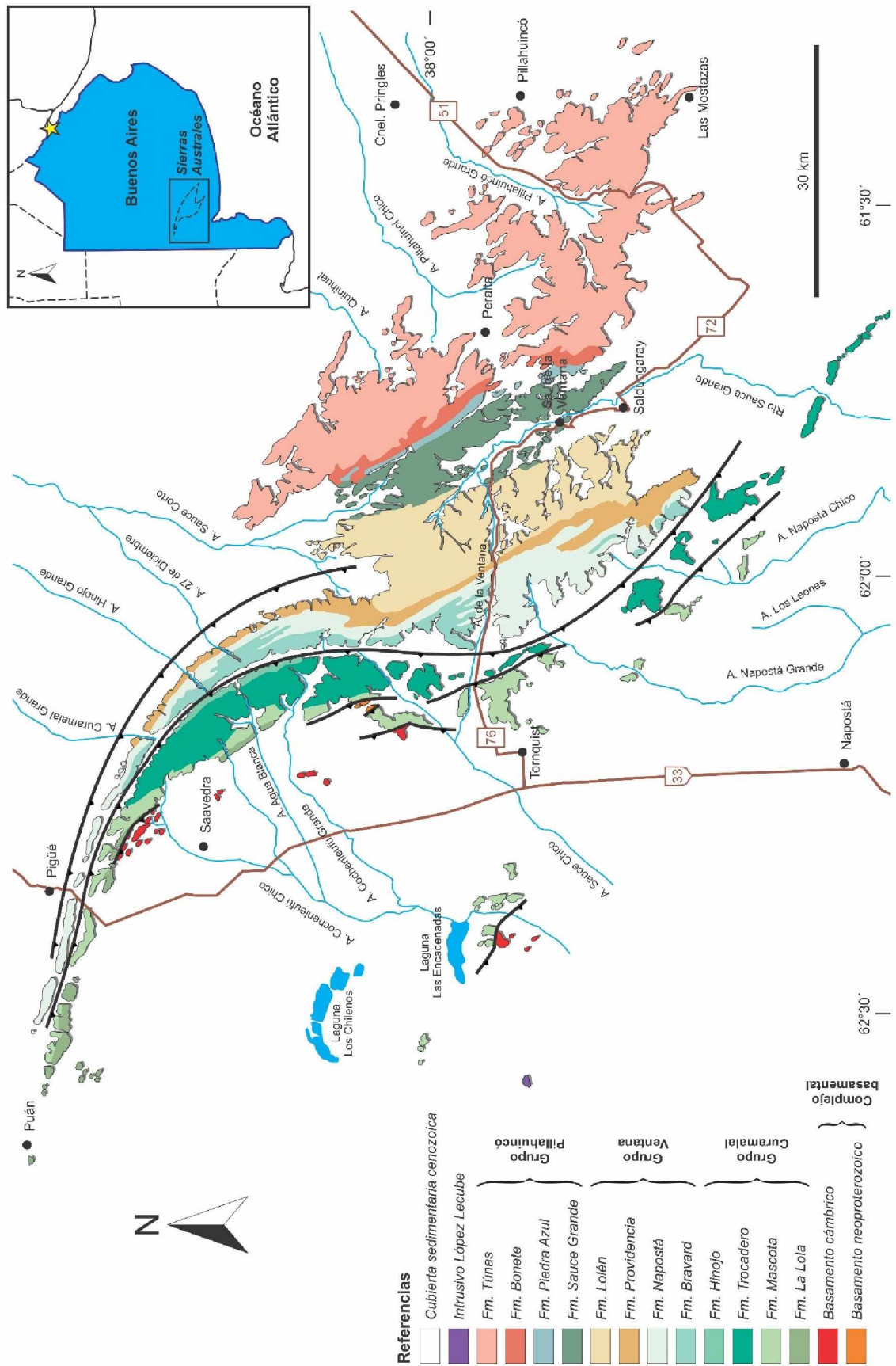
del Cabo (de Beer 1995; Johnston 2000), con la cual la Sintaxis del Colorado comparte numerosas similitudes.

### 1.3 GEOLOGÍA REGIONAL

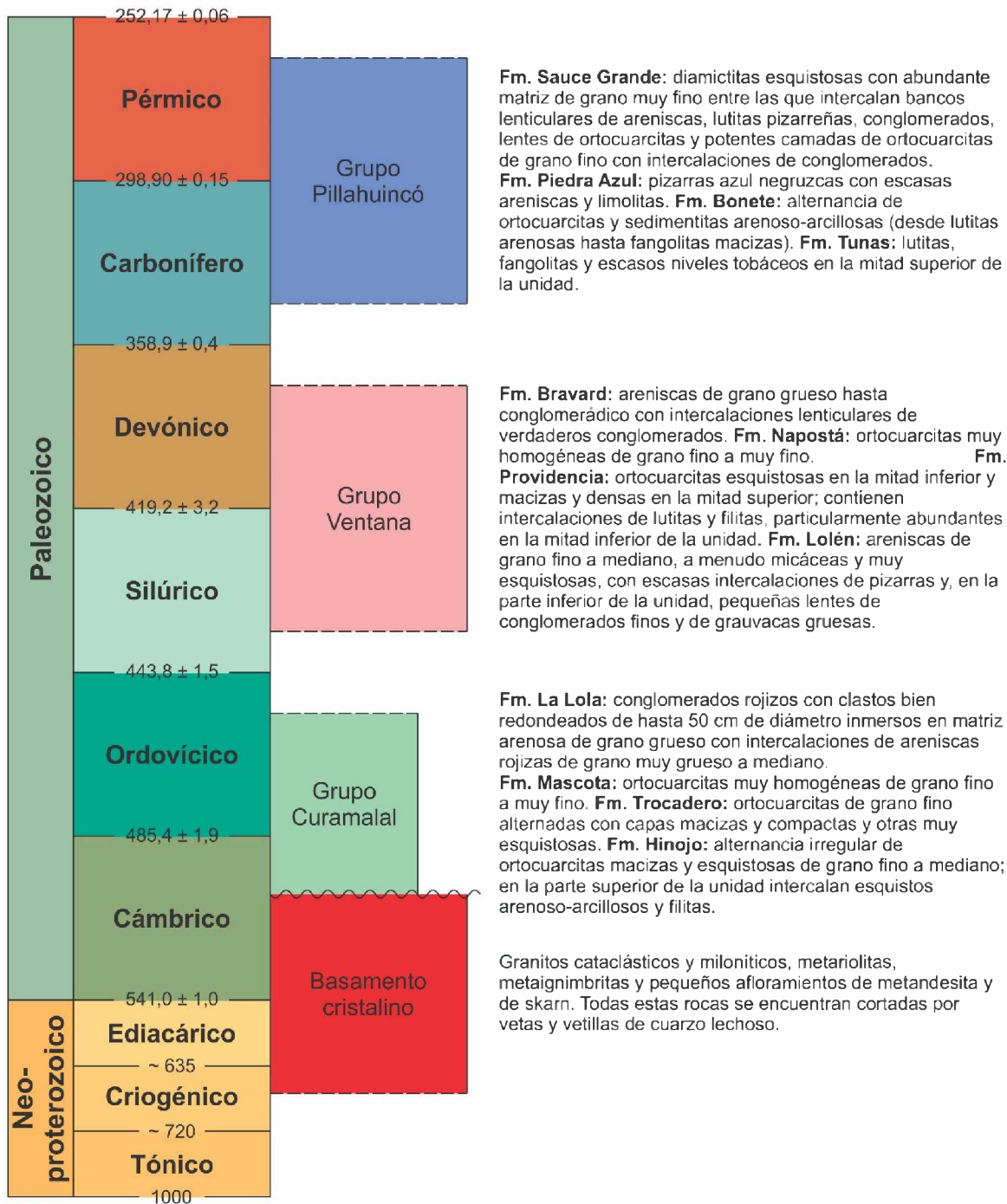
Las Sierras Australes están esencialmente constituidas por sedimentitas silicoclásticas de edad paleozoica reunidas por Harrington (1947)<sup>10</sup> en los grupos Curamalal (Cámbrico Tardío-Ordovícico), Ventana (Silúrico-Devónico) y Pillahuincó (Carbonífero-Pérmico) (Fig. 1.8). Las sedimentitas devónicas de la Formación Lolén (Grupo Ventana) y las sedimentitas neopaleozoicas del Grupo Pillahuincó también constituyen parte del relleno de la Cuenca de Claromecó (Lesta y Sylwan 2005). El basamento cristalino, de edad Neoproterozoico-Cámbrico Medio (Rapela *et al.* 2003), consiste en escasos afloramientos que asoman únicamente en el flanco occidental del cordón montañoso (Fig. 1.8). A la secuencia sedimentaria paleozoica sigue el Conglomerado Abra (Harrington 1972), cuya edad fue inicialmente asignada al Mioceno por Harrington (1947, 1972, 1980) y posteriormente reasignada al Cretácico (?) por Massabie *et al.* (2005), y los depósitos cenozoicos de los valles intermontanos y la llanura circunventánica (Fidalgo *et al.* 1975). En la Figura 1.9 se muestra el cuadro estratigráfico de las Sierras Australes. Entre el basamento cristalino y la cubierta sedimentaria paleozoica y entre los grupos de esta última median discordancias estratigráficas, lo mismo que entre el Conglomerado Abra y las rocas precámbricas y paleozoicas.

El rasgo estructural más llamativo de las Sierras Australes lo constituye el intenso plegamiento que afectó a la potente cubierta sedimentaria paleozoica (Fig. 1.10a). En el sector occidental de las sierras los planos axiales están volcados hacia el NE (Harrington 1947; Suero 1972), dirección en la cual también se observa una marcada disminución de la intensidad del plegamiento y del grado metamórfico (von Gosen *et al.* 1990, 1991). Durante mucho tiempo se consideró a las Sierras Australes como un ejemplo de plegamiento puro (Harrington 1947, 1970, 1972, 1980; Suero 1961; Llambías y Prozzi 1975), sin embargo, Schiller (1930) ya había destacado la importancia del fallamiento en la estructuración de las sierras (Fig. 1.10b), hecho también señalado con posterioridad por Varela *et al.* (1986), von Gosen *et al.* (1990, 1991), Cobbold *et al.* (1991) y Tomezzoli y Cristallini (1998), entre otros. En el sector oriental de las sierras la vergencia de las estructuras geológicas es occidental, hecho que junto a la presencia de un importante valle entre las sierras de la Ventana y de Pillahuincó y la asimetría de este sector intermontano y de la Sierra de Pillahuincó permitieron a Tomezzoli y Cristallini (1998, 2004) proponer la existencia de una falla inversa con inclinación hacia el este que podría delimitar orientalmente una zona triangular entre las sierras de la Ventana y de Tunas-Pillahuincó.

<sup>10</sup> Suero (1961) adaptó el esquema estratigráfico de Harrington (1947) a las normas del Código de Nomenclatura Estratigráfica (ACSN 1961), cambiando la denominación jerárquica de “Serie” por “Grupo” y la de “Grupo” por “Formación”.

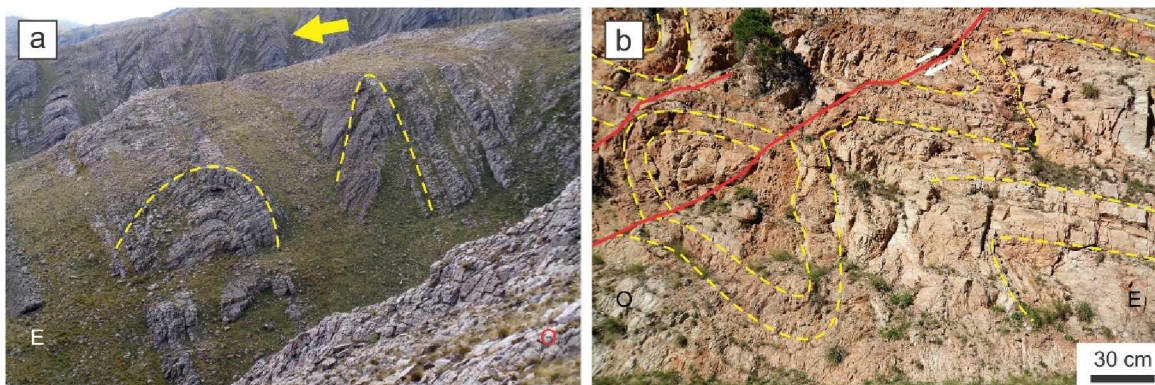


**Figura 1.8.** Mapa geológico de las Sierras Australes (basado en Schiller 1930, Harrington 1947, Suero 1972 y Furque 1973).



**Figura 1.9.** Cuadro estratigráfico de las Sierras Australes (basado en Harrington 1947, 1972, 1980). Las edades están dadas en Ma (Cohen *et al.* 2013, actualización v2015/01).

La deformación de las Sierras Australes fue asignada al Pérmico o Pérmico-Triásico por numerosos autores (Varela *et al.* 1985; Cobbold *et al.* 1986; Buggisch 1987; von Gosen *et al.* 1990; López-Gamundi *et al.* 1995; Rossello *et al.* 1997). La edad pérmica (Kunguriense-Wuchiapingiense) de la deformación es sustentada por fechados K-Ar en illitas de la Formación Mascota (Grupo Curamalal) que arrojaron edades comprendidas entre 257 Ma y 282 Ma (Varela *et al.* 1985; Buggisch 1987).

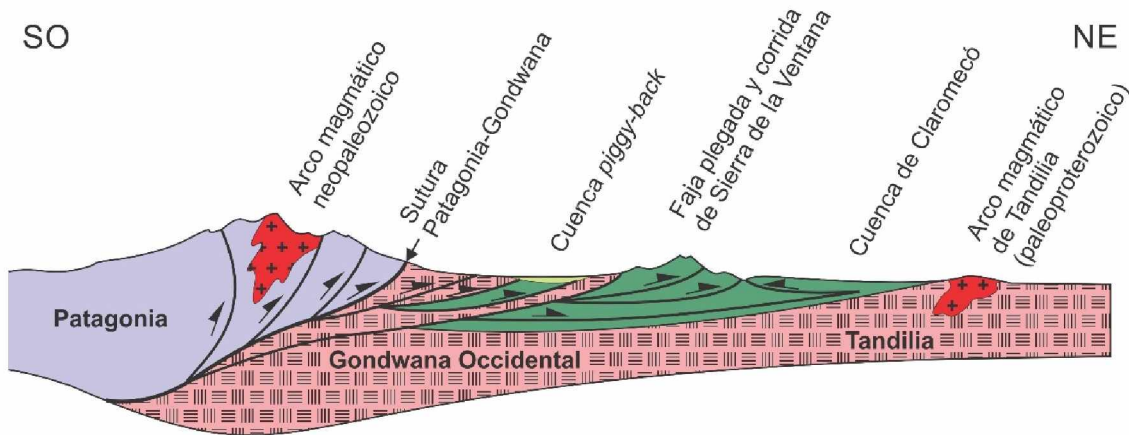


**Figura 1.10. a)** Pliegues en las sedimentitas eopaleozoicas del Grupo Curamalal (área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral). **b)** Pliegues (en amarillo) y fallas (en rojo) en las sedimentitas silurodevónicas del Grupo Ventana (Abra de la Ventana).

Posterioros estudios paleomagnéticos llevados a cabo en la Formación Tunas (Grupo Pillahuincó) revelaron que la parte inferior de esta unidad fue depositada, deformada y magnetizada durante el Pérmico Temprano (Tomezzoli 1999, 2001; Tomezzoli y Vilas 1999), en concordancia con lo expuesto por Japas (1986), Cobbold *et al.* (1991) y López-Gamundí *et al.* (1995), quienes indicaron que la depositación habría sido parcialmente coetánea con la deformación.

Para algunos autores la deformación de las Sierras Australes ocurrió en una sola fase durante el Pérmico Tardío-Triásico (Japas 1987), mientras que para otros se trataría de varias fases deformacionales comprendidas entre el Devónico Tardío-Carbonífero Temprano y el Pérmico (Massabie y Rossello 1984; Tomezzoli 2012). Aún es tema de debate si la deformación evidenciada en las Sierras Australes fue originada por la colisión de Patagonia durante el Paleozoico (Ramos 1984; Kay *et al.* 1989; Sellés Martínez 1989; von Gosen 2003; Chemicoff y Zappettini 2004; Ramos 2008) o si se trató de una cuenca intracratónica afectada por contracción y transcurrencia relacionada a subducción oblicua más al sur a lo largo del actual margen continental (Cobbold *et al.* 1991; López-Gamundí *et al.* 1994, 1995; Rossello *et al.* 1997; Dalziel *et al.* 2000; Gregori *et al.* 2008).

Pángaro y Ramos (2012) publicaron estudios sísmicos realizados costa afuera que revelan corrimientos y su relación con rocas deformadas de la corteza inferior a media expuestas en el Macizo de Somún Curá, en la región de traspais. Estos autores demostraron que las Sierras Australes están separadas del traspais por un área de mínima deformación interpretada como una cuenca *piggy-back* neopaleozoica que actualmente se encuentra bajo la Cuenca del Colorado (Fig. 1.11). Esta última es una cuenca aulacogénica mesozoica desarrollada sobre la sutura entre Patagonia y Gondwana Occidental propuesta por diversos autores y que habría sido identificada costa afuera mediante una anomalía magnética interpretada como evidencia de rocas máficas y ultramáficas (Ghidella *et al.* 1995; Max *et al.* 1999).

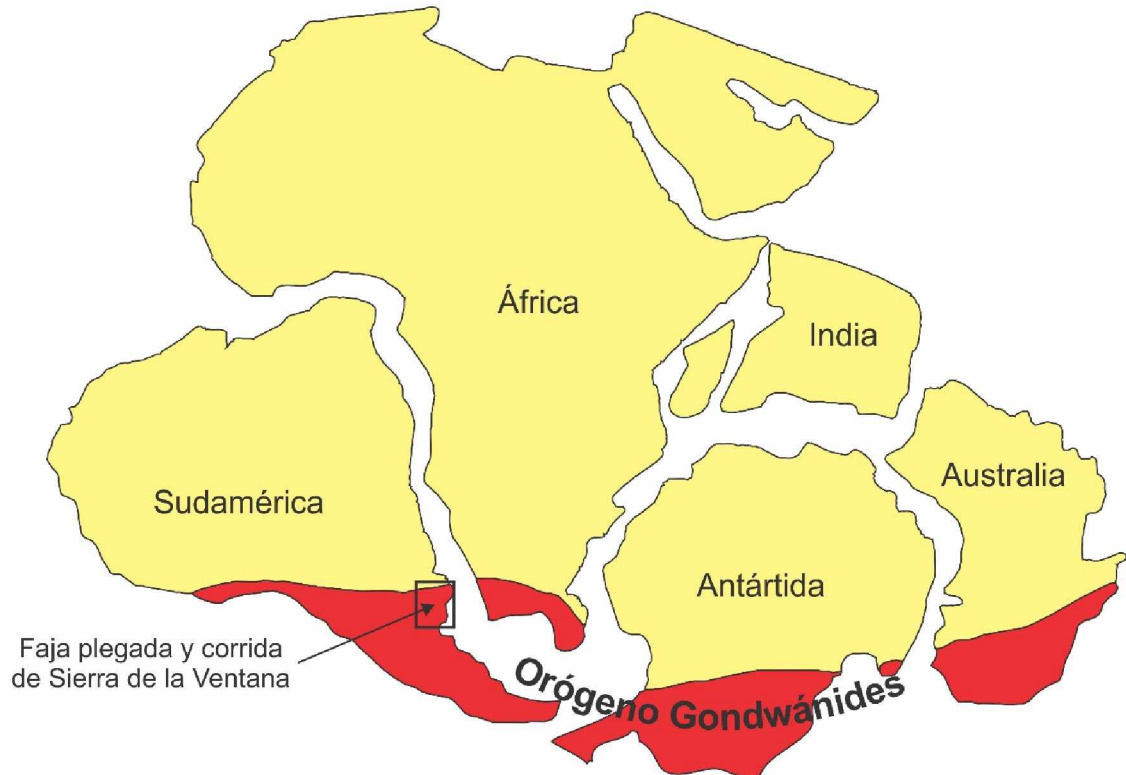


**Figura 1.11.** Sección estructural esquemática entre el Sistema de Tandilia y el Macizo de Somún Cura (norte de la Patagonia) para fines del Paleozoico (modificado de Ramos *et al.* 2014).

Es importante destacar que los cinturones plegados del Cabo y de Sierra de la Ventana se desarrollaron al mismo tiempo como parte del Orógeno Gondwánides (Keidel 1916, 1922; Du Toit 1927, 1937) (Fig. 1.12). Existe consenso general respecto de la correlación de diferentes unidades del basamento cristalino Neoproterozoico-Cámbrico Medio y de la cubierta sedimentaria paleozoica de las Sierras Australes con su contraparte sudafricana. Esta correlación fue realizada desde los primeros trabajos de Keidel (1916) y Du Toit (1927). Las rocas de basamento de las Sierras Australes aparecen como la contraparte sudamericana del Cinturón de Saldania en Sudáfrica, considerado el basamento del Cinturón Plegado del Cabo. En el continente africano, el Cinturón de Saldania representa la componente más austral del sistema de cinturones móviles Pan-Africanos que amalgamaron los cratones más antiguos durante el ensamble de Gondwana (Rozenaal *et al.* 1999). En las sedimentitas paleozoicas de los cinturones del Cabo y de Sierra de la Ventana fueron hallados fósiles marinos devónicos y elementos de la Fauna de *Eurydesma* y de la Flora de *Glossopteris* (Harrington 1947, 1955, 1970; Cingolani *et al.* 2002; Benedetto 2010; Ruckwied *et al.* 2014). Otro importante punto de correlación lo constituyen las diamictitas de la Formación Sauce Grande (Cinturón de Sierra de la Ventana) y la Formación Dwyka (Cinturón Plegado del Cabo), conocidas desde el trabajo de Keidel (1916) y estudiadas por numerosos autores (López-Gamundí y Rossello 1998; Scheffler *et al.* 2006; Isbell *et al.* 2008).

#### 1.4 BASAMENTO CRISTALINO

El basamento de las Sierras Australes forma parte de la secuencia evolutiva cortical brasiliana del este sudamericano. Consiste en reducidos asomos de rocas ígneo-metamórficas que afloran en forma dispersa a lo largo del margen occidental de la Sierra de Curamalal y en la llanura adyacente que se extiende hasta la Laguna Las Encadenadas (Fig. 1.13). Está compuesto por los granitos aflorantes en el



**Figura 1.12.** Ubicación del Cinturón de Sierra de la Ventana en el contexto del Orógeno Gondwánides previo a la apertura del Océano Atlántico (modificado de [Sellés-Martínez 2001](#)).

área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral, el Cerro San Mario, el Cerro Colorado<sup>11</sup> y la Estancia Agua Blanca<sup>12</sup>, las riolitas del Cerro La Ermita y la Estancia La Mascota, la ignimbrita del Cerro del Corral, la andesita del Cerro Pan de Azúcar y el skarn Loma Marcelo. Todas estas rocas están afectadas por distinto grado de deformación y se encuentran cortadas por vetas y vetillas de cuarzo lechoso.

Las relaciones de campo entre las distintas unidades de basamento de las Sierras Australes son comúnmente difíciles de precisar, siendo complicado reconocer la sucesión original. Esta dificultad se debe a la acción de procesos metamórficos y deformacionales que obliteraron los rasgos litológicos y las relaciones de corte originales y a la escasez y discontinuidad de los afloramientos, los cuales se distribuyen en grandes áreas dominadas por una extensa cobertura cenozoica. Sin embargo, estudios gravimétricos y sísmicos permitieron dimensionar el área que cubren las diferentes unidades de basamento, así como su geometría y densidad. El lineamiento de altos gravimétricos que se extiende

<sup>11</sup> Los afloramientos de granito ubicados 20 km al oeste de la localidad de Tornquist son conocidos como “Cerro Colorado” o “Cerros Colorados”, siendo éste último el nombre de la cantera que la empresa Piro y Ruiz S.C.A. explota desde 1971. En el presente trabajo se adoptará como topónimo el nombre “Cerro Colorado”, ya que es este el que figura en la Hoja 34m ([Harrington 1947](#)).

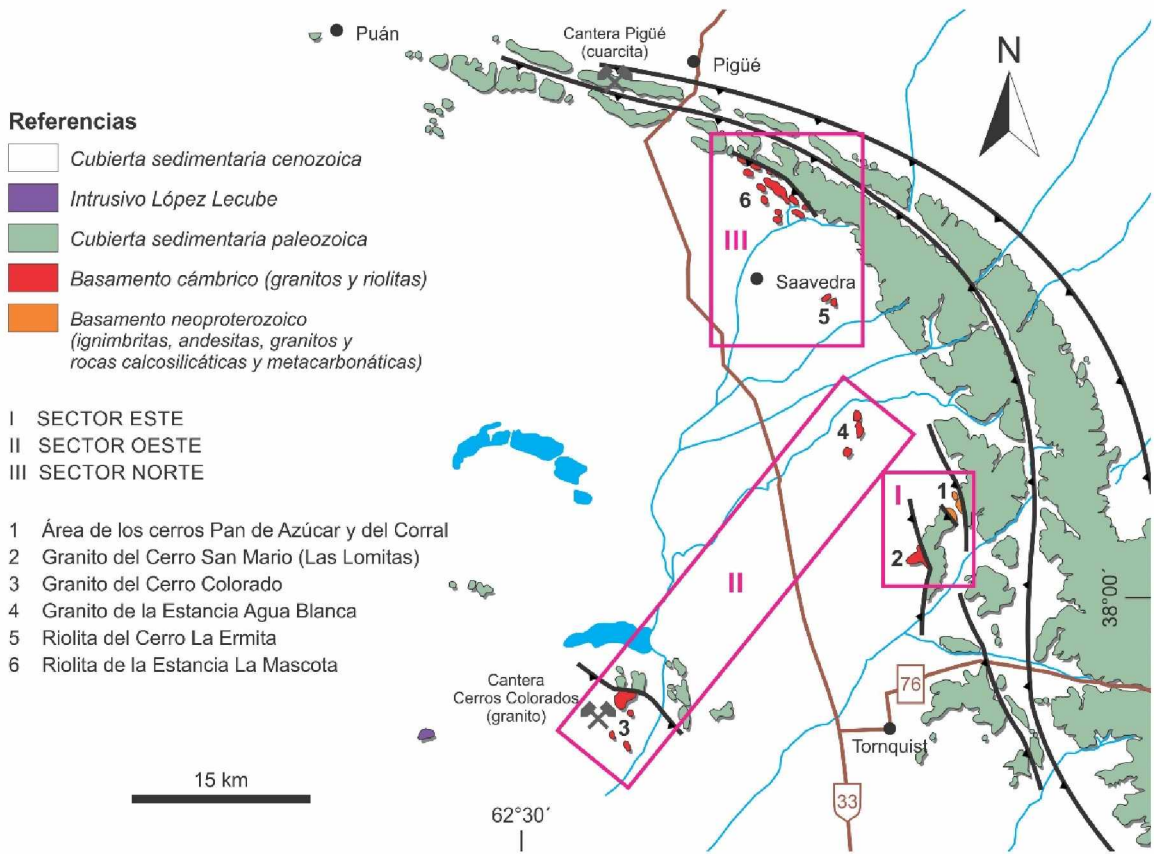
<sup>12</sup> En la literatura geológica reciente sobre las Sierras Australes es frecuente encontrar el topónimo de “Aguas Blancas” en referencia a la cantera de granito abandonada ubicada unos 25 km al NNO de la localidad de Tornquist. El nombre de la estancia en la cual se encuentra la cantera y del arroyo que corre a poco menos de 4 km al NO de la misma es “Agua Blanca” y no “Aguas Blancas” (véase la Hoja 34m, [Harrington 1947](#)).

desde la localidad de Rivera hasta la zona de Bahía Blanca es interpretado como un alto de basamento que separa la Cuenca de Claromecó al este de la Cuenca de Macachín al oeste (Rapela y Kostadinoff 2005). En estos altos gravimétricos el basamento se encontraría a profundidades comprendidas entre 1.370 metros bajo el nivel del terreno en los alrededores de la localidad de Darregueira y 1.900 metros bajo el nivel del terreno en la zona de Bahía Blanca (Schillizzi *et al.* 1990).

Una de las primeras menciones de la presencia de rocas cristalinas en las Sierras Australes corresponde al Dr. Eduardo Aguirre, quien habló del “gneis de Curamalal” (Aguirre 1891a) y del “gneis-granito del Arroyo Aguas Blancas” (Aguirre 1891b). Baldrich (1904) citó la presencia de “ásperas estratificaciones, con blancas vetas de cuarzo, encajadas en gneis y asperón rojo” en la Sierra de Curamalal. Darwin (1839, 1846) también señaló la presencia de gneises en las Sierras Australes, aunque los ubicó en la Sierra de Pillahuincó, pudiendo ser que el naturalista inglés haya confundido el topónimo de las sierras. Ya durante el siglo XX, Pronsato *et al.* (1918) realizaron la primera observación geológica de las sierras Colorada, Chasicó y Cortapie, comunicando la presencia de granito en la primera, actualmente conocida como Cerro Colorado. Harrington (1947) efectuó un importante aporte al conocimiento de las rocas de basamento de las Sierras Australes al señalar la presencia de “pórfidos cuarcíferos” en los afloramientos del Cerro La Ermita y la Estancia La Mascota. En trabajos de tesis doctoral, Rayces (1941) estudió la geología del Cerro Pan de Azúcar, Xicoy (1946) abordó el estudio de las rocas graníticas del Cerro Colorado, Kilmurray (1961, 1968b) realizó el estudio petrográfico y petrológico de las rocas ígneas de las Sierras Australes y Grecco (1990) afrontó el estudio geoquímico y petrológico de los intrusivos graníticos del Cerro Colorado y la Estancia Agua Blanca.

Kilmurray (1975) y Cuerda *et al.* (1975) realizaron propuestas estratigráficas tendientes a sistematizar el ordenamiento de las rocas de basamento de las Sierras Australes, reuniendo bajo unidades de distinta jerarquía y denominación, asignadas al Precámbrico, parte de las rocas del basamento cristalino de las sierras. Kilmurray (1975) propuso la denominación de Formación La Ruca Malén, subdividida en los miembros Granito G1 y Metamorfitas, para designar a los granitos del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral, el Cerro San Mario y la Estancia Agua Blanca, así como a las metamorfitas asociadas. La propuesta de Cuerda *et al.* (1975) integra las rocas de basamento del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral en el Grupo Sauce Chico, subdividido en las formaciones Pan de Azúcar y Cerro del Corral. La Formación Pan de Azúcar, a su vez subdividida en el Miembro metamórfico parcialmente granitizado y el Miembro Cataclasitas Graníticas, incluye a los granitos cataclásticos y miloníticos del área en cuestión, así como a los afloramientos de andesita del Cerro Pan de Azúcar y de skam de la Loma Marcelo. Por su parte, la Formación Cerro del Corral comprende únicamente a las rocas porfíricas milonitizadas aflorantes en el Cerro del Corral.

A partir de la identificación de diferencias litológico-estructurales, el basamento ígneo-metamórfico de las Sierras Australes es subdividido en el presente trabajo en los siguientes tres sectores (Fig. 1.13): 1) Este, 2) Oeste y 3) Norte. El intrusivo López Lecube, ubicado 42 km al oeste de la



**Figura 1.13.** Mapa geológico del sector occidental de las Sierras Australes con énfasis en los afloramientos de rocas de basamento.

localidad de Tornquist, no es considerado parte del basamento cristalino de las sierras. Este intrusivo de edad permo-triásica (Pankhurst *et al.* 2006, Tohver *et al.* 2008; Fig. 1.17) está compuesto por una serie sienítica y otra granítica, tiene características geoquímicas anorogénicas y constituiría la expresión más oriental de la Provincia Magmática Choiyoi (Gregori *et al.* 2003; Pankhurst *et al.* 2006; Llambías y Sato 2011; Sato *et al.* 2015).

**1.4.1 Sector Este**

El Sector Este comprende a las rocas metaígneas y al skam aflorantes en el área de los cerros Pan de Azúcar-del Corral y San Mario. En los capítulos 2 y 3 se tratará en profundidad la geología y geoquímica del área de los Cerros Pan de Azúcar y del Corral, por lo que a continuación solo se dará una breve descripción de estos dos aspectos.

El área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral está ubicada a 10 km al este de la localidad de Dufaur y a 20 km al norte de la localidad de Tornquist (Fig. 1.13). Los cerros Pan de Azúcar y del Corral constituyen los flancos suroccidental y nororiental, respectivamente, de una estructura anticlinal fallada dúctilmente a lo largo de cuyo eje la erosión labró un valle conocido como abra Meyer (Fig. 1.14a y b).

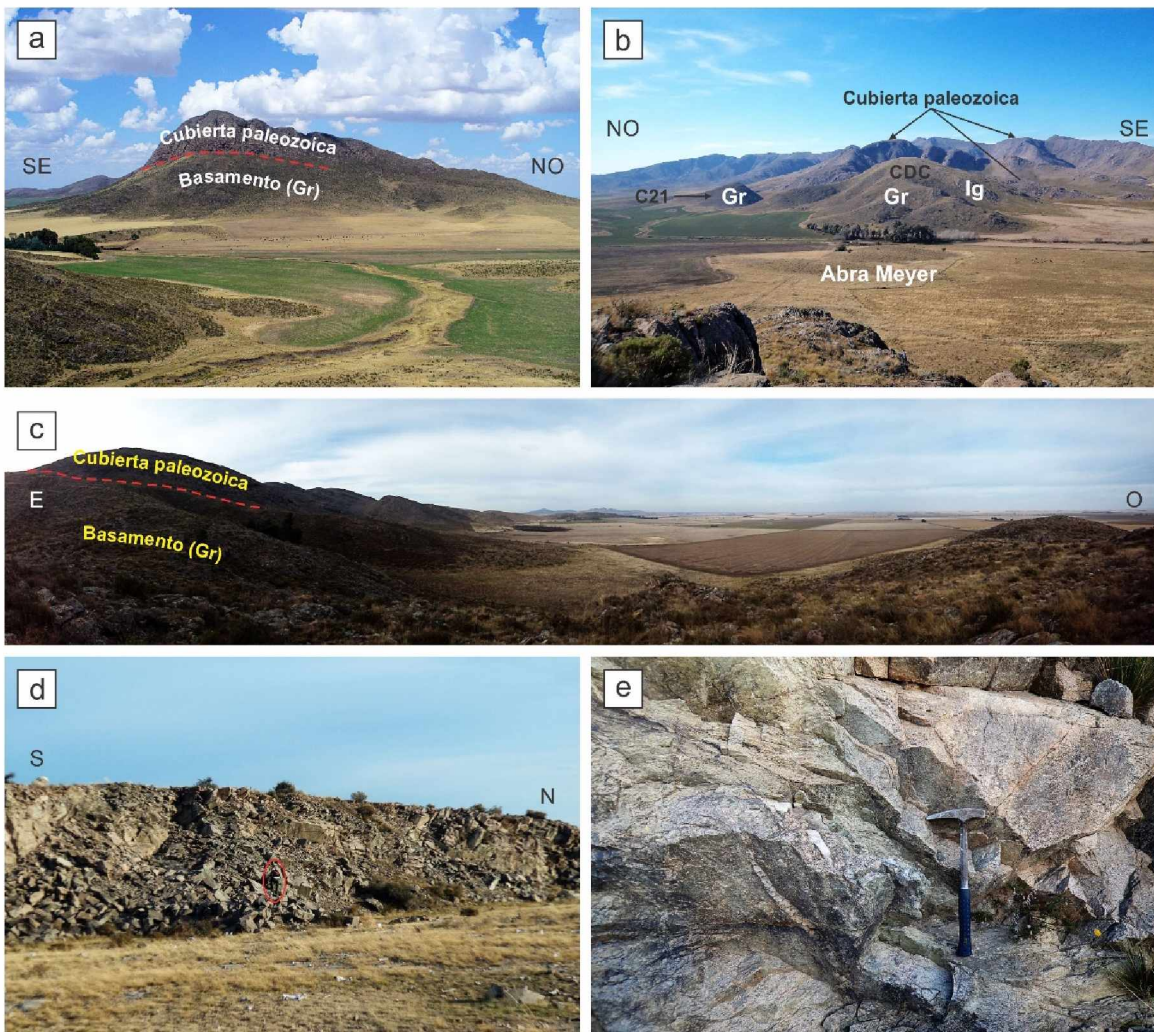
Además de los citados cerros se destacan tres elevaciones menores: los cerros 21 de Septiembre y del Hueco y la Loma Marcelo. El Cerro San Mario, por su parte, se ubica a unos 3 km al SO del Cerro Pan de Azúcar (Fig. 1.13); la zona en la que afloran las rocas de basamento es conocida en la literatura geológica como Las Lomitas (Fig. 1.14c).

En el Sector Este el basamento cristalino está representado por los sienogranitos y monzogranitos cataclásticos y miloníticos aflorantes en el faldeo nororiental del Cerro Pan de Azúcar, la mitad occidental del Cerro del Corral, el Cerro 21 de Septiembre, la Loma Marcelo y el faldeo occidental del Cerro San Mario (Las Lomitas), la ignimbrita milonítica de composición fenodacítica a fenoriolítica de la mitad oriental del Cerro del Corral, la metandesita del Cerro Pan de Azúcar y el skarn Loma Marcelo. En el faldeo del Cerro Pan de Azúcar también fueron identificadas rocas riolíticas de posible naturaleza volcánica o subvolcánica (Gregori *et al.* 2005). von Gosen *et al.* (1990) señalaron la presencia de paragneises en el Cerro Pan de Azúcar, los cuales presentarían fábricas correspondientes a por lo menos dos eventos deformacionales anteriores a la deformación neopaleozoica y constituirían relictos del basamento intruido por los granitos del área. Las rocas de basamento del Sector Este son las más intensamente deformadas de las Sierras Australes.

Las rocas metaígneas del Cerro Pan de Azúcar subyacen a las sedimentitas eopaleozoicas de las formaciones La Lola (conglomerados) y Mascota (cuarcitas) del Grupo Curamalal (Fig. 1.14a). La naturaleza del contacto basamento-cubierta paleozoica en el Cerro Pan de Azúcar fue discutida por numerosos autores, la mayoría de los cuales propuso un contacto de tipo tectónico (véase Capítulo 2). En el Cerro del Corral, el Conglomerado La Lola yace en contacto con las metaignimbritas del Cerro del Corral y con los metagranitos del Cerro 21 de Septiembre a través de fallas dúctiles inversas de rumbo N-S e inclinación al oeste (Fig. 1.14b). Aquí las formaciones La Lola y Mascota se encuentran estratigráficamente invertidas debido al volcamiento del anticlinal hacia el NE.

En lo que al Cerro San Mario concierne, los metagranitos (Fig. 1.14d y e) se encuentran en contacto tectónico con el Conglomerado La Lola por el este a través de una falla dúctil inversa de rumbo NNO-SSE e inclinación al OSO (Fig. 1.13). Los afloramientos de metagranitos se extienden aproximadamente 1,2 km hacia el noroeste y oeste, constituyendo en ambos casos lomadas alargadas que pierden gradualmente altitud hasta desaparecer bajo los sedimentos modernos de la llanura adyacente. En la zona también afloran rocas porfíricas de composición fenoriolítica.

Las rocas metaígneas del Sector Este son subalcalinas y peraluminosas, presentan contenidos de sílice variables dentro de un amplio rango (57-81% SiO<sub>2</sub>) y alto potasio (3-7% K<sub>2</sub>O) (Grecco *et al.* 2000; Rapela *et al.* 2003; Gregori *et al.* 2005). Las tierras raras totales alcanzan a 539 ppm. El enriquecimiento en tierras raras livianas es variable y las anomalías negativas de europio son en general moderadas. En los diagramas de discriminación tectónica los granitos del Sector Este grafican en el campo de los granitos de arco volcánico y sincolisional del diagrama Y-Nb de Pearce *et al.* (1984) y



**Figura 1.14.** **a)** Cerro Pan de Azúcar visto desde el Cerro 21 de Septiembre. **b)** Cerros del Corral (CDC) y 21 de Septiembre (C21) vistos desde el Cerro Pan de Azúcar. **c)** Vista panorámica del área de Las Lomitas (zona del Cerro San Mario). **d)** Antiguo frente de explotación de granito en el área de Las Lomitas; la altura del frente es de aproximadamente 7,5 metros. **e)** Granito milonitizado en el frente de la Figura 1.14d. **Gr:** granito; **Ig:** ignimbrita; **Pz:** cubierta sedimentaria paleozoica.

fuera del campo de los granitos tipo A del diagrama Ga/Al-Zr de [Whalen et al. \(1987\)](#). [Rapela et al. \(2003\)](#) señalaron la presencia de características geoquímicas propias de los granitos tipo I en los granitos del Cerro San Mario, mientras que [Gregori et al. \(2005\)](#) calificaron como tipo S a todos los granitos del Sector Este. [Gregori et al. \(2005\)](#) también clasificaron la ignimbrita del Cerro del Corral como una riolita calcoalcalina de alto potasio según el diagrama SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O de [Peccerillo y Taylor \(1976\)](#). Estos mismos autores clasificaron la andesita del Cerro Pan de Azúcar como una vulcanita calcoalcalina extruida en ambiente de margen continental activo de acuerdo con los diagramas de [Pearce y Cann \(1973\)](#), [Pearce \(1982\)](#) y [Mullen \(1983\)](#).

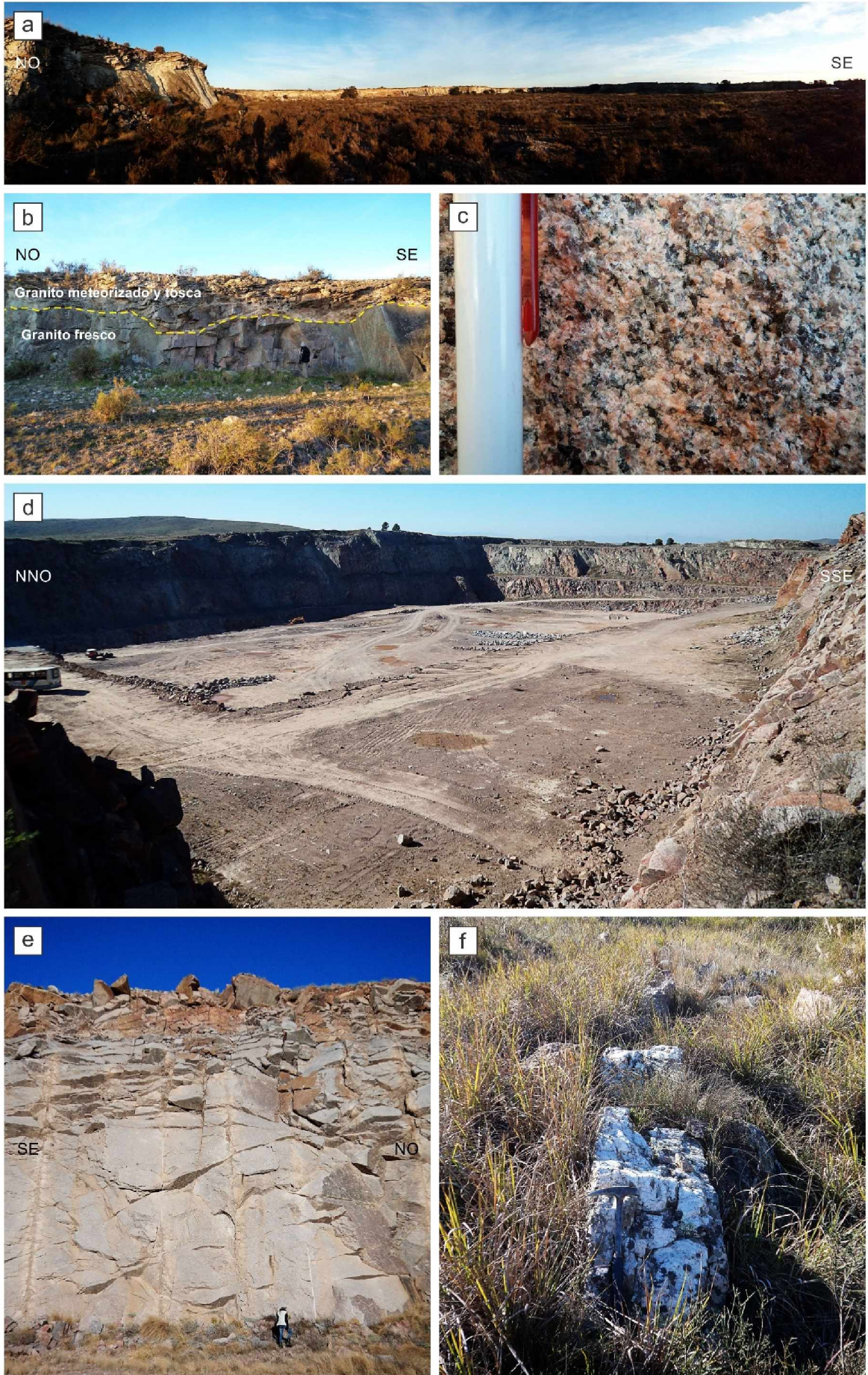
### 1.4.2 Sector Oeste

Los granitos del Cerro Colorado y la Estancia Agua Blanca (Fig. 1.15) afloran en la llanura ondulada que se extiende al oeste de la Sierra de Curamalal, habiendo sido ambos cuerpos intrusivos explotados mediante labores a cielo abierto para la producción de piedra partida (Marfil y Maiza 2011). La actividad minera de la Cantera Agua Blanca (Fig. 1.15a y b) cesó en la década de 1950, mientras que la Cantera Cerros Colorados (Fig. 1.15d y e) permaneció en actividad prácticamente ininterrumpida durante los últimos 45 años.

En el Cerro Colorado, ubicado 20 km al oeste de la localidad de Tomquist y 3 km al sur de la Laguna Las Encadenadas (Fig. 1.13), las cuarcitas de la Formación Mascota yacen directamente sobre los granitos, estando ausentes los conglomerados de la Formación La Lola (Harrington 1947, 1972, 1980). El granito del Cerro Colorado y la Formación Mascota estarían en contacto tectónico mediante una falla inversa de rumbo NO-SE e inclinación al SO que se encuentra mayormente cubierta por depósitos modernos (Kilmurray 1961). El granito de la Estancia Agua Blanca, por su parte, consiste en cuatro afloramientos aislados entre sí y únicamente rodeados por depósitos modernos, principalmente tosca y suelo, estando ubicados a escasos 650 metros al sur del arroyo Cochenleufú Grande y a poco menos de 5 km al norte de la localidad de Dufaur (Fig. 1.13).

Los granitos del Cerro Colorado y la Estancia Agua Blanca son monzogranitos mayormente granudos de tonalidades rosadas y grises (Fig. 1.15c) con diferenciaciones aplíticas y pegmatíticas (Kilmurray 1961, 1968b; Grecco y Gregori 1993; Gregori *et al.* 2005). Los minerales más abundantes en estas rocas son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (albita-oligoclasa), biotita y moscovita. La fluorita es el mineral accesorio más común presente en forma intersticial y diseminada, como relleno de vetillas junto a cuarzo y constituyendo inclusiones en la plagioclasa y la biotita (Kilmurray 1961; Grecco y Gregori 1993); otros minerales accesorios son apatita, magnetita y circón. Diversos autores señalaron las marcadas similitudes geoquímicas existentes entre ambos cuerpos intrusivos (Grecco *et al.* 1992; Grecco y Gregori 1993; Rapela *et al.* 2003; Gregori *et al.* 2005). Estos granitos son cortados por vetas de cuarzo lechoso de espesor decimétrico (Fig. 1.15f) y exhiben menor grado de deformación que las rocas de basamento del Sector Este, no obstante, presentan estructuras deformacionales cuyo estudio fue abordado por Varela *et al.* (1985) y Dimieri *et al.* (1990).

Los granitos del Sector Oeste son geoquímicamente muy similares y se caracterizan por contenidos altos de sílice en un rango estrecho de valores (73-78% SiO<sub>2</sub>). Son rocas alcalinas y peraluminosas con contenidos relativamente elevados de elementos de alto potencial iónico (*high field strength elements*, HFSE), particularmente Y, Nb, Ta, U y Th. Las tierras raras totales se encuentran entre 98 ppm y 181 ppm y presentan escaso fraccionamiento de tierras raras pesadas (La<sub>N</sub>/Lu<sub>N</sub> = 0,37-4,60) y marcadas anomalías negativas de europio (Eu/Eu\* = 0,01-0,12) (Grecco y Gregori 1993; Rapela *et al.* 2003; Gregori *et al.* 2005). Los granitos del Cerro Colorado y la Estancia Agua Blanca grafican



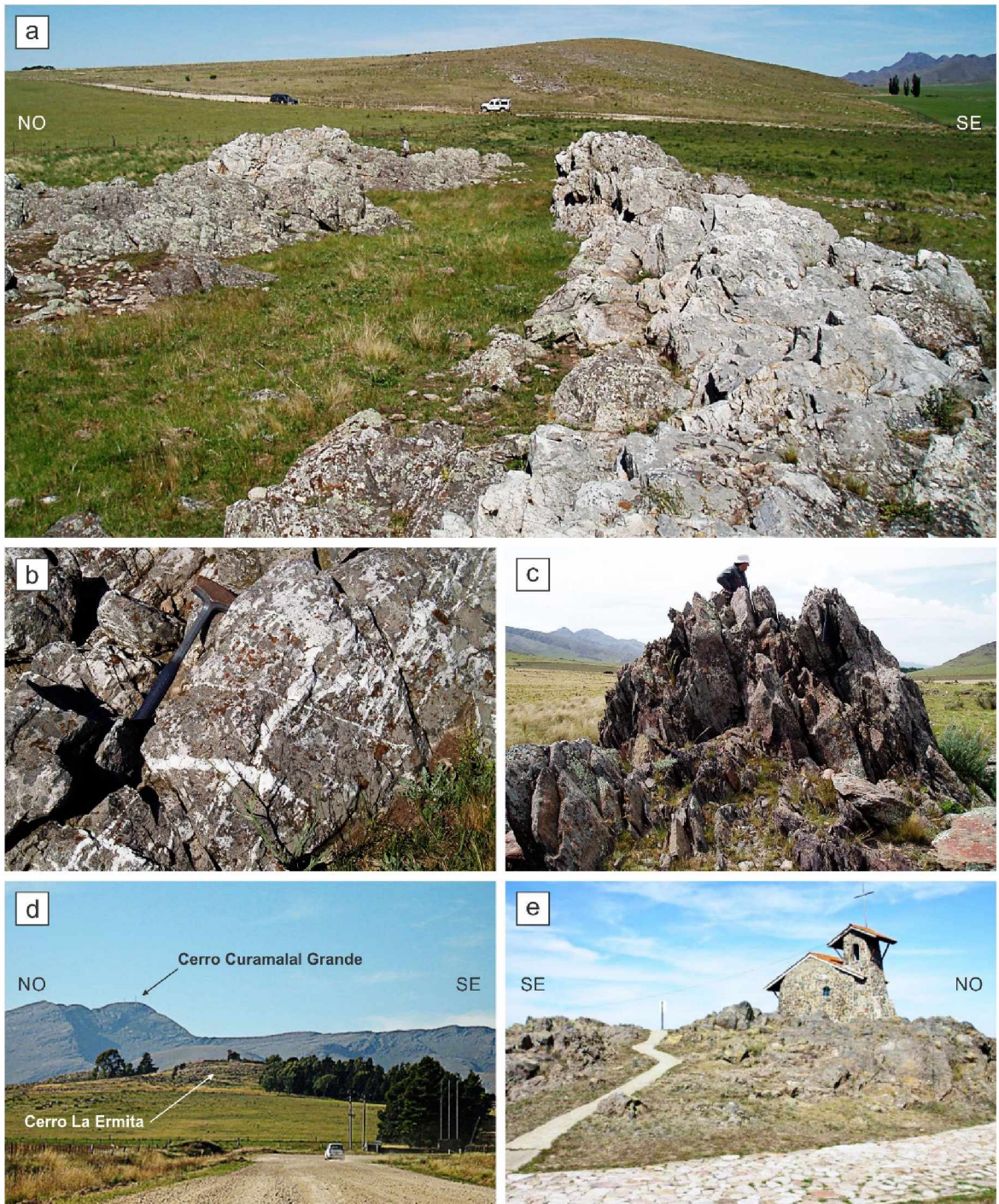
**Figura 1.15 (página anterior).** **a)** Vista panorámica de la cantera de granito Agua Blanca. **b)** Antiguo frente de explotación de la Cantera Agua Blanca en el que se observan un manto de tosca de espesor variable y suelo escasamente desarrollado dispuestos directamente sobre el granito; la altura del frente es de aproximadamente 5 metros. **c)** Granito rosado de la Estancia Agua Blanca; el ancho del bolígrafo es de 1 cm. **d)** Vista panorámica de la cantera de granito Cerros Colorados. **e)** Frente suroccidental de la Cantera Cerros Colorados; la altura del frente es de aproximadamente 15 metros. **f)** Veta de cuarzo lechoso de 50 cm de espesor y Rbz  $311^{\circ}/72^{\circ}$  que corta al granito del Cerro Colorado.

en el campo de los granitos de intraplaca del diagrama Y-Nb de [Pearce et al. \(1984\)](#) y en el campo tipo A del diagrama Ga/Al-Zr de [Whalen et al. \(1987\)](#). En la subdivisión de los granitos tipo A de [Eby \(1992\)](#), los granitos del Cerro Colorado y la Estancia Agua Blanca grafican en el campo A2 que representa a magmas derivados de la corteza continental o de la placa inferior que pasaron a través de un ciclo de colisión continente-continente o de magmatismo de arco de islas.

### 1.4.3 Sector Norte

Las riolitas de este sector ([Fig. 1.16](#)) asoman en forma discontinua y aislada a lo largo del borde occidental de la Sierra de Curamalal ([Fig. 1.13](#)). Los afloramientos de mayor superficie son los ubicados en la Estancia La Mascota y alrededores (ej. Estancia La Montaña), 11 km al SE de la localidad de Pigüé, donde constituyen un conjunto de lomadas alargadas en sentido NO-SE mayormente rodeadas por depósitos modernos ([Fig. 1.16a](#)). Allí las riolitas se encuentran en contacto tectónico con el Conglomerado La Lola por el este a través de una falla inversa de rumbo NO-SE e inclinación al SO. Los afloramientos del Cerro La Ermita se encuentran a 8 km al SE de los anteriores y a 6 km al este de localidad de Saavedra y consisten en dos asomos rodeados por depósitos modernos ([Fig. 1.13](#)). El Cerro La Ermita es en realidad una lomada de escasa altitud sobre la cual fue construida una pequeña capilla o ermita a la cual debe su nombre ([Fig. 1.16d y e](#)).

Las riolitas del Cerro La Ermita y la Estancia La Mascota poseen características petrográficas comunes ([Kilmurray 1961, 1968b](#)). Presentan fenocristales anhedrales de cuarzo y fenocristales subhedrales a euhedrales de feldespato potásico de hasta 4 mm de longitud inmersos en una matriz afanítica de color violáceo, rojizo, castaño, amarillento o grisáceo ([Fig. 1.16b](#)). Microscópicamente se observan texturas felsítica, esférulítica y axiolítica, fenocristales de cuarzo con engolfamientos, escasas micas, fluorita diseminada y manchas irregulares de minerales opacos. Con frecuencia se distinguen estructuras fluidales y disyunción columnar. También se observan rocas desprovistas de fenocristales con vetillas y manchas de óxidos de hierro y otras constituidas por fragmentos angulosos a redondeados de riolita de colores claros englobados por una matriz con contenidos variables de óxidos de hierro. Las riolitas del Cerro La Ermita y la Estancia La Mascota están mucho menos deformadas que las rocas de basamento del Sector Este, exhibiendo únicamente foliación bien marcada ([Fig. 1.16c](#)). El desarrollo de nuevas técnicas basadas en el análisis de la deformación de las columnas de disyunción, generalmente



**Figura 1.16.** **a)** Vista panorámica de las “riolitas de la Estancia La Mascota” en inmediaciones de la Estancia La Montaña. **b)** Riolita gris cortada por vetillas de cuarzo lechoso (Estancia La Montaña). **c)** Foliación de las riolitas aflorantes en el área de la Estancia La Montaña; la fotografía fue tomada perpendicularmente al rumbo de la foliación. **d)** Vista del Cerro La Ermita desde el camino vecinal que comunica la localidad de Saavedra con La Ermita; al fondo a la izquierda se observa el Cerro Curamalal Grande. **e)** Ermita dedicada a “Nuestra Señora de Luján de la Sierra” erigida sobre las “riolitas del Cerro La Ermita”.

hexagonales, permitió a [Japas y Sellés-Martínez \(1998\)](#) la cuantificación de la deformación interna finita a partir de muestras de la riolita de la Estancia La Mascota.

Las riolitas del Sector Norte presentan altos contenidos de sílice (75-77% SiO<sub>2</sub>), HFSE y tierras raras (REE<sub>T</sub> = 279-750 ppm), moderado fraccionamiento de tierras raras pesadas (La<sub>N</sub>/Lu<sub>N</sub> = 4,85-5,19) y marcadas anomalías negativas de Eu (Eu/Eu\* = 0,05-0,09) (Rapela *et al.* 2003; Gregori *et al.* 2005). Rapela *et al.* (2003) caracterizaron estas rocas como peralcalinas en base a sus elevados contenidos de Zr (> 350 ppm, véase Leat *et al.* 1986). Con respecto a la riolita del Cerro La Ermita, la riolita de la Estancia La Mascota exhibe mayores contenidos de FeO<sub>T</sub> + MgO, Y, Zr y tierras raras (Rapela *et al.* 2003). Las riolitas de ambas localidades grafican en el campo de los granitos de intraplaca del diagrama Y-Nb de Pearce *et al.* (1984) y en el campo tipo A del diagrama Ga/Al-Zr de Whalen *et al.* (1987). En la subdivisión de los granitos tipo A de Eby (1992), las riolitas del Cerro La Ermita y la Estancia La Mascota grafican en el campo A1 que representa a magmas diferenciados a partir de magmas como los que originan los basaltos de islas oceánicas (OIB) pero emplazados en rifts continentales o durante magmatismo de intraplaca.

#### 1.4.4 Geocronología

Los primeros fechados isotópicos de las rocas de basamento de las Sierras Australes fueron realizados por los métodos K-Ar y Rb-Sr. Borrello y Venier (1967) obtuvieron una edad de 492 ± 15 Ma en biotitas del granito de la Estancia Agua Blanca (Rb-Sr), Cazeneuve (1967)<sup>13</sup> determinó una edad de 598 Ma en moscovitas del granito del Cerro Pan de Azúcar (K-Ar) y Halpern *et al.* (1970) obtuvieron una edad de 575 ± 10 Ma para los granitos del Cerro San Mario y la Estancia Agua Blanca (Rb-Sr roca total). Cingolani y Varela (1973) reportaron edades de 574 ± 10 Ma y 487 ± 45 Ma para los granitos del Cerro San Mario y la Estancia Agua Blanca (Rb-Sr en roca total y moscovita), 407 ± 21 Ma para el granito del Cerro Colorado (Rb-Sr roca total) y 348 ± 21 Ma y 317 ± 14 Ma para las riolitas del Cerro La Ermita y la Estancia La Mascota (Rb-Sr roca total). Varela y Cingolani (1976) comunicaron edades de 671 ± 35 Ma, 655 ± 30 Ma y 638 ± 30 Ma para la ignimbrita del Cerro del Corral (Rb-Sr roca total), 603 ± 30 Ma para la andesita del Cerro Pan de Azúcar (K-Ar roca total) y 249 ± 8 y 221 ± 6 Ma para la riolita de la Estancia La Mascota (K-Ar roca total). Estos primeros fechados isotópicos arrojaron edades comprendidas entre el Criogénico y el Triásico Tardío (Noriense) (Fig. 1.17).

Utilizando las nuevas constantes de decaimiento radiactivo de Steiger y Jäger (1977), Varela *et al.* (1990) recalcularon las edades determinadas por Cingolani y Varela (1973) y Varela y Cingolani (1976) obteniendo los siguientes resultados: 678 ± 30 Ma para la ignimbrita del Cerro del Corral (Rb-Sr), 613 ± 30 Ma para la andesita del Cerro Pan de Azúcar (K-Ar), 594 ± 10 Ma para los granitos del Cerro San Mario y la Estancia Agua Blanca (Rb-Sr), 421 ± 21 Ma para el granito del Cerro Colorado (Rb-Sr) y 360 ± 21 Ma para las riolitas del Cerro La Ermita y la Estancia La Mascota (Rb-Sr) (Fig.

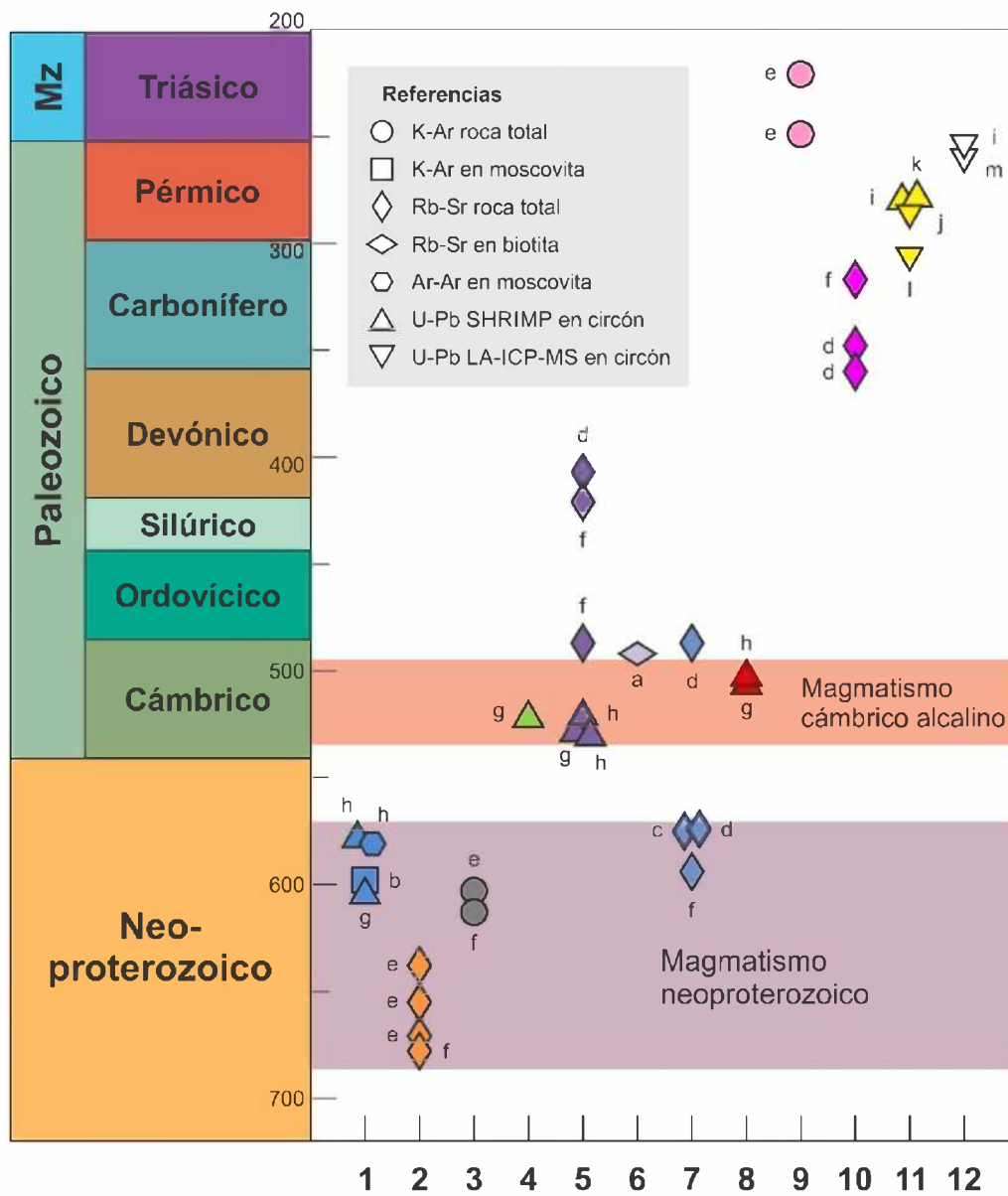
<sup>13</sup> Por error de imprenta no se consignó el valor de la edad en Cazeneuve (1967), ésta fue informada mediante comunicación personal de Linares en Cingolani y Varela (1973).

1.17). Adicionalmente, [Varela et al. \(1990\)](#) obtuvieron una nueva edad de  $487 \pm 15$  Ma para el granito del Cerro Colorado (Rb-Sr roca total). Las edades más jóvenes que el Cámbrico Medio obtenidas por los distintos autores hasta aquí citados serían el resultado de la apertura total o parcial de los sistemas isotópicos K-Ar y Rb-Sr debido a la deformación y metamorfismo sobreimpuestos ([von Gosen et al. 1990](#)).

Recientes dataciones por el método U-Pb SHRIMP en circones proporcionaron edades de  $607,0 \pm 5,2$  Ma (MSWD = 1,8) para el granito del Cerro del Corral ([Rapela et al. 2003](#)),  $580,8 \pm 7,9$  Ma (MSWD = 1,03) para el granito del Cerro Pan de Azúcar ([Tohver et al. 2012](#)),  $524,3 \pm 5,3$  Ma (MSWD = 1,8) para el granito del Cerro San Mario ([Rapela et al. 2003](#)),  $533 \pm 12$  Ma (MSWD = 0,29),  $531,1 \pm 4,1$  Ma (MSWD = 1,4) y  $523,8 \pm 4,0$  Ma (MSWD = 0,19) para el granito del Cerro Colorado ([Rapela et al. 2003](#); [Tohver et al. 2012](#)) y  $509,0 \pm 5,3$  Ma (MSWD = 1,6) y  $505 \pm 18$  Ma (MSWD = 0,086) para la riolita del Cerro La Ermita ([Rapela et al. 2003](#); [Tohver et al. 2012](#)) ([Fig. 1.17](#)). [Tohver et al. \(2012\)](#) también reportaron una edad Ar-Ar de  $581 \pm 5$  Ma en moscovitas del granito del Cerro del Corral. [Rapela et al. \(2003\)](#) no lograron separar circones de la riolita de la Estancia La Mascota ni del granito de la Estancia Agua Blanca. De este último [Tohver et al. \(2012\)](#) consiguieron recuperar solo dos circones cuya datación proporcionó una edad de  $2.182 \pm 18$  Ma (MSWD = 2,6), no descartándose la posibilidad de herencia del basamento para los cristales analizados.

Los fechados isotópicos por el método U-Pb en circones ubican mayormente en el Ediacárico a los granitos del Sector Este del complejo basamental (607-581 Ma). El granito del Cerro San Mario, a pesar de su signature geoquímica tipo I y edad cámbrica temprana ([Rapela et al. 2003](#)), fue vinculado por [Gregori et al. \(2005\)](#) a los granitos del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral sobre la base de similitudes petrográficas y deformacionales. No obstante la dificultad de obtener circones de la riolita de la Estancia La Mascota y del granito de la Estancia Agua Blanca, [Rapela et al. \(2003\)](#) supusieron que la edad de este último sería similar a la del granito del Cerro Colorado (533-524 Ma), con el cual comparte numerosas similitudes geoquímicas, y consideraron que las riolitas del Cerro La Ermita y la Estancia La Mascota pertenecen al mismo evento volcánico peralcalino o representan pulsos diferentes durante un único periodo eruptivo (509-505 Ma).

A partir de similitudes petrográficas, geoquímicas y geocronológicas, [Gregori et al. \(2005\)](#) distinguieron dos suites en el basamento de las Sierras Australes, denominando Meyer a la más antigua y Cochenleufú a la más joven. La Suite Meyer, de edad neoproterozoica, está integrada por los granitos tipo S aflorantes en el área de los cerros Pan de Azúcar-del Corral y San Mario (sector Este), junto con ignimbritas y rocas andesíticas subordinadas, relacionados a ambientes de arco volcánico y postcolisional. Por su parte, la Suite Cochenleufú representa un evento magmático de edad cámbrica relacionado a rifting que se inició con la intrusión de los granitos tipo A del Cerro Colorado y la Estancia Agua Blanca (sector Oeste) y culminó con la extrusión de las riolitas peralcalinas del Cerro La Ermita y la Estancia La Mascota (sector Norte).



**Figura 1.17.** Edades isotópicas de las rocas de basamento de las Sierras Australes (se incluyen fechados U-Pb en circón del intrusivo López Lecube y de las tobas intercaladas en la mitad superior de la Formación Tunas del Grupo Pillahuincó): **1** granito del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral, **2** ignimbrita del Cerro del Corral, **3** andesita del Cerro Pan de Azúcar, **4** granito del Cerro San Mario, **5** granito del Cerro Colorado, **6** granito de la Estancia Agua Blanca, **7** granitos del Cerro San Mario y la Estancia Agua Blanca, **8** riolita del Cerro La Ermita, **9** riolita de la Estancia La Mascota, **10** riolitas del Cerro La Ermita y la Estancia La Mascota, **11** tobas de la Formación Tunas, **12** intrusivo López Lecube (**a** Borrello y Venier 1967, **b** Cazeneuve 1967, **c** Halpern *et al.* 1970, **d** Cingolani y Varela 1973, **e** Varela y Cingolani 1976, **f** Varela *et al.* 1990, **g** Rapela *et al.* 2003, **h** Tohver *et al.* 2012, **i** Tohver *et al.* 2008, **j** Alessandretti *et al.* 2013, **k** López-Gamundi *et al.* 2013, **l** Ramos *et al.* 2014, **m** Pankhurst *et al.* 2006).

## 1.5 CUBIERTA SEDIMENTARIA PALEOZOICA

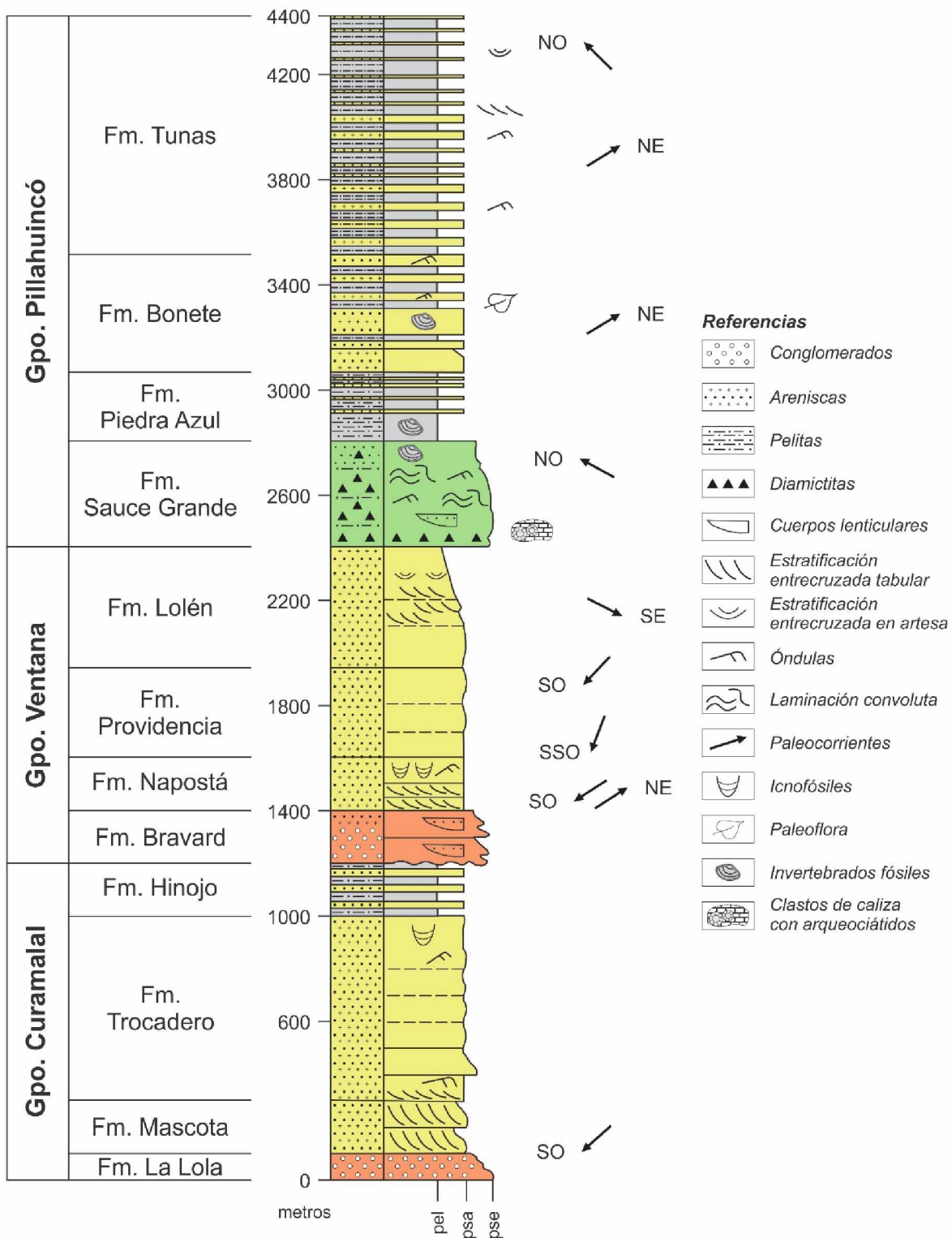
Desde la aparición del trabajo de Harrington de 1947, la división de la cubierta sedimentaria paleozoica de las Sierras Australes en tres grupos fue universalmente aceptada y es hoy en día tan válida como lo era entonces. Las doce unidades formacionales de las Sierras Australes son reunidas en los grupos Curamalal, Ventana y Pillahuincó, cada uno de los cuales está integrado por cuatro formaciones (Harrington 1947, 1972, 1980) (Fig. 1.18).

### 1.5.1 Grupo Curamalal

Las sedimentitas del Grupo Curamalal (Fig. 1.19), dividido en las formaciones La Lola, Mascota, Trocadero e Hinojo (Harrington 1947), conforman la totalidad de la Sierra de Curamalal y la prolongación austral de la misma en la hilera de cerros aislados que termina en el Morro de Dorrego, así como las sierrecillas de Cortapie y de Chasicó y buena parte del Cerro Colorado (Harrington 1972, 1980) (Fig. 1.8).

El Grupo Curamalal y el basamento ígneo-metamórfico se encuentran en contacto a través de una discordancia angular o una inconformidad, según el basamento haya estado deformado o no con anterioridad al inicio de la sedimentación paleozoica (véase Capítulo 2). En el área de los cerros Pan de Azúcar-del Corral y San Mario la Formación La Lola se encuentra en contacto directo con el basamento cristalino, mientras que en el Cerro Colorado es la Formación Mascota la que se encuentra en contacto con las rocas de basamento, estando ausente la Formación La Lola (Harrington 1947, 1972, 1980). El Grupo Curamalal está compuesto por un conglomerado basal (Fm. La Lola, Fig. 1.19a), abundantes cuarcitas depositadas en ambiente de plataforma estable (formaciones Mascota y Trocadero, Fig. 1.19b; Andreis *et al.* 1989) y bancos pelíticos cuspidales (Fm. Hinojo, Fig. 1.19c y d). Harrington (1972, 1980) estimó el espesor total del Grupo Curamalal entre 1.000 y 1.210 metros.

Si bien algunos autores propusieron que el Grupo Ventana sería la repetición tectónica del Grupo Curamalal (Kilmurray 1975; Tomezzoli y Cristallini 2004), la gran mayoría concuerda con el esquema original propuesto por Harrington (1947) en el cual el Grupo Curamalal subyace al Grupo Ventana, siendo este último por lo tanto más joven que el primero. El contacto entre ambos grupos es únicamente observable en el faldeo suroccidental del Cerro Hinojo, próximo al Abra de Hinojo, en el interior del Gran Valle Longitudinal (Fig. 1.19e). En esta zona se puede constatar la presencia de estructuras asimétricas que indican desplazamiento (Fig. 1.19f) y que permiten inferir la existencia de una falla inversa a lo largo de la cual la Formación Hinojo (techo del Grupo Curamalal) monta sobre la Formación Bravard (base del Grupo Ventana). Esta falla podría ser local o formar parte de un sistema de fallas de extensión regional coincidentes con el Gran Valle Longitudinal (Fig. 1.8).



**Figura 1.18.** Columna estratigráfica de la cubierta sedimentaria paleozoica de las Sierras Australes (basada en Harrington 1947, 1972, 1980; modificada de Ramos *et al.* 2014). Las direcciones de paleocorrientes fueron tomadas de Reinoso (1968), Andreis y Cladera (1992) y López-Gamundi y Rossello (1998).



**Figura 1.19.** **a)** Conglomerado de la Formación La Lola (Cerro Pan de Azúcar). **b)** Cuarzita de grano fino con estratificación entrecruzada de la Formación Mascota (área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral). **c)** Afloramientos de la Formación Hinojo vistos desde el faldeo sur del Cerro Hinojo. **d)** Afloramiento de las rocas areno-pelíticas del techo de la Formación Hinojo. **e)** Contacto entre las formaciones Hinojo (Grupo Curamalal) y Bravard (Grupo Ventana) en el interior del Gran Valle Longitudinal (faldeo suroccidental del Cerro Hinojo). **f)** Estructura S/C en el contacto entre las formaciones Hinojo y Bravard posiblemente formada por cizalla entre capas o deslizamiento flexural; la asimetría de la estructura indica desplazamiento inverso. La fotografía fue tomada mirando hacia el NO, perpendicularmente al rumbo de la foliación.

La edad del Grupo Curamalal no ha sido determinada con precisión debido a la escasez de fósiles. La Formación Trocadero contiene icnofósiles de los géneros *Arenicolites*, *Arthropycus*, *Didymaulichnus*, *Palaeophycus*, *Planolites* y *Skolithos* (Cellini *et al.* 1986; Rodríguez 1988) y la Formación Hinojo contiene icnofósiles de los géneros *Diplocraterion*, *Skolithos* y *Tigillites* (Rodríguez 1988). Estas trazas fósiles sugieren una edad Cámbrico Tardío-Ordovícico. Varela y Cingolani (1976) analizaron la naturaleza de los clastos riolíticos de la Formación La Lola y sugirieron que podrían

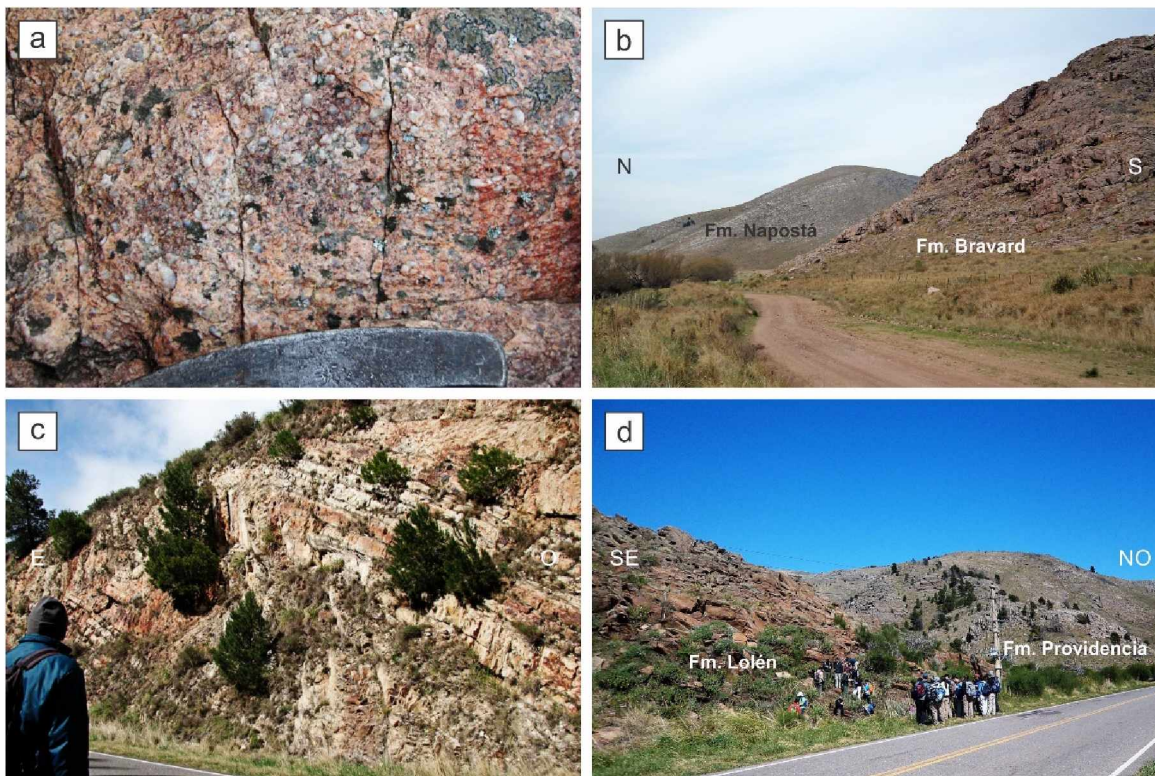
proceder de las riolitas del Cerro la Ermita y la Estancia La Mascota a partir de la existencia de similitudes petrográficas y composicionales. De ser correcta esta hipótesis, las edades U-Pb SHRIMP en circones de  $509,0 \pm 5,3$  Ma (Rapela *et al.* 2003) y  $505 \pm 18$  Ma (Tohver *et al.* 2012) obtenidas para la riolita del Cerro La Ermita permitirían asignar al Cámbrico Medio/Tardío la edad máxima de sedimentación de la Formación La Lola.

### 1.5.2 Grupo Ventana

El Grupo Ventana (Fig. 1.20) se divide en las formaciones Bravard, Napostá, Providencia y Lolén (Harrington 1947) y constituye las sierras de Bravard y de la Ventana y la faja de elevaciones menores que se extienden desde el pie de estas sierras hasta el arroyo Pantanoso y el río Sauce Grande (Harrington 1972, 1980).

Al igual que el Grupo Curamalal, el Grupo Ventana está compuesto por areniscas conglomerádicas y lentes de conglomerados en la base (Fm. Bravard, Fig. 1.20a), cuarcitas depositadas en ambiente de plataforma estable (formaciones Napostá y Providencia, Fig. 1.20b y c; Andreis *et al.* 1989) y niveles pelíticos hacia el techo (Fm. Lolén, Fig. 1.20d). Las similitudes litológicas existentes entre los grupos Curamalal y Ventana suscitaron la hipótesis de la repetición tectónica tratada en el apartado anterior. El espesor máximo del Grupo Ventana fue estimado en 1.400-1.550 metros (Harrington 1972, 1980). En el Pozo Paragüil x-1, perforado unos 21 km al SO de la localidad de Laprida y con una profundidad final de 3.378 metros bajo boca de pozo, la empresa Bidas Corp. atravesó los 380 metros superiores de la Formación Lolén (Lesta y Sylwan 2005). Esta unidad fue atravesada de techo a base en el Pozo BA.SC. x-1, también perforado por Bidas Corp., ubicado unos 27 km al NE de la localidad de San Cayetano y con una profundidad final de 2.045 metros bajo boca de pozo, registrándose un espesor total de 850 metros (Lesta y Sylwan 2005).

La Formación Napostá presenta icnofósiles de los géneros *Arenicolites*, *Arthropycus*, *Daedalus* y *Skolithos*, entre otras trazas fósiles (Dimieri y Japas 1986; Buggisch 1986, 1987; Rodríguez 1988; Seilacher *et al.* 2002) y la Formación Lolén contiene braquiópodos de los géneros *Cryptonella* y *Schelwienella* (Harrington 1972, 1980), entre otros, y restos de licofitas como *Haplostigma* que permiten asignar el techo del Grupo Ventana al Devónico Temprano/Medio (Keidel 1916; Harrington 1947, 1970; Andreis 1964; Cingolani *et al.* 2002; Benedetto 2010). Dataciones palinológicas realizadas por Archangelsky (1998) en material del Pozo Paragüil x-1 indican una edad Devónico Medio/Tardío para la Formación Lolén. Según esto, la edad de los grupos Curamalal y Ventana estaría comprendida entre el Cámbrico Medio/Tardío y el Devónico Medio/Tardío.



**Figura 1.20.** **a)** Arenisca conglomerádica de la Formación Bravard. **b)** Afloramientos de las formaciones Bravard y Napostá vistos desde el Abra de Hinojo. **c)** Cuarzitas plegadas de la Formación Napostá en el corte de la Ruta Provincial 76 a lo largo del Abra de la Ventana. **d)** Pelitas de la Formación Lolén en los alrededores del contacto con la Formación Providencia sobre la Ruta Provincial 76.

### 1.5.3 Grupo Pillahuincó

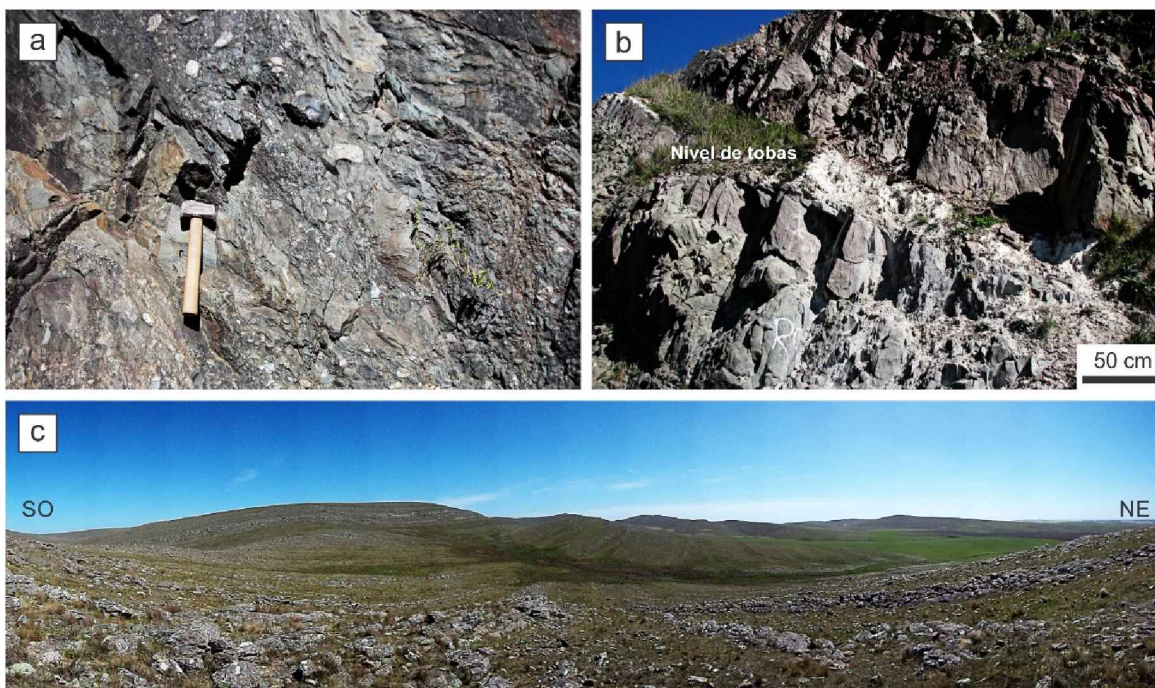
Las sedimentitas del Grupo Pillahuincó, dividido en las formaciones Sauce Grande, Piedra Azul, Bonete y Tunas (Harrington 1947), conforman las sierras de las Tunas y de Pillahuincó (Harrington 1972, 1980). También se las encuentra en la llanura interserrana, donde constituyen afloramientos dispersos y aislados en los alrededores de las localidades de Gonzáles Chaves, Lumb, De la Garma, Laprida y Mariano Roldán (Monteverde 1938; Furque 1965; Harrington 1970; Terraza y Deguillén 1973), así como parte del relleno de la Cuenca de Claromecó (Lesta y Sylwan 2005).

El Grupo Pillahuincó está compuesto por diamictitas, conglomerados, areniscas feldespáticas, cuarcitas, pelitas grises y escasos niveles tobáceos depositados en ambientes glacimarinero y fluviodeltaico (Andreis *et al.* 1989). Su espesor oscila entre los 1.510 y 3.590 metros estimados por Harrington (1972, 1980) y aproximadamente 5.000 metros si consideramos los más de 2.000 metros que Suero (1957) otorgó a la Formación Tunas y los 2.100-2.500 metros estimados por Coates (1969) para la Formación Sauce Grande. Distintos autores están más o menos de acuerdo en cuanto a los espesores máximos de las formaciones Piedra Azul (~ 250 m) y Bonete (~ 300 m). López-Gamundí *et al.* (1995) asignaron al Grupo Pillahuincó un espesor total de 2.800 metros. En el Pozo Paragüil x-1 fueron atravesados 2.153 metros correspondientes al Grupo Pillahuincó (Lesta y Sylwan 2005).

La Formación Sauce Grande consiste en depósitos glacimarininos (Fig. 1.21a) que documentan la glaciación neopaleozoica que afectó al Supercontinente de Gondwana (López-Gamundí y Buatois 2010). Las diamictitas de la Formación Sauce Grande, también reconocidas en la Cuenca de Claromecú, fueron correlacionadas con las de la Formación Dwyka en la Cuenca de Karoo (Cinturón Plegado del Cabo) desde los trabajos de Keidel (1916) y Du Toit (1927). Depósitos equivalentes fueron descritos en el Pozo Ordóñez en el subsuelo de la Cuenca Chaco-Paranaense (Winn y Steinmetz 1998) y en la Formación Lafonian en las Islas Malvinas (Frakes y Crowell 1969; Bellosi y Jalfin 1984, 1989). La reconstrucción de Martín *et al.* (1981) ubica a las Islas Malvinas al sur de la Cuenca de Karoo y frente a las costas de Sudáfrica. Recientemente, González *et al.* (2011, 2012) encontraron clastos calcáreos retrabajados con arqueociátidos en las diamictitas de la Formación Sauce Grande que indican una procedencia antártica. La Formación Piedra Azul consiste en depósitos transgresivos postglaciales seguidos por los depósitos marinos de la Formación Bonete (Andreis *et al.* 1989). Las sedimentitas de ambas unidades representan la máxima inundación de la cuenca. El Grupo Pillahuincó, y la secuencia sedimentaria paleozoica de las Sierras Australes, culminan con los depósitos fluviodeltaicos de la Formación Tunas (Andreis *et al.* 1989).

La presencia de niveles tobáceos en la mitad superior de la Formación Tunas fue primeramente señalada por Iñiguez *et al.* (1988) (Fig. 1.21b). A partir de la presencia de esmectita, Alessandretti (2012) concluyó que estas rocas se depositaron en condiciones subácueas. El estudio geoquímico de las tobas de la Formación Tunas indica que la actividad volcánica que las originó estuvo asociada a un arco continental (Alessandretti *et al.* 2013). Recientes fechados isotópicos U-Pb en circones de las tobas de la Formación Tunas arrojaron edades de  $282,4 \pm 2,8$  Ma (SHRIMP, Tohver *et al.* 2008),  $280,9 \pm 1,9$  Ma (SHRIMP, López-Gamundí *et al.* 2013) y  $284 \pm 15$  Ma (LA-ICP-MS, Alessandretti *et al.* 2013). Ramos *et al.* (2014) dataron circones de tres niveles tobáceos, obteniendo una edad U-Pb LA-ICP-MS promedio de 304 Ma correspondiente a una mezcla de circones formados entre 280-288 Ma (interpretados como juveniles a partir de datos de  $\epsilon_{\text{Hf}}$ ) y 290-315 Ma. Según estos fechados isotópicos, la edad de los niveles tobáceos de la Formación Tunas es asignada al Pérmico Temprano (Fig. 1.17).

El contenido fosilífero de la Formación Sauce Grande es escaso y se limita a restos mal preservados del bivalvo *Astartella pusilla* encontrados en los niveles más altos de la unidad (Harrington 1947, 1955, 1972, 1980). Sin embargo, palinomorfos hallados en la sección diamictítica del Pozo Paragüil x-1 permiten asignar la Formación Sauce Grande al Carbonífero Tardío (Archangelsky 1999). La Formación Piedra Azul contiene escasos restos de gasterópodos del género *Murchisonia*, la Formación Bonete presenta elementos de la Fauna de *Eurydesma* y de la Flora de *Glossopteris* y la Formación Tunas contiene fósiles bien preservados de los icnogéneros *Cochlichmus* y *Gordia* y gimnospermas como *Glossopteris* y *Gangamopteris* (Harrington 1947, 1955; González 1981; Archangelsky y Cúneo 1984; Cingolani *et al.* 2002; Benedetto 2010) y la filicopsida *Pecopteris*, todos correspondientes al Pérmico Temprano. El único ejemplar de *Pecopteris* fue encontrado en la Estancia



**Figura 1.21.** **a)** Diamictita de la Formación Sauce Grande en los alrededores de la intersección entre las rutas provinciales 72 y 76, cerca del contacto con la Formación Lolén (Grupo Ventana). **b)** Nivel de toba intercalado en la mitad superior de la Formación Tunas en el corte del camino del Abra del Despeñadero. **c)** Afloramientos de la Formación Tunas en la Estancia San Antonio, en las estribaciones surorientales de la Sierra de Pillahuincó (unos 6 km al norte de Las Mostazas).

San Antonio durante el viaje de campo de la Cátedra de Geología Argentina (FCNyM-UNLP) realizado en septiembre de 2016 (Fig. 1.21c). La información palinológica obtenida del Pozo Paragüil x-1 también permite asignar las formaciones Piedra Azul, Bonete y Tunas al Pérmico Temprano (Archangelsky 1999). Estudios paleomagnéticos realizados por Tomezzoli y Vilas (1996) en la Formación Tunas revelaron una polaridad reversa consistente con el Intervalo Magnético Kiaman que se extendió desde los 319 Ma (Bashkiriense) hasta los 269 Ma (Roadiense). Recientes estudios palinológicos en varios pozos de costa afuera de la Cuenca de Claromecó permitieron identificar la secuencia pérmica completa (Balarino 2012), incluyendo, por primera vez, depósitos de edad Lopingiense.

#### 1.5.4 Estudios de procedencia

Estudios de procedencia petrográficos (método de Gazzi-Dickinson) y geoquímicos (elementos mayoritarios y trazas) realizados por Alessandretti *et al.* (2013) en areniscas y cuarcitas de la cubierta sedimentaria paleozoica de las Sierras Australes indican que los sedimentos de los grupos Curamalal y Ventana derivaron de fuentes cratónicas y fueron depositados en ambiente de margen pasivo. Los citados autores sugirieron para los sedimentos del Grupo Pillahuincó una procedencia transicional entre

rocas depositadas en un margen pasivo y rocas derivadas de un arco continental activo, llevándose a cabo la depositación de estos materiales en un ambiente de cuenca de antepaís.

Ramos *et al.* (2014) estudiaron por los métodos U-Pb y Lu-Hf (LA-ICP-MS) los circones detríticos de diferentes muestras de la cubierta sedimentaria paleozoica de las Sierras Australes. El análisis de los circones detríticos del Grupo Curamalal permitió establecer la fuente principal en el basamento paleoproterozoico del Sistema de Tandilia, una clara evidencia de que dicho cordón montañoso era conspicuo durante el Cámbrico-Ordovícico; con el tiempo, el basamento cristalino de las Sierras Australes comenzaría a ser exhumado y los granitos neoproterozoicos y cámbricos se convertirían en la fuente principal. Para la parte inferior del Grupo Ventana, la fuente principal fue el basamento pampeano de las Sierras Pampeanas Orientales. Durante el Silúrico se registraron los primeros circones ordovícicos, indicando que el Cinturón Famatiniano aportó circones o que algunos escasos granitos ordovícicos de las Sierras Pampeanas Orientales fueron exhumados. Asimismo, aparecen circones grenvillianos en los patrones de procedencia del Grupo Ventana, sugiriendo que el basamento mesoproterozoico de Cuyania y/o Pampia fue también exhumado (Sato *et al.* 2000); el Sistema de Tandilia fue casi inexistente como fuente de rocas paleozoicas. Estos resultados concuerdan con los previamente obtenidos por Uriz *et al.* (2011), quienes estudiaron por los métodos U-Pb y Lu-Hf (LA-ICP-MS y SHRIMP) los circones detríticos de las formaciones Providencia y Lolén del Grupo Ventana y de la Formación Sierra Grande (Macizo Nordpatagónico). Estos autores determinaron edades máximas de sedimentación de 476 Ma para la Formación Providencia (Ordovícico Temprano) y de 387 Ma para la Formación Lolén (Devónico Medio). Uriz *et al.* (2011) también registraron circones del Neoproterozoico-Cámbrico Temprano (moda principal) y del Cámbrico Medio-Silúrico y Mesoproterozoico (modas secundarias) para la Formación Providencia y circones del Ordovícico Tardío y Mesoproterozoico (modas principales) y del Neoproterozoico y Paleoproterozoico (modas secundarias) para la Formación Lolén. Los circones arqueanos y paleoproterozoicos son escasos, indicando que las fuentes cratónicas no fueron importantes durante el Silúrico-Devónico. En base a los patrones de circones detríticos obtenidos, Uriz *et al.* (2011) concluyeron que las fuentes principales se encontraban en Gondwana y en los terrenos acrecionados durante los ciclos orogénicos Brasiliano-Panafricano/Pampeano y Famatiniano.

El Paleozoico Tardío estuvo marcado por un importante cambio paleogeográfico asociado al desarrollo de un arco magmático localizado al sur de las Sierras Australes, en el norte de la Patagonia (Ramos *et al.* 2014). Los circones detríticos neopaleozoicos más antiguos del Grupo Pillahuincó datan del Carbonífero Tardío y coinciden con una procedencia a partir del arco magmático propuesto por Ramos (2008) a lo largo del Macizo de Somún Curá. Estudios realizados por Chernicoff *et al.* (2013) en la región de Yaminué del Macizo de Somún Curá revelaron una edad máxima de  $318 \pm 5$  Ma (U-Pb SHRIMP) en un esquistos biotítico, edad coherente con los picos de frecuencia determinados por Ramos *et al.* (2014) en varias unidades del Grupo Pillahuincó.

La evidencia de vulcanismo ácido explosivo en las cuencas gondwánicas paleozoicas fue reportada para tiempos pérmicos por numerosos autores ([Bangert et al. 1999](#); [Stollhofen et al. 2000](#); [Rocha-Campos et al. 2008](#); [López-Gamundi 2006](#)). La fuente de los materiales piroclásticos preservados en las Sierras Australes y la Cuenca de Claromecó (Formación Tunas), así como en las cuencas Chaco-Paranaense y de Karoo, es vinculada al vulcanismo de la Provincia Magmática Choiyoi por diversos autores ([Kay et al. 1989](#); [Llambías 1999](#); [Llambías et al. 2003](#); [Alessandretti et al. 2013](#)). [Ramos et al. \(2014\)](#) propusieron un origen más próximo relacionado con las calderas y riolitas del Pérmico Temprano del Macizo de Somún Curá.



## Capítulo 2

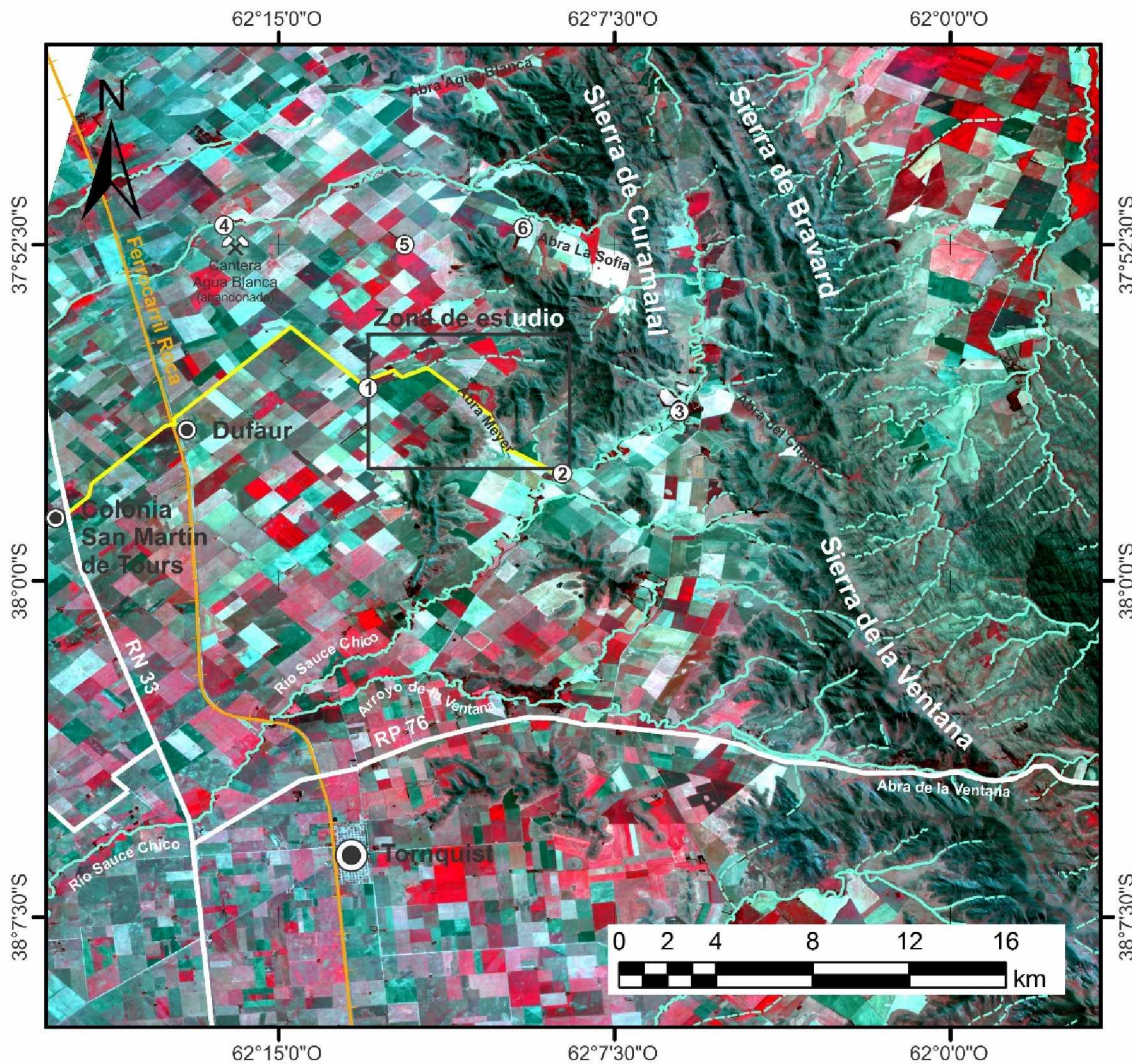
# **GEOLOGÍA LOCAL: EL ÁREA DE LOS CERROS PAN DE AZÚCAR Y DEL CORRAL**

---

### **2.1 INTRODUCCIÓN**

El área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral se encuentra en el borde occidental de la Sierra de Curamalal, a 10 km al este de la localidad de Dufaur y a 20 km al norte de la localidad de Tomquist, en el partido bonaerense de Saavedra (Fig. 2.1). Al área se accede desde la Ruta Nacional 33, que comunica la ciudad de Bahía Blanca con la localidad de General Villegas, llegando hasta la ciudad de Rosario en la provincia de Santa Fe. Sobre la mencionada ruta, frente a Colonia San Martín de Tours, se encuentra el acceso al camino asfaltado que conduce hasta la localidad de Dufaur (Fig. 2.1). Desde esta última se llega al área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral a través del camino vecinal sin asfaltar, mayormente de tosca, que lleva hasta los cascos de las estancias La Lola y Sauce Chico.

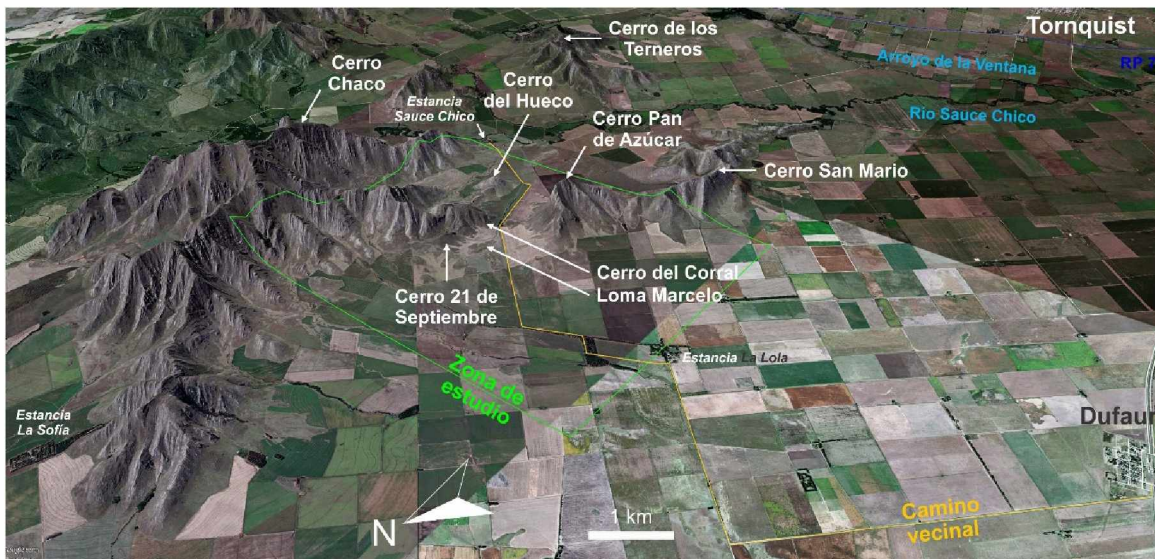
En la zona de estudio los cerros Pan de Azúcar y del Corral constituyen las principales elevaciones, con cumbres que alcanzan los 714 m.s.n.m. el primero y los 558 m.s.n.m. el segundo (Fig. 2.2). Otras elevaciones que se destacan son el Cerro 21 de Septiembre (489 m.s.n.m.), el Cerro del Hueco (491 m.s.n.m.) y lomadas menores, entre las cuales la Loma Marcelo y la Loma Puesto Meyer son las de mayor expresión topográfica. El Cerro Pan de Azúcar y la Loma Puesto Meyer se encuentran en la Estancia Sauce Chico, propiedad de la Sra. Carmen Ducós, y los cerros del Corral, 21 de Septiembre y del Hueco y la Loma Marcelo se encuentran en la Estancia Puesto del Sur, propiedad del Sr. Juan Ducós. La mayor elevación de este sector de la Sierra de Curamalal no la constituye ninguno de los cerros antes mencionados, siendo el Cerro Chaco el de mayor altitud (ubicado en la Estancia Fortín Chaco), con 986 m.s.n.m. (Fig. 2.2). Cabe destacar que la altura de estos cerros con relación al nivel de la llanura circundante es mucho menor, puesto que esta última asciende gradualmente hasta cotas de entre 400 y



**Figura 2.1.** Imagen satelital ASTER del sector occidental de las Sierras Australes de Buenos Aires en la que se muestra la ubicación del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral (zona de estudio): **1** Estancia La Lola, **2** Estancia Sauce Chico, **3** Estancia Fortín Chaco, **4** Estancia Agua Blanca, **5** Estancia Puesto del Sur y **6** Estancia La Sofia.

450 m.s.n.m. al arrimarse al pie de los cerros. Todas estas elevaciones tienen flancos nororientales más empinados que los suroccidentales debido a la vergencia noreste de las estructuras geológicas. El río Sauce Chico corre a escasos 3,3 km al sureste de la zona de estudio.

Los primeros estudios geológicos realizados en el área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral corresponden a [Aguirre \(1891a\)](#), quien citó la existencia de gneises. [Baldrich \(1904\)](#) señaló la presencia de “calcáreos negros, rojos, grises y verdosos” en la Sierra de Curamalal, siendo muy posiblemente estas rocas las que luego fueron caracterizadas como skam por [Kilmurray \(1968a\)](#). [Schiller \(1930\)](#) fue el primero en reconocer milonitas graníticas y en destacar la importancia del fallamiento en la estructuración de la zona. En trabajos de tesis doctoral desarrollados en el área de los cerros Pan de



**Figura 2.2.** Modelo digital de elevación DigitalGlobe del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral y alrededores.

Azúcar y del Corral, [Rayces \(1941\)](#) estudió la geología del Cerro Pan de Azúcar, [Kilmurray \(1961, 1968b\)](#) realizó el estudio petrográfico de las rocas de basamento y [Cucchi \(1962, 1966\)](#) estudió la petrofábrica del conglomerado de la Formación La Lola. [Harrington \(1947\)](#), [Cazeneuve \(1967\)](#), [Kilmurray \(1969, 1975\)](#), [Kilmurray et al. \(1970\)](#), [Cuerda et al. \(1975\)](#), [Varela y Cingolani \(1976\)](#), [Cobbold et al. \(1986, 1991\)](#), [Varela et al. \(1986\)](#), [von Gosen et al. \(1990, 1991\)](#), [Delpino y Dimieri \(1992\)](#), [Delpino \(1993\)](#), [Grecco et al. \(1997, 2000\)](#), [Zavala et al. \(2000\)](#), [Rapela et al. \(2003\)](#), [González et al. \(2004\)](#), [Gregori et al. \(2005\)](#), [de Barrio et al. \(2008\)](#), [Lanfranchini et al. \(2011\)](#), [Tohver et al. \(2012\)](#) y [Ramos et al. \(2014\)](#), entre otros, realizaron estudios estratigráficos, estructurales, petrológicos, geoquímicos y geocronológicos sobre las rocas aflorantes en el área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral.

## 2.2 METODOLOGÍA DE TRABAJO

En el presente capítulo se abordan únicamente los principales aspectos geológicos del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral, así como sus rasgos estructurales, geofísica y petrografía. El Capítulo 3 trata la litogeoquímica de las rocas de basamento de la zona de estudio y el Capítulo 4 la química mineral del skarn Loma Marcelo. Los capítulos 5 y 6 están dedicados, respectivamente, a la geoquímica isotópica y al estudio de inclusiones fluidas, en ambos casos con especial énfasis en el skarn Loma Marcelo.

Se realizó el levantamiento geológico-estructural y magnetométrico del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral a escala 1:34.300 ([Fig. 2.6](#)) y de la Loma Marcelo a escala 1:4.100 ([Fig. 2.13](#)) junto al muestreo sistemático de los afloramientos identificados de rocas de basamento. También fueron

reprocesados datos gravimétricos gentilmente cedidos por el Dr. José Kostadinoff (Departamento de Física, UNS). Las distintas litologías reconocidas fueron estudiadas mediante microscopía óptica y electrónica y difracción de rayos X. Las abreviaturas de minerales utilizadas son las de [Whitney y Evans \(2010\)](#).

### 2.2.1 Geomática

El empleo de pares estereoscópicos de fotografías aéreas y de imágenes satelitales DigitalGlobe y el procesamiento digital de imágenes satelitales LANDSAT y ASTER resultó de gran utilidad como complemento de las tareas de levantamiento geológico-estructural, particularmente mediante la combinación de bandas y generación de modelos digitales de elevación (MDE).

Las imágenes LANDSAT 7 cuentan con 6 bandas de 30 metros de resolución espacial (visible-infrarrojo), 1 banda termal de 60 metros de resolución y 1 banda pancromática de 15 metros de resolución. Las imágenes ASTER (*Advanced Space-borne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) poseen un amplio rango espectral con 14 bandas distribuidas en tres subsistemas independientes que registran datos de las regiones del espectro correspondientes al visible e infrarrojo cercano (VNIR), el infrarrojo medio (SWIR) y el infrarrojo termal (TIR), permitiendo la observación de la superficie terrestre en un amplio rango espectral con una resolución espacial relativamente alta (15, 30 y 90 metros para las bandas de los subsistemas VNIR, SWIR y TIR, respectivamente). Además del procesamiento de imágenes satelitales LANDSAT y ASTER, el levantamiento geológico-estructural del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral fue complementado mediante técnicas de interpretación visual de fotografías aéreas a escala 1:20.000 suministradas por la Dirección de Geodesia de la provincia de Buenos Aires e imágenes satelitales DigitalGlobe de acceso libre a través del software Google Earth Pro.

Si bien las características de los datos ASTER son aplicables a estudios de todos los recursos naturales en general, las capacidades espectrales, radiométricas y geométricas del sensor fueron diseñados para estudios geológicos más exhaustivos, posibilitando la discriminación litológica, la visualización regional de estructuras y la identificación de áreas de alteración mineral. Se utilizó una imagen tomada el 9 de noviembre de 2003 que abarca la casi totalidad de las Sierras Australes y que fue proporcionada por el ERSDAC (*Earth Remote Sensing Data Analysis Center*) en el marco del convenio con la Dirección Provincial de Minería de la provincia de Buenos Aires en la etapa de promoción del satélite ASTER. La imagen fue rectificadas geométricamente a coordenadas POSGAR utilizando puntos de control tomados en el campo con geoposicionador satelital. Se probaron distintas combinaciones entre bandas y cocientes de bandas con el objeto de visualizar diferencias litológicas y estructurales y posibles zonas de alteración hidrotermal. La combinación más conveniente fue la de las bandas del

VNIR 3 2 1 (Figs. 2.1 y 2.5), la cual proporciona una buena discriminación litológica y geomorfológica debido a su resolución espacial de 15 metros.

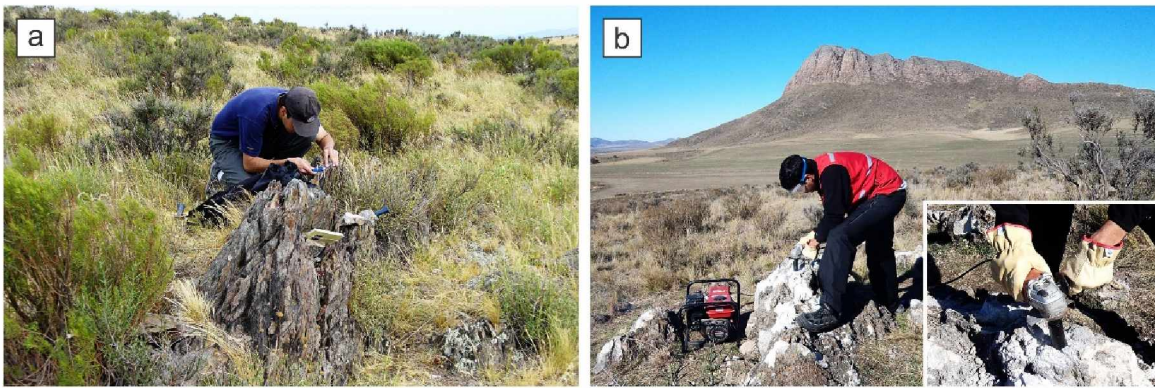
La información geográfica y geológica resultante del procesamiento e interpretación de fotografías aéreas e imágenes satelitales permitió ajustar y afinar distintos aspectos de la cartografía geológico-estructural del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral. La información obtenida fue incorporada a un sistema de información geográfica (SIG), posibilitando la integración de fuentes diversas de información, la manipulación de información disponible en diferentes escalas y sistemas de referencia y la combinación y re-asociación de la información existente generando nuevos datos.

### 2.2.2 Petrografía

Las tareas de campo consistieron en la toma de muestras de superficie de las distintas rocas aflorantes en el área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral para su estudio petrográfico y análisis geoquímico y en la identificación y medición de estructuras con brújula Freiburger (Fig. 2.3a). En todos los casos se tomaron muestras de mano orientadas y no orientadas. Las muestras orientadas del skarn Loma Marcelo fueron extraídas con una corona diamantada de 35 mm de diámetro para corte en seco marca Diewe acoplada a una amoladora angular alimentada por un motor generador (Fig. 2.3b).

El estudio petrográfico de las secciones delgadas analizadas se realizó con un microscopio petrocalcográfico Nikon Optiphot-Pol del Instituto de Recursos Minerales, con el microscopio electrónico de barrido FEI Quanta 200 del Laboratorio de Investigaciones de Metalurgia Física (LIMF) de la Universidad Nacional de La Plata y con las microsondas electrónicas CAMECA Camebax SX-100 del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo (España) y JEOL Superprobe JXA-8230 de los Centros Científicos y Tecnológicos (CCiT) de la Universidad de Barcelona (España) y del Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis por Rayos X (LAMARX) de la Universidad Nacional de Córdoba. También se realizaron estudios microestructurales sobre las muestras orientadas del skarn Loma Marcelo que consistieron en la medición de la orientación cristalográfica de los ejes *c* de cristales de calcita de la matriz con una platina universal de cinco ejes marca Leitz. Como líquido de inmersión se utilizó  $\alpha$ -bromonaftaleno, cuyo índice de refracción (*n*) es 1,6553.

Los estudios de difracción de rayos X en muestras de roca total y concentrados monominerales se efectuaron en el Museo de La Plata (FCNyM-UNLP) con un difractómetro marca Philips modelo PW-1027, en el Centro de Investigaciones Geológicas (CIG, UNLP-CONICET) con un difractómetro marca PANalytical modelo X'Pert PRO y en el Centro de Tecnología de Recursos Minerales y Cerámica (CETMIC, CONICET-CICBA) con un difractómetro marca Philips modelo PW 3020. Las muestras de roca total fueron trituradas con chancadora de mandíbulas y molidas con molinos de anillos y de ágata y las muestras monominerales fueron concentradas manualmente bajo lupa binocular y molidas con mortero de ágata. En ambos casos la granulometría del material analizado fue inferior a 75  $\mu\text{m}$  (fracción



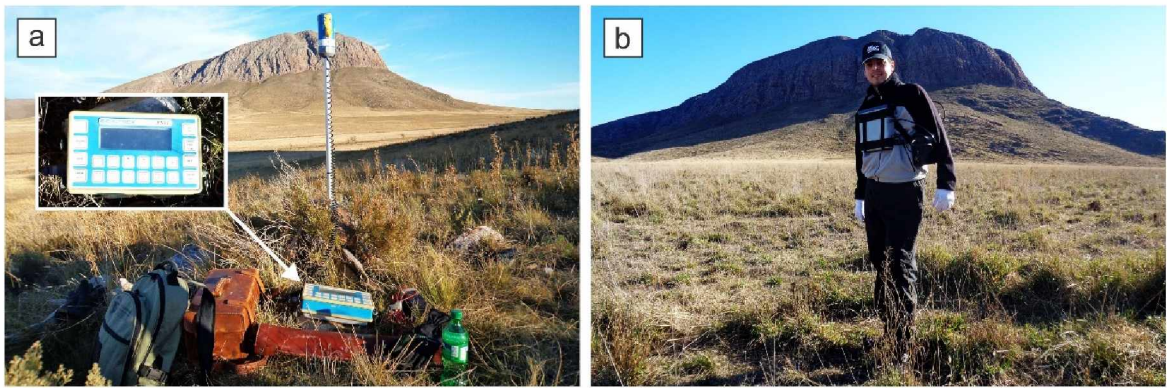
**Figura 2.3. a)** Medición de estructuras geológicas con brújula Freiburger. **b)** Extracción de muestras orientadas de skarn con una corona diamantada de 35 mm de diámetro para corte en seco acoplada a una amoladora angular.

pasante tamiz ASTM E 11-87 N° 200). Las condiciones de barrido fueron las siguientes: ángulo  $2\theta$  entre  $2^\circ$  y  $70^\circ$ , tamaño de paso  $0,020-0,040^\circ$ , tiempo por paso  $0,20-0,50$  s y velocidad de barrido de  $0,016^\circ/s$  o  $0,040^\circ/s$ . Para el procesamiento de los datos, así como para la determinación y cuantificación de las fases minerales presentes en cada una de las muestras, se utilizó el software X Powder 2010 (Martín 2008) y la base de datos PDF-2 (ICDD 2012).

### 2.2.3 Geofísica

La toma de datos de gravedad correspondiente a la Hoja gravimétrica 42 (Tomquist) fue llevada a cabo por el Dr. José Kostadinoff y colaboradores. Las lecturas se realizaron con dos gravímetros, uno Worden y otro La Coste-Romberg, en estaciones ubicadas cada 6 km en promedio. Las estaciones de gravedad coinciden con los puntos de orden I, II, III y IV de la Red Fundamental de Triangulación del Instituto Geográfico Militar (IGM). La cantidad total de estaciones relevadas fue de 196. La altimetría de las estaciones fue obtenida de las cartas 1:100.000 y 1:50.000 del IGM. El máximo error en la altimetría está dado por los puntos de orden IV, cuya precisión fue estimada en  $\pm 0,30$  m. La georreferenciación de las estaciones se realizó con geoposicionador satelital, asegurando una precisión de los valores de gravedad medidos en el campo de  $\pm 0,10$  mGal. Una vez realizadas las correcciones por deriva instrumental, latitud, aire libre y Bouguer se elaboró un mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer (Fig. 2.22).

El estudio magnetométrico terrestre del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral se realizó sobre 11 líneas de entre 2 y 7 km de longitud, con orientación E-O y espaciado de aproximadamente 250 metros. El estudio magnetométrico de la Loma Marcelo se realizó sobre 14 líneas de 325 metros de longitud, con orientación E-O y espaciado de 50 metros. En ambos casos las lecturas se obtuvieron en estaciones con intervalos de dos segundos (aproximadamente cada 2,5 m). El total recorrido fue de 72 km sobre los que se obtuvieron 23.240 lecturas. Las variaciones diurnas del campo magnético fueron



**Figura 2.4.** Levantamiento magnetométrico terrestre: **a)** magnetómetro base; **b)** magnetómetro móvil.

corregidas de manera diferencial con dos magnetómetros de precisión protónica, uno fijo marca Scintrex modelo Envi Mag (estación base) y otro móvil marca Gem System modelo GSM-19 (Fig. 2.4). Ambos equipos fueron sincronizados con el tiempo universal coordinado (UTC) y programados para tomar datos cada dos segundos. La navegación de los itinerarios programados se realizó con un geoposicionador satelital que también permitió georreferenciar las lecturas al estar sincronizado con los dos magnetómetros. El valor del campo total de la zona de estudio fue de 23.732,1 nT (19-07-2015) y se obtuvo de la Administración Oceánica y Atmosférica Nacional de los Estados Unidos (*National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA*).

La información magnetométrica se capturó en formato digital y el proceso de corrección realizado fue el siguiente:

- Corrección por variación diurna de los datos magnéticos con el software Aurora Boreal desarrollado por el Lic. Joaquín Nigro del Instituto de Recursos Minerales.
- Preparación de los datos e importación.
- Aplicación de filtro no lineal al canal magnético para eliminar datos incorrectos causados por mediciones defectuosas (*spikes*).
- Aplicación de filtros de decorrugación para micronivelación.
- Construcción de una grilla de Campo Magnético Total utilizando el campo magnético final corregido.

Como parte del análisis de los datos magnéticos terrestres y con el objeto de adquirir una mayor precisión, se aplicaron diversos procedimientos adicionales de procesamiento de los datos crudos (campo total, reducción al polo e inclinación del campo potencial) y se elaboró un mapa de reducción al polo del campo total (Fig. 2.23). También se determinó la susceptibilidad magnética de las rocas de basamento del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral con un susceptibilímetro MS2 Bartington con sensor MS2B en el Centro de Investigaciones en Física e Ingeniería del Centro de la Provincia de

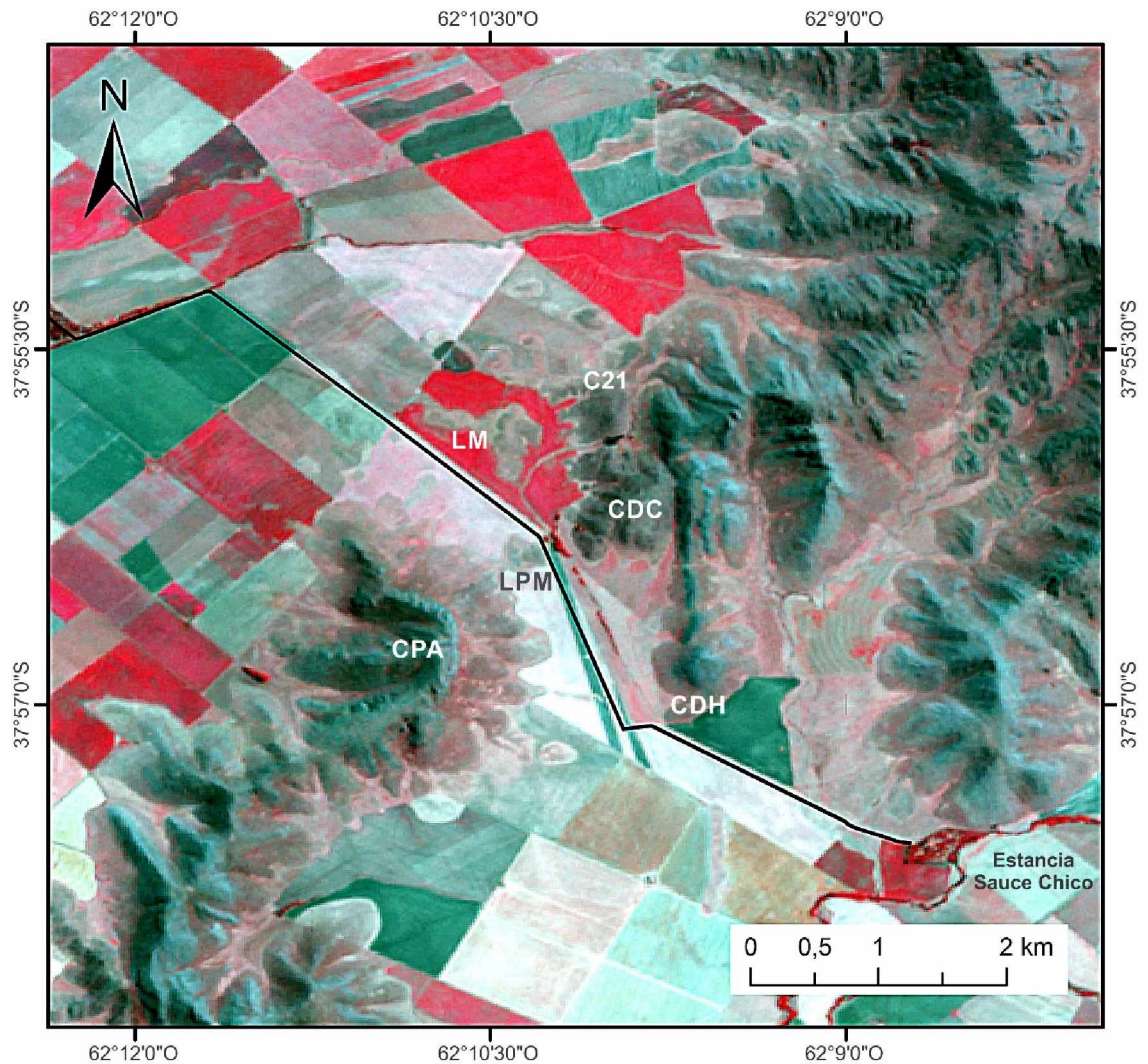
Buenos Aires (CIFICEN, CONICET-UNCPBA-CICBA). Las mediciones de susceptibilidad se realizaron en baja frecuencia (470 Hz) y fueron normalizadas por la masa.

## 2.3 PRINCIPALES ASPECTOS GEOLÓGICOS DE LA ZONA DE ESTUDIO

Las rocas de basamento del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral consisten en los granitos cataclásticos y miloníticos del faldeo nororiental del Cerro Pan de Azúcar, la mitad occidental del Cerro del Corral, el Cerro 21 de Septiembre, la Loma Marcelo y la Loma Puesto Meyer, la ignimbrita milonítica de la mitad oriental del Cerro del Corral, la metandesita del Cerro Pan de Azúcar y el skarn Loma Marcelo (Figs. 2.5 y 2.6). En el Cerro Pan de Azúcar también se identificaron rocas metavolcánicas de composición fenodacítica a fenoriolítica. Todas estas rocas se encuentran cortadas por vetas y vetillas de cuarzo lechoso. En los apartados siguientes se describe la petrografía de las rocas de basamento de la zona de estudio.

Cuerda *et al.* (1975) reunieron las rocas de basamento del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral en el Grupo Sauce Chico, subdividido en las formaciones Pan de Azúcar y Cerro del Corral. La Formación Pan de Azúcar, a su vez subdividida en el Miembro metamórfico parcialmente granitizado y en el Miembro Cataclasitas Graníticas, incluye a los metagranitos del área, a la metandesita del Cerro Pan de Azúcar y al skarn Loma Marcelo. Por su parte, la Formación Cerro del Corral comprende únicamente a la metaignimbrita del Cerro del Corral.

En el Cerro Pan de Azúcar y a lo largo del cordón Cerro del Hueco-Cerro del Corral afloran las formaciones La Lola y Mascota del Grupo Curamalal (Harrington 1947) (Fig. 2.6). La Formación La Lola, cuyo espesor máximo fue estimado por Harrington (1972, 1980) en 100 metros, consiste en conglomerados rojizos matriz-sostén y clasto-sostén con clastos redondeados a subredondeados de cuarcitas de hasta 25 cm de diámetro inmersos en una matriz de arena gruesa bien seleccionada (Harrington 1947, 1972, 1980; Zavala *et al.* 2000) (Fig. 2.7a y b). Los clastos tienen forma alargada y se disponen con sus ejes mayores paralelos a la estratificación o presentan imbricación, constituyendo en ambos casos bancos tabulares a irregulares. Los rodados del Conglomerado La Lola se encuentran mucho menos deformados en el Cerro Pan de Azúcar que en el cordón Cerro del Hueco-Cerro del Corral, presentando en este último lugar forma elipsoidal y variable grado de achatamiento debido a la deformación dúctil experimentada (Cucchi 1966) (Fig. 2.7c y d). Al conglomerado basal de la Formación La Lola siguen las cuarcitas de la Formación Mascota. Esta unidad tiene un espesor máximo de 200 metros y consiste en cuarcitas grisáceas, blanquecinas, rosadas y verdosas de grano fino a muy fino con estratificación entrecruzada y escasas pelitas masivas en niveles tabulares a lenticulares ubicados hacia el techo de la unidad (Harrington 1947, 1972, 1980; Zavala *et al.* 2000). Las cuarcitas de la Formación Mascota se encuentran intensamente deformadas en el sector noreste de la zona de estudio, presentando en ocasiones muy buen desarrollo de foliación (Fig. 2.7e). Al igual que las rocas



**Figura 2.5.** Imagen satelital ASTER del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral. CPA = Cerro Pan de Azúcar, CDC = Cerro del Corral, C21 = Cerro 21 de Septiembre, CDH = Cerro del Huevo, LM = Loma Marcelo y LPM = Loma Puesto Meyer.

de basamento, las sedimentitas de las formaciones La Lola y Mascota también se encuentran cortadas por vetas y vetillas de cuarzo lechoso (Fig. 2.7f).

Harrington (1947, 1972, 1980) interpretó las sedimentitas del Grupo Curamalal como depósitos marinos que van desde sublitorales a nerítico proximales, acumulados durante un ciclo transgresivo normal sobre una plataforma estable en hundimiento más o menos uniforme. Posteriormente, Andreis y López Gamundí (1985) y Andreis *et al.* (1989) interpretaron los depósitos conglomerádicos basales como playas gravosas con altas pendientes adosadas al basamento cristalino relacionadas a la acción de corrientes litorales a lo largo de la paleocosta. Finalmente, Zavala *et al.* (2000) reinterpretaron las sedimentitas de las formaciones La Lola y Mascota como depósitos de sistemas deltaicos dominados por avenidas fluviales. Las paleocorrientes medidas por estos últimos autores en las sedimentitas del

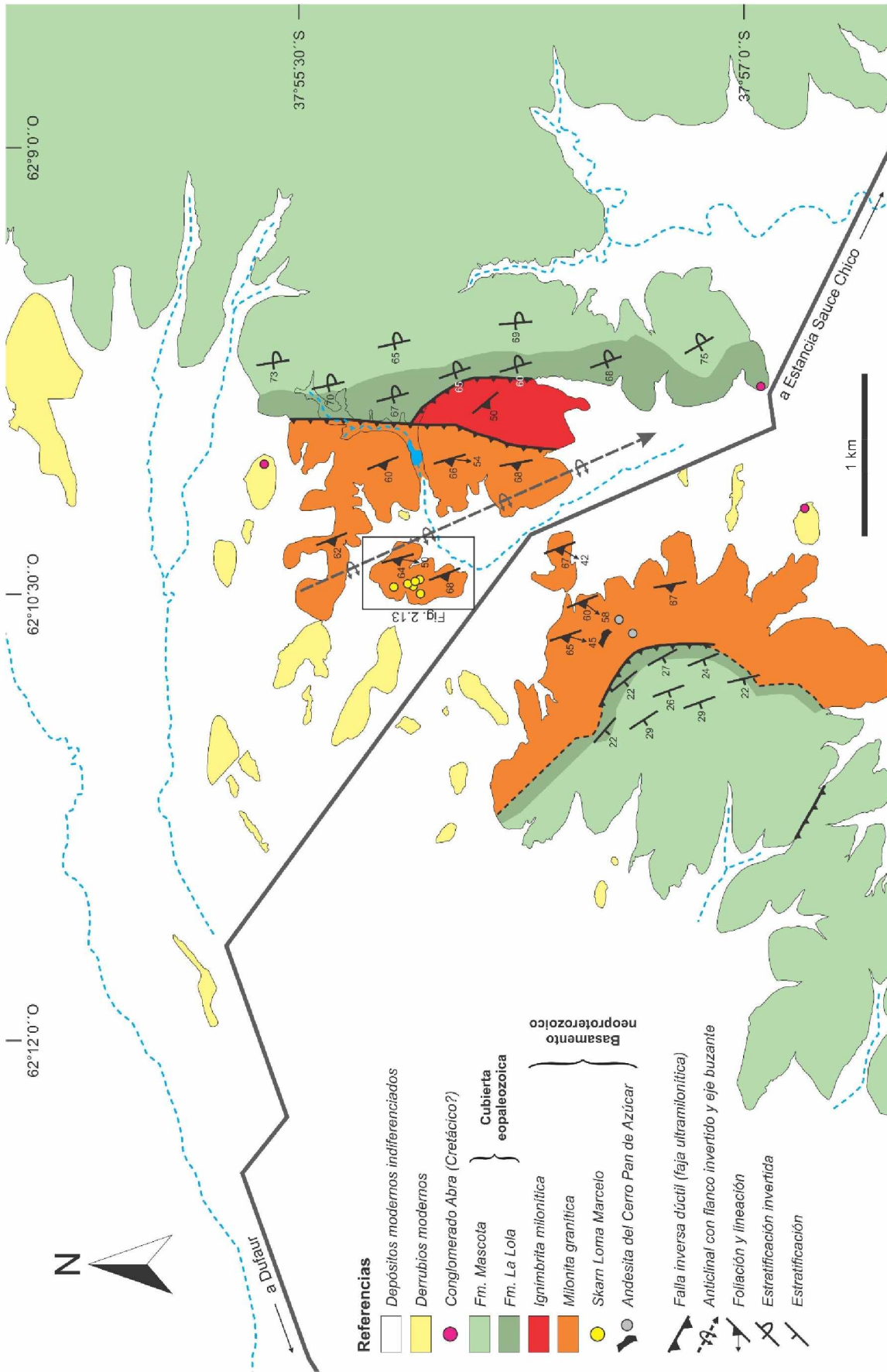
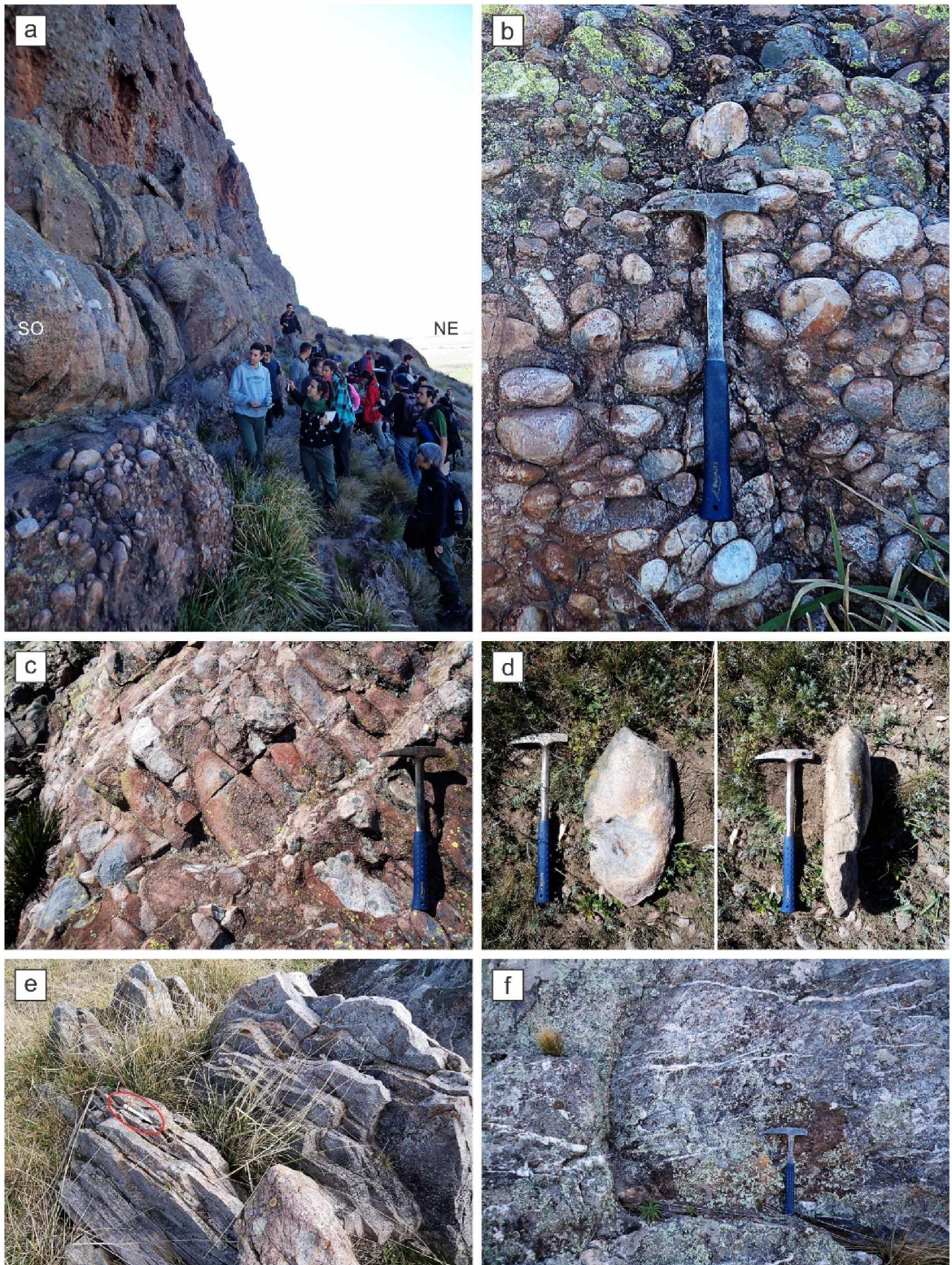


Figura 2.6. Mapa geológico del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral.



**Figura 2.7.** **a)** Afloramiento de la Formación La Lola en el frente empinado del Cerro Pan de Azúcar. **b)** Rodados del Conglomerado La Lola en el Cerro Pan de Azúcar. **c)** Rodados del Conglomerado La Lola en el cordón Cerro del Hueco-Cerro del Corral. **d)** Rodado estirado y achatado del Conglomerado La Lola en el cordón Cerro del Hueco-Cerro del Corral. **e)** Foliación en las cuarcitas de la Formación Mascota en el sector nororiental de la zona de estudio (N 37° E/75° ONO). **f)** Vetillas de cuarzo en las cuarcitas de la Formación Mascota en el Cerro del Hueco.

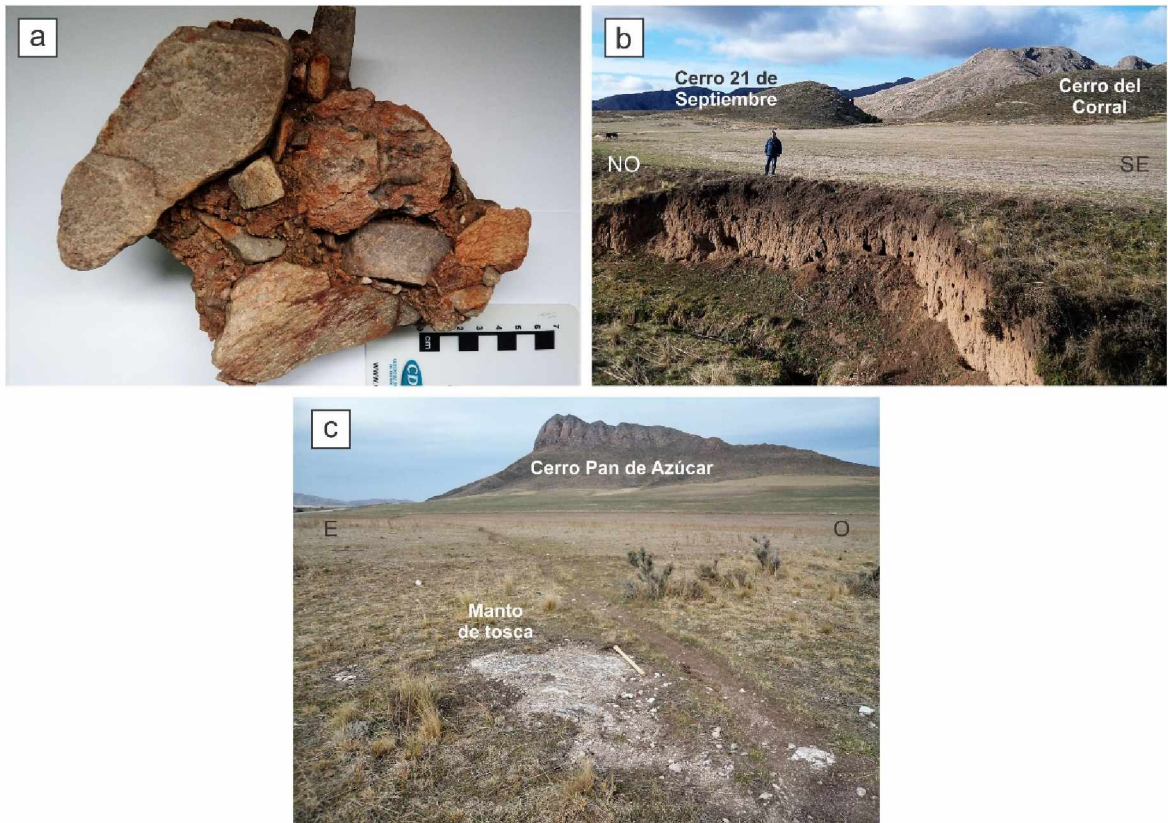
Cerro Pan de Azúcar indican una procedencia de los materiales desde el NE (Sistema de Tandilia). Los patrones de circones detríticos obtenidos por Ramos *et al.* (2014) a partir de dos muestras de la Formación La Lola procedentes del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral exhiben modas de 2.120 Ma y 2.122 Ma que coinciden con la máxima actividad magmática del Sistema de Tandilia (Cingolani 2011), confirmando la propuesta de Zavala *et al.* (2000).

En algunos sectores de la zona de estudio se observaron afloramientos aislados del Conglomerado Abra (Harrington 1972) dispuestos en marcada discordancia angular sobre las rocas de basamento o de la cubierta paleozoica. Este conglomerado de coloración rojiza con clastos y bloques angulosos y subangulosos inmersos en una matriz de arena gruesa (Fig. 2.8a) fue interpretado por Harrington (1947, 1972, 1980) como un remanente de conos de deyección depositados durante el Mioceno bajo condiciones de clima seco y semiárido. Los afloramientos dispersos del Conglomerado Abra que se encuentran en el Abra Meyer (zona de estudio) y principalmente entre el Abra de la Ventana y el Abra de Rivera, en el sector central de las Sierras Australes, fueron considerados por Massabie *et al.* (2005) como remanentes de los depósitos más potentes (> 300 m) de posible edad cretácica atravesados por perforación en el subsuelo de la Cuenca de Claromecó y que se correlacionarían con las sedimentitas cretácicas de la Cuenca del Colorado.

Los depósitos más modernos que rellenan el Abra Meyer y dominan la llanura adyacente consisten en los sedimentos pampeanos descritos por Fidalgo *et al.* (1975) y otros más recientes de origen eólico y fluvial (Fig. 2.8b). También fueron identificados mantos de tosca de espesor variable (Fig. 2.8c). Los faldeos de los distintos cerros de la zona de estudio presentan abundante material de derrubio, dificultando en muchos casos la observación de los contactos litológicos entre las rocas de basamento (ej. Cerro Pan de Azúcar) y la cubierta paleozoica (ej. Cerro del Hueco).

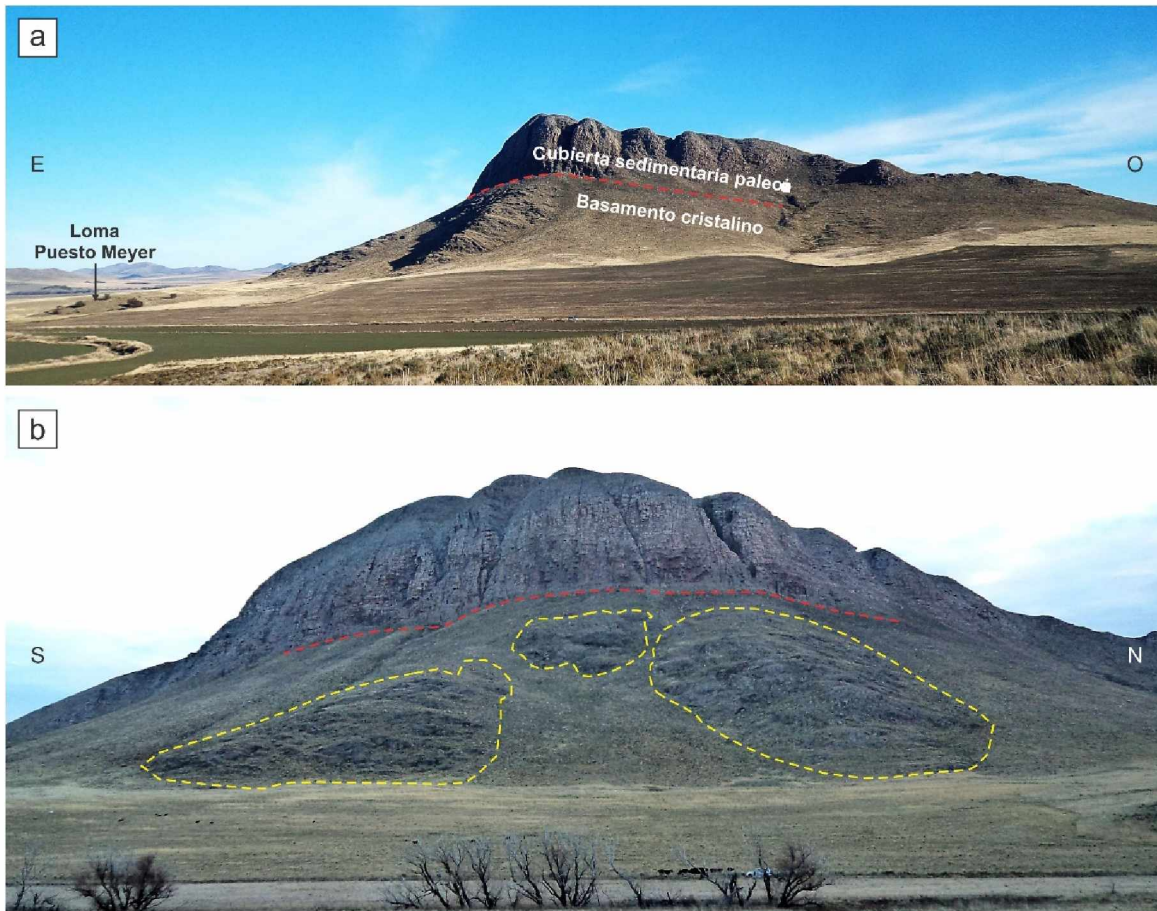
### 2.3.1 Cerro Pan de Azúcar y Loma Puesto Meyer

El metagranito y las metavulcanitas (andesitas, dacitas y riolitas) aflorantes en el faldeo nororiental del Cerro Pan de Azúcar, así llamado por su forma empinada y también conocido como Cerro Bonete, subyacen a las sedimentitas de las formaciones La Lola y Mascota (Fig. 2.9a). Las rocas de basamento emergen como tres prominencias separadas entre sí por suelo escasamente desarrollado y material de derrubio (Fig. 2.9b). En el faldeo del Cerro Pan de Azúcar son abundantes los bloques resultantes de la caída de las rocas sedimentarias del frente empinado y de la caída o volcamiento de las rocas metaígneas del propio faldeo. Algunos de estos bloques alcanzan volúmenes de 2 m<sup>3</sup> o más. La Loma Puesto Meyer es una lomada de aproximadamente 5 hectáreas íntegramente constituida por metagranito que se encuentra a los pies del Cerro Pan de Azúcar y a escasos 160 metros del faldeo suroccidental del Cerro del Corral (Fig. 2.9a).



**Figura 2.8.** a) Muestra de mano del Conglomerado Abra. b) Perfil de suelo en el interior del curso de agua que corre entre el Cerro 21 de Septiembre y la Loma Marcelo. c) Manto de tosca subaflorante en el área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral.

[von Gosen et al. \(1990\)](#) no encontraron evidencias de contacto intrusivo en las sedimentitas paleozoicas del Cerro Pan de Azúcar. Anteriormente, [Schiller \(1930\)](#), [Rayces \(1941\)](#) y [Cucchi \(1966\)](#) atribuyeron una naturaleza tectónica al contacto basamento-cubierta paleozoica. En este sentido, [Cobbold et al. \(1986\)](#) sugirieron que dicho contacto sería un cabalgamiento dextral hacia el NE y [Gregori et al. \(2005\)](#), basados en la presencia de fajas de ultramilonitas graníticas con orientación N 344°/61° OSO, interpretaron el contacto en cuestión como un cabalgamiento con vergencia NE. Durante los trabajos de campo se constató la presencia de las ultramilonitas graníticas señaladas por [Gregori et al. \(2005\)](#) (véase apartado 2.4.1). [von Gosen et al. \(1990\)](#) también indicaron la presencia de paragneises en el Cerro Pan de Azúcar, los cuales presentarían fábricas correspondientes a por lo menos dos eventos deformacionales anteriores a la deformación neopaleozoica y constituirían rocas de caja del basamento intruido por los granitos neoproterozoicos del área. [Ramos et al. \(2014\)](#) citaron ortogneises en el área del Cerro Pan de Azúcar, específicamente en la Loma Puesto Meyer, no descartando la posibilidad de un origen paraderivado para estas rocas.

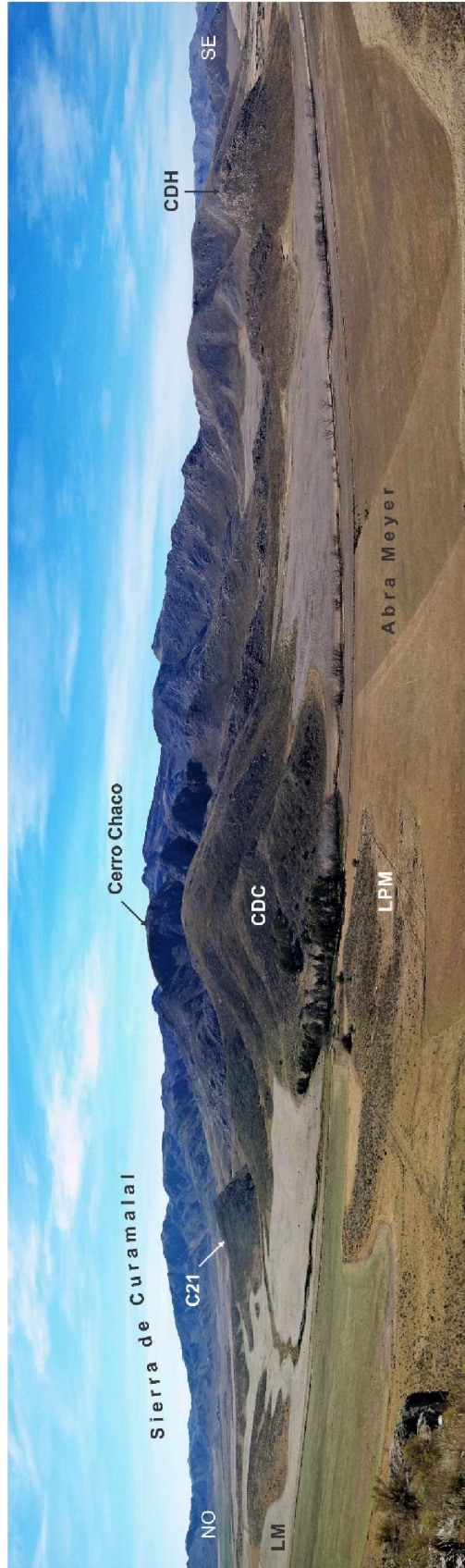


**Figura 2.9. a)** Vista lateral del Cerro Pan de Azúcar. La línea entrecortada roja marca la discordancia angular o inconformidad existente entre las rocas del basamento cristalino y las de la cubierta sedimentaria eopaleozoica (Grupo Curamalal). **b)** Vista frontal del Cerro Pan de Azúcar. Las líneas entrecortadas amarillas bordean las prominencias en las que aflora el basamento cristalino. El resto del faldeo del Cerro Pan de Azúcar se encuentra mayormente cubierto por material de derrubio.

### 2.3.2 Cerros del Corral y 21 de Septiembre

En el Cerro del Corral (Fig. 2.10), ubicado 1.000 metros al NE del Cerro Pan de Azúcar, las metaignimbritas se encuentran en contacto tectónico con el Conglomerado La Lola por el este y con el metagranito por el oeste, en ambos casos a través de fallas inversas dúctiles con rumbo N-S e inclinación al oeste (Fig. 2.6). Estas fallas dúctiles<sup>1</sup> convergen hacia el norte hasta convertirse en una única falla con rumbo N-S parcialmente cubierta por depósitos modernos a lo largo de un angosto valle surcado por un curso de agua intermitente, poniendo en contacto al Conglomerado La Lola por el este con el metagranito del Cerro 21 de Septiembre por el oeste. Este valle, al cambiar de rumbo hacia el SO, marca la división entre el Cerro del Corral al sur y el Cerro 21 de Septiembre al norte (Fig. 2.5).

<sup>1</sup> El término “falla dúctil” hace referencia a una faja de ultramilonitas a lo largo de la cual hubo un desplazamiento mayor que el alojado en las milonitas circundantes.



**Figura 2.10.** Panorámica de los cerros 21 de Septiembre, del Corral y del Huevo tomada desde el Cerro Pan de Azúcar. CDC = Cerro del Corral, C21 = Cerro 21 de Septiembre, CDH = Cerro del Huevo, LM = Loma Marcelo y LPM = Loma Puesto Meyer.

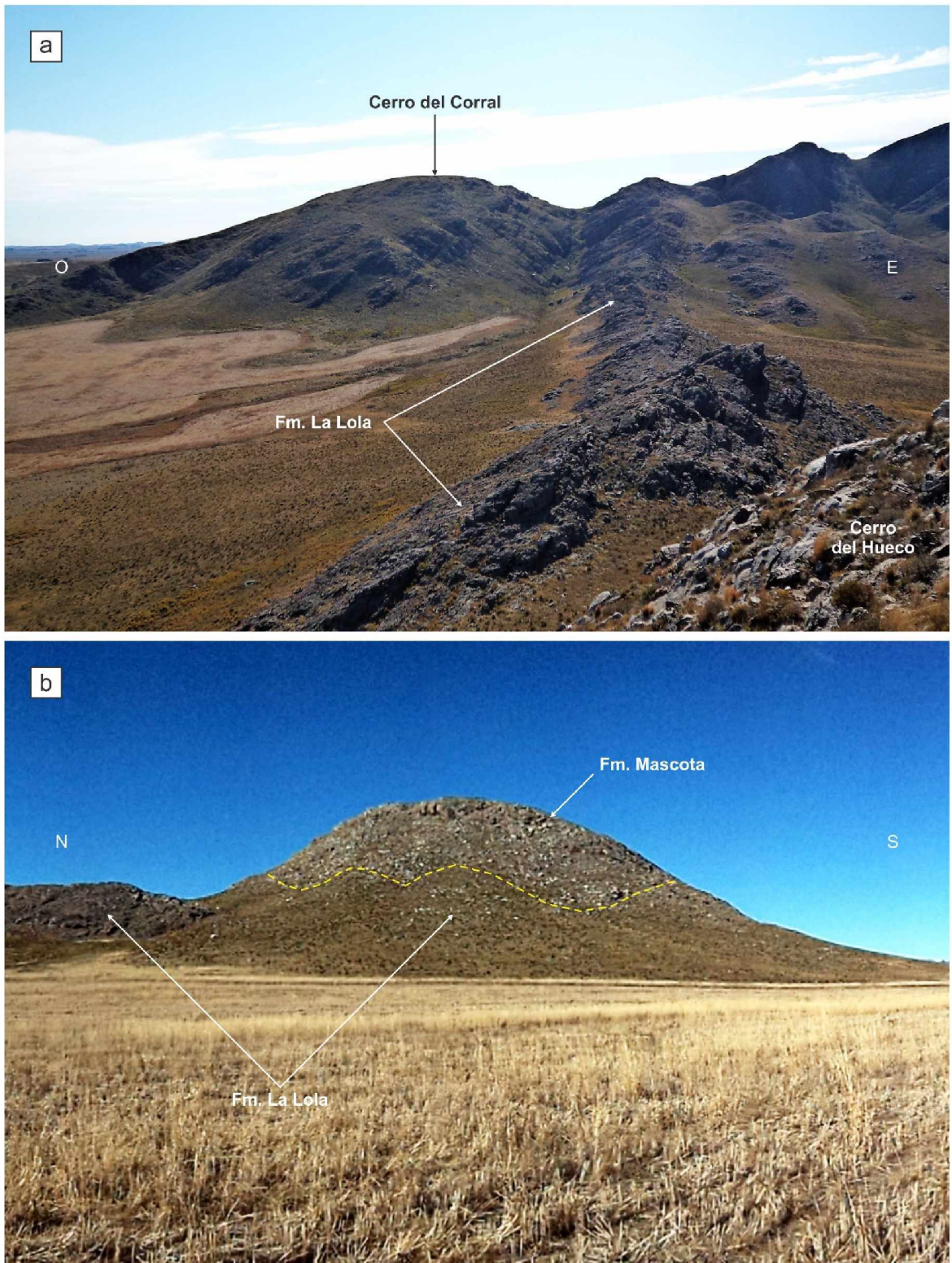
Los afloramientos del Conglomerado La Lola yuxtapuestos a la metaignimbrita del Cerro del Corral y al metagranito del Cerro 21 de Septiembre forman parte de un mismo cordón que constituye la prolongación hacia el norte del Cerro del Hueco (Fig. 2.11a), a lo largo del cual los rodados del Conglomerado La Lola se encuentran deformados dúctilmente. Los afloramientos del Conglomerado La Lola en el Cerro del Hueco están casi totalmente cubiertos por derrubios procedentes de la Formación Mascota que corona el cerro (Fig. 2.11b).

### 2.3.3 Loma Marcelo

La Loma Marcelo está ubicada 1.000 metros al NNE del Cerro Pan de Azúcar y a escasos 250 metros de los faldeos noroccidental y occidental de los cerros del Corral y 21 de Septiembre, respectivamente (Fig. 2.12). Es la lomada de mayores dimensiones de cuantas se encuentran en el área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral. Posee una longitud máxima de 615 metros en sentido N-S y de 315 metros en sentido E-O, abarcando un área de 11,31 hectáreas (0,11 km<sup>2</sup>). El punto más elevado de la loma se encuentra a 454 m.s.n.m. y la diferencia de cota con los campos adyacentes, si bien es variable, no supera los 20 metros.

La Loma Marcelo está principalmente constituida por granitos cataclásticos y protomiloníticos entre los que intercalan fajas de milonitas graníticas muy esquistasas (Fig. 2.13). Estos granitos deformados son similares en muchos aspectos a los aflorantes en los cerros Pan de Azúcar, del Corral y 21 de Septiembre. El sector sur de la loma está dominado por la presencia de afloramientos discontinuos del granito cataclástico-protomilonítico. Estos afloramientos continúan en el sector central, donde además intercalan las citadas fajas de milonitas graníticas esquistasas y aflora el skarn Loma Marcelo. El sector norte de la loma se encuentra completamente cubierto por suelos esqueléticos y vegetación herbácea y arbustiva, encontrándose únicamente asomos aislados de un manto de tosca de hasta 50 cm de espesor.

En el sector centro-occidental de la Loma Marcelo afloran saltuariamente rocas calcosilicáticas de reducida extensión que se disponen en forma arrosariada (LM-4, 9, 10, 12 y 13 en el mapa de la Figura 2.13), alineándose con rumbo NNO-SSE a lo largo de 175 metros, en coincidencia con el rumbo general de la foliación milonítica. Cincuenta metros hacia el oeste, en el sector occidental de la loma, asoma un único cuerpo de roca metacarbonática (LM-6 en el mapa de la Figura 2.13). Ambos tipos de roca son caracterizados como skarn y sus afloramientos están siempre rodeados por el granito cataclástico-protomilonítico. Las pobres exposiciones, con contactos cubiertos por los depósitos modernos, dificultan el reconocimiento del contacto entre el granito cataclástico-protomilonítico y la roca calcosilicática/metacarbonática, el cual es neto y fue únicamente observado en LM-9.



**Figura 2.11.** a) Cordón Cerro del Hueco-Cerro del Corral visto desde el Cerro del Hueco. b) Cerro del Hueco.

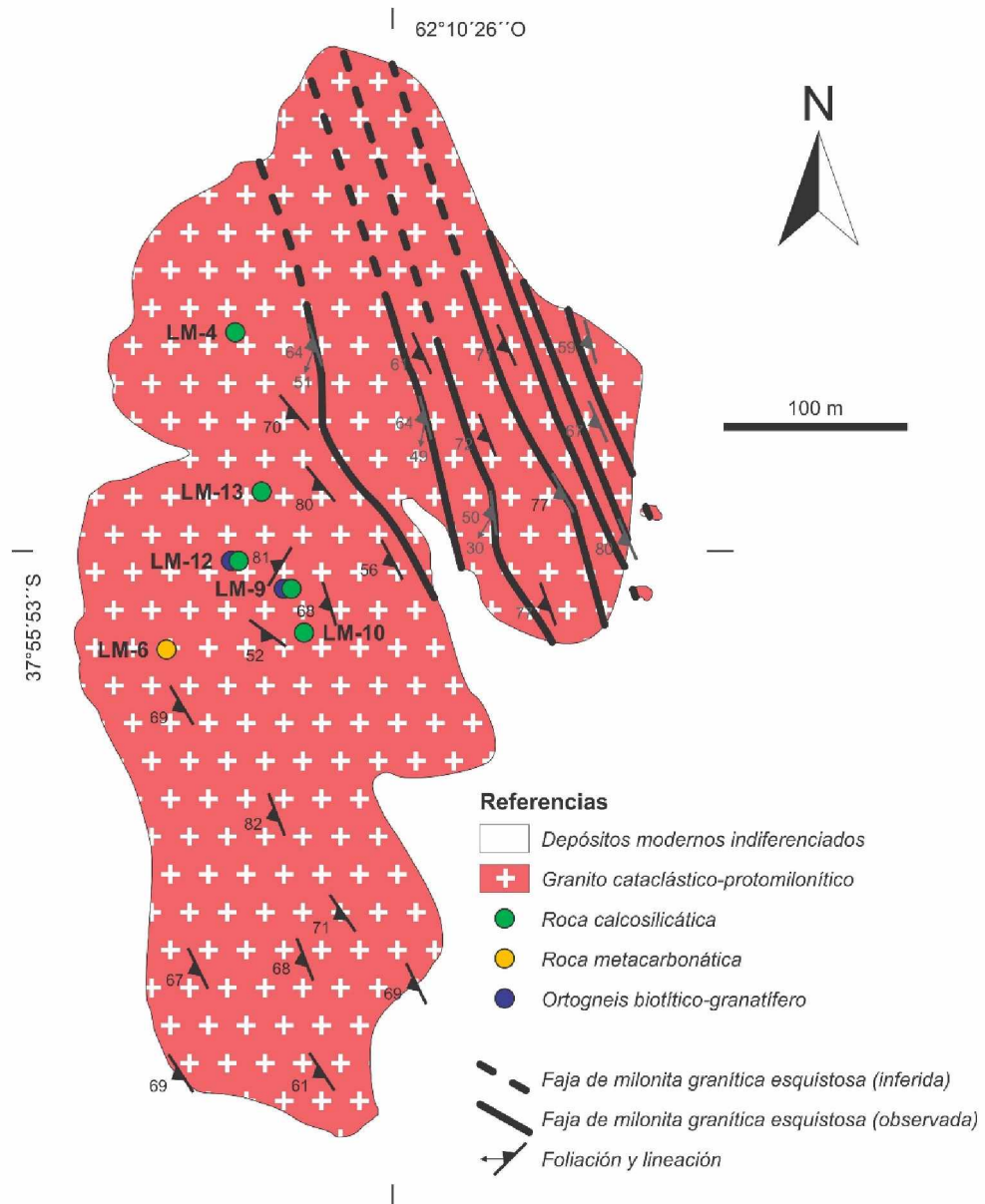


**Figura 2.12.** Panorámica de la Loma Marcelo tomada desde el Cerro 21 de Septiembre.

## 2.4 RASGOS ESTRUCTURALES DE LA ZONA DE ESTUDIO

Las rocas precámbricas y paleozoicas de la zona de estudio son las más intensamente deformadas de las Sierras Australes. Los cerros Pan de Azúcar y del Corral constituyen los flancos suroccidental y nororiental, respectivamente, de una estructura anticlinal fallada dúctilmente a lo largo de cuyo eje la erosión labró el Abra Meyer, constituyendo una ventana erosiva que permite observar las rocas de basamento subyacentes a la secuencia sedimentaria eopaleozoica allí expuesta (Fig. 2.6). El anticlinal de la zona de estudio fue reconocido desde los trabajos de Rayces (1941), Kilmurray (1961), Cucchi (1966), Varela *et al.* (1986) y Cobbold *et al.* (1991), entre otros.

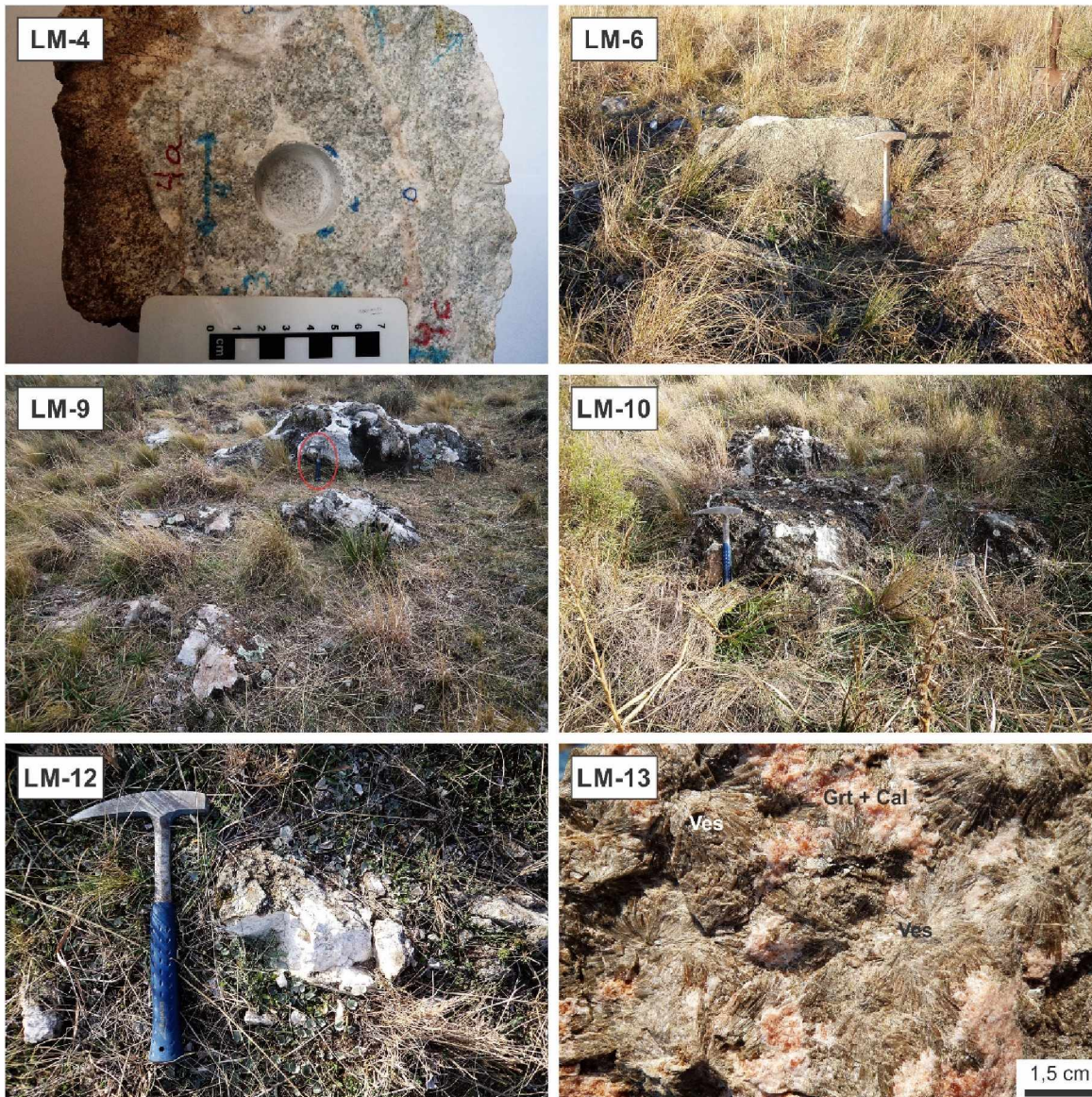
La existencia de rocas antiguas rodeadas por otras más jóvenes en el área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral nos remite al concepto de “*inlier*”. Los *inliers* están típicamente formados por la erosión de rocas jóvenes que revelan afloramientos limitados de las rocas subyacentes más antiguas (ej. McLeish 1992). Como en el caso de la zona de estudio, el plegamiento y/o fallamiento pueden contribuir en la formación de *inliers*. En el sur de Sudáfrica, el basamento del Cinturón Plegado del Cabo consiste en metasedimentitas y granitos fuertemente deformados que forman parte del Cinturón de Saldania y que afloran en una serie de ventanas erosivas abiertas en anticlinales erosionados del Cinturón Plegado del Cabo. Estas ventanas erosivas son conocidas como los *inliers* Kango, Kaaimans y Gamtoos. Los granitos afloran únicamente en el *Inlier* Kaaimans, donde intruyen a las metasedimentitas del Grupo Kaaimans. Es por las características antes señaladas que se propone la denominación de “*Inlier* Sauce Chico” para el área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral, aludiendo al Grupo Sauce Chico definido por Cuerta *et al.* (1975).



**Figura 2.13.** Mapa geológico de la Loma Marcelo y fotografías de los afloramientos de skam.

#### 2.4.1 Contacto basamento-cubierta paleozoica

El contacto basamento-cubierta paleozoica en el Cerro Pan de Azúcar habría sido originalmente una discordancia angular o una inconformidad, según el basamento haya estado deformado o no con anterioridad al inicio de la sedimentación paleozoica. La faja de ultramilonita granítica que permite inferir la presencia de una falla dúctil en el Cerro Pan de Azúcar, con orientación N 340°/60° OSO, se encuentra a escasos metros del contacto basamento-cubierta paleozoica y no constituiría el contacto propiamente dicho, estando tanto la falla como el contacto casi totalmente cubiertos por derrubios procedentes de las formaciones La Lola y Mascota (Fig. 2.14a).

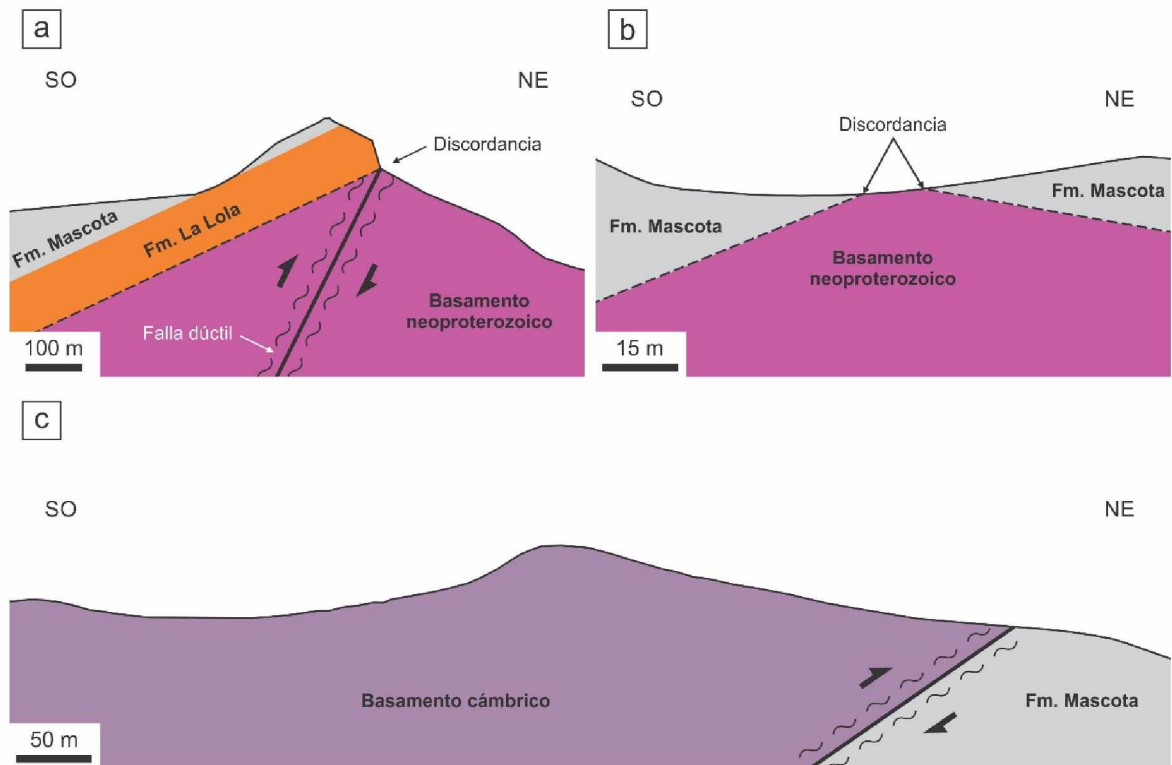


**Figura 2.13 (continuación).** Fotografías de los afloramientos de skarn.

En los cerros ubicados al NE del Cerro del Corral se encontró un afloramiento en el que, al igual que en el Cerro Colorado, la Formación Mascota se encuentran en contacto directo sobre las rocas de basamento (milonitas graníticas), estando ausente la Formación La Lola. En este caso no median ultramilonitas entre las milonitas graníticas y la Formación Mascota (Fig. 2.14b), a diferencia de lo descrito por Kilmurray (1961) en el Cerro Colorado (Fig. 2.14c).

#### 2.4.2 El anticlinal del *Inlier* Sauce Chico

A partir de la medición de la orientación de las capas sedimentarias en ambos flancos del anticlinal del *Inlier* Sauce Chico y mediante técnicas de proyección estereográfica se determinó la

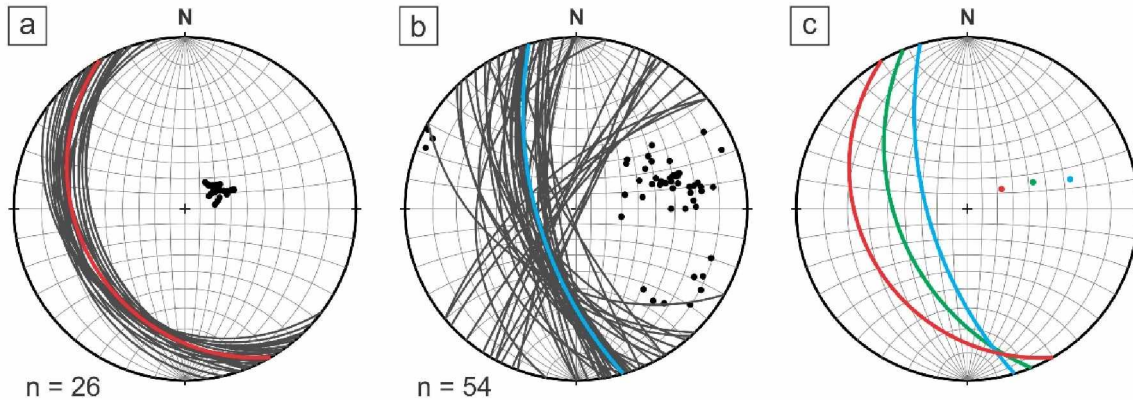


**Figura 2.14.** a) Esquema del contacto entre el basamento y la Formación La Lola en el Cerro Pan de Azúcar. b) Esquema del contacto entre el basamento y la Formación Mascota al NE del Cerro del Corral. c) Esquema del contacto entre el basamento y la Formación Mascota en el Cerro Colorado (redibujado de Kilmurray 1961).

orientación del eje del pliegue y del plano axial y el ángulo interflanco (Lisle y Leyshon 2004), para lo cual se omitió el fallamiento dúctil que lo afecta.

La secuencia sedimentaria eopaleozoica expuesta en el Cerro Pan de Azúcar (flanco suroccidental del anticlinal) posee un rumbo promedio N 30° O con inclinación de 25° hacia el OSO (Fig. 2.15a). A lo largo del cordón Cerro del Hueco-Cerro del Corral (flanco nororiental del anticlinal) la secuencia sedimentaria eopaleozoica tiene un rumbo promedio N 16° O con inclinación de 64° hacia el OSO (Fig. 2.15b), encontrándose estratigráficamente invertida debido al volcamiento del anticlinal hacia el NE. Según estas mediciones el eje del anticlinal tiene Rbz 349°/9° (Fig. 2.15c). Datos individuales de los ejes de pliegues parásitos (Fig. 2.16) medidos en el flanco nororiental del anticlinal arrojaron los siguientes valores de Rbz: 143°/1°, 334°/2° y 337°/1°. El plano axial tiene una orientación promedio N 27°O/51° OSO. Según el ángulo interflanco promedio de 45°, el anticlinal del *Inlier* Sauce Chico es un pliegue cerrado.

Las mediciones de longitud de onda y amplitud pueden emplearse raras veces debido a que muchos pliegues aparecen en solitario y no como una serie continua de pliegues. La conexión del anticlinal del *Inlier* Sauce Chico con otros pliegues no es observable debido a las características de los afloramientos, por lo que es más fácil describir su tamaño en términos de altura y ancho (Davis y



**Figura 2.15.** Estereogramas del anticlinal del *Inlier* Sauce Chico. En todos los casos se muestran los círculos máximos y los polos respectivos proyectados en la red equiangular de Wulff. **a)** Sedimentitas en el flanco suroccidental del anticlinal (Cerro Pan de Azúcar); el círculo máximo rojo representa la actitud promedio de la estratificación sedimentaria ( $S_0$ ) en el Cerro Pan de Azúcar: N 30° O/25° OSO. **b)** Sedimentitas en el flanco nororiental del anticlinal (cordón Cerro del hueco-Cerro del Corral); el círculo máximo celeste representa la actitud promedio de la estratificación sedimentaria ( $S_0$ ) en el cordón Cerro del Hueco-Cerro del Corral: N 16° O/64° OSO. **c)** Plano axial del anticlinal (círculo máximo verde): N 27° O/45° OSO; los círculos máximos rojo y celeste corresponden a la actitud promedio de la estratificación sedimentaria ( $S_0$ ) en el Cerro Pan de Azúcar y el cordón Cerro del Hueco-Cerro del Corral, respectivamente.

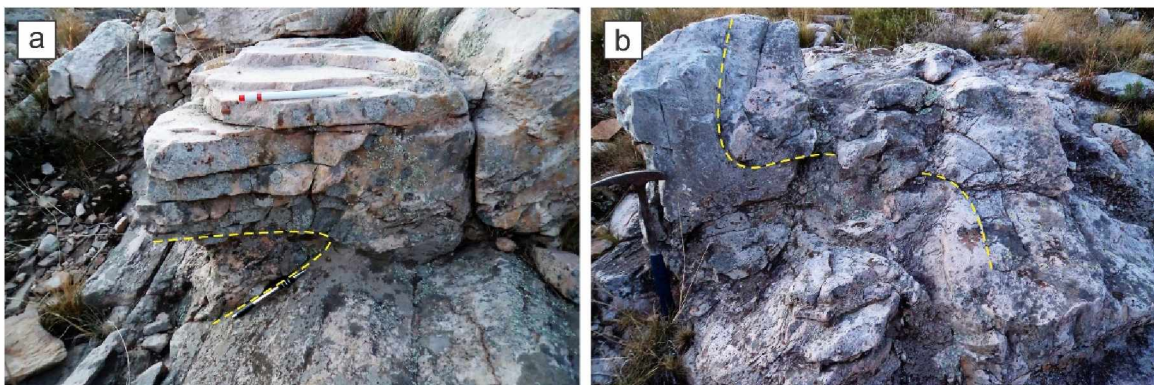
Reynolds 1996). Tanto la altura como el ancho de un pliegue se miden con respecto a la traza media de la superficie plegada<sup>2</sup>, es decir, la traza de la superficie media como sería vista en un perfil (Fig. 2.17). Entonces, la altura del pliegue es la distancia existente entre la traza media y el punto de charnela de la superficie plegada a lo largo de la traza del plano axial y el ancho del pliegue es la distancia existente entre los puntos de inflexión ubicados en flancos opuestos medida a lo largo de la traza media. El anticlinal del *Inlier* Sauce Chico tiene una altura de 1,03 km y un ancho de 2,27 km. Dado que el anticlinal se encuentra fallado y erosionado y no es posible su reconstrucción palinospástica, la altura y ancho estimados dan solo una idea del tamaño mínimo que tendría el anticlinal de no estar fallado (Fig. 2.18).

El mayor grado de deformación de los rodados de la Formación La Lola en el flanco nororiental del anticlinal se traduce en la disminución del espesor de la unidad en este sector. Este adelgazamiento del flanco nororiental del anticlinal pudo haber estado acompañado por engrosamiento en la zona de charnela, hecho frecuente en numerosos pliegues de las Sierras Australes.

### 2.4.3 Foliación y lineación miloníticas

En el núcleo erosionado del anticlinal del *Inlier* Sauce Chico, donde afloran las rocas de basamento, el cizallamiento dúctil y/o frágil-dúctil favoreció la formación de cataclasitas y milonitas a

<sup>2</sup> Superficie geométrica imaginaria que pasa a través de todos los puntos de inflexión de una superficie plegada.



**Figura 2.16.** Pliegues parásitos en el flanco nororiental del anticlinal del *Inlier* Sauce Chico.

partir de los protolitos ígneos. Los efectos del metamorfismo dinámico son extremos a lo largo de las fallas inversas dúctiles de los cerros Pan de Azúcar, del Corral y 21 de Septiembre (Fig. 2.6). En estas fallas la deformación es tan intensa que resulta prácticamente imposible reconocer la roca original, la cual fue convertida en una ultramilonita a veces similar a una filita.

El pasaje entre cataclasitas y protomilonitas es transicional, mientras que el contacto entre estas y las milonitas y ultramilonitas es neto, reflejando los fuertes gradientes en la intensidad de la deformación que son característicos de las milonitas de bajo grado ( $< 500^{\circ}\text{C}$ , Trouw *et al.* 2010). Delpino y Dimieri (1992) y Delpino (1993) concluyeron que la deformación y metamorfismo neopaleozoicos habrían alcanzado temperaturas de  $400\text{-}450^{\circ}\text{C}$  y presiones del orden de 200 MPa. A partir de la preservación de la edad Ar-Ar de  $581 \pm 5$  Ma en moscovitas del granito del Cerro del Corral, Tohver *et al.* (2012) señalaron que la temperatura regional durante la orogenia gondwánica estuvo por debajo de los  $400^{\circ}\text{C}$ . Estas condiciones corresponden a la facies esquistos verdes.

El patrón anastomosado del cizallamiento se ve reflejado en el amplio rango con que varía la orientación de la foliación milonítica, con rumbos comprendidos entre ONO-ESE y NNE-SSO e inclinaciones de  $30^{\circ}$  a  $90^{\circ}$  hacia el SSO/ONO (Fig. 2.19). El contenido variable de moscovita, sericita y clorita de la matriz milonítica acentúa en mayor o menor medida la foliación de las rocas metaígneas. A lo largo de los planos de foliación se midieron lineaciones de estiramiento que buzan en promedio  $47^{\circ}$  en dirección SSE (Fig. 2.19a). Estructuras S/C en fajas centimétricas (Fig. 2.20a), junto a otros indicadores cinemáticos microscópicos (ej. porfiroclastos manteados y peces de mica), indican movimiento dextral oblicuo con carácter inverso. En la ignimbrita del Cerro del Corral se observaron dos foliaciones que se interfieren mutuamente, una con orientación  $\text{N } 332^{\circ}/50^{\circ}$  OSO y la otra con orientación  $\text{N } 349^{\circ}/45^{\circ}$  O (Fig. 2.20b). En algunos afloramientos la foliación milonítica es cortada por un juego de diaclasas subverticales con orientación  $\text{N } 206^{\circ}/50^{\circ}$  ESE, definiendo un diseño rómbico (Fig. 2.20c).

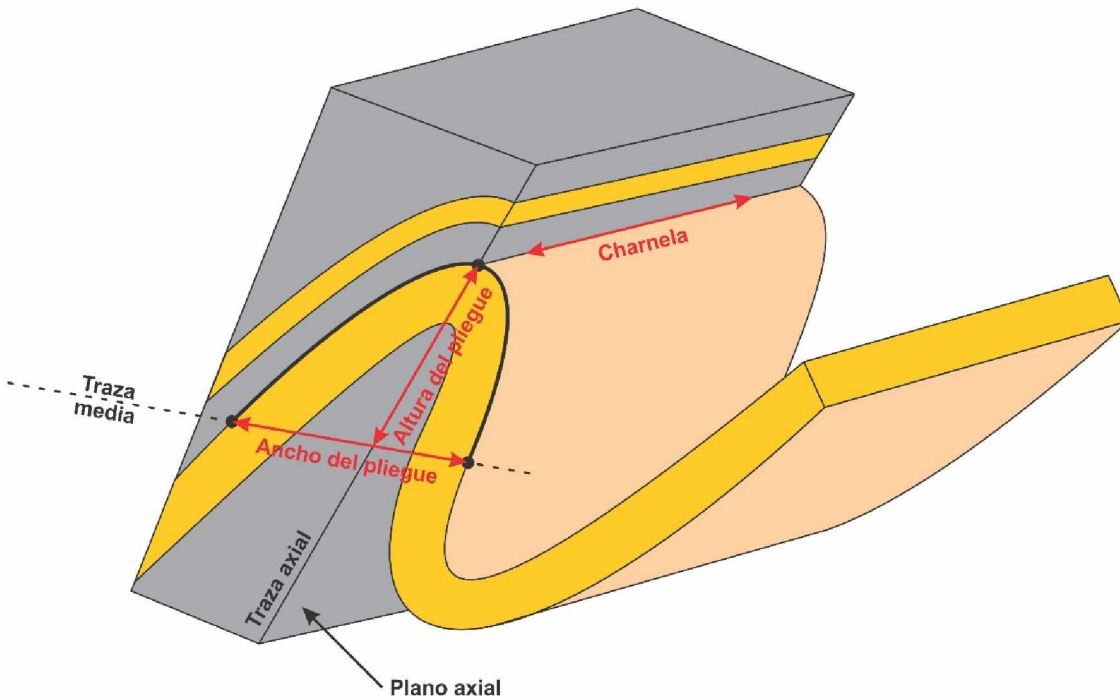


Figura 2.17. Block diagrama en el que se indican los elementos geométricos de un pliegue.

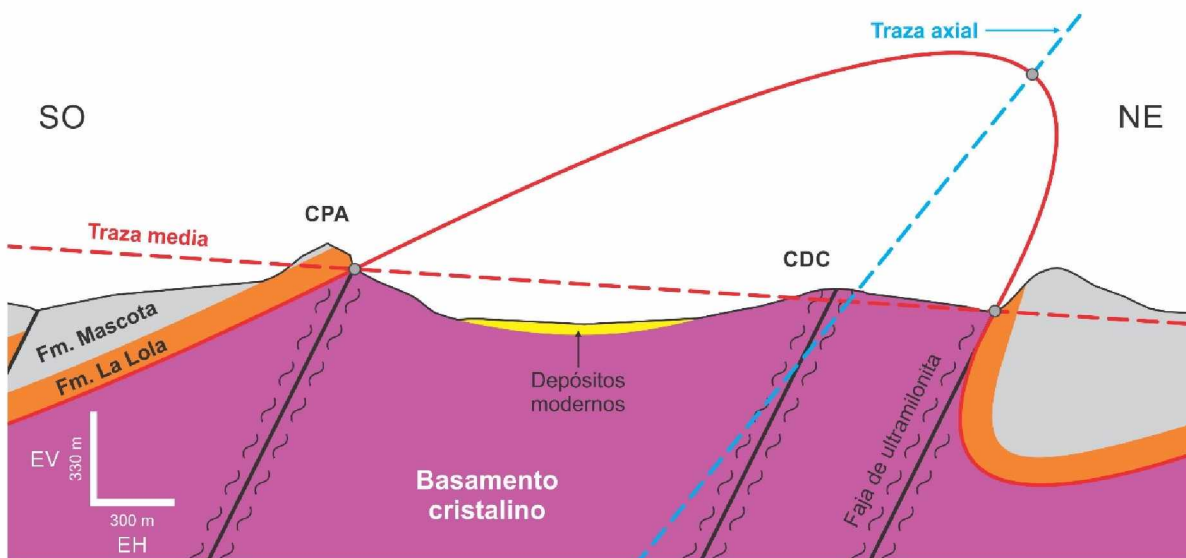
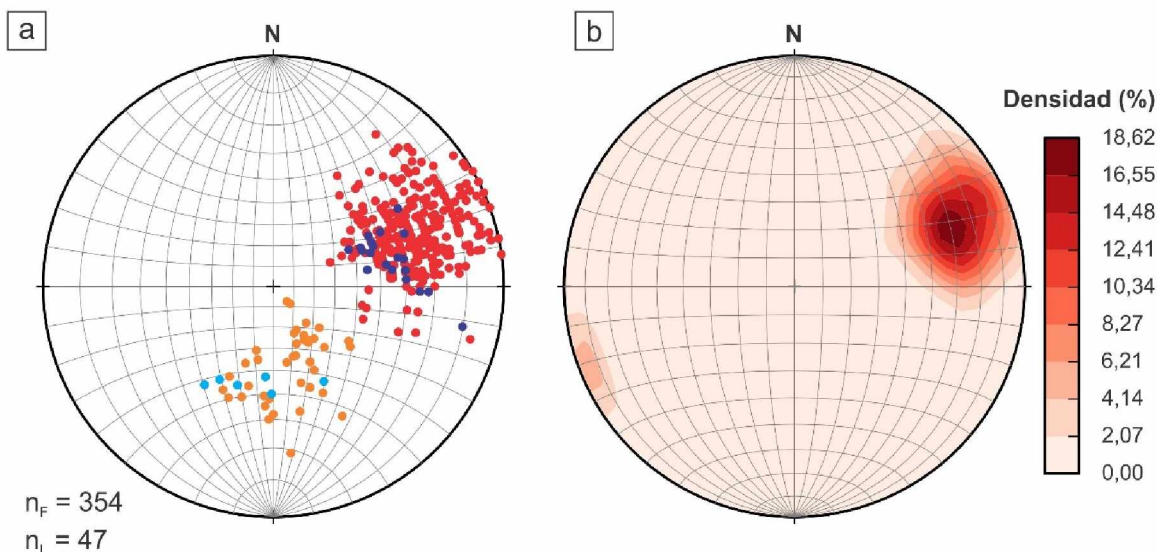


Figura 2.18. Reconstrucción del anticlinal del *Inlier* Sauce Chico.

La foliación de las rocas del basamento cristalino y de la cubierta sedimentaria eopaleozoica en el *Inlier* Sauce Chico es caracterizada como secundaria por ser el resultado de procesos de deformación y metamorfismo. Este desarrollo de foliación evidencia la deformación dúctil experimentada por las rocas de basamento de la zona de estudio. Según los rasgos morfológicos de la foliación milonítica desarrollada en las distintas rocas metaígneas, la foliación es espaciada en las protomilonitas y milonitas



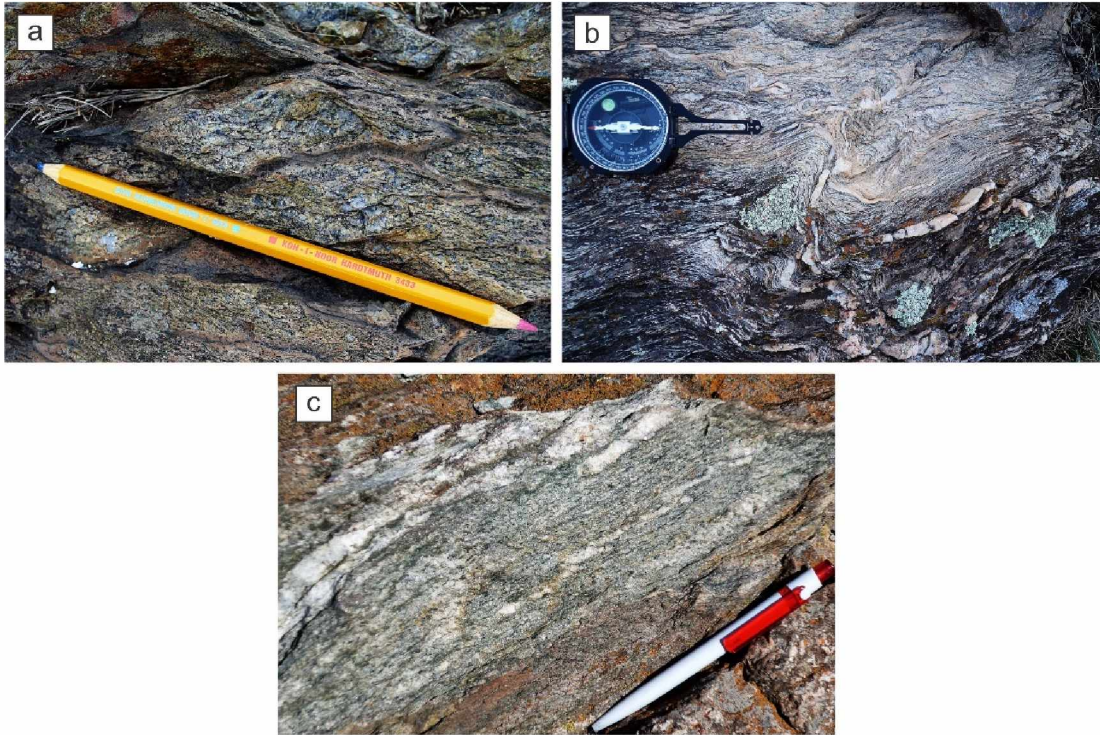
**Figura 2.19.** Representación estereográfica de los polos proyectados de los planos de foliación milonítica de las rocas de basamento del *Inlier* Sauce Chico. **a)** Polos de planos de foliación en milonitas graníticas (rojo) e ignimbritas miloníticas (azul) (red equiangular de Wulff); las lineaciones de estiramiento figuran en anaranjado para las milonitas graníticas y en celeste para las ignimbritas miloníticas. **b)** Diagrama de densidad de polos de foliación de milonitas graníticas e ignimbríticas (red equiareal de Schmidt).

(esquistosidad espaciada) y continua en las ultramilonitas (clivaje continuo y esquistosidad continua según el tamaño de grano sea fino o grueso, respectivamente) (Fig. 2.21 a y b).

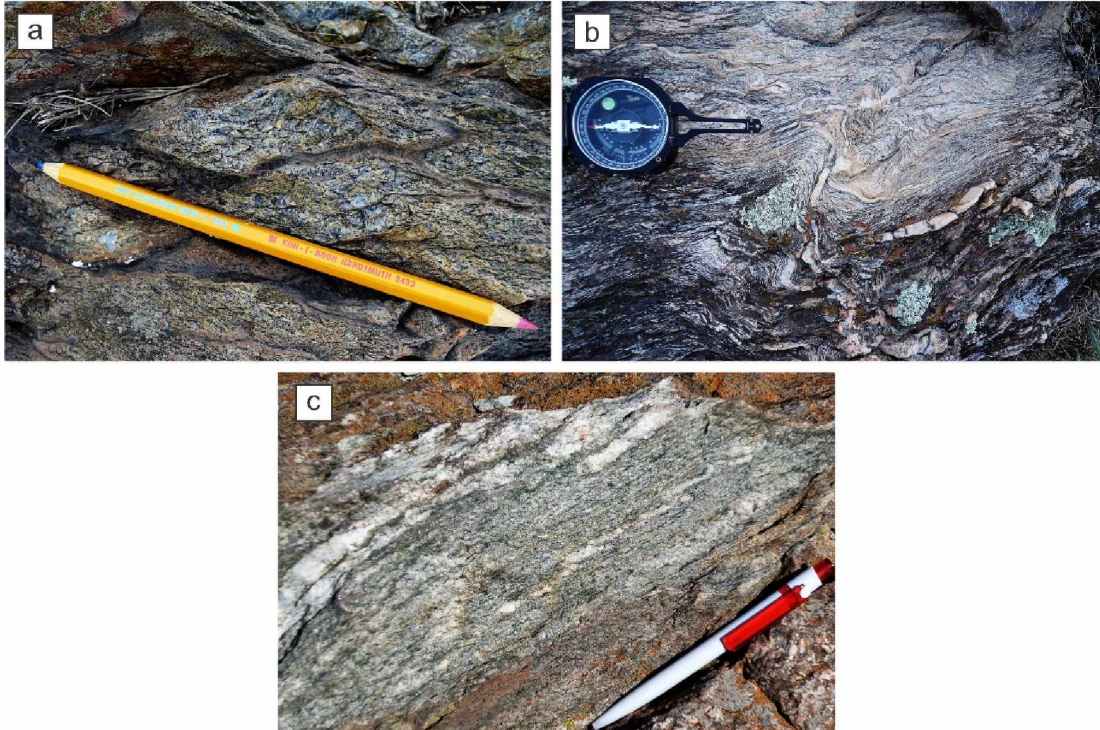
En las milonitas con esquistosidad espaciada los dominios de clivaje están principalmente compuestos por moscovita, sericita y clorita, además de minerales opacos, apatita, circón y epidoto, y la relación espacial entre dominios de clivaje suele ser paralela o anastomosada. La transición entre dominios de clivaje y microlitones es por lo general discreta. En algunos sectores de la zona de estudio (ej. Loma Puesto Meyer) los dominios de clivaje y microlitones son lo suficientemente anchos y continuos como para ser distinguidos a simple vista y justificar el uso de la expresión “bandedado composicional” (Fig. 2.21c). La foliación continua de las ultramilonitas está definida por granos laminares de clorita y sericita orientados preferencialmente. En ocasiones el cuarzo también contribuye al desarrollo de la foliación continua.

## 2.5 GEOFÍSICA

En el mapa 3D de anomalías gravimétricas de Bouguer de la Figura 2.22 es posible delimitar dos zonas. La primera de ellas es la zona de altos gravimétricos ubicados en la llanura adyacente al sector occidental de las Sierras Australes. Estos altos de basamento coinciden con los afloramientos de granito del Cerro Colorado y la Estancia Agua Blanca, ubicados 30 km al SO y 11 km al NO de la zona de estudio, respectivamente. La segunda zona está definida por mínimos gravimétricos de hasta -30



**Figura 2.20.** a) Estructura S/C mesoscópica en milonita granítica de la Loma Marcelo. b) Foliación oblicua en ignimbrita milonítica del Cerro del Corral. c) Diaclasas con diseño rómbico en milonita granítica de la Loma Marcelo.



**Figura 2.21.** a) Foliación espaciada en milonita granítica de la Loma Marcelo. b) Foliación continua con inyecciones de cuarzo y replegamiento en las ultramilonitas graníticas de la falla dúctil ubicada entre los cerros del Corral y 21 de Septiembre. c) Bandas y cintas de cuarzo en milonita granítica de la Loma Puesto Meyer, en una de las cuales se observan pliegues de arrastre.

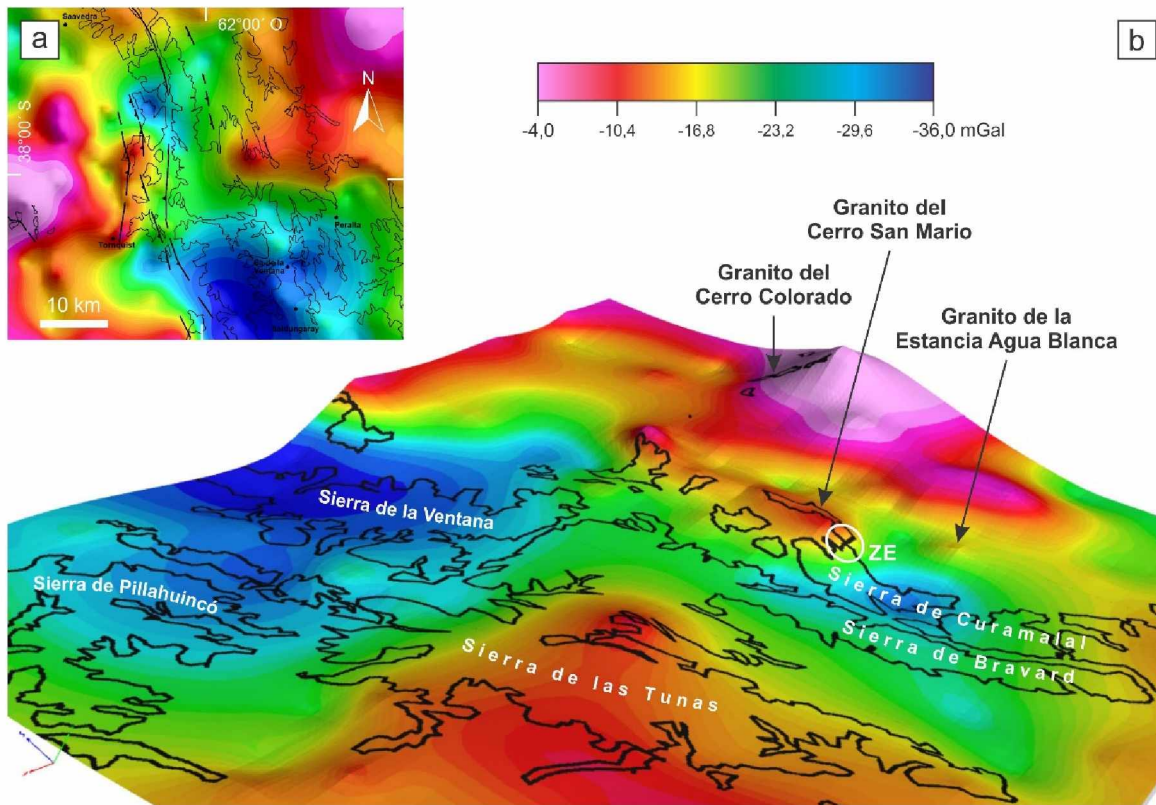
mGal y -36 mGal coincidentes con los afloramientos de sedimentitas paleozoicas de las Sierras Australes.

En los afloramientos de granito del Cerro Colorado y la Estancia Agua Blanca existen máximos de menor magnitud (-4 mGal) que los hallados en el lineamiento Rivera-Bahía Blanca (+12/+20 mGal), interpretado como un alto de basamento que separa la Cuenca de Claromecó al este de la Cuenca de Macachín al oeste (Rapela y Kostadinoff 2005). Las velocidades sísmicas indican que el basamento en este lineamiento es de naturaleza metamórfica y granítica (Schillizzi *et al.* 1990). La diferencia en los valores de las anomalías gravimétricas de Bouguer sería consecuencia de la menor densidad de los granitos cámbricos del Cerro Colorado y la Estancia Agua Blanca ( $2,54 \text{ g/cm}^3$ ) con relación a las rocas metamórficas del lineamiento Rivera-Bahía Blanca ( $2,73 \text{ g/cm}^3$ ). Considerando las amplitudes de las anomalías de Bouguer y las similitudes petrográficas y composicionales existentes entre los granitos del Cerro Colorado y la Estancia Agua Blanca, es posible sugerir que este último sea una apófisis del primero. La forma del cuerpo granítico es globosa y tendría una longitud de al menos 30 km (Fig. 2.22).

Las anomalías gravimétricas de las rocas de basamento del *Inlier* Sauce Chico y el Cerro San Mario son de muy baja amplitud y los afloramientos de riolita del Cerro La Ermita y la Estancia La Mascota no fueron detectados por gravimetría debido a que son de escaso espesor o constituyen escamas tectónicas de poco desarrollo (Fig. 2.22). La nula correlación existente entre los afloramientos y los valores de las anomalías gravimétricas sugieren para el *Inlier* Sauce Chico y el Cerro San Mario una falta de contraste entre las rocas del basamento milonitizado y la cubierta sedimentaria paleozoica.

Las anomalías magnéticas identificadas en el *Inlier* Sauce Chico se pueden apreciar en el mapa de reducción al polo del campo total de la Figura 2.23, el cual presenta un rango de variación comprendido entre 23.000 nT y 24.000 nT ( $n = 21.145$ ). Los altos magnéticos corresponden a las rocas de basamento del *Inlier* Sauce Chico y algunos bajos magnéticos coinciden con fallas dúctiles como la que se encuentra entre los cerros del Corral y 21 de Septiembre. No se observan diferencias en la respuesta magnetométrica de los metagranitos del área y la metaignimbrita de la mitad oriental del Cerro del Corral (Fig. 2.23). La andesita del Cerro Pan de Azúcar y el skarn Loma Marcelo coinciden con anomalías magnéticas en torno a 23.695,5 nT y 23.710,0 nT, respectivamente.

La susceptibilidad magnética es la propiedad de los materiales de magnetizarse en presencia de un campo magnético externo. En las rocas depende de los minerales magnéticos presentes, de su concentración y tamaño del grano. Todos los materiales poseen susceptibilidad magnética, sin embargo los registros más elevados se obtienen en los ferromagnéticos (ej. hierro puro) y ferrimagnéticos (ej. magnetita) y, en menor medida, en los antiferromagnéticos (ej. hematita). En las rocas de basamento del *Inlier* Sauce Chico las susceptibilidades magnéticas son en general bajas, denotando la escasa contribución de minerales ferromagnéticos *sensu lato*. Los valores obtenidos, expresados en  $\text{m}^3/\text{kg}$ , son de entre  $12,53 \times 10^{-8}$  y  $17,55 \times 10^{-8}$  para las milonitas graníticas, de  $27,28 \times 10^{-8}$  para la ignimbrita del Cerro



**Figura 2.22.** a) Mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer del sector central de las Sierras Australes. b) Representación 3D de las anomalías gravimétricas de Bouguer de la Figura 2.22a. ZE = zona de estudio.

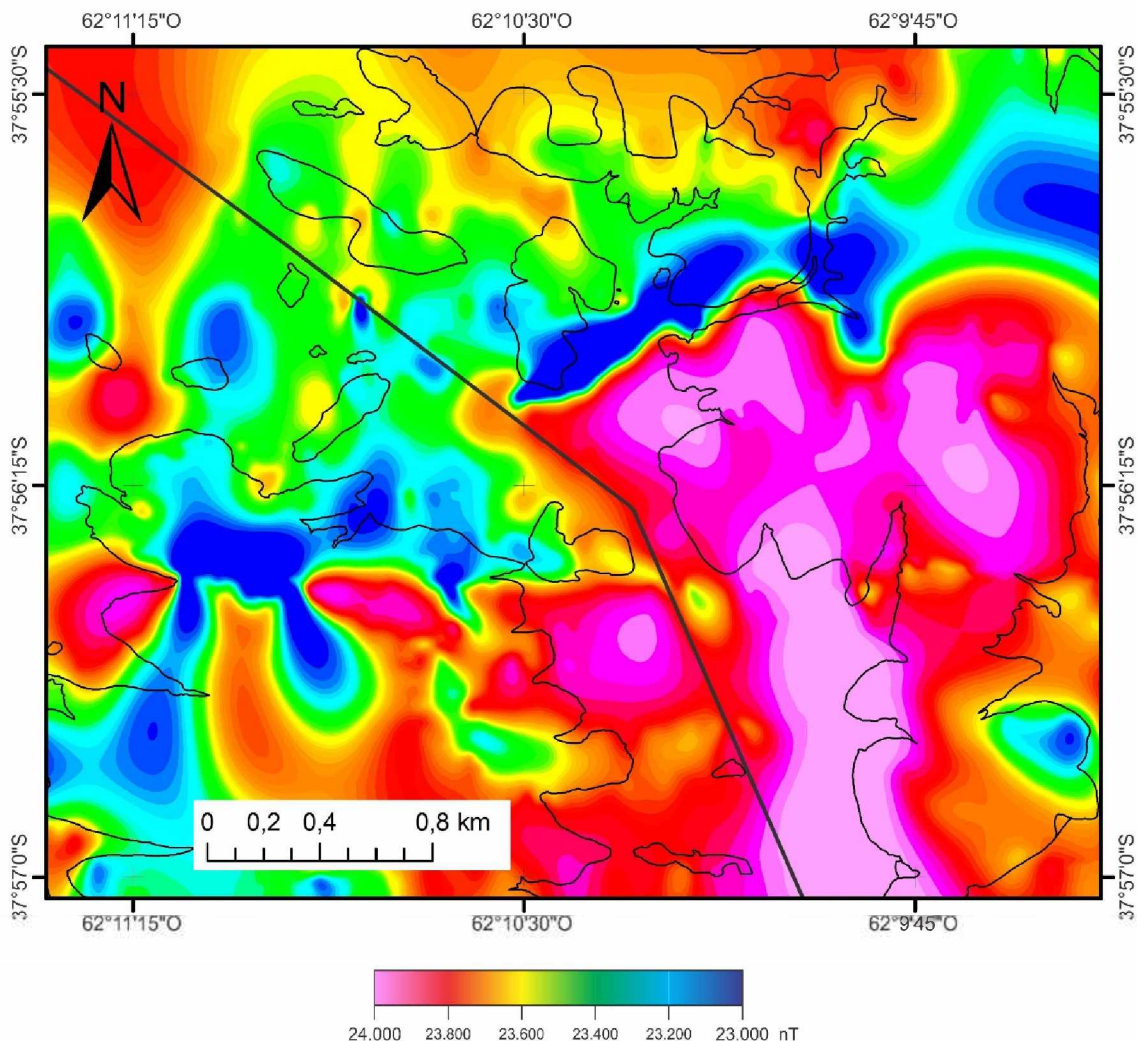
del Corral, de  $16,58 \times 10^{-8}$  para la andesita del Cerro Pan de Azúcar y de  $11,43 \times 10^{-8}$  y  $13,51 \times 10^{-8}$  para los skams cálcico y magnesiano, respectivamente.

## 2.6 GRANITOS DEL *INLIER SAUCE CHICO*

Los granitos neoproterozoicos (607-581 Ma), convertidos en cataclasitas y milonitas, son las rocas de mayor superficie expuesta en el *Inlier Sauce Chico*. Afloran en el faldeo nororiental del Cerro Pan de Azúcar, la mitad occidental del Cerro del Corral, en el Cerro 21 de Septiembre y en las lomas Marcelo y Puesto Meyer (Fig. 2.6). Si bien las anomalías gravimétricas correspondientes a la zona de estudio son de muy baja amplitud (Fig. 2.22), a partir de las anomalías magnéticas pueden distinguirse claramente las rocas de la cubierta paleozoica de las del basamento, permitiendo inferir la continuidad de estas últimas bajo los sedimentos modernos que rellenan el Abra Meyer (Fig. 2.23).

### 2.6.1 Granitos cataclásticos

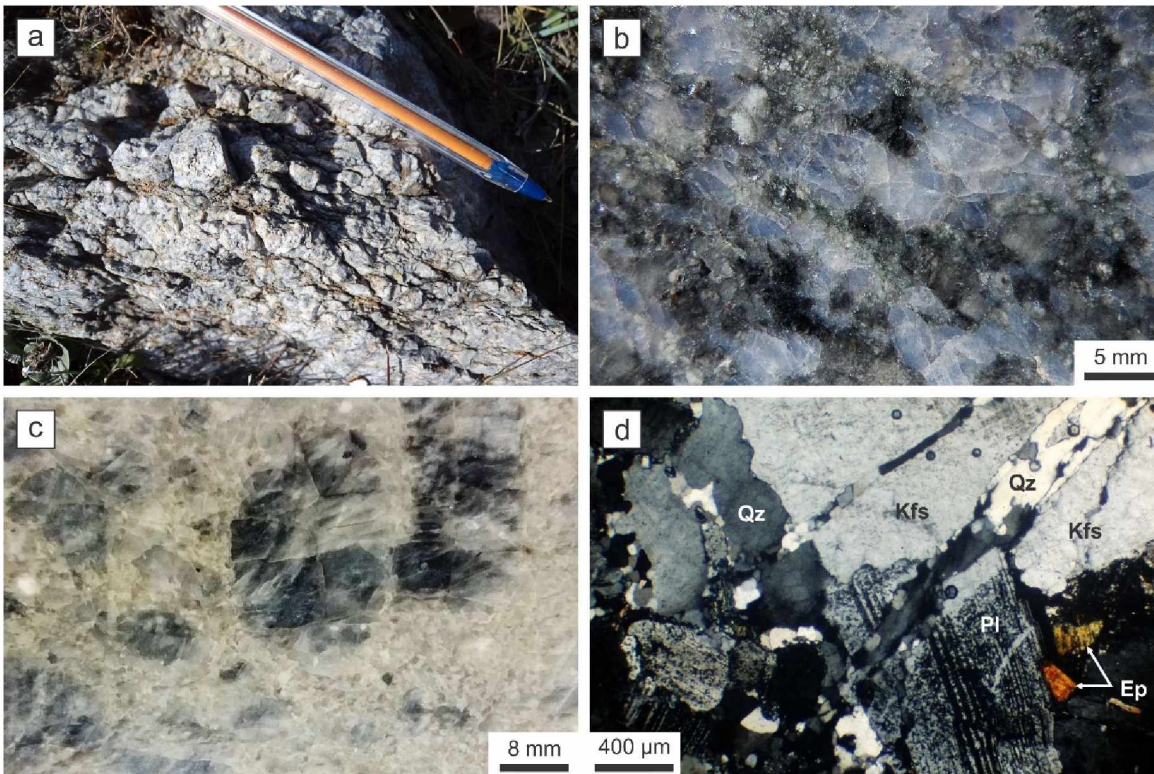
Las rocas graníticas menos deformadas afloran en la Loma Marcelo (ej. LM-5, Fig. 2.6). Son cataclasitas de color gris (Fig. 2.24a, b y c) principalmente compuestas por cuarzo, microclino,



**Figura 2.23.** Mapa de reducción al polo del campo total del *Inlier* Sauce Chico.

oligoclasa, biotita, moscovita y sericita, de grano mediano a grueso, distinguiéndose una variedad de grano grueso a muy grueso con menos cuarzo (ej. punto 44, Fig. 2.6; rocas homologables a los granitos pegmatíticos de Kilmurray 1968a). En estos granitos cataclásticos es en los que mejor se preservó la textura granuda original del protolito (Fig. 2.24b y d).

El cuarzo se presenta como cristales anhedrales de hasta 4 mm de longitud máxima con extinción ondulosa, lamelas de deformación, bandas de deformación y evidencias de recristalización dinámica y también como pequeños cristales subhedrales a euhedrales de aproximadamente 40  $\mu\text{m}$  de diámetro con extinción normal y textura granoblástica poligonal (Fig. 2.24d). Algunos de los individuos de cuarzo de mayor tamaño presentan tal cantidad de dislocaciones que permanecen casi totalmente extinguidos después de un giro completo de la platina. Son relativamente frecuentes las inclusiones fluidas alineadas en trenes y las inclusiones sólidas de apatita y circón. Los mosaicos de cuarzo granoblástico no presentan inclusiones fluidas ni sólidas y se encuentran en el interior de fracturas que



**Figura 2.24.** Granito cataclástico: **a)** afloramiento; **b)** y **c)** muestras de mano pulidas; **d)** sección delgada con analizador. En la figura d puede apreciarse la textura granuda en sección delgada, mosaicos intersticiales de cuarzo con textura granoblástica y epidoto como fase mineral accesoria. En el cristal de plagioclasa indicado se observa kinking en las maclas polisintéticas y una microfractura que parece desplazar el extremo superior derecho del cristal. **Abreviaturas:** Qz = cuarzo, Kfs = feldespato potásico, Pl = plagioclasa, Ep = epidoto.

atravesan a los cristales mayores de cuarzo y feldespato y a lo largo de los contactos entre estos (Fig. 2.24d).

Los feldespatos son los minerales más abundantes (microclino > plagioclasa). Los cristales son anhedrales a subhedrales y tienen tamaños milimétricos (Fig. 2.24d). El distinto comportamiento reológico del cuarzo y el feldespato se ve reflejado en la deformación intracristalina, recuperación y recristalización que afectan al cuarzo, mientras que el feldespato solo exhibe extinción ondulosa poco acentuada, mayor grado de fracturación y bordes algo recristalizados. El microclino exhibe macla en enrejado normalmente difusa y a veces combada. En algunos individuos la macla en enrejado aparece como parches debido a la exsolución de albita. La plagioclasa es oligoclasa ( $An_{14}$ ). Presenta maclas polisintéticas o carece completamente de ellas, en cuyo caso se la distingue por su color gris de primer orden y presencia de antipertitas en forma de venas más o menos paralelas. En los individuos de plagioclasa con maclas polisintéticas las maclas a veces se encuentran curvadas, escalonadas (*kink bands*) o ahusadas hacia el centro del cristal.

La biotita y la moscovita son relativamente escasas, siendo la sericita el mineral micáceo más abundante. Las micas se disponen en haces curvados que se acomodan a la forma de los cristales de

cuarzo y feldespato. La biotita se encuentra parcialmente desferrizada y la moscovita puede tener extinción ondulosa y aspecto turbio debido a la presencia de óxidos a lo largo de sus planos de clivaje o ser de menor granulometría que la anterior y lucir limpia. La sericita también se presenta como cristales incluidos de hábito tabular, formando agregados radiales y como mineral de alteración en feldespatos. En este último caso, si bien el grado de sericitización es variable, la plagioclasa se encuentra bastante más alterada que el microclino.

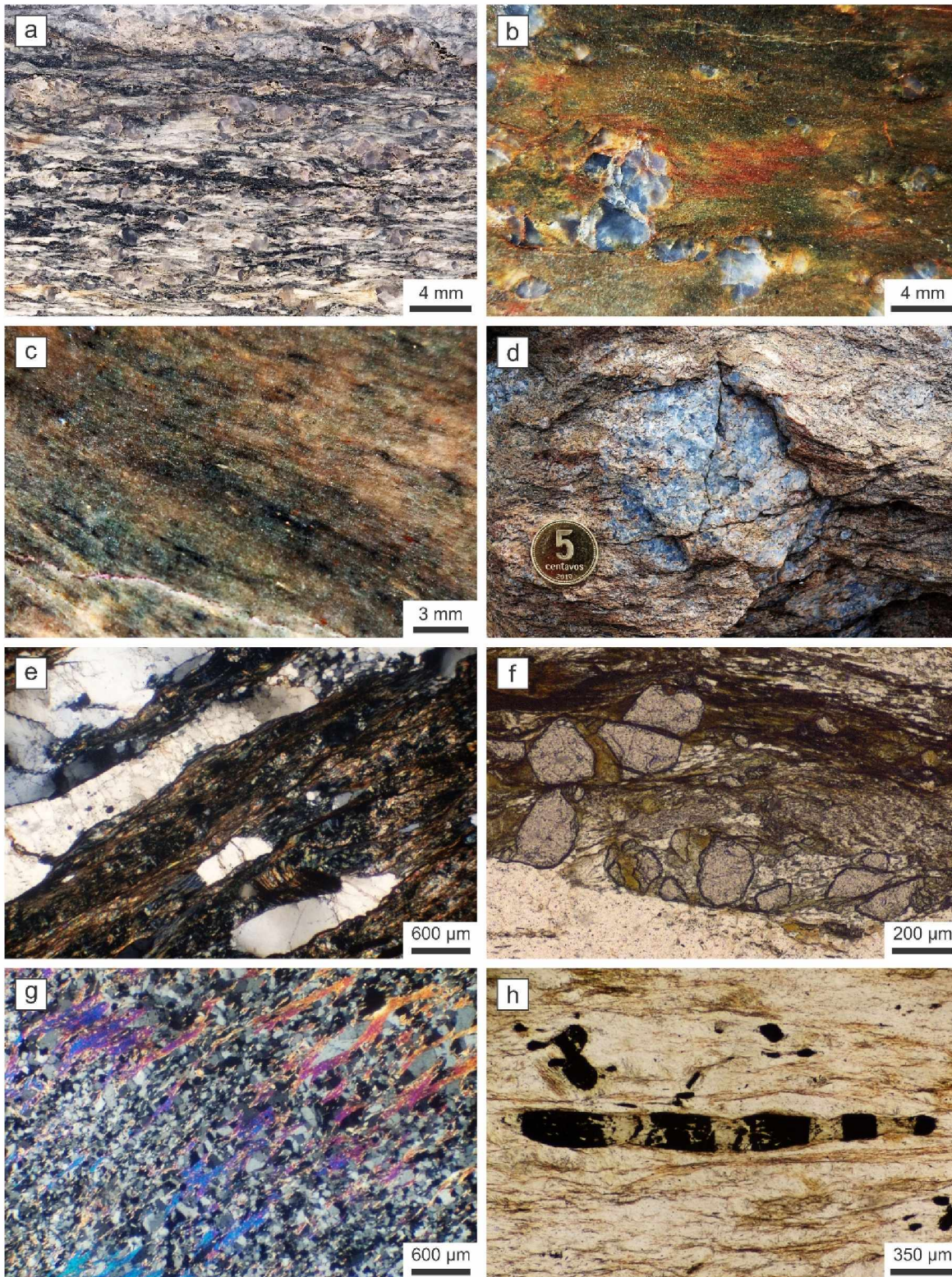
Como minerales accesorios se observaron apatita en individuos prismáticos y redondeados, circón en cristales prismáticos bipiramidales, epidoto en individuos dispersos y aislados, calcita diseminada (escasa) y minerales opacos (posiblemente magnetita).

Según la clasificación de granitos del diagrama QAP (Le Bas y Streckeisen 1991), los granitos cataclásticos de la Loma Marcelo son clasificados como sienogranitos por su mayor contenido de feldespato potásico con relación a la plagioclasa.

### 2.6.2 Milonitas graníticas

Las milonitas graníticas son rocas generalmente esquistosas de color castaño rojizo, gris verdoso o verde que según su porcentaje de matriz pueden clasificarse como protomilonitas (10-50% de matriz), milonitas (50-90% de matriz) y ultramilonitas (> 90% de matriz) (Fig. 2.25a, b y c). Las protomilonitas y milonitas son las rocas dominantes, mientras que las ultramilonitas se circunscriben a fajas discretas coincidentes con las fallas dúctiles de los cerros Pan de Azúcar, del Corral y 21 de Septiembre. En las protomilonitas y milonitas son comunes los porfiroclastos romboidales, lenticulares o acintados del protolito granítico englobados por la matriz milonítica (Fig. 2.25d).

Las protomilonitas están compuestas por porfiroclastos cuarzo-feldespáticos inmersos en una matriz predominantemente compuesta por moscovita, sericita y clorita junto a escasa biotita, cuarzo y feldespato de grano muy fino y minerales accesorios como apatita, circón, epidoto, calcita y minerales opacos como magnetita. Con relación a las protomilonitas, las milonitas presentan escasos porfiroclastos de feldespato y una mayor proporción de minerales micáceos. Son frecuentes las cintas de cuarzo y los mosaicos con textura granoblástica de este mineral (Fig. 2.25e). En las protomilonitas y milonitas también se pueden observar cristales fracturados de granate. Los individuos de este mineral son anhedrales a subhedrales, están fracturados y tienen longitudes de hasta 250  $\mu\text{m}$  (Fig. 2.25f); con nicols cruzados son totalmente isótropos. Las ultramilonitas son rocas de grano fino con foliación continua definida por granos de moscovita, clorita, sericita y cuarzo orientados preferencialmente (Fig. 2.25g). El pasaje entre los distintos tipos de milonitas es neto. Se observaron evidencias del desarrollo de procesos de deformación como disolución por presión, deformación intracristalina, recuperación y recristalización.



**Figura 2.25.** Muestras de mano pulidas de milonitas graníticas: **a)** protomilonita; **b)** milonita; **c)** ultramilonita. **d)** Porfiroclasto granítico englobado por la matriz milonítica. **e)** Cintas de cuarzo en milonita granítica de la Loma Marcelo (con analizador). **f)** Porfiroclastos fracturados de granate en milonita granítica de la Loma Puesto Meyer (luz polarizada plana). **g)** “Foliación pez” (*foliation fish*) compuesta por moscovita en ultramilonita granítica del Cerro 21 de Septiembre (con analizador); la matriz está principalmente compuesta por cuarzo recrystalizado estáticamente. **h)** Porfiroclasto aboudinado de magnetita en milonita granítica de la Loma Marcelo (luz plana polarizada).

La disolución por presión y la concomitante redepositación del material disuelto es evidenciada por la presencia de bandas oscuras de materiales insolubles concentrados durante la disolución a lo largo de los planos definidos por la foliación milonítica y por la presencia de sombras de presión formadas por clorita cristalizada al resguardo de cintas de cuarzo y porfiroclastos de feldespato. La deformación intracrystalina y recuperación es principalmente evidenciada por la presencia de extinción ondulosa y lamelas y bandas de deformación en los cristales de cuarzo.

La existencia de grandes cristales de cuarzo con signos de deformación intracrystalina y recuperación que lateralmente dan paso a dominios de pequeños agregados de cuarzo con límites de grano irregulares es evidencia de migración de borde de grano y rotación de subgranos durante la recrystalización dinámica. Este proceso también favoreció el desarrollo de bandas de granos neoformados que cortan las lamelas de deformación y los límites de los subgranos en los cristales de cuarzo. Por otra parte, los mosaicos de cuarzo con textura granoblástica poligonal y extinción normal son evidencia de recrystalización estática.

En cuanto a los indicadores cinemáticos se refiere, se observaron foliación oblicua en cuarzo, bandas de cizalla en la matriz milonítica (fábrica S/C), porfiroclastos manteados de feldespato tipo  $\sigma$ , peces de mica (moscovita) y porfiroclastos de magnetita aboudinados y con fragmentación tipo dominó (Fig. 2.25h). Todos ellos indican que los granitos del *Inlier* Sauce Chico en particular, y las rocas de basamento de la zona en general, fueron afectados por cizallamiento dextral.

## 2.7 IGNIMBRITA DEL CERRO DEL CORRAL

La metaignimbrita del *Inlier* Sauce Chico aflora en la mitad oriental del Cerro del Corral (Fig. 2.26a). Las anomalías magnéticas no permiten discriminarla de los metagranitos (Fig. 2.23). Las muestras mejor preservadas provienen del interior de fajas escasamente deformadas ubicadas en el sector central del afloramiento que se encuentra limitado por fallas dúctiles (Fig. 2.6). La roca es de color castaño rojizo a gris verdoso y presenta fenocristales de cuarzo, oligoclasa y microclino y fragmentos de pómez o fiammes aplastadas y compactadas que definen la textura eutaxítica (Fig. 2.26b, c y d), así como trizas vítreas y fragmentos líticos.

Los fenocristales de cuarzo tienen diámetros máximos de 2,5 mm y son subhedrales o anhedrales, límpidos y transparentes (Fig. 2.26b). Los bordes son netos y tienen engolfamientos o son difusos y están corroídos (Fig. 2.26e). La mayoría de los individuos presenta extinción normal y solo unos pocos exhiben extinción ondulosa.

Los fenocristales de feldespato tienen longitudes de hasta 2 mm, son subhedrales a euhedrales, presentan maclas polisintéticas (plagioclasa) o en enrejado (microclino) y están sericitizados y/o caolinizados en grado variable (Figs. 2.26f). Los fenocristales de plagioclasa ( $An_{12}$ ) extinguen

normalmente y en los de microclino se observaron parches intensamente alterados de otro feldespato posiblemente más cálcico que la oligoclasa de los fenocristales.

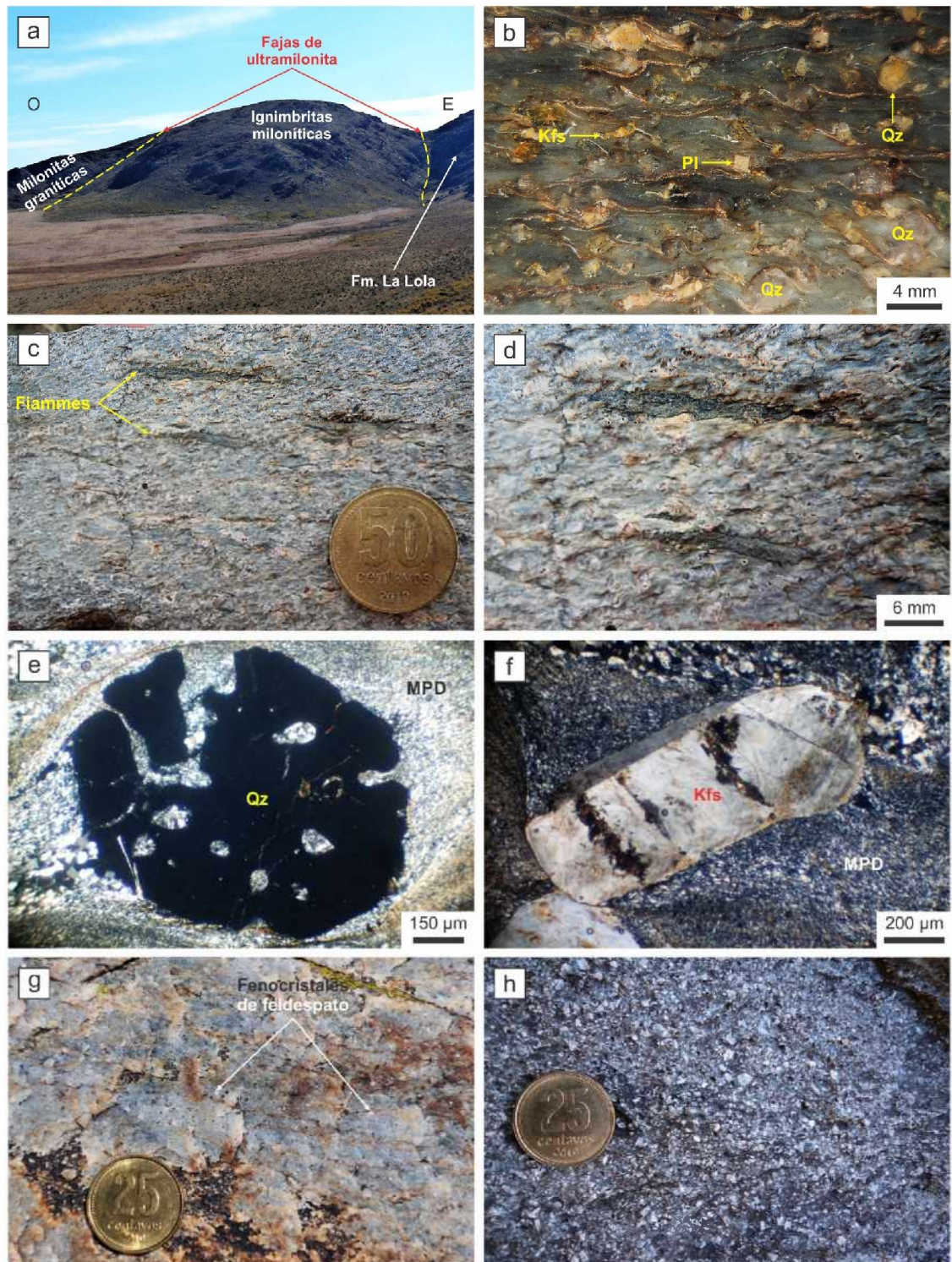
Las fiammes son de color gris verdoso, tienen forma lenticular, largo de hasta 5 cm y están constituidas por cristales y material desvitrificado (Fig. 2.26c y d). Internamente tienen canalículos de escape de gases rellenos de cuarzo y líneas de fluidez en una matriz criptocristalina desvitrificada (González *et al.* 2004). Las fiammes se curvan al entrar en contacto con los fenocristales, acomodándose a la forma de los mismos.

Las trizas vítreas están únicamente preservadas en los cuellos entre dos fenocristales vecinos o en los sectores próximos al contacto entre los fenocristales y los fragmentos de pómez. Tienen tamaños inferiores a 100  $\mu\text{m}$  y forma irregular o de estrella. Están desvitrificadas y reemplazadas pseudomórficamente por agregados de esferulitas plumosas y axiolitas secundarias dispuestas en parches irregulares. Los fragmentos líticos son de origen volcánico y composición andesítica. Tienen forma subredondeada y tamaños comprendidos entre 1 y 2 mm. Su textura es microporfírica con microfenocristales euhedrales de plagioclasa inmersos en una pasta microcristalina con textura pilotáxica.

En el interior de los fenocristales de cuarzo se observaron inclusiones redondeadas que González *et al.* (2004) interpretaron como relictos desvitrificados de la matriz piroclástica, lo mismo que los rebordes que rodean a los fenocristales, las fiammes y los fragmentos líticos y las colas lenticulares de los fenocristales que se encuentran al resguardo de la deformación (Fig. 2.26e). Esta matriz relictica desvitrificada consiste en un agregado felsítico microcristalino a criptocristalino de granos subredondeados y anhedrales de cuarzo y feldespatos. Alrededor de numerosos fenocristales de feldespato, la matriz relictica desvitrificada constituye mantos tipo  $\sigma$  o  $\delta$  (Fig. 2.26b). La matriz milonítica envuelve los relictos desvitrificados de la matriz piroclástica que rodea a los fenocristales, fiammes y fragmentos líticos y consiste en cristales de cuarzo con textura granoblástica poligonal o en cristales de cuarzo y sericita con textura granolepidoblástica (Fig. 2.26e y f).

Las rocas que afloran en la mitad oriental del Cerro del Corral fueron anteriormente descritas como riolitas (Kilmurray 1961, 1968a y b, 1975) y redefinidas por González *et al.* (2004) como ignimbritas de composición fenodacítica a fenoriolítica. A partir de la preservación de los canalículos de escape de gases en el interior de las fiammes y de trizas vítreas poco aplastadas, estos autores sugirieron que el flujo piroclástico que originó la ignimbrita tuvo un grado de soldamiento bajo a moderado. González *et al.* (2004) vincularon la ignimbrita del Cerro del Corral con un ambiente orogénico relacionado con el desarrollo de estratovolcanes y/o complejos caldéricos.

Kilmurray (1975) señaló la presencia de rocas posiblemente derivadas de pórfidos, tobas soldadas o riolitas con evidencias de deformación en el Cerro Pan de Azúcar. Entre las milonitas graníticas del Cerro Pan de Azúcar se identificaron metavulcanitas de composición fenodacítica a



**Figura 2.26.** Ignimbrita del Cerro del Corral: **a)** ubicación de los afloramientos de ignimbrita y contactos con las rocas adyacentes; **b)** muestra de mano pulida en la que numerosos fenocristales (porfiroclastos) de feldespato exhiben mantos tipo  $\sigma$  o  $\delta$  compuestos por la matriz piroclástica desvitrificada (el sentido dextral del cizallamiento también puede inferirse a partir de pequeños pliegues asimétricos volcados hacia la izquierda de la fotografía); **c)** y **d)** muestras de mano y detalle de las fiammes; **e)** fenocristal de cuarzo con engolfamientos e inclusiones redondeadas de la matriz piroclástica desvitrificada (con analizador); **f)** fenocristal de feldespato alterado y englobado por la matriz piroclástica desvitrificada (con analizador). **g)** y **h)** Muestras de mano de la metavulcanita del Cerro Pan de Azúcar. **Abreviaturas:** Qz = cuarzo, Kfs = feldespato potásico, Pl = plagioclasa, MPD = matriz piroclástica desvitrificada.

fenoriolítica. Estas rocas están compuestas por fenocristales hexagonales de cuarzo con engolfamientos y por fenocristales tabulares de feldespato inmersos en una pasta afanítica color castaño claro a gris. La cantidad de fenocristales, las relaciones cuarzo/feldespato y plagioclasa/feldespato potásico y el grado de deformación son muy variables (Fig. 2.26g y h). En general dominan los fenocristales de plagioclasa por sobre los de cuarzo y feldespato potásico. A diferencia de la ignimbrita del Cerro del Corral, en la metavulcanita del Cerro Pan de Azúcar no se identificaron fiammes ni litoclastos.

## 2.8 ANDESITA DEL CERRO PAN DE AZÚCAR

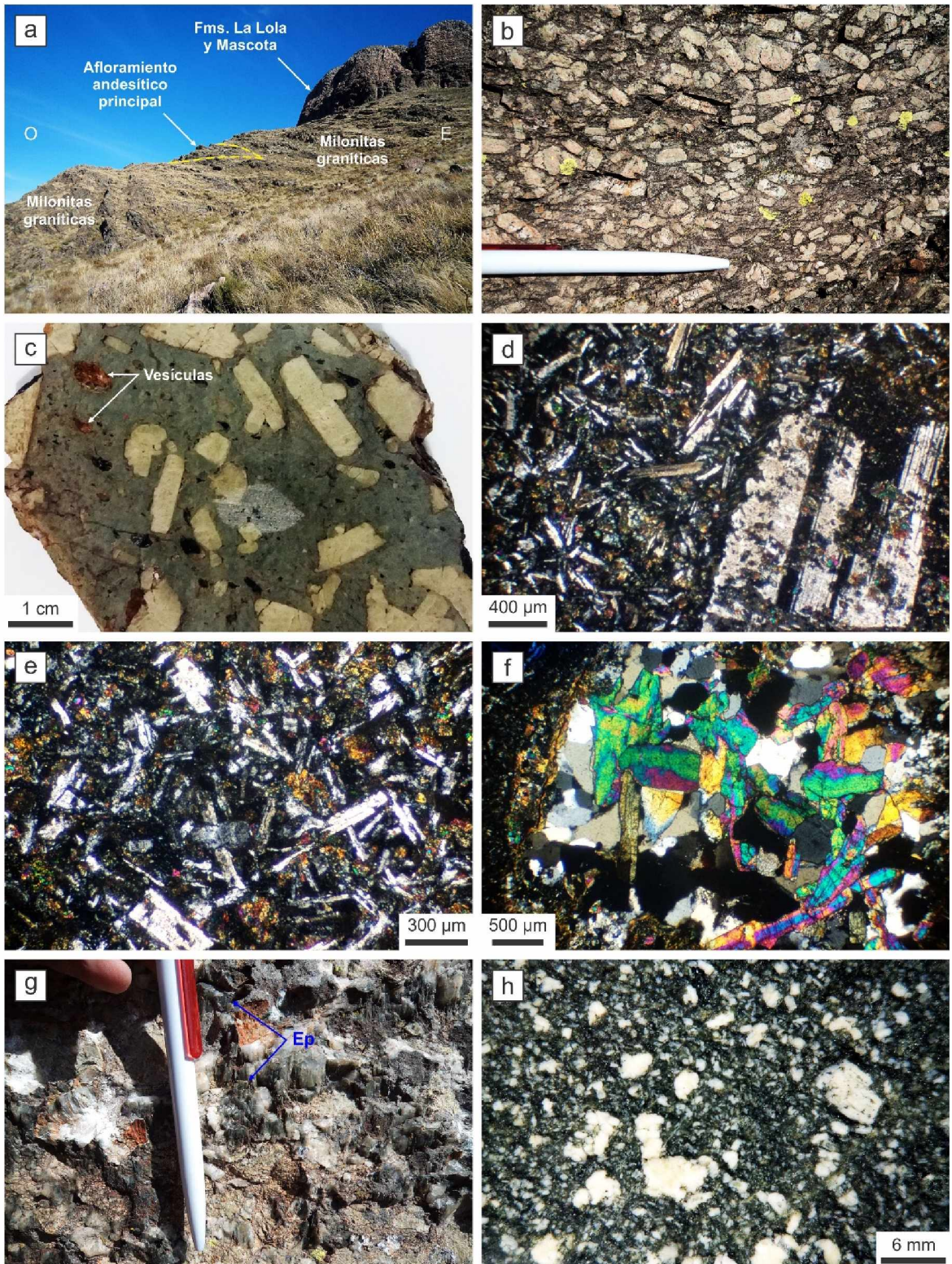
La metandesita del Cerro Pan de Azúcar aflora en el faldeo nororiental del cerro en cuestión, estando los distintos asomos siempre circundados por granitos miloníticos (Fig. 2.27a). El afloramiento andesítico de mayores dimensiones tiene unos 80 metros de largo por 30 metros de ancho (Fig. 2.6). También se encontraron pequeños cuerpos andesíticos de forma ovoide y longitud decimétrica. Al igual que el granito milonítico que la rodea, la roca andesítica se encuentra foliada y su contacto con la roca granítica es neto y concordante con la foliación milonítica. No se observó la existencia de salbanda.

En el afloramiento andesítico principal la roca presenta textura porfírica, con grandes fenocristales de plagioclasa de color blanco grisáceo inmersos en una base afanítica de color verde oscuro con estructuras vesicular y amigdaloides (Fig. 2.27b y c). Los fenocristales y los cristales de plagioclasa ( $An_{5-20}$ ) de la base alcanzan longitudes máximas de 4 cm y 500  $\mu m$ , respectivamente, son euhedrales a subhedrales y se encuentran sericitizados en grado variable. En los fenocristales es común la presencia de maclas polisintéticas y/o zonación oscilatoria, mientras que en los cristales de plagioclasa de la base es frecuente el desarrollo de maclas de contacto (Fig. 2.27d y e).

A lo largo del afloramiento es posible observar cierta orientación de los fenocristales de plagioclasa en coincidencia con el rumbo de la foliación milonítica. Esta orientación preferencial sería consecuencia de la rotación de los fenocristales durante la deformación debido a su comportamiento como elementos rígidos y a su tendencia a orientarse paralelamente al rumbo de la foliación milonítica.

La pasta está compuesta por gran cantidad de láminas de clorita orientadas preferencialmente definiendo la foliación de la roca. A diferencia del desarrollo de lineación por rotación mecánica de los fenocristales de plagioclasa preexistentes, la orientación preferencial de los cristales de clorita se debió a procesos de cristalización direccional durante el desarrollo de foliación. La clorita también se encuentra en el interior de vetillas de hasta 3 mm de ancho que atraviesan los fenocristales de plagioclasa y continúan en la base, disponiéndose perpendicularmente a las paredes de la fractura junto a epidoto, carbonatos y cuarzo.

El epidoto es común como mineral de alteración en los fenocristales, intersticialmente en la base y rellenando vesículas y fracturas (Fig. 2.27f). Su formación estaría relacionada a la milonitización del



**Figura 2.27.** Andesita del Cerro Pan de Azúcar. Afloramiento andesítico principal: **a)** ubicación del afloramiento en el faldeo nororiental del Cerro pan de Azúcar; **b)** detalle del afloramiento; **c)** muestra de mano pulida; **d)** fenocristal de plagioclasa con macla polisintética en sección delgada (con analizador); **e)** pasta pilotáxica en sección delgada (con analizador); **f)** vesícula rellena con epidoto y cuarzo en sección delgada (con analizador); **g)** cuarzo y cristales prismáticos de epidoto (Ep) desarrollados en plano de foliación de la andesita. **h)** Muestra de mano pulida de uno de los pequeños cuerpos andesíticos de forma ovoide del Cerro Pan de Azúcar.

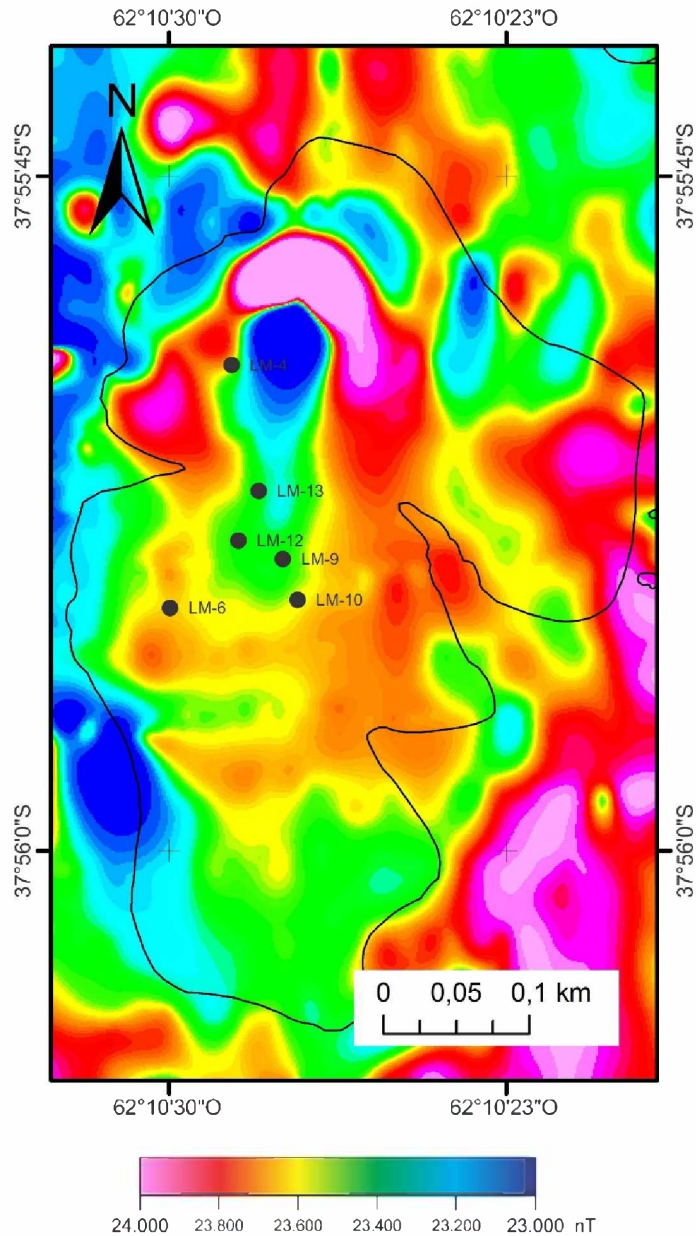
basamento. Las fracturas rellenas con epidoto ( $\pm$  calcita y cuarzo) atraviesan tanto a los fenocristales como a la base. En un plano de foliación con orientación N 320°/85° SO se observaron cristales prismáticos de epidoto de hasta 1,5 cm de longitud con Rbz 187°/73° asociados a cuarzo lechoso (Fig. 2.27g). También fueron identificados minerales opacos en los planos de foliación, posiblemente óxidos de hierro y/o manganeso.

La textura de los pequeños cuerpos andesíticos de forma ovoide es porfirica a microporfirica. Los fenocristales/microfenocristales subhedrales a euhedrales de plagioclasa se encuentran inmersos en una pasta microcristalina con textura pilotáxica (Fig. 2.27h).

## 2.9 SKARN LOMA MARCELO

Las rocas calcosilicáticas del sector centro-occidental de la Loma Marcelo fueron caracterizadas como skarn desde los primeros estudios realizados por Kilmurray (1968a), quien identificó un cuerpo de forma irregular (LM-9 y LM-10, Fig. 2.13), ligeramente alargado en sentido NO-SE, de escasas dimensiones y que sobresalía “a manera de dique” de los sedimentos cuaternarios que lo circundaban. Varias décadas después, de Barrio *et al.* (2008) reconocieron las asociaciones calcosilicáticas como pertenecientes a un skarn de tipo cálcico. Sin embargo, el posterior hallazgo de minerales magnésicos (dolomita, condrodita, espinela) en LM-6 (Fig. 2.13) (Ballivián Justiniano *et al.* 2015), puso de manifiesto el carácter magnesiano del skarn en este afloramiento de roca metacarbonática ubicado en el sector occidental de la Loma Marcelo. Asimismo, durante los trabajos de campo fueron descubiertos tres nuevos cuerpos de roca calcosilicática en el sector centro-occidental de la loma (LM-4, LM-12 y LM-13, Fig. 2.13), todos ellos subaflorantes.

Los afloramientos de skarn identificados en superficie no muestran correlación con las anomalías magnéticas registradas, posiblemente a causa de su discontinuidad, pequeño tamaño y escaso espesor (Fig. 2.28). No obstante, el mapa de reducción al polo del campo total de la Loma Marcelo muestra un bajo magnético relacionado a valores de 23.000 nT restringido al sector norte de la loma. La mayor influencia en la magnitud de la susceptibilidad magnética de las rocas se debe a la presencia de minerales ferromagnéticos y ferrimagnéticos (Logachev y Zajarov 1978). Sin embargo, numerosos minerales formadores de rocas son diamagnéticos o paramagnéticos y tienen susceptibilidad magnética débil, no influyendo mucho en la magnetización global de las rocas. En consecuencia, la acentuada anomalía magnética negativa de la Loma Marcelo podría ser consecuencia de la débil susceptibilidad magnética de rocas como los granitos cataclásticos ( $5,74 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ).



**Figura 2.28.** Mapa de reducción al polo del campo total de la Loma Marcelo y ubicación de los afloramientos de skarn.

### 2.9.1 Skarn cálcico (rocas calcosilicáticas)

El color y la granulometría de las rocas calcosilicáticas varían de un afloramiento a otro e incluso en un mismo afloramiento (Fig. 2.29). Dominan las coloraciones blanco grisáceas, rosado rojizas y verde grisáceas. Las rocas están compuestas por diferentes asociaciones minerales que incluyen, principalmente, granate, clinopiroxeno, escapolita, plagioclasa, wollastonita, vesuvianita y calcita (Cuadro 2.1). El tamaño de grano es mediano a grueso y la textura es porfiroblástica. La matriz calcítica representa porcentajes de la roca comprendidos entre 6 y 17%. Apatita, circón, titanita, epidoto y cuarzo

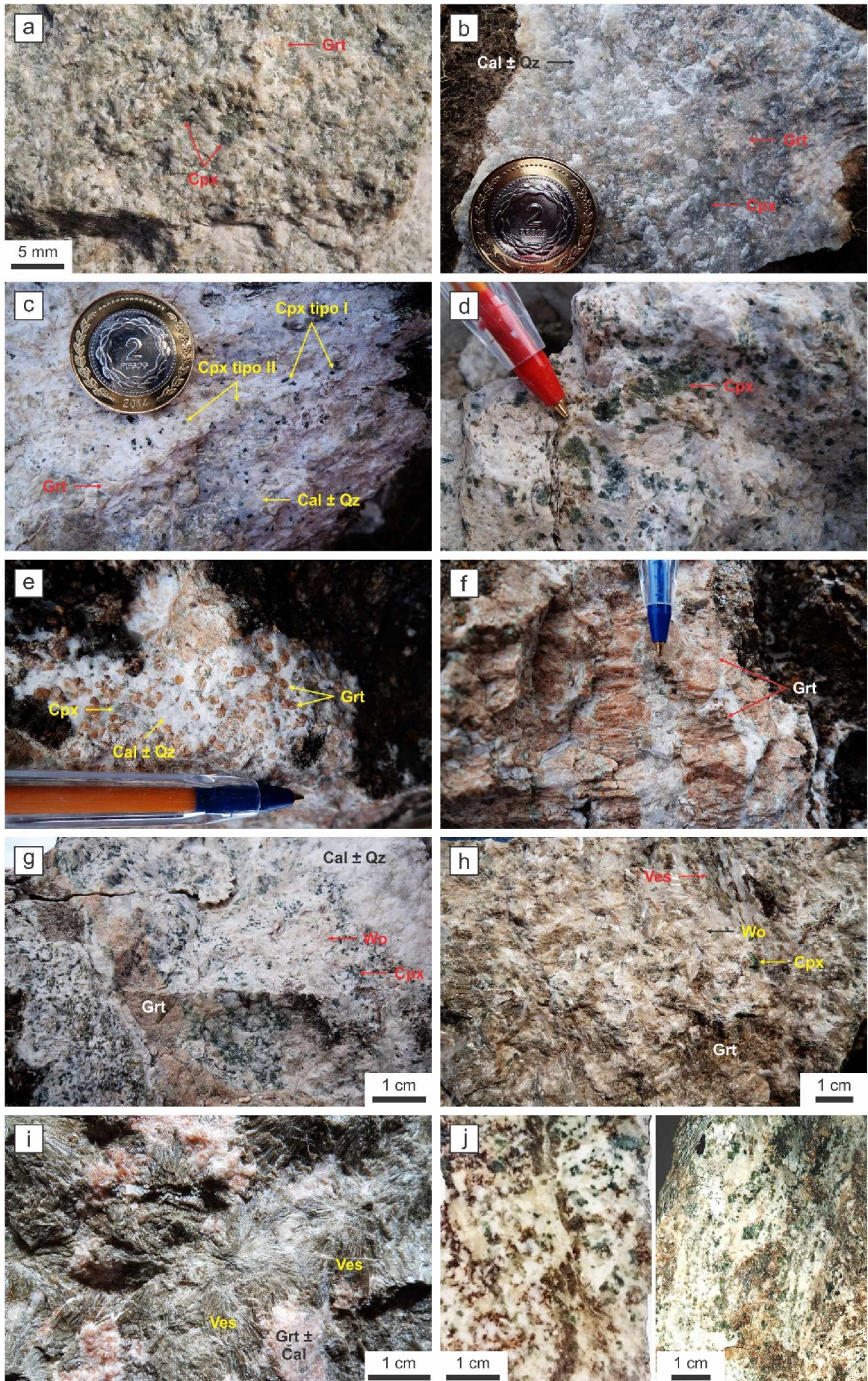
se encuentran en menor cantidad. Algunas muestras de roca calcosilicática exhiben un bandeo a escala milimétrica en el que bandas blanquecinas constituidas por calcita y/o wollastonita alternan con bandas rojizas compuestas por granate y/o con bandas verdosas compuestas por clinopiroxeno (Fig. 2.29i y j).

El contacto entre el granito cataclástico-protomilonítico y la roca calcosilicática es neto y concordante con la foliación milonítica (Fig. 2.30) y fue únicamente observado en el borde occidental de LM-9 (Fig. 2.13), un cuerpo alargado en dirección NO-SE de 10 metros de largo y 5 metros de ancho. En este mismo afloramiento, tanto el granito cataclástico-protomilonítico como la roca calcosilicática presentan foliación penetrativa con rumbo NE-SO e inclinación subvertical hacia el SE a vertical, acomodándose la foliación de la roca granítica a la forma lenticular del cuerpo calcosilicático. Próximo al contacto y con carácter subaflorante, se encontró una roca de color castaño claro con textura granuda y bandeo composicional que fue clasificada como un ortogneis biotítico-granatífero (véase apartado 2.9.3) (Fig. 2.30).

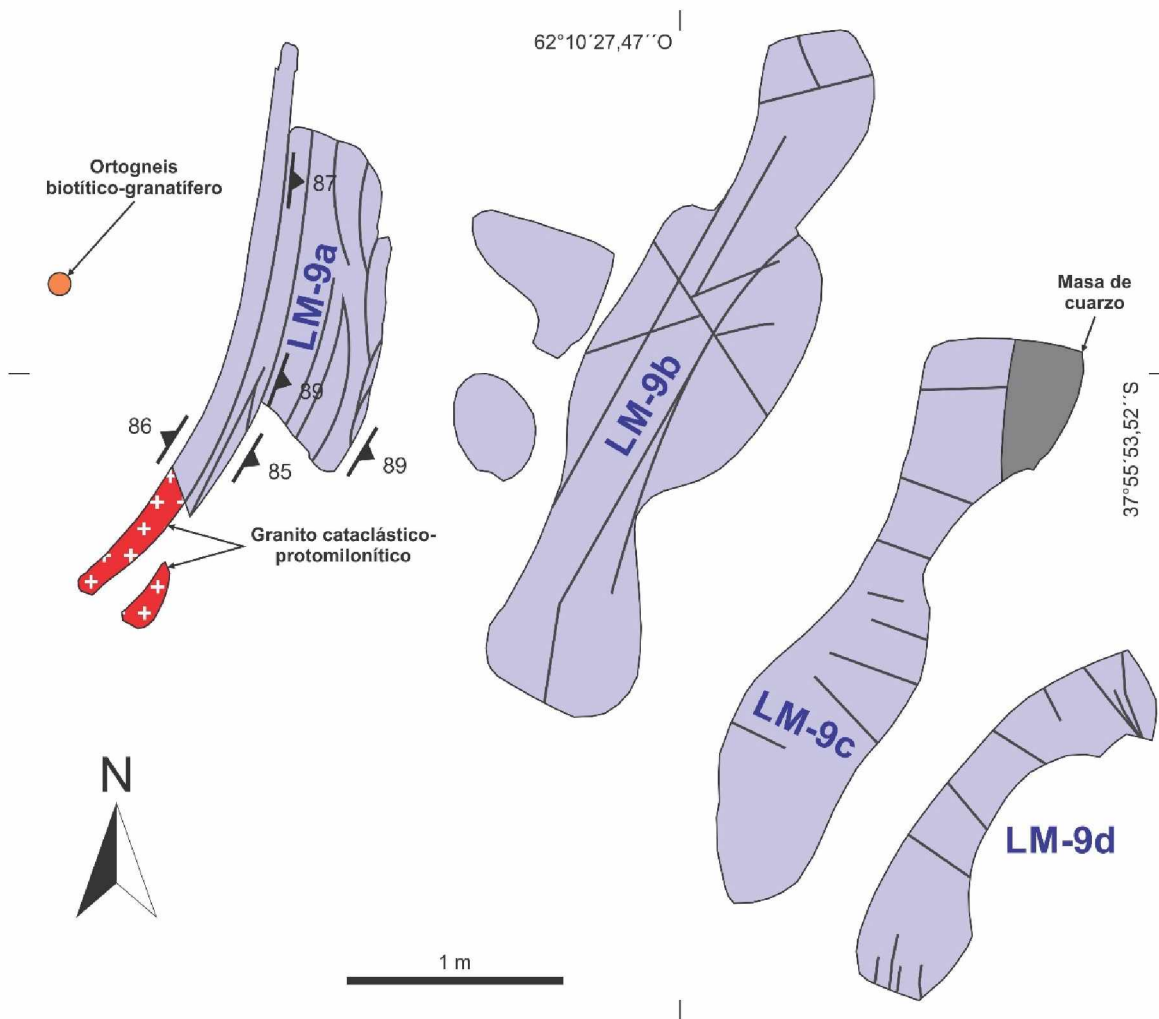
**Granate:** en todos los afloramientos de roca calcosilicática el granate tiene color rosado rojizo en muestra de mano y puede llegar a formar masas centimétricas (Fig. 2.29f). Las diferencias de tamaño de grano, morfología y propiedades ópticas permitieron distinguir tres tipos de granate que fueron denominados 1, 2 y 3.

El granate tipo 1 fue únicamente identificado en LM-9b y consiste en cristales subhedrales a euhedrales con diámetros de hasta 500  $\mu\text{m}$ , anisotropía anómala y maclas en forma de reloj de arena (Fig. 2.31a). El granate tipo 2 es el dominante en los afloramientos LM-9a, c y d, LM-10 y LM-13, formando masas irregulares intensamente fracturadas con marcada anisotropía anómala (Fig. 2.31b). Dentro de estas masas, y aisladamente en la matriz carbonática, se observaron algunos individuos subhedrales de 4 mm de diámetro máximo con zonación óptica (Fig. 2.31c).

El granate tipo 3 es el único presente en LM-4, donde constituye masas irregulares completamente isótropas apenas fracturadas (Fig. 2.31d). En el interior de estas masas se observaron cristales de clinopiroxeno, escapolita y/o plagioclasa, todos ellos anhedrales y de tamaño milimétrico a micrométrico, y oquedades irregulares de tamaño variado ( $< 1$  mm) rellenas por calcita y/o cuarzo en cuyas paredes e interior pudieron distinguirse cristales euhedrales rombododecaédricos de granate con diámetros de aproximadamente 100  $\mu\text{m}$  (Fig. 2.31e). Esto último hace suponer que las masas de granate tipo 3 de LM-4 se habrían formado por el intercrecimiento de pequeños cristales rombododecaédricos de este mineral. Las masas de granate tipo 3 también se encuentran en LM-9 a lo largo del contacto con el granito cataclástico-protomilonítico. En las masas de granate tipo 2, en el interior de oquedades con características similares a las de las masas de granate de LM-4, también se advirtió la presencia de cristales euhedrales rombododecaédricos de granate con diámetros de aproximadamente 100  $\mu\text{m}$ .



**Figura 2.29 (página anterior).** Muestras de mano del skarn cálcico: **a)** LM-4; **b)** LM-9a; **c)** y **d)** LM-9b; **e)** y **f)** LM-9d; **g)** y **h)** LM-10; **i)** LM-13 (ver esquema de LM-9 de la Figura 2.30). En muestra de mano el skarn presenta coloraciones variables en función del mineral calcosilicático dominante. Se observan cristales de granate (Grt) de color rosado amarillento (Fig. 2.29a y b) o rosado rojizo (Fig. 2.29e, f, g, h, i) y cristales de clinopiroxeno (Cpx) de color verde (Fig. 2.29a, b, c, d, g, h). En LM-10 y LM-13 se observan “soles” de wollastonita (Wo, Fig. 2.29h) y de vesuvianita (Ves, Fig. 2.29i), respectivamente. **j)** Bandas rojizas de granate (izquierda) y verdosas de clinopiroxeno (derecha) en muestras del skarn cálcico.



**Figura 2.30.** Esquema del afloramiento principal de skarn cálcico (LM-9). Las líneas grises corresponden a la traza de planos de foliación y fracturas.

Los análisis de difracción de rayos X realizados en muestras de roca total y en concentrados de granate de los distintos afloramientos de roca calcosilicática indicaron que el granate del skarn Loma Marcelo es grandita (serie grosularia-andradita).

**Clinopiroxeno:** fueron identificados dos tipos de clinopiroxeno claramente distinguibles en muestra de mano por sus colores verde oscuro (clinopiroxeno tipo I) y verde claro (clinopiroxeno tipo II) (Fig.

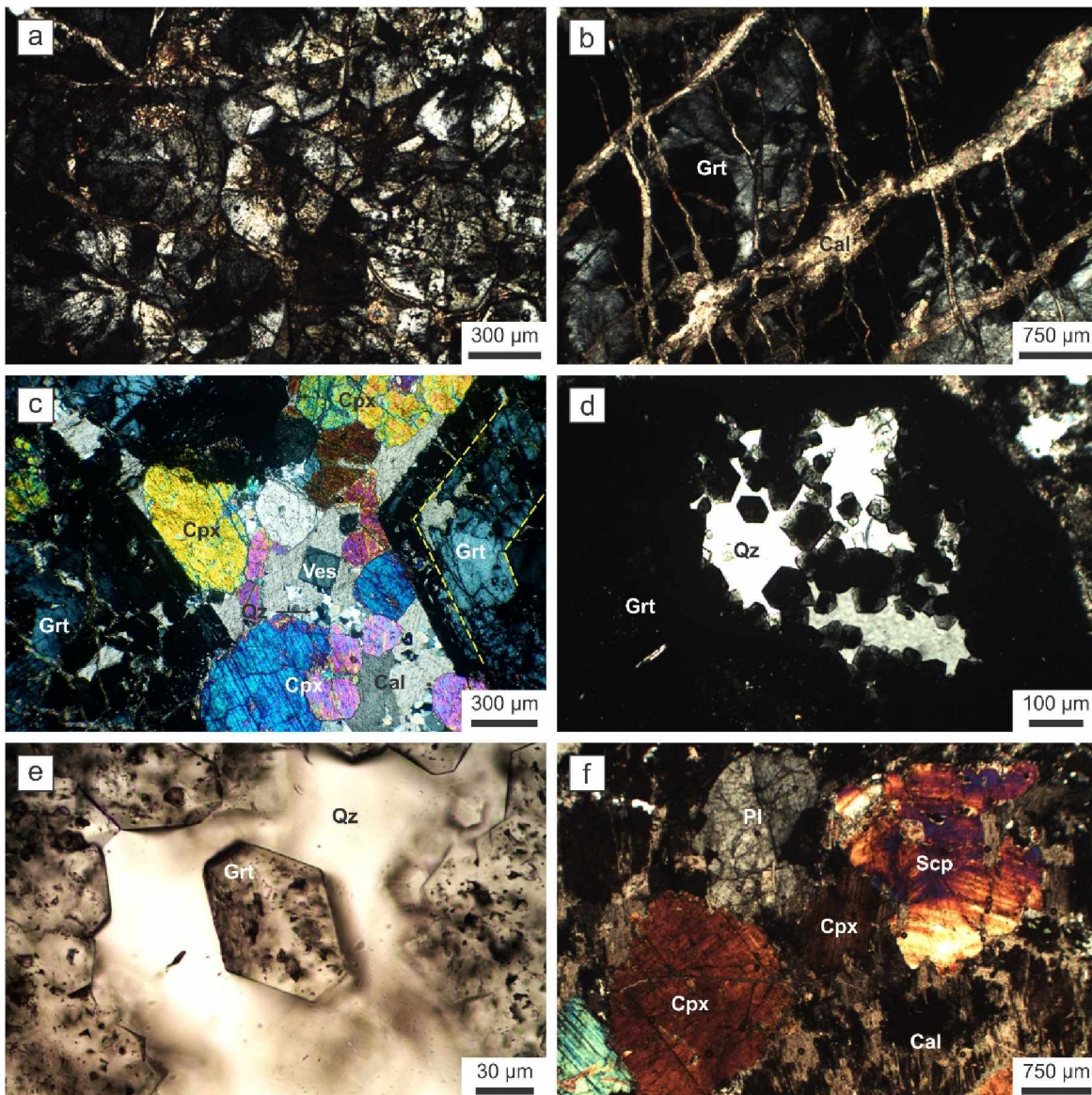
2.29c). El clinopiroxeno tipo I es abundante en LM-9 y LM-10. Los cristales de clinopiroxeno tipo I son anhedrales y subredondeados y alcanzan longitudes máximas de aproximadamente 4 mm. El clinopiroxeno tipo II es el único presente en LM-4 y también fue identificado en LM-9 y LM-10. Los cristales de clinopiroxeno tipo II son subhedrales a euhedrales, tienen hábito tabular-prismático y adquieren longitudes de hasta 6-7 mm. En LM-13 solo se observaron escasos cristales relicticos de clinopiroxeno, no pudiendo determinarse si corresponden al tipo I o al tipo II debido a su elevado grado de alteración. En general, los individuos de clinopiroxeno tipo I presentan mayor grado de alteración y fracturación que los individuos de clinopiroxeno tipo II.

Al microscopio petrográfico, los cristales de clinopiroxeno de ambos tipos son incoloros y no pleocroicos y resaltan por su relieve alto (+) y buen clivaje. En sección basal se observaron dos direcciones de clivaje que se cortan en ángulos de aproximadamente 90°. Si bien los colores de interferencia varían entre el blanco/gris de primer orden y la mitad del segundo orden, los colores de interferencia más frecuentes son los de segundo orden (Fig. 2.31f). Los ángulos de extinción máximos medidos en secciones paralelas al eje  $c$  ( $Z^c$ ) son, en promedio, de 46°. Es común la presencia de maclas polisintéticas finas paralelas al alargamiento (100). La figura de interferencia es biáxica y el signo óptico positivo.

El estudio petrográfico de múltiples secciones delgadas y el análisis difractométrico de concentrados de ambos tipos de clinopiroxeno indicó que el piroxeno del skarn Loma Marcelo es salita (serie diópsido-hedenbergita).

**Escapolita:** fue identificada en todos los afloramientos de roca calcosilicática. Los cristales son todos anhedrales y con bordes irregulares, tienen longitudes máximas de 3 mm y exhiben buen clivaje. Son incoloros, no pleocroicos y presentan colores de interferencia de segundo orden, usualmente púrpura violáceo, azulado y amarillento (Fig. 2.31f). La figura de interferencia es uniáxica y el signo óptico negativo. Estas dos últimas propiedades ópticas distinguen claramente a la escapolita del clinopiroxeno. Adicionalmente, los colores de interferencia elevados posibilitaron distinguirla de los feldespatos y caracterizarla como meionita, puesto que la marialita presenta colores de interferencia de hasta la mitad del primer orden.

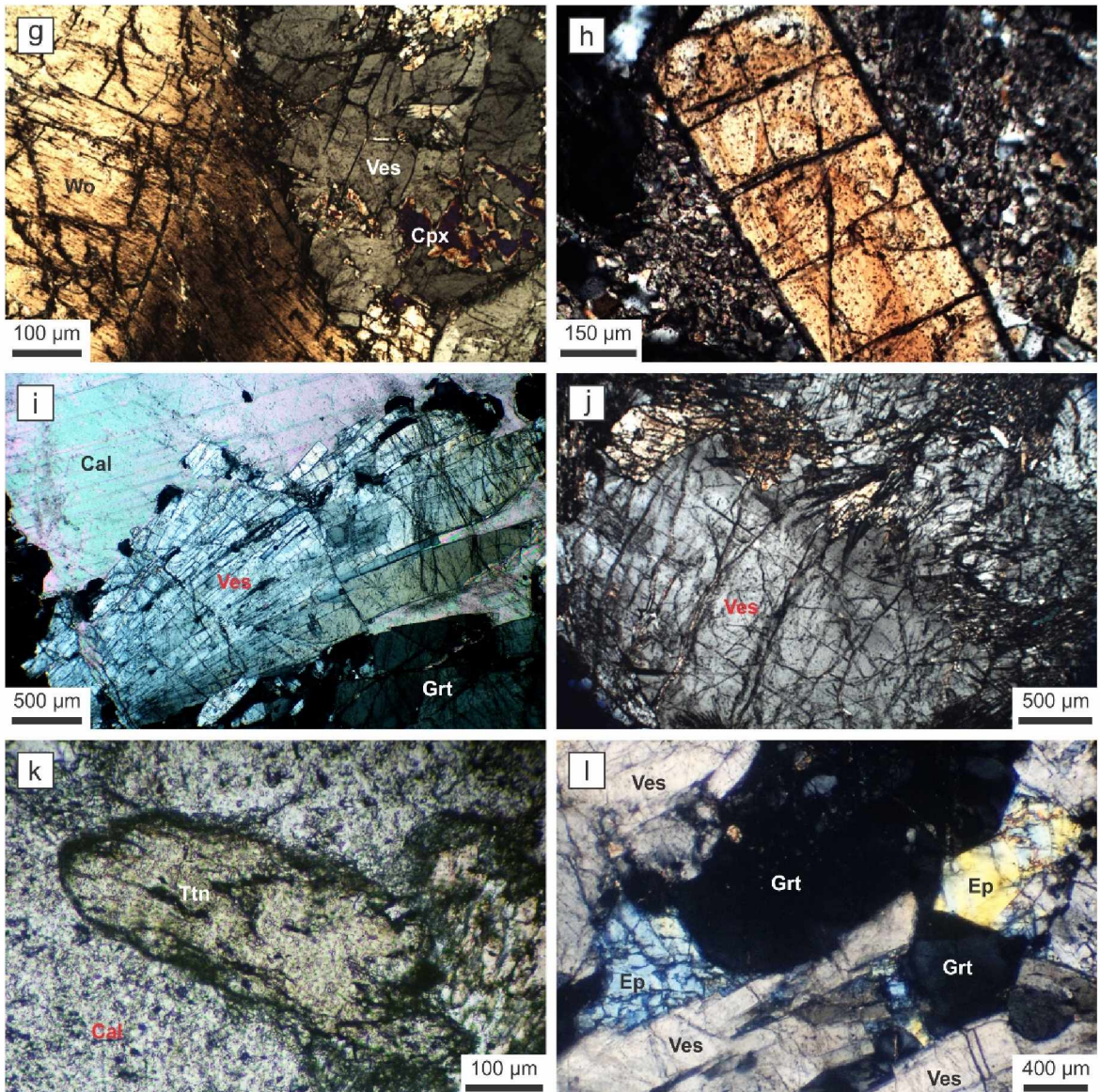
**Plagioclasa:** al igual que los cristales de escapolita, los de plagioclasa son todos anhedrales y tienen bordes irregulares. Alcanzan longitudes máximas de 5 mm, son incoloros y no pleocroicos, tienen relieve bajo (+) y muy buen clivaje. El color de interferencia es gris de primer orden (Fig. 2.31f). Algunos individuos presentan maclas polisintéticas finas y, en los cristales no maclados, es frecuente la presencia de extinción ondulosa. La figura de interferencia es biáxica y el signo óptico puede ser positivo o negativo. La plagioclasa se distingue de los individuos de clinopiroxeno con color de interferencia gris



**Figura 2.31.** Skarn cálcico. **a)** Cristales subhedrales a euhedrales de granate tipo 1 (LM-9; con analizador). **b)** Masa fuertemente fracturada de granate tipo 2 (LM-9; con analizador). **c)** Cristales subhedrales de granate con zonación óptica (líneas entrecortadas amarillas) asociados a clinopiroxeno, vesubianita (tipo a) y calcita (LM-9; con analizador). **d)** Quiedad en una masa granatífera (tipo 3) en cuyo interior se observan pequeños cristales euhedrales rombododecaédricos de granate tipo 3 (LM-4; con analizador). **e)** Detalle de uno de los cristales euhedrales rombododecaédricos de granate tipo 3 (LM-9; luz polarizada plana). **f)** Asociación clinopiroxeno-escapolita-plagioclasa-calcita (LM-4; con analizador). **Abreviaturas:** Grt = granate, Cpx = clinopiroxeno, Scp = escapolita, Pl = plagioclasa, Ves = vesubianita, Cal = calcita, Qz = cuarzo.

de primer orden por su menor relieve y signo óptico negativo. La medición de ángulos de extinción máximos de  $45^\circ (\pm 2^\circ)$  indica que se trata de bitownita ( $An_{76-83}$ ).

**Wollastonita:** fue identificada en LM-9, LM-10 y LM-12 y se destaca por su hábito prismático o fibroso y clivaje perfecto. Alcanza longitudes máximas de 1 cm y algunos individuos se encuentran



**Figura 2.31 (continuación).** Skarn cálcico. **g)** Cristal flexurado de wollastonita junto a cristal fracturado de vesuvianita tipo b (LM-10; con analizador). **h)** Cristal prismático de vesuvianita tipo a con zonación óptica (LM-9; con analizador). **i)** “Abanico” de cristales prismáticos de vesuvianita tipo c (LM-13; con analizador). **j)** Masa fracturada de vesuvianita tipo b (LM-10; con analizador). **k)** Cristal de titanita en matriz calcítica (LM-9; con analizador). **l)** Epidoto reemplazando granate y vesuvianita (LM-13; con analizador). **Abreviaturas:** Grt = granate, Cpx = clinopiroxeno, Wo = wollastonita, Ves = vesuvianita, Cal = calcita, Ttn = titanita, Ep = epidoto.

flexurados y presentan extinción ondulosa (Fig. 2.31g). Los individuos de wollastonita con hábito fibroso forman agregados paralelos o radiados.

**Vesuvianita:** se encuentra presente en cuatro variedades distintas según diferencias de forma y/o color (vesuvianitas tipo a, b, c y d). La vesuvianita tipo a es de color castaño rojizo, tiene hábito prismático radiado formando abanicos y los individuos prismáticos de hasta 8 mm de longitud presentan zonación concéntrica (LM-9a, c y d y LM-12). La vesuvianita tipo b es de color verde oscuro o verde castaño y

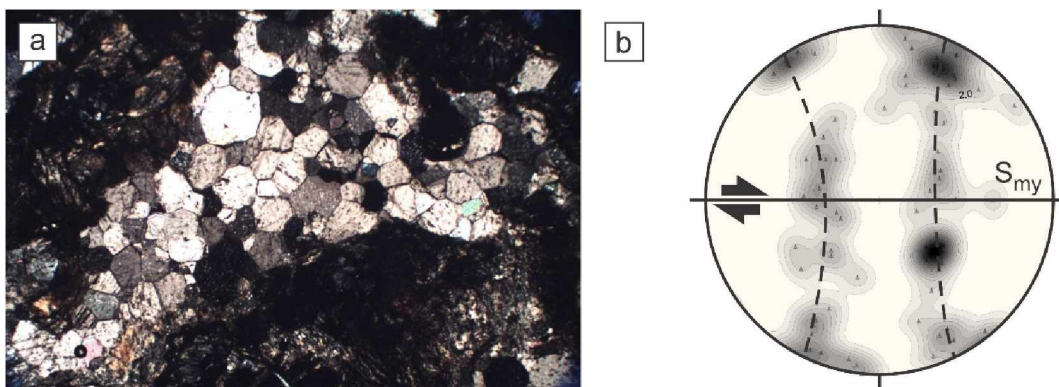
forma masas irregulares intensamente fracturadas y agregados prismáticos radiados de aproximadamente 3 cm de longitud (LM-10) (Fig. 2.29i). La vesubianita tipo c es de un color verde un poco más claro que el de la vesubianita tipo b y tiene hábito prismático radiado, formando abanicos y soles, estos últimos hasta 2 cm de diámetro (LM-13). Finalmente, la vesubianita tipo d, la menos abundante de las cuatro variedades, es de color azul y tiene carácter intersticial (LM-13).

Al microscopio petrográfico, las vesubianitas del skarn Loma Marcelo son incoloras y no pleocroicas, tienen relieve alto (+), exhiben estrías de crecimiento y no presentan clivaje apreciable (Fig. 2.31h, i y j). Se observaron algunas secciones basales de forma cuadrada (Fig. 2.31c). Los colores de interferencia son gris o amarillo pálido de primer orden. Los agregados radiales exhiben extinción en abanico, mientras que en los cristales individuales la extinción es recta y en ocasiones ondulosa. La elongación es negativa. La figura de interferencia es uniáxica o biáxica y el signo óptico es siempre negativo.

Las vesubianitas tipo a, b y c fueron identificadas por difracción de rayos X y la naturaleza de la vesubianita tipo d fue confirmada mediante análisis de energía dispersiva de rayos X con microscopio electrónico de barrido. La vesubianita tipo a está asociada a granate-clinopiroxeno-calcita, la tipo b a granate-clinopiroxeno-wollastonita-calcita, la tipo c a granate-calcita y la vesubianita tipo d está asociada a cuarzo en los intersticios entre cristales de granate, vesubianita tipo c y calcita en LM-13.

La matriz del skarn cálcico está compuesta por cristales de calcita con textura granoblástica y diámetros mayormente comprendidos entre 1 y 2 mm. La apatita se encuentra como individuos bien desarrollados, siendo comunes las secciones basales hexagonales de entre 125 y 250  $\mu\text{m}$  de diámetro (LM-9). Los cristales de circón poseen hábito prismático, frecuente zonación oscilatoria y longitudes inferiores a los 250  $\mu\text{m}$ ; algunos individuos de circón son anhedrales y se encuentran intensamente corroídos y/o metamictizados (LM-9).

Además de los minerales de progrado antes descritos (granate, clinopiroxeno, escapolita, plagioclasa, wollastonita y vesubianita), también fueron identificados minerales de retrogradación como titanita, minerales del grupo del epidoto y calcita. Los cristales de titanita son frecuentes y se encuentran dispersos en la matriz carbonática, son anhedrales a subhedrales, a menudo subredondeados, y tienen longitudes máximas de 2 mm (Fig. 2.31k). El epidoto se encuentra reemplazando principalmente a granate y, en menor medida, a vesubianita (Fig. 2.31l). La calcita reemplaza en grado variable a los minerales calcosilicáticos y también rellena fracturas y cavidades (Fig. 2.31b). El cuarzo constituye pequeños mosaicos intersticiales con textura granoblástica y diámetros máximos en torno a 100  $\mu\text{m}$  (Fig. 2.31c).



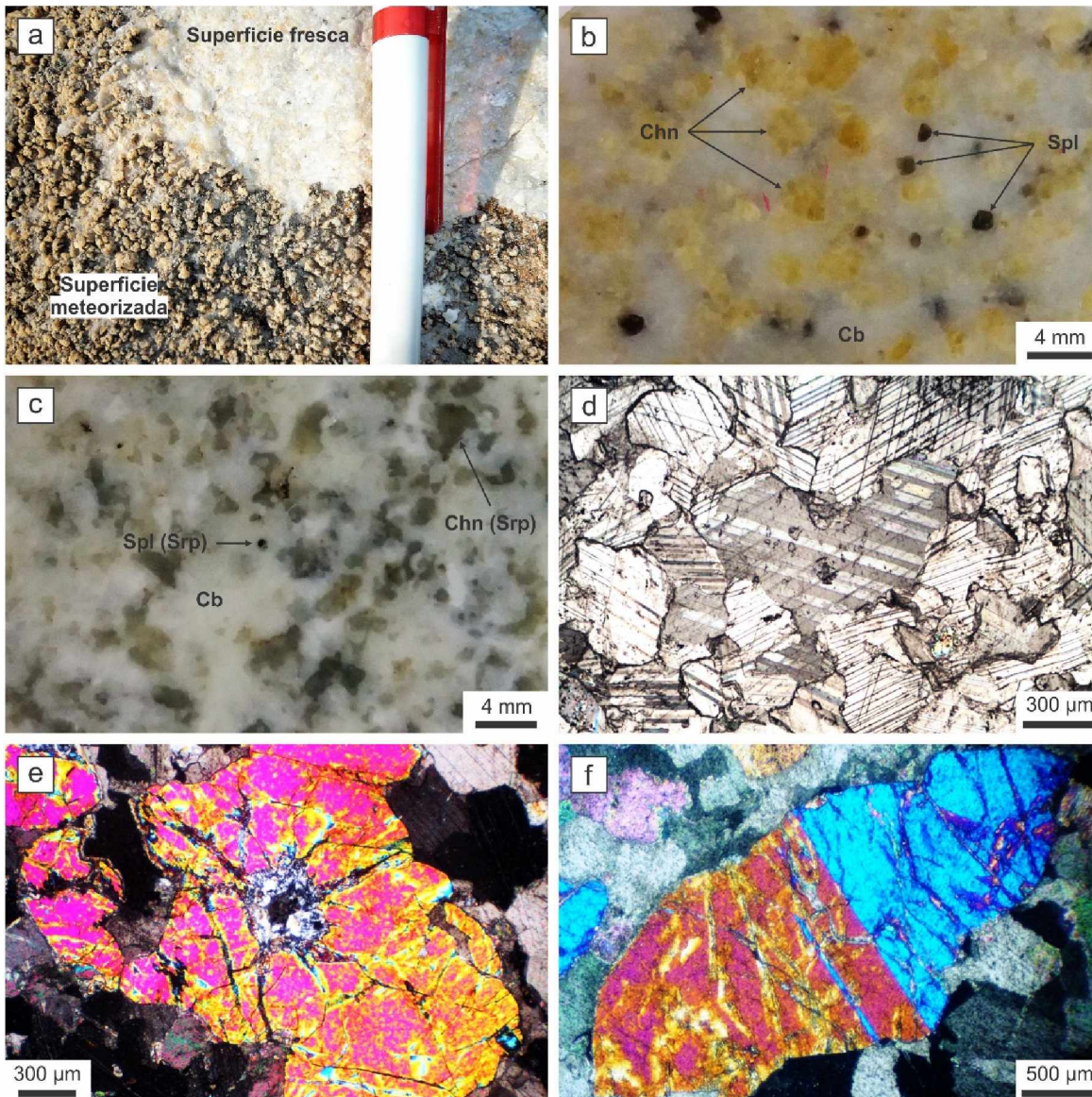
**Figura 2.32.** a) Algunos de los cristales de calcita de la matriz de LM-9 estudiados con platina universal (con analizador). b) Diagrama de densidad de polos de ejes  $c$  de cristales de calcita de LM-9. La proyección del diagrama es perpendicular al plano de foliación  $S_{my}$  (N 37° E/86° NO); las flechas negras indican el sentido del cizallamiento. Las líneas entrecortadas conectan las crestas de los contornos de densidad de polos mostrando el patrón de orientación cristalográfica preferencial.

La existencia de orientación cristalográfica preferencial en LM-9 fue determinada mediante la medición de la orientación de los ejes  $c$  de cristales de calcita de la matriz (Fig. 2.32a) con platina universal (Ballivián Justiniano *et al.* 2015). La proyección estereográfica isoareal de los ejes  $c$  medidos permitió evidenciar la distribución simétrica de los polos proyectados con respecto al marco de referencia representado por la foliación del skarn (plano vertical  $S_{my}$ , Fig. 2.32b) y en la existencia de áreas libres de polos. En la Figura 2.32b también se indica el sentido dextral del cizallamiento determinado mediante el estudio de las milonitas graníticas de la Loma Marcelo.

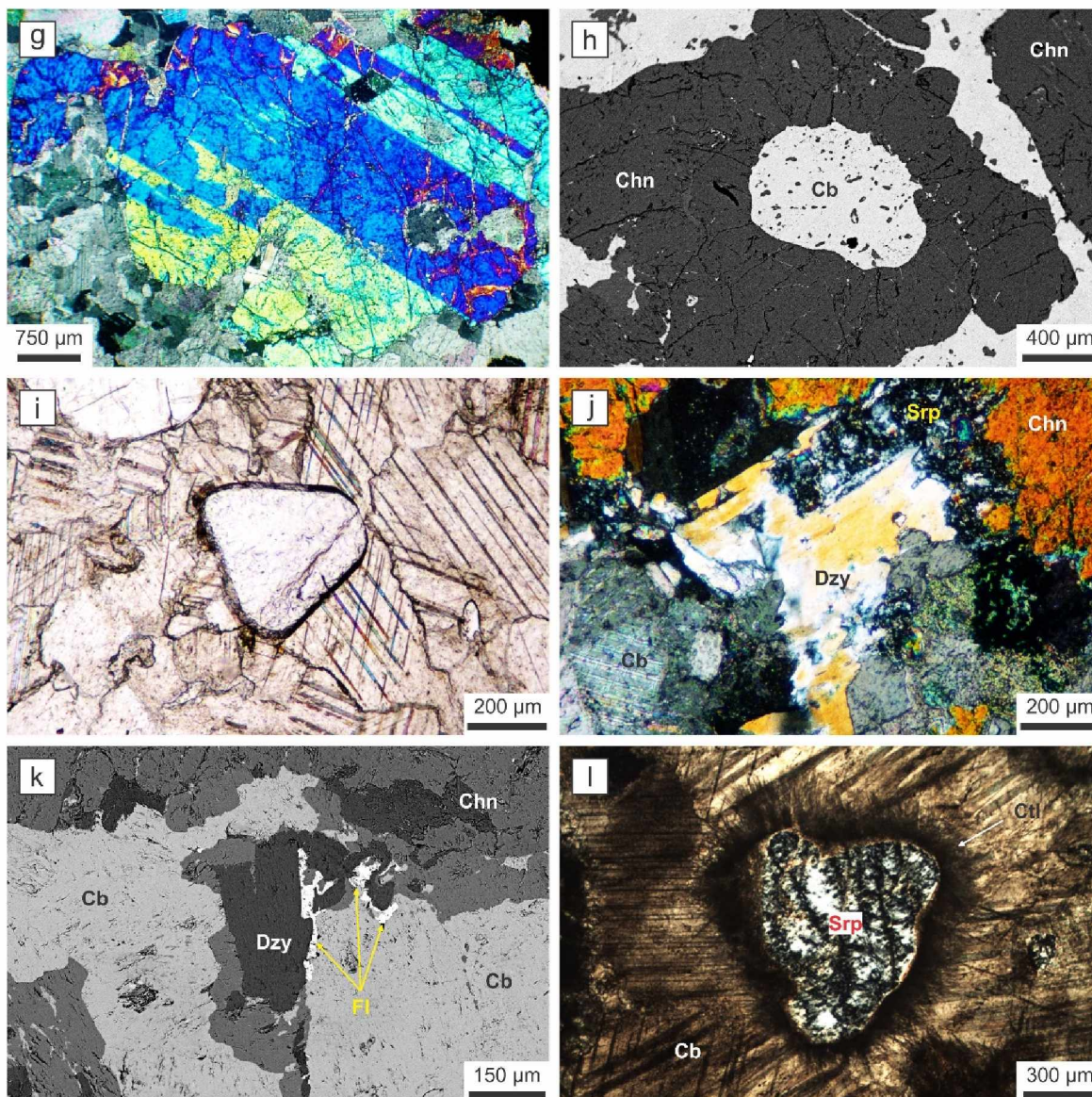
### 2.9.2 Skarn magnesiano (roca metacarbonática)

En el sector occidental de la Loma Marcelo fue identificado un único cuerpo de roca metacarbonática (LM-6, Fig. 2.13). Este afloramiento tiene una longitud máxima de 2,8 metros en dirección N-S y de 2,2 metros en dirección E-O. La superficie de la roca es marcadamente rugosa debido a la resistencia diferencial de los minerales que la constituyen frente a los efectos de la disolución por intemperismo (Fig. 2.33a). La roca metacarbonática está principalmente compuesta por calcita, dolomita, condrodita, espinela, dozyita, minerales del grupo de la serpentina, fluorita, cuarzo, circón y pirofilita (Cuadro 2.1). Con relación a los cuerpos calcosilicáticos del sector centro-occidental, la roca expuesta en LM-6 tiene un mayor contenido de minerales carbonáticos (62-76%) y se encuentra poco o apenas silicificada. La roca metacarbonática es de color blanco amarillento a blanco anaranjado en las superficies frescas (Fig. 2.33b), mientras que en los sectores del afloramiento en los que la serpentización es intensa la roca es de color gris oscuro (Fig. 2.33c).

La calcita y dolomita poseen textura granoblástica y los cristales individuales tienen longitudes máximas de entre 1 y 2 mm (Fig. 2.33d). Los cristales de calcita presentan un aspecto más límpido que



los de dolomita, los cuales lucen algo turbios. En ambos minerales es frecuente la presencia de maclas polisintéticas, no obstante la calcita parece ser más propensa al maclado que la dolomita. También se observaron texturas de exolución entre ambos carbonatos. Los bordes de grano de los cristales de calcita y dolomita tienen formas lobuladas o dentadas debido a procesos de recristalización dinámica. La inserción de una lámina accesoria de yeso con nicoles cruzados y el color predominantemente violeta que adquieren los cristales de carbonato cuando se gira la platina del microscopio, permitieron reconocer la existencia de orientación cristalográfica preferencial. En esta matriz carbonática se hallan inmersos porfiroblastos de condrodita y espinela (Fig. 2.33b).



**Figura 2.33 (continuación).** Skarn magnesiano. **g)** Cristal de condrodita con macla polisintética (con analizador). **h)** Cristal de condrodita desarrollado alrededor de un cristal de carbonato constituyendo una textura coronítica (imagen de electrones retrodispersados). **i)** Cristal de espinela en matriz carbonática (luz polarizada plana). **j)** Dozyita y condrodita reemplazadas por serpentina (con analizador). **k)** Dozyita asociada a condrodita y fluorita (imagen de electrones retrodispersados). **l)** Antigorita según condrodita y desarrollo de cristales fibrosos de crisotilo dispuestos perpendicularmente al borde del cristal (con analizador). **Abreviaturas:** Chn = condrodita, Cb = carbonato (calcita + dolomita), Dzy = dozyita, Fl = fluorita, Srp = serpentina (antigorita), Ctl = crisotilo.

Los individuos de condrodita, mineral perteneciente al grupo de la humita, son de color amarillo pálido a amarillo anaranjado y exhiben fluorescencia anaranjada con luz UV de onda corta, no observándose fluorescencia alguna con luz UV de onda larga. Los cristales son anhedrales, a veces algo alargados, con bordes irregulares y longitudes máximas de hasta 1 cm (Fig. 2.33e). No se observó clivaje pero sí un elevado grado de fracturación. En sección delgada son incoloros o amarillos pálidos y con pleocroísmo débil o nulo. El relieve es característicamente alto (+). Los colores de interferencia varían

entre el gris de primer orden y el rojo-violeta de segundo orden. Mediante observación conoscópica se confirmó el carácter biáxico positivo de los cristales analizados. La estimación del ángulo  $2V$  arrojó valores en torno a  $80^\circ$ .

Es frecuente la presencia de individuos de condrodita con macla de contacto simple o macla polisintética caracterizada por el desarrollo de anchas bandas, comúnmente de entre 100 y 500  $\mu\text{m}$  de ancho (Fig. 2.33f y g). Numerosos cristales de condrodita parecen haber crecido alrededor de cristales de carbonato, constituyendo texturas coroníticas (Fig. 2.33h). Los bordes netos y contornos irregulares son característicos de las reacciones metamórficas de formación de una nueva fase mineral (condrodita) por consumo de una fase previa (olivino?) que se encuentra en defecto, quedando la fase mineral en exceso (carbonato). Algunos individuos de condrodita también presentan parches carbonáticos en forma dispersa.

Los cristales de espinela, relativamente abundantes, son frecuentemente euhedrales, presentando secciones octaédricas cuadradas, rectangulares o trapezoidales (Fig. 2.33i). Son de color gris azulado a violáceo y tienen diámetros máximos de hasta 3 mm (Fig. 2.33b). En sección delgada son incoloros con luz polarizada transmitida y completamente isótropos con nicoles cruzados (Fig. 2.33i). Análisis de difracción de rayos X realizados en muestras de roca total y concentrados monominerales confirmaron la presencia de condrodita y espinela *sensu stricto* en LM-6.

Los cristales de condrodita y espinela están incipientemente reemplazados por dozyita y, a su vez, estos tres minerales se encuentran serpentinizados en grado variable (Fig. 2.33j). La dozyita tiene hábito laminar, clivaje perfecto y extinción ondulosa; en ocasiones se encuentra flexurada. Asimismo, fueron identificados cristales intersticiales de fluorita en el interior de fracturas y a lo largo de los bordes de grano de los cristales de condrodita, espinela y dozyita (Fig. 2.33k). Otros minerales identificados son cuarzo y circón dispersos en la matriz carbonática y pequeñas inclusiones de pirita y cobaltopirita en el interior de un cristal de condrodita.

La serpentización y carbonatación son los tipos de alteración dominantes en LM-6, siendo ambos selectivos y de intensidad variable. La antigorita aparece como agregados microcristalinos y es frecuentemente acompañada por cristales escamosos de pirofilita (Fig. 2.33j y l). El crisotilo se dispone perpendicularmente a los bordes de grano de los cristales alterados de condrodita y espinela, rodeándolos a veces por completo (Fig. 2.33l), y en el interior de vetillas de hasta 2 mm de ancho que atraviesan la roca en LM-6, disponiéndose perpendicularmente a las paredes de la fractura junto a carbonatos y antigorita. La carbonatación se manifiesta como reemplazos a lo largo de los bordes y en el interior de los cristales de condrodita.

**Cuadro 2.1.** Ubicación y composición mineralógica de los afloramientos de skarn identificados en la Loma Marcelo

Afloramientos	Coordenadas		Tipo de skarn	Principales minerales constituyentes
	Latitud	Longitud		
<b>LM-4</b>	37°55'49,20" S	62°10'28,60" O	Cálcico	Granate (tipo 3), clinopiroxeno (tipo II), meionita, bitownita, calcita, cuarzo, titanita
<b>LM-6</b>	37°55'54,60" S	62°10'29,97" O	Magnesiano	Calcita, dolomita, condrodita, espinela, clinocloro/dozyita, cuarzo
<b>LM-9a</b>				Granate (tipos 1, 2 y 3), clinopiroxeno (tipos I y II), wollastonita, vesubianita (tipo a), meionita, bitownita, calcita, cuarzo, titanita
<b>LM-9b</b>	37°55'53,52" S	62°10'27,47" O	Cálcico	Granate (tipos 1, 2 y 3), clinopiroxeno (tipos I y II), wollastonita, meionita, bitownita, calcita, cuarzo, titanita
<b>LM-9c</b>				Granate (tipos 1, 2 y 3), clinopiroxeno (tipos I y II), wollastonita, vesubianita (tipo a), meionita, bitownita, calcita, cuarzo, titanita
<b>LM-9d</b>				Granate (tipos 1, 2 y 3), clinopiroxeno (tipos I y II), wollastonita, vesubianita (tipo a), meionita, bitownita, calcita, cuarzo, titanita
<b>LM-10</b>	37°55'54,42" S	62°10'27,13" O	Cálcico	Granate (tipos 1, 2 y 3), clinopiroxeno (tipos I y II), wollastonita, vesubianita (tipo b), meionita, bitownita, calcita, cuarzo, titanita
<b>LM-12</b>	37°55'53,10" S	62°10'28,45" O	Cálcico	Granate (tipos 1, 2 y 3), clinopiroxeno (tipos I y II), wollastonita, vesubianita (tipo a), meionita, bitownita, calcita, cuarzo, titanita
<b>LM-13</b>	37°55'52,00" S	62°10'28,00" O	Cálcico	Granate (tipos 1 y 2), vesubianita (tipos c y d), calcita, cuarzo

### 2.9.3 Ortogneis biotítico-granatífero

Esta roca es tratada dentro del apartado correspondiente al skarn Loma Marcelo por encontrarse espacialmente relacionada a él, tanto en LM-9 como en LM-12 (Fig. 2.13). En muestra de mano el ortogneis es de color castaño claro y presenta un incipiente bandeo composicional (Fig. 2.34a). Está compuesto por cuarzo, feldespato, biotita y granate. Como minerales accesorios se reconocieron fluorita, circón, monacita, allanita, titanita, epidoto y óxidos de niobio y torio.

Los cristales de cuarzo y feldespato son anhedrales y tienen longitudes máximas en torno a 3 mm (Fig. 2.34b). Son los minerales más abundantes, denotando la naturaleza granítica del protolito. El cuarzo presenta extinción ondulosa y evidencias de deformación intracristalina, recuperación y recristalización dinámica y estática. Esta última se manifiesta por el desarrollo de mosaicos intersticiales de cuarzo con textura granoblástica y diámetros de aproximadamente 50  $\mu\text{m}$ . El feldespato exhibe macla polisintética (plagioclasa) o macla en enrejado (microclino). Numerosos individuos presentan extinción ondulosa y exolución de pertitas en forma de venas más o menos paralelas.

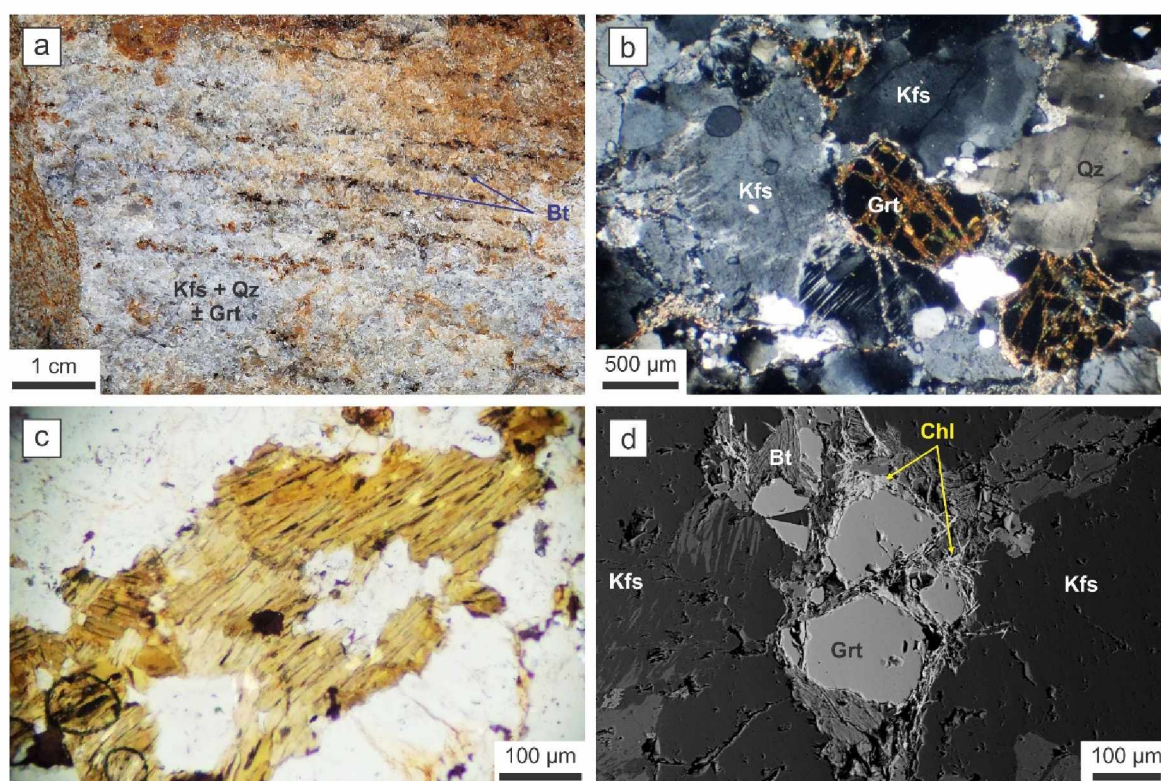
La biotita constituye los finos dominios de clivaje de la roca, es de color castaño rojizo oscuro, tiene longitudes de hasta 500  $\mu\text{m}$  y está cloritizada en grado variable (Fig. 2.34c). El granate se encuentra en forma dispersa y con carácter intersticial (Fig. 2.34d). Los individuos de este mineral son anhedrales a subhedrales, están fracturados y tienen longitudes de hasta 800  $\mu\text{m}$ . Con nicoles cruzados son totalmente isótropos. En el interior de las fracturas que atraviesan los cristales de granate y alrededor de ellos se observaron agregados laminares de clorita y cristales anhedrales de epidoto (zoisita/clinozoisita).

La fluorita tiene un suave color púrpura con luz polarizada transmitida y es completamente isótropa con nicoles cruzados. Ocupa los intersticios entre los cristales de cuarzo y feldespato que predominan en la roca. Los cristales de circón son subhedrales y tienen hábito prismático y aproximadamente 80  $\mu\text{m}$  de longitud máxima. Algunos individuos de circón incluidos en cristales de feldespato presentan aureolas metamícticas de color castaño oscuro y alrededor de 25  $\mu\text{m}$  de ancho.

Los cristales de monacita, allanita, titanita, epidoto y óxidos de niobio y torio fueron identificados mediante microscopía electrónica. El individuo de monacita identificado es anhedral y tiene una longitud máxima de 30  $\mu\text{m}$ . La allanita se encontró en el interior de un cristal de granate. El cristal del óxido de torio fue observado intersticialmente entre cristales de cuarzo y feldespato, mientras que el cristal de óxido de niobio fue observado como inclusión en un cristal de titanita.

## 2.10 VETAS Y VETILLAS DE CUARZO

Las rocas del basamento cristalino y de la cubierta sedimentaria paleozoica del *Inlier* Sauce Chico se encuentran cortadas por vetas (> 2 cm) y vetillas (< 2 cm) de cuarzo lechoso (Fig. 2.35a y b).

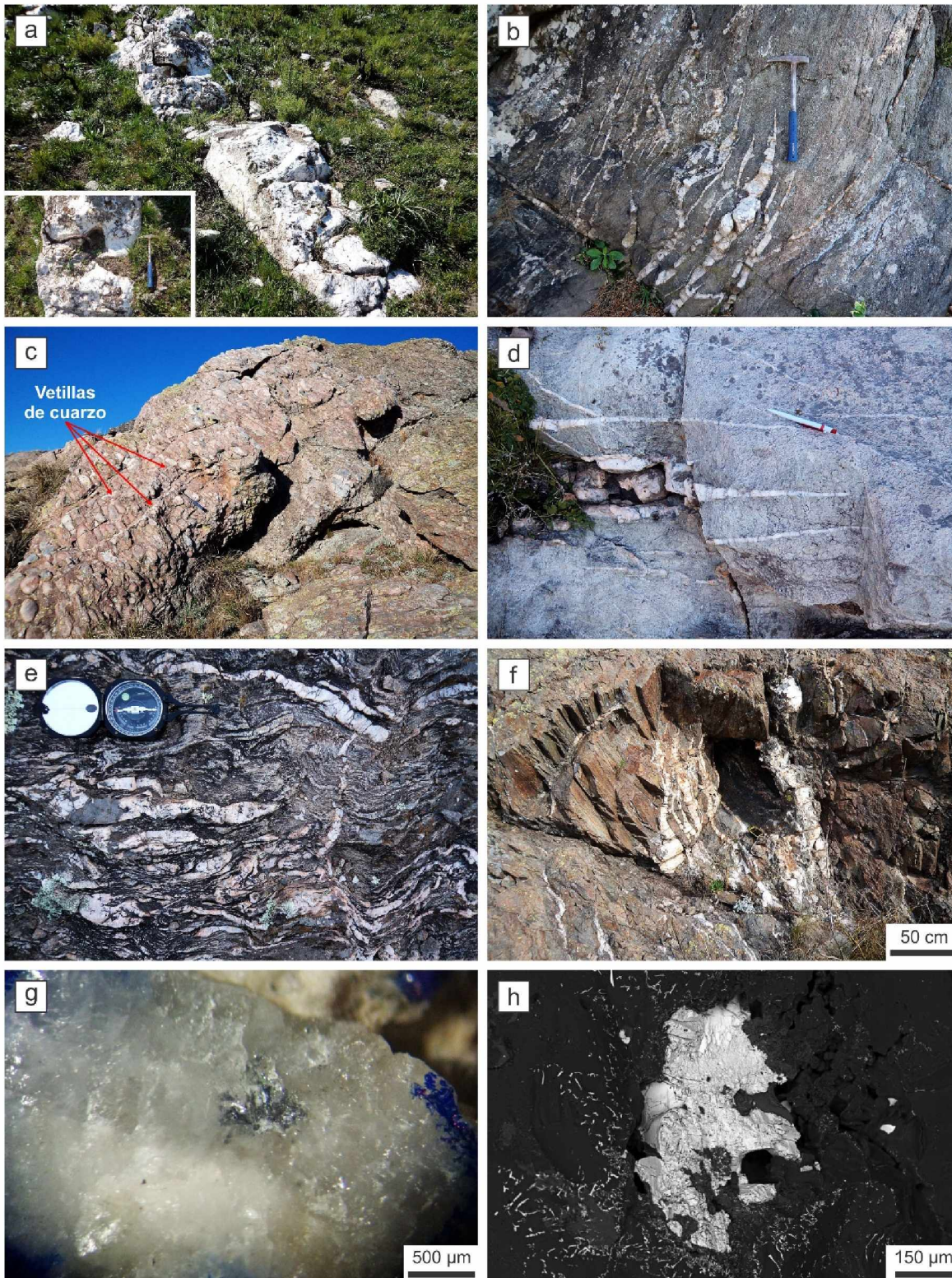


**Figura 2.34.** Ortogneis biotítico-granatífero de la Loma Marcelo. **a)** Muestra de mano. **b)** Cuarzo-feldespato-granate en sección delgada (con analizador). **c)** Cristal de biotita cloritizado en sección delgada (con analizador). **d)** Detalle de uno de los cristales fracturados de granate asociados a biotita y agregados laminares de clorita (imagen de electrones retrodispersados). **Abreviaturas:** Qz = cuarzo, Kfs = feldespato potásico, Grt = granate, Bt = biotita, Chl = clorita.

En las rocas de basamento las vetas y vetillas se encuentran normalmente confinadas a los planos de foliación, aunque también los cortan, dando lugar a una configuración anastomosada (Fig. 2.35b). Estas vetas y vetillas están plegadas, aboudinadas o fracturadas y algunas tienen forma sigmoide.

En la Formación La Lola las vetas y vetillas son más conspicuas en el cordón Cerro del Hueco-Cerro del Corral, donde cortan la roca perpendicularmente a la foliación (N 18° O/65° ENE) y a la dirección de estiramiento de los clastos deformados (Rbz 20°/40°) (Fig. 2.35c). Las vetas y vetillas son más numerosas en las cuarcitas de la Formación Mascota. En el Cerro del Hueco se constató la existencia de dos juegos con orientaciones N 52° O/28° SO y N 10° O/35° E (Fig. 2.35d). La foliación de las cuarcitas tiene orientación N 40° O/60° SO. En ocasiones las vetas y vetillas forman contorsiones y reventones y en algunos sectores presentan orientaciones diversas sin manifestar una tendencia definida (Fig. 2.35e y f).

Las vetillas generalmente tienen espesores milimétricos y las vetas llegan a tener hasta 1 m. Están principalmente compuestas por cuarzo (> 90%) junto a cantidades muy subordinadas de sericita y clorita. Las vetas que cortan a la andesita del Cerro Pan de Azúcar están compuestas por cuarzo y epidoto, mientras que las vetas que cortan a las milonitas graníticas en el Cerro 21 de Septiembre están



**Figura 2.35.** a) Veta de cuarzo que corta a las rocas del *Inlier* Sauce Chico. Vetillas de cuarzo en las milonitas graníticas del Cerro 21 de Septiembre (b) y las formaciones La Lola (c) y Mascota (d). e) Vetillas de cuarzo contorsionadas en las ultramilonitas graníticas de la falla dúctil ubicada entre los cerros del Corral y 21 de Septiembre. f) Reventón de cuarzo en las milonitas graníticas del Cerro Pan de Azúcar. g) y h) Galena en vetilla de cuarzo que corta al skam cálcico en LM-4 vista con lupa binocular (g) y microscopio electrónico de barrido (h, imagen de electrones retrodispersados).

compuestas por cuarzo y calcita. En forma diseminada se observaron escasos óxidos de hierro y manganeso y en una vetilla de cuarzo que corta al skam en LM-4 se identificaron pequeñas cantidades de galena (Fig. 2.35g y h).

Según la terminología de Bons (2000) la textura del cuarzo es generalmente granuda (*blocky*) o granuda elongada (*elongate blocky*). En el interior de espacios abiertos se observaron pequeñas drusas y textura en peine. El color de interferencia uniforme que adquieren los cristales de cuarzo cuando se gira la platina del microscopio estando insertada una lámina accesoria de yeso o de mica permitió reconocer la existencia de orientación cristalográfica preferencial.

## 2.11 DISCUSIÓN Y CONSIDERACIONES PARCIALES

El basamento cristalino de la zona de estudio está integrado por granitos cataclásticos y miloníticos, ignimbritas miloníticas y pequeños cuerpos de metandesita, de skam y de un ortogneis biotítico-granatífero. Sobre las rocas de basamento se depositaron las sedimentitas eopaleozoicas de las formaciones La Lola y Mascota del Grupo Curamalal. Tanto las rocas de basamento como las de la cubierta eopaleozoica se encuentran cortadas por vetas y vetillas de cuarzo lechoso ( $\pm$  sericita, calcita, epidoto). Las anomalías gravimétricas de muy baja amplitud correspondientes a la zona de estudio podrían deberse a la falta de contraste entre las rocas deformadas del basamento cristalino y la cubierta sedimentaria paleozoica.

El contacto basamento-cubierta paleozoica en el área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral es una discordancia angular o una inconformidad. La Formación La Lola se depositó en bajos limitados por rocas de basamento y la Formación Mascota inmediatamente sobre la Formación La Lola en los bajos y sobre el basamento en los altos. Esto permitiría reinterpretar las modas cámbricas de las muestras de la Formación Mascota analizadas por Ramos *et al.* (2014). El patrón de circones detríticos en una muestra de la Formación Mascota del Cerro Colorado (SLV-VE-09) presenta una moda principal de 534 Ma y modas secundarias de 2.065 Ma y 1.218 Ma. Otra muestra de la Formación Mascota tomada al este de la localidad de Tomquist (SLV-VE-10) exhibe una moda principal de 545 Ma y una moda secundaria de 2.105 Ma. Ramos *et al.* (2014) interpretaron las modas brasilianas como indicio de una posible procedencia desde las Sierras Pampeanas Orientales. Si bien son comunes edades de 1.000-1.200 Ma en este sector de las Sierras Pampeanas, la moda grenvilliana de la Formación Mascota es similar a las edades registradas en los circones detríticos de la Formación Punta Mogotes (Sistema de Tandilia) que Rapela *et al.* (2011) interpretaron como procedentes del sector occidental del Cratón de Kaapvaal (sur de África). Reinterpretando los resultados obtenidos por Ramos *et al.* (2014), las modas detríticas más jóvenes registradas en la Formación Mascota tendrían una procedencia local, desde el basamento granítico subyacente, de edad Neoproterozoico-Cámbrico Medio, en lugar de una procedencia distal desde las Sierras Pampeanas Orientales.

La foliación secundaria desarrollada en las rocas de basamento del *Inlier* Sauce Chico está íntimamente relacionada al plegamiento de la cubierta paleozoica. Esta foliación de plano axial muestra una relación geoméricamente consistente con el plano axial del anticlinal. Tal relación indica que el plegamiento y la foliación se desarrollaron al mismo tiempo. Durante la deformación inhomogénea que implican el plegamiento y la milonitización, los planos de foliación de las rocas de basamento actuaron activamente como zonas de cizalla, posibilitando el acomodamiento del basamento cristalino al plegamiento de la cubierta sedimentaria paleozoica y favoreciendo la deformación conjunta. El acortamiento cortical involucrado en los distintos tipos de estructuras identificadas en el anticlinal fallado del *Inlier* Sauce Chico es difícil de calcular. Sin embargo, despreciando el acortamiento producido por el replegamiento de las unidades sedimentarias, el acortamiento mínimo estimado para la sección Cerro Pan de Azúcar-Cerro del Corral es del 50%.

Los granitos menos deformados de la zona de estudio afloran en la Loma Marcelo y son cataclasitas de sienogranitos originalmente granudos. Los mecanismos de deformación identificados en las milonitas graníticas del *Inlier* Sauce Chico sugieren que las condiciones metamórficas durante la milonitización fueron de bajo grado (Passchier y Trouw 2005). En estas condiciones los feldespatos se comportan frágilmente y forman porfiroclastos manteados, mientras que el cuarzo y las micas se deforman dúctilmente. Se estima que la temperatura habría estado comprendida entre 350°C y 400°C, condiciones correspondientes a la parte baja de la facies esquistos verdes.

El único fechado isotópico de la metaimbrita del Cerro del Corral fue realizado por Varela y Cingolani (1976) por el método Rb-Sr en roca total. La edad obtenida fue recalculada por Varela *et al.* (1990) y dio una edad de  $678 \pm 30$  Ma (promedio de tres muestras asumiendo una relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}}$  de 0,7090). No obstante, la apertura de los sistemas isotópicos K-Ar y Rb-Sr debido a la deformación sobreimpuesta, al calentamiento y actividad de los fluidos relacionados (von Gosen *et al.* 1990) y la extrema movilidad de elementos químicos durante la milonitización del basamento cristalino (Grecco *et al.* 2000) suscita dudas sobre la validez de la edad criogénica señalada. Estudios realizados por Wasserburg *et al.* (1964) demostraron que la migración y concentración de estroncio radiogénico durante el metamorfismo puede llevar a la obtención de edades Rb-Sr envejecidas. Estos autores indicaron que las relaciones iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  deben ser medidas y no asumidas. Adicionalmente, los contactos de la ignimbrita del Cerro del Corral con los granitos del *Inlier* Sauce Chico son tectónicos, por lo que las relaciones de campo tampoco permiten establecer la edad relativa de la ignimbrita con relación a los granitos, la cual podría ser anterior y tratarse de un colgajo (*roof-pendant*) o ser posterior y haberse depositado sobre ellos. Lo que sí queda claro es que la ignimbrita del Cerro del Corral es anterior al conglomerado de la Formación La Lola.

La presencia de vesículas en la andesita del Cerro Pan de Azúcar indica un emplazamiento superficial, ya sea que se trate de una colada o de un intrusivo somero. Por otra parte, las evidencias de campo no permiten establecer si la roca andesítica es anterior o posterior al granito que la engloba. A

pesar de su forma alargada a manera de dique y carácter concordante respecto de la foliación milonítica, la falta de anomalías magnéticas que permitan inferir la continuidad del afloramiento andesítico principal en profundidad y su posible edad más antigua que la del granito, hacen suponer que se trataría de un xenolito andesítico. Este habría sido incorporado durante el emplazamiento del granito neoproterozoico del *Inlier* Sauce Chico y deformado juntamente con él durante la orogenia gondwánica. La edad K-Ar determinada por Varela y Cingolani (1976) y recalculada por Varela *et al.* (1990) sería el resultado de la apertura casi total del sistema isotópico K-Ar debido al calentamiento experimentado por el xenolito andesítico durante su incorporación por el intrusivo granítico. Por la tanto, la edad de la andesita del Cerro Pan de Azúcar sería más antigua que  $613 \pm 30$  Ma.

La composición de la plagioclasa de la andesita del Cerro Pan de Azúcar (An<sub>5-20</sub>) no se corresponde con la composición de la plagioclasa de las rocas andesíticas (An<sub>40-50</sub>). Kilmurray (1968a) ya había señalado este hecho, atribuyendo la presencia de plagioclasa sódica a la albitización de una plagioclasa originalmente más cálcica. El reemplazo de la plagioclasa original por albita-oligoclasa en la andesita estaría relacionado a la circulación de fluidos hidrotermales. El proceso de albitización libera Ca y Al, favoreciendo la formación de aluminosilicatos hidratados de Ca como epidoto, mineral relativamente abundante en la andesita del Cerro Pan de Azúcar.

En lo que al skam Loma Marcelo concierne, las relaciones petrográficas y los distintos grados de deformación y alteración evidenciados en los minerales que lo componen permiten sugerir la existencia de tres eventos metasomáticos sobreimpuestos. El primer evento metasomático (M1) estaría representado por el granate tipo 1, el clinopiroxeno tipo I, la wollastonita, la meionita y la bitownita en el skam cálcico y la espinela en el skam magnesiano. La wollastonita, la asociación meionita-bitownita y la espinela son característicos de las zonas de alta temperatura próximas a los cuerpos intrusivos durante el metamorfismo de contacto (Bucher y Grapes 2011). Diversos autores señalaron que para la formación de wollastonita en rocas calcosilicáticas se requiere de fluidos esencialmente acuosos (Trommsdorff 1968; Hochella *et al.* 1982; Rice 1983; Valley *et al.* 1985).

El segundo metasomatismo (M2) habría sido el responsable de la formación del granate tipo 2, el clinopiroxeno tipo II y la vesubianita en el skam cálcico y de la formación de condrodita en el skam magnesiano. Este segundo metasomatismo sería el responsable del influjo de F en las rocas del *Inlier* Sauce Chico y de la concomitante formación de vesubianita y condrodita con elevados contenidos de este elemento en el skam Loma Marcelo (véase Capítulo 4). Esto implica la formación de condrodita a partir de un silicato preexistente, posiblemente forsterita, mineral que junto con la espinela constituirían la paragénesis de alta temperatura formada durante el M1 en el skam magnesiano. Los eventos M1 y M2 son anteriores a la deformación neopaleozoica debido a la presencia de rasgos deformacionales en los minerales que los representan. Finalmente, el tercer evento metasomático (M3) estaría representado por el granate tipo 3, interpretado como postectónico con relación a la deformación neopaleozoica

debido a la ausencia de rasgos deformacionales, estando su formación vinculada a procesos de recristalización estática tardía.

Con relación al origen del protolito carbonático del skarn Loma Marcelo, las dos alternativas postuladas inicialmente contemplaban que podría tratarse de carbonatos sedimentarios procedentes del basamento precámbrico o de carbonatitas intruidas en las rocas graníticas. En este sentido, cabe señalar que el contexto petrotectónico regional fue favorable para la generación de magmatismo carbonatítico, dada la existencia de rocas ígneas alcalinas y peralcalinas asociadas a movimientos extensionales generados en el marco de la tectónica Pan Gondwánica (650-500 Ma, [Veevers 2007](#)). De todas las rocas alcalinas, solamente los granitos tipo A, las carbonatitas y las sienitas nefelínicas denotan claramente extensión cortical. En las Sierras Australes, la extensión Pan-Gondwánica estaría representada por los granitos del Cerro Colorado y la Estancia Agua Blanca y por las riolitas peralcalinas del Cerro La Ermita y la Estancia La Mascota, unidades reunidas por [Gregori et al. \(2005\)](#) en la Suite Cochenleufú (531-505 Ma) ([Rapela et al. 2003](#); [Veevers 2007](#)). Estudios llevados a cabo por [Woolley \(1987, 2001\)](#) y [Woolley y Kjarsgaard \(2008\)](#) confirmaron la asociación de carbonatitas y/o sienitas nefelínicas con movimientos extensionales en ambientes de rift continental.

A menudo resulta difícil distinguir entre sí protolitos carbonáticos de origen ígneo y sedimentario ya que la deformación y metamorfismo promueven el desarrollo de texturas y estructuras idénticas tanto en metacarbonatitas como en mármoles ([Barker 1993](#)). No obstante, las metacarbonatitas frecuentemente conservan asociaciones minerales típicamente ígneas ([Barker 1989](#); [Le Bas et al. 2002](#)), incluso después de eventos metamórficos de alta temperatura acompañados por circulación de fluidos hidrotermales, como fuera evidenciado por [Casillas et al. \(2011\)](#) en las carbonatitas metasomatizadas del Complejo Basal de Fuerteventura (Islas Canarias).

En el skarn Loma Marcelo no se identificó la presencia de minerales típicamente carbonatíticos, como ser pirocloro y/o perovskita, ni se constató apatita en cantidades importantes. Sin embargo, la ausencia o presencia de ciertos minerales no siempre es un buen criterio a la hora de distinguir metacarbonatitas de metacalizas dado que, por ejemplo, no todas las carbonatitas presentan pirocloro ([Chakhmouradian y Mitchell 1997](#)) y la perovskita ha sido citada en algunas metacalizas ([Cressey 1986](#)). En contraposición, en el skarn Loma Marcelo sí fueron identificados escapolita, plagioclasa cálcica y espinela, minerales que generalmente son certeros indicadores del origen sedimentario del protolito ([Le Bas et al. 2002](#)). Estos minerales son indicativos de rocas ricas en Al, elemento poco abundante en carbonatitas pero común en carbonatos sedimentarios impuros.

Por otra parte, metacarbonatos sedimentarios fuertemente deformados pueden ser fácilmente confundidos con intrusiones carbonatíticas lineares y alargadas. Es así que la distribución en rosario de los afloramientos de skarn del sector centro-occidental de la Loma Marcelo, la forma alargada “a modo de dique” de LM-9 y la existencia de orientación cristalográfica preferencial constatada en cristales de

calcita de la matriz del skarn, permiten atribuir estos rasgos al mismo campo de esfuerzos responsable de la milonización de las rocas ígneas del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral. Del mismo modo, la textura caracterizada como consertal por Lanfranchini *et al.* (2011) es reinterpretada como resultante de la actuación de procesos de recristalización dinámica de los bordes de grano.

El ortogneis biotítico-granatífero presenta fases minerales accesorias comunes en rocas alcalinas, como ser fluorita y óxidos de niobio y torio (posiblemente pirocloro y torianita, respectivamente). El granate del ortogneis podría ser primario y corresponder a la paragénesis ígnea del protolito granítico o ser secundario y haberse formado durante un evento metamórfico posterior. El bandeo composicional y su composición mineralógica marcadamente distinta a la de los granitos cataclásticos de la Loma Marcelo y las milonitas graníticas del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral permiten sugerir que podría tratarse de un relicto de la roca de caja incorporado durante la intrusión de los granitos neoproterozoicos del *Inlier* Sauce Chico, al igual que la metandesita del Cerro Pan de Azúcar y, posiblemente también, el protolito del skarn Loma Marcelo.

Las vetas y vetillas de cuarzo evidencian la acción de procesos hidrotermales vinculados a la deformación y metamorfismo neopaleozoicos. La asociación de estas manifestaciones de cuarzo con estructuras geológicas tales como pliegues y fallas ha sido reconocida y documentada por numerosos autores (Ramsay 1967; Hudleston 1989; Fisher y Brantley 1992; Cosgrove 1993; Jessell *et al.* 1994; Passchier 2001), siendo una clara evidencia del importante papel que desempeñaron los fluidos durante su desarrollo a diferentes escalas (Hubbert y Rubey 1959; Dumey 1972; Sibson *et al.* 1975; Chapple 1978; Fyfe y Kerrich 1985). La disolución por presión y reprecipitación habrían sido importantes mecanismos de deformación a escala microscópica durante la milonización del basamento, movilizándolo material soluble y redepositándolo en forma de vetas y vetillas durante las etapas tardías de la deformación.



# Capítulo 3

## LITOGEOQUÍMICA

---

### 3.1 INTRODUCCIÓN

Pearce y Cann (1971, 1973) fueron los primeros en demostrar que es posible usar la geoquímica para discriminar magmas originados en distintos ambientes tectónicos, dando origen a los “diagramas de discriminación tectónica”. Estos diagramas constituyen una herramienta empírica utilizada como soporte en la interpretación de la historia geológica de rocas ígneas antiguas. Los elementos trazas fueron de particular importancia en la construcción de muchos de estos diagramas debido a su carácter relativamente inmóvil en la mayoría de los procesos hidrotermales (Knoper y Condie 1988). Si bien no todos los diagramas de discriminación tectónica utilizan elementos trazas, aquellos de mayor aplicabilidad son los basados en estos elementos, hecho que posibilita su utilización en rocas ígneas alteradas y metamorfizadas.

Las rocas del basamento cristalino y de la cubierta sedimentaria paleozoica de las Sierras Australes de Buenos Aires se encuentran afectadas por procesos metamórfico-deformacionales de edad neopaleozoica. El metamorfismo en facies esquistos verdes y la intensa milonitización registrados en el *Inlier* Sauce Chico afectaron la concentración de elementos mayoritarios y trazas de las rocas ígneo-metamórficas allí aflorantes (Delpino y Dimieri 1992; Delpino 1993; Grecco *et al.* 2000). Por este motivo, solo los elementos menos móviles pueden ser empleados en el estudio de estas rocas de basamento, como ser elementos de las tierras raras (REE) y otros elementos de alto potencial iónico (HFSE), con el objeto de indagar su petrogénesis ígnea y el ambiente tectónico asociado, así como la naturaleza ígnea o sedimentaria del protolito del skarn Loma Marcelo.

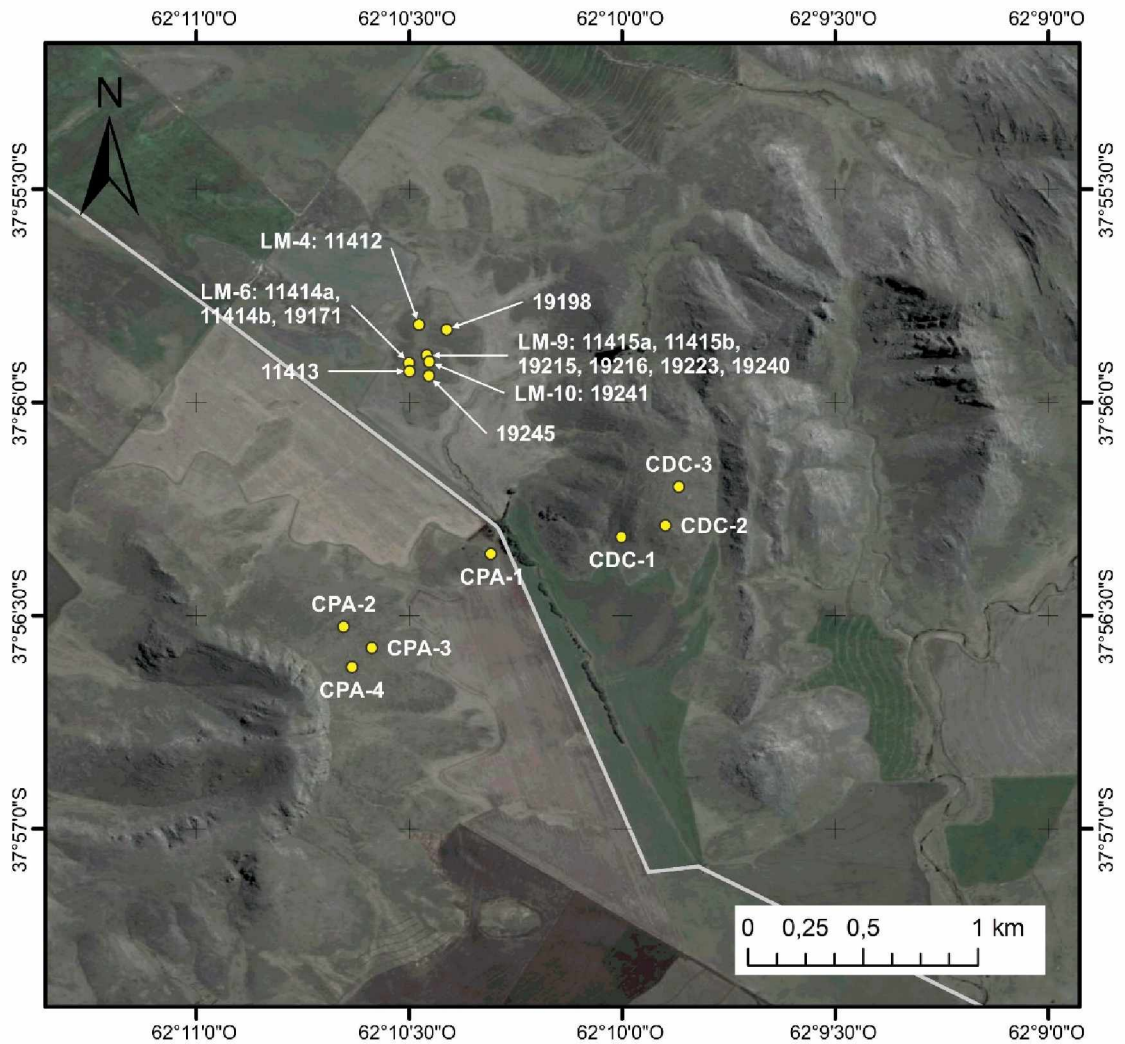
### 3.2 METODOLOGÍA DE TRABAJO

Los análisis litogeoquímicos se realizaron en muestras de rocas graníticas procedentes del Cerro Pan de Azúcar (CPA-1) y la Loma Marcelo (11413, 19198, 19215, 19216 y 19245), así como en muestras de la ignimbrita del Cerro del Corral (CDC-1, CDC-2 y CDC-3), la andesita del Cerro Pan de Azúcar (CPA-2, CPA-3 y CPA-4) y el skarn Loma Marcelo (11412, 11414a, 11414b, 11415a, 11415b, 19171, 19223, 19240 y 19241) (Fig. 3.1 y cuadros 3.1, 3.2 y 3.3). Las muestras fueron trituradas con chancadora de mandíbulas, molidas con molino de anillos, cuarteadas y reducidas a pulpa con mortero de ágata hasta alcanzar un tamaño de grano menor a 75  $\mu\text{m}$  (fracción pasante tamiz ASTM E 11-87 N° 200). El análisis químico de las muestras se realizó en *Bureau Veritas Mineral Laboratories Canada* (BVML) y en el Laboratorio de Geoquímica del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG, UNLP-CONICET).

Los elementos analizados en BVML son los incluidos en el paquete de caracterización de roca total LF202. Adicionalmente, el flúor fue analizado mediante la rutina GC841. Para la caracterización de roca total las muestras fueron mezcladas con  $\text{LiBO}_2/\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$  y fundidas en horno hasta la obtención de una perla. Una vez fría, la perla fue disuelta en  $\text{HNO}_3$  y la solución analizada por espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS). El paquete LF202 incluye la cuantificación de catorce elementos por ICP-MS a partir de una digestión en Agua Regia para determinar oro y elementos volátiles. La pérdida por ignición (LOI) se determinó por calcinación de una fracción de la muestra y medición de la pérdida de masa. El carbono y azufre fueron determinados mediante la técnica de combustión y detección por infrarrojo con un analizador Leco. El flúor se determinó por el método potenciométrico con un electrodo de membrana de cristal de LaF. Los patrones utilizados fueron los geoestándares internacionales CSC, DS7, DS10, GS311-1, GS910-4, OREAS45EA, OREAS45PA, OREAS76A y SO-18 para roca total y LIBF y STSD-1 para flúor.

En las muestras analizadas en el CIG, el  $\text{SiO}_2$  y el  $\text{P}_2\text{O}_5$  fueron determinados por espectrofotometría y los restantes elementos mayoritarios y trazas por ICP-MS. El LOI se determinó por calcinación y medición de la pérdida de masa. Una fracción de las muestras fue digerida en Agua Regia y HF y la solución resultante disuelta en una solución saturada de  $\text{H}_3\text{BO}_3$  para el análisis de  $\text{SiO}_2$ . Otra fracción fue digerida en  $\text{HNO}_3$ ,  $\text{HClO}_4$ , HF y HCl para el análisis de  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Una tercera fracción de las muestras fue digerida en  $\text{HNO}_3$  y HF para el análisis de los restantes elementos mayoritarios y trazas por ICP-MS. Para la calibración del instrumental analítico se utilizaron soluciones estándar marca PerkinElmer, los geoestándares internacionales AGV-1, RGM-1, NIM-G, NIM-N y NIM-S y soluciones de distinta concentración de  $\text{P}_2\text{O}_5$  generadas por dilución de una solución 20 ppm de  $\text{P}_2\text{O}_5$  preparada a partir de  $\text{KH}_2\text{PO}_4$  como patrón primario.

En las muestras CPA-1, CPA-2, CDC-1, 11412, 11414a, 11414b y 11415b se determinaron los contenidos de F y Cl mediante energía dispersiva de rayos X con una sonda EDAX Apollo 40 acoplada



**Figura 3.1.** Mapa de ubicación de las muestras analizadas por geoquímica de roca total.

al microscopio electrónico de barrido FEI Quanta 200 del Laboratorio de Investigaciones de Metalurgia Física (LIMF) de la Universidad Nacional de La Plata.

La norma CIPW se calculó con una planilla Excel programada por el Dr. Kurt T. Hollocher del Departamento de Geología de Union College (Schenectady, Estados Unidos). La discriminación del  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y el  $\text{FeO}$  se realizó a través del coeficiente de [Lemaitre \(1976\)](#), tanto para rocas plutónicas como para rocas volcánicas. Los diagramas de isoconas fueron graficados con el software EASYGRESGRANT desarrollado por el Dr. Francisco Javier López-Moro ([López-Moro 2012](#)) del Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca (España).

### 3.3 GRANITOS DEL *INLIER SAUCE CHICO*

Las muestras 11413, 19198, 19215, 19216, 19245 y CPA-1 corresponden a distintos tipos de rocas graníticas procedentes de la Loma Marcelo y el Cerro Pan de Azúcar (Fig. 3.1 y Cuadro 3.1). Los resultados litogeoquímicos de estas muestras son comparados en los diagramas Harker de la Figura 3.2 y en los demás diagramas del apartado 3.3 con los resultados obtenidos por Rapela *et al.* (2003) y Gregori *et al.* (2005) en muestras de las rocas graníticas de las Sierras Australes.

Las muestras 11413 y 19198 son, respectivamente, del “granito cataclástico” y la “milonita granítica esquistosa” de la Loma Marcelo. La muestra 19245 es una variedad de grano grueso a muy grueso del granito cataclástico y la muestra CPA-1, equivalente a la muestra SLV-VE 02 que Ramos *et al.* (2014) caracterizaron como ortogneis, es una milonita granítica esquistosa. Finalmente, las muestras 19216 y 19215 proceden del contacto con el skarn cálcico, observable únicamente en LM-9a (Fig. 3.1). La primera es un “granito gris” similar al granito cataclástico y la segunda es un “ortogneis biotítico-granatífero”. En la Figura 3.3 se grafica la composición de elementos mayoritarios de las distintas muestras de rocas graníticas analizadas.

#### 3.3.1 Elementos mayoritarios

Las dos muestras analizadas del granito cataclástico de la Loma Marcelo (11413 y 19245) presentan similares contenidos de SiO<sub>2</sub> (73,67% en promedio), TiO<sub>2</sub> (0,11%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (14,76%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,59%), MnO (0,01%), MgO (0,26%), Na<sub>2</sub>O (3,21%), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,06%) y LOI (0,90%). La muestra 11413 exhibe un mayor contenido de CaO (2,11%) con relación a la muestra 19245 (0,39%), mientras que esta última presenta mayores contenidos de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,027%) y K<sub>2</sub>O (6,37%) respecto de la primera (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> < 0,002% y K<sub>2</sub>O = 3,82%). La relación Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O es de 0,92 en la muestra 11413 y de 0,46 en la muestra 19245. Fueron detectados contenidos de 0,02-0,03% de C y de menos de 0,02% de S. El F fue únicamente analizado en la muestra 11413, registrándose un contenido de 0,03%.

El granito cataclástico grafica en el campo subcalino del diagrama SiO<sub>2</sub>-Álcalis (Irvine y Baragar 1971) (Fig. 3.4a). Esta roca es peraluminosa (Fig. 3.4b), con valores del índice de saturación en alúmina (ASI<sup>1</sup>) de 1,09 y 1,17 y corindón normativo de 1,38% y 2,33% (Cuadro 3.1). El granito cataclástico es la roca granítica menos deformada de la zona de estudio identificada hasta el momento y la más asimilable al protolito de las milonitas graníticas del área. La composición normativa de las muestras 11413 y 19245 grafica en el campo de los granitos del diagrama Ab-An-Or (Barker 1979) (Fig. 3.4c) y en torno al mínimo térmico de 50 MPa del sistema Ab-Q-Or-H<sub>2</sub>O (Rollinson 1993; Johannes y Holtz 1996) (Fig. 3.4d), característica que permite inferir un emplazamiento somero (< 5 km) para el granito neoproterozoico del *Inlier Sauce Chico*.

<sup>1</sup> ASI = molar Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)

Las milonitas graníticas esquistasas de la Loma Marcelo (19198) y el Cerro Pan de Azúcar (CPA-1) presentan menores contenidos de  $\text{SiO}_2$  (62,06% en promedio),  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,92%) y  $\text{K}_2\text{O}$  (4,27%) y mayores contenidos de  $\text{TiO}_2$  (0,71%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (17,59%),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (6,11%),  $\text{MnO}$  (0,09%),  $\text{MgO}$  (2,24%),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,11%) y LOI (3,75%) que los granitos de los cuales derivan. La variabilidad del  $\text{CaO}$  (0,08-3,78%) se relacionaría con el contenido igualmente variable de calcita (0,17-2,33%). La relación  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  es de 0,04 en la muestra 19198 y de 0,59 en la muestra CPA-1. Fueron detectados contenidos de 0,02-0,28% de C y de menos de 0,02% de S. El F fue analizado en la muestra 19198 por el método potenciométrico y en la muestra CPA-1 por energía dispersiva de rayos X (SEM-EDS), registrándose contenidos de 0,04% y 0,11%, respectivamente. En la muestra CPA-1 también se detectó un contenido de Cl de 0,03%. Estas milonitas grafican en el campo subalcalino del diagrama  $\text{SiO}_2$ -Álcalis y son peraluminosas (Fig. 3.4a y b), con ASI de 1,10 y 3,17 y corindón normativo de 1,64% y 15,58% (Cuadro 3.1).

El granito gris (19216) en contacto con el skarn cálcico en LM-9a exhibe menores contenidos de  $\text{SiO}_2$  (69,55%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (12,96%) y  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,25%) y mayores contenidos de  $\text{TiO}_2$  (0,22%),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (0,95%),  $\text{K}_2\text{O}$  (11,19%),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,18%), LOI (2,00%) y C (0,31%) con relación a las muestras del granito cataclástico. La relación  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  es de 0,02. La muestra 19216 grafica en el campo alcalino del diagrama  $\text{SiO}_2$ -Álcalis y es metaluminosa (Fig. 3.4a y b), con ASI = 0,78 y ausencia de corindón normativo (Cuadro 3.1). Por su parte, el ortogneis biotítico-granatífero (19215), aflorante a escasos metros de LM-9a, tiene 78,06% de  $\text{SiO}_2$ , alto  $\text{K}_2\text{O}$  (5,81%) y bajos contenidos de  $\text{TiO}_2$  (0,07%),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (1,00%),  $\text{MnO}$  (0,01%),  $\text{MgO}$  (0,08%),  $\text{CaO}$  (0,41%) y  $\text{P}_2\text{O}_5$  (< 0,01%), grafica en el campo subalcalino del diagrama  $\text{SiO}_2$ -Álcalis y es peraluminoso (Fig. 3.4a y b), con ASI = 1,07 y corindón normativo de 0,73% (Cuadro 3.1).

### 3.3.2 Elementos trazas

En el diagrama de elementos trazas normalizado a manto primitivo las muestras del granito cataclástico exhiben un acentuado enriquecimiento en elementos incompatibles respecto de los más compatibles, así como anomalías negativas de Th, U, Nb y Ta y anomalías positivas de Rb, K, Pb y Eu (Fig. 3.5). Los patrones de elementos trazas de las milonitas graníticas esquistasas y del granito gris son similares a los del granito cataclástico, no obstante, las milonitas graníticas esquistasas poseen un contenido algo mayor de tierras raras pesadas. El ortogneis biotítico-granatífero está enriquecido en Th, U, Nb, Ta y tierras raras pesadas y algo deprimido en Sr, Ti y Eu (Fig. 3.5).

El contenido de tierras raras es de 49,86-64,95 ppm en el granito cataclástico, de 159,89-180,61 ppm en las milonitas graníticas esquistasas y de 122,44 ppm en el granito gris (Cuadro 3.1). En el diagrama normalizado a condrito puede observarse que el granito cataclástico está enriquecido en tierras raras livianas respecto de las pesadas ( $\text{La}_N/\text{Lu}_N = 36,74$  y  $149,47$ ) y tiene anomalía positiva de Eu

**Cuadro 3.1.** Resultados del análisis litogeoquímico de rocas plutónicas del *Inlier* Sauce Chico

% en peso	Granito cataclástico		Gran. Gris	Milonita granítica		Ortogneis
	11413	19245	19216	19198	CPA-1	19215
SiO <sub>2</sub>	73,85	73,48	69,55	58,23	65,89	78,06
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,13	0,22	0,72	0,70	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,96	14,56	12,96	21,41	13,76	11,41
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	< 0,002	0,027	0,029	0,013	0,010	0,025
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,56	0,61	0,95	6,76	5,45	1,00
MnO	0,01	< 0,01	0,02	0,06	0,11	0,01
MgO	0,22	0,29	0,26	2,10	2,37	0,08
CaO	2,11	0,39	2,22	0,08	3,78	0,41
Na <sub>2</sub> O	3,50	2,92	0,25	0,21	1,63	2,22
K <sub>2</sub> O	3,82	6,37	11,19	5,79	2,74	5,81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,06	0,18	0,07	0,14	< 0,01
LOI	0,7	1,1	2,0	4,3	3,2	0,8
<b>Suma</b>	<b>99,88</b>	<b>99,94</b>	<b>99,83</b>	<b>99,74</b>	<b>99,78</b>	<b>99,90</b>
<b>C</b>	0,02	0,03	0,31	0,02	0,28	< 0,02
<b>S</b>	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02
<b>F</b>	0,03	n.a.	n.a.	0,04	0,11*	n.a.
<b>Cl</b>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,03*	n.a.
<b>ASI</b>	1,09	1,17	0,78	3,17	1,10	1,07
<b>Calcita<sub>T</sub></b>	0,17	0,25	2,58	0,17	2,33	< 0,17
Norma CIPW						
% mineral	11413	19245	19216	19198	CPA-1	19215
<b>Q</b>	34,09	30,97	22,48	29,80	32,99	41,70
<b>C</b>	1,37	2,30		14,80	1,58	0,72
<b>Or</b>	22,57	37,64	66,13	34,22	16,19	34,33
<b>Ab</b>	29,62	24,71	2,12	1,78	13,79	18,78
<b>An</b>	10,08	1,54	1,19		17,84	2,03
<b>Di</b>			1,47			
<b>Wo</b>			2,83			
<b>Hy</b>	0,78	0,83		9,45	9,63	0,68
<b>Ol</b>						
<b>Ac</b>						
<b>Mt</b>	0,33	0,41	0,71	3,44	2,52	0,64
<b>Hm</b>						
<b>Il</b>	0,17	0,25	0,42	1,37	1,33	0,13
<b>Ap</b>	0,14	0,14	0,42	0,16	0,32	
<b>Suma</b>	<b>99,14</b>	<b>98,79</b>	<b>97,77</b>	<b>95,02</b>	<b>96,19</b>	<b>99,02</b>

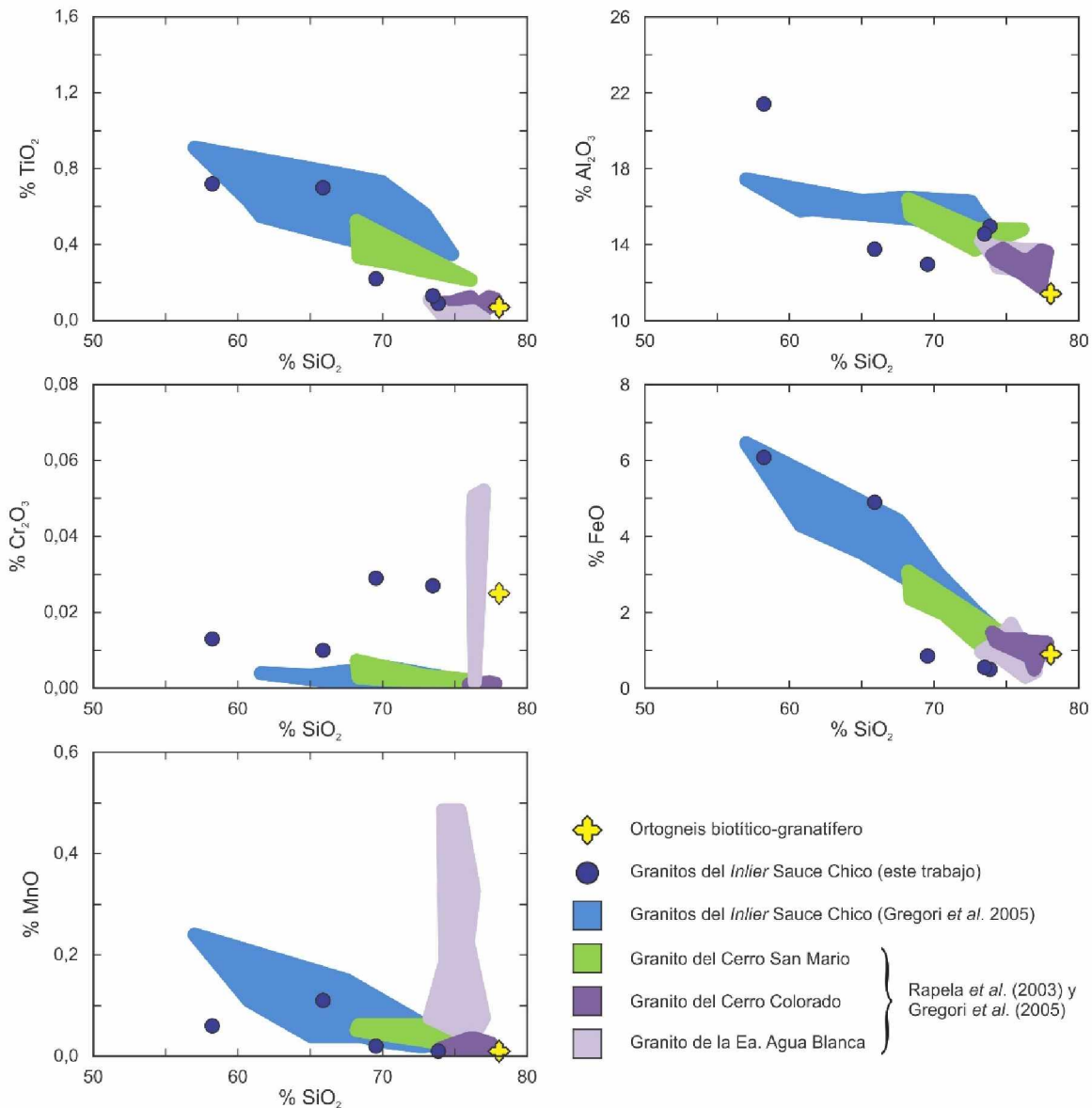
C, S, F, Cl y Calcita<sub>T</sub> expresados en % en peso.

\* = determinado por energía dispersiva de rayos X; n.a. = no analizado;

n.d. = no detectado; b.l.d. = bajo el límite de detección.

**Cuadro 3.1 (continuación).** Resultados del análisis litogeoquímico de rocas plutónicas del *Inlier* Sauce Chico

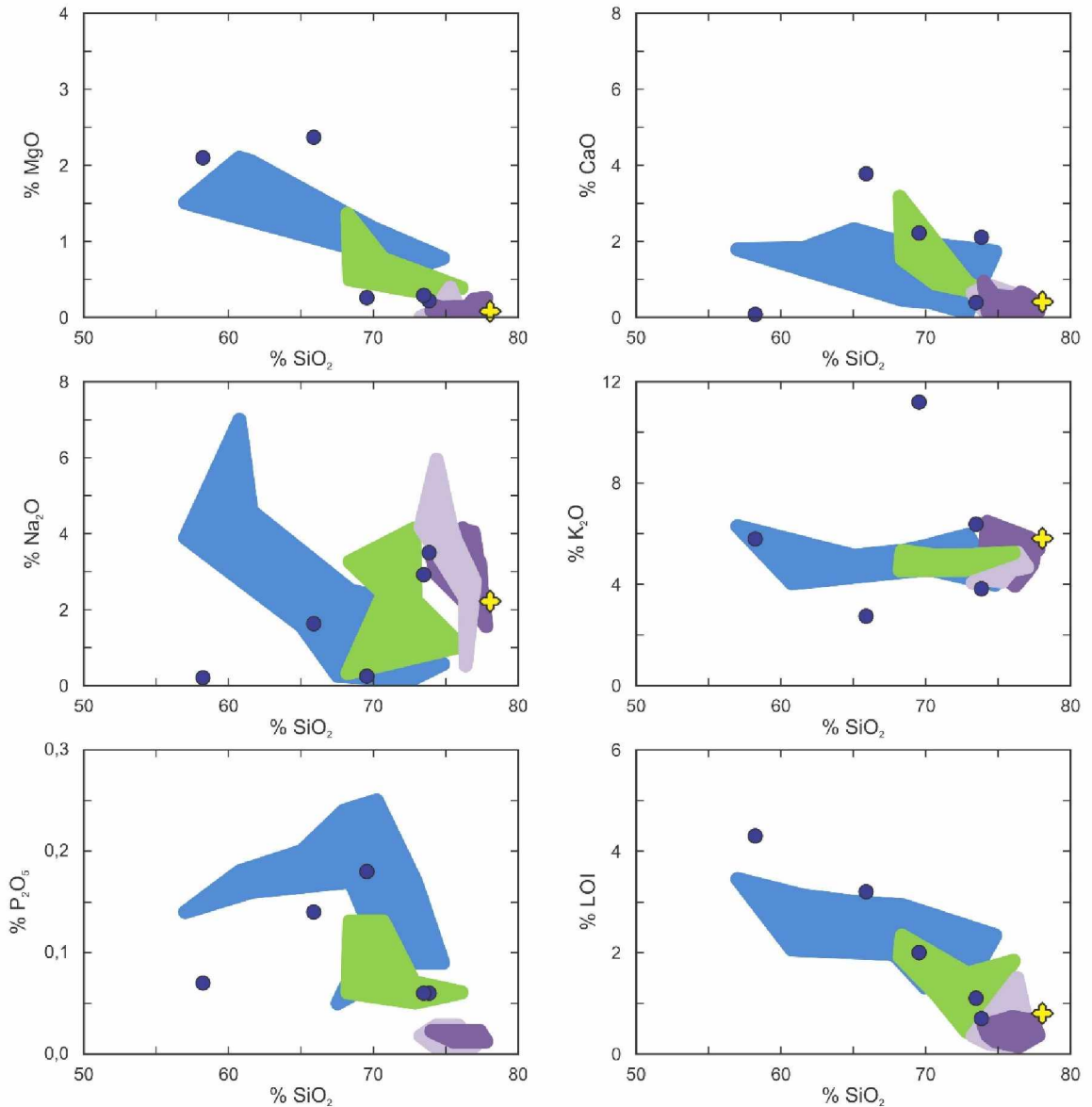
ppm	Granito cataclástico		Gran. Gris	Milonita granítica		Ortogneis
	11413	19245	19216	19198	CPA-1	19215
Be	< 1	< 1	1	1	4	< 1
Sc	< 1	< 1	< 1	14	19	< 1
V	8	13	< 8	101	107	8
Co	11,9	1,6	2,7	14,7	21,0	1,2
Ni	6,7	3,7	5,0	29,0	19,0	4,4
Cu	1,4	2,0	5,6	77,2	11,7	9,9
Zn	< 1	1	35	88	56	5
Ga	18,0	14,8	13,6	25,6	13,4	17,3
As	< 0,5	0,5	0,8	5,6	3,9	0,6
Se	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Rb	134,4	186,1	363,7	184,4	110,8	197,8
Sr	204,0	152,4	283,6	42,5	398,6	90,7
Y	2,8	1,4	3,5	13,1	24,7	49,4
Zr	9,0	24,0	72,8	159,5	198,1	167,2
Nb	2,4	2,4	9,7	11,9	9,5	142,9
Mo	0,2	1,3	1,4	0,6	0,3	3,5
Ag	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Cd	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Sn	< 1	< 1	1	< 1	< 1	< 1
Sb	< 0,1	< 0,1	0,1	< 0,1	0,1	0,1
Cs	0,8	0,5	1,5	0,9	1,7	0,5
Ba	378	781	1095	822	542	201
La	17,7	14,4	26,9	42,6	32,3	57,0
Ce	29,0	22,4	55,6	79,5	67,6	86,7
Pr	3,08	2,29	6,32	9,01	7,74	7,51
Nd	9,7	7,2	23,5	32,0	29,2	21,0
Sm	1,64	1,15	4,74	4,93	5,17	3,00
Eu	1,30	1,00	0,29	1,08	0,98	0,23
Gd	1,06	0,76	2,96	3,94	4,61	3,93
Tb	0,13	0,08	0,31	0,53	0,72	0,89
Dy	0,61	0,30	1,15	2,76	4,16	6,37
Ho	0,10	0,06	0,14	0,56	0,92	1,58
Er	0,24	0,11	0,26	1,53	2,67	5,14
Tm	0,04	< 0,01	0,04	0,25	0,43	0,89
Yb	0,30	0,10	0,20	1,67	2,93	5,91
Lu	0,05	0,01	0,03	0,25	0,46	0,85
Hf	0,3	0,7	2,0	4,3	5,4	8,1
Ta	1,0	0,2	0,7	0,8	1,1	9,0
W	198,0	12,5	12,3	73,0	125,0	11,3
Au	0,0017	0,0050	0,0028	0,0007	< 0,0005	< 0,0005
Hg	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Tl	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,3	< 0,1
Pb	7,5	7,8	16,4	4,4	10,0	5,8
Bi	< 0,1	< 0,1	0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Th	0,7	1,8	9,6	11,2	11,7	61,1
U	0,3	0,2	1,1	0,9	0,7	7,9
<b>REE<sub>T</sub></b>	64,95	49,86	122,44	180,61	159,89	201,00
<b>La<sub>N</sub>/Lu<sub>N</sub></b>	36,74	149,47	93,07	17,69	7,29	6,96
<b>La<sub>N</sub>/Sm<sub>N</sub></b>	6,74	7,82	3,54	5,40	3,90	11,86
<b>Tb<sub>N</sub>/Lu<sub>N</sub></b>	1,77	5,45	7,04	1,44	1,07	0,71
<b>Eu/Eu*</b>	2,81	3,07	0,22	0,72	0,60	0,20



**Figura 3.2.** Diagramas Harker de las rocas plutónicas del *Inlier* Sauce Chico (continúa en la página siguiente).

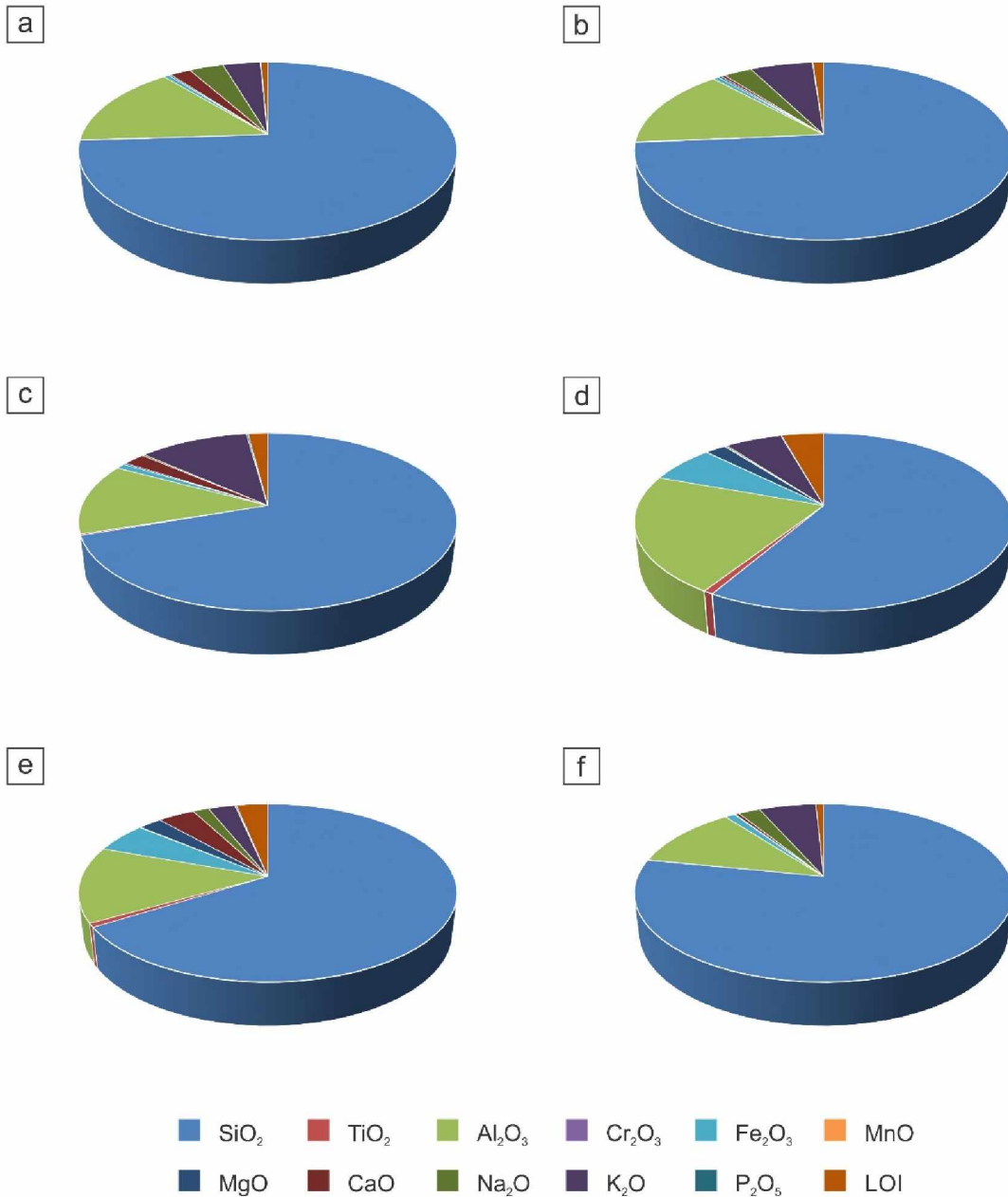
( $Eu/Eu^* = 2,81$  y  $3,07$ ) (Fig. 3.6); el granito gris muestra similar tendencia ( $La_N/Lu_N = 93,07$ ) aunque con anomalía negativa de Eu ( $Eu/Eu^* = 0,22$ ). Las milonitas graníticas esquistosas presentan pendientes similares a las del granito cataclástico en los patrones de tierras raras livianas y pendientes más llanas en los patrones de tierras raras pesadas ( $La_N/Lu_N = 7,29$  y  $17,69$ ) (Fig. 3.6). Las anomalías de Eu son negativas ( $Eu/Eu^* = 0,60$  y  $0,72$ ) y la forma general de los patrones de tierras raras son idénticos a los de la corteza superior.

En el ortogneis biotítico-granatífero el contenido total de tierras raras es de 201,00 ppm (Cuadro 3.1). El patrón de tierras raras normalizado a condrito exhibe una acentuada anomalía negativa de Eu ( $Eu/Eu^* = 0,20$ ) (Fig. 3.6). El empobrecimiento en tierras raras livianas respecto de las tierras raras pesadas ( $La_N/Lu_N = 6,96$ ) y la pendiente positiva del patrón de estas últimas ( $Tb_N/Lu_N = 0,71$ ) serían



**Figura 3.2.** Diagramas Harker de las rocas plutónicas del *Inlier* Sauce Chico (continuación de la página anterior).

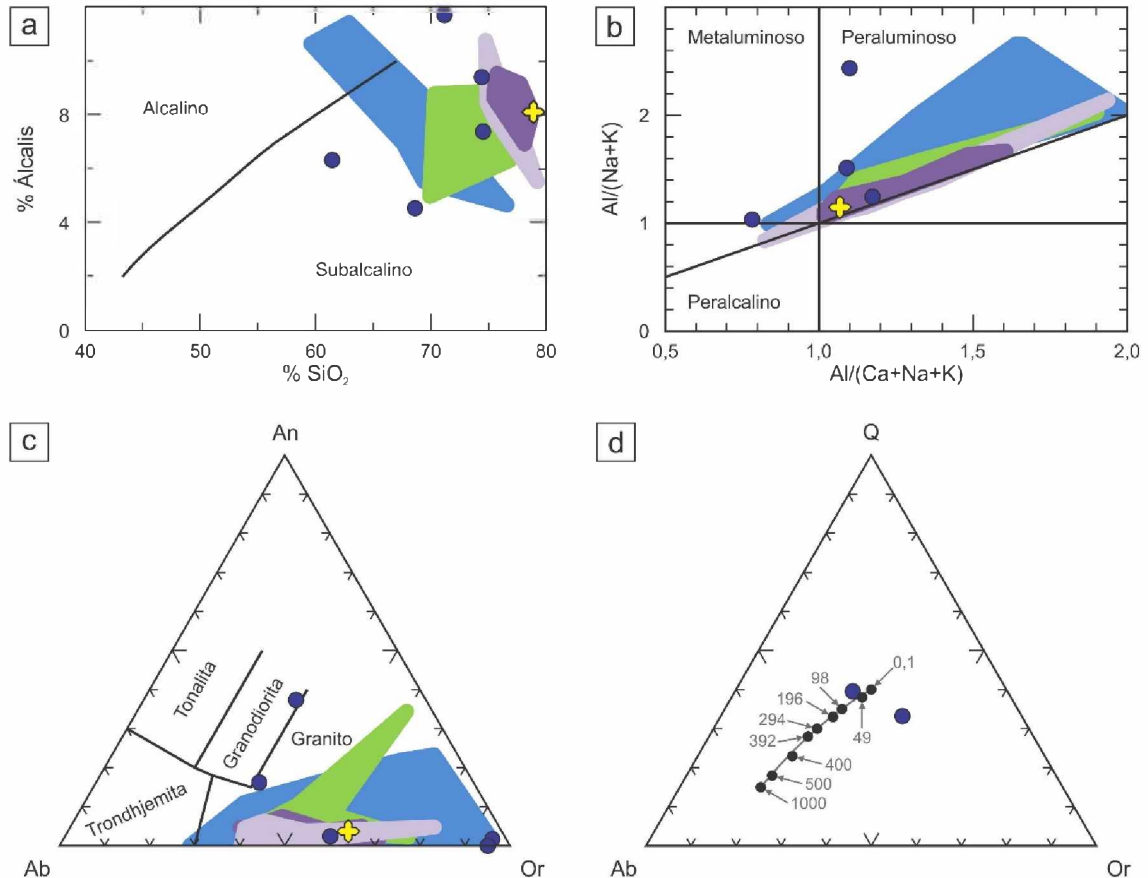
consecuencia de la presencia de granate (serie piropo-almándino) en esta roca, mineral que se caracteriza por concentrar las tierras raras durante su formación incrementando su contenido en tierras raras pesadas. Además de granate, minerales accesorios como circón, monacita y óxidos de Nb y Th estarían controlando el contenido de tierras raras, así como de U y Th, en el ortogneis biotítico-granatífero. Las altas relaciones Ga/Al ( $2,86 \times 10^{-4}$ ) y  $\text{FeO}_T/\text{MgO}$  (11,25), la baja relación Zr/Nb (1,17) y el alto contenido de elementos de alto potencial iónico (ej. Y, Nb, Ta, U y Th) y de fluorita son diagnósticos de granitos tipo A y, en general, del magmatismo ácido de intraplaca (Pearce *et al.* 1984; Leat *et al.* 1986; Whalen *et al.* 1987; Eby 1990).



**Figura 3.3.** Composición de elementos mayoritarios de las rocas graníticas del *Inlier* Sauce Chico. Muestras: **a)** 11413 (granito cataclástico); **b)** 19245 (granito cataclástico); **c)** 19216 (granito gris); **d)** 19198 (milonita granítica de la Loma Marcelo); **e)** CPA-1 (milonita granítica del Cerro Pan de Azúcar); **f)** 19215 (ortogneis biotítico-granatífero de la Loma Marcelo).

### 3.3.3 Diagramas de isoconas

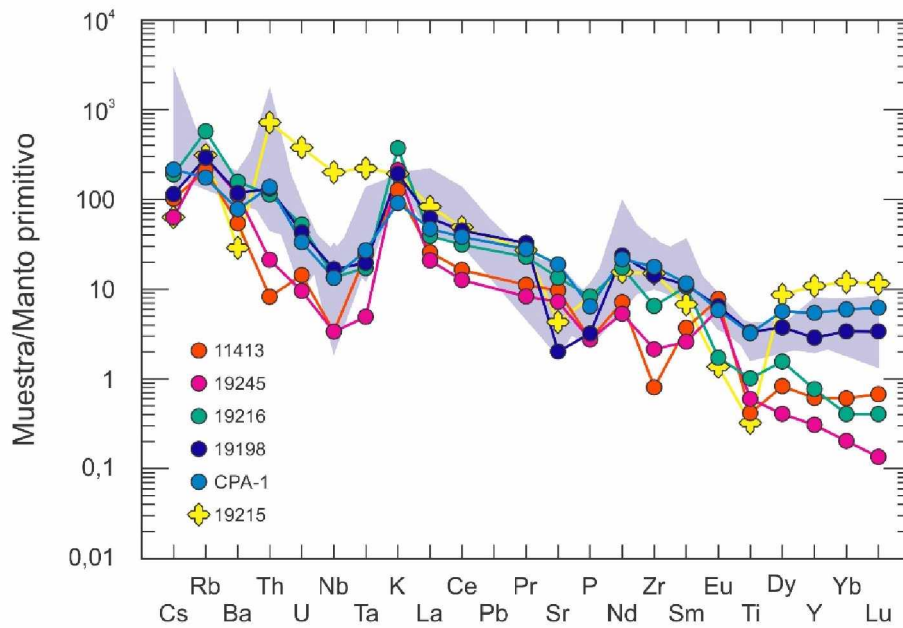
El diagrama de isoconas fue ideado por Grant (1986, 2005) para evaluar las pérdidas y ganancias de elementos con relación a una curva de igual concentración. Algunos componentes tienden a permanecer inmóviles durante el proceso de alteración y si estos son identificados, entonces podrá determinarse cualquier ganancia o pérdida que se haya llevado a cabo (Gresens 1967). En el diagrama de isoconas los elementos que se proyectan por encima de la isocona corresponden a aquellos que fueron



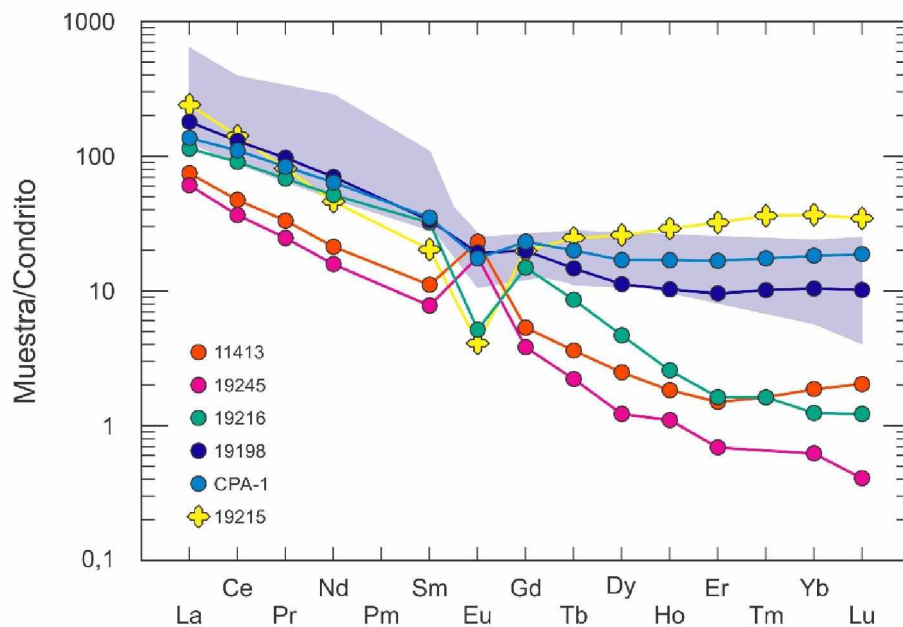
**Figura 3.4.** Granitos del *Inlier* Sauce Chico. **a)** Diagrama  $\text{SiO}_2$  vs. Álcalis de Irvine y Baragar (1971). **b)** Diagrama de Shand (1927). **c)** Clasificación de granitos según su composición normativa (Barker 1979). **d)** Mínimos térmicos y eutécticos en el sistema albíta-cuarzo-ortosa-agua proyectados desde  $\text{H}_2\text{O}$  sobre el plano Ab-Q-Or para presiones comprendidas entre 0,1 y 1.000 MPa (Rollinson 1993); las muestras graficadas son las del granito cataclástico (11413 y 19245). Los símbolos y campos son los mismos que los de la Figura 3.2.

adicionados al sistema, mientras que los que se ubican por debajo de ella fueron removidos del sistema durante la alteración.

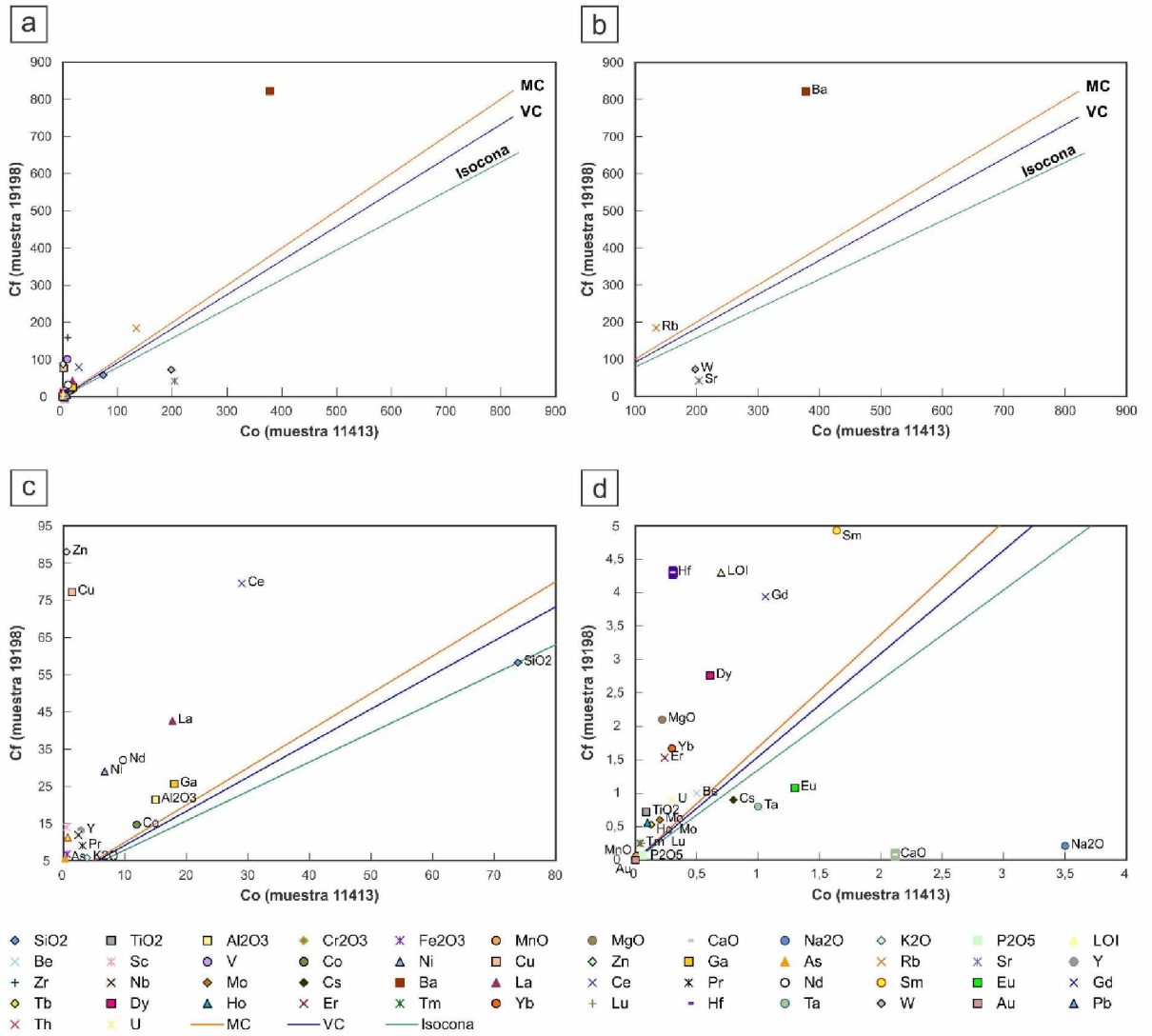
La comparación de los análisis de las muestras 11413 (granito cataclástico) y 19198 (milonita granítica esquistosa) muestra valores relativamente constantes de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Cs, Ta y Eu. Los demás elementos experimentaron pérdidas o ganancias relativas en función de su distinto grado de movilidad. Si la elección de los elementos inmóviles es correcta, la línea con mejor ajuste entre los elementos antes señalados pasará por el origen de coordenadas, como ocurre con la isocona  $\text{SiO}_2$ - $\text{P}_2\text{O}_5$ -Cs-Ta-Eu (Fig. 3.7). A partir de la construcción de esta isocona también se determinó que la milonita granítica (densidad =  $2,82 \text{ g/cm}^3$ ) considerada sufrió disminuciones de masa de 26,82% y de volumen de 16,10% respecto de su protolito (el granito cataclástico, densidad =  $2,60 \text{ g/cm}^3$ ) como consecuencia del proceso de milonitización. Son muy pocos los elementos que grafican cerca o sobre las isoconas de masa constante y volumen constante (Fig. 3.7).



**Figura 3.5.** Diagrama de elementos trazas normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough 1989) de las muestras de granito del *Inlier* Sauce Chico. El campo gris corresponde a las muestras analizadas por Grecco *et al.* (2000), Rapela *et al.* (2003) y Gregori *et al.* (2005).

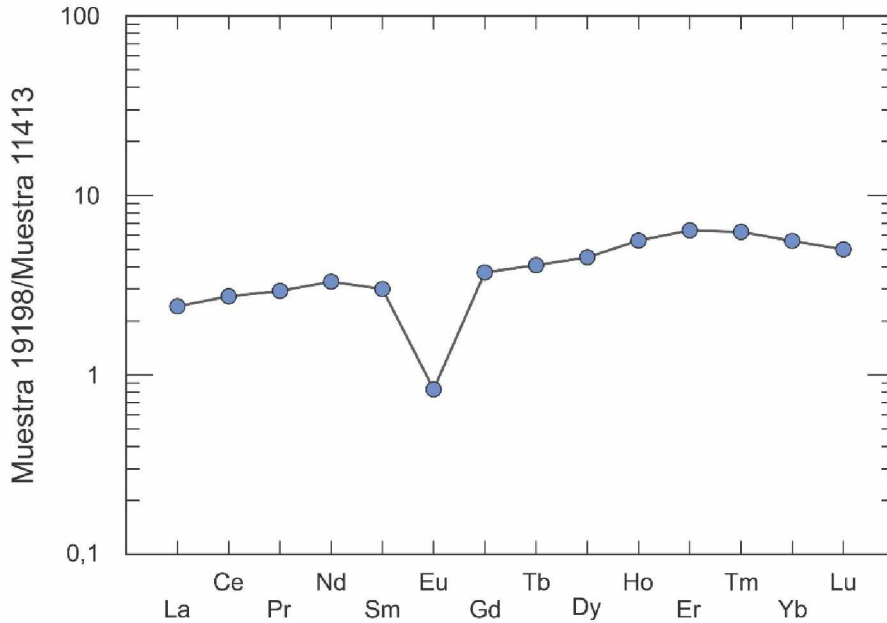


**Figura 3.6.** Diagrama de tierras raras normalizadas a condrito (McDonough y Sun 1995) de las muestras de granito del *Inlier* Sauce Chico. El campo gris corresponde a las muestras analizadas por Grecco *et al.* (2000), Rapela *et al.* (2003) y Gregori *et al.* (2005).



**Figura 3.7.** Diagrama de isoconas de las muestras 19198 (milonita granítica, Co) y 11413 (granito cataclástico, Cf).

La milonita granítica, con relación al granito cataclástico, se encuentra empobrecida en CaO, Na<sub>2</sub>O, Sr, W y Pb y muestra variable grado de enriquecimiento en los demás elementos mayoritarios y trazas (Figs. 3.7 y 3.8). El Ca, Na y Sr son componentes esenciales de la plagioclasa (Deer *et al.* 1992), mineral presente en el granito cataclástico y que durante la deformación y metamorfismo experimentó variable grado de alteración. La movilidad del Ba, frecuente reemplazo del K en la moscovita y la sericita neoformadas, fue extrema (Deer *et al.* 1992). Cabe señalar que si bien el SiO<sub>2</sub> es considerado inmóvil a los fines de construir el diagrama de isoconas de la Figura 3.7, su movilidad fue promovida durante la deformación y metamorfismo neopaleozoicos. Este componente fue segregado por disolución por presión y luego redepositado bajo la forma de vetas y vetillas de cuarzo y como silicificación de las distintas rocas de basamento identificadas en la zona de estudio.

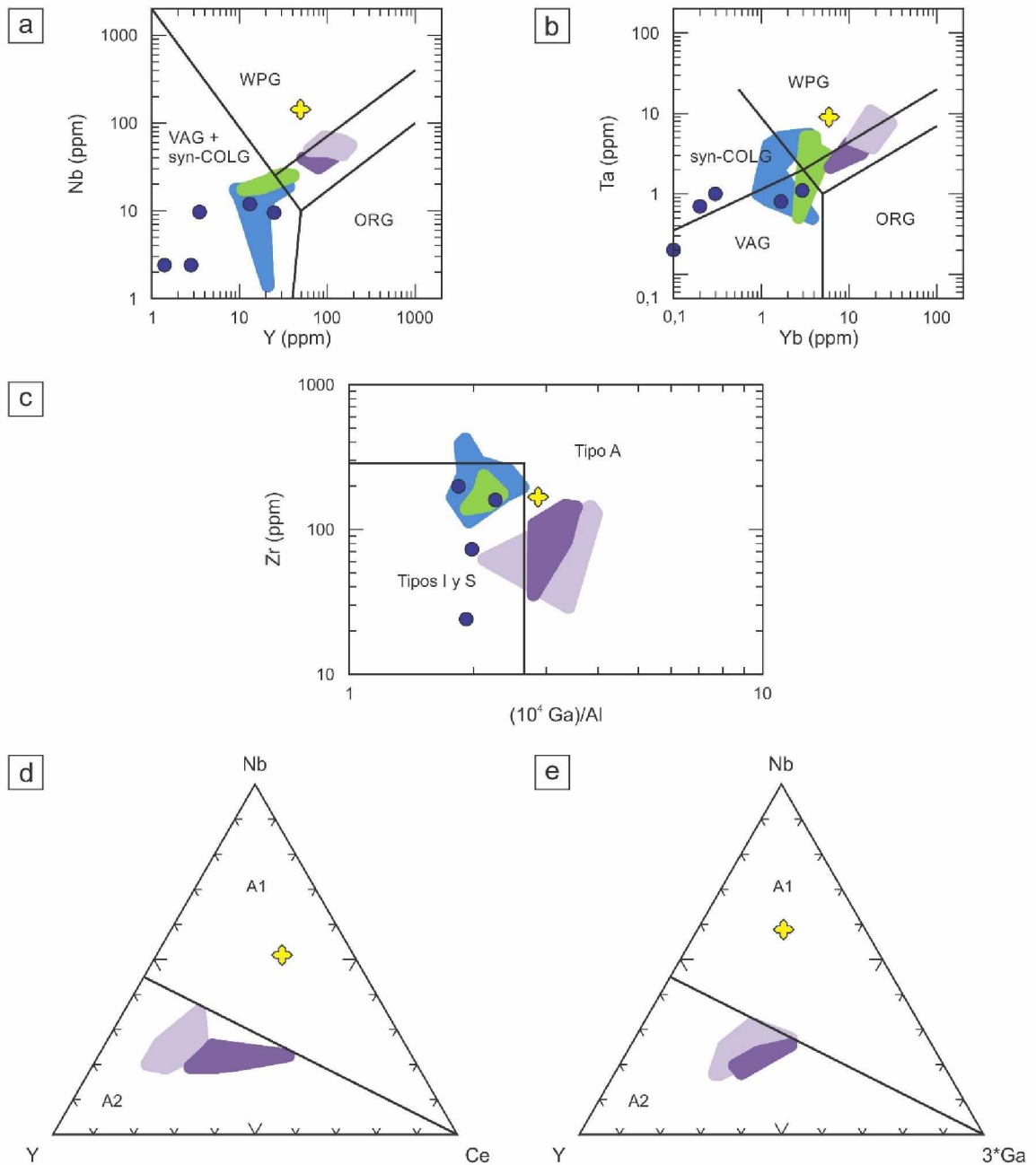


**Figura 3.8.** Diagrama de tierras raras de la muestra 19198 (milonita granítica) normalizada con la muestra 11413 (granito cataclástico).

Es notoria la movilidad del Ti, Zr, Hf, Nb, Th, U y tierras raras (excepto Eu), elementos de alto potencial iónico tradicionalmente considerados inmóviles (Figs. 3.7 y 3.8). En lo concerniente a las tierras raras, el mayor contenido de estos elementos en la milonita granítica respecto del granito cataclástico podría relacionarse con la cristalización de fases minerales accesorias durante la deformación y metamorfismo neopaleozoicos, como por ejemplo epidoto (Fig. 3.8). La inmovilidad relativa del Eu y el enriquecimiento en las demás tierras raras habría determinado la anomalía negativa de Eu observada en las milonitas graníticas (Fig. 3.6).

### 3.3.4 Diagramas de discriminación tectónica

Las muestras del granito cataclástico, las milonitas graníticas esquistosas y el granito gris grafican en los campos de los granitos de arco volcánico y sincolisionales de los diagramas Y-Nb e Yb-Ta de Pearce *et al.* (1984) (Fig. 3.9a y b) y en el campo de los granitos tipo I y S del diagrama Ga/Al vs. Zr de Whalen *et al.* (1987) (Fig. 3.9c). Por su parte, la muestra del ortogneis biotítico-granatífero grafica en el campo de los granitos de intraplaca y tipo A de los diagramas antes mencionados y en el campo A1 de los diagramas Y-Nb-Ce e Y-Nb-Ga de Eby (1992) (Fig. 3.9d y e) que representa a magmas diferenciados a partir de magmas como los que originan los basaltos de islas oceánicas (OIB) pero emplazados en rifts continentales o durante magmatismo de intraplaca.



**Figura 3.9.** Discriminación tectónica de las muestras de granito del *Inlier* Sauce Chico: **a)** y **b)** Pearce *et al.* (1984); **c)** Whalen *et al.* (1987); **d)** y **e)** Eby (1992). Los símbolos y campos son los mismos que los de la Figura 3.2.

### 3.4 IGIMBRITA DEL CERRO DEL CORRAL

Las muestras CDC-1, CDC-2 y CDC-3 (Cuadro 3.2) de la ignimbrita del Cerro del Corral proceden del interior de fajas escasamente deformadas ubicadas en el sector central del afloramiento que se encuentra limitado por fallas dúctiles (Fig. 3.1). En los diagramas Harker de la Figura 3.10 y en los restantes diagramas del apartado 3.4 se comparan los resultados litogeoquímicos de las muestras CDC con los obtenidos por Gregori *et al.* (2005) para la ignimbrita del Cerro del Corral y por Rapela *et al.* (2003) para las riolitas del Cerro La Ermita y la Estancia La Mascota.

### 3.4.1 Elementos mayoritarios

Las tres muestras analizadas de la ignimbrita del Cerro del Corral presentan contenidos promedios de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  de 76,29% y 12,34%, respectivamente, bajos  $\text{TiO}_2$  ( $\leq 0,07\%$ ),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  ( $< 0,002\%$ ),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ( $\leq 1,10\%$ ),  $\text{MnO}$  ( $\leq 0,03\%$ ),  $\text{MgO}$  ( $\leq 0,04\%$ ),  $\text{CaO}$  ( $\leq 0,32\%$ ) y  $\text{P}_2\text{O}_5$  ( $\leq 0,03\%$ ) y contenidos de álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) de 8,40%. El LOI es de 1,20% en promedio. El contenido de C llega a 0,03% y el de S es inferior a 0,02%. Mediante energía dispersiva de rayos X (SEM-EDS) se determinaron contenidos de F de 0,07% y de Cl de 0,02% en la muestra CDC-1. Todas las muestras grafican en el campo subalcalino del diagrama  $\text{SiO}_2$ -Álcalis (Irvine y Baragar 1971) (Fig. 3.11a), en el campo de las riolitas calcoalcalinas de alto K del diagrama  $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$  (Peccerillo y Taylor 1976) (Fig. 3.11b) y en el campo peraluminoso del diagrama de Shand (1927) (Fig. 3.11c). El índice de saturación en alúmina varía entre 1,03 y 1,16 y el corindón normativo entre 0,39% y 1,88% (Cuadro 3.2).

La composición de elementos mayoritarios de las muestras CDC y las muestras de Gregori *et al.* (2005) de la ignimbrita del Cerro del Corral exhiben estrechas semejanzas (Fig. 3.10). Con relación a la ignimbrita del Cerro del Corral, las riolitas del Cerro La Ermita y la Estancia La Mascota (Rapela *et al.* 2003) presentan contenidos mayores de  $\text{TiO}_2$  ( $\leq 0,18\%$ ) y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ( $\leq 4,36\%$ ), menores de LOI ( $\leq 0,37\%$ ) y variables de  $\text{CaO}$  (0,01-0,60%).

### 3.4.2 Elementos trazas

En el diagrama Nb/Y-Zr/ $\text{TiO}_2$  (Winchester y Floyd 1977) las muestras CDC grafican en el campo de las riolitas, las de Gregori *et al.* (2005) en el campo de las riolitas/dacitas y las de Rapela *et al.* (2003) en el campo de las comenditas/panteleritas (Fig. 3.12a). En el diagrama de Pearce (1996) las muestras CDC-1 y CDC-2 grafican en el campo de las riolitas alcalinas junto con las muestras del Cerro La Ermita y la Estancia La Mascota de Rapela *et al.* (2003) (Fig. 3.12b). La muestra CDC-3 grafica en el campo de las riolitas y dacitas, muy cerca del campo de las riolitas alcalinas, mientras que las muestras de la ignimbrita del Cerro del Corral de Gregori *et al.* (2005) grafican en los campos de las andesitas y basaltos andesíticos y de las riolitas y dacitas.

Dado que el contenido de álcalis puede reflejar los efectos del metamorfismo y la alteración, especialmente en vulcanitas félsicas que contienen vidrio, las riolitas ricas en sílice son también clasificadas sobre la base de su contenido en elementos de alto potencial iónico, particularmente Nb y Zr (Leat *et al.* 1986). Las rocas con Zr  $< 300$  ppm son designadas como subalcalinas y aquellas con Zr  $> 350$  ppm como peralcalinas. El contenido de Zr de las muestras CDC es de 131,90-145,45 ppm (Cuadro 3.2), sugiriendo que la ignimbrita del Cerro del Corral formó parte de una suite volcánica

subalcalina. No obstante, las altas relaciones Ga/Al ( $3,09 \times 10^{-4}$  a  $3,26 \times 10^{-4}$ ) y FeO<sub>T</sub>/MgO (28,28 a 35,09), las bajas relaciones Zr/Nb (4,49 a 5,43), el relativamente elevado contenido de algunos elementos de alto potencial iónico (ej. Y, U y Th) y la presencia de fluorita como mineral accesorio indican una signatura geoquímica y características propias de rocas ígneas tipo A (Pearce *et al.* 1984; Leat *et al.* 1986; Whalen *et al.* 1987; Eby 1990). Los contenidos de Zr de las riolitas del Cerro La Ermita y la Estancia La Mascota (737-1770 ppm) permitieron a Rapela *et al.* (2003) caracterizarlas como peralcalinas.

En el diagrama normalizado a manto primitivo las muestras CDC exhiben un enriquecimiento general de elementos incompatibles con relación a aquellos más compatibles, acentuada anomalía positiva de Pb y marcadas anomalías negativas de Ba, Sr, P, Eu y Ti (Fig. 3.13a). Las riolitas del Cerro La Ermita y la Estancia La Mascota presentan tendencias similares pero con un contenido de elementos trazas algo mayor, principalmente de Nb, Ta, Zr y Eu.

En el diagrama normalizado a condrito las muestras CDC presentan un leve enriquecimiento de tierras raras livianas respecto de las pesadas ( $La_N/Lu_N = 1,33$  a  $1,70$ ) y marcada anomalía negativa de Eu ( $Eu/Eu^* = 0,016$  a  $0,028$ ) (Fig. 3.13b). El contenido de tierras raras es bajo (143,53-156,42 ppm, Cuadro 3.2). El fraccionamiento extremo de feldespatos podría ser el responsable de las acentuadas anomalías negativas de Eu. Con relación a la ignimbrita del Cerro del Corral, las riolitas del Cerro La Ermita y la Estancia La Mascota exhiben mayores contenidos de tierras raras (279,38-750,08 ppm) y una pendiente más empinada en el tramo correspondiente a las tierras raras livianas ( $La_N/Lu_N = 4,85$  a  $5,19$ ) (Fig. 3.13b).

### 3.4.3 Diagramas de discriminación tectónica

Las muestras CDC grafican en el campo de los granitos de intraplaca de los diagramas Y-Nb e Yb-Ta de Pearce *et al.* (1984) (Fig. 3.14a y b), en el campo de los granitos tipo A del diagrama Ga/Al vs. Zr de Whalen *et al.* (1987) (Fig. 3.14c) y en el campo A2 de los diagramas Y-Nb-Ce e Y-Nb-Ga de la subdivisión de Eby (1992) (Fig. 3.14d y e). Las riolitas del Cerro La Ermita y la Estancia La Mascota también grafican en los campos de intraplaca y tipo A de los dos primeros diagramas antes mencionados pero se distinguen de la ignimbrita del Cerro del Corral por graficar en el campo A1 de la subdivisión de Eby (1992). Los magmas tipo A1 se diferencian a partir de magmas como los que originan los basaltos de islas oceánicas (OIB) pero emplazados en rifts continentales o durante magmatismo de intraplaca, mientras que los magmas tipo A2 se originan a partir de la corteza continental o de la placa inferior durante un ciclo de colisión continente-continente o de magmatismo de arco de islas.

**Cuadro 3.2.** Resultados del análisis litogeoquímico de rocas volcánicas del *Inlier* Sauce Chico

% en peso	Ignimbrita del Cerro del Corral			Andesita del Cerro Pan de Azúcar		
	CDC-1	CDC-2	CDC-3	CPA-2	CPA-3	CPA-4
SiO <sub>2</sub>	76,85	74,20	77,83	51,24	64,61	70,24
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,05	0,07	1,15	0,49	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,15	13,50	11,36	20,03	17,29	15,26
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	< 0,002	< 0,002	< 0,002	0,014	0,006	0,010
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,02	1,10	0,98	7,83	4,61	2,51
MnO	0,02	0,02	0,03	0,12	< 0,01	< 0,01
MgO	0,03	0,04	0,03	3,39	1,69	0,23
CaO	0,32	0,26	0,28	7,41	2,66	1,30
Na <sub>2</sub> O	3,79	3,82	3,29	4,56	5,69	3,73
K <sub>2</sub> O	4,61	4,54	4,34	1,19	1,50	4,88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,02	0,03	0,22	0,21	0,07
LOI	1,1	1,2	1,3	2,6	2,6	2,5
<b>Suma</b>	<b>99,96</b>	<b>98,78</b>	<b>99,49</b>	<b>99,75</b>	<b>101,39</b>	<b>100,85</b>
C	0,02	0,03	0,02	< 0,02	n.a.	n.a.
S	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	n.a.	n.a.
F	0,07*	n.a.	n.a.	n.d. *	n.a.	n.a.
Cl	0,02*	n.a.	n.a.	0,04*	n.a.	n.a.
ASI	1,03	1,16	1,07	0,90	1,09	1,11
Calcita <sub>T</sub>	0,17	0,25	0,17	< 0,17	-	-
Norma CIPW						
% mineral	CDC-1	CDC-2	CDC-3	CPA-2	CPA-3	CPA-4
Q	36,38	33,90	41,42		17,50	26,67
C	0,39	1,88	0,81		1,97	1,65
Or	27,24	26,83	25,65	7,03	8,86	28,84
Ab	32,07	32,32	27,84	38,59	48,15	31,56
An	1,46	1,16	1,19	30,67	11,82	5,99
Di				3,76		
Wo						
Hy	0,32	0,41	0,31	7,31	5,62	1,16
Ol				2,23		
Ac						
Mt	0,81	0,86	0,77	4,39	3,16	1,93
Hm						
Il	0,09	0,09	0,13	2,18	0,93	0,32
Ap	0,05	0,05	0,07	0,51	0,49	0,16
<b>Suma</b>	<b>98,81</b>	<b>97,50</b>	<b>98,19</b>	<b>96,66</b>	<b>98,51</b>	<b>98,28</b>

C, S, F, Cl y Calcita<sub>T</sub> expresados en % en peso.

\* = determinado por energía dispersiva de rayos X; n.a. = no analizado;

n.d. = no detectado; b.l.d. = bajo el límite de detección.

**Cuadro 3.2 (continuación).** Resultados del análisis litogeoquímico de rocas volcánicas del *Inlier* Sauce Chico

ppm	Ignimbrita del Cerro del Corral			Andesita del Cerro Pan de Azúcar		
	CDC-1	CDC-2	CDC-3	CPA-2	CPA-3	CPA-4
Be	5	5	6	< 1	1	2
Sc	3	3	3	20	8	8
V	< 8	8	9	194	66	4
Co	13,6	15,8	15,6	24,1	9,9	1,8
Ni	6,5	7,1	6,2	42,8	6,7	1,4
Cu	1,0	1,6	1,7	41,5	12,6	2,0
Zn	47	55	43	74	48	27
Ga	19,9	22,8	19,6	17,0	14,3	21,7
As	< 0,5	0,9	< 0,5	1,8	0,5	0,1
Se	< 0,5	< 0,5	0,7	< 0,5	<i>n.d.</i>	<i>n.d.</i>
Rb	225,2	242,3	235,3	36,3	44,2	142,7
Sr	39,8	34,8	38,8	341,8	439,5	135,6
Y	64,1	55,4	59,7	24,8	9,9	20,5
Zr	131,9	144,9	145,5	164,9	65,7	75,1
Nb	29,4	28,8	26,8	7,5	3,0	8,8
Mo	0,4	0,6	0,5	0,2	<i>b.l.d.</i>	9,3
Ag	< 0,1	< 0,1	0,4	< 0,1	0,03	0,03
Cd	0,1	0,1	0,1	< 0,1	<i>b.l.d.</i>	0,04
Sn	7	8	9	< 1	< 1	< 1
Sb	0,1	0,1	0,1	0,1	<i>n.d.</i>	<i>n.d.</i>
Cs	1,3	1,5	1,6	0,5	1,6	2,9
Ba	68	73	77	372	616	1494
La	17,0	16,4	16,4	21,2	18,5	34,8
Ce	44,6	51,9	43,9	41,2	35,8	63,2
Pr	6,07	6,57	6,69	4,99	4,32	7,61
Nd	26,6	28,3	27,7	21,1	20,3	34,6
Sm	8,44	8,40	9,50	4,18	3,55	7,22
Eu	0,07	0,05	0,09	1,22	0,67	1,30
Gd	9,65	10,87	9,80	4,71	4,05	7,95
Tb	1,83	1,73	1,82	0,74	0,49	0,96
Dy	11,14	12,37	12,30	4,53	3,01	6,09
Ho	2,36	3,48	3,38	0,94	0,50	1,16
Er	6,84	6,19	6,38	2,74	2,15	4,51
Tm	1,04	1,52	1,14	0,38	0,16	0,48
Yb	6,85	7,51	6,98	2,48	1,39	3,65
Lu	1,04	1,13	1,28	0,38	0,15	0,45
Hf	7,2	8,5	8,1	4,2	1,8	3,0
Ta	3,2	3,5	3,6	0,5	<i>b.l.d.</i>	<i>b.l.d.</i>
W	212,4	233,2	236,8	40,4	<i>b.l.d.</i>	<i>b.l.d.</i>
Au	< 0,0005	< 0,0005	< 0,0005	< 0,0005	<i>b.l.d.</i>	<i>b.l.d.</i>
Hg	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>
Tl	0,2	0,1	0,2	< 0,1	0,3	1,0
Pb	23,3	25,7	20,7	1,2	9,4	3,1
Bi	0,3	0,3	0,4	< 0,1	<i>b.l.d.</i>	<i>b.l.d.</i>
Th	29,1	33,6	31,4	3,6	4,7	8,3
U	4,8	5,8	5,7	0,9	0,1	0,1
<b>REE<sub>T</sub></b>	143,53	156,42	147,46	110,79	95,10	174,01
<b>La<sub>N</sub>/Lu<sub>N</sub></b>	1,70	1,51	1,33	5,79	13,12	8,04
<b>La<sub>N</sub>/Sm<sub>N</sub></b>	1,26	1,22	1,08	3,17	3,26	3,01
<b>Tb<sub>N</sub>/Lu<sub>N</sub></b>	1,20	1,04	0,97	1,33	2,29	1,45
<b>Eu/Eu*</b>	0,02	0,02	0,03	0,83	0,54	0,52

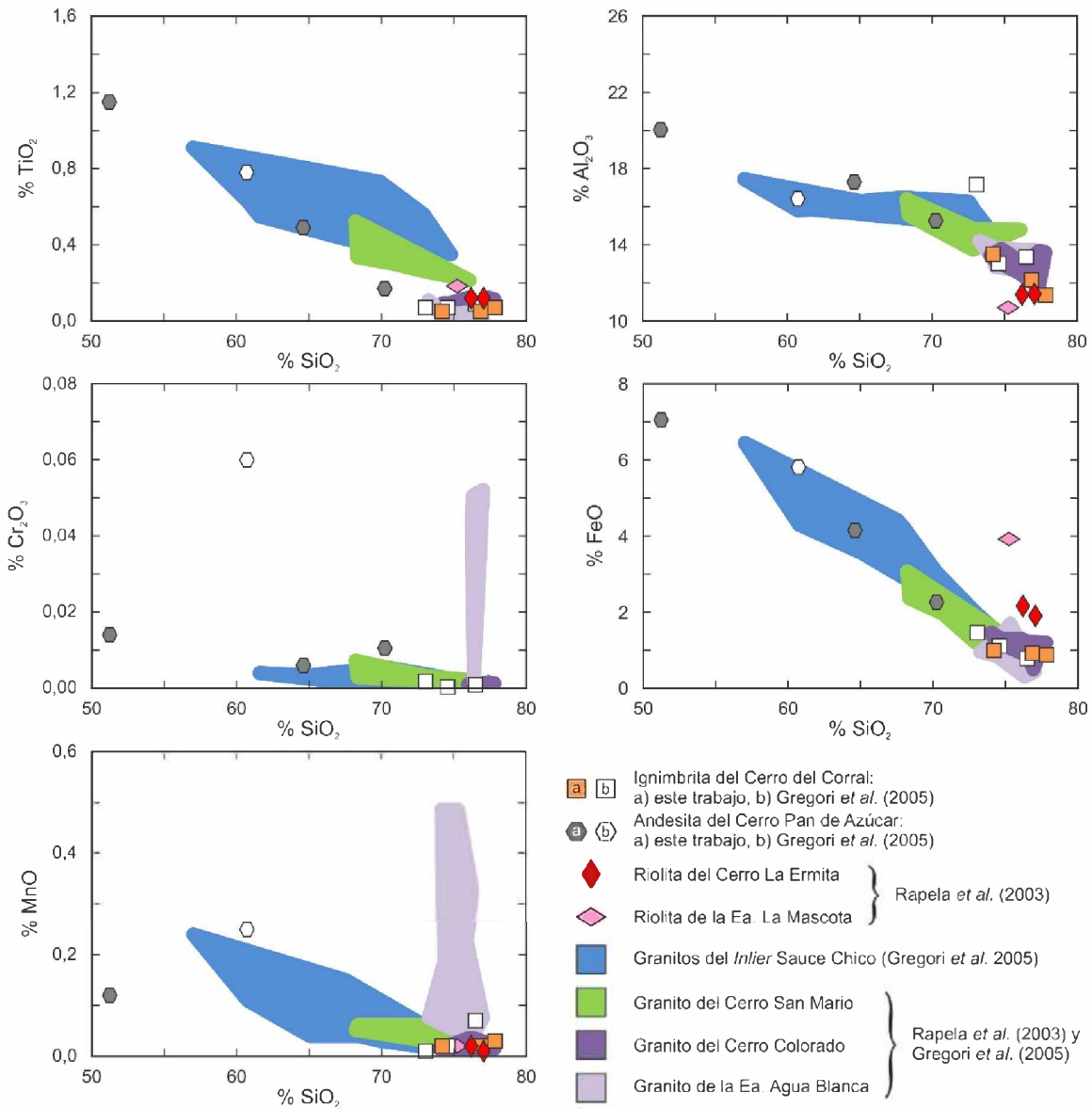
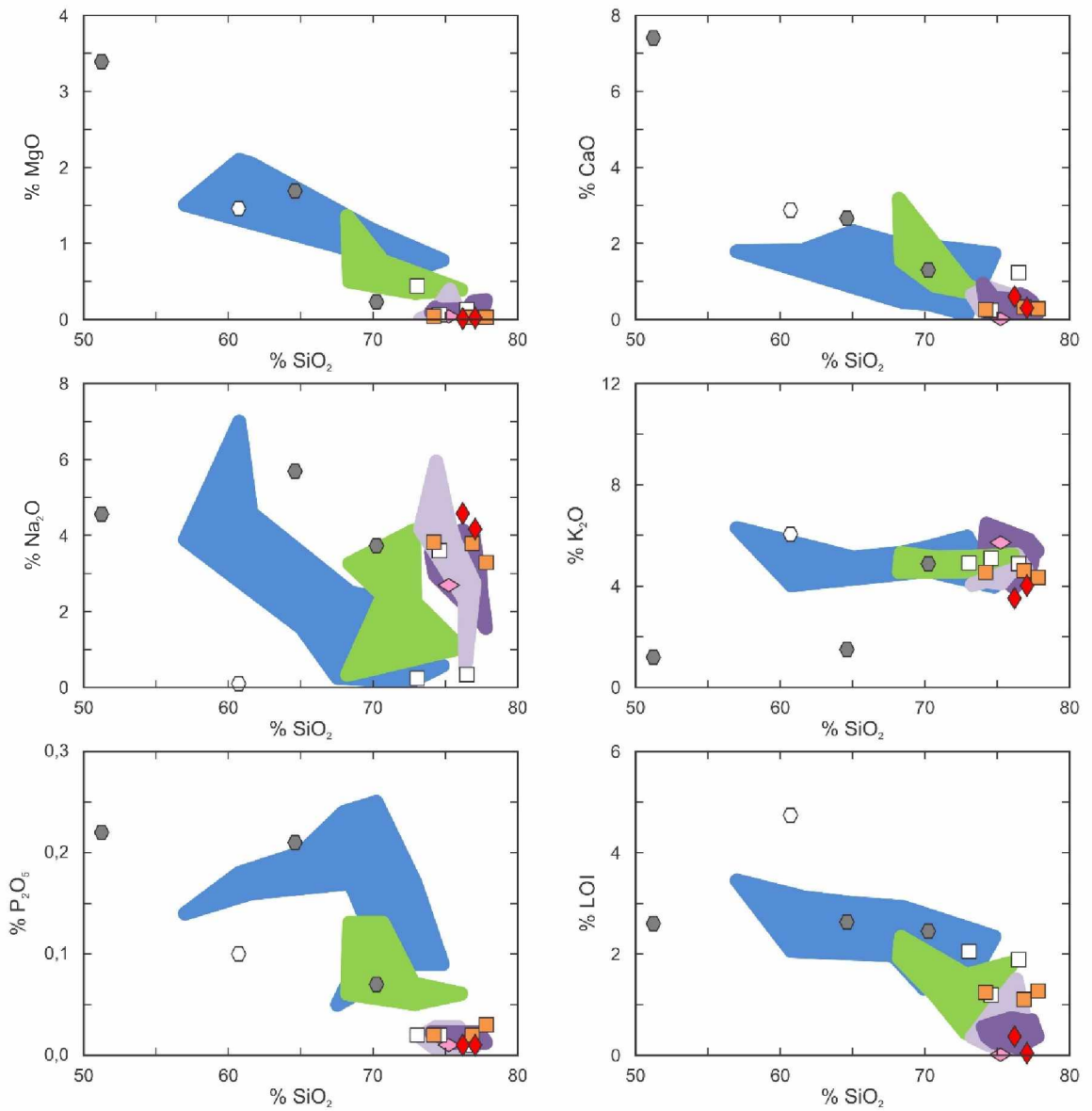
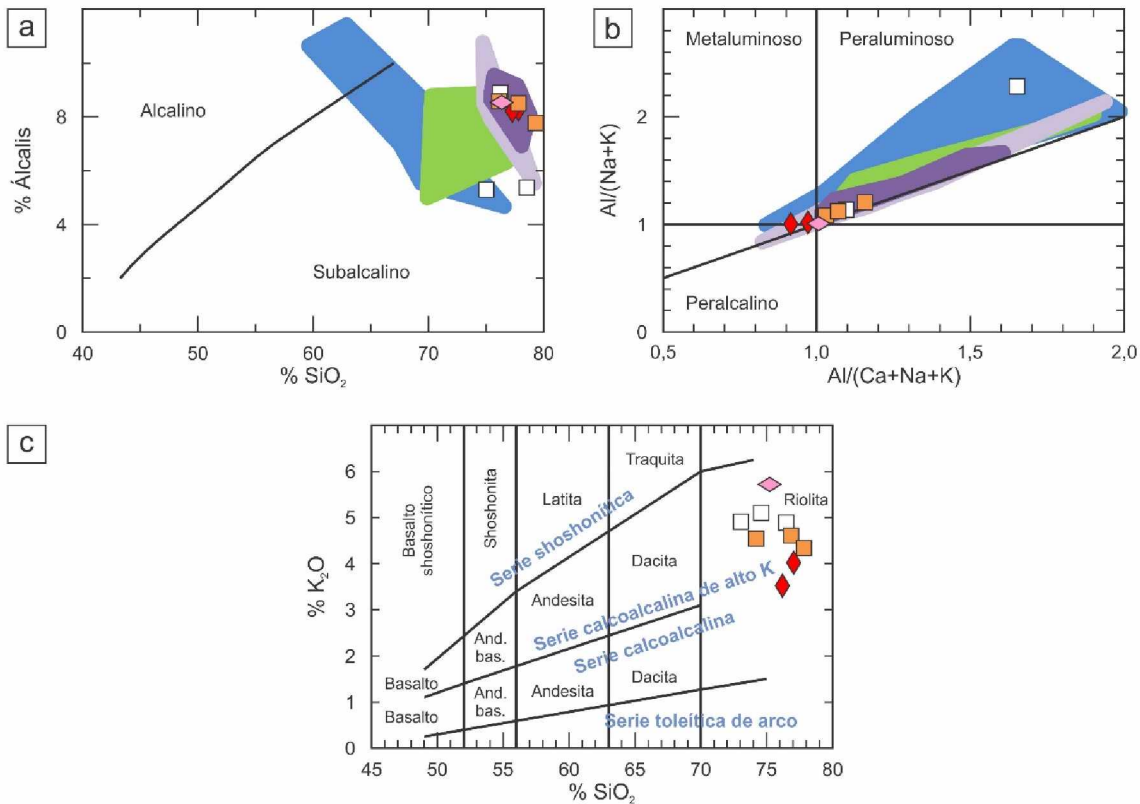


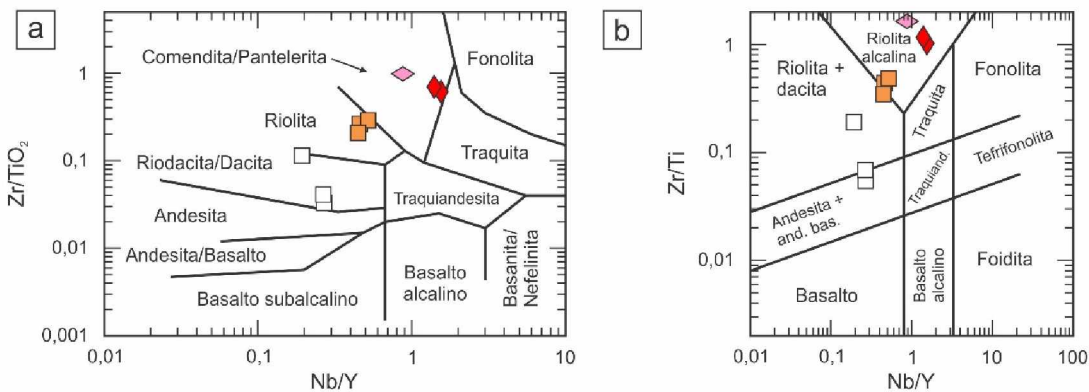
Figura 3.10. Diagramas Harker de las rocas volcánicas del *Inlier* Sauce Chico (continúa en la página siguiente).



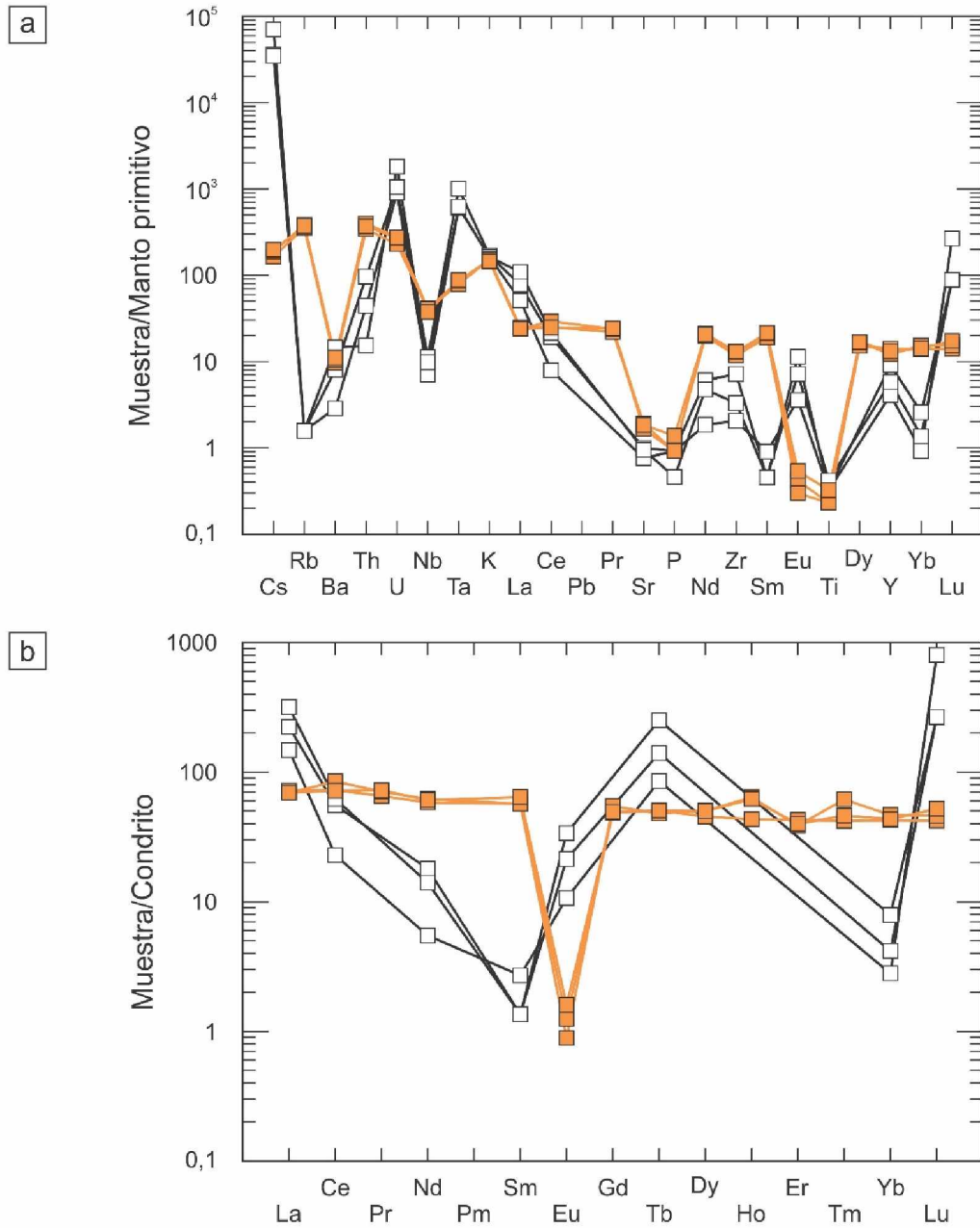
**Figura 3.10.** Diagramas Harker de las rocas volcánicas del *Inlier* Sauce Chico (continuación de la página anterior).



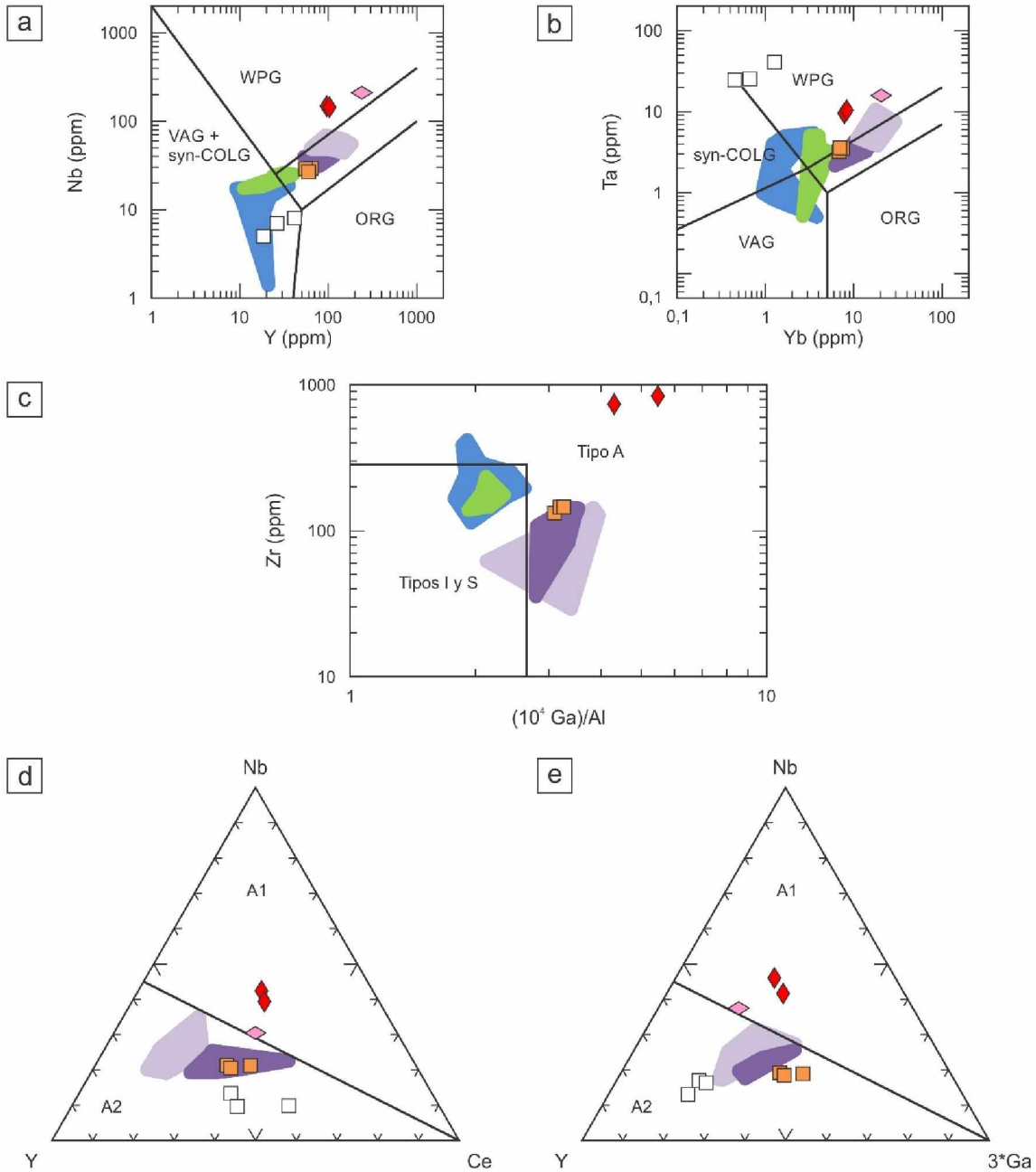
**Figura 3.11.** Ignimbrita del Cerro del Corral. **a)** Diagrama SiO<sub>2</sub> vs. Álcalis de Irvine y Baragar (1971). **b)** Diagrama SiO<sub>2</sub> vs. K<sub>2</sub>O de Peccerillo y Taylor (1976). **c)** Diagrama de Shand (1927). Los símbolos y campos son los mismos que los de la Figura 3.10.



**Figura 3.12.** Clasificación litológica de la ignimbrita del Cerro del Corral: **a)** Winchester y Floyd (1977); **b)** Pearce (1996). Los símbolos son los mismos que los de la Figura 3.10.



**Figura 3.13.** Diagramas multielemento de las muestras de la ignimbrita del Cerro del Corral: **a)** normalización a manto primitivo (Sun y McDonough 1989); **b)** normalización a condrito (McDonough y Sun 1995). Los símbolos son los mismos que los de la Figura 3.10.



**Figura 3.14.** Discriminación tectónica de las muestras de la ignimbrita del Cerro del Corral: **a)** y **b)** *Pearce et al. (1984)*; **c)** *Whalen et al. (1987)*; **d)** y **e)** *Eby (1992)*. Los símbolos y campos son los mismos que los de la Figura 3.10.

### 3.5 ANDESITA DEL CERRO PAN DE AZÚCAR

Las muestras CPA-2, CPA-3 y CPA-4 (Cuadro 3.2) de la andesita del Cerro Pan de Azúcar proceden del faldeo nororiental del cerro en cuestión. La muestra CPA-2 es del afloramiento andesítico principal y las muestras CPA-3 y CPA-4 son de dos de los pequeños cuerpos andesíticos de longitud decimétrica que se encuentran dispersos a lo largo y ancho del faldeo del Cerro Pan de Azúcar (Fig. 3.1). En los diagramas Harker de la Figura 3.10 y en los restantes diagramas del apartado 3.5 se comparan los resultados litogeoquímicos de las muestras CPA con los obtenidos por Gregori *et al.* (2005) en la muestra PA1991 de la andesita del Cerro Pan de Azúcar.

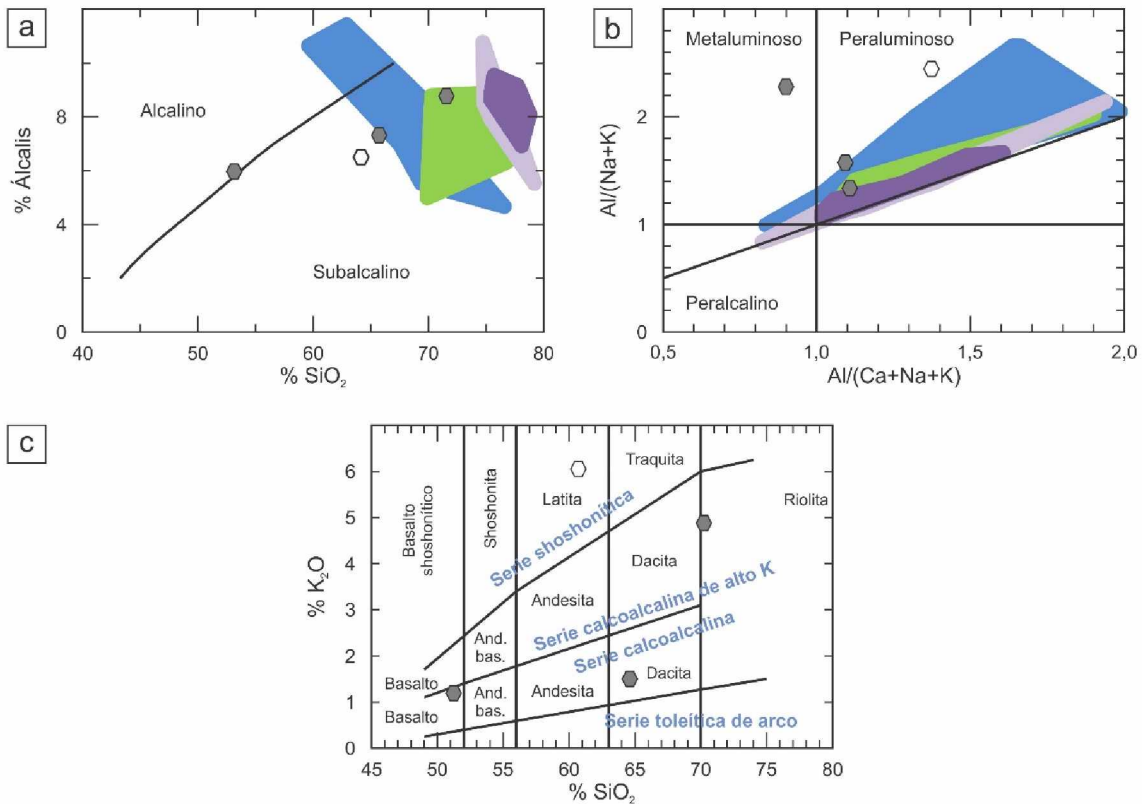
#### 3.5.1 Elementos mayoritarios

Las tres muestras analizadas de la andesita del Cerro Pan de Azúcar presentan contenidos de SiO<sub>2</sub> de entre 51% y 71%. Esta variabilidad del contenido de SiO<sub>2</sub> puede ser consecuencia del distinto grado de silicificación que afecta a las rocas de basamento del *Inlier* Sauce Chico. Las muestras analizadas también poseen contenidos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de entre 15% y 20% y bajos TiO<sub>2</sub> ( $\leq 1,15\%$ ), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ( $\leq 0,014\%$ ), MnO (0,12%) y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ( $\leq 0,22\%$ ). El Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> llega a 7,83%, el MgO a 3,39%, el CaO a 7,41%, los álcalis (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) a 8,61% y el LOI a 2,63%. Los contenidos de C y S son, en ambos casos, inferiores a 0,02%. Mediante energía dispersiva de rayos X (SEM-EDS) se determinó en la muestra CPA-2 un contenido de Cl de 0,04%; en esta misma muestra el F no fue detectado.

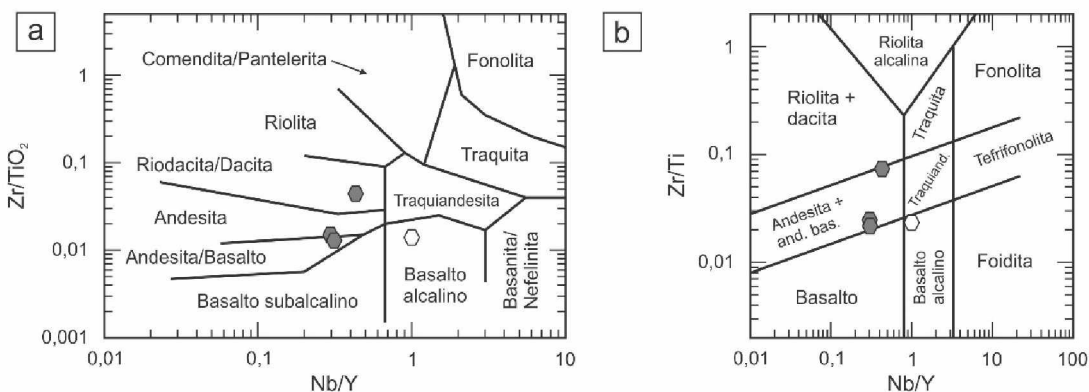
En el diagrama SiO<sub>2</sub>-Álcalis (Irvine y Baragar 1971) las muestras CPA-3 y CPA-4 grafican en el campo subalcalino, al igual que la muestra PA1991, mientras que la muestra CPA-2 grafica en el campo alcalino pero muy cerca del límite con el campo subalcalino (Fig. 3.15a). En el diagrama SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O (Peccerillo y Taylor 1976) las muestras CPA-2 y CPA-3 grafican en el campo de la serie calcoalcalina y la muestra CPA-4 en el campo de la serie calcoalcalina de alto K (Fig. 3.15b). En el diagrama de Shand (1927) las muestras CPA y PA1991 de la andesita del Cerro Pan de Azúcar grafican en los campos peraluminoso y metaluminoso (Fig. 3.15c). El índice de saturación en alúmina varía entre 0,90 y 1,11 y el corindón normativo es igual a cero en la muestra CPA-2 y de 1,97% y 1,65% en las muestras CPA-3 y CPA-4, respectivamente (Cuadro 3.2).

#### 3.5.2 Elementos trazas

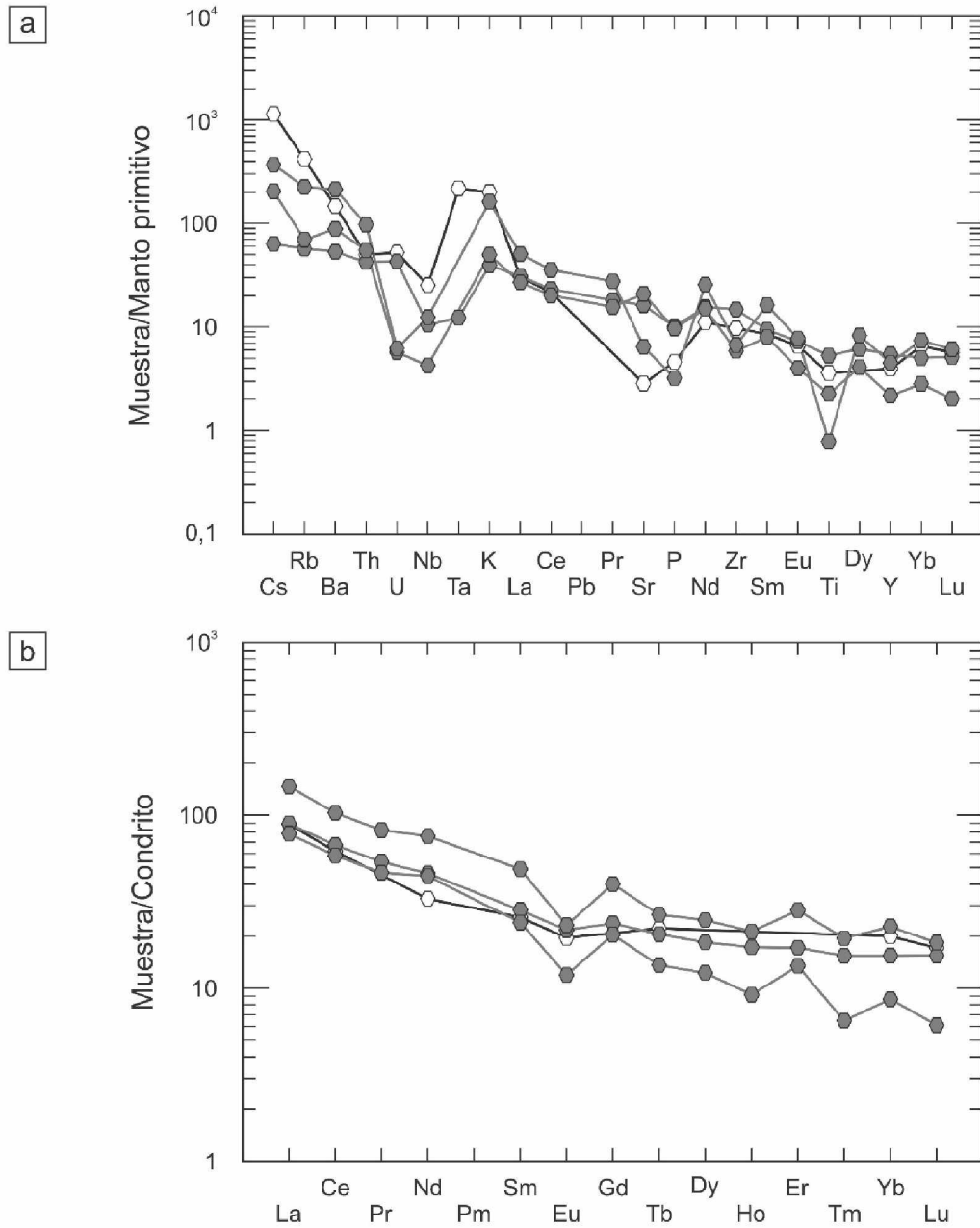
Composicionalmente, las rocas andesíticas del Cerro Pan de Azúcar son clasificadas como tal según los diagramas Nb/Y-Zr/Ti de Winchester y Floyd (1977) y Pearce (1996) (Fig. 3.16). El diagrama normalizado a manto primitivo muestra un enriquecimiento de elementos incompatibles con relación a aquellos más compatibles, así como marcadas anomalías negativas de Nb y Ta y otras menos acentuadas de Pb, P y Ti (Fig. 3.17a). Los resultados litogeoquímicos también muestran enriquecimiento en algunos



**Figura 3.15.** Andesita del Cerro Pan de Azúcar. **a)** Diagrama SiO<sub>2</sub> vs. Álcalis de [Irvine y Baragar \(1971\)](#). **b)** Diagrama SiO<sub>2</sub> vs. K<sub>2</sub>O de [Peccerillo y Taylor \(1976\)](#). **c)** Diagrama de [Shand \(1927\)](#). Los símbolos y campos son los mismos que los de la Figura 3.10.



**Figura 3.16.** Clasificación litológica de la andesita del Cerro Pan de Azúcar: **a)** [Winchester y Floyd \(1977\)](#); **b)** [Pearce \(1996\)](#). Los símbolos son los mismos que los de la Figura 3.10.



**Figura 3.17.** Diagramas multielemento de las muestras de la andesita del Cerro Pan de Azúcar: **a)** normalización a manto primitivo (Sun y McDonough 1989); **b)** normalización a condrito (McDonough y Sun 1995). Los símbolos son los mismos que los de la Figura 3.10.

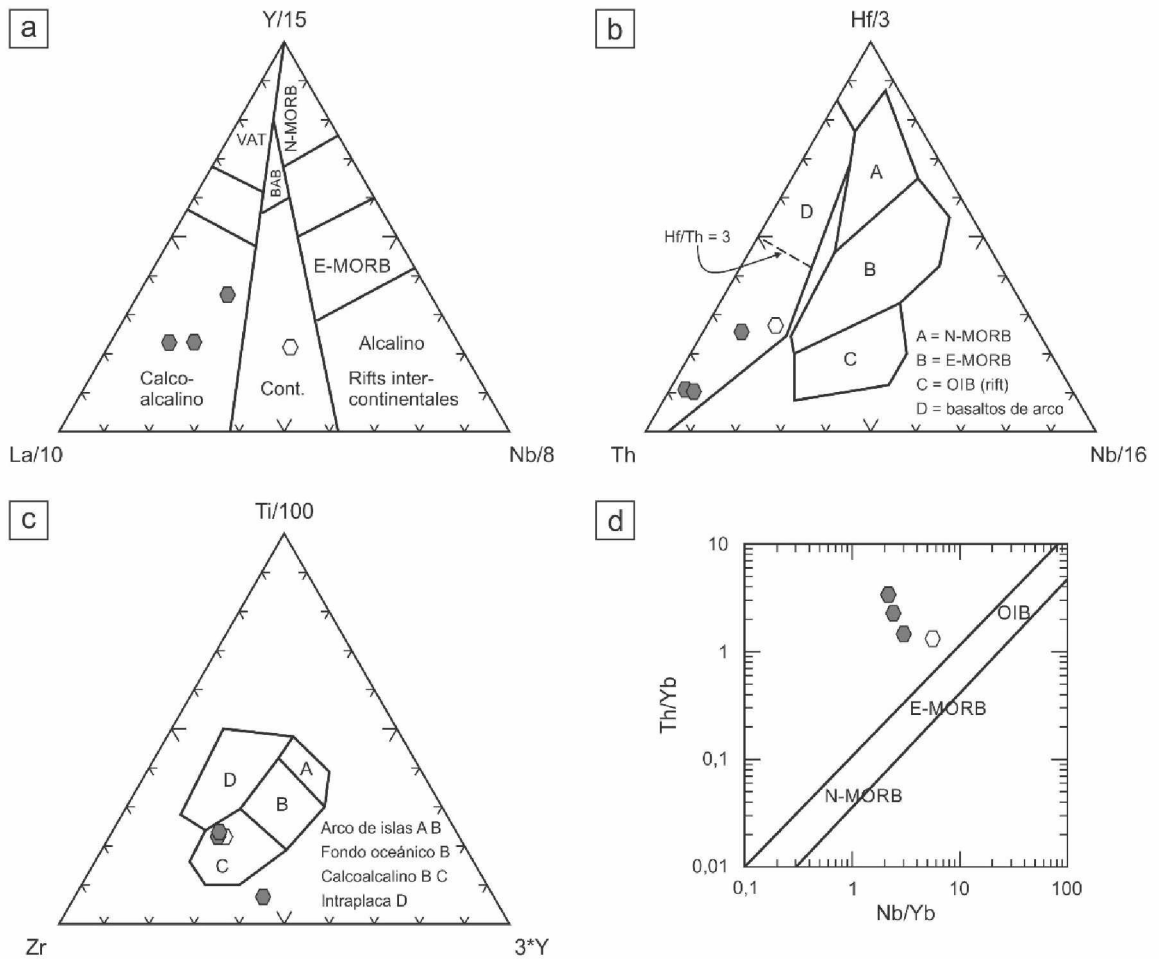
elementos litófilos de gran radio iónico (ej. Sr, Ba) (Cuadro 3.2). El contenido total de tierras raras es bajo y oscila entre 95,10 ppm y 174,01 ppm. El diagrama normalizado a condrito exhibe enriquecimiento en tierras raras livianas respecto de las tierras raras pesadas ( $La_N/Lu_N = 5,79$  a  $13,12$ ) y anomalías de Eu levemente negativas ( $Eu/Eu^* = 0,52$  a  $0,83$ ) (Fig. 3.17b).

### 3.5.3 Diagramas de discriminación tectónica

El diagrama La/10-Y/15-Nb/8 de Canabis y Lecolle (1989) (Fig. 3.18a) destaca tres dominios distintos característicos de los principales ambientes geodinámicos generadores de magma. El lado La-Y del diagrama representa los magmas de ambientes orogénicos compresivos asociados a zonas de subducción, el lado Y-Nb a los de ambientes anorogénicos distensivos de intraplaca y el lado La-Nb a los de ambientes de intraplaca, tardío-orogénicos y post-orogénicos, tanto compresivos como distensivos. Las rocas andesíticas del Cerro Pan de Azúcar grafican en el campo de los basaltos calcoalcalinos del diagrama La-Y-Nb, próximas al lado La-Y del mismo (Fig. 3.18a).

El diagrama Th-Hf/3-Nb/16 de Wood (1980) (Fig. 3.18b) puede ser utilizado para discriminar lavas básicas y ácidas originadas en la mayoría de los ambientes tectónicos. Sin embargo, este diagrama no permite distinguir entre las toleitas de intraplaca y los E-MORB, los cuales sí pueden ser discriminados mediante el diagrama Zr-Ti/100-3Y de Pearce y Cann (1973) (Fig. 3.18c). Las rocas andesíticas del Cerro Pan de Azúcar grafican en el campo de los basaltos de arco volcánico del diagrama Th-Hf-Nb y en el campo de los basaltos calcoalcalinos del diagrama Zr-Ti-Y (Fig. 3.18b y c). El campo “D” del primer diagrama puede ser subdividido en toleitas de arco de islas ( $Hf/Th > 3$ ) y basaltos calcoalcalinos ( $Hf/Th < 3$ ). Las relaciones Hf/Th de entre 0,37 y 1,17 ubican a la andesita del Cerro Pan de Azúcar en el subcampo de los basaltos calcoalcalinos del diagrama Th-Hf-Nb, reforzando lo indicado por el diagrama Zr-Ti-Y (Fig. 3.18b y c).

En el diagrama Nb/Yb-Th/Yb de Pearce (2008), comúnmente utilizado para detectar subducción y/o aporte cortical o contaminación, las muestras de la andesita del Cerro Pan de Azúcar grafican fuera y sobre el campo diagonal correspondiente a los basaltos MORB y OIB (Fig. 3.18d). Casi todos los basaltos oceánicos caen dentro del campo diagonal MORB-OIB con sus ejes principales de dispersión a lo largo del eje mayor del mismo. Sin embargo, los basaltos originados en ambientes de intraplaca y en zonas de subducción están comúnmente desplazados sobre el campo MORB-OIB, tal es el caso de la andesita del Cerro Pan de Azúcar, y/o forman parte de suites cuyos ejes principales de dispersión son oblicuos al campo MORB-OIB (Fig. 3.18d).



**Figura 3.18.** Discriminación tectónica de las muestras de la andesita del Cerro Pan de Azúcar: **a)** Canabis y Lecolle (1989); **b)** Wood (1980); **c)** Pearce y Cann (1973); **d)** Pearce (2008). Los símbolos son los mismos que los de la Figura 3.10.

### 3.6 SKARN LOMA MARCELO

#### 3.6.1 Elementos mayoritarios

Las muestras 11412c, 11415a, 11415b, 19223, 19240 y 19241 corresponden al skarn cálcico (afloramientos LM-4, LM-9 y LM-10) y las muestras 11414a, 11414b y 19171 al skarn magnesiano (afloramiento LM-6) (Fig. 3.1). En el Cuadro 3.3 se presentan los análisis completos de las muestras analizadas del skarn Loma Marcelo y en las figuras 3.19 y 3.20 se muestran las diferencias en la composición de elementos mayoritarios existentes entre los skarns cálcico y magnesiano.

Las muestras de ambos tipos de skarn presentan similares contenidos de CaO, contenidos dispares de SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO y LOI y bajos contenidos de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Figs. 3.19 y 3.20). En el skarn cálcico fueron detectados contenidos de entre 0,76% y 1,99% de C, menos de 0,02% de S y aproximadamente 0,27% de F. En el skarn magnesiano el contenido de C varía entre 7,45% y 9,10%, el de S es ≤ 0,05% y el de F es de 0,79-1,69%.

**Cuadro 3.3.** Resultados del análisis litogeoquímico del skarn Loma Marcelo

% en peso	Skarn								
	Skarn cálcico					Skarn magnesiano (LM-6)			
	LM-4 11412	LM-9			LM-10 19241	11414a	11414b	19171	
	19223	11415a	11415b	19240					
SiO <sub>2</sub>	45,38	45,92	43,48	40,07	43,74	49,21	13,62	16,49	9,49
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,24	0,36	0,32	0,31	0,07	0,04	0,02	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,75	8,79	10,46	11,69	8,64	11,55	0,98	0,65	0,42
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	< 0,002	0,017	0,008	0,005	0,018	0,017	< 0,002	< 0,002	< 0,002
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,08	2,93	3,93	3,27	3,62	1,96	0,33	0,37	0,25
MnO	0,12	0,06	0,11	0,05	0,08	0,11	0,08	0,07	0,08
MgO	2,47	1,34	1,72	1,18	1,19	0,56	23,95	19,08	17,80
CaO	31,08	34,61	31,90	36,90	35,73	32,94	32,51	30,50	37,75
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,03	0,01	0,01	0,03	0,02	< 0,01	< 0,01	0,02
K <sub>2</sub> O	0,01	0,12	0,05	0,05	0,39	0,02	< 0,01	< 0,01	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,08	0,06	0,13	0,06	0,05	< 0,01	0,02	< 0,01
LOI	7,5	5,7	7,8	6,2	6,1	3,5	28,1	32,4	33,8
<b>Suma</b>	<b>99,86</b>	<b>99,84</b>	<b>99,89</b>	<b>99,88</b>	<b>99,91</b>	<b>100,01</b>	<b>99,61</b>	<b>99,60</b>	<b>99,66</b>
C	1,93	1,29	1,99	1,41	1,21	0,76	7,45	7,72	9,10
S	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	0,04	0,05	< 0,02
F	n.d.*	0,33	n.a.	2,12*	0,24	0,24	0,79*	n.d.*	1,69
Cl	n.d.*	n.a.	n.a.	n.d.*	n.a.	n.a.	n.d.*	0,07*	n.a.
<b>Mg#</b>	<b>56,89</b>	<b>33,70</b>	<b>32,72</b>	<b>28,62</b>	<b>26,76</b>	<b>24,10</b>	<b>98,78</b>	<b>98,29</b>	<b>98,75</b>
<b>Calcita<sub>T</sub></b>	<b>16,08</b>	<b>10,75</b>	<b>16,58</b>	<b>11,75</b>	<b>10,08</b>	<b>6,33</b>	<b>62,08</b>	<b>64,33</b>	<b>75,83</b>

C, S, F, Cl y Calcita<sub>T</sub> expresados en % en peso. \* = determinado por energía dispersiva de rayos X; n.a. = no analizado; n.d. = no detectado.

**Cuadro 3.3 (continuación).** Resultados del análisis litogeoquímico del skarn Loma Marcelo

ppm	Skarn cálcico						Skarn magnesiano (LM-6)		
	LM-4	LM-9			LM-10				
	11412	19223	11415a	11415b	19240	19241	11414a	11414b	19171
Be	2	11	5	3	3	< 1	< 1	< 1	< 1
Sc	3	5	8	6	6	2	< 1	< 1	< 1
V	21	28	43	39	34	17	8	< 8	< 8
Co	15,5	5,8	17,6	17,8	7,3	4,1	6,3	2,8	0,8
Ni	5,4	1,0	5,4	5,4	1,2	1,2	4,5	2,5	4,1
Cu	1,2	1,4	0,2	0,3	1,0	1,2	0,7	0,3	0,4
Zn	9	40	23	10	20	20	3	15	3
Ga	14,8	10,7	14,6	14,7	10,0	11,5	1,2	1,6	< 0,5
As	1,2	0,8	1,3	1,3	1,5	0,7	4,4	4,6	1,4
Se	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Rb	0,9	4,3	3,6	1,8	23,1	0,5	< 0,1	0,6	0,2
Sr	74,8	403,1	344,2	561,3	198,5	134,7	254,2	251,7	351,7
Y	17,6	12,7	14,7	13,7	19,6	8,0	5,0	8,2	8,1
Zr	102,7	57,9	65,4	67,1	80,5	24,1	10,1	12,8	8,5
Nb	12,7	6,7	9,5	8,9	9,2	2,2	1,5	2,0	2,0
Mo	0,3	0,8	< 0,1	< 0,1	0,5	0,8	0,1	< 0,1	< 0,1
Ag	< 0,1	0,4	0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Cd	0,1	1,4	0,1	< 0,1	0,2	0,4	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Sn	2	6	18	2	22	6	< 1	< 1	< 1
Sb	< 0,1	0,4	0,2	< 0,1	0,2	0,2	0,2	0,4	0,2
Cs	< 0,1	< 0,1	0,1	< 0,1	0,3	< 0,1	< 0,1	0,3	< 0,1
Ba	78	4	8	25	< 1	8	15	22	17
La	18,0	20,7	19,0	24,0	16,5	10,6	1,7	6,6	3,3
Ce	41,6	38,6	39,1	46,4	35,4	17,5	3,7	12,0	6,7
Pr	5,75	4,73	5,05	5,65	4,40	2,00	0,44	1,24	0,74
Nd	23,7	17,4	20,1	20,7	17,5	7,6	1,8	4,6	3,0
Sm	5,14	3,19	3,66	3,62	3,35	1,31	0,45	0,86	0,70
Eu	0,52	0,74	0,58	0,66	0,60	0,37	0,11	0,11	0,15
Gd	4,24	2,81	3,04	3,01	3,21	1,30	0,57	0,96	0,95
Tb	0,65	0,42	0,46	0,46	0,55	0,20	0,11	0,16	0,16
Dy	3,17	2,14	2,53	2,33	3,15	1,19	0,60	0,86	1,02
Ho	0,59	0,45	0,49	0,46	0,70	0,26	0,14	0,21	0,22
Er	1,64	1,20	1,40	1,29	1,83	0,85	0,41	0,58	0,69
Tm	0,26	0,18	0,21	0,18	0,30	0,12	0,06	0,08	0,08
Yb	1,71	1,20	1,41	1,22	1,77	0,84	0,33	0,46	0,51
Lu	0,24	0,17	0,19	0,17	0,26	0,14	0,05	0,07	0,08
Hf	3,8	1,9	2,1	1,8	2,4	0,7	0,3	0,5	0,3
Ta	2,7	1,3	1,9	3,0	1,1	0,6	0,7	0,3	0,1
W	394,9	8,3	289,1	388,3	11,0	10,8	163,8	43,7	3,0
Au	0,0009	< 0,0005	0,0161	0,0047	0,0013	< 0,0005	0,0709	0,0040	0,0014
Hg	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Tl	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Pb	12,4	105,2	5,7	4,8	2,1	5,2	1,5	5,7	1,6
Bi	< 0,1	1,5	1,2	< 0,1	0,5	0,5	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Th	16,6	6,0	5,5	8,4	5,6	2,3	< 0,2	0,3	< 0,2
U	3,4	4,3	3,3	4,8	3,1	1,7	< 0,1	< 0,1	< 0,1
REE <sub>T</sub>	107,21	93,93	97,22	110,15	89,52	44,28	10,47	28,79	18,30
La <sub>N</sub> /Lu <sub>N</sub>	7,78	12,64	10,38	14,65	6,59	7,86	3,53	9,79	4,28
La <sub>N</sub> /Sm <sub>N</sub>	2,19	4,05	3,24	4,14	3,08	5,05	2,36	4,79	2,94
Tb <sub>N</sub> /Lu <sub>N</sub>	1,85	1,68	1,65	1,84	1,44	0,97	1,50	1,56	1,36
Eu/Eu*	0,33	0,74	0,52	0,59	0,55	0,85	0,66	0,37	0,56

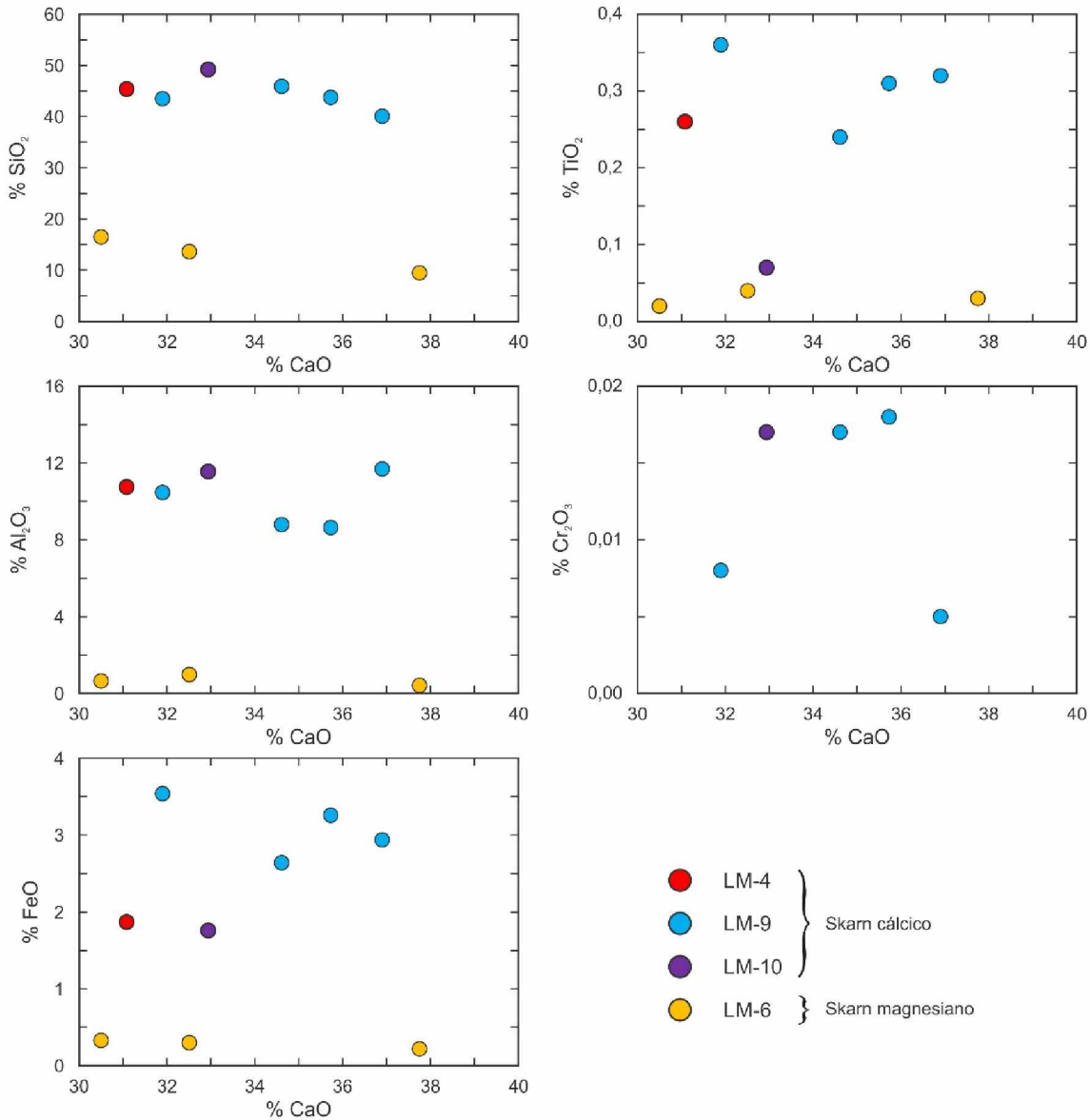
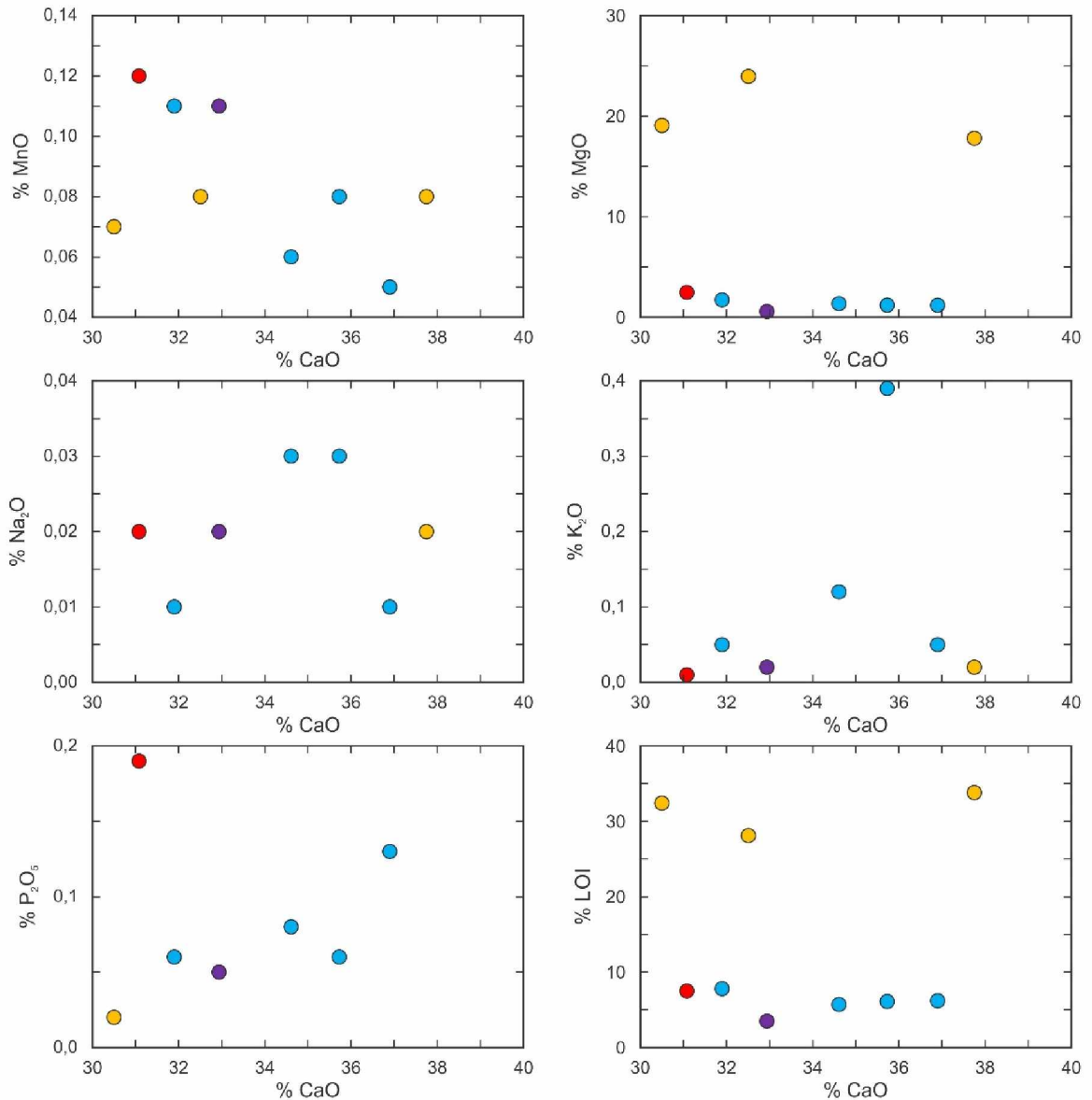


Figura 3.19. Diagramas Harker del skarn Loma Marcelo (continúa en la página siguiente).

La variabilidad del SiO<sub>2</sub> y el LOI se debe a la distinta proporción de minerales silicatados y carbonatados en los skarns cálcico y magnesiano, existiendo una relación inversa entre ambas variables: altos contenidos de SiO<sub>2</sub> se correlacionan con bajos contenidos de LOI, es decir, cuanto mayor es la proporción de silicatos y menor es la proporción de carbonatos, mayor es el contenido de SiO<sub>2</sub> y menor es el LOI (Fig. 3.21). En el skarn cálcico los silicatos constituyen el 88,0% y los carbonatos el 12,0%, mientras que en el skarn magnesiano los silicatos y carbonatos representan el 32,5% y 67,5%, respectivamente. Con relación al skarn magnesiano, el porcentaje considerablemente menor de carbonatos en el skarn cálcico se debe al consumo de la calcita y el cuarzo por la mayoría de las reacciones metamórficas y la concomitante disminución del contenido modal de ambos minerales. De este modo la roca perdió sus minerales carbonáticos, transformándose en una roca calcosilicática.



**Figura 3.19.** Diagramas Harker del skarn Loma Marcelo (continuación de la página anterior).

En el skarn cálcico el Ca, Al, Fe y Mg están concentrados en los minerales calcosilicáticos (ej. granate, clinopiroxeno, wollastonita, vesuvianita) y en el skarn magnesiano el Ca está concentrado en la matriz carbonática (principalmente calcítica) y el Mg en los silicatos (ej. condrodita, dozyita) y la espinela. Los protolitos carbonáticos dolomíticos son generalmente pobres en Fe y los minerales ferromagnesianos de sus equivalentes metamórficos comúnmente tienen composiciones con  $X_{Mg} > 0,95^2$ . Por esta razón la cantidad de Fe es muy baja en la mayoría de los mármoles dolomíticos y skarns magnesianos. Esta situación puede apreciarse en los análisis litogeoquímicos del skarn Loma Marcelo a través del “número magnesio” ( $Mg\#$ )<sup>3</sup>, el cual tiene valores de entre 24,10% y 56,89% en el skarn

<sup>2</sup>  $X_{Mg} = Mg/(Fe + Mg)$

<sup>3</sup>  $Mg\# = (100 \times MgO)/(FeO + MgO)$

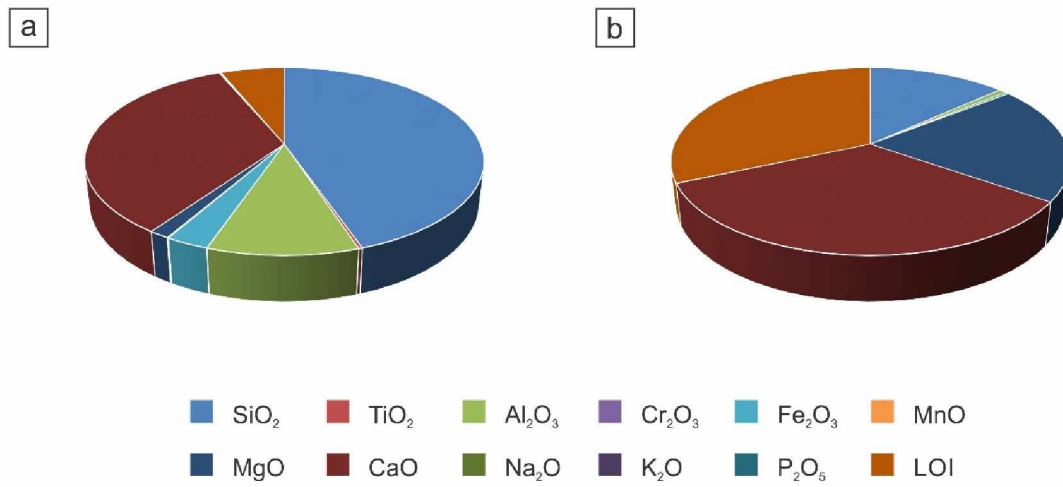
cálcico y en torno a 98,60% en el skarn magnesiano. La composición predominantemente calcítica de la matriz del skarn magnesiano estaría vinculada al consumo de la dolomita durante el metamorfismo progrado, favoreciendo así la concentración de la calcita en la matriz en detrimento del contenido de dolomita.

### 3.6.2 Elementos trazas

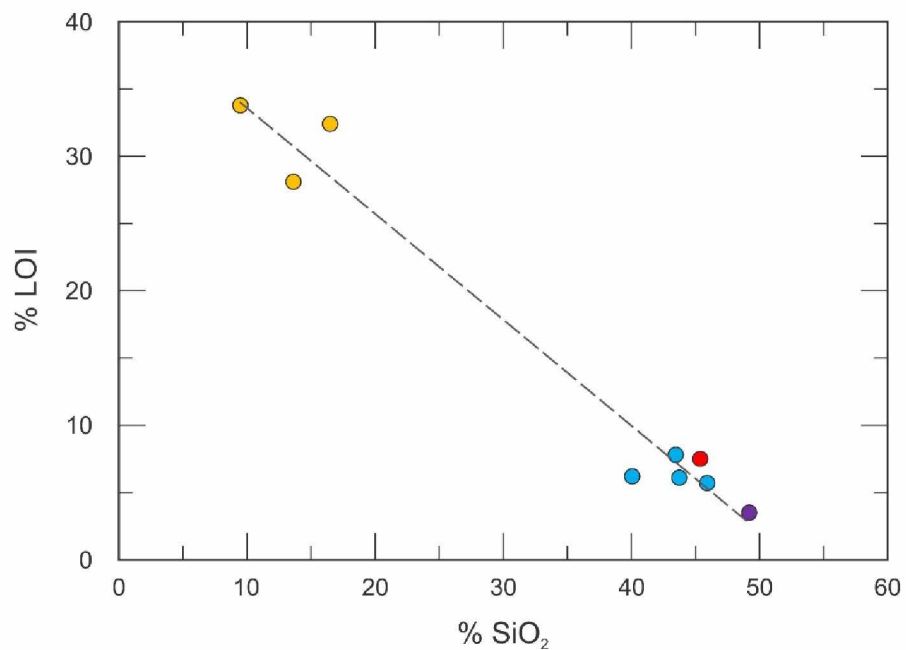
La concentración de elementos trazas es mayor en el skarn cálcico que en el skarn magnesiano en aproximadamente un orden de magnitud. En el diagrama de elementos trazas normalizado a manto primitivo las muestras del skarn Loma Marcelo exhiben un leve enriquecimiento en elementos incompatibles respecto de los más compatibles (Fig. 3.22). El skarn cálcico presenta anomalías negativas de Rb, Ba, Nb, K, P y Ti y anomalías positivas de Pb, mientras que el skarn magnesiano presenta anomalías negativas de Rb y Ti y anomalías positivas de Cs, Pb y Sr. El diagrama de elementos trazas normalizado a corteza superior muestra escaso fraccionamiento de elementos incompatibles con relación a los más compatibles y anomalías negativas de Rb, Ba, K y Ti en el skarn cálcico y de Rb, K y Ti en el skarn magnesiano (Fig. 3.23).

El contenido total de tierras raras es de 44,28-110,15 ppm en el skarn cálcico y de 10,47-28,79 ppm en el skarn magnesiano (Cuadro 3.3). El diagrama de tierras raras normalizado a condrito exhibe enriquecimiento de tierras raras livianas respecto de las tierras raras pesadas ( $La_N/Lu_N = 3,53$  a  $14,65$ ) y anomalías negativas de Eu ( $Eu/Eu^* = 0,33$  a  $0,85$ ) (Fig. 3.24a). Si bien el skarn cálcico se caracteriza por contener granate en cantidades a veces considerables, la presencia de este mineral no se ve reflejada en las pendientes llanas a negativas del patrón de tierras raras pesadas ( $Tb_N/Lu_N = 0,97$  a  $1,85$ ), sugiriendo un bajo contenido y escaso fraccionamiento de estos elementos en el granate del skarn Loma Marcelo. En la Figura 3.24b se comparan los contenidos de tierras raras de los skarns cálcico y magnesiano, observándose un mayor contenido de tierras raras en el skarn cálcico con relación al skarn magnesiano. Este enriquecimiento es mayor en tierras raras livianas que en tierras raras pesadas.

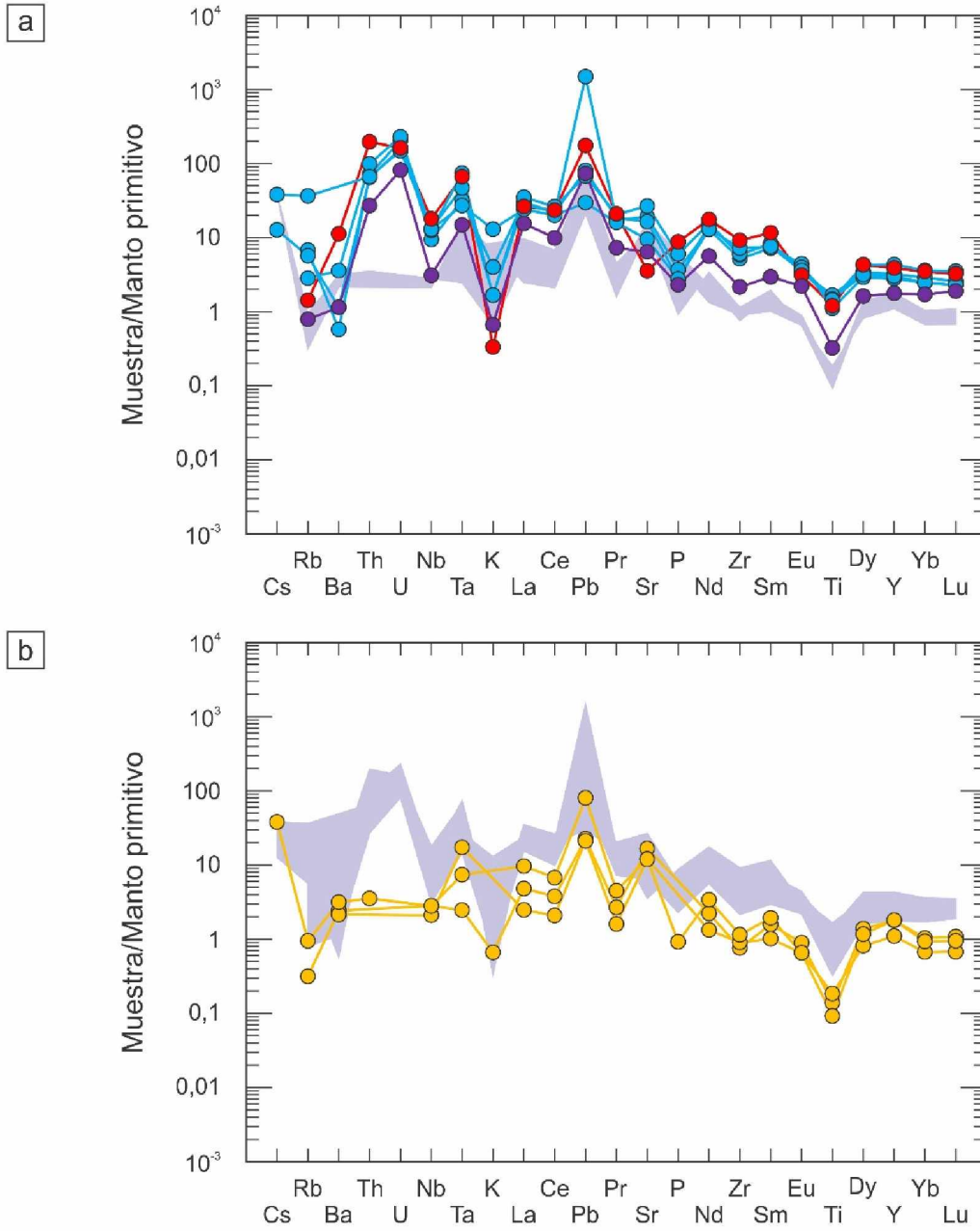
Se detectaron pequeñas cantidades de elementos de interés económico (metales preciosos y base, entre otros) (Cuadro 3.3). Las concentraciones de Au y Ag son  $\leq 70,9$  ppb y  $\leq 0,4$  ppm, respectivamente, siendo el contenido de Au mayor en el skarn magnesiano y el de Ag mayor en el skarn cálcico. Las concentraciones de Cu ( $\leq 1,4$  ppm), Pb ( $\leq 105,2$  ppm), Zn ( $\leq 40$  ppm), Sn ( $\leq 22$  ppm), W ( $\leq 394,9$  ppm) y Mo ( $\leq 0,8$  ppm) son, en todos los casos, mayores en el skarn cálcico que en el skarn magnesiano. Asimismo, las mayores concentraciones de U (1,7-4,8 ppm) y Th (2,3-16,6 ppm) también fueron registradas en el skarn cálcico.



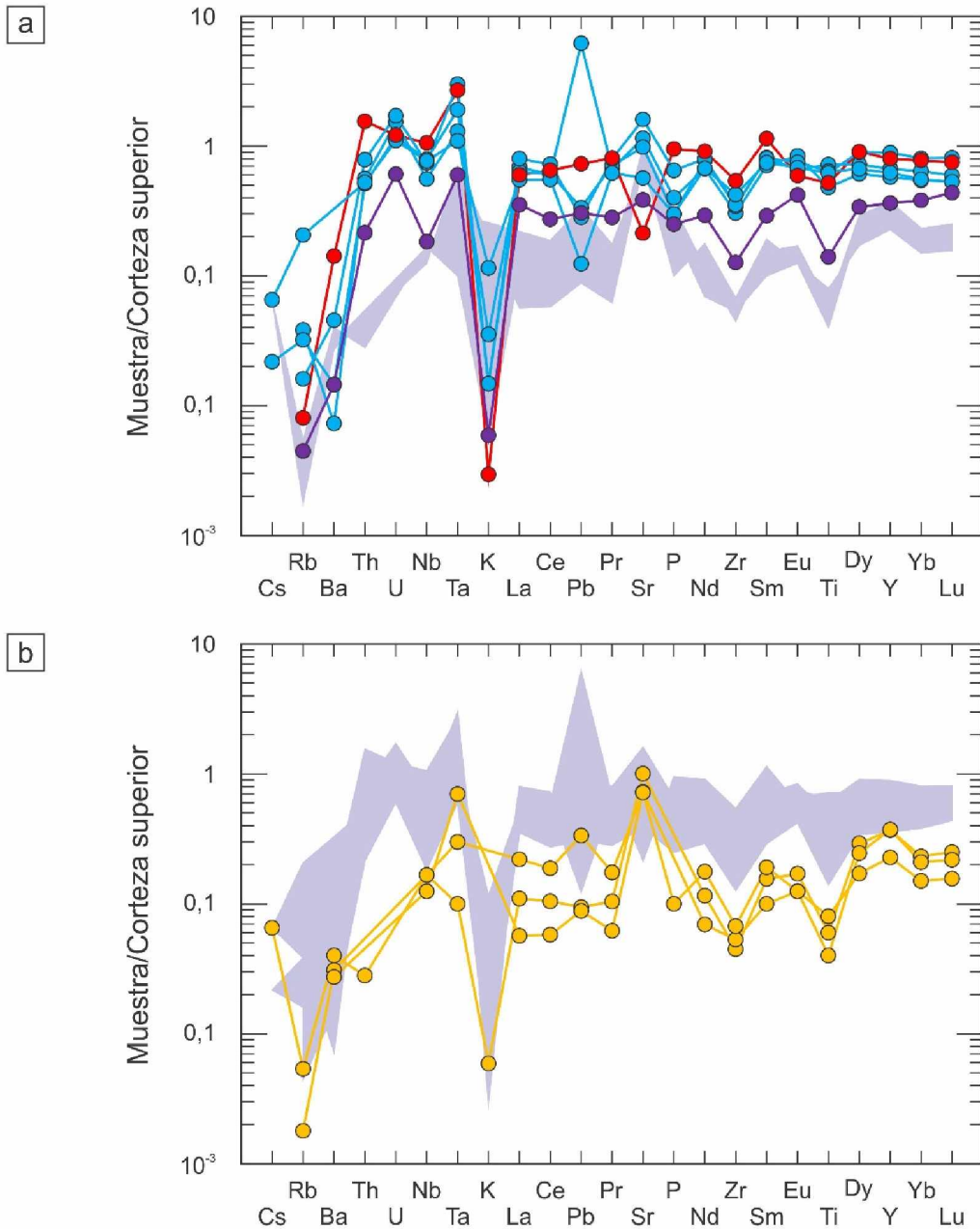
**Figura 3.20.** Composición de elementos mayoritarios del skarn Loma Marcelo: **a)** skarn cálcico (promedio de 6 muestras); **b)** skarn magnesiano (promedio de 3 muestras).



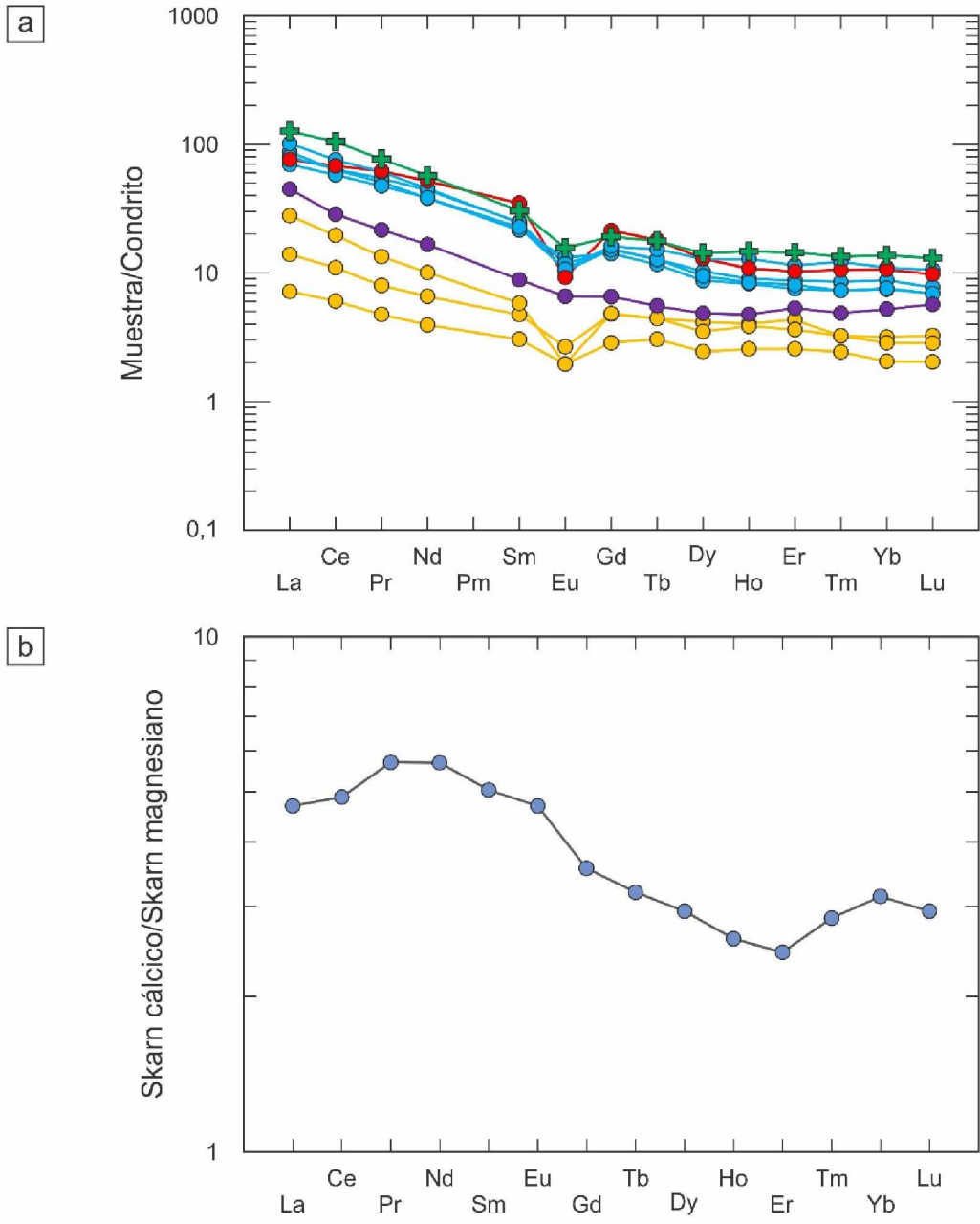
**Figura 3.21.** Diagrama SiO<sub>2</sub> vs. LOI de las muestras del skarn Loma Marcelo. Los símbolos son los mismos que los de la Figura 3.19.



**Figura 3.22.** Diagramas de elementos trazas normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough 1989) de las muestras del skarn Loma Marcelo: **a)** skarn cálcico (el campo gris corresponde al skarn magnesiano); **b)** skarn magnesiano (el campo gris corresponde al skarn cálcico). Los símbolos son los mismos que los de la Figura 3.19.



**Figura 3.23.** Diagramas de elementos trazas normalizados a corteza superior (Taylor y McLennan 1985) de las muestras del skarn Loma Marcelo: **a)** skarn cálcico (el campo gris corresponde al skarn magnesiano); **b)** skarn magnesiano (el campo gris corresponde al skarn cálcico). Los símbolos son los mismos que los de la Figura 3.19.



**Figura 3.24. a)** Diagrama de tierras raras normalizadas a condrito (McDonough y Sun 1995) de las muestras del skarn Loma Marcelo. Los símbolos son los mismos que los de la Figura 3.19 (las cruces verdes corresponden a la corteza superior; Taylor y McLennan 1985). **b)** Diagrama de tierras raras del skarn cálcico (promedio de 6 muestras) normalizado con el skarn magnesiano (promedio de 3 muestras).

### 3.7 DISCUSIÓN Y CONSIDERACIONES PARCIALES

El granito cataclástico de la Loma Marcelo presenta anomalía positiva de Eu y menor contenido de tierras raras que las milonitas graníticas del *Inlier* Sauce Chico analizadas por [Gregori et al. \(2005\)](#). Las características geoquímicas del granito cataclástico responderían a rasgos ígneos primarios resultantes de su génesis vinculada a un evento colisional de edad neoproterozoica (607-581 Ma; [Rapela et al. 2003](#), [Tohver et al. 2012](#)). La anomalía positiva de Eu del granito cataclástico podría explicarse por cristalización de plagioclasa a partir de un líquido relativamente deprimido en Eu debido a un fraccionamiento previo de plagioclasa en la fuente. La plagioclasa formada bajo estas condiciones tiene bajos contenidos de Eu y su acumulación se caracteriza por la presencia de anomalía positiva de este elemento ([Korhonen et al. 2010](#)).

Las milonitas graníticas esquistosas son unas de las rocas más intensamente deformadas del *Inlier* Sauce Chico. La mayor temperatura y menor tasa de deformación por cizalla de la zona de estudio se puede evidenciar en las ultramilonitas aflorantes a lo largo de las fallas dúctiles identificadas en los cerros Pan de Azúcar, del Corral y 21 de Septiembre. [Grecco et al. \(2000\)](#) estudiaron la movilidad de elementos mayoritarios y trazas en las milonitas del basamento de las Sierras Australes a través del método gráfico de las isoconas de [Gresens \(1967\)](#) y concluyeron que prácticamente todos los elementos mayoritarios y trazas fueron movilizados durante el proceso de milonitización. Esta extrema movilidad es asociada por [Grecco et al. \(2000\)](#) a la pérdida del agua retenida en las rocas, la cual habría sido exudada de las fajas miloníticas, presentándose como un medio propicio para el transporte de componentes. El incremento del contenido total de tierras raras en las milonitas graníticas del *Inlier* Sauce Chico sería consecuencia de la extrema movilidad de elementos asociada a la milonitización de las rocas de basamento de las Sierras Australes y a la cristalización de fases minerales accesorias como por ejemplo epidoto.

El estudio de la movilidad de elementos químicos llevado a cabo por el método gráfico de las isoconas ([Gresens 1967](#); [Grant 1986, 2005](#)) mediante la comparación del granito cataclástico y la milonita granítica esquistosa de la Loma Marcelo coincide con las conclusiones a las cuales arribaron [Grecco et al. \(2000\)](#). Además permitió concluir que como consecuencia de la deformación, la milonita granítica esquistosa experimentó una pérdida de masa del 26,82% respecto del granito cataclástico. La pérdida de volumen fue del 16,10%. Las diferencias composicionales existentes entre las milonitas graníticas y el granito cataclástico responden a procesos metamórfico-deformacionales y no a características geoquímicas primarias.

Las relaciones de campo entre las distintas unidades de basamento de las Sierras Australes son comúnmente difíciles de precisar, siendo complicado reconocer la sucesión original debido a la escasez y discontinuidad de los afloramientos y a la presencia de una extensa cobertura cenozoica. Es por estas dificultades que no se conoce la roca de caja de los granitos del *Inlier* Sauce Chico en forma directa.

von Gosen *et al.* (1990) señalaron la presencia de paragneises en el Cerro Pan de Azúcar, los cuales constituirían tabiques del basamento intruido por los granitos del área. Aunque la existencia de paragneises en la zona fue puesta en duda por algunos autores (Grecco *et al.* 1997), el ortogneis biotítico-granatífero de la Loma Marcelo, la andesita del Cerro Pan de Azúcar y los protolitos carbonáticos del skarn Loma Marcelo (véase más adelante) serían las rocas de caja de los granitos neoproterozoicos del área.

La signatura geoquímica tipo A del ortogneis biotítico-granatífero de la Loma Marcelo es una clara evidencia de que esta roca no guarda relación genética alguna con los granitos tipo S del *Inlier* Sauce Chico. Por su parte, la andesita del Cerro Pan de Azúcar presenta rasgos geoquímicos típicos de las andesitas calcoalcalinas de arco, tales como bajo contenido de tierras raras, enriquecimiento en tierras raras livianas y anomalía negativa de Eu pequeña (Cullers y Graf 1984a). El enriquecimiento en elementos incompatibles y las anomalías negativas de Nb, Ta y Ti que exhibe la andesita del Cerro Pan de Azúcar generalmente se relacionan con zonas de subducción (Briqueu *et al.* 1984). A este respecto, los diagramas de discriminación tectónica indican que la andesita del Cerro Pan de Azúcar tiene afinidad calcoalcalina y se habría originado en un arco volcánico continental. Anteriormente, Kilmurray (1968a y b) calificó la roca del afloramiento andesítico principal como una “diabasa porfírica” intruida sintectónicamente y alterada por procesos de reemplazo metasomático (albitización).

La composición geoquímica de la ignimbrita del Cerro del Corral recuerda numerosas características composicionales de los granitos cámbricos del Cerro Colorado y la Estancia Agua Blanca (533-524 Ma; Rapela *et al.* 2003, Tohver *et al.* 2012). Estos monzogranitos mayormente granudos presentan un estrecho rango de SiO<sub>2</sub> (73,26-77,80%), alto Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (11,63-14,30%) y contenidos relativamente elevados de elementos de alto potencial iónico (particularmente Y, Nb, Ta, U y Th), hasta 180,90 ppm de tierras raras totales, escaso fraccionamiento de tierras raras pesadas (La<sub>N</sub>/Lu<sub>N</sub> = 0,37 a 4,60) y marcadas anomalías negativas de europio (Eu/Eu\* = 0,01 a 0,12) (Grecco y Gregori 1993; Rapela *et al.* 2003; Gregori *et al.* 2005). Tanto los granitos del Cerro Colorado y la Estancia Agua Blanca como la ignimbrita del Cerro del Corral grafican en los campos de los granitos de intraplaca y tipo A de los diagramas de discriminación tectónica y en el campo A2 de la subdivisión de Eby (1992).

Flujos ignimbríticos de edad Neoproterozoico-Cámbrico asociados al desarrollo de estratovolcanes y/o complejos caldéricos también fueron citados en la Formación Acampamento Velho en el sur de Brasil (Sommer *et al.* 2013), en las formaciones Sierra de Ríos y Sierra de Ánimas en el sur de Uruguay (Bossi *et al.* 1993) y en el área de Postberg en el suroeste de Sudáfrica (Scheepers y Nortjé 2000). La ignimbrita de Postberg, cuya edad U-Pb SHRIMP en circones es de 515,5 ± 3,1 Ma (Scheepers y Poujol 2002), exhibe notables similitudes composicionales con la ignimbrita del Cerro del Corral, entre ellas la signatura geoquímica tipo A2 (Scheepers y Nortjé 2000). La posible edad cámbrica de la ignimbrita del Cerro del Corral y sus similitudes geoquímicas con la ignimbrita de Postberg, también de

edad cámbrica, permiten sugerir la posibilidad de que ambas ignimbritas estén genéticamente relacionadas, pudiendo pertenecer a distintos pulsos de un mismo periodo eruptivo.

En lo que al skarn Loma Marcelo concierne cabe hacerse una pregunta de importancia crucial: ¿son algunos de sus rasgos geoquímicos relictos de la naturaleza sedimentaria del protolito o las características geoquímicas primarias, sedimentarias o ígneas, fueron completamente obliteradas por el metasomatismo?

Las rocas calcosilicáticas y metacarbonáticas que componen al skarn Loma Marcelo son distintas en muchos aspectos a las carbonatitas y sus derivados metamórficos, especialmente en términos de la ausencia de minerales típicamente carbonatíticos y de sus bajos contenidos de elementos trazas. En el skarn Loma Marcelo no fueron reconocidos pirocloro, minerales alcalinos o minerales portadores de tierras raras como es usual en las carbonatitas. En contraste, presenta asociaciones minerales idénticas a las encontradas en otros skarns derivados de rocas carbonáticas de origen sedimentario.

Los elementos mayoritarios no proveen suficiente evidencia para distinguir entre rocas carbonáticas de origen sedimentario y carbonatitas, pero sí los elementos trazas, aunque cabe destacar los bajos contenidos de  $Al_2O_3$  en las carbonatitas. Es notable el hecho de que ni el Ba ni el P son indicadores fiables a pesar de que se considera que las carbonatitas pueden ser usualmente distinguidas por sus altos contenidos en estos dos elementos. Tampoco el Nb es un indicador fiable debido a que algunas carbonatitas sövíticas, que son las más comunes, tienen contenidos de Nb inferiores a 10 ppm. El contenido de Nb en las carbonatitas varía entre 2 ppm y más de 1.000 ppm (Le Bas 1999).

El Sr es el único elemento típicamente bajo en carbonatos sedimentarios y metasedimentarios ( $< 0,1\%$  SrO; Morse y Mackenzie 1990) y alto en carbonatitas y metacarbonatitas ( $> 0,5\%$  SrO; Woolley y Kempe 1989, Ahijado *et al.* 2005). El contenido promedio de SrO en el skarn Loma Marcelo es de 0,034%, apenas inferior al contenido promedio de la corteza superior de 0,040% (Taylor y McLennan 1985, 1995). Asimismo, la escapolita, plagioclasa cálcica y espinela suelen ser certeros indicadores del origen sedimentario de los protolitos (Le Bas *et al.* 2002). Estos minerales son indicativos de rocas ricas en Al, elemento poco abundante en carbonatitas (1,17%  $Al_2O_3$  en promedio; Woolley y Kempe 1989) pero común en carbonatos sedimentarios impuros.

El skarn Loma Marcelo es pobre en la mayoría de los elementos incompatibles, como ser P, Sr, Ba, Zr, Nb, Th, U y tierras raras. La presencia de anomalía negativa de Eu en el skarn es otro rasgo geoquímico llamativo. Esta es una característica común en rocas carbonáticas de origen sedimentario pero es inusual en carbonatitas (Cullers y Graf 1984b; Bühn *et al.* 2001).

El contenido de tierras raras del skarn Loma Marcelo es menor que el correspondiente a carbonatitas y metacarbonatitas (Woolley y Kempe 1989; Casillas *et al.* 2011). El skarn tiene contenidos de tierras raras muy similares al promedio de las calizas de Subbarao *et al.* (1995) y a los observados en

numerosos mármoles (Subbarao *et al.* 1995; Pradeepkumat y Krishnanath 1996; Moecher *et al.* 1997; Le Bas *et al.* 2004).

Si bien la deformación y metamorfismo favorecieron la movilidad de elementos químicos debido al calentamiento, circulación de fluidos y actividad de F, las características geoquímicas primarias de las rocas metaígneas del *Inlier* Sauce Chico lograron preservarse. Según esto, es factible suponer que haya sucedido lo mismo con el skarn Loma Marcelo. La introducción metasomática de componentes químicos al sistema carbonatado fue responsable de la generación de un skarn cálcico y otro magnesiano en función de la distinta composición de los protolitos carbonáticos.

# Capítulo 4

## QUÍMICA MINERAL

---

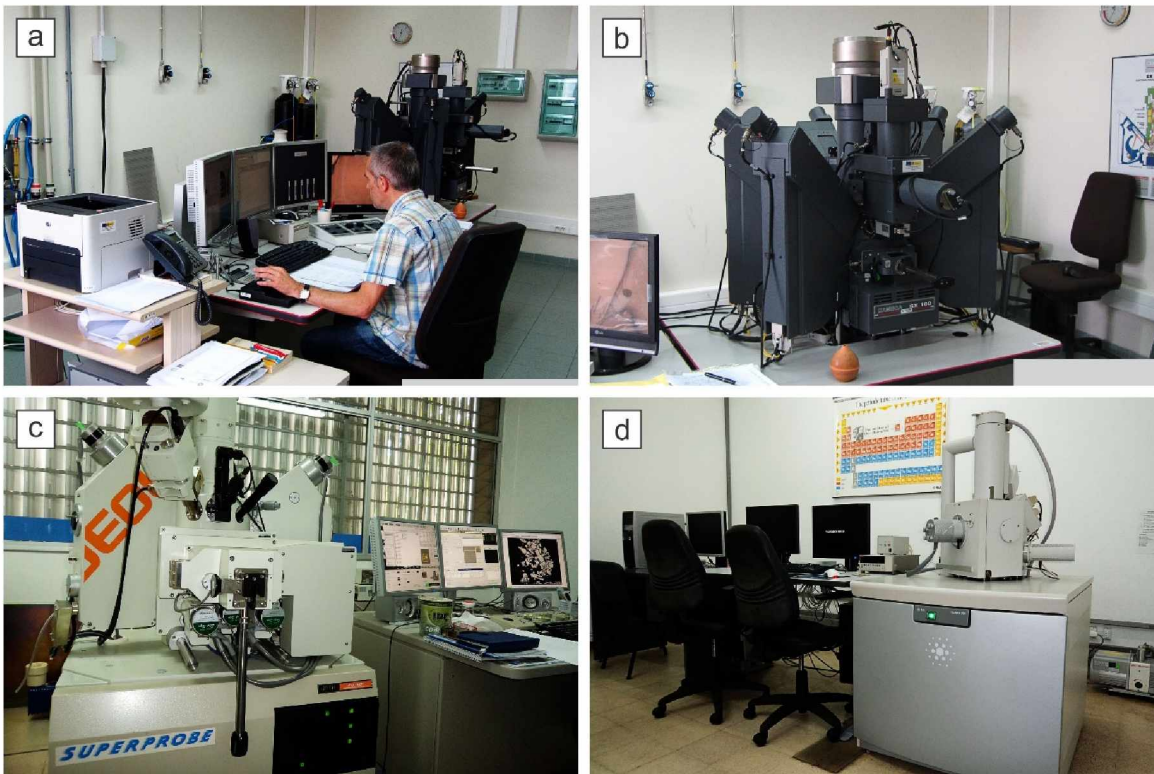
### 4.1 INTRODUCCIÓN

La identificación y clasificación de skarns está basada en su mineralogía (Meinert *et al.* 2005). Aunque muchos minerales de skarn son formadores de roca comunes, algunos son poco abundantes y muchos son importantes debido a la información petrogenética que suministran. Entre los minerales de skarn más frecuentes se encuentran granate, piroxeno, olivino, wollastonita, vesuvianita, anfíbol, plagioclasa, escapolita, epidoto, etc. Algunos minerales, como calcita y cuarzo, se encuentran en casi todos los skarns. Otros, como los del grupo de la humita, periclasa, flogopita, talco, serpentina y brucita, son típicos de skarns magnesianos y están ausentes en la mayoría de los otros tipos de skarns.

El estudio químico de las distintas especies minerales identificadas en el skarn Loma Marcelo se realizó con microscopio electrónico de barrido (SEM, *Scanning Electron Microscope*) y con microsonda electrónica (EPMA, *Electron Probe Micro-Analyzer*). El estudio químico de minerales del skarn Loma Marcelo permitió completar la secuencia paragenética establecida a partir del estudio petrográfico detallado y tipificar los procesos petrogenéticos actuantes.

### 4.2 METODOLOGÍA DE TRABAJO

Los análisis químicos por microsonda electrónica se efectuaron en el Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo (España), en los Centros Científicos y Tecnológicos (CCiT) de la Universidad de Barcelona (España) y en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis por Rayos X (LAMARX) de la Universidad Nacional de Córdoba. Fueron utilizadas microsondas CAMECA modelo Camebax SX-100 en la Universidad de Oviedo y JEOL modelo Superprobe JXA-8230 en los CCiT y el LAMARX (Fig. 4.1a, b y c). También se realizaron análisis químicos semicuantitativos



**Figura 4.1.** a) y b) Microsonda electrónica CAMECA Camebax SX-100 del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo. c) Microsonda JEOL Superprobe JXA-8230 del Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis por Rayos X (LAMARX). d) Microscopio electrónico de barrido FEI Quanta 200 del Laboratorio de Investigaciones de Metalurgia Física (LIMF).

utilizando los detectores de energía dispersiva de rayos X acoplados a las citadas microsondas y al microscopio electrónico de barrido FEI Quanta 200 del Laboratorio de Investigaciones de Metalurgia Física (LIMF) de la Universidad Nacional de La Plata (Fig. 4.1d).

Los detectores de energía dispersiva de rayos X (EDS, *Energy Dispersive Spectrometer*) de las microsondas CAMECA y JEOL y del microscopio electrónico de barrido FEI fueron utilizados para visualizar los espectros de absorción antes del análisis cuantitativo con los espectrómetros dispersivos en longitud de onda (WDS, *Wavelength Dispersive Spectrometer*) de las microsondas y para identificar fases minerales accesorias (ej. fluorita, circón, monacita, torita, etc.). Los análisis EDS se realizaron a bajo vacío en el microscopio electrónico de barrido y a alto vacío en las microsondas electrónicas, utilizando en ambos casos 20 kV de aceleración de corriente.

Los análisis por microsonda electrónica se realizaron sobre secciones delgadas grafitadas utilizando 15 kV de aceleración de corriente, entre 10 y 20 nA de intensidad de corriente y entre 1 y 2  $\mu\text{m}$  de diámetro del haz de electrones. Fueron analizados cristales de granate, piroxeno, wollastonita, vesuvianita, condrodita, titanita, circón, espinela, dozyita y carbonatos. La calibración se realizó utilizando los siguientes estándares naturales y sintéticos: forsterita, ortosa, rodonita y wollastonita para Si; hornblenda, ilmenita y  $\text{MnTiO}_3$  para Ti;  $\text{ZrO}_2$  para Zr; anortita y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  para Al; cromita para Cr;

andradita, fayalita y hematita para Fe; rodonita y  $MnTiO_3$  para Mn; Co metálico para Co; niquelina y NiO para Ni; ZnO para Zn; diópsido y MgO para Mg; andradita, calcita y wollastonita para Ca; celestina para Sr; baritina y sanbornita para Ba; albita y anortoclasa para Na; ortosa para K; apatita para P; samarskita para Nb, Y y U; anhidrita y esfalerita para S; topacio y LiF para F; sodalita y vanadinita para Cl; fosfatos de Ce, Nd y Sm para las citadas tierras raras;  $HfO_2$  para Hf y  $ThO_2$  para Th.

Las fórmulas químicas de los minerales fueron recalculadas en hojas de cálculo Excel programadas por el autor. El cálculo del número de cationes por unidad de fórmula (c.p.u.f.) a partir de resultados obtenidos por microsonda electrónica, expresados en porcentaje en peso de óxidos, se realizó para un determinado número total de oxígenos o aniones por unidad de fórmula (O, OH, F, Cl) según la siguiente expresión general:

$$E_{c.p.u.f.} = \frac{\frac{m_{\text{óxido}}}{PM_{\text{óxido}}} \cdot O_{\text{óxido}} \cdot X}{\sum_{i=1}^n \left( \frac{m_{\text{óxido}}}{PM_{\text{óxido}}} \cdot O_{\text{óxido}} \right)_i} \cdot \frac{C_{\text{óxido}}}{O_{\text{óxido}}}$$

donde “ $E_{c.p.u.f.}$ ” es el número de cationes por unidad de fórmula del elemento E, “ $m_{\text{óxido}}$ ” es el porcentaje en peso del óxido del elemento E, “ $PM_{\text{óxido}}$ ” es el peso molecular del óxido del elemento E, “ $O_{\text{óxido}}$ ” es igual al subíndice correspondiente al oxígeno en el óxido del elemento E, “ $C_{\text{óxido}}$ ” es igual al subíndice correspondiente al elemento E en su óxido y “X” es el número total de oxígenos o aniones por unidad de fórmula. Esta última variable es función de la composición y estructura del mineral cuya fórmula se desea reconstruir (Cuadro 4.1). La expresión del denominador se refiere a la sumatoria del producto de la relación “ $m_{\text{óxido}}/PM_{\text{óxido}}$ ” por “ $O_{\text{óxido}}$ ” de los “n” elementos analizados en un mineral dado.

El número de cationes aluminio en posición tetraédrica ( $Al_{IV}$ ) fue asignado mediante el siguiente algoritmo:

$$Al_{IV} = SI\{Si > Q; 0; SI[Si < Q; SI(Al < Q - Si; Al; Q - Si)]\}$$

donde “SI” es la función lógica de *Microsoft Excel*<sup>®</sup> y “Q” es el número de cationes por unidad de fórmula en posición tetraédrica (Cuadro 4.1). La función lógica “SI” devuelve un valor si la condición es verdadera y otro valor si la condición es falsa. El número de cationes aluminio en posición no tetraédrica, por ejemplo en posición octaédrica, es la siguiente:

$$Al_{VI} = SI(Al - Al_{IV} > 0; Al - Al_{IV}; 0)$$

En los casos en los que se asignó otro catión a la posición tetraédrica, por ejemplo fósforo ( $P_{IV}$ ), se utilizaron algoritmos similares a los dos anteriores.

El número de oxhidrilos de los minerales hidratados (ej. vesuvianita y condrodita) es igual a la diferencia existente entre el número de aniones no tetraédricos por unidad de fórmula (A en el Cuadro 4.1) y el número de aniones F y/o Cl por unidad de fórmula:

$$OH_{calc} = A - (F + Cl)$$

**Cuadro 4.1.** Valores de los distintos parámetros utilizados en la reconstrucción de fórmulas minerales

Mineral	X	Q	T	A
<b>Granate</b>	12	3	8	-
	14	6	16	-
<b>Piroxeno</b>	6	2	4	-
<b>Wollastonita</b>	18	6	12	-
<b>Vesuvianita</b>	78	18	50	10
<b>Condrodita</b>	10	2	7	2
<b>Titanita</b>	20	4	12	4
<b>Circón</b>	16	4	8	-
	4	-	3	-
<b>Espinela</b>	32	-	24	-
<b>Dozyita</b>	27	6	15	12
<b>Carbonatos</b>	6	-	2	-

X = número total de oxígenos o aniones por unidad de fórmula;  
 Q = número de cationes por unidad de fórmula en posición tetraédrica; T = número total de cationes por unidad de fórmula;  
 A = número de aniones no tetraédricos por unidad de fórmula.

El correspondiente porcentaje en peso de agua (% H<sub>2</sub>O) es:

$$\%H_2O_{calc} = \frac{OH_{calc} \cdot PM_{H_2O} \cdot \sum_{i=1}^n \left( \frac{m_{\acute{o}xido}}{PM_{\acute{o}xido}} \cdot O_{\acute{o}xido} \right)_i}{2 \cdot X}$$

En los minerales ferromagnesianos el Fe<sup>3+</sup> fue calculado según el criterio estequiométrico de [Droop \(1987\)](#). Los algoritmos necesarios fueron desarrollados por el autor e introducidos en hojas de cálculo Excel completamente automatizadas gracias a la incorporación de funciones lógicas. Las proporciones moleculares de los componentes finales de granate, piroxeno, wollastonita, espinela y carbonatos se calcularon a partir de las fórmulas reconstruidas según el método de [Deer et al. \(1992\)](#). Las abreviaturas de minerales utilizadas son las de [Whitney y Evans \(2010\)](#).

### 4.3 GRANATE

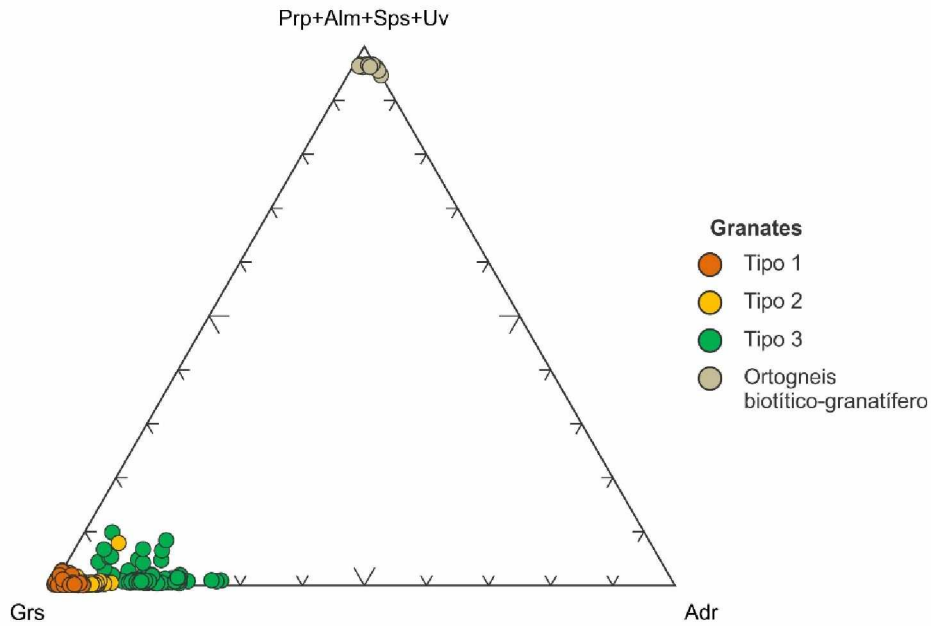
Los granates son un grupo de minerales de la subclase nesosilicatos particularmente característicos de las rocas metamórficas, entre ellas los skarns, sin embargo también se los encuentra en algunos tipos de rocas ígneas y como granos detríticos en los sedimentos y rocas sedimentarias ([Deer et al. 1982](#)). El grupo es subdividido en las siguientes seis especies que representan los componentes finales de series isomórficas: almandino, andradita, grosularia, piropo, espesartina y uvarovita. Es rara la existencia de un granate composicionalmente puro de cualquiera de estos componentes finales, sin embargo, el nombre del granate es asignado en función de la molécula dominante que se halle presente.

Además de las seis especies principales de granate, es teóricamente posible la existencia de un total de 16 especies resultantes de la combinación de los cationes divalentes Ca, Mg, Fe y Mn con los cationes trivalentes Al, Cr, Fe y Mn. Algunas de estas combinaciones han sido reportadas, mientras que otras parecen no existir en la naturaleza.

La fórmula estructural del grupo del granate puede representarse por  $A_3B_2(SiO_4)_3$ , donde A y B se refieren, respectivamente, a las posiciones catiónicas dodecaédrica (coordinación 8) y octaédrica (coordinación 6) (Klein y Hurlbut 2003). Las posiciones A están ocupadas por cationes divalentes bastante grandes, mientras que las posiciones B alojan cationes trivalentes más pequeños. Debido a las restricciones de tamaño en la ocupación de las posiciones A, es lógica una división bastante bien definida de los granates en aquellos que poseen  $Ca^{2+}$  y en aquellos con cationes divalentes fácilmente intercambiables, tales como  $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$  y  $Mn^{2+}$ . Igualmente, debido a la sustitución limitada que es posible en las posiciones B, los granates son separados en portadores de  $Al^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Mn^{3+}$  y  $Cr^{3+}$ . Estas dos tendencias están bien marcadas y dieron lugar a la subdivisión del grupo del granate en dos series: piraespita ( $A \neq Ca$  y  $B = Al$ : piropo, almandino, espesartina) y ugrandita ( $A = Ca$ : uvarovita, grosularia, andradita). Existe una variación composicional bastante completa y continua dentro de cada una de estas dos series, no así entre piraespita y ugrandita.

La distribución de elementos en los granates metamórficos ha sido ampliamente investigada (Atherton 1968). Este mineral suele conservar un registro químico de su historia de crecimiento, como es frecuente en skarns en los que a menudo el granate desarrolla zonación composicional entre los componentes finales andradita y grosularia (Nakano *et al.* 1989). Además de  $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$  y  $Mn^{2+}$  en las posiciones dodecaédricas, numerosos estudios indican la presencia de  $Ti^{4+}$  y  $Cr^{3+}$  en las posiciones octaédricas y de  $Al^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$  y  $P^{5+}$  en las posiciones tetraédricas (Koritnig 1965; Shimazaki 1977; Sato 1980; Einaudi y Burt 1982). Los granates ricos en Ti se conocen como schorlomita [ $Ca_3(Ti^{4+}, Fe^{3+})_2(Si, Fe^{3+})_3O_{12}$ ] y morimotoíta [ $Ca_3(Ti^{4+}, Fe^{3+}, Fe^{2+})_2(Si, Fe^{3+})_3O_{12}$ ] (Huggins *et al.* 1977a; Henmi *et al.* 1995); la melanita es una variedad de andradita titanífera. También se han citado granates ricos en Zr [kimzeyita,  $Ca_3(Zr, Ti)_2(Si, Al, Fe^{3+})_3O_{12}$ ] (Anthony *et al.* 2015 y referencias allí citadas) y en V [ej. goldmanita,  $Ca_3(V^{3+}, Al, Fe^{3+})_2Si_3O_{12}$ ], entre otros elementos.

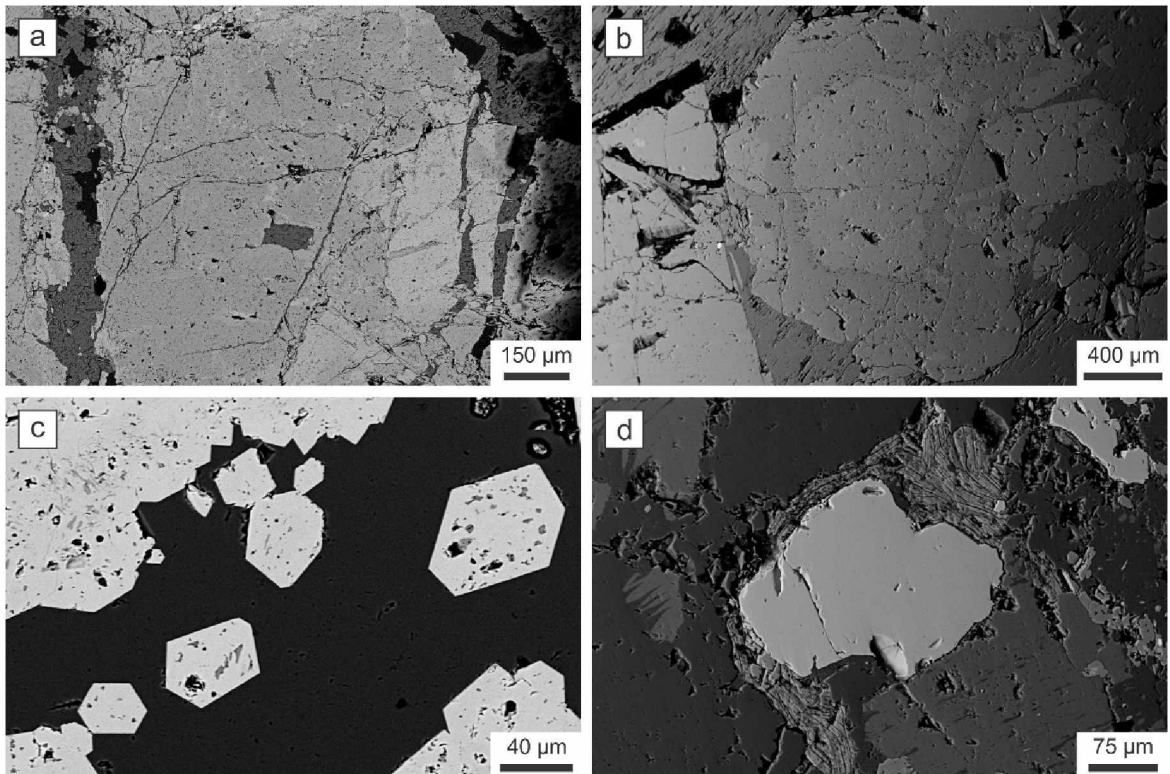
Las muestras para el análisis químico de granate con microsonda electrónica proceden de los afloramientos LM-4, LM-9, LM-10 y LM-13 del skarn Loma Marcelo y del ortogneis biotítico-granatífero. En el skarn Loma Marcelo fueron identificados tres tipos de granate (1, 2 y 3) sobre la base de diferencias de tamaño de grano, forma cristalina, textura interna y propiedades ópticas (véase apartado 2.9.1 del Capítulo 2). El granate tipo 1 consiste en cristales subhedrales a euhedrales con diámetros de hasta 500  $\mu m$ , anisotropía anómala y maclas en forma de reloj de arena. El granate tipo 2 forma masas irregulares de tamaño centimétrico con intensa fracturación y marcada anisotropía anómala dentro de las cuales fueron identificados algunos individuos subhedrales a euhedrales con zonación oscilatoria. El granate tipo 3 forma masas irregulares completamente isotrópicas y apenas fracturadas



**Figura 4.2.** Diagrama ternario de granates del skarn y el ortogneis biotítico-granatífero de la Loma Marcelo.

constituidas por el intercrecimiento de cristales rombododecaédricos de granate de aproximadamente 100  $\mu\text{m}$  de diámetro. Individuos de granate del tipo 3 también fueron identificados en el interior de oquedades irregulares rellenas por calcita y/o cuarzo. El granate del ortogneis biotítico-granatífero se encuentra entre los cristales de cuarzo y feldespato de la roca, los cristales son anhedrales a subhedrales y completamente isótropos y tienen longitudes de hasta 800  $\mu\text{m}$ .

El granate tipo 1 es grosularia andradítica (Grosularia 72,62-90,61%, Andradita 4,50-26,49%) y el granate tipo 2 es principalmente grosularítico (Grosularia 85,64-98,84%, Andradita 0,00-9,04%). El granate tipo 3 es un poco más grosularítico que el granate tipo 2, llegando a ser grosularia casi pura (Grosularia 95,17-99,82%, Andradita 0,00-4,67%). Los individuos subhedrales a euhedrales con zonación oscilatoria asociados a las masas de granate tipo 2 poseen núcleos de grosularia andradítica (composición del granate tipo 1) y bordes esencialmente grosularíticos (composición del granate tipo 2). Por su parte, el granate del ortogneis biotítico-granatífero es principalmente almandínico (Almandino 80,48-82,25%, Piropo 11,18-13,06%). En las [figuras 4.2 y 4.3](#) se muestran, respectivamente, el triángulo composicional correspondiente a granates e imágenes de electrones retrodispersados de algunos de los cristales analizados. En el [Cuadro 4.2](#) se presentan los promedios, desvíos estándar y mínimos y máximos de los análisis por microsonda electrónica de granates del skarn Loma Marcelo y el ortogneis biotítico-granatífero, junto al número de cationes por unidad de fórmula y las proporciones moleculares de los componentes finales. La totalidad de los análisis realizados ( $N = 219$ ) se presentan en el Anexo 1. El recálculo de la fórmula del granate se realizó en base a 24 oxígenos por unidad de fórmula.



**Figura 4.3.** Imágenes de electrones retrodispersados de granates del skarn Loma Marcelo y el ortogneis biotítico-granatífero. **a)** Cristal anhedral de granate tipo 1 (LM-10). **b)** Cristal de granate con composición tipo 1 en el núcleo y tipo 2 en el borde (LM-13). **c)** Cristales euhedrales rombododecaédricos de granate tipo 3 (LM-4). **d)** Granate rodeado por cristales de biotita cloritizada y feldespato en el ortogneis biotítico-granatífero de la Loma Marcelo.

En el granate tipo 1 fueron asignados contenidos de Al de hasta 0,1725 c.p.u.f. y de P de hasta 0,0116 c.p.u.f. en reemplazo de Si en las posiciones tetraédricas. Según sus contenidos medios ( $n = 78$ ), los principales cationes en las posiciones dodecaédricas y octaédricas son Ca (5,9479 c.p.u.f.), Al (3,2745 c.p.u.f.),  $\text{Fe}^{3+}$  (0,5688 c.p.u.f.),  $\text{Fe}^{2+}$  (0,0589 c.p.u.f.), Ti (0,0579 c.p.u.f.), Mn (0,0206 c.p.u.f.) y Mg (0,0205 c.p.u.f.). También fueron registrados contenidos de Zr, Cr, Ni, Sr, Ba, Na, K, P, Nb y tierras raras livianas (Ce, Nd, Sm) inferiores a 0,01 c.p.u.f.

Los contenidos de Al y P en reemplazo de Si en las posiciones tetraédricas del granate tipo 2 son de hasta 0,1307 c.p.u.f. y 0,0572 c.p.u.f., respectivamente. Los principales cationes en las posiciones dodecaédricas y octaédricas, según sus contenidos medios ( $n = 65$ ), son Ca (5,9884 c.p.u.f.), Al (3,7586 c.p.u.f.),  $\text{Fe}^{3+}$  (0,1878 c.p.u.f.), Ti (0,0191 c.p.u.f.),  $\text{Fe}^{2+}$  (0,0173 c.p.u.f.) y Mg (0,0131 c.p.u.f.). Los contenidos registrados de Cr, Mn, Ni, Na, K y P son inferiores a 0,01 c.p.u.f.

En el granate tipo 3 fueron asignados contenidos de Al de hasta 0,1489 c.p.u.f. y de P de hasta 0,0300 c.p.u.f. en reemplazo de Si en las posiciones tetraédricas. Según sus contenidos medios ( $n = 63$ ), los principales cationes en las posiciones dodecaédricas y octaédricas son Ca (5,8557 c.p.u.f.), Al (3,9240 c.p.u.f.),  $\text{Fe}^{2+}$  (0,0498 c.p.u.f.),  $\text{Fe}^{3+}$  (0,0372 c.p.u.f.) y P (0,0191 c.p.u.f.). También fueron

**Cuadro 4.2.** Análisis de granate por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo y el ortogneis biotítico-granatífero

% en peso	Skarn Loma Marcelo												Ortogneis biotítico-granatífero (n = 13)			
	Granate tipo 1 (n = 78)				Granate tipo 2 (n = 65)				Granate tipo 3 (n = 63)							
	Media	Desvío	Mínimo	Máximo	Media	Desvío	Mínimo	Máximo	Media	Desvío	Mínimo	Máximo	Media	Desvío	Mínimo	Máximo
SiO <sub>2</sub>	39,000	1,219	37,335	45,879	39,308	0,580	38,033	40,460	40,034	0,652	38,100	40,960	37,487	0,224	36,960	37,820
TiO <sub>2</sub>	0,499	0,521	0,000	1,792	0,167	0,315	0,000	1,636	0,068	0,107	0,000	0,456	0,034	0,015	0,003	0,064
ZrO <sub>2</sub>	0,004	0,013	0,000	0,063	n.a.	-	-	-	0,002	0,010	0,000	0,056	n.a.	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,425	1,710	8,903	20,632	21,310	0,620	18,964	22,527	22,235	0,660	21,440	26,323	21,307	0,182	20,960	21,710
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,009	0,015	0,000	0,055	0,007	0,014	0,000	0,075	0,012	0,019	0,000	0,076	0,007	0,008	0,000	0,024
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,008	0,024	0,000	0,113	n.a.	-	-	-	0,004	0,019	0,000	0,120	n.a.	-	-	-
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,002	0,012	0,000	0,100	n.a.	-	-	-	0,005	0,022	0,000	0,144	n.a.	-	-	-
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,004	0,017	0,000	0,111	n.a.	-	-	-	0,003	0,010	0,000	0,052	n.a.	-	-	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	4,933	1,634	1,294	9,425	1,647	0,683	0,000	2,863	0,328	0,502	0,000	1,656	0,977	0,464	0,330	1,882
FeO*	0,457	0,972	0,000	4,543	0,137	0,305	0,000	1,176	0,397	0,367	0,000	1,060	36,336	0,386	35,727	36,849
MnO	0,159	0,159	0,000	0,779	0,060	0,044	0,000	0,217	0,077	0,056	0,000	0,343	1,268	0,037	1,190	1,320
NiO	0,010	0,015	0,000	0,064	0,011	0,018	0,000	0,073	0,011	0,017	0,000	0,056	0,006	0,010	0,000	0,034
MgO	0,089	0,046	0,000	0,221	0,058	0,257	0,000	2,074	0,017	0,015	0,000	0,058	3,108	0,134	2,760	3,280
CaO	36,188	1,173	33,480	42,683	36,950	0,578	34,056	37,700	36,341	0,895	32,414	37,740	1,255	0,051	1,184	1,359
SrO	0,000	0,002	0,000	0,016	n.a.	-	-	-	0,000	0,001	0,000	0,004	n.a.	-	-	-
BaO	0,009	0,042	0,000	0,313	n.a.	-	-	-	0,004	0,020	0,000	0,134	n.a.	-	-	-
Na <sub>2</sub> O	0,016	0,018	0,000	0,075	0,016	0,016	0,000	0,077	0,013	0,018	0,000	0,098	0,012	0,011	0,000	0,032
K <sub>2</sub> O	0,007	0,013	0,000	0,073	0,017	0,116	0,000	0,940	0,004	0,007	0,000	0,037	0,003	0,003	0,000	0,010
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,050	0,072	0,000	0,303	0,184	0,175	0,000	0,447	0,160	0,108	0,000	0,365	0,010	0,015	0,000	0,040
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,002	0,008	0,000	0,047	n.a.	-	-	-	0,003	0,014	0,000	0,082	n.a.	-	-	-
SO <sub>3</sub>	0,006	0,014	0,000	0,069	0,005	0,011	0,000	0,056	0,003	0,011	0,000	0,051	0,009	0,014	0,000	0,034
F	0,229	0,296	0,000	1,140	0,230	0,245	0,000	1,122	0,122	0,127	0,000	0,535	0,009	0,030	0,000	0,110
Cl	0,007	0,012	0,000	0,060	0,011	0,011	0,000	0,045	0,006	0,008	0,000	0,034	0,014	0,016	0,000	0,049
<b>Total</b>	<b>100,114</b>	<b>1,225</b>	<b>98,174</b>	<b>102,728</b>	<b>100,118</b>	<b>0,704</b>	<b>98,358</b>	<b>102,253</b>	<b>99,848</b>	<b>0,808</b>	<b>98,474</b>	<b>101,978</b>	<b>101,841</b>	<b>0,512</b>	<b>100,270</b>	<b>102,166</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado.

**Cuadro 4.2 (continuación).** Análisis de granate por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo y el ortogneis biotítico-granatífero

c.p.u.f.**	Skarn Loma Marcelo												Ortogneis biotítico-granatífero (n = 13)			
	Granate tipo 1 (n = 78)				Granate tipo 2 (n = 65)				Granate tipo 3 (n = 63)				Media	Desvío	Mínimo	Máximo
	Media	Desvío	Mínimo	Máximo	Media	Desvío	Mínimo	Máximo	Media	Desvío	Mínimo	Máximo				
<b>Posiciones tetraédricas</b>																
Si	5,9815	0,1704	5,8241	7,0162	5,9453	0,0560	5,8252	6,0555	6,0199	0,0632	5,8474	6,1165	5,9471	0,0175	5,9140	5,9828
P	0,0023	0,0030	0,0000	0,0116	0,0181	0,0210	0,0000	0,0572	0,0013	0,0052	0,0000	0,0300	0,0013	0,0020	0,0000	0,0053
Al	0,0554	0,0502	0,0000	0,1725	0,0397	0,0393	0,0000	0,1307	0,0167	0,0407	0,0000	0,1489	0,0516	0,0187	0,0119	0,0860
<b>Suma</b>	<b>6,0392</b>	<b>0,1475</b>	<b>6,0000</b>	<b>7,0162</b>	<b>6,0031</b>	<b>0,0106</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0555</b>	<b>6,0379</b>	<b>0,0283</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,1165</b>	<b>6,0000</b>	<b>0,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>
<b>Posiciones dodecaédricas y octaédricas</b>																
Ti	0,0579	0,0608	0,0000	0,2059	0,0191	0,0364	0,0000	0,1889	0,0077	0,0122	0,0000	0,0522	0,0040	0,0018	0,0004	0,0076
Zr	0,0003	0,0009	0,0000	0,0046	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0002	0,0007	0,0000	0,0041	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Al	3,2745	0,2841	1,6047	3,6183	3,7586	0,1099	3,3371	3,9750	3,9240	0,1047	3,7718	4,4966	3,9323	0,0366	3,8773	3,9987
Cr	0,0012	0,0018	0,0000	0,0067	0,0009	0,0017	0,0000	0,0089	0,0014	0,0023	0,0000	0,0089	0,0008	0,0010	0,0000	0,0030
Ln <sup>3+</sup>	0,0008	0,0020	0,0000	0,0090	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0007	0,0022	0,0000	0,0129	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Fe <sup>3+</sup>	0,5688	0,1869	0,1502	1,0799	0,1878	0,0784	0,0000	0,3315	0,0372	0,0567	0,0000	0,1861	0,1167	0,0554	0,0392	0,2244
Fe <sup>2+</sup>	0,0589	0,1255	0,0000	0,5856	0,0173	0,0385	0,0000	0,1481	0,0498	0,0462	0,0000	0,1327	4,8208	0,0483	4,7343	4,8779
Mn	0,0206	0,0206	0,0000	0,0996	0,0077	0,0056	0,0000	0,0277	0,0098	0,0071	0,0000	0,0430	0,1703	0,0046	0,1615	0,1773
Ni	0,0012	0,0019	0,0000	0,0079	0,0013	0,0022	0,0000	0,0090	0,0013	0,0021	0,0000	0,0068	0,0007	0,0013	0,0000	0,0044
Mg	0,0205	0,0107	0,0000	0,0508	0,0131	0,0589	0,0000	0,4751	0,0039	0,0034	0,0000	0,0131	0,7349	0,0295	0,6630	0,7738
Ca	5,9479	0,2068	5,5272	6,9938	5,9884	0,1006	5,6079	6,1452	5,8557	0,1494	5,1490	6,1105	0,2134	0,0093	0,2005	0,2307
Sr	0,0000	0,0002	0,0000	0,0014	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0004	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Ba	0,0005	0,0025	0,0000	0,0186	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0003	0,0012	0,0000	0,0080	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Na+K	0,0062	0,0069	0,0000	0,0369	0,0078	0,0233	0,0000	0,1889	0,0047	0,0056	0,0000	0,0287	0,0043	0,0035	0,0000	0,0107
P	0,0043	0,0100	0,0000	0,0397	0,0055	0,0147	0,0000	0,0551	0,0191	0,0145	0,0000	0,0464	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Nb	0,0001	0,0006	0,0000	0,0032	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0002	0,0009	0,0000	0,0056	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
<b>Suma</b>	<b>9,9637</b>	<b>0,1531</b>	<b>8,9838</b>	<b>10,0621</b>	<b>10,0076</b>	<b>0,0449</b>	<b>9,8664</b>	<b>10,1606</b>	<b>9,9158</b>	<b>0,0786</b>	<b>9,7857</b>	<b>10,0780</b>	<b>9,9983</b>	<b>0,0060</b>	<b>9,9798</b>	<b>10,0041</b>
<b>Total</b>	<b>16,0029</b>	<b>0,0336</b>	<b>15,8761</b>	<b>16,0621</b>	<b>16,0107</b>	<b>0,0400</b>	<b>15,9072</b>	<b>16,1606</b>	<b>15,9537</b>	<b>0,0580</b>	<b>15,7857</b>	<b>16,0780</b>	<b>15,9983</b>	<b>0,0060</b>	<b>15,9798</b>	<b>16,0041</b>
<b>Proporciones moleculares de los componentes finales</b>																
Almandino	0,95	2,02	0,00	9,32	0,29	0,64	0,00	2,48	0,85	0,78	0,00	2,25	81,17	0,56	80,48	82,25
Andradita	14,62	4,21	4,50	26,49	4,76	2,01	0,00	9,04	0,94	1,43	0,00	4,67	2,87	1,35	0,97	5,46
Grosularia	83,71	3,62	72,62	90,61	94,59	2,01	85,64	98,84	97,95	1,16	95,17	99,82	0,70	1,32	0,00	2,69
Piropo	0,34	0,17	0,00	0,82	0,22	0,97	0,00	7,81	0,07	0,06	0,00	0,22	12,37	0,52	11,18	13,06
Espesartina	0,35	0,35	0,00	1,73	0,13	0,09	0,00	0,47	0,17	0,13	0,00	0,81	2,87	0,08	2,71	2,99
Uvarovita	0,03	0,05	0,00	0,18	0,02	0,04	0,00	0,23	0,04	0,06	0,00	0,22	0,02	0,02	0,00	0,07
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	-	-	-	<b>100,00</b>	-	-	-	<b>100,00</b>	-	-	-	<b>100,00</b>	-	-	-

\*\* Cationes por unidad de fórmula calculados sobre la base de 24 oxígenos por unidad de fórmula.

registrados contenidos de Ti, Zr, Cr, Mn, Ni, Mg, Sr, Ba, Na, K, Nb y tierras raras livianas (Ce, Nd, Sm) inferiores a 0,01 c.p.u.f.

En el ortogneis biotítico-granatífero, los reemplazos de Si por Al y P en las posiciones tetraédricas son de hasta 0,0860 c.p.u.f. y 0,0053 c.p.u.f., respectivamente. Los principales cationes en las posiciones dodecaédricas y octaédricas, según sus contenidos medios ( $n = 13$ ), son  $\text{Fe}^{2+}$  (4,8208 c.p.u.f.), Al (3,9323 c.p.u.f.), Mg (0,7349 c.p.u.f.), Ca (0,2134 c.p.u.f.), Mn (0,1703 c.p.u.f.) y  $\text{Fe}^{3+}$  (0,1167 c.p.u.f.). Los contenidos registrados de Ti, Cr, Ni, Na y K son inferiores a 0,005 c.p.u.f.

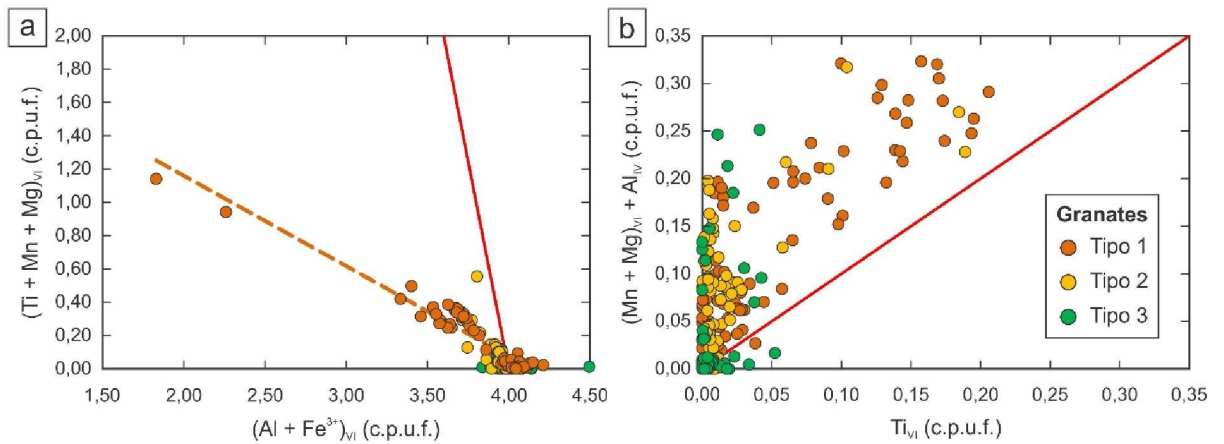
Los valores estimados de  $\text{Fe}^{3+}$  según el criterio estequiométrico de [Droop \(1987\)](#) son congruentes, ya que las sumas totales de cationes se encuentran entre 15,79 y 16,16 c.p.u.f. ( $15,99 \pm 0,05$  c.p.u.f.). Si bien no se sabe si el Ti y el  $\text{Fe}^{3+}$  sustituyen en posición tetraédrica o en posición octaédrica, [Huggins et al. \(1977b\)](#) establecieron que la preferencia relativa por la posición tetraédrica es  $\text{Al} > \text{Fe}^{3+} > \text{Ti}$ . Dado que hay cantidad suficiente de Al para ocupar las posiciones tetraédricas, puede asumirse que el Ti y el  $\text{Fe}^{3+}$  ocupan las posiciones octaédricas. Se asume también que las posiciones dodecaédricas están ocupadas por cationes divalentes con gran radio iónico como Ca, Sr, Ba, Mn, Na y K. Sin embargo, los elementos Sr, Ba, Na y K pueden ser no tenidos en cuenta por ser muy poco abundantes.

En los casos en los que hay suficiente cantidad de cationes para ocupar las posiciones dodecaédricas, es posible acomodar parte o la totalidad del Mn en las posiciones octaédricas. Esta situación ocurre en el 46,2% de los análisis de granate tipo 1, en el 58,5% de los análisis de granate tipo 2 y en el 25,4% de los análisis de granate tipo 3. En los cristales euhedrales de LM-13, los núcleos de grosularia andradítica presentan mayores contenidos de Mn que los bordes más grosularíticos. La ocupación de las posiciones dodecaédricas con Ca y Mn, además de con  $\text{Fe}^{2+}$ , Sr, Ba, Na y K, permite excluir la posibilidad de la presencia de Mg en estas posiciones, ya que el radio iónico del Mg es menor que el del Mn ([Shannon y Prewitt 1969](#)). Si bien el Mg del granate del ortogneis biotítico-granatífero es asignado a las posiciones dodecaédricas como el componente piropo, el Mg y el Ti del granate del skam Loma Marcelo pueden ser acomodados en las posiciones octaédricas mediante la sustitución acoplada  $\text{Mg}^{2+} + \text{Ti}^{4+} = \text{R}^{3+}$  ([Nakano et al. 1989](#)).

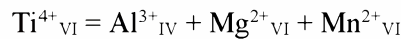
Si las posiciones dodecaédricas y octaédricas de los granates del skam Loma Marcelo son ocupadas por los cationes antes mencionados, entonces deben cumplirse las siguientes dos relaciones. La primera concierne a los cationes en posición dodecaédrica. Como el Cr y el Ni pueden ser despreciados por ser muy poco abundantes, la relación es expresada por:

$$\text{Fe} + \text{Al}_{\text{VI}} + \text{Ti} + \text{Mn}_{\text{VI}} = 4,00$$

Esta relación es ilustrada en la [Figura 4.4a](#). La segunda relación concierne al balance de cargas. Si se asume que el Mn de las posiciones octaédricas se encuentra como  $\text{Mn}^{2+}$  y no como  $\text{Mn}^{3+}$ , entonces la relación es expresada por:



**Figura 4.4.** a) Relación entre el Ca y el Mn octacoordinados en granates del skarn Loma Marcelo; la línea roja representa la sustitución 1:1 entre el Mn y el Ca en las posiciones dodecaédricas. b) Relación entre “Fe<sup>3+</sup> y Al” y “Ti + Mg + Mn” en las posiciones octaédricas; la línea roja representa la sustitución 1:1 entre “Fe<sup>3+</sup> y Al” y “Ti + Mg + Mn”.



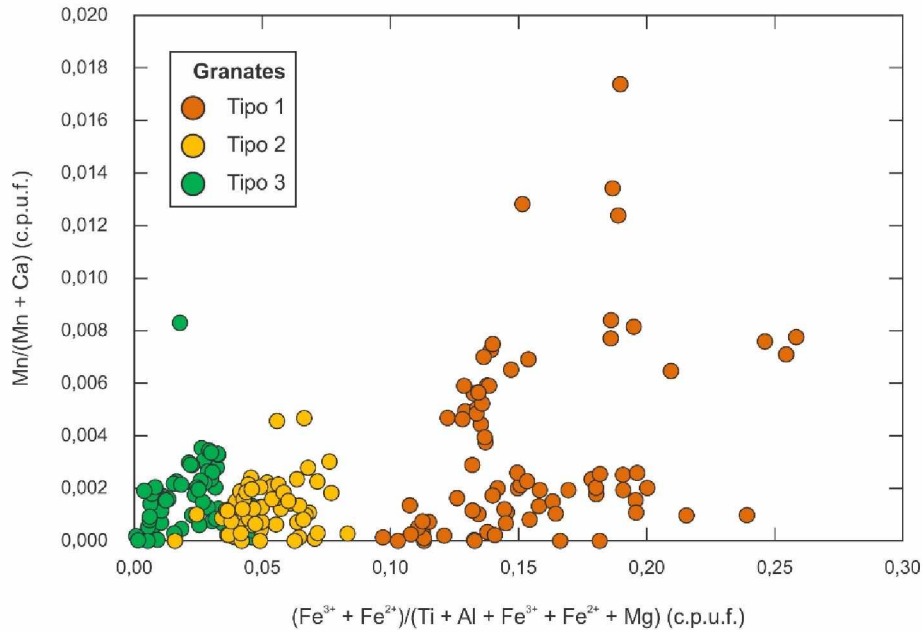
Esta relación es ilustrada en la **Figura 4.4b**. En esta figura la composición de los granates tipo 1, 2 y 3 grafica principalmente en la región de déficit en Ti, lo cual es consistente con que muchas de las sumas totales de cationes se encuentren por debajo de 16,00 c.p.u.f. (51,4%). El grado de reemplazo por Al en las posiciones tetraédricas, de Mg + Ti en las posiciones octaédricas y de Mn en las posiciones dodecaédricas de los granates del skarn Loma Marcelo se muestran en el **Cuadro 4.3**.

Los granates con elevados contenidos del componente piropro son comunes en rocas formadas a elevadas temperaturas y presiones, tales como los xenolitos mantélicos, las kimberlitas y las rocas metamórficas de alta presión. El contenido de piropro en estas últimas rocas comúnmente varía entre 40% y 70% (**Deer et al. 1992**); otros componentes usualmente presentes son el almandino y la grosularia.

<b>Cuadro 4.3.</b> Grado de reemplazo (%) de distintos elementos en diferentes posiciones en granates del skarn Loma Marcelo			
<b>Tipo de granate</b>	<b>Al<sub>IV</sub></b>	<b>(Mg+Ti)<sub>VI</sub></b>	<b>Mn<sub>VIII</sub></b>
<b>1</b>	≤ 2,88	≤ 5,80	≤ 1,66
<b>2</b>	≤ 2,18	≤ 13,94	≤ 0,45
<b>3</b>	≤ 2,48	≤ 1,48	≤ 0,72

Los subíndices en números romanos hacen referencia a la posición estructural del elemento en cuestión:

IV = posición tetraédrica; VI = posición octaédrica; VIII = posición dodecaédrica.



**Figura 4.5.** Discriminación composicional de los granates del skarn Loma Marcelo.

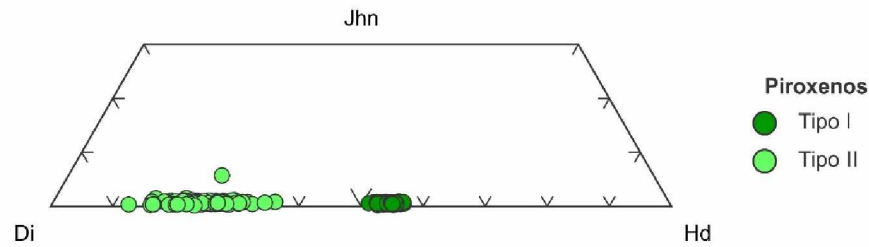
Son comunes los granates piropo con contenidos de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  de entre 3% y 8%. El contenido despreciable de Cr ( $\leq 0,076\%$   $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ) en los granates del skarn Loma Marcelo podría haber favorecido la incorporación del Mg en las posiciones octaédricas, de modo similar a lo indicado por Nakano *et al.* (1989) en granates del skarn de la Mina Chichibu (Japón).

Si bien la composición de un mismo tipo de granate presenta variaciones moderadas de un afloramiento a otro, los distintos tipos de granate identificados en el skarn Loma Marcelo tienen composiciones bien definidas, tal y como puede apreciarse en la Figura 4.5.

#### 4.4 PIROXENO

Los piroxenos son comunes en muchos tipos de rocas ígneas y metamórficas y constituyen el grupo más importante de silicatos ferromagnesianos (Deer *et al.* 1997). Este grupo de inosilicatos de cadena simple incluye especies con simetría ortorrómbica (ortopiroxenos) y especies con simetría monoclinica (clinopiroxenos). Los piroxenos pueden ser divididos en tres grandes subgrupos según su composición: piroxenos ferromagnésicos (enstatita, ferrosilita, pigeonita), piroxenos cálcicos (diópsido, hedenbergita, johannsenita, augita, fassaita) y piroxenos sódicos (jadeíta, egirina, ureyita). Existen otros dos subgrupos menores, el de los piroxenos calcosódicos (ej. onfacita) y el de los piroxenos de litio (ej. espodumeno).

La fórmula estructural del grupo del piroxeno puede representarse por  $\text{XYZ}_2\text{O}_6$ , donde X representa  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{Li}^+$  en la posición cristalográfica M2, Y representa  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,



**Figura 4.6.** Diagrama ternario de piroxenos del skarn Loma Marcelo.

$Mg^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Al^{3+}$ ,  $Cr^{3+}$  y  $Ti^{4+}$  en la posición M1 y Z representa  $Si^{4+}$  y  $Al^{3+}$  ( $P^{5+}$ ) en las posiciones tetraédricas de la cadena (Klein y Hurlbut 2003). Los cationes X en general son mayores que los cationes Y debido a las limitaciones de espacio de las posiciones M2 y M1. Los piroxenos ferromagnésicos y cálcicos pueden ser representados como parte del sistema químico  $CaSiO_3$ - $MgSiO_3$ - $FeSiO_3$  (wollastonita-enstatita-ferrosilita). La parte del trapecio de este sistema incluye miembros de la serie diópsido-hedenbergita ( $CaMgSi_2O_6$ - $CaFeSi_2O_6$ ) y de la serie enstatita-ferrosilita. Al igual que en el caso del grupo del granate, el nombre del piroxeno es asignado en función de la molécula dominante que se halle presente.

Las muestras para el análisis químico de piroxeno con microsonda electrónica proceden de los afloramientos de skarn LM-4 y LM-9. Fueron identificados dos tipos de piroxeno (I y II) sobre la base de diferencias de tamaño de grano, forma cristalina, propiedades ópticas y grado de alteración (véase apartado 2.9.1 del Capítulo 2). Ambos tipos de piroxeno se distinguen claramente en muestra de mano por el color verde oscuro del tipo I y el color verde claro del tipo II. Adicionalmente, los individuos del piroxeno tipo I son anhedrales y subredondeados, tienen longitudes máximas de aproximadamente 4 mm y presentan mayor grado de alteración y fracturación que los individuos del piroxeno tipo II. Estos últimos son subhedrales a euhedrales y alcanzan longitudes de hasta 6-7 mm.

El piroxeno tipo I es hedenbergita-diópsido (Diópsido 42,81-48,45%, Hedenbergita 50,98-56,66%, Johannsenita 0,20-0,85%) y el piroxeno tipo II, si bien es diópsido hedenbergítico, es más diopsidico (Diópsido 63,42-87,27%, Hedenbergita 12,39-35,79%, Johannsenita 0,13-5,71%). En las figuras 4.6 y 4.7 se muestran, respectivamente, el triángulo composicional correspondiente a clinopiroxenos cálcicos e imágenes de electrones retrodispersados de algunos de los cristales analizados. En el Cuadro 4.4 se presentan los promedios, desvíos estándar y mínimos y máximos de los análisis por microsonda electrónica de piroxenos del skarn Loma Marcelo junto al número de cationes por unidad de fórmula y las proporciones moleculares de los componentes finales. La totalidad de los análisis realizados ( $N = 225$ ) se presentan en el Anexo 2. El recálculo de la fórmula del piroxeno se realizó en base a 6 oxígenos por unidad de fórmula.

En el piroxeno tipo I fueron asignados contenidos de Al de hasta 0,0786 c.p.u.f. y de P de hasta 0,0108 c.p.u.f. en reemplazo de Si en las posiciones tetraédricas. Según sus contenidos medios ( $n = 92$ ),

**Cuadro 4.4.** Análisis de piroxeno por microsonda electrónica en muestras del skam Loma Marcelo

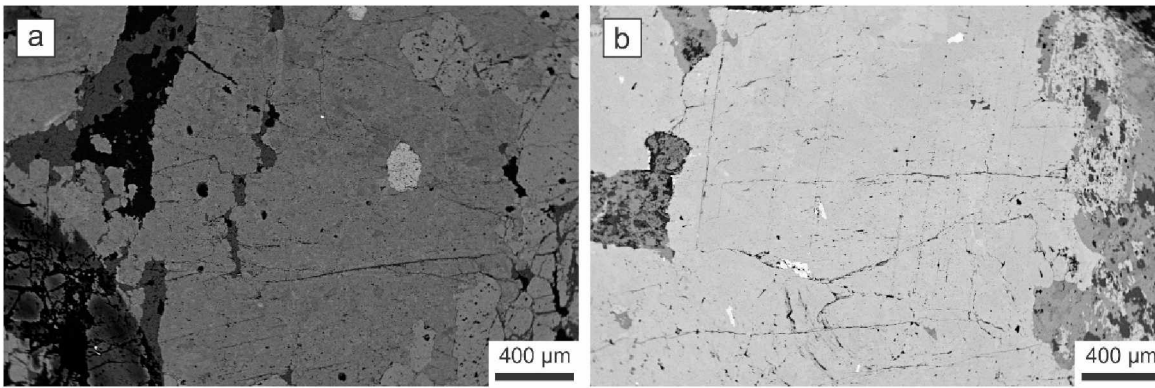
% en peso	Piroxeno tipo I (n = 92)				Piroxeno tipo II (n = 133)			
	Media	Desvío	Mínimo	Máximo	Media	Desvío	Mínimo	Máximo
<b>SiO<sub>2</sub></b>	51,0195	0,6814	49,1100	52,4307	53,5267	0,9033	50,3275	54,9389
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,1373	0,0706	0,0000	0,3189	0,0300	0,0420	0,0000	0,2610
<b>ZrO<sub>2</sub></b>	0,0016	0,0156	0,0000	0,1500	0,0008	0,0053	0,0000	0,0430
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1,3911	0,5117	0,1032	2,3720	0,5177	0,8112	0,0298	6,6692
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,0262	0,0230	0,0000	0,0904	0,0166	0,0198	0,0000	0,0851
<b>Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,0044	0,0219	0,0000	0,1600	0,0079	0,0288	0,0000	0,2000
<b>Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,0012	0,0099	0,0000	0,0940	0,0068	0,0184	0,0000	0,0800
<b>Sm<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,0014	0,0122	0,0000	0,1170	0,0055	0,0199	0,0000	0,1220
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>*</b>	0,1294	0,4902	0,0000	2,6332	0,5920	0,9566	0,0000	3,9835
<b>FeO*</b>	15,8896	0,4304	14,2366	16,7484	7,4656	1,1869	3,6526	11,2027
<b>MnO</b>	0,1541	0,0356	0,0584	0,2435	0,2312	0,1519	0,0390	1,7516
<b>NiO</b>	0,0150	0,0193	0,0000	0,0709	0,0205	0,0242	0,0000	0,1186
<b>MgO</b>	7,3603	0,2187	6,9095	7,9559	13,1983	0,7082	11,1380	14,7300
<b>CaO</b>	22,9319	0,3621	22,2173	23,7861	24,2597	0,5703	22,0951	25,4800
<b>SrO</b>	0,0002	0,0021	0,0000	0,0200	0,0024	0,0082	0,0000	0,0470
<b>BaO</b>	0,0024	0,0205	0,0000	0,1960	0,0099	0,0328	0,0000	0,2200
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,1485	0,0320	0,0655	0,2320	0,0712	0,0328	0,0090	0,2152
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,0098	0,0089	0,0000	0,0407	0,0055	0,0087	0,0000	0,0360
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,1533	0,0867	0,0000	0,3265	0,1152	0,0809	0,0000	0,2426
<b>Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,0011	0,0093	0,0000	0,0890	0,0005	0,0026	0,0000	0,0240
<b>SO<sub>3</sub></b>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0020	0,0087	0,0000	0,0574
<b>F</b>	0,0350	0,0454	0,0000	0,1672	0,0388	0,0472	0,0000	0,2653
<b>Cl</b>	0,0064	0,0072	0,0000	0,0255	0,0113	0,0131	0,0000	0,0695
<b>Total</b>	<b>99,4199</b>	<b>0,5408</b>	<b>97,9516</b>	<b>100,8087</b>	<b>100,1360</b>	<b>0,6480</b>	<b>98,1971</b>	<b>101,6692</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado.

**Cuadro 4.4 (continuación). Análisis de piroxeno por microsonda electrónica en muestras del skam Loma Marcelo**

c.p.u.f.**	Piroxeno tipo I (n = 92)				Piroxeno tipo II (n = 133)			
	Media	Desvío	Mínimo	Máximo	Media	Desvío	Mínimo	Máximo
<b>Posiciones tetraédricas</b>								
Si	1,9834	0,0209	1,9214	2,0241	1,9928	0,0261	1,8648	2,0298
P	0,0036	0,0032	0,0000	0,0108	0,0007	0,0016	0,0000	0,0076
Al	0,0149	0,0186	0,0000	0,0786	0,0077	0,0173	0,0000	0,1320
<b>Suma</b>	<b>2,0019</b>	<b>0,0049</b>	<b>2,0000</b>	<b>2,0241</b>	<b>2,0012</b>	<b>0,0150</b>	<b>1,9534</b>	<b>2,0298</b>
<b>Posiciones octaédricas</b>								
Ti	0,0040	0,0021	0,0000	0,0093	0,0008	0,0012	0,0000	0,0074
Zr	0,0000	0,0003	0,0000	0,0028	0,0000	0,0001	0,0000	0,0008
Al	0,0488	0,0189	0,0047	0,0791	0,0150	0,0228	0,0000	0,1712
Cr	0,0008	0,0007	0,0000	0,0028	0,0005	0,0006	0,0000	0,0025
Ln <sup>3+</sup>	0,0001	0,0005	0,0000	0,0036	0,0003	0,0007	0,0000	0,0037
Fe <sup>3+</sup>	0,0038	0,0144	0,0000	0,0772	0,0167	0,0269	0,0000	0,1114
Fe <sup>2+</sup>	0,5166	0,0147	0,4641	0,5498	0,2326	0,0378	0,1136	0,3550
Mn	0,0051	0,0012	0,0019	0,0082	0,0073	0,0048	0,0012	0,0560
Ni	0,0005	0,0006	0,0000	0,0022	0,0006	0,0007	0,0000	0,0035
Mg	0,4265	0,0113	0,4063	0,4570	0,7323	0,0352	0,6292	0,8040
Ca	0,9553	0,0176	0,9216	0,9990	0,9678	0,0245	0,8846	1,0162
Sr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0005	0,0001	0,0002	0,0000	0,0010
Ba	0,0000	0,0003	0,0000	0,0030	0,0001	0,0005	0,0000	0,0033
Na+K	0,0117	0,0024	0,0057	0,0174	0,0054	0,0024	0,0008	0,0154
P	0,0015	0,0027	0,0000	0,0103	0,0029	0,0028	0,0000	0,0076
Nb	0,0000	0,0002	0,0000	0,0016	0,0000	0,0000	0,0000	0,0004
<b>Suma</b>	<b>1,9748</b>	<b>0,0134</b>	<b>1,9363</b>	<b>2,0000</b>	<b>1,9824</b>	<b>0,0259</b>	<b>1,9310</b>	<b>2,0458</b>
<b>Total</b>	<b>3,9766</b>	<b>0,0112</b>	<b>3,9482</b>	<b>4,0000</b>	<b>3,9836</b>	<b>0,0122</b>	<b>3,9566</b>	<b>4,0016</b>
<b>Proporciones moleculares de los componentes finales</b>								
Diópsido	44,99	1,14	42,81	48,45	75,35	3,81	63,42	87,27
Hedenbergita	54,48	1,13	50,98	56,66	23,90	3,76	12,39	35,79
Johannsenita	0,54	0,13	0,20	0,85	0,75	0,49	0,13	5,71
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	-	-	-	<b>100,00</b>	-	-	-

\*\* Cationes por unidad de fórmula calculados sobre la base de 6 oxígenos por unidad de fórmula.



**Figura 4.7.** Imágenes de electrones retrodispersados de cristales de clinopiroxeno del skarn Loma Marcelo: **a)** clinopiroxeno tipo I (LM-9); **b)** clinopiroxeno tipo II (LM-4).

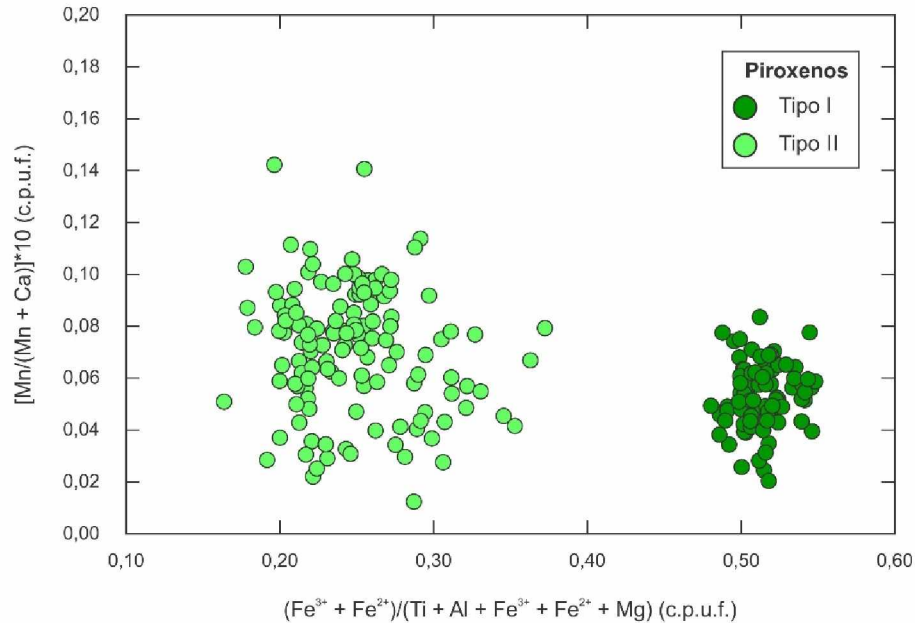
los principales cationes en las posiciones M2 y M1 son Ca (0,9553 c.p.u.f.),  $\text{Fe}^{2+}$  (0,5166 c.p.u.f.), Mg (0,4265 c.p.u.f.), Al (0,0488 c.p.u.f.) y Na + K (0,0117 c.p.u.f.). También fueron registrados contenidos de Ti, Zr, Cr,  $\text{Fe}^{3+}$ , Mn, Ni, Sr, Ba, P, Nb y tierras raras livianas (Ce, Nd, Sm) inferiores a 0,01 c.p.u.f.

Los contenidos de Al y P en reemplazo de Si en las posiciones tetraédricas del piroxeno tipo II son de hasta 0,1320 c.p.u.f. y 0,0076 c.p.u.f., respectivamente. Los principales cationes en las posiciones M2 y M1, según sus contenidos medios ( $n = 133$ ), son Ca (0,9678 c.p.u.f.), Mg (0,7323 c.p.u.f.),  $\text{Fe}^{2+}$  (0,2326 c.p.u.f.),  $\text{Fe}^{3+}$  (0,0167 c.p.u.f.) y Al (0,0150 c.p.u.f.). Los contenidos registrados de Ti, Zr, Cr, Mn, Ni, Sr, Ba, Na, K, P, Nb y tierras raras livianas (Ce, Nd, Sm) son inferiores a 0,01 c.p.u.f.

Las sumas totales de cationes comprendidas entre 3,95 y 4,00 c.p.u.f. ( $3,98 \pm 0,01$  c.p.u.f.) son congruentes con la estimación del contenido de  $\text{Fe}^{3+}$  según el criterio estequiométrico de [Droop \(1987\)](#). El piroxeno tipo I presenta una menor variación composicional que el piroxeno tipo II de un afloramiento a otro, no obstante, ambos tipos de piroxeno tienen composiciones bien definidas ([Fig. 4.8](#)). El piroxeno tipo I (LM-9b) presenta mayores contenidos de Fe que el piroxeno tipo II (LM-4, LM-9a y LM-9d). Con relación al contenido de Mn, ambos tipos de piroxeno tienen contenidos similares, sin embargo, dentro del piroxeno tipo II puede observarse que los análisis de individuos de LM-9a y LM-9d presentan contenidos de Mn que llegan a ser algo mayores que los análisis de individuos de LM-4.

## 4.5 WOLLASTONITA

Al igual que los piroxenos, la wollastonita tiene una relación Si:O = 1:3 pero no se relaciona con la estructura de éstos. Las estructuras de los piroxenos y la de los piroxenoides como la wollastonita contienen cationes coordinados octaédricamente entre cadenas de  $\text{SiO}_3$ , pero en los piroxenoides la geometría de las cadenas no es del tipo simple que se extiende indefinidamente ([Klein y Hurlbut 2003](#)). La repetición más pequeña de la cadena en la wollastonita consta de tres tetraedros retorcidos sobre sí



**Figura 4.8.** Discriminación composicional de los piroxenos del skarn Loma Marcelo.

mismos. Debido a la menor simetría de la cadena (en comparación con la cadena de los piroxenos), la estructura de la wollastonita es triclinica.

Las muestras para el análisis químico de wollastonita con microsonda electrónica proceden de los afloramientos de skarn LM-9 y LM-10. En ambos afloramientos la wollastonita presenta similar tamaño de grano, hábito y propiedades ópticas (véase apartado 2.9.1 del Capítulo 2).

La mayor parte de los análisis de wollastonitas de distintas partes del mundo son muy próximos al miembro extremo puro de la composición (CaO 48,3% y SiO<sub>2</sub> 51,7%), aunque cantidades considerables de Fe<sup>2+</sup> y Mn<sup>2+</sup> y menores de Mg<sup>2+</sup> pueden reemplazar al Ca<sup>2+</sup>. En el skarn Loma Marcelo, 34 análisis de wollastonita presentan contenidos de SiO<sub>2</sub> de 50,45-51,86% (51,33% ± 0,31%) y de CaO de 46,67-48,64% (48,21% ± 0,43%) y contenidos de FeO<sub>T</sub>, MnO y MgO de hasta 0,79%, 0,13% y 0,06%, respectivamente (Wollastonita 98,60-99,77%, Enstatita 0,00-0,16%, Ferrosilita 0,21-1,29%); esta wollastonita es denominada “de bajo Fe” (Fig. 4.9). Otros 33 análisis de wollastonita, designada como “de alto Fe”, presentan contenidos de SiO<sub>2</sub> de 50,82-52,79% (51,75% ± 0,49%) y de CaO de 45,55-48,28% (47,07% ± 0,59%) y contenidos de hasta 1,72% de FeO<sub>T</sub>, 0,50% de MnO y 0,18% de MgO (Wollastonita 96,62-99,77%, Enstatita 0,00-0,53%, Ferrosilita 0,22-2,85%). En las figuras 4.10 y 4.11 se muestran, respectivamente, el triángulo del sistema químico CaSiO<sub>3</sub>-MgSiO<sub>3</sub>-FeSiO<sub>3</sub> (wollastonita-enstatita-ferrosilita) e imágenes de electrones retrodispersados de algunos de los cristales analizados. En el Cuadro 4.5 se presentan los promedios, desvíos estándar y mínimos y máximos de los análisis por microsonda electrónica de wollastonita del skarn Loma Marcelo junto al número de cationes por unidad de fórmula y las proporciones moleculares de los componentes finales. La totalidad de los

**Cuadro 4.5.** Análisis de wollastonita por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

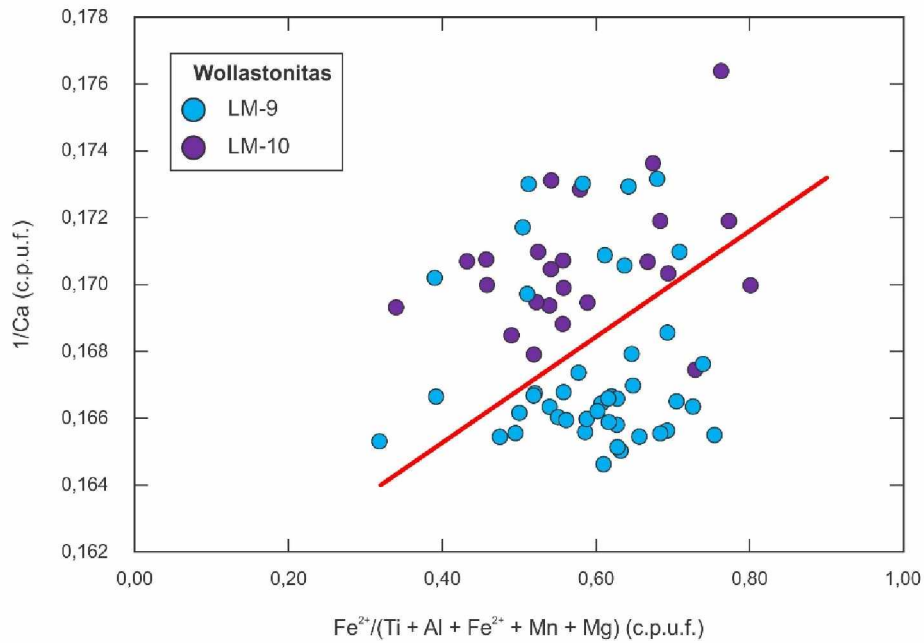
% en peso	Wollastonita de bajo Fe (n = 34)				Wollastonita de alto Fe (n = 33)			
	Media	Desvío	Mínimo	Máximo	Media	Desvío	Mínimo	Máximo
<b>SiO<sub>2</sub></b>	51,3346	0,3074	50,4470	51,8600	51,7546	0,4899	50,8200	52,7920
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,0046	0,0070	0,0000	0,0212	0,0491	0,0599	0,0000	0,2190
<b>ZrO<sub>2</sub></b>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0066	0,0201	0,0000	0,0960
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,0150	0,0132	0,0000	0,0616	0,0316	0,0313	0,0000	0,1208
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,0026	0,0051	0,0000	0,0230	0,0089	0,0127	0,0000	0,0430
<b>Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	n.a.	-	-	-	0,0095	0,0262	0,0000	0,1160
<b>Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	n.a.	-	-	-	0,0074	0,0319	0,0000	0,1790
<b>Sm<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	n.a.	-	-	-	0,0100	0,0293	0,0000	0,1310
<b>FeO<sub>T</sub></b>	0,2110	0,1311	0,1287	0,7890	0,5366	0,3097	0,1382	1,7230
<b>MnO</b>	0,0462	0,0242	0,0014	0,1300	0,1952	0,0912	0,0198	0,5020
<b>NiO</b>	0,0082	0,0142	0,0000	0,0680	0,0198	0,0210	0,0000	0,0620
<b>MgO</b>	0,0272	0,0148	0,0000	0,0559	0,0500	0,0367	0,0000	0,1790
<b>CaO</b>	48,2117	0,4255	46,6700	48,6400	47,0733	0,5888	45,5500	48,2800
<b>SrO</b>	n.a.	-	-	-	0,0008	0,0035	0,0000	0,0190
<b>BaO</b>	n.a.	-	-	-	0,0249	0,0755	0,0000	0,3650
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,0126	0,0156	0,0000	0,0546	0,0302	0,0219	0,0000	0,0800
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,0048	0,0067	0,0000	0,0300	0,0203	0,0177	0,0000	0,0530
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,0290	0,0252	0,0000	0,0869	0,0277	0,0210	0,0000	0,0820
<b>Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	n.a.	-	-	-	0,0082	0,0235	0,0000	0,0980
<b>SO<sub>3</sub></b>	0,0231	0,0457	0,0000	0,2539	0,0033	0,0189	0,0000	0,1088
<b>F</b>	0,0398	0,0652	0,0000	0,2576	0,0691	0,0720	0,0000	0,2510
<b>Cl</b>	0,0091	0,0178	0,0000	0,0951	0,0112	0,0106	0,0000	0,0410
<b>Total</b>	<b>99,9794</b>	<b>0,5294</b>	<b>98,0484</b>	<b>100,7057</b>	<b>99,9484</b>	<b>0,7089</b>	<b>98,2720</b>	<b>101,6420</b>

n.a. = no analizado.

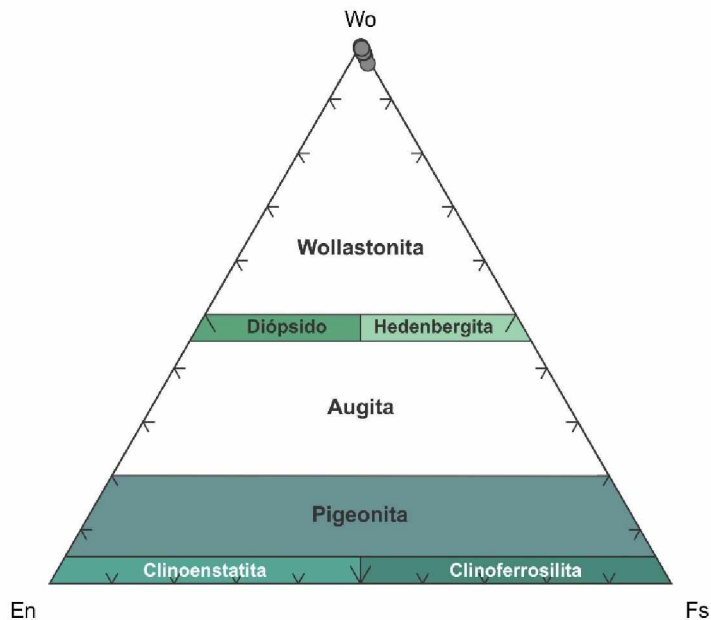
**Cuadro 4.5 (continuación). Análisis de wollastonita por microsonda electrónica en muestras del skam Loma Marcelo**

c.p.u.f.**	Wollastonita de bajo Fe (n = 34)				Wollastonita de alto Fe (n = 33)			
	Media	Desvío	Mínimo	Máximo	Media	Desvío	Mínimo	Máximo
<b>Posiciones tetraédricas</b>								
Si	5,9729	0,0145	5,9472	6,0127	6,0128	0,0270	5,9427	6,0773
P	0,0027	0,0025	0,0000	0,0085	0,0009	0,0018	0,0000	0,0056
Al	0,0020	0,0019	0,0000	0,0085	0,0016	0,0041	0,0000	0,0166
<b>Suma</b>	<b>5,9776</b>	<b>0,0142</b>	<b>5,9504</b>	<b>6,0127</b>	<b>6,0153</b>	<b>0,0235</b>	<b>5,9649</b>	<b>6,0773</b>
<b>Posiciones octaédricas</b>								
Ti	0,0004	0,0006	0,0000	0,0019	0,0043	0,0052	0,0000	0,0192
Zr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0004	0,0011	0,0000	0,0054
Al	0,0001	0,0003	0,0000	0,0016	0,0027	0,0031	0,0000	0,0127
Cr	0,0002	0,0005	0,0000	0,0021	0,0008	0,0012	0,0000	0,0039
Ln <sup>3+</sup>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0011	0,0024	0,0000	0,0095
Fe <sup>2+</sup>	0,0205	0,0128	0,0125	0,0767	0,0521	0,0301	0,0135	0,1674
Mn	0,0046	0,0024	0,0001	0,0130	0,0192	0,0090	0,0020	0,0498
Ni	0,0008	0,0013	0,0000	0,0064	0,0019	0,0020	0,0000	0,0058
Mg	0,0047	0,0026	0,0000	0,0097	0,0087	0,0064	0,0000	0,0310
Ca	6,0104	0,0381	5,8831	6,0744	5,8599	0,0725	5,6694	6,0491
Sr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0001	0,0002	0,0000	0,0013
Ba	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0011	0,0034	0,0000	0,0163
Na+K	0,0036	0,0040	0,0000	0,0130	0,0098	0,0064	0,0000	0,0235
P	0,0002	0,0006	0,0000	0,0026	0,0018	0,0021	0,0000	0,0081
Nb	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0004	0,0012	0,0000	0,0051
<b>Suma</b>	<b>6,0454</b>	<b>0,0289</b>	<b>5,9750</b>	<b>6,0998</b>	<b>5,9643</b>	<b>0,0491</b>	<b>5,8413</b>	<b>6,0764</b>
<b>Total</b>	<b>12,0230</b>	<b>0,0148</b>	<b>11,9876</b>	<b>12,0502</b>	<b>11,9796</b>	<b>0,0261</b>	<b>11,9186</b>	<b>12,0413</b>
<b>Proporciones moleculares de los componentes finales</b>								
Enstatita	0,08	0,04	0,00	0,16	0,15	0,11	0,00	0,53
Ferrosilita	0,34	0,21	0,21	1,29	0,88	0,51	0,22	2,85
Wollastonita	99,58	0,22	98,60	99,77	98,97	0,60	96,62	99,77
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	-	-	-	<b>100,00</b>	-	-	-

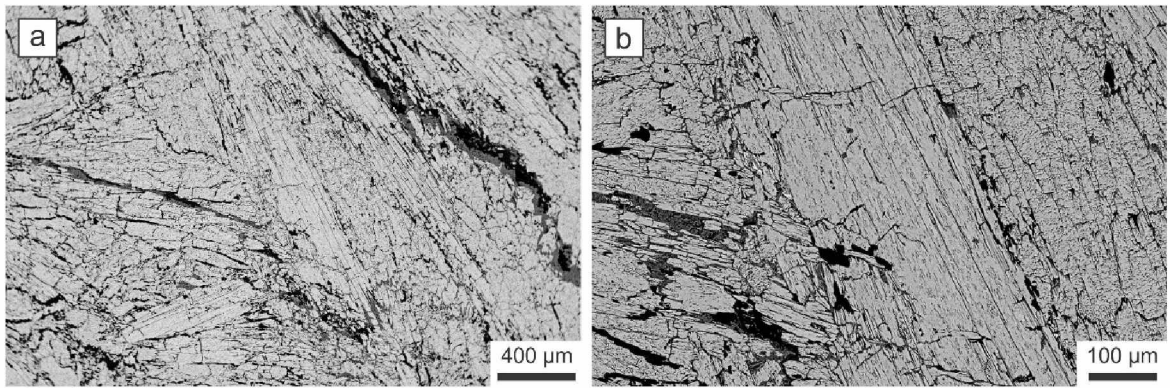
\*\* Cationes por unidad de fórmula calculados sobre la base de 18 oxígenos por unidad de fórmula.



**Figura 4.9.** Diferencias composicional entre las wollastonitas de bajo y alto Fe del skarn Loma Marcelo. La línea roja marca la división de los campos correspondientes a las wollastonitas de bajo Fe (abajo) y las wollastonitas de alto Fe (arriba).



**Figura 4.10.** Sistema químico enstatita-wollastonita-ferrosilita (Morimoto 1988) en el que se muestra la composición de la wollastonita del skarn Loma Marcelo.



**Figura 4.11.** Imágenes de electrones retrodispersados de cristales de wollastonita del skarn Loma Marcelo (LM-10). En la figura “b” se muestra un detalle de la figura “a”.

análisis realizados ( $N = 67$ ) se presentan en el Anexo 3. El recálculo de la fórmula de la wollastonita se realizó en base a 18 oxígenos por unidad de fórmula.

En la wollastonita del skarn Loma Marcelo fueron asignados contenidos de Al de hasta 0,0166 c.p.u.f. y de P de hasta 0,0085 c.p.u.f. en reemplazo de Si en las posiciones tetraédricas. Según sus contenidos medios ( $N = 67$ ), los principales cationes en las posiciones octaédricas son Ca (5,9362 c.p.u.f.),  $\text{Fe}^{2+}$  (0,0361 c.p.u.f.), Mn (0,0118 c.p.u.f.), Mg (0,0067 c.p.u.f.) y Na + K (0,0066 c.p.u.f.). También fueron registrados contenidos de Ti, Zr, Al, Cr, Ni, Sr, Ba, P, Nb y tierras raras livianas (Ce, Nd, Sm) inferiores a 0,005 c.p.u.f. A pesar del contenido algo mayor de  $\text{FeO}_T$  en la wollastonita de alto Fe (0,54%  $\pm$  0,31%) con relación a la wollastonita de bajo Fe (0,21%  $\pm$  0,13%), la composición de la wollastonita del skarn Loma Marcelo es bastante homogénea (Fig. 4.9).

#### 4.6 VESUBIANITA

La vesubianita o idocrasa es una especie mineral perteneciente a un grupo transicional integrado por neso-sorosilicatos (Klein y Hurlbut 2003). Su estructura es similar a la de la grosularia, de hecho, algunas partes de la estructura son iguales en ambos minerales (Warren y Modell 1931; Coda *et al.* 1970). En la vesubianita, 8 de los 18 átomos de Si de la fórmula unitaria forman grupos  $\text{Si}_2\text{O}_7$  y los otros 10 forman grupos  $\text{SiO}_4$  independientes. Estas ambigüedades estructurales no resueltas durante mucho tiempo y la gran variedad de sustituciones que son posibles dificultaron la determinación de una fórmula adecuada para la vesubianita. Numerosos autores propusieron diferentes esquemas de normalización a partir de resultados analíticos de vesubianitas procedentes de diversas localidades (Warren y Modell 1931; Machatschki 1932; Barth 1963; Ito y Arem 1970; Coda *et al.* 1970; Rucklidge *et al.* 1975; Deer *et al.* 1982; Hoisch 1985).

La fórmula estructural de la vesubianita puede representarse por  $X_{19} Y_{13} T_{0.5} OZ_{10} DZ_8 O_{68} W_{10-11}$ , donde “O” y “D” hacen referencia a los grupos ortosilicato ( $\text{SiO}_4$ ) y disilicato ( $\text{Si}_2\text{O}_7$ ),

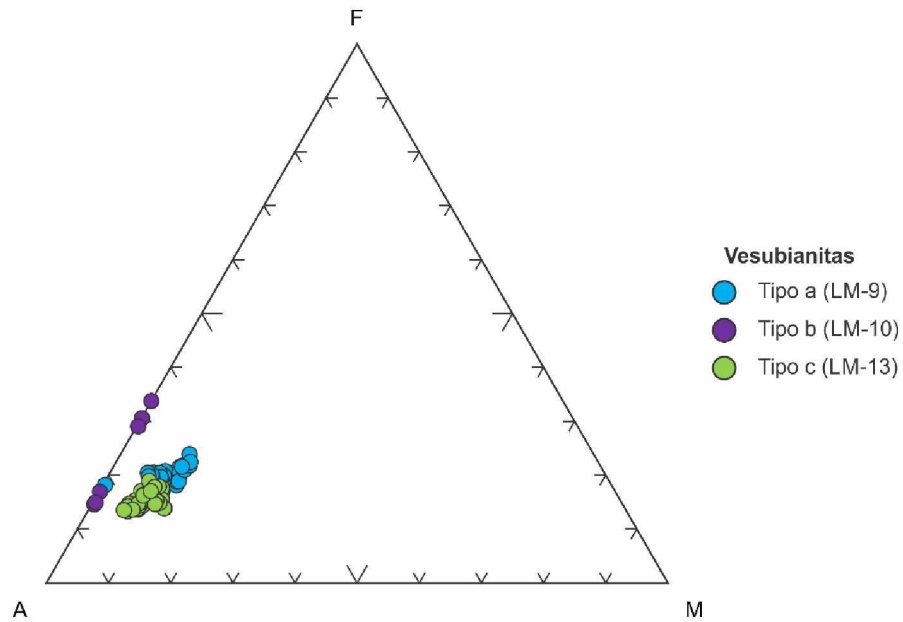
**Cuadro 4.6.** Elementos comunes (**negrita**) y otros menos frecuentes (*cursiva*) en las posiciones atómicas de la vesuvianita (modificado de Gnos y Armbruster 2006)

<b>X<sub>19</sub></b>	<b>Y<sub>13</sub></b>	<b>T<sub>5</sub></b>	<b><sup>o</sup>Z<sub>10</sub></b>	<b><sup>D</sup>Z<sub>8</sub></b>	<b>O<sub>68</sub></b>	<b>W<sub>10</sub></b>
<b>Ca</b>	<b>Al</b>	□	<b>Si</b>	<b>Si</b>	<b>O</b>	<b>OH</b>
<b>Na</b>	<b>Mg</b>	<b>B</b>	<b>H<sub>4</sub></b>	<i>Al?</i>		<b>F</b>
<i>K</i>	<b>Fe<sup>2+</sup></b>	<i>Al</i>	<i>Al?</i>	<i>P?</i>		<b>O</b>
<i>Ba</i>	<b>Fe<sup>3+</sup></b>	<i>Fe<sup>3+</sup></i>	<i>P?</i>			<i>Cl</i>
<i>Sr</i>	<b>Mn<sup>2+</sup></b>	<i>Mn<sup>3+</sup>?</i>				
<i>REE</i>	<b>Mn<sup>3+</sup></b>	<i>Mg?</i>				
<i>U</i>	<b>Ti</b>					
<i>Th</i>	<b>Cu<sup>2+</sup></b>					
<i>Pb</i>	<i>Zn</i>					
<i>Bi</i>	<i>Cr</i>					
<i>Sb</i>						
□						
[7-9]	[5-6]	[3-4]	[4]	[4]		

Los números entre corchetes indican la coordinación. Nótese que las posiciones T están comúnmente vacantes y que solo el Si de los grupos ortosilicato puede ser reemplazado por H<sub>4</sub>O<sub>4</sub>.

respectivamente. Las posiciones X están principalmente ocupadas por Ca<sup>2+</sup> y Na<sup>+</sup>, las posiciones Y por Al<sup>3+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Mn<sup>2+</sup>, Mn<sup>3+</sup> y Ti<sup>4+</sup>, las posiciones Z por Si (Al) y las posiciones W por OH, F y/u O (Groat *et al.* 1992; Gnos y Armbruster 2006). Las vesuvianitas con las posiciones T vacías (T<sub>0</sub>) tienen W = 10 (W<sub>10</sub>), mientras que aquellas con boro coordinado triangularmente ocupando las posiciones T (T<sub>5</sub>) tienen W = 11 (W<sub>11</sub>) debido a la sustitución B<sub>T</sub> + 2 O<sub>W</sub> ↔ □<sub>T</sub> + (OH)<sub>W</sub> (Groat *et al.* 1996). Algunas vesuvianitas se encuentran enriquecidas en U y Th (Himmelberg y Miller 1980), tierras raras (Crook y Oswald 1979; Fitzgerald *et al.* 1987), F (Britvin *et al.* 2003) y Bi y Mn (Armbruster y Gnos 2000a; Armbruster *et al.* 2002; Groat y Evans 2012); también han sido citadas muy pequeñas cantidades de Li y Be (Groat *et al.* 1992). En el Cuadro 4.6 se muestra una compilación de los elementos que pueden ocupar las distintas posiciones en la vesuvianita.

La presencia de B en la vesuvianita es de gran importancia geoquímica y petrológica. Afortunadamente existen formas confiables y simples de determinar su presencia (Groat *et al.* 1992): 1) todas las vesuvianitas con B son ópticamente positivas, mientras que las vesuvianitas normales (sin B) son ópticamente negativas; 2) las vesuvianitas con B tienen dimensiones *a* más largas y *c* más cortas que las de las vesuvianitas normales; 3) las vesuvianitas con B tienen contenidos menores de Al (+ Fe<sup>3+</sup>?) y mayores de Mg (+ Fe<sup>2+</sup>?) respecto de las vesuvianitas normales; 4) las vesuvianitas con B tienen mucho menos OH (2,0-5,0 a.p.u.f.) que las vesuvianitas normales.



**Figura 4.12.** Diagrama AFM en el que se muestra la composición de las vesubianitas del skarn Loma Marcelo. A = Al, F = Fe + Mn + Ti y M = Mg (c.p.u.f. en las posiciones Y).

La vesubianita está asociada a rocas carbonáticas afectadas por metamorfismo regional o de contacto, encontrándose con frecuencia junto a grandita, salita y wollastonita, entre otros calcosilicatos. También ha sido encontrada en rocas máficas, ultramáficas y serpentinitas (Deer *et al.* 1992). En Argentina la vesubianita es citada en asociación a skarns, principalmente en el ámbito de las Sierras Pampeanas (Franchini *et al.* 1998) y también en la Puna jujeña (Brodtkorb *et al.* 1978). En la provincia de Buenos Aires Kilmurray (1968a) señaló la presencia de vesubianita en el skarn Loma Marcelo y Lajoinie *et al.* (2012) publicaron un estudio sobre la vesubianita del skarn San Miguel.

Las muestras para el análisis químico de vesubianita con microsonda electrónica proceden de los afloramientos de skarn LM-9, LM-10 y LM-13. Fueron identificados cuatro tipos de vesubianita (a, b, c y d) sobre la base de diferencias de color, tamaño de grano, forma cristalina y/o textura interna (véase apartado 2.9.1 del Capítulo 2). La vesubianita tipo a es de color castaño rojizo, los tipos b y c son de color verde castaño y la vesubianita tipo d es de color azul. Las variedades castaño y verde exhiben hábito prismático radiado y la variedad azul, muy escasa, posee carácter intersticial. La figura de interferencia puede ser uniáxica o biáxica pero el signo óptico es siempre negativo, indicando que las vesubianitas del skarn Loma Marcelo son vesubianitas normales sin B.

En las figuras 4.12 y 4.13 se muestran, respectivamente, la composición de las vesubianitas del skarn Loma Marcelo graficadas en un diagrama AFM e imágenes de electrones retrodispersados de algunos de los cristales analizados. En el Cuadro 4.7 se presentan los promedios, desvíos estándar y mínimos y máximos de los análisis por microsonda electrónica de vesubianitas del skarn Loma Marcelo junto al número de cationes por unidad de fórmula. La totalidad de los análisis realizados (N = 111) se

**Cuadro 4.7.** Análisis de vesubianita por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

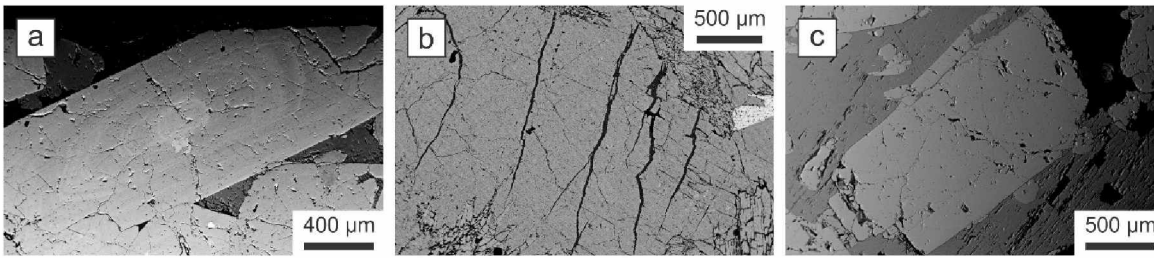
% en peso	Vesubianita tipo a (n = 54)				Vesubianita tipo b (n = 12)				Vesubianita tipo c (n = 45)			
	Media	Desvío	Mínimo	Máximo	Media	Desvío	Mínimo	Máximo	Media	Desvío	Mínimo	Máximo
SiO <sub>2</sub>	36,7231	0,5267	35,4470	38,7700	36,6323	1,0076	35,4530	38,0610	36,7242	0,3122	36,2900	38,3400
TiO <sub>2</sub>	1,9749	0,9661	0,2390	3,8200	0,3500	0,2907	0,0140	0,9460	0,4368	0,4076	0,0000	1,2438
ZrO <sub>2</sub>	0,0048	0,0180	0,0000	0,1180	n.a.	-	-	-	n.a.	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,3796	1,1719	14,4100	18,8400	17,9233	1,7596	15,1080	20,3960	16,9813	0,5156	16,2300	18,4800
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0071	0,0094	0,0000	0,0340	0,0038	0,0090	0,0000	0,0270	0,0025	0,0045	0,0000	0,0181
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0064	0,0227	0,0000	0,1180	n.a.	-	-	-	n.a.	-	-	-
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0075	0,0258	0,0000	0,1640	n.a.	-	-	-	n.a.	-	-	-
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0073	0,0237	0,0000	0,1250	n.a.	-	-	-	n.a.	-	-	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	4,4785	0,3054	3,9008	5,9346	6,4515	2,5694	4,5087	11,4669	4,9731	0,2667	4,5454	5,8901
FeO*	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
MnO	0,0517	0,0322	0,0074	0,1510	0,2269	0,1430	0,0520	0,4630	0,0821	0,0224	0,0289	0,1320
NiO	0,0129	0,0141	0,0000	0,0560	0,0148	0,0201	0,0000	0,0500	0,0096	0,0110	0,0000	0,0460
MgO	1,5721	0,3598	0,0683	2,1500	0,7464	0,7385	0,0030	1,6530	1,4601	0,2577	1,0073	2,1500
CaO	35,6607	0,1489	35,3440	36,0200	35,3427	0,2494	34,7690	35,7150	35,9351	0,1876	35,3600	36,2600
SrO	0,0058	0,0171	0,0000	0,0940	n.a.	-	-	-	n.a.	-	-	-
BaO	0,0211	0,0575	0,0000	0,2900	n.a.	-	-	-	n.a.	-	-	-
Na <sub>2</sub> O	0,0497	0,0324	0,0000	0,1192	0,0169	0,0206	0,0000	0,0620	0,0523	0,0270	0,0000	0,1028
K <sub>2</sub> O	0,0030	0,0053	0,0000	0,0250	0,0072	0,0093	0,0000	0,0230	0,0015	0,0026	0,0000	0,0095
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0196	0,0211	0,0000	0,0831	0,0251	0,0214	0,0000	0,0670	0,0208	0,0237	0,0000	0,0731
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0069	0,0204	0,0000	0,1050	n.a.	-	-	-	n.a.	-	-	-
H <sub>2</sub> O**	2,1066	0,1595	1,8401	2,8180	2,3135	0,4853	1,6931	2,8324	1,9389	0,0843	1,7730	2,0999
SO <sub>3</sub>	0,0299	0,0333	0,0000	0,1328	n.a.	-	-	-	0,0446	0,0350	0,0000	0,1384
F	1,7446	0,3783	0,4770	2,5210	1,4202	1,0195	0,2410	2,7040	2,0598	0,2050	1,6300	2,5400
Cl	0,3510	0,1512	0,0050	0,7134	0,0964	0,0988	0,0000	0,2100	0,4700	0,1640	0,0396	0,7979
<b>Suma</b>	<b>101,2246</b>	<b>0,6710</b>	<b>100,5222</b>	<b>103,4106</b>	<b>101,5708</b>	<b>1,1461</b>	<b>100,2158</b>	<b>103,2186</b>	<b>101,1929</b>	<b>0,4702</b>	<b>100,5989</b>	<b>103,7616</b>
O≡F	0,7330	0,1589	0,2004	1,0592	0,5967	0,4284	0,1013	1,1361	0,8655	0,0861	0,6849	1,0672
O≡Cl	0,0791	0,0341	0,0011	0,1608	0,0217	0,0223	0,0000	0,0473	0,1060	0,0370	0,0089	0,1799
<b>Total</b>	<b>100,4125</b>	<b>0,6781</b>	<b>99,6139</b>	<b>103,2090</b>	<b>100,9524</b>	<b>1,5642</b>	<b>99,0323</b>	<b>103,0866</b>	<b>100,2215</b>	<b>0,4469</b>	<b>99,6320</b>	<b>102,6997</b>

\* Calculado según Droop 1987; \*\* calculado estequiométricamente; n.a. = no analizado.

**Cuadro 4.7 (continuación). Análisis de vesubianita por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo**

i.p.u.f. <sup>+</sup>	Vesubianita tipo a (n = 54)				Vesubianita tipo b (n = 12)				Vesubianita tipo c (n = 45)			
	Media	Desvío	Mínimo	Máximo	Media	Desvío	Mínimo	Máximo	Media	Desvío	Mínimo	Máximo
<b>Posiciones Z</b>												
Si	18,2120	0,1953	17,7688	19,0854	18,2406	0,5797	17,5501	18,9938	18,1406	0,1077	17,9252	18,3398
<b>Posiciones X</b>												
Ln <sup>3+</sup>	0,0037	0,0090	0,0000	0,0498	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Ca	18,9506	0,2108	18,4427	19,3397	18,8552	0,2765	18,4319	19,2797	19,0199	0,1599	18,4717	19,2935
Sr	0,0017	0,0049	0,0000	0,0268	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Ba	0,0041	0,0112	0,0000	0,0570	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Na+K	0,0497	0,0312	0,0000	0,1137	0,0208	0,0203	0,0000	0,0646	0,0510	0,0259	0,0025	0,0979
<b>Suma</b>	<b>19,0097</b>	<b>0,2066</b>	<b>18,5000</b>	<b>19,3556</b>	<b>18,8760</b>	<b>0,2733</b>	<b>18,4432</b>	<b>19,2881</b>	<b>19,0709</b>	<b>0,1533</b>	<b>18,5375</b>	<b>19,3118</b>
<b>Posiciones Y</b>												
Ti	0,7400	0,3653	0,0883	1,4480	0,1307	0,1083	0,0053	0,3522	0,1625	0,1518	0,0000	0,4666
Zr	0,0011	0,0043	0,0000	0,0282	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Al	9,5687	0,6010	8,5587	10,9306	10,5081	0,9326	9,1055	11,9180	9,8855	0,2696	9,4550	10,4165
Cr	0,0028	0,0037	0,0000	0,0134	0,0015	0,0035	0,0000	0,0105	0,0010	0,0018	0,0000	0,0071
Fe <sup>3+</sup>	1,6712	0,1119	1,4639	2,1984	2,4282	1,0059	1,6740	4,4126	1,8487	0,1000	1,6845	2,1712
Fe <sup>2+</sup>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Mn	0,0216	0,0133	0,0031	0,0630	0,0959	0,0605	0,0218	0,1940	0,0344	0,0094	0,0121	0,0554
Ni	0,0051	0,0056	0,0000	0,0220	0,0059	0,0080	0,0000	0,0199	0,0038	0,0044	0,0000	0,0183
Mg	1,1638	0,2727	0,0501	1,6126	0,5511	0,5455	0,0023	1,2248	1,0756	0,1920	0,7398	1,5908
P	0,0082	0,0089	0,0000	0,0351	0,0106	0,0091	0,0000	0,0285	0,0087	0,0099	0,0000	0,0305
Nb	0,0015	0,0045	0,0000	0,0230	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
<b>Suma</b>	<b>13,1841</b>	<b>0,1850</b>	<b>12,8972</b>	<b>13,7313</b>	<b>13,7320</b>	<b>0,2693</b>	<b>13,3092</b>	<b>14,3101</b>	<b>13,0202</b>	<b>0,0816</b>	<b>12,8354</b>	<b>13,1730</b>
<b>Posiciones W</b>												
OH	6,9719	0,5616	5,9806	9,2532	7,6943	1,6710	5,5905	9,6120	6,3899	0,3010	5,8168	6,9605
F	2,7322	0,5707	0,7426	3,8555	2,2247	1,5923	0,3880	4,2333	3,2167	0,3084	2,5617	3,9532
Cl	0,2958	0,1284	0,0042	0,5942	0,0810	0,0830	0,0000	0,1762	0,3934	0,1370	0,0332	0,6690
<b>Suma</b>	<b>10,0000</b>	-	-	-	<b>10,0000</b>	-	-	-	<b>10,0000</b>	-	-	-
<b>Total</b>	<b>60,4058</b>	<b>0,3386</b>	<b>59,6864</b>	<b>61,4247</b>	<b>60,8485</b>	<b>0,8334</b>	<b>59,6880</b>	<b>61,8762</b>	<b>60,2316</b>	<b>0,2340</b>	<b>59,7807</b>	<b>60,7695</b>
X <sub>Mg</sub>	0,40	0,07	0,02	0,50	0,19	0,18	0,00	0,39	0,36	0,04	0,29	0,47
X <sub>F</sub>	0,27	0,06	0,07	0,39	0,22	0,16	0,04	0,42	0,32	0,03	0,26	0,40

<sup>+</sup> Iones por unidad de fórmula calculados sobre la base de 78 aniones por unidad de fórmula; X<sub>Mg</sub> = Mg/(Fe<sup>2+</sup> + Mn + Mg); X<sub>F</sub> = F/(OH + F + Cl).



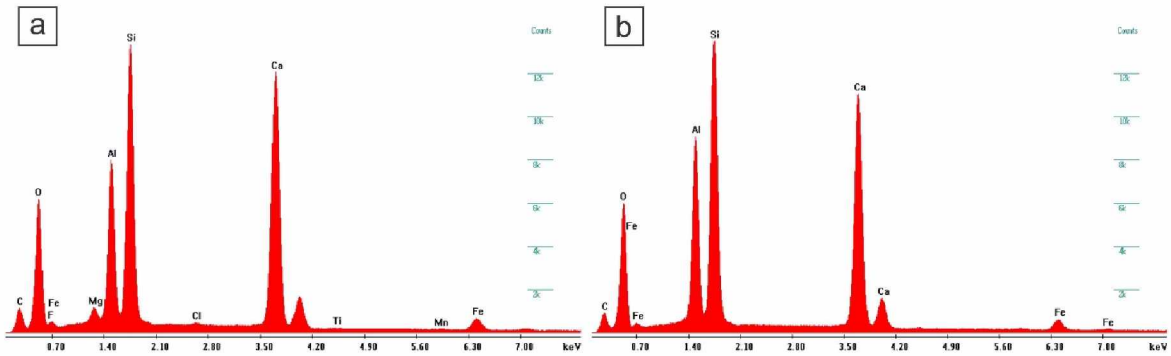
**Figura 4.13.** Imágenes de electrones retrodispersados de vesuvianitas del skarn Loma Marcelo: **a)** cristal de vesuvianita tipo a con zonación óptica (LM-9); **b)** cristal de vesuvianita tipo b (LM-10); **c)** cristal de vesuvianita tipo c (LM-13).

presentan en el Anexo 4. El recálculo de la fórmula de la vesuvianita se realizó en base a 78 aniones por unidad de fórmula (50 cationes por unidad de fórmula). Los cationes fueron asignados a las distintas posiciones en función de su carga y tamaño. Las sumas de cationes de las posiciones X, Y y Z son iguales al número de las correspondientes posiciones en la estructura y se distribuyen normalmente en todos los casos, lo cual indica que los cationes fueron asignados a las posiciones correctas y que el esquema de normalización de Groat *et al.* (1992) basado en 50 cationes por unidad de fórmula es igualmente correcto (al menos para las vesuvianitas normales).

En la vesuvianita tipo a (LM-9) el contenido promedio de Si en las posiciones Z es de 18,2120 c.p.u.f. Según sus contenidos medios ( $n = 54$ ), los principales cationes son Ca (18,9506 c.p.u.f.) en las posiciones X y Al (9,5687 c.p.u.f.),  $\text{Fe}^{3+}$  (1,6712 c.p.u.f.), Mg (1,1638 c.p.u.f.) y Ti (0,7400 c.p.u.f.) en las posiciones Y. También fueron asignados a las posiciones X contenidos de Ce, Nd, Sm, Sr, Ba, Na y K inferiores a 0,05 c.p.u.f. y a las posiciones Y contenidos de Zr, Cr, Mn, Ni, P y Nb inferiores a 0,03 c.p.u.f. En las posiciones W el contenido promedio de OH es de 6,9719 a.p.u.f., el de F es de 2,7322 a.p.u.f. y el de Cl es de 0,2958 a.p.u.f.

El contenido promedio de Si en las posiciones Z de la vesuvianita tipo b (LM-10) es de 18,2406 c.p.u.f. Los principales cationes, según sus contenidos medios ( $n = 12$ ), son Ca (18,8552 c.p.u.f.) y Na + K (0,0208 c.p.u.f.) en las posiciones X y Al (10,5081 c.p.u.f.),  $\text{Fe}^{3+}$  (2,4282 c.p.u.f.), Mg (0,5511 c.p.u.f.) y Ti (0,1307 c.p.u.f.) en las posiciones Y. A estas últimas posiciones también fueron asignados contenidos de Cr, Mn, Ni y P inferiores a 0,10 c.p.u.f. En las posiciones W el contenido promedio de OH es de 7,6943 a.p.u.f., el de F es de 2,2247 a.p.u.f. y el de Cl es de 0,0810 a.p.u.f.

En la vesuvianita tipo c (LM-13) el contenido promedio de Si en las posiciones Z es de 18,1406 c.p.u.f. Según sus contenidos medios ( $n = 45$ ), los principales cationes son Ca (19,0199 c.p.u.f.) y Na + K (0,0510 c.p.u.f.) en las posiciones X y Al (9,8855 c.p.u.f.),  $\text{Fe}^{3+}$  (1,8487 c.p.u.f.), Mg (1,0756 c.p.u.f.) y Ti (0,1625 c.p.u.f.) en las posiciones Y. A estas últimas posiciones también fueron asignados contenidos de Cr, Mn, Ni y P inferiores a 0,05 c.p.u.f. En las posiciones W el contenido promedio de OH es de 6,3899 a.p.u.f., el de F es de 3,2167 a.p.u.f. y el de Cl es de 0,3934 a.p.u.f.



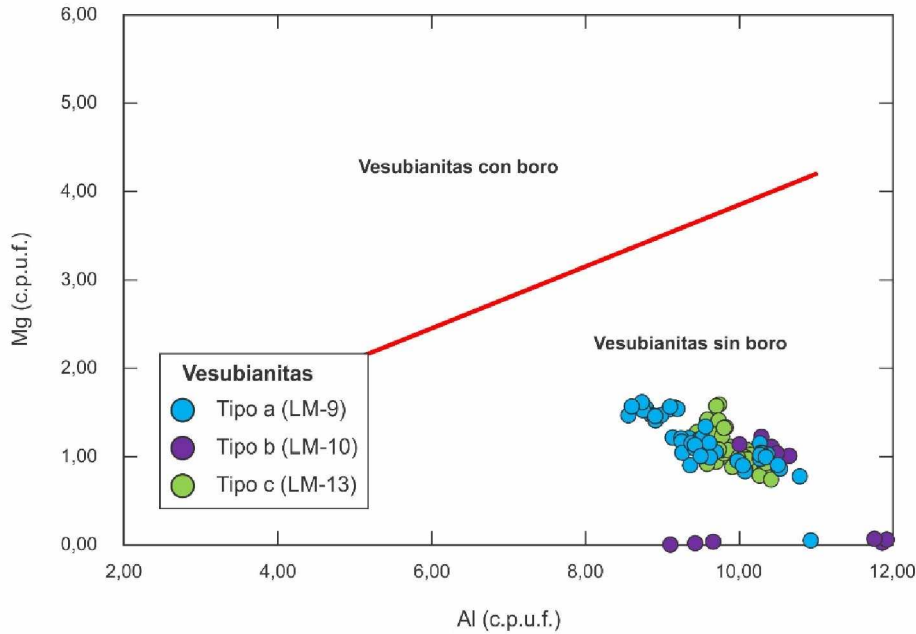
**Figura 4.14.** Espectros de energía dispersiva de rayos X: **a)** vesuvianita tipo c (LM-13); **b)** vesuvianita tipo d (LM-13).

La vesuvianita tipo d (LM-13) pudo ser únicamente analizada por SEM-EDS sobre un cristal individual. Los espectros de las vesuvianitas tipo c y d son idénticos (Fig. 4.14). El cristal de vesuvianita tipo d analizado tiene 33,07% de  $\text{SiO}_2$ , 18,64% de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 3,69% de  $\text{FeO}_T$  y 27,18% de  $\text{CaO}$ . Los contenidos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{FeO}_T$  se encuentran dentro del intervalo de valores correspondientes a los demás tipos de vesuvianitas y los contenidos de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{CaO}$  son un 10% y 24% más bajos, respectivamente, que los promedios de estos óxidos en los demás tipos de vesuvianitas.

Los colores de las vesuvianitas del skarn Loma Marcelo son consecuencia de sus distintos contenidos de Fe y Ti, en concordancia con las observaciones realizadas por Manning (1975). Las vesuvianitas verdes (tipos b y c) presentan contenidos elevados de  $\text{FeO}_T$  (4,06-10,32%) y bajos de  $\text{TiO}_2$  ( $\leq 1,24\%$ ), mientras que la vesuvianita castaña (tipo a) presenta contenidos algo menores de  $\text{FeO}_T$  (3,51-5,34%) y mayores de  $\text{TiO}_2$  ( $\leq 3,82\%$ ). La variedad de vesuvianita azul (tipo d) es conocida como “ciprino” y su color se debe a la presencia de impurezas de Cu. La estructura de las vesuvianitas con Cu fue refinada por Fitzgerald *et al.* (1986), quienes concluyeron que el Cu ocupa las posiciones Y (Cuadro 4.6).

El análisis con SEM-EDS de vesuvianitas del skarn Loma Marcelo no mostró presencia de B, lo cual es consistente con el signo óptico negativo observado. La Figura 4.15 muestra la relación existente entre el Al y el Mg en muestras de vesuvianitas de diversas localidades y del skarn Loma Marcelo. Las vesuvianitas con B y normales conforman dos poblaciones distintas. Los altos contenidos de B se correlacionan con bajos contenidos de Al (+  $\text{Fe}^{3+}$ ?) y elevados contenidos de Mg (+  $\text{Fe}^{2+}$ ?) (Groat *et al.* 1992). Esta situación se ve reflejada en las vesuvianitas del skarn Loma Marcelo, en las cuales el contenido de Al es elevado ( $> 8,00$  c.p.u.f.), todo el Fe está presente como  $\text{Fe}^{3+}$  y el contenido de Mg es bajo ( $< 2,00$  c.p.u.f.).

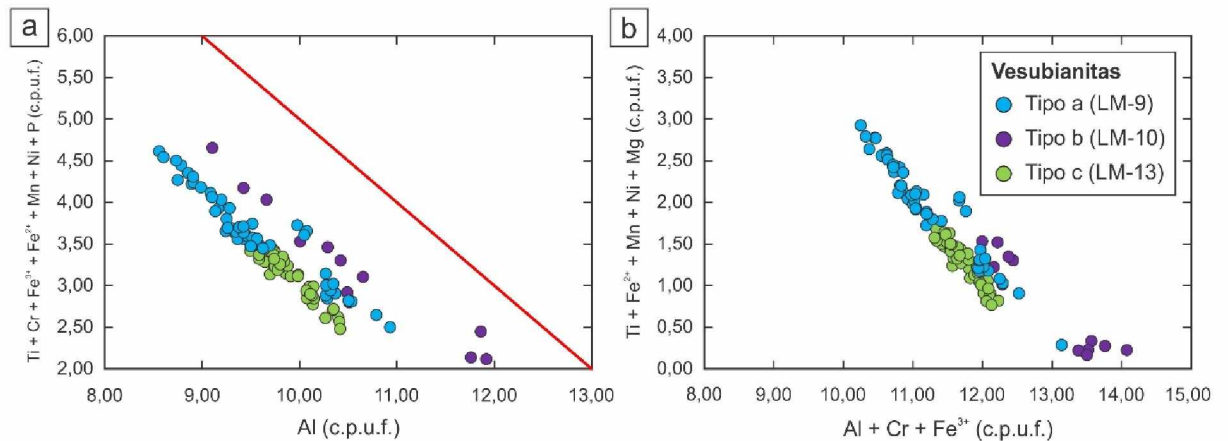
La aplicación del criterio estequiométrico de Droop (1987) en el recálculo de la fórmula de las vesuvianitas del skarn Loma Marcelo indica que todo el Fe está presente como  $\text{Fe}^{3+}$ . La variación en el



**Figura 4.15.** Relación entre Al y Mg (c.p.u.f.) en vesuvianitas con y sin boro.

contenido de Al como función de los cationes Y remanentes en las vesuvianitas del skarn Loma Marcelo se muestra en la [Figura 4.16a](#). Las sumas de los cationes en las posiciones Y se encuentran entre 12,84 y 14,31 c.p.u.f. ( $13,18 \pm 0,26$  c.p.u.f.) y los puntos se dispersan paralelamente a la línea ideal y por debajo de esta. Adicionalmente, el contenido de Al varía continuamente entre 8 y 11 c.p.u.f. La [Figura 4.16b](#) muestra la variación de “Al + Cr + Fe<sup>3+</sup>” en función de “Fe<sup>+2</sup> + Mn + Ni + Mg + Ti”. El contenido máximo de M<sup>3+</sup> es igual a 12,52 c.p.u.f. en el 94% de los análisis ( $11,50 \pm 0,55$  c.p.u.f.), sugiriendo que este podría ser el límite para la incorporación de cationes trivalentes en la gran mayoría de las vesuvianitas del skarn Loma Marcelo. Sin embargo, con el fin de agregar cargas a las posiciones Y, la sustitución  $M^{2+} + M^{4+} \leftrightarrow 2M^{3+}$  puede incrementar efectivamente la carga total.

La fórmula general de las vesuvianitas del skarn Loma Marcelo puede ser expresada como  $(M^{2+}_{18,97} M^{+}_{0,05})_{\Sigma=19,02} (M^{3+}_{11,63} M^{2+}_{1,10} M^{4+}_{0,44})_{\Sigma=13,17} T_0 Z^{4+}_{18,18} O_{68,00} (OH_{6,81} F_{2,87} Cl_{0,31})_{\Sigma=10,00}$ . Debido a que el reemplazo de cationes divalentes y tetravalentes por cationes trivalentes podría estar acompañado por la sustitución  $M^{2+} + (OH,F,Cl)^- \leftrightarrow M^{3+} + O^{2-}$ , parte del OH<sup>-</sup> calculado estequiométricamente podría en realidad corresponder a O<sup>2-</sup>. Nótese que en la sustitución anterior son ignoradas las posibles sustituciones heterovalentes en las posiciones X y Z. Es posible que las sustituciones heterovalentes en las posiciones Y estén acopladas a sustituciones heterovalentes en las posiciones X que las compensen, como ser:  $Na + (Al,Fe^{3+}) \leftrightarrow Ca + Mg$ ,  $Na + Ti^{4+} \leftrightarrow Ca + Al$  y/o  $Ln^{3+} + Mg \leftrightarrow Ca + Al$  (Groat *et al.* 1992).



**Figura 4.16. a)** Variación del contenido de Al de las posiciones Y en función del contenido de los restantes cationes en las posiciones Y. **b)** Variación del contenido en “Al + Cr + Fe<sup>3+</sup>” en función del contenido de “Ti + Fe<sup>2+</sup> + Mn + Ni + Mg”.

#### 4.7 CONDRODITA

La condrodita es un mineral perteneciente al “grupo de la humita”, el cual además incluye a la norbergita, la humita y la clinohumita. Estos nesosilicatos comparten estrechas similitudes estructurales y composicionales que se reflejan en propiedades físicas y ópticas muy semejantes (Deer *et al.* 1992). La estructura de los minerales del grupo de la humita es similar a la de la forsterita y consiste en capas de olivino ( $nM_2^{+2}SiO_4$ ) y brucita [ $M^{2+}(OH,F)_2$ ] que comparten ciertas capas de aniones y algunos de los cationes coordinados octaédricamente. La fórmula general del grupo puede expresarse como  $M_{2n-1}Si_nO_{2n}2M(OH,F)O$  donde M puede ser Mg, Fe<sup>2+</sup>, Mn, Ca, Zn en orden decreciente de abundancia y  $n = 1$  para la norbergita,  $n = 2$  para la condrodita,  $n = 3$  para la humita y  $n = 4$  para la clinohumita. A diferencia de los minerales de la serie del olivino, algunos miembros del grupo de la humita, principalmente condrodita y clinohumita, pueden tener elevados contenidos de Ti. Estas variedades titaníferas son conocidas como titancondrodita y titanoclinohumita. El Ti se aloja en la parte M(OH,F)O de la estructura y el balance de cargas que requiere la incorporación de Ti<sup>+4</sup> implica el reemplazo de (OH,F) por O<sup>2-</sup>.

Los minerales del grupo de la humita están asociados a rocas carbonáticas afectadas por metamorfismo regional o de contacto, encontrándose con frecuencia junto a espinela. La primera mención de minerales del grupo de la humita en Argentina corresponde a Stelzner (1873), quien señaló la presencia de condrodita en la Sierra de La Huerta, San Juan. La mayoría de las menciones de minerales de este grupo en el país corresponden a las Sierras de Córdoba (Martino y Gay 1992; Del Blanco y Ametrano 2000). La presencia de condrodita en el skam Loma Marcelo fue señalada por Ballivián *et al.* (2013), siendo esta la primera mención de un mineral del grupo de la humita en el ámbito de la provincia de Buenos Aires.

**Cuadro 4.8.** Análisis de condroditas por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

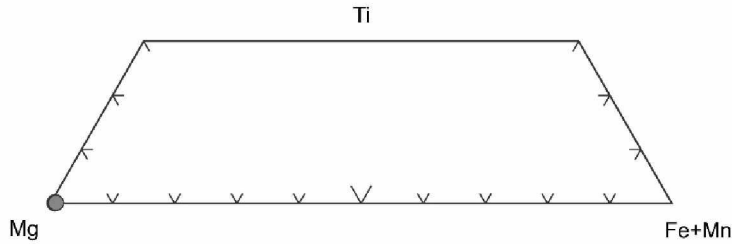
% en peso	11414a1	11414a1	11414a1	11414a1	11414a1	11414a1	11414a1	11414a1	11414a3	11414a3	11414a3	11414a3	11414a3	11414a3	11414a3	11414a3	11414a3
	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	34,2880	34,3670	34,4080	33,5430	33,7080	32,6580	33,9170	33,2550	33,2210	33,3770	32,4920	33,1750	33,6300	33,3770	33,8390	33,4790	33,4950
TiO <sub>2</sub>	0,1360	0,0800	0,0120	0,1980	0,2480	0,1240	0,1860	0,1030	0,0620	0,1250	0,2080	0,1460	0,1670	0,2080	0,0830	0,2080	0,1250
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0010	0,0500	0,0980	0,1170	0,0450	0,0530	b.l.d.	0,0720	0,1080	0,1070	0,0610	0,0600	0,0230	0,0250
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0240	b.l.d.	b.l.d.	0,0100	0,0180	b.l.d.	0,0130	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0170	b.l.d.	b.l.d.	0,0040
FeO <sub>T</sub>	0,6280	0,6280	0,5990	0,6010	0,5760	0,5940	0,6930	0,7350	0,6420	0,6420	0,5920	0,6730	0,6120	0,6860	0,6360	0,5380	0,5990
MnO	0,1290	0,1170	0,0940	0,1190	0,1020	0,0940	0,1210	0,1660	0,1570	0,1260	0,1340	0,0990	0,0930	0,0720	0,1130	0,1090	0,0720
NiO	b.l.d.	0,0010	0,0140	0,0130	b.l.d.	0,0580	0,0150	0,0610	b.l.d.	b.l.d.	0,0330	0,0750	b.l.d.	0,0470	0,0210	0,0030	0,0440
ZnO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,0360	0,0810	0,0130	b.l.d.	b.l.d.	0,1150	0,1810	0,0920	b.l.d.	b.l.d.	0,0760	0,1320	b.l.d.
MgO	57,0440	56,5180	57,2100	56,4010	58,1960	57,1060	58,0640	57,5750	58,0740	58,4430	57,7090	58,2650	58,7490	58,9710	58,8660	58,8120	59,1680
CaO	0,0580	0,0540	0,0770	0,0680	0,0500	0,0810	0,0850	0,1040	0,0580	0,0710	0,1020	0,0100	b.l.d.	0,0210	0,0800	0,0400	0,0710
SrO	0,0450	b.l.d.	0,0230	b.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	0,0650	0,0430	b.l.d.	0,0870	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	b.l.d.	0,0060	b.l.d.	b.l.d.	0,0070	0,0430	0,0290	0,0340	0,0340	b.l.d.	0,0100	b.l.d.	0,0150	0,0030	0,0310	0,0070	0,0410
K <sub>2</sub> O	0,0090	b.l.d.	0,0100	b.l.d.	0,0180	0,0070	0,0250	0,0380	b.l.d.	0,0070	b.l.d.	0,0080	0,0140	0,0030	0,0130	b.l.d.	0,0010
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	b.l.d.	b.l.d.	0,0130	b.l.d.	0,0030	b.l.d.	b.l.d.	0,0180	0,0110	0,0210	b.l.d.	b.l.d.	0,0390	0,0360	0,0450	0,0620	b.l.d.
H <sub>2</sub> O*	1,4067	1,5953	1,0820	1,0332	1,4150	1,4563	1,6908	1,4496	1,3902	1,2407	1,3631	1,2382	1,3217	1,0717	1,2633	1,4460	1,3075
F	8,5120	7,9520	9,3860	9,2970	8,5500	8,1620	7,8550	8,3190	8,5030	9,0020	8,4910	8,9320	8,8400	9,4970	9,0650	8,5330	8,8960
Cl	0,0010	0,0020	0,0030	0,0190	0,0120	0,0060	0,0020	b.l.d.	0,0090	b.l.d.	b.l.d.	0,0580	0,0100	b.l.d.	b.l.d.	0,0040	b.l.d.
<b>Suma</b>	<b>102,3457</b>	<b>101,3633</b>	<b>102,9310</b>	<b>101,3902</b>	<b>102,9890</b>	<b>100,5683</b>	<b>102,8258</b>	<b>101,9026</b>	<b>102,2142</b>	<b>103,1697</b>	<b>101,3871</b>	<b>102,8792</b>	<b>103,5977</b>	<b>104,0707</b>	<b>104,1913</b>	<b>103,3960</b>	<b>103,8485</b>
O≡F	3,5765	3,3412	3,9437	3,9063	3,5924	3,4294	3,3004	3,4954	3,5727	3,7824	3,5676	3,7529	3,7143	3,9903	3,8088	3,5853	3,7378
O≡Cl	0,0002	0,0005	0,0007	0,0043	0,0027	0,0014	0,0005	0,0000	0,0020	0,0000	0,0000	0,0131	0,0023	0,0000	0,0000	0,0009	0,0000
<b>Total</b>	<b>98,7690</b>	<b>98,0216</b>	<b>98,9866</b>	<b>97,4796</b>	<b>99,3938</b>	<b>97,1375</b>	<b>99,5249</b>	<b>98,4072</b>	<b>98,6394</b>	<b>99,3874</b>	<b>97,8195</b>	<b>99,1132</b>	<b>99,8811</b>	<b>100,0803</b>	<b>100,3825</b>	<b>99,8098</b>	<b>100,1107</b>

\* Calculado estequiométricamente; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.

**Cuadro 4.8 (continuación). Análisis de condrodita por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo**

i.p.u.f. <sup>+</sup>	11414a1	11414a1	11414a1	11414a1	11414a1	11414a1	11414a1	11414a1	11414a3	11414a3	11414a3	11414a3	11414a3	11414a3	11414a3	11414a3	11414a3
	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Si	1,8889	1,9203	1,8646	1,8467	1,8471	1,8380	1,8778	1,8486	1,8364	1,8166	1,8078	1,8126	1,8282	1,7953	1,8244	1,8275	1,8176
Ti	0,0056	0,0034	0,0005	0,0082	0,0102	0,0052	0,0077	0,0043	0,0026	0,0051	0,0087	0,0060	0,0068	0,0084	0,0034	0,0085	0,0051
Al	0,0000	0,0000	0,0000	0,0001	0,0032	0,0065	0,0076	0,0029	0,0035	0,0000	0,0047	0,0070	0,0069	0,0039	0,0038	0,0015	0,0016
Cr	0,0010	0,0000	0,0000	0,0004	0,0008	0,0000	0,0006	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0007	0,0000	0,0000	0,0002
Fe <sup>2+</sup>	0,0289	0,0293	0,0271	0,0277	0,0264	0,0280	0,0321	0,0342	0,0297	0,0292	0,0275	0,0308	0,0278	0,0309	0,0287	0,0246	0,0272
Mn	0,0060	0,0055	0,0043	0,0055	0,0047	0,0045	0,0057	0,0078	0,0074	0,0058	0,0063	0,0046	0,0043	0,0033	0,0052	0,0050	0,0033
Ni	0,0000	0,0000	0,0006	0,0006	0,0000	0,0026	0,0007	0,0027	0,0000	0,0000	0,0015	0,0033	0,0000	0,0020	0,0009	0,0001	0,0019
Zn	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0015	0,0034	0,0005	0,0000	0,0000	0,0046	0,0074	0,0037	0,0000	0,0000	0,0030	0,0053	0,0000
Mg	4,6847	4,7078	4,6218	4,6291	4,7539	4,7911	4,7924	4,7711	4,7858	4,7420	4,7866	4,7457	4,7611	4,7285	4,7313	4,7859	4,7865
Ca	0,0034	0,0032	0,0045	0,0040	0,0029	0,0049	0,0050	0,0062	0,0034	0,0041	0,0061	0,0006	0,0000	0,0012	0,0046	0,0023	0,0041
Sr	0,0014	0,0000	0,0007	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Ba	0,0014	0,0009	0,0000	0,0019	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Na+K	0,0006	0,0007	0,0007	0,0000	0,0020	0,0052	0,0049	0,0064	0,0036	0,0005	0,0011	0,0006	0,0026	0,0005	0,0041	0,0007	0,0044
P	0,0000	0,0000	0,0006	0,0000	0,0001	0,0000	0,0000	0,0008	0,0005	0,0010	0,0000	0,0000	0,0018	0,0016	0,0021	0,0029	0,0000
<b>Suma</b>	<b>4,7333</b>	<b>4,7510</b>	<b>4,6608</b>	<b>4,6775</b>	<b>4,8058</b>	<b>4,8514</b>	<b>4,8572</b>	<b>4,8365</b>	<b>4,8365</b>	<b>4,7924</b>	<b>4,8500</b>	<b>4,8021</b>	<b>4,8112</b>	<b>4,7811</b>	<b>4,7871</b>	<b>4,8370</b>	<b>4,8343</b>
OH <sup>-</sup>	0,5169	0,5946	0,3911	0,3794	0,5172	0,5467	0,6244	0,5375	0,5126	0,4505	0,5059	0,4512	0,4793	0,3845	0,4543	0,5265	0,4733
F <sup>-</sup>	1,4830	1,4052	1,6086	1,6188	1,4817	1,4527	1,3754	1,4625	1,4866	1,5495	1,4941	1,5434	1,5198	1,6155	1,5457	1,4731	1,5267
Cl <sup>-</sup>	0,0001	0,0002	0,0003	0,0018	0,0011	0,0006	0,0002	0,0000	0,0008	0,0000	0,0000	0,0054	0,0009	0,0000	0,0000	0,0004	0,0000
<b>Suma</b>	<b>2,0000</b>	<b>2,0000</b>	<b>2,0000</b>	<b>2,0000</b>	<b>2,0000</b>	<b>2,0000</b>	<b>2,0000</b>	<b>2,0000</b>	<b>2,0000</b>	<b>2,0000</b>	<b>2,0000</b>	<b>2,0000</b>	<b>2,0000</b>	<b>2,0000</b>	<b>2,0000</b>	<b>2,0000</b>	<b>2,0000</b>
<b>Total</b>	<b>8,6222</b>	<b>8,6713</b>	<b>8,5254</b>	<b>8,5242</b>	<b>8,6529</b>	<b>8,6894</b>	<b>8,7351</b>	<b>8,6851</b>	<b>8,6729</b>	<b>8,6090</b>	<b>8,6578</b>	<b>8,6147</b>	<b>8,6394</b>	<b>8,5763</b>	<b>8,6115</b>	<b>8,6645</b>	<b>8,6519</b>
M/Si	2,51	2,47	2,50	2,53	2,60	2,64	2,59	2,62	2,63	2,64	2,68	2,65	2,63	2,66	2,62	2,65	2,66
X <sub>Mg</sub>	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99
X <sub>F</sub>	0,74	0,70	0,80	0,81	0,74	0,73	0,69	0,73	0,74	0,77	0,75	0,77	0,76	0,81	0,77	0,74	0,76

<sup>+</sup> Iones por unidad de fórmula calculados sobre la base de 10 aniones por unidad de fórmula; X<sub>Mg</sub> = Mg/(Fe<sup>2+</sup> + Mn + Mg); X<sub>F</sub> = F/(OH + F + Cl).



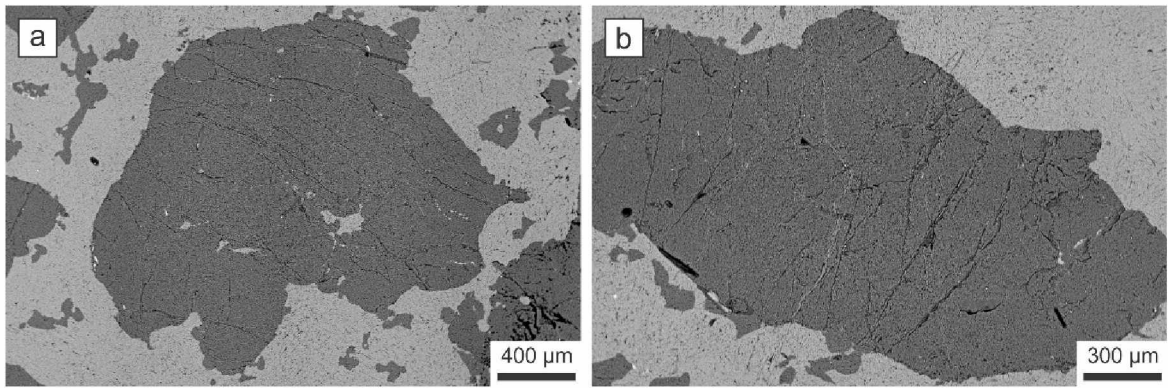
**Figura 4.17.** Diagrama Mg-Ti-Fe+Mn que muestra la composición dominadamente magnésica de la condrodita del skarn Loma Marcelo (LM-6).

Las muestras para el análisis químico de condrodita con microsonda electrónica proceden del único afloramiento de skarn magnésico de la Loma Marcelo (LM-6). Las propiedades físicas y ópticas de la condrodita del skarn Loma Marcelo son descritas en el apartado 2.9.2 del Capítulo 2. En las [figuras 4.17 y 4.18](#) se muestran, respectivamente, la composición de la condrodita en un diagrama MgO-TiO<sub>2</sub>-FeO<sub>T</sub>+MnO e imágenes de electrones retrodispersados de algunos de los cristales analizados. En el [Cuadro 4.8](#) se presentan los análisis de condrodita realizados por microsonda electrónica junto al número de cationes por unidad de fórmula. El recálculo de la fórmula de la condrodita se realizó en base a 10 aniones por unidad de fórmula (7 cationes por unidad de fórmula).

Siguiendo la fórmula general dada en el primer párrafo del presente apartado, donde M es la suma de todos los cationes coordinados octaédricamente, la relación M/Si para cada especie mineral del grupo de la humita resulta ser diferente ([Jones et al. 1969](#)). Estos valores son de 3,00 para la norbergita, 2,50 para la condrodita, 2,30 para la humita y 2,25 para la clinohumita. La condrodita del skarn Loma Marcelo tiene, en promedio, M/Si = 2,61 (± 0,06) ([Cuadro 4.8](#)), resultado próximo al valor teórico de 2,50 correspondiente a la condrodita, confirmando la presencia de este mineral en LM-6, en concordancia con lo indicado por los estudios petrográficos y difractométricos.

Casi todos los análisis químicos de minerales del grupo de la humita reportan la presencia de Al. En la condrodita del skarn Loma Marcelo el contenido medio de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> es de 0,05%. [Jones et al. \(1969\)](#) comprobaron que el Al no forma parte de la estructura de estos minerales y que su presencia en los análisis químicos refleja la existencia de inclusiones ricas en este elemento, como por ejemplo espinela. La ocurrencia de este último mineral, frecuente en asociación con minerales del grupo de la humita, fue confirmada en LM-6 por vía petrográfica y difractométrica.

En los minerales del grupo de la humita el Mg es el principal y más abundante de los cationes coordinados octaédricamente y el Fe<sup>2+</sup> su principal sustituto. La condrodita del skarn Loma Marcelo tiene contenidos medios de MgO y FeO<sub>T</sub> de 57,95% y 0,63%, respectivamente. El valor de FeO indicado es acorde con el límite de entre 0,51% y 9,39% señalado por [Jones et al. \(1969\)](#) para los minerales del grupo de la humita. En la condrodita del skarn Loma Marcelo el contenido de TiO<sub>2</sub> llega a 0,25%, el de MnO a 0,17%, el de CaO a 0,10% y el de ZnO a 0,18%. El grupo OH está siempre presente en las



**Figura 4.18.** Imágenes de electrones retrodispersados de cristales de condrodita del skarn Loma Marcelo (LM-6).

ocurrencias naturales de minerales del grupo de la humita (Jones *et al.* 1969), lo mismo que el F, siendo el grado de reemplazo OH ↔ F ampliamente variable (Deer *et al.* 1992). El contenido medio de F en la condrodita del skarn Loma Marcelo es de 8,69%.

El contenido promedio de Si en las posiciones tetraédricas de la condrodita del skarn Loma Marcelo es de 1,8411 c.p.u.f. Según sus contenidos medios (n = 17), los principales cationes coordinados octaédricamente son Mg (4,7415 c.p.u.f.), Fe<sup>2+</sup> (0,0288 c.p.u.f.), Ti (0,0059 c.p.u.f.) y Mn (0,0053 c.p.u.f.) ( $X_{Mg} = 0,99$  en promedio). También fueron registrados contenidos de Al, Cr, Ni, Zn, Ca, Sr, Ba, Na + K y P inferiores a 0,004 c.p.u.f. En las posiciones aniónicas no tetraédricas el contenido promedio de OH es de 0,4909 a.p.u.f., el de F es de 1,5084 a.p.u.f. y el de Cl es de 0,0007 a.p.u.f. ( $X_F = 0,75$  en promedio). La fórmula general de la condrodita del skarn Loma Marcelo puede ser escrita como  $(Mg_{4,74} Fe^{2+}_{0,03} Ti^{4+}_{0,006} Mn^{2+}_{0,005})_{\Sigma = 4,78} Si_{1,84} O_{4,00} (OH_{0,49} F_{1,51})_{\Sigma = 2,00}$ .

## 4.8 MINERALES ACCESORIOS Y CARBONATOS

En este apartado se presentan los resultados del análisis por microsonda electrónica de algunos minerales accesorios de los skarns cálcico (titanita y circón) y magnesiano (espinela y dozyita) de la Loma Marcelo, así como de carbonatos de ambos tipos de skarn.

### 4.8.1 Titanita

La titanita o esfena  $[CaTi(SiO_4)(O,OH,F)]$  es un mineral accesorio común en numerosos skarns. Su estructura consiste en un entramado de aniones  $(TiOSiO_4)^{2-}$  con grandes cavidades que alojan átomos de Ca (Deer *et al.* 1992). Los 20 oxígenos por unidad de fórmula ocupan tres tipos de posiciones. Los átomos de oxígeno de una de estas posiciones no están enlazados a grupos SiO<sub>4</sub> y pueden estar reemplazados por OH, F y/o Cl.

**Cuadro 4.9.** Análisis de titanita por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

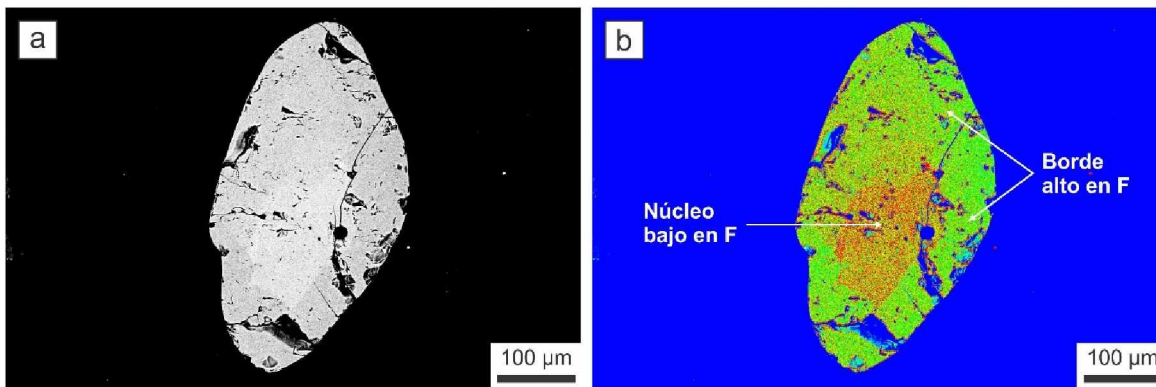
% en peso	LM-4				LM-9b			LM-9d		
	11412c2	11412c2	11412c2	11412c2	501	501	501	19236	19236	19236
	1	2	3	4	1	2	3	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	29,5840	29,6390	29,7230	29,8720	29,5010	28,9740	28,7380	29,3730	29,7160	29,5910
TiO <sub>2</sub>	35,4100	34,3460	36,2240	37,8010	33,0040	32,6690	32,6480	33,9270	35,9590	34,5280
ZrO <sub>2</sub>	0,1050	0,7990	0,7100	0,2410	0,6220	0,6220	0,9260	0,7720	0,6050	1,1580
ThO <sub>2</sub>	0,0220	0,0410	0,0220	0,0190	0,0460	0,0290	0,0100	0,0230	0,0330	0,0450
UO <sub>2</sub>	0,0600	0,0930	0,0850	0,0800	0,0940	0,0790	0,0250	0,0780	0,0550	0,0340
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,8020	5,4700	4,0210	3,6390	4,0080	4,7410	4,6660	4,1310	4,1220	4,7180
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0040	0,0400	0,0530	0,0620	0,0820	0,0560	0,0470	0,0850	0,0740	0,0660
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0020	0,2060	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0810
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,2790	b.l.d.	0,0380	0,0850	0,0590	0,0790	0,0320	0,0920	b.l.d.	0,0250
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.l.d.	b.l.d.	0,0680	0,0190	b.l.d.	b.l.d.	0,0210	0,0380	0,0060	0,0190
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,2278	0,3178	0,2300	0,3023	0,4879	0,5890	0,6168	0,5879	0,6468	0,6668
FeO*	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
MnO	b.l.d.	0,0340	0,0240	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0030	b.l.d.	0,0060	b.l.d.
NiO	0,0450	b.l.d.	0,0430	0,0310	0,0390	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0080
MgO	0,0680	0,0460	0,0760	0,0480	0,0510	0,0560	0,0710	0,0170	0,0370	0,0240
CaO	28,6120	28,5490	28,3250	28,3720	28,3010	28,2330	28,3630	28,5940	28,6480	28,4320
SrO	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.
BaO	0,0870	0,0870	b.l.d.	0,0430	b.l.d.	0,3470	b.l.d.	0,0440	0,3890	b.l.d.
Na <sub>2</sub> O	b.l.d.	0,0350	0,0110	0,0130	b.l.d.	0,0160	0,0620	0,0060	b.l.d.	b.l.d.
K <sub>2</sub> O	0,0010	b.l.d.	0,0060	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0060	0,0080
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0170	0,0230	0,0090	0,0550	0,0060	0,0280	b.l.d.	0,0140	0,0290	0,0170
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0600	b.l.d.	0,0820	0,1370	0,1870	0,0610	0,0160	0,1150	0,1420	0,1750
H <sub>2</sub> O**	3,8547	3,6353	3,8510	4,3003	3,7732	3,4864	3,6023	3,9235	4,1335	3,8919
F	1,7430	2,4760	1,9210	0,8770	1,7270	2,4730	2,1230	1,4700	1,2180	1,7670
Cl	b.l.d.	0,0080	0,0050	0,0050	b.l.d.	0,0050	0,0150	0,0110	0,0140	0,0130
<b>Suma</b>	<b>103,9816</b>	<b>105,6392</b>	<b>105,5270</b>	<b>106,0015</b>	<b>101,9901</b>	<b>102,7494</b>	<b>101,9851</b>	<b>103,3014</b>	<b>105,8393</b>	<b>105,2678</b>
O≡F	0,7324	1,0403	0,8071	0,3685	0,7256	1,0391	0,8920	0,6176	0,5118	0,7424
O≡Cl	0,0000	0,0018	0,0011	0,0011	0,0000	0,0011	0,0034	0,0025	0,0032	0,0029
<b>Total</b>	<b>103,2492</b>	<b>104,5970</b>	<b>104,7188</b>	<b>105,6319</b>	<b>101,2645</b>	<b>101,7092</b>	<b>101,0897</b>	<b>102,6813</b>	<b>105,3244</b>	<b>104,5224</b>

\* Calculado según Droop 1987; \*\* calculado estequiométricamente; b.l.d. = bajo el límite de detección.

**Cuadro 4.9 (continuación). Análisis de titanita por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo**

i.p.u.f. <sup>+</sup>	LM-4				LM-9b			LM-9d		
	11412c2	11412c2	11412c2	11412c2	501	501	501	19236	19236	19236
	1	2	3	4	1	2	3	1	2	3
Si	3,7891	3,6931	3,7412	3,7963	3,8512	3,7275	3,7357	3,8089	3,7789	3,7484
Ti	3,4114	3,2191	3,4296	3,6136	3,2408	3,1614	3,1923	3,3092	3,4396	3,2900
Zr	0,0066	0,0485	0,0436	0,0149	0,0396	0,0390	0,0587	0,0488	0,0375	0,0715
Th	0,0006	0,0012	0,0006	0,0005	0,0014	0,0008	0,0003	0,0007	0,0010	0,0013
U	0,0017	0,0026	0,0024	0,0023	0,0027	0,0023	0,0007	0,0023	0,0016	0,0010
Al	0,5739	0,8033	0,5965	0,5451	0,6167	0,7188	0,7149	0,6313	0,6178	0,7044
Cr	0,0004	0,0039	0,0053	0,0062	0,0085	0,0057	0,0048	0,0087	0,0074	0,0066
Ln <sup>3+</sup>	0,0128	0,0000	0,0047	0,0047	0,0028	0,0133	0,0024	0,0060	0,0003	0,0057
Fe <sup>3+</sup>	0,0220	0,0298	0,0218	0,0289	0,0479	0,0570	0,0603	0,0574	0,0619	0,0636
Fe <sup>2+</sup>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Mn	0,0000	0,0036	0,0026	0,0000	0,0000	0,0000	0,0003	0,0000	0,0006	0,0000
Ni	0,0046	0,0000	0,0044	0,0032	0,0041	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0008
Mg	0,0130	0,0085	0,0143	0,0091	0,0099	0,0107	0,0138	0,0033	0,0070	0,0045
Ca	3,9264	3,8115	3,8200	3,8634	3,9585	3,8917	3,9504	3,9728	3,9034	3,8590
Sr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Ba	0,0044	0,0042	0,0000	0,0021	0,0000	0,0175	0,0000	0,0022	0,0194	0,0000
Na+K	0,0002	0,0085	0,0036	0,0032	0,0000	0,0040	0,0156	0,0015	0,0010	0,0013
P	0,0018	0,0024	0,0010	0,0059	0,0007	0,0030	0,0000	0,0015	0,0031	0,0018
Nb	0,0035	0,0000	0,0047	0,0079	0,0110	0,0035	0,0009	0,0067	0,0082	0,0100
<b>Suma</b>	<b>7,9832</b>	<b>7,9471</b>	<b>7,9549</b>	<b>8,1109</b>	<b>7,9446</b>	<b>7,9289</b>	<b>8,0156</b>	<b>8,0525</b>	<b>8,1097</b>	<b>8,0215</b>
OH	3,2940	3,0226	3,2342	3,6464	3,2870	2,9927	3,1239	3,3947	3,5071	3,2893
F	0,7060	0,9757	0,7647	0,3525	0,7130	1,0062	0,8728	0,6029	0,4898	0,7079
Cl	0,0000	0,0017	0,0011	0,0011	0,0000	0,0011	0,0033	0,0024	0,0030	0,0028
<b>Suma</b>	<b>4,0000</b>	<b>4,0000</b>	<b>4,0000</b>	<b>4,0000</b>	<b>4,0000</b>	<b>4,0000</b>	<b>4,0000</b>	<b>4,0000</b>	<b>4,0000</b>	<b>4,0000</b>
<b>Total</b>	<b>15,7722</b>	<b>15,6402</b>	<b>15,6961</b>	<b>15,9073</b>	<b>15,7958</b>	<b>15,6564</b>	<b>15,7513</b>	<b>15,8615</b>	<b>15,8885</b>	<b>15,7699</b>
X <sub>F</sub>	0,18	0,24	0,19	0,09	0,18	0,25	0,22	0,15	0,12	0,18

<sup>+</sup> Iones por unidad de fórmula calculados sobre la base de 16 aniones por unidad de fórmula; X<sub>F</sub> = F/(OH + F + Cl)



**Figura 4.19.** Cristal de titanita con zonación composicional (LM-9): **a)** imagen de electrones retrodispersados; **b)** falsos colores.

Los análisis de titanitas del skarn Loma Marcelo presentados en el Cuadro 4.9 fueron recalculados en base a 20 aniones por unidad de fórmula (O, OH, F, Cl). El Si fue asignado a las posiciones tetraédricas (3,7670 c.p.u.f. en promedio) y el Fe fue asumido íntegramente como  $\text{Fe}^{3+}$  y asignado a las posiciones octaédricas. Los principales cationes en coordinación 7 son Ca (3,8957 c.p.u.f.) y Zr (0,0409 c.p.u.f.), junto a contenidos de Th, U, Mn, Ni, Mg, Sr, Ba, Na + K, Nb y tierras raras livianas (Ce, Nd, Sm) inferiores a 0,06 c.p.u.f. En las posiciones octaédricas los principales cationes son Ti (3,3307 c.p.u.f.), Al (0,6523 c.p.u.f.) y  $\text{Fe}^{3+}$  (0,0451 c.p.u.f.). Los contenidos medios de F y Cl son de 0,7192 a.p.u.f. y 0,0016 a.p.u.f., respectivamente. En un cristal de titanita de LM-9 (muestra 501) se constató la presencia de zonación composicional (Fig. 4.19). Con relación al núcleo del cristal, el borde posee contenidos levemente menores de Si, Ti, Cr y Nb y algo mayores de Al, Fe y F.

#### 4.8.2 Circón

El circón ( $\text{ZrSiO}_4$ ) es un mineral accesorio común en rocas ígneas y metamórficas y también se presenta como material detrítico en sedimentos y rocas sedimentarias (Deer *et al.* 1992). La unidad estructural principal del circón consiste en una cadena de tetraedros  $\text{SiO}_4$  que alternan con dodecaedros triangulares  $\text{ZrO}_8$ .

En el Cuadro 4.10 se presentan análisis de circones del skarn Loma Marcelo recalculados en base a 16 oxígenos por unidad de fórmula. El contenido promedio de Si en las posiciones tetraédricas es de 4,1185 c.p.u.f. En las posiciones dodecaédricas los principales cationes son Zr (3,3616 c.p.u.f.), Ca (0,3681 c.p.u.f.), Mg (0,1172 c.p.u.f.),  $\text{Fe}^{3+}$  (0,0789 c.p.u.f.) y Al (0,0696 c.p.u.f.). También fueron registrados contenidos de Ti, Hf, Th, U, Mn, Y y tierras raras livianas (Ce, Nd, Sm) inferiores a 0,05 c.p.u.f.

**Cuadro 4.10.** Análisis de circón por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

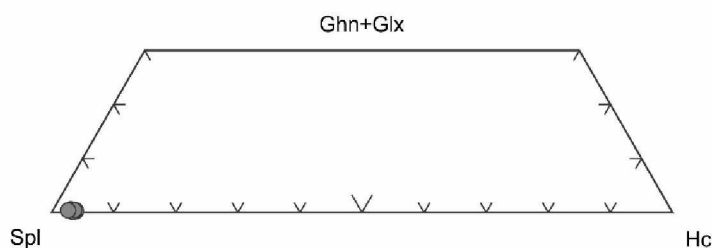
% en peso	LM-4		LM-9b		c.p.u.f. <sup>+</sup>	LM-4		LM-9b	
	11412c2	11412c'	501	501		11412c2	11412c'	501	501
	1	2	1	2		1	2	1	2
SiO <sub>2</sub>	33,4740	31,3590	29,2270	35,4480	<b>Posiciones tetraédricas</b>				
TiO <sub>2</sub>	0,2290	0,2260	0,0690	0,2090	Si	4,1163	3,9801	4,1689	4,2085
ZrO <sub>2</sub>	63,1950	61,3580	47,3340	44,3550	<b>Posiciones dodecaédricas</b>				
HfO <sub>2</sub>	1,3040	1,9470	0,7170	0,6420	Ti	0,0212	0,0216	0,0074	0,0187
ThO <sub>2</sub>	0,1830	0,9740	10,3990	0,8580	Zr	3,7893	3,7973	3,2922	2,5677
UO <sub>2</sub>	0,0560	0,5210	8,7210	0,8290	Hf	0,0229	0,0353	0,0146	0,0109
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.l.d.	0,2100	0,0190	1,7420	Th	0,0026	0,0141	0,1688	0,0116
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,2170	0,7060	0,8730	0,4360	U	0,0008	0,0074	0,1384	0,0110
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0680	b.l.d.	0,0900	0,0860	Al	0,0000	0,0314	0,0032	0,2437
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0190	0,0210	0,0720	b.l.d.	Ln <sup>3+</sup>	0,0181	0,0577	0,0760	0,0363
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.l.d.	0,2070	0,0280	0,1230	Fe <sup>3+</sup>	0,0184	0,0207	0,0544	0,2201
Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub>	0,1989	0,2167	0,5068	2,4639	Mn	0,0031	0,0197	0,0066	0,0047
MnO	0,0300	0,1830	0,0550	0,0470	Mg	0,0046	0,0004	0,0240	0,4396
MgO	0,0250	0,0020	0,1130	2,4840	Ca	0,0315	0,1039	0,1884	1,1487
CaO	0,2390	0,7640	1,2330	9,0300	Suma	3,9124	4,1093	3,9740	4,7130
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.					
F	b.l.d.	0,1140	b.l.d.	0,0440					
<b>Total</b>	<b>99,2379</b>	<b>98,8087</b>	<b>99,4568</b>	<b>98,7969</b>	<b>Total</b>	<b>8,0287</b>	<b>8,0894</b>	<b>8,1430</b>	<b>8,9216</b>
b.l.d. = bajo el límite de detección.					+ Cationes por unidad de fórmula calculados sobre la base de 16 oxígenos por unidad de fórmula; Ln <sup>3+</sup> incluye Y <sup>3+</sup> .				
Y <sub>ppm</sub>	1708,74	5559,33	6874,35	3433,24					
Th <sub>ppm</sub>	1608,22	8559,60	91387,39	7540,18					
U <sub>ppm</sub>	493,64	4592,61	76875,45	7307,62					
Th/U	3,26	1,86	1,19	1,03					

### 4.8.3 Espinela

La celda unitaria de los minerales del grupo de la espinela consta de 32 oxígenos y 24 cationes, de los cuales 8 se encuentran en capas con coordinación 8 (posiciones A) y 16 se encuentran en capas con coordinación 6 (posiciones B) (Deer *et al.* 1992). Según esto la fórmula estructural del grupo de la espinela puede representarse por  $A^{2+}_8 B^{3+}_{16} O_{32}$ . El grupo es subdividido en tres series en función del tipo de catión trivalente dominante: serie de la espinela (Al), serie de la magnetita ( $Fe^{3+}$ ) y serie de la cromita (Cr).

La espinela del skarn Loma Marcelo consiste principalmente en espinela *sensu stricto* (Espinela 95,86-97,12%). El reemplazo de Mg por  $Fe^{2+}$ , Mn y Zn es reducido, siendo las proporciones moleculares de hercinita, galaxita y gahnita inferiores al 5% (Hercinita 2,50-3,83%, Galaxita 0,05-0,33%, Gahnita 0,00-0,27%). En las figuras 4.20 y 4.21 se muestran, respectivamente, el triángulo composicional correspondiente a la serie de la espinela e imágenes de electrones retrodispersados de algunos de los cristales analizados. En el Cuadro 4.11 se presentan los promedios, desvíos estándar y mínimos y máximos de los análisis por microsonda electrónica de espinelas del skarn Loma Marcelo junto al número de cationes por unidad de fórmula y las proporciones moleculares de los componentes finales. La totalidad de los análisis realizados (N = 20) se presentan en el Anexo 5. El recálculo de la fórmula de la espinela se realizó en base a 32 oxígenos por unidad de fórmula.

En las posiciones B los contenidos medios de Al,  $Fe^{3+}$  y Cr son de 15,9961 c.p.u.f., 0,0139 c.p.u.f. y 0,0090 c.p.u.f., respectivamente. Según sus contenidos medios, los principales cationes en las posiciones A son Mg (7,6389 c.p.u.f.),  $Fe^{2+}$  (0,2713 c.p.u.f.), Mn (0,0177 c.p.u.f.) y Zn (0,0084 c.p.u.f.). También fueron registrados contenidos de Co, Ni, Ca y Na + K inferiores a 0,006 c.p.u.f. La fórmula general de la espinela del skarn Loma Marcelo puede ser escrita como  $(Mg_{7,64} Fe^{2+}_{0,27} Mn_{0,02} Zn_{0,008})_{\Sigma = 7,94} (Al_{15,99} Fe^{3+}_{0,01} Cr_{0,009})_{\Sigma = 16,00} O_{32,00}$ .



**Figura 4.20.** Diagrama ternario de la espinela del skarn Loma Marcelo.

**Cuadro 4.11.** Análisis de espinela por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo (N = 20)

% en peso	Media	Desvío	Mínimo	Máximo
SiO <sub>2</sub>	0,020	0,020	0,000	0,052
TiO <sub>2</sub>	0,062	0,065	0,000	0,186
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	71,204	0,382	70,590	71,736
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,060	0,046	0,000	0,140
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,097	0,163	0,000	0,506
FeO*	1,702	0,171	1,256	1,901
MnO	0,110	0,033	0,023	0,165
NiO	0,007	0,021	0,000	0,090
MgO	26,883	0,255	26,370	27,426
CaO	0,014	0,013	0,000	0,042
CoO	0,012	0,017	0,000	0,055
ZnO	0,060	0,051	0,000	0,152
Na <sub>2</sub> O	0,012	0,013	0,000	0,038
K <sub>2</sub> O	0,006	0,009	0,000	0,028
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,004	0,007	0,000	0,025
F	0,035	0,076	0,000	0,256
Cl	0,003	0,005	0,000	0,020
<b>Total</b>	<b>100,288</b>	<b>0,588</b>	<b>99,065</b>	<b>101,644</b>

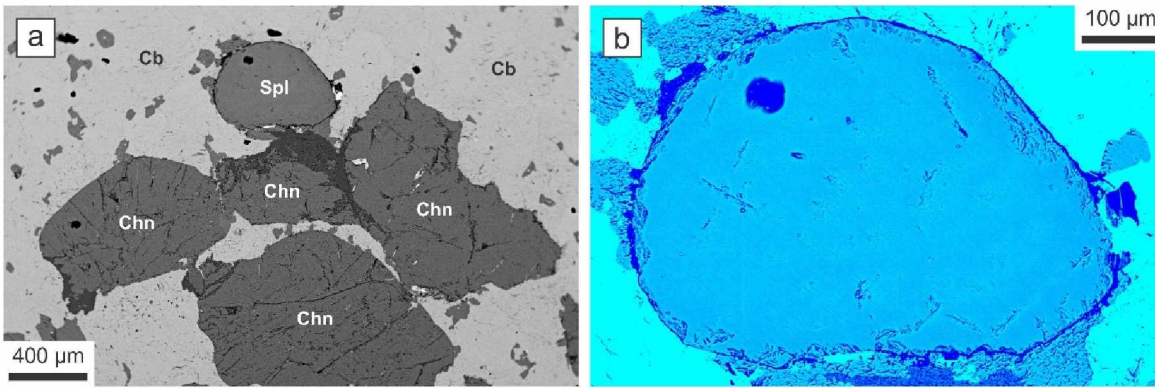
\* Calculado según Droop 1987.

c.p.u.f.**	Media	Desvío	Mínimo	Máximo
Si	0,0038	0,0038	0,0000	0,0099
Ti	0,0088	0,0093	0,0000	0,0267
Al	15,9961	0,0457	15,9183	16,0787
Cr	0,0090	0,0069	0,0000	0,0210
Fe <sup>3+</sup>	0,0139	0,0232	0,0000	0,0716
Fe <sup>2+</sup>	0,2713	0,0275	0,1978	0,3049
Mn	0,0177	0,0053	0,0037	0,0268
Ni	0,0011	0,0031	0,0000	0,0136
Mg	7,6389	0,0566	7,5535	7,7420
Ca	0,0029	0,0027	0,0000	0,0085
Co	0,0018	0,0026	0,0000	0,0083
Zn	0,0084	0,0071	0,0000	0,0215
Na+K	0,0058	0,0063	0,0000	0,0197
P	0,0006	0,0012	0,0000	0,0040
<b>Total</b>	<b>23,9800</b>	<b>0,0164</b>	<b>23,9369</b>	<b>24,0000</b>

**Proporciones moleculares de los componentes finales**

Espinela	96,25	0,31	95,86	97,12
Hercinita	3,42	0,35	2,50	3,83
Gahnita	0,11	0,09	0,00	0,27
Galaxita	0,22	0,07	0,05	0,33
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	-	-	-

\*\* Cationes por unidad de fórmula calculados sobre la base de 32 oxígenos por unidad de fórmula.



**Figura 4.21.** Imágenes de electrones retrodispersados de cristales de espinela del skarn Loma Marcelo (LM-6). **a)** Espinela asociada a condrodita y carbonatos (calcita + dolomita). **b)** Detalle en falsos colores del cristal de espinela de la figura 4.21a.

#### 4.8.4 Dozyita

La dozyita es un interestratificado de serpentina y clorita trioctaédricos con relación 1:1 (Bailey *et al.* 1995). Su fórmula general es  $Mg_7Al_2[(Si_4Al_2)O_{15}](OH)_{12}$ . Este mineral fue descrito por primera vez por Bailey *et al.* (1995) en el skarn alterado adyacente a la mina de Cu-Au-Ag Ertsberg East (Nueva Guinea Occidental, Indonesia), formado por la intrusión de un cuerpo monzonítico plio-pleistoceno en calizas dolomíticas terciarias y afectado por varios eventos metasomáticos y mineralizantes posteriores que involucraron elevadas concentraciones de Si, Fe y Al. La dozyita también fue descrita por Banfield y Bailey (1996) en la mina de cromo Woods (Pennsylvania, Estados Unidos), donde se encuentra en serpentinitas formadas por metamorfismo de peridotitas de tipo alpino intruidas en esquistos y gneises durante el Ordovícico. Finalmente, este mineral es citado en Nikka Vord, en el Complejo Ofiolítico Shetland de edad neoproterozoica (Flinn y Oglethorpe 2005) expuesto en la isla Unst, perteneciente a las Islas Shetland (Escocia, Reino Unido) ([www.mindat.org](http://www.mindat.org)). Además de las tres localidades antes mencionadas, no se citan otras ocurrencias de dozyita en la literatura geológica, por lo que la dozyita del skarn Loma Marcelo constituiría la cuarta ocurrencia en el mundo de este mineral.

En el Cuadro 4.12 se presentan los promedios, desvíos estándar y mínimos y máximos de los análisis por microsonda electrónica de las dozyitas del skarn Loma Marcelo y de la mina Ertsberg East (Bailey *et al.* 1995) junto al número de cationes por unidad de fórmula. Con relación a la dozyita de la mina Ertsberg East, la identificada en el skarn Loma Marcelo presenta casi 5 veces más de CaO y contenidos menores de  $Fe_2O_3T$ ,  $Na_2O$  y Cl. La totalidad de los análisis realizados en la dozyita del skarn Loma Marcelo (N = 17) se presentan en el Anexo 6. El recálculo de su fórmula se realizó en base a  $O_{15}(OH)_{12}$  y asumiendo todo el hierro presente como  $Fe^{3+}$ .

Los análisis de dozyita se caracterizan por elevados contenidos de Mg y una alta relación Al:Si. La dozyita del skarn Loma Marcelo tiene, en promedio, 4,1357 c.p.u.f. de Si y 1,8643 c.p.u.f. de Al en las posiciones tetraédricas. Según sus contenidos medios, los principales cationes no tetraédricos son

**Cuadro 4.12.** Comparación composicional de las dozyitas del skarn Loma Marcelo y la mina Ertsberg East (Indonesia)

Análisis por microsonda electrónica					Número de iones por unidad de fórmula <sup>3</sup>		
% en peso	Skarn Loma Marcelo <sup>1</sup>		Mina Ertsberg East <sup>2</sup>		i.p.u.f.	Skarn Loma Marcelo	Mina Ertsberg East
	n = 17		n = 19				
	Media	Desvío	Media	Desvío			
SiO <sub>2</sub>	29,93	0,85	29,69	0,43	Si	4,1357	4,1706
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,11			Al	1,8643	1,8294
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,35	1,28	20,29	0,61	<b>Suma</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,03			Al	1,4512	1,5297
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,57	0,20	1,81	0,14	Cr	0,0029	0,0000
MnO	0,02	0,02			Fe <sup>3+</sup>	0,0598	0,1913
NiO	0,01	0,01			Mn	0,0023	0,0000
MgO	34,53	0,84	34,74	0,38	Ni	0,0009	0,0000
CaO	0,19	0,31	0,04	0,03	Mg	7,1136	7,2748
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,05	0,07	0,09	Ca	0,0286	0,0060
K <sub>2</sub> O	0,02	0,02			Na+K	0,0167	0,0191
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,02			P	0,0036	0,0000
H <sub>2</sub> O <sub>calc</sub>	12,50	0,16	12,20	1,22	<b>Suma</b>	<b>8,6796</b>	<b>9,0209</b>
F	1,09	0,57			OH	11,5207	11,9571
Cl	0,02	0,01	0,18	0,18	F	0,4753	0,0000
<b>Suma</b>	<b>99,43</b>	-	<b>99,02</b>	-	Cl	0,0040	0,0429
					<b>Suma</b>	<b>12,0000</b>	<b>12,0000</b>
					<b>Total</b>	<b>26,6796</b>	<b>27,0209</b>

<sup>1</sup> Este trabajo; <sup>2</sup> Bailey *et al.* 1995; <sup>3</sup> Reconstrucción de la fórmula de la dozyita en base a O<sub>15</sub>(OH)<sub>12</sub> y asumiendo todo el hierro presente como Fe<sup>3+</sup>.

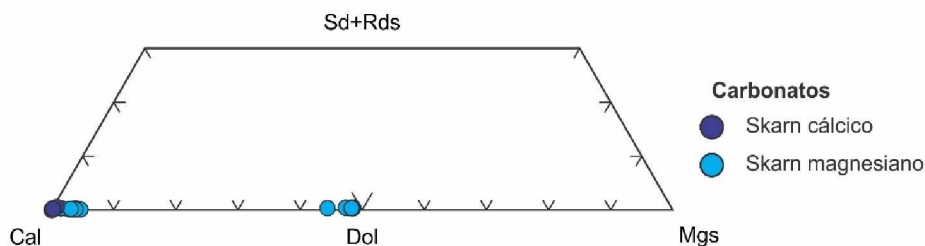
Mg (7,1136 c.p.u.f.), Al (1,4512 c.p.u.f.), Fe<sup>3+</sup> (0,0598 c.p.u.f.) y Ca (0,0286 c.p.u.f.). También fueron registrados contenidos de Ti, Cr, Mn, Ni, Na + K y P inferiores a 0,02 c.p.u.f. El reemplazo de OH (11,5207 a.p.u.f.) por F (0,4753 a.p.u.f.) y Cl (0,0040 a.p.u.f.) es escaso. La fórmula general de la dozyita del skarn Loma Marcelo puede ser escrita como  $(Mg_{7,11} Al_{1,45} Fe^{3+}_{0,06} Ca_{0,03})_{\Sigma = 8,65} [(Si_{4,14} Al_{1,86})_{\Sigma = 6,00} O_{15,00}] (OH_{11,52} F_{0,48} Cl_{0,004})_{\Sigma = 12,00}$ .

#### 4.8.5 Carbonatos

Los minerales carbonáticos del skarn Loma Marcelo son calcita en el skarn cálcico (Calcita 98,77-99,98%, Magnesita 0,00-0,58%) y calcita magnesiana (Calcita 95,21-98,31%, Magnesita 1,38-4,60%) y dolomita (Calcita 51,13-55,29%, Magnesita 44,18-48,35%) en el skarn magnesiano. En este último caso la calcita y la dolomita constituyen tanto la matriz de la roca como los parches carbonáticos presentes en los cristales de condrodita.

En la [Figura 4.22](#) se muestra el triángulo composicional de los carbonatos del skarn Loma Marcelo y en el [Cuadro 4.13](#) se presentan los promedios, desvíos estándar y mínimos y máximos de los análisis por microsonda electrónica realizados en carbonatos junto al número de cationes por unidad de fórmula y las proporciones moleculares de los componentes finales. La totalidad de los análisis realizados (N = 61) se presentan en el Anexo 7. El recálculo de la fórmula de los carbonatos se realizó en base a 6 oxígenos por unidad de fórmula.

Los contenidos medios de Ca en la calcita del skarn cálcico son de 1,9887 c.p.u.f., mientras que en la calcita magnesiana y la dolomita del skarn magnesiano son de 1,9171 c.p.u.f. y 1,0342 c.p.u.f., respectivamente. Por su parte, los contenidos medios de Mg son de 0,0014 c.p.u.f. en la calcita del skarn cálcico y, en el skarn magnesiano, de 0,0675 c.p.u.f. en la calcita magnesiana y 0,9504 c.p.u.f. en la dolomita. En los minerales carbonáticos de ambos tipos de skarn el reemplazo de Ca y/o Mg por otros cationes divalentes como Fe, Mn, Sr y Ba es escaso e inferior a 0,008 c.p.u.f. También fueron registrados contenidos de Ti inferiores a 0,009 c.p.u.f. y de tierras raras livianas (Ce, Nd, Sm) inferiores a 0,005 c.p.u.f.



**Figura 4.22.** Diagrama ternario de carbonatos del skarn Loma Marcelo.

#### 4.9 DISCUSIÓN Y CONSIDERACIONES PARCIALES

El estudio petrográfico, textural y mineraloquímico del skarn Loma Marcelo muestra que la formación del granate tipo 1 es anterior a la del granate tipo 2, estando ambos tipos de granate relacionados a distintos eventos metasomáticos. La existencia de zonación composicional en los granates euhedrales de LM-13, con núcleos de grosularia andradítica (composición del granate tipo 1) y bordes esencialmente grosularíticos (composición del granate tipo 2), indica cambios en la composición de los fluidos metasomáticos. Por otra parte, la formación de grosularia casi pura reflejada en el granate tipo 3 podría estar relacionada con la presencia de F en el sistema, elemento que puede incrementar sustancialmente la movilidad del Al en los fluidos hidrotermales mediante la formación de complejos fluorurados (Tagirov *et al.* 2002a y b).

Al igual que en el caso del granate, las diferencias composicionales existentes entre los piroxenos tipo I y II, además de las diferencias de tamaño de grano, forma cristalina, propiedades ópticas y grado de alteración, permitirían asignar su formación a eventos metasomáticos distintos.

Con el objeto de determinar la temperatura de formación de los pares granate-piroxeno del skarn, se utilizó la calibración actualizada por Ravna (2000) del geotermómetro granate-clinopiroxeno ( $\text{Fe}^{2+}$ -Mg). Este autor obtuvo una ecuación que otorga resultados razonables con una incertidumbre de  $\pm 100^\circ\text{C}$  para pares granate-clinopiroxeno naturales de distintos tipos de rocas y ambientes geológicos en un amplio rango de temperaturas y presiones. El geotermómetro granate-clinopiroxeno fue aplicado a los pares granate tipo 1-piroxeno tipo I y granate tipo 2-piroxeno tipo II, obteniéndose temperaturas geológicamente no razonables comprendidas en torno a  $1.606^\circ\text{C}$  y  $1.176^\circ\text{C}$ , respectivamente. Estas temperaturas podrían ser el resultado del reseteo térmico durante el enfriamiento debido a la perturbación de la “composición pico” de los minerales como consecuencia del intercambio catiónico simple y de una combinación de reacciones de transferencia neta e intercambio catiónico (Spear y Florence 1992; Ravna 2000). Asimismo, los geotermómetros basados en el intercambio de  $\text{Fe}^{2+}$  entre fases minerales coexistentes genera problemas adicionales debido a que la discriminación de  $\text{Fe}^{2+}$  y  $\text{Fe}^{3+}$  usualmente proviene de cálculos estequiométricos y no de resultados analíticos, los cuales únicamente proveen Fe total (Ravna 2000). Estos cálculos son muy sensibles a las imprecisiones analíticas y pueden dar resultados geotermométricos erróneos.

Las similitudes de hábito cristalino y grado de deformación y/o alteración observadas en la wollastonita y la vesuvianita sugieren que las variedades de wollastonita de alto Fe y bajo Fe y los tipos de vesuvianita a, b y c se formaron durante un único evento metasomático (no necesariamente el mismo). Las pequeñas variaciones composicionales verificadas en ambos minerales serían consecuencia de heterogeneidades composicionales del protolito y/o de pequeñas variaciones locales en la composición de los fluidos metasomáticos. La vesuvianita tipo d, dado su carácter intersticial, bien podría ser tardía

**Cuadro 4.13.** Análisis de carbonatos por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

% en peso	Calcita del skarn cálcico (n = 31)				Calcita del skarn magnesiano (n = 18)				Dolomita del skarn magnesiano (n = 11)			
	Media	Desvío	Mínimo	Máximo	Media	Desvío	Mínimo	Máximo	Media	Desvío	Mínimo	Máximo
SiO <sub>2</sub>	0,010	0,017	0,000	0,061	0,001	0,003	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000
TiO <sub>2</sub>	0,019	0,042	0,000	0,195	0,081	0,099	0,000	0,356	0,050	0,057	0,000	0,171
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,009	0,014	0,000	0,059	0,034	0,092	0,000	0,363	0,028	0,048	0,000	0,150
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,030	0,071	0,000	0,341	0,018	0,054	0,000	0,198	0,000	0,000	0,000	0,000
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,021	0,041	0,000	0,187	0,008	0,023	0,000	0,083	0,000	0,000	0,000	0,000
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,021	0,043	0,000	0,178	0,006	0,025	0,000	0,106	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO <sub>T</sub>	0,043	0,045	0,000	0,168	0,043	0,038	0,000	0,125	0,197	0,038	0,150	0,276
MnO	0,045	0,042	0,000	0,203	0,066	0,028	0,000	0,116	0,087	0,025	0,051	0,124
MgO	0,027	0,043	0,000	0,227	1,334	0,269	0,541	1,823	20,129	0,589	18,538	20,692
CaO	55,590	0,624	53,609	56,945	52,679	0,566	51,655	53,581	30,470	0,698	29,694	32,276
SrO	0,045	0,061	0,000	0,175	0,049	0,051	0,000	0,172	0,031	0,039	0,000	0,117
BaO	0,051	0,077	0,000	0,322	0,120	0,148	0,000	0,412	0,122	0,199	0,000	0,554
Na <sub>2</sub> O	0,020	0,027	0,000	0,083	0,008	0,012	0,000	0,036	0,014	0,020	0,000	0,056
K <sub>2</sub> O	0,002	0,004	0,000	0,016	0,004	0,006	0,000	0,018	0,004	0,008	0,000	0,023
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,024	0,026	0,000	0,115	0,037	0,018	0,003	0,069	0,020	0,025	0,000	0,083
CO <sub>2</sub>	45,059	0,833	43,278	46,380	46,370	0,386	45,878	47,075	49,637	0,641	48,675	50,560
F	0,054	0,075	0,000	0,314	0,094	0,133	0,000	0,401	0,060	0,085	0,000	0,273
Cl	0,009	0,012	0,000	0,050	0,008	0,010	0,000	0,036	0,005	0,007	0,000	0,019
<b>Total</b>	<b>101,081</b>	<b>0,394</b>	<b>100,541</b>	<b>101,898</b>	<b>100,959</b>	<b>0,265</b>	<b>100,134</b>	<b>101,329</b>	<b>100,853</b>	<b>0,083</b>	<b>100,770</b>	<b>101,030</b>

**Cuadro 4.13 (continuación). Análisis de carbonatos por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo**

c.p.u.f.**	Calcita del skarn cálcico (n = 31)				Calcita del skarn magnesiano (n = 18)				Dolomita del skarn magnesiano (n = 11)			
	Media	Desvío	Mínimo	Máximo	Media	Desvío	Mínimo	Máximo	Media	Desvío	Mínimo	Máximo
Si	0,0003	0,0006	0,0000	0,0020	0,0000	0,0001	0,0000	0,0004	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Ti	0,0005	0,0011	0,0000	0,0049	0,0020	0,0025	0,0000	0,0090	0,0012	0,0014	0,0000	0,0040
Al	0,0004	0,0006	0,0000	0,0023	0,0014	0,0036	0,0000	0,0142	0,0010	0,0018	0,0000	0,0055
Cr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Ln <sup>3+</sup>	0,0009	0,0013	0,0000	0,0049	0,0004	0,0010	0,0000	0,0036	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Fe <sup>2+</sup>	0,0012	0,0013	0,0000	0,0048	0,0012	0,0011	0,0000	0,0036	0,0052	0,0010	0,0040	0,0072
Mn	0,0013	0,0012	0,0000	0,0059	0,0019	0,0008	0,0000	0,0033	0,0023	0,0007	0,0013	0,0033
Mg	0,0014	0,0022	0,0000	0,0116	0,0675	0,0133	0,0274	0,0905	0,9504	0,0237	0,8825	0,9659
Ca	1,9887	0,0053	1,9681	1,9962	1,9171	0,0168	1,8741	1,9535	1,0342	0,0246	1,0149	1,1043
Sr	0,0009	0,0012	0,0000	0,0034	0,0010	0,0010	0,0000	0,0034	0,0006	0,0007	0,0000	0,0022
Ba	0,0007	0,0010	0,0000	0,0042	0,0016	0,0020	0,0000	0,0056	0,0015	0,0024	0,0000	0,0068
Na+K	0,0014	0,0018	0,0000	0,0057	0,0007	0,0009	0,0000	0,0027	0,0010	0,0014	0,0000	0,0039
P	0,0007	0,0007	0,0000	0,0033	0,0011	0,0005	0,0001	0,0020	0,0005	0,0007	0,0000	0,0023
<b>Total</b>	<b>1,9982</b>	<b>0,0020</b>	<b>1,9948</b>	<b>2,0018</b>	<b>1,9958</b>	<b>0,0033</b>	<b>1,9877</b>	<b>1,9993</b>	<b>1,9980</b>	<b>0,0020</b>	<b>1,9932</b>	<b>2,0009</b>

**Proporciones moleculares de los componentes finales**

Calcita	99,73	0,21	98,77	99,98	96,32	0,68	95,21	98,31	51,86	1,20	51,13	55,29
Magnesita	0,07	0,11	0,00	0,58	3,39	0,67	1,38	4,60	47,66	1,20	44,18	48,35
Siderita	0,06	0,06	0,00	0,24	0,06	0,05	0,00	0,18	0,26	0,05	0,20	0,36
Rodocrosita	0,06	0,06	0,00	0,30	0,10	0,04	0,00	0,17	0,12	0,03	0,07	0,16
Estroncianita	0,04	0,06	0,00	0,17	0,05	0,05	0,00	0,17	0,03	0,04	0,00	0,11
Witherita	0,03	0,05	0,00	0,21	0,08	0,10	0,00	0,28	0,08	0,12	0,00	0,34
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	-	-	-	<b>100,00</b>	-	-	-	<b>100,00</b>	-	-	-

\*\* Cationes por unidad de fórmula calculados sobre la base de 2 oxígenos por unidad de fórmula.

con relación a los demás tipos de vesubianita o haberse formado durante un evento metamórfico posterior.

La presencia de vesubianita y condrodita con elevados contenidos de F, además de la presencia de fluorita intersticial, es indicativa de que este elemento desempeñó un rol importante en la petrogénesis del skarn Loma Marcelo, ya sea que el F haya sido aportado por el protolito o introducido metamórficamente. En este sentido, cabe señalar la zonación composicional que presenta la titanita del skarn cálcico, con núcleos con bajos contenidos de F y bordes más ricos en este elemento, indicando la existencia de dos etapas de retrogradación relacionadas a fluidos con distinto contenido de F. Esto confirmaría el hecho de que el F fue introducido en algún momento posterior a la formación de la titanita de bajo F y previamente a la etapa de retrogradación responsable de la formación de la titanita de alto F. El accionar de este metasomatismo de F puede ser vinculado a la actividad hidrotermal postmagmática del plutonismo cámbrico alcalino de las Sierras Australes (533-524 Ma) representado por los granitos del Cerro Colorado y la Estancia Agua Blanca. [Grecco y Gregori \(1993\)](#) identificaron en estos granitos tipo A procesos hidrotermales de albitización, biotización, fluoritización y sericitización. En base a estudios termométricos de inclusiones fluidas en fluorita, los citados autores obtuvieron temperaturas de homogeneización de 320°C.

Estudios estructurales comparativos de vesubianitas procedentes de distintos ambientes geológicos permitieron distinguir vesubianitas de alta temperatura y simetría ( $T > 500^{\circ}\text{C}$ , grupo espacial P4/nnc) y vesubianitas de baja temperatura y simetría ( $T < 500^{\circ}\text{C}$ , grupos espaciales P4/n y P4nc) ([Allen y Burnham 1992](#); [Ambruster y Gnos 2000a y b](#); [Gnos y Ambruster 2006](#)). [Gnos y Ambruster \(2006\)](#) señalaron la existencia de una dependencia sistemática entre la simetría del grupo espacial y la temperatura de cristalización de la vesubianita: el grupo espacial P4/nnc es característico de alta temperatura ( $> 500^{\circ}\text{C}$ ), mientras que a bajas temperaturas dominan los grupos espaciales P4/n (300-500°C) y P4nc ( $< 300^{\circ}\text{C}$ ). En las vesubianitas de baja temperatura y baja simetría los grupos espaciales P4/n y P4nc pueden coexistir en diferentes proporciones en un mismo cristal ([Gnos y Ambruster 2006](#)).

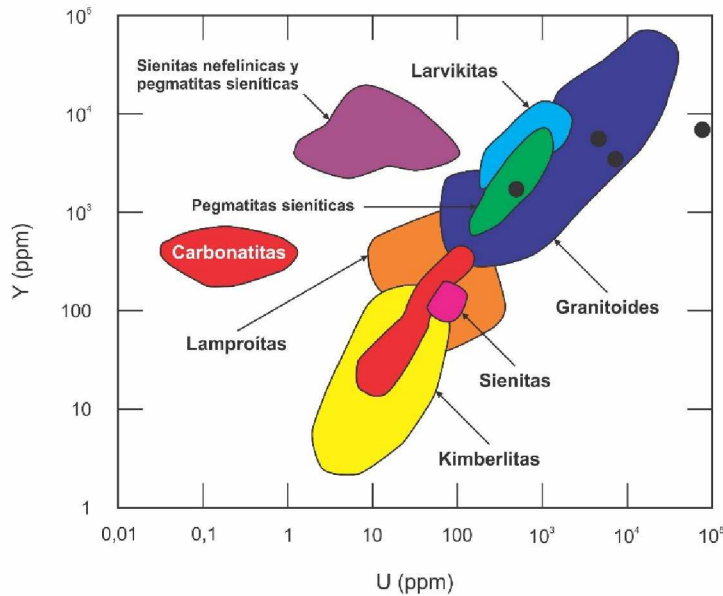
Mediante análisis de difracción de rayos X por el método del cristal único se pueden distinguir las vesubianitas con simetría P4/n o P4nc de aquellas con simetría P4/nnc debido a la presencia de muy débiles reflexiones adicionales en las primeras ([Allen y Burnham 1992](#); [Ambruster y Gnos 2000a y b](#)). Los métodos convencionales de difracción de rayos X (ej. método del polvo) no permiten distinguir los distintos “politipos” de la vesubianita debido a que las reflexiones adicionales características de las vesubianitas con simetría P4/n o P4nc son demasiado débiles para ser registradas ([Arem y Burnham 1969](#); [Ambruster y Gnos 2000a](#)). Sin embargo, a través de características composicionales pueden distinguirse las vesubianitas de alta temperatura y alta simetría (P4/nnc) de aquellas de baja temperatura y baja simetría (P4/n o P4nc). La presencia de B u otros cationes trivalentes (ej. Al,  $\text{Fe}^{3+}$ ) en las posiciones T de la vesubianita favorece la cristalización de este mineral en el grupo espacial P4/nnc ([Gnos y Ambruster 2006](#)). Las vesubianitas con posiciones T vacantes tienen contenidos de Al de entre

7 y 10 c.p.u.f. y de Mg de entre 0,5 y 2,5 c.p.u.f. La presencia de B en las vesubianitas puede ser fácilmente reconocida mediante el diagrama Al vs. Mg propuesto por [Groat \*et al.\* \(1992\)](#) ([Fig. 4.15](#)). Adicionalmente, las vesubianitas de baja temperatura y baja simetría tienen sus 19 posiciones X ocupadas, mientras que las vesubianitas de alta temperatura y alta simetría tienen posiciones X vacantes, exceso de cationes en las posiciones Y y sumatoria de cationes mayores a 50 c.p.u.f. (siempre y cuando las posiciones T estén parcialmente ocupadas).

Las vesubianitas del skarn Loma Marcelo tienen contenidos promedios de Al de 9,7987 c.p.u.f. y de Mg de 1,0618 c.p.u.f., las posiciones X están completamente ocupadas y el exceso de cationes en las posiciones Y podría considerarse dentro de los márgenes de error ( $13,1769 \pm 0,2647$  c.p.u.f.), sugiriendo la ausencia de B y otros cationes en las posiciones T. Esta deducción es corroborada por el promedio de la sumatoria de cationes igual a 50,3831 c.p.u.f. Estas características composicionales permitirían asignar la pertenencia de las vesubianitas del skarn Loma Marcelo a uno de los dos grupos espaciales de baja simetría. Sin embargo, los elevados contenidos de F (2,8738 a.p.u.f. en promedio) pudieron promover la formación de la vesubianita de alta simetría a bajas temperaturas. [Galuskin \*et al.\* \(2003\)](#) indicaron que la existencia de vesubianitas de alta simetría formadas a bajas temperaturas (< 350°C) no está únicamente determinada por la temperatura, sino también por la composición de la fase fluida y por el régimen de crecimiento del cristal. Cabe destacar que las vesubianitas de baja simetría no contienen cantidades apreciables de F ([Fitzgerald \*et al.\* 1992](#); [Ohkawa 1994](#); [Pavese \*et al.\* 1998](#); [Paluszkiwich y Zabinski 1999](#); [Armbruster y Gnos 2000a y b](#)).

Con respecto a la condrodita, [Rice \(1980a\)](#) y [Piazolo y Markl \(1999\)](#) indicaron que los minerales del grupo de la humita pueden formarse en carbonatos impuros metamorfizados durante el metasomatismo, implicando la introducción de F y la reacción con los silicatos preexistentes. Según esto, la condrodita del skarn Loma Marcelo podría haberse formado por hidratación de forsterita, mineral que junto con la espinela constituirían la paragénesis de alta temperatura formada durante un metasomatismo anterior. A bajas presiones, los minerales del grupo de la humita no requieren de temperaturas o composiciones de fluidos inusuales para ser estables en rocas carbonáticas metamorfizadas, siendo la disponibilidad de F el factor más importante que controla su ocurrencia ([Rice 1980a](#)). La no identificación de forsterita en el skarn magnesiano sugeriría el consumo total de la forsterita durante las reacciones generadoras de condrodita.

Los minerales del skarn Loma Marcelo poseen composiciones similares a las reportadas en skarns formados a partir de protolitos carbonáticos de origen sedimentario. En la carbonatitas metasomatizadas el granate suele contener importantes cantidades de Ti y Zr, estando presente la variedad melanita y siendo significativas las proporciones moleculares de los componentes schorlomita, morimotoíta y kimzeyita ([Casillas \*et al.\* 2011](#)). La vesubianita de las metacarbonatitas puede o no tener elevados contenidos de tierras raras pero suelen ser frecuentes altos contenidos de Sr. Los miembros titaníferos del grupo de la humita son comunes en kimberlitas y carbonatitas ([Deer \*et al.\* 1992](#)). Con



**Figura 4.23.** Discriminación del tipo de roca de la cual proceden los circones del skarn Loma Marcelo (LM-9) analizados por microsonda electrónica (diagrama redibujado de [Belousova et al. 2002](#)).

relación al piroxeno y la wollastonita, no suelen existir diferencias significativas entre las composiciones de estos minerales en skarns formados a partir de carbonatos sedimentarios y los formados a partir de carbonatitas ([Casillas et al. 2011](#)). Los bajos contenidos de SrO de los minerales carbonáticos del skarn Loma Marcelo (< 0,18% SrO) son característicos de rocas carbonáticas de origen sedimentario.

[Belousova et al. \(2002\)](#) demostraron que los contenidos de elementos trazas en circones pueden ayudar a determinar el tipo de roca de la cual proceden. El contenido general de elementos trazas tiende a incrementarse desde las rocas ultramáficas hacia las rocas máficas y desde éstas hacia las rocas graníticas. En la [Figura 4.23](#) se muestra el diagrama de discriminación U vs. Y para distintos tipos de rocas. Los circones del skarn Loma Marcelo tienen contenidos de U variables entre 493,64 ppm y 76.875,45 ppm y contenidos de Y variables entre 1.708,74 ppm y 6.874,35 ppm ([Cuadro 4.10](#)), graficando en el campo correspondiente a los granitoides. Los contenidos de U e Y en los circones detríticos del skarn Loma Marcelo indican una fuente granítica predominante y no su formación por cristalización a partir de un magma carbonatítico.

# Capítulo 5

## GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

---

### 5.1 INTRODUCCIÓN

La geoquímica isotópica comprende el estudio de los isótopos radiogénicos o inestables y de los isótopos estables. El término “estable” es relativo y depende de los límites de detección de los tiempos de decaimiento radiactivo (Hoefs 1997). Los isótopos radiogénicos son principalmente utilizados en la determinación de la edad de rocas y minerales y también en la identificación de reservorios y procesos en estudios petrogenéticos. Los isótopos estables, principalmente los de oxígeno, hidrógeno, carbono y azufre, son poderosos trazadores de la procedencia de fluidos y de la fuente de carbono y azufre, así como de los procesos de interacción fluido-roca en una gran variedad de ambientes hidrotermales (Bowman 1998).

La utilidad de los isótopos estables se debe en parte al hecho de que la mayoría de los reservorios corticales y mantélicos de fluidos y rocas son isotópicamente diferentes entre sí en uno o varios de los isótopos estables antes mencionados. Los fluidos equilibrados con algún reservorio suelen experimentar modificaciones isotópicas significativas tras su interacción con otro reservorio (fluido o roca). Además, cambios considerables en las relaciones isotópicas de oxígeno, hidrógeno, carbono y/o azufre resultan de numerosos procesos geológicos y geoquímicos vinculados a la petrogénesis de skarns, incluyendo reacciones de descarbonatación, precipitación, interacción fluido-roca y reacciones de óxido-reducción (Bowman 1998). En consecuencia, la composición de isótopos estables de los skarns, y su variación espacio-temporal dentro del sistema, puede decirnos mucho sobre la fuente de los fluidos y sobre los procesos físico-químicos que actuaron.

El estudio isotópico del skarn Loma Marcelo y de las vetas y vetillas que cortan a las rocas de basamento del *Inlier* Sauce Chico comprendió el fechado de diversos materiales (circones, granate,

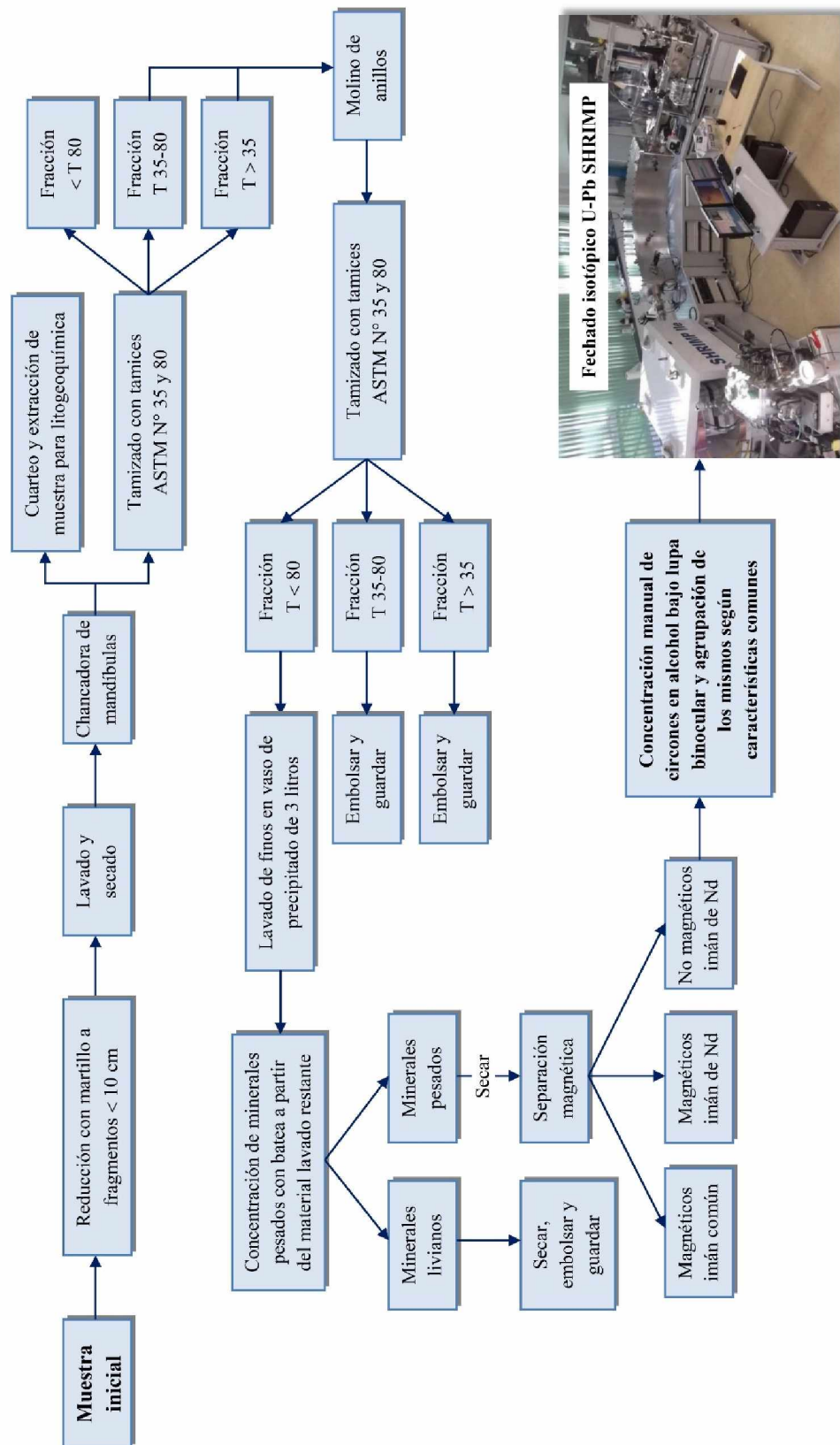
cuarzo, sericita y roca total) y la determinación de isótopos estables de oxígeno, hidrógeno y carbono en distintos minerales (granate, clinopiroxeno, wollastonita, vesuvianita, condrodita, espinela, cuarzo y carbonatos).

## 5.2 METODOLOGÍA DE TRABAJO

### 5.2.1 Geocronología

La concentración de circones para el estudio geocronológico U-Pb se realizó en el Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET) según la metodología esquematizada en la [Figura 5.1](#). Dos muestras, una del skarn Loma Marcelo (11415, LM-9) y otra de la andesita del Cerro Pan de Azúcar (CPA-2), cada una de 10 kg, fueron trituradas, lavadas, molidas y tamizadas. Los minerales pesados fueron concentrados con batea y luego tratados con imán de mano y separador magnético Frantz para concentrar la fracción no magnética. No se encontraron circones en la andesita del Cerro Pan de Azúcar. Los circones del skarn Loma Marcelo fueron separados y concentrados manualmente en alcohol bajo lupa binocular. El fechado isotópico U-Pb se realizó en el Centro de Pesquisas Geocronológicas del Instituto de Geociências de la Universidade de São Paulo (Brasil) con un espectrómetro de masas de iones secundarios acoplado a una microsonda iónica de alta resolución (SHRIMP IIe/MC) ([Sato \*et al.\* 2014](#)). Antes del análisis U-Pb, los circones seleccionados fueron montados en resina epoxi junto a circones estándar y sus secciones transversales expuestas mediante pulido para su datación. Se obtuvieron imágenes de electrones retrodispersados con el objeto de establecer la estructura interna y grado de fracturación de los cristales de circones y así poder seleccionar los sitios más propicios para el análisis U-Pb. El montaje fue limpiado y metalizado con oro e introducido en el SHRIMP para ser analizado según el método descrito por [Compston \*et al.\* \(1984\)](#) y [Williams \(1998\)](#). Los errores analíticos se presentan al nivel de  $1\sigma$ .

Los fechados isotópicos Sm-Nd se realizaron en el Laboratório de Geocronologia del Instituto de Geociências de la Universidade de Brasília (Brasil) sobre los pares granate-roca total de las muestras de skarn 11415 y 19240, ambas de LM-9, según el método descrito por [Gioia y Pimentel \(2000\)](#). Las muestras de granate y roca total fueron finamente pulverizadas y mezcladas con la solución *spike*  $^{149}\text{Sm}$ - $^{150}\text{Nd}$  y disueltas en cápsulas Savillex. La extracción de los lantánidos y de Sm y Nd se realizó mediante técnicas convencionales de intercambio catiónico. Los lantánidos fueron extraídos en columnas de cuarzo con resina BIO-RAD AG-50W-X8 y el Sm y Nd en columnas de teflón con resina LN-Spec. Las muestras de Sm y Nd fueron cargadas sobre filamentos de evaporación de renio y las mediciones isotópicas llevadas a cabo con un espectrómetro de masas multicolector Finnigan MAT 262 en modo estático. Los contenidos de Sm y Nd de las muestras analizadas fueron determinados por fluorescencia de rayos X. Las incertidumbres para  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  son mejores que  $\pm 0,2\%$  ( $2\sigma$ ) y  $\pm 0,005\%$  ( $2\sigma$ ), respectivamente, según el análisis repetido de los estándares internacionales BHVO-1 y BCR-1.



**Figura 5.1.** Esquema de la metodología implementada para la concentración de circones.

Las relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  fueron normalizadas a una relación  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de 0,7219 y la constante de decaimiento ( $\lambda$ ) utilizada fue  $6,54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$ .

El fechado isotópico Rb-Sr se realizó en el Centro de Pesquisas Geocronológicas del Instituto de Geociências de la Universidade de São Paulo (Brasil) sobre el par cuarzo-sericita de una veta de cuarzo  $\pm$  sericita de la Loma Marcelo (muestra 1819) según el método descrito por [Kawashita \(1972\)](#) y modificado por [Sato et al. \(1995\)](#). Los concentrados de cuarzo y sericita fueron finamente pulverizados y analizados por el método de dilución isotópica para la determinación de los contenidos de Rb y Sr y de la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Las mediciones isotópicas de Sr se llevaron a cabo con un espectrómetro de masas multicolector VG-354 termoiónico con amplificador Daly. Los errores analíticos se presentan al nivel de  $1\sigma$  para la relación  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  y de  $2\sigma$  para la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . La constante de decaimiento ( $\lambda$ ) utilizada fue  $1,42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ .

Los resultados del análisis U-Pb SHRIMP en circones y las isocronas de dos puntos Sm-Nd granate-roca total y Rb-Sr cuarzo-sericita fueron graficados con *Isoplot 4.15* ([Ludwig 2008](#)).

## 5.2.2 Isótopos estables

Las determinaciones de isótopos estables de oxígeno, hidrógeno y carbono en minerales del skarn Loma Marcelo se realizaron en el Servicio General de Análisis de Isótopos Estables de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Salamanca (España) ([Fig. 5.2](#)). Los minerales analizados fueron separados y concentrados manualmente bajo lupa binocular. En el caso de mezcla de carbonatos (LM-6) se realizó la extracción fraccionada de los mismos (calcita y dolomita). También se extrajo calcita de muestras de roca total (LM-4 y LM-10). Las cantidades de muestra fueron de entre 15 mg y 200 mg para los concentrados monominerales y de 500 mg para las muestras de roca total.

La extracción de  $\text{O}_2$  de silicatos y óxidos (granate, clinopiroxeno, wollastonita, vesubianita, condrodita, cuarzo y espinela) se realizó mediante el método de fluorinación con pentafluoruro de bromo y conversión del  $\text{O}_2$  generado en  $\text{CO}_2$  mediante reacción con grafito caliente ([Clayton y Mayeda 1963](#)). La extracción de  $\text{H}_2$  de muestras de vesubianita y condrodita se realizó por deshidratación y reducción de  $\text{OH}^-$  y  $\text{H}_2\text{O}$  con uranio empobrecido en línea de vacío. Los datos isotópicos de oxígeno de los minerales hidratados corresponden exclusivamente al oxígeno del silicato, ya que se utilizaron las muestras previamente deshidratadas durante el proceso de extracción de  $\text{H}_2$ . Las determinaciones de carbono y oxígeno en carbonatos comprendieron la extracción de  $\text{CO}_2$  de las muestras de calcita y dolomita analizadas mediante reacción con  $\text{H}_3\text{PO}_4$  al 103% a  $25^\circ\text{C}$  durante 3 horas la calcita y hasta 72 horas la dolomita ([McCrea 1950](#); [Craig 1957](#)). Las relaciones de  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , D/H y  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  del  $\text{CO}_2$  e  $\text{H}_2$  generados fueron medidas con un espectrómetro de masas de fuente gaseosa VG-Isotech SIRA-II. Las incertidumbres son mejores que  $\pm 0,2\text{‰}$  ( $1\sigma$ ) según el análisis repetido de estándares internos e internacionales.



**Figura 5.2.** Distintas instalaciones del Servicio General de Análisis de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca (España).

Las relaciones isotópicas se expresaron como valores delta por mil ( $\delta$  ‰) con relación a los estándares *Vienna Standard Mean Ocean Water* (V-SMOW) para  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta\text{D}$  y *Vienna Pee Dee Bellemite* (V-PDB) para  $\delta^{13}\text{C}$ :

$$\delta_{\text{Muestra-Estándar}} = \left( \frac{R_{\text{Muestra}} - R_{\text{Estándar}}}{R_{\text{Estándar}}} \right) \times 1000$$

donde R son las relaciones  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , D/H o  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  en la muestra problema y en el estándar de referencia. De este modo, si una muestra se encuentra deprimida en el isótopo pesado con relación al estándar tendrá un valor  $\delta$  negativo, mientras que una muestra enriquecida en el isótopo pesado con relación al estándar tendrá un valor  $\delta$  positivo.

Es importante tener presente el factor de fraccionamiento alfa ( $\alpha$ ), que es función de la temperatura y expresa el grado de fraccionamiento isotópico entre las fases minerales X e Y:

$$\alpha_{\text{minX-minY}} = \frac{R_{\text{minX}}}{R_{\text{minY}}}$$

En términos de los valores  $\delta$ , el factor de fraccionamiento  $\alpha$  puede expresarse de la siguiente forma:

$$\alpha_{\text{minX-minY}} = \frac{\delta_{\text{minX}} + 1000}{\delta_{\text{minY}} + 1000}$$

Para fraccionamientos de menos de 10‰, una buena aproximación es la siguiente:

$$\Delta_{\text{minX-minY}} = \delta_{\text{minX}} - \delta_{\text{minY}} \cong 1000 \times \ln \alpha_{\text{minX-minY}}$$

## 5.3 GEOCRONOLOGÍA

### 5.3.1 U-Pb SHRIMP en circones

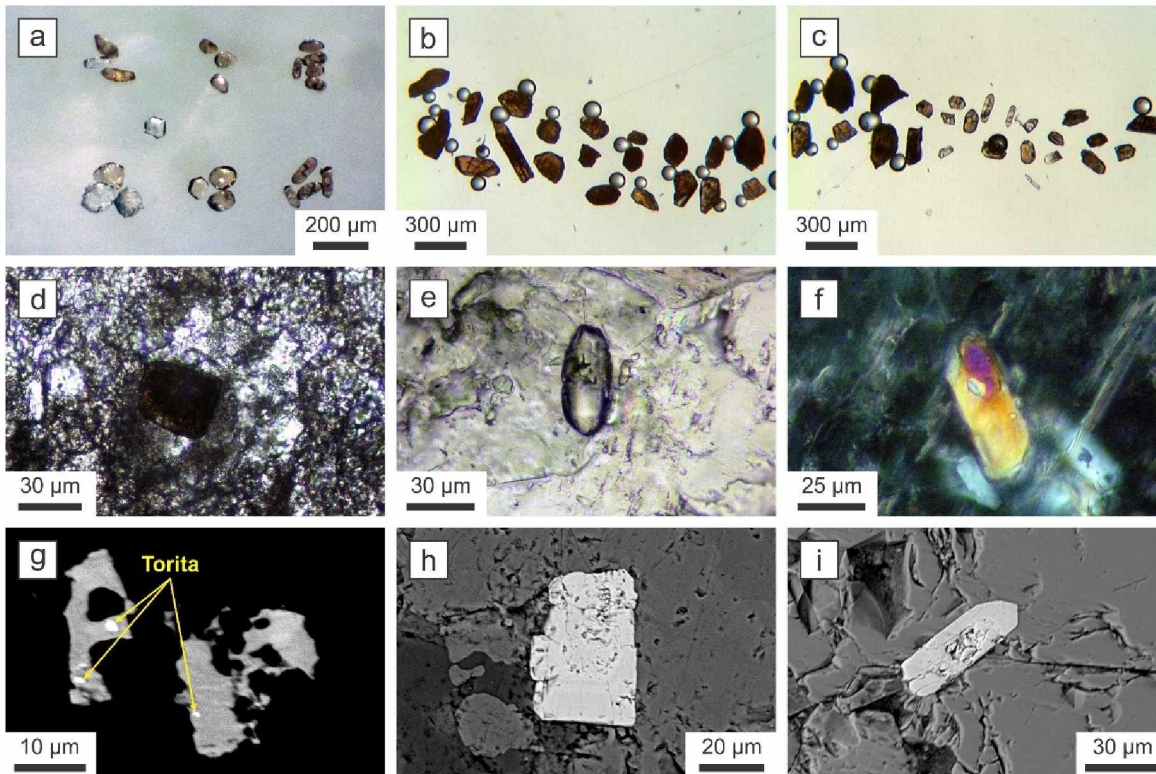
Los circones extraídos de la muestra de skam 11415 (LM-9) son traslúcidos, incoloros a castaños y morfológicamente los hay prismáticos y subredondeados hasta completamente irregulares (Fig. 5.3a, b y c). Algunos se encuentran intensamente metamictizados. Con el objeto de determinar la estructura interna de los cristales de circón, se obtuvieron fotomicrografías con luz polarizada

**Cuadro 5.1.** Resultados del fechado isotópico U-Pb SHRIMP en circones de la muestra de skarn 11415 (LM-9)

Punto	Relaciones										
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$ (abs)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$ (abs)	$\rho$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$ (abs)	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$ (abs)
1.1	0,6113	0,0177	0,0767	0,0015	0,9785	13,0387	0,2541	0,0582	0,0006	0,0463	0,0176
2.1	0,6541	0,0188	0,0774	0,0015	0,9742	12,9200	0,2508	0,0600	0,0006	0,0678	0,0256
2.2N	0,7029	0,0202	0,0858	0,0017	0,9692	11,6571	0,2260	0,0605	0,0007	0,0498	0,0189
3.1	0,8415	0,0239	0,0996	0,0019	0,9831	10,0388	0,1937	0,0612	0,0006	0,1167	0,0439
4.1	0,8744	0,0252	0,1047	0,0020	0,9772	9,5494	0,1844	0,0607	0,0007	0,0502	0,0190
5.1	0,6499	0,0193	0,0783	0,0016	0,9648	12,7700	0,2554	0,0599	0,0007	0,0784	0,0299
6.1N	0,6146	0,0175	0,0770	0,0015	0,9858	12,9873	0,2505	0,0584	0,0006	0,0856	0,0322
7.1	0,5378	0,0160	0,0660	0,0013	0,9548	15,1566	0,3043	0,0595	0,0007	0,2956	0,1111
8.1	0,7914	0,0242	0,0882	0,0017	0,9385	11,3317	0,2221	0,0633	0,0009	0,0646	0,0257
9.1	0,6546	0,0188	0,0802	0,0016	0,9761	12,4711	0,2413	0,0593	0,0006	0,0457	0,0174
10.1	0,4044	0,0116	0,0552	0,0011	0,9743	18,1170	0,3529	0,0538	0,0006	0,0671	0,0254
11.1	0,4460	0,0128	0,0589	0,0011	0,9843	16,9858	0,3283	0,0548	0,0006	0,0677	0,0255
12.1	0,6542	0,0188	0,0802	0,0016	0,9761	12,4743	0,2414	0,0593	0,0006	0,0454	0,0173
13.1	0,7839	0,0066	0,0949	0,0006	0,6280	10,5366	0,0702	0,0603	0,0004	0,0568	0,0262
14.1	0,6689	0,0071	0,0792	0,0006	0,6478	12,6184	0,0892	0,0616	0,0005	0,0596	0,0264
15.1	0,7527	0,0064	0,0908	0,0005	0,6244	11,0111	0,0658	0,0602	0,0004	0,0349	0,0149
16.1	0,7255	0,0073	0,0850	0,0006	0,6042	11,7666	0,0892	0,0619	0,0005	0,0375	0,0155
17.1	0,7898	0,0067	0,0958	0,0007	0,6550	10,4366	0,0721	0,0602	0,0004	0,0510	0,0200
18.1	0,6014	0,0053	0,0762	0,0005	0,6340	13,1181	0,0881	0,0581	0,0004	0,0639	0,0242
19.1	0,6796	0,0057	0,0823	0,0005	0,6192	12,1455	0,0714	0,0602	0,0004	0,0626	0,0230
20.1	0,6156	0,0047	0,0771	0,0004	0,4813	12,9780	0,0748	0,0583	0,0004	0,0679	0,0240
21.1	0,6546	0,0059	0,0807	0,0006	0,6779	12,3967	0,0869	0,0592	0,0004	0,0655	0,0224
22.1	0,6069	0,0050	0,0756	0,0005	0,6010	13,2198	0,0808	0,0589	0,0004	0,0728	0,0241

**Cuadro 5.1 (continuación).** Resultados del fechado isotópico U-Pb SHRIMP en circones de la muestra de skarn 11415 (LM-9)

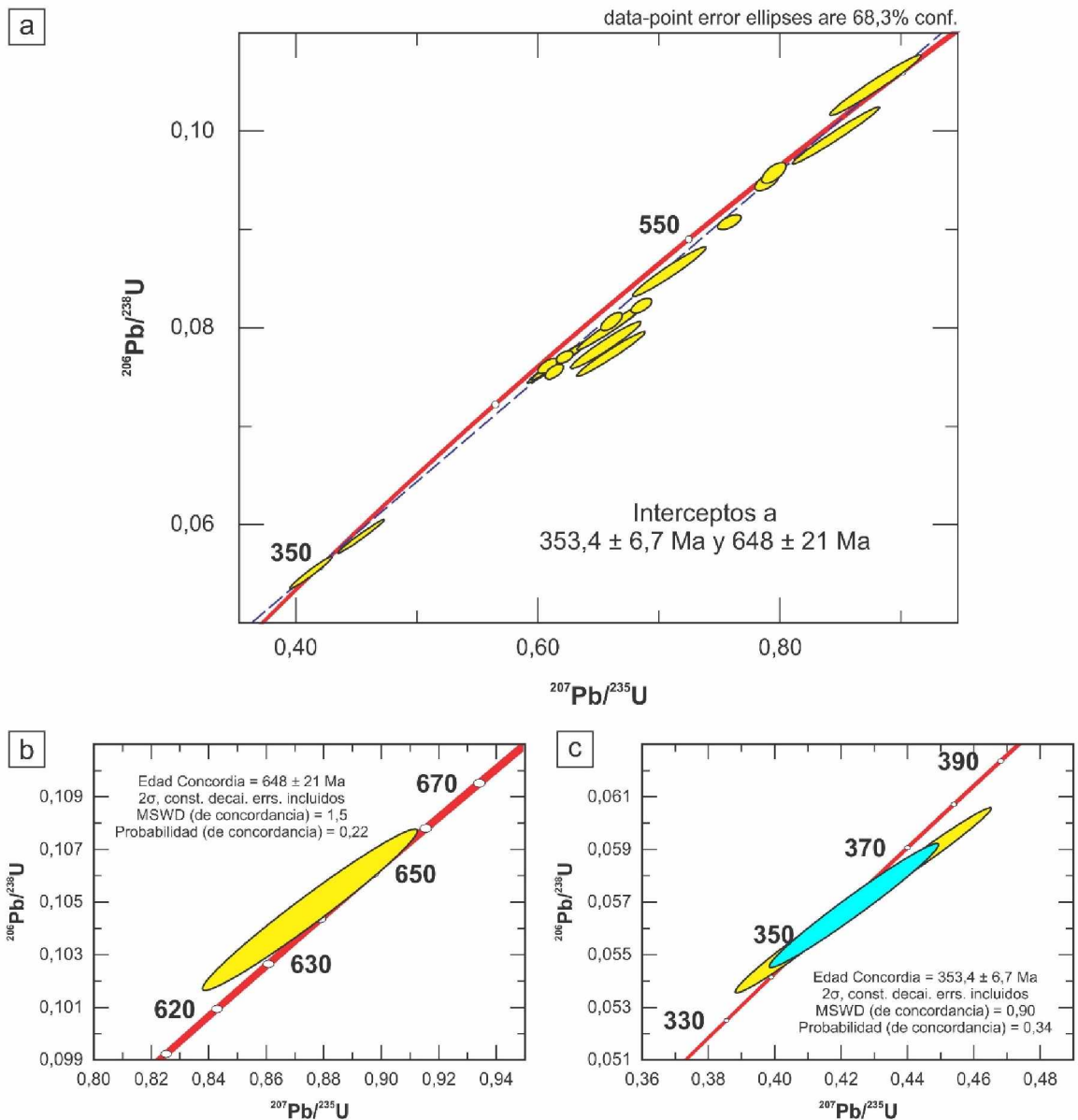
Punto	Edades (Ma)						% Concordia
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$ (abs)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$ (abs)	
1.1	484,35	0,0111	476,36	0,0089	531,22	0,0231	98,4
2.1	510,99	0,0115	480,58	0,0090	596,96	0,0233	94,0
2.2N	540,52	0,0120	530,56	0,0099	617,15	0,0239	98,2
3.1	619,98	0,0131	612,14	0,0113	638,94	0,0217	98,7
4.1	637,97	0,0135	642,00	0,0118	622,44	0,0231	100,6
5.1	508,41	0,0118	486,02	0,0094	592,33	0,0253	95,6
6.1N	486,48	0,0109	478,18	0,0089	538,76	0,0216	98,3
7.1	436,98	0,0105	411,88	0,0080	577,91	0,0263	94,3
8.1	591,95	0,0137	545,17	0,0102	712,24	0,0298	92,1
9.1	511,28	0,0115	497,23	0,0093	573,34	0,0232	97,3
10.1	344,81	0,0084	346,35	0,0066	357,51	0,0235	100,4
11.1	374,49	0,0089	368,77	0,0069	399,48	0,0224	98,5
12.1	511,09	0,0115	497,11	0,0093	572,88	0,0232	97,3
13.1	588,00	0,0040	584,00	0,0040	607,00	0,0150	99,0
14.1	520,00	0,0040	492,00	0,0030	653,00	0,0170	95,0
15.1	570,00	0,0040	560,00	0,0030	604,00	0,0150	98,0
16.1	554,00	0,0040	526,00	0,0040	665,00	0,0160	95,0
17.1	591,00	0,0040	590,00	0,0040	603,00	0,0140	100,0
18.1	478,00	0,0030	474,00	0,0030	526,00	0,0140	99,0
19.1	527,00	0,0030	510,00	0,0030	606,00	0,0150	97,0
20.1	487,00	0,0030	479,00	0,0030	534,00	0,0130	98,0
21.1	511,00	0,0040	500,00	0,0030	568,00	0,0130	98,0
22.1	482,00	0,0030	470,00	0,0030	556,00	0,0140	98,0



**Figura 5.3.** **a)** Cristales prismáticos y subredondeados de circón de LM-9 (muestra 19177; vista con lupa binocular). **b)** y **c)** Cristales de circón de LM-9 analizados por el método U-Pb SHRIMP (muestra 11415; vista con lupa binocular). **d)** Cristal metamítico de circón (vista con luz polarizada no analizada). **e)** Cristal prismático de circón en matriz de calcita (vista con luz polarizada no analizada). **f)** Cristal prismático de circón con núcleo xenocrystalino en matriz de calcita (vista con nicoles cruzados). **g)** Cristal corroído de circón con inclusiones subredondeadas de torita (imagen de electrones retrodispersados). **h)** Cristal subhedral de circón con zonación oscilatoria (imagen de electrones retrodispersados). **i)** Imagen de electrones retrodispersados de un cristal prismático de circón incluido en granate.

transmitida (Fig. 5.3d, e y f) e imágenes de electrones retrodispersados (Fig. 5.3g, h y i). El análisis de los distintos tipos de imágenes reveló la presencia de zonación oscilatoria, inclusiones de torita y/o núcleos xenocrystalinos en algunos individuos.

Fueron analizados por el método U-Pb SHRIMP un total de 23 puntos (Cuadro 5.1). Cuatro puntos altamente discordantes no son tomados en cuenta en el análisis siguiente (7.1, 8.1, 14.1 y 16.1). Graficados en el diagrama concordia de Wetherill (Fig. 5.4a), los 19 puntos considerados exhiben discordancias variables describiendo una discordia rasa con relación a la concordia. Un único punto define una edad de intercepto superior de  $648 \pm 21$  Ma con  $MSWD = 1,5$  (Criogénico) (Fig. 5.4b) y dos puntos definen una edad de intercepto inferior de  $353,4 \pm 6,7$  Ma con  $MSWD = 0,90$  (Tournaisiense) (Fig. 5.4c). La edad del intercepto superior es interpretada como la edad de cristalización del circón analizado, mientras que la edad del intercepto inferior es considerada como la edad del evento termotectónico responsable de la pérdida de Pb (Ballivián Justiniano *et al.* 2016).



**Figura 5.4.** **a**) Diagrama concordia de Wetherill construido a partir de los resultados del fechado isotópico U-Pb SHRIMP en circones de la muestra de skarn 11415 (LM-9). **b**) Intercepto superior de la discordia. **c**) Intercepto inferior de la discordia.

### 5.3.2 Sm-Nd granate-roca total

Las muestras de skarn 11415 y 19240 fueron analizadas por el método Sm-Nd, construyéndose isocronas de dos puntos a partir de los resultados analíticos de concentrados de granate tipo 1 (11415) y granate tipo 2 (19240) y sus correspondientes muestras de roca total (Cuadro 5.2). Los granates son minerales muy resistentes y poco propensos a experimentar modificaciones químicas posteriores que se caracterizan por tener bajos contenidos de tierras raras y por fraccionar estos elementos durante su formación, incrementando su contenido en tierras raras pesadas y adquiriendo una mayor relación Sm/Nd (Cordani *et al.* 2005). Es por este motivo que los granates han sido ampliamente utilizados en el

**Cuadro 5.2.** Resultados del fechado isotópico Sm-Nd en los pares granate-roca total de las muestras de skarn 11415 y 19240 (LM-9)

Muestra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	Edad (Ma)	$\epsilon\text{Nd}_{(t)}$	$\epsilon\text{Nd}_{(t)}$	$T_{\text{DM}}$ (Ga)
<b>Grt</b> <sub>Tip0-1</sub>	2,75	11,93	0,139563	0,511547	0,511123	464,0 ± 94,0	-	-	-
<b>RT</b> <sub>11415</sub>	4,22	21,85	0,116859	0,511478	± 0,000021		-22,63	-29,56	2,46
<b>Grt</b> <sub>Tip0-2</sub>	2,31	6,64	0,210549	0,511490	0,510763	526,8 ± 12,0	-	-	-
<b>RT</b> <sub>19240</sub>	3,03	19,00	0,096382	0,511096	± 0,000017		-30,07	-36,57	2,52

**Cuadro 5.3.** Resultados del fechado isotópico Rb-Sr en el par cuarzo-sericita de una veta que corta a las milonitas graníticas de la Loma Marcelo (muestra 1819)

Muestra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	Edad (Ma)
<b>Qz</b> <sub>1819</sub>	0,17	1,23	0,392484	0,748099	0,746063	364,4 ± 3,6
<b>Ser</b> <sub>1819</sub>	433,32	57,61	22,095993	0,860682	± 0,000283	

fechado isotópico Sm-Nd de rocas metamórficas granatíferas (Griffin y Brueckner 1980; Vance y O’Nions 1990).

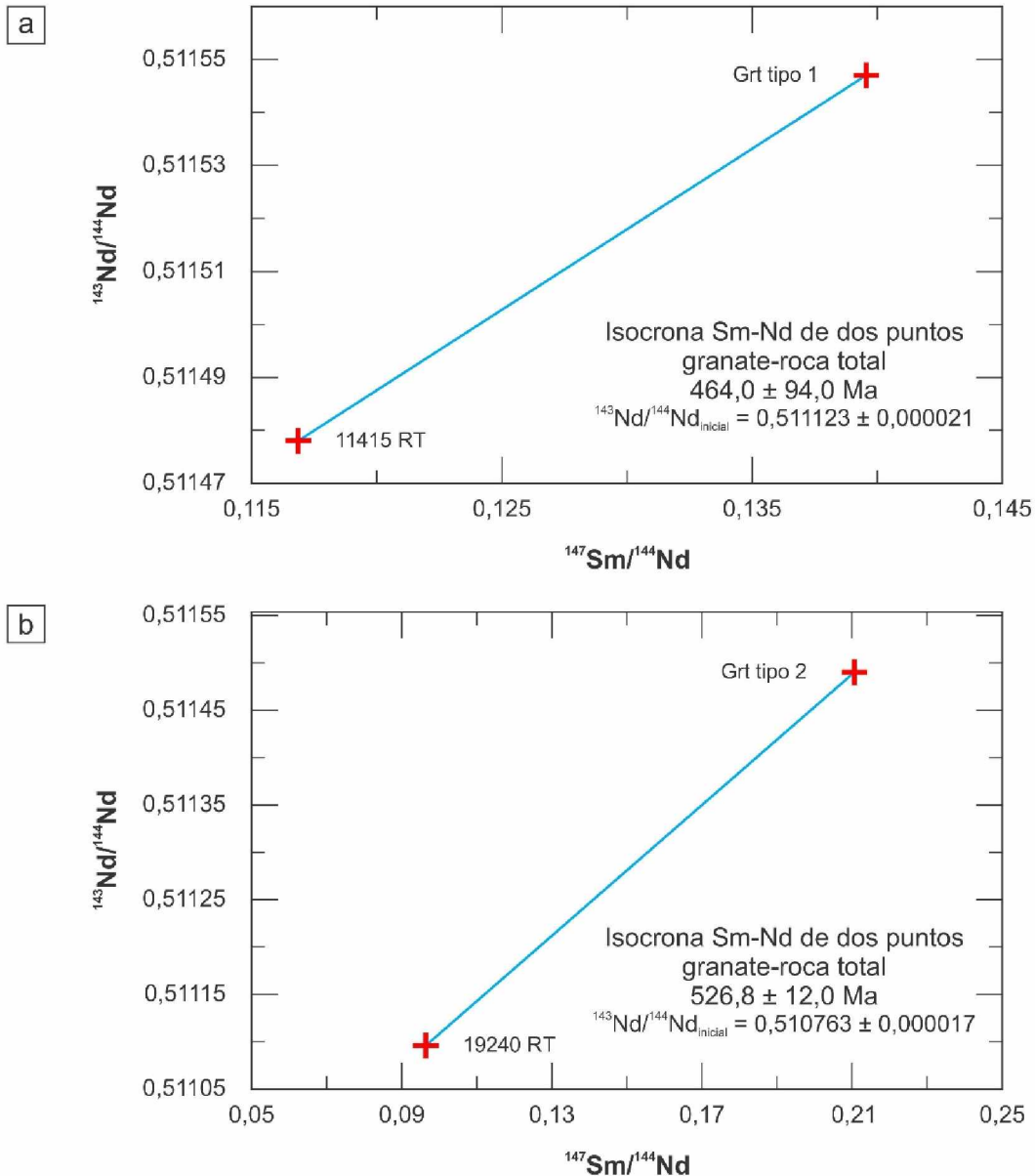
El contenido de Sm y Nd del concentrado de granate tipo 1 (Grt<sub>Tipo-1</sub>) es de 2,75 ppm y 11,93 ppm, respectivamente, mientras que en la muestra de roca total (RT<sub>11415</sub>) el contenido de Sm es de 4,22 ppm y el de Nd es de 21,85 ppm. El par granate-roca total de la muestra 11415 tiene una relación  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  de 0,139563 (Grt<sub>Tipo-1</sub>) y 0,116859 (RT<sub>11415</sub>) y una relación  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de 0,511547 (Grt<sub>Tipo-1</sub>) y 0,511478 (RT<sub>11415</sub>) (Cuadro 5.2). La isocrona de dos puntos indica una edad de  $464,0 \pm 94,0$  Ma (Darriwiliense) con una relación  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  inicial de  $0,511123 \pm 0,000021$  (Fig. 5.5a).

El contenido de Sm y Nd del concentrado de granate tipo 2 (Grt<sub>Tipo-2</sub>) es de 2,31 ppm y 6,64 ppm, respectivamente, mientras que en la muestra de roca total (RT<sub>19240</sub>) el contenido de Sm es de 3,03 ppm y el de Nd es de 19,00 ppm. El par granate-roca total de la muestra 19240 tiene una relación  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  de 0,210549 (Grt<sub>Tipo-2</sub>) y 0,096382 (RT<sub>19240</sub>) y una relación  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de 0,511490 (Grt<sub>Tipo-2</sub>) y 0,511096 (RT<sub>19240</sub>) (Cuadro 5.2). La isocrona de dos puntos indica una edad de  $526,8 \pm 12,0$  Ma (Terreneuviense) con una relación  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  inicial de  $0,510763 \pm 0,000017$  (Fig. 5.5b).

La edad Darriwiliense determinada en el par granate tipo 1-roca total no tendría significado geológico, ya que en las Sierras Australes no hay registros de actividad ígnea y/o metamórfica de edad ordovícica. Por otra parte, la edad Terreneuviense determinada en el par granate tipo 2-roca total coincide con la edad del plutonismo cámbrico alcalino de las Sierras Australes (533-524 Ma) (Ballivián Justiniano *et al.* 2016).

### 5.3.3 Rb-Sr cuarzo-sericita

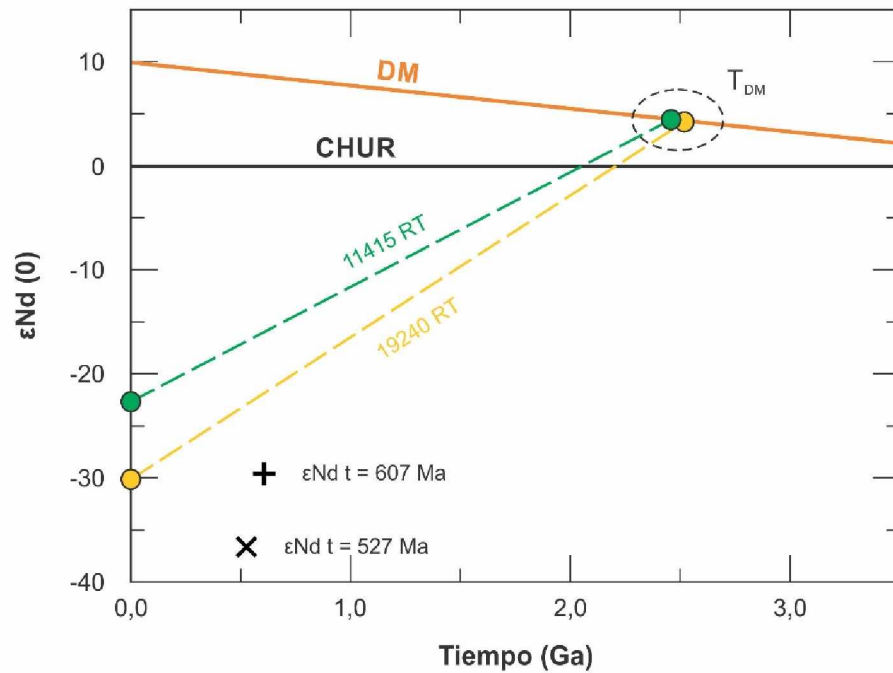
La muestra 1819 procede de una veta sintectónica de cuarzo ± sericita que corta a las milonitas graníticas del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral en el sector sur de la Loma Marcelo. Esta muestra fue analizada por el método Rb-Sr, construyéndose una isocrona de dos puntos a partir de los resultados analíticos de concentrados de cuarzo y sericita (Cuadro 5.3). El distinto grado de fraccionamiento de Rb y Sr en estos minerales es responsable de la mayor relación Rb/Sr de la sericita, permitiendo la utilización del par cuarzo-sericita como geocronómetro. El contenido de Rb y Sr del concentrado de cuarzo (Qz<sub>1819</sub>) es de 0,16 ppm y 1,23 ppm, respectivamente, mientras que en el concentrado de sericita (Ser<sub>1819</sub>) el contenido de Rb es de 433,32 ppm y el de Sr es de 57,61 ppm. El par cuarzo-sericita analizado tiene una relación  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  de 0,392484 (Qz<sub>1819</sub>) y 22,095993 (Ser<sub>1819</sub>) y una relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0,748099 (Qz<sub>1819</sub>) y 0,860682 (Ser<sub>1819</sub>). La isocrona de dos puntos indica una edad de  $364,4 \pm 3,6$  Ma (Fameniense) con una relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial de  $0,746063 \pm 0,000283$  (Fig. 5.7) (Ballivián Justiniano *et al.* 2016).



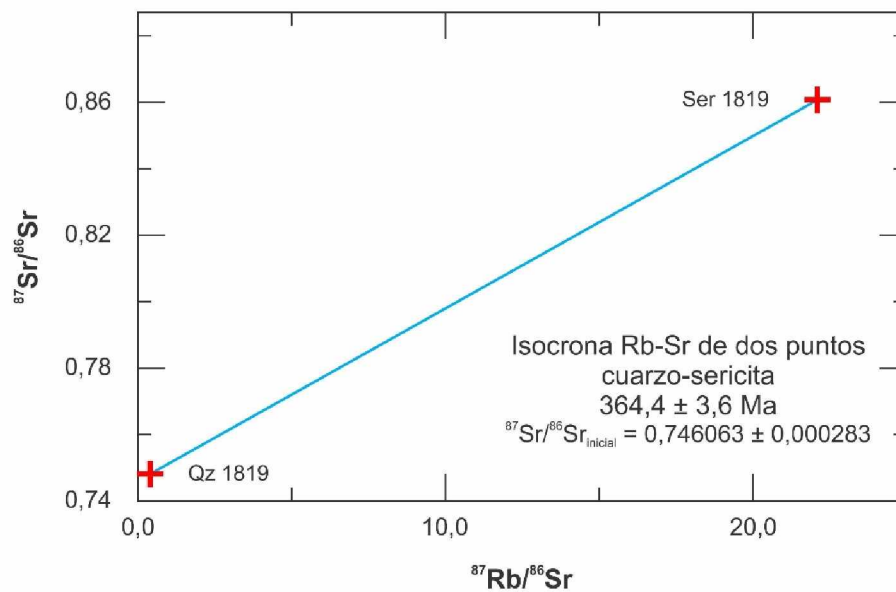
**Figura 5.5.** Isocronas Sm-Nd de dos puntos. **a)** Granate tipo 1-roca total (muestra 11415, LM-9). **b)** Granate tipo 2-roca total (muestra 19240, LM-9).

### 5.3.4 Discusión y consideraciones parciales

Los elevados contenidos de U e Y y la gran variedad de formas y tamaños de los circones del skarn Loma Marcelo permitirían interpretarlos como detríticos. Dado que el skarn está contenido en un granito neoproterozoico (607-581 Ma) y que contiene un circón con una edad de  $648 \pm 21 \text{ Ma}$ , interpretada como la edad de cristalización del circón analizado, la edad máxima de sedimentación del protolito del skarn cálcico debería estar comprendida entre el Criogénico Tardío ( $< 648 \text{ Ma}$ ) y el Ediacárico Temprano ( $> 607 \text{ Ma}$ ). En este sentido, cabe destacar la ampliamente extendida presencia de sedimentitas carbonáticas en los cinturones orogénicos Brasiliano-Pan-Africanos que amalgamaron



**Figura 5.6.** Diagrama de evolución de los isótopos de Nd versus tiempo. DM: *depleted mantle* (manto deprimido); CHUR: *chondritic uniform reservoir* (reservorio condritico uniforme).



**Figura 5.7.** Isocrona Rb-Sr de dos puntos cuarzo-sericita de la muestra 1819.

antiguos núcleos cratónicos durante el ensamble de Gondwana Occidental. Por su parte, la edad de  $353,4 \pm 6,7$  Ma es considerada como la edad del evento responsable de la pérdida de Pb.

Las edades Fameniense y Tournaisiense determinadas en el par cuarzo-sericita de la veta sintectónica (Rb-Sr) y en circones del skarn (U-Pb SHRIMP) están de acuerdo con la edad Devónico

Tardío-Carbonífero Temprano propuesta por diversos autores para el inicio de la deformación en el sector suroccidental de Gondwana. A partir de la existencia de diferencias litofaciales y de comportamiento estructural entre las Formaciones Lolén (techo del Grupo Ventana) y Sauce Grande (base del Grupo Pillahuincó), [Massabie y Rossello \(1984\)](#) asignaron la deformación evidenciada en las Sierras Australes a los efectos de la Fase Orogénica Chánica ([Turner y Méndez 1975](#)), relacionada por [Ramos \*et al.\* \(1984\)](#) con la colisión de Chilenia contra Gondwana desde el oeste.

Las edades chánicas obtenidas corresponderían a la fase deformacional D1 responsable de la milonitización del basamento cristalino y del plegamiento de la cubierta sedimentaria paleozoica de las Sierras Australes, a la cual estaría también relacionado el evento M3. La deformación D1 es la causante de la apertura total o parcial de los sistemas isotópicos K-Ar y Rb-Sr de las rocas de basamento de las Sierras Australes ([von Gosen \*et al.\* 1990](#)) y de la pérdida de Pb de los circones del skarn Loma Marcelo. Una segunda fase deformacional (D2) es atribuida a los efectos de la Fase Orogénica San Rafael definida por [Azcu y Caminos \(1987\)](#) y asignada al Pérmico sobre la base de fechados K-Ar en illitas de la Formación Mascota del Grupo Curamalal ([Varela \*et al.\* 1985](#); [Buggisch 1987](#)) y de estudios paleomagnéticos llevados a cabo en la Formación Tunas del Grupo Pillahuincó ([Tomezzoli 1999, 2001](#); [Tomezzoli y Vilas 1999](#)).

La carencia de significado geológico de la edad Sm-Nd de  $464,0 \pm 94,0$  Ma determinada en el par granate tipo 1-roca total podría deberse a la apertura parcial del sistema isotópico Sm-Nd durante los eventos M2 y/o M3 como consecuencia de la vulnerabilidad del sistema químico roca total ante la circulación de fluidos y la movilidad de elementos ([Grecco \*et al.\* 2000](#)). Estos factores pudieron modificar la relación Sm/Nd de la roca o su composición isotópica de Nd, invalidando así la edad obtenida ([Cordani \*et al.\* 2005](#)). No se descarta que la edad ordovícica obtenida corresponda a algún evento termotectónico de dicha edad. El evento M1 estaría vinculado a la intrusión del granito tipo S del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral, cuya edad neoproterozoica (607-581 Ma) está indicada por los fechados isotópicos U-Pb en circones y Ar-Ar en moscovitas realizados por [Rapela \*et al.\* \(2003\)](#) y [Tohver \*et al.\* \(2012\)](#).

Los elevados contenidos de flúor evidenciados por la presencia de fluorita intersticial y detectados en la vesubianita y la condrodita del skarn Loma Marcelo demuestran el desarrollo de un intenso metasomatismo de flúor (M3) que es vinculado a la actividad hidrotermal postmagmática del plutonismo cámbrico alcalino de las Sierras Australes (533-524 Ma) representado por los granitos del Cerro Colorado y la Estancia Agua Blanca. La edad Sm-Nd de  $526,8 \pm 12,0$  Ma determinada a partir del par granate tipo 2-roca total del skarn Loma Marcelo confirma tal hipótesis.

Los isótopos de Nd son comúnmente utilizados para determinar la historia evolutiva de las rocas. Las edades modelo  $T_{DM}$  se calculan a partir de las relaciones isotópicas  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de las rocas en estudio y del manto empobrecido (DM = *depleted mantle*). Las edades modelo representan el tiempo

promedio de residencia en la corteza o el tiempo en que el Nd fue separado del reservorio y se obtienen determinando el tiempo transcurrido desde que la relación  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de la roca era igual a la relación  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  del manto deprimido (DePaolo 1988; Dickin 2005).

Las muestras de roca total del skarn Loma Marcelo analizadas por el método Sm-Nd presentan edades modelo  $T_{\text{DM}}$  de 2,46 Ga ( $\text{RT}_{11415}$ ) y 2,52 Ga ( $\text{RT}_{19240}$ ) (Cuadro 5.2). Estas edades modelo indican que el protolito del skarn se originó a partir del retrabajamiento de una fuente (o fuentes) de edad Neoarcaico a Sidérico. Si bien las concentraciones de Sm y Nd de la muestra 11415 pudieron experimentar alguna modificación debido a la circulación de fluidos y la movilidad de elementos, dando una edad granate-roca total carente de significado geológico, la similitud de las edades modelo de las muestras 11415 y 19240 sugiere que las relaciones de Nd no fueron afectadas.

Las rocas corticales comúnmente presentan valores medios de la relación  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  en torno a 0,11 ( $\pm 0,01$ ). Cuando las rocas experimentan problemas de fraccionamiento isotópico o modificaciones bajo condiciones de sistema abierto, sus relaciones  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  se alejan de este valor. La inclinación de la línea de evolución de la relación de isótopos de Nd es proporcional a la relación Sm/Nd de la muestra y al fraccionamiento experimentado por ella (Fig. 5.6). Las muestras 11415 y 19240 tienen relaciones  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  de 0,116859 y 0,096382 (Cuadro 5.2), respectivamente (0,106621 en promedio). Estos resultados son similares al valor de la relación  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  de la corteza continental superior de 0,104642 (calculado a partir de las concentraciones de Sm y Nd de la corteza continental superior de Taylor y McLennan 1985, 1995). La movilidad relativa experimentada por el skarn no habría modificado sustancialmente la relación  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  del protolito, no generando grandes variaciones en las edades modelo  $T_{\text{DM}}$  calculadas.

Los valores relativamente similares de  $\epsilon\text{Nd}(t)$  de -29,56 ( $\text{RT}_{11415}$ ) y -36,57 ( $\text{RT}_{19240}$ ) fueron calculados para las edades de los eventos M1 (607 Ma) y M2 (527 Ma), respectivamente, y sugieren que la relación isotópica del protolito del skarn cálcico no fue reequilibrada a pesar del polimetasomatismo. La gran circulación de fluidos y la intensa deformación que abrió el sistema para los elementos mayoritarios y trazas (von Gosen *et al.* 1990; Grecco *et al.* 2000) no llegó a rehomogeneizar completamente el sistema isotópico de Nd. Si esto hubiese ocurrido, cabría esperar una gran disparidad en las relaciones isotópicas  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y en los valores de  $\epsilon\text{Nd}(t)$  de las muestras 11415 y 19240.

No se determinaron relaciones de Sr en muestras del skarn Loma Marcelo con el objeto de confirmar la naturaleza sedimentaria de los protolitos carbonáticos debido a la elevada susceptibilidad de rehomogeneización del sistema isotópico de Sr frente a los efectos de la deformación y el metamorfismo (más aun tratándose de rocas polimetasomáticas). Rapela *et al.* (2003) determinaron relaciones de Nd y Sr en rocas de basamento de las Sierras Australes y obtuvieron relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  iniciales carentes de significado debido a la intensa deformación y la elevada movilidad del Rb y Sr.

## 5.4 ISÓTOPOS ESTABLES

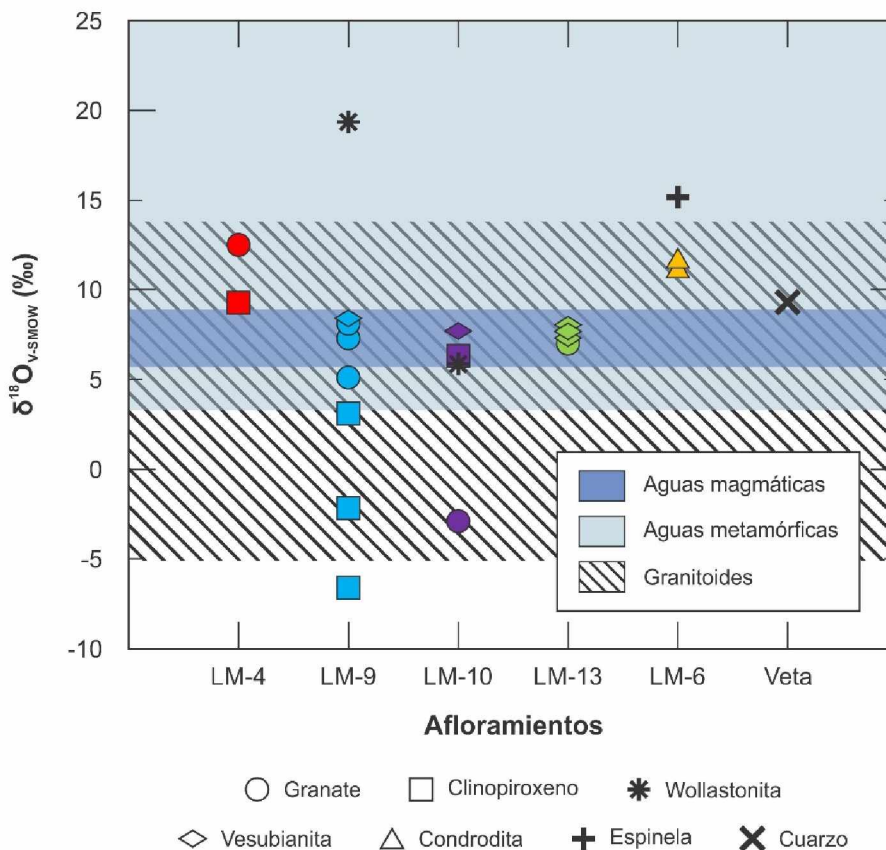
### 5.4.1 Isótopos estables de oxígeno e hidrógeno en silicatos y óxidos

Las determinaciones de isótopos estables de oxígeno en granate, clinopiroxeno, wollastonita, vesubianita, condrodita y espinela y de hidrógeno en vesubianita y condrodita del skarn Loma Marcelo se listan en el Cuadro 5.4 y son graficadas en las figuras 5.8 y 5.9. También se incluye la composición isotópica de una muestra de cuarzo (C21-2) procedente de una vetilla de cuarzo  $\pm$  calcita que corta a las milonitas graníticas del Cerro 21 de Septiembre.

Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de los granates de LM-9 y LM-13 se encuentran entre +5,10‰ y +8,15‰. Con relación a estos, el granate de LM-4 está más enriquecido en  $^{18}\text{O}$  ( $\delta^{18}\text{O} = +12,50\text{‰}$ ) y el granate de LM-10 está empobrecido en el isótopo pesado de oxígeno ( $\delta^{18}\text{O} = -2,90\text{‰}$ ). El clinopiroxeno exhibe un

**Cuadro 5.4.** Determinaciones de isótopos estables de oxígeno e hidrógeno (en ‰) en silicatos y óxidos del skarn Loma Marcelo y una veta de cuarzo  $\pm$  calcita que corta a las milonitas graníticas del Cerro 21 de Septiembre

Ubicación	Muestra	Mineral	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$	$\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$	%H <sub>2</sub> O	
Skarn cálcico	LM-4	11412c-1	Granate	12,50	-	-
		11412c-2	Clinopiroxeno	9,27	-	-
	LM-9a	19223-1	Granate	5,10	-	-
		19223-2	Clinopiroxeno	-2,17	-	-
	LM-9b	11415b-3	Granate	8,15	-	-
		19178-2	Wollastonita	19,35	-	-
		19178-3	Clinopiroxeno	-6,61	-	-
	LM-9d	19186-1	Granate	7,29	-	-
		19186-2	Granate	8,10	-	-
		19186-3	Clinopiroxeno	3,10	-	-
		19186-4	Vesubianita	8,40	-76,70	1,60
	LM-10	19241-1	Granate	-2,90	-	-
		19241-2	Clinopiroxeno	6,30	-	-
		19241-3	Wollastonita	5,85	-	-
		19241-4	Vesubianita	7,70	-85,40	1,70
	LM-13	19197-1	Granate	7,00	-	-
19197-2		Vesubianita	8,04	-87,42	1,64	
19197-3		Vesubianita	7,30	-81,60	1,60	
19197-4b		Vesubianita	7,67	-78,50	1,70	
Skarn magnesiano	LM-6	11414a-4	Condrodita	10,96	-94,16	1,60
		11414a-5	Condrodita	11,50	-82,10	1,30
		11414a-6	Espinela	15,15	-	-
Cerro 21 de Septiembre	C21-2	Cuarzo	9,30	-	-	

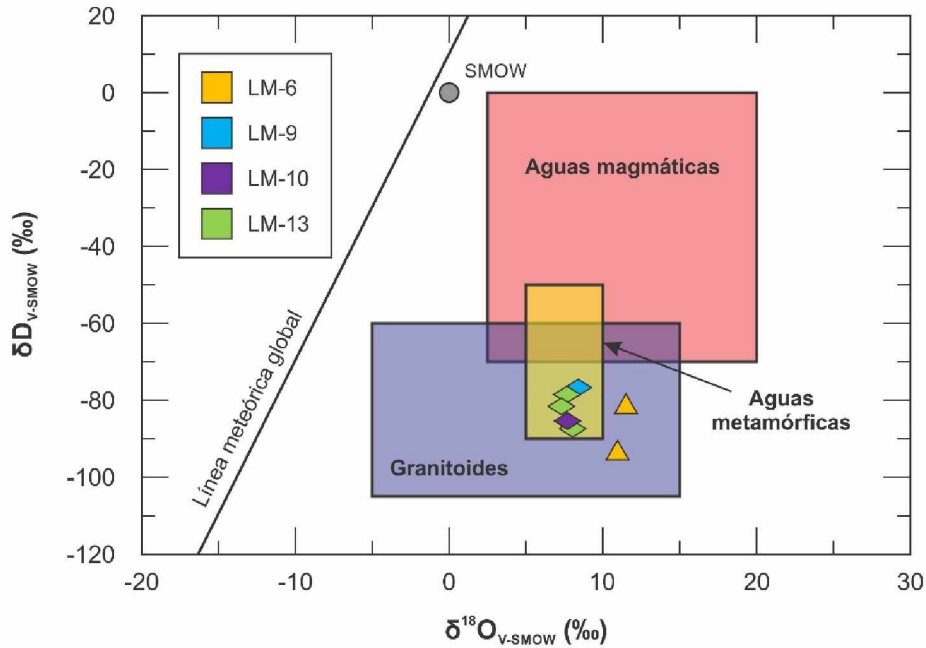


**Figura 5.8.** Determinaciones de isótopos estables de oxígeno en silicatos y óxidos del skarn Loma Marcelo y una veta de cuarzo ± calcita que corta a las milonitas graníticas del Cerro 21 de Septiembre.

amplio rango de valores de  $\delta^{18}\text{O}$ , comprendidos entre  $-6,61\text{‰}$  (LM-9) y  $+9,27\text{‰}$  (LM-4), lo mismo que la wollastonita ( $\delta^{18}\text{O} = +5,85$  y  $+19,35\text{‰}$ ). Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de las muestras de vesubianita de los distintos afloramientos están comprendidos entre  $+7,30\text{‰}$  y  $+8,40\text{‰}$ , exhibiendo muy poca variabilidad. En LM-6, los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  son de  $+10,96\text{‰}$  y  $+11,50\text{‰}$  en la condrodita y de  $+15,15\text{‰}$  en la espinela. En la muestra de cuarzo se determinó un valor de  $\delta^{18}\text{O}$  de  $+9,35\text{‰}$ . Estos resultados son graficados en la **Figura 5.8**.

Once de las veintidós determinaciones de isótopos de oxígeno realizadas quedan comprendidas dentro del intervalo de valores de  $\delta^{18}\text{O}$  característico de las aguas magmáticas ( $\delta^{18}\text{O} = +5,7/+8,9\text{‰}$ ) o son próximas a él (11412c-2, 19223-1, C21-2) (**Fig. 5.8**). La mayoría de las restantes determinaciones de oxígeno se ubica dentro del intervalo de valores de  $\delta^{18}\text{O}$  típico de las aguas metamórficas ( $\delta^{18}\text{O} = +3,3/+24,9\text{‰}$ ). Finalmente, cabe destacar que 19 de las 22 determinaciones de oxígeno se encuentran dentro del intervalo de valores de  $\delta^{18}\text{O}$  característico de las rocas graníticas ( $\delta^{18}\text{O} = -5,1/+13,8\text{‰}$ ) (**Fig. 5.8**).

Los valores de  $\delta\text{D}$  de la vesubianita y la condrodita, ambos genéticamente relacionados al mismo evento metasomático de edad cámbrica (M2), son de entre  $-76,70\text{‰}$  y  $-87,42\text{‰}$  para la vesubianita



**Figura 5.9.** Determinaciones de isótopos estables de hidrógeno y oxígeno en condroditas (triángulos) y vesubianitas (rombos) del skarn Loma Marcelo.

(1,65% H<sub>2</sub>O en promedio) y de -82,10‰ y -94,16‰ para la condroditas (1,45% H<sub>2</sub>O en promedio). Graficadas en el diagrama  $\delta^{18}O$  vs.  $\delta D$  (Fig. 5.9), las muestras analizadas quedan comprendidas dentro del campo de las rocas graníticas y dentro o cerca del campo de las aguas metamórficas.

#### 5.4.2 Isótopos estables de carbono y oxígeno en carbonatos

Las determinaciones de isótopos estables de carbono y oxígeno en minerales carbonáticos del skarn Loma Marcelo se listan en el Cuadro 5.5 y son graficadas en la Figura 5.10. Los valores de  $\delta^{13}C$  y  $\delta^{18}O$  en calcitas del skarn cálcico se encuentran entre -2,56‰ y -10,05‰ y entre +7,30‰ y +13,97‰, respectivamente. En calcitas y dolomitas del skarn magnesiano los valores de  $\delta^{13}C$  se encuentran entre -2,59‰ y -2,80‰ y los de  $\delta^{18}O$  entre +11,53‰ y +13,73‰. Estos resultados muestran que los skarns cálcico y magnesiano de la Loma Marcelo tienen similares valores de  $\delta^{13}C$  y  $\delta^{18}O$ . En la calcita de la vetilla sintectónica de cuarzo ± calcita que corta a las milonitas graníticas del Cerro 21 de Septiembre se determinaron valores de  $\delta^{13}C$  de -3,00‰ y de  $\delta^{18}O$  de +7,55‰ que se ubican dentro del intervalo de valores de  $\delta^{13}C$  y  $\delta^{18}O$  de los carbonatos del skarn Loma Marcelo.

Con relación a los valores de  $\delta^{13}C$  y  $\delta^{18}O$  frecuentes en calizas marinas ( $\delta^{13}C = 0,00/+3,50‰$  y  $\delta^{18}O = +5,00/+25,00‰$ , Bowman 1998), los carbonatos del skarn Loma Marcelo se encuentran deprimidos en  $^{13}C$  y  $^{18}O$ . Si bien los resultados obtenidos se ubican dentro del campo definido por Deines (1989) para carbonatitas ( $\delta^{13}C = -2,00/-8,00‰$  y  $\delta^{18}O = +2,00/+25,00‰$ ) (Fig. 5.10), valores similares

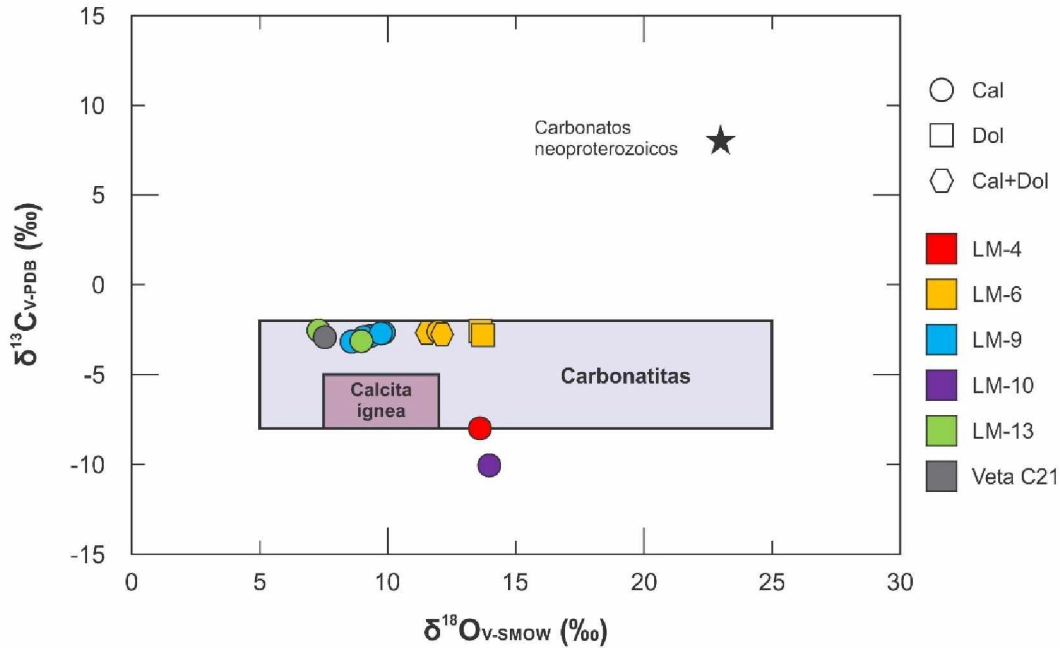
**Cuadro 5.5.** Determinaciones de isótopos estables de carbono y oxígeno (en ‰) en carbonatos del skarn Loma Marcelo y una veta de cuarzo ± calcita que corta a las milonitas graníticas del Cerro 21 de Septiembre

Ubicación	Muestra	Mineral	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$	
Skarn cálcico	LM-4	11412c-3	Calcita	-8,00	13,60
	LM-9a	19223-3	Calcita	-2,87	9,31
	LM-9b	11415b-1	Calcita	-2,93	9,06
		11415b-2	Calcita	-3,18	8,59
		19177-1	Calcita	-2,67	9,84
		19178-1	Calcita	-2,71	9,74
	LM-10	19241-5	Calcita	-10,05	13,97
	LM-13	19197-4a	Calcita	-2,56	7,30
		19197-5	Calcita	-3,14	8,97
	Skarn magnesiano	LM-6	11414a-1	Calcita+Dolomita	-2,77
11414a-2			Calcita+Dolomita	-2,68	11,53
11414a-3			Dolomita	-2,59	13,62
19171-1			Calcita	-2,62	11,98
19171-2			Dolomita	-2,80	13,73
<b>Cerro 21 de Septiembre</b>	C21-1	Calcita	-3,00	7,55	

también pueden hallarse en skarns derivados de protolitos carbonáticos sedimentarios o metasedimentarios en los que se hayan producido variaciones en las condiciones físicas del medio, reacciones de descarbonatación, interacciones fluido-roca y/o mezcla de fluidos (Bowman 1998; Baumgartner y Valley 2001).

Las similitudes en la composición isotópica existentes entre la calcita hidrotermal de la vetilla del Cerro 21 de Septiembre y los carbonatos del skarn Loma Marcelo sugieren una homogeneización isotópica asociada al evento M3 debido a la circulación de una gran cantidad de fluido favorecida por la alta permeabilidad que proveen los planos de foliación milonítica. Las muestras 11412c-3 (LM-4) y 19241 (LM-10) exhiben valores de  $\delta^{13}\text{C}$  más bajos ( $\leq -8,00\%$ ) que los correspondientes a las demás muestras de skarn, las cuales presentan una estrecha variación de  $\delta^{13}\text{C}$  con valores comprendidos entre  $-2,56\%$  y  $-3,18\%$ . La infiltración de fluidos de baja temperatura ( $< 300^\circ\text{C}$ ) podría explicar el empobrecimiento en  $^{13}\text{C}$  observado en las muestras 11412c-3 y 19241.

Los protolitos del skarn Loma Marcelo no afloran y no se los conoce. No obstante, la posible edad neoproterozoica del protolito del skarn cálcico de la Loma Marcelo (véase apartado 5.3.4) permite suponer que su composición isotópica inicial sería similar a la determinada por Jacobsen y Kaufman (1999) para sedimentitas carbonáticas de dicha edad. A partir de la determinación de isótopos estables de carbono y oxígeno en calizas neoproterozoicas procedentes de distintas localidades, estos autores obtuvieron un valor promedio de  $\delta^{13}\text{C}$  de  $+8,00\%$  y de  $\delta^{18}\text{O}$  de  $+23,64\%$  para las calizas depositadas en



**Figura 5.10.** Determinaciones de isótopos estables de carbono y oxígeno en carbonatos del skarn Loma Marcelo y una veta de cuarzo ± calcita que corta a las milonitas graníticas del Cerro 21 de Septiembre. El campo de las carbonatitas es de Deines (1989) y el campo de la calcita ígnea corresponde a calcita en equilibrio con carbono magmático normal ( $\delta^{13}\text{C} = -5$  a  $-8\text{‰}$ ) y con los valores medidos de  $\delta^{18}\text{O}$  de los intrusivos adyacentes a numerosos skarns (Bowman 1998).

el intervalo de tiempo comprendido entre 730 Ma y 600 Ma. Jacobsen y Kaufman (1999) señalaron que es muy probable que los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  por ellos determinados se encuentren alterados con relación a los valores primarios, no descartando que estos sean similares a los determinados por Veizer *et al.* (1999) para el Paleozoico Temprano ( $\delta^{18}\text{O} \approx +22,61\text{‰}$ ).

Los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  de los carbonatos son sensibles a las reacciones de descarbonatación, la interacción de la roca con fluidos externos y la temperatura de intercambio isotópico (Valley 1986). En algunos casos, las reacciones de descarbonatación pueden explicar el empobrecimiento en  $^{13}\text{C}$  y  $^{18}\text{O}$  resultante del metamorfismo de contacto y el metasomatismo (Shieh y Taylor 1969; Taylor y O'Neil 1977; Lattanzi *et al.* 1980; Bowman *et al.* 1985; Layne *et al.* 1991; Shin y Lee 2003). Alternativamente, el empobrecimiento en  $^{13}\text{C}$  puede también ser atribuido a la introducción metasomática de carbono isotópicamente más liviano derivado de la oxidación de grafito (Abart 1995). El patrón de empobrecimiento isotópico del skarn Loma Marcelo es consistente con el observado en muchas aureolas de contacto y en la mayoría de los skarns del mundo (Bowman 1998).

**Desvolatilización en equilibrio y destilación Rayleigh:** Valley (1986) analizó los efectos de las reacciones de desvolatilización y descarbonatación mediante los modelos de desvolatilización en equilibrio, cuando el fluido se equilibra con la roca antes de abandonar el sistema (sistema cerrado), y

de destilación Rayleigh, cuando las especies volátiles son continuamente aisladas de la fuente debido a su constante expulsión (sistema abierto). La composición isotópica del carbono de los carbonatos refleja el grado de desarrollo de ambos procesos, mientras que la composición isotópica del oxígeno es controlada por la interacción de la roca con fluidos metasomáticos y por la temperatura (Valley 1986).

Para calcular las curvas que representan la desvolatilización en equilibrio para el carbono y el oxígeno se usaron las siguientes ecuaciones:

$$\delta^{13}C_{cal(f)} = \delta^{13}C_{cal(i)} - (1 - F_C) \times 1000 \times \ln \alpha_{CO_2-cal}$$

$$\delta^{18}O_{cal(f)} = \delta^{18}O_{cal(i)} - (1 - F_O) \times 1000 \times \ln \alpha_{CO_2-cal}$$

donde  $\delta_{cal(f)}$  es la composición isotópica de la calcita después de la desvolatilización y  $\delta_{cal(i)}$  es la composición isotópica inicial de la calcita. F es la fracción molar del carbono ( $F_C$ ) y el oxígeno ( $F_O$ ) que permanecen en la roca después de la desvolatilización y  $\alpha_{CO_2-cal}$  es el factor de fraccionamiento isotópico  $CO_2$ -calcita.

Para calcular la composición isotópica del mineral carbonático después de un proceso de destilación Rayleigh se utilizaron las siguientes ecuaciones:

$$\delta^{13}C_{cal(f)} = \delta^{13}C_{cal(i)} + 1000 \times \left( F_C^{(\alpha_{CO_2-cal} - 1)} - 1 \right)$$

$$\delta^{18}O_{cal(f)} = \delta^{18}O_{cal(i)} + 1000 \times \left( F_O^{(\alpha_{CO_2-cal} - 1)} - 1 \right)$$

donde  $\delta_{cal(f)}$  es la composición isotópica de la calcita después de la destilación,  $\delta_{cal(i)}$  es la composición isotópica inicial de la calcita y  $\alpha_{CO_2-cal}$  es el factor de fraccionamiento isotópico  $CO_2$ -calcita.

Los efectos isotópicos de la desvolatilización en equilibrio y de la destilación Rayleigh fueron calculados considerando la composición isotópica promedio de las calizas neoproterozoicas como la composición isotópica inicial de la calcita del skarn cálcico de la Loma Marcelo ( $\delta^{13}C_{cal(i)} = +8,00\%$  y  $\delta^{18}O_{cal(i)} = +23,00\%$ ). A partir del estudio mineralógico del skarn y de la caracterización de los distintos eventos metasomáticos responsables de su formación, los cálculos se realizaron asumiendo una temperatura máxima de 700°C y una temperatura mínima de 250°C. La fracción molar de carbono ( $F_C$ ) está comprendida entre 1,00 y 0,01 y la fracción molar de oxígeno ( $F_O$ ) es mayor que 0,60. Cuando  $F_O = 0,60$ , el límite calcosilicático (Valley 1986), todos los minerales carbonáticos de la roca son reemplazados por minerales calcosilicáticos y la fracción molar de carbono remanente en la roca es cero ( $F_C^{F_O=0,6} = 0$ ). Los fraccionamientos isotópicos entre  $CO_2$  y calcita ( $\alpha_{CO_2-cal}$ ) para carbono y oxígeno fueron calculados a partir de las ecuaciones de Bottinga (1968) (Cuadro 5.6) para las temperaturas antes indicadas.

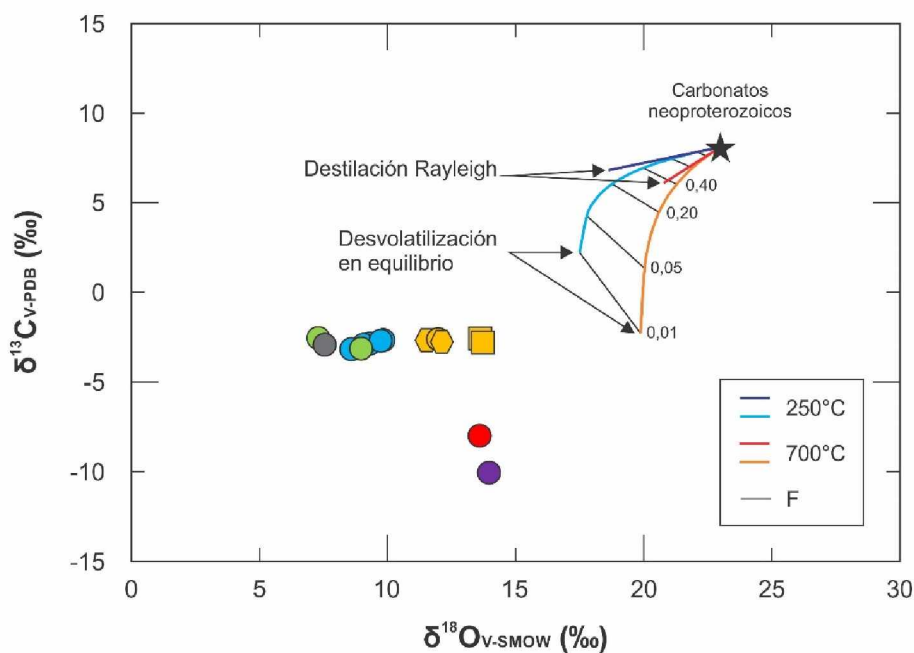
Numerosos estudios en aureolas de contacto que involucran rocas carbonáticas reportan empobrecimientos en  $^{13}C$  y  $^{18}O$  (Shieh y Taylor 1969; Nabelek *et al.* 1984; Bowman *et al.* 1985; Valley 1986; Shin y Lee 2003). Tales estudios indican que el efecto de las reacciones de descarbonatación sobre

**Cuadro 5.6.** Factores de fraccionamiento isotópico utilizados en el modelado geoquímico de los isótopos de carbono y oxígeno del skarn Loma Marcelo ( $10^3 \times \ln \alpha = A \times 10^6/T^2 + B \times 10^3/T + C$ )

compuesto X-compuesto Y	A	B	C	Fuente
CO <sub>2</sub> -Calcita (carbono)	-2,9880	7,6663	-2,4612	Bottinga 1968
CO <sub>2</sub> -Calcita (oxígeno)	-1,8034	10,6110	-2,7798	
Calcita-CO <sub>2</sub>	1,71	-10,01	3,45	Zheng 1999
Dolomita-CO <sub>2</sub>	1,76	-9,99	3,45	
Calcita-H <sub>2</sub> O	4,01	-4,66	1,71	
Dolomita-H <sub>2</sub> O	4,06	-4,65	1,71	

los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  en rocas carbonáticas es siempre pequeño debido a que la fracción molar de oxígeno es considerable ( $F_{\text{O}} > 0,60$ ), incluso si la descarbonatación es completa. El efecto de la descarbonatación sobre los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  será mucho mayor, pudiendo ser la fracción molar de carbono tan baja como cero.

La desvolatilización en equilibrio y la destilación Rayleigh no son suficientes para explicar los grandes empobrecimientos en  $^{18}\text{O}$  observados en el skarn Loma Marcelo (Fig. 5.11). Incluso si toda la calcita hubiese reaccionado fuera del sistema ( $F_{\text{O}} = 0,60$ ), el empobrecimiento en  $^{18}\text{O}$  habría sido pequeño y los valores calculados de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  no coincidirían con los observados.



**Figura 5.11.** Curvas calculadas para la desvolatilización en equilibrio y la destilación Rayleigh. Las curvas que representan la desvolatilización en equilibrio están graduadas en incrementos de la fracción molar de carbono (F).

**Interacción agua-roca:** los carbonatos de los skarns se caracterizan por estrechas variaciones de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$ , mientras que los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  varían ampliamente. Con excepción de las muestras 11412c-3 ( $\delta^{13}\text{C} = -8,00\%$ ) y 19241 ( $\delta^{13}\text{C} = -10,05\%$ ), los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  de los carbonatos del skarn cálcico ( $\delta^{13}\text{C} = -2,56/-3,18\%$ ) son similares a los de los carbonatos del skarn magnesiano ( $\delta^{13}\text{C} = -2,59/-2,80\%$ ). En general, el skarn Loma Marcelo se encuentra enriquecido en  $^{13}\text{C}$  con relación a los fluidos magmáticos ( $\delta^{13}\text{C} = -5,00/-8,00\%$ , Bowman 1998), por lo que su composición isotópica de carbono debe haber sido afectada por el  $^{13}\text{C}$  del protolito carbonático.

Las variaciones de los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  suelen ser atribuidas a la reacción de los fluidos metasomáticos con el protolito carbonático y al estado de oxidación (Shimazaki *et al.* 1986). Cuando la relación agua/roca es alta, los fluidos pueden alterar el  $\delta^{13}\text{C}$  más fácilmente que el  $\delta^{18}\text{O}$  durante su reacción con el protolito carbonático. Esto se debe a que el contenido de  $^{13}\text{C}$  del fluido es despreciable. Los valores más bajos de  $\delta^{18}\text{O}$  del skarn Loma Marcelo son los del skarn cálcico y, al igual que los correspondientes al skarn magnesiano, se asemejan más a los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  determinados en intrusiones graníticas adyacentes a numerosos skarns ( $\delta^{18}\text{O} = +7,50/+12,00\%$ , Bowman 1998) que a los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de las calizas marinas (Fig. 5.10). En el diagrama  $\delta^{18}\text{O}$  vs.  $\delta^{13}\text{C}$ , los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de los carbonatos de los skarns caen en el punto intermedio de alguna curva subparalela que conecta el campo de los carbonatos marinos con el campo de los fluidos magmáticos. La variación en los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  de los carbonatos del skarn Loma Marcelo puede ser únicamente explicada mediante la interacción agua-roca entre fluidos magmáticos y carbonatos marinos.

Existen modelos que permiten describir la magnitud del empobrecimiento isotópico del protolito carbonático en función del incremento de la relación agua/roca para casos en los que se conocen la temperatura y la fracción molar de  $\text{CO}_2$  ( $X_{\text{CO}_2}$ ). La composición isotópica de la calcita resultante depende de los siguientes factores: 1) la composición inicial del fluido ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  y  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ ), 2) la composición isotópica del protolito carbonático, 3) la relación agua/roca y 4) la temperatura.

Las ecuaciones del balance de masa dadas a continuación son las de Taylor (1977) y fueron utilizadas para modelar las variaciones isotópicas de los carbonatos del skarn Loma Marcelo. Para el intercambio isotópico de oxígeno la ecuación es la siguiente:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{roca}(f)} = \frac{\delta^{18}\text{O}_{\text{roca}(i)} + (W/R \times \delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}(i)}) + (W/R \times \Delta_{\text{cal-H}_2\text{O}})}{1 + W/R}$$

El intercambio isotópico de carbono está dado por la siguiente ecuación:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{roca}(f)} = \frac{\delta^{13}\text{C}_{\text{roca}(i)} + (X_{\text{CO}_2} \times W/R \times \delta^{13}\text{C}_{\text{fluido}(i)}) + (X_{\text{CO}_2} \times W/R \times \Delta_{\text{cal-CO}_2})}{1 + W/R}$$

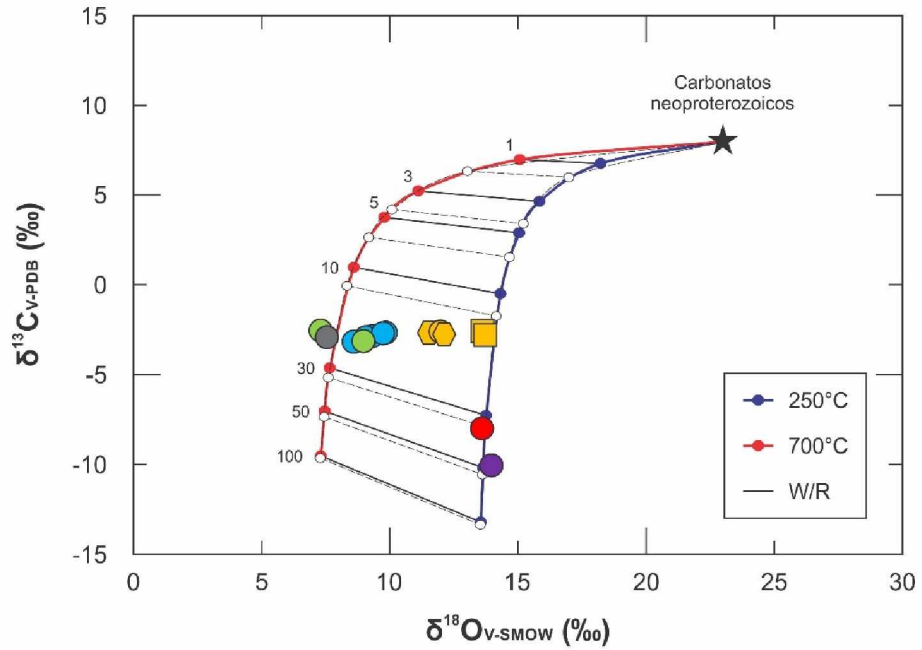
En estas ecuaciones  $\delta_{roca(f)}$  y  $\delta_{roca(i)}$  son la composición isotópica del protolito carbonático,  $\delta_{fluido(i)}$  es la composición isotópica inicial del fluido metasomático,  $W/R$  es la relación agua/roca,  $\Delta$  es el factor de fraccionamiento isotópico entre el mineral carbonático y el  $H_2O$  o el  $CO_2$  y  $X_{CO_2}$  es la fracción molar de  $CO_2$ . Las ecuaciones anteriores describen un sistema cerrado (sc) en el que todo el fluido se equilibra con la roca y el intercambio isotópico es dependiente de la temperatura y de la relación agua/roca. El intercambio isotópico entre los fluidos y las rocas adyacentes también puede ser modelado en un sistema abierto (sa) usando la siguiente ecuación de Taylor (1977):

$$(W/R)_{sa} = \ln[(W/R)_{sc} + 1]$$

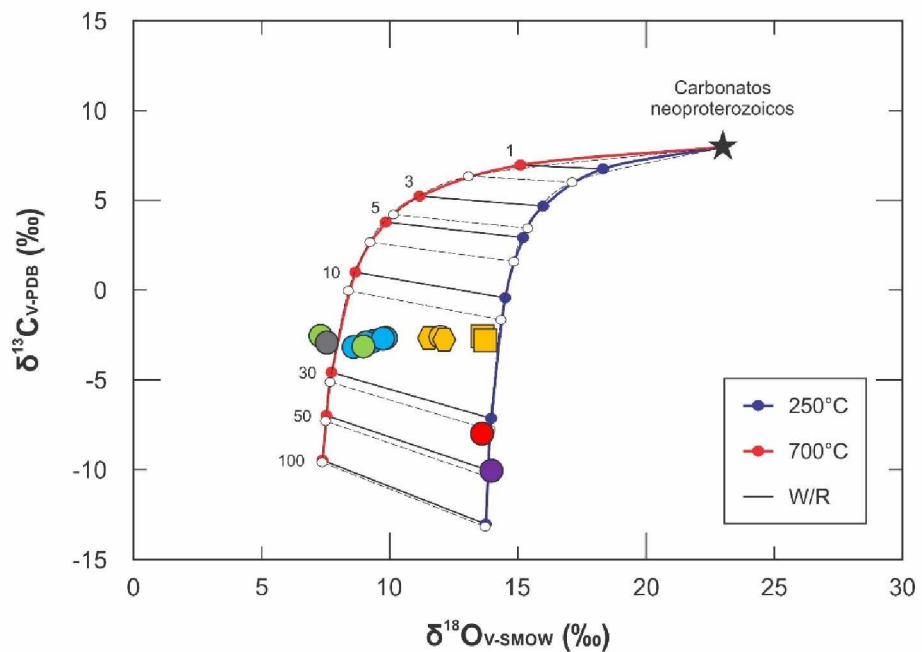
donde  $(W/R)_{sa}$  es el valor obtenido a partir de la relación agua/roca del sistema cerrado  $[(W/R)_{sc}]$ . Esta ecuación puede usarse tanto para el carbono como para el oxígeno.

El modelo del balance de masa fue aplicado para simular los efectos del intercambio isotópico entre un protolito carbonático con  $\delta^{13}C = +8,00\text{‰}$  y  $\delta^{18}O = +23,00\text{‰}$  y un fluido metasomático con  $\delta^{13}C = -8,00\text{‰}$  y  $\delta^{18}O = +6,00\text{‰}$  a temperaturas de  $250^\circ C$  y  $700^\circ C$  y  $X_{CO_2}$  de 0,05. El valor de  $X_{CO_2}$  fue elegido a partir del estudio petrográfico del skarn Loma Marcelo. El modelo considera únicamente las temperaturas máxima y mínima de formación del skarn durante el metamorfismo progrado, correspondientes a los eventos M1 y M3, respectivamente, y no las variaciones de temperatura que pudieran haber ocurrido entre ambos metasomatismos. La composición isotópica de la fase fluida es la de calcita en equilibrio con carbono magmático normal y con valores de  $\delta^{18}O$  determinados en intrusiones graníticas adyacentes a numerosos skarns (Bowman 1998). Fueron utilizados los factores de fraccionamiento isotópico de Zheng (1999) (Cuadro 5.6).

Las curvas de variación  $\delta^{13}C$ - $\delta^{18}O$  de las figuras 5.12 y 5.13 son el resultado de la mutua interacción entre fluidos magmáticos y protolitos carbonáticos y fueron calculadas tanto para el skarn cálcico (Fig. 5.12) como para el skarn magnesiano (Fig. 5.13). Las curvas de ambos skarns son muy similares entre sí y las determinaciones isotópicas de carbono y oxígeno encajan bien en ellas. En consecuencia, el empobrecimiento en  $^{13}C$  y  $^{18}O$  de los carbonatos del skarn Loma Marcelo puede interpretarse como resultante de la interacción de fluidos magmáticos con rocas carbonáticas sedimentarias para el rango de temperatura comprendido entre  $250^\circ C$  y  $700^\circ C$ . Si las curvas de interacción agua-roca fuesen calculadas para distintas temperaturas dentro de este intervalo, obtendríamos una serie de curvas subparalelas que abarcarían la totalidad de las determinaciones isotópicas de carbono y oxígeno, la mayoría de las cuales se encuentran entre las líneas que representan relaciones agua/roca de 10 y 30. Las curvas de variación  $\delta^{13}C$ - $\delta^{18}O$  para sistema abierto (líneas entrecortadas en las figuras 5.12 y 5.13) son muy similares a las calculadas para sistema cerrado, mostrando las primeras un ligero desplazamiento con relación a las segundas.



**Figura 5.12.** Curvas de interacción agua-roca para sistema cerrado que describen las variaciones isotópicas de carbono y oxígeno en carbonatos del skarn cálcico resultantes de la interacción de fluidos magmáticos ( $\delta^{13}\text{C} = -8,00\text{‰}$  y  $\delta^{18}\text{O} = +6,00\text{‰}$ ) con un protolito carbonático sedimentario ( $\delta^{13}\text{C} = +8,00\text{‰}$  y  $\delta^{18}\text{O} = +23,00\text{‰}$ ). Las curvas están graduadas en términos de la relación agua/roca (W/R). Las curvas de interacción agua-roca para sistema abierto se encuentran en líneas entrecortadas (el incremento de W/R es el mismo que para sistema cerrado).



**Figura 5.13.** Curvas de interacción agua-roca para sistema cerrado que describen las variaciones isotópicas de carbono y oxígeno en carbonatos del skarn magnesiano resultantes de la interacción de fluidos magmáticos ( $\delta^{13}\text{C} = -8,00\text{‰}$  y  $\delta^{18}\text{O} = +6,00\text{‰}$ ) con un protolito carbonático sedimentario ( $\delta^{13}\text{C} = +8,00\text{‰}$  y  $\delta^{18}\text{O} = +23,00\text{‰}$ ). Las curvas están graduadas en términos de la relación agua/roca (W/R). Las curvas de interacción agua-roca para sistema abierto se encuentran en líneas entrecortadas (el incremento de W/R es el mismo que para sistema cerrado).

### 5.4.3 Geotermometría isotópica

La dependencia de la temperatura del fraccionamiento isotópico entre pares de minerales cogenéticos es con frecuencia un sensible indicador de la temperatura de formación de la roca (Bottinga y Javoy 1973; Clayton 1981). En la actualidad, los isótopos de oxígeno en rocas ígneas y metamórficas y los isótopos de azufre en yacimientos minerales son los más utilizados en geotermometría debido a que un buen número de minerales alcanzan el equilibrio isotópico a las temperaturas típicas de los ambientes ígneos, metamórficos e hidrotermales.

En un átomo o molécula, la energía vibracional depende de la temperatura y, dado que la energía vibracional es uno de los factores que condiciona el fraccionamiento isotópico, el valor del factor de fraccionamiento del par mineral X-Y ( $\alpha_{\min X-\min Y}$ ) depende de la temperatura. Estudios experimentales indican que la variación de  $\alpha$  con la temperatura se ajusta a la siguiente ecuación:

$$1000 \times \ln \alpha_{\min X-\min Y} = \frac{A \times 10^6}{T^2} + \frac{B \times 10^3}{T} + C$$

donde A, B y C son constantes determinadas experimentalmente para el par mineral X-Y y la temperatura T está dada en Kelvin. Esta ecuación es el fundamento matemático de la geotermometría isotópica e indica que el fraccionamiento isotópico entre dos fases en equilibrio, los minerales X e Y, solo depende de la temperatura, siendo independiente de la presión, al menos en condiciones corticales (Clayton *et al.* 1975). Incluso a temperaturas magmáticas, la magnitud del fraccionamiento isotópico es lo suficientemente grande para poder ser medida dentro de los márgenes de error analítico. Sin embargo, la utilidad como geotermómetro del fraccionamiento isotópico entre dos fases en equilibrio requiere del cumplimiento de las siguientes condiciones:

- 1) El equilibrio entre las fases minerales se estableció a una temperatura geológicamente significativa y se mantuvo desde entonces.
- 2) El equilibrio isotópico alcanzado no fue modificado por procesos tardíos, como ser alteración hidrotermal o meteórica o procesos de difusión.

Para interpretar datos naturales cuantitativamente es necesario determinar analíticamente los factores de fraccionamiento isotópico entre minerales (A, B y C en la ecuación anterior). La práctica más frecuente es la medición del intercambio isotópico de oxígeno entre un mineral dado y el agua (O'Neil y Taylor 1967; Clayton *et al.* 1972; Matsuhisa *et al.* 1979; Matthews *et al.* 1983). Los factores de fraccionamiento isotópico para distintos pares de minerales pueden obtenerse al sustraer algebraicamente las ecuaciones que relacionan el fraccionamiento entre cada uno de los dos minerales de un par dado y el agua:

$$1000 \times \ln \alpha_{\min X-H_2O} = \frac{A_X \times 10^6}{T^2} + \frac{B_X \times 10^3}{T} + C_X$$

-

$$1000 \times \ln \alpha_{\min Y-H_2O} = \frac{A_Y \times 10^6}{T^2} + \frac{B_Y \times 10^3}{T} + C_Y$$

---


$$1000 \times \ln \alpha_{\min X-\min Y} = \frac{(A_X - A_Y) \times 10^6}{T^2} + \frac{(B_X - B_Y) \times 10^3}{T} + (C_X - C_Y)$$

En estas ecuaciones

$$\Delta_{\min X-\min Y} = \delta_{\min X} - \delta_{\min Y} \cong 1000 \times \ln \alpha_{\min X-\min Y}$$

donde  $\Delta_{\min X-\min Y}$  es la diferencia entre el valor de  $\delta^{18}\text{O}$  del mineral X ( $\delta^{18}\text{O}_{\min X}$ ) y el del mineral Y ( $\delta^{18}\text{O}_{\min Y}$ ). Fueron utilizados los factores de fraccionamiento isotópico calculados por Zheng (1991, 1993a, 1993b, 1999).

El detallado estudio petrográfico y mineraloquímico del skarn Loma Marcelo permitió establecer su secuencia paragenética, no obstante, fueron calculadas las temperaturas de equilibrio isotópico de todos los pares de minerales posibles de un mismo afloramiento de skarn. Solo se usaron los isótopos estables de oxígeno por ser estos los que mejor información geotermométrica proveen. La utilidad de los isótopos de carbono como geotermómetro suele ser limitada debido a que es raro que se forme más de una fase portadora de carbono en equilibrio y a que el fraccionamiento entre los distintos carbonatos no es muy sensible a la temperatura.

Las temperaturas fueron calculadas con la calculadora de fraccionamiento de isótopos estables *AlphaDelta* (Beaudoin y Therrien 2004, 2009) disponible en <http://www2.ggl.ulaval.ca/cgi-bin/alphadelta/alphadelta.cgi>. Esta calculadora cuenta con 1153 ecuaciones (actualización del 19 de marzo de 2015) y permite calcular la temperatura de equilibrio isotópico entre dos fases, habitualmente un mineral y la fase común de intercambio ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ , etc.), para un determinado valor de  $\Delta_{\min X-\min Y}$ . La calculadora *AlphaDelta* también devuelve la ecuación genérica y la gráfica correspondiente.

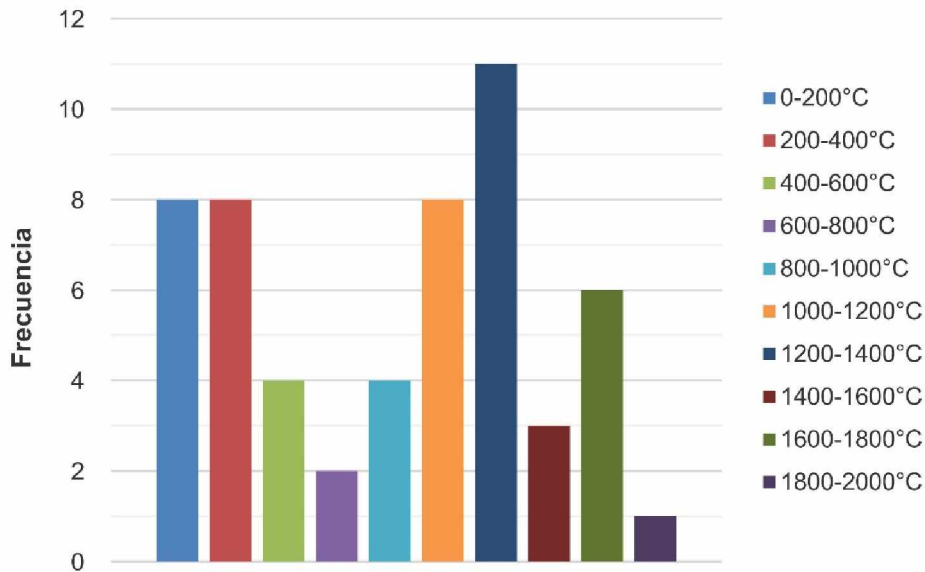
Los pares de minerales considerados son 143, de los cuales 79 corresponden a pares silicato-silicato y 64 a pares calcita-silicato, obteniéndose únicamente 55 resultados (Cuadro 5.7). Las temperaturas calculadas exhiben una moda principal en torno a  $1.082^\circ\text{C}$  (Fig. 5.14). Para temperaturas mayores a  $100^\circ\text{C}$  e inferiores a los  $1.000^\circ\text{C}$  ( $n = 21$ ), la mayoría de los resultados se encuentran comprendidos entre  $200^\circ\text{C}$  y  $400^\circ\text{C}$ . La amplia variabilidad de las temperaturas calculadas y la carencia de significado geológico de muchas de ellas evidencian la inexistencia de equilibrio isotópico.

**Cuadro 5.7.** Resultados de los cálculos geotermométricos

Ubicación	Mineral A			Mineral B			$\Delta_{\text{minA-minB}}$	T (°C)		
	Muestra	Mineral	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Muestra	Mineral	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)				
Skarn cálcico	LM-4	11412c-3	Calcita	13,60	11412c-1	Granate	12,50	1,10	1309,0	
		11412c-3	Calcita	13,60	11412c-2	Clinopiroxeno	9,27	4,33	389,5	
		11415b-1	Calcita	9,06	11415b-3	Granate	8,15	0,91	1407,5	
		11415b-1	Calcita	9,06	19186-1	Granate	7,29	1,77	1017,0	
		11415b-1	Calcita	9,06	19186-2	Granate	8,10	0,96	1378,5	
		11415b-1	Calcita	9,06	19186-3	Clinopiroxeno	3,10	5,96	250,0	
		11415b-1	Calcita	9,06	19186-4	Vesubianita	8,40	0,66	1658,0	
		11415b-1	Calcita	9,06	19223-1	Granate	5,10	3,96	547,5	
		11415b-1	Calcita	9,06	19223-2	Clinopiroxeno	-2,17	11,23	42,5	
		11415b-2	Calcita	8,59	11415b-3	Granate	8,15	0,44	1746,5	
		11415b-2	Calcita	8,59	19186-1	Granate	7,29	1,30	1203,5	
		11415b-2	Calcita	8,59	19186-2	Granate	8,10	0,49	1704,5	
		11415b-2	Calcita	8,59	19186-3	Clinopiroxeno	3,10	5,49	283,5	
		11415b-2	Calcita	8,59	19223-1	Granate	5,10	3,49	615,5	
		11415b-2	Calcita	8,59	19223-2	Clinopiroxeno	-2,17	10,76	53,5	
		LM-9	19177-1	Calcita	9,84	11415b-3	Granate	8,15	1,69	1045,0
			19177-1	Calcita	9,84	19186-1	Granate	7,29	2,54	798,0
			19177-1	Calcita	9,84	19186-2	Granate	8,10	1,74	1027,0
			19177-1	Calcita	9,84	19186-3	Clinopiroxeno	3,10	6,74	202,5
			19177-1	Calcita	9,84	19186-4	Vesubianita	8,40	1,44	1250,0
			19177-1	Calcita	9,84	19223-1	Granate	5,10	4,74	456,0
			19177-1	Calcita	9,84	19223-2	Clinopiroxeno	-2,17	12,01	25,5
			19178-1	Calcita	9,74	11415b-3	Granate	8,15	1,59	1082,0
			19178-1	Calcita	9,74	19186-1	Granate	7,29	2,45	819,5
			19178-1	Calcita	9,74	19186-2	Granate	8,10	1,64	1063,0
		19178-1	Calcita	9,74	19186-3	Clinopiroxeno	3,10	6,64	208,0	
		19178-1	Calcita	9,74	19186-4	Vesubianita	8,40	1,34	1292,0	
		19178-1	Calcita	9,74	19223-1	Granate	5,10	4,64	466,0	
		19178-1	Calcita	9,74	19223-2	Clinopiroxeno	-2,17	11,91	27,5	

**Cuadro 5.7 (continuación).** Resultados de los cálculos geotermométricos

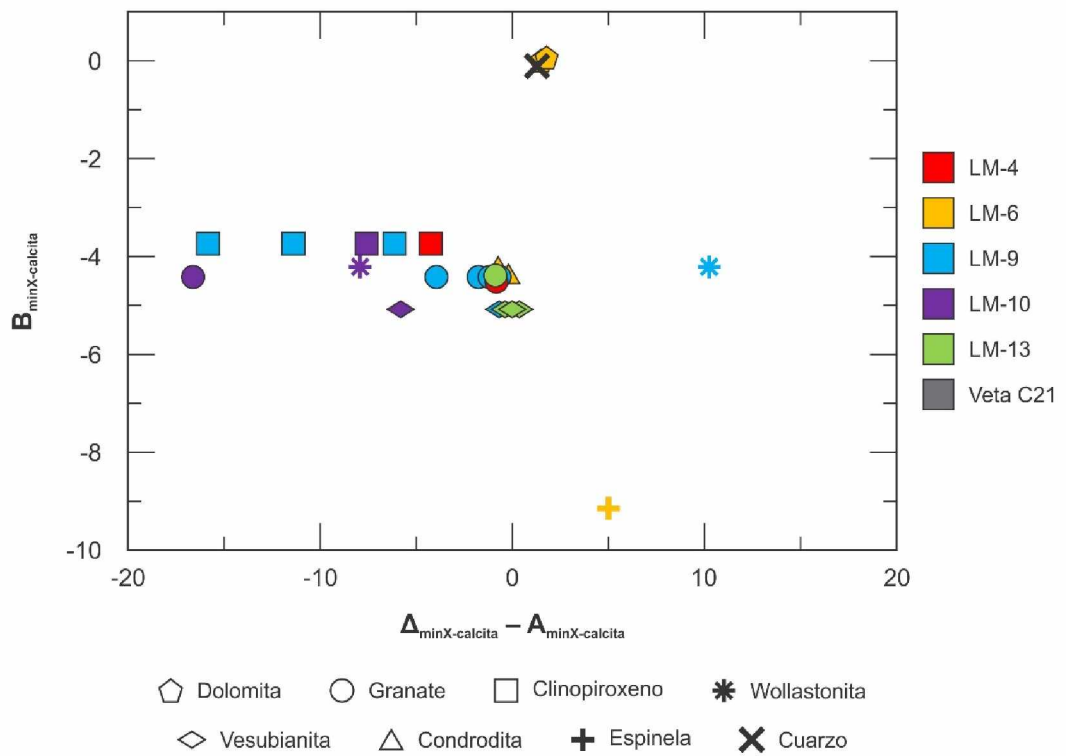
Ubicación	Mineral A			Mineral B			$\Delta_{\text{minA-minB}}$	T (°C)	
	Muestra	Mineral	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Muestra	Mineral	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)			
Skarn cálcico	LM-9	19223-3	Calcita	9,31	11415b-3	Granate	8,15	1,16	1270,5
		19223-3	Calcita	9,31	19186-1	Granate	7,29	2,02	936,0
		19223-3	Calcita	9,31	19186-2	Granate	8,10	1,21	1246,0
		19223-3	Calcita	9,31	19186-3	Clinopiroxeno	3,10	6,21	234,0
		19223-3	Calcita	9,31	19186-4	Vesubianita	8,40	0,91	1504,0
		19223-3	Calcita	9,31	19223-1	Granate	5,10	4,21	515,5
		19223-3	Calcita	9,31	19223-2	Clinopiroxeno	-2,17	11,48	36,5
	LM-10	19241-3	Wollastonita	5,85	19241-2	Clinopiroxeno	6,30	-0,45	796,0
		19241-5	Calcita	13,97	19241-2	Clinopiroxeno	6,30	7,67	156,5
		19241-5	Calcita	13,97	19241-3	Wollastonita	5,85	8,12	199,0
		19241-5	Calcita	13,97	19241-4	Vesubianita	7,70	6,27	414,0
	LM-13	19197-4	Calcita	7,30	19197-1	Granate	7,00	0,30	1877,0
		19197-5	Calcita	8,97	19197-1	Granate	7,00	1,97	951,5
		19197-5	Calcita	8,97	19197-2	Vesubianita	8,04	0,93	1493,0
19197-5		Calcita	8,97	19197-3	Vesubianita	7,30	1,67	1162,0	
Skarn magnesiano	LM-6	11414a-1	Calcita	12,12	11414a-4	Condrodita	10,96	1,16	1278,0
		11414a-1	Calcita	12,12	11414a-5	Condrodita	11,50	0,62	1609,0
		11414a-2	Calcita	11,53	11414a-4	Condrodita	10,96	0,57	1647,0
		11414a-4	Condrodita	10,96	11414a-3	Dolomita	13,62	-2,66	1082,0
		11414a-5	Condrodita	11,50	11414a-3	Dolomita	13,62	-2,12	1319,0
		19171-1	Calcita	11,98	11414a-1	Dolomita	12,12	-0,14	361,0
		19171-1	Calcita	11,98	11414a-4	Condrodita	10,96	1,02	1352,0
		19171-1	Calcita	11,98	11414a-5	Condrodita	11,50	0,48	1720,0
		19171-2	Dolomita	13,73	11414a-4	Condrodita	10,96	2,77	1042,0
		19171-2	Dolomita	13,73	11414a-5	Condrodita	11,50	2,23	1264,0
Cerro 21 de Septiembre	C21-1	Calcita	7,55	C21-2	Cuarzo	9,30	-1,75	217,0	



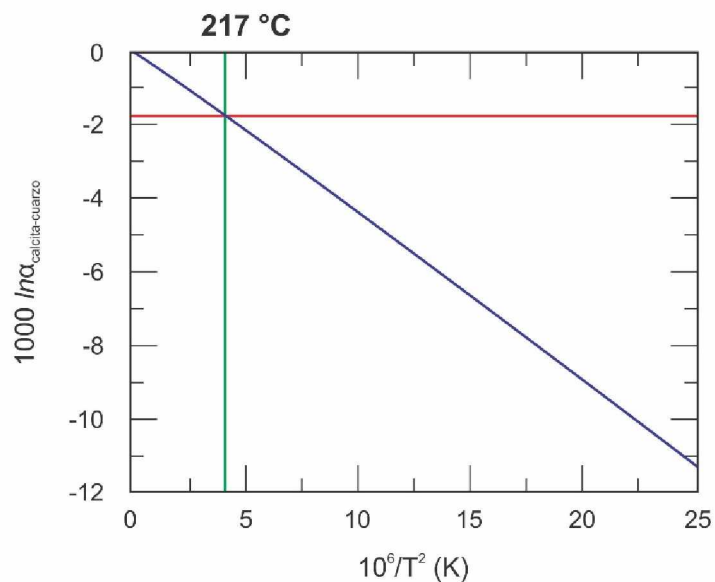
**Figura 5.14.** Diagrama de frecuencias de las temperaturas obtenidas mediante geotermometría isotópica.

El mantenimiento del equilibrio isotópico puede comprobarse a partir del fraccionamiento isotópico de tres o más pares de minerales independientes mediante el “método de la isoterma” de [Javoy et al. \(1970\)](#). En este método se toma un mineral de referencia (R) y se grafica el fraccionamiento entre dicha referencia y cualquier otro mineral ( $\Delta_{X-R}$ ) menos el valor de la constante A para ese par ( $A_{X-R}$ ), es decir  $\Delta_{X-R} - A_{X-R}$ , versus el valor de la constante B para el par en cuestión ( $B_{X-R}$ ). En la [Figura 5.15](#), en la que se utiliza la calcita como mineral de referencia, puede verse que los datos correspondientes a los distintos minerales de un mismo afloramiento del skarn Loma Marcelo no se encuentran alineados. Si el equilibrio isotópico se hubiese conservado, los datos de un mismo afloramiento graficarían a lo largo de una línea que pasa por el origen de coordenadas. En tal caso, la pendiente de la recta que mejor se ajuste a dichos datos sería la mejor aproximación a la temperatura isotópica. Utilizando granate y clinopiroxeno como minerales de referencia tampoco se cumplen las condiciones que indican equilibrio isotópico.

La temperatura isotópica de 217°C calculada a partir del par calcita-cuarzo de la vetilla sintectónica que corta a las milonitas graníticas del Cerro 21 de Septiembre debe ser excluida de la discusión precedente ([Fig. 5.16](#)). Puesto que el cuarzo y la calcita de esta vetilla cristalizaron durante la deformación neopaleozoica de las Sierras Australes y no habrían experimentado modificaciones posteriores, la temperatura calculada corresponde a la del equilibrio isotópico entre dichas dos fases. La infiltración de fluidos a esta baja temperatura podría explicar el mayor empobrecimiento en  $^{13}\text{C}$  observado en las muestras 11412c-3 y 19241 con relación a los demás carbonatos del skarn Loma Marcelo (véase apartado 5.4.2).



**Figura 5.15.** Representación gráfica del método de la isoterma, con calcita como mineral de referencia, para el skarn Loma Marcelo y una veta de cuarzo ± calcita que corta a las milonitas graníticas del Cerro 21 de Septiembre.



**Figura 5.16.** Representación gráfica de la temperatura isotópica de  $217^\circ\text{C}$  obtenida a partir del par calcita-cuarzo de la vetilla sintectónica que corta a las milonitas graníticas del Cerro 21 de Septiembre.

#### 5.4.4 Discusión y consideraciones parciales

La similitud de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta\text{D}$  determinados en silicatos y óxidos del skarn Loma Marcelo con los correspondientes a rocas graníticas sería consecuencia de la naturaleza granítica de los fluidos vinculados a los eventos M1 y M2. La composición de los fluidos responsables del evento M3 también habría sido de naturaleza granítica, ya que fluidos hidrotermales de diferente origen, después de suficiente interacción con un medio dado, pueden adquirir características químicas similares y producir resultados igualmente similares (Einaudi *et al.* 1981).

Si bien la discusión concerniente a los isótopos estables de carbono y oxígeno en carbonatos del skarn Loma Marcelo fue desarrollada a medida que se presentaban los resultados, puede resumirse lo siguiente:

- La similar composición isotópica de los carbonatos del skarn cálcico y el skarn magnesiano denota una evolución isotópica conjunta.
- Los carbonatos se encuentran deprimidos en  $^{13}\text{C}$  y  $^{18}\text{O}$  con relación a los valores frecuentes en rocas carbonáticas sedimentarias.
- Los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  de los carbonatos del skarn son similares a los hallados en carbonatitas, no obstante, valores similares también pueden hallarse en skarns derivados de protolitos carbonáticos de origen sedimentario.
- La desvolatilización en equilibrio y la destilación Rayleigh no son suficientes para explicar los grandes empobrecimientos en  $^{18}\text{O}$  observados en el skarn.
- El empobrecimiento en  $^{13}\text{C}$  y  $^{18}\text{O}$  de los carbonatos del skarn puede considerarse como el resultado de la interacción de fluidos magmáticos con rocas carbonáticas sedimentarias a temperaturas comprendidas entre 250°C y 700°C.

La interacción de rocas carbonáticas con fluidos metasomáticos genera un gran empobrecimiento en  $^{18}\text{O}$  en los protolitos carbonáticos durante las primeras etapas, siendo despreciable el empobrecimiento en  $^{13}\text{C}$ . Durante las últimas etapas, cuando la relación agua/roca es muy alta, los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  de los carbonatos se aproximan a los del fluido. El empobrecimiento de los carbonatos en  $^{18}\text{O}$  durante los últimos estadios permanece casi constante, mientras que el empobrecimiento en  $^{13}\text{C}$  se torna importante.

Con relación a la geotermometría isotópica, la obtención de temperaturas geológicamente no razonables suele ser indicativa de modificaciones experimentadas por el sistema con posterioridad a su cristalización, como es de esperar en el caso de un skarn polimetasomático como el de la Loma Marcelo. Este desequilibrio isotópico fue comprobado mediante el método de la isoterma de Javoy *et al.* (1970).

La única temperatura isotópica geológicamente coherente fue la obtenida en el par calcita-cuarzo de la vetilla sintectónica que corta a las milonitas graníticas del Cerro 21 de Septiembre. Esta temperatura es de 217°C y no correspondería a la etapa principal del metamorfismo, sino a una etapa

tardía, puesto que las vetas y vetillas son tanto concordantes como discordantes con relación a la foliación milonítica de las rocas de basamento que las alojan.



## Capítulo 6

# INCLUSIONES FLUIDAS

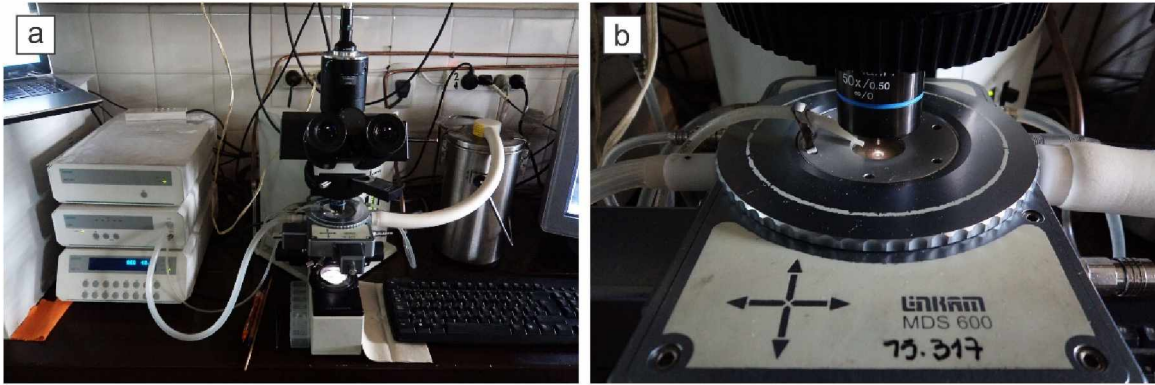
---

### 6.1 INTRODUCCIÓN

La mayoría de los minerales se forman en un medio acuoso, por lo que pequeñas cantidades de las soluciones en las que se formaron o evolucionaron pueden quedar atrapadas en su interior durante las etapas de crecimiento cristalino (Velasco 2004). Estas inclusiones fluidas son útiles en el estudio de la génesis y evolución de los minerales que las contienen, permitiendo obtener información sobre las condiciones de temperatura, presión y composición de los fluidos formadores de minerales.

El estudio de inclusiones fluidas en diferentes tipos de depósitos se centra en minerales como cuarzo, carbonatos y fluorita, los cuales contienen numerosas inclusiones fluidas y son relativamente transparentes y estables en un amplio rango de temperatura, presión y composición (T-P-X). Sin embargo, este amplio rango puede generar problemas a la hora de interpretar los datos resultantes del análisis de inclusiones fluidas, ya que los minerales antes citados pueden crecer, continuar atrapando fluidos y contener inclusiones correspondientes a eventos tempranos de alta temperatura así como a eventos tardíos de menor temperatura (Roedder 1984). En contraste, minerales de skarn como granate, piroxeno y vesubianita, entre otros, son poco propensos a atrapar fluidos tardíos de baja temperatura sin presentar claras evidencias de alteración.

En el skarn Loma Marcelo se encontraron inclusiones fluidas en cristales de vesubianita, granate, clinopiroxeno y cuarzo del skarn cálcico. No se encontraron inclusiones fluidas en cristales de condrodita y espinela del skarn magnesiano. El estudio de inclusiones fluidas fue de particular importancia en la determinación de las condiciones de formación de la vesubianita, permitiendo correlacionar los resultados obtenidos con los modelos termodinámicos.



**Figura 6.1.** Platina de calentamiento/enfriamiento del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur.

## 6.2 METODOLOGÍA DE TRABAJO

El estudio petrográfico y microtermométrico de inclusiones fluidas en muestras del skam Loma Marcelo se llevó a cabo sobre secciones delgadas bipulidas. El primero se efectuó con un microscopio petrocalcográfico Nikon Optiphot-Pol del Instituto de Recursos Minerales y el segundo se realizó con una platina de calentamiento/enfriamiento Linkam MDS 600, que permite operar entre  $-196^{\circ}\text{C}$  y  $600^{\circ}\text{C}$ , en el Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur (Fig. 6.1).

Durante el estudio petrográfico se pudieron identificar inclusiones fluidas primarias y secundarias, tanto monofásicas como bifásicas, seleccionándose únicamente las inclusiones fluidas primarias para el estudio microtermométrico por ser estas las formadas durante las etapas de crecimiento del cristal hospedante (Roedder 1984). Las inclusiones fluidas fueron primeramente enfriadas hasta  $-50^{\circ}\text{C}$  para determinar las temperaturas de congelamiento ( $T_c$ ) y luego calentadas hasta  $0^{\circ}\text{C}$  para determinar las temperaturas de fusión inicial o punto eutéctico ( $T_e$ ) y de fusión final ( $T_{ff}$ ) (Roedder 1984; Shepherd *et al.* 1985). Las temperaturas de homogeneización ( $T_h$ ) se determinaron calentando las inclusiones fluidas hasta  $400^{\circ}\text{C}$ . Los resultados obtenidos son resumidos en la Figura 6.3. En el Anexo 8 se presentan la totalidad de los resultados del análisis de inclusiones fluidas.

La estimación de la salinidad se realizó según los valores tabulados por Bodnar (1992) para distintos valores de temperatura de fusión final. Los cálculos de densidad se realizaron con el programa desarrollado por el Grupo de Investigación Zhenhao Duan (ZDRG 2006) del Instituto de Geología y Geofísica de la Academia China de Ciencias disponible en [http://models.kl-edi.ac.cn/fluidinc/h2o\\_nacl/calc.php](http://models.kl-edi.ac.cn/fluidinc/h2o_nacl/calc.php). Las correcciones de temperatura por presión se realizaron gráficamente a partir de los diagramas T-P de Fisher (1976).

## 6.3 VESUBIANITA

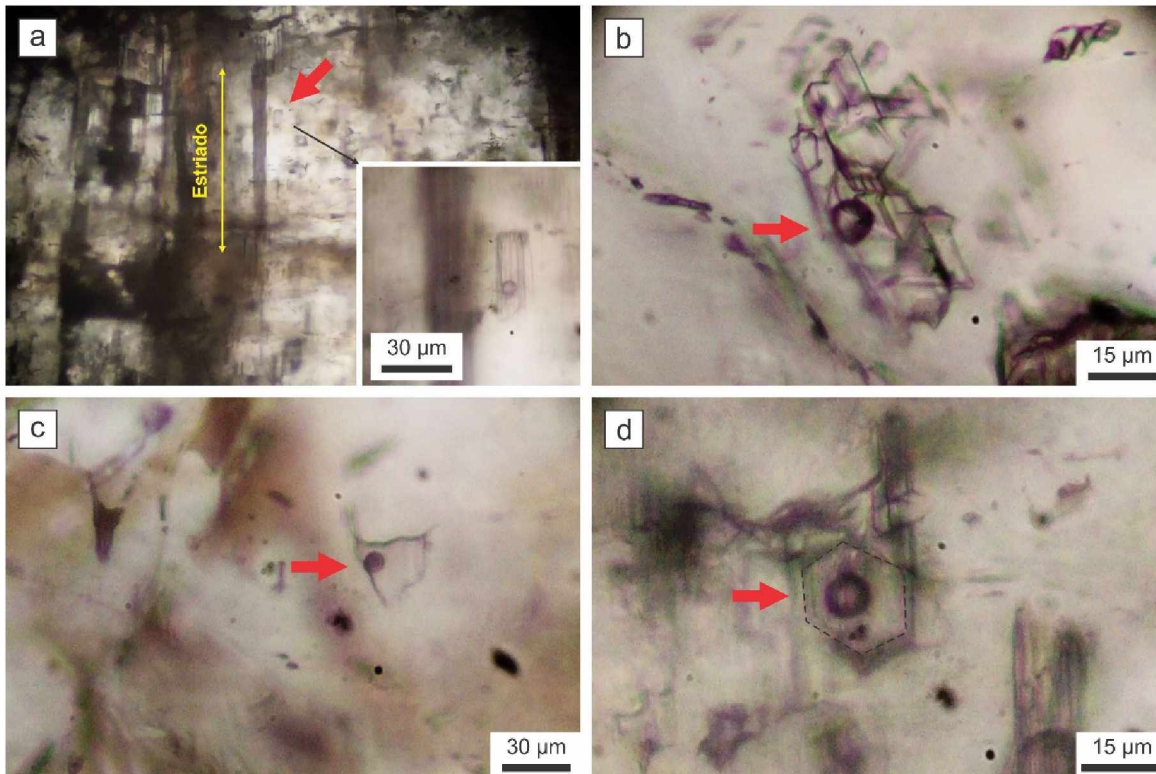
### 6.3.1 Petrografía

Las vesubianitas del skarn Loma Marcelo estudiadas corresponden a los tipos a y c. La vesubianita tipo a, procedente de LM-9, es de color marrón rojizo y tiene hábito prismático radiado, formando abanicos de hasta 8 mm de longitud; los individuos prismáticos presentan zonación concéntrica. La vesubianita tipo c proviene de LM-13, donde constituye “soles” integrados por individuos de color verde claro con hábito prismático y longitudes máximas de 1 cm.

Fueron estudiadas 8 inclusiones fluidas en individuos de vesubianita tipo a (muestras 19236b y 19240a) y 34 inclusiones fluidas en individuos de vesubianita tipo c (muestra 19197). Las inclusiones fluidas se encuentran aisladas y muchas de ellas se distribuyen paralelamente a las estrias de los individuos prismáticos de vesubianita (Fig. 6.2a), por lo que son interpretadas como primarias (Roedder 1984). Estas inclusiones fluidas son bifásicas y consisten en una burbuja de gas (G) rodeada por líquido (L), siendo, en la gran mayoría de los casos,  $L > G$ . Según el contenido de líquido a temperatura ambiente, los grados de llenado ( $F = V_{\text{liquido}}/V_{\text{total}}$ ; Shepherd *et al.* 1985) se encuentran comprendidos entre 0,70 y 0,95. Estas inclusiones fluidas varían en tamaño entre 10  $\mu\text{m}$  y 240  $\mu\text{m}$  y exhiben morfologías irregulares (36%), ovoides (31%), tabulares (22%) y regulares (11%) (Fig. 6.2b y c). Estas últimas llegan a copiar tan perfectamente la forma del mineral encajante que la inclusión adopta la forma de un diminuto cristal negativo (Fig. 6.2d).

### 6.3.2 Microtermometría

Al enfriar, las inclusiones congelaron a temperaturas comprendidas entre  $-49,5^{\circ}\text{C}$  y  $-22,5^{\circ}\text{C}$ , con valores medios de  $-40,2^{\circ}\text{C}$  en las inclusiones de la vesubianita tipo a y de  $-39,5^{\circ}\text{C}$  en las inclusiones de la vesubianita tipo c (Fig. 6.3a). La fusión inicial de las inclusiones fluidas en las vesubianitas estudiadas se observó entre  $-26,4^{\circ}\text{C}$  y  $-19,5^{\circ}\text{C}$  ( $-21,9^{\circ}\text{C}$  en promedio para ambos tipos de vesubianita) (Fig. 6.3b). La fusión final del hielo tuvo lugar a temperaturas comprendidas entre  $-3,8^{\circ}\text{C}$  y  $-0,1^{\circ}\text{C}$  ( $-1,7^{\circ}\text{C}$  en promedio para ambos tipos de vesubianita) (Fig. 6.3c). A partir de estos resultados, la salinidad media estimada es de 2,90% en peso equivalente de NaCl para las inclusiones fluidas de ambos tipos de vesubianita. Las densidades medias calculadas son de  $0,92 \text{ g/cm}^3$  para la vesubianita tipo a y de  $0,93 \text{ g/cm}^3$  para la vesubianita tipo c. Las temperaturas de homogeneización varían entre  $157,0^{\circ}\text{C}$  y  $169,5^{\circ}\text{C}$  ( $164,5^{\circ}\text{C} \pm 4,6^{\circ}\text{C}$ ) para la vesubianita tipo a y entre  $120,0^{\circ}\text{C}$  y  $186,4^{\circ}\text{C}$  ( $156,1^{\circ}\text{C} \pm 19,2^{\circ}\text{C}$ ) para la vesubianita tipo c (Fig. 6.3d).



**Figura 6.2.** Inclusiones fluidas en vesuvianita. **a)** Inclusión fluida tabular paralela al estriado. **b)** Inclusión fluida tabular. **c)** Inclusión fluida irregular. **d)** Inclusión fluida regular.

## 6.4 GRANATE Y PIROXENO

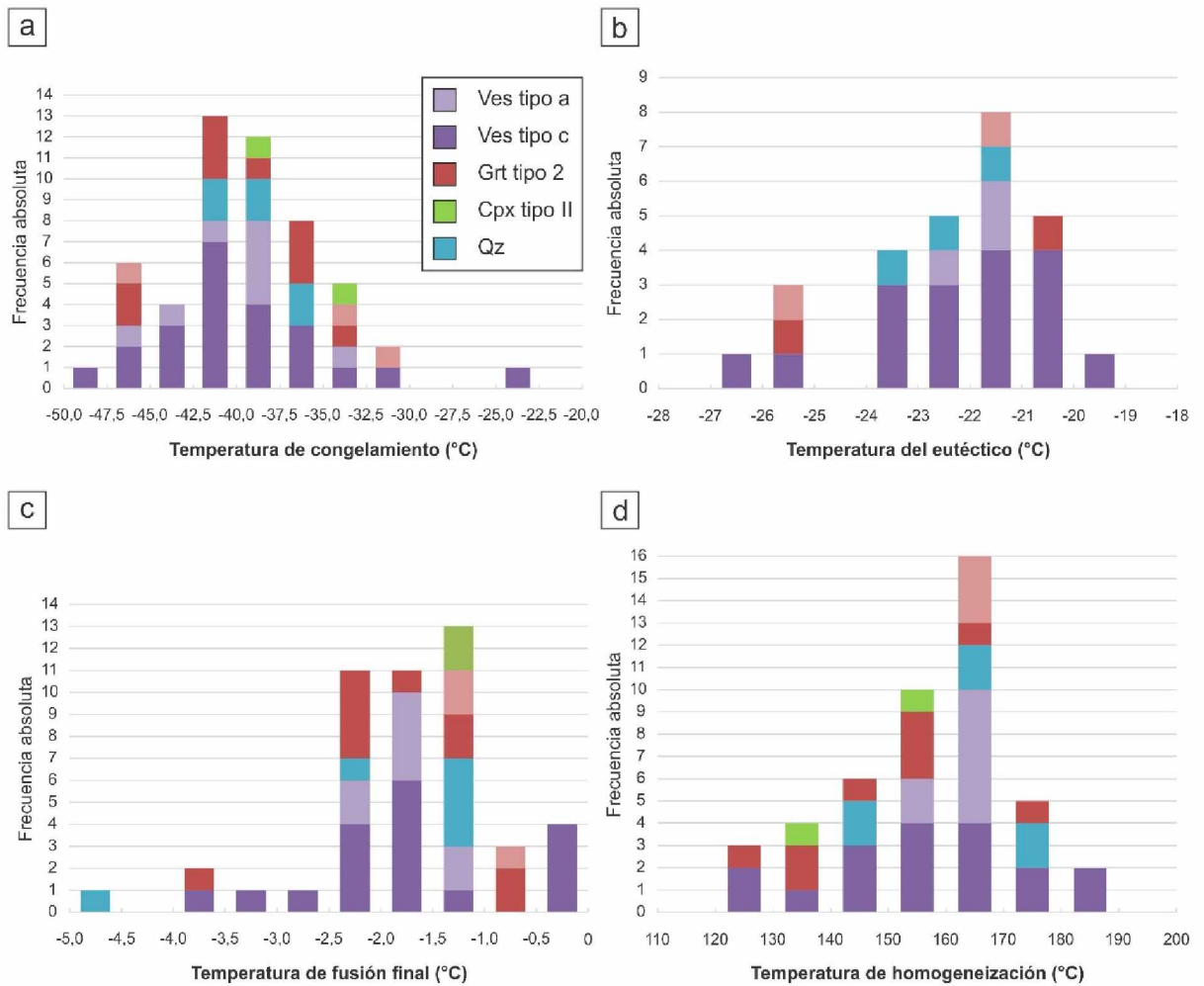
### 6.4.1 Petrografía

Los cristales analizados corresponden al granate tipo 2 de LM-9 y LM-13 y al clinopiroxeno tipo II de LM-9. El granate tipo 2 es de color rosado rojizo y forma masas centimétricas irregulares intensamente fracturadas de aspecto craquelado con marcada anisotropía anómala. Por su parte, el clinopiroxeno tipo II es de color verde claro y consiste en cristales subhedrales a euhedrales con hábito tabular-prismático y longitudes de hasta 6-7 mm.

Las inclusiones fluidas estudiadas fueron 13 en granate (muestras 19236a de LM-9 y 19197 de LM-13) y 2 en clinopiroxeno (muestra 19236b). Las inclusiones fluidas alojadas en ambos minerales son interpretadas como primarias por encontrarse aisladas y claramente separadas entre sí, son bifásicas ( $L > G$ ) y los grados de llenado son mayores que 0,70. Los tamaños se encuentran comprendidos entre 20  $\mu\text{m}$  y 40  $\mu\text{m}$  y las morfologías son predominantemente irregulares (Fig. 6.4).

### 6.4.2 Microtermometría

Durante el enfriamiento las inclusiones en granate congelaron a una temperatura media de  $-38,5^{\circ}\text{C}$  (Fig. 6.3a). Las temperaturas medias de fusión inicial y fusión final fueron de  $-22,8^{\circ}\text{C}$  y  $-1,6^{\circ}\text{C}$ ,



**Figura 6.3.** Histogramas de frecuencias absolutas: **a)** temperatura de congelamiento; **b)** temperatura de fusión inicial o del eutéctico; **c)** temperatura de fusión final; **d)** temperatura de homogeneización.

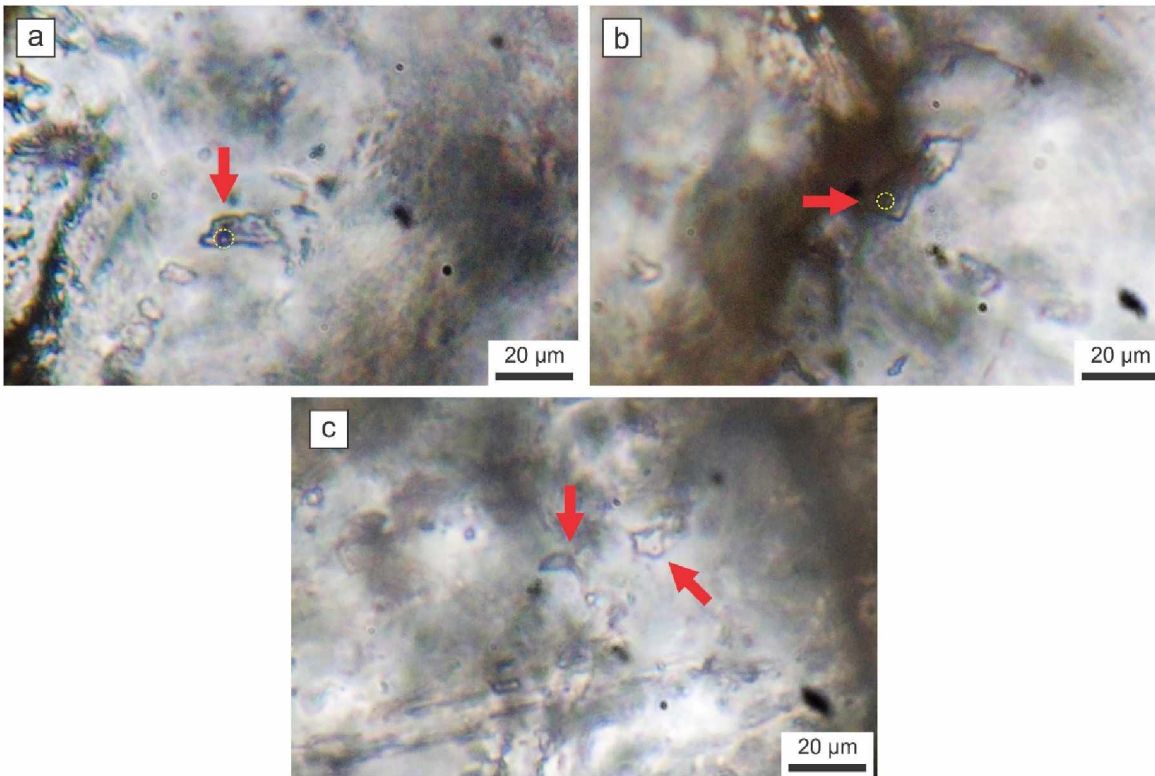
respectivamente (Fig. 6.3b y c). La salinidad media es de 2,74% en peso equivalente de NaCl y la densidad media es de 0,93 g/cm<sup>3</sup>. La temperatura media de homogeneización fue de 151,6°C (Fig. 6.3d).

Las dos inclusiones en clinopiroxeno congelaron a -37,9°C y -34,8°C (Fig. 6.3a). Las temperaturas de fusión final fueron de -1,0°C y las de homogeneización de 137,3°C y 154,0°C (Fig. 6.3c y d). La salinidad es de 1,74% en peso equivalente de NaCl y las densidades son de 0,92 g/cm<sup>3</sup> y 0,94 g/cm<sup>3</sup>.

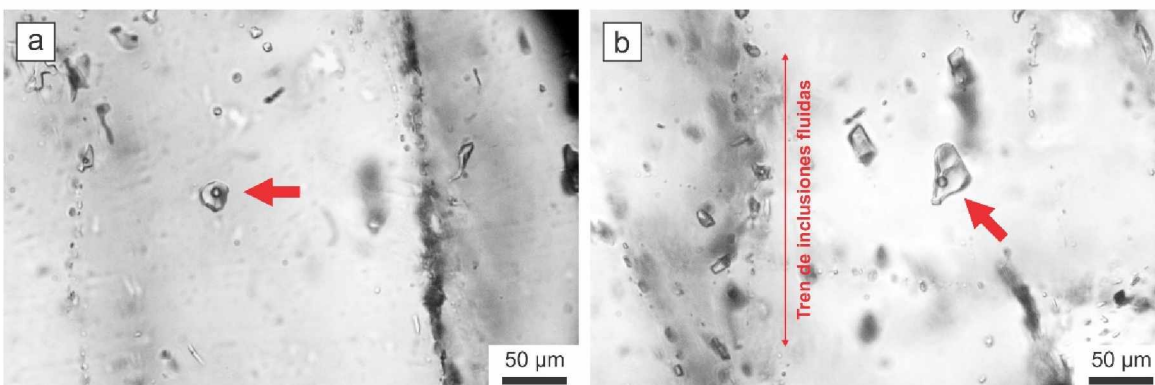
## 6.5 CUARZO

### 6.5.1 Petrografía

El cuarzo del skarn Loma Marcelo estudiado es el que se encuentra intersticialmente entre los cristales de vesubianita y granate en LM-13. Fueron estudiadas 6 inclusiones fluidas en cristales de



**Figura 6.4.** Inclusiones fluidas en granate (a y b) y piroxeno (c).



**Figura 6.5.** Inclusiones fluidas en cuarzo.

cuarzo de la muestra 19197. Las inclusiones fluidas se encuentran aisladas, son bifásicas ( $L > G$ ) y los grados de llenado son mayores que 0,70. Los tamaños se encuentran en torno a 20  $\mu\text{m}$  y las morfologías son predominantemente irregulares (Fig. 6.5).

### 6.5.2 Microtermometría

Durante el enfriamiento las inclusiones en cuarzo congelaron a una temperatura media de  $-38,3^{\circ}\text{C}$  (Fig. 6.3a). Las temperaturas medias de fusión inicial y fusión final fueron de  $-22,0^{\circ}\text{C}$  y  $-2,0^{\circ}\text{C}$ ,

respectivamente (Fig. 6.3b y c). La salinidad media es de 3,39% en peso equivalente de NaCl y la densidad media es de 0,93 g/cm<sup>3</sup>. La temperatura media de homogeneización fue de 162,1°C (Fig. 6.3d).

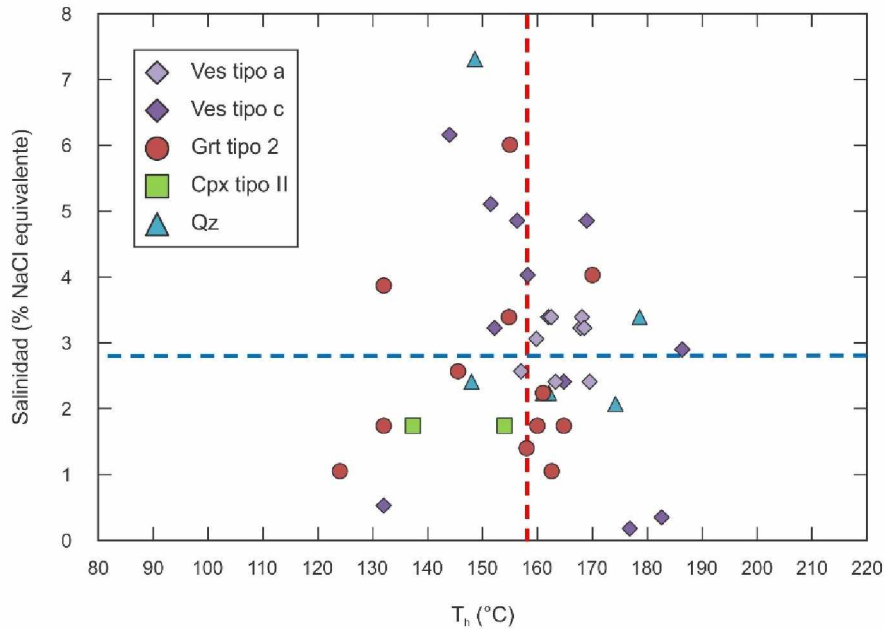
## 6.6 DISCUSIÓN Y CONSIDERACIONES PARCIALES

Las temperaturas de fusión inicial de las inclusiones fluidas en vesuvianita, granate, clinopiroxeno y cuarzo se encuentran comprendidas entre -26,4°C y -19,5°C (-22,1°C en promedio), indicando la presencia de Na<sup>+</sup> y posiblemente también de K<sup>+</sup>, perteneciendo la fase fluida al sistema NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O (Davis *et al.* 1990). Las temperaturas de fusión final tuvieron lugar entre -4,6°C y -0,1°C, indicando salinidades de entre 0,18% en peso equivalente de NaCl y 7,31% en peso equivalente de NaCl y densidades de entre 0,89 g/cm<sup>3</sup> y 0,97 g/cm<sup>3</sup> (Bodnar 1992; ZDRG 2006). Las inclusiones fluidas son esencialmente acuosas, estimándose una fracción molar de CO<sub>2</sub> inferior a 0,1.

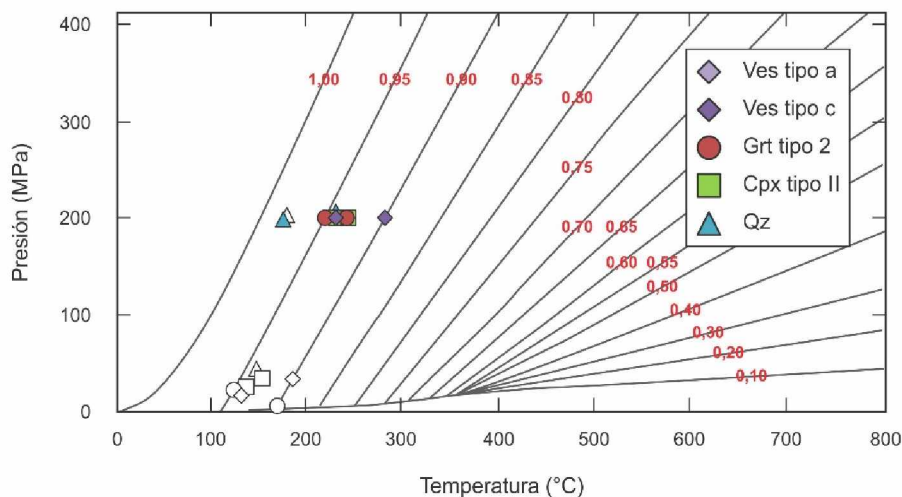
Las temperaturas de homogeneización (en todos los casos en fase líquida) varían entre 120,0°C y 186,4°C. En la Figura 6.6 se graficaron las temperaturas de homogeneización (T<sub>h</sub>) versus las salinidades (% en peso equivalente de NaCl) discriminadas por mineralogía y tipo. Los datos correspondientes a los distintos minerales exhiben una amplia dispersión en lo que a los valores de salinidad se refiere. El comportamiento de la población puede ser interpretado como una mezcla isotérmica de fluidos con salinidades contrastantes. Las inclusiones fluidas de los minerales analizados no presentan evidencias de ebullición, no habiéndose encontrado inclusiones fluidas con variados porcentajes de fase vapor que homogenicen a la misma temperatura.

Con el objeto de estimar las temperaturas de entrapamiento, las correcciones por presión de las temperaturas de homogeneización se realizaron gráficamente a partir de los diagramas T-P de Fisher (1976) (Fig. 6.7). Puesto que el granate tipo 2, el clinopiroxeno tipo II y los distintos tipos de vesuvianita están genéticamente relacionados a la intrusión de los granitos cámbricos tipo A del Cerro Colorado y la Estancia Agua Blanca y los fluidos conexos, se utilizó como geobarómetro externo la estimación de la presión de emplazamiento de estos cuerpos intrusivos (Grecco y Gregori 1993; Rapela y Kostadinoff 2005). La composición normativa de los granitos del Cerro Colorado y la Estancia Agua Blanca se encuentra entre los mínimos térmicos de 100 MPa y 200 MPa del sistema cuarzo-albita-ortosa-H<sub>2</sub>O, característica que permite inferir un emplazamiento superficial para ambos intrusivos.

Las temperaturas de entrapamiento estimadas para las inclusiones fluidas en vesuvianita, corregidas para una presión máxima de entrapamiento de 200 MPa, se encuentran entre 232°C y 283°C (Fig. 6.7). Para los demás minerales, las temperaturas de entrapamiento estimadas para P<sub>máx</sub> = 200 MPa son de 220-243°C para el granate tipo 2, de 231-243°C para el clinopiroxeno tipo II y de 178-232°C para el cuarzo. El rango de temperatura relativamente estrecho comprendido entre 220°C y 283°C sustentaría la vinculación de los minerales analizados al mismo evento metasomático. Por otra parte, las bajas temperaturas estimadas para el cuarzo serían consecuencia de la capacidad de este mineral de



**Figura 6.6.** Diagrama temperatura de homogenización vs. salinidad.

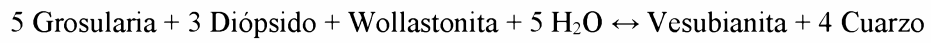


**Figura 6.7.** Diagrama P-T modificado de Fisher (1976). Los valores de las isocoras están dados en  $\text{g/cm}^3$ .

crecer y continuar atrapando fluidos, llegando a contener inclusiones correspondientes a eventos tempranos de alta temperatura así como a eventos tardíos de menor temperatura (Roedder 1984).

Los resultados del estudio microtermométrico y las características composicionales de la vesuvianita del skarn Loma Marcelo, principalmente sus elevados contenidos de F (véase apartado 4.9), sugieren su pertenencia al grupo espacial P4/nnc, característico de las vesuvianitas de alto grado metamórfico ( $> 500^\circ\text{C}$ ) pero también presente en algunas vesuvianitas formadas a bajas temperaturas ( $< 350^\circ\text{C}$ ) debido a la incorporación de F en reemplazo de OH en las posiciones W (Galuskin *et al.* 2003; Gnos y Ambruster 2006).

La vesubianita del skarn Loma Marcelo se habría formado a partir de la paragénesis calcosilicática preexistente resultante del primer evento metasomático, vinculado a la intrusión del granito neoproterozoico tipo S del *Inlier* Sauce Chico. La reacción



provee un límite máximo de temperatura de 390°C a 100 MPa para la asociación Vesubianita + Cuarzo (Hochella *et al.* 1982; Valley *et al.* 1985).



## Capítulo 7

# DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES FINALES

---

### 7.1 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL BASAMENTO CRISTALINO DE LAS SIERRAS AUSTRALES DE BUENOS AIRES

El basamento cristalino de las Sierras Australes de Buenos Aires, aflorante a lo largo del borde occidental de la Sierra de Curamalal y en la llanura adyacente que se extiende hacia el oeste, pertenece al Ciclo Brasileño–Pan-Africano del suroeste de Gondwana ([Varela y Cingolani 1976](#); [Varela et al. 1990](#); [Rapela et al. 2003](#)). Consiste en granitos tipo S, A e I, ignimbritas alcalinas, riolitas peralcalinas y pequeños afloramientos de rocas andesíticas, calcosilicáticas, metacarbonáticas y gneísicas. Estas rocas se encuentran afectadas por distinto grado de deformación y metamorfismo y están cortadas por vetas y vetillas sintectónicas de cuarzo lechoso. Los afloramientos se encuentran en la Estancia La Mascota y alrededores, el Cerro La Ermita, la Estancia Agua Blanca, el Cerro Colorado, el Cerro San Mario y el *Inlier* Sauce Chico. Los análisis Sm-Nd realizados por [Rapela et al. \(2003\)](#) en muestras de roca total de distintas unidades de basamento indican la presencia de firmas corticales heredadas y juveniles.

El *Inlier* Sauce Chico ([Ballivián Justiniano, este trabajo](#)), ubicado a unos 18 km al NNE de la localidad de Tornquist, es un anticlinal volcado y fallado dúctilmente en cuyo núcleo erosionado afloran rocas de basamento ([Varela et al. 1986](#); [Cobbold et al. 1991](#)). Estas consisten en los granitos cataclásticos y miloníticos del faldeo nororiental del Cerro Pan de Azúcar, la mitad occidental del Cerro del Corral, el Cerro 21 de Septiembre, la Loma Puesto Meyer y la Loma Marcelo, la ignimbrita milonítica de la mitad oriental del Cerro del Corral, la metandesita del Cerro Pan de Azúcar, el ortogneis biotítico-granatífero de la Loma Marcelo y las rocas calcosilicáticas y metacarbonáticas que constituyen el skarn Loma Marcelo. Directamente sobre las rocas de basamento del *Inlier* Sauce Chico apoyan las sedimentitas eopaleozoicas de las formaciones La Lola (conglomerados) y Mascota (cuarcitas) del

Grupo Curamalal (Harrington 1947). Entre el basamento cristalino y la cubierta sedimentaria paleozoica media una discontinuidad estratigráfica que podría corresponder a una discordancia angular o a una inconformidad.

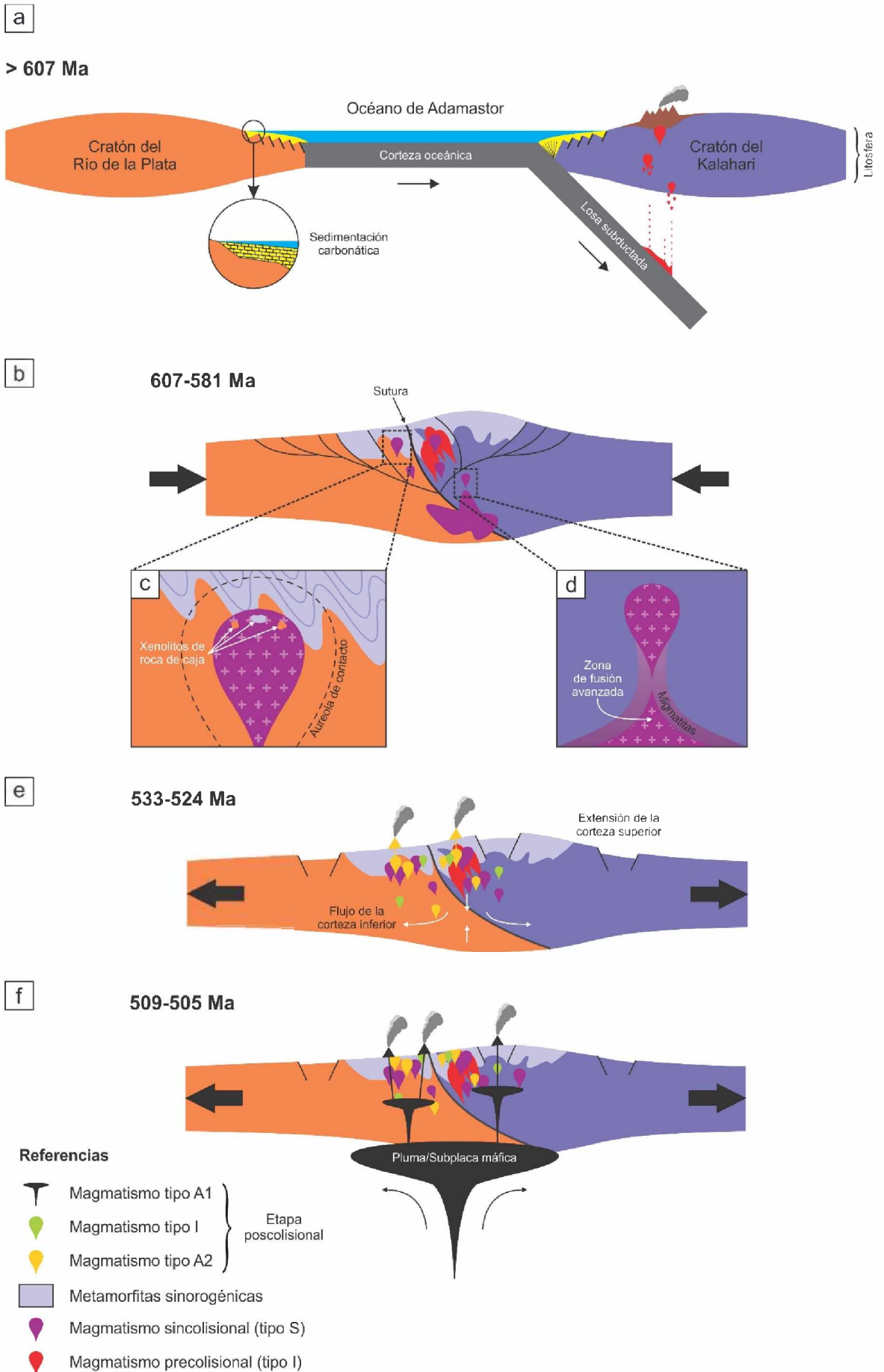
En los apartados siguientes se presenta la evolución geológica del basamento de las Sierras Australes de Buenos Aires, con particular énfasis en el área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral. Esta interpretación se basa en la bibliografía disponible y en las observaciones de campo y estudios estructurales, petrográficos, geoquímicos y geocronológicos llevados a cabo en el marco de la presente Tesis Doctoral. Uno de los aspectos clave del basamento de las Sierras Australes es su relación con el Cinturón de Saldania en Sudáfrica y con el Cinturón Dom Feliciano en Sudamérica (Rapela *et al.* 2003; Chemale *et al.* 2011).

### 7.1.1 Magmatismo neoproterozoico (607-581 Ma)

Este magmatismo está representado por los sienogranitos y monzogranitos tipo S del *Inlier* Sauce Chico, relacionados a ambiente colisional. Si bien estos granitos se encuentran milonitizados, el granito cataclástico de la Loma Marcelo es la roca menos deformada del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral identificada hasta el momento y la más asimilable, tanto petrográficamente como composicionalmente, al protolito de las milonitas graníticas de la zona. La composición normativa del granito cataclástico grafica en torno al mínimo térmico de 50 MPa del sistema Ab-Q-Or-H<sub>2</sub>O (Tuttle y Bowen 1958), de lo cual se infiere un emplazamiento somero (< 5 km). El tamaño y la forma del cuerpo intrusivo no son posibles de determinar debido a la escasez de los afloramientos y a la falta de contraste entre las anomalías gravimétricas correspondientes a los granitos milonitizados del basamento cristalino y las sedimentitas plegadas de la cubierta paleozoica.

La andesita del Cerro Pan de Azúcar, el ortogneis biotítico-granatífero de la Loma Marcelo y los protolitos del skarn Loma Marcelo son interpretados como xenolitos incorporados por los granitos neoproterozoicos durante su emplazamiento, constituyendo una evidencia indirecta de la presencia de rocas andesíticas, ortoderivadas y carbonáticas en el subsuelo de las Sierras Australes (Fig. 7.1a y b). Estos xenolitos sugieren que los granitos expuestos en el *Inlier* Sauce Chico corresponden a los niveles superiores próximos al techo del cuerpo intrusivo (Fig. 7.1c), puesto que los xenolitos son raros o no existen en los niveles más profundos (Llambías 2015). De acuerdo con sus dimensiones, los xenolitos son *roof-pendants* en el caso de la andesita del Cerro Pan de Azúcar, de 80 metros de largo por 30 metros de ancho, y bloques de menor tamaño que el anterior en el caso del skarn Loma Marcelo y el ortogneis biotítico-granatífero. También fueron identificado pequeños bloques andesíticos en el Cerro Pan de Azúcar.

La variación de tamaño de los distintos xenolitos es una característica que permite interpretarlos como tales (Llambías 2015), además de las edades más antiguas que las de los granitos que los engloban



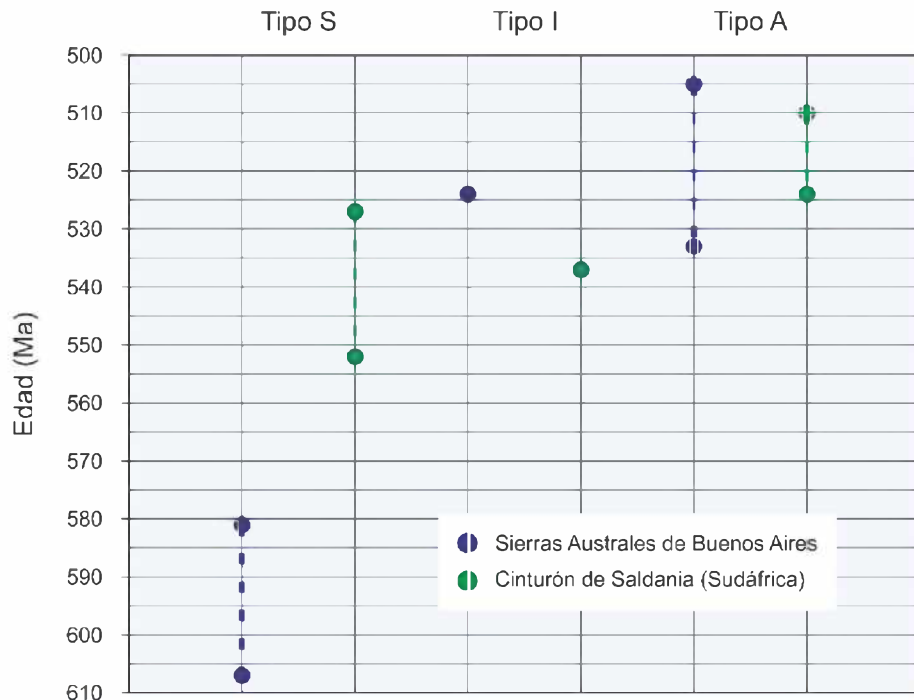
**Figura 7.1 (página anterior).** Esquema tectónico evolutivo para el basamento cristalino de las Sierras Australes de Buenos Aires. **a)** Subducción y cierre del Océano de Adamastor. **b)** Etapa colisional y evento orogénico principal. **c)** Emplazamiento de cuerpos graníticos tipo S (ej. granitos del *Inlier* Sauce Chico). **d)** Retrabajamiento anatético de la corteza y generación de magmas graníticos tipo S. **e)** Colapso orogénico y magmatismos tipo A2 e I asociados [ej. granitos del Cerro Colorado y la Estancia Agua Blanca, ignimbrita del Cerro del Corral (?) y granito del Cerro San Mario]. **f)** Magmatismo tipo A1 asociado a una pluma o subplaca máfica (ej. riolitas del Cerro La Ermita y la Estancia La Mascota).

registradas en la andesita del Cerro Pan de Azúcar ( $613 \pm 30$  Ma, K-Ar roca total; [Cingolani y Varela 1976](#), [Varela et al. 1990](#)) y en el skarn Loma Marcelo ( $648 \pm 21$  Ma, U-Pb SHRIMP en un circón de la roca calcosilicática, este trabajo). Asimismo, la estructura y signatura geoquímica tipo A del ortogneis biotítico-granatífero de la Loma Marcelo es una clara evidencia de que esta roca no se encuentra genéticamente relacionada con los granitos tipo S que la contienen.

La andesita del Cerro Pan de Azúcar corresponde a un arco volcánico continental desarrollado con anterioridad al evento colisional responsable de la génesis de los granitos tipo S del *Inlier* Sauce Chico ([Fig. 7.1a](#)), mientras que los protolitos del skarn Loma Marcelo son evidencia de sedimentación carbonática (véase más adelante). Los protolitos carbonáticos del skarn podrían haber sido afectados por el metamorfismo asociado al orógeno colisional y convertidos en mármoles ([Fig. 7.1b](#)). El primero de los tres eventos metasomáticos (M1) identificados en el skarn Loma Marcelo fue el resultado del incremento de temperatura y circulación de fluidos relacionados con la intrusión de los granitos neoproterozoicos tipo S del *Inlier* Sauce Chico. Por su parte, el ortogneis biotítico-granatífero bien podría correlacionarse con las rocas de basamento aflorantes en el Sistema de Tandilia y constituir una evidencia indirecta de la continuidad del Cratón del Río de la Plata en el subsuelo de las Sierras Australes de Buenos Aires.

El magmatismo neoproterozoico de las Sierras Australes constituye una de las principales diferencias con el Cinturón de Saldania, en el cual no hay registro de actividad magmática anterior a los 552 Ma ([Fig. 7.2](#)). En los granitos neoproterozoicos tipo S de las Sierras Australes se determinó un valor de  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  de -9,2 y una edad  $T_{\text{DM}}$  paleoproterozoica de 1,97 Ga ([Rapela et al. 2003](#)). En el Cinturón de Saldania los granitos tipo S corresponden a la Fase I de la Suite Granítica del Cabo (552-527 Ma; [Chemale et al. 2011](#)). Son unos 30 m.a. más jóvenes que los de las Sierras Australes y, con relación a estos, tienen valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  menos negativos (-5,85/-3,29) y edades  $T_{\text{DM}}$  principalmente paleoproterozoicas pero también mesoproterozoicas (1,88-1,54 Ga) ([Chemale et al. 2011](#)). Los granitos tipo S de las Sierras Australes y del Cinturón de Saldania se habrían originado a partir de una fuente con una importante componente cortical paleoproterozoica.

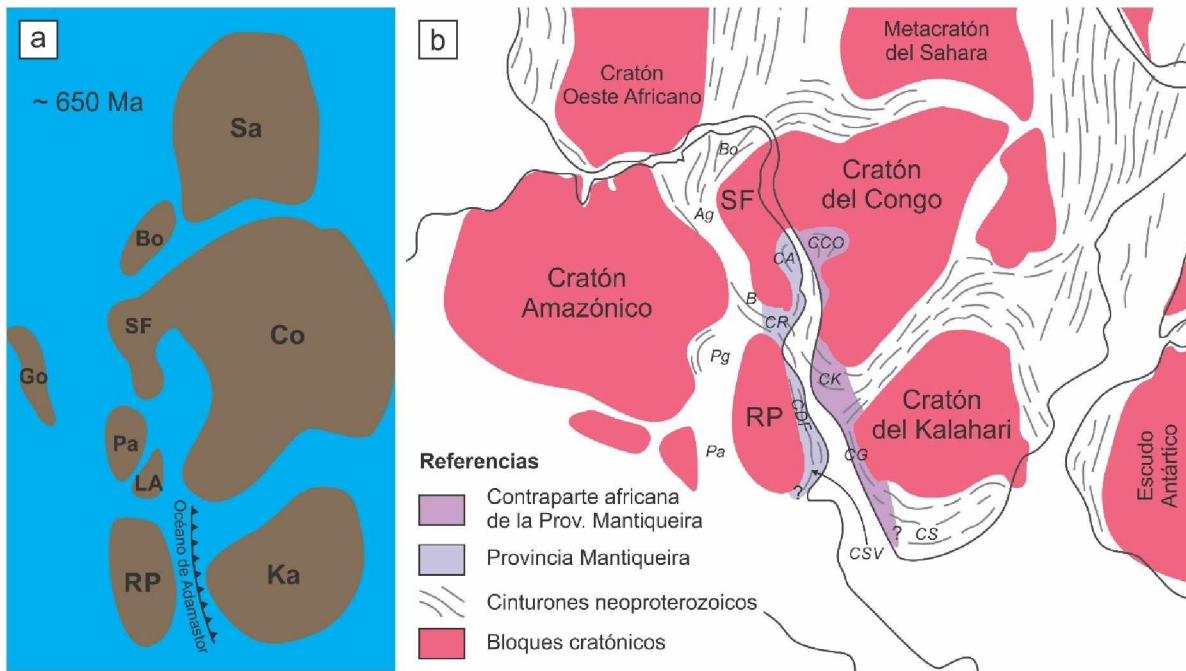
[Rapela et al. \(2003\)](#) señalaron que la fusión parcial de las rocas paleoproterozoicas del Sistema de Tandilia, consistentes principalmente en migmatitas, ortogneises, anfibolitas y granitos ([Dalla Salda et al. 2005](#)), sería el origen más probable para los granitos tipo S de las Sierras Australes ([Fig. 1d](#)). Dicho



**Figura 7.2.** Comparación de las edades U-Pb en circones de las rocas de basamento de las Sierras Australes de Buenos Aires y el Cinturón de Saldania discriminadas según su signatura geoquímica (Rapela *et al.* 2003; Chemale *et al.* 2011; Tohver *et al.* 2012).

proceso es consistente con las anomalías positivas de Eu registradas en los granitos cataclásticos de la Loma Marcelo que indican un fraccionamiento previo de plagioclasa en la fuente (este trabajo). Cabe destacar que Tohver *et al.* (2012) registraron una edad U-Pb SHRIMP de  $2.182 \pm 18$  Ma en dos circones del granito cámbrico alcalino de la Estancia Agua Blanca que interpretaron como herencia del basamento. La edad en cuestión se encuentra dentro del intervalo de tiempo correspondiente al clímax magmático (2.250-2.120 Ma) registrado en el basamento del Sistema de Tandilia (Cingolani 2011).

Con relación al Cinturón Dom Feliciano, ubicado en el extremo sur de la provincia estructural Mantiqueira (Fragoso César 1980; de Almeida *et al.* 1981; Basei 1985), Rapela *et al.* (2003) señalaron que los granitos neoproterozoicos de las Sierras Australes podrían constituir su expresión más austral. La Provincia Mantiqueira es el resultado de la interacción de los cratones del Río de la Plata, Paranapanema y San Francisco con el Cratón de Kalahari durante los estadios finales del ensamble de Gondwana Occidental (Basei *et al.* 2000, 2005) (Fig. 7.3). Recientes estudios geocronológicos y geoquímicos realizados por Bentos dos Santos *et al.* (2015) permitieron acotar las edades de los periodos precolisional ( $> 670$ -595 Ma), sincolisional (620-550 Ma) y postcolisional (560-490 Ma) de la Provincia Mantiqueira y establecer, respectivamente, su relación con el magmatismo calcoalcalino de arco, el magmatismo anatético sinorogénico coetáneo con el clímax metamórfico y el magmatismo calcoalcalino/alcalino derivado de fuentes infracorticales y mantélicas.



**Figura 7.3. a)** Principales bloques cratónicos del suroeste de Gondwana antes de la amalgamación final y el cierre del Océano de Adamastor (modificado de [Cordani et al. 2013](#)): Bo = Borborema, Co = Congo, Go = Goiás, Ka = Kalahari, LA = Luiz Alvez, Pa = Paranapanema, RP = Río de la Plata, SF = São Francisco y Sa = metacratón del Sahara. **b)** Cinturones neoproterozoicos del suroeste de Gondwana después de la amalgamación final con énfasis en la Provincia Mantiqueira y su contraparte africana (modificado de [Cordani et al. 2013](#)): Bo = Borborema, Ag = Araguaia, B = Brasilia, Pg = Paraguay, Pa = Pampeanas, CA = Araçuaí, CR = Ribeira, CDF = Dom Feliciano, CSV = Sierra de la Ventana, CCO = Congo Occidental, CK = Kaoko, CG = Gariep y CS = Saldania.

La granitogénesis del Cinturón Dom Feliciano, y de la Provincia Mantiqueira en general, estuvo relacionada al cierre del Océano de Adamastor ([Hartnady et al. 1985](#)), un océano restringido ubicado entre los bloques cratónicos del este sudamericano y el oeste africano ([Fig. 7.3a](#)). Su apertura y cierre estuvieron vinculados a la ruptura de Rodinia y al re-ensamblaje de los cratones del Río de la Plata, Paranapanema, Congo-San Francisco y de Kalahari ([Cordani et al. 2013](#)). Las edades progresivamente más jóvenes registradas a lo largo de la Provincia Mantiqueira indican que la amalgamación ocurrió diacrónicamente de sur a norte ([Bentos dos Santos et al. 2015](#)), cerrándose el Océano de Adamastor de modo similar a una cremallera ([Fig. 7.3b](#)). Este único evento colisional diacrónico ocurrió a los 630-590 Ma y fue seguido por un clímax térmico a los 615-560 Ma.

Si el arco magmático precolisional se originó por subducción hacia el oeste (bajo la Placa Sudamericana) o por subducción hacia el este (bajo la Placa Africana) es motivo de controversia. [Fragoso César et al. \(1986\)](#) caracterizaron el Cinturón Dom Feliciano como un arco magmático originado por subducción hacia el oeste. Muchos otros autores adoptaron este esquema de subducción con vergencia occidental de la corteza oceánica que constituía el fondo del Océano de Adamastor ([Ebert et al. 1996](#); [Babinski et al. 1997](#); [Rozendaal et al. 1999](#); [Da Silva et al. 2000](#)). Sin embargo, a partir del trabajo de [Basei et al. \(2000\)](#) numerosos autores adoptaron el esquema de subducción hacia el este

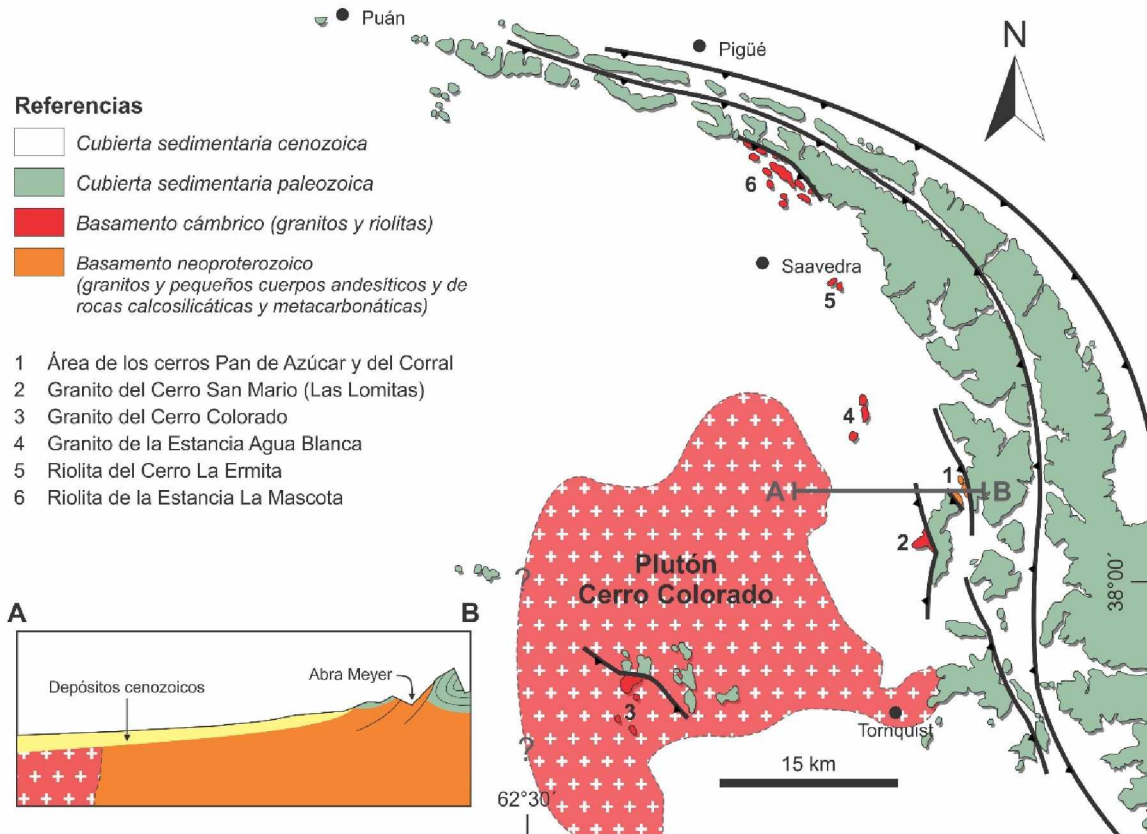
(Basei *et al.* 2005; Gaucher *et al.* 2008; Frimmel *et al.* 2010; Bentos dos Santos *et al.* 2015), que es en el que se basa la **Figura 7.1**. No obstante, cabe señalar que la andesita del Cerro Pan de Azúcar puede ser únicamente explicada por subducción hacia el oeste en caso de estar relacionada al arco magmático precolisional.

En lo concerniente a la correlación entre los cinturones Dom Feliciano y de Saldania, **Chemale *et al.* (2011)** concluyeron que no es directa. Los granitos orogénicos del Cinturón Dom Feliciano se formaron a los 623-593 Ma (**Bentos dos Santos *et al.* 2015**), mientras que los del Cinturón de Saldania se formaron a los 550-527 Ma (**Chemale *et al.* 2011**), existiendo una diferencia de al menos 40 m.a. entre los granitos orogénicos de ambos cinturones. Con relación a los granitos orogénicos del Cinturón de Saldania, los del Cinturón Dom Feliciano tienen valores de  $\epsilon\text{Nd}(t)$  más negativos (-22,2/-3,6) y una fuerte componente paleoproterozoica con edades  $T_{\text{DM}}$  comprendidas entre 2,37 Ga y 2,00 Ga (**Babinski *et al.* 1997**).

### 7.1.2 Magmatismo cámbrico (533-505 Ma)

El magmatismo cámbrico de las Sierras Australes comenzó con la intrusión de los monzogranitos tipo A2 del Cerro Colorado y la Estancia Agua Blanca (**Fig. 7.1e**). **Rapela *et al.* (2003)** no lograron concentrar circones del granito de la Estancia Agua Blanca pero supusieron que su edad es similar a la del granito del Cerro Colorado (533-524 Ma). Ambos granitos exhiben tonalidades rosadas y grises y presentan acentuadas similitudes petrográficas y geoquímicas. Su composición normativa indica un emplazamiento somero, graficando entre los mínimos térmicos de 100 MPa y 200 MPa del sistema Ab-Q-Or-H<sub>2</sub>O (**Grecco y Gregori 1993; Rapela y Kostadinoff 2005**). El análisis de las anomalías gravimétricas y las similitudes composicionales existentes entre los granitos del Cerro Colorado y la Estancia Agua Blanca sugiere que este último es una apófisis del primero. El granito del Cerro Colorado aflora escasamente, encontrándose mayormente en el subsuelo (**Fig. 7.4**). Su forma es globosa y tiene una longitud de al menos 30 km.

La aureola de contacto del “plutón Cerro Colorado” afectó a las rocas de caja circundantes, incluidas las del basamento neoproterozoico actualmente aflorantes en el *Inlier* Sauce Chico, siendo responsable del segundo metasomatismo (M2) del skarn Loma Marcelo. La edad del evento M2 fue determinada por el método Sm-Nd en el par granate tipo 2-roca total del skarn y dio un resultado de  $526,8 \pm 12,0$  Ma, consistente con la edad del granito del Cerro Colorado. Los procesos hidrotermales postmagmáticos incluyeron albitización, biotitización y fluoritización (**Grecco y Gregori 1993**). En el área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral la albitización fue evidenciada en las rocas graníticas del área y en la andesita del Cerro Pan de Azúcar, mientras que la fluoritización está representada por el metasomatismo de flúor responsable de la formación de vesuvianita y condrodita con altos contenidos de este elemento en el skarn Loma Marcelo.



**Figura 7.4.** Mapa geológico del sector occidental de las Sierras Australes de Buenos Aires, con énfasis en las rocas de basamento, en el que se muestran los límites en subsuelo del Plutón Cerro Colorado.

La ignimbrita del Cerro del Corral es interpretada en el presente trabajo como el equivalente extrusivo de los granitos del Cerro Colorado y la Estancia Agua Blanca (Fig. 7.1e). La ignimbrita del Cerro del Corral presenta marcadas similitudes composicionales con la “ignimbrita de Postberg” del Cinturón de Saldania. Esta última representa la fase volcánica de una serie de intrusivos subvolcánicos de composición riodacítica a riolítica aflorantes en los alrededores de la localidad de Saldania (Scheepers y Nortjé 2000). Fechados isotópicos U-Pb en circones del “pórfido cuarcítico de Saldania” y de la ignimbrita de Postberg dieron edades de  $522 \pm 12$  Ma y  $515,5 \pm 3,1$  Ma, respectivamente (Schoch y Burger 1976; Scheepers y Poujol 2002). Al igual que los granitos del Cerro Colorado y la Estancia Agua Blanca y la ignimbrita del Cerro del Corral, el pórfido cuarcítico de Saldania y la ignimbrita de Postberg tienen signatura geoquímica tipo A2.

El granito del Cerro San Mario (524 Ma) difiere de los demás granitos cámbricos de las Sierras Australes por sus características calcoalcalinas y signatura geoquímica tipo I. No obstante su edad cámbrica, Gregori *et al.* (2005) lo relacionaron con los granitos neoproterozoicos tipo S del Inlier Sauce Chico a partir de la existencia de similitudes petrográficas, composicionales y deformacionales. El magmatismo tipo I de las Sierras Australes está representado en el Cinturón de Saldania por los granitos Fase II de la Suite Granítica del Cabo, también con signatura geoquímica tipo I y fechados en 536 Ma

(Chemale *et al.* 2011). Los granitos tipo I de ambos cordones montañosos tienen valores de  $\epsilon\text{Nd}(t)$  comprendidos entre -4,00 y -1,44 y edades  $T_{\text{DM}}$  de entre 1,99 Ga y 1,01 Ga (Rapela *et al.* 2003; Chemale *et al.* 2011). Con relación a los granitos tipo S, exhiben una mayor componente juvenil.

Los magmas a partir de los cuales cristalizaron los granitos cámbricos de las Sierras Australes y la ignimbrita del Cerro del Corral se originaron en un ambiente postorogénico extensional a partir de fuentes paleoproterozoicas y mesoproterozoicas ( $T_{\text{DM}} = 1,74\text{-}1,49$  Ga) y experimentaron distinto grado de contaminación cortical con materiales más jóvenes ( $\epsilon\text{Nd}(t) = -6,7\text{-}3,1$ ) (Rapela *et al.* 2003). El ambiente extensional fue consecuencia del colapso del orógeno colisional neoproterozoico debido a la relajación mecánica que con frecuencia sigue a la orogénesis (Fig. 7.1e).

El magmatismo cámbrico de las Sierras Australes culminó con la extrusión de las riolitas tipo A1 del Cerro La Ermita y la Estancia La Mascota (509-505 Ma) (Fig. 7.1f). Rapela *et al.* (2003) consideraron que estas vulcanitas peralcalinas pertenecen al mismo evento volcánico o representan pulsos diferentes durante un único periodo eruptivo. Las riolitas de las Sierras Australes son coetáneas con los granitos tipo A de la Fase III de la Suite Granítica del Cabo (524-510 Ma; Chemale *et al.* 2011) y tendrían similar origen. La fuerte componente juvenil de estas rocas, con valores de  $\epsilon\text{Nd}(t)$  principalmente comprendidos entre -0,27 y +1,0 y edades  $T_{\text{DM}}$  mesoproterozoicas a neoproterozoicas, sería el resultado de la actividad de una pluma originada a partir de una fuente mantélica tipo OIB (Rapela *et al.* 2003; Chemale *et al.* 2011). Las estructuras más comunes a las que se suele asociar este tipo de magmatismo son rifts continentales formados en un ambiente anorogénico extensional.

Chemale *et al.* (2011) señalaron que una zona de subducción ubicada en el margen sur del Cratón de Kalahari, en torno a los 540 Ma, podría explicar adecuadamente el magmatismo del Cinturón de Saldania como una extensión del magmatismo de las Sierras Australes. Para estos autores, el hipotético Orógeno Terra Australis de Cawood (2005) ayudaría a explicar la aparente conexión existente entre los cinturones Ross-Delamerian y de Saldania y el basamento de las Sierras Australes. Sin embargo, cabe destacar las marcadas similitudes geocronológicas y geoquímicas existentes entre el magmatismo Neoproterozoico-Cámbrico de las Sierras Australes y la Provincia Mantiqueira. El evento colisional neoproterozoico registrado en esta provincia fue seguido por desprendimiento de la losa subductada, instalación de una anomalía térmica de larga duración (540-490 Ma) e intrusión de granitos alcalinos y calcoalcalinos durante los estadios finales del colapso de los cinturones orogénicos (Bentos dos Santos *et al.* 2015) (Fig. 7.5).

### 7.1.3 Deformación y metamorfismo paleozoicos

Durante mucho tiempo se discutió si la deformación de las Sierras Australes ocurrió durante una única fase asignada por numerosos autores al Pérmico o Pérmico-Triásico o si se trató de varias fases deformacionales comprendidas entre el Devónico Tardío-Carbonífero Temprano y el Pérmico.

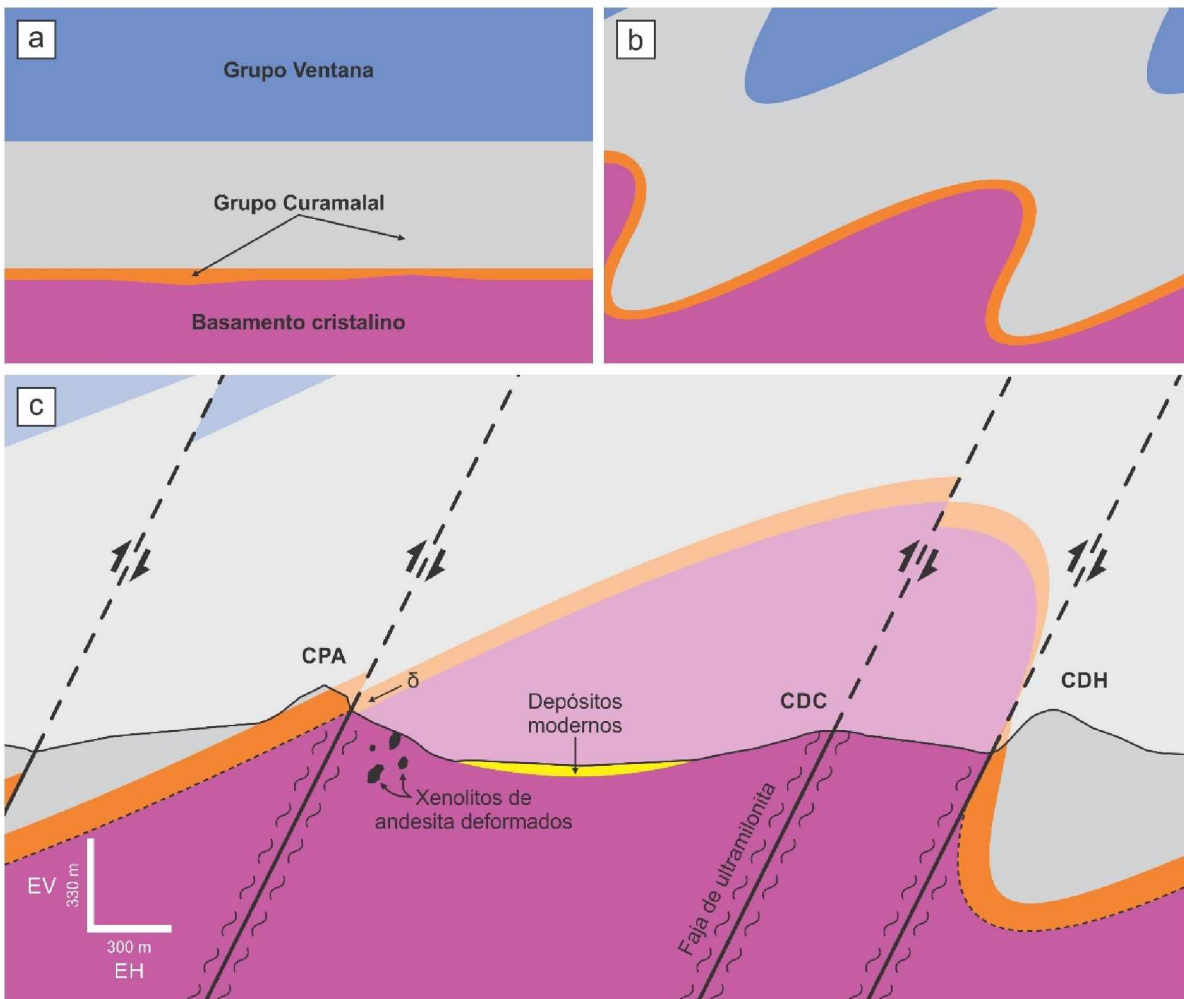


La deformación pérmica constituiría una segunda fase (D2) con la cual la depositación del Grupo Pillahuincó habría sido parcialmente coetánea (Japas 1986; Cobbold *et al.* 1991; López-Gamundí *et al.* 1995). Estudios paleomagnéticos realizados por Tomezzoli (1999, 2001) y Tomezzoli y Vilas (1999) revelaron que la mitad inferior de la Formación Tunas, con la cual culmina el Grupo Pillahuincó y la cubierta sedimentaria paleozoica de las Sierras Australes, fue depositada, deformada y magnetizada durante el Pérmico Temprano. Fechados isotópicos Rb-Sr en vetas de cuarzo  $\pm$  sericita que cortan al granito de la Estancia Agua Blanca y a la riolita de la Estancia La Mascota ( $\sim$  288 Ma; resultados inéditos) y K-Ar en illitas de la Formación Mascota del Grupo Curamalal (282-257; Varela *et al.* 1985, Buggisch 1987) corroboran la edad pérmica de la fase D2 atribuida a la Fase Orogénica San Rafael (Azcuy y Caminos 1987).

Las estructuras identificadas en el área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral y la interpretación de su vinculación genética permitieron reconstruir la sucesión de eventos responsables de la formación del anticlinal fallado del *Inlier* Sauce Chico (Fig. 7.6). La evolución cinemática responsable de la estructuración de la zona comenzó con la milonitización del basamento cristalino y el plegamiento de la cubierta sedimentaria paleozoica en respuesta a esfuerzos comprensivos procedentes desde el SO; ambos procesos habrían ocurrido simultáneamente. No se descarta que la discontinuidad estratigráfica existente entre el basamento y la cubierta paleozoica actuara como una superficie de desacople mecánico durante la deformación, contribuyendo al plegamiento de las sedimentitas paleozoicas suprayacentes. Las fallas dúctiles se desarrollaron posteriormente en respuesta a la prosecución del acortamiento cortical, generando una imbricación de escamas tectónicas. Las vetas y vetillas de cuarzo que cortan a las rocas de basamento se inyectaron tardíamente.

A partir de los mecanismos de deformación identificados en las milonitas graníticas del *Inlier* Sauce Chico se estimó una temperatura comprendida entre 350°C y 400°C. Además, la preservación de la edad K-Ar de 598 Ma en moscovitas del Cerro Pan de Azúcar (Cazeneuve 1967) y de la edad Ar-Ar de  $581 \pm 5$  Ma en moscovitas del Cerro del Corral (Tohver *et al.* 2012), concordantes con las edades U-Pb SHRIMP en circones de 607-581 Ma (Rapela *et al.* 2003; Tohver *et al.* 2012), sugiere que el sistema isotópico  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  no fue perturbado durante la deformación y metamorfismo neopaleozoicos, indicando que la temperatura estuvo por debajo de los 400°C. Esta es la temperatura de cierre isotópico de la moscovita (Ghent *et al.* 1988; Hames y Bowring 1994), por encima de la cual el sistema pierde Ar radiogénico y la edad es rejuvenecida. Delpino y Dimieri (1992) estimaron una presión del orden de 200 MPa y Grecco *et al.* (2000) concluyeron que la milonitización del basamento favoreció la movilización de todos los elementos mayoritarios y trazas, incluidas las tierras raras.

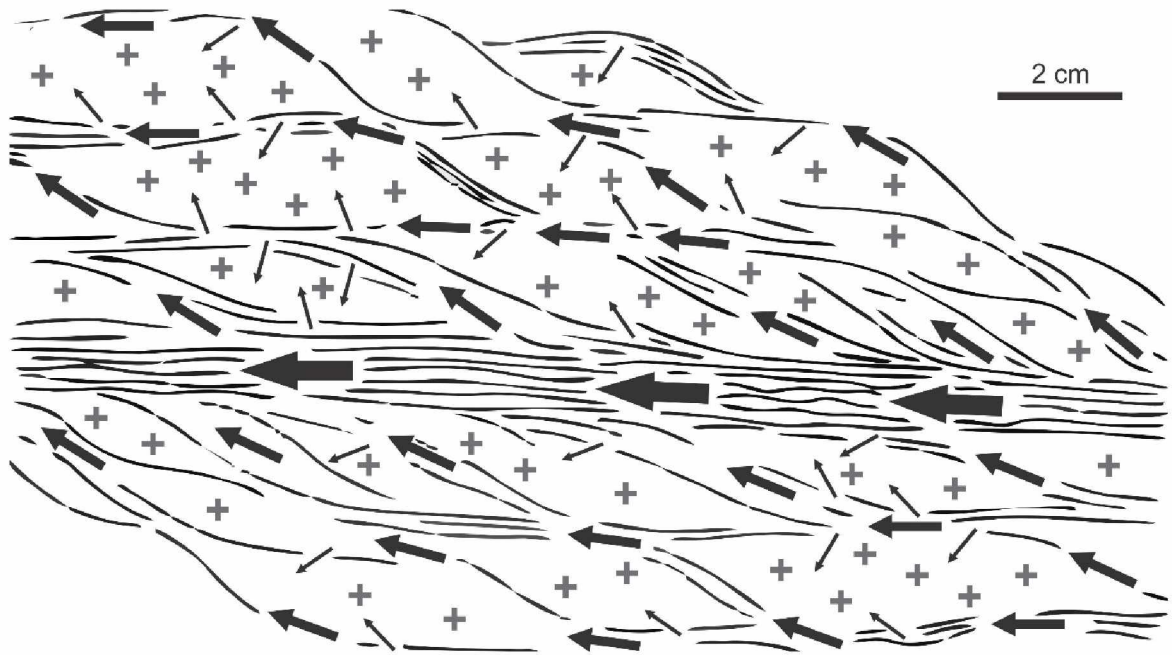
Con el objeto de investigar la composición de los fluidos relacionados con la deformación y metamorfismo, se realizaron determinaciones de isótopos estables y estudios de inclusiones fluidas en minerales de las vetas y vetillas que cortan a las rocas de basamento del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral, así como en minerales del skarn Loma Marcelo.



**Figura 7.6.** Esquema de evolución estructural del *Inlier* Sauce Chico. **a)** Cubierta sedimentaria paleozoica de las Sierras Australes de Buenos Aires depositada sobre un basamento cristalino de edad brasiliana. **b)** Plegamiento conjunto del basamento y la cubierta paleozoica. **c)** Continuación del acortamiento cortical, fallamiento dúctil e imbricación de escamas tectónicas.

Determinaciones de isótopos estables de oxígeno y carbono en cuarzo y calcita de una vetilla que corta a las milonitas graníticas del Cerro 21 de Septiembre dieron valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$  comprendidos dentro del intervalo de valores de las rocas graníticas ( $\delta^{18}\text{O} = -5,1/+13,8\%$ ; Rollinson 1993) y metamórficas ( $\delta^{18}\text{O} = +3,3/+24,9\%$ ; Rollinson 1993). Si bien los fluidos a partir de los cuales se formaron el cuarzo y la calcita se originaron en un ambiente metamórfico, es posible que también estén reflejando la composición de las rocas de las cuales proceden. Grecco *et al.* (2000) sugirieron que la pérdida de componentes observada en las rocas ígneo-metamórficas del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral estuvo asociada a una disminución importante del contenido de agua de las rocas, la cual pudo haber sido exudada de las fajas miloníticas.

Las similitudes en la composición isotópica existentes entre la calcita hidrotermal de la vetilla del Cerro 21 de Septiembre y los carbonatos del skarn Loma Marcelo sugieren una homogeneización isotópica asociada a la deformación y metamorfismo debido a la circulación de una gran cantidad de



**Figura 7.7.** Infiltración de fluidos durante la milonitización de los granitos del *Inlier* Sauce Chico. Las flechas negras representan, esquemáticamente, según su tamaño, el grado de infiltración de los fluidos (modificado de Mevel 1988).

fluido favorecida por la alta permeabilidad que proveen los planos de foliación milonítica (Fig. 7.7). Los modelos geoquímicos indican relaciones agua/roca (W/R) comprendidas entre 10 y 50, es decir, entre 10.000 cm<sup>3</sup> y 50.000 cm<sup>3</sup> de fluido por cada 1.000 cm<sup>3</sup> de roca. La temperatura isotópica calculada para el par calcita-cuarzo fue de 217°C y correspondería al equilibrio isotópico alcanzado entre dichas dos fases en una etapa tardía de la deformación.

También se realizaron estudios microtermométricos de inclusiones fluidas en muestras de cuarzo intersticial con textura granoblástica procedentes del skarn Loma Marcelo. Se determinó que la fase fluida pertenece al sistema NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O y se registraron salinidades de 2,07-7,31% en peso de NaCl equivalente. Las temperaturas de entrapamiento estimadas, corregidas para una presión de 200 MPa, se encuentran entre 178°C y 232°C.

Las determinaciones de isótopos estables y los estudios de inclusiones fluidas indican que circularon grandes cantidades de fluido (elevada relación agua/roca) y que las vetas y vetillas de cuarzo se formaron a temperaturas inferiores a 250°C a partir de fluidos acuosos de baja salinidad.

La intrusión del plutón Cerro Colorado fue responsable del influjo de F en las rocas del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral y de la formación de minerales con altos contenidos de este elemento en el skarn Loma Marcelo. La actividad del F y de otros agentes complejantes podría ayudar a explicar la extrema movilidad de elementos mayoritarios y trazas señalada por Grecco *et al.* (2000) durante la milonitización del basamento de las Sierras Australes. Sin embargo, la sistemática Sm-Nd del skarn Loma Marcelo indica que dicho sistema isotópico no fue perturbado y que el Sm y el Nd se

comportaron como elementos relativamente inmóviles durante los múltiples eventos metasomáticos y deformacionales.

## 7.2 EL SKARN LOMA MARCELO

El skarn Loma Marcelo es el resultado de la acción de tres eventos metasomáticos resultantes de la interacción de rocas químicamente reactivas con fluidos hidrotermales de naturaleza tanto ígnea como metamórfica de distinta edad. En este apartado se describe la petrogénesis del skarn Loma Marcelo, analizándose individualmente cada evento metasomático.

Las determinaciones de isótopos estables de C y O en minerales carbonáticos del skarn Loma Marcelo muestran un importante empobrecimiento en  $^{13}\text{C}$  y  $^{18}\text{O}$  respecto de los valores frecuentes en calizas y los mármoles derivados de éstas. Este empobrecimiento isotópico es consistente con el observado en muchas aureolas de contacto y en la mayoría de los skarns del mundo (Bowman 1998). En lo que respecta a las determinaciones de isótopos estables de O en silicatos y óxidos del skarn Loma Marcelo, los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  obtenidos estarían evidenciando la relación genética existente entre los minerales analizados y fluidos asociados a magmas y rocas de composición granítica. Adicionalmente, cabe señalar que fluidos hidrotermales de diferente origen, después de suficiente interacción con un medio dado, pueden adquirir características químicas similares y producir resultados igualmente similares (Einaudi *et al.* 1981). Por otro lado, el desequilibrio isotópico constatado en los silicatos y óxidos del skarn Loma Marcelo trasluce el intercambio isotópico de oxígeno entre los minerales analizados y los fluidos relacionados a los tres eventos metasomáticos identificados.

### 7.2.1 Metasomatismo 1 (M1)

El intrusivo granítico tipo S del *Inlier* Sauce Chico (607-581 Ma) incorporó xenolitos carbonáticos calcíticos y dolomíticos. De este modo, la introducción metasomática de componentes químicos a los sistemas carbonatados fue responsable de la generación de un skarn cálcico (rocas calcosilicáticas) y otro magnesiano (rocas metacarbonáticas) en función de la distinta composición de los protolitos carbonáticos. La yuxtaposición de materiales con gran contraste composicional se caracterizó por el desarrollo de elevados gradientes químicos, favoreciendo la formación de granate (tipo I), clinopiroxeno (tipo I), wollastonita, meionita y bitownita en el skarn cálcico y de forsterita y espinela en el skarn magnesiano (Fig. 7.8). Durante la etapa de retrogradación se formaron titanita en el skarn cálcico y dozyita en el skarn magnesiano.

La visualización simplificada de la difusión de calor de un intrusivo granítico en la roca de caja requiere considerar un cuerpo a temperatura elevada emplazado instantáneamente en un encajante que está a menor temperatura (Kornprobst 1996). Bajo estas condiciones, en un instante  $t$  y en un punto  $x$

	Metasomatismo 1 (M1) 607-581 Ma		Metasomatismo 2 (M2) ~ 527 Ma		Metasomatismo 3 (M3) 364-353 Ma	
	Progrado	Retrogrado	Progrado	Retrogrado	Progrado	Retrogrado
<b>Skarn cálcico</b>						
<b>Granate</b>	=====		=====		=====	
<b>Piroxeno</b>	=====		=====			
<b>Wollastonita</b>	=====					
<b>Escapolita</b>	=====					
<b>Plagioclasa</b>	=====					
<b>Vesuvianita</b>			=====		=====	
<b>Calcita</b>	=====	=====	=====	=====	=====	=====
<b>Titanita</b>		=====		=====		
<b>Epidoto</b>						=====
<b>Skarn magnesiano</b>						
<b>Forsterita</b>	=====					
<b>Espinela</b>	=====					
<b>Condrodita</b>			=====			
<b>Fluorita</b>			=====			
<b>Dolomita</b>	=====	=====	=====	=====	=====	=====
<b>Calcita</b>	=====	=====	=====	=====	=====	=====
<b>Dozyita</b>		=====				
<b>Serpentina</b>				=====		

Figura 7.8. Secuencia paragenética del skarn Loma Marcelo.

cualquiera del sistema cuerpo intrusivo-roca de caja, la temperatura  $T_{(z,t)}$  depende de parámetros como el tamaño ( $a$ ) y temperatura inicial del intrusivo ( $T_0$ ), la temperatura inicial del encajante ( $\tau$ ), la distancia al centro del intrusivo ( $z$ ), la conductividad térmica de las rocas ( $\kappa$ ) y el tiempo de enfriamiento tras el emplazamiento del cuerpo intrusivo (Carslaw y Jaeger 1986):

$$T_{(z,t)} = \tau + \frac{(T_0 - \tau)}{2} \operatorname{erf} \frac{a - z}{(4\kappa t)^{1/2}} + \operatorname{erf} \frac{a + z}{(4\kappa t)^{1/2}}$$

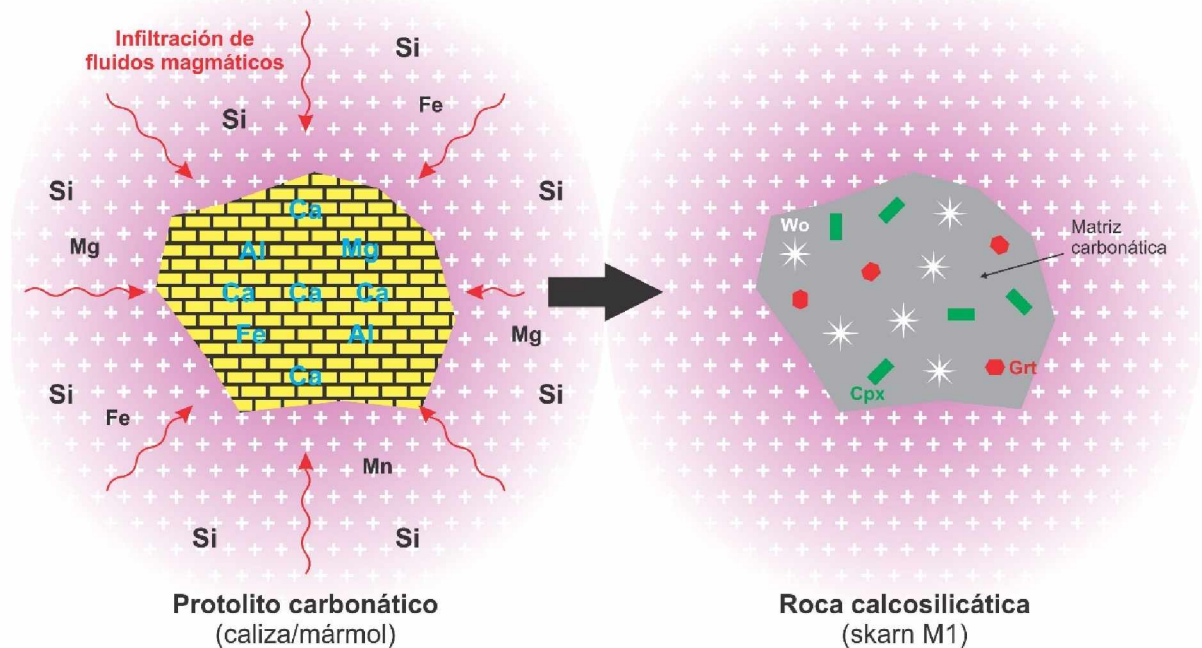
donde  $\operatorname{erf}$  es la integral de complemento de la función de error. La ecuación de Carslaw y Jaeger (1986) requiere considerar que la roca de caja es infinita respecto del cuerpo intrusivo. Esta condición no se da en el caso de los xenolitos incorporados por el intrusivo, puesto que el volumen de la intrusión puede considerarse infinito con relación al volumen de los xenolitos. En consecuencia, la temperatura máxima alcanzada por los xenolitos puede aproximarse a la temperatura inicial del intrusivo. En el caso del evento M1 registrado en el skarn Loma Marcelo, la temperatura máxima alcanzada debió ser de aproximadamente 700°C, que es la temperatura en torno a la cual cristalizan los magmas graníticos, dando lugar a asociaciones de alta temperatura del metamorfismo de contacto.

Al igual que los xenolitos andesíticos del Cerro Pan de Azúcar, la forma de los xenolitos carbonáticos de la Loma Marcelo fue completamente desdibujada por la deformación chánica. No obstante, si se considera un xenolito carbonático de forma aproximadamente esférica, la introducción de fluidos habría ocurrido de forma centrípeta, es decir, desde el exterior del xenolito hacia el interior del mismo a través de los contactos intergranulares y de cualquier estructura preexistente, como ser planos de laminación y/o fracturas (Fig. 7.9). La infiltración de fluidos no es un proceso pasivo, ya que, por el contrario, promueve reacciones que modifican la porosidad, permeabilidad y presión de fluidos, los cuales determinan la geometría y el caudal volumétrico del flujo de los fluidos (Dipple y Gerdes 1998).

**Skarn cálcico:** el granate y el piroxeno suelen ser los minerales dominantes en los skarns cálcicos y representan los primeros productos del metasomatismo (Einaudi y Burt 1982; Meinert 1992; Meinert *et al.* 2005). La zonación durante las primeras etapas suele ser: granate (grandita) → piroxeno (salita) → wollastonita. Dado el pequeño tamaño de los xenolitos calcíticos con relación al del cuerpo intrusivo, la zonación no se habría desarrollado como una serie de múltiples frentes de reacción que originan zonas propiamente dichas durante el flujo progresivo, sino como la superposición de minerales formados en etapas sucesivas, dando lugar a una roca mineralógicamente homogénea (Fig. 7.9).

La disponibilidad de elementos es uno de los factores principales que determina la formación de granate y piroxeno, así como la relación de abundancia entre ambos minerales (Chang y Meinert 2008). El granate de la serie grosularia-andradita (grandita) y el piroxeno de la serie diópsido-hedenbergita (salita) requieren de la disponibilidad de abundante Al, Fe y Mg. El Al suele estar restringido al cuerpo intrusivo y su entorno inmediato debido a su baja solubilidad en los fluidos hidrotermales (Tagirov *et al.* 2002a y b), lo que se traduce en su relativa inmovilidad, mientras que el Fe es uno de los elementos más abundantes en los fluidos hidrotermales. Un factor de crucial importancia es la relación  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ , ya que el  $Fe^{3+}$  interviene en la formación de andradita y el  $Fe^{2+}$  en la formación de hedenbergita.

El granate tipo I y el clinopiroxeno tipo I tienen relaciones  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  de 9,657 y 0,007, respectivamente, siendo el contenido modal de piroxeno mayor que el de granate. La baja relación granate/piroxeno del evento M1 y la formación de granate pobre en Fe (dominantemente  $Fe^{3+}$ ) y de piroxeno rico en Fe (dominantemente  $Fe^{2+}$ ) podría explicarse mediante la interacción de protolitos carbonáticos reducidos con un magma relativamente oxidante. En tal caso, la naturaleza reducida de la roca carbonática disminuye o enmascara completamente los efectos oxidantes del magma (Meinert *et al.* 2005). La presencia de magnetita como mineral accesorio común en los granitos tipo S del Inlier Sauce Chico permite inferir el estado oxidante del magma.

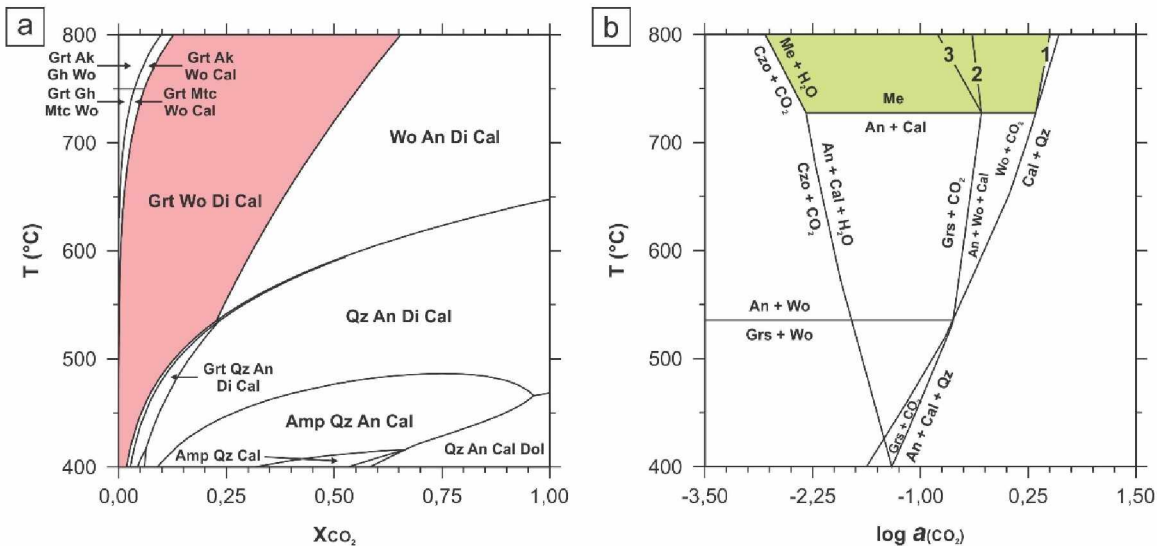


**Figura 7.9.** Infiltración de fluidos magmáticos en bloques carbonáticos de origen sedimentario incorporados por el granito tipo S del *Inlier* Sauce Chico durante su emplazamiento y formación del skarn M1.

La wollastonita es el resultado de la reacción  $\text{Calcita} + \text{SiO}_2 \leftrightarrow \text{Wollastonita} + \text{CO}_2$ , ya sea que la sílice se encuentre en el protolito carbonático como cuarzo o sea introducida metasomáticamente (Fig. 7.10a). La presencia de wollastonita es indicativa de baja  $X_{\text{CO}_2}$  y alta relación fluido/roca (Hoish 1985; Ferry 1986). La wollastonita no se forma durante el metamorfismo regional en condiciones de sistema cerrado, siendo estable la asociación calcita-cuarzo incluso hasta la facies granulita (Bucher y Grapes 2011). Es así que en los terrenos afectados por metamorfismo regional, no es factible que se establezca la wollastonita, y en su lugar, los mármoles silíceos tienen talco-dolomita-calcita-cuarzo en la facies esquistos verdes. A mayor temperatura, el talco es reemplazado por tremolita y por otros minerales de mayor grado metamórfico (Bucher y Grapes 2011).

La wollastonita puede formarse en calizas silíceas y mármoles calcosilicáticos afectados por metamorfismo de contacto incluso en condiciones de sistema cerrado, siempre y cuando se disponga de un fluido poral acuoso. Bajo estas condiciones la wollastonita comienza a formarse a 575°C y su campo de estabilidad se extiende por encima de 700°C a 100 MPa (Fig. 7.10a). Sin embargo, como en el caso del skarn Loma Marcelo, la wollastonita usualmente se forma a partir de protolitos calcíticos con disponibilidad de sílice por la interacción de la roca con fluidos acuosos externos de derivación magmática.

La asociación escapolita-plagioclasa es frecuente en skarns y existe una correlación positiva entre el contenido de Ca de la asociación y la temperatura, siendo la escapolita casi invariablemente más



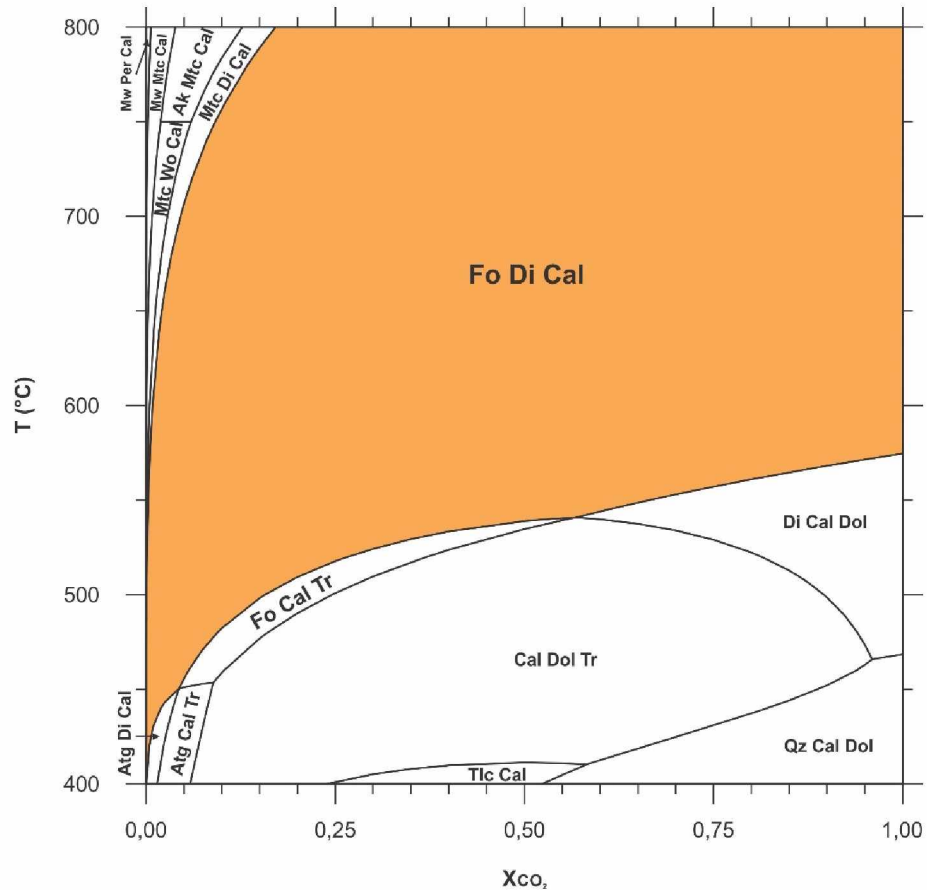
**Figura 7.10. a)** Diagrama isobárico T- $X_{CO_2}$  del sistema CMAS-HC a 100 MPa mostrando la distribución de las asociaciones estables durante el metamorfismo de contacto. En rosado se destaca el campo de estabilidad de la asociación granate-wollastonita-dióxido-calcita. El diagrama fue construido con el software THERIAK-DOMINO desarrollado por de Capitani y Petrakakis (2010) utilizando la base de datos termodinámicos internamente consistentes basada en Berman (1988). La composición modelada fue SI(100)AL(2)MG(2)CA(100)C(10000)H(20000)O(?). **b)** Diagrama isobárico T- $\log a_{CO_2}$  del sistema CAS-HC a 100 MPa en el que se muestran los principales equilibrios de fases que involucran a la meionita (modificado de Pan 1998). El campo verde corresponde al campo de estabilidad de la meionita. Reacciones: 1)  $Wo + 3An + CO_2 \leftrightarrow Me + Qz$ ; 2)  $3Grs + 3CO_2 \leftrightarrow Me + 3Wo + 2Cal$ ; 3)  $Grs + 2An + CO_2 \leftrightarrow Me + Wo$ . **Abreviaturas:** Ak = akermanita, Amp = anfíbol, An = anortita, Cal = calcita, Czo = clinzoisita, Di = dióxido, Dol = dolomita, Gh = gehlenita, Grs = grosularia, Grt = granate, Mtc = monticellita, Qz = cuarzo, Wo = wollastonita.

cálcica que la plagioclasa (Marakushev 1964). Esta asociación es estable en un amplio rango de presiones y suele ser indicativa de condiciones de temperatura propias de las facies anfíbolita y granulita (Fig. 7.10b). En el skarn cálcico de la Loma Marcelo la escapolita y la plagioclasa fueron petrográficamente identificadas como meionita y bitownita, respectivamente.

La relativa inmovilidad del Al en los fluidos hidrotermales y la necesidad de importantes cantidades de este elemento para la formación de grandita y de minerales ricos en Al, como meionita y bitownita en el skarn cálcico y espinela en el skarn magnesiano, sugieren que el Al fue principalmente aportado por los protolitos carbonáticos, poniendo de manifiesto su naturaleza sedimentaria (Le Bas et al. 2002). Estos protolitos carbonáticos posiblemente fueron impuros de tipo margoso, donde la mezcla con pelitas aportó el Al necesario para la estabilización de dichos minerales.

**Skarn magnesiano:** a las elevadas temperaturas a las que se formaron minerales como wollastonita, meionita y bitownita en el skarn cálcico, se formaron forsterita y espinela en el skarn magnesiano.

La forsterita no se forma durante el metamorfismo regional de dolomías silíceas bajo las condiciones P-T de la Figura 7.11 en ausencia de un fluido acuoso externo. En los mármoles dolomíticos



**Figura 7.11.** Diagrama isobárico T- $X_{CO_2}$  del sistema CMS-HC a 100 MPa mostrando la distribución de las asociaciones estables durante el metamorfismo de contacto. En anaranjado se destaca el campo de estabilidad de la asociación forsterita-diópsido-calcita. El diagrama fue construido con el software THERIAK-DOMINO desarrollado por de Capitani y Petrakakis (2010) utilizando la base de datos termodinámicas internamente consistentes basada en Berman (1988). La composición modelada fue SI(0.2)MG(0.15)CA(0.75)C(10000)H(20000)O(?). **Abreviaturas:** Ak = akermanita, Atg = antigorita, Cal = calcita, Di = diópsido, Dol = dolomita, Fo = forsterita, Mtc = monticellita, Mw = merwinita, Per = periclasa, Qz = cuarzo, Tlc = talco, Tr = tremolita, Wo = wollastonita.

el diópsido es consumido por la reacción  $3 \text{ Dolomita} + \text{Diópsido} \leftrightarrow 4 \text{ Calcita} + 2 \text{ Forsterita} + 2 \text{ CO}_2$ . Esta reacción reemplaza la asociación diópsido-dolomita-calcita por la asociación forsterita-diópsido-calcita, dando lugar a un mármol forsterítico con dicha asociación (Fig. 7.11). Sin embargo, la reacción tendría lugar a temperaturas superiores a 800°C para la  $X_{CO_2}$  de los mármoles de alto grado metamorfizados progresivamente. A temperaturas menores que 800°C, la forsterita puede únicamente formarse por la interacción del mármol con un fluido acuoso externo. A 100 MPa, la forsterita aparece en mármoles en cantidades significativas a aproximadamente 540°C y a 700°C la  $X_{CO_2}$  debe estar por debajo de 0,17 para que la forsterita pueda formarse a partir de la reacción anterior (Fig. 7.11). En consecuencia, las asociaciones con forsterita son características de dolomías próximas al contacto ígneo o de xenolitos incorporados por el cuerpo intrusivo.

La periclasa y la brucita también son minerales de alta temperatura en rocas dolomíticas. Estos minerales no fueron identificados en el skarn magnesiano de la Loma Marcelo. La periclasa se forma usualmente por descomposición de la dolomita según la reacción  $\text{Dolomita} \leftrightarrow \text{Calcita} + \text{Periclasa} + \text{CO}_2$ . La brucita puede formarse por descomposición directa de la dolomita por la reacción  $\text{Dolomita} + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{Calcita} + \text{Brucita} + \text{CO}_2$  o, más comúnmente, por retrogradación de la periclasa formada previamente mediante la inversión de la reacción  $\text{Brucita} \leftrightarrow \text{Periclasa} + \text{H}_2\text{O}$ . Sin embargo, la periclasa y la brucita son encontradas más a menudo en dolomías puras libres de cuarzo debido a que tales composiciones no tienen la capacidad de crear y controlar su propia fase fluida (relativamente rica en  $\text{CO}_2$ ). Por lo tanto, la ausencia de periclasa y/o brucita en el skarn Loma Marcelo es consistente con la posible naturaleza margosa de los protolitos, ya que la periclasa y la brucita son minerales propensos a formarse en dolomías puras por infiltración de fluidos magmáticos acuosos (cerca de los contactos ígneos o en xenolitos dentro del cuerpo intrusivo).

Como en el skarn Loma Marcelo, la presencia de Al en protolitos dolomíticos puede favorecer la formación de espinela en asociación con forsterita a altas temperaturas. Las calizas dolomíticas y dolomías suelen contener cantidades variables de clinocloro, mineral estable en un amplio rango de temperaturas, excepto a altas temperaturas. En la facies granulita del metamorfismo regional y en las aureolas de contacto de baja presión, el clinocloro se descompone mediante la siguiente reacción productora de espinela:  $2 \text{ Dolomita} + \text{Clorita} \leftrightarrow 2 \text{ Calcita} + 3 \text{ Forsterita} + \text{Espinela} + 2 \text{ CO}_2 + 4 \text{ H}_2\text{O}$  (Bucher y Grapes 2011). La reacción tiene una temperatura mínima de  $555^\circ\text{C}$  a 100 MPa que marca la desaparición de la clorita en rocas con la asociación dolomita-calcita-forsterita-clorita.

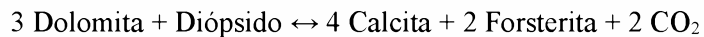
Los mármoles forsteríticos pueden contener clinocloro como reactivo durante el metamorfismo progrado o como producto durante el metamorfismo retrógrado. La dozyita del skarn Loma Marcelo se habría formado durante el metamorfismo retrogrado según la secuencia  $\text{clorita} \rightarrow \text{dozyita} \rightarrow \text{serpentina}$ . Bailey *et al.* (1995) también infirieron a partir de las relaciones texturales que la dozyita de la mina Ertsberg East (Indonesia) se formó por reemplazo directo de clorita y que la dozyita fue luego reemplazada por serpentina. Estos autores señalaron que es posible que la dozyita se forme por modificación estructural de la clorita preexistente.

**Relación agua/roca:** las reacciones de producción de wollastonita en el skarn cálcico y de forsterita en el skarn magnesiano pueden servir para estimar la relación W/R mínima del evento M1 a partir de los porcentajes modales de ambos minerales<sup>1</sup>. La reacción de formación de wollastonita es:



<sup>1</sup> El porcentaje de wollastonita es el observado, mientras que el porcentaje de forsterita es inferido. Se considera que la condrodita del skarn magnesiano se formó por reemplazo metasomático de forsterita durante el evento M2, razón por la cual los porcentajes de forsterita y de condrodita serían equivalentes.

Una posible reacción de formación de forsterita es la siguiente:



En ambos casos se consideran condiciones de 700°C, 100 MPa y  $X_{\text{CO}_2} = 0,1$ .

El número de moles de wollastonita por cada 1.000 cm<sup>3</sup> de roca ( $n_{\text{Wo}}^{1.000}$ ) es igual al cociente entre el porcentaje de wollastonita (%Wo) y el volumen molar de la wollastonita ( $V_{\text{Wo}}^0$ )<sup>2</sup>:

$$n_{\text{Wo}}^{1.000} = \frac{\% \text{Wo}}{V_{\text{Wo}}^0} \times 10 = \frac{30\%}{39,55 \text{ cm}^3/\text{mol}} \times 10 = 7,58 \text{ moles}$$

La roca contiene 7,58 moles de wollastonita por cada 1.000 cm<sup>3</sup> de roca. De las relaciones estequiométricas de la reacción de producción de wollastonita se desprende que también se produjeron 7,58 moles de CO<sub>2</sub> por cada 1.000 cm<sup>3</sup> de roca. El número final de moles de agua ( $n_{\text{H}_2\text{O}}$ ) se calculó a través de la siguiente expresión:

$$X_{\text{CO}_2}^f = \frac{n_{\text{CO}_2}^f}{(n_{\text{CO}_2}^f + n_{\text{H}_2\text{O}})}$$

Despejando  $n_{\text{H}_2\text{O}}$  de la ecuación anterior:

$$n_{\text{H}_2\text{O}} = \frac{[n_{\text{CO}_2}^f \times (1 - X_{\text{CO}_2}^f)]}{X_{\text{CO}_2}^f}$$

El número de moles de agua calculado es de 68,22. El volumen molar del agua ( $V_{\text{H}_2\text{O}}^0$ ) a 700°C y 100 MPa es de ~ 60 cm<sup>3</sup>/mol (Helgeson y Kirkham 1974). El volumen total de agua por cada 1.000 cm<sup>3</sup> de roca ( $V_{\text{H}_2\text{O}}$ ) fue:

$$\bar{V}_{\text{H}_2\text{O}} = V_{\text{H}_2\text{O}}^0 \times n_{\text{H}_2\text{O}} = \frac{60 \text{ cm}^3}{\text{mol}} \times 68,22 \text{ moles} = 4.093,2 \text{ cm}^3$$

Realizando los mismos cálculos para la forsterita (20%) se obtuvo que el número de moles de forsterita por cada 1.000 cm<sup>3</sup> de roca es de 9,17, lo mismo que el número de moles de CO<sub>2</sub> generados por la reacción de producción de forsterita antes indicada. El número final de moles de CO<sub>2</sub> fue de 82,53 y el volumen total de agua por cada 1.000 cm<sup>3</sup> de roca fue de 4.951,8 cm<sup>3</sup>.

En conclusión, una roca con 30% de wollastonita y otra con 20% de forsterita, ambas formadas a 700°C, 100 MPa y  $X_{\text{CO}_2} = 0,1$ , necesitan interactuar con al menos 4.952 cm<sup>3</sup> de agua por cada 1.000 cm<sup>3</sup> de roca. Si la composición del fluido que interactuó con la roca fue más rica en CO<sub>2</sub>, se habría requerido de un volumen de fluido mayor para producir la cantidad de wollastonita observada o de forsterita inferida. La relación W/R mínima durante el evento M1 fue de aproximadamente 5.

<sup>2</sup> Los volúmenes molares de la wollastonita y la forsterita fueron tomados de Smyth y McCormick (1995).

### 7.2.2 Metasomatismo 2 (M2)

El plutón Cerro Colorado (533-524 Ma) aportó los fluidos que desencadenaron el evento M2 registrado en el skarn Loma Marcelo, formándose granate (tipo 2), clinopiroxeno (tipo II) y vesubianita en el skarn cálcico y condrodita y fluorita en el skarn magnesiano (Fig. 7.8). A partir de la composición normativa de los granitos del Cerro Colorado y la Estancia Agua Blanca se estimó una presión máxima de emplazamiento de 200 MPa (Grecco y Gregori 1993; Rapela y Kostadinoff 2005).

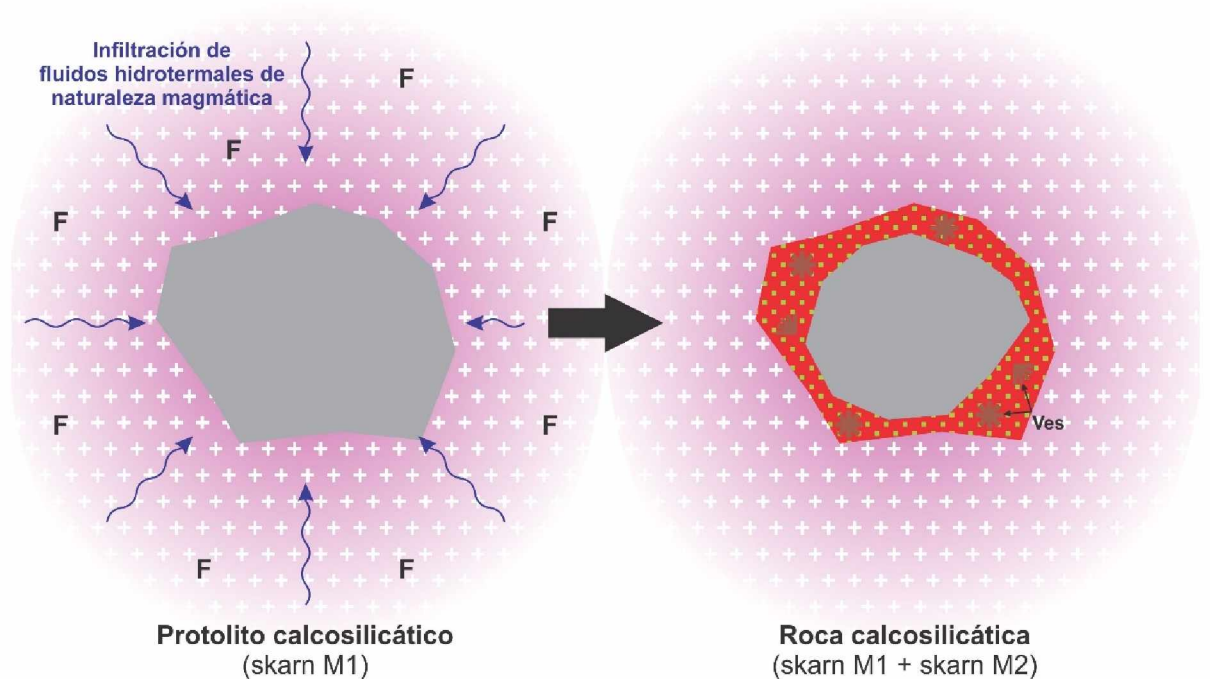
El evento M2 se caracterizó por la circulación de fluidos en los que el F fue un componente importante. Los granitos tipo A del Cerro Colorado y la Estancia Agua Blanca se caracterizan por la presencia de fluorita como mineral accesorio común y contenidos de F de hasta 2,89% (Grecco y Gregori 1993). Este elemento estuvo asociado a la etapa de fluoritización desarrollada durante la actividad hidrotermal postmagmática del plutón Cerro Colorado, para la cual Grecco y Gregori (1993) determinaron una temperatura de 320°C en base a estudios microtermométricos de inclusiones fluidas en fluorita de los granitos cámbricos. Mediante el estudio de inclusiones fluidas en vesubianita del skarn Loma Marcelo se determinó una temperatura máxima de 283°C. La menor temperatura de la vesubianita podría deberse a la mayor distancia existente entre el skarn y el centro del plutón Cerro Colorado (Fig. 7.4).

La infiltración de fluidos durante el evento M1 y las reacciones resultantes modificaron la permeabilidad de los protolitos carbonáticos y condicionaron la pervasividad de la alteración metasomática del evento M2. El skarn M1 sirvió de protolito durante el evento M2. En el skarn cálcico, al igual que durante el evento M1, la introducción de fluidos posiblemente ocurrió en forma centripeta, aunque en algunos casos no llegó a penetrar la totalidad del xenolito, formando una costra constituida por la asociación granate-clinopiroxeno-vesubianita-calcita (Fig. 7.12). En el skarn magnesiano los fluidos penetraron completamente la roca, resultando en la “condroditización”<sup>3</sup> total de la forsterita formada durante el evento M1.

**Skarn cálcico:** el granate tipo 2 y el clinopiroxeno tipo II tienen relaciones  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  de 10,86 y 0,07, respectivamente, similares a las observadas en el granate y el clinopiroxeno del skarn M1. No obstante, en el skarn M2 el contenido de granate es mucho mayor que el de piroxeno (alta relación granate/piroxeno). Este mayor contenido de granate podría estar relacionado con la mayor disponibilidad de Al durante el evento M2, lo cual fue independiente del estado de oxidación de los fluidos hidrotermales. Respecto de la composición del granate tipo 1, la composición más grosularítica del granate tipo 2 fue favorecida por la introducción metasomática de F y el incremento de la movilidad

---

<sup>3</sup> Reemplazo pseudomórfico de la forsterita por condrodita.



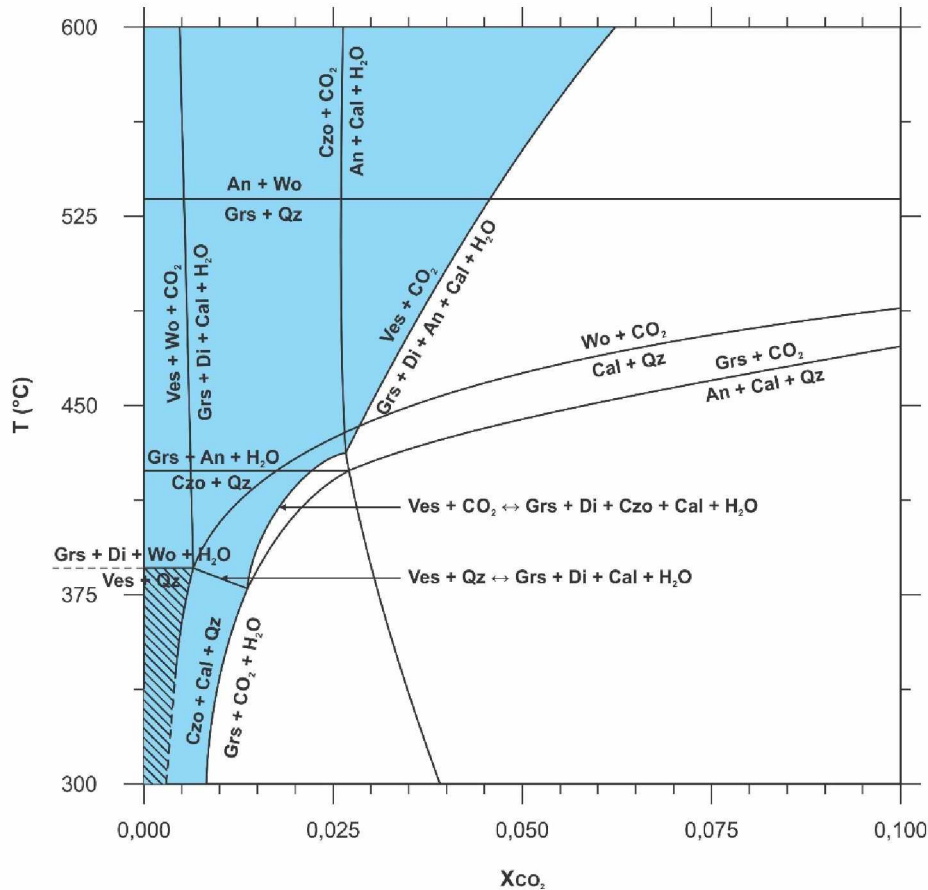
**Figura 7.12.** Infiltración de fluidos hidrotermales de naturaleza magmática en el skarn M1 y formación del skarn M2.

del Al en los fluidos hidrotermales mediante la formación de complejos fluorurados (Tagirov *et al.* 2002a y b).

Los elevados contenidos de F detectados en la vesubianita del skarn Loma Marcelo también reflejan la actividad de dicho elemento durante el evento M2. La vesubianita se formó a partir del granate, el clinopiroxeno y la wollastonita del skarn M1 mediante la reacción  $5 \text{ Grosularia} + 3 \text{ Diópsido} + \text{Wollastonita} + 5 \text{ H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{Vesubianita} + 4 \text{ Cuarzo}$  (Bowman 1998). El límite máximo de temperatura para la asociación vesubianita-cuarzo es de 390°C a 100 MPa (campo rayado en la Figura 7.13).

La titanita del skarn cálcico presenta zonación composicional, con núcleos con bajos contenidos de F y bordes más ricos en este elemento, indicando la existencia de dos etapas de retrogradación relacionadas a fluidos con distinto contenido de F: la primera relacionada al evento M1 (bajo F) y la segunda al evento M2 (alto F). Esto confirmaría el hecho de que el F fue introducido en algún momento posterior al primer metasomatismo y previamente a la etapa de retrogradación responsable de la formación de la titanita de alto F.

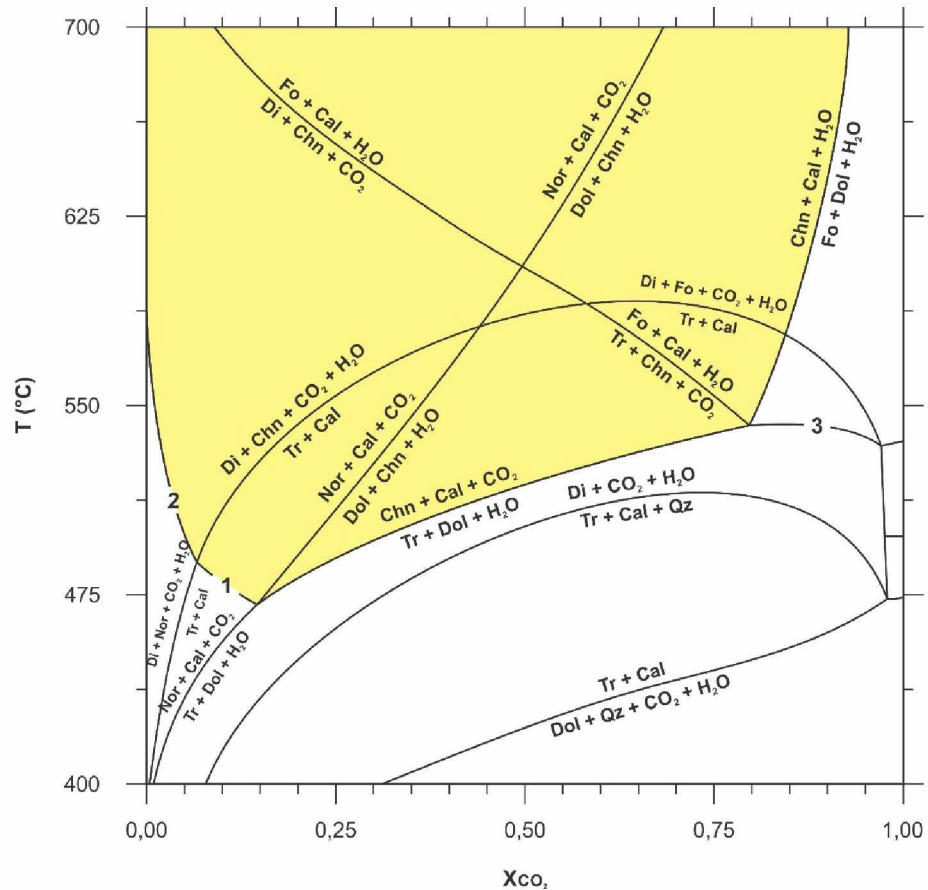
**Skarn magnesiano:** a las temperaturas propias de los mármoles forsteríticos, la presencia de F en los fluidos hidrotermales promueve la formación de minerales del grupo de la humita, como ser clinohumita a bajos contenidos de F y norbergita a elevados contenidos de F (Rice 1980a y b). En consecuencia, la



**Figura 7.13.** Diagrama isobárico T- $X_{CO_2}$  de la porción acuosa ( $X_{CO_2} = 0,0-0,1$ ) del sistema CMAS-HC a 100 MPa (modificado de [Bowman et al. 1998](#)). En celeste se destaca el campo de estabilidad de la asociación grosularia-vesuvianita. El campo rayado corresponde al campo de estabilidad de la asociación vesuvianita-cuarzo formada a partir de la asociación grosularia-diópsido-wollastonita ( $T < 390^\circ C$ ). **Abreviaturas:** An = anortita, Cal = calcita, Czo = clinozoisita, Di = diópsido, Grs = grosularia, Qz = cuarzo, Ves = vesuvianita, Wo = wollastonita.

formación de norbergita, condrodita, humita o clinohumita depende de la disponibilidad de F. Los campos de estabilidad de los minerales del grupo de la humita coinciden aproximadamente con los campos de estabilidad de la forsterita en los diagramas P-T-X y su ocurrencia está condicionada por la presencia de fluidos predominantemente acuosos ([Fig. 7.14](#)). Asociaciones típicas en mármoles dolomíticos son dolomita-calcita-forsterita-clinohumita o dolomita-calcita-clinohumita-condrodita ([Bucher y Grapes 2011](#)). La condrodita y la forsterita nunca están juntas.

La condrodita del skarn Loma Marcelo tiene elevados contenidos de F y se habría formado por hidratación de la forsterita del evento M1 con un fluido acuoso rico en F. Una reacción posible es  $2 \text{Forsterita} + \text{Dolomita} + 2 \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{Condrodita} + \text{Calcita} + \text{H}_2\text{CO}_3$ . La no identificación de forsterita en el skarn magnesiano sugiere su consumo total durante las reacciones generadoras de condrodita. A bajas presiones, los minerales del grupo de la humita no requieren de temperaturas o composiciones de fluidos inusuales para ser estables en rocas carbonáticas metamorfozadas, siendo la disponibilidad de F en el



**Figura 7.14.** Diagrama isobárico T- $X_{CO_2}$  del sistema CMS-HCF a 100 MPa y  $X_F = 0,7$  (modificado de Rice 1980a). En amarillo se destaca el campo de estabilidad de la condrodita. Reacciones: 1)  $Tr + 30Nor + 2CO_2 \leftrightarrow 19Chn + 2Cal + 12H_2O$ ; 2)  $Di + 8Nor + CO_2 \leftrightarrow 5Chn + Cal + 3H_2O$ ; 3)  $Tr + 11Dol \leftrightarrow 8Fo + 13Cal + 9CO_2 + H_2O$ . **Abreviaturas:** Cal = calcita, Chn = condrodita, Dol = dolomita, Fo = forsterita, Nor = norbergita, Qz = cuarzo, Tr = tremolita.

protolito y/o en los fluidos metasomáticos el factor más importante que controla su ocurrencia (Rice 1980b). Se ha demostrado que las reacciones hidrotermales pueden dar como resultado el crecimiento de minerales en condiciones de desequilibrio, especialmente si los fluidos involucrados son muy “agresivos” (Putnis 2009).

La hidratación de la forsterita para formar condrodita (condroditización) posiblemente ocurrió de manera análoga a como ocurre la albitización de la plagioclasa. En las plagioclasas que están siendo albitizadas los fluidos pueden moverse preferencialmente a lo largo de los planos de clivaje y otros defectos. De modo similar, la condroditización puede progresar a lo largo de los bordes de grano y fracturas.

La preservación de la forma externa y tamaño es un rasgo clave del reemplazo pseudomórfico de un mineral por otro (Putnis 2009). En pares minerales padre-producto, como ser el par feldespatos potásico-caolinita, el volumen es aparentemente preservado. Sin embargo, las relaciones texturales entre

las serpentinas y sus minerales padre indican que el reemplazo a volumen constante no siempre ocurre. Las fracturas radiales observadas en algunos individuos de condrodita del skarn Loma Marcelo podrían ser el resultado del incremento de volumen durante el reemplazo metasomático de forsterita por condrodita.

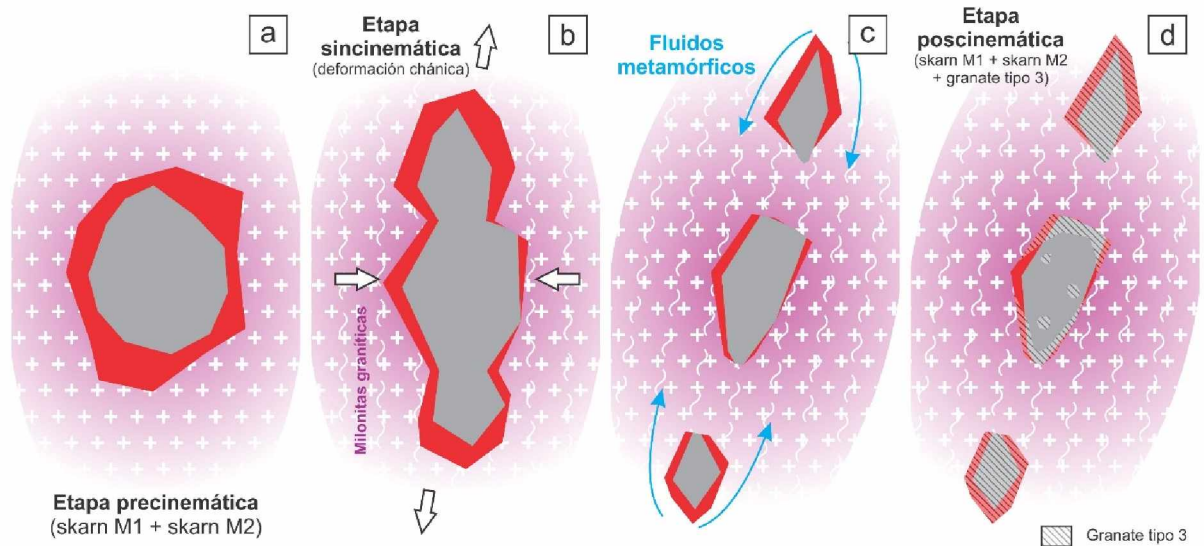
### 7.2.3 Metasomatismo 3 (M3)

El tercer y último evento metasomático registrado en el skarn Loma Marcelo fue el resultado del calentamiento y circulación de fluidos relacionados al evento deformacional D1 (364-353 Ma). El evento M3 está representado por el granate tipo 3 del skarn cálcico (Fig. 7.8), interpretado como postectónico con relación a la deformación debido a la ausencia de rasgos deformacionales, habiéndose formado por procesos de cristalización estática tardía. La formación de grosularia casi pura y la extrema movilidad de elementos durante la milonitización de las rocas de basamento del *Inlier* Sauce Chico estarían relacionadas a la presencia de F en el sistema y a su removilización sindeformacional.

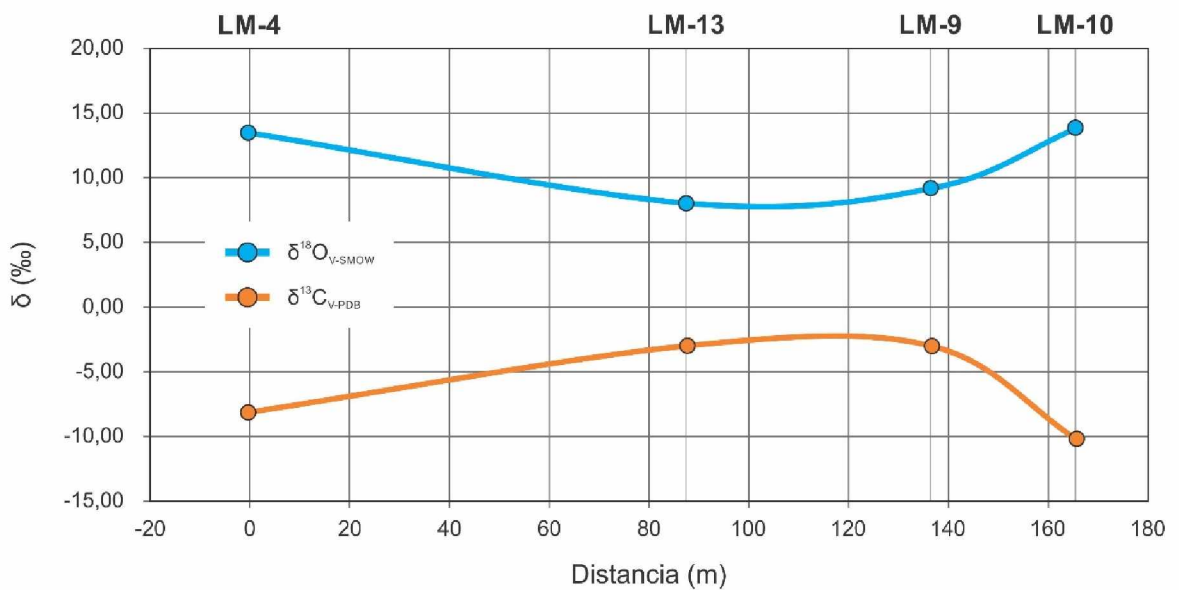
La infiltración de fluidos durante el evento M3 produjo un reemplazo mineralógico selectivo de los minerales formados durante los eventos M1 y M2. En algunos sectores la grosularia llegó a formar masas que reemplazaron porciones importantes del protolito (skarn M1 + M2), formando costras alrededor de algunos cuerpos de skarn, mientras que en otros quedó restringida a pequeñas cavidades. Bajo las condiciones de presión y temperatura de la fase D1 (véase apartado 7.1.3) no se formó piroxeno.

La forma alargada de los cuerpos de skarn y su distribución en rosario paralela a la foliación de las milonitas graníticas son resultado del boudinage que experimentaron las rocas calcosilicáticas durante el cizallamiento dextral que afectó a las rocas de basamento. En la Figura 7.15 se muestra un cuerpo calcosilicático de forma aproximadamente esférica, más rígido que la roca granítica que lo rodea, siendo deformado por cizallamiento. La deformación produce engrosamientos y adelgazamientos locales, hasta que en algún momento el cuerpo calcosilicático inicial se divide en boudins.

Es notable que los carbonatos del skarn cálcico más deprimidos en  $^{13}\text{C}$  y  $^{18}\text{O}$  son los correspondientes a los extremos del tren de cuerpos calcosilicáticos del sector occidental de la Loma Marcelo (Fig. 7.16). En el contexto deformacional del evento M3, los fluidos fueron canalizados a lo largo de las zonas de cizalla, favoreciendo las modificaciones isotópicas señaladas debido a la circulación de cantidades sustanciales de fluido ( $W/R = 30-50$ ). Los extremos experimentaron una mayor interacción con los fluidos que los sectores internos del cuerpo calcosilicático deformado. Por este motivo los sectores internos fueron homogeneizados isotópicamente mientras que los extremos sufrieron una mayor depresión en  $^{13}\text{C}$  y  $^{18}\text{O}$ .



**Figura 7.15.** **a)** Skarn M1 (gris) + M2 (rojo) antes de la deformación neopaleozoica. **b)** Deformación conjunta de las rocas graníticas del *Inlier* Sauce Chico y el skarn Loma Marcelo (M1 + M2). **c)** Circulación de fluidos metamórficos asociados a la deformación y metamorfismo neopaleozoicos. **d)** Crisolización estática tardía del granate tipo 3 del skarn Loma Marcelo.



**Figura 7.16.** Variación de los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  en carbonatos del skarn calcílico en función de la distancia a los extremos del cuerpo calcosilicático aboudinado (LM-4 = extremo NNO; LM-10 = extremo SSE).

### 7.2.4 Origen de los protolitos carbonáticos

Las dos hipótesis postuladas sobre el origen del protolito del skarn Loma Marcelo contemplan que podría tratarse de rocas carbonáticas o metacarbonáticas de origen sedimentario procedentes del basamento precámbrico (hipótesis sedimentaria) o de carbonatitas intruidas en el basamento

neoproterozoico (hipótesis ígnea). Sin embargo, la composición química del skarn resultante y de los minerales que lo componen trasluce características sedimentarias y no ígneas.

Las muestras de roca total del skarn Loma Marcelo tienen valores de la relación  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  comprendidos entre 0,096382 y 0,131124 para el skarn cálcico (0,111366 en promedio,  $n = 8$ ) y entre 0,113034 y 0,151150 para el skarn magnésiano (0,135086 en promedio,  $n = 3$ ). La corteza continental superior tiene una relación  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  de 0,104642 (valor calculado a partir de las concentraciones de Sm y Nd de la corteza continental superior de [Taylor y McLennan 1985, 1995](#)). Las rocas originadas en el manto, como las carbonatitas, tienen valores mayores de la relación  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ , siendo de 0,198259 para el manto primitivo y de 0,217821 para los basaltos N-MORB (valores calculados a partir de las concentraciones de Sm y Nd del manto primitivo y los basaltos N-MORB de [Sun y McDonough 1989](#)). En consecuencia, las relaciones  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  del skarn Loma Marcelo sugieren una procedencia cortical de los protolitos carbonáticos. Estas relaciones isotópicas no fueron reequilibradas a pesar del polimetasomatismo (véase apartado 5.3.4). Asimismo, los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  de los carbonatos del skarn son perfectamente explicables por empobrecimiento isotópico de una roca carbonática de naturaleza sedimentaria por interacción con fluidos magmáticos a temperaturas comprendidas entre 700°C y 250°C. No se determinaron relaciones de Sr en muestras del skarn Loma Marcelo con el objeto de confirmar la naturaleza sedimentaria de los protolitos carbonáticos debido a la elevada susceptibilidad de rehomogeneización del sistema isotópico de Sr frente a los efectos de la deformación y el metamorfismo (véase apartado 5.3.4).

La edad neoproterozoica de  $648 \pm 21$  Ma registrada en un único circón del skarn Loma Marcelo es interpretada como la edad de cristalización del circón analizado, por lo que la edad de sedimentación del protolito del skarn cálcico debería estar comprendida entre el Criogénico Tardío y el Ediacárico Temprano. En este sentido, cabe destacar la ampliamente extendida presencia de sedimentitas carbonáticas en los cinturones orogénicos Brasiliano–Pan-Africanos que amalgamaron antiguos núcleos cratónicos durante el ensamble de Gondwana Occidental.

Potentes secuencias sedimentarias neoproterozoicas se acumularon en Sudamérica durante los eventos extensionales asociados a la ruptura del Supercontinente de Rodinia ([Misi \*et al.\* 2007](#)). Estas consisten en rocas carbonáticas y silicoclásticas depositadas en ambientes epicontinental y marino somero sobre márgenes pasivos cratónicos. Durante la orogenia Brasiliana–Pan-Africana, las sedimentitas neoproterozoicas fueron deformadas en los cinturones móviles que rodean a los bloques cratónicos. Las principales cuencas carbonáticas sudamericanas de edad Neoproterozoico-Paleozoico Temprano son las de Irecé, Sergipe, Una-Utinga, Rio Pardo, Araçuaí, Alto Rio Grande, Ribeira, Dom Feliciano, Cuiabá (Araras), Paraguay (Cuibabá), Alto Paraguay, Brasilia y São Francisco en Brasil, Corumbá y Tucavaca en Brasil y Bolivia, Itapucunumi en Paraguay, Arroyo del Soldado en Uruguay y Sierras Bayas (Sistema de Tandilia) en Argentina ([Cordani \*et al.\* 2000](#); [Misi \*et al.\* 2007](#); [Rapela \*et al.\*, 2007](#)). En nuestro país también pueden citarse las rocas carbonáticas de la Formación Puncoviscana y



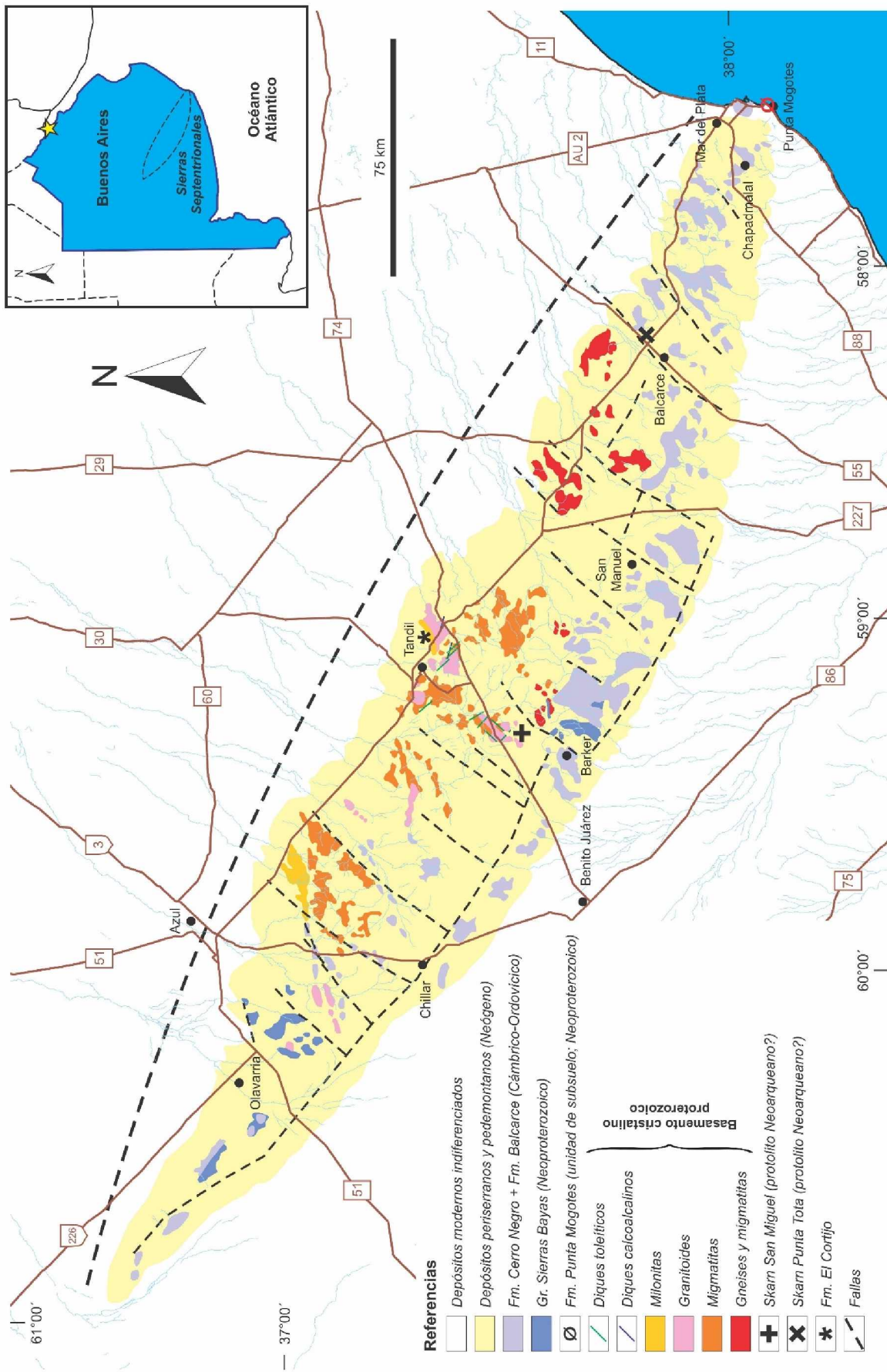


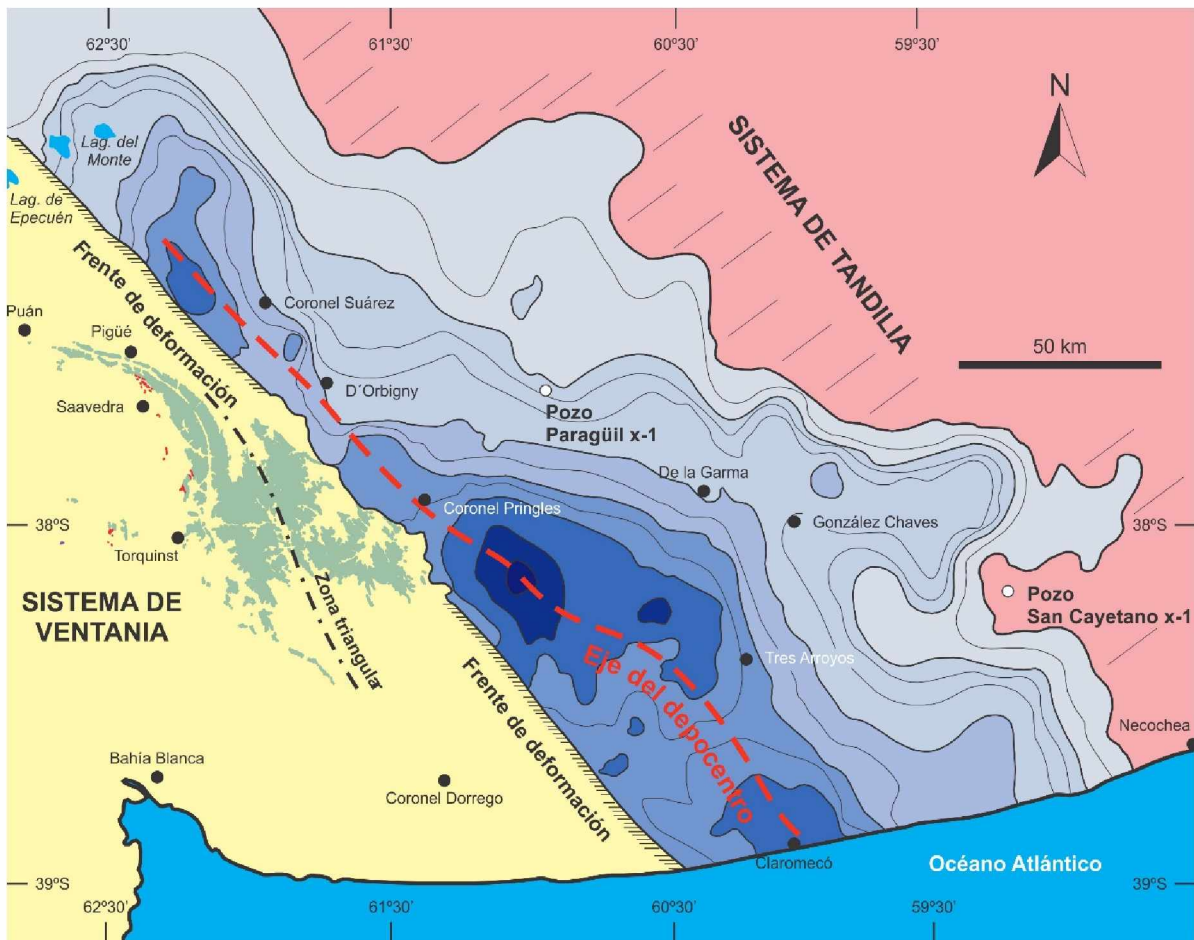
Figura 7.18. Mapa geológico del Sistema de Tandilia (basado en Dalla Salda *et al.* 2005 y Cingolani 2011).

eo paleozoicas de las formaciones Cerro Negro y Balcarce (Amos *et al.* 1972; Dalla Salda e Iñíguez 1979). La Formación Villa Mónica tiene un espesor máximo de 70 metros y está integrada por una facies inferior cuarzo-arcósica y otra superior dolomítica y pelítica (Poiré y Spalletti 2005). La secuencia dolomítica consiste en 36 a 52 metros de dolomías amarillentas estromatolíticas y laminadas con lutitas y margas y pequeñas lentes de mudstones. Por su parte, la Formación Loma Negra está constituida por 40 metros de calizas rojizas y mudstones negros (Poiré y Spalletti 2005). Sobre la base de estudios isotópicos de C, O y Sr, Gómez Peral *et al.* (2007) asignaron la edad de las secuencias carbonáticas de las formaciones Villa Mónica y Loma Negra a los intervalos 800-720 Ma y 590-580 Ma, respectivamente.

Mediante varias perforaciones realizadas en la Cuenca de Claromecó (Kostadinoff y Font de Affolter 1982; Ramos 1984), ubicada entre los sistemas de Tandilia y Ventania (Fig. 7.19), fueron atravesadas rocas litológicamente similares a las del Grupo Sierras Bayas y a las formaciones Cerro Negro y Balcarce del Sistema de Tandilia y a las del Grupo Pillahuincó del Sistema de Ventania (Lesta y Sylwan 2005). Las unidades de la Cuenca de Claromecó equiparables con la cubierta sedimentaria neoproterozoica-eo paleozoica del Sistema de Tandilia presentan geometría cuneiforme, con marcada disminución de espesores hacia el flanco noreste de la cuenca y un importante aumento de espesor hacia el sureste. En el pozo BA.SC. x-1 (San Cayetano), con una profundidad final de 2.045 metros bajo boca de pozo, la empresa Bidas Corp. perforó 153 metros de dolomías grises con intercalaciones de areniscas correlacionables con la Formación Villa Mónica y 36 metros de calizas grises y arcilitas correlacionables con la Formación Loma Negra. Si bien el basamento cristalino no fue perforado, este se encontraría a no más de 100 metros por debajo de la profundidad final del pozo (Lesta y Sylwan 2005).

La integración de la información de superficie y de subsuelo de los sistemas de Tandilia y de Ventania y de la Cuenca de Claromecó permitió a diversos autores (Ramos 1984, 1999, 2008; Ramos y Kostadinoff 2005; Lesta y Sylwan 2005; Ramos *et al.* 2014) interpretar la continuidad del basamento cristalino y la cubierta sedimentaria neoproterozoica-eo paleozoica del Sistema de Tandilia en el subsuelo de la Cuenca de Claromecó y del Sistema de Ventania (Fig. 7.20). En coincidencia con este esquema, el skarn Loma Marcelo constituiría la expresión superficial de rocas carbonáticas neoproterozoicas (post-648 Ma y pre-607 Ma) existentes en el subsuelo del Sistema de Ventania.

Las edades modelo de las rocas sedimentarias reflejan las edades promedio de residencia en la corteza de las zonas de aporte (Goldstein *et al.* 1997), por lo que es posible que el protolito del skarn Loma Marcelo haya recibido aportes de materiales más viejos y más jóvenes que 2,46-2,52 Ga. Sin embargo, las sedimentitas carbonáticas, a diferencia de los sedimentos y sedimentitas silicoclásticas, son esencialmente intracuencales (Spalletti 2006). Sus constituyentes alotígenos son no terrígenos y se originan en el interior de las cuencas sedimentarias, ámbitos en los que experimentan procesos de removilización, por lo que cabría esperar que las rocas carbonáticas reflejen la composición isotópica de Nd de las rocas que constituyeron el sustrato sobre el cual se depositaron y la principal fuente de



**Referencias**

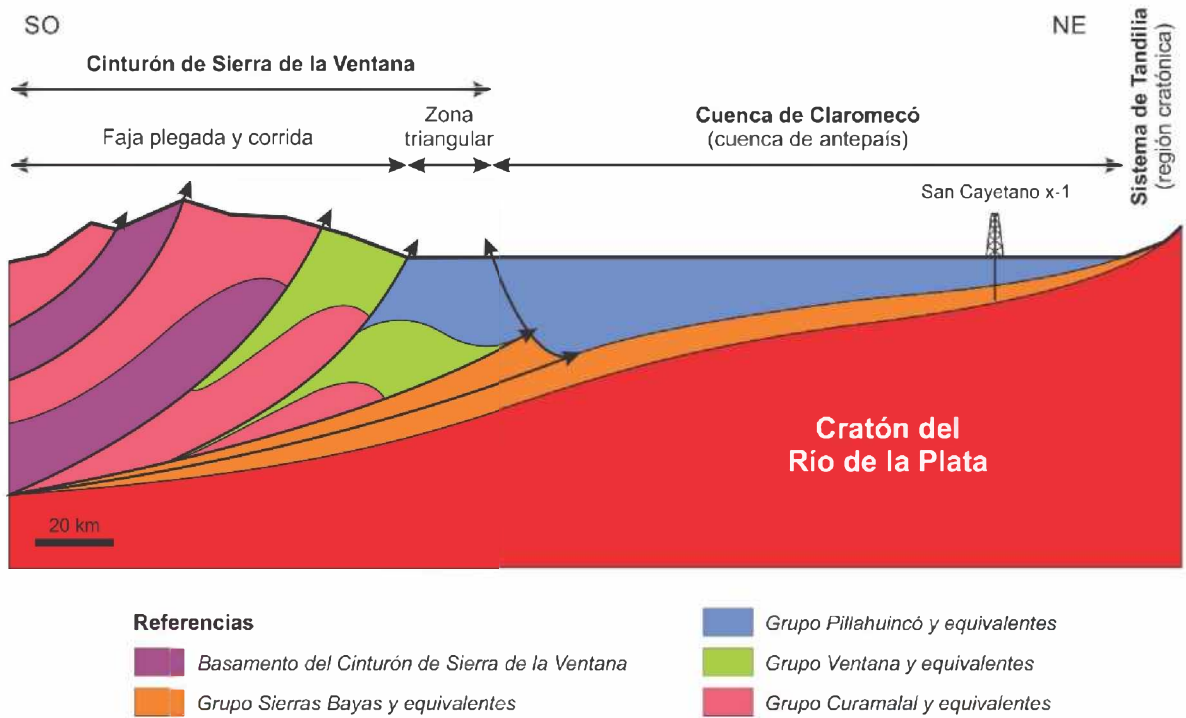
- Intrusivo López Lecube
- Cubierta sedimentaria paleozoica
- Basamento cristalino (Neoproterozoico-Cámbrico medio)

} Sistema de Ventania



**Figura 7.19.** Mapa gravimétrico de la Cuenca de Claromecó en el que se muestra la ubicación del frente de deformación, la zona triangular de las Sierras Australes de Buenos Aires y los pozos Paragüil x-1 y San Cayetano x-1 (modificado de Ramos y Kostadinoff 2005).

materiales. En este sentido, cabe señalar que las edades modelo  $T_{DM}$  determinadas por Pankhurst *et al.* (2003) en granitoides y ortogneises del área de Olavarría en el Sistema de Tandilia arrojaron valores comprendidos entre 2,68 Ga y 2,53 Ga ( $2,62 \pm 0,08$  Ga), indicando que los principales eventos generadores de rocas ocurrieron durante el Paleoproterozoico. Según esto, las edades modelo  $T_{DM}$  de 2,46 Ga y 2,52 Ga determinadas en muestras del skarn Loma Marcelo podrían estar sugiriendo que la depositación del protolito carbonático se llevó a cabo sobre rocas paleoproterozoicas, tal y como puede observarse en el Sistema de Tandilia, donde las dolomías y calizas neoproterozoicas del Grupo Sierras Bayas apoyan directamente sobre las rocas ígneo-metamórficas del Cratón del Río de la Plata.



**Figura 7.20.** Sección estructural esquemática del Positivo Bonaerense (basado en Ramos 1999, Tomezzoli y Cristallini 2004 y Ramos y Kostadinoff 2005).

### 7.3 CONCLUSIONES FINALES

En base a los resultados expuestos en los capítulos anteriores y en la discusión precedente, se concluye lo siguiente:

- ✓ En los cerros Pan de Azúcar y del Corral pueden reconocerse los flancos de una estructura anticlinal volcada hacia el noreste y fallada dúctilmente a lo largo de cuyo eje la erosión labró el Abra Meyer, constituyendo una ventana erosiva, denominada *Inlier* Sauce Chico en el presente trabajo, que permite observar las rocas de basamento subyacentes a la secuencia sedimentaria eopaleozoica allí expuesta.
- ✓ Las rocas de basamento del *Inlier* Sauce Chico consisten en el granito neoproterozoico tipo S aflorante en la zona y las rocas incorporadas durante el ascenso y emplazamiento del magma que le dio origen: andesita del Cerro Pan de Azúcar, protolitos del skam Loma Marcelo y ortogneis biotítico-granatífero de la Loma Marcelo. También afloran ignimbritas de posible edad cámbrica, relacionadas por su signatura geoquímica con los granitos cámbricos tipo A del Cerro Colorado y la Estancia Agua Blanca.
- ✓ Los estudios geocronológicos realizados en rocas del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral permitieron reconocer una fase deformacional de edad chánica (364-353 Ma) que correspondería a la fase deformacional D1 responsable de la milonitización del basamento cristalino y del

plegamiento de la cubierta sedimentaria paleozoica de las Sierras Australes. La deformación pérmica constituiría una segunda fase (D2).

- ✓ Las estructuras identificadas en el *Inlier* Sauce Chico y la interpretación de su vinculación genética permitieron establecer la evolución cinemática de la zona. Esta comenzó con la milonitización de las rocas de basamento y el plegamiento simultáneo de la cubierta paleozoica. Las fallas dúctiles se desarrollaron a continuación en respuesta a la persistencia de los esfuerzos compresivos, generando una imbricación de escamas tectónicas. Las vetas y vetillas de cuarzo que cortan a las rocas de basamento y de la cubierta paleozoica se inyectaron tardíamente.
- ✓ El skarn Loma Marcelo se formó a partir de xenolitos carbonáticos incorporados durante el ascenso y emplazamiento del granito del *Inlier* Sauce Chico y es el resultado de tres eventos metasomáticos (M) de distinta edad vinculados a fluidos de naturaleza tanto ígnea como metamórfica: M1) intrusión del granito neoproterozoico tipo S del *Inlier* Sauce Chico; M2) hidrotermalismo relacionado a los granitos cámbricos tipo A del Cerro Colorado y la Estancia Agua Blanca; y M3) deformación y metamorfismo de edad chánica de las Sierras Australes. La elevada reactividad química de los protolitos carbonáticos del skarn Loma Marcelo fue un factor decisivo en la preservación de estos tres eventos.
- ✓ La edad neoproterozoica del evento M1 está dada por el fechado isotópico U-Pb SHRIMP en circones del granito que contiene al skarn Loma Marcelo y que tiene esta edad. En lo que al evento M2 respecta, el reconocimiento en el skarn de minerales con elevados contenidos de F (ej. vesubianita, condrodita) y la edad Sm-Nd de  $526,8 \pm 12,0$  Ma determinada a partir de un par granate-roca total, permiten vincular el accionar de este intenso metasomatismo de F a la intrusión de los granitos del Cerro Colorado y la Estancia Agua Blanca y los procesos postmagmáticos conexos. Por último, la edad chánica del evento M3 es sustentada por las edades Rb-Sr de  $364,4 \pm 3,6$  Ma y U-Pb SHRIMP de  $353,4 \pm 6,7$  Ma determinadas en una veta de cuarzo  $\pm$  sericita y en circones del skarn, respectivamente.
- ✓ La formación de un skarn cálcico y otro magnesiano responde a la distinta composición química de los protolitos carbonáticos. La naturaleza sedimentaria de los protolitos de ambos tipos de skarn se ve reflejada en su composición química y mineralógica. Estos protolitos estarían genéticamente relacionados a la sedimentación carbonática neoproterozoica registrada en los cinturones orogénicos Brasiliano–Pan-Africanos del este sudamericano y el oeste africano. La edad U-Pb SHRIMP de  $648 \pm 21$  Ma determinada en un único circón del skarn respalda esta posibilidad. Las rocas carbonáticas atravesadas por perforación en el subsuelo de la Cuenca de Claromecó, correlacionables con las sedimentitas carbonáticas neoproterozoicas del Grupo Sierras Bayas del Sistema de Tandilia, permitirían correlacionar estas últimas secuencias carbonáticas con el skarn Loma Marcelo, derivado de protolitos carbonáticos sedimentarios, aflorante en el *Inlier* Sauce Chico.

# **ANEXOS**



# **Anexo 1**

## **Análisis de GRANATE por microsonda electrónica**

Análisis de GRANATE por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

LM-4																	
% en peso	11412c'	11412c'	11412c'	11412c'	11412c'	11412c'	11412c'	11412c'	11412c'	11412c'	11412c'	11412c'	11412c'	11412c'	11412c'	11412c'	11412c'
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	40,1708	39,1698	40,1725	40,2580	40,4045	40,3698	40,3763	40,2006	39,8118	39,9582	40,4475	40,0037	40,6071	40,0526	40,5100	40,5478	40,2752
TiO <sub>2</sub>	0,0366	0,4562	0,1702	0,0110	b.l.d.	0,0004	0,0400	0,0253	0,1504	0,1401	0,0722	0,0697	0,0158	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0053
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,5075	21,7482	22,1807	22,3481	22,5836	22,2732	22,3783	22,2452	21,7806	21,8167	21,8308	21,7875	22,1757	23,2599	22,5833	22,6515	22,2354
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0247	b.l.d.	b.l.d.	0,0301	0,0113	0,0489	b.l.d.	0,0641	0,0338	b.l.d.	0,0413	0,0715	b.l.d.	0,0151	b.l.d.	b.l.d.	0,0340
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,0000	0,5300	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
FeO*	0,3622	0,3612	0,6843	0,2130	0,2294	0,5258	0,3323	0,7776	0,8618	1,0102	1,0493	1,0247	1,0595	0,3698	0,2682	0,2829	0,2865
MnO	0,0777	0,1612	0,1358	0,0172	0,0345	0,1032	0,0314	0,0913	0,1393	0,0931	0,0556	0,1266	0,1488	0,0688	0,0905	0,0578	0,0020
NiO	0,0258	0,0502	b.l.d.	0,0074	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0556	0,0290	b.l.d.	b.l.d.	0,0344	0,0289	b.l.d.	b.l.d.
MgO	0,0220	0,0320	b.l.d.	0,0323	b.l.d.	0,0188	0,0012	0,0065	0,0059	0,0255	0,0407	0,0308	0,0225	0,0100	0,0378	0,0241	0,0360
CaO	36,2780	36,0103	35,9895	36,3334	36,1918	36,0400	36,1454	36,0558	35,9396	36,1338	35,8131	35,8244	35,8022	34,3764	35,9311	36,2241	35,9714
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,0091	0,0158	b.l.d.	b.l.d.	0,0088	0,0098	0,0205	0,0039	0,0176	0,0010	b.l.d.	0,0314	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0420
K <sub>2</sub> O	0,0037	0,0111	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0216	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0194	0,0079	b.l.d.	b.l.d.	0,0006	b.l.d.	0,0040
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,2028	0,2178	0,2762	0,2046	0,2047	0,1901	0,2392	0,2329	0,1392	0,2377	0,1956	0,2408	0,1897	0,1847	0,2499	0,1916	0,2362
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
SO <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
F	0,0724	0,2129	0,0580	b.l.d.	b.l.d.	0,0772	0,1354	0,1738	0,1539	b.l.d.	b.l.d.	0,0771	b.l.d.	0,0961	0,0777	0,1354	b.l.d.
Cl	0,0029	0,0052	0,0217	b.l.d.	b.l.d.	0,0031	b.l.d.	0,0031	0,0031	b.l.d.	b.l.d.	0,0082	0,0031	0,0062	0,0021	0,0103	0,0176
<b>Total</b>	<b>99,7962</b>	<b>98,9819</b>	<b>99,6889</b>	<b>99,4551</b>	<b>99,6686</b>	<b>99,6603</b>	<b>99,7216</b>	<b>99,8801</b>	<b>99,0370</b>	<b>99,4719</b>	<b>99,5945</b>	<b>99,3043</b>	<b>100,0244</b>	<b>98,4740</b>	<b>99,7801</b>	<b>100,1255</b>	<b>99,1456</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



Análisis de GRANATE por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

LM-4																	
% en peso	11412c' 18	11412c' 19	11412c' 20	11412c' 21	11412c' 22	11412c' 23	11412c' 24	11412c' 25	11412c' 26	11412c' 27	11412c' 28	11412c' 29	11412c' 30	11412c' 31	11412c' 32	11412c' 33	11412c' 34
SiO <sub>2</sub>	40,0776	40,5506	40,4087	40,4697	40,0366	40,3797	40,0058	40,5705	40,4374	40,4681	40,5018	40,1308	40,0924	40,2001	40,6077	39,9992	40,3764
TiO <sub>2</sub>	0,0212	b.l.d.	0,0112	b.l.d.	0,2967	0,0221	0,0001	0,1104	b.l.d.	0,0014	0,0681	0,0618	0,0342	b.l.d.	0,0353	0,2025	0,1568
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,1809	22,6770	22,7675	22,3190	22,1986	22,2259	22,3168	22,2615	22,7338	22,5874	21,6790	22,0084	21,8993	22,2844	22,6318	21,9838	21,9096
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.l.d.	0,0757	0,0151	0,0529	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0038	0,0264	b.l.d.	b.l.d.	0,0227	0,0113	b.l.d.	0,0076
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
FeO*	0,3330	0,1741	0,2050	0,4225	0,7284	0,7254	0,2172	0,9470	0,1688	0,0228	1,0340	0,9623	0,9127	0,4896	0,3981	0,9675	0,9150
MnO	0,0518	0,0244	0,0640	0,0731	0,0445	0,1303	0,0824	0,1564	b.l.d.	0,0081	0,1489	0,1522	0,1209	0,0996	0,0700	0,1074	0,0579
NiO	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0482	b.l.d.	0,0326	0,0467	b.l.d.	b.l.d.	0,0108	0,0122	b.l.d.	0,0519
MgO	0,0253	0,0053	b.l.d.	0,0065	0,0210	0,0353	0,0189	0,0172	0,0412	0,0276	0,0343	0,0296	0,0261	0,0071	0,0082	0,0581	b.l.d.
CaO	35,6364	36,3643	35,8688	36,3307	36,0771	35,6797	36,3284	35,8552	35,8150	36,1068	35,4415	35,6518	36,0821	36,0302	35,9186	35,9419	35,9230
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,0351	0,0029	0,0254	b.l.d.	b.l.d.	0,0205	0,0068	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0079	0,0173	0,0236	0,0157	0,0244	b.l.d.	0,0089
K <sub>2</sub> O	0,0372	0,0066	b.l.d.	0,0034	0,0065	0,0122	b.l.d.	b.l.d.	0,0104	b.l.d.	0,0092	b.l.d.	0,0226	0,0001	0,0122	0,0125	0,0027
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,3178	0,2159	0,2199	0,1858	0,2307	0,2389	0,2394	0,2496	0,2617	0,2412	0,1847	0,2923	0,1784	0,3410	0,2894	0,2784	0,3653
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
SO <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
F	0,0968	0,0194	0,1356	0,2323	0,1263	0,0385	0,0389	0,1737	0,1357	0,1357	0,0770	0,0757	0,1740	0,1163	b.l.d.	0,1136	0,0967
Cl	0,0300	b.l.d.	0,0052	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0093	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0162	0,0145	0,0083	0,0124	0,0101	0,0145
<b>Total</b>	<b>98,8431</b>	<b>100,1162</b>	<b>99,7264</b>	<b>100,0959</b>	<b>99,7664</b>	<b>99,5085</b>	<b>99,2640</b>	<b>100,3897</b>	<b>99,6040</b>	<b>99,6355</b>	<b>99,2595</b>	<b>99,3984</b>	<b>99,5808</b>	<b>99,6259</b>	<b>100,0316</b>	<b>99,6750</b>	<b>99,8863</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



Análisis de GRANATE por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

% en peso	LM-4																LM-9a
	11412c' 35	11412c' 36	11412c' 37	11412c' 38	11412c' 39	11412c' 40	11412c' 41	11412c' 42	11412c' 44	11412c' 45	11412c' 46	11412c' 47	11412c' 48	11412c' 49	11412c' 50	11412c' 51	19214 52
SiO <sub>2</sub>	40,4673	40,1612	39,9197	40,2507	39,9901	39,5734	40,0487	40,2601	38,7600	38,1000	38,1370	38,3680	38,9880	38,8220	38,4460	38,9360	39,9360
TiO <sub>2</sub>	0,0443	0,0354	b.l.d.	0,0100	b.l.d.	0,0216	0,0290	b.l.d.	0,2630	0,0950	0,3570	0,1580	0,0460	0,3250	0,1940	0,3730	0,1210
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,0070	0,0280	b.l.d.	0,0490	0,0560	b.l.d.	0,0070	b.l.d.	0,0070
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,5782	22,0364	22,2111	22,9681	22,3789	26,3232	23,2884	22,3577	22,1590	22,1720	21,8570	22,1370	22,4510	22,0010	22,3830	22,0130	20,4470
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0038	b.l.d.	0,0415	b.l.d.	b.l.d.	0,0170	0,0470	0,0070	b.l.d.	b.l.d.	0,0030	b.l.d.	0,0110
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0030	0,0140	0,0860	0,1200	0,0260	b.l.d.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,0550	0,0150	0,0260	b.l.d.	0,0060	b.l.d.	0,0810	0,1440	b.l.d.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	b.l.d.	0,0260	0,0490	0,0520	b.l.d.	b.l.d.	0,0340	0,0180	b.l.d.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,0000	0,1092	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,9850	0,6490	0,9180	0,8720	0,2110	0,8420	0,9690	0,8960	3,8173
FeO*	0,9581	0,7057	0,2565	0,1941	0,0474	0,6728	0,1271	0,7081	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,8781
MnO	0,1190	0,0940	0,0944	0,0355	0,0010	0,3428	0,0842	0,1332	0,1020	0,1000	0,1070	0,0950	0,0430	0,0810	0,0690	0,0910	0,2230
NiO	0,0361	b.l.d.	b.l.d.	0,0480	b.l.d.	b.l.d.	0,0051	0,0034	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0210	b.l.d.	b.l.d.	0,0250	b.l.d.
MgO	0,0261	0,0224	0,0159	0,0235	0,0406	0,0510	0,0006	0,0284	0,0280	0,0240	0,0140	0,0050	b.l.d.	0,0040	b.l.d.	0,0010	0,0870
CaO	35,9115	36,1712	36,5476	35,7794	36,2534	32,4139	34,8977	36,2127	36,6350	36,9380	36,9770	36,9680	37,1530	36,4140	36,9330	36,8400	35,6410
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0040	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,0220	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0670	b.l.d.	0,1340	0,0450	b.l.d.
Na <sub>2</sub> O	b.l.d.	0,0010	b.l.d.	0,0195	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0180	b.l.d.	0,0280	0,0330	0,0500	0,0060	b.l.d.	0,0010	b.l.d.
K <sub>2</sub> O	b.l.d.	b.l.d.	0,0025	0,0096	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0140	0,0070	b.l.d.	b.l.d.	0,0150	0,0040	b.l.d.	0,0160
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1931	0,2243	0,1953	0,2716	0,2173	0,2394	0,1462	0,2072	b.l.d.	0,0160	0,0220	b.l.d.	0,0090	0,0230	0,0290	0,0050	0,0210
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,0120	b.l.d.	0,0060	b.l.d.	0,0820	b.l.d.	0,0580	0,0470	b.l.d.
SO <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
F	0,1935	0,3460	0,1747	0,0581	0,0971	0,0191	b.l.d.	b.l.d.	0,4680	0,2860	0,2350	0,2350	0,3520	0,5350	0,4160	0,3670	0,2470
Cl	0,0342	0,0062	0,0093	0,0072	0,0114	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0100	0,0010	0,0070	0,0020	0,0030	b.l.d.	0,0010	0,0010	0,0020
<b>Total</b>	<b>99,5614</b>	<b>99,9130</b>	<b>99,4270</b>	<b>99,6753</b>	<b>99,0410</b>	<b>99,6572</b>	<b>98,6685</b>	<b>99,9108</b>	<b>99,5240</b>	<b>98,4810</b>	<b>98,7940</b>	<b>98,9880</b>	<b>99,5520</b>	<b>99,1540</b>	<b>99,8810</b>	<b>99,8290</b>	<b>101,4545</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



Análisis de GRANATE por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

LM-9a																	
% en peso	19214 53	19214 55	19214 56	19214 57	19214 59	19214 60	19214 61	19214 62	19214 63	19214 64	19214 65	19223 66	19223 67	19223 68	19223 69	19223 70	19223 71
SiO <sub>2</sub>	39,9250	39,4950	39,8090	39,2620	39,1140	39,2220	39,5780	39,3120	38,8930	39,1220	38,9860	39,1100	39,2200	38,8700	39,2500	38,7600	39,0900
TiO <sub>2</sub>	0,0470	0,5060	0,1170	0,0260	b.l.d.	b.l.d.	0,0980	0,5760	0,1550	0,1070	b.l.d.	0,2503	0,1453	0,1590	0,1015	0,2404	0,2182
ZrO <sub>2</sub>	0,0560	b.l.d.	0,0630	0,0420	b.l.d.	0,0350	0,0140	b.l.d.	0,0280	0,0210	0,0490	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,3390	19,8480	20,5520	20,1600	18,0660	18,6140	20,4300	20,6320	17,1300	17,0060	17,1360	18,4300	18,0800	17,9400	18,0300	18,2100	18,1300
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0180	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0420	0,0200	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0071	b.l.d.	0,0085
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.l.d.	0,0610	0,1100	0,0570	0,1130	0,0620	0,0210	0,0600	b.l.d.	b.l.d.	0,0350	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0170	0,0030	0,0210	b.l.d.	0,0050	b.l.d.	0,1000	0,0290	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0070	0,0550	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0100	0,0810	b.l.d.	0,1110	0,0370	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	5,0977	5,3081	5,0811	5,0333	7,5060	7,0626	4,9333	4,6165	9,4253	9,1475	8,7952	5,9790	6,3590	6,9237	6,6080	6,3791	6,2346
FeO*	0,0000	0,4217	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,3581	0,0000	0,2840	0,0000	0,0200
MnO	0,1710	0,3120	0,2010	0,1790	0,2970	0,3730	0,2540	0,2130	0,3530	0,3230	0,3460	0,0887	0,1154	0,1187	0,0711	0,0818	0,1080
NiO	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0240	0,0230	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0212	b.l.d.	0,0010	b.l.d.	0,0387
MgO	0,0890	0,0890	0,0930	0,0840	0,0120	b.l.d.	0,0990	0,1290	0,0310	0,0270	0,0470	0,0925	0,0996	0,0441	0,0559	0,1117	0,0847
CaO	35,8820	35,4880	35,6760	35,7270	36,0770	35,8820	35,6310	35,8550	35,7240	35,7410	35,7690	36,2700	36,2300	36,3200	36,3300	36,3400	36,3500
SrO	0,0160	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	0,1120	b.l.d.	0,1340	b.l.d.	b.l.d.	0,3130	b.l.d.	0,0220	b.l.d.	b.l.d.	0,1110	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0110	0,0020	b.l.d.	b.l.d.	0,0300	b.l.d.	b.l.d.	0,0090	b.l.d.	b.l.d.	0,0055	0,0290	0,0207	b.l.d.
K <sub>2</sub> O	0,0060	0,0080	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0020	0,0010	b.l.d.	0,0030	0,0190	b.l.d.	b.l.d.	0,0081	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0010	0,0040	0,0230	0,0260	b.l.d.	0,0040	0,0230	0,0420	0,0120	b.l.d.	0,0080	0,0316	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	b.l.d.	0,0180	0,0470	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0180	0,0290	0,0120	b.l.d.	0,0410	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
SO <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	b.l.d.	0,0232	0,0693	0,0417	b.l.d.	0,0139
F	0,5710	0,3440	0,5380	0,5740	0,8860	1,1400	0,5550	0,7030	0,7040	0,9270	0,7830	0,1171	b.l.d.	0,1147	b.l.d.	0,0430	0,0017
Cl	0,0020	0,0100	0,0050	0,0010	0,0040	b.l.d.	0,0110	0,0020	0,0010	0,0010	0,0020	b.l.d.	b.l.d.	0,0149	b.l.d.	b.l.d.	0,0396
<b>Total</b>	<b>102,3567</b>	<b>101,9708</b>	<b>102,4701</b>	<b>101,1823</b>	<b>102,1240</b>	<b>102,7276</b>	<b>101,8013</b>	<b>102,3555</b>	<b>102,4683</b>	<b>102,5365</b>	<b>102,1732</b>	<b>100,3692</b>	<b>100,6518</b>	<b>100,5880</b>	<b>100,8094</b>	<b>100,1867</b>	<b>100,3379</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



Análisis de GRANATE por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

% en peso	LM-9a										LM-9b						
	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223	502	501	501	501	501	501	
	72	73	74	75	76	78	79	80	81	82	83	118	119	120	122	123	124
SiO <sub>2</sub>	38,9000	39,2900	39,5800	39,0900	39,3000	38,9500	39,5900	39,5600	39,2100	39,1000	39,4100	39,5720	38,1809	37,8996	38,3138	37,7293	38,1945
TiO <sub>2</sub>	0,2623	0,2489	0,3867	0,1342	0,0288	0,0773	0,0518	0,0393	0,0267	0,2055	0,2165	0,3350	1,1914	1,3535	0,6971	1,4534	1,2404
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	b.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,1300	19,0300	18,6600	19,0300	18,9400	18,9800	18,9900	18,4600	17,9200	19,1100	19,1900	19,9470	18,5383	18,9339	20,2205	18,2853	18,2785
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0087	0,0044	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0051	b.l.d.	0,0039	b.l.d.	0,0160	0,0473	0,0037	b.l.d.	0,0546	0,0110
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,0900	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	b.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,0040	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	6,3458	5,2136	4,5390	5,3567	5,6012	5,2789	4,9185	6,0437	6,8538	5,0122	4,9788	3,9104	3,8928	3,3792	2,1362	3,8675	4,6064
FeO*	0,0000	0,1188	0,9558	0,0000	0,0000	0,0000	0,4543	0,3718	0,1829	0,0000	0,0000	2,1613	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
MnO	0,0932	0,0921	0,0888	0,0982	0,0612	0,1205	0,1050	0,1170	0,0927	0,0929	0,0801	b.l.d.	b.l.d.	0,0059	0,0266	0,0152	0,0015
NiO	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0251	b.l.d.	0,0031	0,0041	b.l.d.	b.l.d.	0,0172	b.l.d.	b.l.d.	0,0051	0,0406	b.l.d.	b.l.d.	0,0354
MgO	0,1054	0,1547	0,0905	0,1129	0,0812	0,1112	0,0711	0,0534	0,0518	0,1015	0,1720	0,0420	0,1582	0,2207	2,0737	0,2020	0,1301
CaO	36,3800	36,4000	36,2800	36,5400	36,5400	36,6500	36,5400	36,3100	36,3600	36,6800	36,6300	35,0100	36,7604	37,0584	34,0562	36,7447	36,7916
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,0080	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	b.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	b.l.d.	0,0289	0,0344	b.l.d.	b.l.d.	0,0313	b.l.d.	0,0032	0,0013	0,0083	0,0235	0,0150	0,0221	0,0024	0,0156	0,0322	0,0058
K <sub>2</sub> O	b.l.d.	0,0004	b.l.d.	0,0090	0,0014	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0016	0,0033	0,0110	0,0145	0,0004	0,9398	0,0046	0,0114
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0315	0,0264	0,0791	0,0158	b.l.d.	b.l.d.	0,0740	0,0053	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0410	0,0207	0,0633	0,0522	0,0724	0,0391
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	b.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
SO <sub>3</sub>	0,0046	b.l.d.	0,0046	0,0464	b.l.d.	0,0232	b.l.d.	0,0233	0,0185	0,0372	0,0372	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
F	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0848	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0773	b.l.d.	0,1284	b.l.d.	0,1320	b.l.d.	b.l.d.	0,0099	0,0038	b.l.d.
Cl	0,0248	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0174	b.l.d.	0,0149	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0020	0,0065	0,0038	0,0134	0,0081	b.l.d.
<b>Total</b>	<b>100,2863</b>	<b>100,6081</b>	<b>100,6989</b>	<b>100,5431</b>	<b>100,5712</b>	<b>100,2255</b>	<b>100,8137</b>	<b>101,0694</b>	<b>100,7177</b>	<b>100,4987</b>	<b>100,7414</b>	<b>101,2968</b>	<b>98,8382</b>	<b>98,9654</b>	<b>98,5550</b>	<b>98,4731</b>	<b>99,3457</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.

Número de cationes en base a 24 oxigenos por unidad de fórmula

c.p.u.f.	LM-9a											LM-9b					
	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223	502	501	501	501	501	501
	72	73	74	75	76	78	79	80	81	82	83	118	119	120	122	123	124
<b>Posiciones tetraédricas</b>																	
Si	5,9578	5,9689	6,0146	5,9553	5,9782	5,9504	6,0035	6,0072	5,9884	5,9578	5,9755	5,9773	5,9089	5,8556	5,8883	5,8695	5,8942
P	0,0041	0,0034	0,0000	0,0020	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0052	0,0027	0,0083	0,0068	0,0095	0,0051
Al	0,0381	0,0277	0,0000	0,0426	0,0218	0,0496	0,0000	0,0000	0,0116	0,0422	0,0245	0,0175	0,0884	0,1361	0,1049	0,1210	0,1007
<b>Suma</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0146</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0035</b>	<b>6,0072</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>
<b>Posiciones dodecaédricas</b>																	
Fe <sup>2+</sup>	0,0000	0,0151	0,1215	0,0000	0,0000	0,0000	0,0576	0,0472	0,0234	0,0000	0,0000	0,2730	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Mn	0,0121	0,0119	0,0000	0,0127	0,0079	0,0000	0,0135	0,0150	0,0120	0,0120	0,0103	0,0000	0,0000	0,0000	0,0035	0,0000	0,0000
Ca	5,9700	5,9249	5,9071	5,9646	5,9555	5,9991	5,9369	5,9077	5,9499	5,9884	5,9508	5,6660	6,0955	6,1348	5,6079	6,1248	6,0834
Sr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0007	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Ba	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Na+K	0,0000	0,0086	0,0101	0,0017	0,0003	0,0093	0,0000	0,0009	0,0004	0,0028	0,0075	0,0065	0,0095	0,0008	0,1889	0,0106	0,0040
<b>Suma</b>	<b>5,9821</b>	<b>5,9605</b>	<b>6,0387</b>	<b>5,9790</b>	<b>5,9637</b>	<b>6,0084</b>	<b>6,0080</b>	<b>5,9709</b>	<b>5,9856</b>	<b>6,0031</b>	<b>5,9686</b>	<b>5,9463</b>	<b>6,1050</b>	<b>6,1356</b>	<b>5,8003</b>	<b>6,1354</b>	<b>6,0873</b>
<b>Posiciones octaédricas</b>																	
Ti	0,0302	0,0284	0,0442	0,0154	0,0033	0,0089	0,0059	0,0045	0,0031	0,0236	0,0247	0,0381	0,1387	0,1573	0,0806	0,1701	0,1440
Zr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Al	3,2345	3,3795	3,3419	3,3743	3,3738	3,3678	3,3939	3,3037	3,2139	3,3896	3,4047	3,5335	3,2929	3,3117	3,5576	3,2316	3,2237
Cr	0,0011	0,0005	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0006	0,0000	0,0005	0,0000	0,0019	0,0058	0,0005	0,0000	0,0067	0,0013
Ln <sup>3+</sup>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0052	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Fe <sup>3+</sup>	0,7314	0,5960	0,5190	0,6141	0,6412	0,6069	0,5613	0,6906	0,7877	0,5747	0,5681	0,4445	0,4533	0,3929	0,2471	0,4527	0,5349
Mn	0,0000	0,0000	0,0501	0,0000	0,0000	0,0240	0,0080	0,0000	0,0000	0,0031	0,0000	0,0000	0,1050	0,1363	0,0000	0,1374	0,0875
Ni	0,0000	0,0000	0,0000	0,0031	0,0000	0,0004	0,0005	0,0000	0,0000	0,0021	0,0000	0,0000	0,0006	0,0050	0,0000	0,0000	0,0044
Mg	0,0241	0,0350	0,0205	0,0256	0,0184	0,0253	0,0161	0,0121	0,0118	0,0231	0,0389	0,0095	0,0365	0,0508	0,4751	0,0468	0,0299
P	0,0000	0,0000	0,0102	0,0000	0,0000	0,0000	0,0095	0,0007	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Nb	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
<b>Suma</b>	<b>4,0212</b>	<b>4,0395</b>	<b>3,9859</b>	<b>4,0325</b>	<b>4,0366</b>	<b>4,0332</b>	<b>3,9952</b>	<b>4,0122</b>	<b>4,0165</b>	<b>4,0166</b>	<b>4,0363</b>	<b>4,0326</b>	<b>4,0329</b>	<b>4,0545</b>	<b>4,3603</b>	<b>4,0454</b>	<b>4,0258</b>
<b>Total</b>	<b>16,0033</b>	<b>16,0000</b>	<b>16,0392</b>	<b>16,0116</b>	<b>16,0003</b>	<b>16,0416</b>	<b>16,0068</b>	<b>15,9903</b>	<b>16,0021</b>	<b>16,0197</b>	<b>16,0050</b>	<b>15,9788</b>	<b>16,1379</b>	<b>16,1901</b>	<b>16,1606</b>	<b>16,1808</b>	<b>16,1132</b>
<b>Proporciones moleculares de los componentes finales</b>																	
Almandino	0,00	0,25	2,00	0,00	0,00	0,00	0,96	0,79	0,39	0,00	0,00	4,59	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Andradita	18,44	14,99	13,44	15,40	15,97	15,27	14,19	17,29	19,68	14,50	14,30	11,17	12,08	10,60	6,49	12,27	14,23
Grosularia	80,94	83,96	84,03	83,96	83,59	84,05	84,36	81,45	79,53	84,91	84,88	84,04	87,17	88,55	85,64	86,76	85,24
Piropo	0,40	0,59	0,34	0,43	0,31	0,42	0,27	0,20	0,20	0,38	0,65	0,16	0,60	0,82	7,81	0,76	0,49
Espesartina	0,20	0,20	0,19	0,21	0,13	0,26	0,22	0,25	0,20	0,20	0,17	0,00	0,00	0,01	0,06	0,03	0,00
Uvarovita	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,05	0,15	0,01	0,00	0,18	0,04
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>
<b>Tipo</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>1</b>	<b>1</b>

Análisis de GRANATE por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

LM-9b																	
% en peso	501 125	501 126	501 128	501 129	501 130	501 131	501 132	501 133	501 135	501 136	501 137	501 138	501 139	501 140	501 141	501 144	501 149
SiO <sub>2</sub>	45,8785	38,2119	38,3918	37,9366	38,0141	37,8010	37,9983	38,0331	39,4053	38,0146	37,6969	38,1963	38,2627	38,2566	37,8008	37,7573	38,2387
TiO <sub>2</sub>	0,5879	1,1849	0,8672	1,4904	1,2571	1,0985	1,0812	0,8947	1,2235	1,4867	1,4421	1,6545	1,5938	1,6358	1,6692	1,2652	0,7799
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,9033	17,2499	17,7032	17,8822	17,6605	17,6175	18,5984	19,8917	16,4867	18,4111	18,3874	17,4000	18,9639	19,7562	18,3605	18,4684	19,8708
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.l.d.	0,0075	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0299	0,0375	0,0073	0,0225	0,0220	0,0337	b.l.d.	b.l.d.	0,0452	0,0257	b.l.d.	b.l.d.
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	1,9550	4,6541	5,6176	4,6085	4,9627	4,8806	3,8776	2,4557	4,6178	3,9748	3,7979	4,2101	2,8627	2,2577	3,7131	3,8686	2,4845
FeO*	0,3549	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0108	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
MnO	0,0179	0,0100	0,0693	0,0470	0,0512	0,0561	0,0045	0,0036	0,0319	0,0335	0,0234	0,0761	0,0130	0,0060	0,0116	0,0342	0,0138
NiO	0,0540	0,0165	b.l.d.	0,0009	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0472	0,0156	b.l.d.	b.l.d.	0,0359	0,0729	b.l.d.	0,0042	0,0635	0,0112
MgO	0,0859	0,1104	0,0885	0,0916	0,1150	0,1108	0,1061	0,1789	0,1175	0,1282	0,1311	0,1519	0,1218	0,1214	0,1261	0,1659	0,1703
CaO	42,6827	37,1273	36,6328	36,6468	36,8289	36,8266	37,0474	37,1670	37,4300	36,9638	36,9163	36,9007	37,1964	36,9011	36,6726	36,6939	36,6967
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,0451	0,0179	0,0055	0,0232	0,0078	0,0140	0,0133	0,0047	0,0134	0,0290	0,0074	0,0124	0,0167	0,0176	0,0140	0,0247	0,0171
K <sub>2</sub> O	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0216	0,0043	b.l.d.	0,0104	0,0139	0,0169	b.l.d.	0,0027	0,0051	0,0063	0,0057	0,0159
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0414	0,0638	0,0213	0,0104	0,0130	0,0160	0,0586	0,0156	0,0479	0,0703	0,0585	0,0743	0,0772	0,0267	0,0391	0,0879	0,0455
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
SO <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
F	b.l.d.	0,0185	0,0087	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0098	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0010	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0138
Cl	b.l.d.	0,0193	b.l.d.	0,0005	0,0076	0,0039	b.l.d.	0,0049	b.l.d.	0,0130	b.l.d.	b.l.d.	0,0144	b.l.d.	0,0087	b.l.d.	b.l.d.
<b>Total</b>	<b>100,6066</b>	<b>98,6920</b>	<b>99,4059</b>	<b>98,7381</b>	<b>98,9179</b>	<b>98,4765</b>	<b>98,8370</b>	<b>98,7044</b>	<b>99,4333</b>	<b>99,1609</b>	<b>98,5116</b>	<b>98,7132</b>	<b>99,1982</b>	<b>99,0294</b>	<b>98,4519</b>	<b>98,4353</b>	<b>98,3582</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.

Número de cationes en base a 24 oxigenos por unidad de fórmula

LM-9b																	
c.p.u.f.	501 125	501 126	501 128	501 129	501 130	501 131	501 132	501 133	501 135	501 136	501 137	501 138	501 139	501 140	501 141	501 144	501 149
<b>Posiciones tetraédricas</b>																	
Si	7,0162	5,9519	5,9362	5,8962	5,9069	5,9035	5,8866	5,8691	6,0824	5,8734	5,8631	5,9364	5,8878	5,8742	5,8762	5,8732	5,9094
P	0,0000	0,0084	0,0028	0,0014	0,0017	0,0021	0,0077	0,0020	0,0000	0,0092	0,0077	0,0098	0,0101	0,0035	0,0051	0,0116	0,0060
Al	0,0000	0,0397	0,0610	0,1024	0,0914	0,0944	0,1057	0,1289	0,0000	0,1174	0,1292	0,0538	0,1021	0,1223	0,1186	0,1153	0,0847
<b>Suma</b>	<b>7,0162</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0824</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>
<b>Posiciones dodecaédricas</b>																	
Fe <sup>2+</sup>	0,0454	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0014	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Mn	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Ca	6,9938	6,1962	6,0690	6,1027	6,1317	6,1623	6,1494	6,1452	6,1903	6,1191	6,1520	6,1449	6,1327	6,0710	6,1082	6,1156	6,0763
Sr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Ba	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Na+K	0,0134	0,0054	0,0016	0,0070	0,0023	0,0085	0,0048	0,0014	0,0061	0,0114	0,0056	0,0037	0,0055	0,0062	0,0055	0,0086	0,0083
<b>Suma</b>	<b>7,0526</b>	<b>6,2016</b>	<b>6,0706</b>	<b>6,1097</b>	<b>6,1340</b>	<b>6,1708</b>	<b>6,1543</b>	<b>6,1466</b>	<b>6,1978</b>	<b>6,1305</b>	<b>6,1576</b>	<b>6,1486</b>	<b>6,1382</b>	<b>6,0772</b>	<b>6,1137</b>	<b>6,1242</b>	<b>6,0846</b>
<b>Posiciones octaédricas</b>																	
Ti	0,0676	0,1388	0,1009	0,1742	0,1469	0,1290	0,1260	0,1039	0,1421	0,1728	0,1687	0,1934	0,1845	0,1889	0,1952	0,1480	0,0907
Zr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Al	1,6047	3,1270	3,1651	3,1732	3,1429	3,1483	3,2901	3,4888	2,9992	3,2351	3,2414	3,1334	3,3371	3,4529	3,2453	3,2705	3,5345
Cr	0,0000	0,0009	0,0000	0,0000	0,0000	0,0037	0,0046	0,0009	0,0027	0,0027	0,0041	0,0000	0,0000	0,0055	0,0032	0,0000	0,0000
Ln <sup>3+</sup>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Fe <sup>3+</sup>	0,2250	0,5455	0,6536	0,5390	0,5803	0,5736	0,4520	0,2852	0,5364	0,4621	0,4445	0,4924	0,3315	0,2609	0,4344	0,4528	0,2889
Mn	1,0549	0,2029	0,0797	0,1159	0,1407	0,1782	0,1549	0,1471	0,2020	0,1349	0,1607	0,1586	0,1399	0,0780	0,1152	0,1287	0,0864
Ni	0,0066	0,0021	0,0000	0,0001	0,0000	0,0000	0,0000	0,0059	0,0019	0,0000	0,0000	0,0045	0,0090	0,0000	0,0005	0,0079	0,0014
Mg	0,0196	0,0256	0,0204	0,0212	0,0266	0,0258	0,0245	0,0412	0,0270	0,0295	0,0304	0,0352	0,0279	0,0278	0,0292	0,0385	0,0392
P	0,0054	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0063	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Nb	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
<b>Suma</b>	<b>2,9838</b>	<b>4,0428</b>	<b>4,0197</b>	<b>4,0237</b>	<b>4,0375</b>	<b>4,0586</b>	<b>4,0521</b>	<b>4,0728</b>	<b>3,9176</b>	<b>4,0371</b>	<b>4,0498</b>	<b>4,0175</b>	<b>4,0300</b>	<b>4,0140</b>	<b>4,0229</b>	<b>4,0464</b>	<b>4,0411</b>
<b>Total</b>	<b>17,0526</b>	<b>16,2444</b>	<b>16,0903</b>	<b>16,1334</b>	<b>16,1715</b>	<b>16,2294</b>	<b>16,2063</b>	<b>16,2195</b>	<b>16,1978</b>	<b>16,1676</b>	<b>16,2074</b>	<b>16,1662</b>	<b>16,1682</b>	<b>16,0912</b>	<b>16,1366</b>	<b>16,1706</b>	<b>16,1257</b>
<b>Proporciones moleculares de los componentes finales</b>																	
Almandino	0,64	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Andradita	12,30	14,85	17,12	14,52	15,59	15,40	12,06	7,55	15,16	12,49	12,05	13,58	9,04	7,01	11,79	12,16	7,56
Grosularia	86,75	84,69	82,40	85,03	83,87	83,97	87,41	91,75	84,24	86,89	87,30	85,69	90,48	92,37	87,62	87,14	91,77
Piropo	0,28	0,41	0,33	0,35	0,43	0,42	0,40	0,67	0,43	0,48	0,49	0,57	0,45	0,46	0,48	0,62	0,64
Espesartina	0,03	0,02	0,15	0,10	0,11	0,12	0,01	0,01	0,07	0,07	0,05	0,16	0,03	0,01	0,02	0,07	0,03
Uvarovita	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,10	0,12	0,02	0,08	0,07	0,11	0,00	0,00	0,15	0,09	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>
<b>Tipo</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>2</b>

Análisis de GRANATE por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

LM-9b																	
% en peso	501 150	501 151	501 155	501 159	11415' 169	11415' 170	11415' 171	11415' 172	11415' 173	11415' 174	11415' 175	11415' 176	11415' 177	11415' 178	11415' 179	11415' 180	11415' 181
SiO <sub>2</sub>	37,9201	44,0707	39,9118	38,9658	39,6926	40,2958	38,9134	39,6055	39,5467	39,5255	39,6782	39,9469	39,3848	38,2545	38,5199	39,2892	39,3617
TiO <sub>2</sub>	1,1308	0,7713	1,7922	0,1903	0,1022	b.l.d.	0,2239	0,0463	0,1246	0,0627	0,0918	0,0179	0,0466	0,0703	0,2466	0,0965	0,1090
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,7936	11,3950	17,6581	20,7621	20,5350	21,9697	21,8461	21,8760	21,9842	22,3596	21,6958	22,5269	21,7951	20,9609	21,6332	21,4780	21,7003
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.l.d.	b.l.d.	0,0111	0,0339	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0747	0,0226	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0449	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	5,3248	1,6606	1,9444	2,1915	0,5094	0,0000	1,7968	1,6331	0,4709	0,0143	0,5826	0,0000	1,7925	2,5370	1,6471	2,1480	0,9809
FeO*	0,0000	0,8326	1,3130	0,0000	0,8900	0,4996	0,0000	0,1389	0,9368	1,1737	0,7812	0,7937	0,0000	0,0000	0,0000	0,0350	0,3599
MnO	0,0374	0,0101	b.l.d.	b.l.d.	0,0617	b.l.d.	0,0605	0,0203	0,0482	0,0101	0,0363	0,0465	0,0333	0,1048	0,0272	0,0654	0,0454
NiO	0,0310	b.l.d.	0,0069	0,0001	0,0459	0,0089	b.l.d.	0,0468	0,0509	b.l.d.	0,0434	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0640
MgO	0,0872	0,0921	0,1153	0,0645	0,0065	0,0270	0,0314	0,0238	0,0088	b.l.d.	0,0201	0,0418	0,0042	0,0292	0,0136	0,0107	0,0077
CaO	36,4440	40,6840	37,2323	36,8571	36,7097	36,2846	36,7208	37,1022	36,6855	36,0324	36,1571	36,5362	36,8394	36,6292	36,4727	36,4694	36,4799
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,0142	0,0431	0,0160	0,0131	0,0010	0,0301	0,0364	0,0020	0,0010	0,0059	b.l.d.	b.l.d.	0,0198	0,0547	0,0217	b.l.d.	0,0501
K <sub>2</sub> O	0,0012	0,0095	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0123	b.l.d.	0,0029	b.l.d.	0,0017	0,0037	0,0048	b.l.d.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0677	0,0611	0,0105	0,0591	0,4224	0,4263	0,3234	0,3791	0,3363	0,3691	0,3568	0,3522	0,3303	0,3540	0,3758	0,3330	0,4013
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
SO <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
F	0,0047	0,0271	0,0068	b.l.d.	0,0964	b.l.d.	0,0767	0,0962	b.l.d.	0,1727	0,2681	0,0771	0,5351	0,5891	0,3250	0,2288	0,1342
Cl	b.l.d.	0,0260	0,0153	0,0089	b.l.d.	0,0174	0,0031	0,0062	0,0123	b.l.d.	0,0082	0,0185	0,0195	0,0266	b.l.d.	0,0082	0,0092
<b>Total</b>	<b>98,8567</b>	<b>99,6833</b>	<b>100,0337</b>	<b>99,1464</b>	<b>99,0728</b>	<b>99,5594</b>	<b>100,0325</b>	<b>100,9763</b>	<b>100,2809</b>	<b>99,7609</b>	<b>99,7197</b>	<b>100,3606</b>	<b>100,8006</b>	<b>99,6569</b>	<b>99,2865</b>	<b>100,1670</b>	<b>99,7036</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



Análisis de GRANATE por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

LM-9b																	
% en peso	11415' 182	11415' 183	11415' 184	11415' 185	11415' 187	11415' 188	11415' 189	11415' 190	11415' 191	11415' 192	11415' 193	11415' 194	11415' 195	11415' 196	11415' 197	11415' 198	11415'' 200
SiO <sub>2</sub>	39,6450	39,5349	39,5671	38,4884	38,3584	39,9642	39,2910	38,9403	38,1646	39,0086	38,5914	39,3238	39,1274	39,1009	38,8000	39,9266	38,8812
TiO <sub>2</sub>	0,1031	0,0744	0,0523	0,5071	0,2034	0,0728	0,1744	0,1452	0,5229	0,1166	0,1520	0,1763	0,1880	0,0537	0,1172	0,0046	0,8348
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,2915	22,2819	22,0255	21,3488	20,9164	21,7994	21,9597	21,0494	20,8294	21,4747	21,3867	21,9581	21,7299	21,5474	21,4735	21,4943	17,4626
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0111	0,0113	b.l.d.	0,0487	0,0037	b.l.d.	0,0176	b.l.d.	0,0075	0,0113	b.l.d.	0,0226	0,0263	0,0113	b.l.d.	0,0038	0,0548
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	1,4763	1,3993	1,6172	2,3072	2,7511	0,0000	1,5145	2,4445	2,3755	2,3250	2,3831	1,5040	1,7945	2,0567	2,4606	0,5763	3,8371
FeO*	0,2284	0,0000	0,0029	0,0000	0,0000	1,1758	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,6985	1,5884
MnO	b.l.d.	0,0071	0,0394	0,0333	0,0854	0,0101	b.l.d.	0,0497	0,0457	0,0627	0,0375	0,0132	0,0596	0,0576	0,1287	0,0587	0,0464
NiO	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0228	0,0123	b.l.d.	0,0462	0,0335	0,0224	0,0148	0,0163	0,0213	b.l.d.	0,0234	b.l.d.	0,0070
MgO	0,0497	b.l.d.	0,0154	0,0227	0,0274	0,0283	0,0172	0,1381	0,0228	0,0131	0,0245	0,0220	0,0250	0,0417	0,0294	0,0077	0,1339
CaO	36,2849	35,7349	37,1779	36,8665	36,9136	36,5643	37,1979	36,6342	37,0702	36,8716	36,6927	36,8915	37,1470	37,1687	36,5624	36,0723	35,4298
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,0204	0,0187	b.l.d.	0,0050	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0380	0,0251	0,0149	b.l.d.	b.l.d.	0,0119	0,0178	0,0369	0,0158	0,0010
K <sub>2</sub> O	0,0028	0,0122	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0072	b.l.d.	0,0040	0,0080	0,0063	0,0001	0,0005	b.l.d.	b.l.d.	0,0095	0,0058	0,0219
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,3517	0,3870	0,3488	0,4080	0,3783	0,3936	0,3724	0,3330	0,3110	0,4068	0,3943	0,3954	0,3638	0,3815	0,4471	0,4307	0,2309
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
SO <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
F	0,3395	1,1218	0,0961	0,9312	0,4365	0,0767	0,4666	0,7828	0,3854	0,4970	0,5736	0,2121	0,3071	0,4782	0,5922	0,4029	0,0925
Cl	0,0091	0,0113	b.l.d.	0,0164	0,0163	0,0205	0,0240	0,0134	0,0144	0,0041	b.l.d.	0,0041	b.l.d.	b.l.d.	0,0051	0,0082	0,0080
<b>Total</b>	<b>99,8135</b>	<b>100,5948</b>	<b>100,9425</b>	<b>100,9833</b>	<b>100,1133</b>	<b>100,1252</b>	<b>101,0353</b>	<b>100,6188</b>	<b>99,8160</b>	<b>100,8351</b>	<b>100,2507</b>	<b>100,5399</b>	<b>100,8018</b>	<b>100,9155</b>	<b>100,6860</b>	<b>99,7062</b>	<b>98,6302</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



Análisis de GRANATE por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

LM-9b																	
% en peso	11415''	11415''	11415''	11415''	11415''	11415''	11415''	11415''	11415''	GS-11415	GS-11415	GS-11415	GS-11415	GS-11415	GS-11415	GS-11415	GS-11415
	203	205	206	208	209	213	215	217	219	221	222	223	224	226	227	228	229
SiO <sub>2</sub>	40,3379	39,6657	39,3137	39,2203	39,9610	39,1863	39,3446	38,9743	39,8652	40,6100	40,9100	40,3700	40,3000	40,0700	40,3800	40,2600	40,8200
TiO <sub>2</sub>	0,8604	0,5657	0,5599	0,7756	0,4460	0,7195	0,6336	0,8656	0,6718	0,0018	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0114	0,0343	0,0193	0,0139
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,5210	19,1020	18,4323	16,9869	18,8302	16,7475	18,6237	17,1966	16,3339	21,5200	22,0300	21,4400	21,7200	21,8100	21,9900	21,5500	22,4400
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0448	0,0411	0,0036	0,0486	b.l.d.	0,0223	b.l.d.	b.l.d.	0,0166	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0067	0,0157
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	1,2945	1,5759	1,9351	4,6801	2,0749	4,3423	1,4585	3,3329	4,1393	1,3374	0,6777	1,6448	1,4025	1,6559	1,0123	1,3985	0,6596
FeO*	4,5429	1,9047	2,3435	1,8556	2,2650	2,8153	2,7915	2,9423	3,7596	0,2566	0,8902	0,0000	0,0000	0,0000	0,1954	0,1517	0,0000
MnO	b.l.d.	0,0617	b.l.d.	0,0484	0,0525	0,0424	0,1271	0,0848	0,0422	0,0061	0,0629	0,0542	0,0135	0,0183	0,0318	0,0420	0,0217
NiO	0,0092	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0089	0,0335	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0387	b.l.d.	b.l.d.	0,0077	0,0017	0,0149	0,0176	0,0350
MgO	0,1397	0,0863	0,1000	0,1506	0,1258	0,1248	0,1065	0,0995	0,1020	b.l.d.	0,0009	b.l.d.	0,0075	b.l.d.	0,0083	0,0003	b.l.d.
CaO	34,3244	36,0708	35,3102	35,5243	35,9012	34,7701	34,7557	34,7005	34,3046	37,4200	37,3400	37,4200	37,6800	37,3300	37,5100	37,5400	37,6800
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,0685	b.l.d.	0,0091	0,0299	0,0030	0,0588	0,0556	0,0351	0,0749	0,0031	b.l.d.	b.l.d.	0,0332	0,0410	0,0014	b.l.d.	0,0981
K <sub>2</sub> O	0,0697	0,0015	0,0076	0,0331	0,0098	0,0129	0,0255	b.l.d.	0,0731	b.l.d.	b.l.d.	0,0015	b.l.d.	b.l.d.	0,0008	0,0022	0,0034
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1807	0,1976	0,1588	0,1829	0,2049	0,2411	0,2724	0,2545	0,3030	0,0319	0,0213	0,0584	0,0053	0,0372	0,0106	0,0212	0,0106
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
SO <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0327	b.l.d.	b.l.d.	0,0420	b.l.d.
F	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0379	0,0188	0,0739	0,0976	0,0426	0,3930	0,1067	b.l.d.	0,0036	b.l.d.	0,0838
Cl	0,0329	b.l.d.	0,0041	0,0195	0,0041	0,0100	0,0247	b.l.d.	0,0503	b.l.d.	0,0025	b.l.d.	b.l.d.	0,0125	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.
<b>Total</b>	<b>99,3818</b>	<b>99,2319</b>	<b>98,1743</b>	<b>99,5520</b>	<b>99,9284</b>	<b>99,1082</b>	<b>98,3059</b>	<b>98,5049</b>	<b>99,8160</b>	<b>101,3232</b>	<b>101,9781</b>	<b>101,3985</b>	<b>101,3091</b>	<b>100,9880</b>	<b>101,1934</b>	<b>101,0514</b>	<b>101,8818</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



Análisis de GRANATE por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

% en peso	LM-9b					LM-10							LM-13				
	GS-11415 230	GS-11415 231	GS-11415 232	GS-11415 233	GS-11415 234	19241a 235	19241a 236	19241a 237	19241a 238	19241a 239	19241a 240	19241a 241	19197 242	19197 243	19197 244	19197 245	19197 246
SiO <sub>2</sub>	39,5700	40,3300	40,9600	39,9900	39,6800	37,5340	38,0360	37,6530	37,3350	37,9570	37,6160	39,0060	39,6000	39,7000	38,9200	38,9300	38,4900
TiO <sub>2</sub>	b.l.d.	0,0025	0,0104	b.l.d.	b.l.d.	0,0760	0,1300	0,0970	0,1190	0,1300	0,3130	0,0970	0,0569	0,0326	0,0004	0,0021	b.l.d.
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,5600	21,8700	22,2400	21,6100	21,6300	19,7160	20,2240	20,1100	19,6720	19,9690	19,6180	19,7390	21,0400	21,1900	19,8400	19,4000	19,4300
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0030	0,0017	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0030	0,0110	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0008	0,0301
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,5353	1,0757	0,3137	0,8829	1,1166	4,9633	4,9377	4,6977	5,0022	4,8732	4,9010	5,4212	2,4446	1,4070	4,5787	5,2567	4,9233
FeO*	0,0000	0,0000	0,4962	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,1230	0,2503	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
MnO	0,0136	0,0359	0,0474	0,0285	0,0400	0,2690	0,2290	0,2690	0,2660	0,2210	0,2360	0,5500	0,1404	0,0622	0,2129	0,3009	0,3344
NiO	b.l.d.	b.l.d.	0,0031	b.l.d.	b.l.d.	0,0100	0,0060	0,0080	0,0560	0,0340	0,0100	0,0290	b.l.d.	0,0018	0,0060	b.l.d.	0,0159
MgO	0,0127	0,0301	b.l.d.	0,0123	0,0347	0,0660	0,0880	0,1040	0,0960	0,0940	0,0830	0,0550	0,0059	0,0162	0,0391	0,0439	b.l.d.
CaO	37,6300	37,7400	37,5900	37,7200	37,7000	35,7820	35,8680	35,8310	35,4340	35,9030	35,5650	33,4800	36,6900	37,4700	36,2100	36,3000	36,1300
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,0357	0,0291	0,0302	b.l.d.	0,0449	0,0370	0,0070	0,0200	0,0240	0,0150	b.l.d.	0,0150	0,0093	0,0551	0,0301	b.l.d.	0,0227
K <sub>2</sub> O	b.l.d.	b.l.d.	0,0149	0,0031	b.l.d.	0,0020	0,0080	b.l.d.	0,0030	0,0070	b.l.d.	0,0240	0,0017	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0082
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0530	0,0478	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0190	0,0300	0,0260	0,0250	0,0210	0,0230	b.l.d.	0,0212	b.l.d.	b.l.d.	0,0581	b.l.d.
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
SO <sub>3</sub>	0,0513	b.l.d.	0,0468	b.l.d.	b.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,0046	0,0046	0,0233	0,0185	b.l.d.
F	b.l.d.	0,0873	0,0463	b.l.d.	b.l.d.	0,4240	0,4640	0,6710	0,5453	0,5960	0,4730	0,7620	b.l.d.	0,2025	0,4057	0,5333	0,2444
Cl	0,0200	b.l.d.	0,0225	b.l.d.	0,0050	b.l.d.	b.l.d.	0,0030	b.l.d.	b.l.d.	0,0050	0,0020	b.l.d.	0,0125	b.l.d.	0,0100	0,0074
<b>Total</b>	<b>99,4846</b>	<b>101,2501</b>	<b>101,8214</b>	<b>100,2468</b>	<b>100,2512</b>	<b>98,8983</b>	<b>100,0277</b>	<b>99,4897</b>	<b>98,5775</b>	<b>99,8202</b>	<b>98,8460</b>	<b>99,3141</b>	<b>100,2649</b>	<b>100,1545</b>	<b>100,2662</b>	<b>100,8543</b>	<b>99,6364</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.

Número de cationes en base a 24 oxígenos por unidad de fórmula

c.p.u.f.	LM-9b					LM-10							LM-13				
	GS-11415 230	GS-11415 231	GS-11415 232	GS-11415 233	GS-11415 234	19241a 235	19241a 236	19241a 237	19241a 238	19241a 239	19241a 240	19241a 241	19197 242	19197 243	19197 244	19197 245	19197 246
<b>Posiciones tetraédricas</b>																	
Si	5,9970	6,0051	6,0540	6,0120	5,9751	5,8347	5,8356	5,8241	5,8287	5,8471	5,8468	6,0101	5,9795	6,0009	5,9438	5,9348	5,9232
P	0,0030	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0025	0,0039	0,0034	0,0033	0,0027	0,0030	0,0000	0,0027	0,0000	0,0000	0,0075	0,0000
Al	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0249	0,1628	0,1605	0,1725	0,1680	0,1502	0,1502	0,0000	0,0178	0,0000	0,0562	0,0577	0,0768
<b>Suma</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0051</b>	<b>6,0540</b>	<b>6,0120</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0101</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0009</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>
<b>Posiciones dodecaédricas</b>																	
Fe <sup>2+</sup>	0,0000	0,0000	0,0613	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0158	0,0316	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Mn	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0354	0,0298	0,0352	0,0352	0,0288	0,0311	0,0718	0,0180	0,0000	0,0275	0,0389	0,0436
Ca	6,1105	6,0209	5,9529	6,0760	6,0826	5,9598	5,8962	5,9383	5,9272	5,9258	5,9230	5,5272	5,9359	6,0685	5,9250	5,9293	5,9573
Sr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Ba	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Na+K	0,0105	0,0084	0,0115	0,0006	0,0131	0,0115	0,0036	0,0060	0,0079	0,0059	0,0000	0,0092	0,0031	0,0161	0,0089	0,0000	0,0084
<b>Suma</b>	<b>6,1210</b>	<b>6,0293</b>	<b>6,0257</b>	<b>6,0766</b>	<b>6,0957</b>	<b>6,0067</b>	<b>5,9296</b>	<b>5,9795</b>	<b>5,9702</b>	<b>5,9605</b>	<b>5,9541</b>	<b>5,6241</b>	<b>5,9885</b>	<b>6,0846</b>	<b>5,9615</b>	<b>5,9681</b>	<b>6,0092</b>
<b>Posiciones octaédricas</b>																	
Ti	0,0000	0,0003	0,0012	0,0000	0,0000	0,0089	0,0150	0,0113	0,0140	0,0151	0,0366	0,0112	0,0065	0,0037	0,0000	0,0002	0,0000
Zr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Al	3,8510	3,8379	3,8741	3,8290	3,8138	3,4493	3,4964	3,4935	3,4515	3,4752	3,4436	3,5845	3,7264	3,7749	3,5147	3,4279	3,4472
Cr	0,0004	0,0002	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0004	0,0013	0,0000	0,0000	0,0000	0,0001	0,0037
Ln <sup>3+</sup>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Fe <sup>3+</sup>	0,0611	0,1205	0,0349	0,0999	0,1265	0,5806	0,5701	0,5468	0,5876	0,5649	0,5732	0,6286	0,2778	0,1600	0,5262	0,6030	0,5701
Mn	0,1227	0,0339	0,0316	0,0802	0,1008	0,0067	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0926	0,0000	0,0000	0,0092
Ni	0,0000	0,0000	0,0004	0,0000	0,0000	0,0013	0,0007	0,0010	0,0070	0,0042	0,0013	0,0036	0,0000	0,0002	0,0007	0,0000	0,0020
Mg	0,0029	0,0067	0,0000	0,0028	0,0078	0,0153	0,0201	0,0240	0,0223	0,0216	0,0192	0,0126	0,0013	0,0037	0,0089	0,0100	0,0000
P	0,0038	0,0060	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Nb	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
<b>Suma</b>	<b>4,0418</b>	<b>4,0055</b>	<b>3,9421</b>	<b>4,0118</b>	<b>4,0489</b>	<b>4,0621</b>	<b>4,1023</b>	<b>4,0766</b>	<b>4,0825</b>	<b>4,0810</b>	<b>4,0743</b>	<b>4,2419</b>	<b>4,0120</b>	<b>4,0351</b>	<b>4,0506</b>	<b>4,0412</b>	<b>4,0321</b>
<b>Total</b>	<b>16,1628</b>	<b>16,0399</b>	<b>16,0218</b>	<b>16,1004</b>	<b>16,1445</b>	<b>16,0688</b>	<b>16,0319</b>	<b>16,0561</b>	<b>16,0527</b>	<b>16,0415</b>	<b>16,0284</b>	<b>15,8761</b>	<b>16,0005</b>	<b>16,1206</b>	<b>16,0121</b>	<b>16,0094</b>	<b>16,0414</b>
<b>Proporciones moleculares de los componentes finales</b>																	
Almandino	0,00	0,00	1,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,28	0,53	0,00	0,00	0,00	0,00
Andradita	1,56	3,04	0,89	2,54	3,21	14,41	14,02	13,53	14,55	13,98	14,27	14,91	6,94	4,07	13,02	14,96	14,18
Grosularia	98,35	96,76	97,99	97,35	96,58	84,75	85,14	85,48	84,49	85,17	84,88	83,27	92,21	95,74	86,37	84,22	85,00
Piropo	0,05	0,11	0,00	0,05	0,13	0,25	0,34	0,40	0,37	0,36	0,32	0,22	0,02	0,06	0,15	0,17	0,00
Espesartina	0,03	0,08	0,10	0,06	0,08	0,59	0,50	0,59	0,59	0,48	0,52	1,28	0,30	0,13	0,46	0,65	0,73
Uvarovita	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>
<b>Tipo</b>	<b>3</b>	<b>3</b>	<b>3</b>	<b>3</b>	<b>3</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>

Análisis de GRANATE por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

LM-13																	
% en peso	19197 247	19197 248	19197 249	19197 250	19197 251	19197 252	19197 253	19197 254	19197 255	19197 256	19197 257	19197 258	19197 259	19197 260	19197 261	19197 262	19197 263
SiO <sub>2</sub>	38,1000	39,4000	39,0000	39,6000	39,3100	40,0000	39,1600	39,6100	38,4300	38,1400	38,9800	38,2800	39,2800	39,6000	39,6300	39,8100	39,7200
TiO <sub>2</sub>	0,1026	0,2380	0,0354	0,0236	0,0672	0,0450	0,0124	0,0128	0,2948	0,1371	0,0041	0,0840	b.l.d.	0,0395	0,0315	0,0702	0,0436
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,4600	19,0900	21,3200	21,3900	20,9300	21,7600	21,3200	19,9200	18,4900	18,5500	19,6600	18,8400	19,5800	21,3900	21,4700	21,2700	21,2500
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0095	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0045	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0119	0,0076	b.l.d.	0,0062	b.l.d.	b.l.d.
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	6,6458	7,0793	1,2982	1,1869	1,8004	1,5781	1,3165	4,8455	6,8348	6,6681	5,0233	6,8014	4,8455	1,3876	1,4559	1,9004	1,6226
FeO*	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
MnO	0,3796	0,7791	0,0575	0,0413	0,1048	0,0636	0,0351	0,2600	0,5562	0,3486	0,3460	0,6062	0,3219	0,0718	0,0893	0,0974	0,0575
NiO	0,0121	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0056	b.l.d.	b.l.d.	0,0333	0,0018	b.l.d.	b.l.d.	0,0133	0,0031	b.l.d.	b.l.d.
MgO	0,0245	0,0492	0,0239	b.l.d.	0,0328	0,0491	0,0034	0,0013	0,0396	b.l.d.	0,0384	0,0164	0,0106	b.l.d.	0,0059	b.l.d.	0,0041
CaO	35,4500	34,8200	37,5600	37,6100	37,3800	37,2800	37,3400	36,2400	35,0800	35,5100	36,2500	35,2400	36,1500	37,7000	37,4700	37,2100	37,2800
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,0543	0,0383	0,0130	b.l.d.	0,0771	0,0102	0,0131	b.l.d.	b.l.d.	0,0189	0,0411	b.l.d.	b.l.d.	0,0208	0,0275	0,0169	0,0123
K <sub>2</sub> O	0,0039	0,0005	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0069	b.l.d.	0,0008	0,0025	0,0015	b.l.d.	0,0099	b.l.d.	b.l.d.	0,0012	b.l.d.	b.l.d.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	b.l.d.	0,0316	0,0635	b.l.d.	0,0635	0,0796	0,0105	b.l.d.	0,0106	b.l.d.	0,0212	b.l.d.	0,0317	b.l.d.	0,0212	0,0318	b.l.d.
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
SO <sub>3</sub>	0,0278	b.l.d.	b.l.d.	0,0279	0,0140	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0510	0,0185	b.l.d.	b.l.d.	0,0094	0,0559	b.l.d.	b.l.d.
F	0,3920	0,5766	0,2118	b.l.d.	b.l.d.	0,1153	0,0727	0,3428	0,5090	0,6011	0,5151	0,6465	0,2117	0,2311	0,0978	0,1045	0,1632
Cl	0,0099	0,0099	b.l.d.	0,0299	0,0324	0,0250	0,0174	b.l.d.	b.l.d.	0,0174	b.l.d.	0,0597	0,0374	0,0249	0,0449	0,0374	0,0175
<b>Total</b>	<b>99,6720</b>	<b>102,1125</b>	<b>99,5833</b>	<b>99,9096</b>	<b>99,8122</b>	<b>101,0128</b>	<b>99,3112</b>	<b>101,2332</b>	<b>100,2475</b>	<b>100,0770</b>	<b>100,8995</b>	<b>100,5960</b>	<b>100,4764</b>	<b>100,4884</b>	<b>100,4104</b>	<b>100,5486</b>	<b>100,1708</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.

Número de cationes en base a 24 oxigenos por unidad de fórmula

LM-13

c.p.u.f.	19197	19197	19197	19197	19197	19197	19197	19197	19197	19197	19197	19197	19197	19197	19197	19197	19197
	247	248	249	250	251	252	253	254	255	256	257	258	259	260	261	262	263
<b>Posiciones tetraédricas</b>																	
Si	5,9029	5,9456	5,9359	5,9878	5,9654	5,9787	5,9633	5,9798	5,9181	5,8981	5,9334	5,8898	5,9764	5,9726	5,9736	5,9899	5,9987
P	0,0000	0,0040	0,0082	0,0000	0,0082	0,0101	0,0014	0,0000	0,0014	0,0000	0,0027	0,0000	0,0041	0,0000	0,0027	0,0041	0,0000
Al	0,0971	0,0504	0,0559	0,0122	0,0265	0,0113	0,0353	0,0202	0,0805	0,1019	0,0638	0,1102	0,0196	0,0274	0,0237	0,0060	0,0013
<b>Suma</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>
<b>Posiciones dodecaédricas</b>																	
Fe <sup>2+</sup>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Mn	0,0498	0,0996	0,0000	0,0000	0,0000	0,0081	0,0000	0,0332	0,0725	0,0457	0,0446	0,0790	0,0415	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Ca	5,8847	5,6299	6,1252	6,0933	6,0778	5,9703	6,0925	5,8619	5,7882	5,8838	5,9122	5,8094	5,8931	6,0924	6,0516	5,9988	6,0325
Sr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Ba	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Na+K	0,0171	0,0113	0,0038	0,0000	0,0227	0,0043	0,0039	0,0002	0,0005	0,0060	0,0121	0,0019	0,0000	0,0061	0,0083	0,0049	0,0036
<b>Suma</b>	<b>5,9516</b>	<b>5,7408</b>	<b>6,1291</b>	<b>6,0933</b>	<b>6,1005</b>	<b>5,9826</b>	<b>6,0964</b>	<b>5,8953</b>	<b>5,8613</b>	<b>5,9354</b>	<b>5,9689</b>	<b>5,8904</b>	<b>5,9346</b>	<b>6,0984</b>	<b>6,0599</b>	<b>6,0037</b>	<b>6,0361</b>
<b>Posiciones octaédricas</b>																	
Ti	0,0120	0,0270	0,0041	0,0027	0,0077	0,0051	0,0014	0,0015	0,0341	0,0159	0,0005	0,0097	0,0000	0,0045	0,0036	0,0079	0,0050
Zr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Al	3,2736	3,3448	3,7685	3,7997	3,7169	3,8219	3,7911	3,5240	3,2754	3,2790	3,4632	3,3061	3,4915	3,7749	3,7905	3,7658	3,7811
Cr	0,0012	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0005	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0014	0,0009	0,0000	0,0007	0,0000	0,0000
Ln <sup>3+</sup>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Fe <sup>3+</sup>	0,7748	0,8039	0,1487	0,1351	0,2056	0,1775	0,1509	0,5505	0,7920	0,7760	0,5754	0,7875	0,5548	0,1575	0,1651	0,2152	0,1844
Mn	0,0000	0,0000	0,1365	0,0986	0,1140	0,0000	0,1009	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,1076	0,0713	0,0161	0,0434
Ni	0,0015	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0007	0,0000	0,0000	0,0041	0,0002	0,0000	0,0000	0,0016	0,0004	0,0000	0,0000
Mg	0,0057	0,0111	0,0054	0,0000	0,0074	0,0109	0,0008	0,0003	0,0091	0,0000	0,0087	0,0038	0,0024	0,0000	0,0013	0,0000	0,0009
P	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Nb	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
<b>Suma</b>	<b>4,0687</b>	<b>4,1867</b>	<b>4,0631</b>	<b>4,0360</b>	<b>4,0516</b>	<b>4,0154</b>	<b>4,0462</b>	<b>4,0762</b>	<b>4,1107</b>	<b>4,0751</b>	<b>4,0480</b>	<b>4,1085</b>	<b>4,0495</b>	<b>4,0461</b>	<b>4,0329</b>	<b>4,0050</b>	<b>4,0148</b>
<b>Total</b>	<b>16,0204</b>	<b>15,9275</b>	<b>16,1922</b>	<b>16,1293</b>	<b>16,1521</b>	<b>15,9980</b>	<b>16,1426</b>	<b>15,9715</b>	<b>15,9719</b>	<b>16,0105</b>	<b>16,0169</b>	<b>15,9989</b>	<b>15,9842</b>	<b>16,1445</b>	<b>16,0927</b>	<b>16,0087</b>	<b>16,0509</b>
<b>Proporciones moleculares de los componentes finales</b>																	
Almandino	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	0,00	0,00	0,00	0,00
Andradita	19,13	19,38	3,80	3,43	5,24	4,44	3,83	13,51	19,47	19,14	14,25	19,23	13,71	4,00	4,17	5,40	4,65
Grosularia	79,90	78,70	96,00	96,48	94,42	95,24	96,07	85,92	79,14	80,09	84,86	79,33	85,53	95,84	95,60	94,39	95,21
Piropo	0,10	0,19	0,09	0,00	0,12	0,18	0,01	0,00	0,15	0,00	0,15	0,06	0,04	0,00	0,02	0,00	0,02
Espesartina	0,84	1,73	0,12	0,09	0,22	0,13	0,07	0,56	1,24	0,77	0,75	1,34	0,70	0,15	0,19	0,21	0,12
Uvarovita	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>
<b>Tipo</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>2</b>

Análisis de GRANATE por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

LM-13																	
% en peso	19197 264	19197 266	19197 267	19197 268	19197 269	19197 270	19197 271	19197 272	19197 273	19197 274	19197 275	19197 279	19197 280	19197 281	19197 282	19197 283	19197 284
SiO <sub>2</sub>	40,4600	39,5200	40,0200	39,0500	40,4600	39,6400	39,3000	39,4900	39,2700	39,4100	39,4900	39,7500	38,8700	39,2300	39,0300	39,4500	39,9000
TiO <sub>2</sub>	0,0732	0,0259	0,0104	0,0665	0,0506	0,0329	0,0288	0,0021	0,0447	0,0502	0,0129	0,0152	0,0436	0,0381	0,0692	0,0360	0,0367
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,9200	20,9300	21,5600	20,8200	21,7900	21,2700	21,5100	21,1900	20,9400	21,1700	21,1200	21,4200	21,3500	21,0800	21,0000	20,8300	21,3600
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.l.d.	b.l.d.	0,0065	b.l.d.	0,0136	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0148	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0141	0,0008
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	2,4450	2,2227	1,4969	1,9337	0,9996	1,5559	1,5114	1,4781	1,9560	1,8893	1,5114	1,6114	1,9782	2,0449	1,6337	2,0893	1,4781
FeO*	0,0000	0,0000	0,1031	0,0000	0,6905	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
MnO	0,2168	0,1115	0,1130	0,0778	0,0960	0,1015	0,0751	0,0745	0,1022	0,0757	0,0879	0,0924	0,2154	0,0872	0,0298	0,0717	0,0576
NiO	0,0073	0,0189	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0120	0,0093	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0044	0,0017	0,0042	0,0035	b.l.d.	0,0077	b.l.d.
MgO	0,0148	b.l.d.	0,0096	b.l.d.	b.l.d.	0,0357	0,0134	b.l.d.	0,0093	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0288	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0273
CaO	36,5500	37,4400	37,0100	37,3700	37,1400	37,2800	37,4100	37,3500	37,6200	37,5600	37,4800	37,2500	37,1900	37,3000	36,9500	37,2900	37,6800
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,0063	0,0265	0,0291	0,0042	0,0325	b.l.d.	b.l.d.	0,0227	b.l.d.	0,0129	0,0027	0,0213	0,0223	0,0039	0,0193	b.l.d.	0,0332
K <sub>2</sub> O	0,0015	b.l.d.	0,0014	0,0100	0,0007	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0009	0,0016	b.l.d.	b.l.d.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0319	0,0212	0,0637	0,0476	0,0425	0,0424	0,0742	0,0318	0,0740	0,0265	b.l.d.	b.l.d.	0,0103	0,0053	0,0371	b.l.d.	b.l.d.
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
SO <sub>3</sub>	b.l.d.	0,0185	b.l.d.	b.l.d.	0,0046	b.l.d.	0,0327	0,0140	0,0372	b.l.d.	b.l.d.	0,0186	b.l.d.	b.l.d.	0,0094	b.l.d.	0,0046
F	0,5066	0,5987	0,0533	0,0745	b.l.d.	0,0054	0,1793	b.l.d.	0,1190	0,2851	0,1103	0,0655	0,4915	0,2583	0,3755	b.l.d.	0,2009
Cl	0,0200	0,0299	b.l.d.	0,0100	b.l.d.	0,0150	0,0050	0,0075	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0050	0,0349	0,0225
<b>Total</b>	<b>102,2534</b>	<b>100,9638</b>	<b>100,4770</b>	<b>99,4643</b>	<b>101,3207</b>	<b>99,9908</b>	<b>100,1492</b>	<b>99,6607</b>	<b>100,1724</b>	<b>100,4945</b>	<b>99,8196</b>	<b>100,2461</b>	<b>100,2043</b>	<b>100,0521</b>	<b>99,1606</b>	<b>99,8237</b>	<b>100,8017</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



Análisis de GRANATE por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

<b>LM-13</b>		
% en peso	<b>19197</b>	<b>19197</b>
	<b>285</b>	<b>286</b>
SiO <sub>2</sub>	40,2300	39,4100
TiO <sub>2</sub>	0,0277	0,0145
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,6400	21,5200
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.l.d.	0,0069
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	1,0787	1,2730
FeO*	0,1636	0,0000
MnO	0,0556	0,0542
NiO	b.l.d.	0,0149
MgO	0,0130	0,0121
CaO	37,4700	37,5500
SrO	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	b.l.d.	0,0148
K <sub>2</sub> O	0,0027	b.l.d.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0319	b.l.d.
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.
SO <sub>3</sub>	0,0234	0,0233
F	b.l.d.	0,1158
Cl	b.l.d.	0,0275
<b>Total</b>	<b>100,7366</b>	<b>100,0370</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.

Número de cationes en base a 24 oxígenos por unidad de fórmula

**LM-13**

c.p.u.f.	19197	19197
	<b>285</b>	<b>286</b>

Posiciones tetraédricas		
Si	6,0196	5,9616
P	0,0000	0,0000
Al	0,0000	0,0384
<b>Suma</b>	<b>6,0196</b>	<b>6,0000</b>

Posiciones dodecaédricas		
Fe <sup>2+</sup>	0,0205	0,0000
Mn	0,0000	0,0000
Ca	6,0073	6,0861
Sr	0,0000	0,0000
Ba	0,0000	0,0000
Na+K	0,0005	0,0043
<b>Suma</b>	<b>6,0282</b>	<b>6,0905</b>

Posiciones octaédricas		
Ti	0,0031	0,0016
Zr	0,0000	0,0000
Al	3,8162	3,7983
Cr	0,0000	0,0008
Ln <sup>3+</sup>	0,0000	0,0000
Fe <sup>3+</sup>	0,1215	0,1449
Mn	0,0353	0,0974
Ni	0,0000	0,0018
Mg	0,0029	0,0027
P	0,0040	0,0000
Nb	0,0000	0,0000
<b>Suma</b>	<b>3,9830</b>	<b>4,0477</b>

<b>Total</b>	<b>16,0309</b>	<b>16,1382</b>
--------------	----------------	----------------

Proporciones moleculares de los componentes finales

Almandino	0,34	0,00
Andradita	3,08	3,67
Grosularia	96,41	96,15
Piropo	0,05	0,04
Espesartina	0,12	0,11
Uvarovita	0,00	0,02
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

<b>Tipo</b>	<b>2</b>	<b>2</b>
-------------	----------	----------

**Análisis de GRANATE por microsonda electrónica en muestras del ortogneis biotítico-granatífero de la Loma Marcelo**

LM-9a													
% en peso	19215 84	19215 86	19215 88	19215 92	19215 98	19215 100	19215 101	19215 102	19215 104	19215 105	19215 109	19215 112	19215 115
SiO <sub>2</sub>	37,3900	37,2800	37,6500	37,4800	37,2500	37,8200	37,5200	36,9600	37,5800	37,6600	37,6300	37,4900	37,6200
TiO <sub>2</sub>	0,0192	0,0300	0,0393	0,0636	0,0294	0,0396	0,0438	0,0157	0,0333	0,0429	0,0295	0,0468	0,0030
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,1800	21,3900	21,4500	21,2900	20,9600	21,3100	21,3400	21,2200	21,2200	21,4600	21,7100	21,3300	21,1300
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0006	0,0118	b.l.d.	0,0023	0,0002	0,0118	b.l.d.	0,0062	b.l.d.	0,0149	b.l.d.	0,0236	0,0159
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	1,8819	1,4196	0,8229	1,3411	1,5400	0,3566	0,9790	0,5496	1,0303	0,6888	0,3297	0,8103	0,9543
FeO*	35,7267	35,8626	36,4295	36,0432	35,7543	36,8491	36,5091	36,1954	36,5429	36,7802	36,7333	36,5508	36,3913
MnO	1,2523	1,2749	1,2900	1,2660	1,2759	1,3200	1,2671	1,1903	1,3200	1,2062	1,2785	1,2551	1,2839
NiO	0,0042	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0341	b.l.d.	b.l.d.	0,0137	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0110	0,0128
MgO	3,1900	3,2400	3,1800	3,2800	3,2000	3,0800	3,1200	2,7600	3,0000	3,0800	3,0100	3,1000	3,1600
CaO	1,2622	1,2597	1,2386	1,2339	1,3082	1,2132	1,2209	1,3160	1,1898	1,1838	1,2872	1,2464	1,3592
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	b.l.d.	0,0019	0,0179	0,0227	0,0125	0,0146	b.l.d.	0,0319	0,0247	0,0167	0,0156	b.l.d.	b.l.d.
K <sub>2</sub> O	0,0008	b.l.d.	0,0057	b.l.d.	0,0063	0,0032	0,0032	0,0035	b.l.d.	0,0100	b.l.d.	0,0026	b.l.d.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0171	b.l.d.	0,0114	b.l.d.	b.l.d.	0,0398	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0227	b.l.d.	b.l.d.	0,0398
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
SO <sub>3</sub>	b.l.d.	b.l.d.	0,0049	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0147	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0343	0,0343	0,0294
F	0,1095	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0081	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.
Cl	0,0208	0,0260	b.l.d.	0,0078	0,0156	0,0156	0,0078	b.l.d.	0,0494	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0338
<b>Total</b>	<b>102,0552</b>	<b>101,7965</b>	<b>102,1402</b>	<b>102,0307</b>	<b>101,3865</b>	<b>102,0735</b>	<b>102,0256</b>	<b>100,2705</b>	<b>101,9904</b>	<b>102,1662</b>	<b>102,0581</b>	<b>101,9010</b>	<b>102,0334</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.





## **Anexo 2**

# **Análisis de PIROXENO por microsonda electrónica**

## Análisis de PIROXENO por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

LM-4														
% en peso	11412c' 1	11412c' 2	11412c' 3	11412c' 4	11412c' 5	11412c' 6	11412c' 7	11412c' 8	11412c' 9	11412c' 10	11412c' 11	11412c' 12	11412c' 13	11412c' 14
SiO <sub>2</sub>	52,7810	52,4040	52,8050	53,0430	51,2640	50,9980	52,5820	52,7750	52,7870	52,2130	51,6510	54,5297	54,0578	53,4428
TiO <sub>2</sub>	b.l.d.	b.l.d.	0,1650	b.l.d.	0,2610	0,1440	b.l.d.	b.l.d.	0,0950	b.l.d.	b.l.d.	0,0354	b.l.d.	0,0142
ZrO <sub>2</sub>	0,0430	b.l.d.	0,0070	0,0430	b.l.d.	b.l.d.	0,0070	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0070	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,2530	0,3210	0,5810	0,3140	1,7060	1,2310	0,4090	0,6970	0,9060	0,3330	0,8120	0,3428	0,2709	1,2927
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0110	0,0060	b.l.d.	0,0040	0,0210	b.l.d.	b.l.d.	0,0210	0,0240	0,0380	0,0130	b.l.d.	0,0104	b.l.d.
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0490	b.l.d.	b.l.d.	0,1170	b.l.d.	0,0300	b.l.d.	b.l.d.	0,0610	0,1020	b.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0790	0,0450	0,0570	0,0150	0,0300	0,0790	0,0620	0,0090	0,0660	0,0360	b.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.l.d.	0,0770	0,0550	b.l.d.	0,0430	0,0780	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0310	b.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,5877	1,9664	1,1761	1,4634	1,3341	2,2162	1,1652	1,0432	0,8576	2,2236	1,7810	0,0000	0,0000	0,0000
FeO*	7,9162	6,4046	6,9968	5,0232	6,1095	4,6398	8,5495	6,2923	6,1033	6,1802	6,5655	6,4875	8,2883	7,8568
MnO	0,2920	0,4500	0,2940	0,4550	0,2500	0,2460	0,2880	0,2310	0,2590	0,2560	0,3120	0,2711	0,2310	0,2643
NiO	0,0200	0,0210	0,0010	0,0370	0,0010	0,0230	0,0080	0,0170	0,0350	b.l.d.	0,0050	0,0096	0,0251	0,1186
MgO	12,7430	13,1500	13,0730	14,3050	12,9510	13,5940	12,4150	13,6850	13,7810	13,1730	12,5740	14,2536	13,0160	12,9782
CaO	25,0060	24,9260	24,9610	24,9300	24,8380	24,8790	24,5800	24,8020	24,9610	25,0460	25,0020	24,1474	24,0638	23,6520
SrO	0,0160	b.l.d.	b.l.d.	0,0280	0,0160	0,0080	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0200	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0660	0,0660	0,0440	0,0660	0,1100	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,0210	0,0590	0,0430	0,0820	0,0330	0,0090	0,0530	0,0210	0,0480	0,0260	0,0880	0,0627	0,0529	0,0607
K <sub>2</sub> O	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0170	0,0020	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0030	0,0018	b.l.d.	0,0211
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0130	0,0310	0,0140	0,0280	0,0190	b.l.d.	b.l.d.	0,0270	b.l.d.	0,0100	b.l.d.	0,1362	0,1924	0,2206
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	b.l.d.	0,0240	b.l.d.	0,0120	b.l.d.	0,0060	b.l.d.	0,0060	0,0120	b.l.d.	b.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.
SO <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
F	0,0190	0,0450	0,1380	0,0330	0,0130	0,0060	0,0320	0,0720	0,0130	0,0780	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.
Cl	b.l.d.	0,0250	0,0110	0,0030	0,0020	0,0010	0,0050	0,0160	0,0010	0,0140	0,0010	0,0358	b.l.d.	0,0664
<b>Total</b>	<b>99,8499</b>	<b>99,9550</b>	<b>100,3778</b>	<b>100,0016</b>	<b>98,9747</b>	<b>98,2340</b>	<b>100,2217</b>	<b>99,8245</b>	<b>100,0099</b>	<b>99,7598</b>	<b>98,8344</b>	<b>100,3136</b>	<b>100,2086</b>	<b>99,9884</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



## Análisis de PIROXENO por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

LM-4														
% en peso	11412c' 15	11412c' 16	11412c' 17	11412c' 18	11412c' 19	11412c' 20	11412c' 22	11412c' 23	11412c' 24	11412c' 25	11412c' 26	11412c' 27	11412c' 32	11412c' 33
SiO <sub>2</sub>	53,5233	54,5278	54,3485	53,3323	54,1055	54,4253	54,5504	54,2153	54,1074	54,1913	54,1664	54,9065	54,0481	53,2779
TiO <sub>2</sub>	0,1406	0,0084	0,0052	0,0812	b.l.d.	b.l.d.	0,0274	0,0188	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0154	0,0203
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,4276	0,3608	0,1807	1,5450	0,2767	0,2205	0,1399	0,2737	0,2414	0,1487	0,1896	0,3484	0,3528	0,7600
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0258	0,0037	0,0147	b.l.d.	b.l.d.	0,0259	0,0373	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0074	b.l.d.	0,0148	0,0331
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
FeO*	7,1969	6,6665	7,6722	5,9311	8,0952	6,9679	6,3624	6,8918	7,2855	8,0425	7,4388	7,1133	8,0489	8,4936
MnO	0,1705	0,3419	0,2216	0,3176	0,1733	0,3079	0,2399	0,2479	0,2433	0,2974	0,2354	0,3096	0,2839	0,3003
NiO	0,0206	0,0567	0,0471	b.l.d.	0,0661	0,0241	0,0048	0,0015	b.l.d.	b.l.d.	0,0172	0,0070	0,0070	b.l.d.
MgO	13,3907	14,0179	13,3158	14,1215	13,0797	13,8069	14,2015	13,7027	13,9603	12,5719	13,4646	13,7562	13,1246	12,5104
CaO	23,8851	23,9804	23,9450	24,1398	23,8730	23,8904	24,0528	24,0235	24,1192	23,7838	23,6344	23,2962	24,1031	23,4794
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,0329	0,0568	0,0321	0,0267	0,0533	0,0400	0,0599	0,0294	0,0561	0,0799	0,0582	0,0928	0,0594	0,1283
K <sub>2</sub> O	b.l.d.	b.l.d.	0,0076	0,0080	0,0019	b.l.d.	0,0077	0,0005	0,0116	b.l.d.	b.l.d.	0,0272	b.l.d.	b.l.d.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,2048	0,1651	0,1467	0,1636	0,1756	0,1634	0,0713	0,1522	0,1632	0,1243	0,1517	0,1447	0,1633	0,2387
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
SO <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
F	b.l.d.	0,0353	b.l.d.	0,0885	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0173	b.l.d.	0,0526	0,0351	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.
Cl	0,0157	0,0063	0,0094	0,0042	b.l.d.	b.l.d.	0,0169	b.l.d.	0,0196	0,0115	0,0273	0,0021	b.l.d.	0,0084
<b>Total</b>	<b>100,0345</b>	<b>100,2276</b>	<b>99,9466</b>	<b>99,7595</b>	<b>99,9003</b>	<b>99,8723</b>	<b>99,7722</b>	<b>99,5746</b>	<b>100,2076</b>	<b>99,3039</b>	<b>99,4261</b>	<b>100,0040</b>	<b>100,2213</b>	<b>99,2504</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



## Análisis de PIROXENO por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

LM-4														
% en peso	11412c' 34	11412c' 35	11412c' 36	11412c' 37	11412c' 38	11412c' 39	11412c' 40	11412c' 41	11412c' 42	11412c' 43	11412c' 44	11412c' 45	11412c' 46	11412c' 47
SiO <sub>2</sub>	54,2312	54,0021	53,9807	54,1518	53,8428	54,1504	53,6442	51,2148	53,8473	54,2936	54,3708	54,7575	54,7414	54,3432
TiO <sub>2</sub>	0,0252	0,0166	0,0525	0,0091	0,0185	0,0135	0,0183	0,0132	0,0321	0,0032	0,0076	0,0073	0,0019	0,0499
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,3535	0,2797	0,3660	0,4232	0,9343	0,2822	0,5084	6,2506	0,6953	0,1921	0,3370	0,1832	0,1211	0,8371
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0110	0,0185	0,0069	b.l.d.	0,0333	0,0147	b.l.d.	b.l.d.	0,0037	0,0147	b.l.d.	b.l.d.	0,0111	0,0346
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
FeO*	8,5585	8,5277	8,6078	7,7624	7,5552	9,5142	8,7399	7,9822	7,5280	7,9494	6,9510	6,6495	5,8941	7,0667
MnO	0,2232	0,2815	0,2528	0,2400	0,2021	0,2249	0,2763	0,1620	0,1901	0,2336	0,3360	0,2681	0,2439	0,2236
NiO	0,0479	0,0117	b.l.d.	b.l.d.	0,0130	0,0108	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0165	0,0240	0,0616	0,1039
MgO	12,7496	12,5992	12,5780	13,3377	13,4064	11,9296	12,6873	11,7633	13,3219	13,1783	13,5762	14,0432	14,5979	13,8517
CaO	23,4526	23,5516	23,6858	24,0264	23,8734	23,5382	22,0951	22,3549	23,8722	23,8804	23,9372	23,8072	24,0302	23,7868
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,0940	0,0508	0,0880	0,0663	0,0743	0,1177	0,0890	0,1357	0,0703	0,0653	0,0776	0,0605	0,0842	0,0457
K <sub>2</sub> O	b.l.d.	0,0095	b.l.d.	0,0161	0,0087	b.l.d.	0,0358	0,0131	0,0002	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,2221	0,1793	0,2201	0,1322	0,1921	0,1576	0,2102	0,2425	0,1952	0,1895	0,1582	0,2426	0,1309	0,1167
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
SO <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
F	0,0695	0,0350	0,0488	0,0350	b.l.d.	0,0695	b.l.d.	0,0864	b.l.d.	0,0175	b.l.d.	0,0495	0,2653	b.l.d.
Cl	0,0052	0,0231	0,0098	0,0210	0,0053	0,0073	0,0157	0,0220	0,0137	0,0115	0,0265	0,0049	b.l.d.	b.l.d.
<b>Total</b>	<b>100,0435</b>	<b>99,5863</b>	<b>99,8972</b>	<b>100,2212</b>	<b>100,1594</b>	<b>100,0306</b>	<b>98,3202</b>	<b>100,2407</b>	<b>99,7700</b>	<b>100,0291</b>	<b>99,7946</b>	<b>100,0975</b>	<b>100,1836</b>	<b>100,4599</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



**Análisis de PIROXENO por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo**

LM-4														
% en peso	11412c' 48	11412c' 49	11412c' 50	11412c' 51	11412c' 52	11412c' 53	11412c' 54	11412c' 55	11412c' 57	11412c' 58	11412c' 59	11412c' 60	11412c' 61	11412c' 62
SiO <sub>2</sub>	54,1577	54,1027	54,2263	54,2410	53,4076	53,7217	53,8529	53,8895	54,1102	54,1317	53,8981	53,5934	53,5271	53,7924
TiO <sub>2</sub>	0,0485	0,0199	0,0163	0,0122	b.l.d.	0,0192	0,0700	0,0502	0,0413	0,0197	0,0417	0,0665	0,0040	0,0163
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,6457	0,7278	0,1733	0,1479	0,2491	0,8381	0,3712	0,9204	0,6544	0,2397	1,4778	0,7749	0,5729	0,2268
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0370	0,0333	0,0406	0,0442	b.l.d.	0,0276	b.l.d.	0,0222	b.l.d.	0,0443	0,0186	0,0296	0,0037	b.l.d.
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
FeO*	6,9431	7,1721	8,1506	8,6517	8,1556	7,9442	7,9743	7,6415	7,0676	8,2827	6,6877	6,9331	7,4340	7,9101
MnO	0,2470	0,2151	0,2693	0,1966	0,2398	0,2365	0,3036	0,1820	0,1580	0,1787	0,2557	0,2071	0,2240	0,2939
NiO	b.l.d.	b.l.d.	0,0194	0,0286	0,0310	b.l.d.	0,0003	b.l.d.	0,0058	0,0025	0,0217	0,0197	b.l.d.	b.l.d.
MgO	13,9112	13,6696	12,9303	12,9297	12,7953	12,8714	13,0287	12,9293	13,6622	12,8104	13,5155	13,7716	13,6868	13,0033
CaO	24,0575	23,9675	23,8446	23,7461	22,9780	23,7162	24,0643	23,8484	23,8510	23,9850	23,7911	24,4398	24,1943	24,2548
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,0398	0,0939	0,0617	0,0304	0,0938	0,1130	0,0585	0,0724	0,0529	0,0384	0,1179	0,0868	0,0701	0,0505
K <sub>2</sub> O	b.l.d.	b.l.d.	0,0008	b.l.d.	0,0333	b.l.d.	0,0060	b.l.d.	b.l.d.	0,0104	0,0078	0,0064	0,0263	b.l.d.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1519	0,1735	0,1966	0,1438	0,2073	0,2394	0,1994	0,1868	0,1406	0,1760	0,1997	0,1599	0,1076	0,1115
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
SO <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
F	0,0352	0,1405	0,1400	b.l.d.	b.l.d.	0,0981	b.l.d.	0,1228	b.l.d.	0,0874	0,0708	0,0176	0,1403	0,0352
Cl	0,0010	b.l.d.	0,0115	b.l.d.	0,0063	0,0078	0,0178	0,0315	0,0147	0,0063	0,0211	0,0220	0,0147	0,0126
<b>Total</b>	<b>100,2756</b>	<b>100,3159</b>	<b>100,0813</b>	<b>100,1722</b>	<b>98,1971</b>	<b>99,8332</b>	<b>99,9470</b>	<b>99,8970</b>	<b>99,7587</b>	<b>100,0132</b>	<b>100,1252</b>	<b>100,1284</b>	<b>100,0058</b>	<b>99,7074</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



## Análisis de PIROXENO por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

LM-4														
% en peso	11412c' 63	11412c' 64	11412c' 65	11412c' 66	11412c' 67	11412c' 68	11412c' 69	11412c' 70	11412c' 71	11412c' 72	11412c' 73	11412c' 74	11412c' 75	11412c' 76
SiO <sub>2</sub>	53,2064	52,9062	53,9360	53,3201	53,3388	50,3275	53,2587	53,3073	53,3543	54,0014	53,9755	54,0172	53,6404	54,3498
TiO <sub>2</sub>	0,0714	0,0733	0,0267	0,0261	0,0869	0,0350	0,0281	0,0100	0,0340	0,0921	0,0010	b.l.d.	0,0110	0,0230
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,7344	1,4467	0,2914	0,8197	0,7622	6,6692	0,0298	0,2727	0,8657	0,7666	0,2919	0,1907	0,1844	0,3031
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.l.d.	b.l.d.	0,0259	0,0668	0,0074	0,0594	b.l.d.	0,0444	b.l.d.	0,0334	0,0297	0,0590	b.l.d.	b.l.d.
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
FeO*	7,2560	7,2845	6,7163	6,8232	6,5309	6,3513	7,6912	7,7397	7,1705	6,5111	7,7594	8,9847	8,8966	8,3432
MnO	0,2987	0,2260	0,1911	0,1804	0,2563	0,1472	1,7516	0,3097	0,1496	0,1795	0,2613	0,3468	0,3361	0,2902
NiO	0,0851	0,0253	0,0567	0,0052	0,0225	b.l.d.	b.l.d.	0,0482	b.l.d.	b.l.d.	0,0169	0,0221	b.l.d.	0,0165
MgO	13,2468	13,3607	13,5774	13,7444	13,6618	12,9106	12,1177	12,9220	13,6410	13,9709	12,9533	12,1073	12,1942	12,9352
CaO	24,0862	24,3137	24,1822	24,5406	24,4722	22,7333	24,4326	24,2134	24,4317	23,9630	24,0474	23,8262	23,7881	24,0054
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,1219	0,0834	0,0529	0,0820	0,0440	0,0881	0,0388	0,0767	0,0599	0,0508	0,0394	0,0899	0,1080	0,0223
K <sub>2</sub> O	0,0215	0,0194	b.l.d.	0,0008	0,0158	0,0297	0,0250	0,0020	b.l.d.	b.l.d.	0,0040	b.l.d.	0,0015	b.l.d.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0397	0,1099	0,0833	0,1360	0,0268	0,1036	0,1273	0,1175	0,1424	0,2009	0,2009	0,2214	0,1909	0,1758
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
SO <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
F	b.l.d.	0,0353	b.l.d.	b.l.d.	0,0178	b.l.d.	0,0713	b.l.d.	0,0988	0,1414	0,0881	b.l.d.	0,0872	0,0702
Cl	0,0579	0,0484	b.l.d.	0,0095	0,0158	0,0169	b.l.d.	0,0220	b.l.d.	0,0095	0,0169	0,0063	0,0136	b.l.d.
<b>Total</b>	<b>99,2260</b>	<b>99,9328</b>	<b>99,1399</b>	<b>99,7548</b>	<b>99,2592</b>	<b>99,4718</b>	<b>99,5721</b>	<b>99,0856</b>	<b>99,9479</b>	<b>99,9206</b>	<b>99,6857</b>	<b>99,8716</b>	<b>99,4520</b>	<b>100,5347</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



## Análisis de PIROXENO por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

LM-4														
% en peso	11412c' 77	11412c' 78	11412c' 79	11412c' 80	11412c' 81	11412c' 82	11412c' 83	11412c' 84	11412c' 85	11412c' 86	11412c' 87	11412c' 88	11412c' 89	11412c' 90
SiO <sub>2</sub>	54,0396	54,2934	53,9917	54,3748	54,5570	54,4394	53,7764	54,7822	54,2181	53,4710	54,0312	53,7145	54,0518	54,1719
TiO <sub>2</sub>	0,0430	0,0444	b.l.d.	0,0422	b.l.d.	0,0234	0,0444	b.l.d.	0,0580	0,0219	b.l.d.	0,0217	0,0005	0,0374
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,7192	0,2928	0,2146	0,3495	0,1995	0,4953	0,4686	0,1113	0,6405	0,3034	0,2291	0,3100	0,2579	0,3737
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0222	0,0443	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0443	0,0184	0,0222	b.l.d.
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
FeO*	7,6318	8,2134	8,0155	7,4765	7,8808	7,4875	6,9007	6,3705	6,4568	8,7597	7,9132	9,8406	8,5866	7,0040
MnO	0,2364	0,2091	0,2180	0,2927	0,2468	0,1949	0,1977	0,2918	0,2009	0,2155	0,1446	0,2368	0,2457	0,1849
NiO	0,0123	b.l.d.	b.l.d.	0,0465	b.l.d.	0,0867	b.l.d.	0,0409	0,0737	b.l.d.	0,0109	b.l.d.	0,0048	b.l.d.
MgO	13,3397	13,0731	13,1265	13,3752	13,2358	13,5704	13,2472	14,4244	13,8223	12,6374	13,1681	11,9615	12,6980	13,7470
CaO	24,0197	24,1315	23,8838	23,7900	23,9874	24,0960	24,2143	24,5176	24,2637	24,1090	24,1507	23,8007	24,1018	24,2617
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,0975	0,0556	0,0858	0,0281	0,0663	0,0321	0,0741	0,0688	0,0549	0,0724	0,0845	0,0668	0,0631	0,0893
K <sub>2</sub> O	0,0077	b.l.d.	0,0005	0,0012	0,0008	0,0088	0,0068	b.l.d.	0,0066	0,0089	b.l.d.	0,0046	0,0039	0,0155
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1874	0,2061	0,1876	0,1816	0,1647	0,1339	0,1697	0,1764	0,1848	0,1200	0,1929	0,1943	0,1508	0,1685
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
SO <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
F	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,1049	0,0525	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.
Cl	0,0336	0,0042	0,0094	b.l.d.	0,0155	0,0178	b.l.d.	0,0063	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0073	0,0189	0,0169
<b>Total</b>	<b>100,3901</b>	<b>100,5679</b>	<b>99,7334</b>	<b>99,9583</b>	<b>100,3546</b>	<b>100,5862</b>	<b>99,0999</b>	<b>100,7902</b>	<b>99,9803</b>	<b>99,8241</b>	<b>100,0220</b>	<b>100,1772</b>	<b>100,2060</b>	<b>100,0708</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



## Análisis de PIROXENO por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

LM-4														
% en peso	11412c' 91	11412c' 92	11412c' 93	11412c' 94	11412c' 95	11412c' 96	11412c' 97	11412c' 98	11412c' 99	11412c' 100	11412c' 101	11412c' 102	11412c' 103	11412c' 104
SiO <sub>2</sub>	54,5605	54,1510	53,8897	53,8540	54,1386	54,2432	54,4206	54,3680	54,7342	53,8441	53,9061	54,1688	54,6471	54,3722
TiO <sub>2</sub>	b.l.d.	0,0014	0,0249	0,0314	0,0459	0,0090	0,0294	0,0186	0,0852	0,0094	b.l.d.	0,0155	0,0094	b.l.d.
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,2298	0,3543	0,6922	0,2378	0,7729	0,4004	0,2047	0,6243	0,5738	0,5157	0,2785	0,2402	0,1855	0,2396
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0556	b.l.d.	b.l.d.	0,0851	0,0186	0,0074	0,0370	b.l.d.	0,0742	0,0629	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0705
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
FeO*	8,1695	7,4983	6,9543	8,1584	6,9002	7,8289	7,9868	6,8390	6,9500	7,9078	7,7411	8,1354	5,6936	7,7455
MnO	0,2964	0,2546	0,2353	0,2878	0,2644	0,2178	0,2417	0,1324	0,1542	0,3261	0,2370	0,1900	0,2727	0,3017
NiO	b.l.d.	0,0369	0,0528	0,0022	0,0216	b.l.d.	0,0016	b.l.d.	b.l.d.	0,0121	0,0450	b.l.d.	0,0190	0,0315
MgO	13,3100	13,3082	13,4093	13,1840	13,8705	13,5382	13,3068	13,7104	14,0944	13,1151	13,2842	13,2596	14,5108	13,3811
CaO	24,0505	24,3188	24,0507	24,2382	24,3275	24,1363	24,1016	24,3180	24,2633	24,1005	24,0311	24,4759	24,5425	23,5749
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,0375	0,0895	0,1014	0,0719	0,0800	0,0898	0,0505	0,0781	0,0509	0,0515	0,0831	0,0707	0,0859	0,0545
K <sub>2</sub> O	0,0079	b.l.d.	0,0032	0,0135	b.l.d.	0,0064	b.l.d.	0,0163	0,0099	b.l.d.	b.l.d.	0,0141	0,0012	0,0264
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,2079	0,1964	0,2069	0,1519	0,1763	0,1715	0,1700	0,1743	0,1763	0,1811	0,1904	0,1826	0,1862	0,1774
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
SO <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
F	b.l.d.	0,1056	0,0884	0,1228	0,0177	b.l.d.	b.l.d.	0,0708	b.l.d.	0,0879	b.l.d.	0,0701	0,1065	b.l.d.
Cl	0,0411	0,0179	0,0316	0,0095	0,0695	b.l.d.	0,0095	0,0116	0,0011	0,0263	b.l.d.	0,0010	0,0073	0,0021
<b>Total</b>	<b>100,9667</b>	<b>100,3329</b>	<b>99,7407</b>	<b>100,4485</b>	<b>100,7037</b>	<b>100,6489</b>	<b>100,5602</b>	<b>100,3618</b>	<b>101,1675</b>	<b>100,2405</b>	<b>99,7965</b>	<b>100,8239</b>	<b>100,2677</b>	<b>99,9774</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



## Análisis de PIROXENO por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

% en peso	LM-4	LM-9a											LM-9b	
	11412c' 105	19223 106	19223 107	19223 108	19223 109	19223 110	19223 111	19223 112	19223 113	19223 114	19223 115	19223 116	501 117	501 118
SiO <sub>2</sub>	54,9389	53,8600	53,1700	53,4800	53,5200	53,9500	52,8800	52,9600	53,2700	53,3000	52,9400	53,1900	49,4650	49,9130
TiO <sub>2</sub>	0,0021	0,0138	b.l.d.	0,0148	0,0061	0,0243	0,0127	0,0238	b.l.d.	0,0071	0,0161	0,1312	0,0990	0,1150
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	b.l.d.	0,1500
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,1179	0,2799	0,2548	0,4315	0,2278	0,3159	0,3154	0,2600	0,1872	0,4800	0,0555	1,2354	2,3720	1,9490
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.l.d.	0,0012	b.l.d.	0,0535	0,0044	0,0208	0,0041	0,0155	b.l.d.	0,0096	0,0213	0,0636	0,0100	0,0320
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,1130	0,0550
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	b.l.d.	0,0940
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,0070	0,1170
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,0000	1,4591	2,1869	2,0411	1,6108	1,3173	2,0153	2,0740	0,7695	2,8721	1,4772	0,9442	1,8765	2,0233
FeO*	6,6659	6,0970	6,0822	5,8434	5,1006	5,1547	8,1966	7,4338	8,2076	4,8457	8,1508	7,9104	14,8385	14,5674
MnO	0,2966	0,1138	0,1050	0,0930	0,1193	0,0919	0,1374	0,0948	0,1317	0,0709	0,2216	0,1257	0,2040	0,1920
NiO	0,0859	0,0206	0,0195	0,0150	0,0559	0,0289	0,0408	0,0250	0,0119	0,0611	0,0798	0,0116	b.l.d.	0,0070
MgO	14,0050	14,4500	13,8700	14,0000	14,5100	14,7300	12,4100	13,1100	12,8000	14,2600	12,6700	12,7800	7,3890	7,5500
CaO	24,6005	25,1400	25,2800	25,2500	25,3900	25,4800	25,0800	25,1800	25,1300	25,3200	25,2300	24,8600	23,5570	23,7330
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,0200	b.l.d.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	b.l.d.	b.l.d.
Na <sub>2</sub> O	0,0420	0,1073	0,0858	0,1031	0,0828	0,0958	0,1193	0,0610	0,0699	0,2078	0,0310	0,2152	0,1510	0,2320
K <sub>2</sub> O	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0017	0,0005	b.l.d.	0,0006	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1067	0,0881	0,0165	0,0165	b.l.d.	0,0441	0,0110	0,0274	b.l.d.	0,0220	0,0165	b.l.d.	b.l.d.	0,0230
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	b.l.d.	b.l.d.
SO <sub>3</sub>	n.a.	0,0383	0,0479	0,0191	0,0192	b.l.d.	b.l.d.	0,0431	0,0144	0,0241	0,0574	n.a.	n.a.	n.a.
F	0,1240	b.l.d.	0,0032	0,0657	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0032	b.l.d.	b.l.d.	0,0310	0,0560
Cl	0,0063	b.l.d.	0,0051	0,0307	b.l.d.	b.l.d.	0,0383	0,0255	0,0230	0,0179	b.l.d.	0,0205	0,0040	b.l.d.
<b>Total</b>	<b>100,9918</b>	<b>101,6692</b>	<b>101,1269</b>	<b>101,4574</b>	<b>100,6469</b>	<b>101,2537</b>	<b>101,2626</b>	<b>101,3344</b>	<b>100,6152</b>	<b>101,5020</b>	<b>100,9672</b>	<b>101,4878</b>	<b>100,1370</b>	<b>100,8087</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.

Número de cationes en base a 6 oxígenos por unidad de fórmula

	LM-4	LM-9a											LM-9b		
c.p.u.f.	11412c'	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223	501	501
	105	106	107	108	109	110	111	112	113	114	115	116	117	118	
<b>Posiciones tetraédricas</b>															
Si	2,0163	1,9721	1,9652	1,9668	1,9749	1,9754	1,9691	1,9647	1,9877	1,9558	1,9760	1,9636	1,9214	1,9276	
P	0,0000	0,0027	0,0005	0,0005	0,0000	0,0014	0,0003	0,0009	0,0000	0,0007	0,0005	0,0000	0,0000	0,0008	
Al	0,0000	0,0121	0,0111	0,0187	0,0099	0,0136	0,0138	0,0114	0,0082	0,0208	0,0024	0,0364	0,0786	0,0716	
<b>Suma</b>	<b>2,0163</b>	<b>1,9869</b>	<b>1,9769</b>	<b>1,9860</b>	<b>1,9848</b>	<b>1,9904</b>	<b>1,9832</b>	<b>1,9770</b>	<b>1,9959</b>	<b>1,9773</b>	<b>1,9790</b>	<b>2,0000</b>	<b>2,0000</b>	<b>2,0000</b>	
<b>Posiciones octaédricas</b>															
Ti	0,0001	0,0004	0,0000	0,0004	0,0002	0,0007	0,0004	0,0007	0,0000	0,0002	0,0005	0,0036	0,0029	0,0033	
Zr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0028	
Al	0,0051	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0173	0,0300	0,0171	
Cr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0016	0,0001	0,0006	0,0001	0,0005	0,0000	0,0003	0,0006	0,0019	0,0003	0,0010	
Ln <sup>3+</sup>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0017	0,0036	
Fe <sup>3+</sup>	0,0000	0,0402	0,0608	0,0565	0,0447	0,0363	0,0565	0,0579	0,0216	0,0793	0,0415	0,0262	0,0549	0,0588	
Fe <sup>2+</sup>	0,2046	0,1867	0,1880	0,1797	0,1574	0,1578	0,2552	0,2306	0,2561	0,1487	0,2544	0,2442	0,4820	0,4705	
Mn	0,0092	0,0035	0,0033	0,0029	0,0037	0,0029	0,0043	0,0030	0,0042	0,0022	0,0070	0,0039	0,0067	0,0063	
Ni	0,0025	0,0006	0,0006	0,0004	0,0017	0,0009	0,0012	0,0007	0,0004	0,0018	0,0024	0,0003	0,0000	0,0002	
Mg	0,7662	0,7888	0,7642	0,7675	0,7982	0,8040	0,6889	0,7250	0,7120	0,7801	0,7050	0,7033	0,4279	0,4347	
Ca	0,9674	0,9863	1,0011	0,9949	1,0038	0,9996	1,0006	1,0009	1,0047	0,9955	1,0090	0,9833	0,9804	0,9820	
Sr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0005	0,0000	
Ba	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	
Na+K	0,0030	0,0076	0,0061	0,0074	0,0059	0,0068	0,0087	0,0044	0,0051	0,0148	0,0022	0,0154	0,0114	0,0174	
P	0,0033	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	
Nb	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	
<b>Suma</b>	<b>1,9614</b>	<b>2,0141</b>	<b>2,0242</b>	<b>2,0113</b>	<b>2,0157</b>	<b>2,0096</b>	<b>2,0159</b>	<b>2,0237</b>	<b>2,0040</b>	<b>2,0229</b>	<b>2,0226</b>	<b>1,9996</b>	<b>1,9986</b>	<b>1,9977</b>	
<b>Total</b>	<b>3,9777</b>	<b>4,0011</b>	<b>4,0011</b>	<b>3,9973</b>	<b>4,0005</b>	<b>4,0000</b>	<b>3,9992</b>	<b>4,0007</b>	<b>3,9999</b>	<b>4,0002</b>	<b>4,0016</b>	<b>3,9996</b>	<b>3,9986</b>	<b>3,9977</b>	
<b>Proporciones moleculares de los componentes finales</b>															
Diópsido	78,18	80,57	79,98	80,78	83,20	83,34	72,63	75,63	73,23	83,79	72,95	73,92	46,68	47,69	
Hedenbergita	20,88	19,07	19,68	18,91	16,41	16,36	26,91	24,06	26,34	15,97	26,33	25,67	52,59	51,62	
Johannsenita	0,94	0,36	0,34	0,30	0,39	0,30	0,46	0,31	0,43	0,24	0,72	0,41	0,73	0,69	
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	
<b>Tipo</b>	<b>II</b>	<b>II</b>	<b>II</b>	<b>II</b>	<b>II</b>	<b>II</b>	<b>II</b>	<b>II</b>	<b>II</b>	<b>II</b>	<b>II</b>	<b>II</b>	<b>I</b>	<b>I</b>	

## Análisis de PIROXENO por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

LM-9b														
% en peso	501 119	501 120	501 121	501 152	501 153	501 154	501 155	501 156	501 157	501 158	501 159	501 160	501 161	501 162
SiO <sub>2</sub>	49,3030	49,3120	49,1100	49,7490	49,8828	51,1461	50,2118	50,1385	51,4158	50,1557	51,2712	50,7686	50,5490	50,3931
TiO <sub>2</sub>	0,0680	0,1370	0,1690	0,1999	0,2405	0,0009	0,1742	0,2056	0,0004	0,1708	0,0350	0,1149	0,2126	0,0642
ZrO <sub>2</sub>	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,9230	1,9230	1,8900	1,7171	1,8721	0,1461	1,6966	1,7429	0,3426	1,3464	0,5556	1,3545	1,7412	1,0432
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0690	0,0080	0,0450	0,0142	0,0213	0,0142	0,0498	0,0053	0,0551	0,0391	0,0285	0,0692	0,0568	0,0337
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0620	0,0110	0,1600	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0040	0,0160	b.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.l.d.	0,0060	b.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	2,6332	2,0494	1,9964	0,3096	0,1790	0,1084	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
FeO*	14,2366	14,7480	14,5676	15,9251	16,1889	16,4495	16,3510	16,1320	15,9010	16,1657	16,3056	16,2441	15,8612	16,7484
MnO	0,1550	0,2130	0,1710	0,1938	0,1444	0,1695	0,1816	0,1355	0,1686	0,1277	0,1934	0,1535	0,2023	0,1543
NiO	b.l.d.	0,0100	0,0290	b.l.d.	0,0162	0,0031	0,0227	0,0293	b.l.d.	0,0147	0,0002	0,0162	0,0367	0,0184
MgO	7,5900	7,4610	7,3790	7,0710	7,1756	7,6179	7,1577	7,0647	7,5297	7,0810	7,4784	7,1392	6,9722	7,0991
CaO	23,4940	23,5300	23,5400	23,5287	23,5092	23,6954	23,3306	23,4153	23,5334	23,4125	23,6651	23,3603	23,2372	23,5677
SrO	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	0,0220	0,1960	b.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,1420	0,1290	0,1340	0,1524	0,1390	0,1391	0,1647	0,1506	0,0655	0,1161	0,0824	0,1549	0,1732	0,1026
K <sub>2</sub> O	0,0070	0,0090	0,0020	b.l.d.	0,0107	0,0001	0,0103	0,0030	0,0152	b.l.d.	0,0017	0,0097	b.l.d.	b.l.d.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0120	b.l.d.	b.l.d.	0,0186	0,0479	0,0239	0,0240	0,0373	0,0453	0,0587	0,0160	b.l.d.	b.l.d.	0,0053
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0120	0,0890	b.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
SO <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
F	0,0880	0,0120	0,0440	0,0324	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0512	0,0279	0,0558	0,0371	b.l.d.	0,0046
Cl	0,0030	0,0010	b.l.d.	0,0025	0,0109	b.l.d.	0,0040	0,0164	0,0085	0,0040	b.l.d.	b.l.d.	0,0094	b.l.d.
<b>Total</b>	<b>99,8238</b>	<b>99,8603</b>	<b>99,2370</b>	<b>98,9143</b>	<b>99,4384</b>	<b>99,5143</b>	<b>99,3790</b>	<b>99,0764</b>	<b>99,1323</b>	<b>98,7203</b>	<b>99,6889</b>	<b>99,4222</b>	<b>99,0518</b>	<b>99,2346</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



## Análisis de PIROXENO por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

LM-9b														
% en peso	501 163	502 165	502 166	502 169	502 173	502 175	502 190	502 191	502 192	502 193	502 194	502 195	502 196	502 197
SiO <sub>2</sub>	50,3775	49,6210	50,3156	51,0111	50,0507	50,2153	51,0898	51,0247	51,8442	51,8502	50,8132	51,7063	50,6625	51,0003
TiO <sub>2</sub>	0,0484	0,2223	0,1105	0,0179	0,1940	0,1929	0,1623	0,1959	0,1769	0,1876	0,2069	0,0869	0,1188	0,1175
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,7432	1,8048	0,9519	0,6344	1,6067	1,5515	1,5574	1,8806	1,7255	1,5924	1,5938	1,0511	1,3985	1,3368
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0354	0,0266	0,0444	0,0481	0,0337	0,0337	0,0638	b.l.d.	b.l.d.	0,0390	0,0404	0,0106	0,0370	0,0354
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,7316	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
FeO*	16,2411	16,1043	16,2201	15,8796	15,8130	16,0834	15,8667	15,8281	15,1429	15,7029	15,8904	15,9501	15,8539	15,8124
MnO	0,1777	0,2435	0,1693	0,1522	0,1733	0,1871	0,1277	0,1412	0,2104	0,1122	0,1415	0,1402	0,0694	0,1391
NiO	b.l.d.	0,0583	0,0020	b.l.d.	0,0461	0,0023	0,0233	b.l.d.	0,0568	0,0066	b.l.d.	0,0033	0,0035	0,0681
MgO	7,1933	7,0652	6,9563	7,0913	6,9095	6,9936	7,3743	7,6130	7,1977	7,3472	7,4541	7,5532	7,2081	7,2155
CaO	23,7861	22,8650	23,0570	22,9932	23,1234	23,1883	22,7709	22,6651	22,2173	22,6717	22,5558	22,6223	22,3822	22,2507
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,1103	0,1818	0,1057	0,1027	0,1651	0,1554	0,1773	0,1892	0,1964	0,2055	0,1624	0,1317	0,1262	0,1358
K <sub>2</sub> O	0,0168	0,0012	0,0088	b.l.d.	b.l.d.	0,0157	0,0200	0,0138	0,0236	0,0256	0,0162	0,0159	0,0262	0,0111
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0027	0,0133	b.l.d.	0,0160	0,0612	0,0053	0,1647	0,2006	0,1660	0,1706	0,1881	0,1728	0,1880	0,1469
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
SO <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
F	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0466	0,0464	0,0371	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0465	b.l.d.	0,0465	b.l.d.
Cl	0,0035	0,0089	0,0100	b.l.d.	0,0079	0,0065	b.l.d.	0,0073	0,0073	b.l.d.	0,0068	b.l.d.	0,0194	0,0041
<b>Total</b>	<b>99,4676</b>	<b>98,2162</b>	<b>97,9516</b>	<b>97,9931</b>	<b>98,2310</b>	<b>98,6681</b>	<b>99,3982</b>	<b>99,7595</b>	<b>98,9650</b>	<b>99,9115</b>	<b>99,1161</b>	<b>99,4444</b>	<b>98,1402</b>	<b>98,2737</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



## Análisis de PIROXENO por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

	LM-9b														
% en peso	502 199	502 200	502 202	502 204	502 205	502 206	502 208	502 209	1820 210	1820 211	1820 212	1820 213	1820 214	1820 215	
SiO <sub>2</sub>	51,0133	51,1083	50,9511	50,6129	51,2739	50,1363	51,5516	51,6568	50,8353	50,9829	51,1992	51,0112	51,1532	50,6928	
TiO <sub>2</sub>	0,1741	0,0371	0,2102	0,1286	0,1943	0,1933	0,0611	0,0268	0,2111	0,1923	0,1789	0,2325	0,1622	0,2044	
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,6956	1,0348	1,7585	1,6132	1,6013	1,5891	0,6466	0,5246	1,9287	1,7172	1,7656	1,7980	1,6374	1,9813	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0432	b.l.d.	0,0602	b.l.d.	0,0071	0,0269	b.l.d.	0,0181	0,0217	0,0212	0,0217	b.l.d.	0,0319	0,0851	
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	
FeO*	16,1049	16,1492	15,8596	15,8967	15,7077	15,7711	16,6055	16,3412	15,4381	15,8013	16,0655	16,0407	15,8582	15,6268	
MnO	0,1248	0,1866	0,1139	0,1667	0,1579	0,1286	0,1149	0,1590	0,1331	0,1577	0,2203	0,1548	0,1412	0,1385	
NiO	b.l.d.	0,0318	b.l.d.	0,0159	0,0465	0,0538	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0060	0,0280	
MgO	7,0876	7,3904	7,3265	7,3687	7,4257	7,3101	7,1976	7,3318	7,5168	7,4267	7,5556	7,3809	7,4381	7,4121	
CaO	22,7120	22,5118	22,8277	22,7184	22,5772	22,4317	22,8769	22,9241	22,8134	22,8911	23,0265	22,6065	22,7300	22,8832	
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	
Na <sub>2</sub> O	0,1861	0,1031	0,2057	0,1159	0,1717	0,2019	0,1080	0,1197	0,1940	0,1685	0,1657	0,1710	0,1801	0,1961	
K <sub>2</sub> O	0,0241	0,0272	0,0084	0,0082	0,0078	0,0218	0,0086	0,0171	b.l.d.	b.l.d.	0,0049	0,0076	0,0288	0,0103	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1367	0,1623	0,1677	0,1651	0,0884	0,1792	0,1238	0,1315	0,0865	0,1800	0,1347	0,1961	0,1530	0,1750	
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	
SO <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	
F	b.l.d.	b.l.d.	0,0163	b.l.d.	b.l.d.	0,1240	0,0651	b.l.d.	0,0334	b.l.d.	0,1497	0,0665	b.l.d.	b.l.d.	
Cl	b.l.d.	0,0021	b.l.d.	0,0020	0,0184	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0010	b.l.d.	
<b>Total</b>	<b>99,3024</b>	<b>98,7447</b>	<b>99,5058</b>	<b>98,8123</b>	<b>99,2779</b>	<b>98,1678</b>	<b>99,3597</b>	<b>99,2507</b>	<b>99,2121</b>	<b>99,5389</b>	<b>100,4883</b>	<b>99,6658</b>	<b>99,5211</b>	<b>99,4336</b>	

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



## Análisis de PIROXENO por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

LM-9b														
% en peso	1820 216	1820 217	1820 218	1820 219	1820 221	1820 222	1820 223	1820 224	1820 225	1820 226	1820 227	1820 228	1820 230	1820 231
SiO <sub>2</sub>	50,7844	50,8639	50,9448	52,0692	52,1588	51,3865	51,1555	51,7644	51,4918	51,6411	50,8283	50,5466	50,6565	50,6330
TiO <sub>2</sub>	0,2509	0,1946	0,2517	0,0196	0,0267	0,1967	0,1589	0,1236	0,1089	0,0561	0,1471	0,3189	0,2822	0,2468
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,9679	1,7484	2,0066	0,3466	0,1392	1,8439	1,6947	1,3675	1,0372	0,9842	1,4271	2,2523	2,1851	1,9569
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0109	0,0323	b.l.d.	0,0108	0,0072	0,0904	0,0284	b.l.d.	b.l.d.	0,0289	b.l.d.	0,0109	b.l.d.	0,0469
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
FeO*	15,5664	15,9974	15,5673	15,6287	16,2027	15,3924	15,6558	15,8793	15,5731	15,8732	15,9484	15,6002	15,4117	15,9453
MnO	0,2248	0,1403	0,1263	0,1695	0,1717	0,0983	0,1229	0,0740	0,1403	0,0814	0,1359	0,1113	0,1422	0,1400
NiO	0,0311	b.l.d.	0,0385	0,0178	0,0415	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0373	0,0383	0,0076	b.l.d.	0,0367	b.l.d.
MgO	7,4791	7,4270	7,3816	7,8318	7,7901	7,3480	7,3034	7,7505	7,7720	7,6901	7,4833	7,3182	7,4766	7,2784
CaO	22,7451	22,8100	22,7789	23,0934	22,5234	22,5182	22,8734	22,7374	22,6517	22,7973	22,7012	22,9216	22,6511	22,9194
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,2150	0,1476	0,1394	0,1292	0,1820	0,1541	0,1802	0,1735	0,1437	0,1653	0,1827	0,1934	0,1501	0,1624
K <sub>2</sub> O	0,0025	0,0017	b.l.d.	0,0191	b.l.d.	0,0151	0,0025	0,0100	0,0275	0,0095	0,0001	0,0033	0,0149	b.l.d.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,2703	0,2395	0,2126	0,2135	0,3149	0,2107	0,2870	0,2159	0,1716	0,1898	0,3265	0,2382	0,2129	0,1935
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
SO <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
F	0,0167	b.l.d.	0,1170	0,0500	b.l.d.	0,0668	b.l.d.	b.l.d.	0,0167	b.l.d.	0,0166	0,1670	0,0491	0,1332
Cl	0,0063	0,0083	0,0031	b.l.d.	0,0135	0,0094	0,0204	0,0255	0,0094	0,0208	0,0146	0,0239	b.l.d.	0,0083
<b>Total</b>	<b>99,5714</b>	<b>99,6110</b>	<b>99,5678</b>	<b>99,5992</b>	<b>99,5717</b>	<b>99,3305</b>	<b>99,4831</b>	<b>100,1216</b>	<b>99,1812</b>	<b>99,5760</b>	<b>99,2194</b>	<b>99,7058</b>	<b>99,2691</b>	<b>99,6641</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



## Análisis de PIROXENO por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

LM-9b														
% en peso	1820 232	1820 233	1820 234	1820 235	1820 236	1820 237	1820 238	1820 239	1820 240	1820 241	1820 242	1820 243	1820 244	1820 245
SiO <sub>2</sub>	51,3424	51,2128	52,1957	51,3877	51,5529	51,3308	51,6438	51,0523	50,7422	52,4307	51,1983	51,0739	52,2692	51,7060
TiO <sub>2</sub>	0,2003	0,2187	0,0282	0,1459	0,1116	0,1056	0,1188	0,1730	0,2427	0,0521	0,0888	0,1816	b.l.d.	0,0462
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,9014	1,8452	0,3588	1,3009	1,0014	1,1592	1,1205	1,6105	1,7257	0,1032	1,2851	1,3404	0,1853	0,8332
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0579	0,0542	0,0106	0,0108	b.l.d.	b.l.d.	0,0036	0,0181	0,0036	0,0289	0,0398	0,0361	0,0145	b.l.d.
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
FeO*	15,8346	16,0500	15,5974	15,6472	16,0889	15,5749	15,5237	15,8246	16,0205	15,7808	15,7101	16,1352	16,5190	16,1407
MnO	0,1822	0,1193	0,0584	0,1311	0,1698	0,1776	0,1482	0,1688	0,1252	0,1549	0,1691	0,1022	0,1284	0,1895
NiO	0,0320	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0067	b.l.d.	0,0497	0,0049	0,0247	b.l.d.	b.l.d.	0,0709	0,0153	0,0365
MgO	7,2034	7,2047	7,8434	7,4499	7,6821	7,7876	7,5548	7,5316	7,2862	7,9559	7,3576	7,2709	7,7685	7,3731
CaO	22,5835	22,7911	22,5858	22,7262	22,8327	22,9638	22,6998	22,8254	22,6651	23,2175	23,1537	23,1018	23,3406	22,8159
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,1572	0,1366	0,1481	0,1523	0,1299	0,1569	0,1405	0,1869	0,1518	0,1825	0,1430	0,1225	0,0947	0,1355
K <sub>2</sub> O	0,0194	0,0142	b.l.d.	0,0124	0,0038	0,0088	b.l.d.	b.l.d.	0,0076	0,0011	0,0121	0,0103	0,0221	0,0189
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,2361	0,1686	0,2439	0,1939	0,2312	0,2018	0,1824	0,2069	0,1774	0,1446	0,2014	0,1876	0,2320	0,1785
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
SO <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
F	b.l.d.	0,0500	0,0490	b.l.d.	b.l.d.	0,1311	0,1169	0,0500	b.l.d.	0,0835	b.l.d.	0,0499	b.l.d.	0,0998
Cl	b.l.d.	b.l.d.	0,0112	b.l.d.	b.l.d.	0,0123	0,0115	b.l.d.	0,0115	b.l.d.	0,0146	0,0083	0,0146	0,0187
<b>Total</b>	<b>99,7504</b>	<b>99,8654</b>	<b>99,1305</b>	<b>99,1583</b>	<b>99,8110</b>	<b>99,6104</b>	<b>99,3142</b>	<b>99,6530</b>	<b>99,1842</b>	<b>100,1357</b>	<b>99,3736</b>	<b>99,6916</b>	<b>100,6042</b>	<b>99,5925</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



## Análisis de PIROXENO por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

LM-9b														
% en peso	1820 246	1820 247	1820 248	1820 249	1820 250	1820 251	1820 252	1820 253	1820 254	1820 255	1820 256	1820 257	1820 258	1820 259
SiO <sub>2</sub>	51,3506	51,2151	51,7262	51,7058	50,9773	51,3987	51,0260	51,4074	51,5170	51,7154	51,4876	51,5502	51,8280	50,8924
TiO <sub>2</sub>	0,1119	0,1070	0,0518	0,0683	0,1188	0,1664	0,1621	0,1114	0,1250	0,1102	0,0598	0,0669	0,0667	0,1833
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,2313	1,4379	1,0504	0,9520	1,5163	1,6878	1,6882	1,3752	1,5575	1,2661	0,8611	0,8537	1,1205	1,8225
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0319	0,0578	0,0362	0,0036	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0433	0,0742	0,0615	0,0543
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
FeO*	16,0576	16,4443	16,0636	15,9610	15,8471	15,8195	15,9589	15,9846	16,1131	16,2467	16,7300	16,4357	15,8502	16,0578
MnO	0,0915	0,2057	0,1525	0,1436	0,1134	0,1480	0,1811	0,1687	0,1772	0,1423	0,1717	0,2218	0,2009	0,1463
NiO	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0341	0,0476	0,0407	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0192	b.l.d.	b.l.d.
MgO	7,4178	7,2722	7,3756	7,4429	7,1374	7,5040	7,2917	7,2671	7,1716	7,1380	7,1692	6,9952	7,3174	7,1962
CaO	22,9887	22,9092	23,1878	23,2018	22,3876	22,8548	22,9651	23,0037	22,4925	22,8445	22,6437	22,4142	22,8177	22,3758
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,1433	0,1480	0,1359	0,1263	0,1844	0,1394	0,1489	0,1138	0,0983	0,1322	0,1482	0,0843	0,0996	0,1466
K <sub>2</sub> O	0,0094	0,0109	0,0129	b.l.d.	0,0233	0,0017	b.l.d.	0,0188	0,0130	0,0058	0,0177	0,0407	0,0187	0,0087
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1662	0,2324	0,1588	0,1727	0,1766	0,1817	0,2495	0,1973	0,2290	0,2402	0,2916	0,1593	0,2815	0,2126
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
SO <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
F	b.l.d.	0,1330	0,1672	b.l.d.	0,1665	0,0667	0,0332	b.l.d.	0,0166	0,0155	0,0166	0,0163	0,0334	b.l.d.
Cl	0,0143	0,0156	b.l.d.	0,0176	0,0198	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0135	0,0116	b.l.d.	0,0010	b.l.d.	0,0104
<b>Total</b>	<b>99,6145</b>	<b>100,1891</b>	<b>100,1189</b>	<b>99,7956</b>	<b>98,7026</b>	<b>100,0163</b>	<b>99,7454</b>	<b>99,6480</b>	<b>99,5243</b>	<b>99,8685</b>	<b>99,6405</b>	<b>98,9327</b>	<b>99,6961</b>	<b>99,1069</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



## Análisis de PIROXENO por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

% en peso	LM-9b						LM-9d								
	1820 260	1820 261	1820 262	1820 263	1820 264	1820 265	19236 266	19236 267	19236 268	19236 269	19236 270	19236 271	19236 272	19236 273	
SiO <sub>2</sub>	51,3073	51,2792	51,0640	51,1542	50,9768	51,6029	52,2140	51,5150	52,1080	52,0560	52,8120	52,0500	52,1870	52,4890	
TiO <sub>2</sub>	0,1627	0,1250	0,1504	0,1223	0,1102	0,1058	0,0220	0,1330	b.l.d.	0,0380	b.l.d.	b.l.d.	0,1200	0,1750	
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,6482	1,3911	1,4017	1,4227	1,3533	1,2838	0,2790	0,5300	0,0940	0,0640	0,1100	0,1270	0,2230	0,8010	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0212	0,0567	b.l.d.	0,0201	0,0326	0,0398	0,0030	0,0280	0,0310	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0350	0,0350	
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,0300	b.l.d.	b.l.d.	0,0180	0,1510	0,0180	b.l.d.	0,0420	
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,0430	0,0340	b.l.d.	0,0800	0,0450	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,1220	b.l.d.	0,0520	0,0450	b.l.d.	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	3,9835	3,8263	3,0582	2,9314	2,2100	2,6475	2,8270	1,4385	
FeO*	15,9763	16,1411	16,4053	16,3192	15,8252	16,0293	3,6526	4,7180	6,6302	7,4953	7,4594	6,8497	6,5593	6,1226	
MnO	0,1810	0,1383	0,1432	0,1995	0,1780	0,1283	0,0980	0,0980	0,1280	0,1890	0,1800	0,0390	0,1080	0,0790	
NiO	0,0067	0,0516	0,0322	0,0046	b.l.d.	b.l.d.	0,0520	b.l.d.	0,0120	b.l.d.	b.l.d.	0,0350	0,0130	0,0160	
MgO	7,2546	7,2767	7,2983	7,3322	7,2654	7,3319	14,4280	13,5510	12,8630	12,4880	13,0560	12,7610	13,2170	13,6880	
CaO	22,8495	23,1564	22,8336	22,7322	23,1461	23,1184	25,3130	25,0740	24,9680	24,6380	24,3760	24,8290	24,8560	24,7730	
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	b.l.d.	0,0200	b.l.d.	b.l.d.	0,0440	b.l.d.	b.l.d.	0,0320	
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	b.l.d.	b.l.d.	0,0880	b.l.d.	b.l.d.	0,2200	0,0660	b.l.d.	
Na <sub>2</sub> O	0,1570	0,1181	0,1294	0,1162	0,1431	0,1323	0,0720	0,1040	0,0600	0,0970	0,1280	0,1090	0,0110	0,1080	
K <sub>2</sub> O	0,0128	0,0090	0,0184	b.l.d.	b.l.d.	0,0007	0,0280	b.l.d.	b.l.d.	0,0090	b.l.d.	0,0360	0,0020	b.l.d.	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,2186	0,1943	0,1549	0,1534	0,2732	0,1864	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0100	0,0170	0,0140	0,0140	
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	
SO <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	
F	b.l.d.	b.l.d.	0,0464	0,0464	b.l.d.	0,0835	0,0200	0,0320	0,0770	0,0760	0,1060	0,0190	0,0920	0,0120	
Cl	b.l.d.	0,0112	0,0174	b.l.d.	0,0219	b.l.d.	0,0040	0,0020	0,0040	0,0010	b.l.d.	0,0010	0,0080	0,0120	
<b>Total</b>	<b>99,7959</b>	<b>99,9487</b>	<b>99,6952</b>	<b>99,6230</b>	<b>99,3258</b>	<b>100,0431</b>	<b>100,2421</b>	<b>99,6654</b>	<b>100,1214</b>	<b>100,3027</b>	<b>100,6874</b>	<b>99,8103</b>	<b>100,3832</b>	<b>99,8371</b>	

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



## Análisis de PIROXENO por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

	LM-9d														
% en peso	19236 274	19236 275	19236 276	19236 277	19236 278	19236 279	19236 280	19236 281	19236 282	19236 283	19236 284	19236 285	19236 286	19236 287	
SiO <sub>2</sub>	51,1010	52,3850	53,2800	52,3180	52,2640	53,5380	53,0750	53,1910	52,5140	52,8030	52,5920	52,8140	52,1870	53,2900	
TiO <sub>2</sub>	0,0210	b.l.d.	0,1110	0,0480	b.l.d.	0,0700	b.l.d.	b.l.d.	0,0190	0,0740	b.l.d.	0,0470	b.l.d.	b.l.d.	
ZrO <sub>2</sub>	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,1280	0,2480	0,2480	0,1610	0,1050	0,2730	0,2370	0,2220	0,0940	0,1090	0,2580	0,1610	0,1710	0,0960	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0240	0,0060	0,0180	0,0330	b.l.d.	0,0280	0,0320	b.l.d.	b.l.d.	0,0080	0,0260	0,0250	b.l.d.	b.l.d.	
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0790	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0150	0,2000	0,1170	b.l.d.	0,0260	b.l.d.	
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.l.d.	b.l.d.	0,0080	b.l.d.	0,0160	0,0030	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0700	b.l.d.	0,0480	0,0420	b.l.d.	
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0030	0,0960	b.l.d.	b.l.d.	0,0050	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0010	0,0950	b.l.d.	0,0220	b.l.d.	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	2,2721	1,4652	0,9395	1,6750	2,1538	1,3380	0,9441	1,1429	0,7482	1,1682	1,2026	1,5843	2,9119	0,5379	
FeO*	8,7366	9,0346	8,7716	9,8808	8,1529	6,3880	8,8065	9,5996	11,2027	10,7889	8,8148	9,2844	8,0178	8,9040	
MnO	0,1410	0,1780	0,1470	0,1290	0,1690	0,1090	0,1150	0,2410	0,2450	0,2070	0,0860	0,1710	0,1510	0,1370	
NiO	0,0190	0,0440	b.l.d.	0,0340	0,0260	b.l.d.	0,0220	0,0300	0,0500	0,0190	b.l.d.	0,0350	0,0280	0,0050	
MgO	11,3450	12,0400	12,6770	11,5630	12,4110	14,0230	12,5170	12,0990	11,1380	11,5350	12,3740	12,0160	12,4820	12,7170	
CaO	24,4200	24,5530	24,6820	24,4140	24,5600	24,8950	24,6810	24,5980	24,2350	24,3000	24,6020	24,5150	24,4520	24,7450	
SrO	b.l.d.	0,0240	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0470	b.l.d.	0,0040	0,0320	b.l.d.	b.l.d.	0,0240	b.l.d.	b.l.d.	
BaO	0,0440	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0220	b.l.d.	0,1100	0,1320	0,0220	b.l.d.	b.l.d.	0,1320	b.l.d.	0,1320	
Na <sub>2</sub> O	0,0460	0,0120	0,1070	0,1240	0,0250	0,0830	0,0700	0,0760	0,0450	0,0910	0,0710	0,1030	0,0830	0,0530	
K <sub>2</sub> O	0,0140	0,0270	0,0200	0,0050	b.l.d.	0,0070	0,0030	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0030	0,0040	0,0070	b.l.d.	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	b.l.d.	0,0440	0,0020	0,0330	0,0050	0,0230	b.l.d.	0,0060	b.l.d.	b.l.d.	0,0090	0,0110	0,0180	0,0160	
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	
SO <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	
F	0,1160	0,1040	0,0290	0,0370	0,1040	0,0740	0,0490	0,0580	0,0430	0,0180	0,0140	0,0850	0,0670	0,0060	
Cl	b.l.d.	0,0020	0,0030	0,0020	0,0230	0,0090	0,0080	0,0120	0,0020	0,0020	0,0170	0,0040	0,0020	0,0020	
<b>Total</b>	<b>98,4306</b>	<b>100,2628</b>	<b>101,0431</b>	<b>100,4568</b>	<b>100,1208</b>	<b>100,9081</b>	<b>100,6696</b>	<b>101,4115</b>	<b>100,4050</b>	<b>101,3940</b>	<b>100,2815</b>	<b>101,0637</b>	<b>100,6677</b>	<b>100,6409</b>	

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



**Análisis de PIROXENO por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo**

<b>LM-9d</b>	
<b>% en peso</b>	<b>19236 288</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	53,3730
<b>TiO<sub>2</sub></b>	b.l.d.
<b>ZrO<sub>2</sub></b>	b.l.d.
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,0910
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,0350
<b>Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	b.l.d.
<b>Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,0420
<b>Sm<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	b.l.d.
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>*</b>	1,1499
<b>FeO*</b>	8,4024
<b>MnO</b>	0,1920
<b>NiO</b>	0,0370
<b>MgO</b>	12,8870
<b>CaO</b>	24,5900
<b>SrO</b>	b.l.d.
<b>BaO</b>	b.l.d.
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,1140
<b>K<sub>2</sub>O</b>	b.l.d.
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,0010
<b>Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	n.a.
<b>SO<sub>3</sub></b>	n.a.
<b>F</b>	0,0490
<b>Cl</b>	b.l.d.
<b>Total</b>	<b>100,9632</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.

Número de cationes en base a 6 oxígenos por unidad de fórmula

<b>LM-9d</b>	
	<b>19236</b>
<b>c.p.u.f.</b>	<b>288</b>
<b>Posiciones tetraédricas</b>	
Si	1,9871
P	0,0000
Al	0,0040
<b>Suma</b>	<b>1,9911</b>
<b>Posiciones octaédricas</b>	
Ti	0,0000
Zr	0,0000
Al	0,0000
Cr	0,0010
Ln <sup>3+</sup>	0,0006
Fe <sup>3+</sup>	0,0322
Fe <sup>2+</sup>	0,2616
Mn	0,0061
Ni	0,0011
Mg	0,7152
Ca	0,9809
Sr	0,0000
Ba	0,0000
Na+K	0,0082
P	0,0000
Nb	0,0000
<b>Suma</b>	<b>2,0070</b>
<b>Total</b>	<b>3,9981</b>

**Proporciones moleculares de los componentes finales**

Diópsido	72,77
Hedenbergita	26,62
Johannsenita	0,62
<b>Total</b>	<b>100,00</b>

<b>Tipo</b>	<b>II</b>
-------------	-----------



## **Anexo 3**

# **Análisis de WOLLASTONITA por microsonda electrónica**

## Análisis de WOLLASTONITA por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

LM-9a														
% en peso	19214	19214	19214	19214	19214	19214	19214	19214	19214	19214	19223	19223	19223	19223
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
SiO <sub>2</sub>	52,2170	52,7920	52,1530	52,2230	52,4580	51,7570	52,0030	52,2970	52,6240	51,3500	51,3500	51,6700	51,3800	
TiO <sub>2</sub>	0,0240	b.l.d.	b.l.d.	0,1220	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,1370	0,1690	0,0039	b.l.d.	b.l.d.	0,0173	
ZrO <sub>2</sub>	0,0480	0,0410	0,0960	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0340	b.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0510	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0490	0,0220	0,0260	0,0200	0,0260	0,0120	0,0247	0,0270	0,0179	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.l.d.	b.l.d.	0,0290	b.l.d.	0,0380	b.l.d.	b.l.d.	0,0290	0,0100	0,0088	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0830	0,0220	0,1160	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0030	b.l.d.	0,0520	b.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.l.d.	0,0260	b.l.d.	0,0400	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,1790	b.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0640	0,0010	0,0150	0,1310	0,0280	b.l.d.	b.l.d.	0,0920	b.l.d.	b.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	
FeO <sub>T</sub>	0,4940	0,1420	0,1970	0,7120	0,4750	0,6120	0,6840	0,8370	0,8060	0,1294	0,1755	0,1672	0,1620	
MnO	0,2000	0,2190	0,1760	0,2840	0,2600	0,2240	0,1200	0,1790	0,0940	0,0429	0,0422	0,0559	0,0375	
NiO	0,0320	b.l.d.	0,0050	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0620	b.l.d.	b.l.d.	0,0125	0,0355	b.l.d.	b.l.d.	
MgO	0,0100	b.l.d.	0,0060	0,0630	0,0750	0,0510	0,0690	0,0750	0,0540	0,0073	0,0405	0,0044	0,0484	
CaO	47,3720	48,0030	47,6950	46,6930	47,2890	47,0900	47,1420	46,7870	47,0520	48,4300	48,2900	48,4200	48,5800	
SrO	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0070	b.l.d.	0,0190	b.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	
BaO	0,0910	0,3650	b.l.d.	b.l.d.	0,0230	0,0910	b.l.d.	0,0230	b.l.d.	b.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	
Na <sub>2</sub> O	0,0050	0,0080	0,0250	0,0410	0,0480	0,0210	0,0030	0,0150	0,0530	0,0165	0,0246	0,0320	b.l.d.	
K <sub>2</sub> O	0,0120	0,0040	b.l.d.	0,0040	0,0240	b.l.d.	0,0190	0,0050	0,0050	0,0093	b.l.d.	0,0129	0,0088	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0050	0,0150	0,0240	0,0200	0,0360	0,0030	0,0220	0,0040	0,0130	0,0255	0,0665	0,0614	b.l.d.	
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	b.l.d.	b.l.d.	0,0980	0,0460	b.l.d.	0,0580	b.l.d.	b.l.d.	0,0690	b.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	
SO <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	b.l.d.	0,0136	b.l.d.	b.l.d.	
F	0,0360	b.l.d.	0,0760	0,1250	0,0230	0,0450	0,1250	0,0360	0,0450	0,0019	0,0513	0,0456	b.l.d.	
Cl	0,0050	0,0040	0,0170	0,0040	0,0030	0,0030	0,0030	0,0290	0,0410	b.l.d.	b.l.d.	0,0097	b.l.d.	
<b>Total</b>	<b>100,7490</b>	<b>101,6420</b>	<b>100,7280</b>	<b>100,5080</b>	<b>100,8290</b>	<b>99,9770</b>	<b>100,2880</b>	<b>100,5650</b>	<b>101,3450</b>	<b>100,0500</b>	<b>100,1144</b>	<b>100,5061</b>	<b>100,2519</b>	

n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



## Análisis de WOLLASTONITA por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

LM-9a													
% en peso	19223 14	19223 15	19223 16	19223 17	19223 18	19223 19	19223 20	19223 21	19223 22	19223 23	19223 24	19223 25	19223 26
SiO <sub>2</sub>	51,8600	51,3200	51,7300	51,0700	51,5900	50,8700	51,8000	51,3100	51,2600	51,3700	51,4900	51,4400	51,5900
TiO <sub>2</sub>	0,0064	0,0031	b.l.d.	0,0144	0,0004	b.l.d.	0,0183	0,0197	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0031	0,0007
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0119	0,0191	0,0097	0,0616	0,0243	0,0128	0,0116	0,0063	0,0150	b.l.d.	0,0035	0,0219	0,0160
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.l.d.	0,0075	0,0025	b.l.d.	b.l.d.	0,0230	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0018	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
FeO <sub>T</sub>	0,1287	0,1629	0,1347	0,2573	0,2801	0,1724	0,1467	0,1326	0,1339	0,2057	0,1561	0,1616	0,4161
MnO	0,0198	0,0477	0,0232	0,0484	0,0470	0,0504	0,0293	0,0279	0,0477	0,0463	0,0347	0,0736	0,0811
NiO	0,0044	0,0094	0,0103	0,0027	0,0174	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0006	0,0189	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.
MgO	0,0156	0,0308	0,0391	0,0495	0,0132	0,0176	0,0252	0,0218	0,0440	0,0484	0,0164	0,0298	0,0234
CaO	47,9500	48,3100	48,3900	47,8800	48,4600	48,3400	48,2400	48,5200	48,5200	48,2300	48,6400	48,4500	47,9800
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,0065	0,0146	b.l.d.	0,0207	0,0144	b.l.d.	0,0123	b.l.d.	b.l.d.	0,0290	0,0143	0,0026	0,0001
K <sub>2</sub> O	b.l.d.	b.l.d.	0,0117	0,0049	0,0013	b.l.d.	0,0057	0,0057	b.l.d.	0,0040	0,0032	b.l.d.	0,0057
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0051	b.l.d.	0,0563	0,0256	b.l.d.	0,0255	0,0819	0,0613	0,0307	0,0358	0,0358	0,0869	0,0205
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
SO <sub>3</sub>	b.l.d.	b.l.d.	0,0634	b.l.d.	b.l.d.	0,0136	0,0453	b.l.d.	b.l.d.	0,0317	0,0045	0,0227	0,0453
F	0,0721	0,1443	0,1139	0,0437	0,2576	0,0019	0,0684	0,0324	0,0779	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.
Cl	0,0292	0,0024	0,0024	b.l.d.	b.l.d.	0,0073	b.l.d.	0,0219	b.l.d.	0,0073	0,0243	0,0049	b.l.d.
<b>Total</b>	<b>100,1097</b>	<b>100,0718</b>	<b>100,5872</b>	<b>99,4788</b>	<b>100,7057</b>	<b>99,5345</b>	<b>100,4847</b>	<b>100,1596</b>	<b>100,1298</b>	<b>100,0289</b>	<b>100,4228</b>	<b>100,2971</b>	<b>100,1789</b>

n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



## Análisis de WOLLASTONITA por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

LM-9a													
% en peso	19223 27	19223 28	19223 29	19223 30	19223 31	19223 32	19223 33	19223 34	19223 35	19223 36	19223 37	19223 38	19223 39
SiO <sub>2</sub>	51,3300	50,8200	51,1800	50,9400	51,2600	51,1100	51,3800	51,0700	51,3600	51,4200	51,3400	52,0800	51,6600
TiO <sub>2</sub>	0,0035	b.l.d.	b.l.d.	0,0022	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0201	0,0092	0,0018	0,0095	0,0053	0,0028
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0233	0,1208	0,0068	0,0160	0,0135	0,0339	0,0018	0,0093	0,0178	0,0133	0,0070	0,0065	b.l.d.
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0103	0,0008	b.l.d.	0,0012	0,0080	0,0136	b.l.d.	b.l.d.	0,0113	0,0037
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
FeO <sub>T</sub>	0,1392	0,1382	0,1730	0,1499	0,1616	0,1750	0,1650	0,1993	0,1939	0,2112	0,1722	0,1030	0,1891
MnO	0,0450	0,0198	0,0463	0,0327	0,0014	0,0490	0,0245	0,0334	0,0463	0,0463	0,0177	0,0538	0,0572
NiO	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0143	0,0166	0,0081	b.l.d.	0,0028	0,0356	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0128
MgO	0,0090	0,0593	b.l.d.	0,0215	0,0449	0,0221	0,0459	0,0298	0,0559	0,0326	0,0302	0,0166	0,0237
CaO	48,3100	48,2800	48,4000	48,5600	48,3200	48,1900	48,2600	48,4700	48,1400	48,2100	48,5600	46,0800	48,2400
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	b.l.d.	0,0063	0,0426	b.l.d.	b.l.d.	0,0546	0,0036	b.l.d.	b.l.d.	0,0059	b.l.d.	b.l.d.	0,0061
K <sub>2</sub> O	0,0122	b.l.d.	b.l.d.	0,0087	b.l.d.	0,0045	b.l.d.	b.l.d.	0,0008	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0009
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	b.l.d.	0,0562	0,0153	0,0102	0,0255	0,0154	b.l.d.	b.l.d.	0,0352	0,0460	0,0051	0,0155	0,0358
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
SO <sub>3</sub>	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0543	0,0363	0,0317	0,0544	b.l.d.	0,0090	0,0498	b.l.d.	0,0319	b.l.d.
F	b.l.d.	0,1462	b.l.d.	b.l.d.	0,2352	b.l.d.	b.l.d.	0,0532	0,0920	b.l.d.	0,0627	0,1211	b.l.d.
Cl	b.l.d.	0,0267	b.l.d.	0,0243	0,0146	b.l.d.	b.l.d.	0,0024	b.l.d.	0,0219	0,0122	b.l.d.	b.l.d.
<b>Total</b>	<b>99,8722</b>	<b>99,6735</b>	<b>99,8640</b>	<b>99,8444</b>	<b>100,1304</b>	<b>99,6943</b>	<b>99,9364</b>	<b>99,8983</b>	<b>100,0093</b>	<b>100,0588</b>	<b>100,2166</b>	<b>98,5250</b>	<b>100,2321</b>

n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



## Análisis de WOLLASTONITA por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

% en peso	LM-9a					LM-10							
	19223 40	19223 41	19223 42	19223 43	19223 44	19241 45	19241a 46	19241a 47	19241a 48	19241a 49	19241a 50	19241a 51	19241a 52
SiO <sub>2</sub>	51,6900	50,6800	51,1000	51,3500	51,3100	51,0620	51,3170	51,9360	52,0320	51,1280	52,2060	52,1660	51,2220
TiO <sub>2</sub>	b.l.d.	0,0212	b.l.d.	b.l.d.	0,0011	0,0740	b.l.d.	b.l.d.	0,0650	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0870
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	b.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0173	0,1147	0,0050	0,0100	b.l.d.	0,0260	0,0570	0,0390	0,0080	0,0100
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0150	b.l.d.	0,0260	b.l.d.	b.l.d.	0,0430	0,0030
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,0380	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	b.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	b.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
FeO <sub>T</sub>	0,1983	0,1926	0,2108	0,1830	0,1528	0,4770	1,2060	0,3110	1,7230	0,3740	0,6780	0,4480	0,5100
MnO	0,0600	0,0327	0,0409	0,0436	0,0341	0,2390	0,1530	0,2350	0,1210	0,1990	0,0900	0,2660	0,5020
NiO	0,0063	0,0020	b.l.d.	b.l.d.	0,0251	0,0380	0,0270	0,0440	0,0460	b.l.d.	0,0390	0,0250	0,0150
MgO	0,0125	0,0186	0,0315	0,0256	0,0224	0,0360	0,1040	0,0140	0,1790	0,0320	0,1020	0,0250	0,0010
CaO	48,4300	46,6700	48,3100	48,1400	48,1100	47,1840	46,3880	46,0730	45,5500	46,3050	46,3310	46,5620	46,9020
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	b.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,2280	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	b.l.d.	0,0450	0,0196	b.l.d.	0,0430	0,0350	b.l.d.	b.l.d.	0,0230	0,0510	0,0580	0,0800	0,0100
K <sub>2</sub> O	b.l.d.	0,0117	0,0024	b.l.d.	0,0043	b.l.d.	0,0090	0,0090	0,0520	0,0530	0,0490	0,0370	b.l.d.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0051	0,0256	b.l.d.	0,0614	b.l.d.	b.l.d.	0,0490	0,0320	0,0030	0,0540	0,0510	0,0820	0,0210
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	b.l.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
SO <sub>3</sub>	0,0136	0,2539	b.l.d.	0,0408	0,1088	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
F	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,1138	b.l.d.	0,1250	b.l.d.	0,0710	b.l.d.	b.l.d.	0,1620	0,1980
Cl	b.l.d.	0,0951	b.l.d.	0,0243	b.l.d.	b.l.d.	0,0060	0,0160	0,0250	0,0190	0,0190	0,0150	0,0030
<b>Total</b>	<b>100,4158</b>	<b>98,0484</b>	<b>99,7152</b>	<b>99,8860</b>	<b>100,0401</b>	<b>99,4160</b>	<b>99,4090</b>	<b>98,6700</b>	<b>99,9420</b>	<b>98,2720</b>	<b>99,6620</b>	<b>99,9190</b>	<b>99,4840</b>

n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



## Análisis de WOLLASTONITA por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

LM-10													
% en peso	19241a	19241a	19241a	19241a	19241a	19241a	19241a	19241a	19241a	19241a	19241a	19241a	19241a
	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65
SiO <sub>2</sub>	51,5140	51,0180	51,8300	51,5690	52,1250	51,2610	50,4470	51,7350	51,6880	51,5570	51,2840	51,3330	51,6080
TiO <sub>2</sub>	0,2190	0,0870	0,0660	0,0440	0,0870	b.l.d.	b.l.d.	0,1090	b.l.d.	b.l.d.	0,1310	0,0440	b.l.d.
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0050	0,0580	0,0420	b.l.d.	0,0150	0,0180	0,0460	0,0530	0,0280	0,0280	0,0490	b.l.d.	0,0090
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0070	0,0290	b.l.d.	0,0170	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0140	0,0110	0,0170	b.l.d.	0,0060
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
FeO <sub>T</sub>	0,2990	0,4480	0,5910	0,5290	0,6850	0,3610	0,5480	0,3740	0,6230	0,4300	0,6350	0,4590	0,7890
MnO	0,3450	0,1090	0,2220	0,2830	0,1760	0,2120	0,1300	0,2430	0,1280	0,2450	0,2390	0,1840	0,1090
NiO	b.l.d.	0,0540	0,0580	0,0240	0,0180	b.l.d.	b.l.d.	0,0060	0,0400	0,0360	b.l.d.	0,0030	0,0680
MgO	0,0150	0,0630	0,0710	0,0880	0,0360	0,0530	0,0040	0,0140	0,0670	0,0300	0,0610	0,0530	0,0410
CaO	47,3970	46,9550	47,1910	47,4250	47,4160	47,6610	47,1090	46,9730	46,4630	47,1460	46,8550	47,0980	47,2480
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,0450	0,0700	0,0720	0,0250	0,0450	0,0270	0,0250	0,0250	0,0450	0,0230	0,0310	0,0210	0,0390
K <sub>2</sub> O	0,0130	0,0230	0,0320	0,0420	0,0400	0,0400	0,0300	0,0440	0,0130	0,0350	0,0190	0,0180	0,0190
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	b.l.d.	0,0380	0,0290	0,0430	0,0080	0,0510	0,0340	0,0180	0,0010	0,0510	0,0450	0,0400	0,0520
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
SO <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
F	0,0540	b.l.d.	0,0540	0,0360	0,0540	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0540	b.l.d.	0,2510	0,2510	b.l.d.
Cl	0,0010	0,0010	0,0190	0,0200	0,0010	0,0210	0,0030	0,0170	b.l.d.	0,0190	0,0070	0,0060	0,0020
<b>Total</b>	<b>99,9140</b>	<b>98,9530</b>	<b>100,2770</b>	<b>100,1450</b>	<b>100,7060</b>	<b>99,7050</b>	<b>98,3760</b>	<b>99,6110</b>	<b>99,1640</b>	<b>99,6110</b>	<b>99,6240</b>	<b>99,5100</b>	<b>99,9900</b>

n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



**Análisis de WOLLASTONITA por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo**

% en peso	LM-10		
	19241a 66	19241a 67	19241a 68
SiO <sub>2</sub>	51,6830	51,6680	51,9150
TiO <sub>2</sub>	b.l.d.	0,1090	0,0440
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0330	0,0350	0,0930
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0010	0,0060	b.l.d.
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.
FeO <sub>T</sub>	0,6710	0,3350	0,2920
MnO	0,1230	0,1460	0,1730
NiO	0,0020	0,0530	0,0010
MgO	0,0700	0,0300	0,0210
CaO	47,1170	47,8170	47,0970
SrO	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,0100	b.l.d.	0,0310
K <sub>2</sub> O	0,0230	b.l.d.	0,0420
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0390	0,0410	0,0210
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.
SO <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.
F	0,0900	b.l.d.	0,1080
Cl	b.l.d.	0,0180	b.l.d.
<b>Total</b>	<b>99,8620</b>	<b>100,2580</b>	<b>99,8380</b>

n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.

Número de cationes en base a 18 oxígenos por unidad de fórmula

LM-10			
c.p.u.f.	19241a	19241a	19241a
	66	67	68
<b>Posiciones tetraédricas</b>			
Si	6,0101	5,9855	6,0270
P	0,0000	0,0040	0,0000
Al	0,0000	0,0048	0,0000
<b>Suma</b>	<b>6,0101</b>	<b>5,9943</b>	<b>6,0270</b>

<b>Posiciones octaédricas</b>			
Ti	0,0000	0,0095	0,0038
Zr	0,0000	0,0000	0,0000
Al	0,0045	0,0000	0,0127
Cr	0,0001	0,0005	0,0000
Ln <sup>3+</sup>	0,0000	0,0000	0,0000
Fe <sup>2+</sup>	0,0653	0,0325	0,0283
Mn	0,0121	0,0143	0,0170
Ni	0,0002	0,0049	0,0001
Mg	0,0121	0,0052	0,0036
Ca	5,8707	5,9351	5,8584
Sr	0,0000	0,0000	0,0000
Ba	0,0000	0,0000	0,0000
Na+K	0,0057	0,0000	0,0132
P	0,0038	0,0000	0,0021
Nb	0,0000	0,0000	0,0000
<b>Suma</b>	<b>5,9745</b>	<b>6,0021</b>	<b>5,9393</b>

<b>Total</b>	<b>11,9846</b>	<b>11,9963</b>	<b>11,9663</b>
--------------	----------------	----------------	----------------

**Proporciones moleculares de los componentes finales**

Enstatita	0,20	0,09	0,06
Ferrosilita	1,10	0,54	0,48
Wollastonita	98,70	99,37	99,46
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>



## **Anexo 4**

# **Análisis de VESUBIANITA por microsonda electrónica**

**Análisis de VESUBIANITA por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo**

LM-9a															
% en peso	19214	19214	19214	19214	19214	19214	19214	19214	19214	19214	19214	19214	19214	19223	19223
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	37,2960	37,1780	37,3970	37,2560	37,0050	37,5040	37,1390	37,1890	37,5700	37,1900	36,9900	37,2910	37,5200	36,8000	36,5100
TiO <sub>2</sub>	0,7110	0,5520	0,8120	0,2540	0,3140	0,3530	0,5150	0,6820	0,6600	0,7580	0,3240	0,2390	0,3310	2,0400	3,8200
ZrO <sub>2</sub>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0070	0,0140	0,0000	0,0350	0,0000	0,1180	0,0070	0,0420	0,0350	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,8490	18,0230	17,9850	17,8630	17,8520	17,8510	17,9760	18,1050	17,8510	17,9420	18,2230	18,6280	18,2120	16,1500	14,4100
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0170	0,0330	0,0000	0,0010	0,0110	0,0000	0,0090	0,0000	0,0000	0,0240	0,0000	0,0130	0,0090	0,0000	0,0078
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0000	0,0120	0,0000	0,0000	0,0710	0,0000	0,0000	0,0000	0,0220	0,0000	0,0190	0,0000	0,1180	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0170	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0190	0,0000	0,0570	0,0480	0,0000	0,0000	0,0000	0,1640	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,1250	0,0000	0,0080	0,0000	0,0270	0,0000	0,0480	0,0000	0,0000	0,0000	0,0900	0,0740	0,0000	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	4,6043	4,5843	4,6588	4,5310	4,6099	4,6610	4,5632	4,4865	4,5810	4,5587	4,7521	4,6754	4,7210	4,3676	4,4454
FeO*	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
MnO	0,0470	0,0680	0,1020	0,0770	0,0480	0,1150	0,1080	0,1160	0,0970	0,1110	0,1130	0,0790	0,0760	0,0168	0,0155
NiO	0,0000	0,0000	0,0000	0,0050	0,0410	0,0310	0,0060	0,0000	0,0220	0,0210	0,0000	0,0310	0,0560	0,0000	0,0161
MgO	1,5780	1,4330	1,3480	1,4380	1,3970	1,4220	1,3500	1,3970	1,3990	1,3610	1,1810	1,0580	1,2410	1,5904	1,9500
CaO	35,5970	35,5080	35,5190	35,7340	35,6070	35,5760	35,9170	35,5950	35,6290	35,5010	35,9340	35,8830	35,8400	35,7800	35,7100
SrO	0,0000	0,0120	0,0370	0,0000	0,0610	0,0000	0,0160	0,0000	0,0120	0,0000	0,0000	0,0940	0,0080	n.a.	n.a.
BaO	0,0220	0,1790	0,1340	0,0000	0,1790	0,0890	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0670	0,0000	0,0000	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,0000	0,0330	0,0580	0,0300	0,0020	0,0020	0,0540	0,0440	0,0520	0,0000	0,0990	0,0300	0,0250	0,0836	0,0753
K <sub>2</sub> O	0,0120	0,0200	0,0090	0,0000	0,0120	0,0030	0,0030	0,0100	0,0020	0,0050	0,0250	0,0000	0,0000	0,0074	0,0000
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0420	0,0180	0,0000	0,0180	0,0390	0,0410	0,0120	0,0220	0,0300	0,0190	0,0650	0,0140	0,0000	0,0000	0,0000
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0000	0,0060	0,0700	0,0290	0,0120	0,0760	0,1050	0,0290	0,0230	0,0000	0,0000	0,0230	0,0000	n.a.	n.a.
H <sub>2</sub> O**	2,0760	1,9221	1,9865	1,9476	2,0754	2,0998	1,8812	1,8541	2,1235	2,0656	2,1173	2,2667	2,2012	2,0235	2,3391
SO <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,0827	0,0457
F	2,0140	2,3580	2,2330	2,2690	1,9440	1,9320	2,4760	2,5210	1,8920	1,9870	1,9330	1,6030	1,7400	1,9600	1,0500
Cl	0,1580	0,1700	0,1790	0,1790	0,1780	0,1870	0,1470	0,2000	0,1940	0,2210	0,0880	0,0950	0,1480	0,3059	0,5425
<b>Suma</b>	<b>102,1653</b>	<b>102,1094</b>	<b>102,5363</b>	<b>101,6315</b>	<b>101,4922</b>	<b>101,9758</b>	<b>102,3254</b>	<b>102,3426</b>	<b>102,2075</b>	<b>101,8823</b>	<b>102,0274</b>	<b>102,1391</b>	<b>102,4452</b>	<b>101,2079</b>	<b>100,9374</b>
O≡F	0,8462	0,9908	0,9382	0,9534	0,8168	0,8118	1,0403	1,0592	0,7950	0,8349	0,8122	0,6735	0,7311	0,8235	0,4412
O≡Cl	0,0356	0,0383	0,0404	0,0404	0,0401	0,0422	0,0331	0,0451	0,0437	0,0498	0,0198	0,0214	0,0334	0,0690	0,1223
<b>Total</b>	<b>101,2835</b>	<b>101,0803</b>	<b>101,5577</b>	<b>100,6378</b>	<b>100,6353</b>	<b>101,1218</b>	<b>101,2519</b>	<b>101,2383</b>	<b>101,3688</b>	<b>100,9976</b>	<b>101,1954</b>	<b>101,4441</b>	<b>101,6807</b>	<b>100,3154</b>	<b>100,3739</b>

\* Calculado según Droop 1987; \*\* calculado estequiométricamente; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.

Número de cationes en base 78 aniones (O, OH, F, Cl) por unidad de fórmula

LM-9a

i.p.u.f.	19214	19214	19214	19214	19214	19214	19214	19214	19214	19214	19214	19214	19214	19223	19223
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	14	15	16
<b>Posiciones Z</b>															
Si	18,2066	18,0768	18,1396	18,2000	18,2352	18,3542	18,0043	17,9836	18,3475	18,1975	18,1453	18,3247	18,3595	18,2046	18,3993
<b>Posiciones X</b>															
Ln <sup>3+</sup>	0,0240	0,0021	0,0013	0,0000	0,0174	0,0033	0,0080	0,0098	0,0123	0,0000	0,0186	0,0125	0,0498	0,0000	0,0000
Ca	18,6188	18,4985	18,4597	18,7038	18,8000	18,6547	18,6560	18,4427	18,6428	18,6122	18,8868	18,8927	18,7905	18,9647	19,2820
Sr	0,0000	0,0034	0,0104	0,0000	0,0174	0,0000	0,0045	0,0000	0,0034	0,0000	0,0000	0,0268	0,0023	0,0000	0,0000
Ba	0,0042	0,0341	0,0255	0,0000	0,0346	0,0171	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0129	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Na+K	0,0075	0,0435	0,0601	0,0284	0,0095	0,0038	0,0526	0,0474	0,0505	0,0031	0,1098	0,0286	0,0237	0,0849	0,0736
<b>Suma</b>	<b>18,6545</b>	<b>18,5816</b>	<b>18,5570</b>	<b>18,7322</b>	<b>18,8789</b>	<b>18,6789</b>	<b>18,7211</b>	<b>18,5000</b>	<b>18,7090</b>	<b>18,6153</b>	<b>19,0281</b>	<b>18,9606</b>	<b>18,8663</b>	<b>19,0496</b>	<b>19,3556</b>
<b>Posiciones Y</b>															
Ti	0,2611	0,2019	0,2963	0,0933	0,1164	0,1299	0,1878	0,2481	0,2424	0,2790	0,1196	0,0883	0,1218	0,7591	1,4480
Zr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0017	0,0033	0,0000	0,0083	0,0000	0,0282	0,0017	0,0101	0,0084	0,0000	0,0000
Al	10,2692	10,3281	10,2815	10,2846	10,3679	10,2962	10,2706	10,3185	10,2743	10,3469	10,5355	10,7883	10,5029	9,4159	8,5587
Cr	0,0066	0,0127	0,0000	0,0004	0,0043	0,0000	0,0034	0,0000	0,0000	0,0093	0,0000	0,0051	0,0035	0,0000	0,0031
Fe <sup>3+</sup>	1,6914	1,6773	1,7005	1,6656	1,7094	1,7165	1,6646	1,6326	1,6834	1,6786	1,7542	1,7289	1,7384	1,6259	1,6858
Fe <sup>2+</sup>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Mn	0,0194	0,0280	0,0419	0,0319	0,0200	0,0477	0,0443	0,0475	0,0401	0,0460	0,0470	0,0329	0,0315	0,0070	0,0066
Ni	0,0000	0,0000	0,0000	0,0020	0,0163	0,0122	0,0023	0,0000	0,0086	0,0083	0,0000	0,0123	0,0220	0,0000	0,0065
Mg	1,1484	1,0387	0,9747	1,0472	1,0263	1,0374	0,9756	1,0071	1,0185	0,9928	0,8636	0,7750	0,9053	1,1729	1,4650
P	0,0174	0,0074	0,0000	0,0074	0,0163	0,0170	0,0049	0,0090	0,0124	0,0079	0,0270	0,0058	0,0000	0,0000	0,0000
Nb	0,0000	0,0013	0,0154	0,0064	0,0027	0,0168	0,0230	0,0063	0,0051	0,0000	0,0000	0,0051	0,0000	0,0000	0,0000
<b>Suma</b>	<b>13,4133</b>	<b>13,2954</b>	<b>13,3102</b>	<b>13,1388</b>	<b>13,2812</b>	<b>13,2771</b>	<b>13,1767</b>	<b>13,2774</b>	<b>13,2849</b>	<b>13,3968</b>	<b>13,3485</b>	<b>13,4518</b>	<b>13,3338</b>	<b>12,9807</b>	<b>13,1738</b>
<b>Posiciones W</b>															
OH	6,7599	6,2339	6,4274	6,3463	6,8217	6,8546	6,0831	5,9806	6,9173	6,7419	6,9280	7,4297	7,1846	6,6771	7,8632
F	3,1093	3,6260	3,4255	3,5055	3,0296	2,9903	3,7961	3,8555	2,9221	3,0749	2,9988	2,4912	2,6927	3,0664	1,6735
Cl	0,1307	0,1401	0,1471	0,1482	0,1487	0,1551	0,1208	0,1639	0,1606	0,1833	0,0732	0,0791	0,1227	0,2565	0,4633
<b>Suma</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>
<b>Total</b>	<b>60,2744</b>	<b>59,9538</b>	<b>60,0069</b>	<b>60,0711</b>	<b>60,3952</b>	<b>60,3103</b>	<b>59,9021</b>	<b>59,7609</b>	<b>60,3414</b>	<b>60,2096</b>	<b>60,5218</b>	<b>60,7371</b>	<b>60,5595</b>	<b>60,2350</b>	<b>60,9288</b>
X <sub>Mg</sub>	0,40	0,38	0,36	0,38	0,37	0,37	0,36	0,37	0,37	0,37	0,32	0,31	0,34	0,42	0,46
X <sub>F</sub>	0,31	0,36	0,34	0,35	0,30	0,30	0,38	0,39	0,29	0,31	0,30	0,25	0,27	0,31	0,17

**Análisis de VESUBIANITA por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo**

	LM-9a														
% en peso	19223 17	19223 23	19223 24	19223 25	19223 30	19223 31	19223 32	19223 35	19223 36	19223 38	19223 39	19223 40	19223 41	19223 42	19223 44
SiO <sub>2</sub>	36,7400	36,7900	38,7700	36,4800	36,6600	36,6300	36,6000	36,4600	36,4400	36,8600	36,4100	36,5800	36,4000	36,5800	36,5700
TiO <sub>2</sub>	3,2200	2,1000	0,4593	2,4900	2,2400	2,2700	1,8900	2,8700	2,8800	2,7000	2,7300	2,1800	2,4900	2,5900	2,8700
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,8500	15,5200	18,8400	15,8200	16,0300	15,9600	16,5100	14,9300	15,0100	15,4300	16,1700	15,9500	15,8200	15,5700	15,0500
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0130	0,0008	0,0190	0,0008	0,0071	0,0062	0,0029	0,0000	0,0008	0,0000	0,0108	0,0164	0,0000	0,0059	0,0027
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	4,3898	4,1342	5,9346	4,1342	4,3342	4,2009	4,5565	4,6565	4,3676	4,0897	4,3342	4,8566	4,1675	4,4787	4,5565
FeO*	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
MnO	0,0161	0,0350	0,1510	0,0504	0,0383	0,0262	0,0330	0,0565	0,0262	0,0363	0,0524	0,0074	0,0464	0,0444	0,0309
NiO	0,0152	0,0139	0,0121	0,0319	0,0260	0,0109	0,0024	0,0213	0,0011	0,0000	0,0025	0,0069	0,0000	0,0000	0,0177
MgO	2,0700	2,0800	0,0683	1,5758	1,5780	1,5962	1,4169	1,9600	1,9500	2,0600	1,4058	1,2135	1,5941	1,6377	1,8800
CaO	35,5700	36,0200	35,8300	35,5600	35,7400	35,7600	35,7200	35,7300	35,6600	35,4300	35,7000	35,6600	35,5200	35,4300	35,6500
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,0290	0,0000	0,0105	0,0935	0,0747	0,0304	0,0512	0,0000	0,0177	0,0938	0,0590	0,0767	0,1107	0,0459	0,0416
K <sub>2</sub> O	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0090	0,0040	0,0043	0,0000	0,0000	0,0000	0,0032	0,0029	0,0000	0,0000
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0104	0,0052	0,0158	0,0000	0,0260	0,0000	0,0000	0,0000	0,0156	0,0260	0,0363	0,0208	0,0052	0,0260	0,0000
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
H <sub>2</sub> O**	2,3045	2,2325	2,8180	2,0372	1,9969	2,0300	2,1584	2,2563	2,1894	2,2186	2,2137	2,0666	1,9258	2,0366	2,2441
SO <sub>3</sub>	0,0045	0,0642	0,0000	0,0687	0,0549	0,0321	0,0000	0,0137	0,1005	0,0550	0,0230	0,0138	0,1328	0,0183	0,0595
F	1,1400	1,4100	0,4770	1,8500	1,9600	1,8700	1,6100	1,3300	1,3400	1,4400	1,4300	1,8500	2,1000	1,7900	1,3300
Cl	0,5558	0,3570	0,0050	0,3618	0,4087	0,3963	0,3400	0,3612	0,6192	0,3891	0,4354	0,2584	0,3863	0,4969	0,4277
<b>Suma</b>	<b>100,9283</b>	<b>100,7628</b>	<b>103,4106</b>	<b>100,5543</b>	<b>101,1748</b>	<b>100,8282</b>	<b>100,8954</b>	<b>100,6499</b>	<b>100,6181</b>	<b>100,8286</b>	<b>101,0131</b>	<b>100,7603</b>	<b>100,7017</b>	<b>100,7504</b>	<b>100,7307</b>
O≡F	0,4790	0,5924	0,2004	0,7773	0,8235	0,7857	0,6765	0,5588	0,5630	0,6050	0,6008	0,7773	0,8824	0,7521	0,5588
O≡Cl	0,1253	0,0805	0,0011	0,0816	0,0921	0,0894	0,0767	0,0814	0,1396	0,0877	0,0982	0,0583	0,0871	0,1120	0,0964
<b>Total</b>	<b>100,3240</b>	<b>100,0898</b>	<b>103,2090</b>	<b>99,6954</b>	<b>100,2591</b>	<b>99,9531</b>	<b>100,1422</b>	<b>100,0096</b>	<b>99,9155</b>	<b>100,1358</b>	<b>100,3141</b>	<b>99,9247</b>	<b>99,7323</b>	<b>99,8863</b>	<b>100,0755</b>

\* Calculado según Droop 1987; \*\* calculado estequiométricamente; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.

Número de cationes en base 78 aniones (O, OH, F, Cl) por unidad de fórmula

LM-9a															
i.p.u.f.	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223
	17	23	24	25	30	31	32	35	36	38	39	40	41	42	44
<b>Posiciones Z</b>															
Si	18,4447	18,4358	19,0854	18,1917	18,1384	18,2000	18,2402	18,3501	18,3193	18,4183	18,1810	18,2227	18,0717	18,2097	18,3766
<b>Posiciones X</b>															
Ln <sup>3+</sup>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Ca	19,1333	19,3397	18,8984	19,0000	18,9468	19,0373	19,0736	19,2676	19,2081	18,9688	19,1002	19,0337	18,8949	18,8975	19,1944
Sr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Ba	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Na+K	0,0282	0,0000	0,0100	0,0904	0,0717	0,0350	0,0520	0,0028	0,0173	0,0909	0,0571	0,0761	0,1084	0,0443	0,0405
<b>Suma</b>	<b>19,1615</b>	<b>19,3397</b>	<b>18,9084</b>	<b>19,0904</b>	<b>19,0184</b>	<b>19,0723</b>	<b>19,1256</b>	<b>19,2704</b>	<b>19,2254</b>	<b>19,0596</b>	<b>19,1574</b>	<b>19,1098</b>	<b>19,0033</b>	<b>18,9418</b>	<b>19,2349</b>
<b>Posiciones Y</b>															
Ti	1,2160	0,7916	0,1701	0,9340	0,8337	0,8484	0,7085	1,0865	1,0891	1,0148	1,0254	0,8169	0,9299	0,9698	1,0848
Zr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Al	8,7865	9,1660	10,9306	9,2978	9,3475	9,3459	9,6973	8,8560	8,8934	9,0869	9,5162	9,3645	9,2568	9,1349	8,9132
Cr	0,0052	0,0003	0,0074	0,0003	0,0028	0,0024	0,0011	0,0000	0,0003	0,0000	0,0043	0,0065	0,0000	0,0023	0,0011
Fe <sup>3+</sup>	1,6584	1,5589	2,1984	1,5514	1,6137	1,5707	1,7088	1,7636	1,6523	1,5378	1,6286	1,8206	1,5570	1,6777	1,7230
Fe <sup>2+</sup>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Mn	0,0068	0,0149	0,0630	0,0213	0,0161	0,0110	0,0139	0,0241	0,0112	0,0154	0,0222	0,0031	0,0195	0,0187	0,0132
Ni	0,0061	0,0056	0,0048	0,0128	0,0103	0,0044	0,0010	0,0086	0,0004	0,0000	0,0010	0,0028	0,0000	0,0000	0,0072
Mg	1,5492	1,5538	0,0501	1,1715	1,1639	1,1823	1,0527	1,4706	1,4614	1,5345	1,0465	0,9012	1,1798	1,2154	1,4083
P	0,0044	0,0022	0,0066	0,0000	0,0109	0,0000	0,0000	0,0000	0,0066	0,0110	0,0153	0,0088	0,0022	0,0110	0,0000
Nb	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
<b>Suma</b>	<b>13,2326</b>	<b>13,0933</b>	<b>13,4309</b>	<b>12,9891</b>	<b>12,9989</b>	<b>12,9651</b>	<b>13,1833</b>	<b>13,2094</b>	<b>13,1147</b>	<b>13,2004</b>	<b>13,2595</b>	<b>12,9243</b>	<b>12,9452</b>	<b>13,0298</b>	<b>13,1507</b>
<b>Posiciones W</b>															
OH	7,7171	7,4622	9,2532	6,7766	6,5903	6,7278	7,1753	7,5749	7,3420	7,3949	7,3733	6,8672	6,3776	6,7627	7,5221
F	1,8100	2,2346	0,7426	2,9177	3,0670	2,9385	2,5376	2,1170	2,1305	2,2756	2,2583	2,9146	3,2973	2,8181	2,1137
Cl	0,4729	0,3032	0,0042	0,3058	0,3427	0,3337	0,2872	0,3081	0,5276	0,3295	0,3685	0,2182	0,3250	0,4192	0,3642
<b>Suma</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>
<b>Total</b>	<b>60,8389</b>	<b>60,8689</b>	<b>61,4247</b>	<b>60,2713</b>	<b>60,1557</b>	<b>60,2374</b>	<b>60,5490</b>	<b>60,8299</b>	<b>60,6593</b>	<b>60,6783</b>	<b>60,5978</b>	<b>60,2568</b>	<b>60,0201</b>	<b>60,1814</b>	<b>60,7623</b>
X <sub>Mg</sub>	0,48	0,50	0,02	0,43	0,42	0,43	0,38	0,45	0,47	0,50	0,39	0,33	0,43	0,42	0,45
X <sub>F</sub>	0,18	0,22	0,07	0,29	0,31	0,29	0,25	0,21	0,21	0,23	0,23	0,29	0,33	0,28	0,21

**Análisis de VESUBIANITA por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo**

	LM-9a														
% en peso	19223 45	19223 46	19223 47	19223 52	19223 59	19223 61	19223 62	19223 63	19223 67	19223 70	19223 71	19223 72	19223 73	19223 74	19223 75
SiO <sub>2</sub>	36,2300	36,5300	36,6600	36,4600	36,8000	36,3700	36,6500	36,6100	36,7700	36,3700	36,3300	36,6600	36,6800	37,2200	36,5100
TiO <sub>2</sub>	1,9800	2,5400	2,2600	2,5700	2,2500	2,1900	2,3700	2,9300	1,7600	3,0300	3,2000	1,6800	2,7100	2,2600	2,2900
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,0100	15,7900	15,6400	15,2400	15,4800	16,2400	15,8500	15,0900	16,2000	14,7300	14,5100	16,3800	15,8600	16,5900	15,8200
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0017	0,0039	0,0032	0,0000	0,0096	0,0056	0,0000	0,0191	0,0000	0,0157
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	4,4454	4,7010	4,2898	4,5899	4,3009	4,1898	4,1342	4,3787	4,4676	4,5565	4,5343	4,4565	4,2231	4,2676	4,7343
FeO*	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
MnO	0,0592	0,0336	0,0384	0,0202	0,0377	0,0491	0,0498	0,0417	0,0094	0,0255	0,0296	0,0276	0,0276	0,0820	0,0235
NiO	0,0074	0,0222	0,0451	0,0181	0,0007	0,0225	0,0083	0,0317	0,0250	0,0074	0,0015	0,0059	0,0279	0,0000	0,0191
MgO	1,6386	1,5533	2,0700	1,9700	2,1000	1,5994	1,6362	2,0800	1,6306	2,1500	2,0900	1,5558	1,5852	1,3496	1,4092
CaO	35,6500	35,6700	35,7600	35,6300	35,6300	35,6800	35,5200	35,9400	35,8300	35,6200	35,5100	35,8800	35,6400	35,6600	35,6400
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,0701	0,0563	0,0519	0,0250	0,0589	0,0528	0,0791	0,0277	0,0000	0,0444	0,0183	0,0479	0,0897	0,1192	0,0808
K <sub>2</sub> O	0,0000	0,0091	0,0000	0,0066	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0363	0,0831	0,0000	0,0000	0,0624	0,0363	0,0000	0,0207	0,0312	0,0000	0,0776	0,0000	0,0519	0,0208	0,0052
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
H <sub>2</sub> O**	1,8476	2,1905	2,1656	2,1260	2,1647	1,9047	1,9118	1,9126	2,1583	2,2157	2,1657	2,1107	2,0471	2,1378	1,9989
SO <sub>3</sub>	0,0275	0,0596	0,0504	0,0549	0,0413	0,0458	0,0458	0,0000	0,0138	0,0137	0,0914	0,0183	0,0458	0,0367	0,0230
F	2,2900	1,5400	1,5400	1,6600	1,5200	2,1200	2,0600	2,1200	1,6300	1,3300	1,4400	1,7400	1,8000	1,6400	2,0100
Cl	0,3667	0,3322	0,4284	0,3269	0,4704	0,4849	0,5562	0,5108	0,2982	0,5253	0,5182	0,2982	0,5068	0,5151	0,2584
<b>Suma</b>	<b>100,6587</b>	<b>101,1109</b>	<b>100,9996</b>	<b>100,6976</b>	<b>100,9170</b>	<b>100,9869</b>	<b>100,8753</b>	<b>101,6971</b>	<b>100,8241</b>	<b>100,6281</b>	<b>100,5222</b>	<b>100,8609</b>	<b>101,3142</b>	<b>101,8988</b>	<b>100,8382</b>
O≡F	0,9622	0,6471	0,6471	0,6975	0,6387	0,8908	0,8655	0,8908	0,6849	0,5588	0,6050	0,7311	0,7563	0,6891	0,8445
O≡Cl	0,0827	0,0749	0,0966	0,0737	0,1061	0,1093	0,1254	0,1152	0,0672	0,1184	0,1168	0,0672	0,1143	0,1161	0,0583
<b>Total</b>	<b>99,6139</b>	<b>100,3890</b>	<b>100,2560</b>	<b>99,9264</b>	<b>100,1722</b>	<b>99,9868</b>	<b>99,8843</b>	<b>100,6912</b>	<b>100,0720</b>	<b>99,9508</b>	<b>99,8004</b>	<b>100,0625</b>	<b>100,4436</b>	<b>101,0936</b>	<b>99,9354</b>

\* Calculado según Droop 1987; \*\* calculado estequiométricamente; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.

Número de cationes en base 78 aniones (O, OH, F, Cl) por unidad de fórmula

LM-9a															
i.p.u.f.	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19223
	45	46	47	52	59	61	62	63	67	70	71	72	73	74	75
<b>Posiciones Z</b>															
Si	17,9465	18,2239	18,2916	18,2433	18,3602	17,9771	18,1347	18,0093	18,3327	18,2987	18,2758	18,2503	18,1528	18,3171	18,1385
<b>Posiciones X</b>															
Ln <sup>3+</sup>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Ca	18,9210	19,0663	19,1174	19,1019	19,0466	18,8962	18,8314	18,9429	19,1404	19,2019	19,1397	19,1383	18,8984	18,8034	18,9715
Sr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Ba	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Na+K	0,0673	0,0602	0,0502	0,0285	0,0570	0,0506	0,0759	0,0264	0,0000	0,0433	0,0178	0,0462	0,0861	0,1137	0,0778
<b>Suma</b>	<b>18,9883</b>	<b>19,1266</b>	<b>19,1676</b>	<b>19,1304</b>	<b>19,1036</b>	<b>18,9468</b>	<b>18,9072</b>	<b>18,9694</b>	<b>19,1404</b>	<b>19,2452</b>	<b>19,1576</b>	<b>19,1845</b>	<b>18,9845</b>	<b>18,9171</b>	<b>19,0493</b>
<b>Posiciones Y</b>															
Ti	0,7377	0,9531	0,8482	0,9673	0,8444	0,8142	0,8821	1,0842	0,6600	1,1467	1,2109	0,6291	1,0088	0,8366	0,8558
Zr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Al	9,3467	9,2839	9,1971	8,9873	9,1024	9,4606	9,2432	8,7487	9,5192	8,7344	8,6027	9,6105	9,2507	9,6224	9,2630
Cr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0007	0,0015	0,0012	0,0000	0,0038	0,0022	0,0000	0,0075	0,0000	0,0062
Fe <sup>3+</sup>	1,6570	1,7648	1,6107	1,7282	1,6147	1,5584	1,5393	1,6209	1,6762	1,7251	1,7164	1,6695	1,5727	1,5804	1,7699
Fe <sup>2+</sup>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Mn	0,0248	0,0142	0,0162	0,0086	0,0159	0,0206	0,0209	0,0174	0,0040	0,0109	0,0126	0,0116	0,0116	0,0342	0,0099
Ni	0,0029	0,0089	0,0181	0,0073	0,0003	0,0089	0,0033	0,0125	0,0100	0,0030	0,0006	0,0024	0,0111	0,0000	0,0076
Mg	1,2100	1,1552	1,5397	1,4695	1,5619	1,1785	1,2069	1,5253	1,2120	1,6126	1,5674	1,1546	1,1695	0,9901	1,0437
P	0,0152	0,0351	0,0000	0,0000	0,0264	0,0152	0,0000	0,0086	0,0132	0,0000	0,0330	0,0000	0,0217	0,0087	0,0022
Nb	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
<b>Suma</b>	<b>12,9945</b>	<b>13,2152</b>	<b>13,2300</b>	<b>13,1681</b>	<b>13,1660</b>	<b>13,0571</b>	<b>12,8972</b>	<b>13,0188</b>	<b>13,0946</b>	<b>13,2365</b>	<b>13,1458</b>	<b>13,0777</b>	<b>13,0536</b>	<b>13,0724</b>	<b>12,9583</b>
<b>Posiciones W</b>															
OH	6,1047	7,2894	7,2076	7,0959	7,2039	6,2798	6,3099	6,2760	7,1778	7,4358	7,2672	7,0089	6,7576	7,0179	6,6243
F	3,5875	2,4297	2,4301	2,6269	2,3984	3,3140	3,2236	3,2982	2,5702	2,1163	2,2910	2,7395	2,8173	2,5525	3,1581
Cl	0,3078	0,2809	0,3623	0,2772	0,3977	0,4062	0,4664	0,4259	0,2520	0,4479	0,4418	0,2516	0,4251	0,4296	0,2176
<b>Suma</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>
<b>Total</b>	<b>59,9294</b>	<b>60,5656</b>	<b>60,6891</b>	<b>60,5418</b>	<b>60,6297</b>	<b>59,9811</b>	<b>59,9391</b>	<b>59,9974</b>	<b>60,5677</b>	<b>60,7804</b>	<b>60,5792</b>	<b>60,5126</b>	<b>60,1910</b>	<b>60,3066</b>	<b>60,1461</b>
X <sub>Mg</sub>	0,42	0,39	0,49	0,46	0,49	0,43	0,44	0,48	0,42	0,48	0,48	0,41	0,42	0,38	0,37
X <sub>F</sub>	0,36	0,24	0,24	0,26	0,24	0,33	0,32	0,33	0,26	0,21	0,23	0,27	0,28	0,26	0,32

**Análisis de VESUBIANITA por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo**

% en peso	LM-9a			LM-9b						LM-10					
	19223 76	19223 77	19223 78	19223 79	19223 80	19223 81	19236 85	19236 87	19236 88	19241 90	19241 92	19241 93	19241 94	19241 95	19241 96
SiO <sub>2</sub>	36,7700	36,3900	36,2300	36,5400	36,4800	36,1200	35,5840	35,4470	35,8310	36,8000	37,8140	37,3420	38,0610	36,7880	37,3070
TiO <sub>2</sub>	1,9800	1,9800	2,4300	2,5300	2,4200	2,3400	2,7990	3,1560	2,6450	0,2270	0,0240	0,1770	0,3030	0,2110	0,1440
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,2700	16,0400	15,9300	15,9900	16,4000	15,0700	16,8820	17,0530	17,0510	18,1900	20,3400	20,3200	20,3960	15,1080	15,7100
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0044	0,0000	0,0000	0,0035	0,0301	0,0000	0,0310	0,0100	0,0340	0,0270	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,0040	0,0000	0,0980	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,0570	0,0000	0,0430	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,0210	0,0000	0,0000	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	3,9008	4,7121	4,2453	4,2676	4,1231	5,1678	4,4365	4,2109	4,5121	4,7854	5,9401	4,9188	4,8944	11,4669	10,3122
FeO*	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
MnO	0,0276	0,0686	0,0558	0,0424	0,0632	0,0403	0,0380	0,0520	0,0080	0,1000	0,4630	0,3190	0,3790	0,3360	0,3470
NiO	0,0153	0,0005	0,0000	0,0039	0,0000	0,0000	0,0000	0,0410	0,0000	b.l.d.	b.l.d.	0,0380	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.
MgO	1,8000	1,4673	1,5457	1,5182	1,3726	1,9500	1,2730	1,1170	1,2040	1,2180	0,0330	0,0810	0,0920	0,0030	0,0220
CaO	35,8900	35,5400	35,6600	35,6600	35,6200	35,5300	35,3440	35,5110	35,3540	35,7150	34,7690	35,5080	35,3370	35,1750	35,3430
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,0370	0,0000	0,0370	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,0450	0,2900	0,1340	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,1138	0,0908	0,0937	0,0173	0,0261	0,0521	0,0480	0,0430	0,0520	0,0620	b.l.d.	0,0170	b.l.d.	b.l.d.	0,0020
K <sub>2</sub> O	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0048	0,0000	0,0000	0,0100	0,0090	0,0180	b.l.d.	b.l.d.	0,0230	0,0030
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0052	0,0156	0,0415	0,0000	0,0259	0,0000	0,0360	0,0020	0,0000	0,0210	0,0250	b.l.d.	b.l.d.	0,0330	b.l.d.
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
H <sub>2</sub> O**	2,1933	2,0235	2,0586	2,1772	1,8401	2,0561	2,1971	2,2264	2,2208	1,9633	2,7958	2,7384	2,6211	2,7935	2,8303
SO <sub>3</sub>	0,0000	0,0138	0,0686	0,0549	0,1098	0,0275	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
F	1,6100	1,8100	1,7800	1,5200	2,1700	1,7400	1,4550	1,3950	1,4510	2,2470	0,4940	0,5760	0,9350	0,2870	0,2410
Cl	0,1947	0,4923	0,3838	0,3938	0,7134	0,4252	0,4050	0,4050	0,3520	0,1160	b.l.d.	0,0040	0,0000	0,0080	b.l.d.
<b>Suma</b>	<b>100,7752</b>	<b>100,6445</b>	<b>100,5230</b>	<b>100,7187</b>	<b>101,3943</b>	<b>100,5238</b>	<b>100,6926</b>	<b>100,9593</b>	<b>101,0369</b>	<b>101,4808</b>	<b>102,7159</b>	<b>102,0392</b>	<b>103,0184</b>	<b>102,2324</b>	<b>102,2615</b>
O≡F	0,6765	0,7605	0,7479	0,6387	0,9118	0,7311	0,6113	0,5861	0,6097	0,9441	0,2076	0,2420	0,3929	0,1206	0,1013
O≡Cl	0,0439	0,1110	0,0865	0,0888	0,1608	0,0959	0,0913	0,0913	0,0794	0,0262	0,0000	0,0009	0,0000	0,0018	0,0000
<b>Total</b>	<b>100,0548</b>	<b>99,7730</b>	<b>99,6886</b>	<b>99,9913</b>	<b>100,3217</b>	<b>99,6968</b>	<b>99,9900</b>	<b>100,2818</b>	<b>100,3478</b>	<b>100,5105</b>	<b>102,5084</b>	<b>101,7963</b>	<b>102,6256</b>	<b>102,1100</b>	<b>102,1602</b>

\* Calculado según Droop 1987; \*\* calculado estequiométricamente; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.

Número de cationes en base 78 aniones (O, OH, F, Cl) por unidad de fórmula

	LM-9a						LM-9b				LM-10				
i.p.u.f.	19223	19223	19223	19223	19223	19223	19236	19236	19236	19241	19241	19241	19241	19241	19241
	76	77	78	79	80	81	85	87	88	90	92	93	94	95	96
<b>Posiciones Z</b>															
Si	18,3372	18,1440	18,1048	18,2727	17,9297	18,1155	17,8422	17,7688	17,9163	18,0400	18,7093	18,5832	18,6203	18,8126	18,9938
<b>Posiciones X</b>															
Ln <sup>3+</sup>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0146	0,0000	0,0256	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Ca	19,1772	18,9863	19,0933	19,1068	18,7579	19,0929	18,9882	19,0728	18,9409	18,7591	18,4319	18,9332	18,5229	19,2731	19,2797
Sr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0108	0,0000	0,0107	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Ba	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0088	0,0570	0,0263	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Na+K	0,1100	0,0878	0,0908	0,0168	0,0249	0,0537	0,0467	0,0418	0,0568	0,0646	0,0114	0,0164	0,0000	0,0150	0,0039
<b>Suma</b>	<b>19,2873</b>	<b>19,0741</b>	<b>19,1841</b>	<b>19,1236</b>	<b>18,7828</b>	<b>19,1466</b>	<b>19,0690</b>	<b>19,1716</b>	<b>19,0603</b>	<b>18,8237</b>	<b>18,4432</b>	<b>18,9496</b>	<b>18,5229</b>	<b>19,2881</b>	<b>19,2836</b>
<b>Posiciones Y</b>															
Ti	0,7427	0,7426	0,9134	0,9517	0,8947	0,8828	1,0557	1,1900	0,9948	0,0837	0,0089	0,0663	0,1115	0,0812	0,0551
Zr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Al	9,5628	9,4256	9,3820	9,4241	9,4999	8,9078	9,9764	10,0748	10,0484	10,5094	11,8607	11,9180	11,7600	9,1055	9,4266
Cr	0,0017	0,0000	0,0000	0,0014	0,0117	0,0000	0,0123	0,0040	0,0134	0,0105	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Fe <sup>3+</sup>	1,4639	1,7680	1,5964	1,6059	1,5249	1,9503	1,6739	1,5884	1,6977	1,7653	2,2116	1,8420	1,8018	4,4126	3,9508
Fe <sup>2+</sup>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Mn	0,0117	0,0290	0,0236	0,0180	0,0263	0,0171	0,0161	0,0221	0,0034	0,0415	0,1940	0,1345	0,1570	0,1455	0,1496
Ni	0,0061	0,0002	0,0000	0,0016	0,0000	0,0000	0,0000	0,0165	0,0000	0,0000	0,0000	0,0152	0,0000	0,0000	0,0000
Mg	1,3382	1,0906	1,1515	1,1318	1,0057	1,4580	0,9515	0,8347	0,8975	0,8901	0,0243	0,0601	0,0671	0,0023	0,0167
P	0,0022	0,0066	0,0176	0,0000	0,0108	0,0000	0,0153	0,0008	0,0000	0,0087	0,0105	0,0000	0,0000	0,0143	0,0000
Nb	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
<b>Suma</b>	<b>13,1293</b>	<b>13,0625</b>	<b>13,0845</b>	<b>13,1344</b>	<b>12,9739</b>	<b>13,2160</b>	<b>13,7013</b>	<b>13,7313</b>	<b>13,6552</b>	<b>13,3092</b>	<b>14,3101</b>	<b>14,0360</b>	<b>13,8975</b>	<b>13,7614</b>	<b>13,5988</b>
<b>Posiciones W</b>															
OH	7,2962	6,7299	6,8618	7,2623	6,0327	6,8787	7,3486	7,4444	7,4071	6,4200	9,2270	9,0901	8,5534	9,5289	9,6120
F	2,5393	2,8541	2,8131	2,4039	3,3730	2,7599	2,3073	2,2115	2,2946	3,4837	0,7730	0,9065	1,4466	0,4642	0,3880
Cl	0,1646	0,4160	0,3250	0,3338	0,5942	0,3614	0,3442	0,3441	0,2983	0,0964	0,0000	0,0034	0,0000	0,0069	0,0000
<b>Suma</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>
<b>Total</b>	<b>60,7538</b>	<b>60,2806</b>	<b>60,3734</b>	<b>60,5307</b>	<b>59,6864</b>	<b>60,4782</b>	<b>60,6125</b>	<b>60,6717</b>	<b>60,6318</b>	<b>60,1729</b>	<b>61,4626</b>	<b>61,5688</b>	<b>61,0407</b>	<b>61,8621</b>	<b>61,8762</b>
X <sub>Mg</sub>	0,48	0,38	0,42	0,41	0,39	0,43	0,36	0,34	0,35	0,33	0,01	0,03	0,03	0,00	0,00
X <sub>F</sub>	0,25	0,29	0,28	0,24	0,34	0,28	0,23	0,22	0,23	0,35	0,08	0,09	0,14	0,05	0,04

**Análisis de VESUBIANITA por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo**

% en peso	LM-10						LM-13									
	19241 97	19241 99	19241 100	19241 101	19241 102	19241 104	19197 106	19197 107	19197 108	19197 109	19197 110	19197 111	19197 112	19197 113	19197 114	
SiO <sub>2</sub>	37,6350	35,4960	35,5970	35,5500	35,7440	35,4530	36,5400	36,9300	36,5600	36,7800	36,6100	36,6000	36,8500	36,7200	36,6000	
TiO <sub>2</sub>	0,0140	0,6870	0,6910	0,4700	0,3060	0,9460	0,9865	0,8383	0,6868	0,7312	0,4827	0,6065	0,6426	0,3275	0,7226	
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,3030	17,5630	18,1930	17,7700	18,0370	17,1490	16,6100	16,8700	16,7200	16,2500	16,5000	16,8100	16,5100	17,3000	17,0200	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.l.d.	0,0180	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0096	0,0000	0,0091	0,0000	0,0000	0,0073	0,0000	0,0000	0,0000	
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	10,1432	5,1277	4,7799	5,2044	4,5087	5,3367	4,9233	4,8566	5,0344	5,4011	5,3789	5,1233	4,6899	4,5454	5,1011	
FeO*	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	
MnO	0,2930	0,0660	0,0910	0,1450	0,1320	0,0520	0,1036	0,0949	0,0942	0,0289	0,0794	0,0639	0,0815	0,1057	0,1157	
NiO	0,0020	0,0290	b.l.d.	0,0120	0,0460	0,0500	0,0000	0,0000	0,0138	0,0027	0,0135	0,0039	0,0111	0,0015	0,0281	
MgO	0,0480	1,6530	1,3620	1,4930	1,4090	1,5430	1,4788	1,3345	1,2818	1,7400	1,5196	1,4010	1,9300	1,4587	1,1941	
CaO	35,5490	35,4060	35,4280	35,4250	35,4210	35,0360	36,0000	35,7500	35,8100	35,6000	35,8900	35,8500	35,9100	35,9800	35,9800	
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	
Na <sub>2</sub> O	b.l.d.	0,0250	0,0390	0,0000	0,0370	0,0210	0,0684	0,0572	0,0745	0,0220	0,0467	0,0112	0,0826	0,0878	0,0749	
K <sub>2</sub> O	0,0100	0,0000	b.l.d.	b.l.d.	0,0230	b.l.d.	0,0031	0,0000	0,0000	0,0052	0,0000	0,0011	0,0000	0,0065	0,0089	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0670	0,0390	0,0330	0,0080	0,0530	0,0220	0,0156	0,0000	0,0731	0,0000	0,0574	0,0469	0,0209	0,0629	0,0209	
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	
H <sub>2</sub> O**	2,8324	1,8984	1,9615	1,9154	1,7190	1,6931	1,9795	2,0520	1,7730	1,8792	1,8311	1,9265	1,9027	2,0029	1,9556	
SO <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,0000	0,0415	0,0875	0,0599	0,0000	0,0276	0,0737	0,0739	0,0552	
F	0,3050	2,2540	2,1170	2,2030	2,6790	2,7040	1,9600	1,8700	2,5400	2,0600	2,1800	1,9000	2,1300	2,1400	2,1600	
Cl	0,0170	0,1930	0,2070	0,2080	0,1940	0,2100	0,4617	0,3364	0,2719	0,7116	0,6940	0,7979	0,5119	0,0396	0,2175	
<b>Suma</b>	<b>103,2186</b>	<b>100,4551</b>	<b>100,4994</b>	<b>100,4038</b>	<b>100,3087</b>	<b>100,2158</b>	<b>101,1400</b>	<b>101,0314</b>	<b>101,0300</b>	<b>101,2718</b>	<b>101,2833</b>	<b>101,1771</b>	<b>101,3469</b>	<b>100,8524</b>	<b>101,2546</b>	
O≡F	0,1282	0,9471	0,8895	0,9256	1,1256	1,1361	0,8235	0,7857	1,0672	0,8655	0,9160	0,7983	0,8950	0,8992	0,9076	
O≡Cl	0,0038	0,0435	0,0467	0,0469	0,0437	0,0473	0,1041	0,0758	0,0613	0,1604	0,1565	0,1799	0,1154	0,0089	0,0490	
<b>Total</b>	<b>103,0866</b>	<b>99,4646</b>	<b>99,5632</b>	<b>99,4313</b>	<b>99,1394</b>	<b>99,0323</b>	<b>100,2124</b>	<b>100,1698</b>	<b>99,9015</b>	<b>100,2458</b>	<b>100,2109</b>	<b>100,1989</b>	<b>100,3365</b>	<b>99,9443</b>	<b>100,2980</b>	

\* Calculado según Droop 1987; \*\* calculado estequiométricamente; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.

Número de cationes en base 78 aniones (O, OH, F, Cl) por unidad de fórmula

	LM-10						LM-13									
i.p.u.f.	19241	19241	19241	19241	19241	19241	19197	19197	19197	19197	19197	19197	19197	19197	19197	
	97	99	100	101	102	104	106	107	108	109	110	111	112	113	114	
<b>Posiciones Z</b>																
Si	18,9250	17,6433	17,6838	17,6902	17,6358	17,5501	18,1025	18,3077	17,9921	18,1579	18,0479	18,1083	18,1565	18,1827	18,0789	
<b>Posiciones X</b>																
Ln <sup>3+</sup>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	
Ca	19,1534	18,8561	18,8574	18,8876	18,7251	18,5829	19,1093	18,9890	18,8822	18,8311	18,9571	19,0047	18,9576	19,0893	19,0426	
Sr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	
Ba	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	
Na+K	0,0064	0,0241	0,0376	0,0000	0,0499	0,0202	0,0677	0,0550	0,0711	0,0243	0,0446	0,0114	0,0789	0,0884	0,0773	
<b>Suma</b>	<b>19,1598</b>	<b>18,8802</b>	<b>18,8949</b>	<b>18,8876</b>	<b>18,7750</b>	<b>18,6030</b>	<b>19,1770</b>	<b>19,0440</b>	<b>18,9533</b>	<b>18,8555</b>	<b>19,0018</b>	<b>19,0161</b>	<b>19,0365</b>	<b>19,1777</b>	<b>19,1199</b>	
<b>Posiciones Y</b>																
Ti	0,0053	0,2569	0,2582	0,1759	0,1136	0,3522	0,3676	0,3126	0,2542	0,2715	0,1790	0,2257	0,2382	0,1220	0,2685	
Zr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	
Al	9,6620	10,2886	10,6518	10,4217	10,4884	10,0051	9,6983	9,8565	9,6977	9,4550	9,5866	9,8021	9,5873	10,0962	9,9085	
Cr	0,0000	0,0071	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0038	0,0000	0,0035	0,0000	0,0000	0,0029	0,0000	0,0000	0,0000	
Fe <sup>3+</sup>	3,8382	1,9179	1,7868	1,9488	1,6740	1,9879	1,8354	1,8117	1,8644	2,0065	1,9954	1,9075	1,7389	1,6937	1,8961	
Fe <sup>2+</sup>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	
Mn	0,1248	0,0278	0,0383	0,0611	0,0552	0,0218	0,0435	0,0398	0,0393	0,0121	0,0332	0,0268	0,0340	0,0443	0,0484	
Ni	0,0008	0,0116	0,0000	0,0048	0,0183	0,0199	0,0000	0,0000	0,0055	0,0011	0,0054	0,0016	0,0044	0,0006	0,0112	
Mg	0,0360	1,2248	1,0087	1,1075	1,0364	1,1387	1,0922	0,9862	0,9404	1,2806	1,1168	1,0333	1,4176	1,0768	0,8793	
P	0,0285	0,0164	0,0139	0,0034	0,0221	0,0092	0,0065	0,0000	0,0305	0,0000	0,0240	0,0196	0,0087	0,0264	0,0087	
Nb	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	
<b>Suma</b>	<b>13,6956</b>	<b>13,7511</b>	<b>13,7577</b>	<b>13,7233</b>	<b>13,4079</b>	<b>13,5349</b>	<b>13,0472</b>	<b>13,0069</b>	<b>12,8354</b>	<b>13,0268</b>	<b>12,9402</b>	<b>13,0195</b>	<b>13,0291</b>	<b>13,0600</b>	<b>13,0207</b>	
<b>Posiciones W</b>																
OH	9,5005	6,2942	6,4997	6,3576	5,6575	5,5905	6,5414	6,7855	5,8200	6,1882	6,0214	6,3579	6,2535	6,6155	6,4436	
F	0,4851	3,5432	3,3260	3,4670	4,1803	4,2333	3,0709	2,9318	3,9532	3,2164	3,3988	2,9730	3,3191	3,3513	3,3743	
Cl	0,0145	0,1626	0,1743	0,1754	0,1622	0,1762	0,3877	0,2826	0,2268	0,5954	0,5798	0,6690	0,4275	0,0332	0,1821	
<b>Suma</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	
<b>Total</b>	<b>61,7804</b>	<b>60,2746</b>	<b>60,3364</b>	<b>60,3011</b>	<b>59,8187</b>	<b>59,6880</b>	<b>60,3266</b>	<b>60,3586</b>	<b>59,7807</b>	<b>60,0402</b>	<b>59,9899</b>	<b>60,1439</b>	<b>60,2221</b>	<b>60,4204</b>	<b>60,2195</b>	
X <sub>Mg</sub>	0,01	0,39	0,36	0,36	0,37	0,36	0,37	0,35	0,33	0,39	0,36	0,35	0,44	0,38	0,31	
X <sub>F</sub>	0,05	0,35	0,33	0,35	0,42	0,42	0,31	0,29	0,40	0,32	0,34	0,30	0,33	0,34	0,34	

**Análisis de VESUBIANITA por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo**

LM-13															
% en peso	19197 115	19197 116	19197 117	19197 118	19197 119	19197 120	19197 122	19197 123	19197 124	19197 125	19197 126	19197 127	19197 128	19197 129	19197 130
SiO <sub>2</sub>	36,4300	36,6900	36,9500	36,7900	36,6100	36,6000	36,3600	36,5500	36,6100	36,2900	36,7300	36,9500	36,5500	36,7700	36,5700
TiO <sub>2</sub>	0,8689	0,9386	0,1313	0,4995	0,5081	0,4678	0,7688	0,5609	1,1196	1,2438	0,0073	0,0190	0,1304	0,7415	0,2121
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,5200	16,7200	17,5100	16,5100	16,9900	16,7300	16,2300	16,7900	16,5100	16,3100	17,4300	16,6500	16,7000	17,1000	17,1800
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0012	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0096	0,0000	0,0000	0,0000	0,0022	0,0181	0,0000	0,0125	0,0000	0,0000
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	4,9121	4,7899	4,5565	4,7343	5,0900	5,2344	5,3678	4,9788	4,7343	4,8788	5,0788	4,7788	4,7010	4,8677	4,9344
FeO*	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
MnO	0,1117	0,0956	0,1023	0,0915	0,0949	0,0700	0,0781	0,0660	0,0969	0,0626	0,0848	0,0647	0,0438	0,1179	0,0781
NiO	0,0094	0,0169	0,0000	0,0014	0,0270	0,0000	0,0214	0,0000	0,0000	0,0176	0,0189	0,0111	0,0032	0,0068	0,0172
MgO	1,4872	1,4452	1,3653	1,7300	1,5124	1,4501	1,6172	1,5680	1,4786	1,4674	1,2311	2,1500	2,1400	1,3278	1,3648
CaO	36,0500	35,9200	36,0400	36,0000	35,7100	35,8200	35,8600	35,8500	35,9100	35,8800	35,8200	36,2000	36,2300	35,6400	35,8300
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,0505	0,0469	0,1028	0,0683	0,0594	0,0601	0,0138	0,0460	0,0780	0,0709	0,0101	0,0180	0,0162	0,0828	0,0432
K <sub>2</sub> O	0,0000	0,0039	0,0000	0,0000	0,0022	0,0000	0,0000	0,0051	0,0000	0,0015	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0573	0,0000	0,0000	0,0366	0,0000	0,0313	0,0052	0,0000	0,0626	0,0677	0,0000	0,0157	0,0366	0,0209	0,0000
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
H <sub>2</sub> O**	1,8745	1,9765	1,8921	1,9554	1,8907	1,8669	1,8595	1,8052	1,8523	1,8048	1,9039	2,0781	1,8503	2,0339	2,0442
SO <sub>3</sub>	0,0368	0,0507	0,0000	0,0783	0,0000	0,0183	0,0275	0,0045	0,0737	0,0230	0,0000	0,0369	0,0000	0,1384	0,1015
F	2,1900	2,0500	2,4200	2,0100	2,1800	2,1000	2,0700	2,3300	2,3100	2,3900	2,0800	1,7500	2,2200	1,8700	1,8000
Cl	0,4691	0,3139	0,0471	0,4575	0,4501	0,6795	0,7205	0,5264	0,3779	0,3825	0,5692	0,4434	0,5443	0,4111	0,4235
<b>Suma</b>	<b>101,0688</b>	<b>101,0581</b>	<b>101,1175</b>	<b>100,9628</b>	<b>101,1248</b>	<b>101,1380</b>	<b>100,9998</b>	<b>101,0810</b>	<b>101,2139</b>	<b>100,8928</b>	<b>100,9823</b>	<b>101,1656</b>	<b>101,1782</b>	<b>101,1288</b>	<b>100,5989</b>
O≡F	0,9202	0,8613	1,0168	0,8445	0,9160	0,8824	0,8697	0,9790	0,9706	1,0042	0,8739	0,7353	0,9328	0,7857	0,7563
O≡Cl	0,1058	0,0708	0,0106	0,1031	0,1015	0,1532	0,1624	0,1187	0,0852	0,0862	0,1283	0,1000	0,1227	0,0927	0,0955
<b>Total</b>	<b>100,0428</b>	<b>100,1260</b>	<b>100,0900</b>	<b>100,0151</b>	<b>100,1074</b>	<b>100,1025</b>	<b>99,9676</b>	<b>99,9833</b>	<b>100,1581</b>	<b>99,8023</b>	<b>99,9800</b>	<b>100,3304</b>	<b>100,1228</b>	<b>100,2504</b>	<b>99,7472</b>

\* Calculado según Droop 1987; \*\* calculado estequiométricamente; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.

Número de cationes en base 78 aniones (O, OH, F, Cl) por unidad de fórmula

**LM-13**

i.p.u.f.	19197	19197	19197	19197	19197	19197	19197	19197	19197	19197	19197	19197	19197	19197	19197
	115	116	117	118	119	120	122	123	124	125	126	127	128	129	130
<b>Posiciones Z</b>															
Si	18,0124	18,1638	18,1531	18,2350	18,0618	18,0778	18,0256	18,0027	18,0331	17,9252	18,1448	18,3398	18,0179	18,2230	18,2432
<b>Posiciones X</b>															
Ln <sup>3+</sup>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Ca	19,0981	19,0532	18,9712	19,1184	18,8767	18,9567	19,0480	18,9196	18,9522	18,9890	18,9596	19,2514	19,1363	18,9250	19,1512
Sr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Ba	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Na+K	0,0484	0,0475	0,0979	0,0656	0,0582	0,0576	0,0133	0,0471	0,0745	0,0688	0,0097	0,0173	0,0155	0,0796	0,0418
<b>Suma</b>	<b>19,1465</b>	<b>19,1007</b>	<b>19,0691</b>	<b>19,1841</b>	<b>18,9349</b>	<b>19,0142</b>	<b>19,0612</b>	<b>18,9667</b>	<b>19,0267</b>	<b>19,0579</b>	<b>18,9693</b>	<b>19,2688</b>	<b>19,1518</b>	<b>19,0046</b>	<b>19,1930</b>
<b>Posiciones Y</b>															
Ti	0,3232	0,3495	0,0485	0,1862	0,1886	0,1738	0,2867	0,2078	0,4148	0,4621	0,0027	0,0071	0,0484	0,2764	0,0796
Zr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Al	9,6267	9,7555	10,1386	9,6445	9,8790	9,7390	9,4829	9,7467	9,5846	9,4948	10,1481	9,7398	9,7026	9,9880	10,1008
Cr	0,0005	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0037	0,0000	0,0000	0,0000	0,0009	0,0071	0,0000	0,0049	0,0000	0,0000
Fe <sup>3+</sup>	1,8276	1,7844	1,6845	1,7658	1,8897	1,9455	2,0025	1,8454	1,7548	1,8134	1,8880	1,7849	1,7439	1,8153	1,8523
Fe <sup>2+</sup>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Mn	0,0468	0,0401	0,0426	0,0384	0,0397	0,0293	0,0328	0,0275	0,0404	0,0262	0,0355	0,0272	0,0183	0,0495	0,0330
Ni	0,0037	0,0067	0,0000	0,0006	0,0107	0,0000	0,0085	0,0000	0,0000	0,0070	0,0075	0,0044	0,0013	0,0027	0,0069
Mg	1,0962	1,0666	0,9999	1,2783	1,1123	1,0678	1,1952	1,1513	1,0858	1,0805	0,9066	1,5908	1,5727	0,9810	1,0150
P	0,0240	0,0000	0,0000	0,0154	0,0000	0,0131	0,0022	0,0000	0,0261	0,0283	0,0000	0,0066	0,0153	0,0088	0,0000
Nb	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
<b>Suma</b>	<b>12,9487</b>	<b>13,0029</b>	<b>12,9142</b>	<b>12,9292</b>	<b>13,1199</b>	<b>12,9722</b>	<b>13,0107</b>	<b>12,9787</b>	<b>12,9066</b>	<b>12,9132</b>	<b>12,9955</b>	<b>13,1609</b>	<b>13,1072</b>	<b>13,1217</b>	<b>13,0875</b>
<b>Posiciones W</b>															
OH	6,1824	6,5270	6,2007	6,4649	6,2222	6,1508	6,1492	5,9311	6,0860	5,9463	6,2738	6,8800	6,0842	6,7237	6,8021
F	3,4245	3,2096	3,7601	3,1508	3,4014	3,2804	3,2455	3,6295	3,5985	3,7335	3,2497	2,7470	3,4611	2,9310	2,8398
Cl	0,3931	0,2634	0,0392	0,3843	0,3763	0,5688	0,6054	0,4394	0,3155	0,3202	0,4765	0,3730	0,4547	0,3453	0,3580
<b>Suma</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>
<b>Total</b>	<b>60,1076</b>	<b>60,2674</b>	<b>60,1364</b>	<b>60,3483</b>	<b>60,1166</b>	<b>60,0642</b>	<b>60,0976</b>	<b>59,9481</b>	<b>59,9664</b>	<b>59,8963</b>	<b>60,1096</b>	<b>60,7695</b>	<b>60,2770</b>	<b>60,3493</b>	<b>60,5237</b>
X <sub>Mg</sub>	0,37	0,37	0,37	0,41	0,37	0,35	0,37	0,38	0,38	0,37	0,32	0,47	0,47	0,34	0,35
X <sub>F</sub>	0,34	0,32	0,38	0,32	0,34	0,33	0,32	0,36	0,36	0,37	0,32	0,27	0,35	0,29	0,28

**Análisis de VESUBIANITA por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo**

LM-13															
% en peso	19197 131	19197 132	19197 133	19197 134	19197 135	19197 136	19197 137	19197 138	19197 139	19197 140	19197 141	19197 142	19197 143	19197 144	19197 145
SiO <sub>2</sub>	36,9500	36,9600	36,8200	36,9000	36,6800	37,1000	36,6100	36,6700	36,5900	36,6600	36,6300	36,7800	38,3400	36,4000	37,1700
TiO <sub>2</sub>	0,0642	0,2142	0,1446	0,0351	1,1731	0,0604	0,8456	0,0062	0,1743	0,0244	0,0007	0,0227	0,0000	0,0058	0,0044
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,3500	17,3400	16,8900	17,3200	16,4000	17,4300	16,9900	16,6700	16,6900	16,7400	16,6700	17,7900	18,4800	17,7500	17,7900
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0024	0,0000	0,0000	0,0000	0,0042	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	5,2233	4,7010	5,8901	5,1566	5,2455	5,1122	4,9566	5,1233	4,9677	5,2344	4,9899	4,6010	4,7010	5,0677	4,8677
FeO*	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
MnO	0,0492	0,0815	0,1311	0,0505	0,1320	0,0633	0,1192	0,0720	0,0707	0,0734	0,0761	0,0647	0,0721	0,0606	0,0647
NiO	0,0000	0,0000	0,0002	0,0104	0,0062	0,0000	0,0103	0,0460	0,0000	0,0373	0,0160	0,0000	0,0162	0,0199	0,0068
MgO	1,1805	1,3746	1,5247	1,3779	1,2392	1,3629	1,4663	1,9100	1,6600	1,7900	1,7800	1,1746	1,1788	1,0648	1,0715
CaO	36,0100	35,9300	35,3600	35,8500	35,6500	35,9000	35,8700	36,1300	35,9600	36,1200	36,1000	36,2600	36,0700	36,1200	36,1600
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,0158	0,0743	0,0546	0,0291	0,0767	0,0844	0,0758	0,0248	0,0094	0,0000	0,0189	0,0495	0,0710	0,0709	0,0525
K <sub>2</sub> O	0,0000	0,0000	0,0052	0,0000	0,0000	0,0000	0,0005	0,0064	0,0000	0,0040	0,0000	0,0014	0,0000	0,0095	0,0004
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0053	0,0000	0,0210	0,0418	0,0000	0,0105	0,0000	0,0524	0,0000	0,0000	0,0053	0,0105
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
H <sub>2</sub> O**	1,9449	2,0510	1,7802	2,0999	1,9727	1,9263	1,9060	1,9548	1,9225	2,0672	2,0355	2,0687	1,9386	1,9167	1,9296
SO <sub>3</sub>	0,0415	0,1016	0,0738	0,0462	0,0323	0,0000	0,0323	0,0046	0,0507	0,0645	0,0185	0,0000	0,0927	0,0599	0,0646
F	1,9800	1,9600	2,4600	1,6300	1,9900	2,1200	2,2000	1,9700	2,0900	1,6800	1,7900	1,7300	2,2100	2,0200	2,0700
Cl	0,6239	0,1760	0,4483	0,5674	0,4201	0,4980	0,3933	0,5395	0,4059	0,5767	0,4777	0,5300	0,5912	0,6236	0,5946
<b>Suma</b>	<b>101,4334</b>	<b>100,9642</b>	<b>101,5828</b>	<b>101,0784</b>	<b>101,0178</b>	<b>101,6809</b>	<b>101,5177</b>	<b>101,1276</b>	<b>100,6017</b>	<b>101,0761</b>	<b>100,6557</b>	<b>101,0725</b>	<b>103,7616</b>	<b>101,1947</b>	<b>101,8573</b>
O≡F	0,8319	0,8235	1,0336	0,6849	0,8361	0,8908	0,9244	0,8277	0,8782	0,7059	0,7521	0,7269	0,9286	0,8487	0,8697
O≡Cl	0,1407	0,0397	0,1011	0,1279	0,0947	0,1123	0,0887	0,1216	0,0915	0,1300	0,1077	0,1195	0,1333	0,1406	0,1341
<b>Total</b>	<b>100,4608</b>	<b>100,1010</b>	<b>100,4481</b>	<b>100,2656</b>	<b>100,0870</b>	<b>100,6779</b>	<b>100,5047</b>	<b>100,1782</b>	<b>99,6320</b>	<b>100,2402</b>	<b>99,7959</b>	<b>100,2261</b>	<b>102,6997</b>	<b>100,2054</b>	<b>100,8535</b>

\* Calculado según Droop 1987; \*\* calculado estequiométricamente; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.

Número de cationes en base 78 aniones (O, OH, F, Cl) por unidad de fórmula

**LM-13**

i.p.u.f.	19197 131	19197 132	19197 133	19197 134	19197 135	19197 136	19197 137	19197 138	19197 139	19197 140	19197 141	19197 142	19197 143	19197 144	19197 145
<b>Posiciones Z</b>															
Si	18,2084	18,3171	18,0363	18,3365	18,1908	18,1882	18,0007	18,1682	18,1845	18,2576	18,2712	18,2365	18,3248	17,9929	18,1977
<b>Posiciones X</b>															
Ln <sup>3+</sup>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Ca	19,0132	19,0789	18,5588	19,0877	18,9432	18,8574	18,8970	19,1797	19,1483	19,2740	19,2935	19,2633	18,4717	19,1303	18,9682
Sr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Ba	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Na+K	0,0151	0,0714	0,0551	0,0280	0,0738	0,0802	0,0726	0,0279	0,0091	0,0025	0,0183	0,0485	0,0658	0,0739	0,0501
<b>Suma</b>	<b>19,0282</b>	<b>19,1503</b>	<b>18,6139</b>	<b>19,1157</b>	<b>19,0170</b>	<b>18,9377</b>	<b>18,9696</b>	<b>19,2076</b>	<b>19,1574</b>	<b>19,2766</b>	<b>19,3118</b>	<b>19,3118</b>	<b>18,5375</b>	<b>19,2042</b>	<b>19,0182</b>
<b>Posiciones Y</b>															
Ti	0,0238	0,0798	0,0533	0,0131	0,4376	0,0223	0,3127	0,0023	0,0652	0,0091	0,0003	0,0085	0,0000	0,0022	0,0016
Zr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Al	10,0766	10,1281	9,7510	10,1436	9,5856	10,0709	9,8455	9,7340	9,7758	9,8257	9,7999	10,3959	10,4099	10,3408	10,2649
Cr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0009	0,0000	0,0000	0,0000	0,0017	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Fe <sup>3+</sup>	1,9369	1,7532	2,1712	1,9283	1,9576	1,8859	1,8339	1,9101	1,8578	1,9617	1,8730	1,7167	1,6908	1,8850	1,7933
Fe <sup>2+</sup>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Mn	0,0205	0,0342	0,0544	0,0213	0,0554	0,0263	0,0496	0,0302	0,0298	0,0310	0,0322	0,0272	0,0292	0,0254	0,0268
Ni	0,0000	0,0000	0,0001	0,0042	0,0025	0,0000	0,0041	0,0183	0,0000	0,0149	0,0064	0,0000	0,0062	0,0079	0,0027
Mg	0,8672	1,0156	1,1134	1,0207	0,9162	0,9961	1,0748	1,4107	1,2299	1,3290	1,3236	0,8682	0,8399	0,7847	0,7820
P	0,0000	0,0000	0,0000	0,0022	0,0000	0,0087	0,0174	0,0000	0,0044	0,0000	0,0221	0,0000	0,0000	0,0022	0,0044
Nb	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
<b>Suma</b>	<b>12,9251</b>	<b>13,0109</b>	<b>13,1434</b>	<b>13,1334</b>	<b>12,9549</b>	<b>13,0111</b>	<b>13,1381</b>	<b>13,1057</b>	<b>12,9628</b>	<b>13,1730</b>	<b>13,0575</b>	<b>13,0164</b>	<b>12,9760</b>	<b>13,0482</b>	<b>12,8757</b>
<b>Posiciones W</b>															
OH	6,3931	6,7802	5,8168	6,9605	6,5257	6,2993	6,2512	6,4602	6,3732	6,8672	6,7724	6,8418	6,1805	6,3197	6,3016
F	3,0858	3,0720	3,8110	2,5617	3,1212	3,2870	3,4210	3,0868	3,2849	2,6461	2,8238	2,7128	3,3406	3,1579	3,2051
Cl	0,5211	0,1478	0,3722	0,4778	0,3531	0,4138	0,3277	0,4530	0,3419	0,4868	0,4038	0,4454	0,4789	0,5224	0,4934
<b>Suma</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>
<b>Total</b>	<b>60,1617</b>	<b>60,4783</b>	<b>59,7936</b>	<b>60,5856</b>	<b>60,1626</b>	<b>60,1370</b>	<b>60,1083</b>	<b>60,4815</b>	<b>60,3047</b>	<b>60,7072</b>	<b>60,6404</b>	<b>60,5648</b>	<b>59,8383</b>	<b>60,2453</b>	<b>60,0917</b>
X <sub>Mg</sub>	0,31	0,36	0,33	0,34	0,31	0,34	0,36	0,42	0,39	0,40	0,41	0,33	0,33	0,29	0,30
X <sub>F</sub>	0,31	0,31	0,38	0,26	0,31	0,33	0,34	0,31	0,33	0,26	0,28	0,27	0,33	0,32	0,32

**Análisis de VESUBIANITA por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo**

LM-13						
% en peso	19197 146	19197 147	19197 148	19197 149	19197 150	19197 151
SiO <sub>2</sub>	36,4600	36,6700	36,4100	36,5700	36,8900	36,6900
TiO <sub>2</sub>	0,0000	0,3711	1,2424	0,9967	0,0296	0,0000
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,3800	17,2000	16,3800	16,6300	17,8600	17,9400
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0000	0,0037	0,0130	0,0103	0,0000	0,0079
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	5,0233	5,2455	4,8566	4,8455	4,6788	4,6121
FeO*	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
MnO	0,0849	0,0909	0,0809	0,0882	0,0741	0,0694
NiO	0,0224	0,0000	0,0000	0,0148	0,0000	0,0000
MgO	1,3157	1,3389	1,4958	1,4576	1,2611	1,0073
CaO	36,2100	35,8300	35,7400	35,9400	36,0800	36,2600
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,0219	0,0717	0,0867	0,0809	0,0408	0,0494
K <sub>2</sub> O	0,0000	0,0034	0,0014	0,0000	0,0000	0,0000
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0523	0,0262	0,0000	0,0261	0,0524	0,0000
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
H <sub>2</sub> O**	1,8782	1,9126	2,0441	2,0324	1,9696	1,9104
SO <sub>3</sub>	0,0369	0,0185	0,0553	0,0414	0,0415	0,1199
F	2,1200	2,2200	1,8000	1,9000	2,0000	2,0400
Cl	0,6061	0,3095	0,4127	0,3313	0,5155	0,6512
<b>Suma</b>	<b>101,2116</b>	<b>101,3121</b>	<b>100,6189</b>	<b>100,9651</b>	<b>101,4934</b>	<b>101,3575</b>
O≡F	0,8908	0,9328	0,7563	0,7983	0,8403	0,8571
O≡Cl	0,1367	0,0698	0,0930	0,0747	0,1162	0,1468
<b>Total</b>	<b>100,1842</b>	<b>100,3095</b>	<b>99,7696</b>	<b>100,0921</b>	<b>100,5368</b>	<b>100,3536</b>

\* Calculado según Droop 1987; \*\* calculado estequiométricamente; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.

Número de cationes en base 78 aniones (O, OH, F, Cl) por unidad de fórmula

LM-13						
i.p.u.f.	19197	19197	19197	19197	19197	19197
	146	147	148	149	150	151
<b>Posiciones Z</b>						
Si	17,9961	18,0610	18,1802	18,1695	18,1392	18,0756
<b>Posiciones X</b>						
Ln <sup>3+</sup>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Ca	19,1497	18,9082	19,1208	19,1323	19,0086	19,1402
Sr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Ba	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Na+K	0,0210	0,0706	0,0848	0,0779	0,0389	0,0472
<b>Suma</b>	<b>19,1707</b>	<b>18,9789</b>	<b>19,2056</b>	<b>19,2103</b>	<b>19,0475</b>	<b>19,1873</b>
<b>Posiciones Y</b>						
Ti	0,0000	0,1375	0,4666	0,3725	0,0109	0,0000
Zr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Al	10,1104	9,9843	9,6393	9,7379	10,3502	10,4165
Cr	0,0000	0,0014	0,0051	0,0040	0,0000	0,0031
Fe <sup>3+</sup>	1,8658	1,9441	1,8248	1,8116	1,7312	1,7098
Fe <sup>2+</sup>	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Mn	0,0355	0,0379	0,0342	0,0371	0,0309	0,0290
Ni	0,0089	0,0000	0,0000	0,0059	0,0000	0,0000
Mg	0,9681	0,9831	1,1134	1,0796	0,9244	0,7398
P	0,0219	0,0109	0,0000	0,0110	0,0218	0,0000
Nb	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
<b>Suma</b>	<b>13,0105</b>	<b>13,0992</b>	<b>13,0835</b>	<b>13,0596</b>	<b>13,0694</b>	<b>12,8982</b>
<b>Posiciones W</b>						
OH	6,1837	6,2836	6,8083	6,7356	6,4602	6,2778
F	3,3093	3,4580	2,8425	2,9855	3,1102	3,1785
Cl	0,5070	0,2583	0,3492	0,2790	0,4296	0,5437
<b>Suma</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>	<b>10,0000</b>
<b>Total</b>	<b>60,1772</b>	<b>60,1391</b>	<b>60,4693</b>	<b>60,4393</b>	<b>60,2561</b>	<b>60,1611</b>
X <sub>Mg</sub>	0,34	0,33	0,37	0,37	0,34	0,30
X <sub>F</sub>	0,33	0,35	0,28	0,30	0,31	0,32



# **Anexo 5**

## **Análisis de ESPINELA por microsonda electrónica**

### Análisis de ESPINELA por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

LM-6										
% en peso	11414a1 1	11414a1 2	11414a1 3	11414a1 4	11414a1 5	11414a1 6	11414a1 7	11414a1 8	11414a1 9	11414a1 10
SiO <sub>2</sub>	0,0070	0,0040	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0130	0,0430	0,0520	b.l.d.	0,0360
TiO <sub>2</sub>	b.l.d.	0,1070	0,0900	0,1680	0,0410	b.l.d.	0,0820	b.l.d.	0,1240	0,0410
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	70,7270	71,5230	70,8390	70,5900	71,0890	71,4030	71,6970	71,3910	71,3050	70,8010
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,1190	b.l.d.	0,0200	0,0500	0,1120	0,1100	0,1400	0,1200	0,0660	b.l.d.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,4252	0,0000	0,2830	0,0000	0,2778	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
FeO*	1,4274	1,7420	1,6633	1,8540	1,7170	1,7780	1,8740	1,8680	1,8070	1,9010
MnO	0,1130	0,1490	0,0710	0,1650	0,0780	0,0980	0,1490	0,1040	0,1080	0,0940
CoO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,0200	b.l.d.	0,0310	0,0330	b.l.d.	0,0420
NiO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,0100	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.
ZnO	0,0930	0,0940	0,1390	b.l.d.	0,1020	0,0600	b.l.d.	0,0920	0,0420	0,0070
MgO	27,1950	27,0200	27,1230	26,8580	26,4990	26,8570	26,9130	26,7040	26,9650	26,6980
CaO	b.l.d.	0,0420	0,0060	0,0210	0,0350	b.l.d.	0,0010	0,0250	0,0180	b.l.d.
Na <sub>2</sub> O	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,0270	0,0150	0,0180	0,0370	b.l.d.	0,0380
K <sub>2</sub> O	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,0060	b.l.d.	0,0030	0,0250	0,0180	0,0150
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	b.l.d.	0,0250	b.l.d.	0,0210	b.l.d.	b.l.d.
F	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,2560	0,0900	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.
Cl	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	b.l.d.	0,0080	0,0120	b.l.d.	0,0040	0,0200
<b>Total</b>	<b>100,1066</b>	<b>100,6810</b>	<b>100,2344</b>	<b>99,7060</b>	<b>100,2698</b>	<b>100,4570</b>	<b>100,9630</b>	<b>100,4720</b>	<b>100,4570</b>	<b>99,6930</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



### Análisis de ESPINELA por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

LM-6										
% en peso	11414a1	11414a1	11414a1	11414a1	11414a3	11414a3	11414a3	11414a3	11414a3	11414a3
	11	12	13	14	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	0,0430	0,0240	0,0460	0,0490	0,0110	0,0100	b.l.d.	0,0160	b.l.d.	0,0410
TiO <sub>2</sub>	0,0210	0,0620	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,1860	0,1650	0,0210	0,1240
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	71,4570	71,4990	70,8470	70,6180	70,8010	71,2860	71,2360	71,6720	71,5670	71,7360
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0320	0,0360	0,0100	0,0300	0,0130	0,1200	0,0860	0,0530	0,0430	0,0360
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,0000	0,2655	0,0000	0,1653	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0185	0,5056
FeO*	1,8930	1,5941	1,7090	1,4073	1,6760	1,6760	1,7680	1,7070	1,7193	1,2561
MnO	0,1370	0,1130	0,0880	0,1350	0,1090	0,1170	0,0780	0,0230	0,1410	0,1250
CoO	b.l.d.	0,0550	b.l.d.	b.l.d.	0,0150	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0150	0,0240
NiO	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0160	b.l.d.	b.l.d.	0,0010	b.l.d.	0,0240	0,0900
ZnO	b.l.d.	0,1310	0,0350	0,1520	0,0320	0,0460	b.l.d.	b.l.d.	0,0920	0,0780
MgO	26,7150	27,3110	26,8240	26,9840	26,3700	26,8570	26,8550	26,6450	26,8340	27,4260
CaO	0,0120	b.l.d.	0,0210	0,0160	b.l.d.	0,0220	0,0100	0,0290	b.l.d.	0,0220
Na <sub>2</sub> O	b.l.d.	0,0200	0,0080	0,0260	0,0250	0,0200	b.l.d.	0,0070	b.l.d.	b.l.d.
K <sub>2</sub> O	0,0030	0,0030	b.l.d.	b.l.d.	0,0040	0,0280	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0060
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0060	0,0040	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0080	b.l.d.	0,0060
F	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,1800	0,1670
Cl	b.l.d.	0,0060	b.l.d.	b.l.d.	0,0090	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0010
<b>Total</b>	<b>100,3190</b>	<b>101,1236</b>	<b>99,5880</b>	<b>99,5986</b>	<b>99,0650</b>	<b>100,1820</b>	<b>100,2200</b>	<b>100,3250</b>	<b>100,6549</b>	<b>101,6437</b>

\* Calculado según Droop 1987; n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.





**Anexo 6**

**Análisis de DOZYITA**  
**por microsonda electrónica**

**Análisis de DOZYITA por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo**

LM-6									
% en peso	11414a1 1	11414a1 2	11414a1 3	11414a1 4	11414a1 5	11414a1 6	11414a1 7	11414a1 8	11414a1 9
SiO <sub>2</sub>	29,1890	29,0900	30,2380	29,4390	30,1850	29,8480	29,9160	28,7940	28,8970
TiO <sub>2</sub>	0,0000	0,2570	0,0880	0,0000	0,2920	0,0000	0,1460	0,0000	0,0210
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,4700	21,3000	20,1980	20,9370	20,7840	20,5220	20,5400	22,2430	21,3970
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0000	0,0200	0,0100	0,0250	0,0020	0,0010	0,0260	0,0790	0,0760
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,5779	0,4868	0,4323	0,4056	0,4123	0,5979	0,5279	0,5012	0,5423
MnO	0,0250	0,0560	0,0000	0,0350	0,0000	0,0330	0,0000	0,0080	0,0140
NiO	0,0000	0,0000	0,0000	0,0230	0,0000	0,0020	0,0000	0,0000	0,0360
MgO	34,5030	34,3340	34,3580	34,5270	33,7070	34,9930	33,1240	33,6530	33,6210
CaO	0,1430	0,1650	0,1850	0,1080	0,1850	0,1730	1,3510	0,2490	0,2220
Na <sub>2</sub> O	0,0000	0,0010	0,0500	0,0540	0,0400	0,0500	0,2170	0,0690	0,0710
K <sub>2</sub> O	0,0000	0,0150	0,0000	0,0000	0,0250	0,0380	0,0660	0,0320	0,0200
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0000	0,0300	0,0370	0,0430	0,0640	0,0240	0,0460	0,0370	0,0570
H <sub>2</sub> O*	12,7298	12,5178	12,4915	12,3938	12,3481	12,4628	12,5137	12,5610	12,2789
F	0,0000	0,8970	1,0640	1,4640	1,8940	1,5370	0,8600	0,6410	1,5150
Cl	0,0000	0,0220	0,0170	0,0080	0,0190	0,0240	0,0420	0,0240	0,0230
<b>Suma</b>	<b>98,6377</b>	<b>99,1915</b>	<b>99,1688</b>	<b>99,4625</b>	<b>99,9574</b>	<b>100,3057</b>	<b>99,3756</b>	<b>98,8912</b>	<b>98,7913</b>
O≡F	0,0000	0,3769	0,4471	0,6151	0,7958	0,6458	0,3613	0,2693	0,6366
O≡Cl	0,0000	0,0050	0,0038	0,0018	0,0043	0,0054	0,0095	0,0054	0,0052
<b>Total</b>	<b>98,6377</b>	<b>98,8097</b>	<b>98,7179</b>	<b>98,8456</b>	<b>99,1573</b>	<b>99,6545</b>	<b>99,0048</b>	<b>98,6165</b>	<b>98,1495</b>

\* Calculado estequiométricamente.

Número de cationes en base a  $O_{15}(OH)_{12}$  y asumiendo todo el hierro presente como  $Fe^{3+}$

**LM-6**

i.p.u.f.	11414a1 1	11414a1 2	11414a1 3	11414a1 4	11414a1 5	11414a1 6	11414a1 7	11414a1 8	11414a1 9
<b>Posiciones tetraédricas</b>									
Si	4,1251	4,0416	4,1844	4,0459	4,0980	4,0686	4,1616	4,0246	3,9980
Al	1,8749	1,9584	1,8156	1,9541	1,9020	1,9314	1,8384	1,9754	2,0020
<b>Suma</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>
<b>Posiciones octaédricas</b>									
Al	1,7011	1,5293	1,4785	1,4372	1,4236	1,3656	1,5292	1,6887	1,4869
Cr	0,0000	0,0022	0,0011	0,0027	0,0002	0,0001	0,0029	0,0087	0,0083
$Fe^{3+}$	0,0615	0,0509	0,0450	0,0420	0,0421	0,0613	0,0553	0,0527	0,0565
Mn	0,0030	0,0066	0,0000	0,0041	0,0000	0,0038	0,0000	0,0009	0,0016
Ni	0,0000	0,0000	0,0000	0,0025	0,0000	0,0002	0,0000	0,0000	0,0040
Mg	7,2690	7,1112	7,0879	7,0739	6,8220	7,1109	6,8693	7,0121	6,9343
Ca	0,0217	0,0246	0,0274	0,0159	0,0269	0,0253	0,2014	0,0373	0,0329
Na+K	0,0000	0,0029	0,0134	0,0144	0,0149	0,0198	0,0702	0,0244	0,0226
P	0,0000	0,0035	0,0043	0,0050	0,0074	0,0028	0,0054	0,0044	0,0067
<b>Suma</b>	<b>9,0562</b>	<b>8,7312</b>	<b>8,6577</b>	<b>8,5976</b>	<b>8,3371</b>	<b>8,5898</b>	<b>8,7337</b>	<b>8,8293</b>	<b>8,5538</b>
<b>Posiciones aniónicas</b>									
$OH^-$	12,0000	11,6007	11,5304	11,3618	11,1824	11,3319	11,6117	11,7110	11,3317
$F^-$	0,0000	0,3941	0,4657	0,6363	0,8132	0,6626	0,3784	0,2833	0,6629
$Cl^-$	0,0000	0,0052	0,0040	0,0019	0,0044	0,0055	0,0099	0,0057	0,0054
<b>Suma</b>	<b>12,0000</b>	<b>12,0000</b>	<b>12,0000</b>	<b>12,0000</b>	<b>12,0000</b>	<b>12,0000</b>	<b>12,0000</b>	<b>12,0000</b>	<b>12,0000</b>
<b>Total</b>	<b>27,0562</b>	<b>26,7312</b>	<b>26,6577</b>	<b>26,5976</b>	<b>26,3371</b>	<b>26,5898</b>	<b>26,7337</b>	<b>26,8293</b>	<b>26,5538</b>
$X_{Mg}$	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99
$X_F$	0,00	0,03	0,04	0,05	0,07	0,06	0,03	0,02	0,06

**Análisis de DOZYITA por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo**

<b>LM-6</b>								
<b>% en peso</b>	<b>11414a1 10</b>	<b>11414a1 11</b>	<b>11414a3 1</b>	<b>11414a3 2</b>	<b>11414a3 3</b>	<b>11414a3 4</b>	<b>11414a3 5</b>	<b>11414a3 6</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	28,5630	29,5950	30,7690	30,4850	30,8150	30,7800	30,6520	31,5110
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,0620	0,2080	0,0420	0,0420	0,1040	0,0000	0,3130	0,0000
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	21,6410	20,7880	19,3840	20,0860	18,9060	19,2390	19,6650	16,8970
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,0550	0,0720	0,0020	0,0000	0,0170	0,0000	0,0440	0,0230
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,4534	0,3845	0,8046	1,1280	0,7635	0,3923	0,5301	0,8191
<b>MnO</b>	0,0160	0,0390	0,0000	0,0000	0,0350	0,0080	0,0210	0,0430
<b>NiO</b>	0,0000	0,0000	0,0370	0,0000	0,0000	0,0260	0,0000	0,0160
<b>MgO</b>	33,4950	34,0770	35,1180	35,2400	35,4640	35,8080	35,1140	35,8600
<b>CaO</b>	0,1920	0,1610	0,0040	0,0030	0,0490	0,0220	0,0270	0,0390
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,0500	0,0100	0,0290	0,0240	0,0030	0,0390	0,0300	0,0780
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,0000	0,0310	0,0000	0,0410	0,0060	0,0370	0,0320	0,0270
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,0730	0,0270	0,0240	0,0000	0,0030	0,0000	0,0290	0,0270
<b>H<sub>2</sub>O*</b>	12,2655	12,3041	12,6695	12,7682	12,6706	12,3751	12,6546	12,4306
<b>F</b>	1,3610	1,7790	0,5610	0,5590	0,4820	2,1300	0,8290	1,0080
<b>Cl</b>	0,0040	0,0140	0,0170	0,0250	0,0050	0,0000	0,0070	0,0390
<b>Suma</b>	<b>98,2309</b>	<b>99,4897</b>	<b>99,4611</b>	<b>100,4012</b>	<b>99,3231</b>	<b>100,8564</b>	<b>99,9477</b>	<b>98,8177</b>
<b>O≡F</b>	0,5718	0,7475	0,2357	0,2349	0,2025	0,8950	0,3483	0,4235
<b>O≡Cl</b>	0,0009	0,0032	0,0038	0,0056	0,0011	0,0000	0,0016	0,0088
<b>Total</b>	<b>97,6581</b>	<b>98,7390</b>	<b>99,2216</b>	<b>100,1607</b>	<b>99,1194</b>	<b>99,9614</b>	<b>99,5978</b>	<b>98,3854</b>

\* Calculado estequiométricamente.

Número de cationes en base a  $O_{15}(OH)_{12}$  y asumiendo todo el hierro presente como  $Fe^{3+}$

**LM-6**

i.p.u.f.	11414a1 10	11414a1 11	11414a3 1	11414a3 2	11414a3 3	11414a3 4	11414a3 5	11414a3 6
<b>Posiciones tetraédricas</b>								
Si	3,9797	4,0484	4,2778	4,2059	4,2973	4,1370	4,2257	4,3882
Al	2,0203	1,9516	1,7222	1,7941	1,7027	1,8630	1,7743	1,6118
<b>Suma</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>	<b>6,0000</b>
<b>Posiciones octaédricas</b>								
Al	1,5334	1,3999	1,4539	1,4719	1,4046	1,1845	1,4208	1,1614
Cr	0,0061	0,0078	0,0002	0,0000	0,0019	0,0000	0,0048	0,0025
$Fe^{3+}$	0,0475	0,0396	0,0842	0,1171	0,0801	0,0397	0,0550	0,0858
Mn	0,0019	0,0045	0,0000	0,0000	0,0041	0,0009	0,0025	0,0051
Ni	0,0000	0,0000	0,0041	0,0000	0,0000	0,0028	0,0000	0,0018
Mg	6,9572	6,9492	7,2785	7,2479	7,3727	7,1747	7,2165	7,4446
Ca	0,0287	0,0236	0,0006	0,0004	0,0073	0,0032	0,0040	0,0058
Na+K	0,0135	0,0081	0,0078	0,0136	0,0019	0,0165	0,0136	0,0259
P	0,0086	0,0031	0,0028	0,0000	0,0004	0,0000	0,0034	0,0032
<b>Suma</b>	<b>8,5968</b>	<b>8,4358</b>	<b>8,8322</b>	<b>8,8509</b>	<b>8,8729</b>	<b>8,4223</b>	<b>8,7206</b>	<b>8,7360</b>
<b>Posiciones aniónicas</b>								
$OH^-$	11,3993	11,2271	11,7493	11,7502	11,7862	11,0946	11,6369	11,5469
$F^-$	0,5997	0,7696	0,2467	0,2439	0,2126	0,9054	0,3614	0,4439
$Cl^-$	0,0009	0,0032	0,0040	0,0058	0,0012	0,0000	0,0016	0,0092
<b>Suma</b>	<b>12,0000</b>	<b>12,0000</b>	<b>12,0000</b>	<b>12,0000</b>	<b>12,0000</b>	<b>12,0000</b>	<b>12,0000</b>	<b>12,0000</b>
<b>Total</b>	<b>26,5968</b>	<b>26,4358</b>	<b>26,8322</b>	<b>26,8509</b>	<b>26,8729</b>	<b>26,4223</b>	<b>26,7206</b>	<b>26,7360</b>
$X_{Mg}$	0,99	0,99	0,99	0,98	0,99	0,99	0,99	0,99
$X_F$	0,05	0,06	0,02	0,02	0,02	0,08	0,03	0,04



## **Anexo 7**

# **Análisis de CARBONATOS por microsonda electrónica**

## Análisis de CARBONATOS por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

% en peso	LM-4						LM-9a		LM-9d			
	11412c' 1	11412c' 2	11412c' 3	11412c' 4	11412c' 5	11412c' 6	19223 1	19223 2	19236 1	19236 2	19236 3	19236 4
SiO <sub>2</sub>	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0030	0,0050	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.
TiO <sub>2</sub>	b.l.d.	0,1950	0,0490	b.l.d.	0,0660	b.l.d.	0,0177	0,0216	0,0050	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0030	b.l.d.	0,0080	b.l.d.	b.l.d.	0,0060	0,0286	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0260	0,0060
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0460	b.l.d.	b.l.d.	0,3410	0,0170	0,1900	n.a.	n.a.	0,0790	b.l.d.	b.l.d.	0,0810
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0590	b.l.d.	0,0580	0,0620	b.l.d.	0,0200	n.a.	n.a.	b.l.d.	0,0280	0,1870	b.l.d.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,1780	b.l.d.	0,0250	b.l.d.	0,0570	b.l.d.	n.a.	n.a.	b.l.d.	0,0970	0,0930	b.l.d.
FeO <sub>T</sub>	0,1680	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0030	b.l.d.	0,0111	0,0333	0,0330	0,0040	0,0180	b.l.d.
MnO	0,2030	b.l.d.	0,0900	0,0260	0,1230	0,0130	0,0086	0,0076	0,0180	0,0180	b.l.d.	0,0030
MgO	0,2270	0,0330	0,0110	0,0270	b.l.d.	b.l.d.	0,0056	0,0135	0,0120	0,0100	b.l.d.	0,0210
CaO	53,6090	55,7230	55,5000	56,0030	56,5760	56,5690	55,1700	55,4900	56,9450	56,0640	55,9130	55,9860
SrO	0,0530	0,0100	0,0190	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0594	b.l.d.	0,1110	0,1710	0,1630	0,1080
BaO	0,0920	b.l.d.	0,2300	0,0460	b.l.d.	b.l.d.	0,0079	0,0046	0,1840	0,0460	b.l.d.	0,0920
Na <sub>2</sub> O	0,0070	0,0510	b.l.d.	0,0420	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0135	0,0550	b.l.d.	0,0130	0,0350
K <sub>2</sub> O	0,0070	b.l.d.	b.l.d.	0,0140	b.l.d.	b.l.d.	0,0017	b.l.d.	0,0050	b.l.d.	0,0070	b.l.d.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0230	0,0450	0,0610	0,0330	0,0570	0,0060	0,0320	b.l.d.	0,0020	0,0050	0,0400	0,0190
CO <sub>2</sub>	45,8120	44,7230	44,5540	44,1640	43,8760	44,2280	45,0700	45,2100	43,2780	44,1750	44,7220	44,5780
F	0,0530	0,0380	0,0060	0,0380	0,0150	0,0080	0,3143	0,1770	0,0530	0,0480	0,0420	0,0110
Cl	0,0010	0,0050	0,0040	0,0020	0,0040	0,0090	b.l.d.	0,0067	0,0040	0,0190	0,0030	0,0210
<b>Total</b>	<b>100,5410</b>	<b>100,8230</b>	<b>100,6150</b>	<b>100,7980</b>	<b>100,7940</b>	<b>101,0490</b>	<b>100,7299</b>	<b>100,9828</b>	<b>100,7840</b>	<b>100,6850</b>	<b>101,2270</b>	<b>100,9610</b>

n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



## Análisis de CARBONATOS por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

% en peso	LM-9d						LM-13					
	19236 5	19236 6	19236 7	19236 8	19236 9	19236 10	19197 1	19197 2	19197 3	19197 4	19197 5	19197 6
SiO <sub>2</sub>	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0098	0,0531	0,0233	0,0171	0,0061	b.l.d.
TiO <sub>2</sub>	0,1190	0,0540	0,0430	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0039	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0078
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0130	0,0100	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0240	b.l.d.	0,0383	b.l.d.	0,0590	b.l.d.	0,0069
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0660	0,0730	b.l.d.	b.l.d.	0,0020	0,0480	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0340	b.l.d.	0,0800	b.l.d.	0,0220	0,1010	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0830	b.l.d.	0,0180	b.l.d.	0,0870	0,0120	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
FeO <sub>T</sub>	0,0070	b.l.d.	b.l.d.	0,0010	b.l.d.	0,0570	0,0911	0,0614	0,0881	0,1096	0,0139	0,0958
MnO	0,0130	b.l.d.	0,0570	0,0330	0,0510	0,0210	0,0603	0,0312	0,0474	0,0484	0,0215	0,0861
MgO	0,0010	0,0150	b.l.d.	b.l.d.	0,0070	b.l.d.	0,0840	0,0767	b.l.d.	0,0391	b.l.d.	0,0252
CaO	55,9770	55,9540	55,3150	55,7110	56,2410	55,5130	55,3700	55,4400	55,7800	55,7800	55,1100	54,8500
SrO	0,1750	0,0980	0,1140	0,1700	0,0540	0,0570	0,0009	0,0083	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.
BaO	0,3220	0,1380	b.l.d.	0,0920	b.l.d.	0,0460	0,0553	b.l.d.	0,0072	b.l.d.	0,0138	b.l.d.
Na <sub>2</sub> O	b.l.d.	0,0360	b.l.d.	b.l.d.	0,0790	0,0830	0,0370	0,0137	0,0792	b.l.d.	0,0121	0,0136
K <sub>2</sub> O	b.l.d.	0,0030	b.l.d.	b.l.d.	0,0160	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0005	0,0048	b.l.d.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0230	0,0180	0,0010	0,0200	0,0230	0,0110	b.l.d.	0,0641	b.l.d.	b.l.d.	0,1151	b.l.d.
CO <sub>2</sub>	43,6810	44,2410	45,0600	44,9240	44,1440	44,7160	45,2700	45,4900	45,5200	45,6200	45,8400	46,3800
F	0,0450	0,0690	0,0350	0,0390	0,0250	0,0570	b.l.d.	0,1938	b.l.d.	0,1869	0,0382	b.l.d.
Cl	0,0060	0,0050	0,0010	0,0010	0,0050	0,0020	0,0167	0,0100	b.l.d.	0,0234	0,0267	b.l.d.
<b>Total</b>	<b>100,5650</b>	<b>100,7140</b>	<b>100,7240</b>	<b>100,9910</b>	<b>100,7560</b>	<b>100,7480</b>	<b>100,9990</b>	<b>101,4806</b>	<b>101,5452</b>	<b>101,8840</b>	<b>101,2022</b>	<b>101,4654</b>

n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



## Análisis de CARBONATOS por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

% en peso	LM-13							LM-6				
	19197 7	19197 8	19197 9	19197 10	19197 11	19197 12	19197 13	11414a1 1	11414a1 2	11414a1 3	11414a1 4	11414a1 5
SiO <sub>2</sub>	0,0362	0,0609	0,0237	0,0326	0,0039	0,0221	0,0239	b.l.d.	b.l.d.	0,0110	n.a.	n.a.
TiO <sub>2</sub>	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0006	0,0089	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0230	b.l.d.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.l.d.	b.l.d.	0,0198	0,0302	0,0048	0,0032	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	b.l.d.	0,1250	0,1980	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,0560	b.l.d.	0,0830	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,1060	b.l.d.	0,0060	n.a.	n.a.
FeO <sub>T</sub>	0,1076	0,0901	0,0538	0,0746	0,0605	0,0798	0,0777	b.l.d.	b.l.d.	0,0760	0,0410	0,1250
MnO	0,0409	0,0657	0,0678	0,0603	0,0506	0,0743	0,0538	0,0740	0,0540	0,0460	b.l.d.	0,0720
MgO	0,0139	0,0147	0,0568	0,0463	0,0188	0,0331	0,0504	1,3110	1,2320	1,3100	1,3330	1,4300
CaO	55,4800	55,2400	54,6100	55,4600	55,4400	55,1400	55,3200	51,8750	52,0920	51,6550	52,3400	52,1370
SrO	0,0119	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0219	b.l.d.	0,0550	0,0920	b.l.d.	b.l.d.
BaO	b.l.d.	0,0553	0,0302	b.l.d.	0,0467	0,0829	b.l.d.	0,4120	0,2300	b.l.d.	0,2360	b.l.d.
Na <sub>2</sub> O	b.l.d.	b.l.d.	0,0487	0,0133	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0190	b.l.d.	0,0180	b.l.d.	b.l.d.
K <sub>2</sub> O	b.l.d.	0,0027	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0180	b.l.d.	0,0150
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	b.l.d.	0,0320	0,0448	b.l.d.	0,0128	0,0448	0,0128	0,0550	0,0280	0,0450	0,0570	0,0410
CO <sub>2</sub>	45,2800	45,9700	46,3100	46,1300	46,0000	45,8900	45,9700	46,6410	47,0420	46,5500	46,8732	47,0748
F	0,1665	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0208	b.l.d.	b.l.d.	0,0430	0,0180	0,0240	0,1610	0,0410
Cl	0,0267	b.l.d.	b.l.d.	0,0501	b.l.d.	0,0233	b.l.d.	0,0020	0,0240	0,0020	n.a.	n.a.
<b>Total</b>	<b>101,1637</b>	<b>101,5314</b>	<b>101,2656</b>	<b>101,8980</b>	<b>101,6678</b>	<b>101,3935</b>	<b>101,5305</b>	<b>100,5940</b>	<b>100,9000</b>	<b>100,1340</b>	<b>101,0642</b>	<b>100,9358</b>

n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



## Análisis de CARBONATOS por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

LM-6												
% en peso	11414a1 6	11414a1 7	11414a1 8	11414a1 9	11414a1 10	11414a1 11	11414a1 12	11414a1 13	11414a1 14	11414a1 15	11414a1 16	11414a1 17
SiO <sub>2</sub>	n.a.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.
TiO <sub>2</sub>	b.l.d.	0,0760	b.l.d.	b.l.d.	0,1570	b.l.d.	0,0270	0,1800	0,0560	0,0530	b.l.d.	0,1330
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0100	0,0010	b.l.d.	b.l.d.	0,0180	0,0150	0,0140	0,0030	b.l.d.	0,0040	b.l.d.	b.l.d.
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
FeO <sub>T</sub>	0,2230	0,0050	0,0560	0,0440	b.l.d.	0,0450	0,0220	0,1250	0,2250	0,1730	0,1830	0,1500
MnO	0,0920	0,0800	0,0870	0,1160	0,0720	0,0700	0,0700	0,0890	0,0970	0,0740	0,0650	0,0950
MgO	20,1450	1,1680	1,5430	1,5200	1,2890	1,2730	1,0840	0,5410	20,1120	19,8100	18,5380	20,1460
CaO	29,6940	52,8590	52,0610	52,7350	53,0210	52,7180	53,5270	53,5810	29,9940	30,0920	32,2760	29,9860
SrO	b.l.d.	0,1720	0,0550	0,0840	0,0460	0,0330	0,0810	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,1170	0,0240
BaO	b.l.d.	b.l.d.	0,3800	0,3330	b.l.d.	0,2380	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,1390	b.l.d.
Na <sub>2</sub> O	b.l.d.	0,0210	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0130	0,0180	b.l.d.	0,0280	b.l.d.	0,0280
K <sub>2</sub> O	0,0010	0,0130	0,0060	b.l.d.	0,0040	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0030	b.l.d.	0,0090	0,0230
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0250	0,0030	0,0600	0,0160	0,0210	0,0510	0,0400	0,0410	b.l.d.	0,0830	0,0370	0,0330
CO <sub>2</sub>	50,5596	46,5199	46,6639	46,0879	46,2991	46,4767	46,0591	46,3471	50,2745	50,4377	49,4326	50,1487
F	0,0850	0,3190	0,2400	b.l.d.	0,0410	0,4010	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,2730	b.l.d.	b.l.d.
Cl	n.a.	0,0040	0,0030	b.l.d.	0,0120	0,0080	0,0360	b.l.d.	0,0190	0,0020	b.l.d.	0,0030
<b>Total</b>	<b>100,8346</b>	<b>101,2409</b>	<b>101,1549</b>	<b>100,9359</b>	<b>100,9801</b>	<b>101,3287</b>	<b>100,9731</b>	<b>100,9251</b>	<b>100,7805</b>	<b>101,0297</b>	<b>100,7966</b>	<b>100,7697</b>

n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.



## Análisis de CARBONATOS por microsonda electrónica en muestras del skarn Loma Marcelo

LM-6												
% en peso	11414a3 1	11414a3 2	11414a3 3	11414a3 4	11414a3 5	11414a3 6	11414a3 7	11414a3 8	11414a3 9	11414a3 10	11414a3 11	11414a3 12
SiO <sub>2</sub>	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.
TiO <sub>2</sub>	0,1130	0,3560	0,0550	0,1840	0,1800	0,1030	b.l.d.	0,0200	0,0480	b.l.d.	0,1710	0,0680
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0160	b.l.d.	b.l.d.	0,3630	0,1790	0,0090	0,0040	0,0190	0,0130	0,0170	0,1500	0,0890
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
FeO <sub>T</sub>	0,0310	0,0380	0,0310	0,0100	0,0560	0,0760	0,2760	0,2330	0,1970	0,1680	0,1860	0,1540
MnO	0,1140	0,0380	0,0400	0,0570	0,0420	0,0720	0,0550	0,1240	0,1200	0,0820	0,0510	0,1070
MgO	1,3530	1,6440	1,4780	1,8230	1,4910	1,1830	20,5910	20,6920	20,0650	20,4160	20,5190	20,3810
CaO	53,2440	52,8090	53,3110	52,5190	52,6390	53,0900	30,5500	30,5880	31,0330	30,2660	30,3340	30,3570
SrO	0,0150	b.l.d.	b.l.d.	0,0940	0,0270	0,1260	0,0290	b.l.d.	0,0620	b.l.d.	0,0330	0,0770
BaO	b.l.d.	0,1430	0,0480	b.l.d.	b.l.d.	0,1430	b.l.d.	0,4620	0,0460	0,1390	0,5540	b.l.d.
Na <sub>2</sub> O	b.l.d.	b.l.d.	0,0240	b.l.d.	b.l.d.	0,0360	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0390	b.l.d.	0,0560
K <sub>2</sub> O	b.l.d.	0,0020	b.l.d.	0,0020	b.l.d.	0,0080	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0130
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0690	0,0230	0,0220	0,0150	0,0270	0,0430	b.l.d.	0,0150	0,0100	b.l.d.	b.l.d.	0,0120
CO <sub>2</sub>	45,9852	45,8911	45,9334	45,8777	46,2866	46,0486	49,2972	48,6751	49,2118	49,6601	48,8239	49,4806
F	b.l.d.	b.l.d.	0,0400	0,3210	0,0410	b.l.d.	b.l.d.	0,1010	b.l.d.	0,1020	0,1010	b.l.d.
Cl	0,0140	0,0060	0,0170	0,0200	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	b.l.d.	0,0030	0,0180	0,0070
<b>Total</b>	<b>100,9542</b>	<b>100,9501</b>	<b>100,9994</b>	<b>101,2857</b>	<b>100,9686</b>	<b>100,9376</b>	<b>100,8022</b>	<b>100,9291</b>	<b>100,8058</b>	<b>100,8921</b>	<b>100,9409</b>	<b>100,8016</b>

n.a. = no analizado; b.l.d. = bajo el límite de detección.





## **Anexo 8**

# **Resultados del análisis de inclusiones fluidas en vesuvianita, granate, piroxeno y cuarzo del skarn Loma Marcelo**

Muestra	Mineral	Inclusiones fluidas					Resultados analíticos					
		Nat.	Tipo	Tamaño	Forma	Gdo. relleno	T <sub>c</sub>	T <sub>e</sub>	T <sub>ff</sub>	T <sub>h</sub>	Salinidad	Densidad
19197	Ves	P	B	14,70	Tabular	0,95	-37,40	n.o.	-1,40	164,80	2,41	0,92
19197	Ves	P	B	26,95	Tabular	0,90	-49,50	-23,80	-2,40	158,20	4,03	0,94
19197	Ves	P	B	36,75	Ovoide	0,90	n.d.	n.d.	n.d.	176,80		
19197	Ves	P	B	53,90	Tabular	0,90	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		
19197	Ves	P	B		Ovoide	0,95	-40,00	-20,00	> -4,00	146,00	< 6,45	
19197	Ves	P	B		Ovoide	0,95	-40,00	-20,00	> -4,00	163,00	< 6,45	
19197	Ves	P	B		Ovoide	0,70	-40,00	-20,00	> -4,00	146,00	< 6,45	
19197	Ves	S	B				n.d.	n.d.	n.d.	122,00		
19197	Ves	P	B	49,00	Tabular	0,95	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		
19197	Ves	P	B	34,30	Irregular	0,90	-38,10	-21,00	-1,90	152,20	3,23	0,94
19197	Ves	P	B		Ovoide	0,90	-38,00	-21,00	-0,10	176,80	0,18	0,89
19197	Ves	P	B	53,90	Tabular	0,80	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		
19197	Ves	P	B	19,60	Irregular	0,90	-41,00	-21,50	-0,20	182,60	0,35	0,89
19197	Ves	P	B		Irregular	0,90	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		
19197	Ves	P	B		Tabular	0,80	-42,00	-23,50	-2,00	162,00	3,39	0,93
19197	Ves	P	B		Irregular	0,70	-35,20	n.o.	n.o.	n.d.		
19197	Ves	P	B		Regular	0,95	-30,70	n.o.	-2,00	n.d.	3,39	
19197	Ves	P	B		Ovoide	0,95	-43,00	-20,70	-2,00	n.d.	3,39	
19197	Ves	P	B		Irregular	0,80	-41,00	-22,00	-0,30	132,00	0,53	0,94
19197	Ves	P	B		Tabular	0,80	-39,50	-22,00	-0,30	n.o.	0,53	
19197	Ves	P	B		Irregular	0,70	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		
19197	Ves	P	B		Irregular	0,50	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		
19197	Ves	P	M?		Ovoide		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		
19197	Ves	P	B		Irregular	0,90	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		
19197	Ves	P	B		Irregular	0,90	-44,80	-26,40	-3,10	151,50	5,11	0,95
19197	Ves	P	B		Regular	0,90	-45,65	-19,50	-2,1/-3,8	169,00	3,55-6,16	0,93
19197	Ves	P	B		Irregular	0,90	-40,50	-22,50	-3,80	144,00	6,16	0,97
19197	Ves	P	B		Tabular	0,90	-34,60	-21,00	-2,1/-3,8	156,30	3,55-6,16	0,95
19197	Ves	P	B		Regular	0,90	-46,30	-25,00	n.o.	120,00		
19197	Ves	P	B?		Irregular	0,50	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		
19197	Ves	P	B		Irregular	0,50	-38,70	n.o.	-1,70	186,40	2,90	0,90
19197	Ves	P	B		Regular	0,95	-22,50	n.o.	-1,60	n.o.	2,74	
19197	Ves	P	B		Ovoide	0,95	-37,00	n.o.	-1,60	n.o.	2,74	
19197	Ves	P	B		Ovoide	0,90	-43,20	-23,00	-2,60	n.o.	4,34	

**Mineral:** Ves = vesuvianita; Qz = cuarzo; Grt = granate (tipo 2); Cpx = clinopiroxeno (tipo II). **Naturaleza (Nat.):** P = primaria; S = secundaria. **Tipo:** M = monofásica; B = bifásica; T = trifásica. **Tamaño** en  $\mu\text{m}$ . **T<sub>c</sub>** = temperatura de congelamiento en °C. **T<sub>e</sub>** = temperatura del punto eutéctico en °C. **T<sub>ff</sub>** = temperatura de fusión final en °C. **T<sub>h</sub>** = temperatura de homogeneización en °C. **Salinidad** en % en peso equivalente de NaCl. **Densidad** en  $\text{g/cm}^3$ . **n.d.** = no determinado. **n.o.** = no observado.

Muestra	Mineral	Inclusiones fluidas					Resultados analíticos					
		Nat.	Tipo	Tamaño	Forma	Gdo. relleno	T <sub>c</sub>	T <sub>e</sub>	T <sub>ff</sub>	T <sub>h</sub>	Salinidad	Densidad
19236b	Ves	P	B				-39,00	-22,00	-1,90	167,80	3,23	0,92
19236b	Ves	P	B				-39,40	-21,80	-2,00	168,10	3,39	0,92
19236b	Ves	P	B				-39,80	-21,50	-1,90	168,50	3,23	0,92
19240a	Ves	P	B		Irregular		-33,20	n.o.	-1,40	169,50	2,41	0,92
19240a	Ves	P	B				-40,20	n.o.	-1,40	163,30	2,41	0,92
19240a	Ves	P	B		Ovoide		-47,20	n.o.	-1,50	157,00	2,57	0,93
19240a	Ves	P	B				-43,20	n.o.	-1,80	159,80	3,06	0,93
19240a	Ves	P	B		Ovoide		-39,30	n.o.	-2,00	162,50	3,39	0,93
19197	Qz	P	B		Irregular	0,95	-38,00	-22,00	-2,00	178,60	3,39	0,91
19197	Qz	P	B	27,00	Irregular	0,90	-41,00	n.o.	-1,20	174,20	2,07	0,91
19197	Qz	P	B				-40,00	n.o.	-1,30	161,00	2,24	0,92
19197	Qz	P	B	31,50	Irregular	0,70	-39,00	n.o.	-1,40	148,00	2,41	0,94
19197	Qz	P	B				-37,00	-21,00	-1,30	162,10	2,24	0,92
19197	Qz	P	B	27,00	Regular	0,70	-35,00	-23,00	-4,60	148,60	7,31	0,97
19197	Grt	P	B		Irregular	0,90	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		
19197	Grt	P	B		Irregular	0,90	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		
19197	Grt	P			Irregular	0,90	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		
19197	Grt	P	B		Irregular	0,70	-38,50	n.o.	-3,70	155,00	6,01	0,96
19197	Grt	P	B		Irregular	0,70	-34,50	-25,00	-1,00	132,00	1,74	0,94
19197	Grt	P	B		Irregular	0,90	-45,00	n.o.	-2,40	170,00	4,03	0,93
19197	Grt	P	B		Irregular	0,90	-36,20	n.o.	-0,60	124,00	1,05	0,95
19197	Grt	P	B		Irregular	0,70	-40,30	n.o.	-2,30	132,00	3,87	0,96
19197	Grt	P	B		Irregular	0,90	-45,00	-20,30	-2,00	n.o.	3,39	
19197	Grt	P	B		Irregular	0,95	-35,00	n.o.	-2,00	154,80	3,39	0,94
19197	Grt	P	B		Irregular	0,95	-35,00	n.o.	-1,50	145,50	2,57	0,94
19197	Grt	P	T?		Irregular	0,95	-40,10	n.o.	-1,00	164,80	1,74	0,92
19197	Grt	P	B				-41,00	n.o.	-0,80	158,00	1,40	0,92
19236a	Grt	P	B		Irregular		-33,50	-21,00	-0,60	162,60	1,05	0,91
19236a	Grt	P	B		Irregular		-46,20	n.o.	-1,30	161,00	2,24	0,92
19236a	Grt	P	B		Irregular		-30,20	-25,00	-1,00	160,00	1,74	0,92
19236a	Cpx	P	B		Irregular		-34,80	n.o.	-1,00	154,00	1,74	0,93
19236a	Cpx	P	B		Ovoide		-37,90	n.o.	-1,00	137,30	1,74	0,94

**Mineral:** Ves = vesuvianita; Qz = cuarzo; Grt = granate (tipo 2); Cpx = clinopiroxeno (tipo II). **Naturaleza (Nat.):** P = primaria; S = secundaria. **Tipo:** M = monofásica; B = bifásica; T = trifásica. **Tamaño** en  $\mu\text{m}$ . **T<sub>c</sub>** = temperatura de congelamiento en  $^{\circ}\text{C}$ . **T<sub>e</sub>** = temperatura del punto eutéctico en  $^{\circ}\text{C}$ . **T<sub>ff</sub>** = temperatura de fusión final en  $^{\circ}\text{C}$ . **T<sub>h</sub>** = temperatura de homogeneización en  $^{\circ}\text{C}$ . **Salinidad** en % en peso equivalente de NaCl. **Densidad** en  $\text{g}/\text{cm}^3$ . **n.d.** = no determinado. **n.o.** = no observado.



# **BIBLIOGRAFÍA**



**A**

- Abart, R. 1995. Phase equilibrium and stable isotope constraints on the formation of metasomatic garnet-vesuvianite veins (SW Adamello, N Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 122: 116-133.
- Aceñolaza, F. y Aceñolaza, G. 2005. La Formación Puncoviscana y unidades estratigráficas vinculadas en el Neoproterozoico - Cámbrico Temprano del Noroeste Argentino. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 12: 65-87.
- ACSN (American Commission on Stratigraphic Nomenclature) 1961. Code of stratigraphic nomenclature. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 45: 645-665.
- Aguirre, E. 1883. Constitución geológica (de la provincia de Buenos Aires). Censo General de la Provincia de Buenos Aires demográfico, agrícola, comercial, &c., verificado el 9 de Octubre de 1881 bajo la Administración del doctor Don Dardo Rocha, Imprenta de El Diario, Capítulo 1, Buenos Aires.
- Aguirre, E. 1891a. La Sierra de la Ventana. *Anales de la Sociedad Científica Argentina*, Tomo 32, Buenos Aires.
- Aguirre, E. 1891b. Exploración de la Sierra de la Ventana. *Anales de la Sociedad Científica Argentina*, Tomo 31, Buenos Aires.
- Ahijado, A., Casillas, R., Nagy, G. y Fernández, C. 2005. Sr-rich minerals in a carbonatite skarn, Fuerteventura, Canary Islands (Spain). *Mineralogy and Petrology* 84: 107-127.
- Albouy, E.R. 1994. Hidrogeología de la Cuenca superior del río Sauce Chico, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur (inédita), 155 p., Bahía Blanca.
- Alessandretti, L. 2012. Geoquímica, proveniência e ambiente tectônico da Faixa Dobrada Sierra de la Ventana e da Bacia Claromecó, Provincia de Buenos Aires, Argentina. Tese de Mestría do Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 102 p., Porto Alegre.
- Alessandretti, L., Philipp, R.P., Chemale Jr., F., Brückmann, M.P., Zvirtes, G., Matté, V. y Ramos, V.A. 2013. Provenance, volcanic record, and tectonic setting of the Paleozoic Ventania Fold Belt and the Claromecó Foreland Basin: Implications on sedimentation and volcanism along the southwestern Gondwana margin. *Journal of South American Earth Sciences* 47: 12-31.
- Allen, F.M. y Burnham, C.W. 1992. A comprehensive structure-model for vesuvianite: Symmetry variation and crystal growth. *The Canadian Mineralogist* 30: 1-18.
- Amos, A., Quartino, B. y Zardini, R. 1972. El "Grupo La Tinta" (Provincia de Buenos Aires). Paleozoico y Precámbrico? 25° Congresso Brasileiro de Geologia, Actas: 211-221, São Paulo.
- Andreis, R.R. 1964. Petrología del Grupo eodévónico de Lolén, Sierras Australes (provincia de Buenos Aires). *Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas* 5: 79-124, La Plata.
- Andreis, R.R. y Cladera, G. 1992. Las epiclastitas pérmicas de la Cuenca Sauce Grande (Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina). Parte I: composición y procedencia de detritos. 4° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 127-134, La Plata.
- Andreis, R. y López Gamundi, O. 1985. Interpretación paleoambiental de la secuencia paleozoica del Cerro Pan de Azúcar, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires. 1° Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas: 241, La Plata.
- Andreis, R.R., Iñiguez, A.M., Lluch, J.L. y Rodríguez, S. 1989. Cuenca Paleozoica de Ventania, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires. En: Chebli, G.A. y Spalletti, L.A. (eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica* 6: 265-298, San Miguel de Tucumán.
- Arbanesi, G., Vercesi, V. y González Uriarte, M. 1988. Análisis geomorfológico cuantitativo de la cuenca superior del río Sauce Chico (Sierras Australes, provincia de Buenos Aires). 2° Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas: 187-199, Bahía Blanca.

- Archangelsky, S. 1998. Informe palinológico pozo Paragüil x-1. Informe, Barranca Sur S.A. (inédito), Buenos Aires.
- Archangelsky, S. 1999. Informe palinológico pozo Paragüil x-1. Informe, Barranca Sur S.A. (inédito), Buenos Aires.
- Archangelsky, S. y Cúneo, R. 1984. Zonación del Pérmico continental de Argentina sobre la base de sus floras fósiles. 3° Congreso Latinoamericano de Paleontología, memorias 3: 143-153, México.
- Arem, J.E. y Burnham, C.W. 1969. Structural variations in idocrase. *American Mineralogist* 54: 1546-1550.
- Armbruster, T. y Gnos, E. 2000a. Tetrahedral vacancies and cation ordering in low-temperature Mn-bearing vesuvianites: indication of a hydrogarnet-like substitution. *American Mineralogist* 85: 570-577.
- Armbruster, T. y Gnos, E. 2000b. 'Rod' polytypism in vesuvianite: crystal structure of a low-temperature P4nc vesuvianite with pronounced octahedral cation ordering. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 80: 109-116.
- Armbruster, T., Gnos, E., Dixon, R., Gutzmer, J., Heiny, C., Dobelin, N. y Medenbach, O. 2002. Manganvesuvianite and tweddelite, two new minerals from the Wessels Mine, Kalahari manganese field, South Africa. *Mineralogical Magazine* 66: 137-150.
- Atherton, M.P. 1968. The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dal radian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 18: 347-371.
- Azcuy, C.L. y Caminos, R. 1987. Diastrofismo. En: Archangelsky, S. (ed.), *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*, Academia Nacional de Ciencias: 239-251, Córdoba.

## B

- Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W.R., Hartmann, L.A. y Da Silva, L.C. 1997. U-Pb and Sm-Nd Geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 10: 263-274.
- Balarino, M.L. 2012. Palinología del Pérmico de la Cuenca Claromecó-Colorado, Argentina. *Ameghiniana* 49: 343-364.
- Baldrich, J.A. 1904. En *Curá-Malal: La División Buenos Aires, Primera Conscripción Argentina*. Casa editora La Harlem, 230 p., Buenos Aires.
- Ballivián Justiniano, C.A., Canafoglia, M.E., Lanfranchini, M.E. y de Barrio, R.E. 2013. Condroidita del skarn Loma Marcelo, área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral, Sierras Australes de Buenos Aires. *Avances en Mineralogía, Metalogenia y Petrología* 2013, 11° Congreso de Mineralogía y Metalogenia: 3-8, San Juan.
- Ballivián Justiniano, C.A., Lanfranchini, M.E., Recio Hernández, C. y de Barrio, R.E. 2015. Procesos metamórficos y metasomáticos en el skarn Loma Marcelo, basamento neoproterozoico de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72: 404-418.
- Ballivián Justiniano, C.A., Lanfranchini, M.E., de Barrio, R.E., Recio Hernández, C., Sato, A.M., Basei, M.A.S., Pimentel, M.M., Etcheverry, R.O. y Tassinari, C.C.G. 2016. The Loma Marcelo skarn: evidence of Proterozoic carbonate sedimentation and polymetamorphism in the Sierras Australes of Buenos Aires Province, Argentina. En elaboración.
- Banfield, J.F. y Bailey, S.W. 1996. Formation of regularly interstratified serpentine-chlorite minerals by tetrahedral inversion in long-period serpentine polytypes. *American Mineralogist* 81: 79-91.

- Bangert, B., Stollhofen, H., Lorenz, V. y Armstrong, R. 1999. The geochronology and significance of ash-fall tuffs in the glaciogenic Carboniferous-Permian Dwyka Group of Namibia and South Africa. *Journal of African Earth Sciences* 29: 33-49.
- Barker, D.S. 1989. Field relations of carbonatites. En: Bell, K. (ed.), *Carbonatites: Genesis and Evolution*, Unwin Hyman: 38-69, London.
- Barker, D.S. 1993. Diagnostic magmatic features in carbonatites; implications for the origins of dolomite- and ankerite-rich carbonatites. *South African Journal of Geology* 96: 131-138.
- Barker, F. 1979. Trondhjemites: definition, environment and hypothesis of origin. En: Barker, F. (ed.), *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*, Elsevier: 1-12, Amsterdam.
- Barth, F.W. 1963. Vesuvianite from Kristiansand, other Occurrences in Norway, the General Formula of Vesuvianite. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 43: 457-472.
- Basei, M.A.S. 1985. O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. Tesis Doctoral, Universidade de São Paulo (inérita), 191 p., São Paulo.
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F. y Jacob, J. 2005. The connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts. *Precambrian Research* 139: 195-221.
- Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Masquelin, H., Harara, O.M., Reis Neto, J.M. y Preciozzi, F. 2000. The Dom Feliciano Belt (Brazil-Uruguay) and its Foreland Domain, the Rio de la Plata Craton: Framework, Tectonic Evolution and Correlation with Similar Provinces of Southwestern Africa. En: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. y Campos, D.A. (eds.), *Tectonic Evolution of South America*, 31<sup>o</sup> International Geological Congress: 311-334, Rio de Janeiro.
- Basei, M.A.S., Neves, B.B.B., Siga Junior, O., Babinski, M., Pimentel, M.M., Tassinari, C.C.G., Hollanda, M.H.B., Nutman, A. y Cordani, U.G. 2010. Contribution of SHRIMP U–Pb zircon geochronology to unravelling the evolution of Brazilian Neoproterozoic fold belts. *Precambrian Research* 183: 112-144.
- Baumgartner, L.P. y Valley, J.W. 2001. Stable Isotope Transport and Contact Metamorphic Fluid Flow. En: Valley, J.W. y Cole, D.R. (eds.), *Stable Isotope Geochemistry, Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 43: 415-467, Chantilly.
- Bailey, S.W., Banfield, J.F., Barker, W.W. y Katchan, G. 1995. Dozyite, a 1:1 regular interstratification of serpentine and chlorite. *American Mineralogist* 80: 65-77.
- Beaudoin, G. y Therrien, P. 2004. The Web Stable Isotope Fractionation Calculator. En: de Groot, P.A. (ed.), *Handbook of Stable Isotope Analytical Techniques, Volume 1*, Elsevier: 1045-1047, Amsterdam.
- Beaudoin, G. y Therrien, P. 2009. The Updated Web Stable Isotope Fractionation Calculator. En: de Groot, P.A. (ed.), *Handbook of Stable Isotope Analytical Techniques, Volume 2*, Elsevier: 1020-1022, Amsterdam.
- Bellosi, E.S. y Jalfin, G.A. 1984. Litoestratigrafía y evolución paleoambiental neopaleozoica de las Islas Malvinas, Argentina. 9<sup>o</sup> Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 66-86, Buenos Aires.
- Bellosi, E.S. y Jalfin, G.A. 1989. Cuencas neopaleozoicas de la Patagonia Extraandina e Islas Malvinas. En: Chebli, G.A. y Spalletti, L.A. (eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica* 6: 379-393, San Miguel de Tucumán.
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. y Fisher, N.I. 2012. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143: 602-622.
- Benedetti, G. y Campo de Ferreras, A. 2002. La vegetación como indicadora de una morfología cambiante en el Sur de la provincia de Buenos Aires, Argentina. 4<sup>o</sup> Jornadas Nacionales de Geografía Física, Actas: 98-106, Mar del Plata.
- Benedetto, J.L. 2010. El continente de Gondwana a través del tiempo: Una introducción a la Geología Histórica. *Academia Nacional de Ciencias*, 384 p., Córdoba.

- Bento dos Santos, T.M., Tassinari, C.C.G. y Fonseca, P.E. 2015. Diachronic collision, slab break-off and long-term high thermal flux in the Brasiliano–Pan-African orogeny: Implications for the geodynamic evolution of the Mantiqueira Province. *Precambrian Research* 260: 1-22.
- Berman, R.G. 1988. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-CaO-MgO-FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-TiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>. *Journal of Petrology* 29: 445-522.
- Blanco, G., Rajesh, H.M., Gaucher, G., Germs, G.J.B. y Chemale Jr., F. 2009. Provenance of the Arroyo del Soldado Group (Ediacaran to Cambrian, Uruguay): Implications for the paleogeographic evolution of southwestern Gondwana. *Precambrian Research* 171: 57-73.
- Bodnar, R.J. 1992. Revised equation and table for freezing point depressions of H<sub>2</sub>O-salt fluid inclusions. Fourth Biennial Pan-American Conference on Research of Fluid Inclusions, Volume 14: 15, Lake Arrowhead.
- Bonarelli, G. y Pastore, F. 1915. Una Cantera de Granito cerca de la Estación López Lecube (F. C. P.) en el Partido de Villarino (Provincia de Buenos Aires). *Anales del Museo de Historia Natural de Buenos Aires* 27: 127-138.
- Bons, P.D. 2000. The formation of veins and their microstructures. En: Jessell, M. y Urai, J. (eds.), *Stress, Structure and Strain: a volume in honour of Win D. Means*, Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition.
- Borrello, A.V. 1962. Caracteres geosinclinales de las Sierras Australes. Simposio de Geología de la Provincia de Buenos Aires, LEMIT, La Plata.
- Borrello, A.V. 1964. Los geosinclinales de la Provincia de Buenos Aires. *Anales de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos* 12, Buenos Aires.
- Borrello, A.V. 1965. Sistemática estructural sedimentaria en los procesos de la orogénesis. *Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas* 6: 65-93, La Plata.
- Borrello, A.V. 1969. Los geosinclinales de la Argentina. *Anales de la Dirección Nacional de Geología y Minería* 14, 188 p., Buenos Aires.
- Borrello, A.V. y Venier, J. 1967. Nuevos caracteres geológicos del granito de Aguas Blancas, Dufaur, provincia de Buenos Aires. *Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires* 5: 3-8, La Plata.
- Bossi, J., Cingolani, C., Llambías, E., Varela, R. y Campal, N. 1993. Características del magmatismo post-orogénico finibrasiliano en el Uruguay: formaciones Sierra de Ríos y Sierra de Animas. *Revista Brasileira de Geociências* 23: 282-288.
- Bottinga, Y. 1968. Calculation of fractionation factors for carbon and oxygen isotopic exchange in the system calcite-carbon dioxide-water. *Journal of Physical Chemistry* 72: 800-808.
- Bottinga, Y. y Javoy, M. 1975. Oxygen isotope partitioning among the minerals in igneous and metamorphic rocks. *Review of Geophysics* 13: 401-418.
- Bowman, J.R. 1998. Stable-Isotope Systematics of Skarns. En: Lentz, D.R. (ed.), *Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems*, Mineralogical Association of Canada, Short Course Volume 26: 99-145, Quebec.
- Bravard, A. 1857. Mapa geológico y topográfico de los alrededores de Bahía Blanca, Buenos Aires. Instituto Histórico y Geográfico de Buenos Aires.
- Bowman, J.R., O'Neil, J.R. y Essene, E.J. 1985. Contact skarn formation at Elkhorn, Montana; II, Origin and evolution of C-O-H skarn fluids. *American Journal of Science* 285: 621-660.
- Briqueu, L., Bougault, H. y Joron, J.L. 1984. Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: Petrogenetic implications. *Earth and Planetary Science Letters* 68: 297-308.
- Britvin, S.N., Antonov, A.A., Krivovichev, S.V., Armbruster, T., Burns, P.C. y Chukanov, N.V. 2003. Fluorvesuvianite, Ca<sub>19</sub>(Al,Mg,Fe<sup>2+</sup>)<sub>13</sub>[SiO<sub>4</sub>]<sub>10</sub>[Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>]<sub>4</sub>O(F,OH)<sub>9</sub>, a new mineral species from Pitkäranta, Karelia, Russia: Description and crystal structure. *The Canadian Mineralogist* 41: 1371-1380.

- Brodtkorb, M.K., Lanfranco, J. y Sureda, R. 1978. Asociaciones minerales y litologías del yacimiento Aguilar, prov. de Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 33: 277-298.
- Bruno, J.E., Gaspari, F.J., Presutti, M.E., Oroná, C. y Cornelly, I.O. 1999. Manejo Integral de las Cuencas Hidrográficas del Partido de Tornquist. Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales, Universidad Nacional de La Plata, 120 p., La Plata.
- Bucher, K. y Grapes, R. 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag, 441 p., Berlin.
- Buggisch, W. 1986. Stratigraphie und Metamorphose in der Sierra de la Ventana (Argentinien). *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Sonderband*, 211: 24-25, Berlin.
- Buggisch, W. 1987. Stratigraphy and very low-grade metamorphism of the Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires (Argentina) and implications in Gondwana correlation. *Zentralblatt für Geologie Paläontologie, Teil I*, 7/8: 819-837, Stuttgart.
- Bühn, B., Wall, F. y Le Bas, M.J. 2001. Rare-earth element systematics of carbonatitic fluorapatites, and their significance for carbonatite magma evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 141: 572-591.

## C

- Campo de Ferreras, A. y Piccolo, M.C. 1999. Hidromorfología de la cuenca del río Quequén Grande, Argentina. *Papeles de Geografía* 29: 35-46.
- Campo de Ferreras, A., Capelli de Steffens, A. y Diez, P. 2004. El clima del Suroeste bonaerense. Departamento de Geografía y Turismo, Universidad Nacional del Sur, 99 p., Bahía Blanca.
- Canabis, B. y Lécalle, M. 1989. The La/10-Y/15-Nb/8 diagram: a tool for discriminating volcanic series and evidencing continental crust magmatic mixtures and/or contamination. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Series II)* 309: 2023-2029, Paris.
- Carslaw, H.S. y Jaeger, J.C. 1986. *Conduction of Heat in Solids*. Oxford University Press, 526 p., Oxford.
- Casillas, R., Demény, A., Nagy, G., Ahijado, A. y Fernández, C. 2011. Metacarbonatites in the Basal Complex of Fuerteventura (Canary Islands). The role of fluid/rock interactions during contact metamorphism and anatexis. *Lithos* 125: 503-520.
- Cawood, P.A. 2005. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth-Science Reviews* 69: 249-279.
- Cazeneuve, H. 1967. Edades isotópicas del basamento de la provincia de Buenos Aires. *Ameghiniana* 5: 3-10.
- Cellini, N.S., Rodríguez, S., González, G., Balod, M., Guerin, D., Silva, D. y Vega, V. 1986. Interpretación de las relaciones de facies de las secuencias epiclásticas paleozoicas del Cerro Curamalal Grande, Sierras Australes Bonaerenses. 1° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 197-200, La Plata.
- Chakhmouradian, A.R. y Mitchell, R.H. 1997. Compositional variation of perovskite-group minerals from the carbonatite complexes of the Kola alkaline province, Russia. *The Canadian Mineralogist* 35: 1293-1310.
- Chang, Z. y Meinert, L.D. 2008. Zonation in Skarns - Complexities and Controlling Factors. PACRIM Congress 2008, Extended Abstracts: 303-306, Gold Coast.
- Chapple, W.M. 1978. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. *Geological Society of America Bulletin* 89: 1189-1198.
- Chemale Jr., C., Scheepers, R., Gresse, P.G. y Van Schmus, W.R. 2011. Geochronology and sources of late Neoproterozoic to Cambrian granites of the Saldania Belt. *International Journal of Earth Sciences* 100: 431-444.
- Chernicoff, C.J. y Zappettini, E.O. 2004. Geophysical Evidence for Terrane Boundaries in South-Central Argentina. *Gondwana Research* 7: 1105-1116.

- Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J. y Belousova, E. 2013. Combined U-Pb SHRIMP and Hf isotope study of the Late Paleozoic Yaminué Complex, Rio Negro Province, Argentina: Implications for the origin and evolution of the Patagonia composite terrane. *Geoscience Frontiers* 4: 37-56.
- Cingolani, C.A. 2005. Unidades morfoestructurales (y estructuras menores) de la Provincia de Buenos Aires. En: de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F. y Llambías, E. (eds.), *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires, Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino*: 21-30, Buenos Aires.
- Cingolani, C.A. 2011. The Tandilia System of Argentina as a southern extension of the Río de la Plata craton: an overview. *International Journal of Earth Sciences* 100: 221-242.
- Cingolani, C.A. y Varela, R. 1973. Examen geocronológico por el método Rubidio-Estroncio de las rocas ígneas de las Sierras Australes Bonaerenses. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 349-371, Buenos Aires.
- Cingolani, C.A., Berry, C.M., Morel, E. y Tomezzoli, R. 2002. Middle Devonian lycopsids from high southern palaeolatitudes of Gondwana (Argentina). *Geological Magazine* 139: 641-649.
- Clayton, R.N. 1981. Isotopic Thermometry. En: Newton, R.C., Navrotsky, A. y Wood, B.J. (eds.), *Thermodynamics of Minerals and Melts*, Springer: 85-109, Berlin.
- Clayton, R.N. y Mayeda, T.K. 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.
- Clayton, R.N., O'Neil, J.R. y Mayeda, T.K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water. *Journal of Geophysical Research* 77: 3057-3067.
- Clayton, R.N., Goldsmith, J.R., Karel, K.J., Mayeda, T.K. y Robert C., N. 1975. Limits on the effect of pressure on isotopic fractionation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 39: 1197-1201.
- Coates, D.A. 1969. Stratigraphy and Sedimentation of the Sauce Grande Formation, Sierra de la Ventana, Southern Buenos Aires Province, Argentina. *Gondwana stratigraphy, UNESCO*: 799-820, Buenos Aires.
- Cobbold, P.R., Gapais, D. y Rossello, E.A. 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscan Sierras Australes, Argentina. *Journal of Structural Geology* 13: 743-758.
- Cobbold, P.R., Massabie, A.C. y Rossello, E.A. 1986. Hercynian wrenching and thrusting in the Sierras Australes Foldbelt, Argentina. *Hercynica* 2: 135-148.
- Coda, A., Della Giusta, A., Isetti, G. y Mazzi, F. 1970. On the structure of vesuvianite. *Atti dell'Accademia delle Scienze di Torino* 105: 1-22.
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. y Fan, J.-X. 2013. The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes* 36: 199-204.
- Coleman, A.P. 1918. Permo-Carboniferous Glacial Deposits of South America. *The Journal of Geology* 26: 310-324.
- Compston, W., Williams, I.S. y Meyer, C. 1984. U-Pb Geochronology of Zircons From Lunar Breccia 73217 Using a Sensitive High Mass-Resolution Ion Microprobe. *Journal of Geophysical Research* 89: 525-534.
- Cordani, U.G., Pimentel, M.M., Ganade de Araújo, C.E. y Fuck, R.A. 2013. The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology* 43: 583-597.
- Cordani, U.G., Jacobsohn, T., Sato, K., Petronilho, L. y Ferreira, T.C.O. 2005. On Samarium-Neodymium isochron dating of garnet and the role of inclusions. *Geophysical Research Abstracts* 7, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU05-A-05736.
- Cordani, U., Sato, K., Teixeira, W., Tassinari, C. y Basei, M. 2000. Crustal evolution of the South American platform. En: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. y Campos, D.A. (eds.), *Tectonic Evolution of South America, 31° International Geological Congress*: 19-40, Rio de Janeiro.

- Corte, A. 1976. Rock glaciers. *Bulletin Peryglacial* 26: 175-197.
- Cosgrove, J.W. 1993. The interplay between fluids, folds and thrusts during the deformation of a sedimentary succession. *Journal of Structural Geology* 15: 491-500.
- Craig, H. 1957. Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 12: 133-149.
- Cressey, G. 1986. Geikielite and Perovskite in Serpentine-Brucite Marble from Baltistan, Northern Areas (Kashmir), Pakistan. *Mineralogical Magazine* 50: 345-346.
- Crook, W. y Oswald, S.G. 1979. New data on cerian vesuvianite from San Benito County, California. *American Mineralogist* 64: 367-368.
- Cucchi, R.J. 1962. Petrofábrica del conglomerado de La Lola, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inérita), Buenos Aires.
- Cucchi, R.J. 1966. Petrofábrica del conglomerado de la Formación La Lola, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 21: 71-106.
- Cuerda, A.J., Cingolani, C.A. y Barranquero, H.R. 1975. Estratigrafía del basamento precámbrico en la comarca de los cerros Pan de Azúcar-del Corral, Sierras Australes (Provincia de Buenos Aires). 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 1: 57-63, Buenos Aires.
- Cullers, R.L. y Graf, J.L. 1984a. Rare Earth Elements in Igneous Rocks of the Continental Crust: Intermediate and Silicic Rocks – Ore Petrogenesis. En: Henderson, P. (ed.), *Rare Earth Element Geochemistry, Developments in Geochemistry* 2, Elsevier: 275-316, Amsterdam.
- Cullers, R.L. y Graf, J.L. 1984b. Rare Earth Elements in Igneous Rocks of the Continental Crust: Predominantly Basic and Ultrabasic Rocks. En: Henderson, P. (ed.), *Rare Earth Element Geochemistry, Developments in Geochemistry* 2, Elsevier: 237-274, Amsterdam.

## D

- Dalla Salda, L. e Iñíguez Rodríguez, A.M. 1979. La Tinta, Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 539-550, Buenos Aires.
- Dalla Salda, L., de Barrio, R.E., Echeveste, H.J. y Fernández, R.R. 2005. El basamento de las Sierras de Tandilia. En: de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F. y Llambias, E. (eds.), *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires, Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino*: 31-50, Buenos Aires.
- Dalziel, I.W.D. 1982. The Early (Pre-Middle Jurassic) History of the Scotia Arc Region: A Review and Progress Report. En: Craddock, C. (ed.), *Antarctic Geoscience, International Union of Geological Sciences, University of Wisconsin Press*: 111-126, Madison.
- Dalziel, I.W.D., Lawver, L.A. y Murphy, J.B. 2000. Plumes, orogenesis, and supercontinental fragmentation. *Earth and Planetary Science Letters* 178: 1-11.
- Darwin, C. 1838. Geological Notes made during a survey of the East and West Coasts of South America in the years 1832, 1833, 1834 and 1835, with an account of a transverse section of the Cordilleras of the Andes between Valparaiso and Mendoza. *Proceedings of the Geological Society of London* 2, London.
- Darwin, C. 1839. *Journal of Researches into the Geology and Natural History of the various countries visited by H. M. S. Beagle, under the Command of Captain Fitzroy, R. N. from 1832 to 1836*. Henry Colburn, London.
- Darwin, C. 1846. *Geological observations on South America. Being the third part of the geology of the voyage of the Beagle, under the Command of Captain Fitzroy, R.N. during the years 1832 to 1836*. Smith Elder and Co., London.

- Da Silva, L.C., Gresse, P.G., Scheepers, R., McNaughton, N.G., Hartmann, L.A. y Fletcher, I. 2000. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd age constraints on the timing and sources of the Pan-African Cape Granite Suite, South Africa. *Journal of African Earth Sciences* 30: 795-815.
- Davis, G.H. y Reynolds, S.J. 1996. *Structural geology of rocks and regions*. John Wiley & Sons, 776 p., New York.
- Davis, D.W., Lowenstein, T.K. y Spencer, R.J. 1990. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H<sub>2</sub>O, NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O, NaCl-MgCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, and NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54: 591-601.
- de Almeida, F.F.M. 1971. Geochronological division of the Precambrian of South America. *Brazilian Journal of Geology* 1: 13-21.
- de Almeida, F.F.M., Hasui, Y., de Brito Neves, B.B. y Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Science Reviews* 17: 1-29.
- de Angelis, P. (ed.) 1836a. Colección de Obras y Documentos relativos a la Historia Antigua y Moderna de las Provincias del Rio de la Plata, Imprenta del Estado, Tomo 5, Buenos Aires.
- de Angelis, P. (ed.) 1836b. Colección de Obras y Documentos relativos a la Historia Antigua y Moderna de las Provincias del Rio de la Plata, Imprenta del Estado, Tomo 3, Buenos Aires.
- de Angelis, P. (ed.) 1836c. Colección de Obras y Documentos relativos a la Historia Antigua y Moderna de las Provincias del Rio de la Plata, Imprenta del Estado, Tomo 4, Buenos Aires.
- de Angelis, P. (ed.) 1837. Colección de Obras y Documentos relativos a la Historia Antigua y Moderna de las Provincias del Rio de la Plata, Imprenta del Estado, Tomo 7, Buenos Aires.
- de Barrio, R., Lanfranchini, M.E., Etcheverry, R.O., Martín-Izard, A., Tessone, M. y Coriale, N. 2008. Geología y geoquímica mineral del skarn de Loma Marcelo, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires, Argentina. 17º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 538-539, Buenos Aires.
- de Beer, C.H. 1995. Fold interference from simultaneous shortening in different directions: the Cape Fold Belt syntaxis. *Journal of African Earth Sciences* 21: 157-169.
- de Capitani, C. y Petrakakis, K. 2010. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist* 95: 1006-1016.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J. 1982. *Rock-Forming Minerals: Orthosilicates, Volume 1A*. Geological Society of London, 919 p., London.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J. 1992. *An introduction to the Rock-Forming Minerals*. Wiley, 696 p., New York.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J. 1997. *Rock-Forming Minerals: Disilicates and Ring Silicates, Volume 1B*. Geological Society of London, 629 p., London.
- Deines, P. 1989. Stable isotope variations in carbonatites. En: Bell, K. (ed.), *Carbonatites: Genesis and Evolution*, Unwin Hyman: 301-359, London.
- Del Blanco, M. y Ametrano, S. 2000. El grupo humita de la cantera "La Argentina" (o Los Arroyos), Pampa de Olaen, Córdoba, Argentina. 5º Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Publicación 6: 116-120, La Plata.
- Delpino, S.H. 1993. Mecanismos de deformación y transformaciones mineralógicas como indicadores del régimen de deformación operante sobre las rocas del basamento del faldeo occidental del cerro del Corral, Sierras Australes de Buenos Aires. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 21-31, Buenos Aires.
- Delpino, S.H. y Dimieri, L.V. 1992. Análisis de la deformación sobre las rocas del basamento aflorantes en el faldeo occidental del cerro del Corral, Sierras Australes Bonaerenses. 7º Reunión de Microtectónica, Actas: 53-61, Bahía Blanca.

- Delpino, S.H. y Dristas, J.A. 2008. Dolomitic marbles and associated calc-silicates, Tandilia belt, Argentina: Geothermobarometry, metamorphic evolution, and P–T path. *Journal of South American Earth Sciences* 25: 501-525.
- DePaolo, D.J. 1988. *Neodymium Isotope Geochemistry - An Introduction*. Springer, 187 p., Berlin.
- Dickin, A.P. 2005. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press, 492 p., Cambridge.
- Dimieri, L. y Japas, S. 1986. Trazas fósiles distorsionadas como indicadoras de la deformación en la Formación Napostá (Abras de la Ventana y del Hinojo), Sierras Australes de Buenos Aires. 3° Reunión sobre Microtectónica, Acta: 32-39, La Plata.
- Dimieri, L., Delpino, S. y Turienzo, M. 2005. Estructura de las Sierras Australes de Buenos Aires. En: de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F. y Llambías, E. (eds.), *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires*, Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino: 101-118, Buenos Aires.
- Dimieri, L., Grecco, L. y Frisicale, C. 1990. Microestructuras en el granito Aguas Blancas, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 21: 53-60.
- Dipple, G.M. y Gerdes, M.L. 1998. Reaction-Infiltration Feedback and Hydrodynamics at the Skarn Front. En: Lentz, D.R. (ed.), *Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems*, Mineralogical Association of Canada, Short Course Volume 26: 71-97, Quebec.
- Doering, A. 1881. *Geología. Informe oficial de la Comisión científica agregada al Estado Mayor General de la Expedición al Rio Negro (Patagonia) realizada en los meses de Abril, Mayo y Junio de 1879, bajo las órdenes del general D. Julio A. Roca*, Imprenta de Ostwald y Martínez, Buenos Aires.
- Doiny Cabré, C. y Lejarraga, R. 2007. *Aves de Sierra de la Ventana*. Edición del autor, 128 p., Bahía Blanca.
- D'Orbigny, A. 1835. *Voyage dans l'Amérique Méridionale (le Brésil, la République Orientale de l'Uruguay, la République Argentine, la Patagonie, la République du Chili, la République de Bolivia, la République du Pérou), exécuté pendant les années 1826, 1827, 1828, 1829, 1830, 1831, 1832 et 1833 (Tome Premier)*. Chez P. Bertrand, Editeur, Libraire de la Société géologique de France, Paris.
- Droop, G.T.R. 1987. A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51: 431-435.
- Durney, D.W. 1972. Solution-transfer, an important geological deformation mechanism. *Nature* 235: 315-317.
- Du Toit, A.L. 1927. *A Geological Comparison of South America with South Africa. With a paleontological contribution by F. R. Cowper Reed*. Carnegie Institution Publication 381: 1-157, Washington.
- Du Toit, A.L. 1937. *Our Wandering Continents: An Hypothesis of Continental Drifting*. Oliver and Boyd, 379 p., Edinburgh.

## E

- Ebert, H.D., Chemale, F., Babinski, M., Artur, A.C. y van Schmuz, W.R. 1996. Tectonic setting and U/Pb zircon dating of the plutonic Socorro Complex in the Transpressive Rio Paraíba do Sul Shear Belt, SE Brazil. *Tectonics* 15: 688-699.
- Eby, G.N. 1990. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos* 26: 115-134.
- Eby, G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology* 20: 641-644.
- Einaudi, M.T. y Burt, D.M. 1982. Introduction–Terminology, Classification and Composition of Skarn Deposits. *Economic Geology* 77: 745-754.

Einaudi, M.T., Meinert, L.D. y Newberry, R.J. 1981. Skarn deposits. En: Skinner, B.J. (ed.), *Economic Geology*, 75<sup>th</sup> Anniversary Volume: 317-391, Littleton.

## F

- Falkner, T. 1774. *A Description of Patagonia, and the Adjoining Parts of South America: containing an Account of the Soil, Produce, Animals, Vales, Mountains, Rivers, Lakes, &c. of those Countries; the Religion, Government, Policy, Customs, Dress, Arms, and Language of the Indians Inhabitants; and some Particulars relating to Falkland's Islands.* C. Pugh, 144 p., Hereford.
- Ferry, J.M. 1986. *Reaction Progress: A Monitor of Fluid—Rock Interaction during Metamorphic and Hydrothermal Events.* En: Walther, J.V. y Wood, B.J. (eds.), *Fluid—Rock Interactions during Metamorphism*, Springer-Verlag: 60-88, New York.
- Fidalgo, F., De Francesco, F. y Pascual, R. 1975. *Geología superficial de la llanura bonaerense.* 6° Congreso Geológico Argentino, *Geología de la Provincia de Buenos Aires (Relatorio)*: 103-138, Buenos Aires.
- Fisher, J.R. 1976. *The volumetric properties of H<sub>2</sub>O – A graphical portrayal.* *Journal of Research of the U. S. Geological Survey* 4: 189-193.
- Fisher, D.M. y Brantley, S.L. 1992. *Models of quartz overgrowth and vein formation: deformation and episodic fluid flow in an ancient subduction zone.* *Journal of Geophysical Research* 97-B13: 20043-20061.
- Fitzgerald, S., Leavens, P.B. y Nelen, J.A. 1992. *Chemical variation in vesuvianite.* *Contributions to Mineralogy and Petrology* 46: 163-178.
- Fitzgerald, S., Rheingold, A.L. y Leavens, P.B. 1986. *Crystal structure of a Cu-bearing vesuvianite.* *American Mineralogist* 71: 1011-1014.
- Fitzgerald, S., Leavens, P.B., Rheingold, A.L. y Nelen, J.A. 1987. *Crystal structure of a REE-bearing vesuvianite from San Benito County, California.* *American Mineralogist* 72: 625-628.
- Flinn, D. y Oglethorpe, R.J.D. 2005. *A history of the Shetland Ophiolite Complex.* *Scottish Journal of Geology* 41: 141-148.
- Fragoso César, A.R.S. 1980. *O Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense.* 31° Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais* 5: 2879-2892, Camboriú.
- Fragoso César, A.R.S., Lavina, E.L., Paim, P.G.S. y Faccini, U.F. 1986. *O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul.* 34° Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais* 3: 1322-1343, Goiânia.
- Frakes, L.A. y Crowell, J.C. 1969. *Late Paleozoic Glaciation: I, South America.* *Geological Society of America Bulletin* 80: 1007-1042.
- Franchini, M., Lira, R. y Sfragulla, J. 1998. *Zonación mineralógica y evolución de los fluidos en el skarn de Copina, provincia de Córdoba (64°39' LO, 31°30' LS).* *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53: 197-211.
- Frenguelli, J. 1950. *Rasgos generales de la morfología y la geología de la provincia de Buenos Aires.* LEMIT, Serie 2, 72 p., La Plata.
- Frimmel, H.E. 2009. *Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator.* *Chemical Geology* 258: 338-353.
- Frimmel, H.E., Basei, M.S. y Gaucher, C. 2010. *Neoproterozoic geodynamic evolution of SW-Gondwana: a southern African perspective.* *International Journal of Earth Sciences* 100: 323-354.
- Furque, G. 1965. *Nuevos afloramientos del Paleozoico en la provincia de Buenos Aires.* *Revista del Museo de La Plata (Sección Geología)* 5: 239-243, La Plata.

- Furque, G. 1973. Descripción geológica de la Hoja 34n, Sierra de Pillahuincó, Provincia de Buenos Aires. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 141, 70 p., Buenos Aires.
- Fyfe, W.S. y Kerrich, R. 1985. Fluids and Thrusting. *Chemical Geology* 49: 353-362.

## G

- Galindo, C., Casquet, C., Rapela, C., Pankhurst, R., Baldo, E. y Saavedra, J. 2004. Sr, C and O isotope geochemistry and stratigraphy of Precambrian and lower Paleozoic carbonate sequences from the Western Sierras Pampeanas of Argentina: tectonic implications. *Precambrian Research* 131: 55-71.
- Galuskin, E.V., Armbruster, T., Malsy, A., Galuskina, I.O. y Sitarz, M. 2003. Morphology, composition and structure of low-temperature p4/mnc high-fluorine vesuvianite whiskers from Polar Yakutia, Russia. *The Canadian Mineralogist* 41: 843-856.
- Gaucher, C., Finney, S.C., Poiré, D.G., Valencia, V.A., Grove, M., Blanco, G., Pamoukaghlián, K. y Gómez Peral, L. 2008. Detrital zircon ages of Neoproterozoic sedimentary successions in Uruguay and Argentina: Insights into the geological evolution of the Río de la Plata Craton. *Precambrian Research* 167: 150-170.
- Ghent, E.D., Stout, M.Z. y Parrish, R.R. 1988. Determination of pressure-temperature-time (PTt) paths. En: Nisbet, E.G. y Fowler, C.M.R. (eds.), *Heat, Metamorphism, and Tectonics*, Mineralogical Association of Canada, Short-Course 14: 155-188, Quebec.
- Ghidella, M.E., Paterlini, C.M., Kovacs, L.C. y Rodríguez, G.A. 1995. Magnetic Anomalies on the Argentine Continental Shelf. 4<sup>th</sup> International Congress of the Brazilian Geophysical Society and 1<sup>st</sup> Latin American Geophysical Conference, Expanded Abstracts 1: 269-272, Rio de Janeiro.
- Gioia, S.M.C.L. y Pimentel, M.M. 2000. The Sm-Nd Isotopic Method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasilia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 72: 219-245.
- Gnos, E. y Armbruster, T. 2006. Relationship among metamorphic grade, vesuvianite “rod polytypism” and vesuvianite composition. *American Mineralogist* 91: 862-870.
- Goldstein, S.L., Arndt, N.T. y Stallard, R.F. 1997. The history of a continent from U-Pb ages of zircons from Orinoco River sand and Sm-Nd isotopes in Orinoco basin river sediments. *Chemical Geology* 139: 269-284.
- Gómez Peral, L.E., Poiré, D.G., Strauss, H. y Zimmermann, U. 2007. Chemostratigraphy and diagenetic constraints on Neoproterozoic carbonate successions from the Sierras Bayas Group, Tandilia System, Argentina. *Chemical Geology* 237: 109-128.
- González, C.R. 1981. El Paleozoico Superior marino de la República Argentina, bioestratigrafía y Paleoclimatología. *Ameghiniana* 18: 51-65.
- González Uriarte, M. 1984. Características geomorfológicas de la porción continental que rodea la Bahía Blanca, provincia de Buenos Aires. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 556-576, Buenos Aires.
- González, P.D., Tortello, M.F. y Damborenea, S.E. 2011. Early Cambrian archaeocyathan limestone blocks in low-grade meta-conglomerate from El Jagüelito Formation (Sierra Grande, Río Negro, Argentina). *Geologica Acta* 9: 159-173.
- González, P.D., Páez, G.N., Cervera, F.M. e Iribarne, M. 2004. Texturas relicticas en las metaignimbritas neoproterozoicas del basamento del cerro del Corral, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 103-112.
- González, P.D., Tortello, M.F., Damborenea, S.E., Naipauer, M., Sato, A.M. y Varela, R. 2012. Archaeocyaths from South America: review and a new record. *Geological Journal* 48: 114-125.
- Grant, J.A. 1986. The Isocon Diagram—A Simple Solution to Gresens' Equation for Metasomatic Alteration. *Economic Geology* 81: 1976-1982.

- Grant, J.A. 2005. Isocon analysis: A brief review of the method and applications. *Physics and Chemistry of the Earth* 30: 997-1004.
- Grecco, L.E. 1990. Geoquímica y petrología de los intrusivos graníticos Cerros Colorados y Aguas Blancas, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur (inérita), 162 p., Bahía Blanca.
- Grecco, L.E. y Gregori, D.A. 1993. Estudio geoquímico de los intrusivos graníticos cerros Colorados y Aguas Blancas, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 81-89, Buenos Aires.
- Grecco, L.E., Gregori, D.A. y Ruvíños, M.A. 1997. Characteristics of Neoproterozoic magmatism in Sierras Australes. *Zentralblatt für Geologie Paläontologie H* (3-6): 609-619, Stuttgart.
- Grecco, L.E., Marfil, S.A. y Maiza, P.J. 1992. Análisis estadístico de los resultados geoquímicos de los granitos Cerros Colorados y Aguas Blancas (Sierras Australes de la prov. De Buenos Aires). 3° Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas: 139-146, La Plata.
- Grecco, L.E., Delpino, S.H., Gregori, D.A. y Dimieri, L.V. 2000. Evaluación de la movilidad de elementos mayoritarios y traza durante la milonitización de rocas del basamento de las Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55: 352-362.
- Gregori, D.A., Grecco, L.E. y Llambías, E.J. 2003. El intrusivo López Lecube: Evidencias de magmatismo alcalino Gondwánico en el sector sudoeste de la provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 167-175.
- Gregori, D.A., López, V.L. y Grecco, L.E. 2005. A Late Proterozoic–Early Paleozoic Magmatic Cycle in Sierra de la Ventana, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 19: 155-171.
- Gregori, D.A., Kostadinoff, J., Strazzere, L. y Raniolo, A. 2008. Tectonic significance and consequences of the Gondwanide orogeny in northern Patagonia, Argentina. *Gondwana Research* 14: 429-450.
- Gresens, R.L. 1967. Composition–volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology* 2: 47-55.
- Griffin, W.L. y Brueckner, H.K. 1980. Caledonian Sm–Nd ages and a crustal origin for Norwegian eclogites. *Nature* 285: 319-320.
- Groat, L.A. y Evans, R.J. 2012. Crystal chemistry of Bi- and Mn-bearing vesuvianite from Långban, Sweden. *American Mineralogist* 97: 1627-1634.
- Groat, L.A., Hawthorne, F.C. y Ercit, T.S. 1992. The chemistry of vesuvianite. *The Canadian Mineralogist* 30: 19-48.
- Groat, L.A., Hawthorne, F.C., Lager, G.A., Schutz, A.J. y Ercit, T.S. 1996. X-ray and neutron crystal-structure refinements of a boron-bearing vesuvianite. *The Canadian Mineralogist* 34: 1059-1070.

## H

- Halpern, M., Umpierre, M. y Linares, E. 1970. Radiometric ages of crystalline rocks from southern South America as related to Gondwana and Andean geologic provinces. *Conferencia Problemas sobre la Tierra Sólida*, Actas 2: 345-356, Buenos Aires.
- Hames, W.E. y Bowring, S.A. 1994. An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite. *Earth and Planetary Science Letters* 124: 161-169.
- Harrington, H.J. 1947. Explicación de las Hojas Geológicas 33m y 34m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. Dirección de Minas y Geología, Boletín 61, 43 p., Buenos Aires.
- Harrington, H.J. 1955. The Permian Eurydesma Fauna of Eastern Argentina. *Journal of Paleontology* 29: 112-128.

- Harrington, H.J. 1970. Las Sierras Australes de Buenos Aires, República Argentina: cadena aulacogénica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25: 151-181.
- Harrington, H.J. 1972. Sierras Australes de Buenos Aires. En: Leanza, A.F. (ed.), *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias: 395-405, Córdoba.
- Harrington, H.J. 1980. Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. 2º Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Volumen 2: 967-983, Córdoba.
- Hartnady, C., Joubert, P. y Stowe, C. 1985. Proterozoic crustal evolution in Southwestern Africa. *Episodes* 8: 236-244.
- Hauthal, R. 1892. La Sierra de la Ventana (Provincia de Buenos Aires). *Apuntes preliminares*. *Revista del Museo de La Plata* 3: 1-11, La Plata.
- Hauthal, R. 1901. Contribuciones al conocimiento de la geología de la provincia de Buenos Aires: I. Excursión a la Sierra de la Ventana. *Publicaciones de la Universidad de La Plata, Facultad de Ciencias Físico-Matemáticas, Número 1*: 1-16, La Plata.
- Hauthal, R. 1904. Beiträge zur Geologie der argentinischen Provinz Buenos Aires. Dr. A. Petermanns Mitteilungen aus Justus Perthes' Geographischer Anstalt 50, Gotha.
- Helgeson, H.C. y Kirkham, D.H. 1974. Theoretical prediction of the thermodynamic behavior of aqueous electrolytes at high pressures and temperatures; I, Summary of the thermodynamic/electrostatic properties of the solvent. *American Journal of Science* 274: 1089-1198.
- Henmi, C., Kusachi, I. y Henmi, K. 1995. Morimotoite,  $\text{Ca}_3\text{TiFe}^{2+}\text{Si}_3\text{O}_{12}$ , a new titanian garnet from Fuka, Okayama Prefecture, Japan. *Mineralogical Magazine* 59: 115-120.
- Himmelberg, G.R. y Miller, T.P. 1980. Uranium- and thorium-rich vesuvianite from the Seward Peninsula, Alaska. *American Mineralogist* 65: 1020-1025.
- Hochella Jr., M.F., Liou, J.G., Keskinen, M.J. y Kim, H.S. 1982. Synthesis and Stability Relations of Magnesium Idocrase. *Economic Geology* 77: 798-808.
- Hoefs, J. 1997. *Stable Isotope Geochemistry*. Springer, 201 p., Berlin.
- Hoisch, T.D. 1985. The solid solution chemistry of vesuvianite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 89: 205-214.
- Holmberg, E.L. 1884. La Sierra de Curá-Malal (Currumalan). Informe presentado al Excelentísimo Señor Gobernador de la Provincia de Buenos Aires, Dr. Dardo Rocha, Imprenta de Pablo E. Coni, Buenos Aires.
- Hubbert, M.K. y Rubey, W.W. 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting I. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Geological Society of America Bulletin* 70: 115-166.
- Hudleston J.P. 1989. The association of folds and veins in shear zones. *Journal of Structural Geology* 11: 949-957.
- Huggins, F.E., Virgo, D. y Huckenholz, H.G. 1977a. Titanium-containing silicate garnets. II. The crystal chemistry of melanites and schorlomite. *American Mineralogist* 62: 646-665.
- Huggins, F.E., Virgo, D. y Huckenholz, H.G. 1977b. Titanium-containing silicate garnets. I. The distribution of Al,  $\text{Fe}^{3+}$ , and  $\text{Ti}^{4+}$  between octahedral and tetrahedral sites. *American Mineralogist* 62: 475-490.

**I**

- ICDD (International Centre for Diffraction Data) 2012. PDF2. <http://www.icdd.com/index.htm>
- Iñiguez, A.M., Andreis, R.R. y Zalba, P.E. 1988. Eventos piroclásticos en la Formación Tunas (Pérmico), Sierras Australes, provincia de Buenos Aires, República Argentina. 2º Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas: 383-395, Bahía Blanca.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Isbell, J.L., Cole, D.I. y Catuneanu, O. 2008. Carboniferous-Permian glaciation in the main Karoo Basin, South Africa: Stratigraphy, depositional controls, and glacial dynamics. En: Fielding, C.R., Frank, T.D. e Isbell, J.L. (eds.), *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*, Geological Society of America, Special Papers 441: 71-82, Boulder.
- Ito, J. y Arem. J.E. 1970. Idocrase: synthesis, phase relations and crystal chemistry. *American Mineralogist* 55: 880-912.

**J**

- Jacobsen, S.B. y Kaufman, A.J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology* 161: 37-57.
- Japas, M.S. 1986. Caracterización geométrico-estructural del Grupo Pillahuincó. I. Perfil del Arroyo Atravesado, Sierra de las Tunas, Sierras Australes de Buenos Aires. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 38: 145-156, Buenos Aires.
- Japas, M.S. 1987. Caracterización geométrico-estructural del Grupo Pillahuincó. II. Formación Sauce Grande. Perfil del Cordón Mambacher y Sierra de las Tunas occidental, Sierras Australes de Buenos Aires. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 39: 125-144, Buenos Aires.
- Japas, M.S. y Sellés-Martínez, J. 1998. Análisis de la microfábrica deformacional de los “Pórfidos Riolíticos” en el área de basamento de Pigüé, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53: 317-324.
- Javoy, M., Fourcade, S. y Allegre, C.J. 1970. Graphical method for examination of  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  fractionations in silicate rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 10: 12-16.
- Jessell, W.M., Willman, E.C. y Gray, D.R. 1994. Bedding parallel veins and their relationship to folding. *Journal of Structural Geology* 16: 753-767.
- Johannes, W. y Holtz, F. 1996. *Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks*. Springer, 348 p., Berlin.
- Johnston, S.T. 2000. The Cape Fold Belt and Syntaxis and the rotated Falkland Islands: dextral transpressional tectonics along the southwest margin of Gondwana. *Journal of African Earth Sciences* 31: 51-63.
- Jones, N.W., Ribbe P.H. y Gibbs G.V. 1969. Crystal chemistry of the humite minerals. *American Mineralogist* 54: 391-411.

**K**

- Kantor, M. 1920. Informe preliminar Monte Hermoso, dirigido al Director del Museo de La Plata, Dr. Luis María Torres. Informe, Museo de La Plata (inédito), 16 p., La Plata.
- Kawashita, K. 1972. O método Rb-Sr em rochas sedimentares. Aplicação para as bacias do Paraná e Amazonas. Tesis Doctoral, Instituto de Geociências de la Universidade de São Paulo (inédita), 111 p., São Paulo.

- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. y Sruoga, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology* 17: 324-328.
- Keidel, J. 1907. Über den Bau der argentinischen Anden. *Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Band 116*.
- Keidel, J. 1914. Über das Alter, die Verbreitung und die gegenseitigen Beziehungen der verschiedenen tektonischen Strukturen in den argentinischen Gebirgen. *Congrès Géologique International, Compte-rendu de la 12° session: 671-687, Ottawa*.
- Keidel, J. 1916. La Geología de las Sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus Relaciones con las Montañas de Sud África y los Andes, República Argentina. *Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación 11, Sección Geología, Mineralogía y Minería: 1-78, Buenos Aires*.
- Keidel, J. 1922. Sobre la Distribución de los Depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina y su Significación para la Estratigrafía de la Serie de Gondwana y la Paleogeografía del Hemisferio austral. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias 25: 239-368, Córdoba*.
- Keidel, J. 1929. Las Relaciones entre Sud América y Sud África reveladas por la Investigación geológica de las Sierras australes de Buenos Aires. *Universidad Nacional de La Plata, Extensión Universitaria 3: 7-66, La Plata*.
- Khain, V.E. y Muratov, M.V. 1968. Geosynclinal Belts, Orogenic Belts, Folded Belts and their relation in time and space. *23° International Geological Congress, Proceedings Section 3: 9-13, Prague*.
- Kilmurray, J.O. 1961. Petrografía de las rocas ígneas de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inérita), 101 p., La Plata.
- Kilmurray, J.O. 1968a. Petrología de las rocas cataclásticas y el skarn del anticlinal del Cerro Pan de Azúcar (Partido de Saavedra, Provincia de Buenos Aires). *3° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 3: 217-238, Buenos Aires*.
- Kilmurray, J.O. 1968b. Petrología de las rocas ígneas de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Revista del Museo de La Plata (Sección Geología) 6: 155-188, La Plata*.
- Kilmurray, J.O. 1969. Lineaciones columnares de clivaje en las rocas deformadas del Abra Agua Blanca y Cerro Pan de Azúcar, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina 24: 239-252*.
- Kilmurray, J.O. 1975. Las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Las fases de deformación y nueva interpretación estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina 30: 331-348*.
- Kilmurray, J.O., Iñiguez Rodríguez, A.M. y De Francesco, F. 1970. Petrogénesis de las filonitas del sector occidental de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Reunión sobre la Geología de las Sierras Australes Bonaerenses, Actas: 133-147, Bahía Blanca*.
- Klein, C. y Hurlbut Jr., C.S. 2003. *Manual de Mineralogía*. Editorial Reverté S.A., 679 p., Barcelona.
- Knoper, M.W. y Condie, K.C. 1988. Geochemistry and petrogenesis of early Proterozoic amphibolites, west-central Colorado, U.S.A. *Chemical Geology 67: 209-225*.
- Korhonen, F.J., Saito, S., Brown, M., Siddoway, C.S. y Day, J.M.D. 2010. Multiple Generations of Granite in the Fosdick Mountains, Marie Byrd Land, West Antarctica: Implications for Polyphase Intracrustal Differentiation in a Continental Margin Setting. *Journal of Petrology 51: 627-670*.
- Koritnig, S. 1965. Geochemistry of phosphorus-I. The replacement of Si<sup>4+</sup> by P<sup>5+</sup> in rock-forming silicate minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta 29: 361371*.
- Kornprobst, J. 1996. *Manual de petrología metamórfica y su contexto geodinámico*. Masson S.A., 220 p., Barcelona.

- Kostadinoff, J. y Font de Affolter, G. 1982. Cuenca Interserrana Bonaerense, Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 4: 105-121, Buenos Aires.
- Kristensen, M.J. y Frangi, J.L. 1995. La Sierra de la Ventana: una isla de biodiversidad. *Ciencia Hoy* 5: 25-34.

## L

- Lajoinie, M.F., Lanfranchini, M.E., Etcheverry, R.O. y Recio, C. 2013. Zonación mineral vinculada a procesos geoquímicos en el skarn San Miguel, Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70: 390-400.
- Lajoinie, M.F., Lanfranchini, M.E., Etcheverry, R.O. y Recio, C. 2014. Primeros registros del “evento Lomagundi-Jatuli” en mármoles paleoproterozoicos del basamento de las Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires, Cratón del Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71: 585-597.
- Lajoinie, F., Canafoglia, M., Lanfranchini, M., Etcheverry, R. y Salvioli, M. 2012. Estudio de la especie mineral vesubianita mediante diferentes técnicas físico-químicas. *Anales de la Asociación Química Argentina* 99: 008.
- Lanfranchini, M.E., González, P.D., de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Recio Hernández, C., Coriale, N.G. y Ballivián Justiniano, C. 2011. El skarn de Loma Marcelo, basamento de las Sierras Australes de Buenos Aires: nueva hipótesis genética. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas: 1446-1447, Buenos Aires.
- Lattanzi, P., Rye, D.M. y Rice, J.M. 1980. Behavior of  $^{13}\text{C}$  and  $^{18}\text{O}$  in carbonates during contact metamorphism at Marysville, Montana; implications for isotope systematics in impure dolomitic limestones. *American Journal of Science* 280: 890-906.
- Layne, G.D., Longstaffe, F.J. y Spooner, E.T.C. 1991. The JC tin skarn deposit, southern Yukon Territory; II, A carbon, oxygen, hydrogen, and sulfur stable isotope study. *Economic Geology* 86: 48-65.
- Leat, P.T., Jackson, S.E., Thorpe, R.S. y Stillman, C.J. 1986. Geochemistry of bimodal basalt-subalkaline/peralkaline rhyolite provinces within the Southern British Caledonides. *Journal of the Geological Society* 143: 259-273.
- Le Bas, M.J. 1999. Sovite and alvikite: two chemically distinct calciocarbonatites C1 and C2. *South African Journal of Geology* 102: 109-121.
- Le Bas, M.J. y Streckeisen, A.L. 1991. The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society* 148: 825-833.
- Le Bas, M.J., Subbarao, K.V. y Walsh, J.N. 2002. Metacarbonatite or marble? – the case of the carbonate, pyroxenite, calcite-apatite rock complex at Borra, Eastern Ghats, India. *Journal of Asian Earth Sciences* 20: 127-140.
- Le Bas, M.J., Ba-bttat, M.A.O., Taylor, R.N., Milton, J.A., Windley, B.F. y Evins, P.M. 2004. The carbonatite-marble dykes of Abyan Province, Yemen Republic: the mixing of mantle and crustal carbonate materials revealed by isotope and trace element analysis. *Mineralogy and Petrology* 82: 105-135.
- Lemaitre, R.W. 1976. The Chemical Variability of some Common Igneous Rocks. *Journal of Petrology* 17: 589-598.
- Lesta, P. y Sylwan, C. 2005. Cuenca de Claromecó. En: Chebli, G.A., Cortiñas, J.S., Spalletti, L.A., Legarreta, L. y Vallejo, E.L. (eds.), *Frontera Exploratoria de la Argentina*, 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 217-231, Buenos Aires.
- Lisle, R.J. y Leyshon, P.R. 2004. *Stereographic Projection Techniques for Geologists and Civil Engineers*. Cambridge University Press, 112 p., Cambridge.
- Llambías, E.J. 1999. El magmatismo gondwánico durante el Paleozoico superior-Triásico. En: Caminos, R. (ed.), *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales: 349-363, Buenos Aires.

- Llambías, E.J. 2015. Geología de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina, Serie B Didáctica y Complementaria N° 32, 237 p., Buenos Aires.
- Llambías, E.J. y Prozzi, C.R. 1975. Ventania. 6° Congreso Geológico Argentino, Geología de la Provincia de Buenos Aires (Relatorio): 79-101, Buenos Aires.
- Llambías, E.J. y Sato, A.M. 2011. Ciclo Gondwánico: la provincia magmática Choiyoi en Neuquén. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén, Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino: 53-62, Buenos Aires.
- Llambías, E.J., Quenardelle, S. y Montenegro, T. 2003. The Choiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 243-257.
- Logachev, A.A. y Zajarov, V.P. 1978. Exploración magnética. Editorial Reverté S.A., 376 p., Barcelona.
- López-Gamundí, O. 2006. Permian plate margin volcanism and tuffs in adjacent basins of west Gondwana: Age constraints and common characteristics. *Journal of South American Earth Sciences* 22: 227-238.
- López-Gamundí, O.R. y Buatois, L.A. 2010. Late Paleozoic Glacial Events and Postglacial Transgressions in Gondwana. *Geological Society of America, Special Papers* 468, 207 p., Boulder.
- López-Gamundí, O.R. y Rossello, E.A. 1998. Basin fill evolution and paleotectonic patterns along the Samfrau geosyncline: the Sauce Grande basin–Ventana foldbelt (Argentina) and Karoo basin–Cape foldbelt (South Africa) revisited. *Geologische Rundschau* 86: 819-834.
- López-Gamundí, O.R., Conaghan, P.J., Rossello, E.A. y Cobbold, P.R. 1995. The Tunas Formation (Permian) in the Sierras Australes Foldbelt, east central Argentina: evidence for syntectonic sedimentation in a foreland basin. *Journal of South American Earth Sciences* 8: 129-142.
- López-Gamundí, O., Fildani, A., Weislogel, A. y Rossello, E. 2013. The age of the Tunas Formation in the Sauce Grande basin-Ventana foldbelt (Argentina): Implications for the Permian evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 45: 250-258.
- López-Gamundí, O.R., Espejo, I.S., Conaghan, P.J., Powell, C.McA. y Veevers J.J. 1994. Southern South America. En: Veevers J.J. y Powell, C.McA. (eds.), Permian-Triassic Pangean Basins and Foldbelts Along the Panthalassan Margin of Gondwanaland, *Geological Society of America Memoirs* 184: 281-330, Boulder.
- López-Moro, F.J. 2012. EASYGRESGRANT–A Microsoft Excel spreadsheet to quantify volume changes and to perform mass-balance modeling in metasomatic systems. *Computers & Geosciences* 39: 191-196.
- Ludwig, K.R. 2008. User's Manual for Isoplot 3.7. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication 4, 76 p., Berkeley.

## M

- Machatschki, F. 1932. Zur Formel des Vesuvian. *Zeitschrift für Kristallographie* 81: 148-152.
- Manning, G. 1975. Charge-transfer processes and the origin of colour and pleochroism of some Ti-rich vesuvianites. *The Canadian Mineralogist* 13: 110-116.
- Marakushev, A.A. 1964. Analysis of Scapolite Paragenesis. *Geochemistry International* 1: 114-126.
- Marfil, S. y Maiza, P. 2011. Agregados de la provincia de Buenos Aires. En: Bonalumi, A.A. y Marfil, S.A. (eds.), Agregados pétreos de las Provincias de Buenos Aires y Córdoba, Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería: 25-66, Buenos Aires.
- Martin, J.D. 2008. X Powder, a software package for powder X-ray diffraction analysis: Qualitative, quantitative and microtexture. Manual de usuario, 112 p., Granada.

- Martin, A.K., Hartnady, C.J.H. y Goodlad, S.W. 1981. A revised fit of South America and South Central Africa. *Earth and Planetary Science Letters* 54: 293-305.
- Martino, R.D. y Gay, H.D. 1992. Los mármoles con clinohumita del basamento metamórfico al norte de Cuchilla Nevada, Córdoba, Argentina. 1° Reunión de Mineralogía y Metalogenia y 1° Jornada de Petrografía de Rocas Básicas y Ultrabásicas, Publicación 2: 171-184, La Plata.
- Massabie, A. y Rossello, E. 1984. La discordancia pre-Formación Sauce Grande y su entorno estratigráfico, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 337-352, Buenos Aires.
- Massabie, A.C., Rossello, E.A. y López Gamundí, O.R. 2005. Cubierta paleozoica-mesozoica de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. En: de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F. y Llambías, E. (eds.), *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires, Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino*: 85-100, Buenos Aires.
- Matsuhisa, Y., Goldsmith, J.R. y Clayton, R.N. 1979. Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43: 1131-1140.
- Matthews, A., Goldsmith, J.R. y Clayton, R.N. 1983. Oxygen isotope fractionations involving pyroxenes: The calibration of mineral-pair geothermometers. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47: 631-644.
- Max, M.D., Ghidella, M., Kovacs, L., Paterlini, M. y Valladares, J.A. 1999. Geology of the Argentine continental shelf and margin from aeromagnetic survey. *Marine and Petroleum Geology* 16: 41-64.
- McCrea, J.M. 1950. On the Isotopic Chemistry of Carbonates and a Paleotemperature Scale. *Journal of Chemical Physics* 18: 849-857.
- McDonough, W.F. y Sun, S.-s. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-253.
- McLeish, A. 1992. *Geological Science*. Nelson Thornes Ltd., 312 p., Cheltenham.
- Meinert, L.D. 1992. Skarns and Skarn Deposits. *Geoscience Canada* 19: 145-162.
- Meinert, L.D., Dipple, G.M. y Nicolescu, S. 2005. World Skarn Deposits. En: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J. y Richards, J.P. (eds.), *Economic Geology, 100<sup>th</sup> Anniversary Volume*: 299-336, Littleton.
- Mével, C. 1988. Metamorphism in oceanic layer 3, Goringe Bank, eastern Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 100: 496-509.
- Milani, E.J. y De Wit, M.J. 2008. Correlations between the classic Paraná and Cape–Karoo sequences of South America and southern Africa and their basin infills flanking the Gondwanides: du Toit revisited. En: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B. y De Wit, M.J. (eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*, Geological Society, Special Publications 294: 319-342, London.
- Misi, A., Kaufman, A.J., Veizer, J., Powis, K., Azmy, K., Boggiani, P.C., Gaucher, C., Teixeira, J.B.G., Sanches, A.L. y Iyer, S.S.S. 2007. Chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic successions in South America. *Chemical Geology* 237: 143-167.
- Moecher, D.P., Anderson, E.D., Cook, C.A. y Mezger, K. 1997. The petrogenesis of metamorphosed carbonatites in the Grenville Province, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences* 34: 1185-1201.
- Monteverde, A. 1938. Nuevo yacimiento de material pétreo en González Chaves. *Revista Minera* 8: 1-11, Buenos Aires.
- Morimoto, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist* 73: 1123-1133.
- Morse, J.W. y Mackenzie, F.T. 1990. *Geochemistry of Sedimentary Carbonates*. Elsevier, 706 p., Amsterdam.
- Mullen, E.D. 1983. MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 62: 53-62.

Murra, J.A., Baldo, E.G., Galindo, C., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. y Dahlquist, J. 2011. Sr, C and O isotope composition of marbles from the Sierra de Ancasti, Eastern Sierras Pampeanas, Argentina: age and constraints for the Neoproterozoic–Lower Paleozoic evolution of the proto-Gondwana margin. *Geologica Acta* 9: 79-92.

## N

Nabelek, P.I., Labotka, T.C., O'Neil, J.R. y Papike, J.J. 1984. Contrasting fluid/rock interaction between the Notch Peak granitic intrusion and argillites and limestones in western Utah: evidence from stable isotopes and phase assemblages. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86: 25-34.

Nágera, J.J. 1938. *Geografía Física de la República Argentina*. Editorial Kapeluz, 232 p., Buenos Aires.

Nakano, T., Takahara, H. y Nishida, N. 1989. Intracrystalline distribution of major elements in zoned garnet from skarn in the Chichibu Mine, central Japan: illustration by color-coded maps. *The Canadian Mineralogist* 27: 499-507.

## O

Ohkawa, M., Yoshiasa, A. y Takeno, S. 1994. Structural investigation of high- and low-symmetry vesuvianite. *Mineralogical Journal* 17: 1-20.

O'Neil, J.R. y Taylor, H.P. 1967. The oxygen isotope and cation exchange chemistry of feldspars. *American Mineralogist* 52: 1414-1437.

## P

Paluszkiwicz, C. y Żabiński, W. 1999. NIR spectra of vesuvianite – a complex ortho-disilicate mineral. *Journal of Molecular Structure* 480-481: 683-688.

Pan, Y. 1998. Scapolite in Skarn Deposits: Petrogenetic and Geochemical Significance. En: Lentz, D.R. (ed.), *Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems*, Mineralogical Association of Canada, Short Course Volume 26: 169-209, Quebec.

Pángaro, F. y Ramos, V.A. 2012. Paleozoic crustal blocks of onshore and offshore central Argentina: New pieces of the southwestern Gondwana collage and their role in the accretion of Patagonia and the evolution of Mesozoic south Atlantic sedimentary basins. *Marine and Petroleum Geology* 37: 162-183.

Pankhurst, R.J., Ramos, A. y Linares, E. 2003. Antiquity of the Río de la Plata craton in Tandilia, southern Buenos Aires province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 5-13.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M. y Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews* 76: 235-257.

Passchier, C.W. 2001. Flanking structures. *Journal of Structural Geology* 23: 951-962.

Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J. 2005. *Microtectonics*. Springer-Verlag, 366 p., Berlin.

Pavese, A., Prencipe, M., Tribaudino, M. y Aagaard, S.S. 1998. X-ray and neutron single-crystal study of P4/n vesuvianite. *The Canadian Mineralogist* 36: 1029-1037.

Pearce, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En: Thorpe, R.S. (ed.), *Orogenic andesites and related rocks*, John Wiley & Sons: 528-548, Chichester.

- Pearce, J.A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. En: Wyman, D.A. (ed.), Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration, Geological Association of Canada, Short Course Notes 12: 79-113, Saint John's.
- Pearce, J.A. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100: 14-48.
- Pearce, J.A. y Cann, J.R. 1971. Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth and Planetary Science Letters* 12: 339-349.
- Pearce, J.A. y Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19: 290-300.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. y Tindle, A.G. 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Peccerillo, A. y Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Piazolo, S. y Markl, G. 1999. Humite- and scapolite-bearing assemblages in marbles and calcsilicates of Dronning Maud Land, Antarctica: new data for Gondwana reconstructions. *Journal of Metamorphic Geology* 17: 91-107.
- Poiré, D. 1993. Estratigrafía del Precámbrico sedimentario de Olavarría, Sierras Bayas, Provincia de Buenos Aires. Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 1-11, Buenos Aires.
- Poiré, D.G. y Spalletti, L.A. 2005. La cubierta sedimentaria precámbrica-paleozoica inferior del Sistema de Tandilia. En: de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F. y Llambías, E. (eds.), *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires, Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino*: 51-68, Buenos Aires.
- Pradeepkumat, A.P. y Krishnanath, R. 1996. Rare earth element mobility in halogenated aqueous fluids in the humite-marbles of Ambasamudram, Kerala Khondalite Belt, India. *Current Science* 70: 1066-1074.
- Pronsato, D., Mactaggart, J. y Marreins, J. 1918. Mapa catastral oro-hidrográfico de la Zona de Bahía Blanca y sus Vías de Comunicación (Bahía Blanca, Dorrego, Villarino, Puán, Tornquist, Saavedra, Cnel. Suárez y Pringles). Panzini Hnos. & Co., Bahía Blanca.
- Putnis, A. 2009. Mineral Replacement Reactions. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* 70: 87-124.

## R

- Ramos, V.A. 1984. Patagonia: ¿un continente paleozoico a la deriva? 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 311-325, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Caminos, R. (ed.), *Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales* 29 (3): 41-96, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 2008. Patagonia: A paleozoic continent adrift? *Journal of South American Earth Sciences* 26: 235-251.
- Ramos, V.A. y Kostadinoff, J. 2005. La cuenca de Claromecó. En: de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F. y Llambías, E. (eds.), *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires, Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino*: 473-480, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Chemale, F., Naipauer, M. y Pazos, P.J. 2014. A provenance study of the Paleozoic Ventania System (Argentina): Transient complex sources from Western and Eastern Gondwana. *Gondwana Research* 26: 719-740.

- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Kay, S., Cortés, J. y Palma, M. 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 84-106, Buenos Aires.
- Ramsay, J.G. 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, 568 p., New York.
- Rapela, C.W. y Kostadinoff, J. 2005. El basamento de Sierra de la Ventana: historia tectonomagmática. En: de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F. y Llambías, E. (eds.), *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires, Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino*: 69-84, Buenos Aires.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M. y Grecco, L.E. 2003. Basement evolution of the Sierra de la Ventana Fold Belt: new evidence for Cambrian continental rifting along the southern margin of Gondwana. *Journal of the Geological Society* 160: 613-628.
- Rapela, C.W., Fanning, C.M., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Spalletti, L., Poiré, D. y Baldo, E.G. 2011. The Río de la Plata craton and the adjoining Pan-African/brasiliano terranes: Their origins and incorporation into south-west Gondwana. *Gondwana Research* 20: 673-690.
- Rapela, C., Pankhurst, R., Casquet, C., Fanning, C., Baldo, E., González-Casado, J., Galindo, C. y Dahlquist, J. 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth Science Reviews* 83: 49-82.
- Ravna, E.K. 2000. The garnet–clinopyroxene  $Fe^{2+}$ –Mg geothermometer: an updated calibration. *Journal of Metamorphic Geology* 18: 211-219.
- Rayces, E.C. 1941. Estructura tectónica del Cerro Pan de Azúcar en las Sierras Australes, Prov. De Buenos Aires. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inérita), 43 p., La Plata.
- Reinoso, M. 1968. Paleocorrientes en la Formación Providencia, Devónico, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23: 287-296.
- Riccardi, A.C. 2008. Horacio J. Harrington: significación y trascendencia de su obra geológica. En: Aceñolaza, F.G. (ed.), *Los Geólogos y la Geología en la Historia Argentina, Serie Correlación Geológica* 24: 231-250, San Miguel de Tucumán.
- Rice, J.M. 1980a. Phase Equilibria Involving Humite Minerals in Impure Dolomitic Limestones. Part II. Calculated Stability of Chondrodite and Norbergite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 75: 205-223.
- Rice, J.M. 1980b. Phase Equilibria Involving Humite Minerals in Impure Dolomitic Limestones: Part I. Calculated Stability of Clinohumite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 71: 219-235.
- Rice, J.M. 1983. Metamorphism of rodingites: Part I. Phase relations in a portion of the system  $CaO$ - $MgO$ - $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $CO_2$ - $H_2O$ . *American Journal of Science* 283-A: 121-150.
- Rocha-Campos, A.C., dos Santos, P.R. y Canuto, J.R. 2008. Late Paleozoic glacial deposits of Brazil: Paraná Basin. En: Fielding, C.R., Frank, T.D. e Isbell, J.L. (eds.), *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*, Geological Society of America, Special Papers 441: 97-114, Boulder.
- Rodríguez, S.G. 1988. Trazas fósiles en sedimentitas del Paleozoico de las Sierras Australes Bonaerenses. 2° Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas: 117-130, Bahía Blanca.
- Roedder, E. 1984. *Fluid Inclusions*. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy 12, 646 p., Chantilly.
- Rolleri, E.O. 1975. Provincias geológicas bonaerenses. 6° Congreso Geológico Argentino, Geología de la Provincia de Buenos Aires (Relatorio): 29-53, Buenos Aires.
- Rollinson, H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical, 378 p., Harlow.
- Rossello, E.A., Massabie, A.C., López-Gamundi, O.R., Cobbold, P.R. y Gapais, D. 1997. Late Paleozoic transpression in Buenos Aires and northeast Patagonia ranges, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 10: 389-402.

- Rozendaal, A., Gresse, P.G., Scheepers, R. y Le Roux, J.P. 1999. Neoproterozoic to Early Cambrian Crustal Evolution of the Pan-African Saldania Belt, South Africa. *Precambrian Research* 97: 303-323.
- Rucklidge, J.C., Hemingway, B.S. y Fisher, J.R. 1975. The crystal structure of three Canadian vesuvianites. *The Canadian Mineralogist* 13: 15-21.
- Ruckwied, K., Götz, A.E. y Jones, P. 2014. Palynological records of the Permian Ecca Group (South Africa): Utilizing climatic icehouse–greenhouse signals for cross basin correlations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 413: 167-172.

## S

- Sato, A.M., Llambías, E.J., Basei, M.A.S. y Castro, C.E. 2015. Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. *Journal of South American Earth Sciences* 63: 48-69.
- Sato, A.M., Tickyj, H., Llambías, E.J. y Sato, K. 2000. The Las Matras tonalitic–trondhjemitic pluton, central Argentina: Grenvillian-age constraints, geochemical characteristics, and regional implications. *Journal of South American Earth Sciences* 13: 587-610.
- Sato, K. 1980. Tungsten skarn deposit of the Fujigatani Mine, Southwest Japan. *Economic Geology* 75: 1066-1082.
- Sato, K., Tassinari, C.C.G., Kawashita, K. y Petronilho, L. 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 67: 313-336.
- Sato, K., Tassinari, C.C.G., Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Onoe, A.T. y Dias de Souza, M. 2014. Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP IIe/MC) of the Institute of Geosciences of the University of São Paulo, Brazil: analytical method and first results. *Revista do Instituto de Geociências - USP* 14: 3-18.
- Scheepers, R. y Nortjé, A.N. 2000. Rhyolitic ignimbrites of the Cape Granite Suite, southwestern Cape Province, South Africa. *Journal of African Earth Sciences* 31: 647-666.
- Scheepers, R. y Poujol, M. 2002. U-Pb zircon age of Cape Granite Suite ignimbrites: characteristics of the last phases of the Saldanian magmatism. *South African Journal of Geology* 105: 163-178.
- Scheffler, K., Buehmann, D. y Schwark, L. 2006. Analysis of late Palaeozoic glacial to postglacial sedimentary successions in South Africa by geochemical proxies – Response to climate evolution and sedimentary environment. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 240: 184-203.
- Schiller, W. 1930. Investigaciones geológicas en las montañas del sudoeste de la provincia de Buenos Aires. *Anales del Museo de La Plata*, Tomo 4, 101 p., La Plata.
- Schillizzi, R., Bonorino, A.G. y Kostadinoff, J. 1990. Geofísica y geología del sector noroccidental de la cuenca del Colorado, Provincia de Buenos Aires. *Geoacta* 17: 167-177.
- Schoch, A.E. y Burger, A.J. 1976. U-Pb ages of the Saldanha Quartz Porphyry. *Transactions of the Geological Society of South Africa* 79: 239-241.
- Seilacher, A., Cingolani, C.A. y Varela, R. 2002. Ichnostratigraphic correlation of Early Paleozoic sandstones in North Africa and Central Argentina. En: Salem, M. y Oun, K. (eds.), *Geology of Northwest Libya*, Earth Science Society of Libya 1: 275-292, Tripoli.
- Sellés Martínez, J. 1989. The structure of the Sierras Australes (Buenos Aires Province, Argentina): An example of folding in a transpressive environment. *Journal of South American Earth Sciences* 2: 317-329.
- Sellés-Martínez, J. 2001. Geología de la Ventania (Provincia de Buenos Aires (Argentina)). *Journal of Iberian Geology* 27: 43-69.

- Shand, S.J. 1927. On the Relations between Silica, Alumina, and the Bases in Eruptive Rocks, considered as a Means of Classification. *Geological Magazine* 64: 446-449.
- Shannon, R.D. y Prewitt, C.T. 1969. Effective ionic radii in oxides and fluorides. *Acta Crystallographica B25*: 925-946.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. y Alderton, D.H.M. 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusions Studies*. Blackie and Son, 239 p., Glasgow.
- Shieh, Y.N. y Taylor Jr., H.P. 1969. Oxygen and Carbon Isotope Studies of Contact Metamorphism of Carbonate Rocks. *Journal of Petrology* 10: 307-331.
- Shimazaki, H. 1977. Grossular-spessartine-almandine garnets from some Japanese scheelite skarns. *The Canadian Mineralogist* 15: 74-80.
- Shimazaki, H., Shimizu, M. y Nakano, T. 1986. Carbon and oxygen isotopes of calcites from Japanese skarn deposits. *Geochemical Journal* 20: 297-310.
- Shin, D. y Lee, I. 2003. Carbonate-hosted talc deposits in the contact aureole of an igneous intrusion (Hwanggangri mineralized zone, South Korea): geochemistry, phase relationships, and stable isotope studies. *Ore Geology Reviews* 22: 17-39.
- Sibson, R.H., Moore, J.Mc.M. y Rankin, A.H. 1975. Seismic pumping – a hydrothermal fluid transport mechanism. *Journal of the Geological Society* 131: 653-659.
- Smyth, J.R. y McCormick, T.C. 1995. Crystallographic Data For Minerals. En: Ahrens, T.J. (ed.), *Mineral Physics & Crystallography: A Handbook of Physical Constants*, American Geophysical Union: 1-17, Washington DC.
- Spalletti, L.A. 2006. Rocas Carbonáticas. Apunte teórico de la Cátedra de Sedimentología (FCNyM-UNLP), 75 p., La Plata.
- Spear, F.S. y Florence, F.P. 1992. Thermobarometry in granulites: pitfalls and new approaches. *Journal of Precambrian Research* 55: 209-241.
- Sommer, C.A., Fernandes Lima, E., Machado, A., Rossetti, L.M.M. y Pierosan, R. 2013. Recognition and characterisation of high-grade ignimbrites from the Neoproterozoic rhyolitic volcanism in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 47: 152-165.
- Steiger, R.H. y Jäger, E. 1977. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 36: 359-362.
- Stelzner, A. 1873. Mineralogische Beobachtungen im Gebiete der Argentinischen Republik. *Tschermak Mineralogische Mitteilungen*: 219-254.
- Stille, H. 1940. *Einführung in den Bau Amerikas*. Borntraeger, 717 p., Berlin.
- Stollhofen, H., Stanistreet, I.G., Bangert, B. y Grill, H. 2000. Tuffs, tectonism and glacially related sea-level changes, Carboniferous–Permian, southern Namibia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 161: 127-150.
- Subbarao, K.V., Le Bas, M.J. y Bhaskar Rao, B. 1995. Are the Vinjamur rocks carbonatites or meta-limestones? *Journal of the Geological Society of India* 46: 125-137.
- Suero, T. 1957. *Geología de la Sierra de Pillahuincó (Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires)*. LEMIT, Serie 2, 31 p., La Plata.
- Suero, T. 1961. *Compilación geológica de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires*. LEMIT, Serie 2: 216, La Plata.
- Suero, T. 1972. *Compilación geológica de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires*. LEMIT, Serie 2: 135-147, La Plata.

Sun, S.-s. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D. y Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society Special Publications 42: 313-345, London.

## T

Tagirov, B., Schott, J. y Harrichoury, J.-C. 2002a. Experimental study of aluminum–fluoride complexation in near-neutral and alkaline solutions to 300 °C. *Chemical Geology* 184: 301-310.

Tagirov, B., Schott, J., Harrichoury, J.-C. y Salvi, S. 2002b. Experimental study of aluminum speciation in fluoride-rich supercritical fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66: 2013-2024.

Taylor, H.P. 1977. Water/rock interactions and the origin of H<sub>2</sub>O in granitic batholiths. *Journal of the Geological Society* 133: 509-558.

Taylor, B.E. y O'Neil, J.R. 1977. Stable isotope studies of metasomatic Ca-Fe-Al-Si skarns and associated metamorphic and igneous rocks, Osgood Mountains, Nevada. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 63: 1-49.

Taylor, S.R. y McLennan, S.M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publications, 312 p., Oxford.

Taylor, S.R. y McLennan, S.M. 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics* 33: 241-265.

Terraza, J. y Deguillén, A., 1973. Nuevos afloramientos paleozoicos de la provincia de Buenos Aires. Informe, Universidad Nacional del Sur (inédito), Bahía Blanca.

Tohver, E., Cawood, P.A., Rossello, E.A. y Jourdan, F. 2012. Closure of the Clymene Ocean and formation of West Gondwana in the Cambrian: Evidence from the Sierras Australes of the southernmost Rio de la Plata craton, Argentina. *Gondwana Research* 21: 394-405.

Tohver, E., Cawood, P.A., Rossello, E., López de Luchi, M.G., Rapalini, A. y Jourdan, F. 2008. New SHRIMP U-Pb and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar constraints on the crustal stabilization of southern South America, from the margin of the Rio de Plata (Sierra de Ventana) craton to northern Patagonia. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2008*, abstract #T23C-2052.

Tomezzoli, R.N. 1999. La Formación Tunas en las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Relación entre sedimentación y deformación a través de su estudio paleomagnético. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54: 220-228.

Tomezzoli, R.N. 2001. Further palaeomagnetic results from the Sierras Australes fold and thrust belt, Argentina. *Geophysical Journal International* 147: 356-366.

Tomezzoli, R.N. 2012. Chileña y Patagonia: ¿un mismo continente a la deriva? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69: 222-239.

Tomezzoli, R.N. y Cristallini, E.O. 1998. Nuevas evidencias sobre la importancia del fallamiento en la estructura de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53: 117-129.

Tomezzoli, R.N. y Cristallini, E.O. 2004. Secciones estructurales de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires: Repetición de la secuencia estratigráfica a partir de fallas inversas? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 330-340.

Tomezzoli, R.N. y Vilas, J.F. 1996. Paleomagnetismo del Grupo Pillahuincó en la Sierra de la Ventana (Estancias Las Julianas y San Carlos). 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 481-488, Buenos Aires.

- Tomezzoli, R.N. y Vilas, J.F. 1999. Paleomagnetic constraints on age of deformation of the Sierras Australes thrust and fold belt, Argentina. *Geophysical Journal International* 138: 857-870.
- Trommsdorff, V. 1968. Mineralreaktionen mit Wollastonit und Vesuvian in einem Kalksilikatfels der alpinen Disthenzone (Claro, Tessin). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 48: 655-666.
- Trouw, R.A.J., Passchier, C.W. y Wiersma, D.J. 2010. *Atlas of Mylonites- and related microstructures*. Springer-Verlag, 322 p., Berlin.
- Turner, J.C. y Méndez, V. 1975. Geología del sector oriental de los departamentos de Santa Victoria e Iruyá, provincia de Salta, Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias* 51: 11-24, Córdoba.
- Tuttle, O.F. y Bowen, N.L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{SiO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$ . *Geological Society of America Memoirs* 74, 153 p., Boulder.

## U

- Uriz, N.J., Cingolani, C.A., Chemale Jr, F., Macambira, M.B. y Armstrong, R. 2011. Isotopic studies on detrital zircons of Silurian–Devonian siliciclastic sequences from Argentinean North Patagonia and Sierra de la Ventana regions: comparative provenance. *International Journal of Earth Sciences* 100: 571-589.

## V

- Valley, J.W. 1986. Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 16: 445-489.
- Valley, J.W., Peacor, D.R., Bowman, J.R., Essene, E.J. y Allard, M.J. 1985. Crystal chemistry of a Mg-vesuvianite and implications of phase equilibria in the system  $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ . *Journal of Metamorphic Geology* 3: 137-153.
- Vance, D. y O’Nions, R.K. 1990. Isotopic chronometry of zoned garnets: growth kinetics and metamorphic histories. *Earth and Planetary Science Letters* 97: 227-240.
- Varela, R. y Cingolani, C.A. 1976. Nuevas edades radimétricas del basamento aflorante en el Perfil del Cerro Pan de Azúcar-Cerro del Corral y consideraciones sobre la evolución geocronológica de las rocas ígneas de las Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 543-556, Buenos Aires.
- Varela, R., Cingolani, C. y Dalla Salda, L.H. 1990. Edad del granito Cerro Colorado y su implicancia geotectónica. Sierras Australes de Buenos Aires. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 279-282, Buenos Aires.
- Varela, R., Dalla Salda, L.H. y Cingolani, C.A. 1985. Estructura y composición geológica de las sierras Colorada, Chasicó y Cortapie, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 40: 254-261.
- Varela, R., Leone, E.M. y Manceda, R. 1986. Estructura tectónica en la zona del cerro del Corral, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41: 256-261.
- Varela, R., Valencio, S., Ramos, A., Sato, K., González, P., Panarello, H., Roverano, D. 2001. Isotopic strontium, carbon and oxygen study on Neoproterozoic marbles from Sierra de Umango, and their foreland, Argentina. 3° South American Symposium on Isotope Geology: 450-453, Santiago de Chile.
- Veevers, J.J. 2003. Pan-African is Pan-Gondwanaland: Oblique convergence drives rotation during 650–500 Ma assembly. *Geology* 31: 501-504.

- Veevers, J.J. 2004. Gondwanaland from 650–500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangea to 185–100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating. *Earth-Science Reviews* 68: 1-132.
- Veevers, J.J. 2007. Pan-Gondwanaland post-collisional extension marked by 650–500 Ma alkaline rocks and carbonatites and related detrital zircons: A review. *Earth-Science Reviews* 83: 1-47.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G. y Strauss, H. 1999.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology* 161: 59-88.
- Velasco, F. 2004. Introducción al Estudio de las Inclusiones Fluidas. 23° Curso Latinoamericano de Metalogenia, 97 p., Mendoza.
- von Gosen, W. 2003. Thrust tectonics in the North Patagonian Massif (Argentina): Implications for a Patagonia plate. *Tectonics* 22, 1005.
- von Gosen, W., Buggisch, W. y Dimieri, L.V. 1990. Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes (Buenos Aires Province/Argentina). *Geologische Rundschau* 79: 797-821.
- von Gosen, W., Buggisch, W. y Krumm, S. 1991. Metamorphism and deformation mechanisms in the Sierras Australes fold and thrust belt (Buenos Aires Province, Argentina). *Tectonophysics* 185: 335-356.

## W

- Warren, B.E. y Modell, D.I. 1931. The structure of vesuvianite  $\text{Ca}_{10}\text{Al}_4(\text{Mg},\text{Fe})_2\text{Si}_9\text{O}_{34}(\text{OH})_4$ . *Zeitschrift für Kristallographie* 78: 422-432.
- Wasserburg, G.J., Albee, A.L. y Lanphere, M.A. 1964. Migration of Radiogenic Strontium during Metamorphism. *Journal of Geophysical Research* 69: 4395-4401.
- Whalen, J.B., Currie, K.L. y Chappell, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95: 407-419.
- Whitney, D.L. y Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Williams, I.S. 1998. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. En: McKibben, M.A., Shanks III, W.C. y Ridley, W.I. (eds.), *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes*, Society of Economic Geologists, *Reviews in Economic Geology* vol. 7: 1-36, Littleton.
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Winn Jr, R.D. y Steinmetz, J.C. 1998. Upper Paleozoic strata of the Chaco-Paranábasin, Argentina, and the great Gondwana glaciation. *Journal of South American Earth Sciences* 11: 153-168.
- Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters* 50: 11-30.
- Woolley, A.R. 1987. *The Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 1: North and South America*. British Museum (Natural History), 216 p., London.
- Woolley, A.R. 2001. *The Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 3: Africa*. Geological Society of London, 384 p., London.
- Woolley, A.R. y Kempe, D.R.C. 1989. Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions, and element distribution. En: Bell, K. (ed.), *Carbonatites: Genesis and Evolution*, Unwin Hyman: 1-14, London.

Woolley, A.R. y Kjarsgaard, B.A. 2008. Paragenetic types of carbonatite as indicated by the diversity and relative abundances of associated silicate rocks: evidence from a global database. *The Canadian Mineralogist* 46: 741-752.

## X

Xicoy, A.N. 1946. Contribución al conocimiento petrográfico de las Sierras Coloradas y Chasicó (en los partidos de Saavedra y Tornquist, Provincia de Buenos Aires). Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inérita), 85 p., La Plata.

## Y

Yrigoyen, M.R. 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. 6° Congreso Geológico Argentino, Geología de la Provincia de Buenos Aires (Relatorio): 139-168, Buenos Aires.

## Z

Zárate, M.A. y Rabassa, J. 2005. Geomorfología de la Provincia de Buenos Aires. En: de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F. y Llambías, E. (eds.), *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires, Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino*: 119-138, Buenos Aires.

Zavala, C., Azúa, G., Freije, R.H. y Ponce, J.J. 2000. Sistemas deltaicos dominados por evenidas fluviales en el Grupo Curamalal (Paleozoico inferior), Cuenca paleozoica de Ventania, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55: 165-178.

Zharikov, V., Pertsev, N., Rusinov, V., Callegari, E. y Fettes, D. 2011. Metasomatism and metasomatic rocks. En: Fettes, D. y Desmons, J. (eds.), *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks*: 58-68, Nueva York.

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 and Planetary Science Letters* 120: 247-263.

Zheng, Y.-F. 1999. Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. *Geochemistry Journal* 33: 109-126.

ZDRG 2006. Zhenhao Duan Research Group, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences: [http://models.kl-edi.ac.cn/fluidinc/h2o\\_nacl/calc.php](http://models.kl-edi.ac.cn/fluidinc/h2o_nacl/calc.php)



---

**Lic. Carlos A. Ballivián Justiniano**

Tesista doctoral

---

**Dra. Mabel E. Lanfranchini**

Directora

---

**Dr. Raúl E. de Barrio**

Director



En la contraportada:

*Vista de los cerros Pan de Azúcar (al fondo)  
y del Corral (segundo plano)  
desde el flanco sur del Cerro 21 de Septiembre.*



CONICET



**cic** Comisión de Investigaciones Científicas

