Biblioteca Digital
F C E N - U B A

BIBLIOTECA CENTRAL LUIS F LELOIR
BIBLIOTECA CENTRAL LELOIR
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES UBA

Tesis Doctoral

Petrología y potencial económico de las pegmatitas ubicadas al norte del batolito de Renca, provincia de San Luis, Argentina

Wul, Julieta Gisele

2018

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:
Wul, Julieta Gisele. (2018). Petrología y potencial económico de las pegmatitas ubicadas al norte del batolito de Renca, provincia de San Luis, Argentina. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. http://hdl.handle.net/20.500.12110/tesis_n6496_Wul

Cita tipo Chicago:
Wul, Julieta Gisele. "Petrología y potencial económico de las pegmatitas ubicadas al norte del batolito de Renca, provincia de San Luis, Argentina". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2018. http://hdl.handle.net/20.500.12110/tesis_n6496_Wul

EXACTAS UBA
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

UBA
Universidad de Buenos Aires

Dirección: Biblioteca Central Dr. Luis F. Leloir, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Intendente Güiraldes 2160 - C1428EGA - Tel. (++54 +11) 4789-9293

Contacto: digital@bl.fcen.uba.ar

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias Geológicas

Petrología y potencial económico de las pegmatitas ubicadas al norte del batolito de Renca, provincia de San Luis, Argentina

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires en el área de Ciencias Geológicas

Lic. Julieta Gisele Wul

Directores de tesis: Dra. Teresita Francisca Montenegro

Dra. Mónica López de Luchi

Consejero de estudios: Dra. Teresita Francisca Montenegro

Lugar de trabajo: IGEBA (Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires)

Buenos Aires, 2018
Fecha de defensa: 2 de agosto de 2018

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer la posibilidad de haber podido realizar el doctorado gracias a la beca otorgada por el CONICET que me permitió realizar mis actividades y formar parte del instituto IGEBA que me facilitó muchas de mis tareas y me brindó un lugar de trabajo en la Universidad de Buenos Aires. El trabajo realizado fue posible gracias a los subsidios otorgados por CONICET y UBA.

Agradezco a la Universidad de Potsdam y el instituto GFZ en Alemania, en donde se realizó parte del doctorado gracias al proyecto StRATEGy de cooperación internacional (Argentina-Alemania).

También se realizaron algunas tareas en el INGEIS que fueron de utilidad muy valiosa, mis agradecimientos también a este instituto.

Agradezco inmensamente la labor de mis directoras de tesis quienes me ayudaron muchísimo con sus valiosas correcciones, pusieron toda su disponibilidad por encima de sus cuestiones personales, para que yo pudiera terminar la tesis. Quiero remarcar su ayuda en particular en la última etapa del trabajo, que para mí fue un poco más complicada debido al embarazo que estoy transitando. Esto no se hubiera logrado sin su incansable apoyo y dedicación. Gracias!!

Por empezar, agradezco la dedicación, el apoyo, compromiso y la constante transmisión de conociemiento que me otorgó la Dra. Teresita Montenegro a lo largo de los 5 años de trabajo. Sobre todas las cosas agradezco su humanidad y calidez en todo sentido tanto en las tareas de oficina como en el campo. Aprendizaje que no se me borrará nunca de la cabeza.

Estoy muy agradecida a la Dra. Mónica López de Luchi por su constante incentivo a continuar, por brindarme plenamente todo su conocimiento sobre las temáticas tratadas en esta tesis, por su apoyo y calidez humana. Siempre atenta y respondiendo a todas mis dudas en cualquier horario y momento.

Agradezco a los jurados (Dr. Fernando Colombo, Dr. Julio Oyarzábal y Dr. Fernando Sardi) por sus correcciones de la tesis. Me brindaron información muy valiosa para mejorar mi trabajo.

Agradezco al laboratorio de difracción de rayos X perteneciente al CIG de La Plata, a cargo del Dr. Daniel Poire, que me permitió realizar los análisis de las muestras.

También agradezco al Dr. Ernesto Perino del laboratorio de química analítica de la Universidad de San Luis en donde se realizaron los análisis de fluorescencia de rayos X.

En particular quiero agradecer al equipo de trabajo que realiza los análisis de microsonda en Córdoba en laboratorio LAMARX (Dr. Fernando Colombo, Dra. Alina Guereschi, Dr. Sebastián Verdecchia) por la valiosa información brindada mientras realizábamos los análisis.
Quiero agradecer también a los Dres. Robert Trumbull, Uwe Altenberger, Volker Lüders y Marta Sòsnicka por el valioso aporte que hicieron a mi trabajo en Alemania, brindándome información importante acerca de las técnicas empleadas.
Estoy muy agradecida por la calidez y humanidad de muchas de las personas que trabajan en el IGEBA y en la UBA que me han apoyado, ayudado y brindado los mejores consejos. Entre ellos se encuentran mis directoras y las Dras. Andrea Concheyro, Andrea Caramés, Susana Adamonis, Flavia Salani, Marina Lescano y Patricia que me han ayudado entre otras cosas a atravesar los más difíciles momentos de salud que viví realizando mi trabajo.
Agradezco infinitamente al Dr. Pablo Leal por todo su aporte a lo largo de todo el doctorado, siempre atento, ayudando y brindándome los mejores consejos, y utilizando su tiempo para transmitirme su conocimiento. En particular agradezco mucho la ayuda brindada para utilizar el programa ArcGis.
Agradezco a mis amigas y colegas María Paz Gonzalez, Andrea Martínez, Valentina Cortassa y María Eugenia Soreda por hacer que el trabajo sea más divertido y ameno junto a ustedes. En particular agradezco a María Eugenia por ayudarme tanto con el programa ArcGis.
Estoy eternamente agradecida a mi familia, quienes me apoyaron en todo momento a continuar, y quienes siempre me dieron fuerza para atravesar todos los obstáculos.
Finalmente y yo diría más importante de todos, agradezco a Lucas, mi marido, con quien comparto mi felicidad, por su constante apoyo, compañía, empuje, fuerza, optimismo, por todo su esfuerzo puesto en asistirme en todo. No sé si hubiera logrado terminar el doctorado sin su enorme apoyo incondicional. Lucas, gracias por surfear la vida a mi lado!
Por último y muy importante, agradezco a mi pequeña Sofía, aún en mi panza, a solo días de conocer el mundo. Gracias Sofi por permitirme terminar el doctorado de la mejor manera.
Y agradezco a la vida por haberme puesto difíciles obstáculos en el camino que pude superar gracias a la medicina en parte, y no menos importante gracias al cariño de todos ustedes que me acompañaron y ayudaron a salir adelante.

Gracias!

ÍNDICE GENERAL

Resumen 1
Abstract 4
CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN 7
1.1 INTRODUCCIÓN 7
CAPÍTULO 2: HIPÓTESIS Y OBJETIVOS 12
2.1 ORGANIZACIÓN DE LA TESIS 13
CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA 15
3.1 TRABAJO DE CAMPO Y MANEJO DE INFORMACIÓN GEOLÓGICA 15
3.1.1 Cartografía Geológica 15
3.1.2 Compilación de antecedentes 15
3.1.3 Trabajo de Campo 16
3.2 PETROGRAFÍA Y PETROLOGÍA 16
3.3 CARACTERIZACIÓN QUÍMICA DE FELDESPATOS, MUSCOVITAS Y TURMALINAS: AA, FRX, EPMA 17
3.4 CARACTERIZACIÓN ESTRUCTURAL DE FELDESPATOS: DRX 19
3.5 ANÁLISIS DE ISÓTOPOS DE BORO EN TURMALINA 20
3.6 ANÁLISIS DE ROCA TOTAL EN ROCAS GRANÍTICAS 21
CAPÍTULO 4: GEOLOGÍA GENERAL 22
4.1 MARCO GEOLÓGICO DE LAS SIERRAS PAMPEANAS 22
4.2 GEOLOGÍA GENERAL DE LA SIERRA DE SAN LUIS 26
4.3 GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO 28
4.3.1 Complejo Metamórfico Conlara 28
4.3.2 Intrusivos ordovícicos en el Complejo Metamórfico Conlara 31
4.3.2.1 Granitoides 31
4.3.2.1a Plutón La Tapera 31
4.3.2.1b Granito Los Alanices 32
4.3.2.1c Granito El Peñón 32
4.3.2.2 Intrusivos máficos 34
4.3.2.2a Cuerpo máfico-ultramáfico Las Cañas 34
4.3.3 Intrusivos devónicos en el Complejo Metamórfico Conlara 35
4.3.3.1 Granitoides 35
4.3.3.1a Batolito de Renca 35
4.3.3.1b Batolito de Las Chacras-Potrerillos 37
CAPÍTULO 5: MODELOS Y CLASIFICACIÓN DE PEGMATITAS 42
5.1 MODELOS GENÉTICOS 42
5.2 CLASIFICACIÓN 44
5.2.1 Clasificacion en clases 45
5.2.2 Clasificación en familias 47
5.3 ANATOMÍA INTERNA DE LAS PEGMATITAS 49
CAPÍTULO 6: DESCRIPCIÓN DE LAS PEGMATITAS ESTUDIADAS 52
6.1 TRABAJOS PREVIOS REALIZADOS EN EL ÁREA 52
6.2 DESCRIPCIÓN DE PEGMATITAS POR SECTORES 52
6.2.1 Sector Tilisarao-Renca 56
6.2.2 Sector San Pablo-Las Lagunas 58
6.2.3 Sector Concarán-San Isidro 86
6.2.4 Sector Potrerillos 102

CAPÍTULO 7: CRISTALOQUÍMICA DE FELDESPATO Y MUSCOVITA 109
7.1 CARACTERIZACIÓN ESTRUCTURAL DE FELDESPATO POTÁSICO 110
7.1.1 Resultados 111
7.2 CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE FELDESPATOS Y MUSCOVITAS 117
7.2.1 Feldespato alcalino 119
7.2.1.1 Análisis y Resultados 119
7.2.2 Muscovita 128
7.2.2.1 Análisis y Resultados 129
CAPÍTULO 8: CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA, QUÍMICA E ISOTÓPICA DE TURMALINA 137
8.1 PETROGRAFÍA DE TURMALINA 137
8.2 CÁLCULO DE FÓRMULA ESTRUCTURAL DE TURMALINAS Y CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL 157
8.3 CARACTERIZACIÓN QUÍMICA 165
8.3.1 Resultados 165
8.4 ZONACIÓN QUÍMICA CONCÉNTRICA EN TURMALINA 167
8.4.1 Resultados 168
8.4.2 Análisis de los vectores de intercambio en la composición de las turmalinas 188
8.5 CARACTERIZACIÓN QUÍMICA DE TURMALINA EN TÉRMINOS DE Al^{tot}, Fe^{tot} y Mg…… 194
8.5.1 Resultados 194
8.6 ISÓTOPOS DE BORO 199
8.6.1 Resultados 200
8.6.2 Significado de las variaciones isotópicas 207
CAPÍTULO 9: MAGMATISMO ORDOVÍCICO DEL COMPLEJO METAMÓRFICO CONLARA 210
9.1 Granitoides de la Sierra de San Luis 210
9.2 Caracterización geológica general de los granitoides ordovícicos 211
9.3 Caracterización química general de los granitoides ordovícicos 217
9.4 Magmatismo ordovícico Del Complejo Metamórfico Conlara 219
9.4.1 Serie ordovícica tonalítica (OTS) 220
9.4.2 Serie ordovícica granito-granodiorita (OGGS) 223
Capítulo 10: DISCUSIONES 230
10.1 CARACTERIZACIÓN DE LAS PEGMATITAS EN BASE AL ANÁLISIS GEOQUÍMICO DE FELDESPATO, MUSCOVITA Y TURMALINA 230
10.1.1 Interpretación del análisis geoquímico de feldespato 230
10.1.2 Interpretación del análisis geoquímico de muscovita 233
10.1.3 Significado petrogenético de feldespato y muscovita 234
10.1.4 Integración de los datos geoquímicos por sectores y propuesta de clasificación 236
10.1.5 Interpretación del análisis geoquímico de turmalina 240
10.2 Interpretación de la procedencia de boro en turmalina 244
10.3 Caracterización química de los granitoides del Complejo Metamórfico Conlara 245
10.4 Fuentes para los granitoides y pegmatitas asociadas 249
10.4.1 Caracterización mediante elementos mayoritarios y trazas 250
10.4.2 Caracterización mediante los sistemas isotópicos Rb/Sr y Sm/Nd 252
CAPÍTULO 11: CONCLUSIONES 256
CAPÍTULO 12: ANEXO PETROGRÁFICO 258
CAPÍTULO 13: ANEXO ANÁLISIS QUÍMICOS DE TURMALINA (EPMA) 289
CAPÍTULO 14: Referencias 334

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1.0: Mapa de ubicación……...11
Figura 4: Sierras Pampeanas…….25
Figura 4.1: Mapa de la Sierra de San Luis……41
Figura 5.2.0: Diagrama de presión-temperatura……...45
Figura 5.2.2: Fraccionamiento químico……49
Figura 6.2.0: Ubicación de las pegmatitas……53
Figura 6.2.1.0: Ubicación de las pegmatitas del sector Tilisarao-Renca……..56
Figura 6.2.2.0: Ubicación de las pegmatitas del sector San Pablo-Las Lagunas……..68
Figura 6.2.2.1: Pegmatita La Cocha 1 (LC1)……63
Figura 6.2.2.2: Pegmatita La Cocha 2 (LC2)……....65
Figura 6.2.2.3: Pegmatita La Cocha 4 (LC4)……....67
Figura 6.2.2.4: Pegmatita La Cocha 4 (LC4)……....67
Figura 6.2.2.5: Afloramiento de LC5……....68
Figura 6.2.2.6: Pegmatita Hinojito 1 (H1)……70
Figura 6.2.2.7: Pegmatita Hinojito 2 (H2)……71
Figura 6.2.2.8: Pegmatita Don Raúl (DR)……....73
Figura 6.2.2.9: Pegmatita Miguelita 1 (MIG1)……....74
Figura 6.2.2.10: Pegmatita Miguelita 2 (MIG2)……..……76
Figura 6.2.2.11: Pegmatita Miguelita 2 (MIG2)……...……76
Figura 6.2.2.12: Pegmatita Tapia 1 (T1)……...……79
Figura 6.2.2.13: Pegmatita La Turquita (LT)……..…….81
Figura 6.2.2.14: Pegmatita Rosanna (R)……..….…83
Figura 6.2.2.15: Pegmatita Rosanna (R)……..……..…84
Figura 6.2.2.16: Pegmatita Rosanna (R)……...……85
Figura 6.2.3.0: Ubicación de las pegmatitas del sector Concarán-San Isidro……..…86
Figura 6.2.3.1: Pegmatita Los Algarrobitos (LA)……..……..89
Figura 6.2.3.2: Pegmatita San Antonio (SA) ……..…….91
Figura 6.2.3.3: Pegmatita San Antonio (SA)……92
Figura 6.2.3.4: Pegmatita San Antonio (SA) ……..……..…….93
Figura 6.2.3.5: Pegmatita Loma Blanca (LB)……..……..95
Figura 6.2.3.6: Pegmatita María del Huerto (MH)……..……..97
Figura 6.2.3.7: Pegmatita María del Huerto (MH)……..……...…97
Figura 6.2.3.8: Pegmatita María Elena (ME)……..……..……99
Figura 6.2.3.9: Pegmatita CEMA……100
Figura 6.2.4.0: Ubicación de las pegmatitas del sector Potrerillos……102
Figura 6.2.4.1: Pegmatita Cerro Blanco (CB)……102
Figura 6.2.4.2: Pegmatita Cerro Blanco (CB)……....106
Figura 6.2.4.3: Pegmatita Cerro Blanco (CB)……..…..…..107
Figura 6.2.4.4: Pegmatita Cerro Blanco (CB)……108
Figura 7.1.1: Diagramas de ordenamiento (Al, Si)……116
Figura 7.2.1.1: Diagramas de variación geoquímica……..……....124
Figura 7.2.1.2: Diagrama K/Rb vs Rb……...….127
Figura 7.2.2.0: Diagramas de variación geoquímica……..……...134
Figura 7.2.2.1: a) Diagrama Ta vs Cs……..136
Figura 8.1.1: Muestra 17-2……..139
Figura 8.1.2: Turmalinita (muestra 14-2)……140
Figura 8.1.3: Turmalina de pegmatita La Cocha 2 (muestra LC2)……141
Figura 8.1.4: Turmalina de pegmatita La Cocha 4 (muestra LC4)……..……....142

Figura 8.1.5: Pegmatita Tapia 1 (muestra T1)……...…….143
Figura 8.1.6: Turmalina de pegmatita La Turquita (muestra LT)……..…..……144
Figura 8.1.7: Turmalina de pegmatita La Turquita (muestra LT)……...…144
Figura 8.1.8: Pegmatita Rosanna (muestra LR)……..145
Figura 8.1.9: Pegmatita Miguelita1 (muestra MIG1)……146
Figura 8.1.10: Turmalina de la pegmatita La Cocha 1 (Muestra LC1)……..…..…146
Figura 8.1.11: Turmalina de la pegmatita Hinojito 1 (H1)……...…..147
Figura 8.1.12: Turmalina de la pegmatita Hinojito 2 (muestra H2)……..……148
Figura 8.1.13: Turmalina de la pegmatita Los Algarrobitos (muestra LA-14)…….……..149
Figura 8.1.14: Pegmatita San Antonio (muestra SA-9)……...……...150
Figura 8.1.15: Pegmatita San Antonio (muestra SA-L1)……...……151
Figura 8.1.16: Pegmatita María Elena (muestra MHE-2)…….…..……152
Figura 8.1.17: Pegmatita CEMA (muestra CEMA-2)……153
Figura 8.1.18: Aplita María del Huerto (muestra MH-4)…….……...154
Figura 8.1.19: Granito Los Alanices-2 (muestra GLA-2)……..……155
Figura 8.1.20: Granito Los Alanices (muestra GLA)……..156
Figura 8.1.21: Turmalina de la pegmatita Cerro Blanco (muestra CB-4)……..……157
Figura 8.2.1.1: Ubicación espacial (turmalinas analizadas para el sector SP-LL)……....160
Figura 8.2.1.2: Ubicación espacial (turmalinas analizadas para el sector C-SI)……....161
Figura 8.2.1.3: Ubicación espacial (turmalinas analizadas para el sector P)……..162
Figura 8.3.1.1: Diagrama de clasificación para turmalinas del sector SP-LL……...166
Figura 8.3.1.2: Diagrama de clasificación para turmalinas de los sectores C-SI y P…….167
Figura 8.4.1.1: Zonación composicional de turmalina……169
Figura 8.4.1.2: Zonación composicional de turmalina……170
Figura 8.4.1.3: Variación composicional de núcleo a borde en *apfu* de turmalinas de rocas metamórficas del sector SP-LL……..……171
Figura 8.4.1.4: Zonación composicional de turmalina……173
Figura 8.4.1.5: Variación composicional de núcleo a borde en *apfu* de turmalinas de pegmatitas del sector SP-LL…….……..176
Figura 8.4.1.6: Zonación composicional de turmalina……178
Figura 8.4.1.7: Zonación composicional de turmalina……179
Figura 8.4.1.8: Zonación composicional de turmalina……180
Figura 8.4.1.9: Variación composicional de núcleo a borde en *apfu* de turmalina del granito Los Alanices perteneciente al sector C-SI…….……180
Figura 8.4.1.10: Zonación composicional de turmalina……..182
Figura 8.4.1.11: Variación composicional de núcleo a borde en *apfu* de turmalinas de pegmatitas pertenecientes al sector C-SI……184
Figura 8.4.1.12: Zonación composicional de turmalina……..186
Figura 8.4.1.13: Variación composicional de núcleo a borde en *apfu* de turmalina de la pegmatita Cerro Blanco perteneciente al sector P……..187
Figura 8.4.2.1: Clasificación de especies del supergrupo de la turmalina, SP-LL…….190
Figura 8.4.2.2: X *vs* Al^{tot} (turmalinas de rocas metamórficas de SP-LL)……..191
Figura 8.4.2.3: X *vs* Al^{tot} (turmalinas de pegmatitas de SP-LL)…….…….……..191
Figura 8.4.2.4: Clasificación de especies del supergrupo de la turmalina, C-SI..……..192
Figura 8.4.2.5: X *vs* Al^{tot} (turmalinas de granito Los Alanices, sector C-SI).....192
Figura 8.4.2.6: X *vs* Al^{tot} (turmalinas de pegmatitas, sector C-SI)……193
Figura 8.4.2.7: Clasificación de especies del supergrupo de la turmalina, P……..193
Figura 8.4.2.8: X *vs* Al^{tot} (turmalina de Cerro Blanco, sector P)……194
Figura 8.5.1: Diagrama de clasificación de turmalina……197
Figura 8.6.1: Composición química y análisis de isótopos de boro……204

Figura 8.6.2: Rangos de $\delta^{11}B$ ……209
Figura 9.4.1.1: Diagramas de clasificación química basados en elementos mayoritarios…..221
Figura 9.4.1.2: Diagramas de variación vs SiO_2……...222
Figura 9.4.2.1: Diagramas de variación vs Eu/Eu* y temperatura de saturación de Zr……..227
Figura 9.4.2.2: Diagramas de discriminación tectónica……..228
Figura 9.4.2.3: Diagramas de tierras raras……...229
Figura 10.1: Propuesta de clasificación……...240
Figura 10.4: Diagrama $\varepsilon Nd_{(500)}$ vs $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500)}$…….. 255

INDICE DE TABLAS

Tabla 5.2.2: Esquema de clasificación de pegmatitas……..... 48
Tabla 6.2.1.0: Características de los cuerpos pegmatíticos T-R……..…..57
Tabla 6.2.2.0: Características de los cuerpos pegmatíticos del sector SP-LL……..…..60
Tabla 6.2.3.0: Características de los cuerpos pegmatíticos del sector C-SI……..…..101
Tabla 6.2.4.0: Características de los cuerpos pegmatíticos del sector P……...…..105
Tabla 7.1.1: Espaciado interplanar (d) e intensidad (I/I_0) de los feldespatos…….…….... 114
Tabla 7.1.2: Dimensiones y valores angulares de celdas unitarias de feldespatos potásicos..114
Tabla 7.1.3: Índice de triclinicidad, distribución (Al, Si) y SI (strain index)…….....115
Tabla 7.2.1.1: Composición química de feldespato…….…….…126
Tabla 7.2.2.1: Análisis químicos de muscovita…….……..…132
Tabla 8.2.1: Análisis EPMA de turmalinas…….…….…..……..163
Tabla 8.6.1.1: Isótopos de boro en SIMS de turmalinas de referencia……202
Tabla 8.6.1.2: Composición de isótopos de boro en turmalina……..…….……203
Tabla 9.2.1: Análisis químicos de roca total de granitoides…….…...……213
Tabla 10.3.1: Litologías correspondientes a las series ordovícicas (OTS y OGGS)…….. 246
Tabla 10.3.2: Características químicas de granitoides ordovícicos de la Sierra de San Luis 246
Tabla 10.3.3: Sistemas isotópicos Sm/Nd y Rb/Sr ……248

PETROLOGÍA Y POTENCIAL ECONÓMICO DE LAS PEGMATITAS UBICADAS AL NORTE DEL BATOLITO DE RENCA, PROVINCIA DE SAN LUIS, ARGENTINA

RESUMEN

El objetivo principal de esta tesis es el estudio de las relaciones petrológicas entre las pegmatitas y las rocas circundantes localizadas al norte del batolito de Renca, provincia de San Luis, para establecer los vínculos con el magma parental que las habría originado. Otro objetivo de esta tesis es clasificar a las pegmatitas de la región e inferir su potencial metalogenético en base a estudios mineralógicos y geoquímicos.

El área de estudio está localizada en el sector centro-este de la Sierra de San Luis, en donde afloran rocas del Complejo Metamórfico Conlara de edad ediacárica-cámbrica representadas por una secuencia de esquistos bandeados, esquistos de grano fino y en menor proporción, bancos de esquistos turmalínicos y turmalinitas. En el área también aflora una suite de granitos de tipo S de edades estimadas cámbrico-ordovícicas conformada por el Plutón La Tapera, el granito Los Alanices y el granito El Peñón. Afloran también los batolitos de Renca y Las Chacras-Potrerillos de edades devónicas. Por último, a lo largo de la fractura de carácter regional denominada Bajo de Véliz-San Felipe-El Morro aflora un conjunto de rocas máficas-ultramáficas denominado Las Cañas cuya edad se estima que estaría relacionada a procesos famatinianos.

Las pegmatitas estudiadas forman parte del grupo Villa Praga-Las Lagunas, perteneciente al distrito pegmatítico Conlara. Se han relevado pegmatitas alojadas en el Complejo Metamórfico Conlara de signatura LCT (Li, Cs, Ta) y también de signatura NYF (Nb, Y, F)

alojadas en el batolito de Las Chacras-Potrerillos. Se trata de pegmatitas graníticas, concordantes y discordantes con la roca de caja y son de mineralogía simple compuesta por cuarzo, microclino, albita y muscovita como minerales principales y berilo, turmalina, granate, apatita y circón como minerales accesorios, en algunos casos se encuentra espodumeno y columbita. La mayoría de los cuerpos estudiados presentan zonación donde puede observarse las siguientes zonas: núcleo, intermedia, externa y de borde.

Se emplearon todos los criterios geológicos disponibles en esta tesis incluyendo estudios geoquímicos en muscovita y feldespato de las pegmatitas para clasificarlas y se las agrupó en clase elementos raros, subclase REL-Li (Elementos Raros-Litio), tipos berilo y complejo, y estériles a las pegmatitas de la familia LCT y en clase elementos raros, subclase REL-REE (Elementos Raros-Tierras Raras), tipo allanita-monacita a la única pegmatita estudiada de la familia NYF. El análisis de esta información permitió obtener resultados acerca del grado de fraccionamiento de las pegmatitas. Si bien los hallazgos de mineralizaciones de Nb-Ta y de espodumeno son escasos en estas pegmatitas, algunas de ellas presentan características compatibles con este tipo de mineralización que ya ha sido descripta en pegmatitas de áreas cercanas que presentan características similares a las estudiadas en esta tesis. El estudio de difracción de rayos X sobre feldespato indicó elevado grado de ordenamiento y triclinicidad, compatible con microclino bajo. En algunos casos, se observó que el más bajo grado de triclinicidad obtenido en feldespato se correspondería con pegmatitas de menor volumen y morfología de diques.

El resultado de análisis petrográficos, químicos (EPMA: microanálisis con sonda de electrones) y de isótopos de boro (SIMS: espectrometría de masa de iones secundarios) en turmalina de pegmatitas NYF y LCT, granito Los Alanices, esquistos con turmalinas y turmalinitas del Complejo Metamórfico Conlara permitieron clasificar a la turmalina dentro

de la serie chorlo-dravita y estudiar sus variaciones composicionales químicas e isotópicas dentro de cada cristal.

El contenido de boro que llevó a la cristalización de turmalina en las pegmatitas estudiadas se relacionaría con la fusión parcial de los metasedimentos del Complejo Metamórfico Conlara. Datos químicos e isotópicos indican que dichas rocas serían la fuente de los leucomonzogranitos y monzogranitos muscovítico-biotítico de los cuales derivarían los líquidos pegmatíticos. El aporte de boro a ese fundido granítico original provendría de las micas que intervinieron en las reacciones de fusión parcial y probablemente también de reacciones involucrando turmalina. Las condiciones de P y T necesarias para fusión parcial se alcanzaron en un nivel cortical no expuesto. La presencia de rocas máficas de probable edad ordovícica como el gabro de las Cañas podría indicar una posible fuente de calor.

Las edades de enfriamiento de las pegmatitas LCT sugieren una historia de enfriamiento común con el encajante metamórfico. La relación del emplazamiento/deformación indica que estas pegmatitas son sin a tardío cinemáticas respecto de D_3, un evento de plegamiento y desarrollo de foliación de edad ordovícica temprana.

Petrology and economic potential of pegmatites located at the north of Renca batholith, San Luis province, Argentina

Abstract

The main objective of this thesis was focused on the study of petrology relations between pegmatites and surrounding rocks located at the north of Renca batholith, San Luis province, to establish connections with the parental magma that originated them. Other important aim of this thesis is oriented to classify and infer the metallogenic potential of those pegmatites through mineralogical and geochemical studies.

The area of study is located at the center-east part of Sierra de San Luis. Rock outcrops here belong to the Conlara Metamorphic Complex of ediacaran-cambrian ages represented by sequences of banded schists, fine grained schists and in less proportion layers of tourmaline schists and tourmalinites. Also in this area there are outcrops of S-type granites of cambricordovicic estimated ages, composed by La Tapera Pluton, Los Alanices granite and El Peñón granite. Moreover, granites of devonic ages are located in the area, they are Renca and Las Chacras-Potrerillos batholiths. Additionally, along the regional strip denominated Bajo de Véliz-San Felipe-El Morro there is an outcrop of mafic-ultramafic rocks named Las Cañas, whose age is unknown but is estimated to be related to famatinian processes.

The studied pegmatites belong to the Villa Praga-Las Lagunas group, Conlara pegmatitic distirct. Pegmatites of LCT (Li, Cs, Ta) signature located in the Conlara Metamorphic Complex and pegmatites with NYF (Nb, Y, F) signature from Las Chacras-Potrerillos batholiths were sampled. This set of pegmatites is granitic and it is concordant and discordant with the host rock. They have simple mineralogy composed by quartz, microcline, albite and

muscovite as main minerals. Accessory minerals are beryl, tourmaline, garnet, apatite and zircon, in some cases there are spodumene and columbite. Most of these pegmatites have zonation with a core, intermediate, wall and border zone.

All available geological features including muscovite and feldspar geochemistry were carried out in these pegmatites to classify them, and they were grouped in rare elements class, REL-Li subclass (Rare Elements-Lithium), beryl and complex type and barren for pegmatites of LCT petrogenetic family and in rare elements class, REL-REE (Rare Elements-Rare Earth) subclass, allanite-monacite type, to the only pegmatite of NYF petrogenetic family analyzed. This information was useful to infer the fraccionation of the pegmatites. To the moment it is scarce the Nb-Ta and spodumene mineralization in these pegmatites, but some of them have compatible characteristics with this kind of minerals that have been described in others pegmatites near this area. The X ray diffraction carried out in feldspars indicate a high ordering degree and triclinicity, compatible with low microcline. In some cases, it was observed that the lowest degree of triclinicity obtained in feldspar would correspond with pegmatites of smaller volume and dike morphology.

Petrographic, chemical (EPMA: electron microprobe analyzer) and isotopic (SIMS: secondary ion mass spectrometry) analyses carried out in tourmaline from NYF and LCT pegmatites, Los Alanices granite, tourmaline schist and tourmalinite from Conlara Metamorphic Complex led to study compositional and isotopic variations in each crystal. They were grouped as belonging to the schorl-dravite series according to the chemical composition.

The boron content that led the crystallisation of tourmaline in the pegmatites studied would be related to the partial fusion of metasediments of the Conlara Metamorphic Complex. Chemical and isotopic data indicate that these rocks would be the source of the muscovitic-biotitic leucomonzogranites and monzogranites from which pegmatitic liquids would derivate.

The contribution of boron to that original granite melt would come from the micas that participated in the partial fusion reactions and probably also from reactions involving tourmaline. The P and T conditions necessary for partial melting were achieved at a non-exposed cortical level. The presence of mafic rocks of probable ordovician ages such as the gabbro de las Cañas could indicate a possible heat source.

The cooling ages of the LCT pegmatites suggest a common cooling history with the metamorphic host rocks. The relation of the emplacement/deformation indicates that these pegmatites are syn to post kinematic with respect to D_3, an early folding and foliation development event of the early ordovician age.

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

El objetivo de este capítulo es presentar las características generales del tema que se aborda en esta tesis. Los ejes de este capítulo son la presentación de las líneas de investigación que han abordado el estudio de pegmatitas de la Sierra de San Luis. Se propone el área comprendida entre San Martín-Potrerillos en el límite oeste y Tilisarao-Concarán en el límite este, como sector crítico de la Sierra para estudiar las características mineralógicas en base a determinaciones del estado estructural, cristaloquímicas e isotópicas de algunos minerales de las pegmatitas. Por otro lado, se presenta la organización de esta tesis y la metodología que se siguió para encarar el problema.

1.1 INTRODUCCIÓN

La zona de estudio (Fig. 1.1.0) se encuentra ubicada entre los 32º27’30” y 32º45’15” de latitud sur y 65º42’00” y 65º18’30” de longitud oeste, en el sector noreste de la provincia de San Luis. Se accede al extremo oeste del área desde la ciudad de La Toma, recorriendo 40 km hacia el norte por la ruta provincial 2 que empalma con la ruta provincial 40 hacia el oeste, donde se encuentra la localidad de Potrerillos a escasos 3 km. Al extremo este de la zona de estudio se accede a través de la ruta nacional 148, que pasa por las localidades de Tilisarao y Concarán, que se encuentran a 50 y 70 km, respectivamente, al norte de la ciudad de La Toma. También se puede llegar desde el norte, desde la localidad de Santa Rosa del Conlara tomando la misma ruta nacional 148.

Los primeros datos que se encuentran con referencia a los yacimientos de pegmatitas

graníticas se remontan a la década de 1930, cuando se realizaron varias prospecciones y explotaciones mineras a nivel mundial a raíz de la demanda que generaron los conflictos bélicos previos a la Segunda Guerra Mundial. En consecuencia, se extrajeron minerales de litio de las pegmatitas de la provincia de San Luis. Uno de los primeros estudios realizados en la zona, fue realizado por Herrera (1963), quien describe las características de 18 cuerpos pegmatíticos de la Sierra de San Luis. En sus detalladas descripciones incluye las dimensiones de las pegmatitas, zonación, características mineralógicas, texturales y la presencia de cuerpos de reemplazo y relleno. Además, divide a las pegmatitas en dos grupos de acuerdo a presencia o ausencia de minerales de litio. Finalmente elabora un modelo genético para explicar la presencia de los cuerpos rocosos. Angelelli y Rinaldi (1963) realizaron un informe acerca de la situación de la minería de litio en Córdoba y San Luis. En 1966, los mismos autores confeccionaron un estudio de detalle y cálculo de reservas de litio para las pegmatitas Las Cuevas y Don Rolando, esta última perteneciente a la Sierra de La Estanzuela. Por otra parte Rossi (1966), introdujo el concepto de Distrito Pegmatítico Conlara con el fin de facilitar la localización del área de estudio, advierte que no es posible limitar la extensión del distrito debido a la falta de estudios en áreas adyacentes, por lo tanto la autora describe al conjunto de pegmatitas como integrante parcial de un distrito pegmatítico de límites indeterminados y lo divide en cinco zonas geográficas de la Sierra de San Luis, de la Sierra de Portezuelo y de Yulto que contienen pegmatitas.

En un estudio más localizado y más nuevo, López de Luchi, (1984, 1986) estudió las relaciones petrológicas entre las pegmatitas y sus rocas de caja de la zona de Tilisarao, trabajo en el que además aportó información acerca de su emplazamiento y de la composición química de algunos de los minerales que componen a estos cuerpos.

Sosa (1990) realizó su tesis doctoral en una zona diferente a la investigada por los autores

anteriormente citados. El área de trabajo está comprendida en la región centro-oeste de las Sierra de San Luis y su trabajo se focalizó en las manifestaciones estanníferas, definiendo dos fajas mineralizadas con orientación NNE-SSO, una occidental ubicada al N-NE de La Carolina portadora de pegmatitas con minerales de estaño y una oriental localizada aproximadamente entre Paso del Rey y San Martín, con pegmatitas portadoras de minerales de niobio-tantalio, algunas de estas últimas quedan agrupadas dentro del distrito Conlara definido por Rossi (1966). Posteriormente, Sosa (1992) relaciona estas dos fajas e interpreta la existencia de una relación genética entre ellas determinando la probable existencia de un campo pegmatítico con mineralizaciones de 1) Be, Li, Nb-Ta y 2) Be, Sn, (Li). Según sus estudios, esos cuerpos corresponden a pegmatitas de elementos raros, de acuerdo con la clasificación de Černý (1982). También, Montenegro y Sosa (2003) y Sosa *et al*. (2014) abordaron el estudio de las pegmatitas portadoras de estaño y pegmatitas graníticas de metales raros, a través del estudio de inclusiones fluidas en cuarzo, obteniendo así información acerca de los fluidos mineralizantes.

Galliski (1992) introduce el término de Provincia Pegmatítica Pampeana, en el que agrupa a todas las pegmatitas halladas en las Sierras Pampeanas. También, en el mismo año, delimita el Distrito Pegmatítico Conlara como el conjunto de pegmatitas ubicadas en el sector septentrional de la Sierra de San Luis, al norte de una línea imaginaria que une las localidades de La Toma y La Carolina (Galliski, 1999) antes definido por Rossi (1966). A su vez, Galliski (1999) dividió el distrito en cuatro grupos (grupos: San Martín-Cautana, Villa Praga-Las Lagunas, Paso Grande-La Toma, Occidental) algunos de ellos coincidentes con las zonas delimitadas por Rossi (1966). El mismo autor, en 1994 las clasifica en dos familias petrogenéticas: LCT (Li, Cs, Ta) y NYF (Nb, Y, F) de acuerdo a la clasificación petrogenética de Černý (1982). Varios trabajos del mismo y otros autores han sido realizados en varias

pegmatitas de la zona (Galliski 1994a y b, 1996, 1999 y b; Galliski *et al.* 1994, 2008, 2015; Roquet *et al.* 2006; Wul 2008; Roquet 2012; Lira *et al.* 2012; Colombo *et al.* 2017; Wul *et al.* 2017) en dónde se describen las características mineralógicas, de zonación y genéticas y finalmente se las clasifica de acuerdo a los criterios de Černý (1982, 1990,1991a, 1991b) y Černý y Ercit (2005). También se realizaron trabajos enfocados en el análisis de la evolución de las pegmatitas a partir de las variaciones en la composición química de elementos mayoritarios y traza de minerales como feldespato y muscovita (Oyarzábal *et al.* 2009, Roquet 2010, Roquet *et al.* 2008, 2013, 2014; Martínez y Galliski, 2011, Roda Robles *et al.* 2012; Wul *et al.* 2016; 2017).

A raíz de los trabajos anteriormente mencionados, se obtiene como resultado que las pegmatitas son graníticas, las morfologías son mayormente tabulares a lenticulares, tienen zonación variable, y son portadoras de mineralizaciones de Li, Be, Nb-Ta.

Recientemente, Roquet (2010) realizó su tesis doctoral en pegmatitas del Grupo Villa Praga-Las Lagunas. En su trabajo reagrupa a las pegmatitas en subgrupos de acuerdo a un criterio de integración en un ámbito geográfico más reducido, con el objetivo de especificar aspectos petrogenéticos relacionados a cada uno de ellos.

Por último, dataciones K-Ar en muscovita de pegmatitas emplazadas en el Complejo Metamórfico Conlara indican edades entre 448 y 416 Ma (Rinaldi y Linares, 1973; Steenken *et al.* 2008, entre otros), coincidente un período de la orogenia Famatiniana post colisión del terreno de Cuyania (Chernicoff y Ramos 2003).

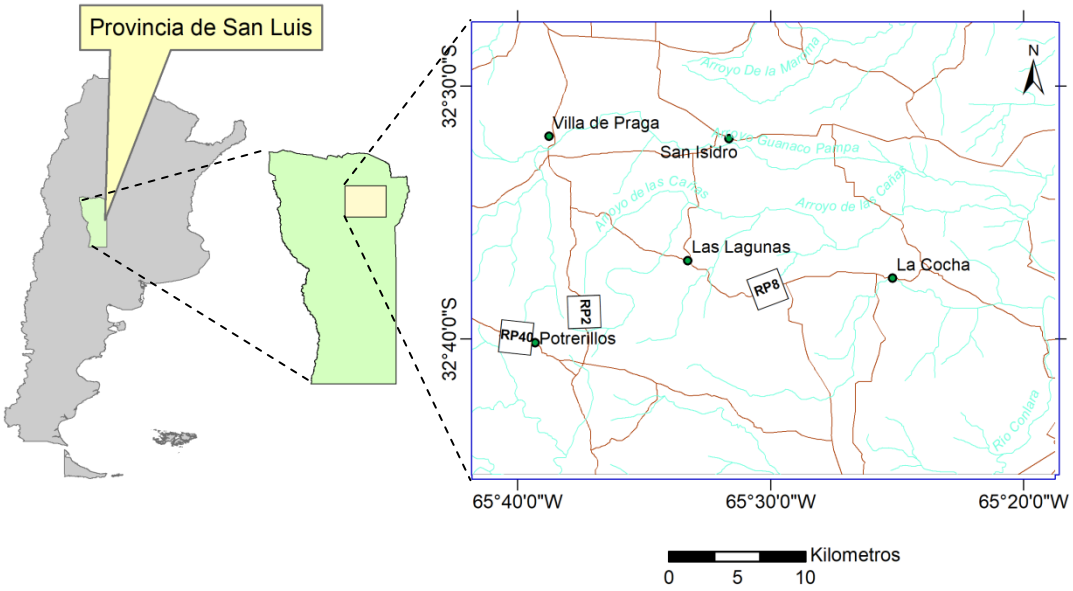


Figura 1.1.0: Mapa de ubicación.

CAPÍTULO 2: HIPÓTESIS Y OBJETIVOS

La hipótesis de trabajo sostiene que el grado de diferenciación de los fundidos/líquidos pegmatíticos ejerce un fuerte control sobre la paragénesis mineral final, aunque un control de orden superior podría ser la composición del magma fuente y la influencia de movilización secundaria controlada por la interacción fluido/roca (Trueman y Černý, 1982; Linnen y Cuney, 2005; Martin y De Vito, 2005; London 2008; Thomas 2009; Thomas *et al.* 2009). Se tiene en cuenta que a medida que el magma va cristalizando, se producen cambios significativos en la partición de elementos traza, este y otros procesos, también podrían estar controlando las mineralizaciones de Sn, Li y Nb-Ta (Černý *et al.*, 1985; Shearer *et al.*, 1985; Smeds, 1992; Černý, 1994; Morteani *et al.*, 1995). A pesar de los excelentes trabajos que se han realizado sobre geología y mineralogía de las pegmatitas de San Luis, no resultan evidentes los factores que controlan la concentración de minerales metálicos y la coexistencia de pegmatitas mineralizadas, con otras relativamente estériles.

El objetivo general de la presente tesis es el estudio petrogenético y mapeo de un conjunto de pegmatitas. Además se las estudia desde un punto de vista mineralógico y geoquímico para clasificarlas y estudiar su potencial metalogenético. Las mismas se encuentran ubicadas en la Sierra de San Luis, específicamente localizadas entre las localidades de San Martín-Potrerillos en el extremo oeste y Concarán-Tilisarao en el extremo este.

Objetivos específicos:

-Estudio mineralógico, geoquímico y análisis de cristalización de un grupo de pegmatitas

ordovícicas de signatura LCT para ubicar a las pegmatitas en el contexto regional de la historia geológica de la Sierra de San Luis y clasificarlas según Černý y Ercit (2005).

-Determinar su potencial metalogenético con las posibles mineralizaciones de Be, Sn, Li, o bien Be-Li, Nb-Ta

-Establecer relaciones entre las pegmatitas y su roca fuente a través de interpretaciones de datos geoquímicos.

-Descripción de los controles estructurales en el emplazamiento de las pegmatitas y la deformación tardía de los cuerpos relacionándola con los eventos deformacionales de la roca hospedante.

-Comparar la signatura geoquímica de pegmatitas NYF con las pegmatitas ordovícicas.

-Estudio petrográfico y en parte mineralógico de las rocas de caja de las unidades pegmatíticas.

-Proponer un modelo evolutivo integrando el estudio mineralógico con la información isotópica que resultaría la base para realizar interpretaciones petrológicas.

2.1 ORGANIZACIÓN DE LA TESIS

La tesis está estructurada en 12 capítulos y 2 apéndices que están ideados con una unicidad temática autónoma de modo que puedan ser leídos en forma independiente. Al principio de cada capítulo se presenta un resumen del mismo.

En el capítulo 1 se presentó el problema a resolver. En el capítulo 2 se plantea las hipótesis del trabajo, y organización de la tesis.

En el capítulo 3 se explica la metodología utilizada en la investigación.

El capítulo 4 está diagramado de manera ordenada explicando el contexto geológico del área

de estudio, resumiendo las características principales de todas las unidades encontradas que fueron investigadas previamente por otros autores.

En el capítulo 5 se desarrollan los criterios empleados para el estudio de las pegmatitas de la región, se aclara cuál es la clasificación utilizada y se realiza una división por sectores.

En el capítulo 6 se realiza la caracterización de campo y petrográfica de cada una de las pegmatitas.

En el capítulo 7 se presentan los resultados acerca de la química de feldespato y muscovita y los resultados de estudio de la estructura cristalina de feldespatos.

En el capítulo 8 se dan a conocer los resultados de la química de turmalina y análisis de isótopos de boro que son empleados en la confección de una hipótesis acerca de la proveniencia del boro y de las variaciones químicas producidas en los cristales.

El capítulo 9 resume las hipótesis petrogenéticas utilizando análisis químicos e isotópicos de rocas graníticas del área de estudio y alrededores.

En el capítulo 10 y 11 se desarrolla la integración de los datos, la discusión de los mismos, se plantean las conclusiones de trabajo y las próximas instancias de labor.

Por último, se incluyen dos capítulos de apéndices donde se listan descripciones macroscópicas y microscópicas de las rocas del área de estudio y, por último, un apéndice donde se detallan los análisis químicos de turmalinas con sus respectivas imágenes.

En el capítulo 14 se adjunta la lista de bibliografía consultada.

CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA

3.1 TRABAJO DE CAMPO Y MANEJO DE INFORMACIÓN GEOLÓGICA

Las metodologías utilizadas para la construcción de la hipótesis incluyen:

3.1.1 Cartografía Geológica

Se realizaron dos campañas de recolección de datos. Los métodos de obtención y procesamiento de datos en campo fueron los convencionales en los trabajos de geología de superficie en rocas metamórficas y graníticas. Para las tareas de cartografía se trabajó con imágenes satelitales Landsat *EMT+* en formato *MrSID*, de acceso libre y disponible en el sitio web de la NASA, cuya dirección es *https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid* e imágenes obtenidas utilizando el programa *Google Satellite Map Downloader* y el programa ruso *SASplanet*. Además se trabajó con fotos aéreas a escala 1:25000 obtenidas en el SEGEMAR (60: 166-170; 61B: 63-74; 61C: 163-174; 62:60-70). Toda esta información se utilizó para la realización del mapa geológico del área, con la suite de programas *ArcGis 10.3* dónde luego se volcaron todos los datos recopilados durante las campañas y trabajo de gabinete.

3.1.2 Compilación de antecedentes

Se realizó una exhaustiva búsqueda, revisión y compilación bibliográfica en libros, revistas de publicación periódica nacionales e internacionales, actas de congresos y reuniones científicas sobre la geología general, geoquímica, datos isotópicos, de la zona de estudio y localidades vecinas actualizados hasta la fecha de presentación de este manuscrito.

3.1.3 Trabajo de Campo

El trabajo de campo se realizó en dos campañas de 21 días de duración en total, y en líneas generales consistieron en la toma de muestras de rocas y minerales, toma de coordenadas geográficas y registro fotográfico de los puntos en los que se realizaron las observaciones geológicas. Se realizaron las mediciones necesarias, por ejemplo, rumbo e inclinación de estratos, longitudes de laboreos, toma de muestras orientadas, y se sistematizó el estudio realizando observaciones de las relaciones de contactos de las pegmatitas con sus rocas hospedantes a la vez que se describió la zonación de los cuerpos y se realizaron observaciones en los cuerpos rocosos masivos.

La toma de muestras de las rocas pegmatíticas estuvo orientada a la extracción de minerales específicos de diferentes zonas de los cuerpos para el estudio geoquímico, mineralógico, petrográfico, isotópico y estructural.

La primera campaña se realizó en noviembre de 2013, durante la cual se tuvo un primer contacto con la zona de estudio, y se orientó a la observación, medición y extracción anteriormente mencionadas, teniendo en cuenta los estudios previos realizados por otros autores. En principio el área examinada fue de una extensión de 60 km^2.

La segunda campaña fue concretada en mayo de 2016 y se destinó a completar el muestreo mineralógico de las unidades observadas y muestreadas en la campaña anterior. Además se amplió considerablemente el área de estudio con el objetivo de incorporar otros cuerpos para su estudio y para comparar con las pegmatitas de la primera etapa. El área definitiva abarcada es de 1220 km^2.

3.2 PETROGRAFÍA Y PETROLOGÍA

La evaluación petrográfica y petrológica involucró la caracterización en el campo y en

laboratorio de las litologías plutónicas y metamórficas del área mediante la estimación modal de minerales a ojo desnudo y el análisis textural bajo el microscopio óptico y lupa binocular. Para ello se confeccionaron 19 láminas delgadas de las litologías representadas en el área en los puntos de muestreo clave.

3.3 CARACTERIZACIÓN QUÍMICA DE FELDESPATOS, MUSCOVITAS Y TURMALINAS: AA, FRX, EPMA

En una primera etapa se utilizaron análisis químicos de feldespatos y muscovitas inéditos efectuados en muestras tomadas por uno de los Directores (M. G. López de Luchi). Las determinaciones fueron elementos mayoritarios en microclino, plagioclasa y muscovita, y elementos trazas (Rb, Ba y Sr) en microclino y de Rb en muscovita.

En primer lugar, las muestras fueron purificadas a mano y luego examinadas con lupa binocular para remover impurezas de menor tamaño. Los cristales de feldespato tomados de las zonas intermedias fueron molidos a mano en mortero de ágata, se extrajo el cuarzo y luego se hizo la molienda final.

Los análisis químicos fueron efectuados en LAQUIGE (Laboratorio de Química Geológica y Edafológica-CONICET, Buenos Aires, Argentina). Los elementos Al, Fe_t, Mg, Na, Ca y K fueron analizados por espectrometría de absorción atómica (AA) sobre disoluciones en HF; Si y P se determinaron por espectrofotometría. El H_2O fue determinada a través del proceso de pérdida por ignición. En algunas muestras de muscovita se determinó Fe^{2+} y Fe^{3+} por volumetría. Las determinaciones de Ti, Sr, Rb y Ba fueron realizadas por fluorescencia de rayos X (FRX) utilizando patrones internacionales como estándares, en el Servicio de Espectroscopía y Análisis Químicos de la Facultad de Geología de la Universidad de Barcelona, España.

En una segunda etapa se realizaron determinaciones por FRX de elementos mayoritarios y trazas de feldespatos y muscovitas en el laboratorio perteneciente al Área de Química Analítica de la Universidad Nacional de San Luis, Argentina. Las muestras pertenecen a algunas de las pegmatitas relevadas en la campaña del 2013 y se obtuvieron 19 elementos por muestra (Si, Ti, Al, Fe_t, Mn, Mg, Ca, K, P, Rb, Cs, Ga, Ta, Nb, Sr, Ba, Pb, Cu, Y). La molienda de 150 mg de cada una de las muestras se realizó con mortero de ágata previa selección con lupa binocular de los cristales en estado fresco y libres de inclusiones.

El método empleado es fluorescencia de rayos X dispersivo en longitud de onda con un equipo Philips modelo PW 1400 en condiciones de vacío, sobre 150 mg de muestra pulverizada, compactadas y soportadas sobre pastillas moldes de ácido bórico (Perino *et al*. 1994; Galliski *et al.* 1997; Oyarzábal *et al*. 2009; Oyarzábal *et al.* 2011; Perino *et al*. 2014).

Los resultados se obtuvieron por comparación contra curvas de calibrado de patrones certificados de referencia internacional, Govindaraju (1984, 1987) y se utilizó también SARM 1 (granito). Igualmente, se utilizaron patrones internos de muscovitas denominadas C72, Marta pura, Marta Sucia, Las Tapias y San Elías, validados con laboratorios de referencia como XRAL ACTIVATION SERVICES INCORPORATED.

Se aplicó metodología de agregado patrón sobre muscovitas y feldespatos y se asumieron como patrones internos.

Por último, se realizaron análisis químicos con microsonda de electrones (EPMA) en muestras de turmalina pertenecientes a los relevamientos de las dos campañas realizadas.

Se separaron muestras de turmalinas representativas pertenecientes a pegmatitas, granitos y rocas metamórficas y se eligieron cristales individuales de turmalina de 0,5 a 5 cm de diámetro de las pegmatitas, y cristales de 0,1 a 0,2 cm procedentes de rocas metamórficas y granitos. Se seleccionaron 19 muestras de turmalinas y se realizaron secciones delgadas

pulidas de 2,5 cm de diámetro de secciones basales de los cristales para estudiar la zonación composicional de las mismas. Varios puntos fueron analizados de núcleo a borde de cada cristal con una microsonda electrónica (EPMA) marca JEOL modelo JXA 8230 alojada en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis de Rayos X (LAMARX), Universidad Nacional de Córdoba, Argentina. Se aplicó un voltaje de 15 kV y una corriente de 20 nA, con un diámetro de haz de 8 □m. Los tiempos de medición en el pico fueron de 10 s, excepto para Na (5 s) y para V y Zn (20 s). El tiempo de conteo en cada posición del fondo fue la mitad del tiempo en el pico. Los patrones empleados fueron forsterita (Si), ilmenita (Ti), cromita (Cr), anortita (Al), hematita (Fe), pirolusita (Mn), MgO (Mg), $ScVO_4$ (V), wollastonita (Ca), ZnO (Zn), albita (Na), ortoclasa (K) y topacio (F).

3.4 CARACTERIZACIÓN ESTRUCTURAL DE FELDESPATOS: DRX

Se trabajó con cristales de feldespato potásico pertenecientes a la zona intermedia de algunos cuerpos pegmatíticos. Primero se fragmentaron y trituraron las muestras y se seleccionaron los cristales bajo lupa binocular para evitar introducir impurezas. Luego se realizó la molienda de la muestra en mortero de ágata y el material se tamizó en malla 200.

Los análisis de difracción de rayos X se realizaron en el Centro de Investigaciones Geológicas (CIG) La Plata, con un sistema de difractometría de rayos X PANalytical, modelo X´Pert PRO 3373/00 con lámpara de Cu (kα=1,5403 Å) que operó a 40 mÅ y 40 kV. Se escanearon ángulos 2theta (2θ) de 2 a 55º con una velocidad de escaneo de 0,04°/s.

A partir de los datos difractométricos se obtuvieron los espaciados interplanares (d) y se indexaron con los correspondientes planos *hkl* de feldespato y albita. Los parámetros de celda se calcularon con el programa CELREFV3 desarrollado por Laugier y Bochu (2003). Luego de la indexación, se utilizaron las difracciones 131 y $1\bar{3}1$ para calcular el índice de

triclinicidad, utilizando la ecuación de Goldsmith y Laves (1954), mientras que la distribución (Al, Si) en sitios tetraédricos fue calculada a partir del método de Kroll y Ribbe (1987) a partir de los parámetros *b* y *c**, con las reflexiones de los planos reticulares 060 y $\bar{2}04$, con las direcciones traslacionales [110] y [$1\bar{1}0$] (Kroll, 1971; 1973) y con el método de Wright y Stewart (1968) en función de b-c^* y γ^*-α^*. Finalmente, el índice de tensión fue calculado a partir del gráfico de Kroll y Ribbe (1987).

3.5 ANÁLISIS DE ISÓTOPOS DE BORO EN TURMALINA

Los resultados de EPMA en turmalinas se complementaron con análisis de espectrometría de masas de iones secundarios (SIMS) para determinar la composición isotópica de boro en los cristales de turmalina, los que se realizaron en los laboratorios del GFZ (GeoForschungsZentrum) en Alemania. Se utilizó un instrumento CAMECA 1280-HR. La descripción del procedimiento completo para los isótopos de boro se puede encontrar en el trabajo de Trumbull *et al*. (2008). Todos los análisis SIMS emplearon un haz primario de 10 kV y 0,4nA de $^{16}O^-$ enfocado en un punto a ~5 μm de la superficie de la muestra, con un precalentamiento de 5 minutos para remover la cubierta de oro y establecer el equilibrio de las condiciones de pulverización. Para isótopos de boro, el instrumento operó con un poder de resolución de masa de ($M/\Delta M = 2000$) para resolver la interferencia isobárica de las masas de ^{10}B ^{1}H y ^{11}B, y también la interferencia entre ^{9}Be ^{1}H y ^{10}B. El instrumento de fraccionamiento de masa (IMF) y calidad analítica fueron monitoreados por múltiples medidas diarias en referencia a turmalinas de especie chorlo, dravita y elbaíta (colección mineral de Harvard) descripta por Dyar *et al.* (1998, 2001) y turmalina B4 (intermedia chorlo-dravita) de Tonarini *et al*. (2003). Los valores de $\delta^{11}B$ fueron calculados relativos a NIST SRM 951 usando los valores $^{11}B/^{10}B$ de 4,04362 (Catanzaro *et al*. 1970).

3.6 ANÁLISIS DE ROCA TOTAL EN ROCAS GRANÍTICAS

Se presenta un conjunto de 26 nuevos análisis químicos. Se realizaron nuevos análisis de elementos mayoritarios y traza en muestras de hasta 10 kg que se analizaron para detectar alteraciones en especímenes de mano y secciones delgadas. Las muestras se rompieron usando un martillo de acero y se redujeron aún más utilizando una trituradora de mandíbulas de hierro y posteriormente molinos de ágata. Los análisis químicos del plutón Los Alanices se realizaron en ActLabs con resolución de investigación utilizando ICP / MS para elementos traza y espectrometría de fluorescencia de rayos X (XRF) para elementos mayoritarios. Los análisis restantes (La Tapera, El Peñón, El Salado y Viejo) se realizaron en el GeoForschungsZentrum Goettingen. Los principales elementos óxidos y los siguientes elementos traza: Ba, Cr, Nb, Ni, Rb, Sr, V, Y, Zn y Zr fueron analizados por (XRF) en muestras secadas a 105° C preparadas como discos fundidos de Spectromelt® A12 (proporción muestra-flujo 1: 6). Se usaron un espectrómetro computarizado Siemens SRS 303 AS y programas de corrección matricial para calcular las concentraciones. H_2O^+ y CO_2 se midieron por espectroscopía IR después de la descomposición térmica a 1100° C bajo atmósfera de oxígeno usando LECO RC-412. Los elementos de tierras raras se determinaron mediante ICP-AES, mediante disolución de la muestra usando la técnica de sinterización de Na_2O_2 y la separación y concentración usando cromatografía de intercambio iónico (Zuleger y Erzinger, 1988). Se incluyen 34 análisis de rocas enteras publicados (las referencias se pueden encontrar en la Tabla 9.2.1) principalmente por XRF para elementos mayoritarios y algunos elementos traza o por una combinación de XRF con ICP / MS. El conjunto de datos completo se recalculó a una base anhidra y se utilizó el diagrama de relación de álcalis de Hughes (1973) para seleccionar las muestras que no están alteradas.

CAPÍTULO 4: GEOLOGÍA GENERAL

La zona de estudio (32º27’30”-32º45’15”LS y 65º42’00”-65º18’30”LO) está localizada en la Sierra de San Luis, la cual corresponde al sector sur de la provincia geológica Sierras Pampeanas Orientales (Fig. 4).

4.1 MARCO GEOLÓGICO DE LAS SIERRAS PAMPEANAS

Las Sierras Pampeanas han sido ampliamente estudiadas por diversos autores. En 1873, Stelzner le otorgó la denominación de Sierras Pampeanas describiéndolas como el basamento cristalino que emergía de las pampas circundantes.

Caminos (1972) dividió a las Sierras Pampeanas en Occidentales y Orientales de acuerdo a las litologías dominantes (Fig.4). Las Sierras Pampeanas Occidentales se caracterizan por la abundancia de rocas básicas, ultrabásicas y de rocas metamórficas que indican condiciones de alta presión; mientras que en las Sierras Pampeanas Orientales abundan los cuerpos plutónicos pequeños hasta batolitos, generalmente de composiciones ácidas, que se emplazan en un basamento metamórfico compuesto por gneises, filitas, esquistos bandeados y anfibolitas que indicarían condiciones de menor presión que en el sector occidental.

Estudios geocronológicos recientes ratifican la propuesta de la subdivisión de las sierras Pampeanas en orientales y occidentales como dos provincias geológicas diferentes con historias geológicas distintas (Rapela *et al.* 2010).

Las Sierras Pampeanas Occidentales están conformadas por un basamento cristalino expuesto de edad mesoproterozoica y una cubierta sedimentaria de edad neoproterozoica a paleozoica

temprana (McDonough *et al*. 1993; Pankhurst y Rapela, 1998; Casquet *et al.* 2001; Varela *et al.* 2003; Casquet *et al.* 2004; Sato *et al.* 2004; Vujovich *et al.* 2004; Casquet *et al.* 2008; Rapela *et al.* 2010; Mulcahy *et al.* 2011; Varela *et al.* 2011). En Sierras Pampeanas Occidentales se reconoce durante el Ordovícico la sobreimposición de la Orogenia Famatiniana (Casquet *et al.* 2006, 2008; Mulcahy *et al.* 2011, 2014).

Según Rapela *et al.* 2010, en Sierras Pampeanas Occidentales se distinguen dos dominios grenvillianos. El primero corresponde al Complejo Pie de Palo conformado por un asociación oceánica máfica-ultramáfica grenvilliana que se considera parte del basamento de Cuyania/Precordillera, que sería parte de un terreno alóctono proveniente de Laurentia que se acrecionó a Gondwana en el Ordovícico temprano-Silúrico (Astini *et al.* 1995; Thomas y Astini, 1996; Ramos, 2004; Naipauer *et al.* 2010). Una falla inversa en Pie de Palo separa este complejo máfico-ultramáfico del Grupo Caucete, formado por metasedimentitas de presunta edad cámbrica temprana (Rapela *et al.* 2016).

El segundo dominio grenvilliano es el terreno de Maz (Casquet *et al.* 2008). Estaría formado por corteza continental de edad paleoproterozoica retrabajada por la Orogenia Grenvilliana (Casquet *et al*. 2006, 2008) y cubierto por una secuencia sedimentaria de edad neoproterozoica (Rapela *et al.* 2016).

Las Sierras Pampeanas Orientales están caracterizadas por un basamento ígneo-metamórfico de edad ediacariana tardía a cámbrica temprana que está intruído por voluminosos batolitos graníticos y plutones de los ciclos Pampeano (Neoproterozoico tardío-Cámbrico), Famatiniano (Ordovícico) y Achaliano (Devónico-Carbonífero) (Rapela *et al*. 2016). Las rocas metasedimentarias de esta provincia geológica se subdividen en aquéllas que fueron depositadas y metamorfizadas antes, durante y después de la Orogenia Pampeana (clímax 525-520 Ma) (Rapela *et al.* 1998, 2002).

La serie Puncoviscana se depositó con anterioridad a la Orogenia Pampeana, de edad ediacariana tardía a cámbrica temprana y se halla integrada por rocas de bajo grado que gradan a rocas de alto a medio grado en Sierras de Córdoba. En la localidad tipo de Cordillera Oriental se halla cubierta en discordancia por el Grupo Mesón del Cámbrico medio (Aceñolaza y Miller, 1982; Willner *et al.*1987).

Por último, la serie Post-Puncoviscana, en el noroeste de Argentina, de edad cámbrica media a ordovícica inferior, formada por sucesiones metasedimentarias depositadas luego de la Orogenia Pampeana (Rapela *et al.* 2016).

El basamento de Sierras Pampeanas fue afectado por deformación extensional durante el Triásico tardío-Jurásico temprano, (Uliana *et al.* 1989; Ramos *et al.* 2002), en relación a la apertura del Océano del Atlántico Sur (Uliana *et al.* 1989; Rossello y Mozetic 1999). Las fallas principales relacionadas a los eventos de rift se habrían generado por la reactivación de las zonas de sutura de los diferentes terrenos (Ramos *et al.* 2002).

La subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana en el Cenozoico generó la compresión andina que invirtió los sistemas de fallas extensionales controlando de esta manera el levantamiento de los bloques de basamento (Löbens *et al.* 2011). En el Mioceno (18–11 Ma), la dorsal Juan Fernández es incorporada a la subducción (Yañez *et al.* 2001; Ramos *et al.* 2002) resultando en una subducción de bajo ángulo de la placa de Nazca (Barazangi e Isacks 1976; Pilger 1981; Jordan y Allmendinger 1986) que origina levantamiento y deformación de las Sierras Pampeanas comenzando en la transición del Mioceno tardío-Plioceno (Löbens *et al.* 2011) y la localización de actividad magmática volcánica en la cuenca de antepaís de las Sierras Pampeanas (Barazangi e Isacks 1976; Pardo Casas y Molnar 1987; Smalley e Isacks 1987, 1990; Cahill y Isacks 1992; Ramos *et al.* 2002).

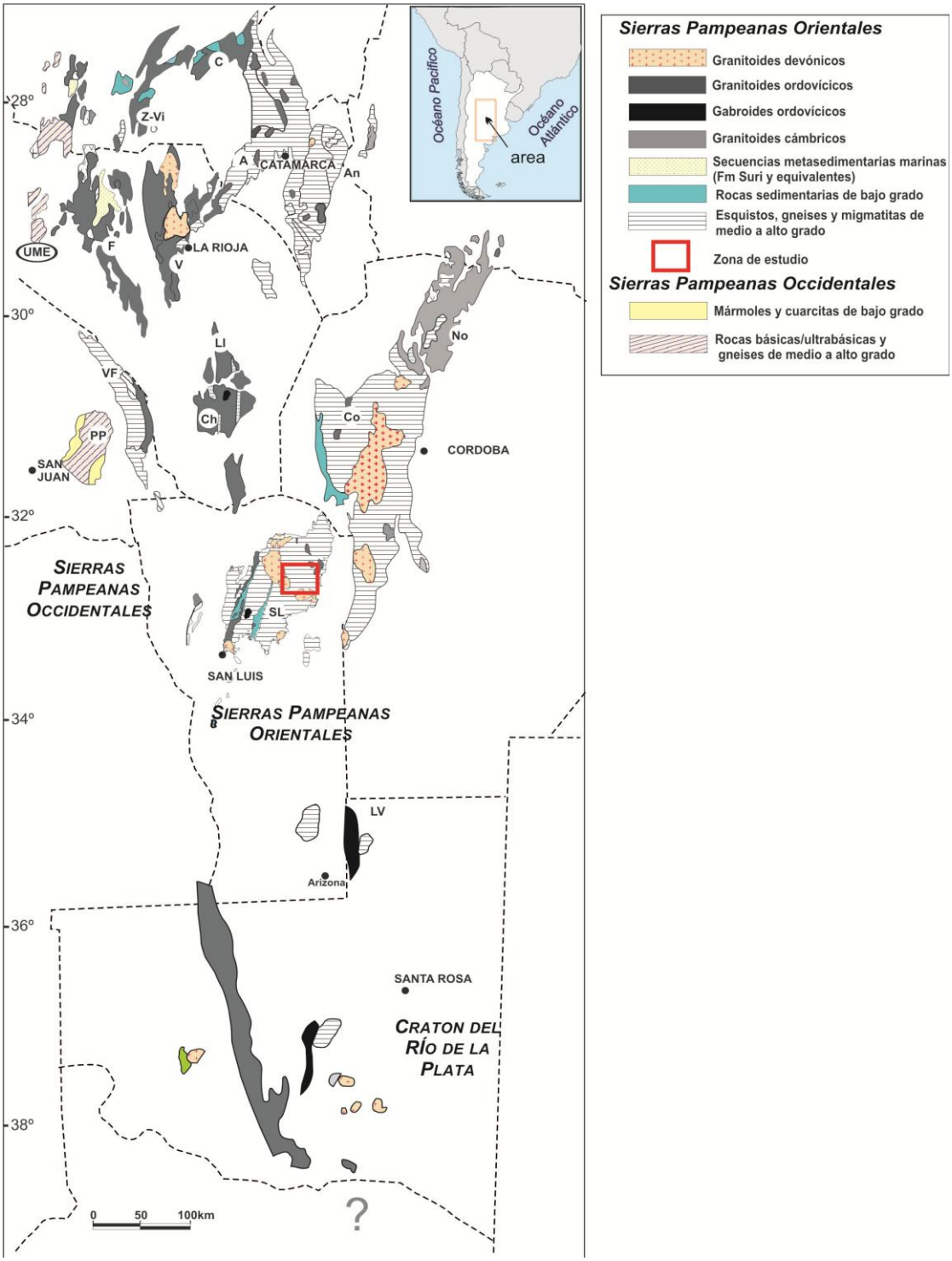


Figura 4: Sierras Pampeanas (tomado de López de Luchi *et al.* 2018)

4.2 GEOLOGÍA GENERAL DE LA SIERRA DE SAN LUIS

La Sierra de San Luis (32°10'- 33°20' S / 65°15'- 66°20' O) forma parte de la porción más austral de las Sierras Pampeanas Orientales (Fig. 4.1). Los dominios de basamento metaclástico que poseen una orientación NNE se separan sobre la base de litologías y evolución estructural (Sims *et al.* 1997,1998, Steenken *et al.* 2008) de oeste a este en los complejos metamórficos denominados Nogolí (CMN), Pringles (CMP) y Conlara (CMC) (Sims *et al.* 1997). von Gosen y Prozzi (1996) dividen a la Sierra de San Luis en Basamento Metamórfico Occidental, coincidente con el Complejo Metamórfico Nogolí (CMN) (Sims *et al.* 1997) y Basamento Metamórfico Oriental, que abarca al Complejo Metamórfico Pringles (CMP). von Gosen y Prozzi (1996) sostienen que el Complejo Metamórfico Oriental es un basamento de alto grado metamórfico afectado por una deformación polifásica y que estaría cubierto por un grupo de esquistos micáceos de medio grado metamórfico y su equivalente de bajo grado, que fue nombrada Formación San Luis (Prozzi y Ramos, 1988). Hacia el Ordovícico temprano a medio se produce la intrusión de rocas cuarzo-dioríticas a graníticas paralelamente a las fábricas de sus rocas de caja en todos los dominios (Ortiz Suárez *et al.* 1992; Sims *et al.* 1997; von Gosen, 1998a; Llambías *et al.* 1998; López de Luchi *et al.* 2007). Durante el Devónico se generan grandes batolitos de composición granodiorítica a sienogranítica que exhiben una relación sin a post-cinemática en relación a la orogenia Achaliana (López de Luchi *et al.* 2004, 2007, 2017, Siegesmund *et al.* 2004).

El CMN está formado por una asociación supracortical compuesta por metapelitas, metacuarcitas y rocas metavolcánicas máficas-ultramáficas, y en menor proporción niveles de hierro bandeado, mármoles y rocas calcosilicáticas. Por otra parte, también componen a este complejo metamórfico orto y paragneises, migmatitas y ortoanfibolitas intruídas por

monzonitas y granitos (Sims *et al.* 1997, 1998; González, 2000). Varios autores proponen una evolución estructural pre-famatiniana de este complejo metamórfico (Llambías *et al.* 1996b; González y Llambías, 1998; von Gosen y Prozzi, 1998; González *et al.* 2004). von Gosen y Prozzi (1998) registran dos eventos de deformación pre-famatinianos dentro del CMN. El tercer evento está definido en edades U-Pb en monacita de un paragneis con sillimanita y granate, la edad obtenida es de 458 ±3 Ma (convencional) y 470 ±15 Ma (microsonda de electrones). Estas últimas edades son relacionadas al evento D_4 del Famatiniano relacionado al pico de presión y la formación de estructuras de orientación penetrativas NNE-SSO, equivalentes a D_2 del CMP (González *et al*. 2002a). Sin embargo, Steenken *et al.* (2008) dan a conocer edades de enfriamiento en K-Ar en muscovita muy diferentes, obteniendo una edad de 350 Ma para la porción sur del CMN y una edad de 420 Ma para la porción norte.

El CMP está formado por paragneises, esquistos micáceos, migmatitas y anfibolitas. von Gosen y Prozzi (1998) asocian una foliación D_2 NNE al pico metamórfico (M_2) de Pl-Kfs-Grt-Bt-Sil±Crd (abreviaturas de Whitney y Evans 2010). La evolución metamórfica del CMP se limita en base a las dataciones de rocas máficas y félsicas. Sims *et al*. (1998) calcula una edad SHRIPM U-Pb en monacita de 452 ±12 Ma para gneises con granate, biotita y sillimanita que se interpretan como la finalización de la facies granulita (Steenken *et al.* 2008). Edades SHRIMP U-Pb de 484 ±7 Ma en circón de rocas ígneas y edades de 478±6 Ma en ortogneises de segregaciones félsicas dentro de rocas máficas, sugieren un pico metamórfico en el Ordovícico inferior (Steenken *et al.* 2008).

Al este de las rocas de alto grado, se reconocen rocas de grado medio. von Gosen y Prozzi (1998a,b) sostienen que las primeras ascendieron contra el Grupo Mica-esquistos (gneises de grado medio) y reconocen dos eventos deformacionales, uno de ellos caracterizado por pliegues apretados de ejes NNE y clivaje del plano axial (D_1) y fajas de cizalla discretas

separada por dominios de replegamiento y clivaje de crenulación (D_2). El clivaje tardío se considera el resultado de una compresión continua ONO-ESE post-famatiniana. D_1 y D_2 se relacionan con la historia de las rocas de alto grado metamórfico (Steenken *et al.* 2008). Sims *et al.* (1997,1998) y Steenken *et al.* (2004) sugieren que los precursores sedimentarios de la secuencia de metamorfismo de medio a alto grado fueron depositada en un ambiente extensional post-pampeano.

Las rocas de bajo grado, denominadas Formación San Luis, incluyen metapelitas, meta-areniscas, metaconglomerados y metavolcanitas ácidas que afloran en el sur de la Sierra de San Luis, en dos fajas de rumbo NNE-SSO, denominadas Oriental y Occidental, Esta unidad se habría depositado en una cuenca marina con influencia glaciaria durante el Neoproterozoico Tardío -Cámbrico 529 ± 12 Ma (Söllner *et al.* 2000, Drobe et al 2009 y referencias).

4.3 GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio (32º27’30”-32º45’15”LS y 65º42’00”-65º18’30”LO) está comprendida entre las localidades de San Martín-Potrerillos por el oeste y Tilisarao-Concarán por el este (Fig.4.1), en la Sierra de San Luis.

Las unidades que se reconocen en el área de estudio como roca de caja de las pegmatitas objeto de esta Tesis corresponden al Complejo Metamorfico Conlara, plutones ordovicicos félsicos y máficos y batolitos devónicos.

4.3.1 Complejo Metamórfico Conlara

El Complejo Metamórfico Conlara (CMC) fue definido por Sims *et al.* (1997) para incluir las rocas metasedimentarias y metaígneas que afloran en el sector oriental de la Sierra de San Luis (Fig. 4.1). Su límte occidental corresponde a la zona de cizalla milonítica Río Guzmán y el margen oriental corresponde a la Sierra de Comechingones (Sims *et al.* 1997) y está

controlado por las zonas de cizalla de Las Lajas y Guacha Corral (López de Luchi *et al.* 2009).

López de Luchi (1986) y López de Luchi y Cerredo (2001) propusieron para el CMC tres fases de deformación dúctil (D_1, D_2, D_3) que generaron foliación, bandeamiento y plegamiento, mientras que López de Luchi *et al.* (2009) propusieron además una cuarta fase D_4 que se corresponde con zonas de cizalla de alta temperatura a las que asocian pegmatitas variablemente deformadas. El pico metamórfico principal atribuido al ciclo Pampeano fue datado mediante el método $^{207}Pb/^{206}Pb$ (PbSL, lixiviación por etapas) en granate en 564 ± 21 Ma y se corresponde con D_2 (López de Luchi *et al.* 2002, Siegesmund *et al.* 2010).

D_3 se acota temporalmente mediante la edad de los granitoides ordovícicos sincinemáticos como El Peñón (U-Pb SHRIMP 497 ±8 Ma, Steenken *et al.* 2005, 2008). El evento D_4 se habría desarrollado entre 450-420 Ma acotado por las edades de enfriamiento de muscovita de las pegmatitas (Steenken *et al.* 2008, López de Luchi *et al.* 2009). Whitmeyer y Simpson (2004) en cambio dieron a conocer edades de monacitas metamórficas de 470-482 Ma para rocas definidas como migmatitas cuya localización y relación con eventos deformativos es imprecisa.

Las rocas metasedimentarias son dominantemente esquistos biotiticos- muscoviticos de grano fino, esquistos bandeados de grano medio con biotita-plagioclasa±granate con intercalaciones de esquistos de grano fino con biotita±muscovita y algunos niveles de esquistos turmalínicos, turmalinitas y más raramente anfibolitas. Las rocas metaígneas están compuestas por términos básicos y rocas graníticas que pertenecen a dos grupos distintos: uno temprano emplazado probablemente durante la deformación D_1-D_2 representado por ortogneises y uno tardío en el cuál ocurrió emplazamiento sin-cinemático con la deformación D_3 (López de Luchi *et al.* 2008, 2009). Se reconocen además fajas de rocas migmatiticas, mayormente estromatitas

asociadas a estos granitoides.

Las rocas metaclásticas fueron agrupadas (Fig. 4.1) en Grupo San Martín, compuesto por esquistos de grano fino con biotita y plagioclasa, con algunos esquistos biotiticos de grano medio y esquistos bandeados, y Grupo La Cocha, compuesto por esquistos bandeados con biotita, plagioclasa±granate, con alternancia de bancos de esquistos con biotita±muscovita de grano fino, y ocasionalmente con delgadas capas de turmalinitas y esquistos turmalínicos (López de Luchi *et al.* 2008, 2009). El Grupo La Cocha incluye el Complejo Metamórfico Las Aguadas (Ortiz Suárez 1988).

Las rocas metaígneas/migmatíticas se separaron en dos grupos denominados Grupo Santa Rosa, compuesto por gneises de grano medio con biotita y plagioclasa, asociados con migmatitas estromatíticas con biotita y plagioclasa, y el Grupo San Felipe formado por ortogneises con biotita-muscovita-granate-plagioclasa/biotita-muscovita-plagioclasa ±sillimanita y migmatitas homogéneas que gradan a ortogneises (López de Luchi *et al.* 2008, 2009).

La edad máxima de los protolitos sedimentarios, determinada por el método SHRIMP en circones detríticos, es de 587 ± 7 Ma (Steenken *et al.* 2006) . Las edades en circones detríticos y los estudios de proveniencia sugieren que los protolitos de la secuencia metaclástica son equivalentes a los de la Formación Puncoviscana (Drobe *et al.* 2009, 2011). En recientes trabajos (Rapela *et al.* 2016) obtuvieron edades SHRIMP U-Pb en circones de esquistos bandeados, los picos de edades más notables están en 570 y 600 Ma pero también hay un pequeño pico en el Ordovícico de 490 Ma. La mayor parte de las edades detríticas está en el rango entre 900 y 1100 Ma, lo cual indica un predominio de áreas fuente mesoproterozoicas.

Los intrusivos del CMC son de composición granítica-granodiorítica, más raramente tonalítica-monzonítica, y son de edad ordovícica temprana o devónica (López de Luchi 1986,

1987, 2004, 2007, 2017, Llambías *et al.* 1991, 1996, 1998; Ortiz Suárez *et al.* 1992, Ortiz Suárez 1996, Martínez y Montenegro 1998, von Gosen 1998).

Esquistos finos o bandeados del grupo La Cocha y en menor medida del grupo San Martín, en algunos sectores con inyecciones leucocráticas y ocasionalmente turmalinizados en el contacto con las pegmatitas constituyen roca de caja de varios de los cuerpos pegmatíticos que se estudian en esta tesis doctoral (Fig. 4.1). El emplazamiento de dichas pegmatitas es en general concordante con la actitud regional de las rocas metamórficas, con un rumbo que oscila entre los 30º y 50ºNE, el que sería el resultado del plegamiento asociado a D_3 (López de Luchi *et al.* 2008, 2009).

4.3.2 Intrusivos ordovícicos en el Complejo Metamórfico Conlara

4.3.2.1 Granitoides

(Granito Los Alanices, La Tapera, El Peñón)

4.3.2.1a Plutón La Tapera

El Plutón La Tapera, de edad Rb-Sr 485±30 Ma , está integrado por un conjunto de seis cuerpos hectométricos a kilométricos y manifestaciones menores, todos ellos dispuestos a lo largo de una faja de rumbo general NNE de aproximadamente 7 km de extensión (Fig. 4.1). Estos plutones presentan contactos netos con los esquistos del Grupo La Cocha el cual en las adyacencias se encuentra intruido por pegmatitas y diques pegmatíticos que muestran un arreglo similar al de los plutones. Se reconocen además cuerpos pegmatíticos intruyendo los plutones.

El plutón se compone de granodioritas y monzogranitos (subordinadamente tonalitas) biotítico-muscovíticos de grano medio. En granodioritas, los cristales de plagioclasa (An_{32})

constituyen el esqueleto principal, microclino es ameboidal, cuarzo es intersticial y desarrolla mosaicos recristalizados. Biotita aparece en racimos asociada con muscovita, titanita y contiene escasos minerales opacos. El principal mineral accesorio es apatita.

La disposición alineada de los xenolitos de la caja de manera paralela a la foliación principal, junto a una orientación no aleatoria de las microfracturas submagmáticas indican que la deformación fue activa cuando solo existía un escaso porcentaje de líquido en el sistema.

4.3.2.1b Granito Los Alanices

El Granito Los Alanices con una edad de enfriamiento K-Ar en muscovita de 437 ±9 Ma (Steenken *et al.* 2008), abarca una superficie aproximada de 70 km^2 (Fig. 4.1), está integrado por facies leucocráticas de monzogranito biotítico, monzogranito de dos micas y subordinadamente granodiorita biotítico-muscovítica, de textura hipidiomorfa a alotriomorfa, y de grano fino a medio (Ulacco y Ramos 2001). Los minerales principales son cuarzo, microclino mayormente pertítico, plagioclasa, muscovita y variables y en general bajas proporciones de biotita excepto en el monzogranito biotítitico. Los minerales accesorios son apatita, granate, turmalina y circón. Como minerales secundarios se observa pidoto, clorita, y minerales opacos (Ulacco y Ramos 2001; Oropel y Ulacco 2003; López de Luchi *et al.* 2011).En todas las facies se observa desarrollo moderado de mirmequitas.

Estudios geoquímicos que fueron realizados por Oropel y Ulacco (2003) concluyen que se trata de un granito a granito alcalifeldespático proveniente de magmatismo calcoalcalino, peraluminoso con signatura subalcalina originado en ambiente de arco.

4.3.2.1c Granito El Peñón

El granito El Peñón es un cuerpo intrusivo de alrededor de 50 km^2 que ha sido estudiado por Llaneza y Ortiz Suárez (2000). Es un cuerpo alargado en sentido N-S, cuyos contactos con la roca de caja son netos y concordantes (Fig. 4.1). La edad de cristalización obtenida por el

método SHRIMP U-Pb en circón es de 497±8 Ma (Steenken *et al.* 2005).

La roca hospedante son esquistos cuarzo-biotíticos del Grupo La Cocha los que en algunos sectores son nodulares, por la presencia de sericita en nódulos, interpretada por Llaneza y Ortiz Suárez (2000) como cordierita reemplazada.

Está constituido por un granito muscovítico de grano grueso y un granito muscovítico de grano fino a medio. El granito de grano grueso es el de mayor superficie aflorante. Son monzogranitos con cuarzo, microclino, plagioclasa y muscovita, además de biotita, granate y turmalina. La muscovita está orientada. El granito de grano fino a aplita es un sienogranito constituido por microclino, cuarzo, plagioclasa, muscovita, biotita, y turmalina, granate, apatita y circón.

Asociados al granito, hay diques y filones pegmatíticos, aplíticos y cuarzosos o bien granitícos. Las pegmatitas son tabulares y tienen orientación variable, potencia desde escasos centímetros hasta 40 m y corrida de hasta 400 m.

Trabajos más modernos como el de Steenken *et al.* (2005) describen leuco-monzogranitos muscovíticos de grano grueso con turmalina, granate, apatita y circón. Los cristales de microclino son anhedrales, de 1,8 a 2,4 mm de diámetro y poseen pertitas de tipo llama, escasas filiformes y mirmequitas en contacto con plagioclasa. La plagioclasa (oligoclasa-andesina) se presenta en cristales subhedrales de hasta 3,2 mm. Las maclas polisintéticas se encuentran acuñadas y deformadas. El cuarzo muestra recristalización estática con formación de puntos triples. Cristales flexurados de muscovita se hallan fragmentados contra cristales más resistentes de plagioclasa. Con esta información y otras evidencias del grado y tipo de deformación Steenken *et al.* (2005) sugieren deformación en estado sólido bajo temperaturas decrecientes.

4.3.2.2 Intrusivos máficos

4.3.2.2a Cuerpo máfico-ultramáfico Las Cañas

Ortiz Suárez *et al.* (2012) lo describen como un cuerpo intrusivo lenticular de 800 m de ancho por 2 km de largo (Fig.4.1), concordante con la foliación planar de los esquistos que se localiza a lo largo de la falla regional Bajo de Véliz-San Felipe-El Morro (Criado Roque *et al.* 1981). En este intrusivo se reconocieron tres facies: tonalítica que se encuentra en zonas marginales, máfica que predomina y ultramáfica como escasos afloramientos.

La facies tonalítica Ortiz Suárez *et al.* (2012) son rocas de grano medio formadas por plagioclasa con núcleos zonales, cuarzo con subgrano o parcialmente recristalizado, y biotita parcialmente cloritizada y poseen epidoto y minerales opacos.

La facies máficas son gabros a gabros cuarzosos de grano medio, en algunos casos con foliación magmática. La plagioclasa está parcialmente alterada a muscovita y epidoto. Los cristales tienen núcleos cálcicos euhedrales rodeados por una zona más sódica homogénea y anhedral. Los anfíboles de pargasita y tschermakita son subhedrales y el cuarzo es escaso o ausente y tiene extinción ondulosa. La biotita está alterada a clorita y algunos cristales están curvados. También posee epidoto, clorita, minerales opacos y apatito. También aparecen bandas de grano más fino compuestas por plagioclasa, cuarzo poligonal, y minerales secundarios como muscovita, biotita verde, clorita y minerales opacos. En ciertos sectores reconocen estratificación magmática (Ortiz Suárez *et al.* 2012).

Las facies ultramáficas están fuertemente alteradas. En rocas menos alteradas se observan cristales poiquilíticos de anfíbol incoloro a verde pálido o amarillo claro verdoso, con inclusiones de clinopiroxeno, probable olivino alterado y minerales reemplazados por serpentina y opacos. En general el piroxeno está reemplazado por anfíbol de manera parcial.

Hay muy poca plagioclasa subhedral, parcialmente alterada a sericita. Los minerales de alteración son clorita, mica incolora y serpentina. Hay pocos minerales opacos y manchas de óxidos amarillentas. Las rocas menos alteradas fueron clasificadas como hornblenditas piroxénicas (Ortiz Suárez *et al.* 2012).

En la facies ultramáfica del centro del cuerpo se encontraron mineralizaciones diseminadas de sperrilita, pirrotita, calcopirita, bravoíta, pentlandita, esfalerita, magnetita, cromita, ferricromita y espinela de Cr y Al (Ortiz Suárez *et al.* 2001).

Mediante los estudios petrográficos, químicos y de magnetometría, Ortiz Suárez *et al.* (2012) concluyen que la intrusión de Las Cañas estaría asociado a procesos famatinianos.

4.3.3 INTRUSIVOS DEVÓNICOS EN EL COMPLEJO METAMÓRFICO CONLARA

4.3.3.1 Granitoides

(Batolito de Renca, Batolito de Las Chacras-Potrerillos)

4.3.3.1a Batolito de Renca

El Batolito de Renca se ubica en el sector NE de la Sierra de San Luis (Fig. 4.1). Está emplazado en esquistos del CMC y sus contactos son netos y concordantes. Se compone de un plutón principal de forma elíptica y un conjunto de intrusiones menores. López de Luchi (1986, 1987, 1993), describe la presencia de granodioritas y monzogranitos en su mayoría y subordinadamente se encuentran rocas monzoníticas, monzonitas cuarzosas, monzodioritas y sienitoides. El cuerpo tiene una estructura interna concéntrica definida por la orientación de megacristales de feldespato potásico, enclaves, diques híbridos singraníticos, enjambres de enclaves y *schlierens*.

Los batolitos devónicos de la Sierra de San Luis se disponen alineados. En el caso del

Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas y del Batolito de Renca se alinean en una franja oeste-noroeste que sugiere control estructural, probablementte un megalineamiento.

Lopez de Luchi (1986, 1987, 1993, López de Luchi *et al*, 2004) reconoce tres unidades:

Unidad 1: Granodiorita a monzogranito porfiroide biotítico

Son rocas gris rosado claro, de grano grueso a muy grueso que forman una orla externa continua de ancho medio de 6 km. Una característica de esta unidad son los enclaves, diques y stocks de composición monzodiorítica, monzonítica y sieníticas cuarzosas porfiroideas, todas de composición cuarzosa junto con algunos enclaves de diorita y de diorita cuarzosa.

Unidad 2: Leucomonzogranito a monzogranito biotítico-muscovítico

Está integrada por rocas gris claro a gris rosado equigranulares de grano medio a grueso. Esta unidad ocupa el centro del batolito, es de forma elíptica con dirección ONO-ESE del eje mayor de 10 km aproximadamente.

Unidad 3: Leucomonzogranito a sienogranito de grano fino a medio

Esta unidad está compuesta por cuerpos algo irregulares distribuidos en dirección NNE, o bien está integrada por diques aislados o en enjambres. El rasgo distintivo es una coloración rosada a rojiza intensa dada por hematita. Presenta contactos netos con las unidades 1 y 2. Abarca todos los tamaños de grano, pero en particular abundan los tipos finos a aplíticos y los de grano medio.

Además hay sistemas de aplitas, algunas granatíferas y turmaliníferas clasificadas como alaskitas sódicas y otras con pequeños cristales de titanita que corresponden a leucomonzogranitos.

La edad del batolito de Renca se estima en 393 ± 5 Ma, U-Pb en Sims *et al*. (1997).

4.3.3.1b Batolito de Las Chacras-Potrerillos

El batolito de Las Chacras-Potrerillos (BLCHP) está formado por seis subunidades expuestas en un área aproximada de 600 km^2 con su eje mayor en dirección NNO (Fig. 4.1). Numerosos estudios se han realizado en la zona por Brogioni (1987, 1991, 1992, 1993) y Brogioni *et al*. (1989) en los cuales realiza estudios petrográficos, químicos y elabora interpretaciones de emplazamiento. No obstante, la información descripta a continuación está basada en los últimos trabajos realizados en la región en dónde se actualizaron algunos conceptos.

El batolito se encuentra intruyendo a dos complejos metamórficos, Conlara en el este y Pringles en el oeste. En el sector noreste, el CMC está representado por esquistos biotíticos y esquistos filíticos de grano fino y color verde con algunas intercalaciones de leucosomas y escasos esquistos ricos en cuarzo. Hacia el sur estas rocas van gradando a gneises biotíticos con leucosomas concordantes de cuarzo y plagioclasa. Al sur del batolito, predominan gneises de grano medio con pegmatitas de carácter sincinemático y postcinemático (Siegesmund *et al*. 2004). El Complejo Metamórfico Pringles en la zona de contacto, está representado por gneises biotíticos foliados con leucosomas plegados isoclinalmente y esquistos biotíticos con escasa muscovita. Hacia el sudoeste, los esquistos comienzan a ser de grano más fino y gradan regionalmente a filitas. Se observan algunas cuarcitas y esquistos biotítico-muscovíticos con turmalina (Siegesmund *et al.* 2004).

De norte a sur las principales unidades comprenden un granito porfírico (PG), un granito equigranular (EG), monzonita cuarzosa (GPG), un granito biotítico porfírico (BPG) y un granito rojo (RG) que puede ser subdividido en granito rojo biotítico (BRG) y granito rojo muscovítico (MRG). Las composiciones modales del batolito en su totalidad indican monzogranitos, granodioritas y menos abundantes sienogranitos (López de Luchi *et al.* 2001).

La unidad GPG corresponde a rocas de grano muy grueso, foliadas, con megacristales de

microclino de hasta 10 cm en una matriz porfírica conformada por plagioclasa de hasta 4 cm, feldespato potásico intersticial, anfíbol, biotita y cuarzo. Los minerales accesorios son apatita, circón, titanita y magnetita (Iannizzotto *et al.* 2012). La plagioclasa aparece como megacristales de hasta 4 cm con zonación oscilatoria y núcleos cribosos. El microclino es euhedral, pertítico, con mirmequitas e inclusiones de plagioclasa y cuarzo. El cuarzo es anhedral, con texturas tipo *"chess–board"* o subgranos paralelos. El anfíbol se presenta en cristales euhedrales a subhedrales, con inclusiones de titanita, magnetita, apatita y escamas de biotita, se encuentran en cristales individuales o asociados a biotita, titanita y magnetita. La biotita es subhedral, verde a castaña verdosa, con inclusiones de apatita y circón. Los cristales suelen ser de tamaño menor que los de anfíbol y se ubican en la periferia de los mismos o como agregados. Algunos cristales exhiben bordes cloritizados. Los minerales accesorios mas frecuentes son titanita, apatita y en algunos casos allanita

La unidad BPG es la de mayor extensión areal y se encuentra rodeando a la unidad GPG en su totalidad. Son rocas de textura porfírica con una matriz de fábrica foliada, con imbricación de cristales. La plagioclasa es anhedral a subhedral y alcanza 1,5 cm, presenta maclas polisintéticas y zonación, difusa en algunos cristales. La composición varía entre oligoclasa y andesina. Los cristales mayores exhiben subgranos junto a mosaicos de grano fino. El microclino es pertítico, poiquilítico, y tiene inclusiones de pequeños cristales de biotita y plagioclasa; algunos cristales se encuentran rodeados por mirmequitas y microfracturas rellenas por cuarzo o por un agregado poligonal de plagioclasa. El cuarzo varía desde anhedral, intersticial con extinción flash hasta agregados de cuarzo que desarrollan desde subgranos irregulares a *"chess-board"*. La biotita se observa en folias discontinuas asociada con escaso anfíbol, titanita, magnetita y apatita. Los cristales de biotita se hallan bordeando a plagioclasa, cuarzo y megacristales de feldespato alcalino o bien se encuentran en zonas de

sombras de presión. El anfíbol es muy escaso, se halla en pequeños cristales anhedrales (Iannizzotto *et al.* 2012).

La unidad PG es un granito porfírico compuesto por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico (microclino), biotita, minerales opacos y apatita, con abundantes enclaves microgranulares máficos (Iannizzotto *et al.* 2012).

La unidad EG es un monzogranito con microclino, plagioclasa, cuarzo y biotita y apatita y variable contenido de allanita como mineral accesorio. El cuarzo es anhedral y presenta extinción fragmentosa, tiene inclusiones de biotita anhedral, plagioclasa anhedral y apatita acicular. La plagioclasa es anhedral y subhedral, con maclas polisintéticas y zonación, alteración sericítica y muscovítica. El microclino es anhedral, con inclusiones de biotita, plagioclasa y cuarzo anhedral con extinción flash (Iannizzotto *et al.* 2012).

La unidad RG aflora en el sector sudeste del BLCHP, está conformada por dos facies, una muscovítica y una biotítica. Las rocas son de textura granosa, alotriomorfa, inequigranular, están compuestas por cuarzo y microclino de mayor tamaño que plagioclasa. El microclino es anhedral, se halla como megacristales con inclusiones de plagioclasa, en general no presenta pertitas, se lo puede ver también rellenando microfracturas. La plagioclasa es anhedral a euhedral, con maclas polisintéticas, mirmequitas en el contacto con microclino y microfracturas. El cuarzo es anhedral, se observan subgranos y extinción fragmentosa. La biotita es anhedral a subhedral, de color castaño, se encuentra parcialmente cloritizada y se observan algunos intercrecimientos con muscovita. Los minerales accesorios son apatita, muscovita y minerales opacos (Lopez de Luchi *et al.* 2002; Iannizzotto *et al.* 2012).

Los estudios estructurales indican que el ascenso y emplazamiento del batolito fue controlado por un conjunto de zonas de cizallas de rumbo NNO y NNE (Siegesmund *et al*. 2004).

Su edad es de 381 Ma (U/Pb en circones y Pb/Pb en titanita, Siegesmund *et al.* 2004)

correspondiente al Devónico-Carbonífero Inferior.

Los últimos estudios acerca del emplazamiento del batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, indican que el mismo es sincinemático respecto al evento de deformación Achaliano (López de Luchi *et al.* 2007, 2017), atribuido a la colisión del terreno Chilenia con el terreno de Precordillera (Sims *et al.* 1998; Astini 1996), y que está compuesto por seis subunidades cuya historia de enfriamiento llevó unos 30 Ma (Siegesmund *et al.* 2004).

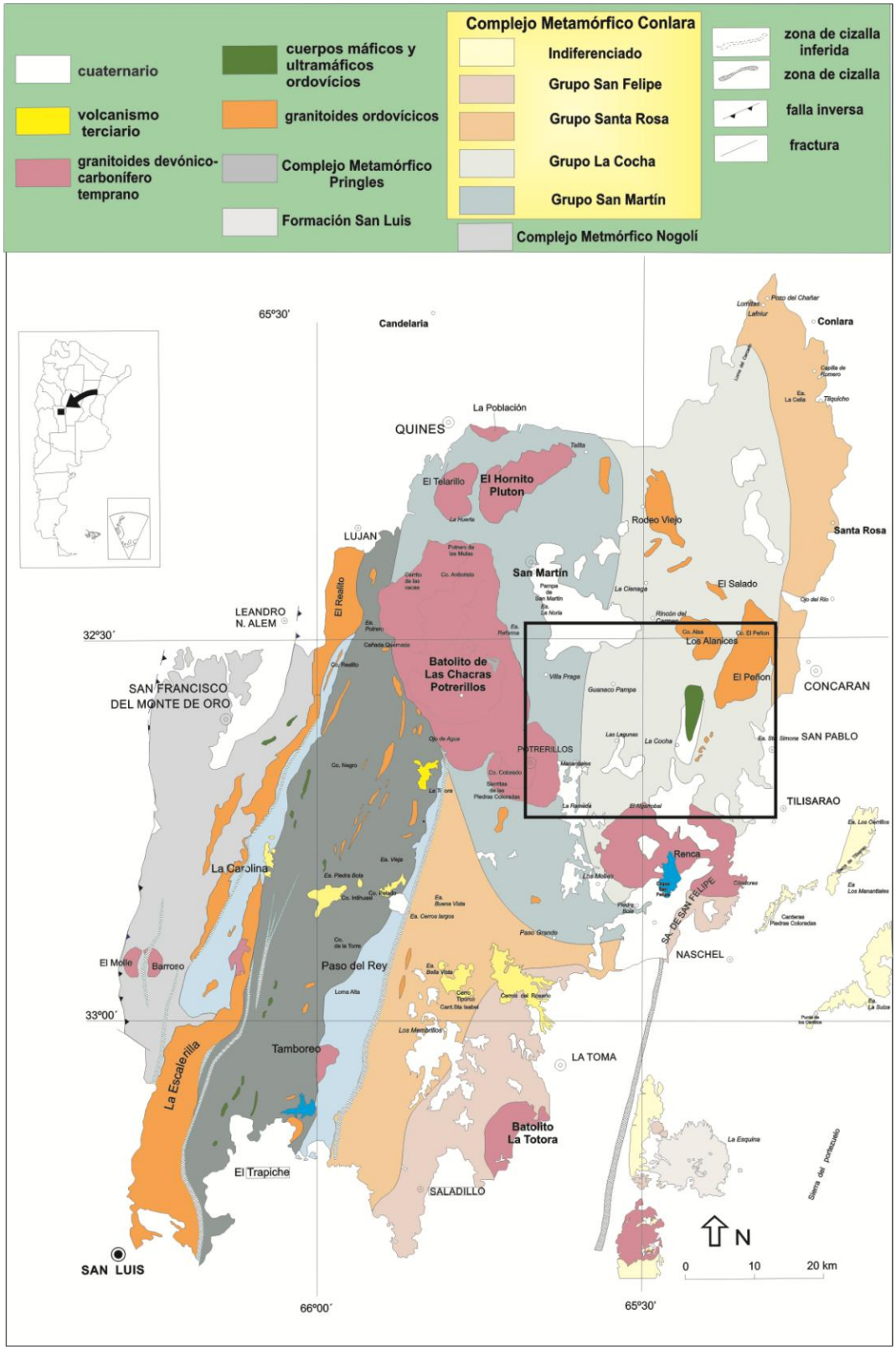


Figura 4.1: Mapa de la Sierra de San Luis. Modificado de López de Luchi *et al*. (2009).

CAPÍTULO 5: MODELOS Y CLASIFICACIÓN DE PEGMATITAS

Como introducción a la descripción de las pegmatitas estudiadas, se realiza un breve resumen desobre los modelos de génesis aceptados en la actualidad, incluyendo la clasificación vigente.

5.1 MODELOS GENÉTICOS

Las pegmatitas graníticas son rocas ácidas de textura holocristalina, caracterizadas por una extrema heterogeneidad en su fábrica y mineralogía" (Černý, 1982).

Numerosos trabajos se realizaron acerca de la génesis de las pegmatitas a lo largo del tiempo desde el siglo XIX, empezando por el estudio de Brögger (1890) quien considera que en la formación de pegmatitas hay un estadio hidrotermal.

Modelo de Jahns y Burnham

En 1969, Jahns y Burnham le dieron forma a un modelo de génesis basándose en trabajos de varios autores, entre ellos E. Cameron, K. Landes, F. Hess y W. Schaller. De acuerdo a la interpretación de Colombo (2003) dicho modelo se basa en la coexistencia de una fase de vapor acuoso con el fundido silicatado y se divide la generación de pegmatitas en dos estadíos; durante el primero en el cual el sistema permanece casi cerrado, la cristalización fraccional de un fundido genera una pegmatita zonada que ocuparía un espacio preexistente. En un segundo estadio el sistema se abre y soluciones acuosas y gaseosas ricas en volátiles

afectan los minerales cristalizados anteriormente y los productos de dichas reacciones se expelerían hacia las cajas. Este estadío puede estar ausente o estar escasamente expresado (Colombo 2003).

Jahns (1982), considera que la segregación zonal es controlada por un vapor acuoso que favorece una transferencia de masa a través del fundido pegmatítico.

La teoría de Jahns y Burnham fue bien aceptada en un principio, pero en los años siguientes fueron surgiendo incoherencias con el modelo propuesto a partir de anomalías que se observaron al realizar múltiples estudios experimentales (véase London 2008).

Modelo de London

London *et al.* (1989) realizaron nuevos trabajos en los que demuestran que las observaciones de Jahns (1982) no tienen relación causal con la saturación de H_2O del fundido. En 1992, London plantea un nuevo modelo sobre la cristalización de fundidos pegmatíticos. De acuerdo a la interpretación de Colombo (2003), London (1992) sostiene que Jahns parte de un supuesto erróneo, en el que los fundidos generadores de pegmatitas están en equilibrio. London (1992) en (Colombo 2003) propone que los fundidos se intruyen en rocas más frías, y que las condiciones de emplazamiento y solidificación no necesariamente se hallan en el campo de equilibrio. London describe la cristalización de fundidos pegmatíticos como el producto de cristalización fraccionada en desequilibrio causado por sobreenfriamiento. El grado de sobreenfriamiento y la concentración en el fundido de elementos incompatibles en cuarzo y feldespato (particularmente H_2O, B, P y F) rigen el desarrollo textural de los magmas pegmatíticos.

Colombo (2003) resume las diferencias de ambos modelos de la siguiente forma:

- importancia del H_2O para Jahns y Burnham (1969) es esencial y para London (1992) es

importante pero solo un componente más.

- Cristalización en equilibrio para Jahns y Burnham y en desequilibrio para London.

- Sistema comienza cerrado y luego se abre para Jahns y Burnham y cerrado para London.

-Exsolución de agua Jahns y Burnham proponen que sucede desde el principio y London al final.

Si bien existen numerosos estudios experimentales, hay cuestiones de la cristalización de las pegmatitas que no pueden ser explicados con ninguna de las dos teorías. No obstante actualmente se toma como referencia la teoría de London, en particular a todo lo referente a la subsaturación de H_2O durante un período de la cristalización (Colombo 2003).

5.2 CLASIFICACIÓN

La primera clasificación de pegmatitas corresponde a Landes (1933) quién separa en químicamente simples, que consideró como ígneas por su similitud con las rocas plutónicas y en complejas basándose en la abundancia de minerales raros. También aplicó los términos ácidas (graníticas), intermedias (dioríticas) y básicas (gábricas).

Cameron *et al.* (1949) se enfocaron en la secuencia interna de variación mineral de cuerpos individuales. En 1984, Guinsburg introduce un esquema en el cual reconoce cuatro clases de pegmatitas basándose en características mineralógicas o texturales que relacionó con la profundidad de emplazamiento. Černý (1991) y Černý y Ercit (2005) ampliaron esta clasificación relacionando las clases de pegmatitas con otros datos petrogenéticos (Fig. 5.2.0).

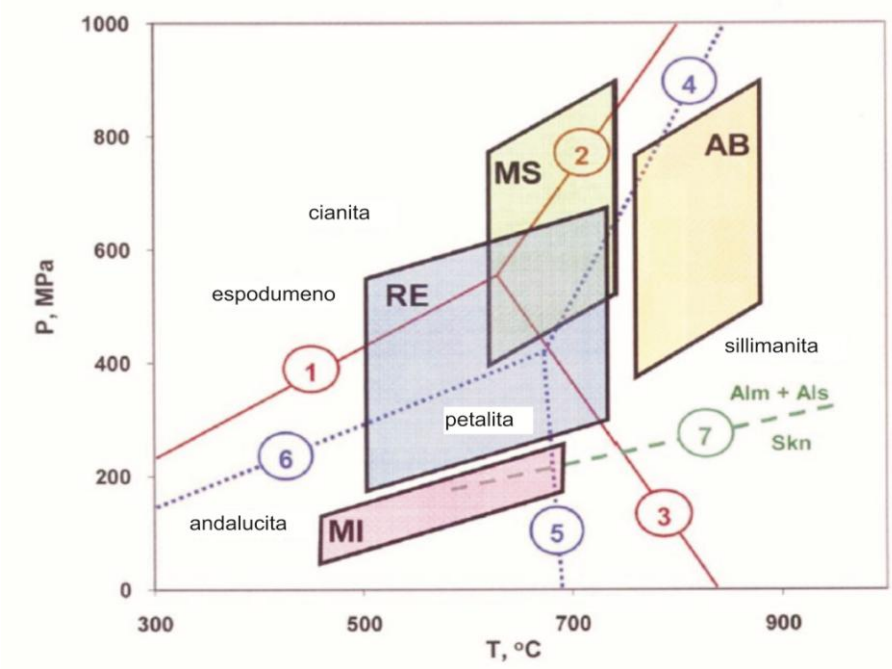


Figura 5.2.0: Diagrama de presión-temperatura mostrando los campos de las cuatro clases de pegmatitas propuestas por Guinsburg (1984) y Černý(1991a). Las clases de pegmatitas son abisal (AB), muscovita (MS), elementos raros (RE) y miarolíticas (MI). Los bordes de reacción graficados son (1) cianita---->andalucita, (2) cianita----> sillimanita, (3) andalucita---->sillimanita, (4) espodumeno + 3 cuarzo----> virgilita, (5) petalita + cuarzo ---->β-espodumeno, (6) espodumeno + 2 cuarzo----> petalita, (7) sekanianita (Skn el análogo de la cordierita de Fe)----> almandino + aluminosilicato + cuarzo.Reacciones (1) a (3) de Pattinson (1992) modificadas por Cesare *et al.* (2003), las reacciones (4) a (6) son simplificadas por London (1984), reacción (7) es de Mukhopadhyay y Holdaway (1994). Černý y Ercit (2005) agregan la clase muscovita-elementos raros en la zona en donde se intersectan los campos delimitados para pegmatitas de clase MS y RE. Tomado de London (2008).

5.2.1 Clasificacion en clases

Černý y Ercit (2005) se basan en las mismas clases que Guinsburg (1984).

Clase Abisal (AB)

Esta clase de pegmatitas si bien correspondía originalmente a las emplazadas en rocas de alto grado metamórfico incluye pegmatitas de profundidades intermedias y emplzadas en cajas de hasta facies anfibolita (Černý y Ercit 2005). Se definen esencialmente por el grado metamórfico de la roca de caja de facies anfibolita-granulita más que por su mineralogía o textura (London 2008).

Clase Muscovita (MS)

Esta clase correspondió inicialmente a las pegmatitas simples de Landes (1933). Černý y Ercit (2005) las describen como emplazadas en una caja en facies anfibolita de alta presión donde se observa la progresión cianita-sillimanita. Estas pegmatitas pueden estar deformadas junto con su roca de caja. Estos rasgos las hacen indistinguibles de la clase abisal (Černý y Ercit 2005).

Clase Muscovita-Elementos raros (MS-REL)

Esta clase fue definida por Černý y Ercit (2005). La principal diferencia con la clase muscovita es que éstas se consideran resultado de la anatexis local de sus rocas hospedantes mientras que las de la clase muscovita-elementos raros serían parte de una secuencia continua desde granitos a pegmatitas de elementos raros. Las pegmatitas que intruyen rocas con alto contenido micáceo pueden tener un alto enriquecimiento de muscovita o biotita de grano grueso en sus márgenes (London 2008).

Clase Elementos raros (REL)

Esta clase de pegmatita intruye rocas metamórficas en facies de esquistos verdes y anfibolita de baja presión. Esta clase es la que tiene la más diversa composición. Cuanto más fraccionadas estén, más se acentúa la signatura de elementos traza de las fuentes de las cuales proviene el fundido. Esta clase corresponde a la clase de tipo complejo de Landes (1933) sin considerar el origen de minerales exóticos como generados por reemplazo hidrotermal (London 2008).

Clase Miarolítica (MI)

Esta clase es distinguida por la abundancia de cavidades miarolíticas. Estas pegmatitas ocurren como pequeñas segregaciones dentro de plutones graníticos emplazados superficialmente. Son la principal fuente de especies gemológicas (London 2008).

Las cinco clases de la clasificación de Černý y Ercit (2005), a su vez fueron subdivididas en diez subclases, trece tipos y siete subtipos, (Fig. 5.2.1). Las subclases se distinguen por una asociación de elementos raros y los tipos y subtipos definidos sólo para las pegmatitas de elementos raros, por la mineralogía de dichos elementos. Cabe mencionarse que el tipo albita no se corresponde con minerales de elementos raros.

Esta clasificación es útil, debido a que la mineralogía accesoria encontrada en las pegmatitas refleja la composición del granito fuente, el que raramente se encuentra expuesto. La tendencia de enriquecimiento en elementos raros en las pegmatitas persiste a través de la historia evolutiva de los fundidos graníticos fuente porque estos elementos son incompatibles como para incorporarse en los minerales formadores de rocas graníticas (London 2008). También debido a este proceso, es común encontrar pegmatitas con características de mezcla de fundidos (Černý 1991c).

5.2.2 Clasificación en familias

Černý (1991a), propuso dos familias petrogenéticas llamadas LCT (litio, cesio, tantalio) y NYF (niobio, itrio y fluor) y que corresponden a un enriquecimiento distintivo en determinados elementos que se produce por fraccionamiento a partir de fundidos pegmatíticos químicamente distintos. La familia LCT se relaciona con los granitos tipo S de Chappell y White (1992, 2001) los que presentan mayormente enriquecimiento en esos elementos y provendrían de la fusión parcial de rocas metasedimentarias ricas en muscovita (London 1995), mientras que la familia de pegmatitas NYF se relaciona con granitos tipo A, anorogénicos (Collins *et al.* 1982) o granitos de intraplaca (Pearce *et al.* 1984) que suelen estar enriquecidos con estos elementos.

Clase	Subclase	Tipo	Subtipo	Familia
Abisal	HREE			NYF
	LREE			
	U			NYF
	Bbe			LCT
Muscovita				
Muscovita-elementos raros	REE			NYF
	Li			LCT
Elementos raros	REE	allanita-monacita		NYF
		euxenita		
		gadolinita		
	Li	berilo	berilo-columbita	LCT
			berilo-columbita-fosfato	
		complejo	espodumeno	
			petalita	
			lepidolita	
			elbaita	
			ambligonita	
		albita-espodumeno		
		albita		
Miarolítica	REE	topacio-berilo		NYF
		gadolinita-fergusonita		
	Li	berilo-topacio		LCT
		espodumeno		
		petalita		
		lepidolita		

Tabla **5.2.2:** Esquema de clasificación de pegmatitas de Černý y Ercit (2005).

Modelo de fraccionamiento químico

Černý *et al.* (1981) y Trueman y Černý (1982) generaron un modelo idealizado de zonación química dentro de un grupo de pegmatitas y luego Černý (1991a) y Černý y Ercit (2005) relacionaron la zonación con la naturaleza de la fuente, la profundidad de emplazamiento y el grado de fraccionamiento químico (Fig. 5.2.2).

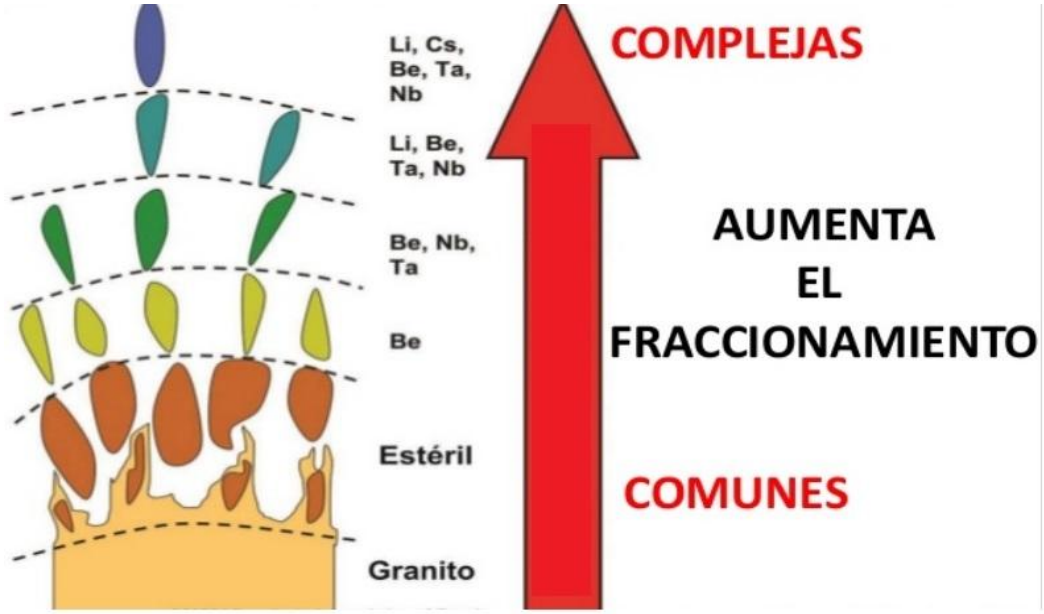


Figura 5.2.2: Fraccionamiento químico de un grupo de pegmatitas con la distancia a la fuente granítica. Tomado de London (2008).

5.3 ANATOMÍA INTERNA DE LAS PEGMATITAS

Alrededor del siglo XX varios autores estudiaron la anatomía interna de las pegmatitas.

Las pegmatitas no zonales presentan una estructura interna homogénea mientras que en las pegmatitas zonales las variaciones en la distribución del tamaño de grano, asociación mineral, hábito cristalino o fábrica de la roca, define una zonación que es una de las características principales que las distinguen de otros tipos de rocas ígneas (London 2008). La terminología de Cameron *et al.* (1949) para pegmatitas de estructura zonal es la utilizada al presente.

Zona de borde

Esta zona es muy delgada, solo alcanza unos pocos centímetros de espesor, envuelve a todo el cuerpo pegmatítico y está en contacto con la roca hospedante. El tamaño de grano es fino (2 a 5 mm) y la textura suele ser granosa hipidiomórfica equi o inequigranular a porfiroide ya que pueden haber cristales de hasta 3 cm de turmalina, muscovita, biotita, hornblenda, berilo o

cristales alargados de feldespato potásico. Esta zona si bien fue considerada como borde enfriado (Jolliff *et al.* 1992) no es representativa de la composición global de la pegmatita (London 2008).

Zona externa

Esta zona, cuando está presente puede medir hasta 1 metro y tener un tamaño de grano de hasta 3 cm. En esta zona, a menudo aparecen cristales como turmalina, berilo, micas o feldespatos orientados hacia dentro del cuerpo pegmatítico (London 2008).

Zona intermedia

En esta zona se reconce un importante aumento del tamaño de grano de los cristales. Tienden a dominar minerales como microclino pertítico, plagioclasa, cuarzo, espodumeno, petalita o montebrasita. Estas zonas pueden ser simétricas o asimétricas y discontinuas. Suelen encontrarse varias zonas intermedias y son las más desarrolladas de los cuerpos pegmatíticos, son las que tienen mayor espesor. Muchas veces en cuerpos pegmatíticos muy delgados no se encuentra esta zona (London 2008). En algunos casos estas zonas pueden ser subdivididas en zona intermedia externa, intermedia media e intermedia interna de acuerdo a las características mineralógicas y texturales halladas.

Núcleo

Es la parte más interna de la pegmatita y la última en cristalizar y su tamaño es variable. Son comunes los núcleos de cuarzo, pero también los núcleos pueden estar formados por cuarzo y combinaciones de albita, aluminosilicatos de litio y fosfatos como montebrasita por ejemplo (London 2008) que son denominadas asociaciones de borde de núcleo.

Relleno de fracturas

Los rellenos de fracturas no son abundantes pero son comunes en las pegmatitas y están mayormente compuestos por cuarzo, pero también pueden tener materiales que migraron de

otras zonas del cuerpo pegmatítico (London 2008),

Cuerpos o unidades de reemplazo

Las unidades de reemplazo han sido definidas como generadas a partir de un proceso de reemplazo pseudomorfico cuyo reconocimiento se basa en la preservación de rasgos de los minerales originales. Algunos reemplazos como el de turmalina por cuarzo y que este último permanezca intacto sin que sea reemplazado por otros minerales son dificiles de explicar (London 2008).

CAPÍTULO 6: DESCRIPCIÓN DE LAS PEGMATITAS ESTUDIADAS

En este capítulo se describen las pegmatitas del área de estudio, detallando la morfología, estructura, zonación, mineralogía, características de la roca de caja y su relación con el cuerpo pegmatítico.

6.1 TRABAJOS PREVIOS REALIZADOS EN EL ÁREA

Se destacan los trabajos de Angelelli y Rinaldi (1963), Roquet (2010) y Roda Robles *et al.* (2009, 2012) para la pegmatita CEMA; Angelelli y Rinaldi (1963), Roquet *et al.* (2006), Roquet (2008, 2010) para la pegmatita María del Huerto; Roquet (2015) para La Turquita; Roquet (2012) para la pegmatita María Elena; y las delimitadas en el sector Tilisarao- Renca (Señor de Renca, Yucín, El Flamingo, Ojo de Agua, La Cordialidad, San Olegario, La Lilianita y La Ribereña) fueron estudiadas por López de Luchi (1979, 1982, 1986) y posteriormente Roquet (2010) estudia las pegmatitas Flamingo y La Cordialidad. Lira *et al.* (2012) estudiaron las pegmatitas relacionadas al batolito de Las Chacras-Potrerillos.

6.2 DESCRIPCIÓN DE PEGMATITAS POR SECTORES

Las pegmatitas estudiadas se localizan dentro de la zona correspondiente al grupo Villa Praga-Las Lagunas (Galliski 1999a) y se divide en 4 sectores geográficos denominados: Tilisarao-Renca, San Pablo-Las Lagunas, Concarán-San Isidro y Potrerillos (Fig. 6.2.0).

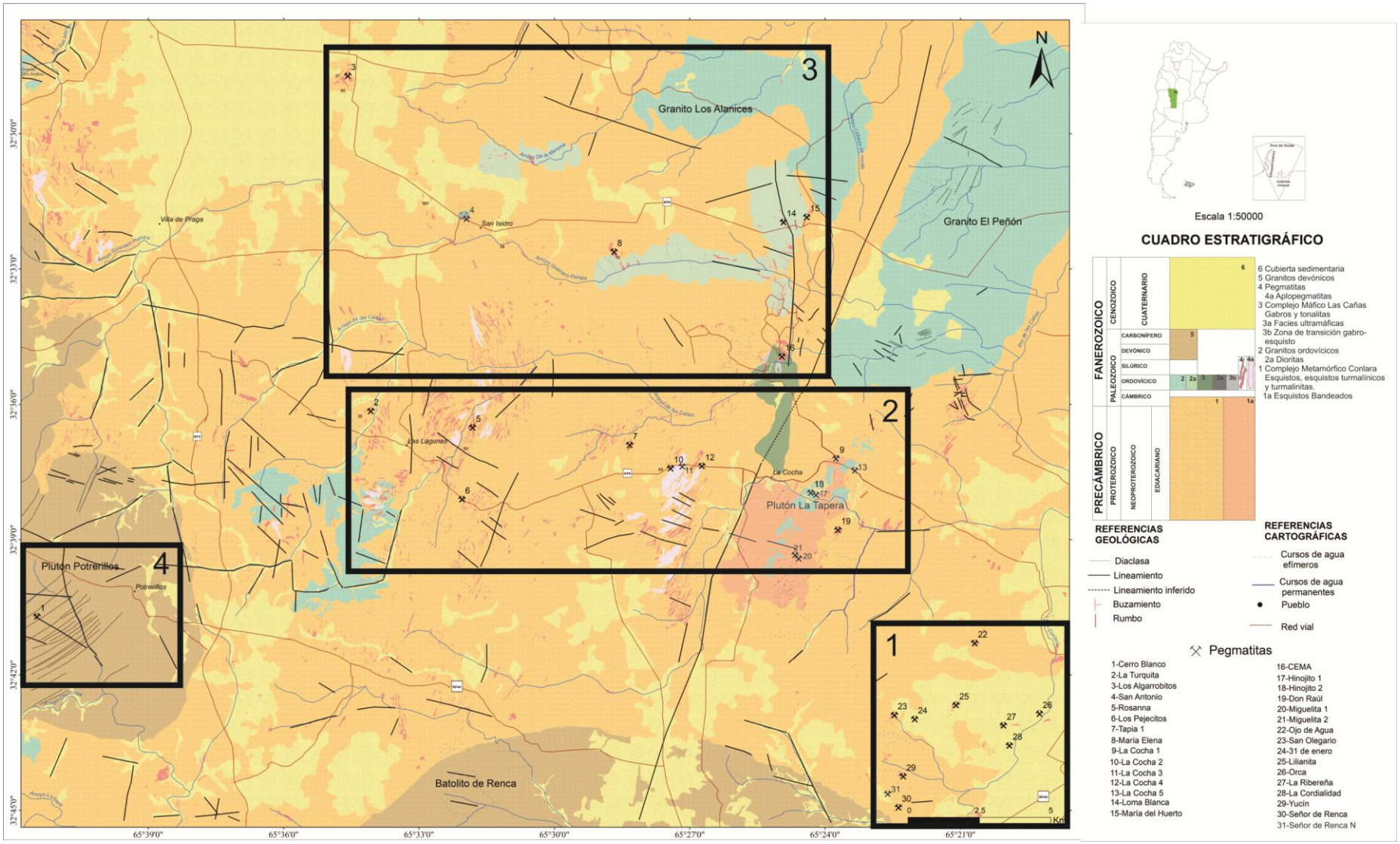


Figura 6.2.0: Ubicación de las pegmatitas estudiadas y la división por sectores. 1-Sector Tilisarao-Renca, 2-Sector San Pablo-Las Lagunas, 3- Sector Concarán-San Isidro, 4-Sector Potrerillos.

Se estudiaron 20 cuerpos pegmatíticos (19 de ellos de signatura LCT y uno de signatura NYF) y se utilizaron datos de composición química de microclino y muscovita de un grupo de 9 pegmatitas estudiadas por López de Luchi (1979, 1982, 1986) con el objetivo de realizar el mapeo, clasificación según Černý y Ercit (2005), estudio petrológico desde el punto de vista mineralógico a través de análisis geoquímicos e isotópicos de algunos minerales de las pegmatitas y determinar su potencial metalogenético con las posibles mineralizaciones de Be, Sn, Li, o bien Be-Li, Nb-Ta. Complementariamente otro de los objetivos fue la realización de estudios petrográficos de las rocas hospedantes para finalmente proponer un modelo evolutivo y establecer relaciones entre las pegmatitas y su roca fuente integrando toda la información recopilada.

La mayoría de los cuerpos son extragraníticos y de edad ordovícica. Están emplazadas en rocas pertenecientes al Complejo Metamórfico Conlara, en general en esquistos y gneises. Tienen morfología variada, son stocks aplopegmatíticos, cuerpos lentiformes, zonales, diques zonales concordantes (cuerpos tabulares) y diques discordantes. También se encuentran algunas pegmatitas intragraníticas que se manifiestan como cuerpos pegmatíticos irregulares o diques. Se estudió una sola pegmatita de edad devónica que es intragránitica y está alojada en el batolito de Las Chacras-Potrerillos y tiene morfología subcircular.

En general los cuerpos ordovícicos extragraníticos aparecen como unidades elongadas dispuestas en dirección NNE-SSO (en menor medida N-S y NNO-SSE) concordantes con la fábrica del encajante registrando un emplazamiento sincinemático respecto a los eventos deformativos que afectaron sus cajas (López de Luchi 1986, 1994, López de Luchi *et al.* 2007). La roca de caja corresponde a rocas metaclásticas, dioritas/tonalitas del CMC (Grupo La Cocha y Grupo San Martín, López de Luchi *et al.* 2010). Los cuerpos ordovícicos intragraníticos tienen morfologías irregulares, la roca de caja se conforma por granodioritas, tonalitas y monzogranitos pertenecientes al plutón La Tapera y Los Alanices, además de las

mencionadas anteriormente para pegmatitas extragraníticas (Grupo La Cocha y Grupo San Martín).

Las dimensiones de los cuerpos son variables, tienen corridas que van desde los 50 a 700 m de largo y 5 a 200 m de ancho. Varios cuerpos tienen labores abandonadas o están actualmente en explotación por extracción de albita, cuarzo, feldespato y muscovita. Algunas han sido explotadas además, por litio y berilo.

En cuanto a la mineralogía, en las pegmatitas ordovícicas se encontró cuarzo, microclino pertítico, albita, muscovita y biotita (en algunos casos) como minerales principales, y como minerales accesorios se reconocieron, berilo, granate, turmalina, apatita, y ocasionalmente espodumeno, circón (Roquet 2012), columbita-tantalita, litiofilita, fosfatos secundarios (Roda Robles *et al.* 2012), ixiolita (Roquet 2015) y lepidolita.

En las pegmatitas devónicas los minerales principales encontrados son albita, cuarzo, microclino pertítico, biotita y muscovita. Como minerales accesorios se encontraron turmalina, berilo y scheelita.

Se encontraron, pirita y óxidos de hierro que probablemente estarían ligados a procesos hidrotermales.

Se observan unidades de reemplazo de composición albítica, albítica-biotítica, muscovítica y turmalínica en varios de los cuerpos estudiados.

6.2.1 Sector Tilisarao-Renca

En este sector (Fig. 6.2.1.0) se encuentran las pegmatitas, San Olegario (SO), 31 de Enero (31E), La Ribereña (LRÑ), Señor de Renca (SR), Yucín (YU), Ojo de Agua (OA), Cordialidad (CO), Lilianita (LI) y Orca (OR).

Se consideran estas pegmatitas dado que se ha analizado la composición química de microclino y muscovita de las mismas.

Las características notables de estos cuerpos se resumen en la tabla 6.2.1.0 de acuerdo con las observaciones de López de Luchi (1979, 1982, 1986).

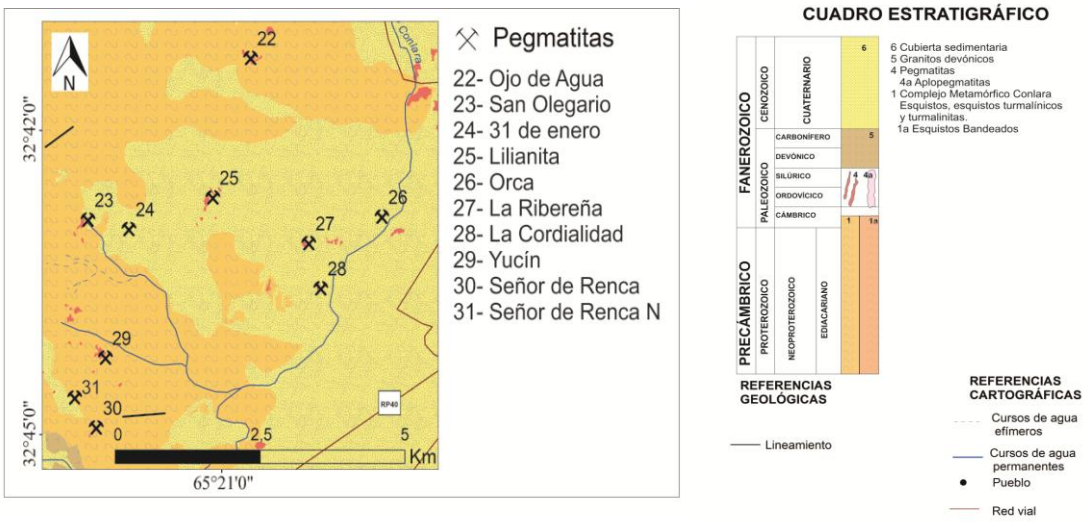


Figura 6.2.1.0: Ubicación de las pegmatitas del sector Tilisarao-Renca

Pegmatita	Ubicación	Rumbo	Dimensiones l x a (m)	Morfología	Mineralogía	Zonación				Relación con la roca de caja	Contacto	Roca de Caja
						Borde	Externa	Intermedia	Núcleo			
Yucín	32°44'14,59"S 65°22'16,35"O	N10°E	200 x 12	Tabular	Qtz, $An_{(8,16)}$, Ms, Ap	Qtz, $An_{(16)}$, Ms, Brl	$An_{(16)}$, Qtz, Ms (cola de pescado), Ap	$An_{(8)}$, Qtz, Ap, Ms	-	Discordante	Neto	Esquisto cuarzo feldespático
San Olegario	32°42'52,98"S 65°22'27,82"O	N5°E y N30°E	80 x 8	Tabular	Qtz, $An_{(5-15)}$, Ms, Bt, Mc, Ap, Zr, Grt (alm) rosado	Qtz, $An_{(5-15)}$, Bt, Ms, Ap, Zr	Qtz, $An_{(5-15)}$, Ms, Ap, Grt rosado, Bt (grandes), Mc	Mc pertítico, Qtz, escasa Ms	Qtz	Discordante	Neto	Esquisto cuarzo feldespático fino
La Lilianita	32°42'39,89"S 65°21'5,79"O	NNE-SSO	40 x 6	Tabular	Qtz, $An_{(0-30)}$, Ms, Ap, Tur, Grt(alm)	**Dudosa zonación (Una sola labor accesible)**				Concordante	Neto	Esquisto cuarzoso fino
						Qtz, $An_{(10-30)}$, Ms	Qtz, Ms, $An_{(0-10)}$, Ap, Tur	$An_{(0-10)}$, Qtz, Ms, Grt	$An_{(0-10)}$, Grt			
La Cordialidad	32°43'33,58"S 65°19'54,94"O	N-S	150 x 40	Lenticular	$An_{(0-30)}$, Qtz, Mc, Ms, Ap, Tur	$An_{(0-10)}$, Qtz, Ms, Ap	Qtz, $An_{(10-30)}$, Ms, Ap, Tur	$An_{(0-10)}$, Ms, Qtz, Mc pertítico, $An_{(0-10)}$ antip.	Qtz, Hem	Concordante	Cubierto	Esquisto biotítico fino, en contacto con ortogneis
31 de Enero	32°42'58,57"S 65°22'0,86"O	N15°E	40 x 5	Tabular	Mc, Qtz, Ms	**No se observa zonación**				Discordante	Cubierto	Esquisto cuarzoso fino
						-	-	Mc, Qtz, Ms	-			
La Ribereña	32°43'6,83"S 65°20'2,83"O	N15°E	100 x 50	Lenticular	Qtz, Ms, $An_{(0-17)}$, Mc pertítico	**Escaso laboreo**				Concordante	Cubierto	Esquisto fino con escasa sillimanita
						-	Qtz, Ms, $An_{(17)}$	Qtz, Ab	Mc pertítico crec. graf., Qtz			
Señor de Renca	32°44'55,92"S 65°22'22,38"O	N-S	80 x 40	Lenticular	$An_{(4-8)}$ (rosada), Qtz, Ms, Tur	-	$An_{(8)}$, Qtz, Escasa Ms, Tur	$An_{(4)}$, Qtz, Ms (cola de pescado)	Qtz lech	Discordante	Cubierto	Ortogneis tonalítico
Ojo de Agua	32°41'17,42"S 65°20'41,05"O	NNE	180 x 20	Lenticular	$An_{(0-30)}$, Qtz, Ms, Bt, Ap, Grt (alm), Brl, Tur	Qtz, $An_{(10-30)}$, Ms, Tur	Ms (cola de pescado), $An_{(10-30)}$, Qtz, Ap, Grt,Tur, poca Bt	Mc pertítico crec. gráf., Qtz, $An_{(0-10)}$, Ms	Mc pertítico, Qtz,Tur, Brl	Discordante	Difuso	Ortogneis tonalitico de grano fino
Orca	32°42'51,24"S 65°19'14,95"O	N15°O	(60 a 100) x (5 a 10)	Tabular	Qtz, Ms, $An_{(0-10)}$, Mc, Brl	$An_{(0-10)}$	$An_{(0-10)}$, Ms	Mc, Ms, Qtz, Brl	Qtz lech y Ms	Discordante	Neto	Ortogneis fino

Tabla 6.2.1.0: Características de los cuerpos pegmatíticos. Qtz: cuarzo, An: anortita, Ms: muscovita, Grt: granate, Mc: microclino, Brl: berilo, Ap: apatita, Bt: biotita, Tur: turmalina, Hem: Hematita, Zr: circón (Abreviaturas de nombres de minerales según Whitney y Evans 2010), -: ausente.

6.2.2 Sector San Pablo-Las Lagunas

Las pegmatitas estudiadas en este sector (Fig. 6.2.2.0) son: La Cocha 1 (LC1), La Cocha 2 (LC2), La Cocha 3 (LC3), La Cocha 4 (LC4), La Cocha 5 (LC5), Hinojito 1 (H1), Hinojito 2 (H2), Don Raúl (DR), Miguelita 1 (MIG1), Miguelita 2 (MIG2), Tapia 1 (T1), La Turquita (LT) y Rosanna (R).

La mayoría de estos cuerpos pegmatíticos se encuentran emplazados en los esquistos del Complejo Metamórfico Conlara (CMC) y en el caso de las pegmatitas H1 y H2 están emplazadas en el plutón La Tapera. Las pegmatitas MIG1 y MIG2 además de estar alojadas en el plutón La Tapera, también están en contacto con esquistos del CMC (Fig. 6.2.2.0).

En general los cuerpos tienen morfología lenticular y tabular, con dirección general predominante N-S a NNE-SSO y en algunos casos están plegadas. Los contactos son mayormente netos, ocasionalmente transicionales, algunos se encuentran cubiertos, y se emplazan de manera concordante y discordante en algunos casos con la estructura de las cajas metamórficas. Son y fueron explotadas por albita, cuarzo y feldespato.

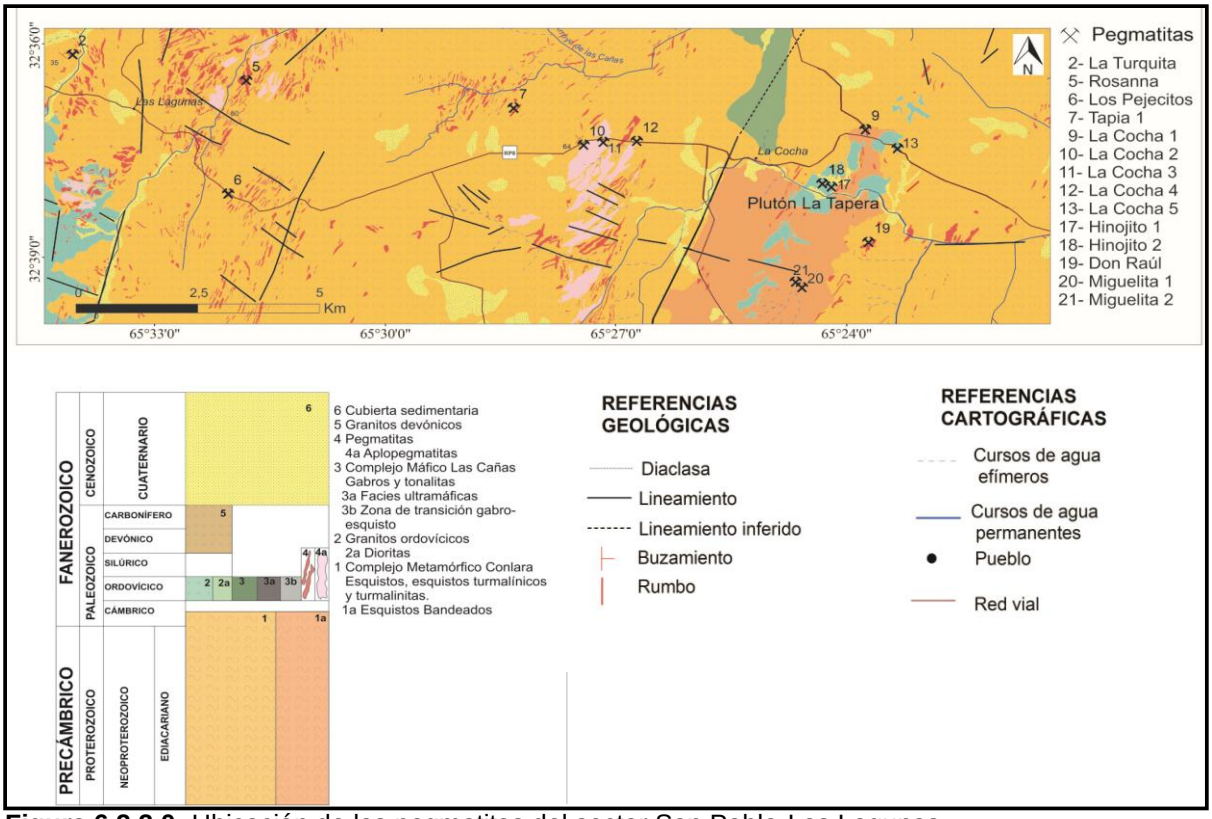


Figura 6.2.2.0: Ubicación de las pegmatitas del sector San Pablo-Las Lagunas

Las dimensiones de los cuerpos son variables, desde los 50 a 800 m de largo y 20 a 200 m de ancho. En general los cuerpos son zonales, se encuentran compuestos por cuarzo, microclino pertítico, albita, muscovita y biotita como minerales esenciales y como minerales accesorios berilo, granate, turmalina, apatita, espodumeno y columbita-tantalita. Roquet (2015) encuentra ixiolita en la pegmatita La Turquita.

A continuación se realiza una descripción detallada y se resumen sus características en la tabla 6.2.2.0.

Pegmatita	Ubicación	Rumbo	Dimensiones l x a (m)	Morfología	Mineralogía	Zonación				Unidades de reemplazo	Contacto	Relación con la roca de caja	Roca de caja
						Borde	Externa	Intermedia	Núcleo				
La Cocha 1 (LC1)	32°37'11,90"S 65°23'45,00"O	N38°E	**60 x 5**	Lenticular	Mc, Qtz, Ms, Grt, Tur	Ms, Mc, Grt, Tur	-	Mc,Qtz, Ms, Tur	Qtz (lechoso), Mc, Ms	-	Cubierto	Concordante	Esquisto biotítico-muscovítico
La Cocha 2 (LC2)	32°37'24,90"S 65°27'25,50"O	N-S	**600 x 20**	Tabular	Qtz, Mc, Ab, Ms, Tur, Grt, Ap	Es un dique pegmatítico y no hay labor realizada en este cuerpo rocoso. Se infiere zona intermedia según mineralogía.				-	Cubierto	Discordante	Esquisto cuarzo biotítico fino
La Cocha 3 (LC3)	32°37'20,70"S 65°27'11,20"O	NNE	**800 x 160**	Lenticular	Mc, Qtz	No se observa zonación debido a la ausencia de labores				-	Cubierto	Concordante	Esquisto cuarzo biotítico fino
La Cocha 4 (LC4)	32°37'21,80"S 65°26'43,90"O	N 30ºE	**350 x 90**	Lenticular	Mc, Ab, Qtz, Ms, Tur, Grt, Brl (verde y celeste), Ap	-	-	Mc, Ab, Qtz (lechoso y ahumado), Brl, Grt, Ap	Qtz (lechoso), Ab, Grt, Tur	Ms	Cubierto	Concordante	Esquisto cuarzo biotítico fino
La Cocha 5 (LC5)	32°37'28,80"S 65°23'21,60"O	NNE	**100 x 50**	Lenticular	Mc, Qtz, Tur, Grt	No se observa zonación debido a la ausencia de labores				-	Cubierto	Concordante	Esquisto biotítico-muscovítico
Hinojito 1 (H1)	32°37'60,00"S 65°24'11,50"O	N35ºE	**80**	Lenticular-globosa	Mc, Ab, Qtz, Ms, Bt, Tur, Grt, Ap	Mc, Qtz, Ms	-	Mc, Ab, Qtz, Ms, Bt, Tur, Grt, Ap	-	-	Neto	Concordante con la foliación granítica	granodiorita-monzogranito (La Tapera)
Hinojito 2 (H2)	32°37'57,20"S 65°24'18,60"O	NNE	**150 x 50**	Lenticular-globosa	Mc, Qtz, Ab, Ms, Tur, Grt, Brl, Ap	-	-	Mc, Qtz, Ab, Ms, Tur, Grt, Brl, Ap	Qtz (rosado, lechoso, ahumado), Mc	-	Neto	Concordante con la foliación granítica	granodiorita-monzogranito (La Tapera)

Tabla 6.2.2.0: Características de los cuerpos pegmatíticos del sector SP-LL. Qtz: cuarzo, Ab: albita, Ms: muscovita, Grt: granate, Mc: microclino, Brl: berilo, Ap: apatita, Tur: turmalina, Col: columbita, Ix: ixiolita (Abreviaturas de nombres de minerales según Whitney y Evans 2010), -: ausente.

Pegmatita	Ubicación	Rumbo	Dimensiones l x a (m)	Morfología	Mineralogía	Zonación				Unidades de reemplazo	Contacto	Relación con la roca de caja	Roca de caja
						Borde	Externa	Intermedia	Núcleo				
Don Raúl (DR)	32°38'46,82"S 65°23'43,03"O	N65°E	**400 x 200**	Lenticular	Mc (rojizo), Ab (blanca y rojiza), Qtz, Ms, Bt, Brl, Ap (verde oscuro), Grt	-	-	Mc (rojizo), Ab (blanca y rojiza), Ms, Qtz, Bt, Brl, Ap, Grt	Qtz (ahumado, lechoso), Mc	-	Neto	Concordante	Esquisto biotítico-muscovítico
Miguelita 1 (MIG1)	32°39'24,70"S 65°24'34,60"O	N25°E	**50 x 20**	Tabular	Mc, Ab, Qtz (lechoso, rosado y ahumado), Ms, Tur, Brl, Grt, Ap	-	-	Mc, Qtz, Ab,Tur, Brl, Ap	Qtz (lechoso, rosado y ahumado), Mc, escasa Tur	-	Neto	Discordante	granodiorita-monzogranito (La Tapera) y esquisto biotítico-muscovítico
Miguelita 2 (MIG2)	32°39'20,10"S 65°24'39,40"O	N25°E	**50 x 25**	Lenticular	Ab, Mc, Qtz, Ms, Tur, Grt	Mc, Qtz, Ms, Grt	-	Ab, Qtz, Ms, Tur, Grt	Qtz, Mc	-	Neto	Discordante	granodiorita-monzogranito (La Tapera) y esquisto biotítico-muscovítico
Tapia 1 (T1)	32°36'53,80"S 65°28'20,00"O	N45°E	**130 x 40**	Lenticular	Mc, Qtz (lechoso), Ab, Ms, Tur, Grt, Brl, Ap	-	-	Ab, Qtz, Mc, Ms, Tur, Brl, Grt, Ap	Qtz (lechoso), Mc, Ms, escasa Tur y Brl	Ms	Cubierto	Concordante	Esquisto biotítico-muscovítico fino
La Turquita (LT)	32°36'8,71"S 65°34'4,19"O	N165°E	**140 x ancho variable**	Lenticular	Qtz, Ab, Ms, Mc, Brl, Ix (*), Grt, Tur	Ab, Qtz, Ms, Tur, Grt	Ab, Qtz, Ms, Tur, Grt	Qtz, Ab, Ms, Mc, Brl, Grt, Tur	Qtz, Mc, Ix		Neto	Concordante	Esquisto biotítico-muscovítico
Rosanna (R)	32°36'30,57"S 65°31'48,70"O	N-S	**600 x 100**	Tabular	Ab, Mc, Qtz, Ms, Bt, Tur, Brl, Grt, Ap, Col	Ab, Mc, Qtz, Ms	Ab, Mc, Ms, Qtz	Ab, Mc, Qtz, Ms, Tur, Brl (Amarillo y verde),Grt, Bt, Col, Ap	Qtz (lechoso), Mc	Ab, Ms	Neto	Discordante	Esquisto biotítico

Tabla 6.2.2.0 (continuación): Características de los cuerpos pegmatíticos del sector SP-LL. Qtz: cuarzo, Ab: albita, Ms: muscovita, Grt: granate, Mc: microclino, Brl: berilo, Ap: apatita, Tur: turmalina, Col: columbita, Ix: ixiolita(Abreviaturas de nombres de minerales según Whitney y Evans 2010), -: ausente. (*) Roquet (2015).

La Cocha 1 (LC1)

Este cuerpo pegmatítico se encuentra localizado a los 32°37'11,90"LS y 65°23'45,00"LO.

La roca de caja es un esquisto biotítico-muscovítico (perteneciente a los esquistos bandeados definido para esta zona) de grano fino de color gris oscuro y azimut 30°, con foliación primaria caracterizada por la alternancia de bandas de distinta composición mineral.

La pegmatita tiene forma lenticular y azimut 38°. Las dimensiones aproximadas son de 60 m de largo por 5 m de ancho y no presenta rasgos deformacionales. La relación con la roca de caja es concordante y el contacto es neto. Hay una labor de 50 m de largo por 3 m de ancho que se acuña hacia el norte, donde pueden distinguirse las zonas de borde, intermedia y núcleo. La labor se encuentra abandonada y hay mucha vegetación que no permite apreciar con claridad la transición y espesor de las diferentes zonas.

La zona de borde está compuesta por microclino (30%), cuarzo (20%), muscovita (20%), granate (15%) y turmalina (15%).

Los cristales de feldespato son de color blanco, subhedrales y de tamaño de grano menor a 1 cm. El cuarzo es de color gris y blanco e intersticial entre los cristales de feldespato y granate. La muscovita se presenta en paquetes que se acomodan alrededor de los cristales de microclino y granate principalmente y está asociada con cuarzo. Se observa granate de 2 a 3 cm de diámetro aproximado. Los cristales de turmalina son de color negro y se presentan como cristales aislados de tamaños$\leq$ 1cm.

La zona intermedia de la pegmatita está compuesta por microclino (70%), cuarzo (15%), muscovita (10%) y turmalina (5%).

Los cristales de microclino son de color rosado a rojizo y gris subhedrales a euhedrales de tamaños centimétricos. El cuarzo es de color blanco lechoso y rellena espacios junto con los cristales de muscovita subhedrales de tamaños milimétricos. Los cristales de turmalina son de color negro y se presentan como agregados de tamaño centimétricos.

El núcleo está compuesto por cuarzo (80%), microclino (15%) y muscovita (5%). El cuarzo se presenta de forma masiva y es de color blanco lechoso, se manifiesta como una masa de 2 a 3 m de espesor y está rodeada por cristales centimétricos de microclino de color rosado a rojizo. Se observa escasos cristales de muscovita de hasta 3 cm de diámetro asociado con los cristales de microclino.

a)



b)



c)



Figura 6.2.2.1: Pegmatita La Cocha 1 (LC1) **a)** Núcleo de cuarzo. Fotografía de la externa oeste de la labor. **b)** Turmalina, muscovita y enclave angular de la roca hospedante en la zona de borde de la externa norte. **c)** Zona de contacto.

La Cocha 2 (LC2)

Este cuerpo es un dique pegmatítico que aflora a los 32°37'24,90"LS y 65°27'25,50"LO cerca del paraje La Cocha.

La roca hospedante es un esquisto cuarzo biotítico fino (perteneciente a los esquistos bandeados definido para esta zona). El rumbo general del esquisto perteneciente al CMC es

N44°E y su buzamiento N64°O.

El cuerpo tiene forma tabular y sus dimensiones aproximadas son de 600 m de largo por 20 m de ancho. El rumbo general del cuerpo rocoso es N-S y es discordante con la roca de caja, al menos en superficie. El contacto se encuentra cubierto por la abundante vegetación.

No es posible determinar las diferentes zonas dentro del cuerpo rocoso debido a que no hay ninguna labor como para observar las variaciones estructurales y mineralógicas, pero debido al tamaño de grano (medio a grande) y minerales observados en superficie, se estima que la porción actualmente aflorante es equiparable a una zona intermedia.

Los minerales principales encontrados son microclino, albita (variedad cleavelandita), cuarzo y muscovita. Los minerales accesorios hallados son turmalina, granate y apatita.

El microclino en general es pertítico, de color rosado y castaño claro, en algunos sectores desarrolla textura gráfica con cuarzo de color gris.

El cuarzo es de color gris a blanco lechoso, es masivo y se presenta también en textura gráfica con microclino. En otros sectores se lo encuentra como agregado masivo con lineaciones de color blanquecino que se interpretan como planos de deslizamiento reticular por deformación y recristalización posterior (Wenk *et al.* 2011).

Los cristales de muscovita se presentan en librillos, en estado fresco que poseen tamaños variables desde 0,1 cm hasta 2 cm de diámetro.

Los cristales de turmalina son de tamaños variables entre 0,1 a 2 cm de ancho y hasta 6 cm de largo son de color negro. Se encuentran agrupados en agregados radiales, como soles de turmalina o bien en cristales aislados.

El granate se presenta como cristales aislados de color castaño rojizo de 0,5 a 1 cm de diámetro que se encuentran en general rodeados por turmalina. Apatita se encuentra como cristales milimétricos de color verde.

a) **b)**



Figura 6.2.2.2: Pegmatita La Cocha 2 (LC2) **a)** Cristales de turmalina de tamaño centimétrico **b)** la línea punteada indica el contacto neto entre el dique pegmatítico y la roca hospedante.

La Cocha 3 (LC3)

A 400 m al este de LC2, siguiendo camino por la ruta provincial 8, a los 32°37’20,7” LS y 65°27’11,2”LO se encuentra una pegmatita sin labores de dimensiones aproximadas de 800 m de largo por 160 m de ancho. Solo aflora la cúpula del cuerpo rocoso formada principalmente por cristales de feldespato y cuarzo y formaría parte de un cuerpo aplopegmatítico elongado en dirección NNE. La roca de caja es la misma que la descripta para LC2, es un esquisto cuarzo biotítico fino (perteneciente a los esquistos bandeados definido para esta zona) de rumbo general de N44°E y su buzamiento N64°O.

La Cocha 4 (LC4)

Esta pegmatita se localiza a 1 km al este de LC2. Aflora a los 32°37'21,80"LS y 65°26'43,90"LO. La roca de caja es el mismo esquisto cuarzo biotítico de grano fino descripto para LC2, con igual actitud.

La pegmatita tiene forma lenticular, sus medidas aproximadas son de 350 m de largo y 90 m de ancho máximo y tiene un azimut de 30°. Es concordante con la roca de caja y el contacto es neto. Hay una labor de 40 m de largo por 3 m de ancho en dónde alcanzan a distinguirse la zona intermedia y de núcleo. No se observa deformación del cuerpo ígneo.

Los minerales principales que componen este cuerpo rocoso son microclino, albita, cuarzo y muscovita, y como minerales accesorios de observan turmalina, granate, berilo (verde y celeste) y apatita. Hay algunos óxidos de hierro como minerales de alteración.

La zona intermedia está compuesta por microclino (60%), cuarzo (15%), albita (10%), muscovita (10%), turmalina, granate, berilo, apatita y óxidos de hierro (5%).

El microclino pertítico es de color rosado a gris y de tamaño centimétrico. El cuarzo es de color gris claro y se encuentra intersticialmente entre microclino, muscovita, granate y turmalina. Se observan escasos cristales de albita de color blanco y blanco rojizo. Los cristales de muscovita se presentan en dos generaciones, una primaria con cristales de 5 cm de diámetro aproximado y una generación secundaria que se presenta en zonas de reemplazo de tamaños menores a 1 cm y se encuentra junto a otros minerales como el cuarzo y el granate. Los cristales de turmalina son de color negro y tienen tamaño variable entre 0,2 a 3 cm de diámetro. El granate, apatita y óxidos de hierro son escasos y de tamaño entre 0,1 y 0,5 cm de diámetro y se concentran en sectores junto con cristales de muscovita. Los cristales de berilo son de color verde, amarillo y celeste y tienen tamaños que llegan a los 3 cm de largo.

La zona de núcleo está compuesta por cuarzo (80%), albita (15%) y el 5 % restante lo integran granate y turmalina. El cuarzo es lechoso y está en contacto con albita blanca rojiza. Los cristales de granate tienen tamaños de 1 cm de diámetro y se encuentran asociados a albita. Los cristales de turmalina son de color negro, escasos y tienen tamaños alrededor de 1 cm de largo por 0,5 cm de ancho.

a)



b)



c)



d)



Figura 6.2.2.3: Pegmatita La Cocha 4 (LC4) **a)** Reemplazo muscovítico en zona intermedia **b)** Fotografía de labor tomada en dirección norte. **c)** Zona de núcleo delimitada por línea punteada (fotografía tomada hacia el este) **d)** Cuarzo, albita y granate de zona de núcleo (la punta de la piqueta señala al norte).

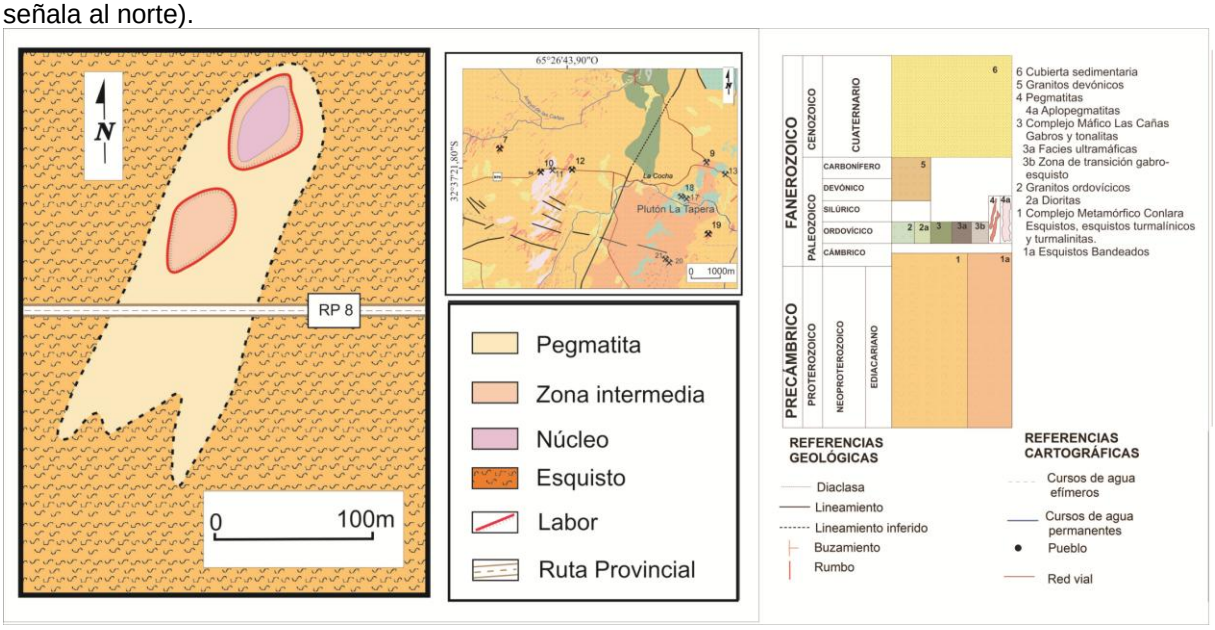


Figura 6.2.2.4: Pegmatita La Cocha 4 (LC4)**.** Identificada con el Nº 12 en el mapa de ubicación. Esquema con detalle de las labores.

La Cocha 5 (LC5)

A los 32°37’28,8”LS y 65°23’21,6”LO se encuentra la pegmatita LC5, con actitud NNE. No hay labores realizadas en el cuerpo rocoso. Las dimensiones son de 100 m de largo por 50 m de ancho. La mineralogía observable está compuesta por microclino, cuarzo, muscovita, turmalina y granate. El contacto con la roca de caja está cubierto por la intensa vegetación.



Figura 6.2.2.5: Afloramiento de LC5**.** Fotografía tomada hacia el sur.

Hinojito 1 (H1)

La pegmatita Hinojito 1 (32°38'LS y 65°24'11,50"LO) se encuentra 800 m al sur del km 11,5 (desde San Pablo) de la ruta provincial 8, por un camino de tierra.

Es una pegmatita intragranítica y su encajante es una facies foliada del monzogranito del Plutón La Tapera que tiene dirección NNE de la foliación.

La pegmatita es de morfología globosa-lenticular de aproximadamente 80 m de diámetro y posee un rumbo de N35°E. La relación con la roca encajante es discordante con la foliación granítica del Plutón y los contactos son transicionales en algunos sectores y netos en otros.

Se encuentra una labor de pequeñas dimensiones, alrededor de 5 m de largo por 2 m de ancho y menos de 1 m de profundidad de rumbo N20°E. Se lograron identificar las zonas de borde e intermedia.

En algunos sectores se observa una zona de borde de espesor variable entre 5 a 10 cm, que presenta un tamaño de grano mediano y está compuesta por microclino (60%), cuarzo (25%) y muscovita (15%). El microclino es subhedral y de color rosado, el cuarzo de color gris es anhedral y los cristales de muscovita se acomodan en torno a los cristales de feldespato evidenciando características deformacionales.

La zona intermedia está caracterizada por microclino (60%), albita (15%), cuarzo (10%), muscovita y biotita (10%), turmalina, granate y apatita (5%).

El microclino es subhedral de color blanco y de tamaño centimétrico, los cristales de albita son de color blanco subhedrales y el hábito es laminar (variedad cleavelandita), el cuarzo es anhedral de color gris y se encuentra en textura gráfica junto con microclino, los cristales de muscovita y biotita tienen un diámetro aproximado de 0,5 cm. La turmalina es de color negro, tiene diámetros que rondan entre 1 y 2 cm y pueden llegan a los 5 cm de largo aproximadamente, se encuentran fracturados. Granate y apatita se encuentran en escasas proporciones y suelen encontrarse diseminados y con tamaños menores a 0,5 mm.

a)



b)



c)



Figura 6.2.2.6: Pegmatita Hinojito 1 (H1) **a)** y **b)** Contactos netos entre pegmatita H1 y granodiorita-monzogranito La Tapera, **c)** Orientación de cristales con su eje mayor en dirección NNE en la pegmatita H1 (la punta de la piqueta señala el norte).

Hinojito 2 (H2)

La pegmatita H2 se encuentra a 200 m al oeste de la H1 a los 32°37'57,20"LS y 65°24'18,60"LO. La roca de caja es el monzogranito del mismo Plutón La Tapera. La relación entre la pegmatita y la roca hospedante es discordante y el contacto es neto.

Hay una labor de muy pequeña extensión de 3 m por 2 m y menos de 0,5 m de profundidad realizada en un sector que se define como zona intermedia.

El cuerpo pegmatítico es de forma lenticular a globosa y es parte de los cuerpos aplopegmatíticos descriptos en la región. Tiene una extensión aproximada de 150 m de largo por 50 m de ancho y un rumbo NNE. Las zonas que pudieron distinguirse son zona intermedia y núcleo.

La zona intermedia está compuesta principalmente por microclino (65%), cuarzo (10%),

albita (10%), muscovita (8%), turmalina (3%), granate (2%), berilo (1%) y apatita (1%).

Los cristales de microclino son subhedrales y de tamaños centimétricos de color rosado, el cuarzo se presenta principalmente de color gris en textura gráfica con microclino. Los cristales de albita son de color blanco y hábito laminar, la muscovita encontrada es primaria y tiene tamaños que llegan a los 7 cm de largo. Los cristales de turmalina son de color negro, llegan a medir 5 cm de largo por 3 cm de diámetro y aparecen como agregado cristalino, se encuentran fracturados rodeados de cuarzo de color blanco. El granate se encuentra en agregados junto con turmalina de tamaño de hasta 1 cm, mientras que hay otros cristales euhedrales en contacto con cuarzo que tienen un diámetro de 2 mm. Los cristales de berilo son escasos, de hasta 2 cm de largo y color verde manzana. Apatita se observa en escasas ocasiones y aparece diseminada con color verde azulado y diámetro de 2 a 5 mm.

El núcleo está representado por un agregado masizo de cuarzo rosado, lechoso y que es alargado según rumbo N20°E. El agregado mide aproximadamente 1 m de ancho por 4 m de largo y está rodeado de cristales de microclino de tamaño centimétrico.

a) **b)**

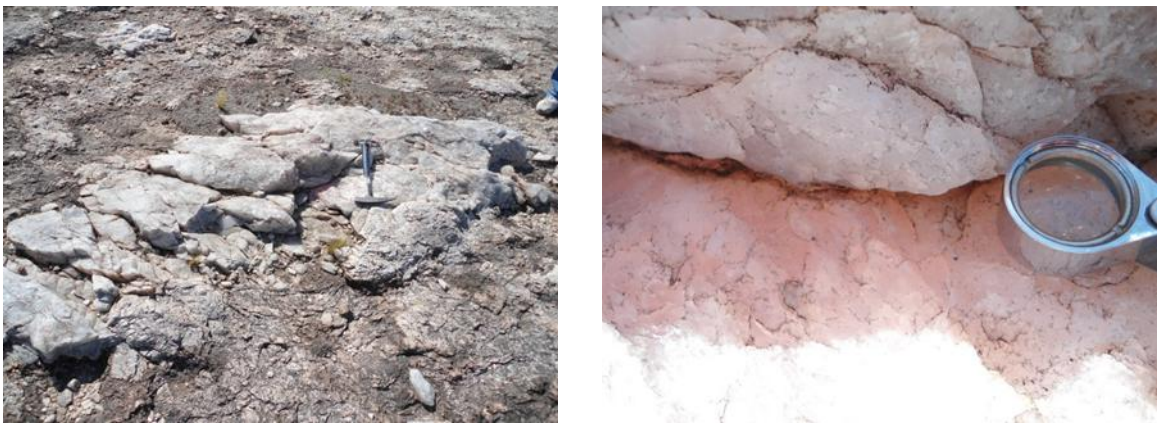


Figura 6.2.2.7: Pegmatita Hinijito 2 (H2) **a)** Cuarzo del núcleo (fotografía tomada hacia el norte), **b)** Detalle del cuarzo rosado del núcleo de pegmatita H2.

Don Raúl (DR)

La pegmatita Don Raúl está ubicada a los 32°38'46,82''LS y 65°23'43,03''LO, a ella se accede recorriendo 2,5 km hacia el sur a través de un camino de tierra que comienza en la ruta

provincial 8 a los 32°37’45,13”LS y 65°23’0,86”LO.

El cuerpo pegmatítico se encuentra hospedado en un esquisto biotítico-muscovítico de color negro de grano medio y estructura foliada. La relación entre la pegmatita y la roca de caja es concordante y los contactos son netos.

La pegmatita tiene morfología lenticular y dimensiones aproximadas de 400 m de largo por 200 m de ancho con rumbo de N65°E. Hay tres labores grandes que permiten identificar las zonas intermedia y núcleo de las cuales solo dos son accesibles debido a las tareas de extracción actuales.

Una de las labores mide 40 m de largo por 20 m de ancho y 8 metros de profundidad, en donde se aprecia la zona intermedia que está definida por microclino (40%), albita (25%), muscovita (15%), cuarzo (10%), berilo (5%), biotita (2%), apatita (2%) y granate (1%). Los cristales de microclino son llamativamente coloreados desde rosado hasta rojizo, son cristales subhedrales de tamaños centimétricos. La albita se presenta en cristales laminares de colores blanco, rosado y rojizo. Los cristales de muscovita son primarios, de tamaño centimétrico, llegan a los 12 cm de diámetro. El cuarzo está escasamente representado en esta zona y se encuentra como cuarzo lechoso y ahumado. Los cristales de berilo llegan a medir 25 cm de largo por 10 cm de diámetro y son de color verde manzana y amarillo. La biotita está concentrada por sectores dentro de la zona intermedia. Los cristales de apatita tienen un intenso color verde oscuro y tamaños que llegan a los 3 cm de largo. Escasos cristales de granate de diámetros milimétricos se encuentran diseminados en este sector.

La otra labor visitada, de dimensiones más pequeñas (20 m de largo por 10 de ancho), permite apreciar la zona de núcleo de la pegmatita, compuesta principalmente por cuarzo ahumado y lechoso (80%) y microclino (20%) de color rosado y tamaño centimétrico.

a) **b)**



Figura 6.2.2.8: Pegmatita Don Raúl (DR) **a)** Contacto neto entre esquisto y zona intermedia de pegmatita DR,(fotografía tomada hacia el norte) **b)** Núcleo de cuarzo lechoso delimitado por línea roja punteada de pegmatita DR (fotografía tomada hacia el sudoeste).

Miguelita 1 (MIG1)

Esta pegmatita se halla a los 32°39'24,70"LS y 65°24'34,60"LO, a ella se accede a través de la ruta provincial 8, recorriendo 11,5 km hacia el oeste desde el pueblo de San Pablo. En este lugar se debe tomar un camino de tierra hacia el sur y recorriendo 3,5 km se llega al yacimiento.

La roca de caja de la pegmatita está compuesta por una granodiorita perteneciente al Plutón La Tapera y un esquisto biotítico-muscovítico. Los contactos con la roca de caja son netos y tienen relación discordante con la roca esquistosa de azimut 50º.

La pegmatita es de morfología tabular con un azimut de 25º y dimensiones aproximadas de 50 m de largo por 20 m de ancho. Hay una labor de 25 m de largo por 4 m de ancho y 3 m de profundidad con el mismo azimut de la pegmatita. Se pueden distinguir las zonas intermedia externa, intermedia interna y núcleo.

La zona intermedia externa está formada por cristales de albita (45%), microclino (15%), cuarzo (15%), muscovita (10%), turmalina (5%), granate (5%) y berilo (4%) y apatita (1%)

Los cristales de albita son de color blanco y se encuentran fracturados. El microclino es de color blanco a gris de tamaño centimétrico. El cuarzo es de color gris. Los cristales de

muscovita son incoloros y llegan a los 10 cm de diámetro. La turmalina es de color negro y alcanza tamaños de hasta 5 cm de largo. El granate se presenta como paquetes de cristales de 1 mm de diámetro, asociado con cuarzo. Berilo es de color verde manzana y tamaños de pocos centímetros de largo. La apatita es de color verde oscuro y tamaños de hasta 1 cm de diámetro.

La zona intermedia interna está compuesta por albita (70%), cuarzo (18%), muscovita (10%) y apatita (2%).

Los cristales de albita son de color blanco y de tamaños centimétricos. El cuarzo es de color gris, los cristales de muscovita se presentan en librillos de 1 cm de diámetro. Apatita es de color verde oscuro y se encuentran cristales que llegan a los 2 cm de largo.

El núcleo está compuesto por cuarzo lechoso y cuarzo ahumado macizo. En los alrededores del núcleo se observa textura gráfica entre cuarzo de color gris y microclino blanco a gris.



Figura 6.2.2.9: Pegmatita Miguelita 1 (MIG1) Zona intermedia interna. Fotografía tomada hacia el sur.

Miguelita 2 (MIG2)

La pegmatita Miguelita 2 se encuentra a escasos 170 m al noroeste de la Miguelita 1 a los 32°39'20,10"LS y 65°24'39,40"LO. La roca de caja, los contactos y relaciones de discordancia son las mismas que para Miguelita 1.

Este cuerpo es de morfología lenticular, de muy pequeñas dimensiones, sus medidas aflorantes son de 50 m de largo por 25 m de ancho. Hay una labor de 25º de azimut, 20 m de largo, 5 m de ancho y 2,5 m de profundidad. En ella se pudo reconocer las zonas de borde, intermedia y núcleo.

La zona de borde está compuesta por microclino (30%), cuarzo (20%), muscovita (20%), turmalina (10%) y granate (10%).

Esta zona se caracteriza por tener un tamaño de grano fino a medio, el microclino es de color blanco a gris y sus cristales no superan 1 cm de largo, el cuarzo es de color gris, los cristales de muscovita tienen tamaños milimétricos hasta 0,5 cm. Los cristales de turmalina son de color negro y tamaños menores a 1 cm, el granate tiene tamaños milimétricos.

La zona intermedia está representada por albita (40%), cuarzo (25%), muscovita (20%), turmalina (10%) y granate (5%).

Los cristales de albita son de color blanco y tienen tamaños centimétricos, el cuarzo es de color gris, la muscovita se presenta en dos generaciones, una generación es primaria, con cristales incoloros, euhedrales y tamaños de hasta 5 cm de diámetro. Una segunda generación es de tamaños milimétricos hasta 0,5 cm e incolora. Los cristales de turmalina llegan a los 20 cm de largo, son de color negro y los cristales de granate llegan a medir 1 cm de diámetro.

El núcleo está representado por un agregado macizo de cuarzo lechoso (80%) y microclino en cristales centimétricos (20%).

a)



b)



c)



Figura 6.2.2.10: Pegmatita Miguelita 2 (MIG2) **a)** Granodiorita de La Tapera con enclaves de esquistos (roca hospedante de la pegmatita MIG1) **b)** Contacto neto granodiorita-pegmatita MIG1, **c)** Núcleo de la pegmatita MIG2.

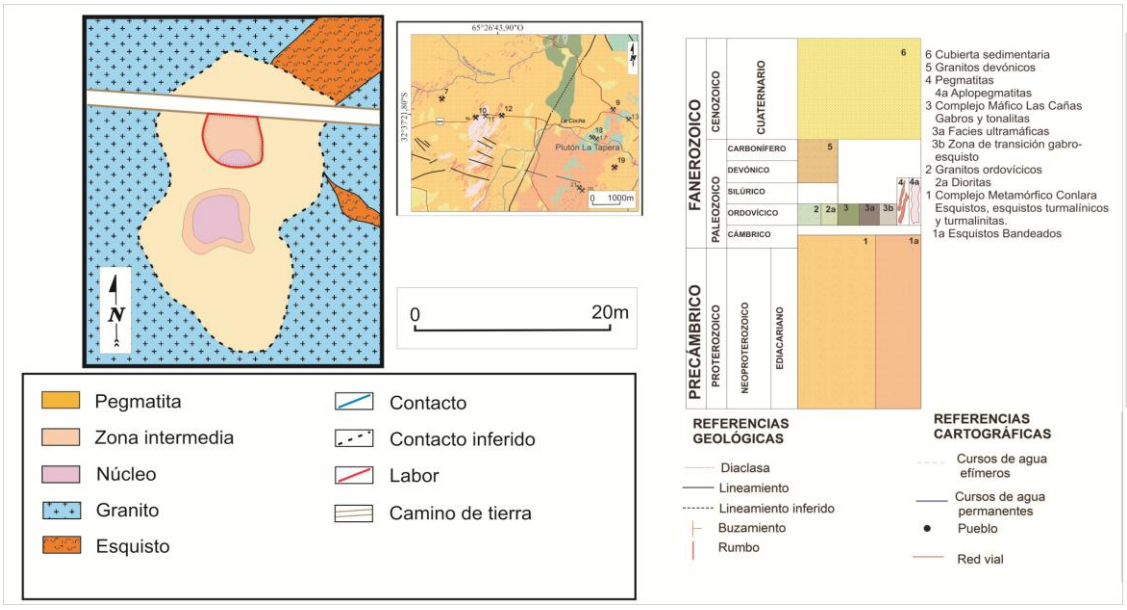


Figura 6.2.2.11: Pegmatita Miguelita 2 (MIG2). Identificada con el Nº 21 en el mapa de ubicación. Esquema de las labores.

Tapia 1 (T1)

Este cuerpo está localizado a los 32°36'53,80"LS y 65°28'20,00"LO a 2,2 km hacia el norte de la ruta provincial 8.

La roca de caja es un esquisto biotítico-muscovítico fino, tiene un azimut de 40º. El contacto entre la pegmatita y el esquisto está cubierto y la relación es concordante.

La pegmatita es lenticular con un azimut de 45º y mide aproximadamente 130 m de largo por 40 m de ancho. Hay tres labores realizadas que dejan expuesta su composición y estructura interna. Una de las labores tiene 30 m de largo por 15 m de ancho y 15 m de profundidad, y en ella se puede observar la zona intermedia externa. Una segunda labor tiene unas medidas de 15 m de largo por 3 m de ancho y 3 m de profundidad, azimut de 28º y deja expuesta la zona intermedia interna. Y la tercer labor es encontrada unos metros hacia el norte de las dos anteriores, sus medidas son de 15 m de largo por 8 m de ancho y 5 m de profundidad, en donde se puede apreciar la zona de núcleo e intermedia externa.

La zona intermedia externa está compuesta por albita (35%), cuarzo (25%), microclino pertítico (15%), muscovita (10%), turmalina (7%), berilo (4%), granate (3%) y apatita (1%).

Los cristales de albita tienen hábito sacaroidal y son de color blanco. El cuarzo es incoloro a gris. El microclino es subhedral y de color gris, se encuentra escasamente representado en esta zona. La muscovita es incolora y tiene tamaños que llegan a los 6 cm de diámetro. Los cristales de turmalina llegan a los 20 cm de diámetro y son de color negro. Los cristales de berilo son de color amarillo y de diámetro de hasta 20 cm. Los cristales de granate llegan a tamaños de 3 cm de diámetro y los cristales de apatita son de color verde oscuro y llegan a tener 1 cm de diámetro.

La zona intermedia interna está definida por microclino (50%), cuarzo (25%), albita (10%), muscovita (10%) y turmalina (5%).

El microclino es de color gris claro, subhedral y tamaños centimétricos. El cuarzo es de color

gris. Los cristales de albita son escasos, de color blanco y de tamaño milimétrico. Los cristales de muscovita tienen diámetros menores a 1 cm. La turmalina es de color negro y diámetros hasta 0,5 cm.

El núcleo está compuesto principalmente por cuarzo (80%), microclino (10%), muscovita (5%), berilo y turmalina (5%).

El cuarzo es blanco lechoso y masivo, el microclino es subhedral, de color gris y de tamaños menores a 2 cm de largo. Los cristales de muscovita son de tamaños menores a 1 cm, probablemente producto de reemplazo, los cristales de berilo son de color verde manzana claro y tamaños no mayores a los 5 cm. Los cristales de turmalina son de color negro y son muy escasos, de tamaños menores a 3 cm de largo.

Se observa una pequeña unidad de reemplazo muscovítico de 70 cm de diámetro aproximado en el núcleo, en donde la muscovita cristaliza en paquetes de cristales de 1 a 2 cm de diámetro.

a) **b)**



c) **d)**



Figura 6.2.2.12: Pegmatita Tapia 1 (T1) **a)** Labor de 30 m de largo por 15 m de ancho y 15 m de profundidad, en ella se puede observar la zona intermedia externa (fotografía tomada hacia el este) **b)** Unidad de reemplazo de muscovita en zona de núcleo. Cristales de muscovita se encuentran reemplazando cristales de albita, **c)** Cristales de apatita de color verde oscuro, granate, albita y cuarzo, **d)** Berilo amarillo de zona intermedia externa.

La Turquita (LT)

La pegmatita La Turquita (32°36'8,71"LS y 65°34'4,19"LO) se encuentra 4 km al norte de Las Lagunas y se accede por un camino de tierra desde dicha localidad.

La roca de caja de La Turquita es un esquisto gris de actitud NNO e inclinación de 35º al NE. Los contactos con la pegmatita son netos y la relación con la roca de caja es concordante.

La pegmatita es de morfología lenticular, tiene un azimut de 165º y sus dimensiones aproximadas son de 140 m de largo y ancho variable. Se reconoce una labor de 15 m de largo

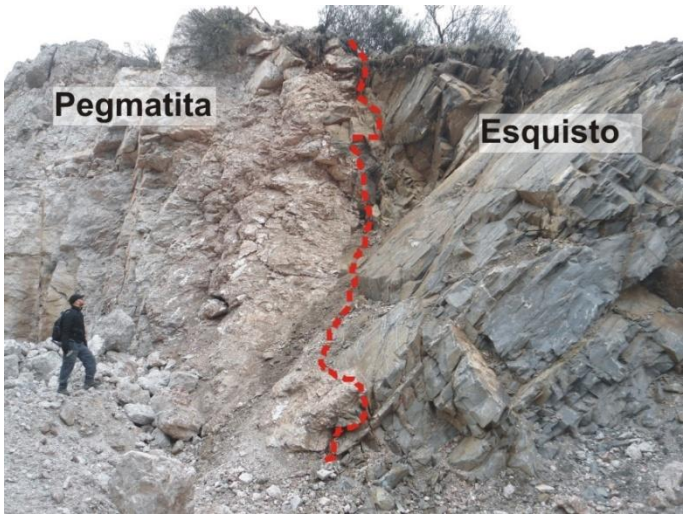
por 15 m de ancho y 5 metros de profundidad, en donde se diferencian las zonas intermedia y núcleo.

La zona intermedia es de espesor variable y está compuesta por feldespato potásico (60%), cuarzo (20%), muscovita (10%), turmalina (5%) y berilo (5%). El feldespato es subhedral, de color gris y rosado, sus tamaños varían desde 0,5 cm a tamaños métricos. El cuarzo es anhedral y de color gris. Los cristales de muscovita se presentan en dos generaciones. La primera generación está compuesta por cristales en estado fresco que son subhedrales a euhedrales, incoloros de hasta 7 cm de diámetro y se encuentran asociados con cristales de feldespato. La segunda generación está formada por cristales incoloros a castaños de tamaños menores a 1 cm y se encuentran asociados a turmalina, cuarzo y feldespato. La turmalina es de color negro y llega a los 10 cm de largo por 3 cm de diámetro. Los cristales de berilo son euhedrales, de color verde manzana a amarillento y tienen diámetros que llegan a los 3 cm y longitud de 10 cm.

El núcleo de la pegmatita está compuesto por cuarzo (80%), turmalina (10%) y berilo (10%). El cuarzo es masivo y de color blanco lechoso. Los cristales de turmalina son de color negro, subhedrales y tienen 5 cm de diámetro por 20 cm de largo aproximadamente. Los cristales de berilo son de color verde manzana y alcanzan su máxima dimensión en esta zona de la pegmatita, con tamaños que rondan los 15 cm de diámetro.

En la zona intermedia se identificaron cristales de un mineral opaco, de color negro, clasificado como ixiolita, de acuerdo a las determinaciones de Roquet (2015).

a)



b)



c)

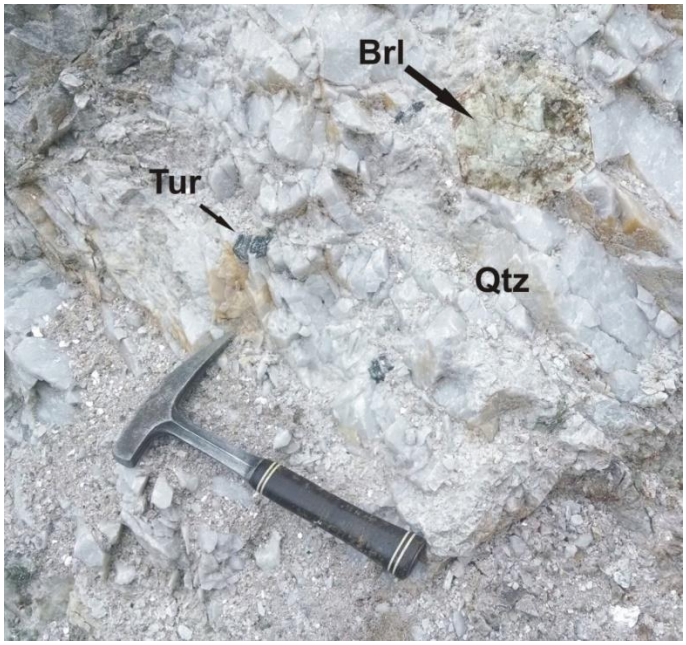


Figura 6.2.2.13: Pegmatita La Turquita (LT) **a)** Contacto pegmatita-esquisto (fotografía tomada hacia el sur), **b)** Dique pegmatítico intercalado entre zonas de debilidad del esquisto, **c)** Cuarzo del núcleo con turmalina y berilo.

Rosanna (R)

Este cuerpo pegmatítico aflora a los 32°36'30,57"LS y 65°31'48,70"LO. Para acceder a las labores se deben recorrer 2 km por la ruta provincial 8 desde el paraje Las Lagunas hacia el este y luego tomar un camino de tierra con dirección al norte y a una distancia aproximada de 3 km se encuentra el cuerpo rocoso.

La roca de caja de esta pegmatita es un esquisto biotítico de color gris, con azimut 45º e inclinación de 50º al sudeste y lineación mineral de azimut 80º.

El contacto entre la pegmatita y la roca de caja es neto y discordante.

El cuerpo pegmatítico es de morfología tabular y rumbo N-S, el tamaño aproximado es de 600 m de largo por 100 m de ancho. La labor principal realizada en la zona de 150 m de largo por 60 m de ancho y 15 m de profundidad aproximadamente. Una característica particular de esta pegmatita es que se encuentra intersectada por varias pegmatitas lenticulares de rumbo NNE. A 1 km al noreste de esta labor se observa una labor de menor extensión. Gracias a las labores realizadas en la zona, se pudieron identificar las zonas de borde, externa, intermedia y núcleo. Además se distingue una veta de cuarzo de 1,5 m de espesor y varios metros de largo (Fig. 6.2.15).

La zona de borde está representada por albita (variedad cleavelandita), microclino, cuarzo y muscovita. Esta zona se observa de manera poco definida en la externa sudoeste de la labor, por lo que no se pueden estimar los porcentajes. La zona de externa está compuesta por albita (variedad cleavelandita), microclino, muscovita y cuarzo.

La zona intermedia está compuesta por albita (variedad cleavelandita) (40%), microclino (25%), cuarzo (15%), muscovita (7%), turmalina (5%), berilo (3%), granate (2%), biotita (1%), minerales del grupo columbita (1%) y apatita (1%).

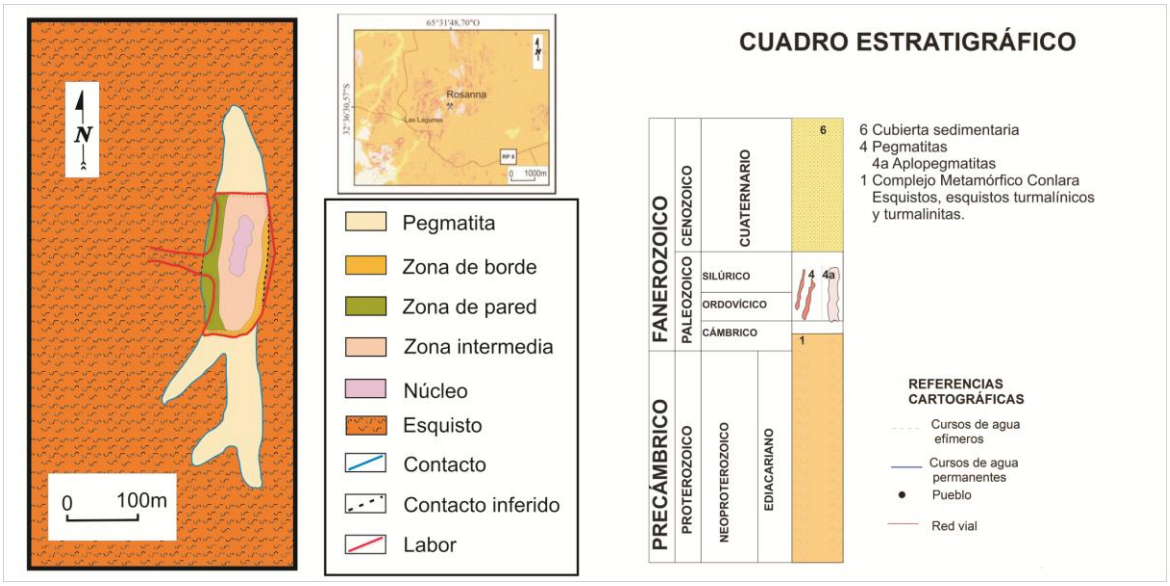
Los cristales de cleavelandita son de color blanco, el hábito es laminar y tiene tamaños centimétricos. El microclino se presenta de color rosado, subhedral y sus cristales alcanzan medidas centimétricas. El cuarzo es de color gris y se encuentra asociado a muscovita y turmalina. La muscovita, es euhedral, incolora, se presenta en librillos de 5 cm de diámetro que se encuentran en estado fresco. Hay una segunda generación de muscovita que se manifiesta en asociada a turmalina y no llega a los 0,5 cm de diámetro. Los cristales de turmalina son de gran tamaño, algunos de ellos llegan a medir 1 m de largo y 25 cm de ancho y son de color negro, en algunos sectores se observa una orientación del eje mayor cristalográfico dispuesto perpendicularmente a los contactos pegmatita-roca hospedante (Fig.

6.2.16). El berilo es subhedral a euhedral, de colores verde manzana a amarillento y llegan a los 5 cm de diámetro. Los cristales de granate se encuentran asociados a la turmalina y muscovita, en algunos sectores es abundante y llegan hasta 1 cm de diámetro. Hay un sector con cristales de biotita, de 10 cm de largo por 5 cm de ancho que se encuentran en esta zona como mineral primario. Hay también minerales del grupo de columbita, son cristales de grano fino, de color gris oscuro y brillo submetálico. Los cristales de apatita son subhedrales a euhedrales de color verde oscuro y llegan a medir 1 cm de largo.

El núcleo está definido por cuarzo (80%) y microclino (20%). El cuarzo es blanco lechoso y se presenta de forma maciza. El microclino es rosado y de tamaños centimétricos.

Hay también unidades de reemplazo ricas en albita en donde se puede observar su cristalización radial.

Más detalles de esta pegmatita pueden encontrarse en la tesis de licenciatrura de Molina



L.(1994).

Figura 6.2.2.14: Pegmatita Rosanna (R) Detalle de las labores y mapa de ubicación.

a)



b)



c)



d)



Figura 6.2.2.15: Pegmatita Rosanna (R) **a)** externa este de la labor, la línea roja punteada indica el contacto neto entre la pegmatita y el esquisto, **b)** Contacto neto pegmatita-esquisto, **c)** externa sur del sector de entrada a la pegmatita en donde se observa el núcleo delimitado por la línea roja punteada (fotografía tomada hacia el sudeste), **d)** Núcleo de cuarzo, se observan lentes de cuarzo entre fracturas.

a)



b)



c)



Figura 6.2.2.16: Pegmatita Rosanna (R) **a)** externa sur de la labor, en el centro de la imagen en línea roja punteada se observa núcleo de cuarzo, a la derecha de la imagen se observa una veta de cuarzo de 1,5 m de espesor con inclinación hacia el oeste, **b)** Grandes cristales de turmalina cristalizando perpendicularmente a la zona de contacto (fotografía tomada en la externa este), **c)** unidad de reemplazo albítica-muscovítica, la línea roja punteada delimita unidades de reemplazo coalescentes entre sí.

6.2.3 Sector Concarán-San Isidro

Las pegmatitas estudiadas en este sector son: Los Algarrobitos (LA), San Antonio (SA), María del Huerto (MH), Loma Blanca (LB), María Elena (ME) y CEMA.

Estos cuerpos pegmatíticos se encuentran emplazados en los esquistos del Complejo Metamórfico Conlara (CMC) y también en rocas tonalíticas, granodioríticas y dioríticas (Fig. 6.2.3.0).

En general los cuerpos tienen morfología lenticular a irregular, con dirección general predominante NNO y solo dos pegmatitas tienen dirección NE, en algunos casos están deformadas. Los contactos son mayormente netos y algunos se encuentran cubiertos, y se emplazan de manera discordante con la estructura de las cajas metamórficas en la mayoría de los casos. Son y fueron explotadas por albita, cuarzo, feldespato y espodumeno en algunas de ellas. Dentro de este sector, la pegmatita Los Algarrobitos ha sido datada dando una edad K/Ar en muscovita de 437,8±9 Ma (Steenken *et al.* 2006).

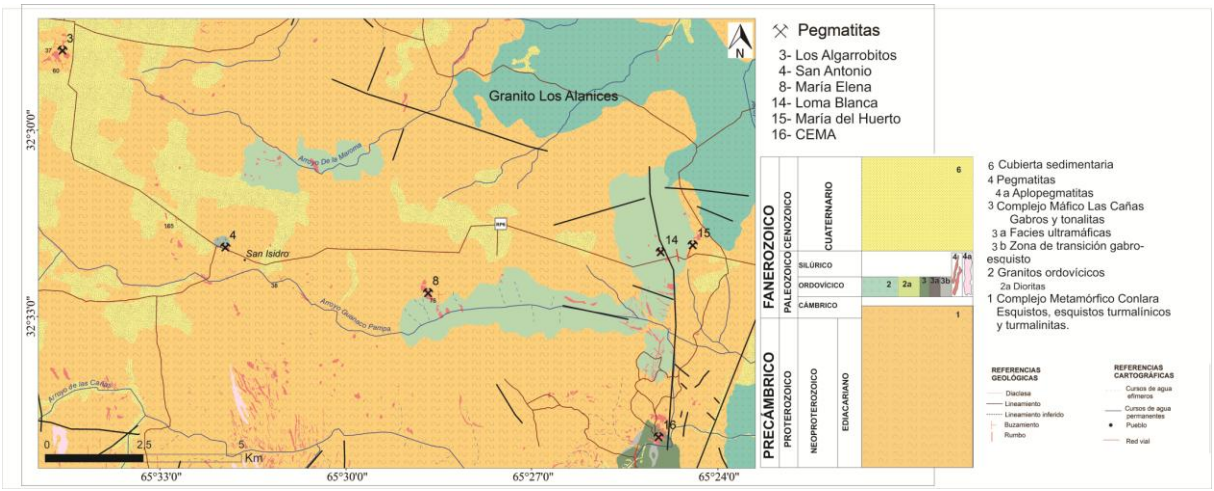


Figura 6.2.3.0: Ubicación de las pegmatitas del sector Concarán-San Isidro.

Las dimensiones de los cuerpos son variables, desde los 100 a 700 m de largo y 45 a 150 m de ancho. En general los cuerpos son zonales, se encuentran compuestos por cuarzo, microclino pertítico, albita y muscovita como minerales esenciales y como minerales accesorios berilo, granate, turmalina, apatita, espodumeno, columbita-tantalita y lepidolita. Además, Roquet

(2012) describe circón y fluorita en la pegmatita María Elena y Roda Robles *et al.* (2012) encuentran nódulos fosfáticos compuestos por litiofilita, beusita, triploidita, sicklerita, wyllieita, dickinsonita-(KMnNa), staněkita y varulita en la pegmatita CEMA.

A continuación se realiza una descripción detallada y se resumen sus características en la tabla 6.2.3.0.

Los Algarrobitos (LA)

Se localiza a los 32°28'42,78"LS y 65°34'34,76"LO a escasos metros al oeste de la ruta provincial 6 en el campo denominado Los Algarrobitos.

La pegmatita se halla alojada esquistos biotíticos muscovíticos que se hallan plegados con un eje buzante hacia el NE y vergencia general oeste, esto hace que la actitud de la foliación sea variable entre 165° y 10° y una inclinación de 60° al NE y 37° al SE respectivamente.

El cuerpo pegmatítico muestreado se localiza en un sector de azimut 165° concordante con la esquistosidad, es de forma globosa a irregular, sus dimensiones son de 350 m de largo por 150 m de ancho. Si bien, en algunos sectores es concordante con la roca de caja, la intensa cubierta vegetal dificulta la definición completa de los contactos, pero los pocos sectores en donde se pudo observar los contactos son netos. Hay varias labores abandonadas de escasa extensión (no llegan a los 2 m de largo) que han sido totalmente cubiertas por la vegetación. Sin embargo, se ha podido identificar las zonas de borde, intermedia y núcleo.

La zona de borde está representada por albita (50%), cuarzo (30%) y muscovita (20%). En esta zona la albita es de color blanco y tamaños menores a 0,5 cm. El cuarzo es gris y los cristales de muscovita son incoloros y de hasta 0,5 cm de diámetro. Hay pirita como producto de alteración.

La zona intermedia está compuesta por microclino (40%), albita (25%), cuarzo (15%), muscovita (10%), turmalina (5%), granate (2%), berilo (2%) y apatita (1%).

El microclino tiene tamaño de grano variable desde fino a grande y se presenta de color

blanco y rosado. Los cristales de albita son blancos y de hábito laminar. El cuarzo es gris y blanco lechoso y en esta zona se encuentra abundantemente en textura gráfica con microclino. Hay dos generaciones de muscovita, en una de ellas, los cristales en general no superan los 2 cm de diámetro, y en otra generación, de origen primario, los cristales están frescos y alcanzan hasta los 20 cm de diámetro. La turmalina es de color negro y se observan cristales de hasta 10 cm de largo, y diámetro de 5 cm. Los cristales de granate tienen diámetros desde milimétricos hasta de 3 cm. El berilo encontrado en la zona es de color verde manzana y llega a los 3 cm de largo y 2 cm de diámetro. Los cristales de apatita son de color azul verdoso y no sobrepasan los 0,5 cm de diámetro.

El núcleo está escasamente representado por cristales de cuarzo rosado.

a)



b)



c)



Figura 6.2.3.1: Pegmatita Los Algarrobitos (LA) **a)** Cristal de turmalina de la zona intermedia, **b)** Granate de zona intermedia, **c)** Contacto pegmatita-esquisto, delimitado por línea punteada de color rojo.

San Antonio (SA)

Este cuerpo pegmatítico se localiza a los 32°31'52,85"LS y 65°31'56,84"LO inmediatamente al norte de la ruta provincial 6 a la altura del paraje San Isidro.

La roca hospedante está compuesta por un esquisto de color gris oscuro y una tonalita de color verde oscuro que incluye enclaves de color negro y se presenta como un dique de 2 m de espesor, con un azimut de 100°. En zonas de contacto, en la pegmatita se observa un gran porcentaje de epidoto y minerales que contienen Fe.

La pegmatita San Antonio tiene un azimut de 130°, es de morfología lenticular y tiene 310 m

de largo por 100 m de ancho. El contacto con las rocas hospedantes es neto. La relación con la roca de caja esquistosa no pudo observarse debido a los escasos afloramientos encontrados en la zona, y se observa que la pegmatita es intruida por la tonalita.

En este cuerpo pegmatítico hay dos labores principales. Una labor está ubicada en el extremo este de la pegmatita, denominada Labor Este (Fig. 6.2.3.2), tiene 10 m de largo por 3 m de ancho y 2 m de profundidad. La segunda labor importante está localizada en el extremo oeste, denominada Labor 1 (Fig. 6.2.3.3) y sus dimensiones son de 10 m de largo por 10 m de ancho y 5 m de profundidad.

Gracias a las tareas de extracción y de exposición del cuerpo de roca, es posible observar las zonas de borde, intermedia y núcleo de la pegmatita.

La zona de borde está compuesta por cuarzo (55%), microclino (20%), epidoto (18%), muscovita (5%) y turmalina (2%). El cuarzo es de color gris y lechoso de menos de 1 cm de diámetro. El microclino es de color blanco y rosado y de tamaño menor a 0,5 cm. Los cristales de epidoto son de color verde claro a amarillo y se presentan como agregados microcristalinos masivos no mayores a 1 cm de diámetro aproximadamente. Los cristales de muscovita tienen tamaños variables desde milimétricos hasta 1 cm de diámetro se presenta como cristales de grano fino, producto de cristalización secundaria en zonas de fracturas y también aparece como laminillas de 2 cm de diámetro producto de cristalización primaria. Se encuentran cristales milimétricos de turmalina de color negro.

La zona intermedia está muy bien representada en la labor realizada en el extremo este de la pegmatita. En la escombrera se encontró una gran cantidad de muscovita primaria y berilo que fueron extraídos de este sector. La zona está compuesta por microclino (30%), albita (20%) cuarzo (15%), muscovita (15%), berilo (10%), turmalina (5%) y granate (5%).

Los cristales de microclino son de color rosado de tamaño centimétrico, el cuarzo se presenta de color gris y tamaños similares al feldespato. La muscovita hallada es principalmente

primaria y tamaños que llegan a los 15 cm de diámetro. El berilo se encuentra en tres variedades de color, verde, celeste y amarillo de hasta 5 cm de largo. Los cristales de turmalina son de color negro, de tamaños centimétricos, llegando a alcanzar los 3 cm de diámetro y 15 cm de longitud, tienen partición con relleno de cuarzo y muscovita en los planos. Los cristales de granate son de tamaños menores a 0,5 cm.

El núcleo está representado mayormente en la labor del extremo oeste y está compuesto principalmente por cuarzo lechoso masivo. En particular en este sector se observa importante deformación manifestada por la abundante presencia de fracturas. Hay mucho óxido de hierro, restos de pirita y abundante hematita. También hay cuerpos de reemplazo albíticos que están en contacto con el cuarzo masivo. En esta labor también se aprecia el contacto de la zona de borde con la tonalita.

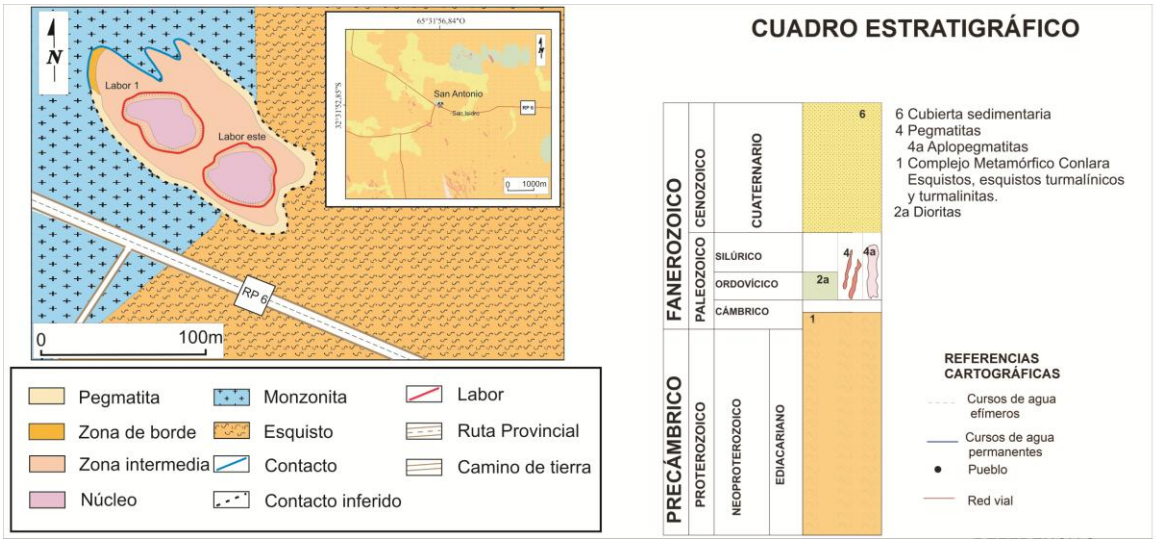


Figura 6.2.3.2: Pegmatita San Antonio (SA) Detalle de las labores y mapa de ubicación.

a)



b)



c)



d)



Figura 6.2.3.3: Pegmatita San Antonio (SA) **a)** Labor en el extremo este de la pegmatita (fotografía tomada hacia el este), **b)** Muscovitas de gran tamaño de la misma labor este, **c)** Dique tonalítico en contacto con la pegmatita, la línea punteada de color rojo divide ambas litologías (fotografía tomada hacia el este), **d)** Tonalita con enclaves de color negro.

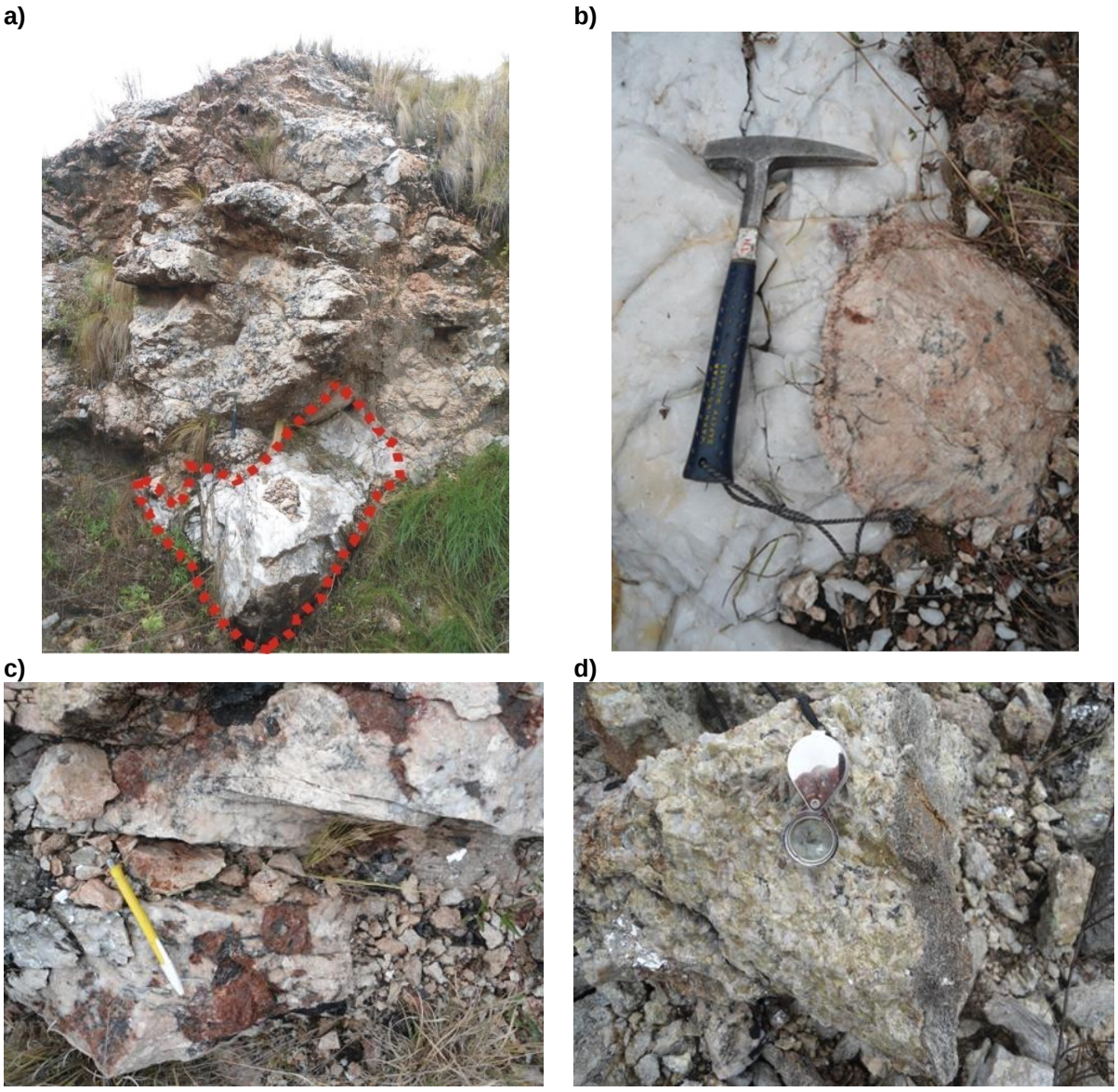


Figura 6.2.3.4: Pegmatita San Antonio (SA) **a)** Labor en el extremo oeste de la pegmatita, la línea punteada de color rojo delimita el núcleo de curazo de la pegmatita **b)** Reemplazo albítico en zona de núcleo, **c)** Abundantes minerales de hierro, en este caso se observa hematita, **d)** Zona de borde de la pegmatita en donde se observa abundantes cristales de epidoto. Se observa el contacto pegmatita-tonalita.

Loma Blanca (LB)

Este cuerpo rocoso se encuentra ubicado al costado de la ruta provincial 6, a los 32°31'57,38"LS y 65°24'55,41"LO distante 1,5 km al oeste del paraje Puerta Colorada.

Esta pegmatita está afectada por una fractura de azimut 170° que se extiende a lo largo de 3 km aproximadamente. La roca de caja es un esquisto de color gris en el que se observan

inyecciones leucocráticas con pátinas de óxidos/hidróxidos de Fe, que las tiñen de colores anaranjados y rojizos.

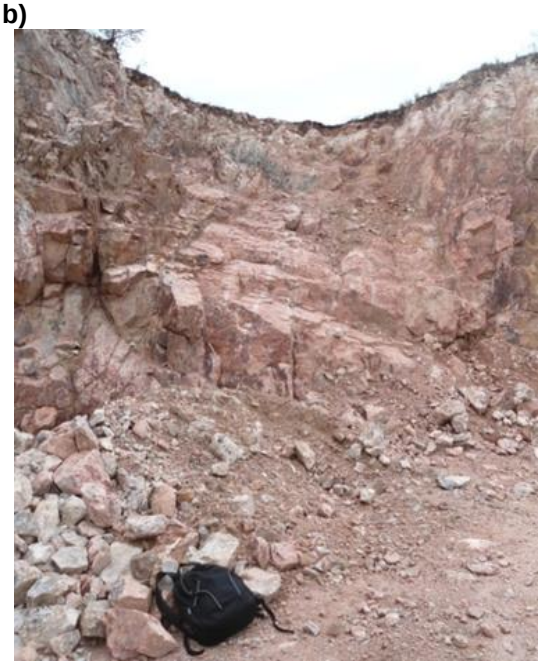
El cuerpo pegmatítico es de morfología lenticular, tiene una orientación de azimut N145° y dimensiones de 200 m de largo por 150 m de ancho. Es una pegmatita que se encuentra siendo explotada por albita en la actualidad. Hay 4 labores principales de las cuales solo se pudo acceder a dos de ellas debido a las tareas de extracción. Las labores estudiadas tienen 50 m de largo por 30 m de ancho (localizada en el centro del cuerpo rocoso) y 6 m de profundidad, y 30 m por 30 m de área en superficie y 5 m de profundidad (en el extremo este de la pegmatita). En líneas generales el cuerpo rocoso posee un fuerte color rojizo y se observan muchos planos con importante deformación entre los cuáles el más relevante tiene un azimut de 170° y una inclinación de 75° hacia el este.

Se pudo reconocer únicamente la zona intermedia de la pegmatita, que está compuesta por albita (40%), microclino (25%), cuarzo (20%), muscovita (10%) y turmalina (5%). Los cristales de albita tienen color rojizo, se presentan de tamaños centimétricos de hábito laminar. Se observan inyecciones de cuarzo en los planos de deformación. El microclino se encontró en la labor realizada en el extremo este, son cristales centimétricos de color gris y rosado. El cuarzo es de color gris, y de color blanco cuando rellena fracturas, y sería de origen secundario hidrotermal. Los cristales de muscovita son incoloros y tienen un diámetro de hasta 3 cm. Los cristales de turmalina son de color negro y tamaños de hasta 3 cm de largo. También se observa mucho óxido de hierro como pátina sobre los cristales de albita y feldespato, probablemente se trata de hematita.

a)



b)



c)



Figura 6.2.3.5: Pegmatita Loma Blanca (LB) **a)** Labor principal de 50 x 30 m (fotografía tomada hacia el oeste) **b)** Cristales de albita de color rojizo con venas de cuarzo de color blanco (fotografía tomada hacia el sur), **c)** esquisto de color gris en el que se observan inyecciones leucocráticas con pátinas de óxidos/hidróxidos de Fe, que las tiñen de colores anaranjados y rojizos.

María del Huerto (MH)

La pegmatita María del Huerto se encuentra ubicada a los 32°31'50,74"LS y 65°24'24,30"LO a 1,5 km hacia el norte del paraje Puerta Colorada. Se accede a través de la ruta provincial 42 recorriendo 1 km desde el empalme con la ruta provincial 6, y luego 500 m a pie hacia el

oeste por un sendero de tierra. Esta pegmatita fue estudiada por Roquet *et al.* (2006) y Roquet (2008). En esta descripción se adiciona información recopilada durante tareas de reconocimiento y toma de muestras de turmalina.

La pegmatita María del Huerto está conformada por tres cuerpos de morfología lenticular con dirección NE-SO y extensión de 400 m de largo por 100 m de ancho.

Roquet *et al.* (2008) describen que la pegmatita se encuentra emplazada predominantemente en una lente composición granodiorítica perteneciente al granito Los Alanices.

Durante las tareas de campo de esta tesis se encontró, que la pegmatita intruye hacia el extremo noreste, una facies granodiorítica del granito Los Alanices, mientras que hacia el sur y oeste predominan rocas tonalíticas. Se reconoció también como roca de caja un esquisto biotítico de azimut 22° hacia el extremo sudoeste que se encuentra interdigitado con las rocas tonalíticas. Los contactos entre la pegmatita y las diferentes litologías que componen la roca de caja, son netos y la relación con las rocas metamórficas es discordante.

Roquet *et al.* (2006) y Roquet (2008) describieron, en la labor central, la estructura interna completa de tipo compleja y carácter asimétrico. Reconocen las siguientes zonas: borde, externa, intermedia externa e intermedia interna y núcleo, además describen una unidad de cuarzo-albita-muscovita±berilo y unidades de reemplazo de muscovita. También identificaron dickita-illita, óxidos de Mn y Fe y minerales del grupo de la columbita aplicando diferentes técnicas de reconocimiento mineral. Todo el detalle de las zonas y características minerales encontradas en esta pegmatita se pueden encontrar en los trabajos de Roquet *et al.* (2006) y Roquet (2008).

Además, en este trabajo se encontró una unidad de reemplazo compuesta por lepidolita (45%) - muscovita (30%) - cuarzo (20%) - albita (5%) en la zona intermedia interna. Se presenta como paquetes de 1 m cortando la mineralogía primaria. Los cristales de lepidolita tienen un diámetro de 0,5 cm aproximadamente y son de color lila. La muscovita es subhedral y se

encuentra intercrecida con lepidolita, su coloración es castaño verdosa. El cuarzo es color gris y es anhedral. Albita es de dolor blanco y subhedral a euhedral.

En la zona de borde también se encontró turmalina como cristales de color negro de 0,5 cm de diámetro y hasta 2,5 cm de longitud y aloja en su interior cristales de microclino de 0,1 cm de diámetro.

a) **b)**

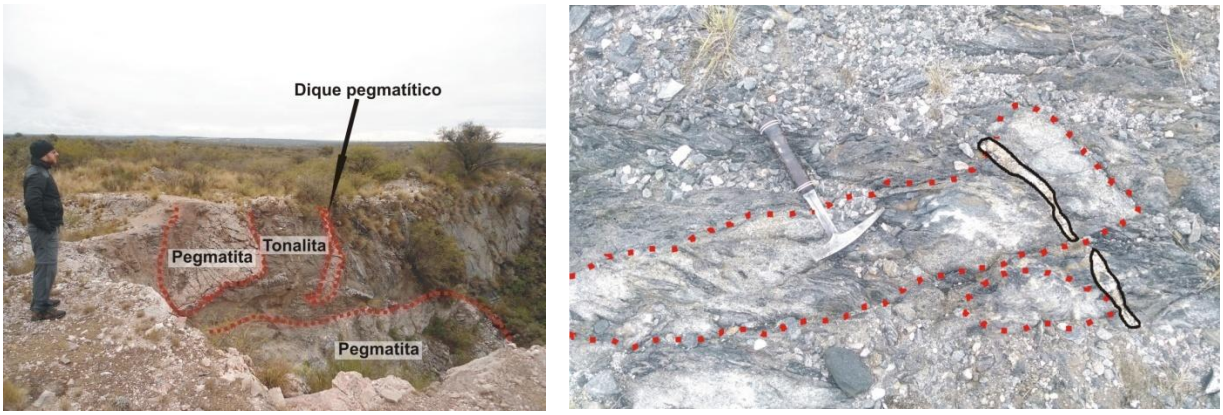


Figura 6.2.3.6: Pegmatita María del Huerto (MH) **a)** Labor con orientación NE (fotografía tomada hacia el norte), se distingue la roca de caja tonalítica, y la intrusión de un dique pegmatítico **b)** Esquisto y tonalita. Se observa cómo un dique tonalítico intruye al esquisto. La tonalita incluye enclaves del mismo esquisto. La línea punteada de color rojo delimita el dique tonalítico, la línea negra delimita una inyección leucocrática posterior a la intrusión tonalítica.

a) **b)**

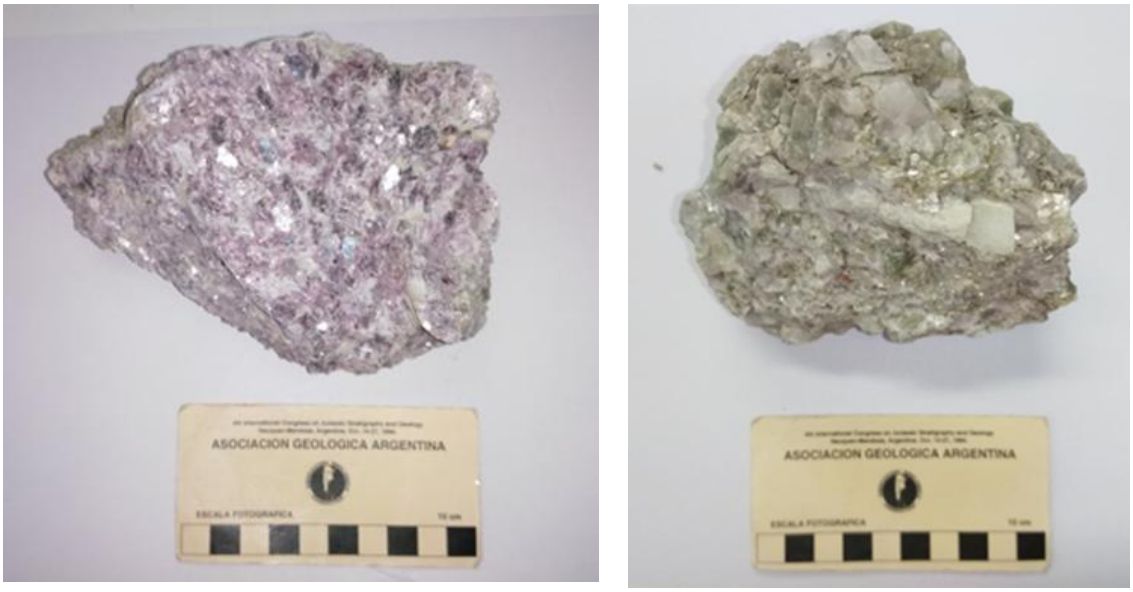


Figura 6.2.3.7: Pegmatita María del Huerto (MH) **a)** Lepidolita de unidad de reemplazo en zona intermedia interna, este hallazgo se hizo en el extremo más oriental de la labor sudeste fotografiada en la figura anterior. **b)** Agregados de cristales de berilo y muscovita pertenecientes a una unidad de reemplazo en la zona intermedia interna.

María Elena (ME)

Esta pegmatita está localizada a los 32°32'36,91"LS y 65°28'40,70"LO. Para acceder a la misma se debe recorrer 1 km hacia el sur desde la ruta provincial 6.

Esta pegmatita ha sido estudiada en detalle por Roquet (2012). Sin embargo, durante las tareas de campo realizadas en el marco del estudio regional de las pegmatitas para esta tesis, se han podido realizar algunas observaciones adicionales.

La roca de caja del cuerpo pegmatítico es una roca diorítica pero hacia el este la roca hospedante es un esquisto biotítico. El contacto es neto y la relación entre roca de caja y pegmatita es discordante. El esquisto tiene azimut de 335º e inclinación de 75º hacia el noreste.

La pegmatita es un cuerpo de morfología lenticular y rumbo NO-SE. Sus dimensiones aproximadas son de 700 m de largo por 45 m de ancho máximo. Se observan 5 labores a lo largo del rumbo de la pegmatita. En la labor de mayor extensión se pueden reconocer las diferentes zonas.

Roquet (2012) observa un buzamiento subvertical de 65ºO de la pegmatita y reconoce zonas de borde, zona externa, zona intermedia externa e intermedia interna y núcleo, unidades de borde de núcleo, de reemplazo y relleno.

Se describen las características mineralógicas de algunos minerales encontrados de las zonas intermedia y de núcleo que pudieron observarse en el trabajo para esta tesis.

Los minerales encontrados de la zona intermedia interna y externa son microclino, cuarzo, berilo, muscovita y turmalina.

El microlino es de color gris y es subhedral de tamaños centimétricos. El cuarzo es anhedral y de color gris. Los cristales de berilo llegan a medir 30 cm de diámetro son euhedrales y de colores verde, amarillo y celeste. Los cristales de muscovita son de color pardo y verdoso y tienen tamaños que no superan los 0,5 cm. La turmalina es de color negro, se presenta en

paquetes de cristales entrecruzados, maclados y fracturados de tamaños de hasta 5 cm de largo.

En la zona de núcleo se encontró cuarzo lechoso a grisáceo y cristales de muscovita de hasta 5 cm de diámetro.

a)



b)



c)



Figura 6.2.3.8: Pegmatita María Elena (ME) **a)** Labor sur, la línea punteada de color rojo delimita parte de la roca de caja diorítica en contacto con la pegmatita (fotografía tomada hacia el norte), **b)** Labor sur, se observa esquisto y diorita en contacto con la pegmatita (fotografía tomada hacia el este) **c)** Esquisto con inyecciones leucocráticas.

CEMA

La pegmatita granítica CEMA se encuentra localizada a los 32°34’52” LS y 65°24’51” LO. Para acceder a las labores se deben recorrer 6,5 km al sur por un camino de tierra desde el paraje Puerta Colorada. Debido a tareas extractivas que estaban realizando en esta pegmatita no fue posible realizar una descripción detallada del cuerpo. Descripciones completas se encuentran en el trabajo de Roda Robles *et al*. (2012).

La roca de caja de la pegmatita está compuesta principalmente por esquistos de color gris y

por dioritas. La relación con la roca de caja es discordante y los contactos son netos.

El cuerpo pegmatítico tiene una longitud de 100 m y un espesor variable.

Roda Robles *et al.* (2012) identifican zonación interna compleja con un desarrollo asimétrico donde reconocen las zonas de borde, externa, intermedia y núcleo y dos unidades de reemplazo.

Durante las tareas de campo de esta tesis se encontraron cristales de turmalina de 5 cm de diámetro y 15 cm de largo aproximadamente, en la zona de externa. En la zona intermedia se encontraron cristales de hasta 2 cm de diámetro y 10 cm de largo.

a) **b)**

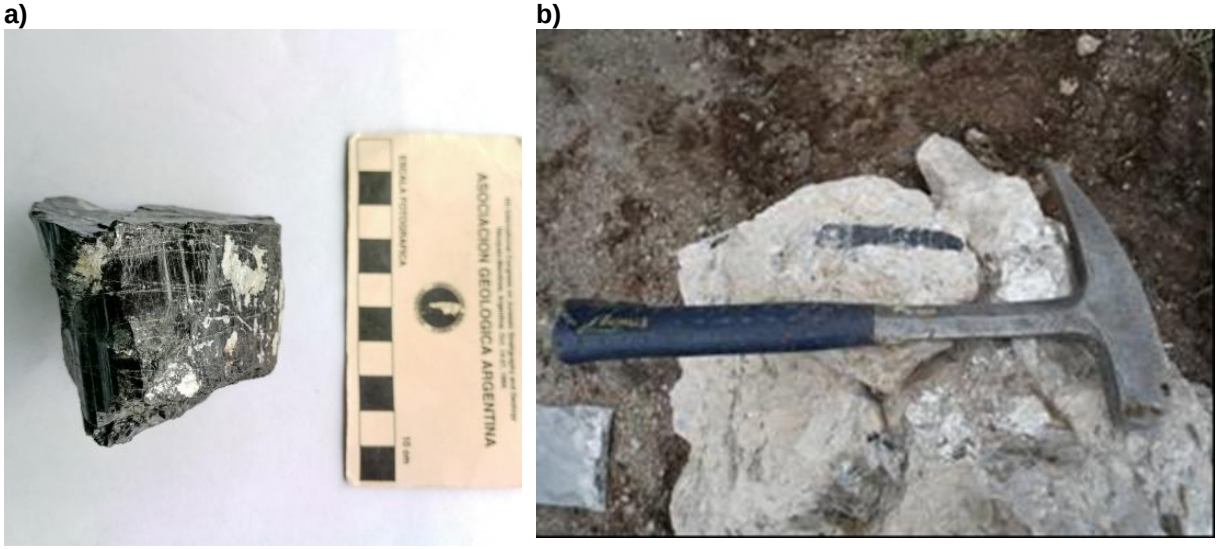


Figura 6.2.3.9: Pegmatita CEMA **a)** Turmalina de zona de externa, se observa un cristal de 10 cm de largo, **b)** Turmalina de zona intermedia de gran tamaño, 5 cm de diámetro y 5 cm de largo.

Pegmatita	Ubicación	Rumbo	Dimensiones l x a (m)	Morfología	Mineralogía	Zonación				Unidades de reemplazo	Contacto	Relación con la roca de caja	Roca de caja
						Borde	Externa	Intermedia	Núcleo				
Los Algarrobitos (LA)	32°28'42,78"S 65°34'34,76"O	N165°E	**350 x 150**	Irregular globosa	Qtz, Mc, Ab, Ms, Tur, Grt, Brl, Ap	Ab, Qtz, Ms	-	Mc, Ab, Qtz, Ms, Tur, Grt, Brl, Ap	Qtz (rosado)	-	Neto	Concordante	Esquisto biotítico-muscovítico
San Antonio (SA)	32°31'52,85"S 65°31'56,84"O	N130°E	**310 x 100**	Lenticular	Mc, Ab, Qtz, Ms, Brl, Tur, Grt	Qtz, Mc, Ep, Ms, Tur	-	Mc, Ab, Qtz, Ms, Brl (Verde, amarillo, celeste), Tur, Grt	Qtz, Ab	-	Neto	Discordante	Tonalita y esquisto
María del Huerto (MH)	32°31'50,74"S 65°24'24,30"O	N45°E	**400 x 100**	Lenticular	Qtz, Ab, Ms, Mc, Spd, Brl, Grt, Ap, Tur, lepidolita	Qtz, Ab, Ms, Tur, Grt, lepidolita	Ab, Qtz, Ms, Grt	Qtz, Mc, Spd, Ab, Ms	Qtz, Spd, Grt, Ap	Qtz, Ab, Ms, Brl Ms	Neto	Discordante	Granodiorita, tonalita y esquisto biotítico
Loma Blanca (LB)	32°31'57,38"S 65°24'55,41"O	N145°E	**200 x 150**	Lenticular	Ab, Mc, Qtz, Ms, Tur	-	-	Ab, Mc, Qtz, Ms, Tur	-	-	Cubierto	Discordante	Esquisto
María Elena (ME)	32°32'36,91"S 65°28'40,70"O	N160°E	**700 x 45**	Lenticular	Qtz, Ab, Mc, Ms, Brl, Tur, Grt, Ap, (Col-Mn, Zrn)(**)	Ab, Qtz, Ms	Ab, Ms, Qtz, Tur, Grt	Mc, Ab, Qtz, Ms, Brl (amarillo, celeste y verde), Tur, Col, Grt, Ap, Zrn	Qtz lechoso, Fl, Col(Mn)	Ab, Ms Ms	Neto	Discordante	Esquisto biotítico y diorita
CEMA	32°34'52,00" S 65°24'51,00" O	NE-SO	**100 x ancho variable**	Irregular	Qtz, Ab, Ms, Mc, Spd, Brl, Grt, Ap, Tur, litiofilita, beusita, triploidita, sicklerita, wyllieita, dickinsonita-(KMnNa), stanĕkita y varulita(***)	Qtz, Ab, Ms, Tur, Grt, Ap	Ab, Qtz, Ms, Tur, Grt, Ap	Qtz, Mc, Brl, nódulos fosfáticos, litioflita, beusita, triploidita, sicklerita, wyllieita, dickinsonita-(KMnNa), stanĕkita y varulita	Qtz, Spd	Ab, Ms, Qtz, Gr, Tur, Grt+Ap Ms, Qtz	Neto	Discordante	Diorita y esquisto

Tabla 6.2.3.0: Características de los cuerpos pegmatíticos del sector C-SI. Qtz: cuarzo, Ab: albita, Ms: muscovita, Grt: granate, Mc: microclino, Brl: berilo, Ap: apatita, Ep: epidoto, Tur: turmalina, Col: columbita, Spd: espodumeno, Zrn: circón, Fl: fluorita (Abreviaturas de nombres de minerales según Whitney y Evans 2010), -: ausente. (**) Roquet (2012) (***) Roda Robles *et al.* (2012).

6.2.4 Sector Potrerillos

En este sector (Fig. 6.2.4.0) se estudió una pegmatita diferente a las que se vienen describiendo en cuánto a características de signatura geoquímica y edad principalmente (tabla 6.2.4.0). Esta pegmatita es de signatura NYF y de edad devónica y se encuentra emplazada en el batolito de las Chacras-Potrerillos.

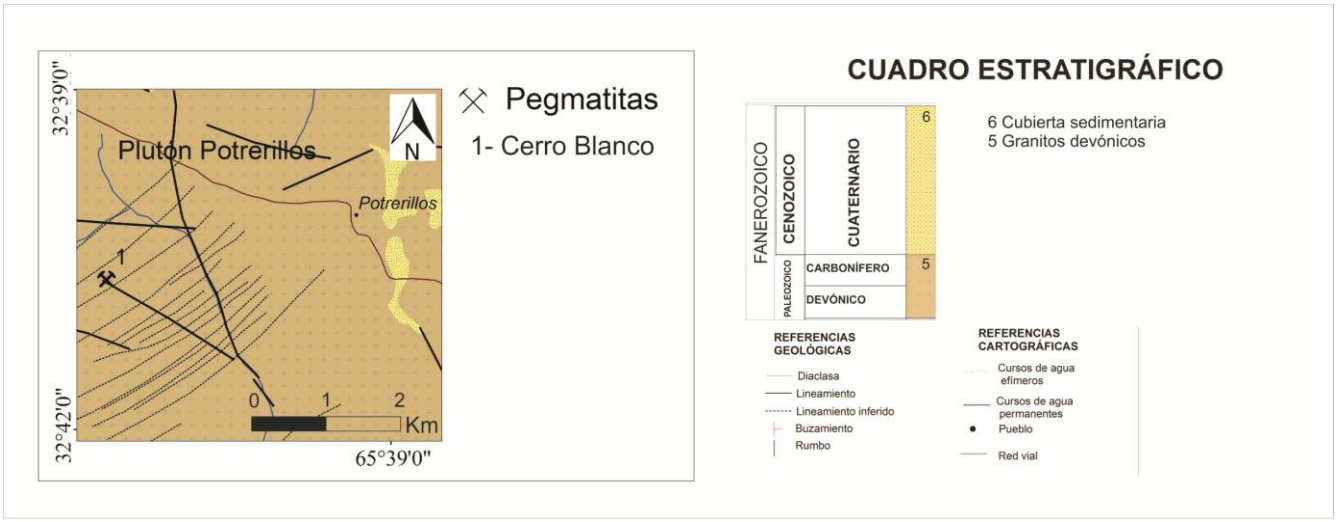


Figura 6.2.4.0: Ubicación de las pegmatitas del sector Potrerillos**.**

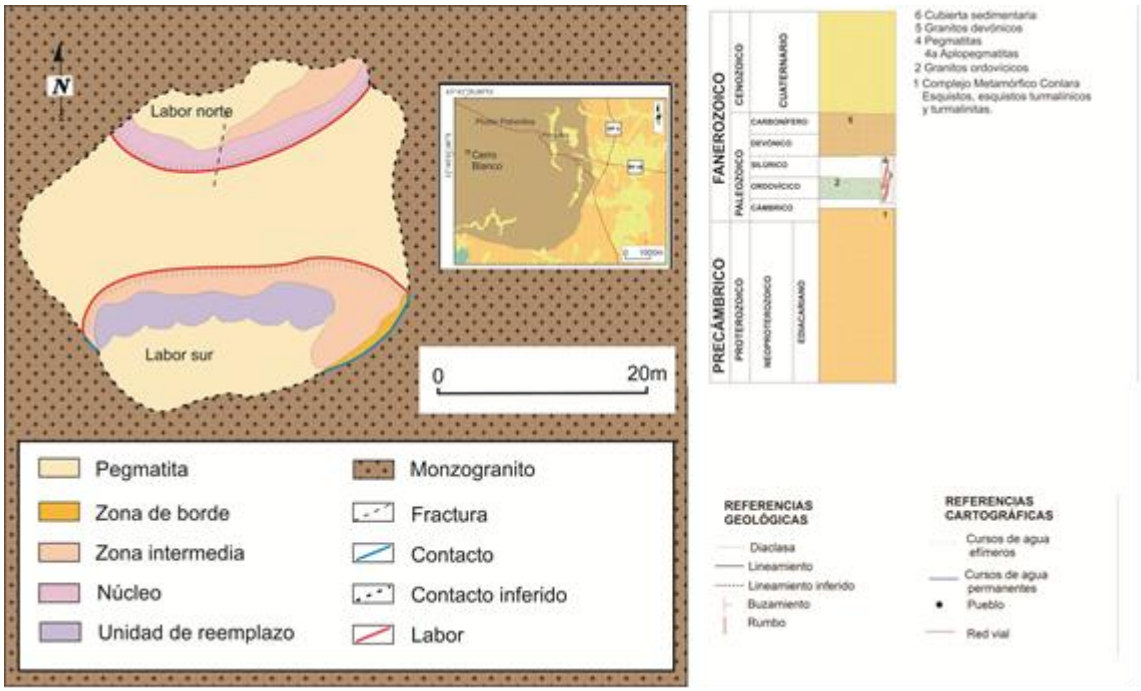


Figura 6.2.4.1: Pegmatita Cerro Blanco (CB)**.** Detalle de las labores y mapa de ubicación.

Cerro Blanco (CB)

La pegmatita Cerro Blanco se encuentra emplazada en la unidad RG perteneciente al batolito de Las Chacras-Potrerillos, se localiza a los 32°40'42,00"LS y 65°41'28,00"LO. Para acceder al yacimiento se debe tomar la ruta provincial 40 desde el paraje de Potrerillos, y recorrer 2,8 km hacia el oeste hasta la entrada a las canteras de granito y pegmatitas. Es un camino de tierra con dirección sur, se deben recorrer 2,5 km por ese camino hasta llegar a la pegmatita.

La roca de caja de la pegmatita es la facies RG del batolito, en esta zona la roca es de color rosado y su composición corresponde a una monzonita cuarzosa y el contacto es transicional.

Esta pegmatita es intragranítica, de signatura geoquímica NYF. Tiene morfología subcircular con una dimensión de 50 m de diámetro y es de mineralogía simple compuesta por albita, cuarzo, microclino y biotita. Como minerales accesorios presenta turmalina, berilo de variados colores, celeste, verde, y variedades gemológicas como aguamarina, también se observa apatita. Se observa pirita, wolframita, hematita, scheelita como probable producto de alteración hidrotermal que intruye a la pegmatita. Se observan abundantes cuerpos albíticos de reemplazo. Hay dos labores abandonadas, en una de ellas puede observarse un núcleo de cuarzo rosado. Las dimensiones de las labores son: 30 m de largo por 15 m de ancho y 8 m de profundidad; y 8 m de largo por 6 m de ancho y 8 m de profundidad.

Las labores permiten observar una zonación vertical y se distinguen las zonas de borde, intermedia, núcleo y unidades de reemplazo.

La zona de borde está definida por microclino (50%), biotita (30%) cuarzo (20%) de tamaño de grano fino. Todos los cristales tienen un tamaño homogéneo que no supera los 0,5 cm de diámetro. El microclino es de color rosado, los cristales de biotita son de color negro, el cuarzo es de color gris.

La zona intermedia está conformada por cuarzo (35%), microclino (25%), albita (20%), turmalina (10%), berilo y apatita (10%).

Esta zona intermedia es particular y muy diferente a todas las anteriormente descriptas debido a que los cristales tienen una disposición subparalela, en bloques, la mayoría de los cristales tiene hábito tabular. Se observa una estructura en capas. Los cristales de cuarzo son de color gris y se observa que rellenan espacios entre los demás cristales, respetando una dirección subparalela a la orientación de todos los cristales de la zona. Los cristales de microclino son de color gris masivos y engloban a los demás cristales. En muchos sectores se desarrolla textura gráfica entre microclino y cuarzo. Los cristales de albita son de color blanco, tabulares de tamaños centimétricos a métricos y se encuentran dispuestos subparalelamente. La turmalina es de color negro, cristaliza de forma de agregados de tamaños no mayores a 5 cm y se encuentra entre los cristales de albita. Los cristales de berilo se encuentran orientados de igual manera que los cristales de albita, tienen tamaños hasta 10 cm de largo y son de color verde, celeste y amarillo. Los cristales de apatita son de color gris y tienen tamaños que llegan al 1,5 cm.

La zona de núcleo está representada por cuarzo (75%), microclino (20%) y turmalina (5%).

El cuarzo es macizo, rosado, hialino y ahumado. Los cristales de microclino son de color gris y tamaños centimétricos. Los cristales de turmalina son de color negro, de hábito prismático y se encuentran cristalizando de forma radial, tienen tamaños que llegan a los 15 cm de largo y 2 cm de diámetro.

Se observan unidades de reemplazo albítico en forma de cuerpos circulares de color blanco de tamaños métricos que están reemplazando a microclino. En la externa sur se observa una continuidad de estos cuerpos de reemplazo que se amalgaman horizontalmente. En un sector cercano a la cúpula de la pegmatita se halla un cuerpo de reemplazo albítico-biotítico, se observa un núcleo de biotita, que es rodeado por albita. En ambos casos los cristales de albita son de color blanco y hábito laminar. Los cristales de biotita son de color negro de hasta 20 cm de diámetro.

En la zona del núcleo se observa una zona de fractura con hematita, pirita, wolframita, y también scheelita. Los cristales de hematita son de color rojizo y gris metálico, de hábito laminar. Los cristales de pirita se encuentran alojados en los cristales de albita como inclusión, se encuentran oxidados y tienen tamaños de 0,3 cm. En cristales de cuarzo también se observan cristales de pirita oxidados de 3 cm aproximadamente. Los cristales wolframita tienen hábito tabular y color gris metálico, en general cristaliza cubriendo superficies de cuarzo como una pátina gruesa. La scheelita es maciza de color blanco amarillento.

Pegmatita	Ubicación	Rumbo	Dimensiones l x a (m)	Morfología	Mineralogía	Zonación				Unidades de reemplazo	Contacto	Relación con la roca de caja	Roca de caja
						Borde	Externa	Intermedia	Núcleo				
Cerro Blanco (CB)	32°40'42,00"S 65°41'28,00"O	-	**50 x 50**	Globosa	Ab, Qtz, Mc, Bt, Tur, Brl, Ap	Mc, Bt, Qtz	-	Qtz, Mc, Ab, Tur, Brl (Celeste, verde y amarillo), Ap	Qtz(Rosa, ahumado, lechoso), Mc, Tur (Soles)	Ab-Bt Tur	Transicional	Concordante	Monzogranito

Tabla 6.2.4.0: Características de los cuerpos pegmatíticos del sector P**.** Qtz: cuarzo, Ab: albita, Ms: muscovita, Grt: granate, Mc: microclino, Brl: berilo, Ap: apatita, Tur: turmalina, (Abreviaturas de nombres de minerales según Whitney y Evans 2010), -: ausente.

a)



b)



Figura 6.2.4.2: Pegmatita Cerro Blanco (CB) **a)** Labor norte, la línea punteada de color rojo delimita gran parte del núcleo de la pegmatita. Se observan abundancia de óxidos de hierro (fotografía tomada hacia el sur), **b)** Labor sur, se observan grandes unidades de reemplazo albíticas de color blanco delimitadas por la línea punteada de color rojo (fotografía tomada hacia el norte).

a)



b)



Figura 6.2.4.3: Pegmatita Cerro Blanco (CB) **a)** Unidad de reemplazo en un sector cercano a la cúpula del cuerpo pegmatítico, se observan cristales de biotita en el centro, rodeados por albita de color castaño y blanco hacia los bordes de la unidad de reemplazo, (fotografía tomada hacia el sur desde la parte más alta de la labor norte) **b)** Labor sur, zonación vertical y disposición subparalela de los cristales de la zona intermedia (fotografía tomada hacia el norte).

a)



b)



c)



Figura 6.2.4.4: Pegmatita Cerro Blanco (CB) **a)** Detalle de la disposición subparalela de los cristales, **b)** Agregados radiales de turmalina en zona de núcleo, **c)** Pirita alterada a hematita en un cristal de cuarzo de la zona de núcleo.

CAPÍTULO 7: CRISTALOQUÍMICA DE FELDESPATO Y MUSCOVITA

La caracterización estructural de los feldespatos alcalinos de pegmatitas mediante la determinación del índice de triclinicidad y el estado estructural, condicionados ambos por la distribución (Al, Si) en sitios tetraédricos específicos, es una valiosa herramienta para el análisis de las condiciones fisicoquímicas que prevalecieron durante la cristalización de una pegmatita (Černý 1982). El estudio geoquímico de algunos minerales esenciales de las pegmatitas como feldespato potásico, albita, cuarzo y muscovita brinda información sobre características petrogenéticas del yacimiento (Trueman y Černý 1982, Černý *et al.* 1985, Černý 1994), tendencias evolutivas y grado de fraccionamiento interno de un cuerpo pegmatítico o bien del sistema granito-pegmatita (Shearer *et al.* 1985) y su potencial económico (Gordiyenko 1971, Smeds 1992), datos estos que permitirían establecer modelos petrogenéticos. Trabajos previos referidos a esta temática, en diversos yacimientos y distritos de la Provincia Pegmatítica Pampeana han sido llevados a cabo por Gómez y Lira (1994), Morteani *et al.* (1995), Galliski *et al.* (1997), Perino (1998), Oyarzábal y Perino (2000), Oyarzábal y Galliski (2002), Oyarzábal (2004), Oyarzábal y Roquet (2004) y Oyarzábal y Cadile (2004), entre otros.

En este capítulo se dan a conocer estudios de difracción de rayos X realizados sobre los feldespatos potásicos y geoquímicos realizados en muscovita y microclino de algunas pegmatitas representativas alojadas en el CMC.

7.1 CARACTERIZACIÓN ESTRUCTURAL DE FELDESPATO POTÁSICO

El feldespato potásico es un tectosilicato, cuya estructura interna está formada por una red tridimensional de tetraedros (T) SiO_4 y AlO_4, en relación ~3:1, con intersticios en los cuales se alojan cationes alcalinos, predominantemente K. En estos sitios estructurales en reemplazo de K, se alojan Rb, NH_4, Cs, Ca, Sr, Pb, Ba, Eu, La y Li, mientras que B, Ga, Ge, Fe, Mg, Ti y P son incorporados como reemplazos en los sitios tetraédricos. Si bien el Li es un catión pequeño para ocupar el sitio estructural de K, su sustitución ha sido documentada por numerosos autores (Gordiyenko 1971, Parsons 2012, Deer *et al*. 2001, entre otros).

El grado de ordenamiento estructural, las variables de simetría y las dimensiones de celda unidad están fuertemente condicionadas por la distribución de Al en sitios T y por el grado de sustitución del K^+, los cuales varían según factores como la velocidad de enfriamiento, presencia de exsoluciones sódicas, composición de fluidos, intensidad de procesos deformacionales, presencia de determinados elementos traza y características texturales (Guidotti *et al.* 1973; Neves y Godinho 1999).

En líneas generales, se considera que una estructura altamente ordenada con simetría triclínica y con un estado estructural correspondiente a microclino máximo sugiere condiciones de enfriamiento lento (Shmakin 1979) o de cristalización con baja cinética de nucleación (Oyarzábal *et al.* 2011).

El índice de triclinicidad y el estado de ordenamiento estructural de los feldespatos alcalinos, expresado como el contenido de Al en sitios tetraédricos específicos $T_1(o)$, y cuantificado por las variables (t_1o+t_1m) y (t_1o-t_1m), pueden ser determinados a través del cálculo de los parámetros de la celda unidad, y por la posición relativa de líneas de difracción características.

El índice de triclinicidad (Δ) surge de la ecuación de Goldsmith y Laves (1954), la que

considera la diferencia entre los espaciados interplanares 131 y $1\bar{3}1$, Δ=12,25 (d_{131}-$d_{\bar{1}31}$). El resultado refleja el grado de alejamiento de la simetría monoclínica. Valores cercanos a Δ=1 indican máxima triclinicidad, lenta cristalización, mientras que valores cercanos a 0 indican simetría monoclínica y cristalización rápida.

El estado estructural, expresado como el contenido de Al en sitios tetraédricos específicos $T_1(o)$, se determina utilizando los parámetros *b*, *c**, γ^*-α^* (Wright y Stewart 1968), y en función del valor 2θ de los planos reticulares 0 6 0, $\bar{2}$ 0 4, 1 3 0, 1 $\bar{3}$ 0 y $\bar{2}$ 0 1 (Kroll y Ribbe, 1987).

Otra variable que puede determinarse es el índice de deformación (SI: "*strain index*") definido por Kroll y Ribbe (1987). Este parámetro cuantifica las microtensiones generadas en la estructura debido a intercrecimientos pertíticos y la medida en que la estructura de la fracción sódica pierde coherencia o continuidad de la estructura con respecto a la estructura de la fracción potásica. Para calcularlo se utilizan las dimensiones de celda unidad *a*, *b* y *c* (SI_1), o los espaciamientos interplanares $d_{\bar{2}01}$, d_{060} y $d_{\bar{2}04}$ (SI_2). Para calcularlo se utilizan las dimensiones de celda unidad *a*, *b* y *c* (SI_1).

Con la finalidad de obtener información sobre el estado estructural de los feldespatos, se realizaron análisis de difracción de rayos X de feldespatos potásicos de siete pegmatitas, todas pertenecientes al sector San Pablo-Las Lagunas. Los feldespatos estudiados provienen de las pegmatitas Don Raúl 1 (muestras DR y DRN), La Cocha 1 (LC1), Miguelita 1 (MIG1), La Cocha 2 (LC2), La Cocha 4 (LC4) e Hinojito 1 (H1) (Fig. 6.2.0).

7.1.1 Resultados

En las tablas 7.1.1 y 7.1.2, se encuentran los datos difractométricos y los parámetros cristalográficos, respectivamente, de todas las muestras de feldespato potásico.

La diferencia entre $d_{1\,3\,1}$ y $d_{1\,\bar{3}\,1}$, en función de 2θ, de los feldespatos estudiados varía entre 0,069 y 0,080. Si se aplica la ecuación de Goldsmith y Laves (1954), el rango de valores de

triclinicidad oscila entre 0,857 y 1,001 (tabla 7.1.3). Los valores levemente superiores a Δ=1,0 se deben a diferencias entre $d_{1\,3\,1} - d_{1\,\bar{3}\,1}$ mayores a 0,08Å, límite superior propuesto por Goldsmith y Laves (1954) para la máxima triclinicidad.

El estado estructural, o el contenido de Al en sitios tetraédricos específicos se determinó con los parámetros de la celda y con el valor 2θ de planos específicos de acuerdo a lo expuesto en el apartado anterior. Los resultados de estos cálculos se presentan en la tabla 7.1.3. Estos datos indican que son feldespatos con simetría triclínica con t_1o que oscila entre 0,961 y 1,039, si se consideran, para su cálculo, las dimensiones de la celda recíproca (Wright y Stewart 1968), y t_1o entre 0,948 y 1,080, si se utilizan los valores de 2θ (Kroll y Ribbe 1987). Valores $t_1o>1$ y $t_{1m}<0$ son incorrectos, pero se los justifica por errores muy frecuentes en este tipo de cálculos (Kroll y Ribbe 1983, 1987). Se aprecia que todas las muestras presentan t_1o cercano a la unidad, indicando un ordenamiento (Al, Si) extremo, correspondiente microclino bajo (LM: "low microcline"). Estos cálculos se muestran representados gráficamente en la figura 7.1.1.

Con respecto al índice de deformación o de microtensiones (SI) se obtuvieron valores entre $-0{,}011 \leq SI_1 \leq 0$ para la fase rica en potasio que fueron calculados utilizando los parámetros de celda unidad *a, b* y *c*. Si se considera que valores cercanos a 25-30 indican que el feldespato potásico es fuertemente pertítico (Kroll y Ribbe 1987), los datos obtenidos para las pegmatitas del CMC indicarían microtensiones practicamente nulas como consecuencia de que el grado de coherencia entre las estructuras de la fracción potásica y sódica es muy bajo debido a que esta última se equilibró estructuralmente, por lo cual se minimizan las microtensiones. Es importante, también, considerar que la desviación de las dimensiones de la celda puede estar influenciada por el tamaño de los dominios de la fracción sódica – los de menor tamaño son más fácilmente deformados – y por la presencia de perturbaciones composicionales (Blasi y De Pol Blasi, 1993).

La ubicación de Al en los sitios tetraédricos t_1o de los feldespatos indica un alto grado de ordenamiento, ya que los valores obtenidos son mayores a 0,961 para t_1o, lo que significa que el Al se encuentra en dicha posición de manera predominante.

Comparando los resultados obtenidos de las muestras analizadas, se encuentra una relación inversa entre triclinicidad y SI (*strain index*), particularmente notable para las muestras de las pegmatitas LC2 y LC4, ya que las mismas presentan el más bajo grado de triclinicidad (0,85 y 0,90, respectivamente) y los valores de SI más cercanos a 0. O sea, son los feldespatos que han sufrido menos microtensiones en la estructura. También puede observarse en los gráficos de la figura 7.1.1, que LC2 y LC4 son los valores que más se alejan de la estructura de microclino bajo. El más bajo grado de triclinicidad obtenido para estas pegmatitas estaría indicando una velocidad de enfriamiento algo más alta, o más alta cinética de nucleación y/o ausencia de fluidos acuosos que promovieran el proceso de ordenamiento. Los bajos índices de deformación interna podrían explicarse porque la estructura de los dominios sódicos se reequilibraron más rápidamente, probablemente como consecuencia del enfriamiento mas rápido.

Por otro lado, todos los resultados se comparan con los datos de la pegmatita Aida (Roquet y Oyarzábal 2002), la cual está emplazada también en rocas metamórficas del Complejo Metamórfico Conlara. Es una pegmatita con zonación, compuesta por cuarzo, microclino, albita, muscovita, biotita, berilo, turmalina, apatita y granate, y pertenece a clase elementos raros, subclase REL-Li, tipo Berilo. Los resultados del cálculo de triclinicidad de los feldespatos potásicos de dicha pegmatita indican que se trata de microclino bajo, lo que coincide con la información obtenida durante la presente investigación, con excepción de un ligero desplazamiento de los feldespatos de las pegmatitas LC2 y LC4.

hkl	d_{obs}(Å)	I/I_0	d_{obs}(Å)	I/I_0	d_{obs}(Å)	I/I_0	d_{obs}(Å)	I/I_0	d_{obs}(Å)	I/I_0	d_{obs}(Å)	I/I_0	d_{obs}(Å)	I/I_0
	Don Raúl (DR)		Don Raúl (DRN)		La Cocha 1 (LC1)		Miguelita 1 (MIG1)		La Cocha 2 (LC2)		La Cocha 4 (LC4)		Hinojito 1 (H1)	
1 1 0	6,72	3	-	-	6,75	5	-	-	-	-	-	-	-	-
0 0 1	6,49	6	6,49	8	6,51	9	6,48	6	6,457	5	6,45	5	6,51	7
1 1 $\bar{1}$	5,92	2	5,95	6	5,96	4	-	-	-	-	-	-	5,95	5
1 $\bar{1}$ $\bar{1}$	-	-	5,80	5	-	-	-	-	-	-	-	-	5,84	3
2 0 $\bar{1}$	4,22	6	4,22	36	4,23	14	4,22	10	4,21	2	4,21	4	4,25	21
1 1 1	3,98	6	3,99	13	4,00	10	3,98	7	3,97	3	3,97	5	3,99	9
1 $\bar{1}$ 1	3,92	3	3,92	6	3,93	5	-	-	3,91	1	3,91	1	3,93	4
1 3 0	3,83	11	3,84	23	3,84	20	3,83	10	3,82	4	3,84	6	3,85	17
1 $\bar{3}$ 0	3,71	8	3,71	15	3,71	14	3,71	12	3,69	4	3,69	4	3,71	10
1 3 $\bar{1}$	3,66	7	3,67	18	3,68	12	3,65	6	3,65	2	3,65	4	3,67	11
1 $\bar{3}$ $\bar{1}$	3,60	3	3,61	8	-	-	3,63	2	3,59	2	3,58	2	-	-
2 2 $\bar{1}$	-	-	-	-	-	-	-	-	3,56	1	3,56	1	-	-
1 1 $\bar{2}$	3,49	12	3,50	25	3,50	18	3,48	17	-	-	-	-	3,50	21
1 $\bar{1}$ $\bar{2}$	3,37	23	3,38	39	3,38	26	3,37	15	3,38	8	3,36	13	3,38	29
$\bar{2}$ 2 0	3,29	15	3,29	32	-	-	3,28	18	3,28	9	-	-	3,29	21
0 0 2	3,25	100	3,25	100	3,26	100	3,25	100	3,24	100	3,24	100	3,25	100
1 3 1	3,03	15	3,04	14	3,04	11	3,03	7	3,03	3	3,03	7	3,04	13
1 $\bar{3}$ 1	2,96	6	2,96	22	2,96	17	2,96	9	2,96	3	2,95	7	2,96	17
0 2 2	2,91	8	2,91	18	2,91	16	2,91	10	2,92	2	2,90	6	2,91	13
$\bar{1}$ $\bar{3}$ 2	2,78	2	2,79	6	2,79	4	2,79	4	2,78	1	2,78	2	2,79	5
$\bar{1}$ 3 2	2,76	4	2,76	7	2,76	6	2,75	4	2,75	1	2,76	4	2,76	5
$\bar{3}$ $\bar{1}$ 2	2,62	5	2,62	10	2,62	10	2,62	6	2,61	2	2,62	3	2,62	8
1 1 2	2,57	5	2,57	10	2,56	9	2,57	6	2,57	2	2,56	4	-	-
3 1 0	-	-	-	-	-	-	2,55	4	2,55	1	2,54	2	2,54	5
2 $\bar{4}$ $\bar{1}$	2,52	5	2,53	7	2,53	7	2,52	6	2,52	2	2,52	3	2,53	5
$\bar{2}$ 4 0	2,43	4	2,43	8	2,43	8	2,43	5	2,42	1	2,43	2	2,43	8
$\bar{1}$ 1 3	2,33	3	2,34	8	2,33	6	2,33	4	2,33	1	2,33	2	2,34	7
0 6 0	2,16	10	2,16	23	2,16	14	2,16	13	2,16	5	2,16	10	2,16	21
4 0 $\bar{1}$	2,12	2	-	-	-	-	2,12	3	-	-	2,12	1	2,12	3
2 2 2	1,99	5	2,00	10	1,99	6	1,99	4	1,99	2	1,99	3	1,99	5
2 $\bar{2}$ 2	-	-	1,96	5	1,96	4	1,96	3	-	-	1,96	2	-	-
4 0 0	1,93	4	1,93	5	1,93	9	1,92	4	1,92	1	1,92	2	1,93	6
$\bar{2}$ 6 1	-	-	1,89	4	-	-	1,90	2	-	-	1,89	1	-	-
1 1 3	1,87	4	1,86	8	1,87	5	1,86	5	1,86	3	1,86	3	1,87	4
1 $\bar{1}$ 3	1,86	4	-	-	1,86	5	1,86	6	1,86	2	-	-	1,86	6
2 6 $\bar{2}$	1,82	3	-	-	1,82	4	-	-	1,82	2	1,82	2	1,82	4
$\bar{2}$ 0 4	1,81	10	1,81	23	1,81	15	1,81	15	1,80	5	1,80	7	1,81	24
0 $\bar{4}$ 3	1,79	3	1,79	11	1,79	6	1,79	4	1,79	2	1,79	3	1,79	7

Tabla 7.1.1: Espaciado interplanar (*d*) e intensidad (I/I_0) de los feldespatos.

	a (Å)	*b* (Å)	*c* (Å)	*α* (°)	*β* (°)	*γ* (°)
DR	8,5718 (±0,0262)	12,9539 (±0,0282)	7,2174 (±0,0218)	90,59 (±0,26)	115,99 (±0,16)	87,68 (±0,18)
DRN	8,5798 (±0,0145)	12,9486 (±0,0121)	7,2294 (±0,0116)	90,63 (±0,16)	115,93 (±0,08)	87,64 (±0,09)
LC1	8,5743 (±0,0067)	12,9723 (±0,006)	7,2242 (±0,006)	90,80 (±0,07)	115,89 (±0,05)	87,64 (±0,04)
MIG1	8,5677 (±0,0066)	12,9675 (±0,0059)	7,2201 (±0,0044)	90,73 (±0,06)	115,94 (±0,04)	87,71 (±0,05)
LC2	8,5671 (±0,0098)	12,9585 (±0,0088)	7,2134 (±0,0068)	90,68 (±0,12)	115,94 (±0,05)	87,72 (±0,06)
LC4	8,5731 (±0,0081)	12,9511 (±0,009)	7,2143 (±0,0068)	90,67 (±0,1)	115,99 (±0,05)	87,69 (±0,06)
H1	8,5749 (±0,006)	12,9719 (±0,0066)	7,2302 (±0,0061)	90,71 (±0,08)	115,91 (±0,04)	87,62 (±0,05)

Tabla 7.1.2: Dimensiones y valores angulares de las celdas unitarias de los feldespatos potásicos de las muestras de las pegmatitas. Cálculos realizados con programa CELREFV3 (Laugier y Bochu, 2003).

	a*(Å)	b*(Å)	c*(Å)	α*(°)	β*(°)	γ*(°)	V*(Å^3)
DR	0,1299	0,0860	0,1543	90,47	64,01	92,29	719,7
DRN	0,1297	0,0859	0,1539	90,45	64,07	92,32	721,7
LC1	0,1297	0,0858	0,1540	90,26	64,12	92,24	722,3
MIG1	0,1299	0,0858	0,1542	90,30	64,07	92,19	720,7
LC2	0,1299	0,0859	0,1543	90,35	64,07	92,20	719,5
LC4	0,1299	0,0860	0,1543	90,38	64,02	92,24	719,4
H1	0,1298	0,0858	0,1539	90,37	64,10	92,30	722,7

Tabla 7.1.2 (Continuación): Dimensiones y valores angulares Donde "*" es igual a las dimensiones de celda recíproca. Cálculos realizados con programa CELREFV3 (Laugier y Bochu, 2003)

	Triclinicidad	Distribución (Al,Si) en términos de b-c* y α*-γ*					Distribución (Al,Si) en términos de $2\theta_{(060)}$-$2\theta_{(-204)}$ y $\Delta 2\theta_{(130)}$-$2\theta_{(201)}$					SI_1
	Δ	$\sum t_1$	Δt_1	t_1o	t_1m	$2t_2$	$\sum t_1$	Δt_1	t_1o	t_1m	$2t_2$	
DR	0,9321	0,9627	0,9944	0,9785	-0,0158	0,0186	1,0103	0,9723	0,9913	-0,0095	-0,0052	-0,001
DRN	0,9600	1,0656	1,0123	1,0390	0,0267	-0,0328	0,9831	0,9133	0,9482	-0,0174	0,0085	-0,005
LC1	0,9348	0,9690	1,0139	0,9914	-0,0225	0,0155	0,9686	0,9584	0,9635	-0,0025	0,0157	-0,008
MIG1	0,9321	0,9457	0,9829	0,9643	-0,0186	0,0271	0,9941	0,9874	0,9907	-0,0017	0,0030	-0,006
LC2	0,8569	0,9438	0,9782	0,9610	-0,0172	0,0281	1,0050	1,0211	1,0131	0,0040	-0,0025	-0,001
LC4	0,9046	0,9594	0,9907	0,9751	-0,0156	0,0203	0,9889	1,1705	1,0797	0,0454	0,0056	0,000
H1	1,0005	0,9897	1,0216	1,0057	-0,0160	0,0052	0,9994	1,0209	1,0101	0,0054	0,0003	-0,011

Tabla 7.1.3: Índice de triclinicidad, distribución (Al, Si) y SI (strain index) de feldespatos potásicos de las pegmatitas.

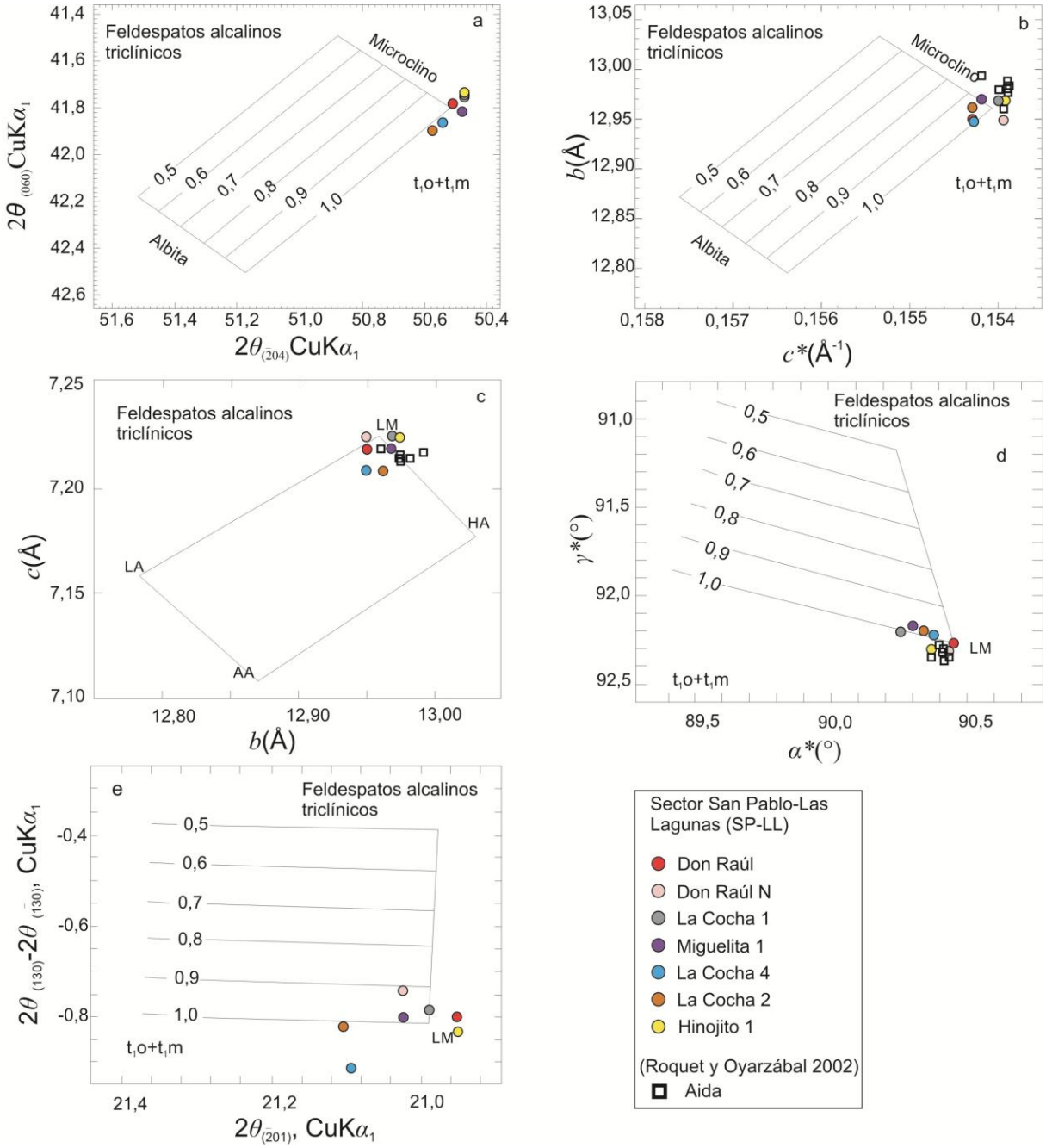


Figura 7.1.1: Diagramas de ordenamiento (Al, Si) para feldespato potásico de las pegmatitas de la región y la pegmatita Aida, según datos de Roquet y Oyarzábal (2002) **a)** $2\theta_{(\bar{2}04)}$- $2\theta_{(060)}$, **b)** *b*-*c**, **c)** *c*-*b*, **d)** *α**-*γ** y, **e)** $2\theta_{(130)}$-$2\theta_{(1\,\bar{3}0)}$ *vs*. $2\theta_{(\bar{2}01)}$. Donde LM = "low microcline", HS = "high sanidine", LA = "low albite"), y AA = "analbite".

7.2 CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE FELDESPATOS Y MUSCOVITAS

La variación composicional de feldespatos y muscovita tanto dentro de un mismo cuerpo pegmatítico así como en el ámbito de un grupo o distrito refleja la evolución petrogenética (Trueman y Černý 1982, Černý *et al.* 1985, Černý 1994, Galliski 1994 a y b, Galliski *et al.* 1997), las tendencias de la evolución geoquímica en depósitos co-genéticos (Shearer *et al.* 1985) y su potencial económico (Heinrich 1962, Gordiyenko 1971, Černý 1989, Smeds 1992, Morteani *et al.* 1995). Numerosos trabajos de la literatura internacional y local han utilizado este tipo de análisis, de la química mineral, para estudiar cuerpos o distritos pegmatíticos y así clasificarlos según su tipología (Gordiyenko 1971, Trueman y Černý 1982, Galliski *et al.* 1997, Černý y Ercit 2005). Particularmente en Argentina, en la Sierra de San Luis, destacan los trabajos de Galliski *et al.* (1997), Roquet *et al.* (2008) y Oyarzábal *et al.* (2009).

Los cristales de feldespato pueden alojar en su estructura NH_4^+ y elementos tales como Rb, Cs, Ca, Sr, Pb, Ba, Eu, La y Li en la posición alcalina, sustituyendo a los elementos químicos K y Na (Černý 1994), mientras que el Al puede ser reemplazado por Fe^{3+} y menores cantidades de Ti. Los elementos Mg, Fe^{2+} (en pequeña cantidad) y ocasionales cantidades de Mn reemplazan al Ca, aunque está en duda si el Fe^{2+} se ubica en la estructura, como reemplazo, o solo como impureza (Deer *et al.* 2001).

La composición de elementos trazas de muscovita es otro indicador útil del grado de fraccionamiento en pegmatitas de metales raros (Tischendorf *et al*. 2001; London 2008). En pegmatitas altamente fraccionadas, las concentraciones de Rb, Cs, Li, Mn, Ga, Tl, Sn y Ta, en la mica muscovita aumentan, mientras que las relaciones K/Rb, K/Cs, K/Tl, Fe/Mn y Al/Ga muestran una concomitante disminución. Lopes Nunes (1973) realizó numerosos análisis en micas de pegmatitas de elementos raros demostrando que a medida que aumenta el fraccionamiento geoquímico del mineral, se va empobreciendo en Ba. Varios de estos datos

fueron recopilados por Černý y Burt (1984). El contenido de Ta y Cs de muscovita también ha sido utilizado como una herramienta de exploración; según Beus (1966) y Gordiyenko (1971) una concentración de Ta superior a 20 y a 80 ppm respectivamente son los umbrales que indicarían probables mineralizaciones de Ta-Nb, mientras que Selway *et al*. (2005) consideran que los valores deberían ser mayores a 65 ppm de Ta y por encima de 500 ppm de Cs.

El objetivo del estudio de química mineral de feldespato y muscovita es caracterizar petrogenéticamente los cuerpos pegmatíticos, delinear su grado de evolución y potencial económico, como así también compararlos con los resultados obtenidos por otros autores en pegmatitas ricas en Li o en Be del mismo distrito pegmatítico, de distritos aledaños y de ejemplos a nivel mundial. Dada la limitada extensión de los afloramientos y de las labores existentes, el estudio de las micas y feldespato constituye a su vez una herramienta de interés para la valoración de su potencial económico

En este capítulo se presentan datos de análisis químicos de elementos mayoritarios y trazas sobre muestras de muscovita y feldespato potásico de pegmatitas del sector Tilisarao-Renca: San Olegario, 31 de Enero, La Ribereña, Señor de Renca, Yucín, Ojo de Agua, Cordialidad, Lilianita, Orca, Señor de Renca N; del sector San Pablo Las Lagunas: Los Pejecitos, Tapia 1, Hinojito 1, Hinojito 2, La Cocha 1, La Cocha 2, La Cocha 4, Don Raúl, Miguelita 1 y Miguelita 2; y de una pegmatita ubicada al sur muy cercana a la localidad de La Toma, denominada La Toma-Los Membrillos (Fig. 6.1 y 6.2.0).

Todas las muestras de feldespato corresponden a zonas intermedias de las pegmatitas, lo que permite que la comparación de los resultados entre sí y con datos publicados, sea válida. Solamente hay una muestra de la pegmatita Don Raúl que se tomó del núcleo, y se analiza por separado. Las muestras de muscovita del sector T-R, por otra parte, corresponden a la zona externa (pared), y en las pegmatitas La Ribereña y Orca se incluyeron, además muestras del núcleo. En las pegmatitas del sector SP-LL se tomaron muestras de muscovita de zona

intermedia. El análisis comparativo y evolutivo de estas muestras fueron consideradas en forma separada. De esta manera, se elimina la posibilidad de que las variaciones en el contenido de elementos trazas se relacione con su ubicación en la pegmatita. Todas las micas muestreadas se interpretan, de acuerdo con sus características, como de cristalización temprana.

7.2.1 Feldespato alcalino

Se realizaron análisis químicos en feldespato de algunas pegmatitas de la zona (metodología detallada en el ítem 3.3). En una primera etapa se estudiaron los cristales de cinco de las pegmatitas del sector Tilisarao-Renca (San Olegario, 31 de Enero, La Ribereña, Señor de Renca, Yucín) y en una segunda etapa se estudiaron seis de las pegmatitas del sector San Pablo-Las Lagunas (Hinojito 1, La Cocha 1, La Cocha 2, La Cocha 4, Don Raúl, Miguelita 1). El feldespato más abundante es microclino y se presenta como cristal subhedral pertítico de grano grueso, de color rosado a algo grisáceo y hasta blanco, con desarrollo local de crecimiento gráfico. En el caso de Yucín y Señor de Renca, el único feldespato reconocido es plagioclasa mientras que las restantes pegmatitas en su mayoría poseen plagioclasa que coexiste con microclino. En todos los casos los cristales de plagioclasa son de color rosado, gris a blanco y presentan hábito tabular.

7.2.1.1 Análisis y Resultados

Características composicionales del feldespato potásico y plagioclasa

Los resultados analíticos en feldespatos se presentan en la tabla 7.2.1.1.

Los rangos de contenidos de K_2O en microclino se encuentran entre 10,42 y 13,1%. Los elementos traza presentan las siguientes variaciones, Rb: 578-2076 ppm, Ba: 6-92 ppm, Sr: 28-459 ppm, Cs: 372-565 ppm, Ga: 7-17 ppm, Ta: 6-7 ppm, Nb: 150-178 ppm y Pb: 201-370 ppm. Para el caso de las plagioclasas el rango de Na_2O se encuentra entre 7,79 y 11,5%. Los datos de P_2O_5 de todos los feldespatos oscilan entre 0,05 y 0,24%.

Uno de los objetivos del análisis de este mineral es establecer la posibilidad de que estas pegmatitas sean portadoras de mineralizaciones de interés económico. Para esto, se comparan los resultados obtenidos con resultados de trabajos previos, de otros autores, como herramienta para inferir el potencial de mineralización. Para esto, se utilizan los resultados de las investigaciones de Galliski *et al.* (1997) y de Roquet *et al.* (2008) en feldespato de pegmatitas del Distrito Conlara, clasificadas como clase elementos raros, tipo berilo y tipo complejo, subtipo espodumeno y tipo albita-espodumeno y de Oyarzábal *et al*. (2009) en pegmatitas del Distrito Totoral, clasificadas como estériles, de tipo berilo, subtipo berilo-columbita-fosfato, tipo complejo, subtipo espodumeno, tipo albita-espodumeno y tipo albita.

Una de las relaciones útiles para estudiar las pegmatitas es K/Rb del feldespato potásico ya que debido al comportamiento incompatible de Rb se concentra a medida que aumenta el fraccionamiento (Černý *et al.* 1985; Küster *et al.* 2009; Černý *et al.* 2012). Este proceso también se acompaña de una disminución en Ba y Sr (Černý *et al.* 1981; Icenhower y London, 1996). No obstante otros factores como el grado de fusión parcial, composición de la fuente y otros minerales que cristalizan, también pueden controlar la química mineral. Los valores K/Rb calculados en esta investigación se encuentran entre 49 y 150 en donde los valores más altos corresponden a feldespatos de las pegmatitas San Olegario y 31 de Enero, y los valores más bajos a los de La Cocha 1 y La Cocha 4 (tabla 7.2.1.1).

De acuerdo con lo anterior, se utiliza la relación K/Rb *vs* P_2O_5 de feldespatos potásicos que permite distinguir y discriminar entre pegmatitas de clase muscovita y estériles (campo I) y pegmatitas con mayor grado de diferenciación de signatura LCT (campo II), según el límite de 0,1% de P_2O_5 establecido por London *et al.* (1990) y London (1992). En primer lugar se analizan los datos obtenidos para el sector T-R (Fig. 7.2.1.1a), para el cual el ploteo de los datos de la pegmatita San Olegario se ubica en ambos lados del límite de 0,1 % de P_2O_5, la pegmatita 31 de Enero se ubica en el campo II, y se acerca considerablemente a los datos de

las muestras de zona intermedia de la pegmatita Las Cuevas (Galliski *et al.* 1997) la cual es portadora de espodumeno. Si bien, aún no se ha encontrado este mineral en el cuerpo 31 de Enero, este análisis sugeriría una potencial mineralización. Los datos de la pegmatita La Ribereña se ubican en el campo I, de pegmatitas estériles, aunque muy cercano al campo de las pegmatitas mineralizadas, y uno de sus datos es comparable con la pegmatita La Meta, que se encuentra agrupada entre las pegmatitas que contienen Cs, Be, Ta, y Li, también portadora de espodumeno (Galliski *et al.* 1997).

Las muestras del sector SP-LL se localizan en el campo II (Fig. 7.2.1.1a), correspondiente a pegmatitas con mayor grado de diferenciación, y se diferencian dos grupos. Uno de los grupos está formado por las pegmatitas Miguelita 1, Don Raúl e Hinojito 1 que presentan porcentajes de P_2O_5 muy similares entre sí, y menores a las restantes. El ploteo de los resultados de este primer grupo es también coincidente con los datos pertenecientes a la zona intermedia de Las Cuevas (Galliski *et al.* 1997). El segundo grupo lo constituyen las pegmatitas La Cocha 1, La Cocha 2 y La Cocha 4, cuyos valores porcentuales de P_2O_5 se acercan a los valores obtenidos para la zona intermedia de la pegmatita Las Cuevas (Galliski *et al.* 1997), zona en la que también se describieron mineralizaciones de espodumeno, y también los datos obtenidos en esta tesis se acercan a los de las pegmatitas Teresaida, San Luis I y San Luis II (Oyarzábal *et al.* 2009) pertenecientes al distrito Totoral que presentan mineralización de espodumeno. Al igual que la pegmatita 31 de Enero, si bien, no se ha encontrado espodumeno aún, en estas pegmatitas, existe una potencial posibilidad de mineralización de acuerdo con los resultados de estos análisis.

El aumento en los valores de Rb y el empobrecimiento en Sr y Ba, indican un mayor grado de fraccionamiento. Los diagramas K/Rb-Rb/Sr y K/Rb-Ba (Fig. 7.2.1.1 b y c) señalan la tendencia de fraccionamiento y la gráfica de los contenidos de las pegmatitas estudiadas permite distinguir poblaciones de datos con características mineralógicas similares a los

grupos de pegmatitas definidos por Galliski *et al.* (1997). Analizando las pegmatitas del sector T-R, el cuerpo pegmatítico La Ribereña presentaría un mayor grado de fraccionamiento que los de San Olegario y 31 de Enero, y sus contenidos son comparables con los de La Meta y con los de zona intermedia de Las Cuevas (ambas clasificadas como de subtipo espodumeno). Las pegmatitas del sector SP-LL con mayor grado de fraccionamiento serían La Cocha 1, La Cocha 4, Don Raúl y La Cocha 2, siendo La Cocha 1 la más fraccionada y La Cocha 2 la que presenta menor fraccionamiento de este grupo. Estos resultados también se asemejan a los obtenidos para las pegmatitas La Meta (Galliski *et al.* 1997) y San Luis I (Oyarzábal *et al.* 2009), mineralizadas con espodumeno. El feldespato de la pegmatita Don Raúl tiene contenidos de K/Rb y Ba que serían contradictorios debido a que la relación K/Rb es alta y las cantidades de Ba son bajas, en relación a los cristales de zona intermedia. Esta relación aparentemente contradictoria podría adjudicarse a una tendencia anómala por la acción de un proceso hidrotermal, aun incipiente, que haya movilizado el Rb. Un error analítico en la determinación de Ba debería haber afectado también a otras muestras por lo cual se descarta esta posibilidad. Un segundo grupo se distingue para el sector SP-LL que tiene valores mayores de K/Rb y está definido por las pegmatitas Miguelita 1 e Hinojito 1 y presentan mayores contenidos de Ba que el resto de las pegmatitas de este grupo. Estos últimos resultados se acercan a los obtenidos por Oyarzábal *et al.* (2009) para las pegmatitas La Empleada, Ranquel y Santa Ana clasificadas como de tipo berilo, subtipo berilo-columbita-fosfato. Este último resultado coincide con los minerales encontrados en la pegmatita Miguelita 1 que posee berilo, aunque en Hinojito 1 no se encontraron mineralizaciones hasta el momento.

Otra relación importante para establecer el grado de fraccionamiento químico es K/Cs cuando se considera entre granitos y pegmatitas o bien dentro de un conjunto de pegmatitas (Gordiyenko 1971, Černý *et al.* 1985) ya que al ser el Cs un elemento altamente incompatible

su incremento indica un avanzado grado de fraccionamiento. Si se grafica K/Rb *vs* Cs (Fig. 7.2.1.1d) se puede apreciar que la relación K/Rb disminuye cuando se incrementa el contenido de Cs en este caso, aumentando el grado de fraccionamiento. El diagrama dio por resultado agrupamientos, con las pegmatitas La Cocha 1 y La Cocha 4 ubicadas en el campo de las pegmatitas de tipo albita-espodumeno y tipo complejo subtipo espodumeno junto con las pegmatitas Teresaida, San Luis I y San Luis II del distrito Totoral (Oyarzábal *et al.* 2009). Las pegmatitas Miguelita 1 y Don Raúl se ubican en el campo 2 definido para pegmatitas de tipo berilo, en conjunto con las pegmatitas del distrito Totoral que son portadoras de este tipo de mineralización. Los feldespatos de las pegmatitas Hinojito 1 y La Cocha 2 se encuentran entre los campos 2 y 3. En estos diagramas no se incluyen las muestras de T-R debido a que no se ha analizado Cs en los feldespatos de estas pegmatitas.

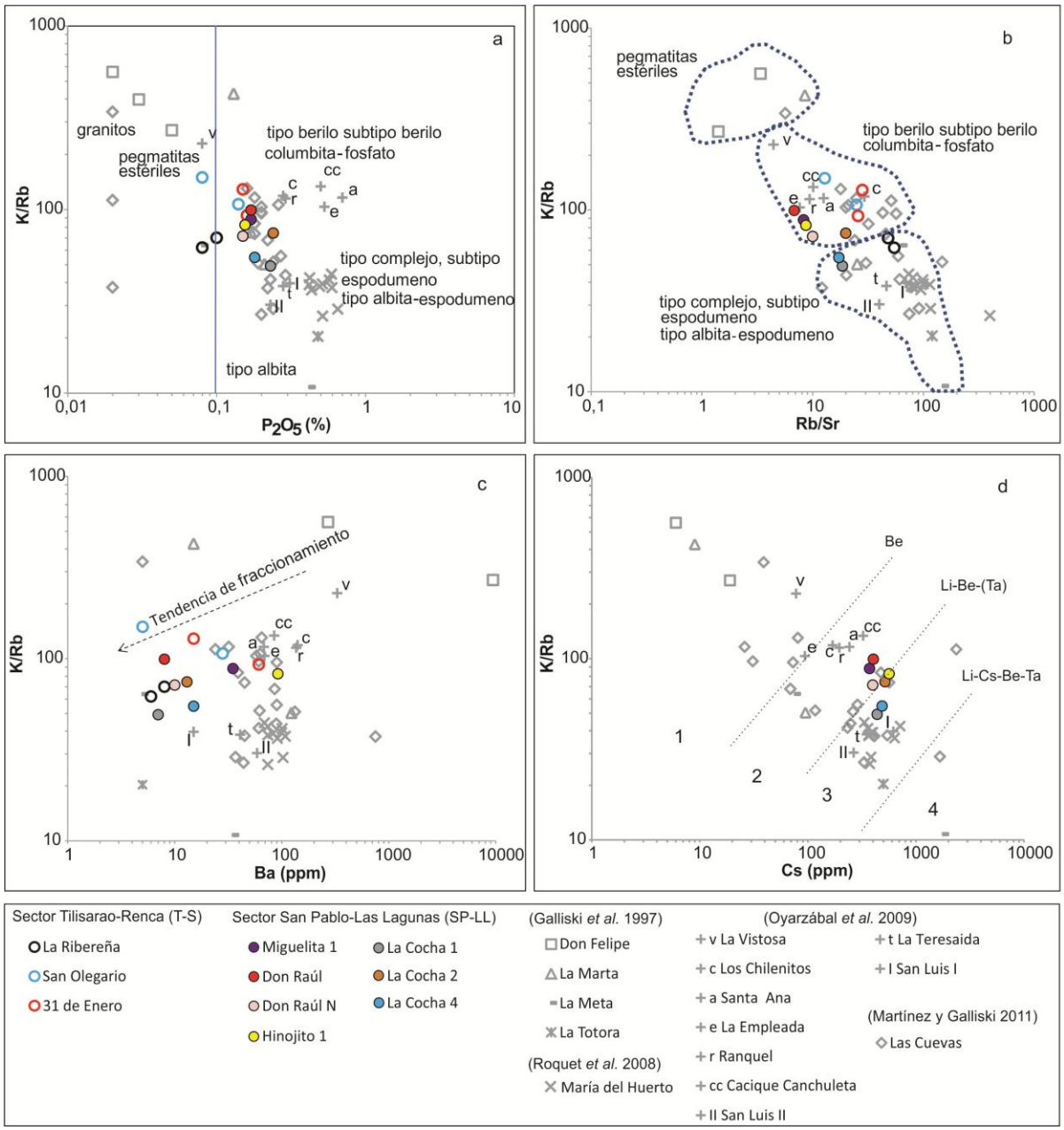


Figura 7.2.1.1: Diagramas de variación geoquímica de elementos mayoritarios y trazas de feldespato potásico de pegmatitas en estudio. **a)** Diagrama K/Rb *vs* P_2O_5. Este diagrama discrimina entre pegmatitas de clase muscovita y estériles de signatura LCT (I) y pegmatitas con mayor grado de diferenciación (II) Límite = 0,1% P_2O_5 según London *et al*. (1990) y London (1992), **b)** Diagrama K/Rb *vs* Rb/Sr. En este gráfico se distinguen tres poblaciones que quedan agrupadas como pegmatitas estériles, tipo berilo, subtipo berilo columbita-fosfato y tipo complejo, subtipo espodumeno, tipo albita-espodumeno, **c)** Diagrama K/Rb-Ba para delinear la tendencia de fraccionamiento de las pegmatitas, **d)** Diagrama K/Rb *vs* Cs, 1) pegmatitas estériles, 2) pegmatitas de Clase Elementos Raros-Subclase REL-Li, tipo berilo, subtipo berilo-columbita fosfato, 3) pegmatitas de Clase Elementos Raros-Subclase REL-Li, tipo complejo, subtipo espodumeno y tipo albita-espodumeno y 4) pegmatitas de Clase Elementos Raros-Subclase REL-Li, tipo albita. Gráficos diseñados por Černý *et al.* (1985). Datos de las pegmatitas Las Cuevas (Martínez y Galliski 2011), Don Felipe, La Marta, La Meta, La Totora (Galliski *et al.*1997) y María del Huerto (Roquet *et al.* 2008) y pegmatitas del Distrito Totoral (Oyarzábal *et al.* 2009). Las muestras de las pegmatitas La Cocha 1, La Cocha 2 y La Cocha 4 muestran un mayor grado de fraccionamiento. Se detallan las observaciones en el texto.

Los resultados obtenidos a partir del estudio de la composición química de los feldespatos de pegmatitas del Complejo Metamórfico Conlara, sectores T-R y SP-LL, se comparan con los resultados obtenidos por Demartis *et al.* (2012) para pegmatitas estériles y mineralizadas con Be, Nb-Ta y U del Distrito Pegmatítico Comechingones (DPC), que fueron clasificadas como de Clase Elemento Raros, tipo berilo, subtipo berilo-columbita-fosfato y algunas de ellas en transición a Clase Muscovita (Galliski 1994, 1999). Las pegmatitas del DPC están emplazadas en gneises, migmatitas, anfibolitas, milonitas, proto y ultramilonitas y se dividen en dos grupos: pegmatitas tipo I y tipo II de acuerdo con la existencia de zonación interna y mineralizaciones de Be, Nb-Ta y U (tipo I) y ausencia de zonación y mineralizaciones de interés económico (tipo II) (Demartis *et al.* 2012). La relación K/Rb *vs* Rb (Fig.7.2.1.2) muestra que las pegmatitas en estudio son más fraccionadas que las estudiadas para el DPC.

Pegmatita	San Olegario*				31 de Enero*		La Ribereña*			Señor de Renca*		Yucin*		Miguelita 1**	Don Raúl**		La Cocha 1**	Hinojito 1**	La Cocha 2**	La Cocha 4**
Muestra	21	18	17	16	19	-	LR_4	20	-	R_1	R_8	Y_5	Y	MIG1	DR	DRN	LC1	H1	LC2	LC4
Mineral	Mc	Mc	$\%An_{(15)}$	$\%An_{(5)}$	Mc	Mc	$\%An_{(17)}$	Mc	Mc	$\%An_{(8)}$	$\%An_{(4)}$	$\%An_{(16)}$	$\%An_{(8)}$	Mc	Mc	Mc	Mc	Mc	Mc	Mc
% Peso																				
SiO_2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	67,01	67,81	64,07	68,8	67,01	65,7	65,2
TiO_2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,028	0,029	0,028	0,02	0,027	0,019	0,02
Al_2O_3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	18,44	18,7	16,9	18,8	19,2	17,8	17,7
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,047	0,022	0,02	0,021	0,019	0,022	0,02
Fe_2O_{3t}	0,08	0,05	0,07	0,08	0,05	0,04	0,08	0,04	0,02	0,64	0,53	0,82	0,57	0,06	0,05	0,07	0,06	0,05	0,048	0,06
MgO	0,03	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,05	0,04	0,27	0,08	0,005	0,009	0,005	0,04	0,006	0,006	0,005
CaO	0,84	0,18	1,37	0,52	0,13	0,06	1,66	0,13	0,02	0,92	0,45	1,58	0,99	0,15	0,08	0,13	0,09	0,12	0,07	0,08
Na_2O	4,06	3,06	7,79	9,96	3,18	2,69	8,02	2,74	2,54	10,6	11,5	8,65	10,9	-	-	-	-	-	-	-
K_2O	10,42	11,22	0,42	0,44	12,21	12,35	0,49	12,96	12,63	0,22	0,28	2,35	0,36	12,78	13,1	11,2	12,32	12,7	12,33	12,3
P_2O_5	0,14	0,08	0,06	0,15	0,15	0,16	0,05	0,1	0,08	-	-	-	-	0,17	0,17	0,15	0,23	0,155	0,24	0,18
H_2O^-	0,22	0,22	0,29	0,2	0,16	0,13	0,26	0,2	0,22	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ppm																				
Ba	25	28	-	-	15	16	-	8	6	-	-	-	-	35	8	10	7	92	13	15
Sr	45	35	-	-	28	43	-	32	31	-	-	-	-	210	170	177	408	459	237	212
Rb	578	872	-	-	787	1104	-	1534	1690	-	-	-	-	1202	1095	1299	2076	1278	1374	1863
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	372	403	398	438	565	517	487
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8	16	13	7	15	17	9
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7	6	7	menor LD	6	6	6
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	150	163	155	160	178	166	170
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	201	370	260	menor LD	menor LD	menor LD	menor LD
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	menor LD	menor LD	menor LD	menor LD	menor LD	menor LD	menor LD
Y	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	menor LD	menor LD	menor LD	menor LD	menor LD	menor LD	menor LD
K/Rb	150	107	-	-	129	93	-	70	62	-	-	-	-	88	99	72	49	82	74	55
Rb/Sr	13	25	-	-	28	26	-	48	55	-	-	-	-	6	6	7	5	3	6	9
K/Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	285	270	234	234	187	198	210
Cs/Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	11	50	40	63	6	40	32

Tabla 7.2.1.1: Composición química de feldespato. Óxidos presentados en % en peso, trazas en ppm. Mc: microclino, %An: plagioclasa
* analizados en LAQUIGE (Laboratorio de Química Geológica y Edafológica-CONICET, Buenos Aires, Argentina)
** analizados en el Área de Química Analítica de la Universidad Nacional de San Luis, Argentina.

A nivel mundial se han realizado múltiples estudios de este tipo, algunos de los cuales son presentados por Černý *et al.* (1985) y corresponden a análisis de feldespatos potásicos de granitos (de diversos sectores de Australia) y pegmatitas con diferentes grados de evolución, (grupo Greer Lake) en el estado de Manitoba, Canadá (Černý *et al.* 1985) (Fig. 7.2.1.2). El grupo Greer Lake está compuesto por leucogranitos y pegmatitas, emplazadas en metabasaltos, algunas son altamente fraccionadas y corresponden a Clase elementos raros, subclase REL-Li, tipo berilo, subtipo berilo-columbita (Černý *et al.* 1981). La composición de los feldespatos de las pegmatitas La Cocha 1, La Cocha 4 y La Ribereña se superpone con el extremo menos evolucionado del feldespato de Greer Lake.

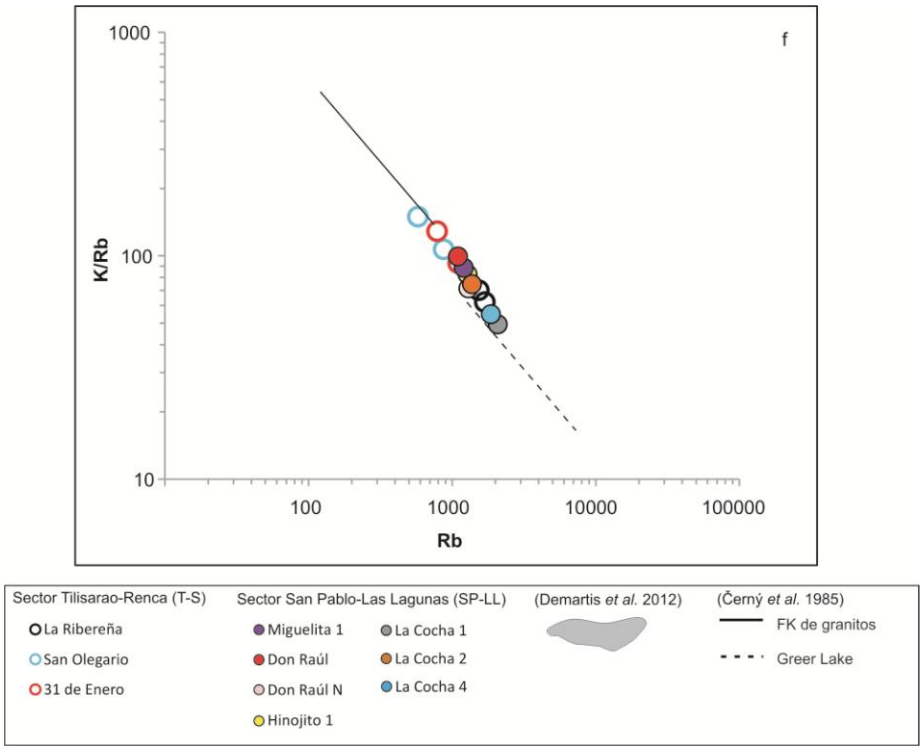


Figura 7.2.1.2: Diagrama K/Rb vs Rb de feldespatos potásicos de las pegmatitas en estudio. Se representan también datos de feldespatos potásicos del DPC (Demartis *et al.* 2012) y de granitos de Australia y pegmatitas de Manitoba, Canadá (tomados de Černý *et al.* 1985). Los resultados obtenidos en este estudio muestran un leve aumento del fraccionamiento con respecto a las pegmatitas del DPC. Se observa también que las muestras en estudio coinciden con la composición de la muestras de Greer Lake.

7.2.2 Muscovita

La principal especie de mica en las pegmatitas LCT en estudio es la muscovita, si bien también aparecen minerales de la serie de la biotita y lepidolita, lo hacen solo localmente.

La composición química de muscovita permite clasificarla, analizar las sustituciones de elementos en su estructura, determinar su carácter primario o secundario, y analizar el grado de fraccionamiento de la pegmatita.

Con dicho objetivo, se realizaron análisis químicos en la mica de algunas pegmatitas (tabla 7.2.2.1, metodología detallada en el capítulo 3.3). En una primera etapa se estudiaron las muscovitas de las pegmatitas del sector T-R (San Olegario, 31 de Enero, La Ribereña, Señor de Renca, Yucín, Orca, Lilianita, Ojo de Agua, Cordialidad) (Fig. 6.2.1.0), y se compararon con resultados de la pegmatita Los Pejecitos (SP-LL) y de la pegmatita La Toma-Los Membrillos. En una segunda etapa se estudiaron algunas pegmatitas del sector SP-LL (Hinojito 2, La Cocha 1, La Cocha 4, Don Raúl, Miguelita 1, Miguelita 2 y Tapia) (Fig. 6.2.2.0).

La muscovita de color plateado a castaño es abundante en la mayoría de las pegmatitas. En general se presenta como libros de grano grueso. Los cristales de muscovita del sector T-R, La Toma-Los Membrillos y Los Pejecitos se presentan en libros que constituyen nidos en la zona de núcleo mientras que en la zona de pared conforman libros de hasta 10 cm, en la variedad cola de pescado en paquetes desde 5 cm hasta 20 cm, en ocasiones cortados por cristales de apatita, o bien en agregados radiales y nidos intercrecidos localmente con plagioclasa o cuarzo. Todas las muestras fueron obtenidas de la zona externa, y en Orca y La Ribereña se analizaron, además, muestras de núcleo.

Los cristales de muscovita de las pegmatitas del sector SP-LL en general se presentan como libros agrupados en paquetes en zonas de reemplazo, mientras que en la zona intermedia y núcleo se encuentran en libros de diámetros que varían entre 5 y 12 cm. Todas las muestras de

este sector fueron extraídas de zona intermedia de las pegmatitas.

Micas de color lila (lepidolita) fueron encontradas en unidades de reemplazo tardías situadas en las zonas intermedias en la pegmatita María del Huerto, la cual de acuerdo Roquet *et al.* (2008) es altamente evolucionada.

7.2.2.1 Análisis y Resultados

Los resultados analíticos en muscovitas se presentan en la tabla 7.2.2.1. Estos datos se han elaborado para clasificar al mineral en función de su composición y para analizar algunas sustituciones de elementos químicos en su estructura con el objetivo de estudiar su fraccionamiento geoquímico.

Cálculo de fórmula estructural

Según Fleet *et al.* (2003), la fórmula general de las micas es $AR_{2-3}\square_{1-0}T_4O_{10}X_2$, donde A es el catión intercapa; R son cationes en la capa octaédrica; □ es una vacante en la capa octaédrica; T son cationes en la capa tetraédrica; O es oxígeno; y X es un anión (ligando) no vinculado a T. La fórmula química de la muscovita es $KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$.

La fórmula unitaria promedio para las muscovitas del sector T-R es $(K,Na,Ca)_{0,92-1,15}(Al,Fe,Mn,Mg,Ti)_{1,92-2,20}$ $[Al_{0,86-0,97}Si_{3,03-3,14}O_{10}](OH)_2$. Esta fue calculada considerando 22 cargas positivas de acuerdo con Fleet *et al.* (2003). Para la muscovita de las pegmatitas Miguelita 1 y 2, Don Raúl, La Cocha 1 y 4, Hinojito 2 y Tapia 1 (sector SP-LL) no se realizó el cálculo de la fórmula estructural debido a la falta de determinación de SiO_2, Al_2O_3 y Na_2O. Todo el Fe es considerado Fe^{2+} y es el que se utilizó para el cálculo de la fórmula.

Características composicionales de la muscovita

Los valores de K_2O oscilan entre 9,5 y 12,78 %, el Rb se encuentra entre 713 y 2874 ppm. Para las muestras del sector SP-LL también se analizaron los elementos Cs: 130-372 ppm, Ga: 8-111 ppm, Ta: 7-18 ppm, Nb: 137-177 ppm, Sr: 10-352 ppm y Ba: 35-275 ppm.

Como se explicó al comienzo de este capítulo, la variación en los contenidos de los elementos

traza en muscovita se relaciona con el fraccionamiento geoquímico del mineral dentro del fundido pegmatítico. Las relaciones K/Rb y K/Cs, al igual que ocurre en los feldespatos son indicadores del fraccionamiento, los contenidos de Ta, Nb y Ga son variables según el potencial de mineralización (Möller y Morteani 1987; Morteani y Gaupp 1989).

En la figura 7.2.2.0a se representa K/Rb *vs* Rb. En este gráfico se aprecia una tendencia hacia contenidos más altos en Rb para las pegmatitas Orca, La Ribereña, Señor de Renca y Ojo de Agua (sector T-R). Lo mismo sucede con la pegmatita La Toma-Los Membrillos. Por otra parte, las micas de las pegmatitas Yucín, Cordialidad, 31 de Enero, San Olegario y Lilianita (sector T-R) tienen los valores de Rb más bajos de este sector. Al analizar los datos del sector SP-LL, se observa que Don Raúl, Tapia 1 y Los Pejecitos exhiben los contenidos más altos de Rb de ese sector, mientras que los valores más bajos los poseen los cristales de las pegmatitas Miguelita 1, Miguelita 2, La Cocha 1, La Cocha 4 e Hinojito 2. Al comparar los valores obtenidos para uno y otro sector, se observa que la variación de los elementos K y Rb se encuentra dentro de los mismos rangos para ambos sectores, y que no se discriminan por zona de la pegmatita. Nuevamente al igual que se realizó para los feldespatos, se comparan los datos del sector SP-LL con los resultados obtenidos para pegmatitas del Distrito Conlara (Galliski *et al.* 1997; Roquet *et al.* 2008), y se encuentran relacionadas con pegmatitas de clase elementos raros, tipo berilo y tipo complejo, subtipo espodumeno y tipo albita-espodumeno y con pegmatitas del Distrito Totoral (Oyarzábal *et al*. 2009), estériles, de tipo berilo, subtipo berilo-columbita-fosfato, tipo complejo, subtipo espodumeno, tipo albita-espodumeno y tipo albita. Las muscovitas de T-R no pueden ser comparadas debido a que no pertenecen a la misma zona de las pegmatitas de referencia. Finalmente, se observa que las muscovitas con mayor contenido de Rb de este estudio son similares a las de pegmatitas portadoras de espodumeno como María de Huerto y algunos datos de Las Cuevas del Distrito Conlara y a las micas de las pegmatitas del tipo berilo, subtipo berilo-fosfatos Los Chilenitos,

Ranquel, Cacique Canchuleta y la de tipo complejo, subtipo espodumeno San Luis II del Distrito Totoral. Por otra parte, las micas con menor contenido de Rb tienen valores similares a los encontrados en la pegmatita de Conlara, Don Felipe (Galliski *et al.* 1997) y en la pegmatita La Vistosa (Oyarzábal *et al*. 2009) del Distrito Pegmatítico Totoral, ambas estériles.

Pegmatita	Cordialidad*		San Olegario*		La Ribereña*		Ojo de Agua*		Orca*		Yucin*			Señor de Renca*		Señor de Renca N*	Lilianita*	Los Pejecitos*	La Toma-Los Membrillos*	31 de Enero*		Miguelita 1**	Miguelita 2**	Don Raúl**	La Cocha 1**	La Cocha 4**	Hinojito 2**	Tapia 1**
Muestra	M1	M13	M2	M3	M9	M14	M11	M12	M15	M4	M5	Y3	Y10	R8a	R4	M6	M8	LPej6	M10	M20	M22	MIG1	MIG2	DR	LC1	LC4	H2	T1
Zona	Externa	Externa	Externa	Externa	Núcleo	Externa	Externa	Externa	Núcleo	Externa	Externa	Externa	Externa	Externa	Externa	Externa	Externa	Externa	-	Externa	Externa	Intermedia	Intermedia	Intermedia	Intermedia	Intermedia	Intermedia	Intermedia
% P/P																												
SiO_2	45,78	44,98	45,58	46,30	45,49	45,64	45,66	45,91	45,50	46,02	45,70	45,68	45,01	45,69	46,00	45,46	44,27	45,80	44,67	45,90	45,84	-	-	-	-	-	-	-
TiO2	0,39	0,47	0,36	0,29	0,45	0,44	0,34	0,31	0,27	0,60	0,35	0,38	0,45	0,14	0,37	0,28	0,34	0,28	0,22	0,32	0,31	0,34	0,47	0,36	0,87	0,73	0,35	0,88
Al_2O_3	34,97	33,28	33,28	33,61	34,37	33,58	33,59	32,42	32,59	33,08	34,40	34,28	34,12	33,72	33,61	33,37	33,90	33,06	33,74	34,31	34,32	-	-	-	-	-	-	-
FeO	1,93	2,59	3,54	3,48	2,81	2,66	3,49	3,15	3,61	2,99	3,34	3,29	3,10	3,14	3,67	3,81	2,76	3,03	3,97	2,11	2,54	3,77	3,58	3,58	2,85	2,66	3,08	2,54
MnO	0,02	0,02	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,32	0,03	0,02	0,03	0,04	0,06	0,04	0,04	0,03	0,04	0,06	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05	0,044	0,045	0,04	0,048
MgO	0,84	0,86	0,98	0,90	0,90	0,90	0,93	0,91	0,85	0,87	0,72	0,72	0,78	0,74	0,77	0,84	0,91	0,61	0,77	0,92	0,88	0,55	0,33	0,37	0,46	0,1	0,21	0,36
CaO	0,15	0,94	0,18	0,15	0,15	0,50	0,15	0,17	0,15	0,56	0,15	0,25	0,25	0,25	0,25	0,50	0,81	0,25	0,51	0,60	0,23	0,12	0,13	0,16	0,19	0,18	0,09	0,19
Na_2O	0,80	0,70	0,69	0,80	0,60	0,76	0,83	0,88	0,60	0,77	0,72	0,72	0,62	0,71	0,74	1,04	0,84	0,62	0,80	0,55	0,60							
K_2O	10,04	10,00	10,02	9,74	9,84	10,10	9,99	9,70	10,23	9,76	10,00	10,60	10,90	9,98	10,40	9,72	9,82	10,50	10,08	10,08	10,05	10,05	9,7	9,6	9,8	9,5	10,7	10,04
P_2O_5	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	-	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	-	-	-	-	0,02	0,03	-	0,02	0,02	0,03	0,065	0,045	0,074	0,095	0,025	0,055	0,094
H_20^+	4,21	-	4,50	4,37	-	4,33	4,19	4,80	4,21	4,44	3,80	-	-	-	-	4,37	-	-	4,00	3,92	4,01	-	-	-	-	-	-	-
H_20^-	1,02	0,68	0,67	0,57	0,66	0,83	0,70	0,86	0,60	0,68	0,48	-	-	-	-	0,73	0,94	-	0,64	0,62	0,64	-	-	-	-	-	-	-
ppm																												
Rb	1012	1238	1020	1042	1909	2314	1763	1825	2874	2356	923	1017	1345	2472	2100	1012	1023	2368	2101	1765	1528	1494	713	2667	1006	1374	1103	1960
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	167	130	204	310	300	295	368
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	94	38	71	86	47	90	111
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	18	10	9	16	17	7	11
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	146	137	152	157	150	144	177
Sr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10	15	126	202	83	44	352
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	135	199	137	275	147	94	216
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	menor LD	menor LD	menor LD	651	240	menor LD	182
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	menor LD	menor LD	menor LD	148	5	menor LD	menor LD
Y	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	203	57	150	93	136	114	181
K/Rb	82	67	82	78	43	36	47	44	30	34	90	87	67	34	41	80	80	37	40	47	55	56	113	30	81	57	81	43
Cs/Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,2	0,7	1,5	1,1	2,0	3,1	1,7
K/Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	500	619	391	262	263	301	226
Átomos por fórmula unidad (en base a 22 átomos de oxígeno equivalentes)																												
Si	6,116	6,145	6,181	6,215	6,134	6,175	6,167	6,279	6,224	6,218	6,144	6,134	6,089	6,193	6,177	6,153	6,064	6,239	6,082	6,168	6,167	-	-	-	-	-	-	-
Al^{IV}	1,884	1,855	1,819	1,785	1,866	1,825	1,833	1,721	1,776	1,782	1,856	1,866	1,911	1,807	1,823	1,847	1,936	1,761	1,918	1,832	1,833	-	-	-	-	-	-	-
Al^{VI}	3,621	3,504	3,499	3,533	3,596	3,529	3,514	3,505	3,477	3,486	3,595	3,559	3,529	3,580	3,495	3,475	3,536	3,546	3,495	3,602	3,609	-	-	-	-	-	-	-
Ti	0,039	0,048	0,037	0,029	0,046	0,045	0,035	0,032	0,028	0,061	0,020	0,020	0,046	0,014	0,037	0,029	0,035	0,029	0,023	0,032	0,031	-	-	-	-	-	-	-
Fe^{+2}	0,108	0,148	0,402	0,195	0,159	0,150	0,197	0,180	0,206	0,169	0,188	0,185	0,175	0,178	0,206	0,216	0,158	0,173	0,226	0,119	0,143	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0,002	0,002	0,005	0,005	0,003	0,003	0,005	0,005	0,037	0,003	0,002	0,003	0,005	0,007	0,005	0,005	0,003	0,005	0,007	0,005	0,005	-	-	-	-	-	-	-
Mg	0,167	0,175	0,198	0,180	0,181	0,182	0,187	0,186	0,173	0,175	0,144	0,144	0,157	0,150	0,154	0,169	0,186	0,124	0,156	0,184	0,177	-	-	-	-	-	-	-
Li	0,060	0,060	0,060	0,060	0,060	0,060	0,060	0,060	-	0,060	0,060	0,010	0,010	0,010	0,010	0,060	0,060	0,010	0,060	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	0,021	0,138	0,026	0,022	0,022	0,072	0,022	0,025	0,022	0,081	0,022	0,036	0,036	0,036	0,036	0,072	0,119	0,036	0,074	0,086	0,033	-	-	-	-	-	-	-
Na	0,207	0,185	0,181	0,208	0,157	0,199	0,217	0,233	0,159	0,202	0,188	0,187	0,163	0,187	0,193	0,273	0,223	0,164	0,211	0,143	0,156	-	-	-	-	-	-	-
K	1,711	1,743	1,733	1,668	1,693	1,743	1,721	1,692	1,785	1,682	1,715	1,816	1,881	1,726	1,781	1,678	1,716	1,824	1,751	1,728	1,725	-	-	-	-	-	-	-

Tabla 7.2.2.1: Análisis químicos de muscovita, óxidos expresados en % en peso y elementos traza en ppm. Las fórmulas se calcularon en base a 22 átomos de oxígeno equivalentes.

* analizados en laboratorio LAQUIGE (Laboratorio de Química Geológica y Edafológica-CONICET, Buenos Aires, Argentina)

** analizados en el Área de Química Analítica de la Universidad Nacional de San Luis, Argentina.

La relación entre K/Rb *vs* Cs (Černý *et al.* 1985, Jolliff *et al.*, 1987 y Černý 1991) es el mejor indicador de fraccionamiento geoquímico (figura 7.2.2.0b). En este gráfico se aprecia que las pegmatitas más fraccionadas del sector SP-LL son Tapia 1, coincidente con los resultados de María del Huerto (Roquet *et al.* 2008) y Don Raúl. La Cocha 4, Miguelita 1, La Cocha 1 e Hinojito 2, quedan agrupadas dentro de las pegmatitas de tipo berilo-subtipo berilo-columbita-fosfato. La muestra de la pegmatita Miguelita 2 es la menos evolucionada y queda agrupada con las pegmatitas estériles.

Los valores más altos de Ba se relacionan con las pegmatitas menos fraccionadas (Lopes Nunes 1973). Para observar las variaciones de este elemento en los cristales de muscovita se realizó el diagrama K/Rb *vs* Cs/Ba (figura 7.2.2.0c). Analizando los resultados para las muscovitas con menor contenido de Ba, se observan algunos valores contradictorios, por ejemplo Hinojito 2 es el cristal con menor contenido de Ba, tiene un contenido de Cs medio comparado con los demás cristales en estudio y bajos contenidos en Rb, además tiene las mismas relaciones K/Rb y Cs/Ba que la pegmatita estéril La Vistosa (Oyarzábal *et al*. 2009). Miguelita 1 es un cristal que tiene escaso contenido de Ba, y es pobre en Cs. En el caso de Don Raúl, este cristal tiene bajos contenidos de Ba, contenidos algo más altos en Cs y alto Rb, y en este gráfico sus valores se acercan a los obtenidos para la pegmatita María del Huerto (Roquet *et al*. 2008) y a La Marta (Galliski *et al.* 1997). La Cocha 4 se acerca a los valores obtenidos para María del Huerto (Roquet *et al*. 2008) y Cacique Canchuleta del distrito Totoral (Oyarzábal *et al*. 2009). En Miguelita 2 se observa una buena correlación entre valores altos de Ba, y bajos de Cs y Rb, quedando agrupada entre las pegmatitas menos fraccionadas. La muestra de Tapia 1 no tiene buena correlación con los valores de Ba, los valores deberían ser menores por el alto contenido de Rb y Cs. Igualmente se acerca a los resultados obtenidos para María del Huerto (Roquet *et al*. 2008) y Cacique Canchuleta (Oyarzábal *et al*. 2009). Por último La Cocha 1 tiene alto Ba, alto Cs y bajo Rb, y tampoco se

observa una relación entre estos tres valores.

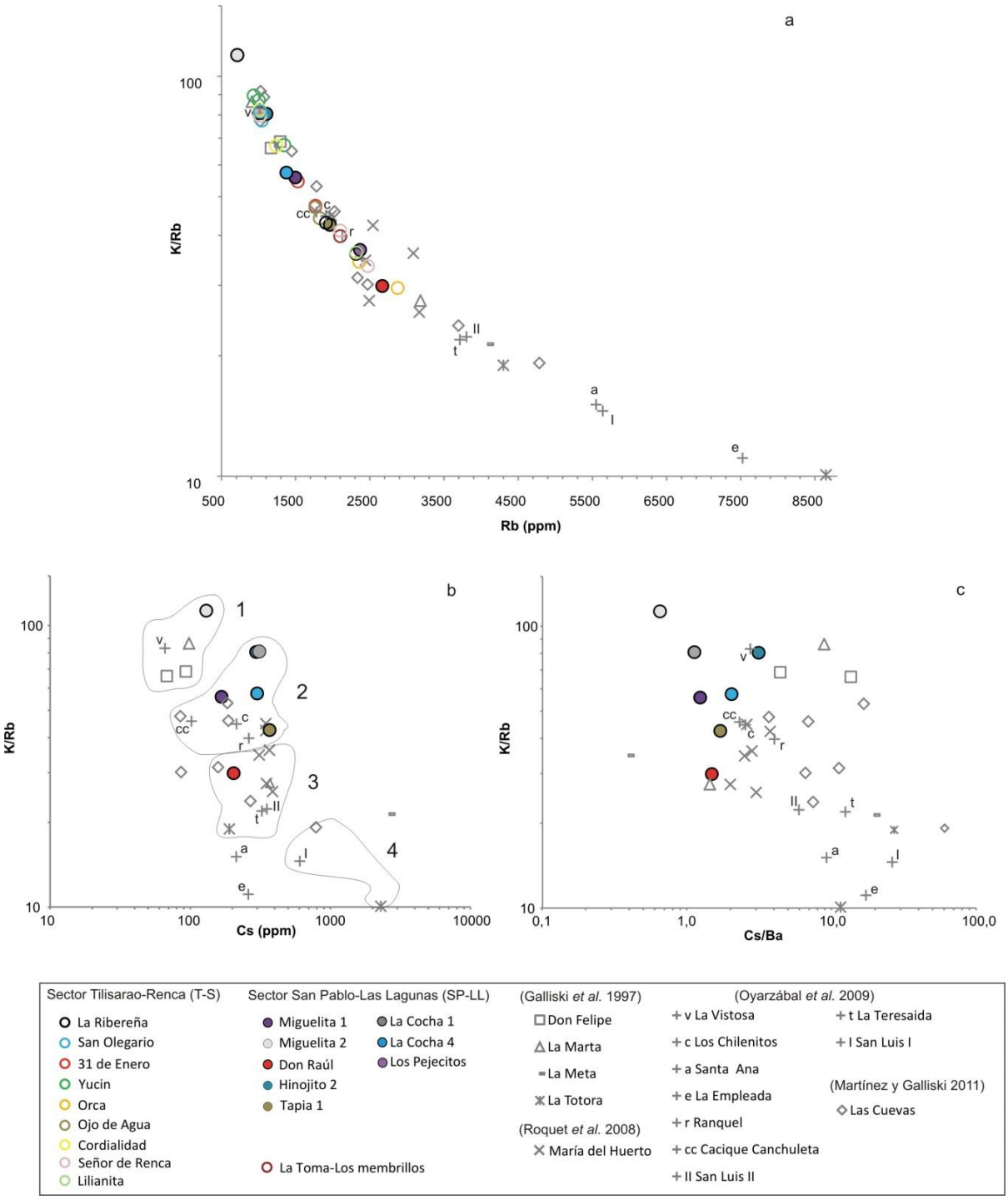


Figura 7.2.2.0: Diagramas de variación geoquímica de elementos mayoritarios y trazas de muscovitas de pegmatitas en estudio. Se comparan con datos de muscovitas de las pegmatitas Las Cuevas (Martínez y Galliski 2011), Don Felipe, La Marta, La Meta, La Totora (Galliski *et al.*1997) y María del Huerto (Roquet *et al.* 2008) y pegmatitas del Distrito Totoral (Oyarzábal *et al.* 2009). **a)** Diagrama K/Rb *vs* Rb. Las muscovitas con mayor contenido de Rb indican un mayor fraccionamiento geoquímico. **b)** Diagrama K/Rb *vs* Cs. Se diferencian 4 grupos de pegmatitas de acuerdo a las clasificaciones realizadas en los trabajos de los autores anteriormente citados.1) pegmatitas estériles; 2) pegmatitas de tipo berilo, subtipo berilo-columbita-fosfato; 3) pegmatitas de tipo complejo, subtipo

espodumeno y tipo albita-espodumeno; 4) pegmatitas de tipo albita. La mayoría de los resultados obtenidos están representados dentro del grupo 2 de tipo berilo. **c)** Diagrama K/Rb *vs* Cs/Ba. En este gráfico se analiza el contenido de Ba. Resultados con bajo contenido de Ba indican alto fraccionamiento geoquímico.

El potencial de un cuerpo pegmatítico como portador de mineralizaciones de Ta puede analizarse en base al contenido de Ta de la muscovita y su relación con indicadores del grado de fraccionamiento, por lo tanto se han graficado las relaciones Ta *vs* Cs (figura 7.2.2.1a) y Ta *vs* Ga (figura 7.2.2.1b). Las líneas horizontales representadas en los gráficos son los umbrales definidos por Beus (1966) (1) y Gordiyenko (1971) (2) por encima de los cuales las pegmatitas tienen significativa mineralización de tantalio. Se aprecia que las muscovitas de este estudio se encuentran por debajo de los umbrales. Las muestras Miguelita 1, La Cocha 4 y La Cocha 1 tienen los valores más altos de Ta. En el gráfico de la figura 7.2.2.1a se observan los campos III y IV definidos por Möller y Morteani (1987) para agrupar a micas de cristalización tardía y temprana, respectivamente. Hinojito 2, Don Raúl y Tapia 1 y Miguelita 2 quedan agrupadas dentro de las micas de cristalización tardía. Las muestras de La Cocha 1, La Cocha 4 y Miguelita 1 quedan graficadas en el campo IV de micas de cristalización temprana. Tanto en la figura 7.2.2.1a como en la b, las muscovitas se encuentran en valores similares de Ta, Cs y Ga que las muscovitas de La Teresaida de subtipo espodumeno, Los Chilenitos y Santa Ana de subtipo berilo-columbita-fosfato (Oyarzábal *et al.* 2009).

a) **b)**

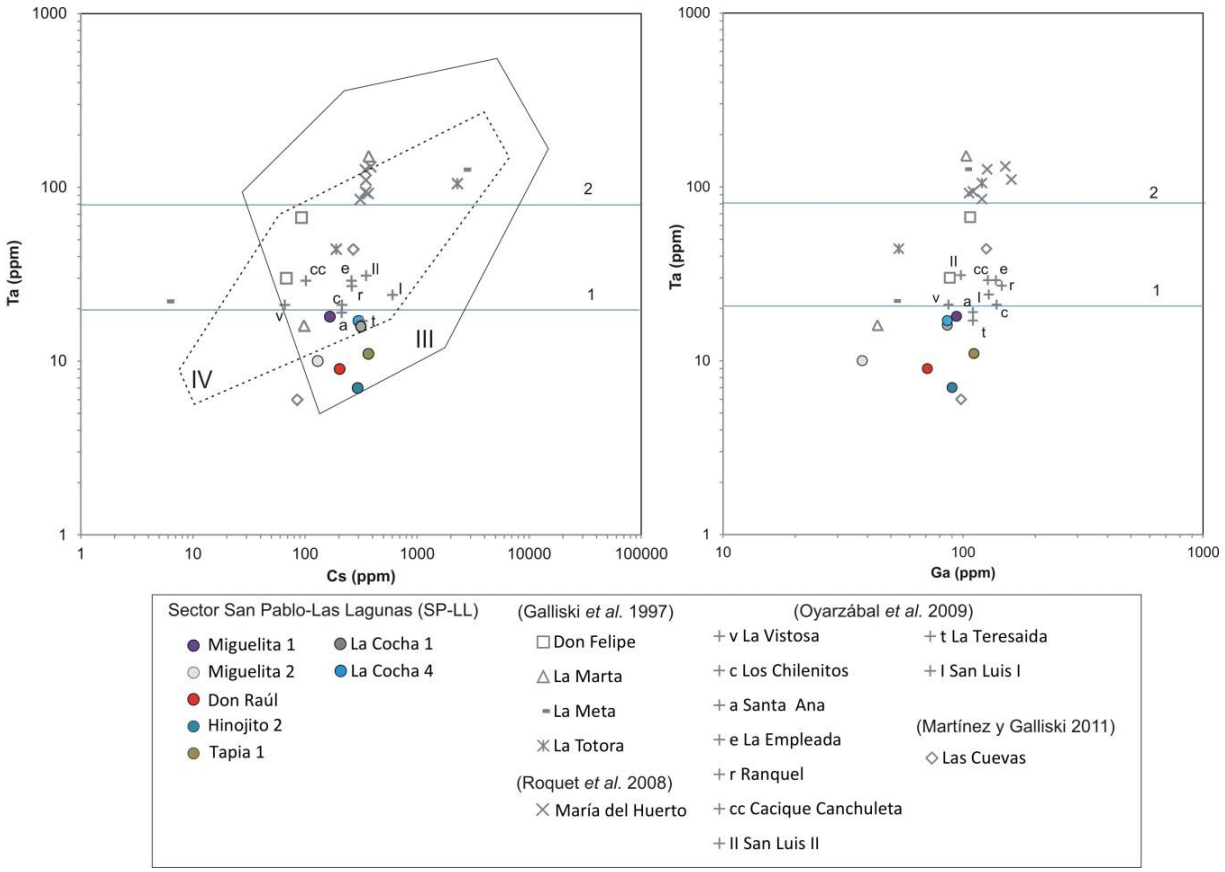


Figura 7.2.2.1: a) Diagrama Ta vs Cs. Los campos III y IV agrupan a las micas de cristalización tardías y tempranas respectivamente (Möller y Morteani, 1987). Hinojito 2, Don Raúl y Tapia 1 y Miguelita 2 quedan agrupadas dentro de las micas de cristalización tardía, mientras que La Cocha 1, La Cocha 4 y Miguelita 1 quedan graficadas en el campo IV de micas de cristalización temprana. **b)** Diagrama Ta *vs* Ga. 1 y 2 umbrales de Beus (1966) y Gordiyenko (1971) respectivamente, por encima de los cuales las pegmatitas están mineralizadas. En ambos gráficos las muscovitas analizadas tienen contenidos de Ta por debajo de los umbrales establecidos que indican mineralización.

CAPÍTULO 8: CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA, QUÍMICA E ISOTÓPICA DE TURMALINA

En este capítulo se presentan los resultados del estudio de turmalinas provenientes de rocas metamórficas y de pegmatitas LCT del sector SP-LL, del granito Los Alanices y varias pegmatitas de tipo LCT del sector C-SI, y de una pegmatita NYF intragranítica ubicada en la unidad RG del BLCHP (López de Luchi *et al.* 2001) en el sector P. Los datos de química mineral de elementos mayoritarios y elementos traza fueron obtenidos mediante microsonda de electrones (EPMA) en el laboratorio LAMARX de Córdoba, mientras que la composición isotópica de boro se determinó por espectrometría de masas de iones secundarios (SIMS) en los laboratorios del GFZ (Geo Forschungs Zentrum) en Alemania. Los detalles de la metodología aplicada se explicaron en el capítulo 3.3 y 3.5.

El objetivo principal de este estudio es determinar el contexto petrogenético de la turmalina mediante el análisis de las variaciones composicionales en las diferentes litologías y de los cambios químicos de núcleo a borde en cada uno de los cristales. Para cumplir este objetivo se presenta y analiza la información obtenida de cada cristal de ellos de acuerdo con la agrupación previamente utilizada para luego interpretar los resultados de manera local e interpretarlos a nivel regional.

8.1 PETROGRAFÍA DE TURMALINA

Los cristales que se describen a continuación pertenecen a la zona intermedia de cuerpos pegmatíticos y a granitos, turmalinitas y esquistos turmalínicos.

Características macroscópicas generales

En general la turmalina obtenida de cuerpos pegmatíticos es de color negro y tamaños

centimétricos, se presenta como cristales aislados orientados aleatoriamente con respecto a los contactos entre roca de caja y pegmatitas, y en menor medida se presenta como agregados cristalinos.

En el caso de la turmalina encontrada en el granito Los Alanices, los cristales son de color negro y de tamaños milimétricos.

En las rocas metamórficas del CMC se encontraron turmalinas en dos litologías diferentes: en una turmalinita y en un esquisto cuarzo-feldespático con turmalina. En ambas rocas, la turmalina es de color negro y de tamaño milimétrico, encontrándose una mayor proporción de estos cristales en la turmalinita.

Sector San Pablo-Las Lagunas

Rocas metamórficas:

Esquisto turmalínico (muestra 17-2)

Coordenadas: 32°38'12,07"LS; 65° 28' 50,1" LO

Esta muestra de esquisto fue extraída de un nivel concordante intercalado en los esquistos bandeados.

Se trata de una roca de color gris esquistosa foliada caracterizada por bandas melanocráticas y leucocráticas, alternantes, de 0,5 mm de espesor.

Al microscopio, los cristales de turmalina son idioblásticos y sus tamaños son variables desde 0,02 a 0,15 mm. Tienen colores verde claro en el núcleo, verde oscuro hacia la zona intermedia y vuelve a ser verde claro en los bordes, en muchos sectores del corte delgado se observa que varios cristales tienen cuarzo poiquiloblástico. El pleocroísmo varía entre verde oscuro según ω y verde manzana según ε.

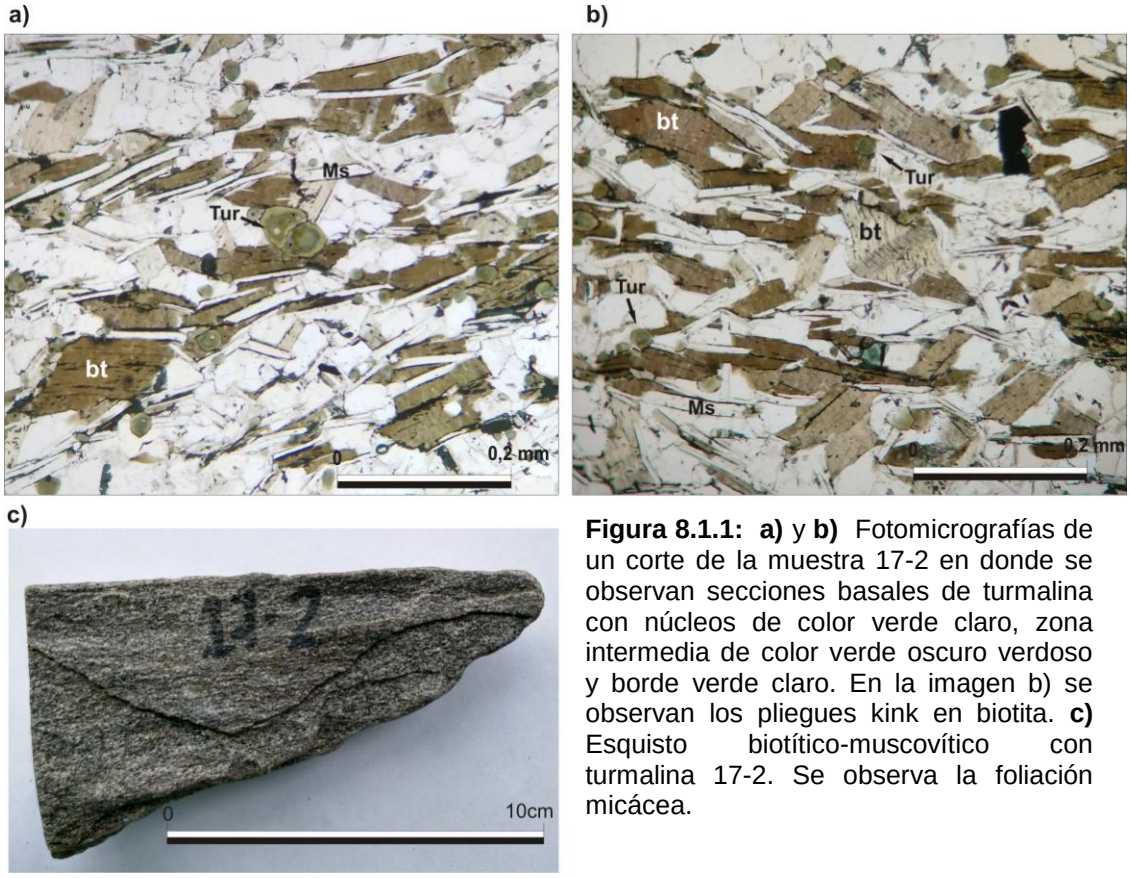


Figura 8.1.1: a) y **b)** Fotomicrografías de un corte de la muestra 17-2 en donde se observan secciones basales de turmalina con núcleos de color verde claro, zona intermedia de color verde oscuro verdoso y borde verde claro. En la imagen b) se observan los pliegues kink en biotita. **c)** Esquisto biotítico-muscovítico con turmalina 17-2. Se observa la foliación micácea.

Turmalinita (muestra 14-2)

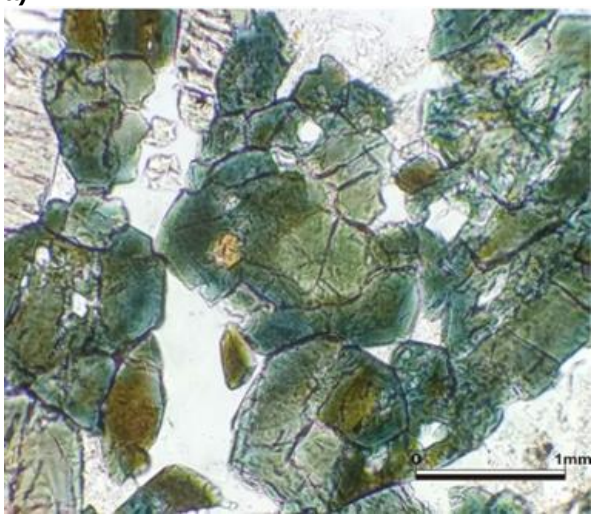
Coordenadas: 32° 38' 9" LS; 65° 22' 39,4" LO

La roca es un esquisto turmalínico de grano fino, mayormente formado por bandas melanocráticas de espesor variable desde 3 mm a 2 cm compuestas por turmalina, y lentes leucocráticas con cuarzo y feldespato. Estas últimas tienen 1 a 5 mm de espesor. Todo el conjunto está microplegado por sectores.

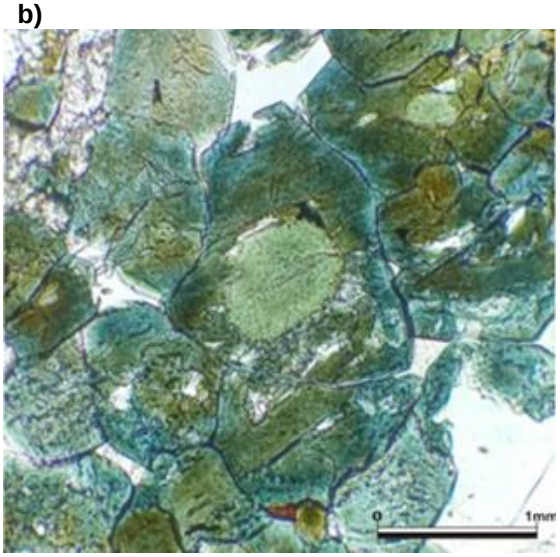
La turmalina conforma un 85% de las bandas de color oscuro y se encuentran asociadas a cuarzo. Microscópicamente, se presenta en cristales hipidioblásticos a idioblásticos, generalmente asociada a rutilo y minerales opacos. Tanto las secciones basales como las secciones prismáticas presentan zonación de color. El núcleo, no siempre visible, es de color verde claro (Fig. 8.1.2), la siguiente zona es castaño verdoso y los bordes verde azulado. La zona de coloración castaño verdoso consiste en bandas micrométricas predominantes, que alternan con bandas de color verde claro. Esta zonación fina se desarrolla particularmente en

dirección paralela al eje [c] y por lo tanto, a la esquistosidad. El núcleo es relíctico y euhedral, de color verde claro, y las bandas concéntricas externas son poiquiloblásticas, y engloban cuarzo y apatita. El pleocroísmo varía entre castaño verdoso-azulado según ω y castaño amarillento muy claro según ε (Fig. 8.1.2).

a)



b)



c)



Figura 8.1.2: Turmalinita (muestra 14-2). **a)** y **b)** Fotomicrografías de un corte de la muestra 14-2 en donde se observan secciones basales de turmalina con núcleos de color verde claro, zona intermedia castaño verdoso y borde verde azulado. **c)** Esquisto turmalínico 14-2. Se observan lentes leucocráticas intercaladas entre lentes melanocráticas de mayor espesor.

Pegmatita La Cocha 2 (muestra LC2)

Coordenadas: 32°37'24,90"LS; 65°27'25,50"LO

La pegmatita está compuesta por cuarzo, microclino, muscovita, clevelandita, turmalina, granate y apatita.

Los cristales de turmalina son de color negro, tienen partición y los tamaños son variables entre 0,1 a 4,5 cm de ancho y más de 6 cm de largo.

En corte delgado, la turmalina es euhedral, y está asociada a cuarzo y plagioclasa. Presenta múltiples juegos de fracturas rellenas por cristales de muscovita y cuarzo microcristalino. La turmalina presenta zonación de color azul petróleo con parches castaño verdoso en el núcleo a castaño verdoso en los bordes. Espesor de borde 1,4 mm, tamaño de núcleo 3,4 mm. (Fig. 8.1.3)

a) **b)**

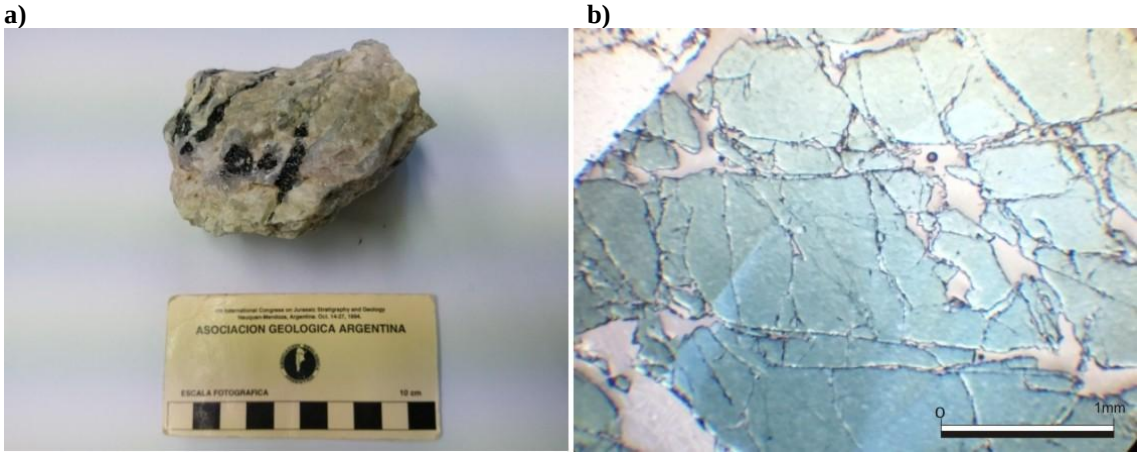


Figura 8.1.3: Turmalina de pegmatita La Cocha 2 (muestra LC2). **a)** Cristales de turmalina asociados con microclino, cuarzo y muscovita. **b)** fotomicrografía de cristal de turmalina, donde se distingue una zonación de color azul petróleo con parches castaño verdoso en el núcleo a castaño verdoso en los bordes.

Pegmatita La Cocha 4 (Muestra LC4)

Coordenadas: 32°37'21,80"LS; 65°26'43,90"LO

Esta pegmatita está compuesta por microclino, albita, cuarzo, muscovita, turmalina, granate, berilo y apatita.

Al microscopio de puede apreciar que el cristal de turmalina presenta zonación concéntrica de

color, con el núcleo verde azulado y borde castaño verdoso. Tiene un juego de fracturas con relleno de cuarzo microcristalino, y un segundo juego perpendicular al anterior, sin rellenar. En algunos sectores cercanos a las fracturas se observan parches de coloración azul oscuro en el núcleo. En el borde del cristal se observan cristales de cuarzo microcristalino rodeándolo. Espesor de borde de 0,1 a más de 0,25 cm, núcleo más de 1,5 cm. (Fig. 8.1.4)

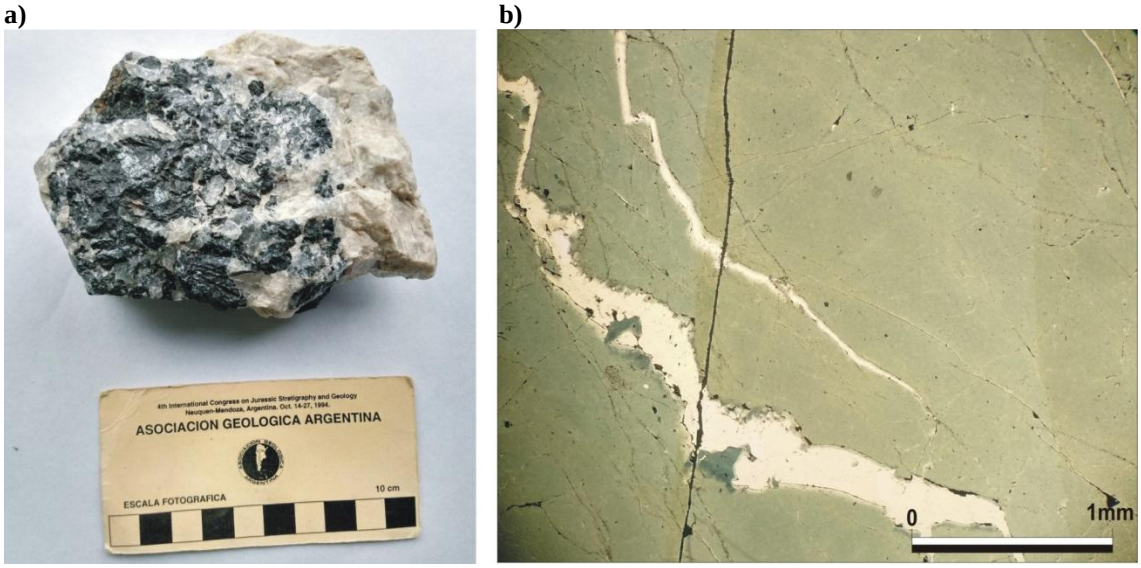


Figura 8.1.4: Turmalina de pegmatita La Cocha 4 (muestra LC4). **a)** Cristales de turmalina asociados con microclino, cuarzo y muscovita. **b)** fotomicrografía de cristal de turmalina, donde se distingue una zonación de color azul petróleo con parches castaño verdoso en el núcleo a castaño verdoso en los bordes.

Pegmatita Tapia 1 (muestra T1)

Coordenadas: 32°36'53,80"LS; 65°28'20,00"LO

Este cuerpo pegmatítico está compuesto por microclino, cuarzo, albita, muscovita, turmalina, granate, berilo y apatita.

El cristal de turmalina representativo es de color negro de 2 cm de diámetro y más de 3 cm de largo. En las caras prismáticas y en zonas de fracturas hay cristales de muscovita, cuarzo y granate.

El corte delgado se realizó en una sección perpendicular al eje [c] de turmalina. El cristal presenta zonación concéntrica bien marcada, de color azul petróleo en el núcleo y verde oliva en los bordes. Presenta varios juegos de fracturas.

Espesor de borde 0,2 a más de 0,5 cm y núcleo más de 2,2 cm. (Fig. 8.1.5)

a) **b)**

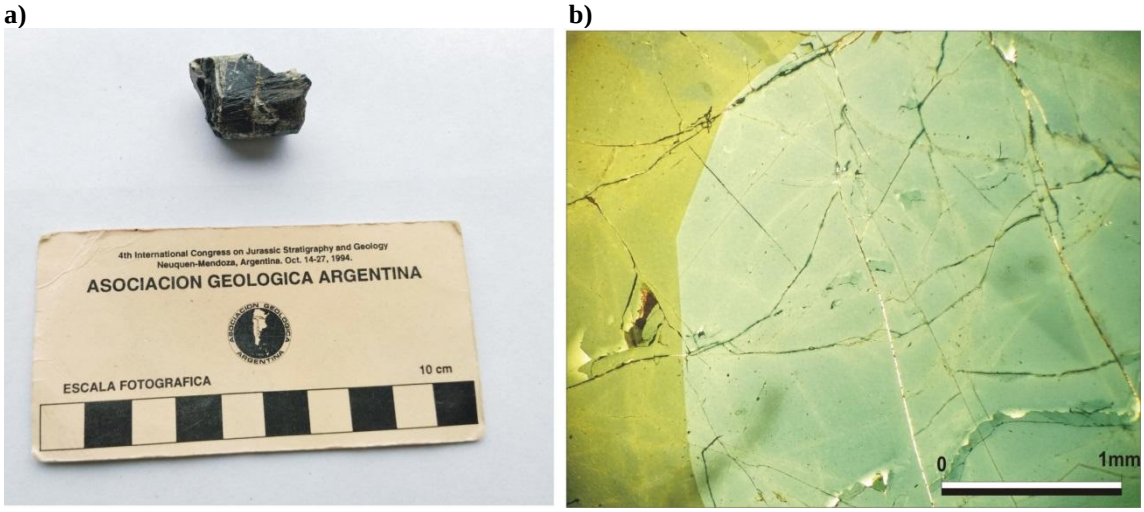


Figura 8.1.5: Pegmatita Tapia 1 (muestra T1). **a)** Cristal de turmalina **b)** fotomicrografía de cristal de turmalina, se distingue una zonación de color azul petróleo en el núcleo a castaño verdoso en los bordes.

Pegmatita La Turquita (muestra LT)

Coordenadas: 32°36'8,71"LS; 65°34'4,19"LO

La pegmatita está compuesta por cuarzo, albita, muscovita, microclino, berilo, granate y turmalina.

Los cristales de turmalina tienen dimensiones entre 2 a más de 8 cm de largo y 0,2 a 2 cm de diámetro. Los cristales son de color negro y presentan partición.

El corte delgado se realizó en una sección basal de turmalina. El cristal presenta zonación de color desde azul petróleo con parches castaños verdosos en el núcleo, a castaño verdoso en los bordes. En algunos sectores cercanos a las fracturas se observan parches de coloración azul oscuro que atraviesan el núcleo. Se forman bandas de color verde en el contacto entre núcleo y borde. Hay dos juegos principales de fracturas por dónde ingresan fluidos y cristaliza cuarzo microcristalino y muscovita. Espesor de borde 0,5 a más de 1 cm, núcleo más de 1cm. (Figuras 8.1.6 y 8.1.7)

b)

a)

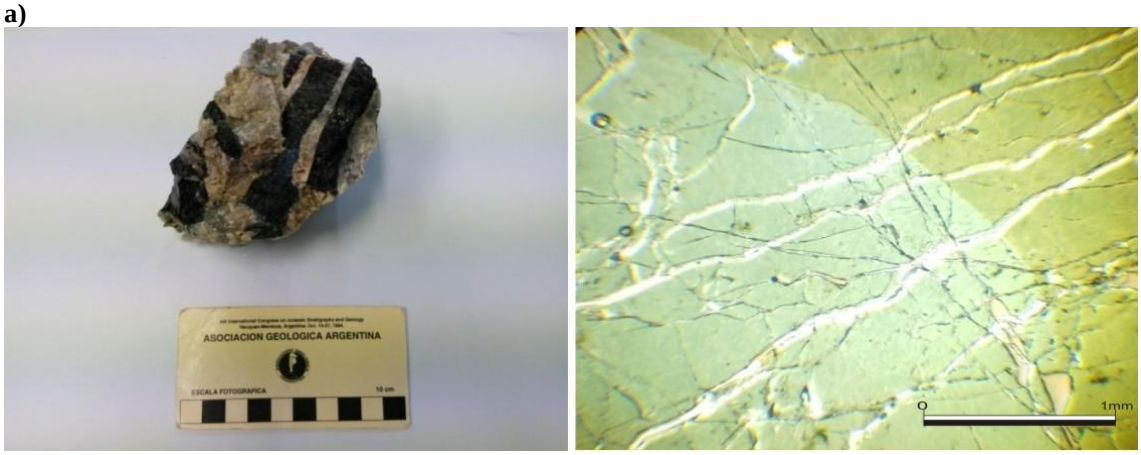


Figura 8.1.6: Turmalina de pegmatita La Turquita (muestra LT). **a)** Cristales de turmalina asociados con microclino y cuarzo **b)** fotomicrografía de la sección basal de turmalina, donde se distingue una zonación de color azul petróleo en el núcleo a castaño verdoso en los bordes.

c)

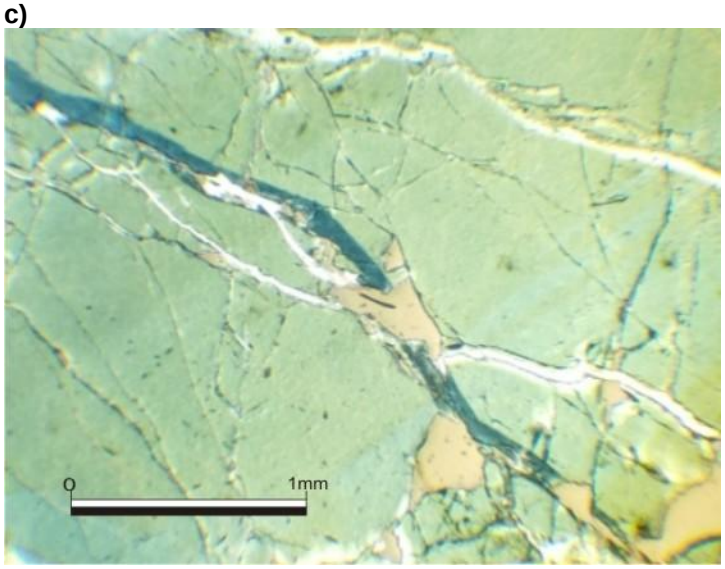


Figura 8.1.7: Turmalina de pegmatita La Turquita (muestra LT) **c)** fotomicrografía de cristal de turmalina, donde se observa una franja de color azul en el sector del núcleo.

Pegmatita Rosanna (muestra LR)

Coordenadas: 32°36'30,57"LS; 65°31'48,70"LO

Esta pegmatita está compuesta por microclino, cuarzo, muscovita, clevelandita, biotita, turmalina, berilo, granate, apatita y columbita.

Los cristales de turmalina son de color negro de más de 5 cm de largo por 2,5 cm de diámetro. En corte delgado se observa una sutil zonación concéntrica de color, de color azul petróleo en el núcleo y castaño azulado en los bordes. El cristal tiene fracturas rellenas por cuarzo microcristalino. El espesor del borde llega hasta 3 mm. El núcleo mide más 2 cm. (Fig. 8.1.8)

a) **b)**

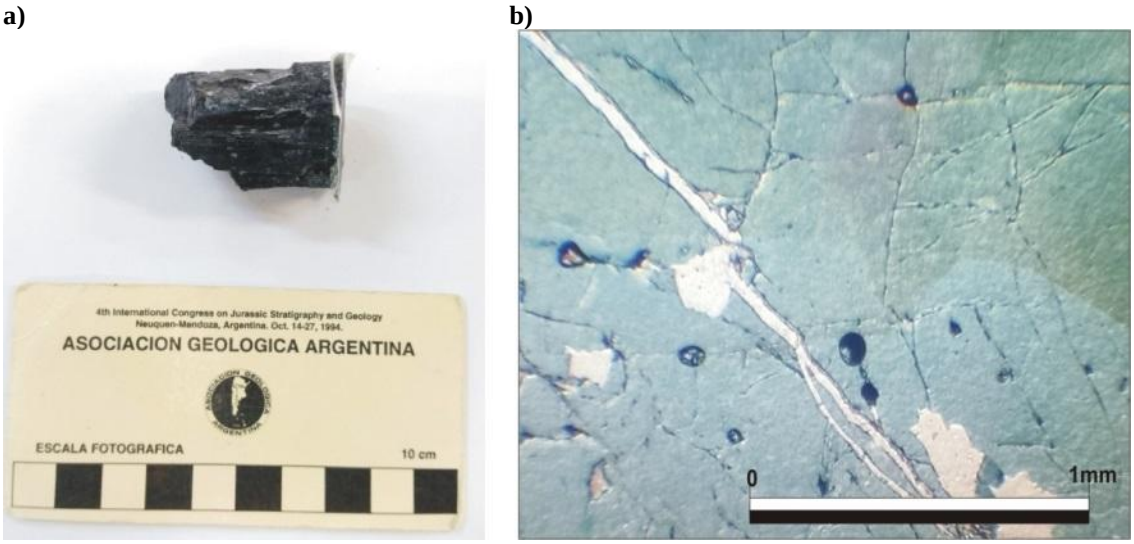


Figura 8.1.8: Pegmatita Rosanna (muestra LR). **a)** Cristal de turmalina **b)** fotomicrografía de cristal de turmalina, donde se distingue una zonación de color azul petróleo a castaño verdoso en los bordes.

Pegmatita Miguelita 1 (muestra MIG1)

Coordenadas: 32°39'24,70"LS; 65°24'34,60"LO

La pegmatita está compuesta por microclino, albita, cuarzo, muscovita, turmalina, berilo, granate y apatita.

El cristal de turmalina representativo tiene color negro y tiene 2,5 cm de diámetro y más de 3 cm de longitud. Muscovita y cuarzo tapizan las caras del cristal y rellenan fracturas.

En corte delgado se observa un cristal de turmalina en una sección perpendicular al eje [c] en dónde se aprecia la sección basal que permite observar la zonación de color, con un núcleo de color azul petróleo a castaño verdoso hacia los bordes, con un cambio neto.

El cristal se encuentra fracturado. Se observan dos juegos de fracturas principales que se intersectan en dirección oblicua. (Fig. 8.1.9)

a) **b)**

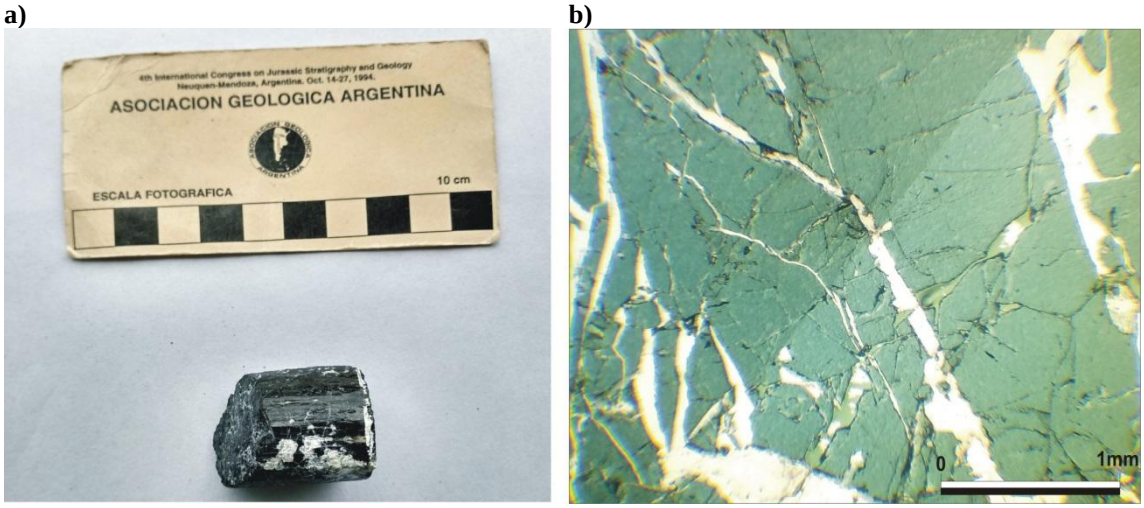


Figura 8.1.9: Pegmatita Miguelita 1 (muestra MIG1). **a)** Cristal de turmalina **b)** fotomicrografía de cristal de turmalina, donde se distingue una zonación de color azul petróleo en el núcleo a castaño verde oscuro en los bordes.

Pegmatita La Cocha 1 (muestra LC1)

Coordenadas: 32°37'11,90"LS; 65°23'45,00"LO

Roca pegmatítica compuesta por microclino, cuarzo, muscovita, granate y turmalina. El microscopio permite observar que los cristales de turmalina se encuentran fracturados y en general tienen zonación de color de castaño verdoso en el núcleo a verde azulado en los bordes. En general el borde es delgado, hasta 0,1 mm, y el núcleo mide hasta 1,2 mm. (Fig. 8.1.10)

a) **b)**

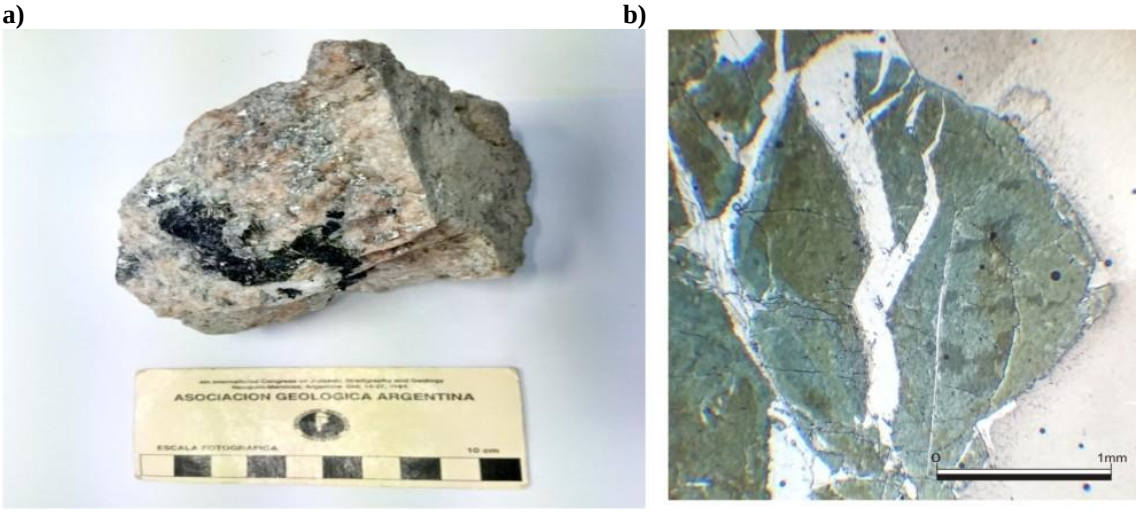


Figura 8.1.10: Turmalina de la pegmatita La Cocha 1 (Muestra LC1). **a)** Cristales de turmalina asociados con muscovita, feldespato potásico y cuarzo. **b)** fotomicrografía de cristal de turmalina, donde se distingue una zonación de color castaño verdoso en el núcleo a verde azulado en los bordes.

Pegmatita Hinojito 1 (muestra H1)

Coordenadas: 32°37'60,00"LS; 65°24'11,50"LO

Es una roca pegmatítica compuesta por microclino, albita, cuarzo, muscovita, biotita, turmalina, granate y apatita.

Los cristales de turmalina son de color negro con un diámetro entre 1 y 2 cm y se encuentran fracturados.

El corte delgado se realizó en un cristal de turmalina transversal al eje [c]. Los colores varían de verde claro a verde oscuro. Se encuentra fracturado y rellenado por cuarzo microcristalino. En la sección basal la coloración es verde azulada, no hay zonación concéntrica de color, sino que tiene bandas o parches de límites irregulares pero netos, de color verde. Esta diferencia de coloración es muy sutil. (Fig. 8.1.11)

a) **b)**

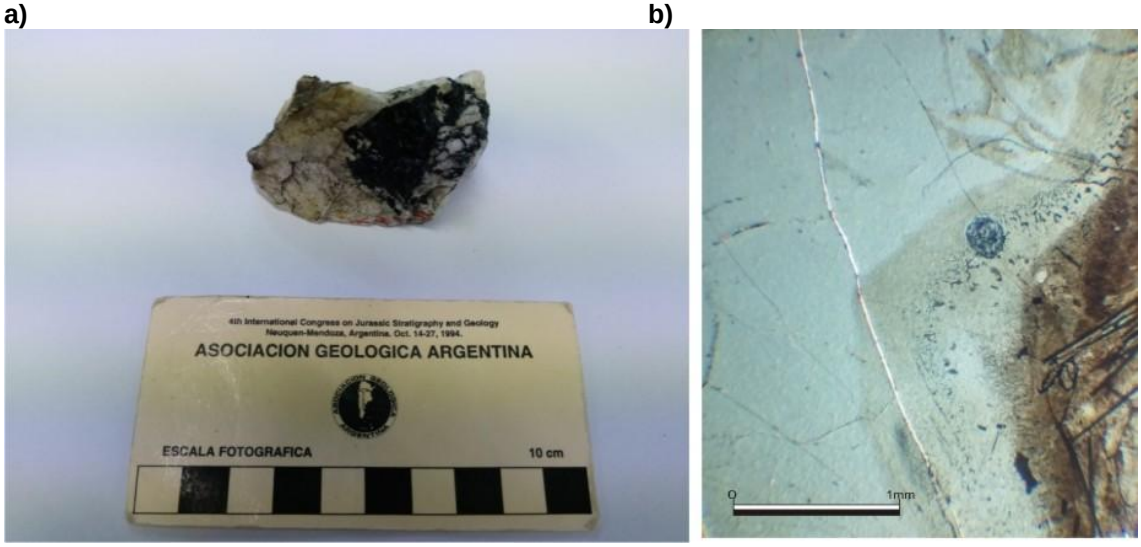


Figura 8.1.11: Turmalina de la pegmatita Hinojito 1 (H1). **a)** Cristales de turmalina asociados con feldespato potásico y cuarzo. **b)** fotomicrografía de cristal de turmalina. No se observa zonación de color, pero se observa en un sector del borde una coloración castaño oscuro.

Pegmatita Hinojito 2 (muestra H2)

Coordenadas: 32°37'57,20"LS; 65°24'18,60"LO

Roca pegmatítica compuesta por microclino, cuarzo, albita, muscovita, turmalina, granate, berilo y apatita.

La turmalina se presenta en agregados de cristales de color negro en asociación con cuarzo y llegan a medir 5 cm de largo mínimo por 3 cm de diámetro.

El cristal analizado corresponde a una sección basal, muy fracturada, con al menos 4 juegos de fracturas importantes. Microscópicamente se puede observar la zonación concéntrica de color, azul petróleo en el núcleo a verde oliva en los bordes. (Fig. 8.1.12)

Las fracturas están rellenadas por muscovita, microclino, cuarzo microcristalino y minerales opacos.

El espesor del borde llega hasta 3 mm y el núcleo (más de 2 cm) tiene un núcleo secundario más pequeño.

a) **b)**

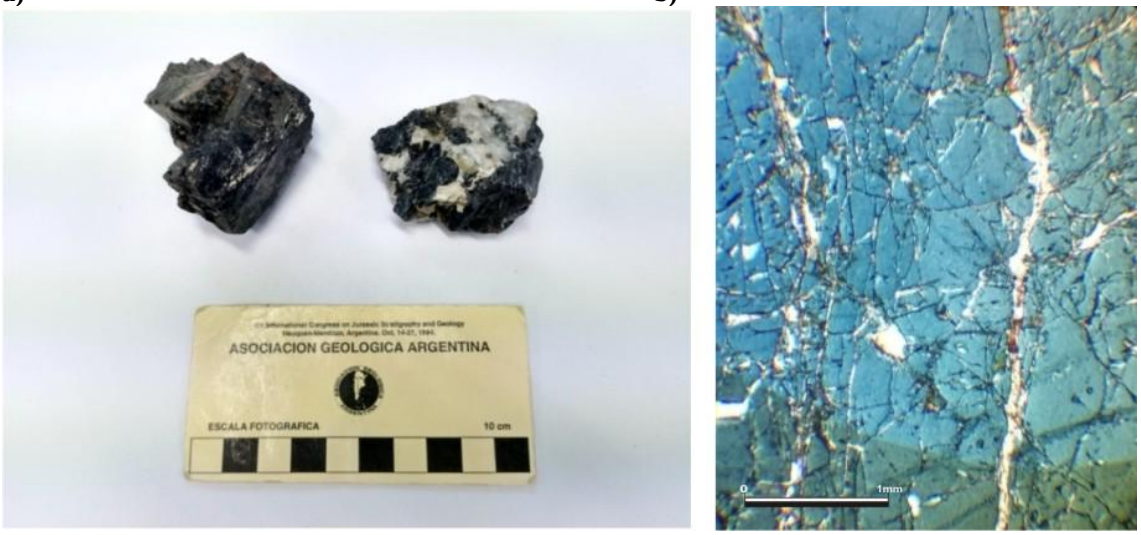


Figura 8.1.12: Turmalina de la pegmatita Hinojito 2 (muestra H2). **a)** Cristales de turmalina, a la izquierda cristales maclados. **b)** fotomicrografía de cristal de turmalina, donde se distingue una zonación de color azul petróleo en el núcleo a verde oliva en los bordes.

Sector Concarán-San Isidro

<u>Pegmatitas:</u>

Pegmatita Los Algarrobitos (muestra LA-14)

Coordenadas: 32°28'42,78"LS; 65°34'34,76"LO

La pegmatita está compuesta por cuarzo, microclino, albita, muscovita, turmalina, granate, berilo y apatita.

La turmalina se presenta en cristales de color negro de tamaños mayores a 5 cm de largo y 5 cm de diámetro, y presenta fracturas rellenas de cuarzo y muscovita.

Al microscopio se estudió una sección basal de turmalina de color azul petróleo en el núcleo y verde oliva en los bordes. Presenta un juego principal de fracturas y una fractura que atraviesa transversalmente al juego principal. Hay parches de color verde oliva en el núcleo.

Las fracturas están rellenadas de cuarzo microcristalino y muscovita. El espesor del borde llega hasta 3 mm y el núcleo es mucho más ancho, alcanzando más de 2 cm. (Fig. 8.1.13)

a) **b)**

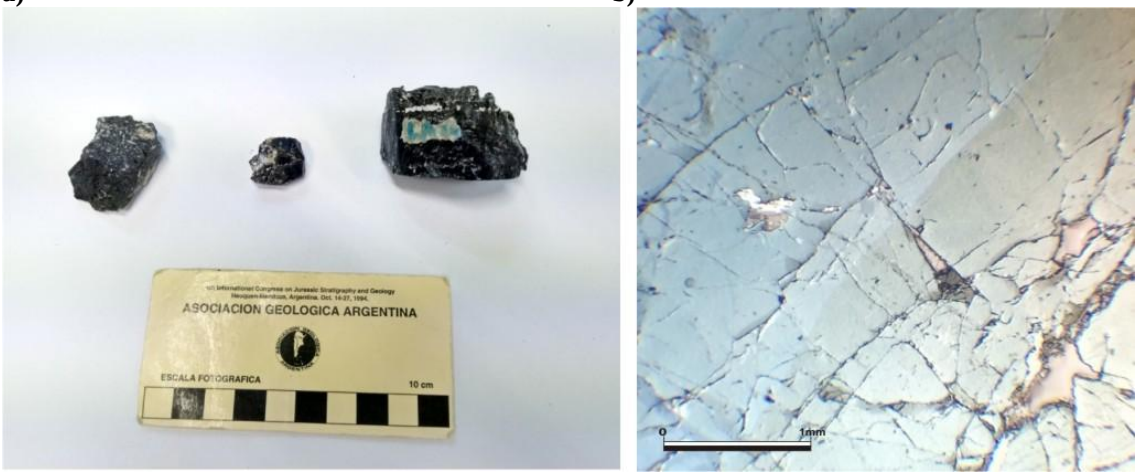


Figura 8.1.13: Turmalina de la pegmatita Los Algarrobitos (muestra LA-14). **a)** Cristales de turmalina. **b)** fotomicrografía de cristal de turmalina, se distingue zonación de color azul petróleo en el núcleo a verde oliva en los bordes.

Pegmatita San Antonio (muestra SA-9)

Coordenadas: 32°31'52,85"LS; 65°31'56,84"LO

La pegmatita está compuesta por microclino, albita, cuarzo, muscovita, berilo, turmalina y granate.

Los cristales de turmalina son de color negro, de tamaños centimétricos, llegando a alcanzar los 3 cm de diámetro y más de 5 cm de longitud, tienen partición y presentan cuarzo y muscovita como relleno de fracturas.

Microscópicamente, las secciones basales presentan zonación concéntrica de color, sutil, desde verde azulado claro en el núcleo a castaño verdoso en los bordes. Hay dos juegos

principales de fracturas por dónde habrían ingresado fluidos y cristalizó cuarzo microcristalino y muscovita. Siguiendo un juego de fracturas se observa una franja de color azul en el sector del núcleo. (Fig. 8.1.14)

Espesor de borde, variable entre 0,03 a 0,18 cm, el núcleo tiene al menos 2 cm de diámetro.

a) **b)**

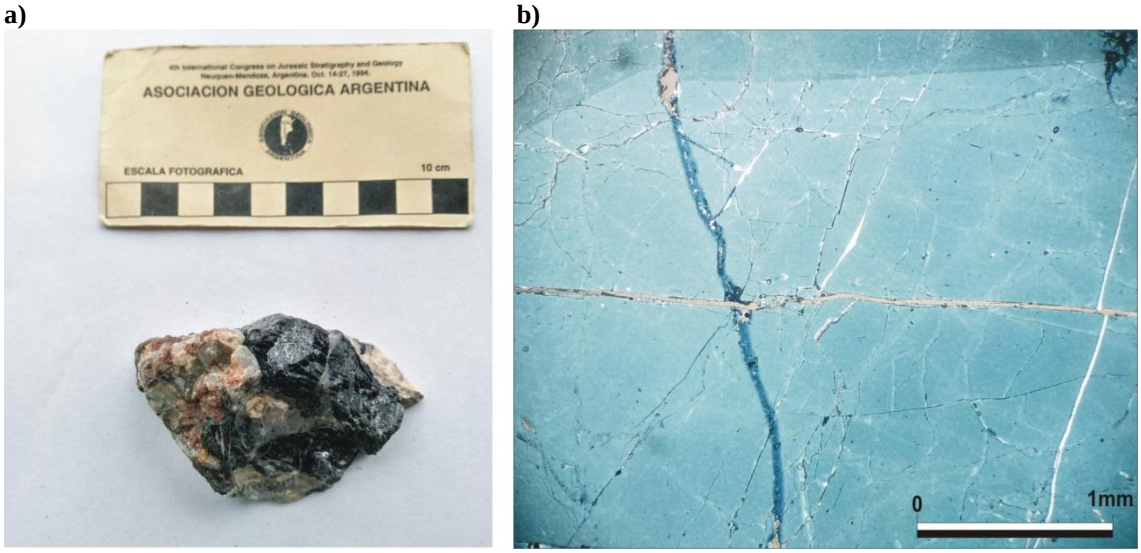


Figura 8.1.14: Pegmatita San Antonio (muestra SA-9). **a)** Cristales de turmalina asociados con microclino, cuarzo y muscovita. **b)** fotomicrografía de cristal de turmalina, se distingue una zonación de color azul petróleo verde azulado en los bordes. Se observa una fractura de color azul.

Pegmatita San Antonio (muestra SA-L1)

Coordenadas: 32°31'52,85"LS; 65°31'56,84"LO

La pegmatita está compuesta por microclino, albita, cuarzo, muscovita, berilo, turmalina y granate. Esta muestra se extrajo de otro sector de la pegmatita que la muestra anteriormente descripta y fue nombrado como “Labor 1”.

La turmalina se presenta en cristales de color negro, de más de 4 cm de longitud y diámetro promedio de 2cm.

El análisis se realizó en un corte delgado perpendicular al eje [c] de turmalina. El cristal presenta zonación concéntrica de color, sutil, desde verde azulado claro a castaño verdoso en los bordes. Hay dos juegos principales de fracturas por donde ingresan fluidos y cristaliza

cuarzo microcristalino y escasa muscovita. (Fig. 8.1.15)

Espesor de borde 1,2 cm, espesor de núcleo 0,8 cm como mínimo.

a) **b)**

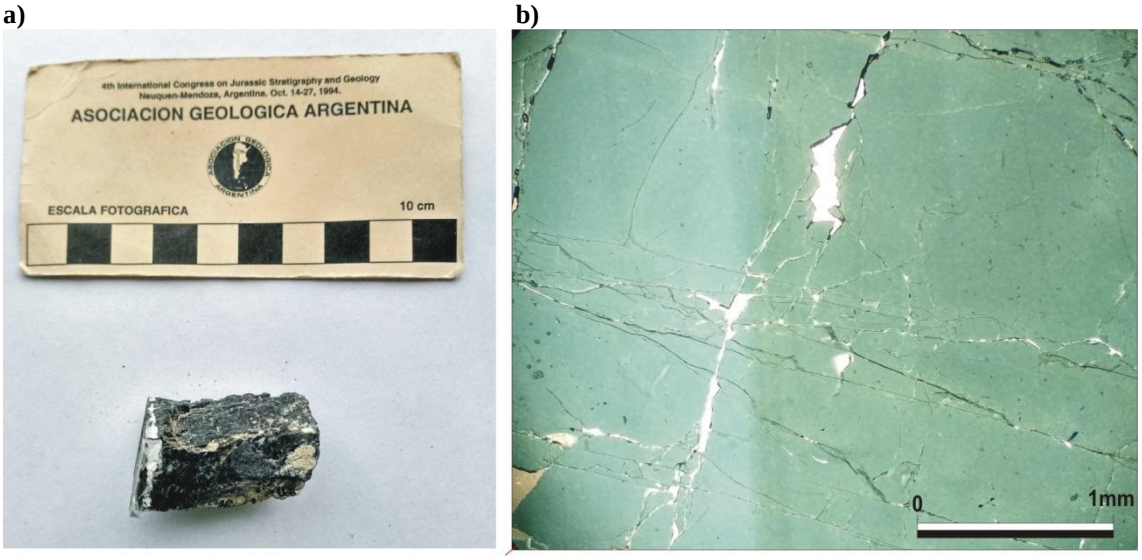


Figura 8.1.15: Pegmatita San Antonio (muestra SA-L1). **a)** Cristal de turmalina. **b)** fotomicrografía de cristal de turmalina, donde se distingue una zonación de color azul petróleo en el núcleo a castaño verdoso en los bordes.

Pegmatita María Elena (muestra MHE-2)

Coordenadas: 32°32'36,91"LS; 65°28'40,70"LO

La pegmatita está compuesta por cuarzo, albita, microclino, muscovita, berilo, turmalina, granate, apatita, manganocolumbita y zircón.

Los cristales de turmalina son de color negro, tienen partición y un tamaño de 1 cm de diámetro por 4 cm de longitud mínima.

El cristal analizado en corte delgado, es una sección basal que presenta zonación concéntrica de color bien marcada, con dos núcleos de color azul, y múltiples bandas, muy delgadas, de color verde azulado y castaño verdoso, conformando el borde. Los núcleos tienen sectores de color castaño verdoso claro. Hay fracturas por dónde ingresan fluidos y cristaliza cuarzo microcristalino. Algunas fracturas están acompañadas de bandas de color azul. (Fig. 8.1.16)

Espesor de bordes y núcleos son variables. Como mínimo, el cristal más largo mide 1 cm de largo por 0,5 cm de diámetro.

a) **b)**

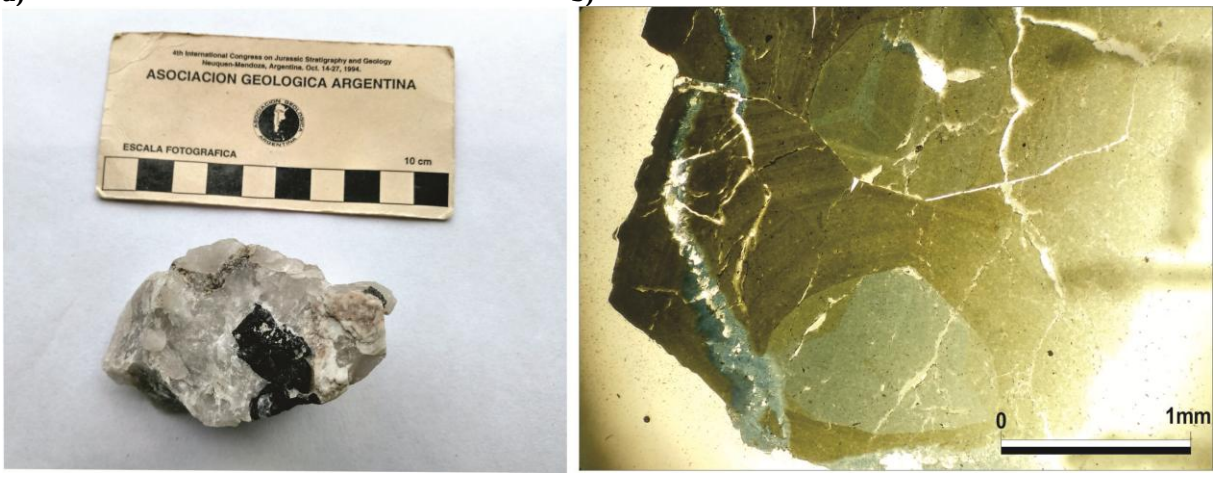


Figura 8.1.16: Pegmatita María Elena (muestra MHE-2). **a)** Cristales de turmalina asociados con microclino, cuarzo y muscovita. **b)** fotomicrografía de cristal de turmalina, donde se distinguen dos núcleos de turmalina de color azul petróleo a castaño verdoso en los bordes.

Pegmatita CEMA (muestra CEMA-2)

Coordenadas: 32°34’52” LS; 65°24’51” LO

Este cuerpo pegmatítico está compuesto por cuarzo, albita, muscovita, microclino, espodumeno, berilo, granate, apatita, turmalina y litiofilita-sicklerita y beusita-wyllieta-sicklerita, estos últimos, correspondientes a asociaciones de fosfatos (Fe-Mn, Li, Ca) en nódulos en el núcleo, descriptos por Roda-Robles *et al.* (2012).

El fragmento de cristal de turmalina analizado es de color negro y 6 cm de diámetro por 5 cm de largo como mínimo. En algunos sectores de las caras prismáticas se asocian láminas de muscovita y cristales de cuarzo en agregados milimétricos.

El área estudiada es una sección perpendicular al eje [c] de turmalina. El cristal presenta zonación de color bien marcada. Los colores varían desde el color azul petróleo en el núcleo y verde oliva en los bordes. El cristal presenta fracturas en diversas direcciones, que están rellenadas por cuarzo microcristalino y muscovita. (Fig. 8.1.17)

Espesor de borde 1 cm, y núcleo 1,5 cm.

a) **b)**

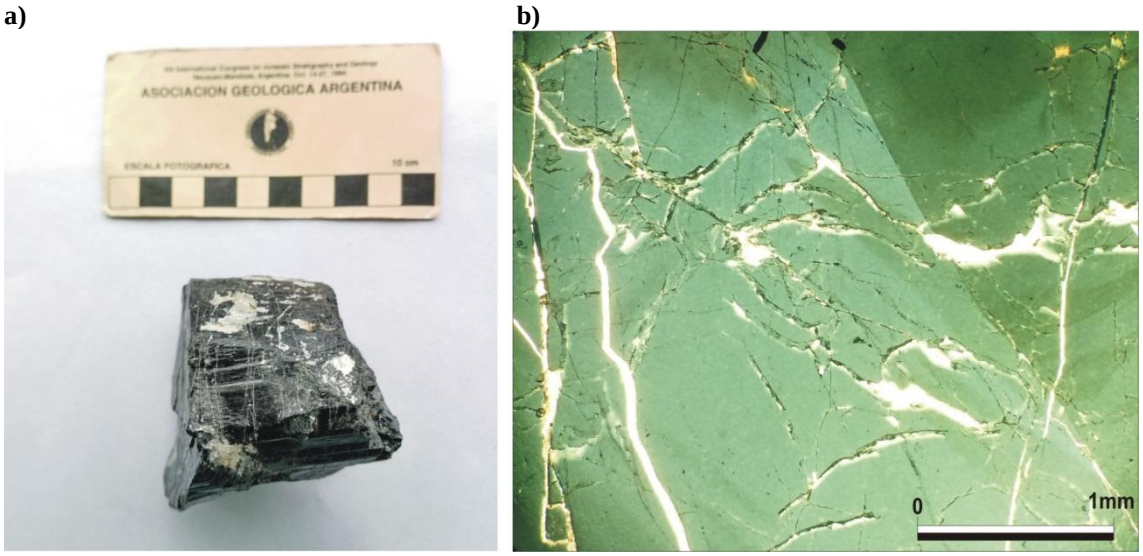


Figura 8.1.17: Pegmatita CEMA (muestra CEMA-2). **a)** Cristal de turmalina **b)** fotomicrografía de cristal de turmalina, donde se distingue una zonación de color azul petróleo en el núcleo a castaño verdoso en los bordes.

Aplita y granitos:

Aplita María del Huerto (muestra MH-4)

Coordenadas: 32°31'50,74"LS; 65°24'24,30"LO

Es un dique aplo-pegmatítico relacionado con la pegmatita María del Huerto, compuesto por cuarzo, albita, muscovita, microclino, espodumeno, berilo, granate, apatita, turmalina y lepidolita. La turmalina se presenta como cristales de color negro de 0,5 cm de diámetro y hasta 2,5 cm de longitud.

Al microscopio la turmalina no presenta zonación de color destacada. Solamente, se observa una leve zonación en un cristal, con un núcleo de color verde azulado y borde castaño verdoso. Los demás cristales tienen color castaño verdoso y son poiquilíticos, englobando microclino y plagioclasa. (Fig. 8.1.18)

a) **b)**

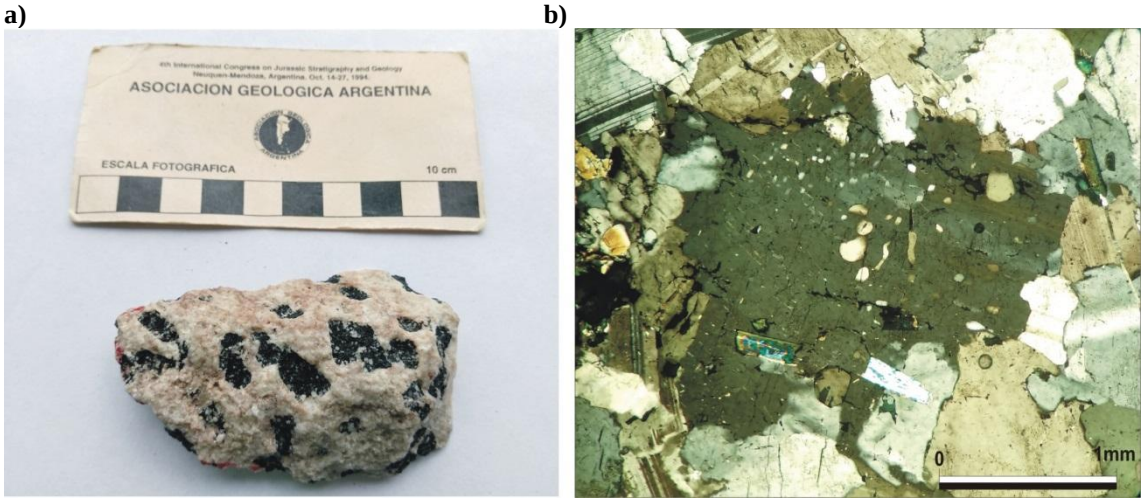


Figura 8.1.18: Aplita María del Huerto (muestra MH-4). **a)** Cristales de turmalina asociados con microclino y cuarzo **b)** fotomicrografía de cristal de turmalina, se observa cristal poiquilítico.

Granito Los Alanices-2 (muestra GLA-2)

Coordenadas: 32°31'50,26"LS; 65°23'52,31"LO

Granito deformado compuesto por microclino, cuarzo, albita, muscovita, biotita, apatita, granate y turmalina.

Los cristales de turmalina son de color negro, de diámetros no mayores a 0,2 cm y longitudes de hasta 0,4 cm.

En corte delgado, se observa que los cristales de turmalina son subhedrales y tienen colores que varían entre el azul petróleo a castaño claro, con pleocroísmo al incoloro. La zonación de color es más evidente en secciones prismáticas, que presentan núcleo azul y borde castaño. Algunos cristales se observan muy fracturados y en ocasiones tienen inclusiones de cuarzo. (Fig. 8.1.19)

a) **b)**

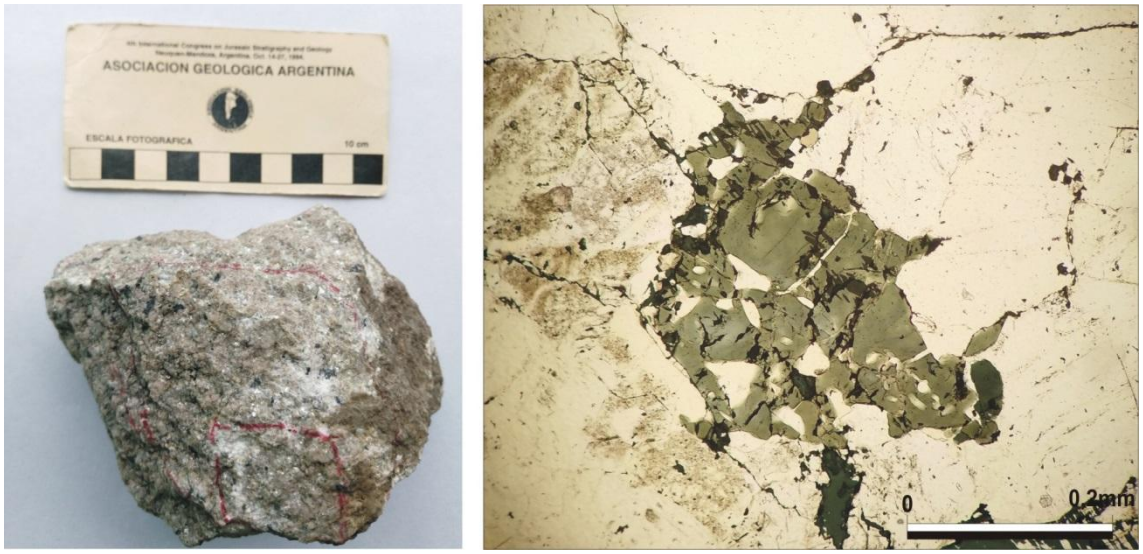


Figura 8.1.19: Granito Los Alanices-2 (muestra GLA-2). **a)** Cristales de turmalina en granito **b)** fotomicrografía de cristal de turmalina.

Granito Los Alanices (muestra GLA)

Coordenadas: 32°30'46,05"LS; 65°24'35,84"LO

Granito de grano fino compuesto por cuarzo, microclino, albita, muscovita, turmalina y granate.

Los cristales de turmalina son de color negro y de tamaños muy pequeños, aproximadamente 0,1 cm de diámetro y 0,2 cm de longitud.

Los cristales de turmalina tienen color verde azulado a castaño claro, son subhedrales y se distingue una incipiente zonación de color en algunos cristales que varía de levemente verde azulado en el núcleo hasta castaño oscuro en los bordes, con pleocroísmo al incoloro. Forma simplectitas con cuarzo. (Fig. 8.1.20)

a) **b)**

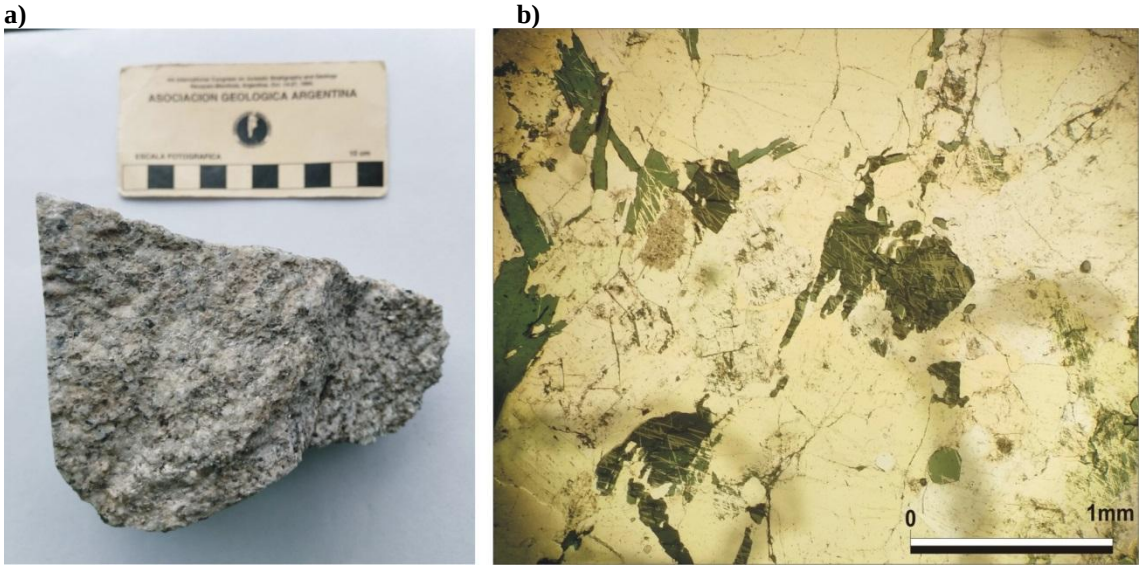


Figura 8.1.20: Granito Los Alanices (muestra GLA). **a)** Cristales de turmalina en granito. **b)** fotomicrografía de cristal de turmalina. (Se observa la pátina de metalizado por encima del cristal).

Sector Potrerillos

Pegmatita: Cerro Blanco (muestra CB-4)

Coordenadas: 32°40'42,00"LS; 65°41'28,00"LO

La pegmatita Cerro Blanco está compuesta por albita, cuarzo, microclino, biotita, turmalina y berilo.

La muestra de turmalina estudiada es de color negro, se encuentra intercrecido con otro cristal de turmalina y tiene partición. Su tamaño es de 1,5 cm de largo por 0,6 cm de ancho.

El cristal analizado corresponde a una sección basal euhedral a subhedral de turmalina con tres juegos de fracturas que se entrecortan entre sí. Algunas fracturas tienen relleno de cuarzo microcristalino.

La turmalina tiene zonación de color de núcleo a borde que varía del color azul petróleo a castaño verdoso, con una banda intermedia no continua de color verde azulado.

Algunos sectores del borde tienen parches del mismo color que el núcleo. (Fig. 8.1.21)

Espesor del borde: 1,5 mm, núcleo: 5 mm.

a) **b)**

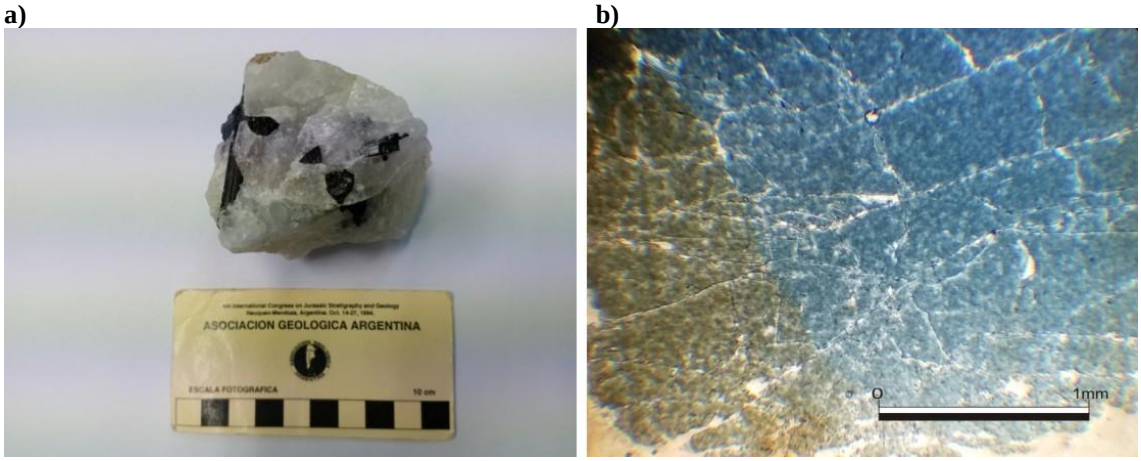


Figura 8.1.21: Turmalina de la pegmatita Cerro Blanco (muestra CB-4). **a)** Cristales de turmalina asociados a cuarzo. **b)** fotomicrografía de la sección basal del cristal de turmalina, donde se distinguen el núcleo azul petróleo y el borde castaño verdoso.

8.2 CÁLCULO DE FÓRMULA ESTRUCTURAL DE TURMALINAS Y CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL

La fórmula química general del supergrupo de las turmalinas se expresa como

$XY_3Z_6(T_6O_{18})(BO_3)_3V_3W$, donde

X= R^{1+}> R^{2+}>□, con R^{1+} = **Na^{+}**>>K^{+}, R^{2+} = **Ca^{2+}**

Y= R^{2+}> R^{3+}> R^{1+}> R^{4+}, con R^{2+}= **Fe^{2+}** ≈ **Mg^{2+}**>Mn^{2+} (Zn, Ni, Co, Cu); R^{3+}= **Al^{3+}**>>**Fe^{3+}** (Cr, V);
R^{1+} = **Li^{+}**, R^{4+}= Ti^{4+}

Z= R^{3+}>> R^{2+}, con R^{3+} = **Al^{3+}**>>**Fe^{3+}** (Cr, V); R^{2+}= **Mg^{2+}**> Fe^{2+}

T= R^{4+}>> R^{3+}, con R^{4+}= **Si^{4+}**, R^{3+}= **Al^{3+}**> B^{3+}

B= R^{3+}= **B^{3+}**

V= S^{1-}>>S^{2-}, con S^{1-} = **OH^{1-}** y S^{2-} =**O^{2-}**

W= S^{1-} ≈ S^{2-}, con S^{1-} = **OH^{1-}** ≈**F^{1-}** y S^{2-} =**O^{2-}**

según Henry *et al.* (2011) y donde los sitios X, Y y W son los que muestran las mayores

variaciones composicionales durante procesos geológicos, pudiendo modificarse las preferencias de los reemplazos en cada sitio (Bosi *et al.* 2012).

En la tabla 8.2.0 se presentan datos de composición química de 20 cristales de turmalina de los 3 sectores previamente mencionados. Se realizó el cálculo de la fórmula estructural de todas las turmalinas con los datos obtenidos por EPMA (ANEXO 13), utilizando la planilla de Microsoft Excel para turmalina de acuerdo a Selway y Xiong (2002), para lo cual se consideró (O + OH + F) = 31 átomos por fórmula unidad (*apfu*) y se asumieron 3 átomos de B^{3+} por fórmula unidad, Li = 15 – (sitios Y + Z + T) *apfu*, OH + F = 4 *apfu* y Fe total = Fe^{2+}. De esta forma, se obtuvo el contenido elemental de cada sitio estructural y se definió la serie composicional y la especie mineralógica.

8.2.1 Resultados

Todas las turmalinas estudiadas pertenecen a la serie chorlo-dravita. Sus composiciones varían principalmente en cuanto a contenidos de Fe y Mg, teniendo las turmalinas provenientes de pegmatitas y granitos una proporción Fe/Mg mayor que las pertenecientes a las rocas metamórficas (Tabla 8.2.1).

Sector San Pablo-Las Lagunas

Pegmatitas: Tapia 1(T1), La Cocha 1 (LC1), La Cocha 2 (LC2), La Cocha 4 (LC4), La Turquita (LT), Rosanna (R), Miguelita 1 (MIG1), Hinojito 1 (H1), Hinojito 2 (H2) (Fig. 8.2.1.1, Tabla 8.2.1)

La turmalina que pertenece a pegmatitas de este sector es de composición chorlo, excepto la de las pegmatitas H1 y MIG1, que tiene composición dravítica, mientras que la pegmatita Tapia 1, que presenta hasta 0,49 *apfu* de vacancia tiene tendencia a foitita.

Los contenidos de Fe_{tot} se encuentran entre 1,01 y 1,76 *apfu,* Mg entre 0,63 y 1,60 *apfu,* y Al^{tot} entre 6,07 y 6,95 *apfu*.

Los minoritarios Mn y Ti tienen contenidos de 0 a 0,09 y 0 a 0,13 *apfu* respectivamente.

En la posición X, se ubica Na (0,49-0,81 *apfu*), Ca (0,01-0,20 *apfu*) y K (0-0,01 *apfu*),

mientras que el sitio vacante contiene entre 0,12 y 0,49 *apfu*.

El F varía entre 0 y 0,18 *apfu*. La relación Fe/(Fe+Mg) cubre un rango de 0,44-0,71 y Na/(Na+Ca) varía entre 0,79 y 0,99.

Rocas metamórficas: turmalinita (14-2) y esquisto turmalínico (17-2) (Fig. 8.2.1.1, Tabla 8.2.1).

Los cristales de turmalina del esquisto turmalínico (muestra 17-2) son de composición dravítica. La concentración de elementos mayoritarios tiene valores de Fe_{tot} entre 0,88 y 1,15 *apfu*, Mg entre 1,53 y 1,76 *apfu* y Al^{tot} entre 6-6,52 *apfu*. Los componentes minoritarios Mn y Ti varían entre 0 a 0,01 y 0,03 a 0,16 *apfu*, respectivamente.

En la posición X de la fórmula estructural, los contenidos de Na se encuentran en el rango de 0,53 a 0,71 *apfu* y los demás elementos se encuentran en cantidades muy bajas, (Ca = 0,07-0,16 *apfu* y K= 0-0,01 *apfu*), y el sitio vacante resulta con valores entre 0,14 y 0,35 *apfu*. El F varía entre 0 y 0,18 *apfu*. La relación Fe/(Fe+Mg) varía entre 0,37 y 0,40 y Na/(Na+Ca) se encuentra en el rango de 0,81 y 0,89.

Por otra parte, la turmalina de la turmalinita (muestra 14-2) es dravita, aunque uno de los cristales es dravita en el núcleo y chorlo en el borde. Estos cristales contienen Fe_{tot} entre 0,80 y 1,47 *apfu*, Mg entre 1,20 y 2,01 *apfu* y Al^{tot} entre 5,65 y 6,57 *apfu*. Los minoritarios Mn y Ti tienen contenidos de 0 a 0,01 y 0,01 a 0,08 *apfu*, respectivamente. En la posición X, se ubica Na (0,59-0,78 *apfu*), Ca (0,06-0,24 *apfu*), K (0-0,01 *apfu*) y, en el sitio vacante hay 0,07 a 0,28 *apfu.* El F varía entre 0 y 0,14 *apfu*. La relación Fe/(Fe+Mg) está entre 0,36 y 0,45 y Na/(Na+Ca) varía entre 0,76 y 0,91.



Figura 8.2.1.1: Ubicación espacial de las muestras de turmalina analizadas para el sector SP-LL. El recuadro de color negro delimita el sector SP-LL.

Sector Concarán-San Isidro

Pegmatitas: CEMA, San Antonio (SA y SA-L1), Los Algarrobitos (LA) y María Elena (ME) (Figura 8.2.1.2, Tabla 8.2.1).

El cristal de la pegmatita CEMA es de composición chorlo-dravita con una composición dravita en el núcleo y chorlo en el borde. Los cristales de las pegmatitas restantes son de composición chorlo.

Estos cristales contienen Fe entre 1,15 y 1,67 *apfu*, Mg entre 0,63 y 1,29 *apfu* y Al entre 6,38 y 6,83 *apfu*. Los minoritarios Mn y Ti tienen contenidos de 0,01 a 0,06 y 0 a 0,12 *apfu*, respectivamente. En la posición X, se ubica Na (0,56-0,73 *apfu*), Ca (0,01-0,09 *apfu*) y K (0-0,01 *apfu*) mientras que en el sitio vacante hay 0,20 a 0,42 *apfu*. El F varía entre 0 y 0,18 *apfu*. La relación Fe/(Fe+Mg) cubre un rango de 0,49 y 0,69 y Na/(Na+Ca) varía entre 0,89 y 0,98.

Granitos y aplita: Los Alanices (GLA y GLA-2) y aplita María del Huerto (MH) (Figura 8.2.1.2, Tabla 8.2.1).

De acuerdo al resultado del cálculo de la fórmula estructural, la turmalina alojada en el granito Los Alanices (GLA y GLA-2) corresponde a la especie chorlo y la turmalina de la facies aplítica (MH) es de composición chorlo en el núcleo y dravita en los bordes. Un solo cristal del granito Los Alanices tiene una composición de especie chorlo en el núcleo y dravita hacia los bordes.

La turmalina contiene Fe_{tot} entre 1,22 y 1,60 *apfu*, Mg entre 0,99 y 1,38 *apfu* y Al^{tot} entre 6,10 y 6,71 *apfu* (Tabla 8.2.1). Los minoritarios Mn y Ti tienen contenidos de 0,01 a 0,04 y 0 a 0,09 *apfu*, respectivamente. En la posición X hay principalmente Na (0,56-0,77 *apfu*), y algo menos de Ca (0,02-0,09 *apfu*) y K (0-0,02 a*pfu*), mientras que el sitio vacante estaría ocupado por 0,12 a 0,40 *apfu*. El F varía entre 0 y 0,24 *apfu*. La relación Fe/(Fe+Mg) cubre un rango de 0,54 y 0,55 y Na/(Na+Ca) varía entre 0,90 y 0,96.



Figura 8.2.1.2: Ubicación espacial de las muestras de turmalina analizadas para el sector C-SI. El recuadro de color negro delimita el sector C-SI.

Sector Potrerillos

Pegmatita: Cerro Blanco (Figura 8.2.1.3, Tabla 8.2.1).

La turmalina de esta pegmatita es de composición chorlo. Debido al alto contenido en F, esta turmalina tendría un porcentaje importante (aproximadamente 41%) de componente flúor-chorlo.

La química de estas turmalinas contienen Fe_{tot} entre 2,07 y 2,42 *apfu*, Mg entre 0,39 y 0,96 *apfu* y Al^{tot} entre 5,74 y 6,29 *apfu*. Los minoritarios Mn y Ti tienen contenidos de 0,06 a 0,11 y 0,03 a 0,12 *apfu*, respectivamente. La posición X está ocupada mayormente por Na (0,72-0,93 *apfu*), y algo menos de Ca (0,03-0,08 *apfu*) y K (0,01-0,02 *apfu*) y el sitio vacante tiene valores de 0 a 0,24 *apfu.* El F varía entre 0,08 y 0,41 *apfu*. La relación Fe/(Fe+Mg) cubre un rango de 0,72 y 0,84 y Na/(Na+Ca) varía entre 0,92 y 0,96.



Figura 8.2.1.3: Ubicación espacial de las muestras de turmalina analizadas para el sector P. El recuadro de color negro delimita el sector P.

Sector	San Pablo-Las Lagunas										
Litología	Rocas metamórficas		Pegmatitas								
Muestra	17-2	14-2	T1	LC1	LC2	LC4	LT	R	MIG1	H1	H2
Análisis EPMA % p/p											
SiO_2	35,14-36,39	34,61-35,83	34,23-35,43	33,72-35,21	34,58-35,80	34,83-35,61	34,3-35,35	34,13-36,04	34,28-35,35	34,84-35,77	34,76-35,67
TiO_2	0,28-1,31	0,09-0,66	0,00-0,26	0,38-1,02	0,10-0,64	0,00-0,04	0,03-0,62	0,00-0,49	0,00-0,04	0,16-0,58	0,00-0,38
Al_2O_3	30,94-33,53	28,27-33,49	33,64-34,93	30,38-32,84	30,98-33,94	31,5-34,90	33,29-34,71	33,06-35,45	32,37-33,75	32,85-33,66	33,93-35,13
V_2O_3	0,00-0,13	0,00-0,43	0,00-0,06	0,00-0,07	0,00-0,11	0,00-0,09	0,00-0,12	0,00-0,07	0,00-0,08	0,00-0,09	0,00-0,12
Cr_2O_3	0,00-0,10	0,00-0,17	0,00-0,06	0,00-0,05	0,00-0,04	0,00-0,04	0,00-0,02	0,00-0,03	0,00-0,04	0,00-0,04	0,00-0,07
FeO	6,49-8,35	5,80-10,26	9,99-10,97	9,53-12,17	8,87-11,11	8,87-9,96	8,62-9,47	9,17-11,03	7,25-8,44	7,64-8,34	11,04-11,77
MgO	6,19-7,07	6,06-6,98	2,52-3,10	3,22-5,34	3,50-5,16	4,18-6,45	4,03-4,48	3,31-4,33	4,90-5,40	5,51-6,04	2,56-3,04
CaO	0,38-0,92	0,33-1,33	0,06-0,19	0,17-1,06	0,13-0,44	0,12-1,13	0,11-0,30	0,12-0,27	0,15-0,34	0,30-0,38	0,03-0,12
MnO	0,00-0,10	0,00-0,10	0,23-0,36	0,14-0,60	0,11-0,33	0,15-0,23	0,10-0,28	0,12-0,31	0,17-0,30	0,03-0,22	0,21-0,41
ZnO	0,08-0,22	0,12-0,29	0,01-0,17	0,10-0,25	0,14-0,36	0,15-0,34	0,06-0,30	0,10-0,28	0,10-0,26	0,17-0,32	0,17-0,45
Na_2O	1,65-2,22	1,82-2,37	1,52-2,10	1,80-2,48	1,71-2,27	1,81-2,43	1,76-2,23	1,65-2,21	1,80-2,27	2,13-2,45	1,77-2,29
K_2O	0,01-0,04	0,01-0,05	0,01-0,05	0,04-0,06	0,03-0,07	0,02-0,05	0,02-0,06	0,02-0,06	0,03-0,06	0,02-0,07	0,02-0,06
F	0,00-0,34	0,00-0,26	0,00-0,19	0,00-0,33	0,00-0,29	0,00-0,33	0,00-0,25	0,00-0,24	0,00-0,32	0,00-0,32	0,00-0,26
H_2O*	3,40-3,69	3,39-3,61	3,50-3,62	3,41-3,58	3,37-3,64	3,45-3,67	3,47-3,63	3,51-3,68	3,43-3,60	3,49-3,66	3,48-3,65
B_2O_3*	10,31-10,68	10,14-10,47	10,27-10,49	10,07-10,5	10,15-10,63	10,45-10,65	10,33-10,52	10,16-10,67	10,24-10,43	10,39-10,63	10,42-10,62
Li_2O*	0,02-0,25	0,00-0,37	0,11-0,27	0,00-0,21	0,06-0,24	0,03-0,20	0,11-0,30	0,10-0,26	0,10-0,23	0,06-0,18	0,06-0,21
Total	98,01-100,81	97,51-99,14	98,21-100,05	98,18-100,99	98,19-101,59	99,76-101,54	98,2-100,32	97,33-101,77	97,63-98,61	98,78-100,95	100,28-102,22
O=F	0,00-0,14	0,00-0,11	0,00-0,08	0,00-0,14	0,00-0,12	0,00-0,14	0,00-0,10	0,00-0,10	0,00-0,13	0,00-0,14	0,00-0,11
Átomos por fórmula unidad basado en 31 aniones											
Si	5,79-5,97	5,76-6,08	5,76-5,90	5,80-5,93	5,82-5,94	5,78-5,86	5,77-5,84	5,78-5,87	5,82-5,90	5,81-5,88	5,77-5,87
^{T}Al	0,03-0,21	0,00-0,24	0,10-0,24	0,07-0,20	0,06-0,18	0,14-0,22	0,16-0,23	0,13-0,22	0,10-0,18	0,12-0,19	0,13-0,23
B*	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
^{Z}Al	5,97-6,00	5,65-6,00	6,00	5,99-60	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
^{Z}Mg	0,00-0,03	0,00-0,35	0,00	0,00-0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
^{Y}Al	0,00-0,34	0,00-0,33	0,50-0,71	0,00-0,30	0,19-0,54	0,04-0,57	0,36-0,61	0,42-0,63	0,31-0,52	0,25-0,35	0,45-0,61
Ti	0,04-0,16	0,01-0,08	0,00-0,03	0,05-0,13	0,01-0,08	0,00-0,05	0,00-0,08	0,00-0,06	0,00-0,05	0,02-0,07	0,00-0,05
^{Y}V	0,00-0,02	0,00-0,06	0,00-0,01	0,00-0,01	0,00-0,02	0,00-0,01	0,00-0,02	0,00-0,01	0,00-0,01	0,00-0,01	0,00-0,02
^{Y}Cr	0,00-0,01	0,00-0,02	0,00-0,01	0,00-0,01	0,00-0,01	0,00-0,01	0,00	0,00	0,00-0,01	0,00	0,00-0,01
^{Y}Mg	1,53-1,73	1,20-1,73	0,63-0,78	0,8-1,33	0,87-1,28	1,02-1,60	1,01-1,11	0,83-1,05	1,24-1,35	1,35-1,48	0,63-0,74
Mn	0,00-0,01	0,00-0,01	0,03-0,05	0,02-0,09	0,02-0,05	0,02-0,03	0,01-0,04	0,02-0,04	0,02-0,04	0,00-0,03	0,03-0,06
Fe^{2+}	0,88-1,15	0,80-1,47	1,41-1,54	1,35-1,76	1,24-1,59	1,23-1,36	1,19-1,31	1,25-1,52	1,01-1,20	1,06-1,16	1,53-1,63
Zn	0,01-0,03	0,02-0,04	0,00-0,02	0,01-0,03	0,02-0,04	0,02-0,04	0,01-0,04	0,01-0,03	0,01-0,03	0,02-0,04	0,02-0,06
Li*	0,01-0,16	0,00-0,26	0,08-0,18	0-0,14	0,04-0,16	0,02-0,13	0,08-0,20	0,06-0,17	0,06-0,16	0,04-0,12	0,04-0,14
Ca	0,07-0,16	0,06-0,24	0,01-0,03	0,03-0,2	0,02-0,08	0,02-0,20	0,02-0,05	0,02-0,05	0,03-0,06	0,05-0,07	0,01-0,02
Na	0,53-0,71	0,59-0,78	0,49-0,68	0,6-0,81	0,56-0,73	0,58-0,77	0,57-0,72	0,52-0,7	0,58-0,74	0,68-0,78	0,57-0,74
K	0,00-0,01	0,00-0,01	0,00-0,01	0,01-0,01	0,01-0,01	0,00-0,01	0,00-0,01	0,00-0,01	0,01-0,01	0,01-0,01	0,00-0,01
vacante en X	0,14-0,35	0,07-0,28	0,28-0,49	0,13-0,22	0,21-0,40	0,12-0,39	0,22-0,39	0,25-0,43	0,19-0,38	0,14-0,26	0,24-0,41
^{W}OH	3,82-4,00	3,86-4,00	3,90-4,00	3,83-4,00	3,84-4,00	3,82-4,00	3,87-4,00	3,88-4,00	3,83-4,00	3,83-4,00	3,87-4,00
F	0,00-0,18	0,00-0,14	0,00-0,1	0,00-0,17	0,00-0,16	0,00-0,18	0,00-0,13	0,00-0,12	0,00-0,17	0,00-0,17	0,00-0,13
Al^{tot}	6,00-6,52	5,65-6,57	6,60-6,95	6,07-6,51	6,25-6,72	6,17-6,79	6,52-6,83	6,55-6,85	6,42-6,70	6,38-6,53	6,58-6,84
Mg_{tot}	1,53-1,76	1,20-2,01	0,63-0,78	0,80-1,33	0,87-1,28	1,02-1,60	1,01-1,11	0,83-1,05	1,24-1,35	1,35-1,48	0,63-0,74
Fe/(Fe+Mg)	0,37-0,40	0,36-0,45	0,66-0,69	0,57-0,63	0,55-0,59	0,46-0,55	0,54-0,54	0,59-0,60	0,45-0,47	0,44-0,44	0,69-0,71
Na/(Na+Ca)	0,81-0,89	0,76-0,91	0,95-0,98	0,80-0,95	0,90-0,96	0,79-0,96	0,93-0,96	0,94-0,96	0,92-0,96	0,92-0,93	0,97-0,99
(Fe+Mg)	2,41-2,91	2,18-3,48	2,04-2,32	2,15-3,09	2,10-2,87	2,26-2,96	2,20-2,42	2,08-2,58	2,25-2,55	2,41-2,64	2,16-2,37

Tabla 8.2.1: Análisis EPMA de turmalinas seleccionadas de los sectores SP-LL, C-SI y P. Se consideró (O + OH + F) = 31 átomos por fórmula unidad (*apfu*) y se asumieron 3 átomos de B^{3+} por fórmula unidad, Li = 15 – (sitios Y + Z + T) *apfu*, OH + F = 4 *apfu* y Fe total = Fe^{2+}.

Sector	Concarán-San Isidro								Potrerillos
Litología	Pegmatitas					Granitos y aplita			Pegmatita
Muestra	LA	CEMA	SA	SA-L1	ME	GLA	GLA-2	MH	CB
Análisis EPMA % p/p									
SiO_2	33,84-35,10	34,47-35,88	34,33-35,28	34,4-35,30	34,33-35,61	34,65-36,19	32,51-35,73	34,09-35,27	33,48-35,01
TiO_2	0,09-0,44	0,00-0,30	0,00-0,26	0,00-0,43	0,31-0,93	0,00-0,62	0,07-0,49	0,29-0,75	0,21-0,90
Al_2O_3	33,44-34,39	32,64-34,10	32,17-33,82	32,68-34,51	32,1-34,01	31,41-34,04	28,02-34,13	31,44-32,99	28,12-30,41
V_2O_3	0,00-0,10	0,00-0,07	0,00-0,07	0,00-0,05	0,00-0,12	0,00-0,12	0,00-0,05	0,00-0,07	0,00-0,12
Cr_2O_3	0,00-0,03	0,00-0,04	0,00-0,04	0,00-0,03	0,00-0,04	0,00-0,04	0,00-0,03	0,00-0,03	0,00-0,03
FeO	10,17-11,68	8,29-9,30	9,10-9,89	8,99-10,10	9,60-10,70	8,79-9,68	9,63-11,10	8,77-10,33	14,34-16,55
MgO	2,52-3,31	4,89-5,19	3,88-4,37	4,00-4,66	4,03-4,84	4,07-5,35	3,92-5,11	4,39-5,52	2,05-3,28
CaO	0,06-0,15	0,15-0,33	0,09-0,22	0,12-0,26	0,19-0,49	0,14-0,47	0,16-0,45	0,17-0,50	0,15-0,44
MnO	0,19-0,39	0,08-0,20	0,12-0,36	0,13-0,35	0,10-0,29	0,05-0,26	0,10-0,31	0,06-0,28	0,41-0,76
ZnO	0,14-0,33	0,08-0,20	0,10-0,32	0,09-0,28	0,09-0,25	0,06-0,22	0,14-0,38	0,17-0,51	0,15-0,36
Na_2O	1,72-2,10	1,88-2,25	1,78-2,17	1,75-2,23	1,83-2,33	1,76-2,32	1,83-2,40	1,98-2,51	2,14-2,74
K_2O	0,02-0,05	0,02-0,05	0,02-0,06	0,01-0,05	0,04-0,07	0,02-0,07	0,04-0,08	0,03-0,07	0,03-0,08
F	0,00-0,35	0,00-0,23	0,00-0,02	0,00-0,29	0,00-0,21	0,00-0,45	0,00-0,33	0,00-0,37	0,16-0,74
H_2O*	3,41-3,59	3,44-3,64	3,41-3,60	3,44-3,63	3,49-3,64	3,41-3,65	3,20-3,62	3,36-3,59	3,08-3,40
B_2O_3*	10,19-10,45	10,30-10,54	10,17-10,44	10,31-10,52	10,27-10,55	10,24-10,61	9,41-10,56	10,19-10,46	9,88-10,13
Li_2O*	0,07-0,19	0,01-0,14	0,06-0,20	0,01-0,15	0,06-0,17	0,06-0,26	0,02-0,15	0,04-0,16	0,00-0,05
Total	97,84-100,08	98,52-100,31	97,23-99,48	98,59-100,12	98,85-100,98	97,85-101,26	90,94-101,92	97,68-100,09	98,31-100,13
O=F	0,00-0,15	0,00-0,10	0,00-0,08	0,00-0,12	0,00-0,09	0,00-0,19	0,00-0,14	0,00-0,16	0,07-0,31
Átomos por fórmula unidad basado en 31 aniones									
Si	5,77-5,85	5,82-5,92	5,86-5,92	5,79-5,88	5,78-5,87	5,86-5,98	5,79-6,00	5,80-5,88	5,86-6,01
^{T}Al	0,15-0,23	0,08-0,18	0,08-0,14	0,12-0,21	0,13-0,22	0,02-0,14	0,00-0,21	0,12-0,20	0,00-0,14
B*	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
^{Z}Al	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	5,74-6,00
^{Z}Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00-0,26
^{Y}Al	0,49-0,61	0,3-0,52	0,35-0,55	0,34-0,59	0,15-0,47	0,16-0,51	0,10-0,50	0,11-0,33	0,00-0,15
Ti	0,01-0,06	0,00-0,04	0-0,03	0,00-0,05	0,04-0,12	0,00-0,08	0,01-0,06	0,04-0,09	0,03-0,12
^{Y}V	0,00-0,01	0,00-0,01	0,00-0,01	0,00-0,01	0,00-0,02	0,00-0,02	0,00-0,01	0,00-0,01	0,00-0,02
^{Y}Cr	0,00	0,00-0,01	0,00	0,00	0,00-0,01	0,00-0,01	0,00	0,00	0,00
^{Y}Mg	0,63-0,83	1,20-1,29	0,98-1,11	1,00-1,16	0,99-1,21	1,01-1,32	0,99-1,29	1,10-1,38	0,39-0,66
Mn	0,03-0,06	0,01-0,03	0,02-0,05	0,02-0,05	0,01-0,04	0,01-0,04	0,01-0,04	0,01-0,04	0,06-0,11
Fe^{2+}	1,43-1,67	1,15-1,31	1,29-1,41	1,24-1,42	1,32-1,50	1,22-1,36	1,33-1,60	1,23-1,46	2,07-2,42
Zn	0,02-0,04	0,01-0,02	0,01-0,04	0,01-0,03	0,01-0,03	0,01-0,03	0,02-0,05	0,02-0,06	0,02-0,05
Li*	0,05-0,13	0,01-0,09	0,04-0,13	0,01-0,10	0,04-0,12	0,04-0,17	0,01-0,10	0,03-0,11	0,00-0,03
Ca	0,01-0,03	0,03-0,06	0,02-0,04	0,02-0,05	0,03-0,09	0,02-0,08	0,03-0,09	0,03-0,09	0,03-0,08
Na	0,56-0,69	0,60-0,73	0,58-0,72	0,57-0,73	0,58-0,75	0,56-0,74	0,59-0,77	0,65-0,82	0,72-0,93
K	0,00-0,01	0,00-0,01	0-0,01	0,00-0,01	0,01-0,01	0,00-0,01	0,01-0,02	0,01-0,01	0,01-0,02
vacante en X	0,28-0,42	0,20-0,37	0,23-0,40	0,22-0,41	0,18-0,37	0,18-0,40	0,15-0,37	0,12-0,28	0,00-0,24
^{W}OH	3,82-4,00	3,88-4,00	3,89-4,00	3,85-4,00	3,89-4,00	3,76-4,00	3,83-4,00	3,80-4,00	3,59-3,92
F	0,00-0,18	0,00-0,12	0,00-0,11	0,00-0,15	0,00-0,11	0,00-0,24	0,00-0,17	0,00-0,20	0,08-0,41
Al^{tot}	6,64-6,85	6,38-6,70	6,43-6,70	6,46-6,80	6,28-6,69	6,18-6,64	6,10-6,71	6,23-6,53	5,74-6,29
Mg_{tot}	0,67-0,69	1,20-1,29	0,98-1,11	1,00-1,16	0,99-1,21	1,01-1,32	0,99-1,29	1,10-1,38	0,39-0,93
Fe/(Fe+Mg)	0,63-0,83	0,49-0,50	0,56-0,57	0,55-0,56	0,55-0,57	0,51-0,55	0,55-0,59	0,51-0,53	0,72-0,84
Na/(Na+Ca)	0,96-0,98	0,92-0,96	0,95-0,97	0,94-0,96	0,89-0,95	0,90-0,96	0,89-0,96	0,90-0,95	0,92-0,96
(Fe+Mg)	2,07-2,50	2,35-2,60	2,27-2,52	2,24-2,59	2,31-2,71	2,26-2,68	2,33-2,86	2,33-2,83	2,46-3,34

Tabla 8.2.1 (continuación): Análisis EPMA de turmalinas seleccionadas de los sectores SP-LL, C-SI y P. Se consideró (O + OH + F) = 31 átomos por fórmula unidad (*apfu*) y se asumieron 3 átomos de B^{3+} por fórmula unidad, Li = 15 – (sitios Y + Z + T) *apfu*, OH + F = 4 *apfu* y Fe total = Fe^{2+}.

Comparación de la composición química de las turmalinas

Pegmatitas

Las diferencias composicionales principales están representadas, básicamente, por mayores contenidos de Fe, Na, Mn y F y menores cantidades de Mg y Al en el único ejemplo de turmalina de la pegmatita Cerro Blanco (sector Potrerillos) de signatura NYF con respecto a la turmalina de las pegmatitas LCT.

Rocas metamórficas

En el caso de la turmalina de rocas metamórficas, tiene contenidos de Mg mayores a la turmalina de pegmatitas y menores cantidades de Fe. La turmalina de la turmalinita (muestra 14-2) tiene mayor contenido de Ca (0,06-0,24) y mayores contenidos de Cr y V que todas las demás turmalinas (Cr=0-0,022 *apfu* y V=0-0,058 *apfu*).

Granito y aplita

La turmalina del granito Los Alanices y de la facies aplítica de María del Huerto tiene una composición comparable con la de las turmalinas procedentes de pegmatitas LCT.

8.3 CARACTERIZACIÓN QUÍMICA

La turmalina puede ser clasificada en grupos primarios en base a la ocupación dominante en el sitio X. Como resultado se divide en tres grupos composicionales denominados alcalino, cálcico y sitio vacante X. Este tipo de clasificación da información petrológica debido a que la ocupación del sitio X generalmente refleja la paragénesis de la roca en la que cristalizaron las turmalinas (Henry *et al.* 2011).

8.3.1 Resultados

En las figuras 8.3.1.1 y 8.3.1.2 se observa que todos los cristales de turmalina estudiados pertenecen al grupo alcalino, y varían en contenidos de Na (+K) y vacancias en el sitio X. Se aprecia una pendiente positiva con un incremento leve de Ca y uno más marcado de Na (+K). En general en casi todas las muestras se observa que Na (+K) se incrementa hacia los bordes

de los cristales.

Algunos datos de la turmalina de la pegmatita Tapia 1 (muestra T1) se ubican en el límite con el campo del grupo de sitio vacante X. La turmalina de rocas pegmatíticas y graníticas es pobre en Ca, mientras que los cristales contenidos en rocas metamórficas (muestras 14-2 y 17-2) muestran un mayor contenido de Ca que además aumenta hacia los bordes.

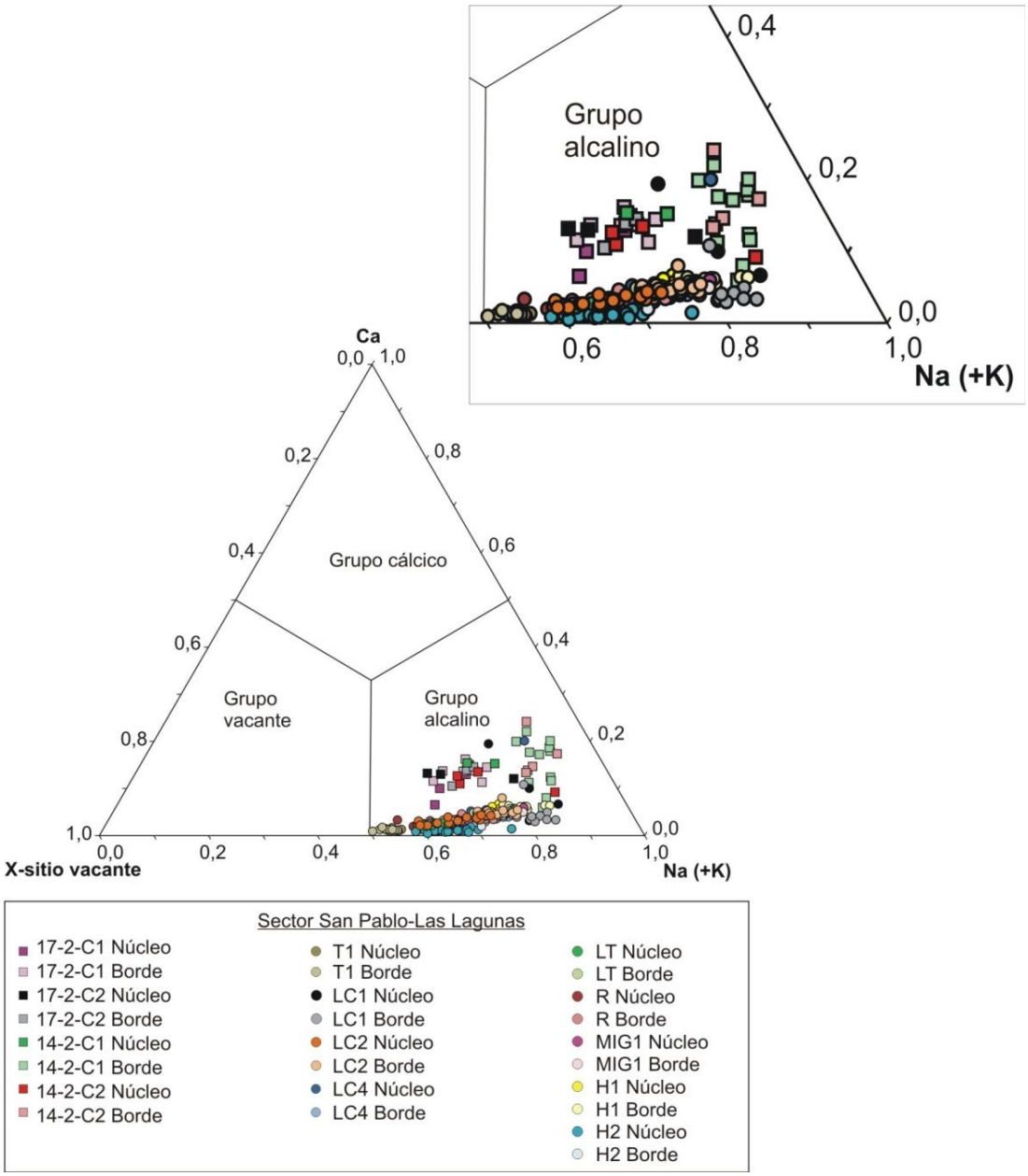


Figura 8.3.1.1: Diagrama de clasificación para turmalinas del sector SP-LL en base a los principales constituyentes en el sitio X de Hawthorne & Henry (1999). La turmalina de rocas pegmatíticas y graníticas es pobre en Ca, mientras que los cristales contenidos en rocas metamórficas tienen mayor porcentaje de Ca. Se observa un enriquecimiento de Na (+K) hacia los bordes.

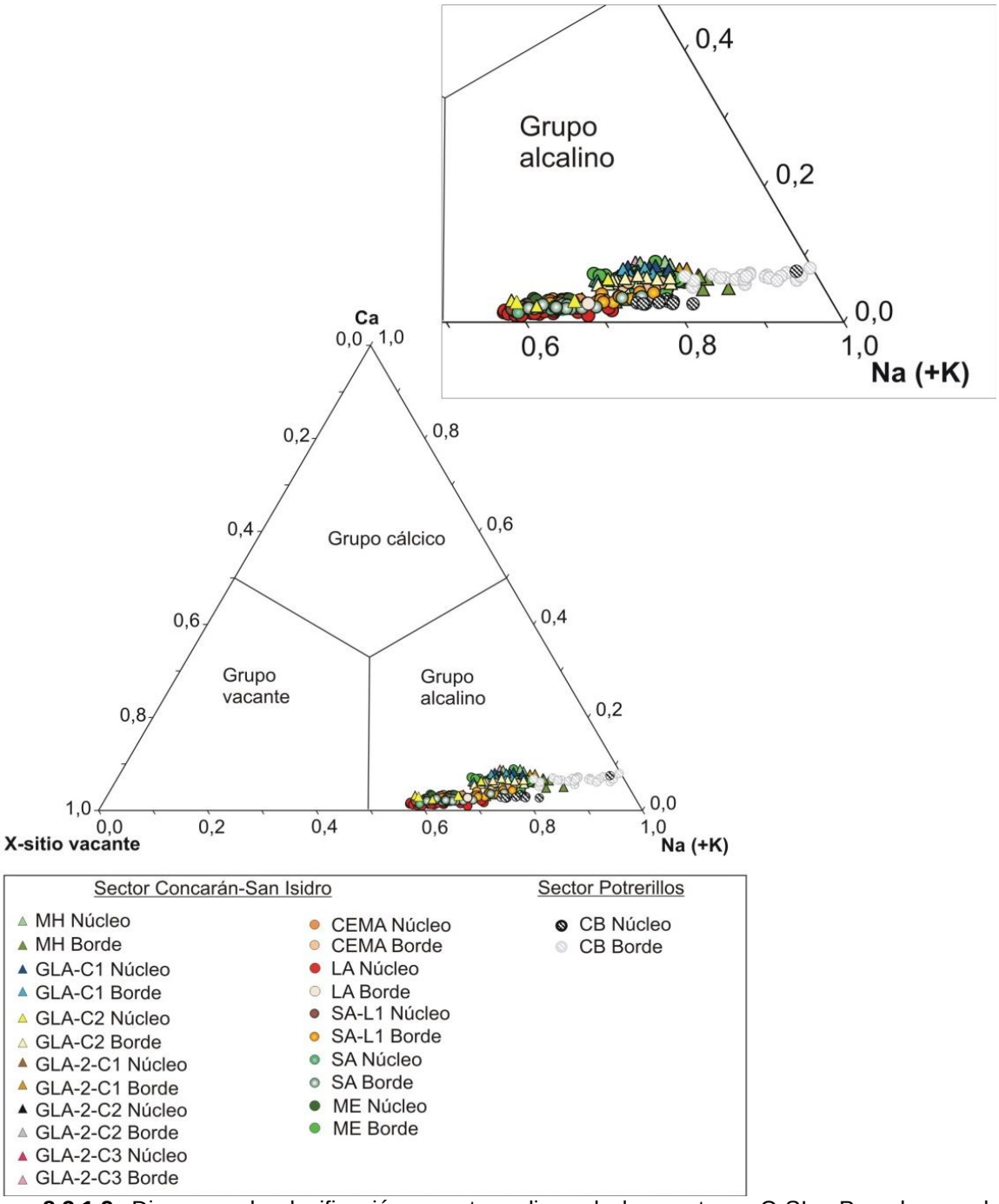


Figura 8.3.1.2: Diagrama de clasificación para turmalinas de los sectores C-SI y P en base a los principales constituyentes en el sitio X de Hawthorne & Henry (1999). La turmalina de rocas pegmatíticas y graníticas es pobre en Ca, Se observa un enriquecimiento de Na (+K) hacia los bordes.

8.4 ZONACIÓN QUÍMICA CONCÉNTRICA EN TURMALINA

Una de las características de la turmalina es presentar zonación composicional entre el núcleo y los bordes, acorde a variaciones químicas ocurridas durante la cristalización (Joliff *et al.*

1986, Henry y Dutrow 1996, Williamson *et al.* 2000, von Goerne *et al.* 2001, 2011) las cuales, en muchas ocasiones se manifiestan en variaciones en las tonalidades o colores del mineral. En las tablas del ANEXO 13 y figuras 8.4.1.1 hasta 8.4.1.13 se presentan los resultados de estas variaciones.

8.4.1 Resultados

Las variaciones químicas entre núcleo y borde de la turmalina muestran una tendencia general que consiste en descenso de vacancias en el sitio X, sutil empobrecimiento en Al o Si, y enriquecimiento en Fe, Na, Ti, Ca y K hacia los bordes (Figuras 8.4.1.1 a 8.4.1.13). Los elementos F, Zn, V y Cr son variables, por lo que no pudo definirse un patrón para estos elementos, mientras que el Mn se mantiene generalmente constante. Suele haber empobrecimiento de Mg a medida que se enriquece en Fe. En general la zonación composicional coincide con la zonación de color, aunque hay algunos cristales que no tienen variaciones de color, pero si variación química y se describen en el apartado correspondiente.

En las figuras 8.4.1.3/5/9/11 y 13 se observa una correlación negativa general entre Fe *vs* Mg y Al^{tot} *vs* Ti, mientras que Ca *vs* Ti tiene una correlación positiva.

A continuación se detallan las diferencias composicionales encontradas en algunos cristales de cada sector y litologías, que no siguen esta tendencia general.

Sector San Pablo-Las Lagunas

Rocas metamórficas

La composición química de la turmalina de las rocas metamórficas se diferencia notablemente de la de las pegmatitas del área. La turmalina del esquisto (17-2-C2) tiene contenidos más altos en Mg, Ca, V y Cr y menores contenidos de Mn y K a lo largo de todo el cristal, a diferencia de las turmalinas de pegmatitas (Figuras 8.4.1.1 y tabla 8.2.1).

Los cristales de turmalina de la turmalinita (14-2-C1 y 14-2-C2) se enriquecen en Ca y empobrecen en Al y Ti (Figuras 8.4.1.2 y 8.4.1.3b y c) a medida que crece el cristal, y el

cristal 14-2-C2 muestra valores de V y Cr en el núcleo mucho más altos que en todas las turmalinas estudiadas (tabla 8.2.1). Finalmente, la muestra 14-2 tiene contenidos altos en Mg, Ca, V y Cr y los menores contenidos de Mn y K a diferencia de todas las turmalinas analizadas (tabla 8.2.1).

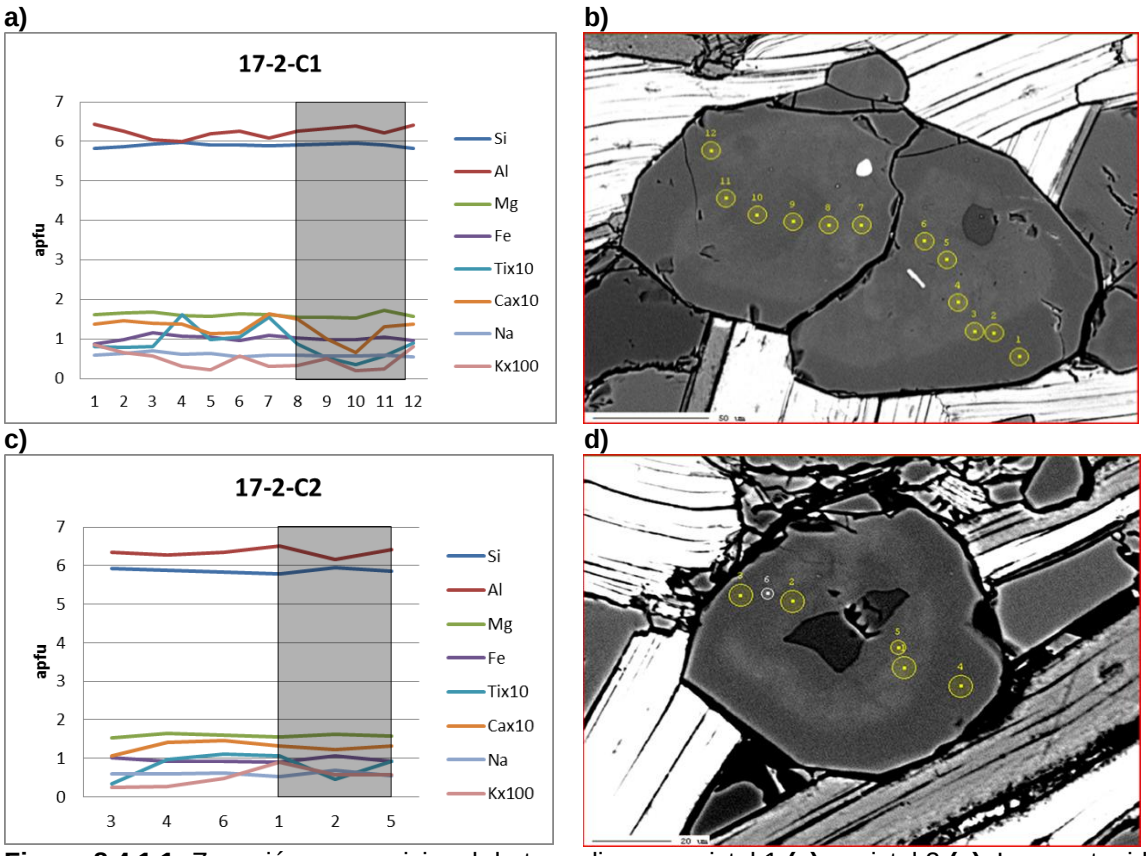


Figura 8.4.1.1: Zonación composicional de turmalina, en cristal 1 **(a)** y cristal 2 **(c)**. Los contenidos de los elementos químicos están expresados en *apfu* La región sombreada corresponde al núcleo del cristal. Los números en el eje horizontal representan los puntos analizados. Imagen de SEM con la ubicación de los puntos de los perfiles analizados (en amarillo), **b)** cristal 1, **d)** cristal 2. Las imágenes de SEM correspondientes a los demás cristales se encuentran en el ANEXO 13 junto con las tablas de datos químicos.

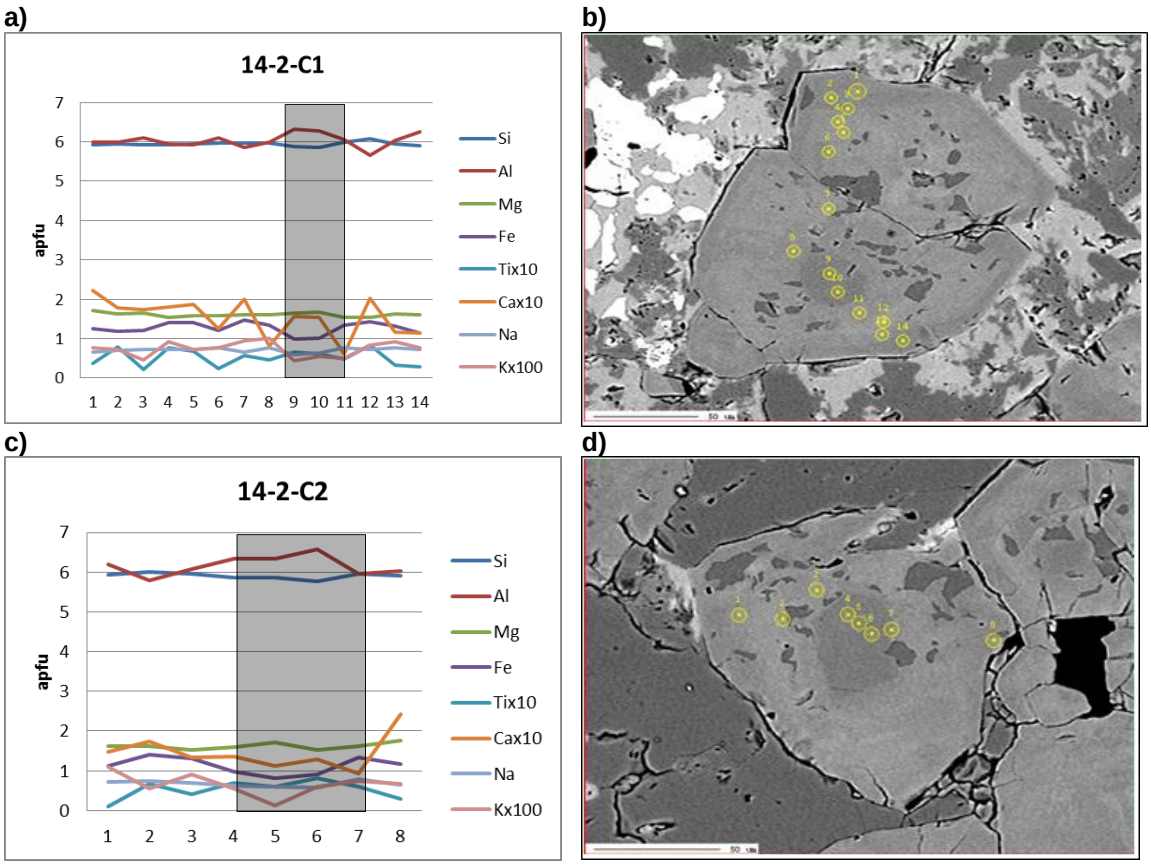
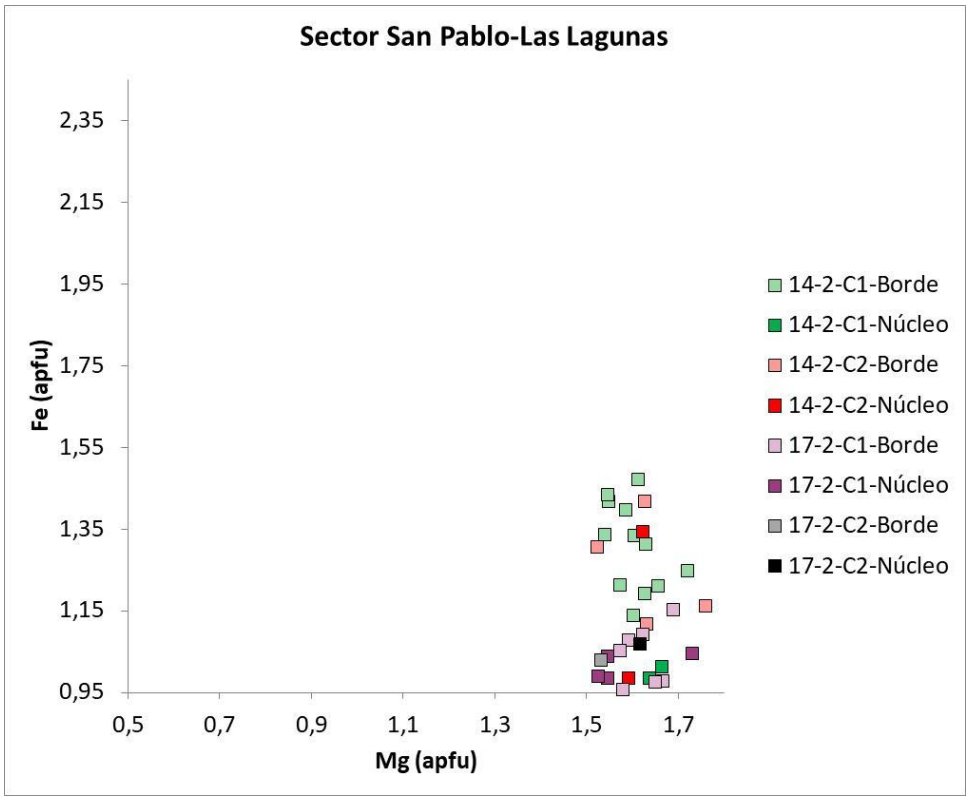


Figura 8.4.1.2: Turmalinita (muestra 14-2). Zonación composicional en cristal 1 **(a)** y cristal 2 **(c)**. Los contenidos de los elementos químicos están expresados en *apfu.* La región sombreada corresponde al núcleo del cristal. Los números en el eje horizontal representan los puntos analizados. Imagen de SEM con la ubicación de los puntos de los perfiles analizados (en amarillo), **b)** cristal 1, **d)** cristal 2. Las imágenes de SEM correspondientes a los demás cristales se encuentran en el ANEXO 13 junto con las tablas de datos químicos.

.

a)



b)

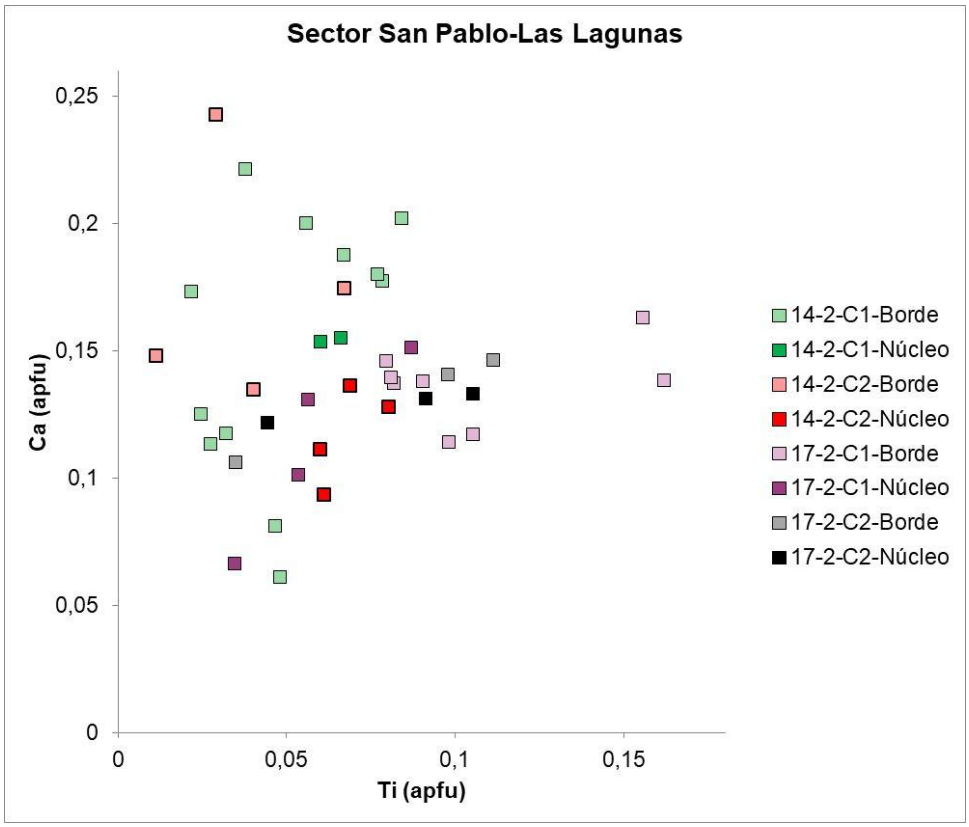


Figura 8.4.1.3: Variación composicional de núcleo a borde en *apfu* de turmalinas de rocas metamórficas del sector SP-LL. **a)** Fe *vs* Mg. **b)** Ca *vs* Ti.

c)

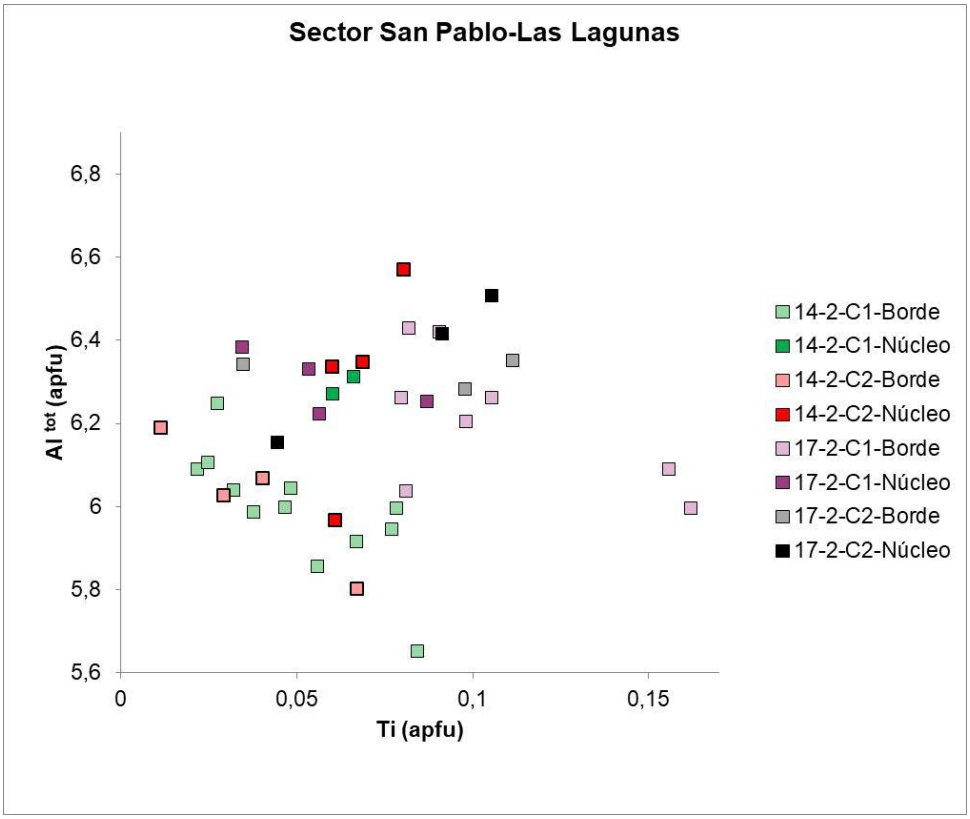
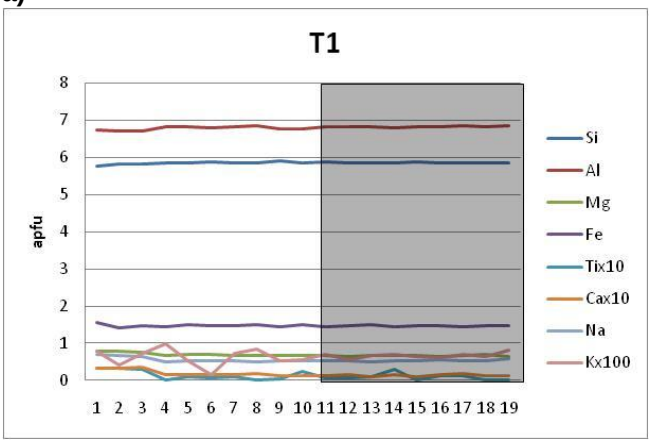


Figura 8.4.1.3 (continuación): Variación composicional de núcleo a borde en *apfu* de turmalinas de rocas metamórficas del sector SP-LL. **c)** Al^{tot} *vs* Ti.

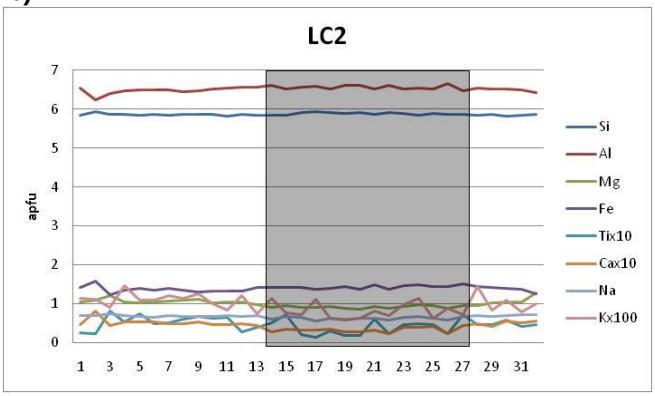
Pegmatitas

Entre las pegmatitas de este sector, la turmalina de La Cocha 2 y la de Hinojito 1 son las únicas que presentan una disminución en los contenidos de Fe hacia el borde, aunque la magnitud de ese descenso es menor a 0,5 *apfu* (Figuras 8.4.1.4b, g y 8.4.1.5a). En general los valores de Ti de todas las muestras de pegmatitas de este sector son oscilantes y la muestra de la pegmatita Hinojito 2 tiene los contenidos más bajos de Mg y Ca de todas las muestras estudiadas.

a)



b)



c)

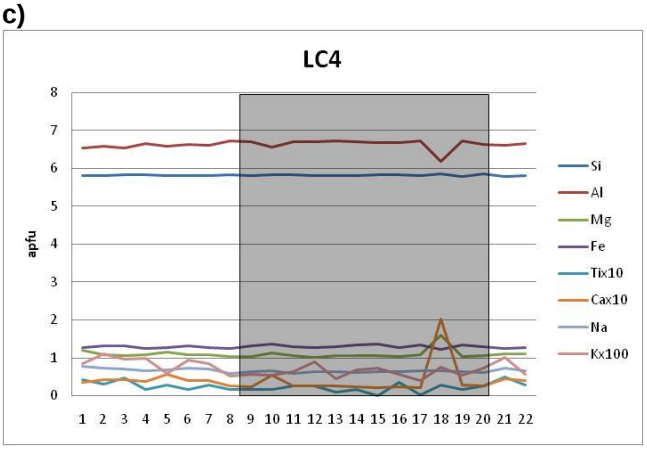
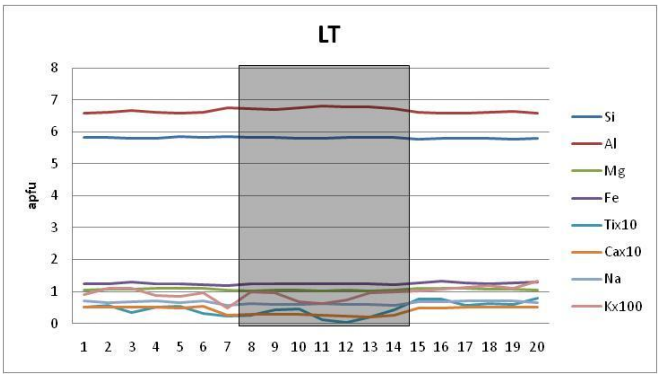


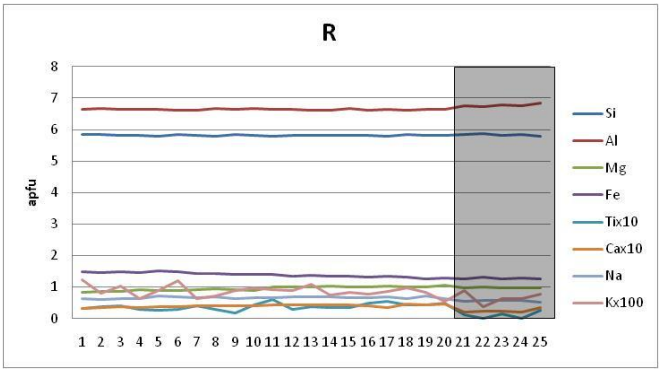
Figura 8.4.1.4: Zonación composicional de turmalina. **a)** Tapia (T1). **b)** La Cocha 2 (LC2). **c)** La Cocha 4 (LC4). Los contenidos de los elementos químicos están expresados en *apfu.* La región sombreada corresponde al núcleo del cristal. Los números en el eje horizontal representan los puntos analizados. Las imágenes de SEM correspondientes a los cristales se encuentran en el ANEXO 13 junto con las tablas de datos químicos.

.

d)



e)



f)

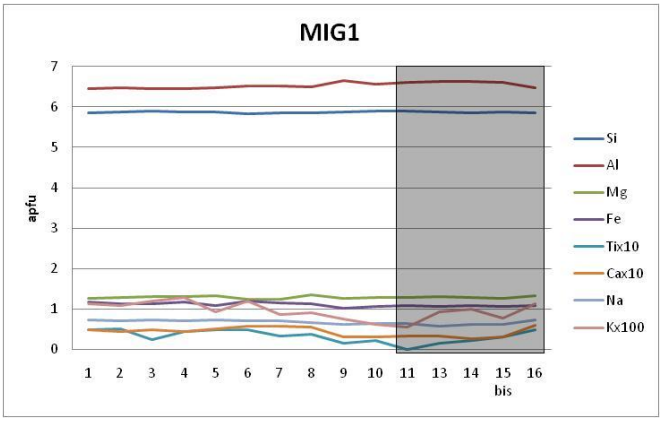
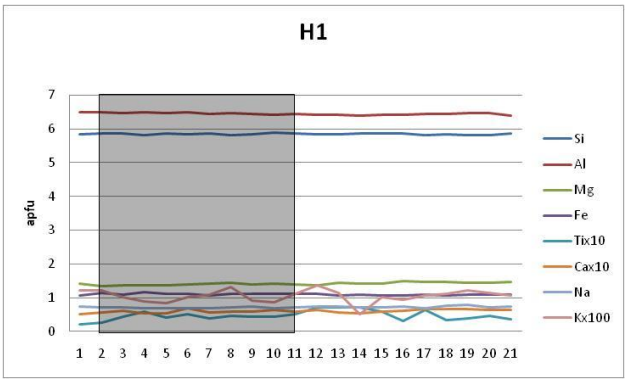
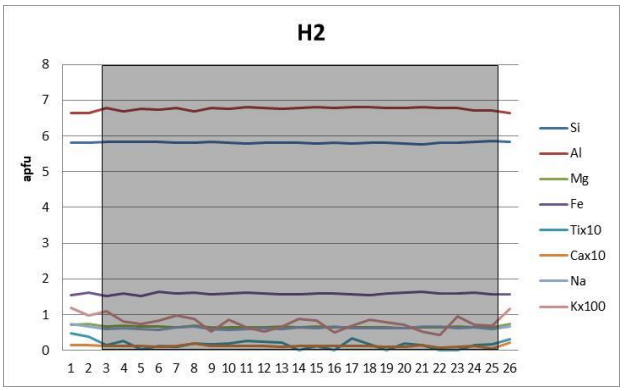


Figura 8.4.1.4 (continuación): Zonación composicional de turmalina. **d)** La Turquita (LT). **e)** Rosanna (R). **f)** Miguelita 1 (MIG1). Los contenidos de los elementos químicos están expresados en *apfu.* La región sombreada corresponde al núcleo del cristal. Los números en el eje horizontal representan los puntos analizados. Las imágenes de SEM correspondientes a los cristales se encuentran en el ANEXO 13 junto con las tablas de datos químicos.

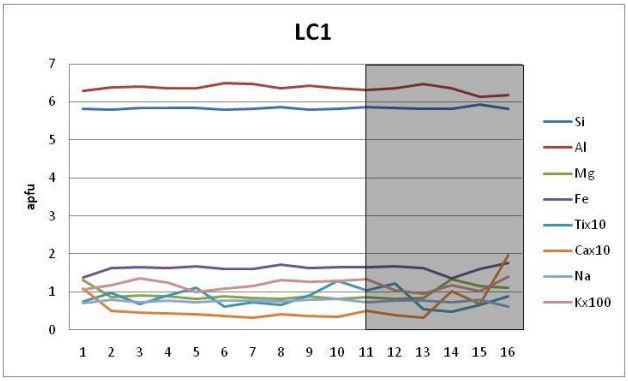
g)



h)



i)



j)

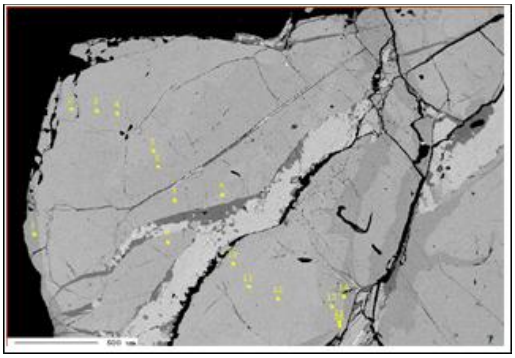
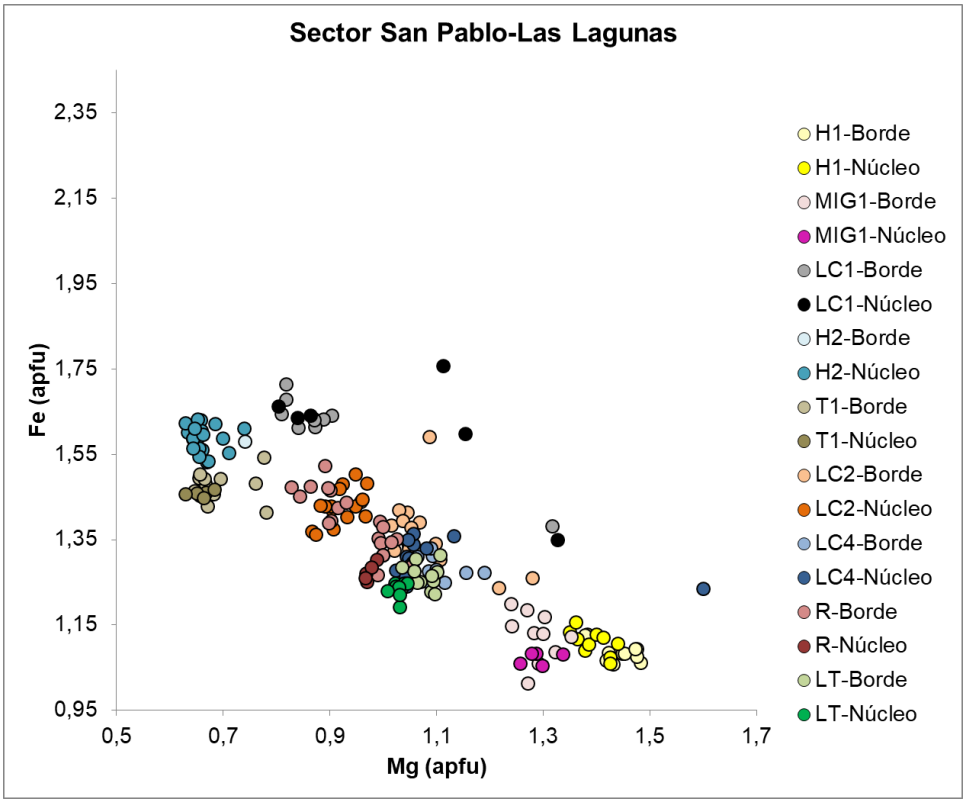


Figura 8.4.1.4 (continuación): Zonación composicional de turmalina. **g)** Hinojito 1 (H1). **h)** Hinojito 2 (H2). **i)** La Cocha 1 (LC1). Los contenidos de los elementos químicos están expresados en *apfu.* La región sombreada corresponde al núcleo del cristal. Los números en el eje horizontal representan los puntos analizados. **j)** La Cocha 1 (LC1) Imagen de SEM con la ubicación de los puntos de los perfiles analizados (en amarillo). Las imágenes correspondientes a los demás cristales se encuentran en el ANEXO 13 junto con las tablas de datos químicos.

.

a)



b)

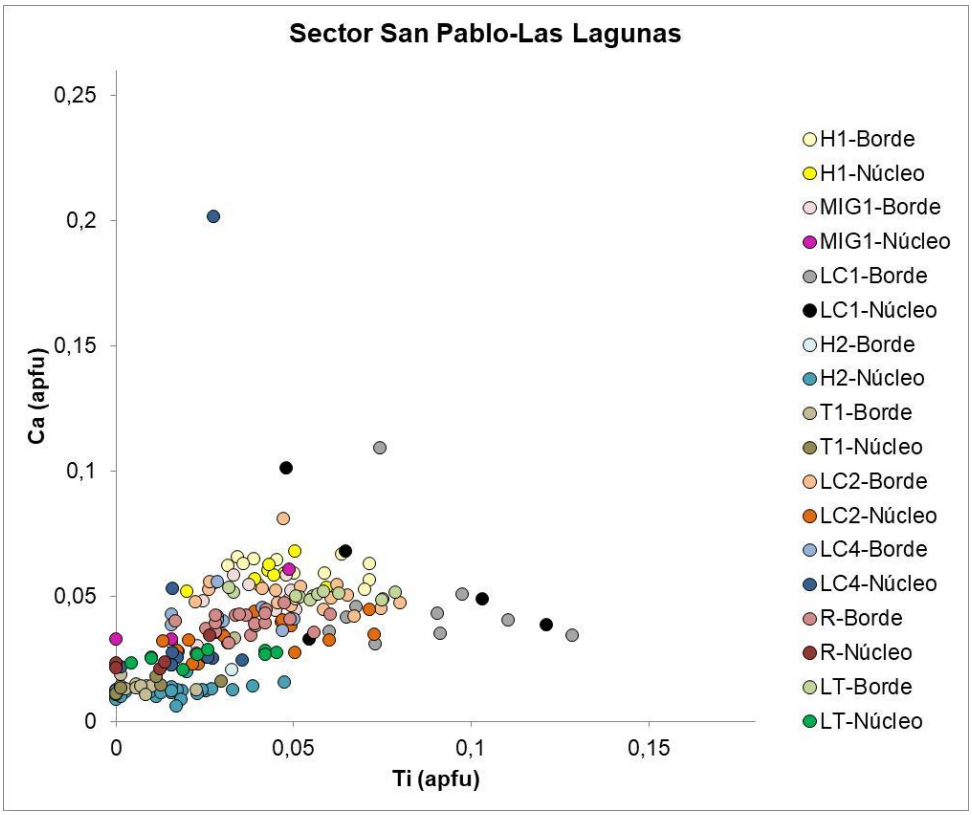


Figura 8.4.1.5: Variación composicional de núcleo a borde en *apfu* de turmalinas de pegmatitas del sector SP-LL. **a)** Fe *vs* Mg. **b)** Ca *vs* Ti.

c)

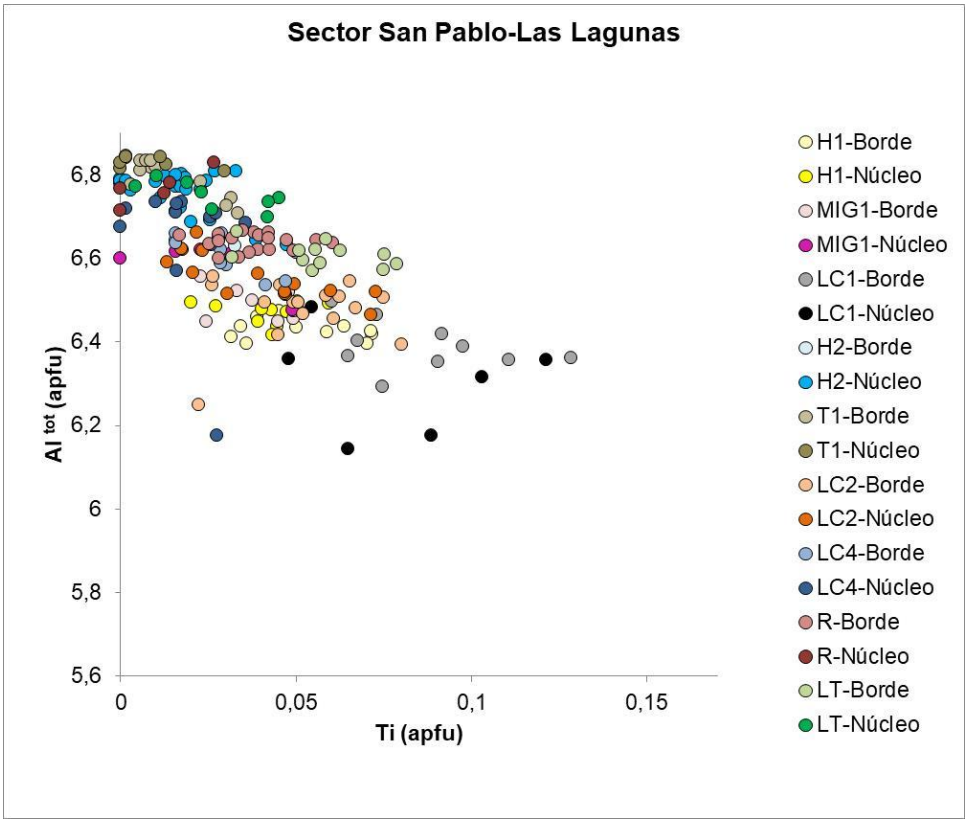


Figura 8.4.1.5 (continuación): Variación composicional de núcleo a borde en *apfu* de turmalinas de pegmatitas pertenecientes al sector SP-LL. **c)** Al^{tot} *vs* Ti.

Sector Concarán-San Isidro

Granitos

Las muestras del granito Los Alanices tienen las mismas tendencias que la mayoría de los cristales con una tendencia general de descenso de vacancias en el sitio X, empobrecimiento en Al o Si, y enriquecimiento en Fe, Na, Ti, Ca y K hacia los bordes (Figuras 8.4.1.6/7/8 y tabla 8.2.1). En general ocurre empobrecimiento de Mg a medida que hay enriquecimiento en Fe. Los elementos Mn, F, Zn, V y Cr son variables.

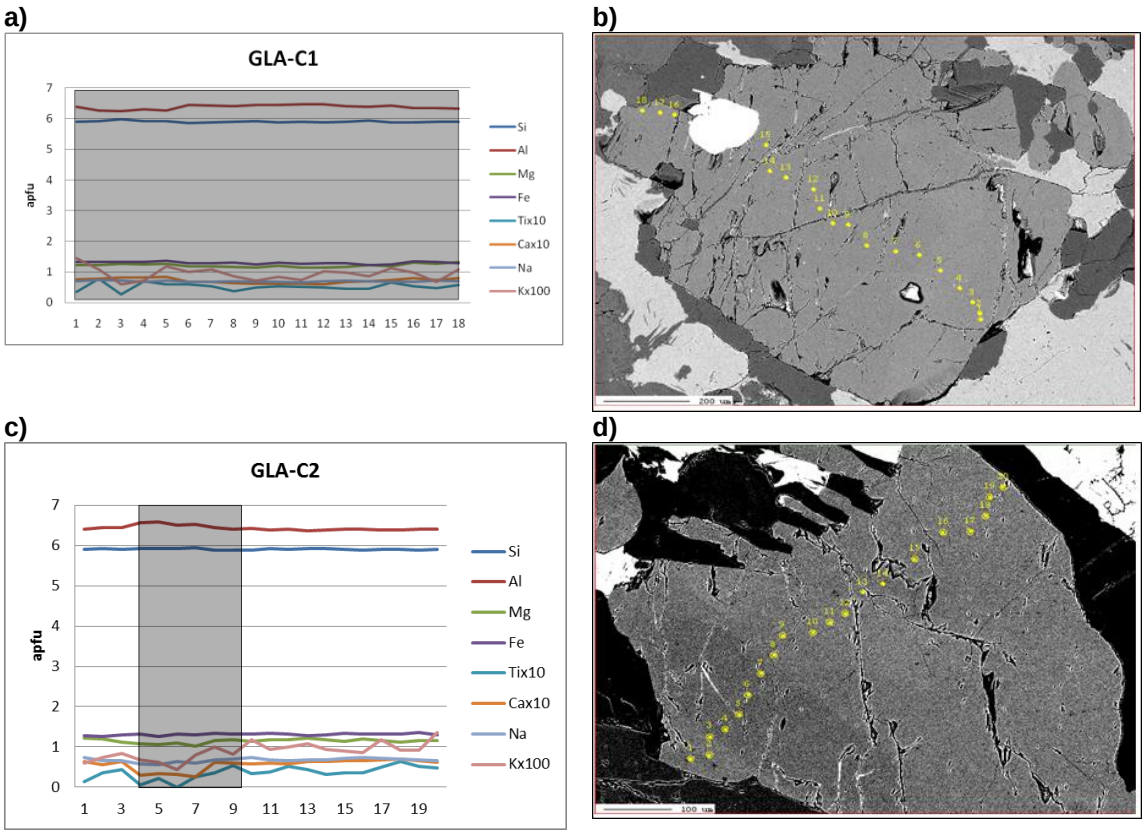


Figura 8.4.1.6: Granito Los Alanices (muestra GLA). Zonación composicional en cristal 1 **(a)** y cristal 2 **(c)** de turmalina. Los contenidos de los elementos químicos están expresados en *apfu.* La región sombreada corresponde al núcleo del cristal. Los números en el eje horizontal representan los puntos analizados. Imagen de SEM con la ubicación de los puntos de los perfiles analizados (en amarillo), **b)** cristal 1, **d)** cristal 2. Las imágenes de SEM correspondientes a los demás cristales se encuentran en el ANEXO 13 junto con las tablas de datos químicos.

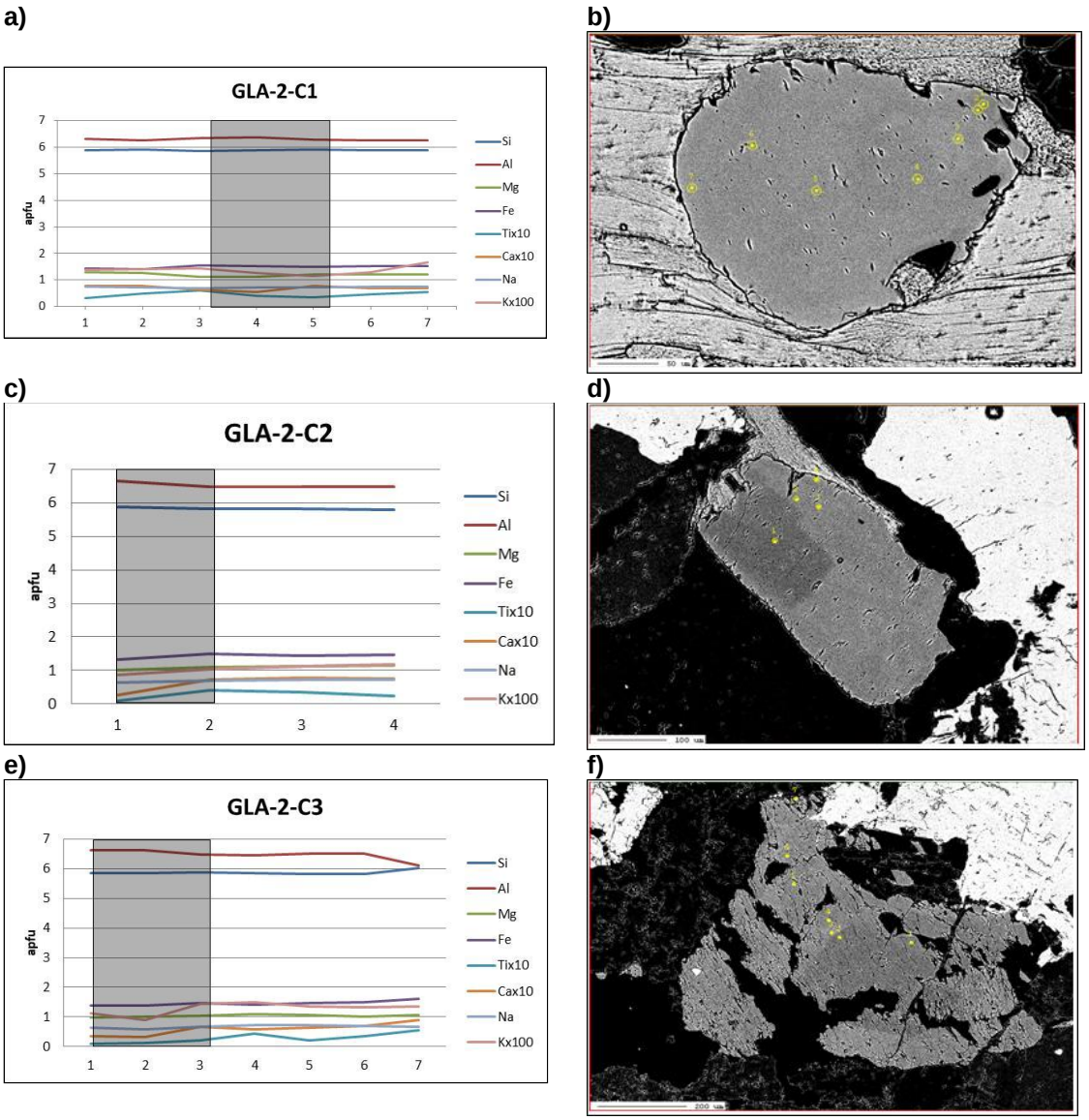


Figura 8.4.1.7: Granito Los Alanices (muestra GLA-2). Zonación composicional en cristal 1 **(a)**, cristal 2 **(c)** y cristal 3 **(e)**. Los contenidos de los elementos químicos están expresados en *apfu.* La región sombreada corresponde al núcleo del cristal. Los números en el eje horizontal representan los puntos analizados. Imagen de SEM con la ubicación de los puntos de los perfiles analizados (en amarillo), **b)** cristal 1. **d)** cristal 2. **f)** cristal 3. Tablas de datos químicos en el ANEXO 13.

a) **b)**

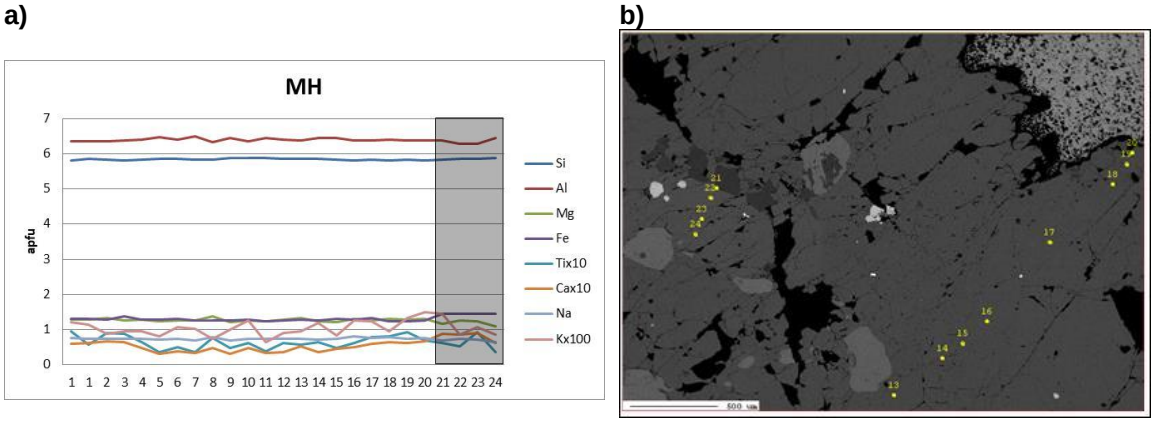


Figura 8.4.1.8: Aplita María del Huerto (muestra MH). Zonación composicional en cristal. **a)** Los contenidos de los elementos químicos están expresados en *apfu.* La región sombreada corresponde al núcleo del cristal. Los números en el eje horizontal representan los puntos analizados. **b)** Imagen de SEM con la ubicación de los puntos de los perfiles analizados (en amarillo). Tablas de datos químicos en el ANEXO 13.

a)

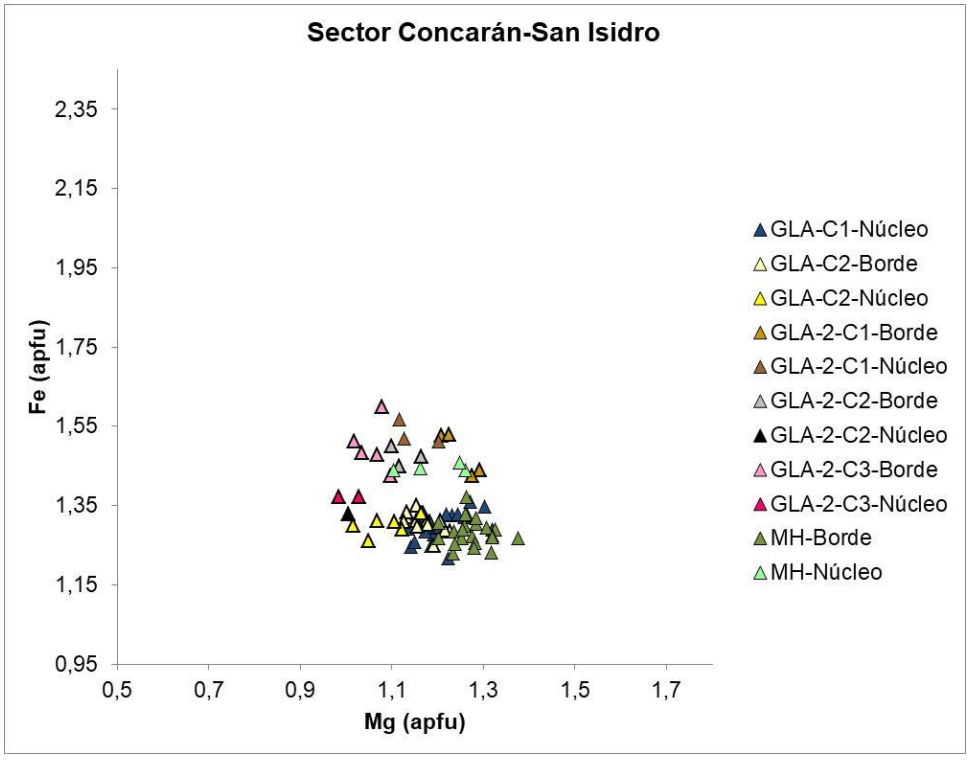
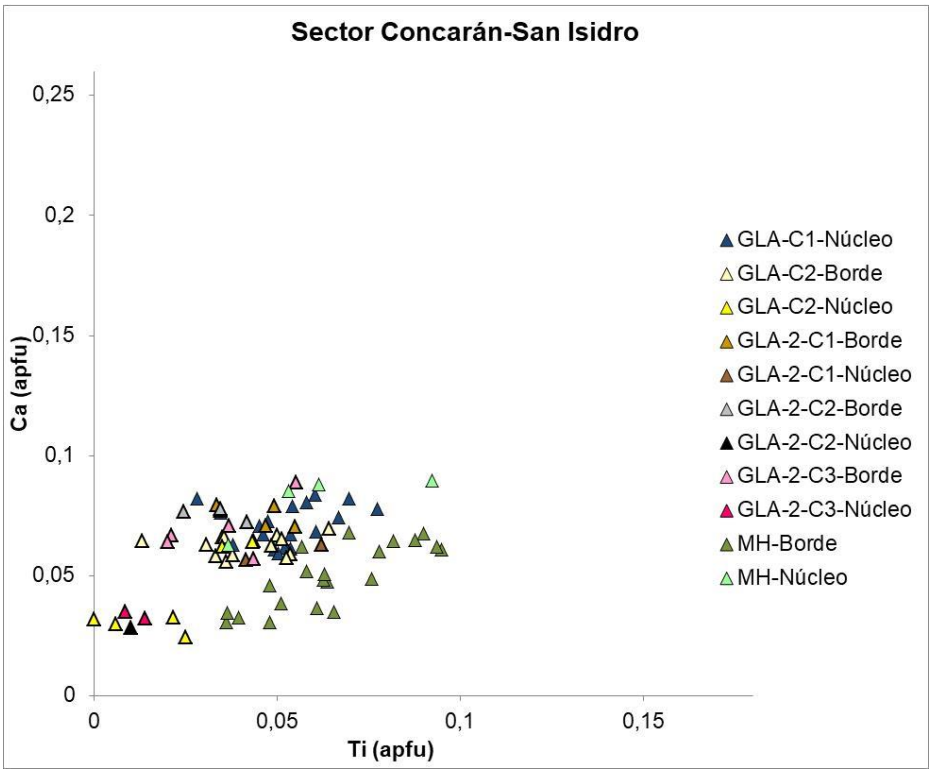


Figura 8.4.1.9: Variación composicional de núcleo a borde en *apfu* de turmalina del granito Los Alanices perteneciente al sector C-SI. **a)** Fe *vs* Mg.

b)



c)

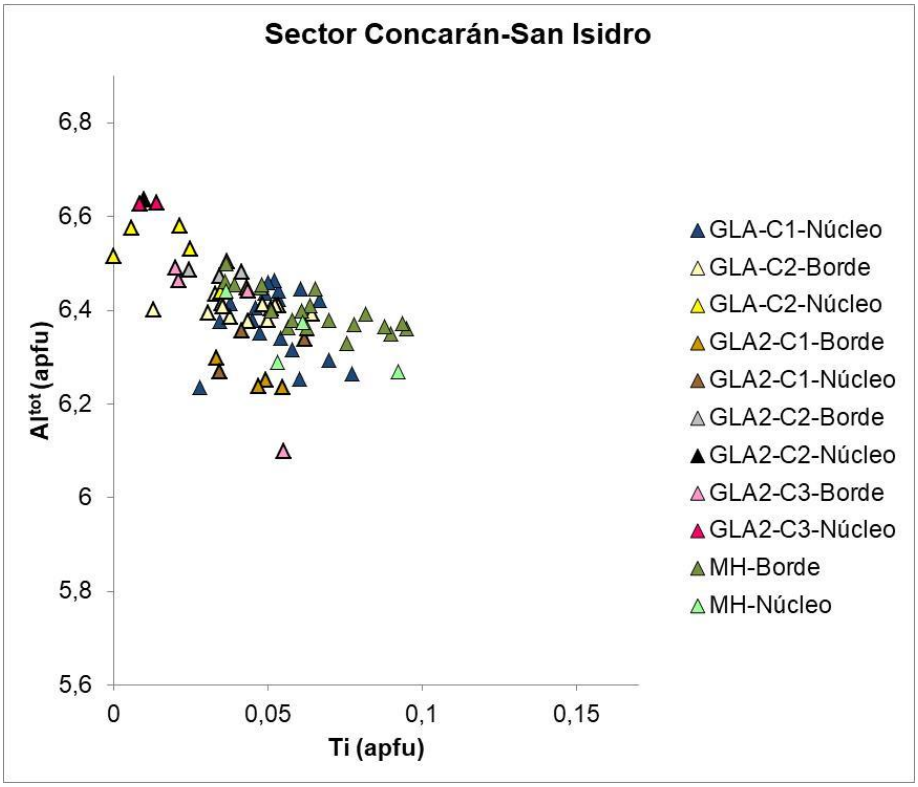
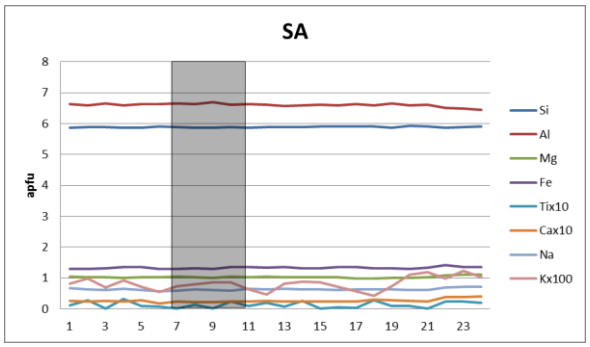


Figura 8.4.1.9 (continuación): Variación composicional de núcleo a borde en *apfu* de turmalinas del granito Los Alanices perteneciente al sector C-SI. **b)** Ca *vs* Ti. **c)** Al^{tot} *vs* Ti.

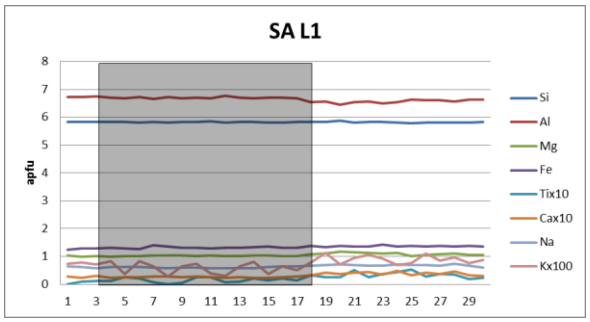
Pegmatitas

Las pegmatitas de este sector siguen la tendencia general con leve empobrecimiento de Al hacia los bordes y también muy leve y escaso enriquecimiento en Ca y Na. Ti es muy oscilante. La muestra LA tiene valores casi constantes de sus elementos químicos (Figuras 8.4.1.10 y 11).

a)



b)



c)

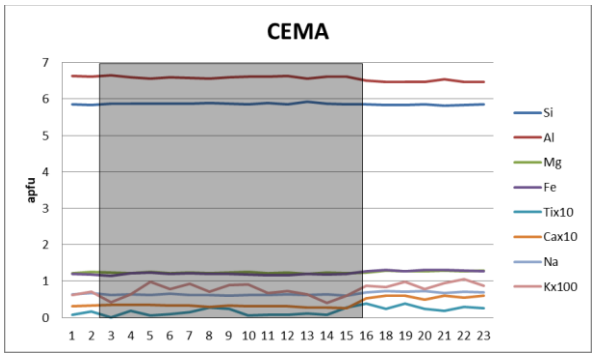
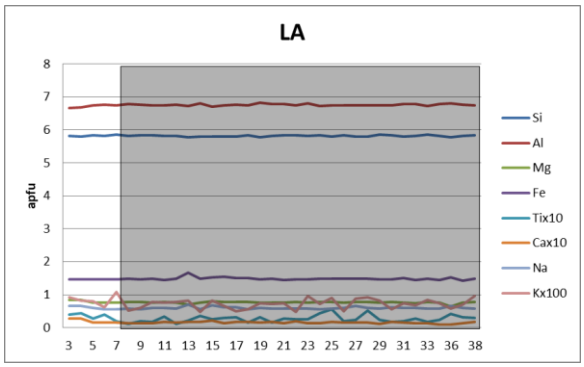
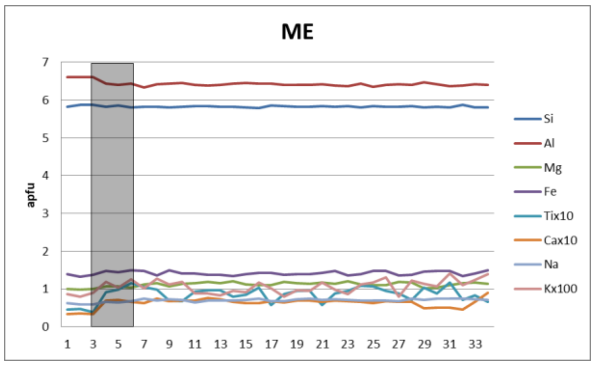


Figura 8.4.1.10: Zonación composicional de turmalina. **a)** San Antonio (SA). **b)** San Antonio Labor 1 (SA L1). **c)** CEMA.
Los contenidos de los elementos químicos están expresados en *apfu.* La región sombreada corresponde al núcleo del cristal. Los números en el eje horizontal representan los puntos analizados.
Las imágenes de SEM correspondientes a los cristales se encuentran en el ANEXO 13, junto con las tablas de datos químicos.

d)



e)



f)

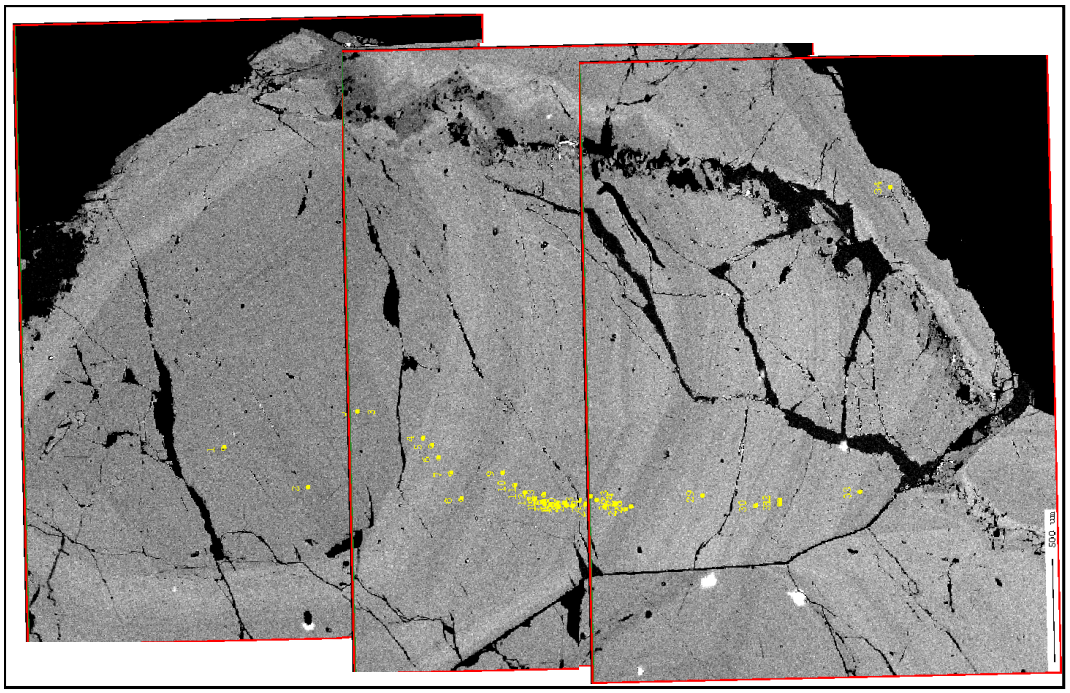
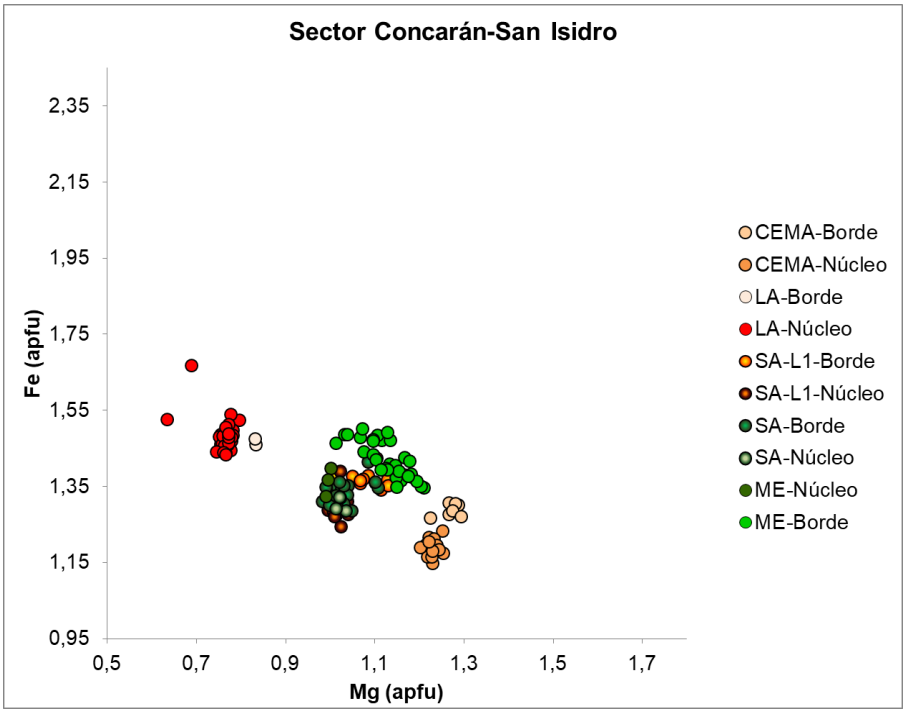


Figura 8.4.1.10 (Continuación): Zonación composicional de turmalina. **d)** Los Algarrobitos (LA). **e)** María Elena (ME). Los contenidos de los elementos químicos están expresados en *apfu.* La región sombreada corresponde al núcleo del cristal. Los números en el eje horizontal representan los puntos analizados. **f)** María Elena (ME). Imagen de SEM con la ubicación de los puntos de los perfiles analizados (en amarillo). Las restantes imágenes SEM correspondientes a los cristales se encuentran en el ANEXO 13, junto con las tablas de datos químicos.

a)



b)

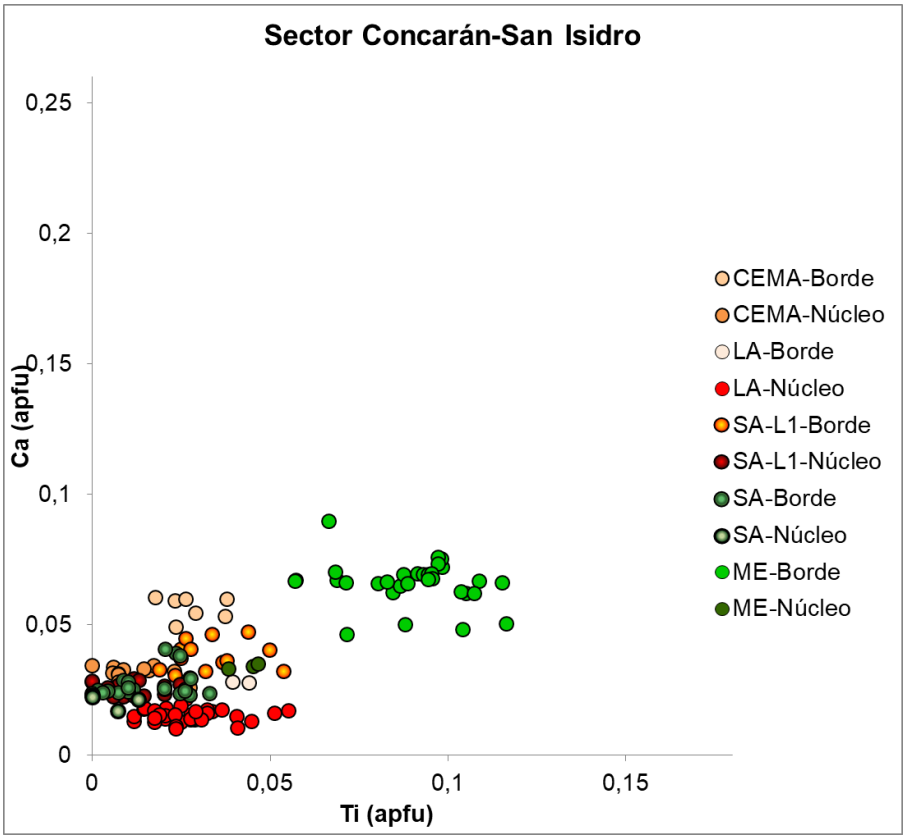


Figura 8.4.1.11: Variación composicional de núcleo a borde en *apfu* de turmalinas de pegmatitas pertenecientes al sector C-SI. **a)** Fe *vs* Mg. **b)** Ca *vs* Ti.

c)

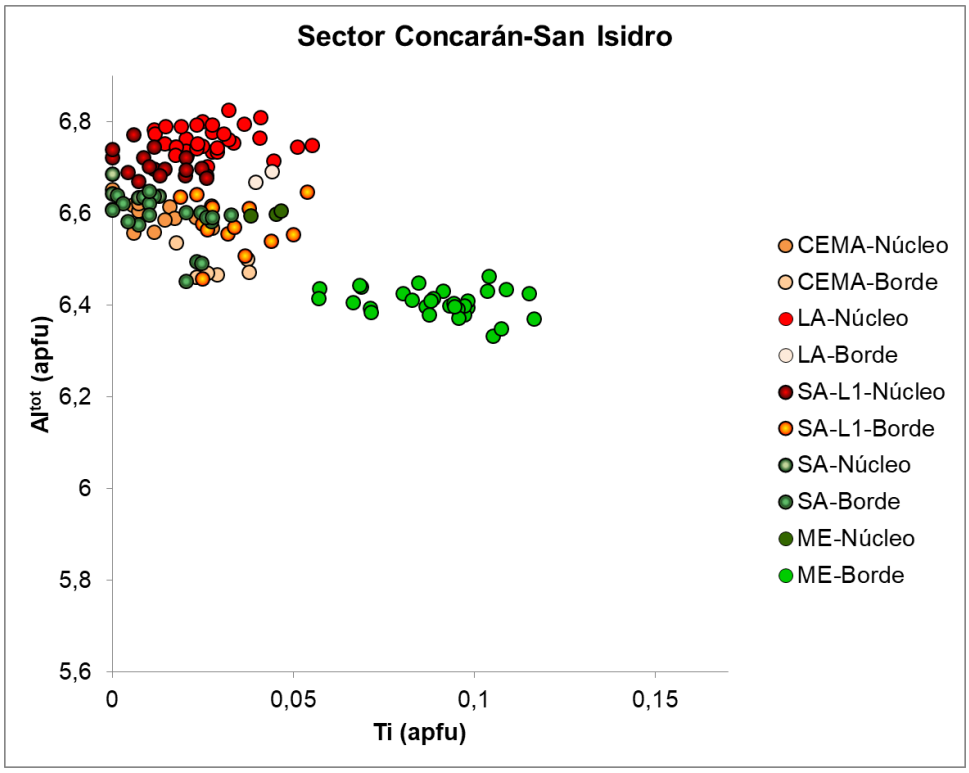


Figura 8.4.1.11 (continuación): Variación composicional de núcleo a borde en *apfu* de turmalinas de pegmatitas pertenecientes al sector C-SI. **c)** Al^{tot} *vs* Ti.

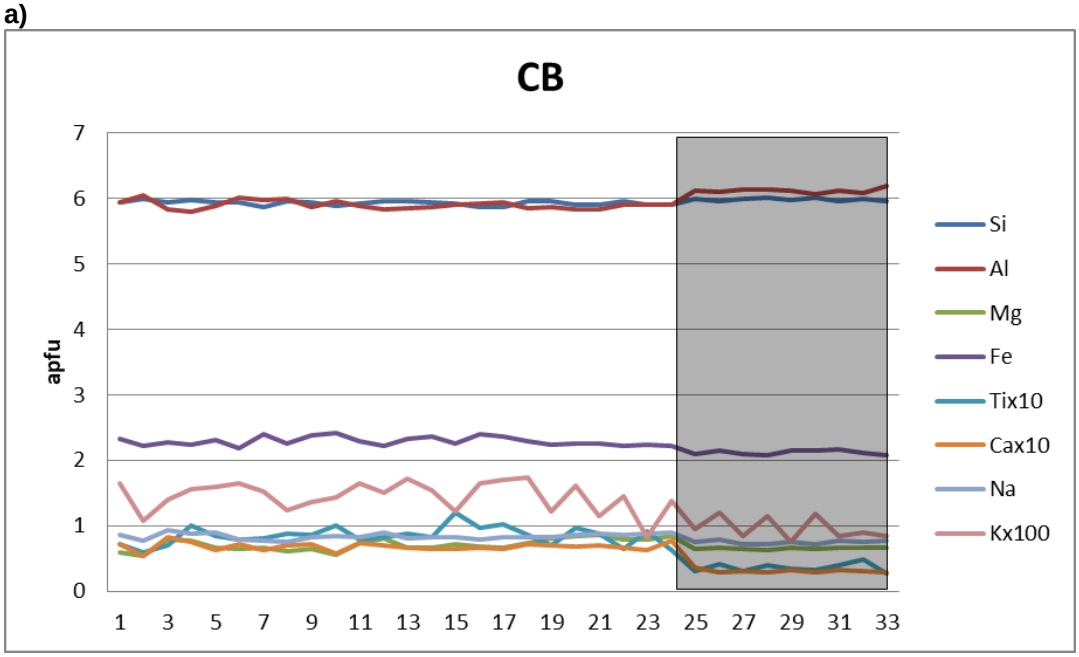
Sector Potrerillos

Pegmatita

Como resultado del análisis de las figuras 8.4.1.12 y 13, se observa un enriquecimiento en Fe, Ti y Ca hacia los bordes, mientras que Mg es constante en el núcleo, oscilante en las zonas intermedias y disminuye en el borde.

La muestra CB-4 tiene el mayor contenido de F, Fe, Mn, Na y el menor de Al de todas las turmalinas analizadas en este trabajo.

a)



b)

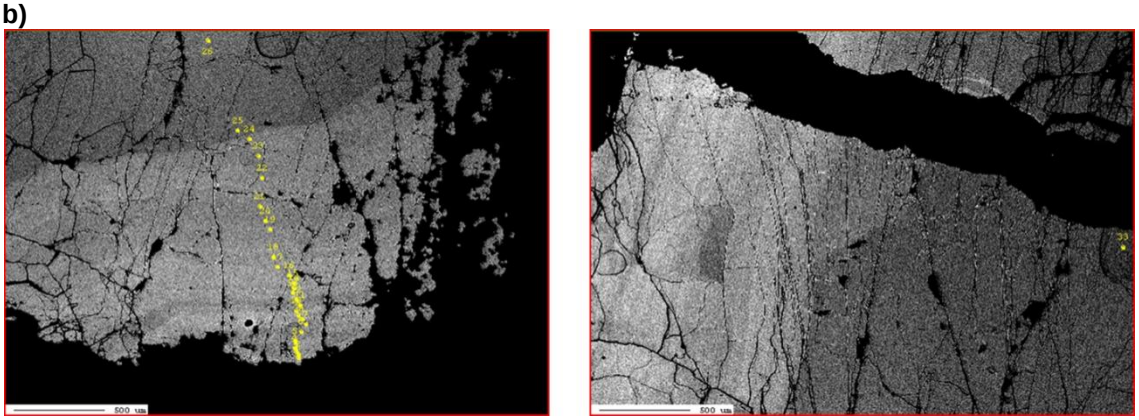
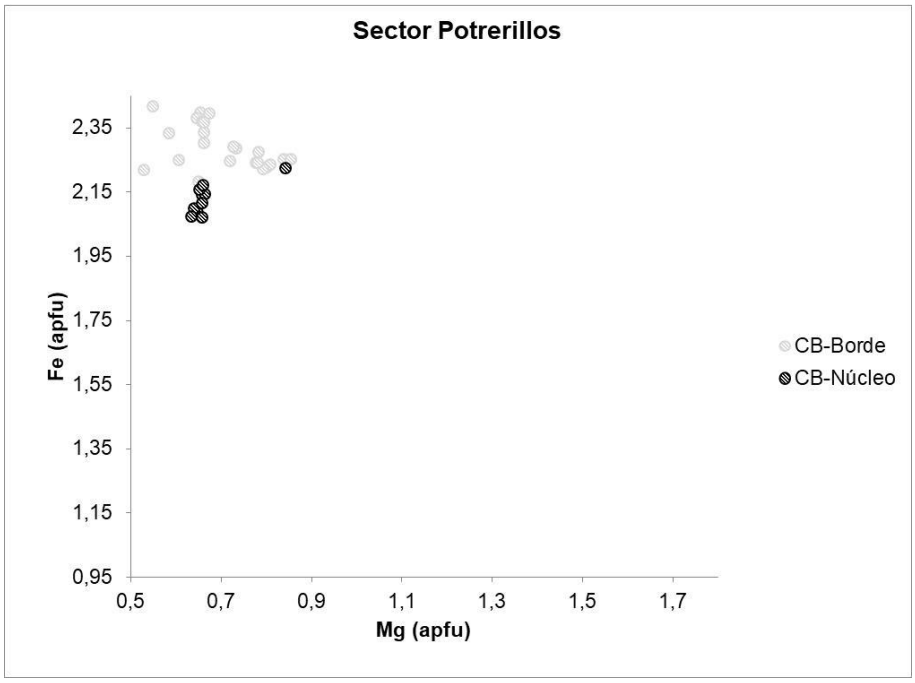


Figura 8.4.1.12: Pegmatita Cerro Blanco (muestra CB). **a)** Zonación composicional en turmalina de la muestra CB. Los contenidos de los elementos químicos están expresados en *apfu.* La región sombreada corresponde al núcleo del cristal. Los números en el eje horizontal representan los puntos analizados. **b)** Imagen de SEM con la ubicación de los puntos de los perfiles analizados (en amarillo). Tabla de datos químicos en el ANEXO 13.

.

a)



b)

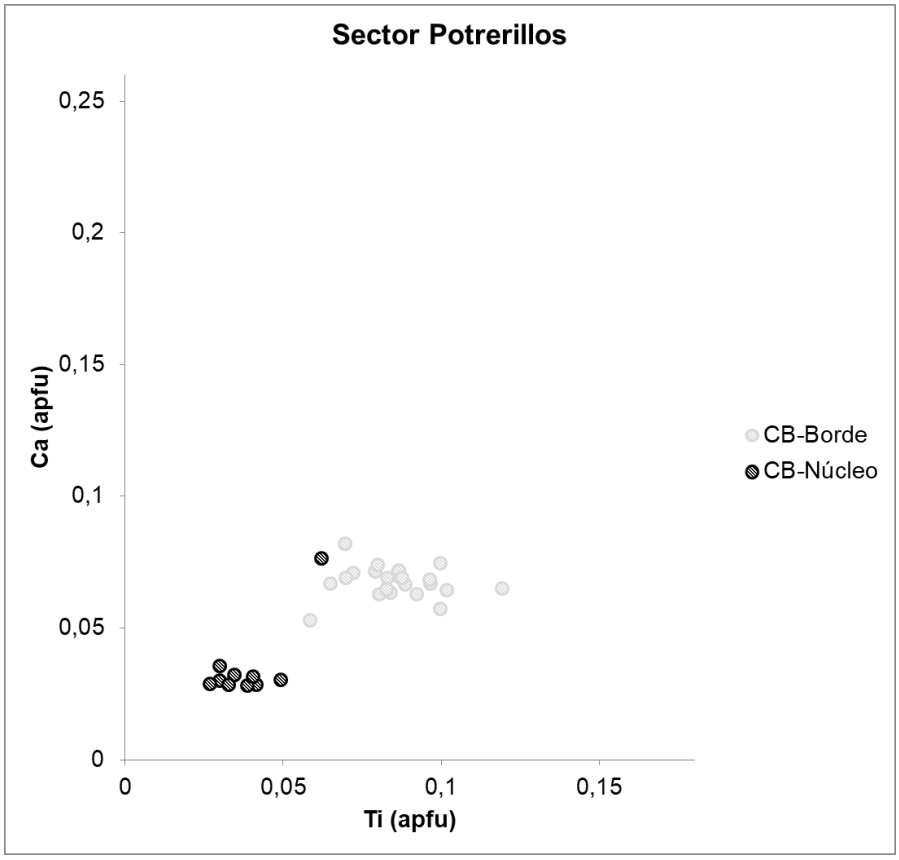


Figura 8.4.1.13: Variación composicional de núcleo a borde en *apfu* de turmalina de la pegmatita Cerro Blanco perteneciente al sector P. **a)** Fe *vs* Mg. **b)** Ca *vs* Ti.

c)

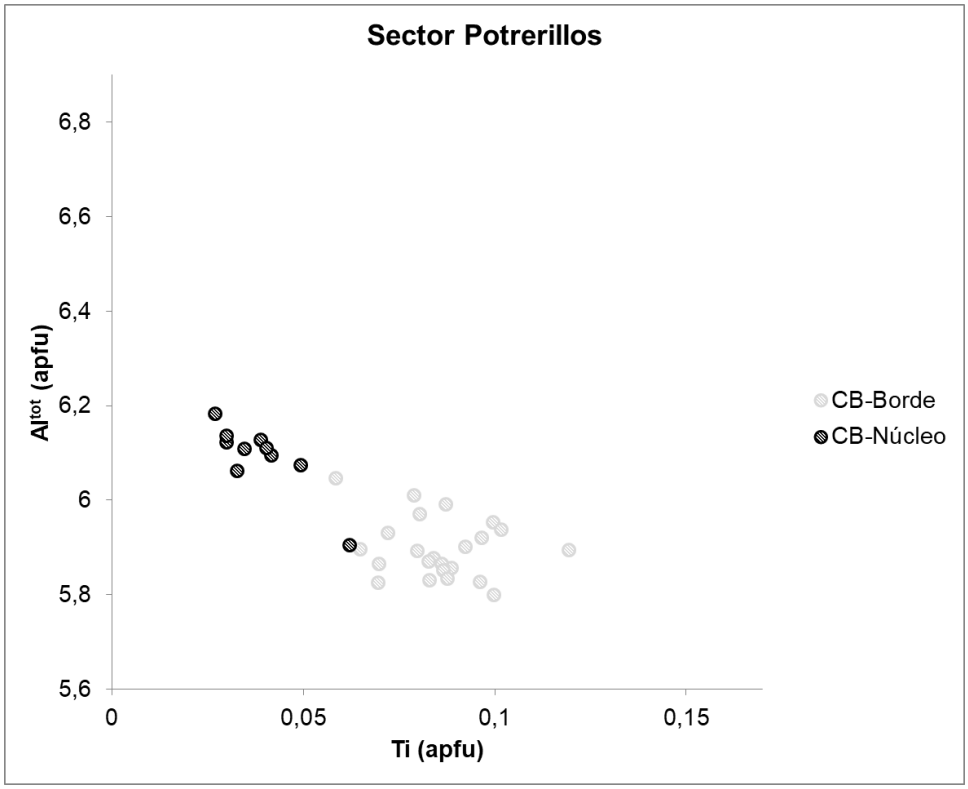


Figura 8.4.1.13 (continuación): Variación composicional de núcleo a borde en *apfu* de turmalina de la pegmatita Cerro Blanco perteneciente al sector P. **c)** Al^{tot} *vs* Ti.

8.4.2 Análisis de los vectores de intercambio en la composición de las turmalinas

La composición química de la turmalina brinda información acerca del grado de evolución de un fundido. En pegmatitas graníticas, la evolución geoquímica de minerales del supergrupo turmalina está determinada por el incremento en la sustitución de (Fe+Mg) por (Al+Li) en el sitio *Y* y de Ca o álcalis por vacancias en el sitio *X* (Joliff *et al*. 1986, London 1999, Keller *et al*. 1999, Selway *et al.* 1999, Tindle *et al*. 2002, 2005). Por lo tanto, la turmalina proveniente de fundidos altamente fraccionados, posee un alto contenido de Al y Li y deficiencia de álcalis.

Las variaciones de la relación Fe/(Fe+Mg) están vinculadas al vector de intercambio $FeMg_{-1}$ de la solución sólida de la serie continua chorlo-dravita. La relación Fe/(Fe+Mg) más baja dentro del grupo de las pegmatitas LCT corresponde a la turmalina de la pegmatita Hinojito 1

(H1) mientras que la relación Fe/(Fe+Mg) más alta dentro de las mismas pegmatitas corresponde a la pegmatita Los Algarrobitos (LA) (Tabla 8.2.1). La turmalina de la turmalinita (14-2) tiene la relación Fe/(Fe+Mg) más baja. La única turmalina de pegmatita NYF, Cerro Blanco (CB) tiene la relación más alta de Fe/(Fe+Mg) con respecto a las turmalinas LCT (Tabla 8.2.1).

Una relación Fe/(Fe+Mg) > 0,5 corresponde a composición chorlo y menor a 0,5 a dravita (Hawthorne y Henry 1999). Por esta razón, en los gráficos Na/(Na+Ca) *vs* Fe/(Fe+Mg) se separan bien los cristales pertenecientes a pegmatitas y granitos (Figuras 8.4.2.1 y 8.4.2.4), de aquéllos pertenecientes a rocas metamórficas, dado el mayor contenido en Mg de estos últimos.

Casi todas las pegmatitas de los tres sectores tienen composición chorlo salvo las pegmatitas Hinojito 1 (H1), Miguelita 1 (MIG1) (Figura 8.4.2.1) y algunos datos tomados en el núcleo de turmalina de la pegmatita CEMA (Figura 8.4.2.4) que son de composición dravita. Las turmalinas de rocas metamórficas (Figura 8.4.2.1) tienen composición dravita y las de granitos y aplitas (Figura 8.4.2.4), tienen mayormente composición chorlo, salvo algunos resultados obtenidos de zonas de borde de cristal de la turmalina de la aplita María del Huerto (MH) y algunos datos tomados en el núcleo de los cristales del granito Los Alanices (GLA) que tienen composición dravítica.

En cuanto a los contenidos de Al, la mayoría de las muestras tiene exceso de acuerdo a la composición ideal de la serie chorlo-dravita, y este exceso estaría incorporado en el sitio *Y* (Figuras 8.5.1), y está representado por los resultados graficados por encima de la línea de composición ideal chorlo-dravita. Existe correlación positiva general para todas las muestras de turmalina de todos los sectores, entre el contenido de Al^{tot} y la vacancia en el sitio X (Figuras 8.4.2.2/3/5/6 y 8), lo cual condiciona la sustitución foitita-magnesio-foitita $^{x}\square\ AlNa_{-1}\ Fe^{2+}_{-1}$ o $^{x}\square\ AlNa_{-1}\ Mg^{2+}_{-1}$. Las únicas muestras que poseen déficit de Al hacia los bordes del

cristal son las de la turmalinita (muestra 14-2) y la de la pegmatita NYF (muestra CB) que además tienen correlación negativa entre Al y Fe. La muestra de la pegmatita La Cocha 1 (LC1) se desvía de la tendencia hacia composiciones foitita y muestran un incremento de Al sin importantes cambios en el sitio vacante X (Figura 8.4.2.3). Este comportamiento podría estar relacionado con la sustitución de Fe^{3+} por Al ($AlFe^{3+}_{-1}$).

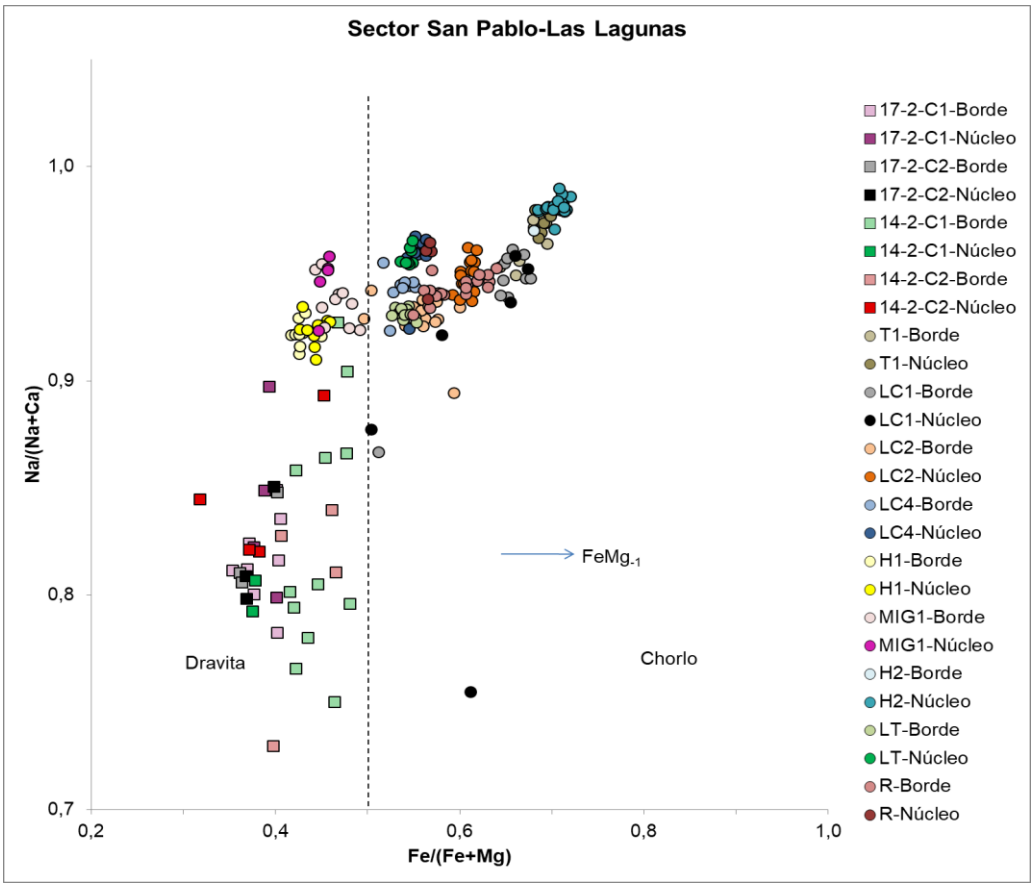


Figura 8.4.2.1: Diagrama de clasificación de especies del supergrupo turmalina. Se grafica Na/(Na+Ca) *vs* Fe/(Fe + Mg) de turmalinas del sector San Pablo-Las Lagunas. Las turmalinas de rocas metamórficas y las turmalinas de las pegmatitas Hinojito 1 (H1) y Miguelita 1 (MIG1) quedan clasificadas en el cuadrante correspondiente a dravita, mientras que las restantes turmalinas de pegmatitas corresponden a la especie chorlo.

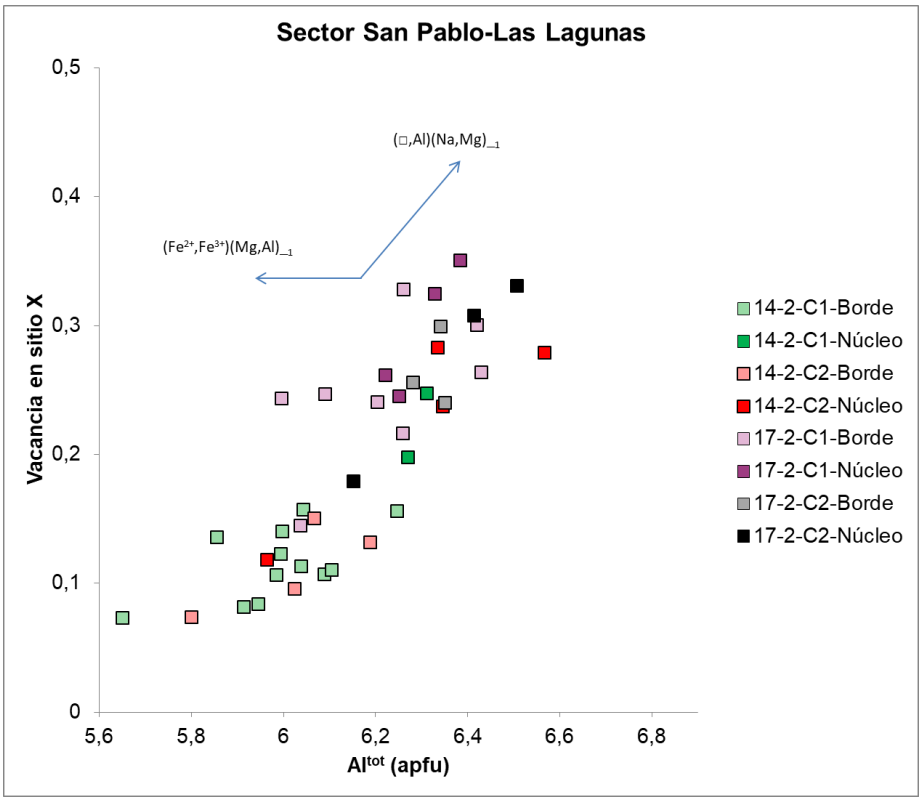


Figura 8.4.2.2: Variación composicional de núcleo a borde en *apfu* de turmalinas de rocas metamórficas del sector SP-LL, se grafica vacancia en sitio X *vs* Al^{tot}.

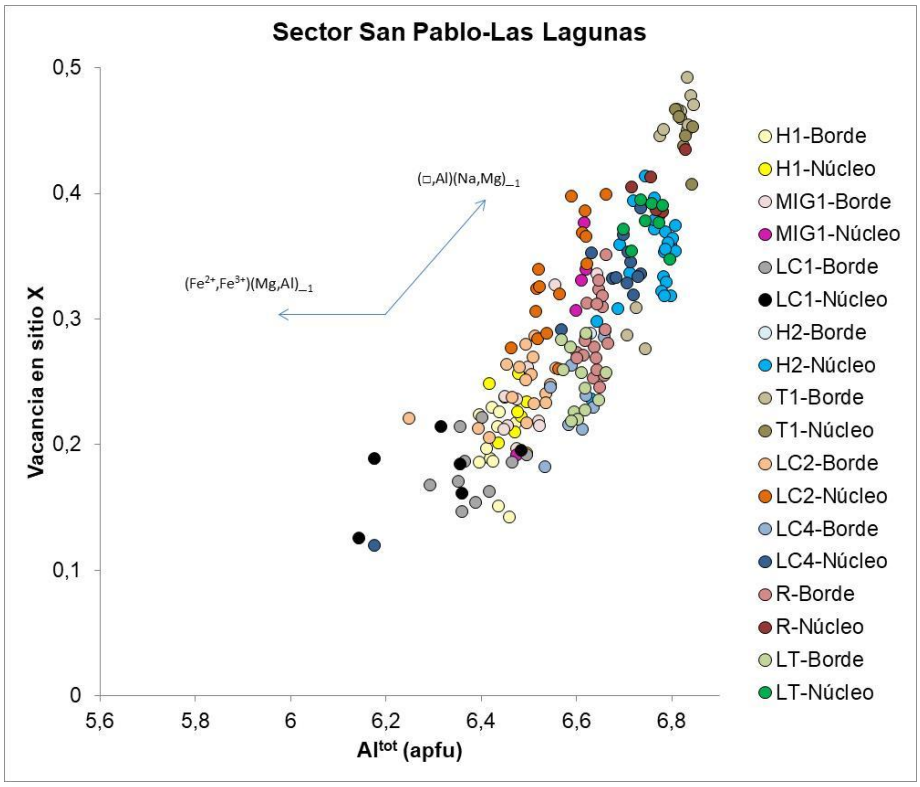


Figura 8.4.2.3: Variación composicional de núcleo a borde en *apfu* de turmalinas de pegmatitas del sector SP-LL, se grafica vacancia en sitio X *vs* Al^{tot}.

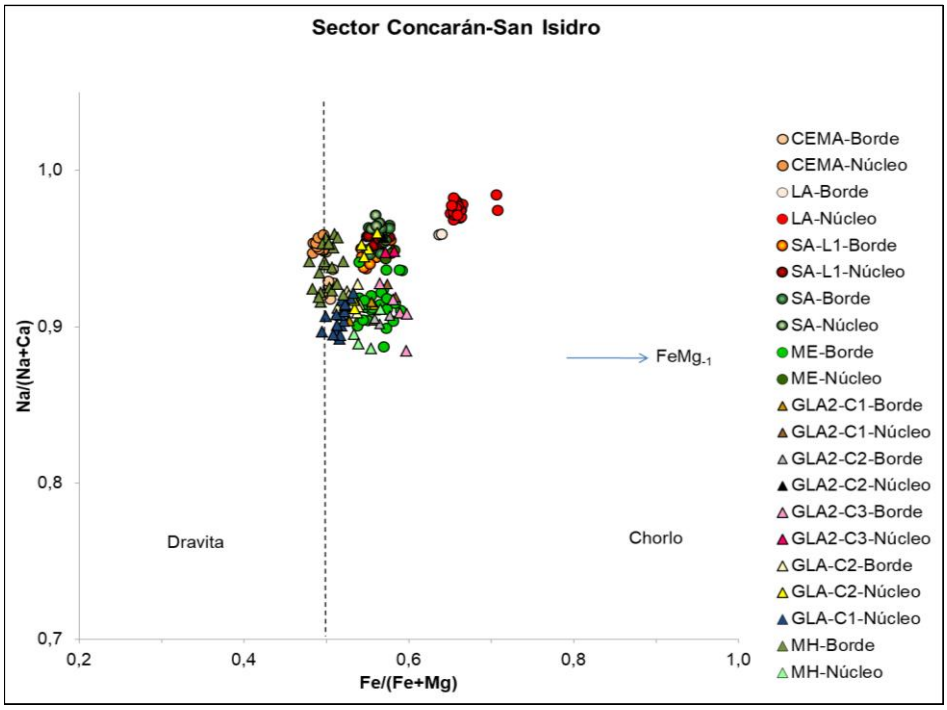


Figura 8.4.2.4: Diagrama de clasificación de especies del supergrupo turmalina. Se grafica Na/(Na+Ca) *vs* Fe/(Fe + Mg) de turmalinas del sector Concarán-San Isidro. La mayoría de las turmalinas quedan clasificadas en el cuadrante correspondiente a chorlo a excepción de algunos resultados de análisis químicos de los bordes de la pegmatita CEMA y de la aplita María del Huerto (MH) que quedan clasificadas como dravita.

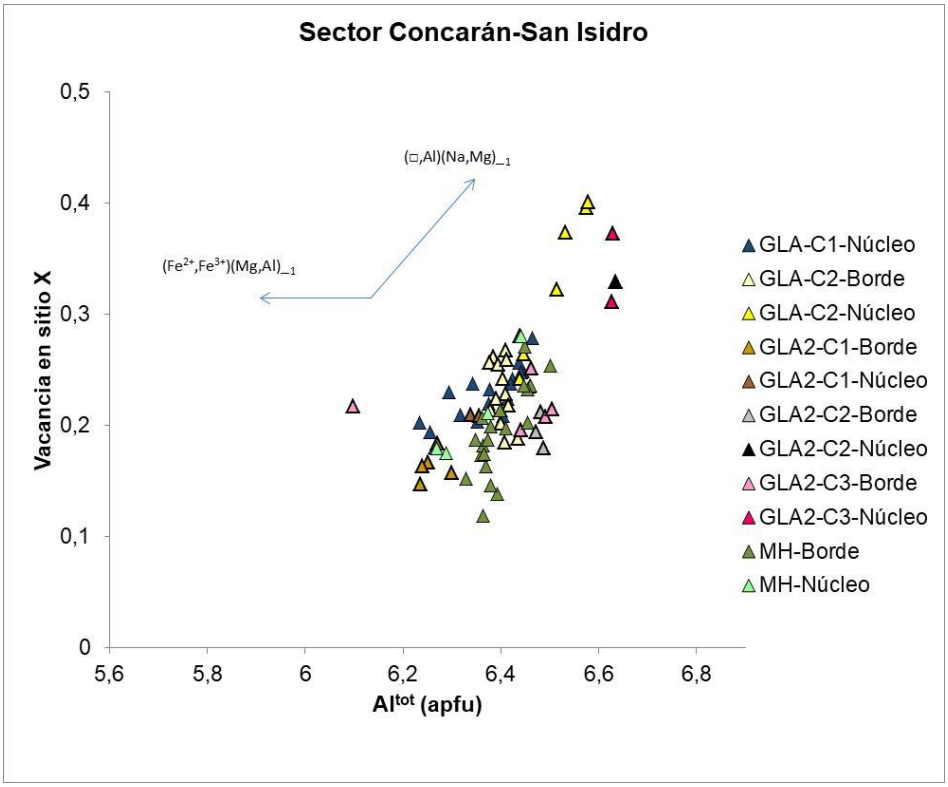


Figura 8.4.2.5: Variación composicional de núcleo a borde en *apfu* de turmalina del granito Los Alanices perteneciente al sector C-SI, se grafica vacancia en sitio X *vs* Al^{tot}.

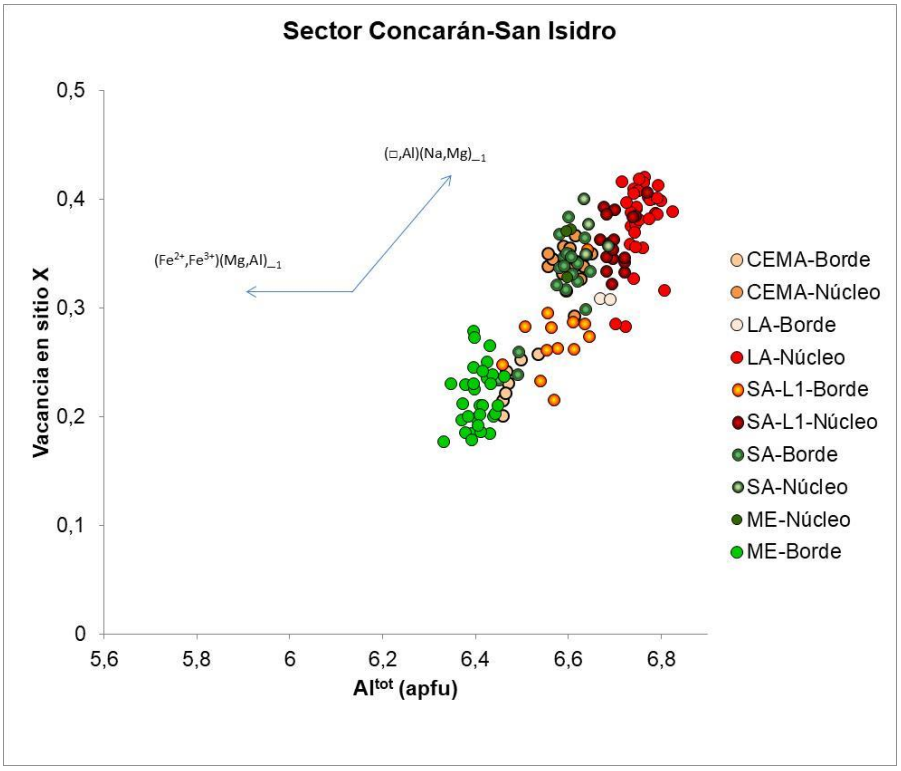


Figura 8.4.2.6: Variación composicional de núcleo a borde en *apfu* de turmalinas de pegmatitas pertenecientes al sector C-SI, se grafica vacancia en sitio X *vs* Al^{tot}.

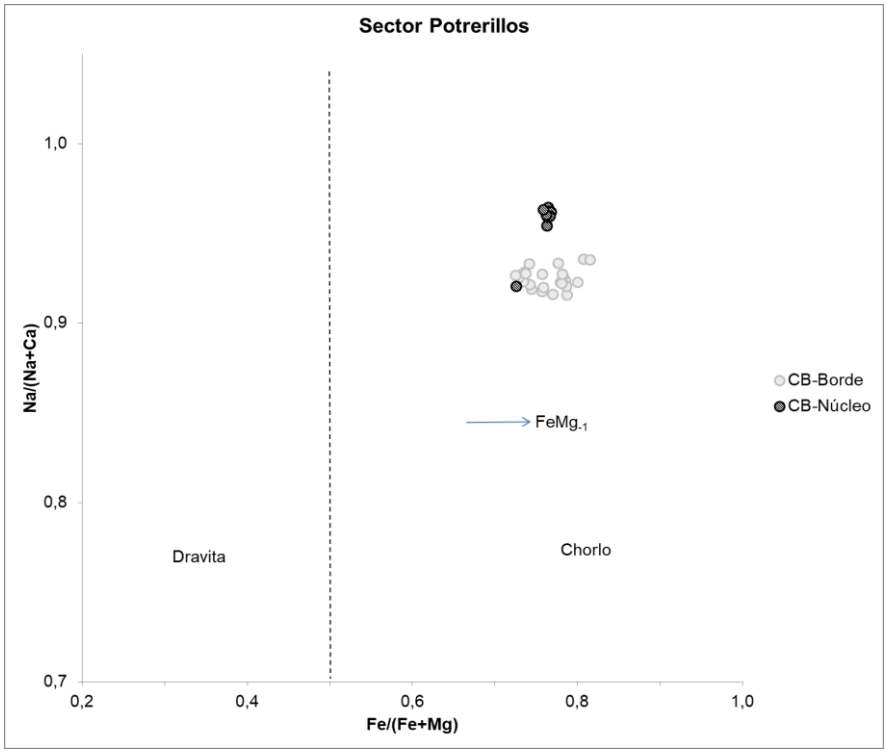


Figura 8.4.2.7: Diagrama de clasificación de especies del supergrupo turmalina, se grafica Na/(Na+Ca) *vs* Fe/(Fe + Mg) de turmalinas del sector Potrerillos. Los resultados obtenidos quedan graficados en el cuadrante correspondiente chorlo.

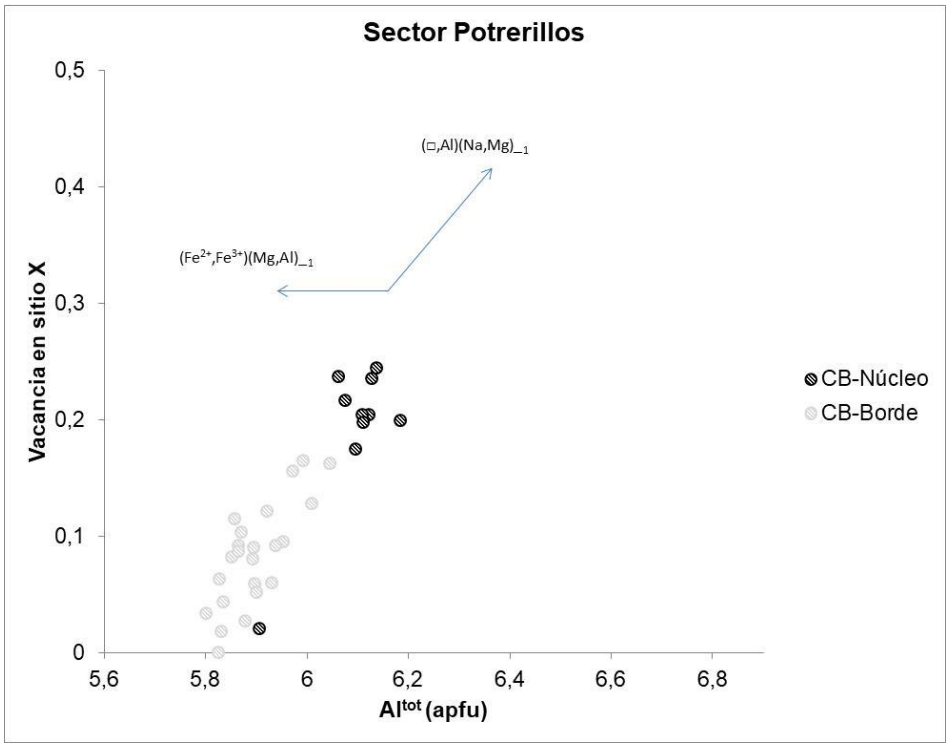


Figura 8.4.2.8: Variación composicional de núcleo a borde en *apfu* de turmalina de la pegmatita Cerro Blanco perteneciente al sector P, se grafica vacancia en sitio X *vs* Al^{tot}.

8.5 CARACTERIZACIÓN QUÍMICA DE TURMALINA EN TÉRMINOS DE Al^{tot}, Fe^{tot} Y Mg

A partir de los resultados obtenidos se han graficado las proporciones catiónicas de Al^{tot}, Fe^{tot} y Mg de todos los cristales de turmalina (Figura 8.5.1) en el diagrama de Henry y Guidotti (1985). Este diagrama es utilizado petrológicamente para obtener información acerca de la procedencia de la turmalina a través del estudio de las sustituciones que ocurren en este mineral y que estarían influenciadas por la composición química de la roca hospedante (Henry y Guidotti 1985). Consecuentemente, se delimitan campos de diferentes rangos composicionales que corresponderían a turmalina proveniente de diferentes rocas hospedantes.

8.5.1 Resultados

La mayoría de las muestras (Figura 8.5.1) se ubican en el sector rico en Al de la serie chorlo-

dravita. En general los resultados están graficados en los campos 2, 4 y 5, correspondientes a turmalinas procedentes de (2) granitoides pobres en Li y sus pegmatitas y aplitas asociadas, (4) metapelitas y metapsamitas coexistentes con una fase saturada en Al y (5) metapelitas y metapsamitas no coexistentes con una fase saturada en Al. Solamente la muestra CB posee algunos valores que quedan ubicados dentro del campo 3 correspondiente a rocas cuarzo-turmalínicas ricas en Fe^{3+} (granitos alterados hidrotermalmente) y las muestras pertenecientes a rocas metamórficas tienen composiciones con bajo contenido en Al hacia los bordes, resultando estar escasamente representadas en el campo 6 correspondiente a rocas cuarzo-turmalínicas ricas en Fe^{3+}, rocas calcosilicáticas y metapelitas.

Sector San Pablo-Las Lagunas

Rocas metamórficas: turmalinita (14-2) y esquisto turmalínico (17-2).

La química de los cristales de turmalina del esquisto turmalínico (muestra 17-2) exhibe menor relación Fe/Mg con respecto a las turmalinas pertenecientes a las pegmatitas. El contenido de Al desciende hacia los bordes de los cristales. La composición de esta muestra se ubica en los campos 4 y 5 (Figura 8.5.1a).

La turmalina de la turmalinita (muestra 14-2) también posee una relación Fe/Mg más baja que la de pegmatitas. El núcleo posee mayores contenidos de Al y menores de Fe/Mg que los bordes. Se encuentra graficada en los campos 4,5 y 6 (Figura 8.5.1a).

Pegmatitas: Tapia 1(T1), La Cocha 1 (LC1), La Cocha 2 (LC2), La Cocha 4 (LC4), La Turquita (LT), Rosanna (R), Miguelita 1 (MIG1), Hinojito 1 (H1), Hinojito 2 (H2).

La mayoría de las pegmatitas contiene turmalina cuya relación entre Al, Mg, Fe se encuentra representada en el campo 2 (Figura 8.5.1a).

La turmalina de la pegmatita Tapia 1 (muestra T1) y de Hinojito 2 (muestra H2) presentan mayores valores de Al y mayor relación Fe/Mg que las demás poblaciones de este grupo, aunque también quedan en el campo 2.

La turmalina de las pegmatitas Hinojito 1 (muestra H1) y Miguelita 1 (muestra MIG1) tienen

menor relación Fe/Mg y similares cantidades de Al y quedan graficadas en el campo 4.

Sector Concarán-San Isidro

La composición de la turmalina de las pegmatitas, aplitas y granitos de este sector quedan graficadas en una población principal de datos. La mayoría de los resultados están graficados en los campos 4 y 5, en menor proporción se encuentran datos graficados en el campo 2 (Figura 8.5.1b).

Granito y aplita: Los Alanices (GLA y GLA-2) y aplita María del Huerto (MH).

En la figura 8.5.1b se aprecia que la muestra GLA (Granito Los Alanices) posee levemente mayores contenidos de Al que la muestra GLA-2 (Granito Los Alanices 2).

Pegmatitas: CEMA, San Antonio (SA y SA-L1), Los Algarrobitos (LA) y María Elena (ME).

En la figura 8.5.1b hay dos poblaciones que se diferencian por variaciones en la relación Fe/Mg. Una población con la relación Fe/Mg más baja, dentro de la cual, la muestra ME (pegmatita María Elena) tiene los valores más altos de Fe/Mg, mientras que la muestra CEMA (pegmatita CEMA) tiene los más bajos contenidos de Fe/Mg. Con respecto a los valores de Al de esta población, la turmalina perteneciente a la pegmatita San Antonio (muestras SA y SA-L1) posee el mayor contenido de Al.

Una segunda población se reconoce dentro de las pegmatitas de este sector en la figura 8.5.1b, representada por la muestra de la pegmatita Los Algarrobitos (muestra LA) con una mayor proporción Fe/Mg y por lo tanto queda representada en el campo 2. Además posee valores de Al ligeramente más altos.

Sector Potrerillos

Pegmatita: Cerro Blanco (CB).

La turmalina de la pegmatita Cerro Blanco (muestra CB) se diferencia de las demás muestras de todos los grupos por su alta relación Fe/Mg y bajos valores de Al. Los resultados se hallan graficados en los campos 2 y 3.

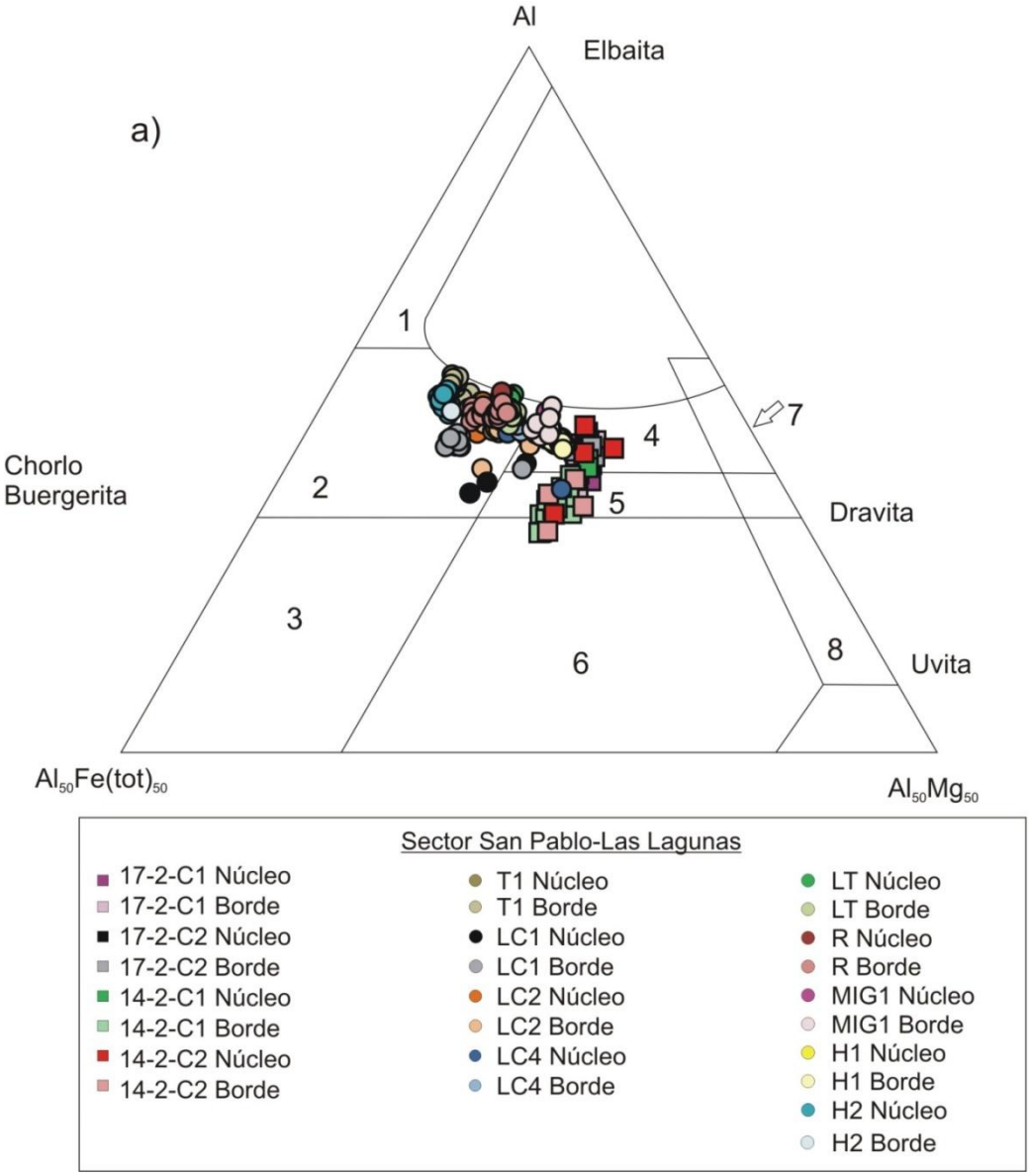


Figura 8.5.1: Diagrama de clasificación de turmalina en proporciones catiónicas de Al, Fe^{tot} y Mg, de Henry y Guidotti (1985). Campos composicionales de acuerdo a la procedencia de turmalina: (1) Pegmatitas, granitoides y aplitas ricos en Li, (2) Granitoides pobres en Li y sus pegmatitas y aplitas asociadas, (3) Rocas cuarzo-turmalínicas ricas en Fe^{3+} (granitos alterados hidrotermalmente), (4) Metapelitas y metapsamitas coexistentes con una fase saturada en Al, (5) Metapelitas y metapsamitas no coexistentes con una fase saturada en Al (6) Rocas cuarzo-turmalínicas ricas en Fe^{3+}, rocas calcosilicáticas y metapelitas, (7) Rocas meta-ultramáficas con bajo Ca y metasedimentos ricos en V y Cr, (8) Metacarbonatos y meta-piroxenitas. **a)** Se grafican los datos químicos de turmalinas del sector SP-LL. Se observa que las turmalinas alojadas en rocas metamórficas se diferencian de las turmalinas alojadas en pegmatitas debido a su composición más dravítica.

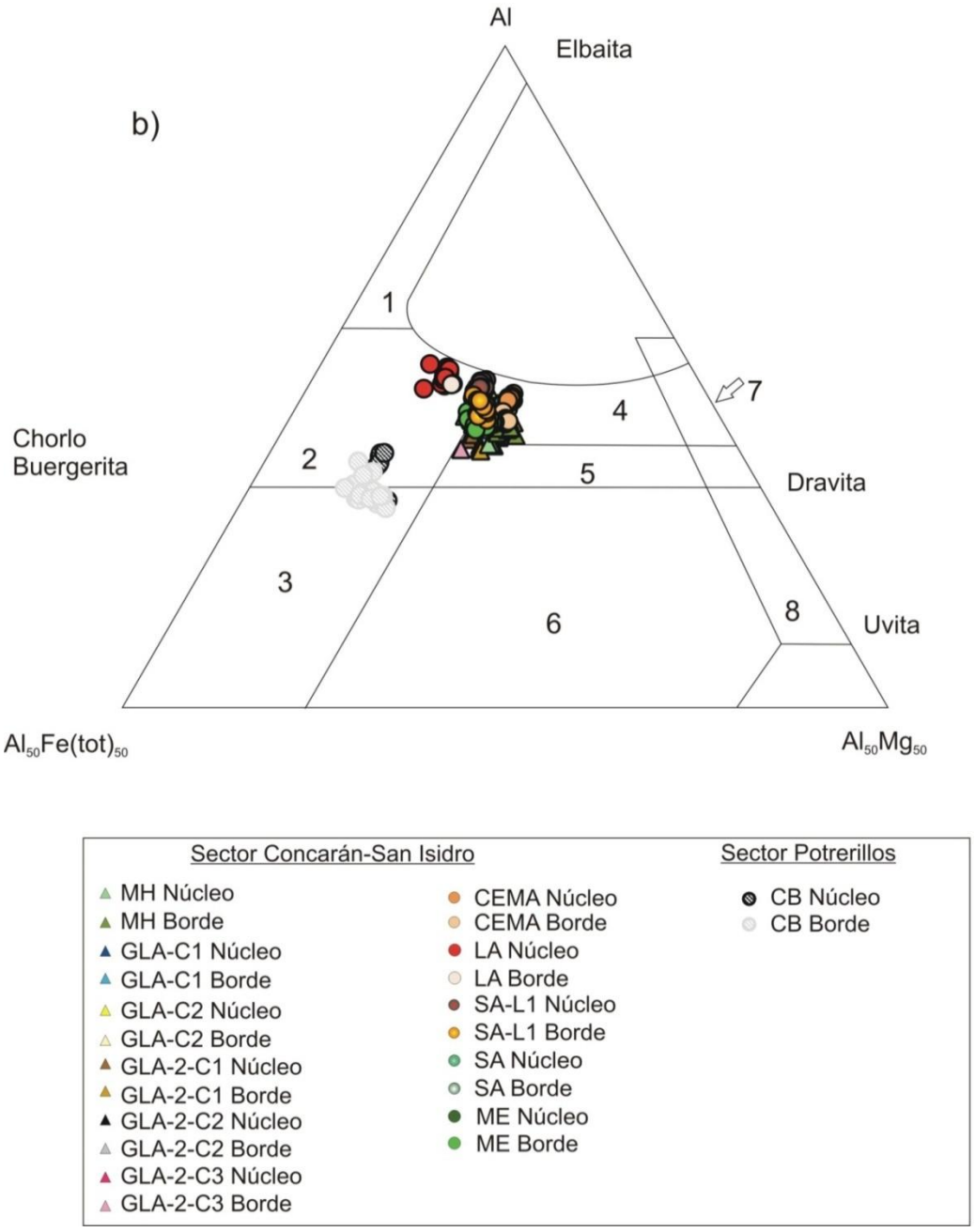


Figura 8.5.1 (Continuación): b) Se grafican los datos químicos de turmalinas del sector C-SI y P. Se observa que las turmalinas alojadas en rocas graníticas tienen composiciones similares a las turmalinas alojadas en pegmatitas. La turmalina del sector P procede de una pegmatita de signatura geoquímica NYF y se diferencia de las demás turmalinas de pegmatitas de signatura LCT por su mayor contenido en Fe y menor en Al.

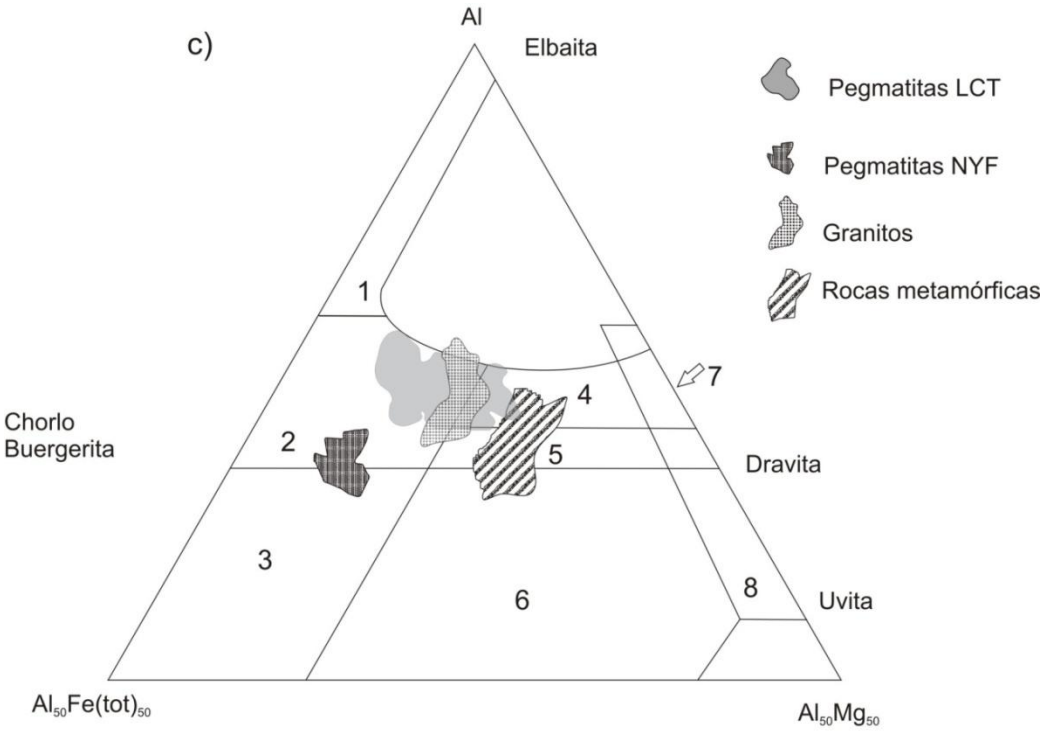


Figura 8.5.1 (Continuación): c) Se representan grupos como áreas en el diagrama. Se enfatizan los datos correspondientes a las turmalinas de las rocas de caja para observar la posible correlación con la composición de las turmalinas provenientes de pegmatitas.

Observando la composición de las turmalinas de los diferentes sectores, se observa que la mayoría de las muestras graficadas en el diagrama de Henry y Guidotti (1985) quedan contenidas en los campos 2, 4 y 5 (Figura 8.5.1).

8.6 ISÓTOPOS DE BORO

Uno de los minerales portadores de boro más abundantes en la naturaleza, es la turmalina, cuyo amplio rango de estabilidad, su variabilidad composicional, resistencia a la alteración, y carencia de cambios en el estado de oxidación, lo convierten en un importante trazador geoquímico (Henry y Guidotti 1985, Slack 1996, Bebout y Nakamura 2003). Por otra parte, la composición isotópica del boro es un marcador geoquímico en estudios de petrogénesis y génesis de yacimientos minerales y para el modelado de ciclos geoquímicos de manto, corteza e hidrosfera (Jiang y Palmer 1998).

La utilización de este isótopo se basa en el fraccionamiento que tiene lugar naturalmente, entre los dos isótopos de boro (^{11}B y ^{10}B) (alrededor del 80% es la abundancia de ^{11}B) y la alta

movilidad del B que tiene lugar durante los procesos magmáticos y procesos que involucran fluidos (Jiang y Palmer 1998).

Por lo tanto, el estudio de los isótopos de boro en turmalina ofrece importante información sobre las relaciones magma-volátiles, evolución magmática-hidrotermal, origen de rocas graníticas, particularmente en granitos y pegmatitas con altas concentraciones de volátiles (Jiang y Palmer 1998).

Con este objetivo se seleccionaron diez muestras de turmalina para analizar la composición de los isótopos de boro (metodología detallada en el capítulo 3.5). Los análisis fueron realizados en secciones perpendiculares al eje [**c**] de cada cristal de turmalina (en la medida que fue posible) procedentes de rocas metamórficas, graníticas y de pegmatitas de los sectores SP-LL (14-2,17-2, T1, MIG1, LC4 y R) y C-SI (ME, MH, GLA y GLA-2) (Tabla 8.6.1.2). Se presentan, además, los resultados de análisis de referencia de isótopos de boro de turmalina (Fig. 8.6.1).

8.6.1 Resultados

Se realizaron entre 5 y 15 análisis por muestra dependiendo de la dificultad para realizar estas mediciones de acuerdo con las características de cada espécimen. Las variaciones isotópicas en muestras individuales son menores a 3,6‰, la desviación estándar es menor al 1‰ y la incerteza analítica es ±2‰. El rango total de valores de $\delta^{11}B$ de todas las muestras oscila entre -14,2 a -8,7‰. En la tabla 8.6.1.1 se expresan las composiciones de isótopos de boro de cada cristal, promediando los valores obtenidos para borde y núcleo de cada uno. Los valores de $\delta^{11}B$ más livianos se midieron en la turmalina de rocas metamórficas (-14,2 a -10,6‰) para la muestra 14-2 y (-10,3 a -9,8‰) para la muestra 17-2. Valores levemente más pesados se encontraron en los cristales alojados en el granito Los Alanices (-13,4 a -10,1‰), mientras que la turmalina de las pegmatitas exhibe los valores más pesados (-10,7 a -8,8‰), salvo la muestra MH (aplita María del Huerto) que tiene contenidos más livianos (-11,9 a -11,4‰) y

que podría estar fuertemente vinculado a su consanguineidad con el granito Los Alanices. Sólo se encuentran dos muestras en las cuales la variación de $\delta^{11}B$ es mayor al 2‰ (muestras 14-2 y GLA-C2) y por lo tanto son diferencias que superan la incerteza analítica y se consideran variaciones de interés, a diferencia de las demás muestras en donde las variaciones isotópicas son muy pequeñas. Se analizan las causas de estas pequeñas variaciones isotópicas, aunque al no superar la incerteza analítica, su significancia puede ser discutida.

Sector San Pablo-Las Lagunas

Pegmatitas: Tapia 1 (T1), La Cocha 4 (LC4), Rosanna (R), Miguelita 1 (MIG1) (Tabla 8.6.1.1).

En la figura 8.6.1a,b,c y d se grafican los resultados de $\delta^{11}B$ en relación con la composición química de turmalina de las pegmatitas de SP-LL. No se observan grandes variaciones entre los resultados obtenidos de las turmalinas de las diferentes pegmatitas, pero se encuentra un patrón similar en las pegmatitas T1, MIG1 y R en las cuales los resultados de $\delta^{11}B$ son levemente más livianos en el núcleo que en el borde del cristal. Por otra parte, la muestra LC4 muestra una relación inversa, con valores más livianos hacia el borde del cristal.

Rocas metamórficas: turmalinita (14-2) y esquisto turmalínico (17-2).

En la muestra 14-2 se realizaron 5 mediciones de $\delta^{11}B$ en 4 cristales diferentes, las mediciones realizadas en los núcleos de los cristales dieron por resultado valores entre -14,2 y -13,2‰, mientras que los valores medidos en los bordes oscilan entre -11,9 y -10,6‰. Esta diferencia de $\delta^{11}B$ es importante porque supera la incerteza analítica. En cambio, para la muestra 17-2, los resultados no revelan una tendencia definida de variación entre núcleo y borde y los resultados oscilan los -10‰ a lo largo de los dos cristales (Fig. 8.6.1e y f).

Sector Concarán-San Isidro

Pegmatita: María Elena (ME) (Tabla 8.6.1.1).

En esta turmalina los resultados de $\delta^{11}B$ son más livianos en los bordes del cristal (Fig.

8.6.1g).

Granito y aplita: Los Alanices (GLA y GLA-2) y aplita María del Huerto (MH).

En la muestra GLA se realizaron mediciones en dos cristales. Los valores encontrados en el núcleo del cristal GLA-C2 son más pesados que los medidos en el borde, y oscilan entre -11,4 y -11,2‰ (Fig. 8.6.1h) mientras que en el borde alcanzan hasta los -13,4‰, esta variación es considerable isotópicamente ya que supera la incerteza analítica. Por otro lado, las mediciones realizadas en el cristal GLA-C1 (Fig. 8.6.1i) muestran valores similares a los del núcleo de GLA-C2 ya que en este cristal solo se pudo medir el núcleo y sus valores rondan los -11‰ de $\delta^{11}B$. En la muestra GLA-2 (Fig. 8.6.1j y k) no se observan variaciones de consideración y los valores rondan los -10,5‰. Por último la aplita MH tiene valores levemente más livianos en el núcleo que en el borde (Fig. 8.6.1l).

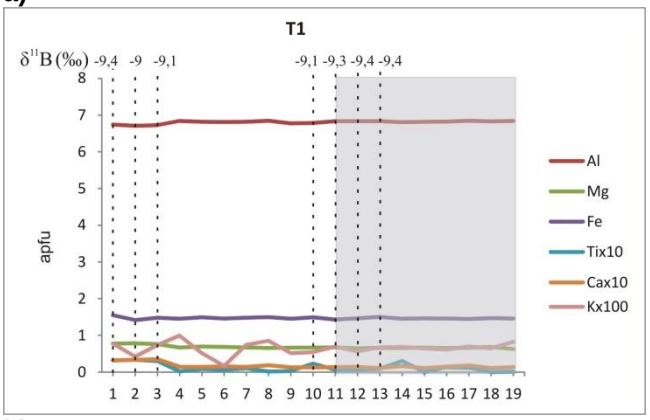
$^{11}B/^{10}B$	IMF[a] promedio	Repetibilidad (‰)[b]	n	$\delta^{11}B$[c]
Chorlo ($^{11}B/^{10}B$ = 3,9931 y $\delta^{11}B$ = -12,5)				
3,9	0,979466	0,33	14	-11,7
3,9	0,980327	0,24	19	-11,8
3,9	0,980874	0,14	7	-11,5
Dravita ($^{11}B/^{10}B$ = 4,0169 y $\delta^{11}B$ = -6,6)				
3,9	0,977322	0,28	14	-7,9
3,9	0,978354	0,22	19	-7,8
3,9	0,978516	0,17	7	-7,6

Tabla 8.6.1.1: Resumen de análisis de isótopos de Boro en SIMS de turmalinas de referencia.
[a] Fraccionamiento de masa del instrumento ($^{11}B/^{10}B$ medido/$^{11}B/^{10}B$ standard), promedio de n análisis.
[b]Repetibilidad de IMF (desviación standard/promedio) □ 1000
[c] Basado en la proporción$^{11}B/^{10}B$ corregida usando la combinación chorlo-dravita IMF.

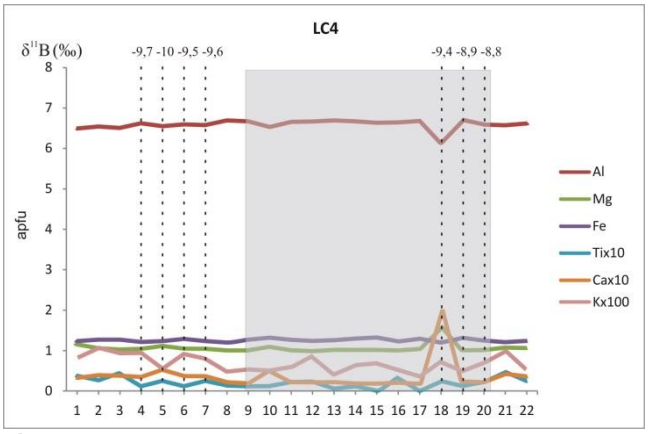
Sector	Muestra	Cristal	Roca hospedante	Sector del cristal	$\delta^{11}B$	Desviación estándar	n
San Pablo-Las Lagunas	14-2		Turmalinita	Núcleo	-13,8	0,56	2
				Borde	-11,3	0,97	3
	MIG1	-	Pegmatita	Núcleo	-10,2	0,35	4
				Borde	-9,3	0,17	6
	17-2	C1	Esquisto turmalínico	Núcleo	-9,9	0,03	2
				Borde	-10	0,2	5
		C2		Núcleo	-10,6	0	1
	T1	-	Pegmatita	Núcleo	-9,4	0,06	3
				Borde	-9,2	0,15	5
	LC4	-	Pegmatita	Núcleo	-9	0,24	4
				Borde	-9,7	0,2	5
	R	-	Pegmatita	Núcleo	-9,3	0,1	3
				Borde	-9	0,31	4
Concarán-San Isidro	ME	-	Pegmatita	Núcleo	-8,9	0,09	4
				Borde	-9,3	0,44	4
	MH	-	Aplita	Núcleo	-11,4	0,06	4
				Borde	-11,7	0,2	4
	GLA	C1	Granito	Núcleo	-11,1	0,2	6
		C2	Granito	Núcleo	-11,4	0,33	5
				Borde	-12,2	0,83	4
	GLA-2	C1	Granito	Núcleo	-10,2	0,06	2
				Borde	-10,6	0,25	2
		C2	Granito	Núcleo	-10,6	0,31	2
				Borde	-10,6	0,32	2

Tabla 8.6.1.2: Composición de isótopos de boro en turmalina. Valores promedio de borde y núcleo para cada una de las muestras.

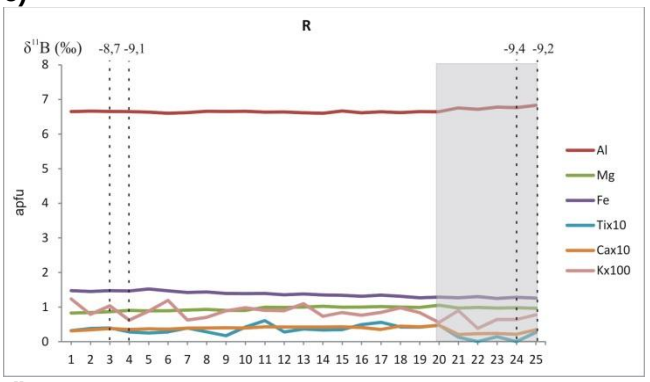
a)



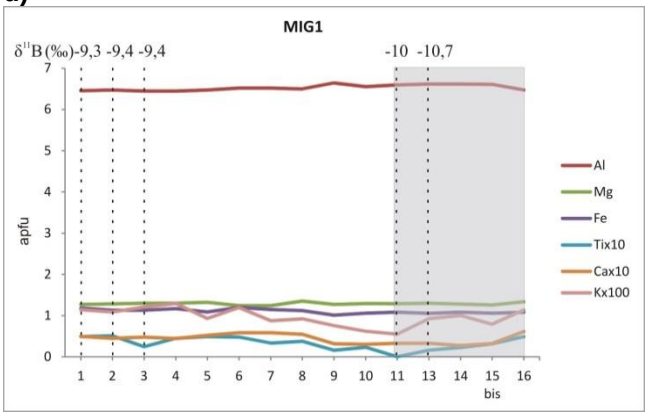
b)



c)



d)



e)

Figura 8.6.1: Composición química y análisis de isótopos de boro en turmalina de pegmatitas del sector SP-LL. El sector sombreado en gris corresponde a la zona de núcleo de cada cristal. **a)** Muestra T1. **b)** Muestra LC4. **c)** Muestra R. **d)** Muestra MIG1.

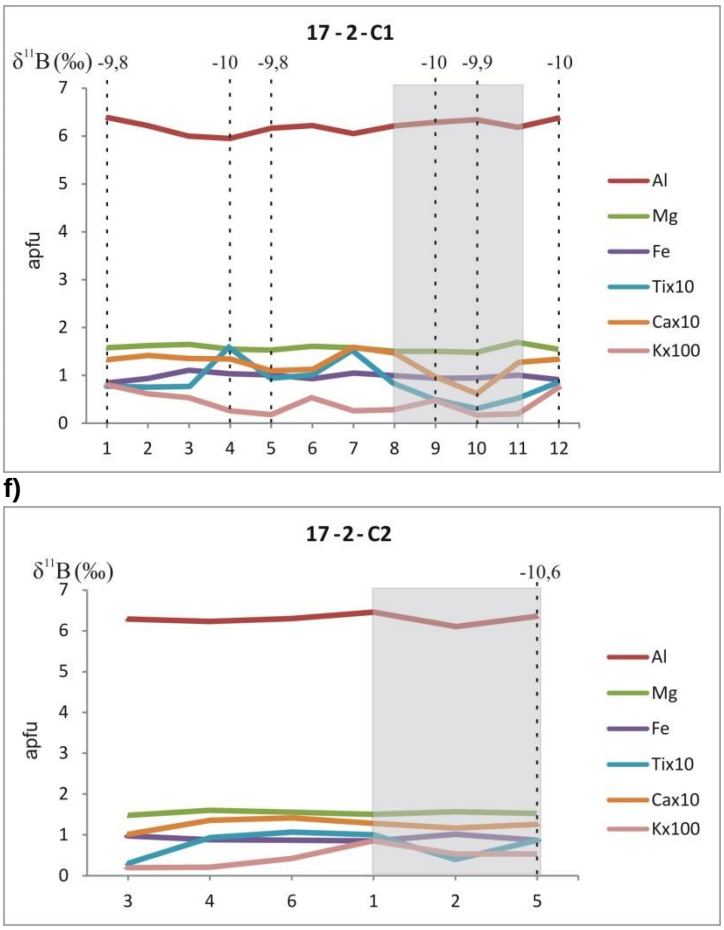


Figura 8.6.1 (Continuación): Composición química y análisis de isótopos de boro en turmalina de rocas metamórficas del sector SP-LL. El sector sombreado en gris corresponde a la zona de núcleo de cada cristal. **e)** Muestra 17-2-C1. **f)** Muestra 17-2-C2.

g)

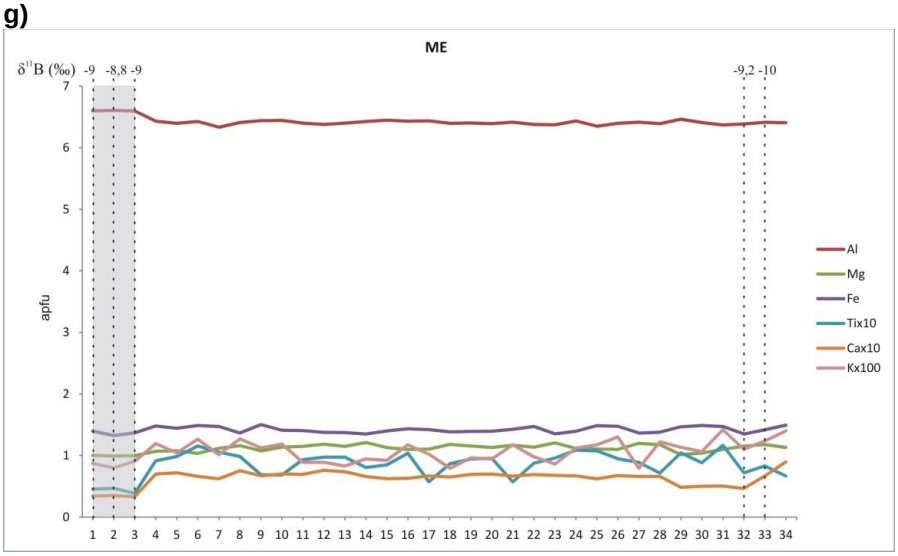
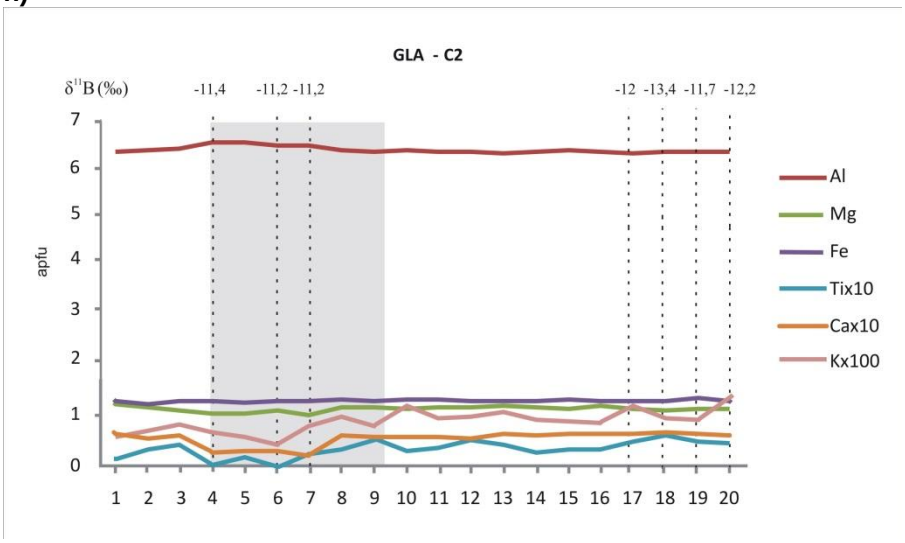
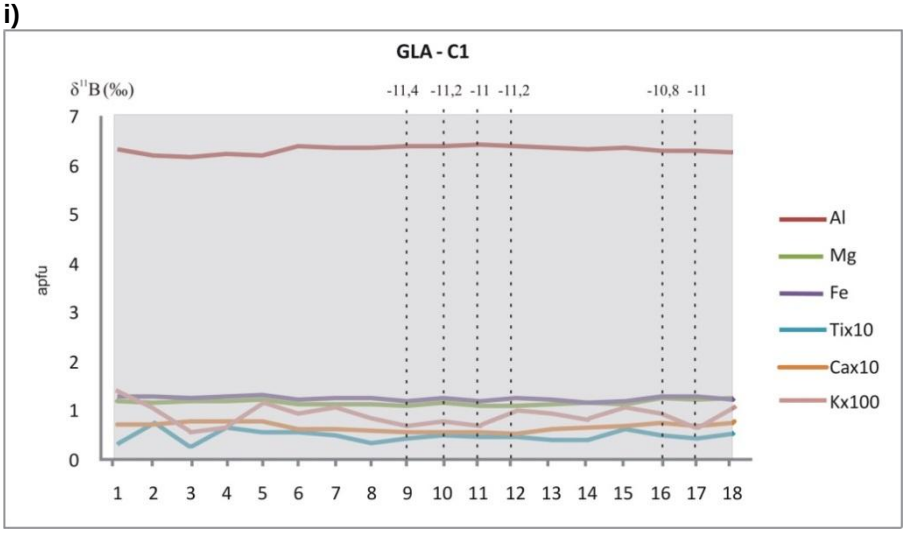


Figura 8.6.1 (Continuación): Composición química y análisis de isótopos de boro en turmalina de pegmatitas del sector C-SI. El sector sombreado en gris corresponde a la zona de núcleo de cada cristal. **g)** Muestra ME.

h)



i)



j)

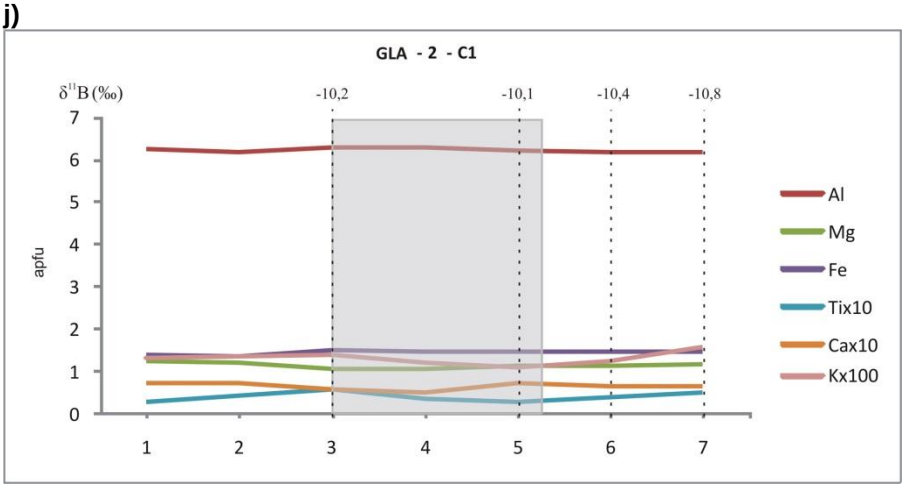
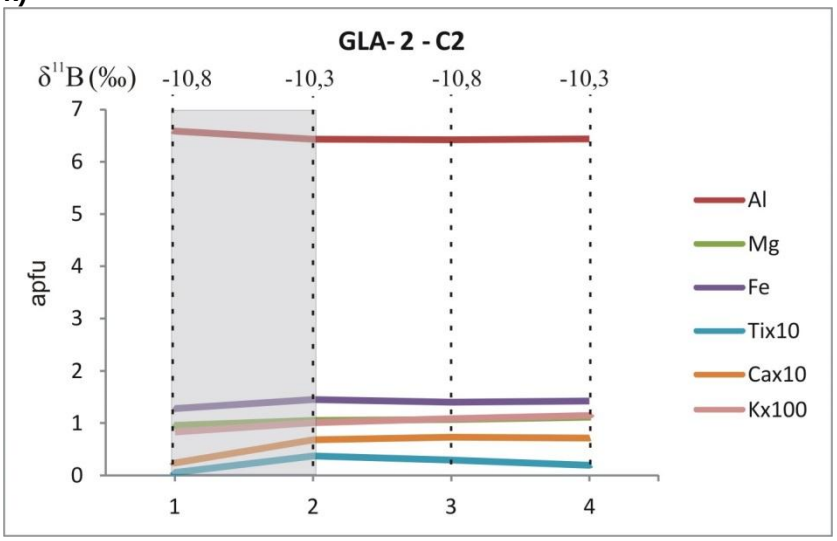


Figura 8.6.1 (Continuación): Composición química y análisis de isótopos de boro en turmalina de granitos y aplitas del sector C-SI. El sector sombreado en gris corresponde a la zona de núcleo de cada cristal. **h)** Muestra GLA-C2, **i)** Muestra GLA-C1, **j)** Muestra GLA-2-C1

k)



l)

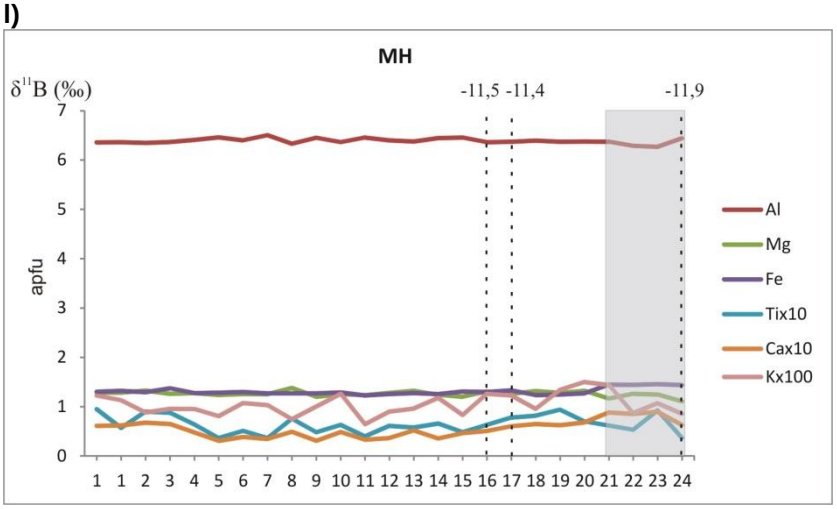


Figura 8.6.1 (Continuación): Composición química y análisis de isótopos de boro en turmalina de granitos y aplitas del sector C-SI. El sector sombreado en gris corresponde a la zona de núcleo de cada cristal. **k)** Muestra GLA-2-C2, **l)** Muestra MH

8.6.2 Significado de las variaciones isotópicas

La composición de isótopos de boro en turmalina está condicionada por la composición del magma, la desgasificación del mismo, la contribución del boro de la roca de caja y las condiciones de presión y temperatura de formación de la turmalina (Jiang y Palmer 1998). Meyer *et al.* (2008) determinaron experimentalmente los factores de fraccionamiento de boro dependientes de la temperatura. En general el ^{11}B es fraccionado en la fase vapor, por lo tanto, un cristal de turmalina de origen magmático o que sufrió metamorfismo tendrá una

composición más liviana de $\delta^{11}B$ que las turmalinas de origen hidrotermal o pegmatíticas (Jiang y Palmer 1998).

Sobre esta base se analizaron las variaciones isotópicas de la turmalina de rocas metamórficas, graníticas y algunas pegmatitas estudiadas en esta tesis y a la vez, se intentó establecer la posibilidad de vinculaciones genéticas entre las mismas. Se analizan los cambios entre núcleo y borde y las variaciones entre las diferentes litologías hospedantes. Con esta información se analiza la probable proveniencia del boro contenido en estos cristales.

Sector San Pablo-Las Lagunas

Pegmatitas: Miguelita 1 (MIG1), Tapia 1 (T1), La Cocha 4 (LC4) y Rosanna (R).

El rango de valores de $\delta^{11}B$ de las cuatro pegmatitas oscila entre -9 y -10‰ (Fig. 8.6.2). No se observan variaciones de importancia entre ellas, y las diferencias entre borde y núcleo de cada cristal no llegan a superar la incerteza analítica.

Rocas metamórficas: turmalinita (14-2) y esquisto turmalínico (17-2).

El promedio de valores más livianos de $\delta^{11}B$ corresponde a la turmalina de la turmalinita (14-2) y es de -12,8 ±1,5‰ (Fig. 8.6.2). Por otro lado, hacia el oeste de la región de estudio, el promedio de muestra del esquisto turmalínico (17-2) es equivalente a $\delta^{11}B$=-10±0,2‰. La composición isotópica de la turmalina de la turmalinita (14-2) es más liviana que la del esquisto turmalínico (17-2). Ambas rocas derivan de protolitos sedimentarios diferentes lo que explica la diferencia en la composición isotópica del B. El esquisto deriva de una roca pelítica mientras que la turmalinita tendría un origen psamopelítico y por lo tanto, menor porcentaje de filosilicatos con menos ^{10}B almacenado.

Por otro lado, los contenidos de Cr y V ligeramente elevados del núcleo de un cristal de la turmalinita (14-2) estarían indicando un origen relacionado a metamorfismo de lutitas ricas en materia orgánica (London 2008).

Sector Concarán-San Isidro

Pegmatita: María Elena (ME).

Los datos de $\delta^{11}B$ de esta pegmatita son casi idénticos a los encontrados en las pegmatitas del sector SP-LL con valores que rondan los -9‰ y no se observan variaciones significativas entre núcleo y borde del cristal (-9 a -10‰).

Granito y aplita: Granito Los Alanices (GLA y GLA-2) y aplita María del Huerto (MH).

Los valores $\delta^{11}B$ de las turmalinas del granito Los Alanices (GLA y GLA-2) y de la aplita María del Huerto (MH) son muy similares y rondan entre los -10 y -11‰ (Fig. 8.6.2).

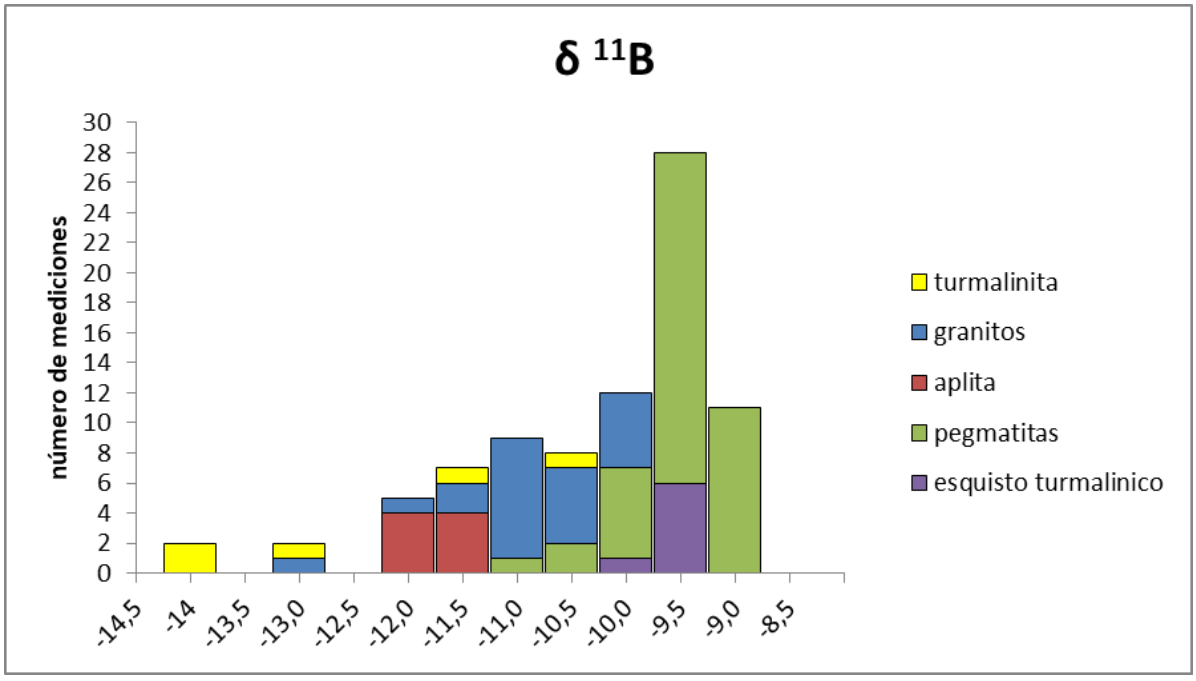


Figura 8.6.2: Rangos de $\delta^{11}B$ encontrados en turmalina de las diferentes litologías analizadas.

CAPÍTULO 9: MAGMATISMO ORDOVÍCICO DEL COMPLEJO METAMÓRFICO CONLARA

9.1 GRANITOIDES DE LA SIERRA DE SAN LUIS

Los granitoides, que están extensamente representados en todas las unidades de basamento de la Sierra, tienen composiciones variables desde tonalíticas a graníticas calcoalcalinas con términos alcalinos en las rocas de alta sílice (López de Luchi *et al.* 2002). Estas rocas magmáticas fueron clasificadas de manera diferente en base a las relaciones entre su emplazamiento y cada evento tectónico famatiniano o con relación a una fase específica de deformación (López de Luchi 1986, Ortiz Suarez *et al*. 1992, Llambías *et al.* 1998). López de Luchi (1986, 1987) propuso una división en granitoides sin y post-colisionales para los cuerpos intrusivos del Complejo Metamórfico Conlara. Sims *et al*. (1997) indican que las rocas ígneas ordovícicas (Ciclo Famatiniano) consisten principalmente en rocas máficas y ultramáficas deformadas, anfibolitas, tonalitas, granodioritas y granitos y pegmatitas altamente fraccionados, mientras que la fase intrusiva volumétricamente más significativa tuvo lugar en el Ciclo Achaliano durante el Devónico a Carbonífero muy temprano. Llambias *et al.* (1998) agruparon a los granitoides en pre, sin y post-orogénicos con respecto al Ciclo Orogénico Famatiniano. Esta idea fue desestimada por Sims *et al.* (1998) y López de Luchi *et al.* (2007, 2017) entre otros, debido a que durante el Ordovícico y el Devónico los escenarios tectónicos fueron complemente diferentes.

López de Luchi *et al.* (2002) señalaron que, principalmente en los esquistos micáceos y gneises de grado medio de la sierra se localizan cuerpos pegmatíticos y enjambres muy densos de pegmatitas relacionados a los granitoides famatinianos y achalianos y que se habrían intruido asociados a episodios de deformación dúctil. Las edades de enfriamiento de biotita y muscovita de pegmatitas definen dos intervalos, 440-420 Ma y 400-380 Ma (López

de Luchi *et al.* 2002, Steenken *et al.* 2004). La mayoría de las edades de enfriamiento de biotita de los granitos es devónica, aun para las tonalitas ordovícicas, lo que indica un enfriamiento extremadamente lento o un recalentamiento durante el Devónico (Steenken *et al.* 2004).

9.2 CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA GENERAL DE LOS GRANITOIDES ORDOVÍCICOS

La distribución a escala regional de los granitoides ordovícicos de la Sierra de San Luis indica que son plutones con alta relación axial (L/A) (paralelos a la foliación regional penetrativa NNE) y batolitos concordantes emplazados a lo largo de zonas de cizalla NNE como es el caso de La Escalerilla (López de Luchi *et al.* 2007) (Fig. 4). Los plutones ordovicicos fueron subdivididos en una serie ordovícica tonalítica (OTS) y una serie ordovícica granítica-granodiorítica (OGGS) (López de Luchi *et al.* 2007).

Los cuerpos que integran OTS están representados por los plutones tonalíticos Gasparillo, Las Verbenas y Bemberg, todos intruidos en la faja occidental de filitas de la Formación San Luis, y por las granodioritas-tonalitas Tamboreo y Rio Quinto, en la faja oriental de las filitas. La OTS está caracterizada por una íntima asociación entre tonalitas anfibólicas-biotíticas, equigranulares de grano grueso a medio, gabro-dioritas y granodioritas-tonalitas con biotita. La mayoría de las rocas tienen microestructuras magmáticas y subsólidas de alta temperatura y en ellas se reconocen zonas de cizalla heterogéneas de baja temperatura. Además, se reconocen contactos netos y delgadas aureolas térmicas. Steenken *et al.* (2002, 2005) señalaron que las rocas OTS son posteriores a D1-M1 de las filitas hospedantes.

Las rocas OGGS están emplazadas en los tres complejos metamórficos. En el Complejo Nogolí esta serie está representada por el Granito de Río Claro y probablemente por las granodioritas San Miguel y El Realito. A su vez, el Complejo Pringles aloja los plutones Cruz de Caña, La Capilla, Cerros Largos, Paso del Rey y La Florida, definiendo una faja que se concentra principalmente en los esquistos micáceos. En el Complejo Metamórfico Conlara,

los OGGS están representados por los granitos-granodioritas La Tapera, Rodeo Viejo, El Peñón, La Ciénaga, Los Alanices y Río de La Carpa (López de Luchi *et al.* 2007) (Tabla 9.2.1). Composicionalmente son monzogranitos-granodioritas muscovítico-biotíticos, leucogranodioritas y algunos sienogranitos. Estos cuerpos muestran intensa deformación que define una foliación penetrativa. Si bien los contactos con la roca de caja son netos en algunos casos una zona de interdigitación de pegmatitas y delgadas capas de granitoides hace difícil precisar el límite de un plutón particular. Los OGGS se han intruido sincinemáticamente con D3 en el Complejo Conlara (López de Luchi y Cerredo 2001, Steenken *et al*. 2005 y referencias allí citadas) y con D1-D2 en el Complejo Pringles (von Gosen 1998a, López de Luchi *et al.* 2002, Steenken *et al.* 2005) mientras que en el Complejo Metamórfico Nogolí la intrusión de estos cuerpos es coetánea con el evento de deformación principal y el pico metamórfico (Steenken *et al.* 2005).

El batolito de La Escalerilla (476,7 ± 9,6 Ma, Morosini *et al.* 2017) se intruyó sintectónicamente a lo largo de la zona de cizalla que limita el Complejo Metamórfico Pringles y la faja occidental de la Formación San Luis (Fig. 4.1) (von Gosen 1998a, b, Steenken *et al.* 2004). El plutón La Escalerilla intruyó a granitoides más antiguos como la tonalita Las Verbenas (Steenken *et al.* 2004). La foliación magmática de la parte central del plutón gradúa a foliación de alta T en estado sólido en los bordes del mismo. Las facies que lo integran son una granodiorita biotítica equigranular, un granito biotítico porfírico y un leucogranito de dos micas. Se reconocieron enclaves magmáticos microgranulares dioríticos a tonalíticos, y agregados de granate y biotita.

PLUTON	LOS ALANICES											EL PEÑÓN		
	Granito Ms-Tur±Grt						Granito Ms-Bt±Grt					Granito Ms-Bt±Grt		
Muestra	G47LA	G54LA	C40-83	C34-81	G52LA	G39LA	G30LA	G34LA	L25A-20*	C37-81LA	C35-81LA	G59EP	G38EP	C42-83EP
SiO_2	74,85	75,98	74,68	73,94	74,64	73,16	73,41	73,70	75,74	71,29	73,35	73,68	72,96	73,71
TiO_2	0,01	0,10	0,05	0,05	0,02	0,13	0,07	0,09	0,02	0,26	0,06	0,08	0,13	0,29
Al_2O_3	14,51	14,32	14,66	14,81	14,6	14,53	14,71	14,18	14,09	14,20	15,08	15,08	14,23	13,94
Fe_2O_3	0,66	1,16	0,61	1,20	0,49	1,19	0,87	1,02	0,44	2,51	0,96	0,64	1,28	1,89
MnO	0,03	0,01	0,03	0,03	0,05	0,11	0,10	0,01	0,08	0,06	0,01	0,04	0,11	0,03
MgO	0,10	0,05	0,21	0,27	0,10	0,34	0,21	0,17	0,11	0,72	0,13	0,27	0,44	0,35
CaO	0,30	0,32	0,89	0,66	0,95	1,28	0,92	1,00	0,89	1,28	0,55	1,07	1,38	0,58
Na_2O	4,20	2,62	3,11	4,72	4,84	3,80	3,71	3,84	4,30	3,59	4,58	3,45	3,80	2,55
K_2O	4,80	5,68	5,75	3,75	2,75	4,99	4,95	4,76	3,80	3,72	4,18	4,86	4,90	5,55
P_2O_5	0,24	0,16	0,09	0,10	0,06	0,20	0,15	0,15	0,16	0,11	0,15	0,19	0,21	0,25
LOI	0,70	0,80	0,69	0,45	0,43	0,76	0,71	0,97	0,47	1,05	0,80	0,72	0,76	0,77
TOTAL	100,40	101,22	100,76	99,98	98,93	100,49	99,81	99,90	100,11	98,79	99,85	100,10	100,20	99,91
Cr	97	25	2	4			91	94	19	20	44		0	48
Ni	22	4	6,89	1		7	6	15		15	29		6,7	8
Co	1,8			1	1	2	2,1	3,2		4	1	1	2	4
Sc	3,5	5	2,5	2	0,8	2,3			1	6	2	4	2,8	6
V	6	8	5	2		13	7	6		27	4	6	13	20
Cu		120		2						170	13			15
Pb	56	13	43,06	35	43,16	55	124	73		18	48	46,39	35,82	15
Zn	32	40	27,01	61	51,62	48,9	40	15	10	88	42	29,45	58,9	40
Sn						2,1	4,5	1,5					3,1	
W	4					3,56	3,85	4,07					2,56	
Rb	202	220	292	287	278	244	190	232	212	209	376	167	154	236
Cs	22,62	23,46	3,47	18,91	2,18	16,14	15,58	16,08		7,33	33,66	11,48	6,14	20,39
Ba	210	190	674	159	118	340	277	486	109	389	184	242	320	183
Sr	69	15	74	32	69	98	65	88	62	125	52	73	88	73
Tl	1,55						1,31	0,84		0,78			0	
Ga	12,7	30	14,5			12,9	19	17,8		17		14,4	11,9	30
Ta	1,42	4,36	0,00	1,18		1,06	1,64	0,43		1,24	2,23	1,01	1,01	4,16
Nb	5	21	5,4	3,8	29	4	7	11		7,0	8,1	4,9	2	21
Hf	1,30	1,63	1,65		1,40	1,45	3,13	2,48		5,35		1,19	1,40	3,81
Zr	34	38	37	24	23	47	121	104	35	97	48	50	37	97
Y	26,1	11,1	11	9	14	12	27,2	29,6	15	22	9,3	26	13	16
Th	3,15	6,9	1,1	3,4	0,5	7	2,95	3,48	0,00	11,77	4,8	3,1	6	15,7
U	2,03	5,5	0,9	1,8	1,6	2,6	4,52	3,16	0,00	2,45	1,8	3,3	2,1	5,3
La	12,12	7,81	5,06	5,65	6,00	17,70	12,13	13,46	6,56	25,84	7,68	13,46	16,70	22,00
Ce	21,71	18,59	9,90	12,03	12,10	42,60	22,09	22,35	13,53	51,84	14,86	23,10	39,60	52,14
Pr	2,09	2,31		1,41			2,13	2,19	1,58	5,66	1,65			6,49
Nd	10,95	8,36	5,90	5,20	4,14	12,01	18,02	14,69	5,53	21,78	5,95	11,13	11,01	24,20
Sm	2,32	1,98	1,10	1,66	0,99	2,99	2,45	2,63	1,51	4,65	1,71	2,53	3,19	5,39
Eu	0,09	0,09	0,12	0,15	0,14	0,32	0,43	0,44	0,37	0,61	0,45	0,15	0,23	0,31
Gd	2,08	1,74	2,17	1,45	2,07	3,06	6,71	7,46	1,67	4,00	1,67	2,21	2,06	4,26
Tb	0,52	0,34	0,77	0,30	0,77	0,00	0,59	0,62	0,37	0,70	0,32	0,55	0,00	0,65
Dy	2,59	2,12	2,27	1,62	3,40	2,91	4,03	4,41	2,61	3,86	1,87	2,82	2,61	3,61
Ho	0,47	0,39	0,56	0,29	0,75	0,50	0,86	0,91	0,53	0,78	0,39	0,52	0,50	0,61
Er	1,47	1,30	1,38	0,81	2,21	1,71	2,43	2,17	1,64	2,41	0,73	1,45	1,31	1,72
Tm	0,28	0,22	0,18	0,14	0,39	0,69	0,44	0,48	0,28	0,39	0,10	0,24	0,59	0,25
Yb	1,72	1,56	1,12	0,92	2,40	1,80	2,37	2,59	1,86	2,32	0,70	1,95	1,60	1,62
Lu	0,21	0,21	0,19	0,12	0,37	0,28	0,35	0,41	0,24	0,34	0,08	0,19	0,18	0,22
Li														
Be														
Ge														
A/CNK	1,15	1,30	1,07	1,14	1,15	1,04	1,12	1,07	1,10	1,09	1,15	1,17	1,01	1,24
K_2O/Na_2O	1,14	2,17	1,53	0,79	0,57	1,32	1,34	1,24	0,88	0,76	0,91	1,41	1,29	2,18
Rb/Sr	2,92	14,67	0,53	8,97	0,60	1,47	2,91	1,22	3,41	0,70	7,23	2,29	1,75	3,23
TZr.sat.C	675,2	693,4	676	650,9	650,3	688,5	769,7	752,9	674,4	678,8	698,5	703,3	669,6	684,1
Eu/Eu*	0,12	0,14	0,24	0,30	0,30	0,32	0,40	0,58	0,32	0,59	0,32	0,20	0,28	0,32
LaN/YbN	4,81	3,40	3,07	4,16	1,70	6,71	3,49	3,54	2,40	7,57	7,42	4,71	7,12	9,26

Tabla 9.2.1: Análisis químicos de roca total de granitoides del Complejo Metamórfico Conlara, Sierra de San Luis, de la Sierra de la Aguada y del sector de la Sierra de Comechingones correspondiente al Distrito Pegmatítico Comechingones. Se incluyen datos nuevos y datos tomados de la literatura los cuales se señalan con asterisco para cada unidad: Los Alanices, El Peñón y La Tapera (López de Luchi *et al.* 2007), Río de la Carpa (Llambías *et al.* 1996), Sierra de la Aguada (Cristofolini *et al.* 2017), Don Andino y La Reforma (Martínez 2012) Cerro Blanco y Las Asperezas (Higa 2012), Distrito Pegmatítico Sierra de Comechingones (De Martis *et al.* 2012). Véase metodología en el texto.

PLUTON	EL PEÑÓN			LAS LAGUNAS		LA TAPERA						VIEJO			RÍO DE LA CARPA	
	Granito Bt-Ms±Grt			Granito Ms-Bt±Grt		Granito Ms-Bt±Grt		Granito/Granodiorita Bt-Ms±All				Granito/Granodiorita Bt-Ms			Granodiorita/Granito Bt-Ms	
Muestra	C36-81EP	L24A-19*	G37EP	C20-81LL	G51LL	G43LT	G47LT	G19LT	G2LT	G12LT	G21LT	AH25	AH78*	AH77*	SLG-9*	SLG-11*
SiO_2	71,24	71,59	74,54	75,02	73,47	74,24	75,93	71,29	62,44	62,13	70,16	69,70	72,69	74,21	72,5	72,5
TiO_2	0,35	0,09	0,04	0,02	0,06	0,09	0,03	0,26	0,50	0,50	1,04	0,14	0,03	0,06	0,4	0,48
Al_2O_3	14,77	15,71	14,08	14,31	15,43	15,06	14,30	14,20	17,26	17,60	12,30	16,70	15,27	14,73	13,5	13,69
Fe_2O_3	2,38	1,02	0,35	0,41	0,81	0,78	0,33	2,51	4,09	3,57	4,50	1,42	0,73	0,80	3,19	3,45
MnO	0,04	0,02	0,02	0,05	0,07	0,08	0,07	0,06	0,07	0,08	0,10	0,03	0,08	0,08	0,07	0,07
MgO	0,44	0,21	0,08	0,09	0,21	0,271	0,071	0,72	1,96	2,02	1,06	0,51	0,14	0,15	0,6	0,77
CaO	0,76	0,78	0,99	0,86	0,93	1,254	0,635	2,28	4,32	4,71	2,30	1,76	1,85	1,38	2,23	1,87
Na_2O	2,77	3,19	3,09	4,18	3,95	3,560	3,869	3,59	3,42	3,74	3,24	3,86	3,96	3,75	4,05	3,8
K_2O	6,03	5,65	6,10	4,53	4,63	4,192	4,937	2,72	2,90	2,86	2,20	2,92	3,38	3,53	2,8	3,25
P_2O_5	0,28	0,28	0,05	0,15	0,13	0,130	0,091	0,11	0,18	0,30	0,22	0,14	0,13	0,05	0,15	0,26
LOI	0,86	0,92	0,64	0,53	0,46	0,61	0,69	0,81	1,28	1,65	1,16	1,53	0,98	1,10	0,43	0,66
TOTAL	99,92	99,45	99,98	100,16	100,16	100,27	100,95	98,55	98,42	99,16	98,28	98,71	99,24	99,84	99,92	100,80
Cr	29		8,5					20	40			22				
Ni	6		7	4,11	5,15		5,28	15	17			19				
Co	4		0,9		1	2	1	4	11			5				
Sc	6	4	1,1	1,3	2,4	4,3	1,2	6	8			7				
V	30		3			9		27	78			23				
Cu	15							170	31			8				
Pb	25		67	40,88	42,81	47,97	41,1	18	20			12				
Zn	40	31	22	30,72	45,69	28,15	24,56	88	66			17				
Sn			1,1					7,38	1,41							
W			3,32					0,50	0,54							
Rb	260	201	165	187	201	118	127	109	128	115		98			73	74
Cs	37,32		5,59	23,66	17,23	6,93	4,36	7,33	6,69							
Ba	297	351	248	157	193	354	111	389	547	0		686			650	596
Sr	85	90	89	52	60	86	38	155	241	164		229			143	149
Tl			0,98	0	0			0,78	0,85							
Ga	30		18,1	14,4	16,3	13,6		17	21			22				
Ta	2,96		0,82		2,02		1,01	1,24	0,93							
Nb	23		9	3,8	8,2	6,3	7,1	7,0	6,4			9,0	8,0	6,0		
Hf	5,26		1,51	1,80	1,52	1,33	1,41	5,35	5,88							
Zr	91	72	37	23	30	40	39	197	246			86	99	104	200	180
Y	19,3	18	10,6	15	21	29	10	22	15			16			15	20
Th	14,1	0,00	1,27	0,9	1,5	4,3	0,7	11,77	8,75							
U	6,8	0,00	0,8	0,9	1,6	7,7	1,1	2,45	1,30							
La	46,53	12,54	13,41	6,58	9,82	13,59	4,30	25,84	37,85						23,1	
Ce	108,24	22,77	27,36	13,20	15,40	26,40	8,80	51,84	74,50						41	
Pr	13,09	3,06	0,67					5,66	8,35							
Nd	48,73	10,96	2,70	6,23	7,46	12,13	2,64	21,78	29,89						16	
Sm	9,68	2,86	1,75	1,21	1,76	3,08	0,66	4,65	5,07						2,97	
Eu	0,49	0,57	0,57	0,13	0,17	0,10	0,08	1,11	1,25						0,81	
Gd	6,61	3,12	4,39	1,83	1,69	1,95	1,61	4,00	3,83							
Tb	0,89	0,63	0,18	0,81	0,76	0,74	0,78	0,70	0,51						0,4	
Dy	4,58	3,78	4,38	3,28	2,94	2,17	2,19	3,86	2,67							
Ho	0,76	0,68	0,84	0,52	0,45	0,57	0,43	0,78	0,51							
Er	2,01	1,73	2,27	1,35	1,07	1,42	1,09	2,41	1,59							
Tm	0,25	0,25	0,21	0,14	0,10	0,23	0,21	0,39	0,27							
Yb	1,69	1,51	2,94	1,07	1,09	2,07	1,74	2,32	1,74						1,33	
Lu	0,2	0,19	0,29	0,12	0,11	0,21	0,13	0,34	0,23						0,22	
Li																
Be																
Ge																
A/CNK	1,18	1,23	1,04	1,07	1,17	1,19	1,11	1,09	1,04	0,99	1,03	1,31	1,13	1,18	0,98	1,04
K_2O/Na_2O	2,18	1,77	1,98	1,08	1,17	1,18	1,28	0,76	0,85	0,76	0,68	0,76	0,85	0,94	0,69	0,86
Rb/Sr	3,06	2,22	1,86	3,62	3,37	1,37	3,32	0,70	0,53	0,70		0,43			0,51	0,50
TZr.sat.C	752,8	733,7	674,2	644,8	665,7	689,5	683,6	808,8	808			751,8	764,5	783,5	798,7	795,1
Eu/Eu*	0,34	0,58	0,36	0,27	0,29	0,12	0,23	0,79	0,87							
LaN/YbN	18,69	5,66	0,79	4,20	6,14	4,47	1,68	7,57	14,85						11,82	

Tabla 9.2.1: (Continuación)

PLUTON	RÍO DE LA CARPA		SIERRA DE LA AGUADA					EL SALADO		DON ANDINO			LA REFORMA	CERRO BLANCO	
	Granodiorita/Granito Bt-Ms		Granodiorita Am-Bt			Gran Bt	Pegm.	Granodiorita Am-Bt		Granito Ms-Tur±Grt			Gran Bt-Ms	Gran Ms-Bt±Tur-Grt	
Muestra	SLG-12*	SLG-13*	CW29*	CW17*	CW32*	CW25*	CW26*	A29-04ES	A28-04ES	LR07*	LCH10/02*	LCH10/05(2)*	LR10/09LR*	CB5*	CB7*
SiO_2	71,75	73,00	71,51	62,28	62,88	62,05	73,44	63,14	63,1	74,44	76,52	75,67	70,17	71,04	74,18
TiO_2	0,6	0,44	0,26	0,9	0,76	0,88	0,01	0,71	0,83	0,049	0,01	0,032	0,327	0,099	0,035
Al_2O_3	13,07	13,59	14,65	16,33	16,67	16,62	14,9	17,58	17	14,26	14,2	14,71	15,57	15,69	14,62
Fe_2O_3	3,36	3,02	1,73	5,62	4,4	5,19	0,36	5,6	6,88	0,94	0,66	1,11	3,21	1,81	0,54
MnO	0,07	0,06	0,03	0,09	0,07	0,08	0,03	0,08	0,07	0,121	0,021	0,194	0,08	0,043	0,019
MgO	0,56	0,6	0,48	3,02	2,26	2,56	0,14	1,7	2,5	0,27	0,2	0,18	0,82	0,39	0,11
CaO	2,05	1,95	1,36	3,73	3,92	3,65	0,34	6,38	6,44	1,32	0,7	0,65	3,11	2,26	1,44
Na_2O	4,1	3,9	3,76	3,51	4,17	3,95	4,31	3,23	2,24	3,61	5,57	4,53	4,11	3,33	3,57
K_2O	3,1	3,25	4,84	3,01	2,9	2,94	4,91	1,13	1,12	3,66	1,72	1,82	2,02	2,33	3,49
P_2O_5	0,14	0,09	0,09	0,34	0,25	0,29	0,2	0,45	0,92	0,06	0,09	0,25	0,1	0,17	0,06
LOI	0,46	0,46	0,72	0,89	0,8	0,93	0,6			1,04	0,55	0,98	0,44	1,3	0,75
TOTAL	99,26	100,36	99,43	99,72	99,08	99,14	99,24	100,00	101,10	99,77	100,24	100,13	99,96	98,46	98,81
Cr			4,39	57,27	29,78	32,19	0,91	11	12	20	20	20	20	20	20
Ni			2,06	29,53	18,54	18,66	1,18	9	23	20	20	20	20	20	20
Co			67,82	43,81	46,87	35,9	71,05	15	28	1	1	1	5	1	1
Sc			1,77	13,68	4,59	5,62	0,88			4	1	1	5	4	2
V			14,79	93,03	62,99	74,27	1,49	144	303	8	5	8	40	10	8
Cu			0,92	10,14	6,855	16,68	0,25	43	15	40	10	10	70	20	10
Pb			9,64	9,06	7,94	6,16	6,15			46	30	9	27	19	35
Zn			148,1	86,33	38,47	44,96	4,89	71	97	30	30	30	80	50	30
Sn										4	1	6	4	2	1
W										8,9	1,5	10,5	1	2	3,5
Rb	84	93	124,9	154,5	56,03	88,51	355,2	133	92	141	91	121	113	90	69
Cs			4,88	6,86	1,53	2,4	31,73			13	3,7	8,5	19,9	14,8	4,9
Ba	575	415	483,9	1365	865,3	754,6	9,78	320	20	243	61	125	249	650	1501
Sr	126	119	112,8	625	325	384,4	4,86	356	324	94	26	51	216	239	269
Tl										0,75	0,58	0,46	0,76	0,6	0,38
Ga			46,26	101,4	73,09	64,75	24,13			14	10	23	19	18	11
Ta										0,73	0,31	34,6	1,07	0,15	0,19
Nb			9,14	15,05	8,45	10,32	48,95			8,1	0,9	46,2	11,2	5,4	1,9
Hf										1,3	0,6	1,4	3,1	2	0,9
Zr	190	130	116	69,3	30,64	25,66	14,1			35	21	23	116	57	22
Y	25	23	4,3	25,35	8,95	9,43	1,27			21	3	4,1	12,6	11,5	20,9
Th			8,14	4,59	10,16	6,06	0,45			4,13	0,49	0,79	9,23	14	4,69
U			1,06	1,45	1,34	1,35	1,1			2,46	1,02	2,27	2,29	1,26	1,11
La			19,55	27,95	82,91	36,61	0,5			18,9	4,12	3,08	24,8	27,1	15,6
Ce			42,1	64,92	155,7	94,1	1,17			36,3	8,79	6,02	52,4	58,5	31,1
Pr			4,86	8,15	14,47	9,13	0,12			4	0,83	0,65	5,35	6,14	3,67
Nd			17,7	34,44	39,36	29,98	0,49			13,2	2,52	2,23	18,3	22,6	13,1
Sm			3,16	6,93	6,5	5,65	0,19			2,57	0,39	0,41	3,54	4,76	2,85
Eu			0,5	1,59	1,48	1,38	n.d.			0,563	0,128	0,17	0,808	1,02	1,17
Gd			2,29	5,67	4,76	4,3	0,16			2,04	0,27	0,39	2,64	3,51	2,57
Tb			0,24	0,83	0,52	0,35	0,02			0,44	0,06	0,09	0,41	0,51	0,48
Dy			1,12	4,64	2,41	2,64	0,15			2,97	0,4	0,59	2,2	2,43	3,14
Ho			0,15	0,9	0,41	0,46	0			0,64	0,08	0,11	0,42	0,44	0,69
Er			0,44	2,53	1,15	1,3	0,08			2,22	0,29	0,34	1,19	1,18	2,18
Tm			n.d.	0,41	0,15	0,13	n.d.			0,418	0,071	0,062	0,179	0,168	0,339
Yb			0,32	2,35	0,84	0,97	0,2			3,34	0,6	0,48	1,19	1,07	2,25
Lu										0,585	0,109	0,08	0,187	0,166	0,364
Li			32,36	66,78	26,74	48,85	10,08								
Be			2,51	4,63	2,82	3,21	34,39	1,5	3,5	8	179	5		2	5
Ge										3,5	5,3	2,1		1,4	1,8
A/CNK	0,95	1,01	1,05	1,03	0,97	1,02	1,14	0,97	1,23	1,16	1,15	1,39	1,07	1,30	1,19
K_2O/Na_2O	0,76	0,83	1,29	0,86	0,70	0,74	1,14	0,35	0,02	1,01	0,31	0,40	0,49	0,70	0,98
Rb/Sr	0,67	0,78	1,11	0,25	0,17	0,23	73,09			1,50	3,50	2,37	0,52	0,38	0,26
TZr.sat.C	789,5	764,7	758,1				616,5			678,7	644,3	662,1	756,9	720,6	649,2
Eu/Eu*			0,57	0,77	0,81	0,85				0,75	1,20	1,30	0,81	0,76	1,32
LaN/YbN			41,58	8,09	67,17	25,69	1,70			3,85	4,67	4,37	14,18	17,24	4,72

Tabla 9.2.1: (Continuación)

PLUTON	LAS ASPEREZAS		DISTRITO PEGMATÍTICO SIERRA DE COMECHINGONES												
	Granito Bt-Ms		Pegmatita Ms-Grt				Gran Ms-Bt±Tur-Grt								
Muestra	LAS6*	LAS9*	1Peg	2Peg	3Peg	4Peg	5LG	6LG	7LG	8LG	9LG	10LG	11LG	12LG	13LG
SiO_2	73,14	70,66	74,99	76,46	77,28	76,98	77,72	76,44	76,39	76,27	75,67	75,08	78,21	75,56	75,56
TiO_2	0,047	0,178	0,012	0,012	0,012	0,013	0,08	0,012	0,016	0,023	0,036	0,113	0,018	0,021	0,06
Al_2O_3	14,4	15,18	14,26	14,69	14,11	14,71	13,75	14,6	14,53	14,64	15,46	14,46	14,41	14,56	15,29
Fe_2O_3	0,95	2,21	0,63	0,5	0,21	0,41	0,88	0,45	0,74	0,58	0,82	1	0,54	0,74	0,82
MnO	0,094	0,059	0,052	0,008	0,007	0,017	0,01	0,13	0,068	0,03	0,048	0,024	0,041	0,053	0,015
MgO	0,15	0,49	0,08	0,11	0,05	0,09	0,17	0,05	0,06	0,12	0,15	0,25	0,17	0,05	0,2
CaO	1,39	2,33	0,14	0,27	0,85	0,58	0,98	0,52	0,77	0,65	0,8	0,49	0,67	0,92	0,53
Na_2O	3,12	3,46	2,96	2,06	4,45	5,79	2,6	3,47	2,97	2,92	3,16	3,22	3,07	2,95	3,59
K_2O	4,5	3,09	4,08	4,11	2,61	1,24	2,47	3,5	2,67	2,61	3,43	3,56	2,38	3,8	2,81
P_2O_5	0,07	0,06	0,11	0,12	0,15	0,07	0,04	0,06	0,05	0,15	0,19	0,05	0,05	0,06	0,11
LOI	0,73	0,66	1,3	1,47	0,73	1,09	1,48	1,07	1,43	1,45	1,22	1,44	1,29	1,09	1,4
TOTAL	98,59	98,38	98,61	99,81	100,46	100,99	100,18	100,30	99,69	99,44	100,98	99,69	100,85	99,80	100,39
Cr	20	40													
Ni	20	20													
Co	1	2													
Sc	4	4													
V	11	19													
Cu	20	10													
Pb	26	42													
Zn	30	40													
Sn	2	2													
W	85,3	6,4													
Rb	171	82													
Cs	10,4	4,8													
Ba	1154	640													
Sr	217	201													
Tl	1,11	0,15													
Ga	12	15													
Ta	0,11	0,53													
Nb	2,7	9,3													
Hf	2,1	2,5													
Zr	50	84													
Y	17,9	6,3													
Th	3,9	7,09													
U	0,98	1,2													
La	11,6	19,7													
Ce	19,2	40,6													
Pr	2,36	4,24													
Nd	8,97	15,4													
Sm	1,88	2,93													
Eu	0,657	0,806													
Gd	1,86	2,1													
Tb	0,35	0,29													
Dy	2,44	1,39													
Ho	0,62	0,24													
Er	2,32	0,65													
Tm	0,433	0,098													
Yb	3,31	0,65													
Lu	0,583	0,109													
Li															
Be	11	3													
Ge	2,1	1,7													
A/CNK	1,15	1,14													
K_2O/Na_2O	1,44	0,89	1,38	2,00	0,59	0,21	0,95	1,01	0,90	0,89	1,09	1,11	0,78	1,29	0,78
Rb/Sr	0,79	0,41													
TZr.sat.C	703,2	739,9													
Eu/Eu*	1,07	0,99													
LaN/YbN	2,39	20,63													

Tabla 9.2.1: (Continuación)

9.3 CARACTERIZACIÓN QUÍMICA GENERAL DE LOS GRANITOIDES ORDOVÍCICOS

A continuación se presenta una síntesis del geoquímica de los granitoides ordovícicos de la Sierra de San Luis basada mayormente en López de Luchi *et al.* (2007) y que fue utilizada como base de referencia para los nuevos estudios que se presentan más abajo.

El magmatismo ordovícico define una serie subalcalina siendo las tonalitas-granodioritas de la OTS levemente peraluminosas y cálcicas, los OGGS son monzogranitos-granodioritas peraluminosos cálcicos a calco-alcalinos, o monzogranitos peraluminosos calco-alcalinos las facies más representativas del batolito de La Escalerilla (López de Luchi *et al.* 2007).

Las temperaturas de saturación para circón varían desde 828 a 730°C en los OTS, en los que este mineral es de cristalización tardía. Los OGGS, por otra parte, muestran una considerable variación en las temperaturas de saturación de circón. Las granodioritas y leuco-tonalitas que corresponden a los tipos cálcicos a calco-alcalinos tienen temperaturas más altas, 808-747°C mientras que la facies rica en muscovita y turmalina tiene valores más bajos, cercanos a 700°C. Los cálculos para el batolito La Escalerilla indican temperaturas de saturación de circón entre 750 y 800°C.

La serie OTS (56-68% SiO_2) tiene mayores contenidos en CaO y Fe_2O_3t, y está empobrecida en LILE, Zr, Sr, REE total y LREE con respecto al resto de los granitoides. Tienen relativamente alto Sc (c.a. 29ppm), Y (23ppm) y Yb (3,2-2,4ppm), baja abundancia de Sr (182ppm) y Ba (339ppm), bajo Rb/Sr (0,15-0,8), Sr/Y (15-5), Zr/Y (7,3-2) y moderado a bajo K/Rb (250-150). Los diagramas spider normalizados a MORB muestran depresiones de Nb, Ti, y La/Nb (1,94) y alta Th/U lo que sugiere magmatismo relacionado a subducción. El patrón de REE normalizado a condritos es relativamente plano con $(La/Yb)_N$ ~5.4, $(La/Sm)_N$ ~4, $(Tb/Yb)_N$ ~1.5, bajo Sr/Y y $(Gd/Yb)_N$, y Eu/Eu* ligeramente negativa (0,70-0,80), lo que sugiere una fuente relativamente poco profunda, sin granate pero con algo de plagioclasa en el

residuo, mientras que Sc relativamente algo, el contenido máfico, relativamente baja SiO_2 y bajo Rb/Sr indicarían una fuente metabásica.

La serie OGGS (66-76% SiO_2) se divide en grupos, de alta y baja temperatura, de acuerdo con la termometría basada en el Zr. Los de alta temperatura muestran relativamente alto CaO,TiO_2, Fe_2O_{3tot} y Na_2O pero menos K_2O y Al_2O_3 que los de baja temperatura. La mayoría de las rocas OGGS están caracterizadas por contenidos relativamente bajos de Ba y Sr, con los menores valores en los de baja temperatura, mientras que Rb muestra el comportamiento opuesto. Las rocas OGGS de alta T muestran promedios bajos de Rb/Sr (0,65), Sr/Y (9) y $(La/Yb)_N$ (10). Por otra parte, los plutones OGGS de baja T (El Peñón o Los Alanices) tienen Rb/Sr> 1,5, promedio $(La/Yb)_N$, de 4,3, Sr/Y de 4,3 y Eu/Eu* negativa más pronunciada. El promedio total de REE es más bajo en los OGGS que en los OTS. Los diagramas spider normalizados a MORB son similares a los de los OTS, pero más bajos en Ti. Los patrones de REE normalizados a condritos para las rocas ácidas OGGS son más bien planos, con $(La/Sm)_N$ 3-5 y $(Gd/Yb)_N$ 1,5-0,6 y muestran un patrón cóncavo hacia arriba para los OGGS de alta T, y un patrón en forma de ala para los OGGS de baja T.

El batolito La Escalerilla (65-75% SiO_2) tiene relativamente alto CaO, TiO_2, Fe_2O_{3tot} y Na_2O y bajo Al_2O_3 para las granodioritas y los granitos porfiroides, mayormente comparable con los OGGS de alta T. Sr/Y < 10 y $(La/Yb)_N$ (19 para un granito) sugieren un emplazamiento más bien superficial. Rb/Sr varía desde 1,19 a 2,63, o sea son valores comparables, en gran medida, con los OGGS de baja T.

Bajo ε_{Nd} y relativamente alta $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ es consistente con una fuente isotópicamente evolucionada tal como una porción de corteza media o baja para los granitoides ordovícicos de la Sierra de San Luis (López de Luchi *et al.* 2007). Dos tonalitas OTS (plutones Bemberg y Las Verbenas) tienen relaciones $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ = 0,70850-0,71114 y $\varepsilon_{Nd\ (470\ Ma)}$= -5,3 a-6,0. La relación $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ varía desde 0,70733 a 0,71833 y $\varepsilon_{Nd\ (470\ Ma)}$ desde -6,0 a -6,4 para los OGGS

y es 0,7106 para un granito porfírico del batolito de La Escalerilla. La edad modelo (T_{DM}) de 1.75-1.54 Ga para las series ordovícicas que es típica de los granitos ordovícicos famatinianos concuerda con el desarrollo del margen activo ordovícico en corteza continental (ver Steenken *et al.* 2004, López de Luchi *et al.* 2007 y referencias allí incluidas).

Para los granitoides ordovícicos se han considerado diferentes fuentes corticales (López de Luchi *et al.* 2007): los granitoides OTS podrían resultar de la fusión de rocas metamórficas máficas a intermedias, con alto K y calco-alcalinas, debido a que fundidos mantélicos no podrían explicar los valores relativamente altos de K_2O y CaO, bajo Cr, Ni, Ba, Sr, Sr/Y, La/Yb_N, Eu/Eu* negativa, $\varepsilon_{Nd(470\ Ma)}$ no radigénico y alto $^{87}Sr/^{86}Sr$. Los límites de presión para la fusión fueron calculados entre 4 kbares, según termometría de la tonalita Bemberg (López de Luchi *et al*. 2007) y un máximo de 7 kbares, de acuerdo a las condiciones de P y T del metamorfismo en facies granulita del Complejo Metamórfico Pringles (Hauzenberger *et al.* 2001). López de Luchi *et al*. (2007) propusieron para el batolito de La Escalerilla, fusión por deshidratación de una fuente metasedimentaria con granate en el residuo, basado en las bajas relaciones Rb/Sr y relativamente altas Sr/Y y $(La/Yb)_N$ y $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ de 0,7106. La fusión de metagrauvacas y gneises con biotita a presión por debajo de 10 kbares y temperaturas alrededor de 900°C con un aporte de agua variable, se ha considerado como la fuente de los fundidos que originaron los granitos de la OGGS de alta T, mientras que la fusión por deshidratación de muscovita a presiones < 8 kbares en la cual la plagioclasa permanece en el residuo sin granate, se ha propuesto para los granitos de la OGGS de baja T (López de Luchi *et al.* 2007).

9.4 MAGMATISMO ORDOVÍCICO DEL COMPLEJO METAMÓRFICO CONLARA

Las rocas magmáticas ordovícicas del Complejo Metamórfico Conlara pertenecen mayormente a la serie granitos-granodioritas ordovícicas, OGGS definida por López de Luchi

et al. (2007). Un grupo de plutones dioríticos/gabroicos y granodioritas anfibólico-biotíticasmuestran afinidades con la serie de tonalitas ordovícicas (OTS) (López de Luchi *et al.* 2007, cita de gabro de Las Cañas).

En esta nueva caracterización de las unidades graníticas ordovícicas del CMC se presentan (Tabla 9.2.1) nuevos datos de análisis de roca total para el granito Los Alanices, El Peñón, La Tapera, el Granito Viejo, el Granito Las Lagunas y se incluyen los datos publicados por López de Luchi *et al.* (2007) y de varios granitoides de la zona de San Martín (Don Andino, La Reforma, Cerro Blanco, Las Asperezas) (Martínez 2012, Higa 2012), y datos de granitoides de Río de La Carpa tomados de Llambias *et al.* (1996) y de granitoides y pegmatitas de la Sierra de Comechingones (De Martis *et al*. 2012) y de la Sierra de La Aguada (Cristofolini*et al.* 2017) ya que las relaciones de campo, litologías, edades y controles del emplazamiento son similares (Tabla 9.2.1).

9.4.1 Serie ordovícica tonalítica (OTS)

Si bien no se estudiaron las rocas básicas i.e Gabro Las Cañas (Ortiz Suárez *et al.* 2012) y Rodeo Viejo (Ortiz Suárez 1996) los datos existentes indican gabros, gabrodioritas y dioritas afines a un ambiente de arco de islas.

Las tonalitas y granodioritas anfibólico-biotíticas (60-63% SiO_2) (Figura 9.4.1.1) como las del plutón El Salado (Ortiz Suárez 1996), o las de la Sierra de la Aguada (Cristofolini*et al.* 2017) constituyen cuerpos menores intruidos en los esquistos y espacialmente relacionadas a gabros y dioritas. Estas rocas son metaluminosas (Figura 9.4.1.1b) y calcoalcalinas (Figura 9.4.1.1c). Son relativamente más ricas en CaO, Fe_2O_3t, Sr, REE totales y LREE y más pobres en LILE y Zr que el resto de los granitoides (Tabla 9.2.1). Además tienen (Tabla 9.2.1) relativamente bajo K_2O/Na_2O (0,3-0,6), Sc (c.a. 6-14ppm), Y (10-25ppm) y Yb (3,2-2,4ppm), Rb/Sr (0,15-0,5), y alto Sr (300-700ppm), Ba (339ppm), Sr/Y (30-60) y relativamente alto $(La/Yb)_N$ (Figura 9.4.1.2a-d). El patrón de REE normalizado a condrito muestra promedio $(La/Yb)_N$

~40, $(La/Sm)_N$ ~4, $(Tb/Yb)_N$ ~1,6-2,8), Eu/Eu* moderadamente negativa (0,70-0,80). Los valores relativamente elevados de $(La/Yb)_N$ y de Sr/Y sugerirían una fuente relativamente profunda con granate residual mientras que alto contenido de minerales máficos, la SiO_2 y Rb/Sr relativamente bajos pueden indicar una fuente metabásica.

Los datos son más bien escasos para analizar tendencias evolutivas. Sin embargo, indican la presencia de una fase Fe-Ti, anfíboles y plagioclasa, como las fases que se fraccionan mayormente. El fraccionamiento de plagioclasa está indicado por la disminución de Al_2O_3 y CaO y por el incremento en la anomalía negativa de Eu con el incremento en SiO_2. No se ha encontrado correlación con Sr. Por otra parte, el fraccionamiento de anfíbol puede explicar el descenso de Y y la anomalía leve de Eu.

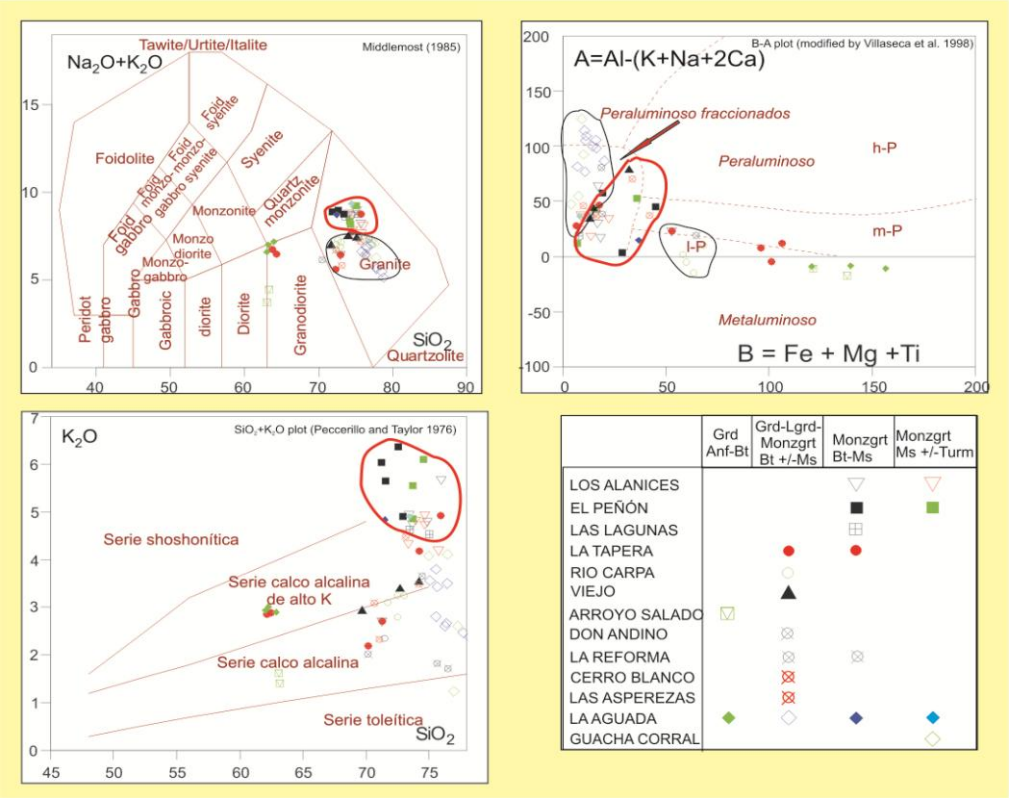


Figura 9.4.1.1: Diagramas de clasificación química basados en elementos mayoritarios a) alacalis totales versus SiO_2 Middlemost (1985). b) aluminosidad basado en los parámetros A y B de Debon y Le Fort (1983) modificado por Villaseca *et al*. 1998.c) K_2O versus SiO_2 de series magmáticas de Peccerillo y Taylor (1976).Véanse comentarios en el texto.

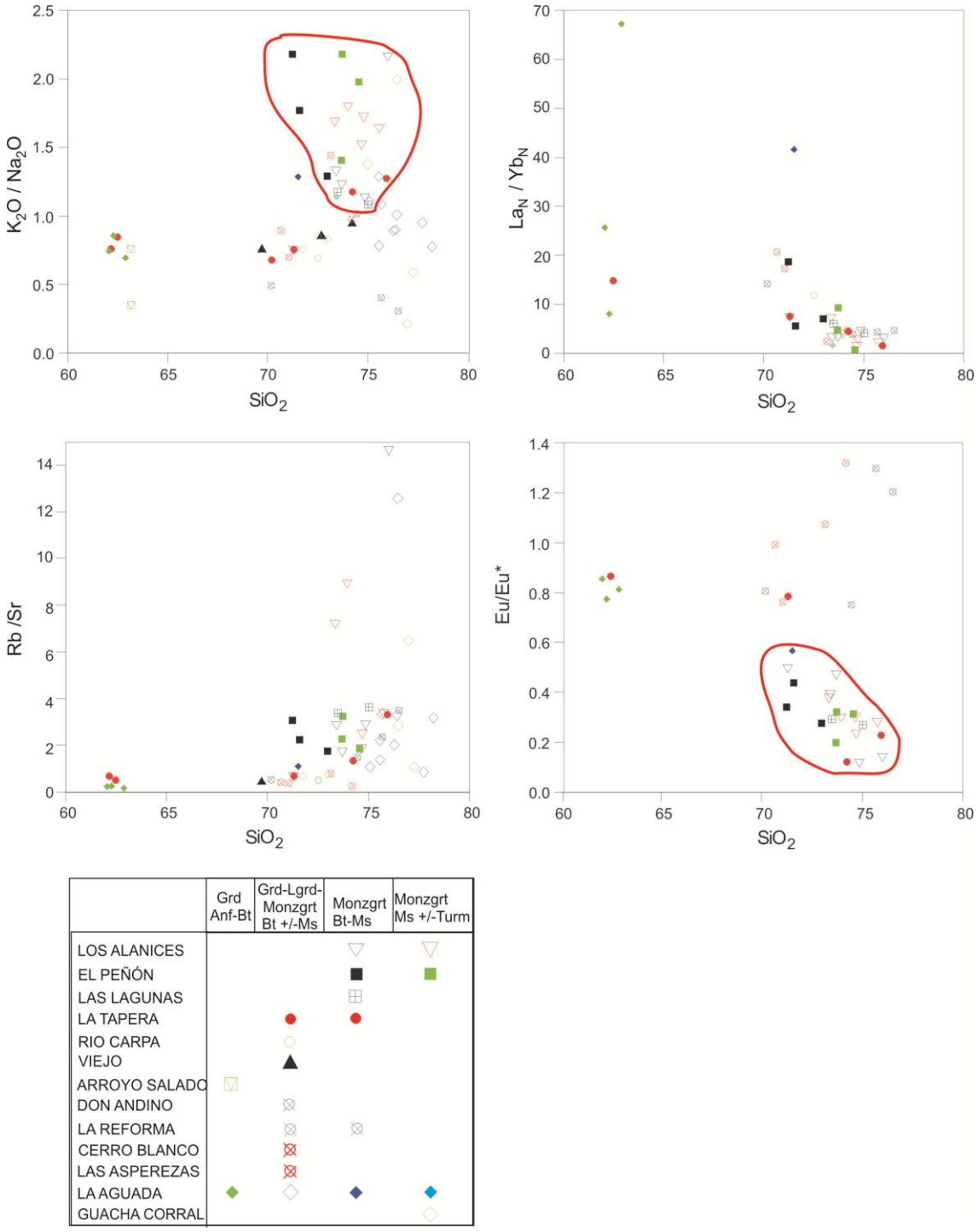


Figura 9.4.1.2: Diagramas de variación vs SiO_2 de algunas relaciones de elementos mayoritarios y trazas. Los parámetros seleccionados permiten discriminar los granitos de alta y baja temperatura los cuales se distribuyen en intervalos de SiO_2 con bastante superposición. El número de datos graficados difiere en cada gráfico ya que no se contó con datos de trazas y tierras raras para todas las muestras que poseen datos de elementos mayoritarios. Véanse comentarios en el texto.

9.4.2 Serie ordovícica granito-granodiorita (OGGS)

- Serie ordovícica granito-granodiorita de alta temperatura

La granodiorita leucogranodiorita con biotita±muscovita, y el monzogranito biotitico-muscovítico de La Tapera, los granitos Río de La Carpa, Viejo, Don Andino, Las Asperezas, Cerro Blanco y La Reforma del CMC y La Ciénaga junto con algunas facies de la Sierra de la Aguada pertenecen a este grupo. Estos granitoides son más bien paralelos a la fábrica penetrativa NNE a NE (S2=S3) que caracteriza a la mayor parte del CMC. Algunas unidades constituyen cuerpos de tamaños hectométricos a kilométricos con numerosos afloramientos satélites, que están siempre dispuestos en fajas NNE-NE. Los contactos con los esquistos hospedantes son netos y se reconocen xenolitos metamórficos menores a 1 m. Venas y diques pegmatíticos cortan los contactos. Esto granitoides exhiben microestructuras magmáticas, submagmáticas y de alta temperatura en estado sólido, las cuales indican deformación y magmatismo sincrónicos. Las evidencias de flujo magmático están dadas por el alineamiento de xenolitos angulares de roca de caja, que se disponen, generalmente, paralelos a la foliación principal de la roca hospedante. La orientación preferencial de microfracturas submagmáticas indica que la deformación fue activa cuando solo un reducido porcentaje de fundido permanecía en el sistema. Las microestructuras en estado sólido están siempre acompañando los caracteres submagmáticos e incluyen deformación homogénea de alta T (mosaico de grano fino de cuarzo y plagioclasa, compuesto de granos equidimensionales libres de deformación) y caracteres deformacionales heterogéneos de temperatura media (microcizallas muy delgadas, discontinuas con reducción notable del tamaño de grano). En consecuencia la deformación ha sido activa no solo durante toda la historia de cristalización sino también durante las etapas de enfriamiento (López de Luchi *et al.* 2007).

En la zona en estudio la unidad más desarrollada es el plutón La Tapera el cual es paralelo a la foliación de plano axial (D3) de los esquistos bandeados biotíticos. La forma de los

afloramientos más grandes muestra charnelas de pliegues NE que resultan paralelas a las charnelas mesoscópicas F3 en los esquistos biotíticos. Las pegmatitas que rodean a este cuerpo y que constituyen una parte de los cuerpos del Sector San Pablo-Las Lagunas tienen un patrón de distribución similar. El plutón La Tapera está constituido por una serie de stocks de monzogranito-granodiorita biotítico-muscovítico de grano medio, foliado, y una tonalita biotítica que constituye la zona externa con alrededor de 100 metros de ancho. El principal mineral accesorio es apatita. La plagioclasa (An_{32}) constituye el principal mineral, el microclino es ameboidal, el cuarzo es intersticial y desarrolla mosaicos de recristalización. La biotita se presenta en agregados, asociada con muscovita, allanita-epidoto, escasos minerales opacos y granate ocasional. La muscovita primaria es más conspicua en el monzogranito (López de Luchi 1986). Una errocrona Rb/Sr en roca total dio una edad ordovícica de 460,2±39,4 (MSWD: 4,.04, relación inicial: 0,70751, datos no publicados).

En conjunto este grupo corresponde (Figura 9.4.1.1) a granitos débil a moderadamente peraluminosos mientras que la unidades equivalentes en la Sierra de la Aguada son peraluminosos altamente fraccionados (Figura 9.4.1.1b) y pertenecen a la serie calcoalcalina a calcocalcalina de alto potasio.

Las granodioritas y leucogranodioritas (62-72 % SiO_2) muestran relativamente altos CaO, TiO_2, Fe_2O_{3tot} y Na_2O pero más bajos K_2O y Al_2O_3 que los OGGS de baja T. La temperatura de circón se encuentra entre 750 y 800°C (Figura 9.4.2.1). La mayoría de las rocas OGGS (Figura 9.4.1.2) están caracterizadas por relativamente bajos K_2O/Na_2O (0,3-1,4), Ba y Sr, Rb/Sr (0,2-0,9), Sr/Y (10-20) y $(La/Yb)_N$ (7-17). Las REE totales (90-170) son más bajas en los OGGS que en las granodioritas anfibólicas-biotíticas.

Los monzogranitos biotíticos-muscovíticos (72-74% SiO_2) muestran más bajos CaO, TiO_2, Fe_2O_{3tot} y Na_2O pero más altos K_2O y Al_2O_3 que las granodioritas y leucogranodioritas. Las temperaturas de circón están comprendidas entre 750-800˚C. Las rocas (Figura 9.4.1.2) se

caracterizan por relativamente más altos de K_2O/Na_2O (0,7-1,4), Rb/Sr (0,5-0,8), y más bajos de Ba y Sr, Sr/Y (10) y $(La/Yb)_N$ (4-12). Las REE totales (60-80) (Tabla 9.2.1) son más bajas que en las granodioritas biotíticas. En los diagramas petrotectónicos estas rocas, tanto como las granodioritas anfibólicas-biotíticas, se ubican en el campo de arco magmático (Figura 9.4.2.2).

Las evidencias petrográficas sugieren cristalización fraccionada de biotita, plagioclasa y feldespato potásico con circón y probablemente monacita y apatita como los principales minerales accesorios (López de Luchi 1986). La pendiente negativa de $(La/Yb)_N$ vs SiO_2, que está acompañado por un decrecimiento de las REE totales sugiere la presencia de minerales accesorios como fases que se fraccionan. Dado que el Y tiene una pendiente suavemente positiva en relación a SiO_2 y $(Gd/Yb)_N$ es casi constante, el fraccionamiento de minerales accesorios enriquecidos en en tierras raras livianas parece controlar el patrón de REE (Figura 9.4.2.3).

Los relativamente bajos contenidos de REE de los granitoides de alta temperatura puede sugerir ya sea una rápida extracción de fundido en desequilibrio con sus fuentes, o alternativamente, fuentes deprimidas en REE. La baja relación La/Yb_N asociada con un patrón plano a suavemente cóncavo hacia arriba para $(Gd/Yb)_N$ además de la suave anomalía de Eu pero el bajo contenido de Sr podrían sugerir escasez de plagioclasa interviniente en la reacción de fusión, ausencia de granate como residuo de la fusión y probablemente algo de residuo de piroxeno en la fuente (Figura 9.4.2.3).

- Serie ordovícica granitos-granodioritas de baja temperatura

Esta unidad consiste en granitos con muscovita y en ocasiones escasa biotita (GMs) y leucogranitos con muscovita y turmalina (GTMs), en ambas litologías se reconoce granate. La deformación magmática y en estado sólido de alta temperatura de los GMs evidencia un

emplazamiento sincinemático (López de Luchi *et al.* 2007 y referencias allí citadas).

Los GTMs tienen contactos netos con los esquistos muscovítico-biotíticos de grano fino del Complejo Metamórfico Conlara que los hospedan (López de Luchi *et al.* 2007). Los leucogranitos que afloran en el sector sur del plutón Los Alanices son de grano fino a medio, con más de 4% de turmalina junto a muscovita, escasa biotita y en algunos casos granate rojizo a rosado. La turmalina es euhedral a subhedral con núcleos de color verde oliva oscuro y bordes castaños o verde oliva, puede ser incluida o estar asociada a biotita. Como fases accesorias aparece apatita, mientras que el circón es raro. La foliación de orientación NNE que resulta de la deformación al estado sólido y alta temperatura de los GMs está poco desarrollada en los GTMs. Estos granitos son peraluminosos (A/CNK=1,10 a 1,15), altamente fraccionados, calcoalcalinos de alto potasio (Figura 9.4.1.1), con bajo contenido de fósforo (<0,2 %) (Tabla 9.2.1). SiO_2 se encuentra entre 73,35-75,74%, mientras que Na_2O+K_2O varía entre 8,1 y 8,8%, Na_2O/K_2O varía desde 1,1 a 1,3 y FeOt/(FeOt+MgO) entre 0,78-0,87. Los granitoides GMs como El Peñón o Los Alanices tienen alto K_2O, SiO_2, Rb, Al_2O_3/TiO_2, Rb/Sr>1,5, bajo CaO/Na_2O, Ba, $(La/Yb)_N$, Sr/Y, Eu/Eu* muy pronunciada. El contenido total de REE es bajo (<35ppm) (Figuras 9.4.1.2 y 9.4.2.3, Tabla 9.2.1). Los patrones de REE normalizados a condrito (Figura 9.4.2.3) son más bien planos con relación $(La/Yb)_N$ entre 2,5-4,4, $(La/Sm)_N$ 2,2-2,9 y $(Tb/Yb)_N$ de 1-1,5 con patrón en forma de ala. La anomalía negativa de Eu es variable entre 0,2- 0,4. El aplanamiento general de los patrones de REE asociado al incremento de la anomalía de Eu, probablemente refleja la progresiva remoción del magma de fases accesorias ricas en LREE (minerales de la serie de la monacita). En los patrones de tierras raras de los GTMs más evolucionados, es decir algunos leucogranitos con turmalina y granate, caracterizados por los contenidos más bajos de LREE y las relaciones de LREE/ HREE más bajas, los parámetros T1 y T3 varían entre 1,1-1,3 lo cual indicaría efecto tetrad pero el patrón en líneas generales es del tipo ala de pájaro lo que sugiere un extremo

fraccionamiento o bien una interacción fluido-fundido en la etapa tardía de la cristalización fraccional (Irber 1999). Los diagramas de discriminación tectónica basados en los elementos traza (Pearce *et al.* 1984) indicarían magmatismo sincolisional (Figura 9.4.2.2).

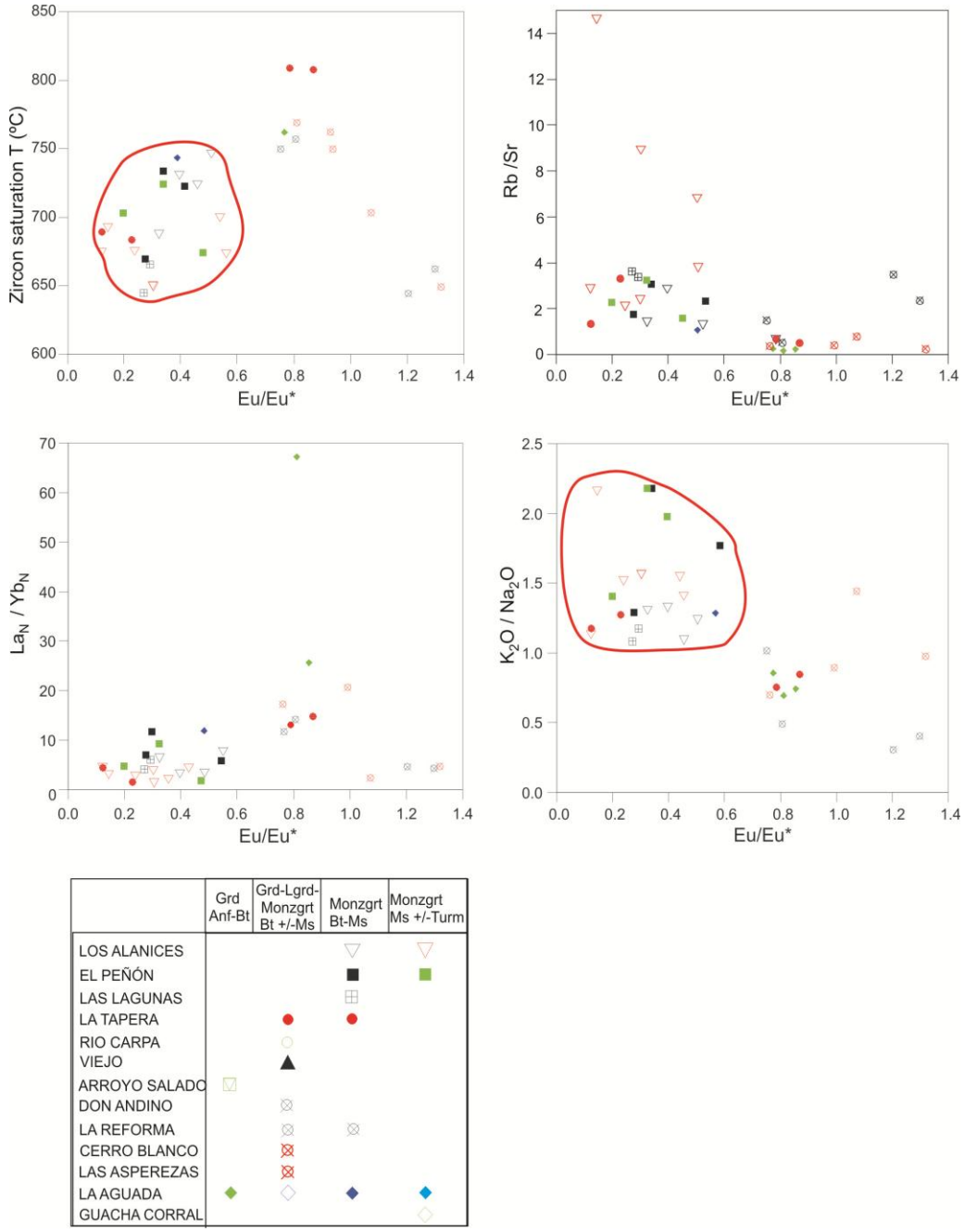


Figura 9.4.2.1: Diagramas de variación vs Eu/Eu* de algunas relaciones de elementos mayoritarios y trazas. Y de temperatura de saturación en Zr. Los parámetros seleccionados permiten discriminar los granitos de alta y baja temperatura los cuales se distribuyen en intervalos de SiO_2 con bastante superposición. Véanse comentarios en el texto.

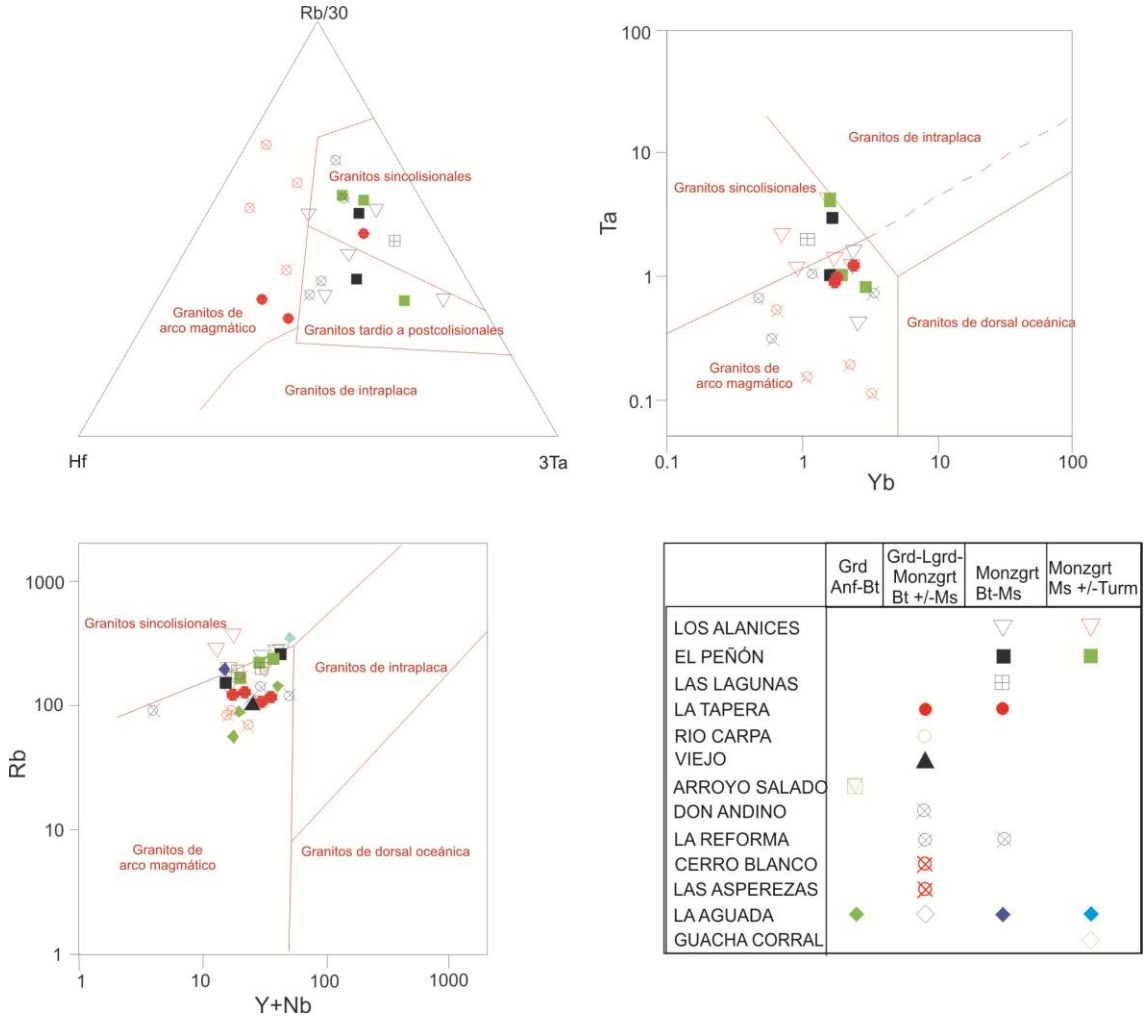


Figura 9.4.2.2: Diagramas de discriminación tectónica a) Hf-Rb-3Ta (Harris *et al.*1985), b y c) Pearce *et al.*(1984)

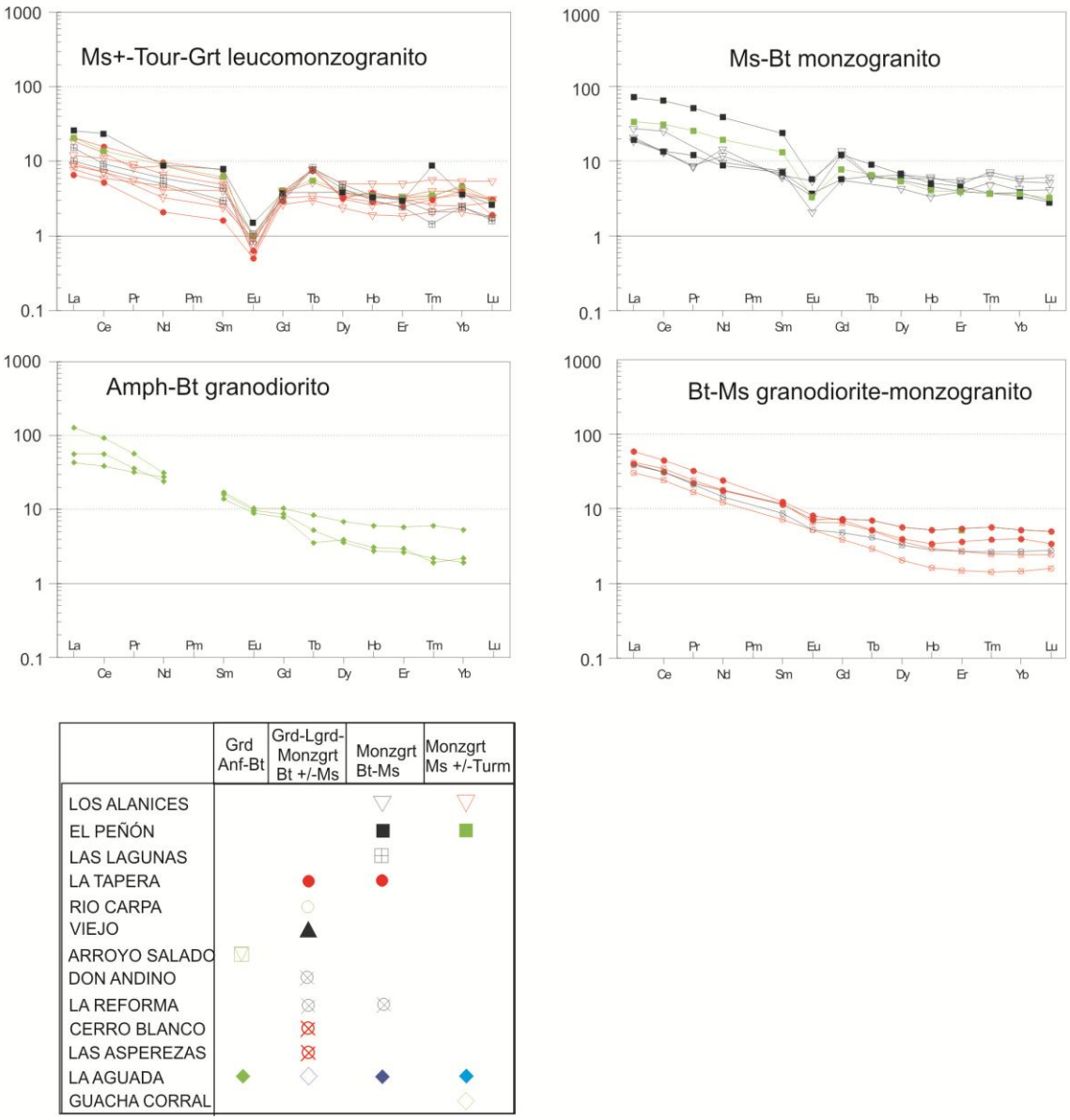


Figura 9.4.2.3: Diagramas de tierras raras normalizados a condritos (Mc Donough y Sun, 1995) para muestras seleccionadas de los granitoides del Complejo Metamórfico Conlara. Nótese las pendientes más pronunciadas para la serie tonalítica y para los granitoides de alta temperatura de la serie granito-granodiorita los cuales exhiben además anomalías leves de europio. Véanse comentarios en el texto.

CAPÍTULO 10: DISCUSIONES

10.1 CARACTERIZACIÓN DE LAS PEGMATITAS EN BASE AL ANÁLISIS GEOQUÍMICO DE FELDESPATO, MUSCOVITA Y TURMALINA

Los resultados arrojados producto del análisis de la composición química de feldespato, muscovita y turmalina de las pegmatitas estudiadas de la región permite realizar una comparación y clasificarlas en cuánto a su grado de fraccionamiento y posible mineralización.

10.1.1 Interpretación del análisis geoquímico de feldespato

Se analizaron individualmente los resultados de la composición química de los feldespatos de dos sectores pegmatíticos (SP-LL y T-R) en los cuales el grado de fraccionamiento obtenido es relativamente similar.

Para el sector SP-LL las variaciones composicionales pueden ser agrupadas en dos conjuntos. Un conjunto posee características químicas correspondientes a feldespatos de pegmatitas más fraccionadas y está integrado por las pegmatitas La Cocha 1, La Cocha 2 y La Cocha 4. El otro conjunto tiene características composicionales equivalentes a pegmatitas con menor grado de fraccionamiento y está constituido por las pegmatitas Miguelita 1, Don Raúl (núcleo) e Hinojito 1. Por otra parte, los resultados arrojados para los feldespatos de las pegmatitas del sector T-R se encuentran también agrupados en dos conjuntos. Un conjunto está compuesto por la pegmatita La Ribereña, que presenta valores que la ubica junto a pegmatitas con mayor grado de fraccionamiento, a pesar de que el valor de P_2O_5 es contradictorio con los demás resultados obtenidos (sería esperable un valor mayor a 0,1 %). El otro conjunto del sector T-R está formado por las pegmatitas San Olegario y 31 de Enero, y

muestran una tendencia hacia pegmatitas con menor grado de fraccionamiento.

Dentro del Distrito Conlara, la composición de los feldespatos de las pegmatitas de los dos sectores estudiados es comparable a la de algunos feldespatos de la pegmatita Las Cuevas, de clase Elementos Raros, subclase REL-Li, tipo complejo, subtipo espodumeno (Galliski *et al.* 1997, Martínez y Galliski 2011) y algunos feldespatos de la pegmatita La Meta de subtipo espodumeno (Galliski *et al.* 1997).

Al extender esta comparación al Distrito Totoral (Oyarzábal *et al.* 2009), las pegmatitas asociadas al Cerro de La Torre, Los Chilenitos, Santa Ana, La Empleada, y las pertenecientes al grupo Loma Alta, Ranquel y Cacique Canchuleta de la zona de Paso del Rey (Clase Elementos Raros, subclase REL-Li, tipo berilo, subtipo berilo-columbita-fosfato) (Fig. 7.2.1.1b y c), poseen rangos de valores similares de K, Rb, Sr y Ba a las pegmatitas 31 de Enero y San Olegario (T-L), y a los de las pegmatitas Don Raúl (núcleo), Miguelita 1 e Hinojito 1 (SP-LL), mientras que los feldespatos de La Ribereña (T-R) y La Cocha 1, La Cocha 2 y La Cocha 4 (SP-LL), poseen valores que se aproximan a los de las pegmatitas La Teresaida, San Luis I y San Luis II (Clase Elementos Raros, subclase REL-Li, tipo complejo, subtipo espodumeno y tipo albita-espodumeno).

En líneas generales, los feldespatos de las pegmatitas que exhiben una mayor tendencia de fraccionamiento son los pertenecientes a las pegmatitas La Cocha 1, La Cocha 2, La Cocha 4 (SP-LL) y La Ribereña (T-R), que son similares a los agrupamientos realizados por Galliski *et al.* (1997), Oyarzábal *et al.* (2009) y Martínez y Galliski (2011), para pegmatitas de tipo complejo, subtipo espodumeno y tipo albita-espodumeno. Mientras que las muestras Miguelita 1, Don Raúl, Hinojito 1(SP-LL) y San Olegario, 31 de Enero (T-R) son equiparables a los feldespatos pertenecientes a pegmatitas de tipo berilo, subtipo berilo-columbita-fosfato de las pegmatitas estudiadas por Oyarzábal *et al.* (2009) y Galliski *et al.* (1997).

También se compararon los resultados con los obtenidos por Demartis *et al.* (2012) para el DPC y los resultados indican que las pegmatitas de este estudio tendrían un mayor grado de fraccionamiento en relación a las pertenecientes al DPC.

A nivel mundial, el grado de fraccionamiento es equiparable con las pegmatitas pertenecientes del grupo Greer Lake de clase elementos raros subtipo berilo-columbita, ubicadas en el estado de Manitoba, Canadá.

Algunos datos resultan ambiguos en el sentido de que según unos gráficos hay similitudes composicionales entre la pegmatita 31 de Enero con las pegmatitas Santa Ana, La Empleada y Chilenitos (Oyarzábal *et al.* 2009) de tipo berilo, subtipo berilo-columbita-fosfato, mientras que en otros gráficos es también equivalente a feldespatos de zona intermedia externa de Las Cuevas (Martínez y Galliski 2011) clasificada como de tipo espodumeno. Por otra parte, La Ribereña presenta las características correspondientes a feldespatos de pegmatitas más fraccionadas y coincide con un resultado de La Meta (Galliski *et al.* 1997) clasificada como de tipo complejo, subtipo espodumeno. Al respecto, debería considerarse, en primer lugar la necesidad de realizar mayor cantidad de análisis de feldespato de cada pegmatita, y en segundo lugar, el límite de 0,1% de P_2O_5 en feldespatos, para dividir pegmatitas estériles de mineralizadas propuesto por London (1992) podría estar condicionado, en algunas pegmatitas, por la presencia de fosfatos.

Cuando se consideran los resultados del estudio estructural de los feldespatos, con el grado de fraccionamiento, las pegmatitas con mayor grado de fraccionamiento las LC2 y LC4 (además de LC1) hospedan los feldespatos con menor grado de triclinicidad. Es posible, entonces, que los cuerpos de menor volumen y por lo tanto mayor velocidad de enfriamiento (y mayor grado de nucleación) sean los más fraccionados, si bien como se expresara anteriormente, para sustentar esta hipótesis se deberían realizar mayor cantidad de análisis químicos de feldespatos.

10.1.2 Interpretación del análisis geoquímico de muscovita

Integrando los resultados obtenidos a partir del análisis de la composición química y relaciones entre algunos elementos de las muscovitas, se puede concluir que las pegmatitas Orca, La Ribereña, Señor de Renca, Ojo de Agua (sector T-R) y la pegmatita La Toma-Los Membrillos, poseen las muscovitas con mayor contenido de Rb lo que indicaría un mayor fraccionamiento geoquímico. Esta tendencia se debería corroborar con la realización de más análisis químicos de elementos traza de más muestras de zona intermedia por pegmatita y de más pegmatitas. Aún así con los datos disponibles, se encuentra que estos valores son similares a los de las pegmatitas de subtipo espodumeno María de Huerto y algunos datos de Las Cuevas del Distrito Conlara (Roquet *et al.* 2008; Martínez y Galliski 2011) y a los de micas de las pegmatitas del tipo berilo, subtipo berilo-fosfatos Los Chilenitos, Ranquel, Cacique Canchuleta y la de tipo complejo, subtipo espodumeno San Luis II del Distrito Totoral. Las pegmatitas con menor contenido de Rb de este sector tienen valores similares a los encontrados en la pegmatita de Don Felipe, de Conlara, (Galliski *et al.* 1997) estéril y en la pegmatita La Vistosa (Colaianni y Oyarzábal 2008; Colaianni 2009; Colaianni *et al.* 2009 a y b; Oyarzábal *et al*. 2009) del Distrito Pegmatítico Totoral, clasificada como estéril con transición a tipo berilo, subtipo berilo-columbita. Se planea realizar nuevos análisis de muscovitas de zona intermedia para las pegmatitas de este sector, debido a que los datos analizados pertenecen a muscovita de zona externa.

Al analizar los resultados de muscovitas para las pegmatitas del sector SP-LL se observa que Tapia 1 y Don Raúl tienen valores de Rb y Cs altos con respecto a las demás muestras, por lo que sería esperable que los valores de Ba fueran los más bajos, pero no sucede de esta manera. Por otro lado, los valores de Cs de muscovita son medianamente altos para las pegmatitas La Cocha 1, La Cocha 4 e Hinojito 2, y sería esperable encontrar valores altos de Rb, pero tampoco es el caso. Miguelita 1 y Miguelita 2 presentan bajos contenidos en Cs y Rb y serían

las menos fraccionadas de esta serie. En el caso de La Cocha 1 y la Cocha 4, son también las muscovitas con mayor contenido de Ta de todas las muestras, y es un resultado más a favor del mayor grado de fraccionamiento de estas muscovitas. Por lo expuesto, se considera que los análisis de Rb y Ba podrían estar afectados por algún error metodológico del laboratorio, por lo que se considera, a futuro, repetir el análisis de esos elementos y realizar análisis de más muestras.

Las pegmatitas menos fraccionadas son comparables con micas de las pegmatitas Las Cuevas (Martínez y Galliski 2011) y La Vistosa (Oyarzábal *et al*. 2009). Al igual que sucede para el sector T-R, las pegmatitas más fraccionadas de este sector tienen valores similares a las pegmatitas de subtipo espodumeno María de Huerto y algunas muscovitas de Las Cuevas del Distrito Conlara (Roquet *et al.* 2008; Martínez y Galliski 2011) y con micas de las pegmatitas del tipo berilo, subtipo berilo-fosfatos Los Chilenitos, Ranquel, Cacique Canchuleta y la de tipo complejo, subtipo espodumeno San Luis II del Distrito Totoral.

10.1.3 Significado petrogenético de feldespato y muscovita

Como se indicó anteriormente, la composición química de feldespatos y muscovitas de pegmatitas graníticas es una herramienta clave para estudiar el potencial mineralógico de los cuerpos pegmatíticos. Las relaciones entre elementos compatibles e incompatibles permitieron definir diferentes grados de fraccionamiento geoquímico para las pegmatitas.

Los altos contenidos de elementos incompatibles como Cs y Rb, en muscovita y feldespato, se generan porque la estructura de los minerales puede alojarlos mediante sustitución por diadocia de tipo ión-ión por camuflaje. Consecuentemente, estos elementos se acumulan al finalizar el proceso de cristalización por lo que altos contenidos, indican un alto fraccionamiento geoquímico de la pegmatita que los aloja, en comparación con las pegmatitas que tienen bajo contenido en estos elementos. A la inversa sucede con Ba y Sr que son

elementos compatibles, por lo que a medida que aumenta el fraccionamiento disminuye su contenido.

Al integrar la información obtenida a partir de la interpretación de los datos químicos de feldespato y muscovita de las pegmatitas de los sectores T-R y SP-LL, se obtuvo como resultado para el sector T-R, que las pegmatitas La Ribereña, Orca, Señor de Renca y Ojo de Agua serían las pegmatitas más fraccionadas y para el sector SP-LL se identificaron las pegmatitas La Cocha 1, La Cocha 2, La Cocha 4, Don Raúl y Tapia 1 también como las más fraccionadas. Además, la pegmatita La Toma-Los Membrillos queda agrupada dentro de las pegmatitas de tipo berilo, subtipo berilo-columbita-fosfato y tipo complejo, subtipo espodumeno y tipo albita-espodumeno.

Se observa una inconsistencia en los contenidos de Rb y Ba de las muestras de La Cocha 1 y La Cocha 4 que no ocurre en el resto de las muestras y podría deberse a algún error metodológico, o debido a la presencia de inclusiones que no se detectaron en el procedimiento de preparación de muestra. Aun así, debido al conjunto de los datos obtenidos se asume que estas pegmatitas estarían comprendidas entre las de mayor grado de fraccionamiento de este sector. No se ha encontrado aún, minerales de Li-Sn o Nb-Ta entre las pegmatitas estudiadas, pero estos resultados indican que son potenciales portadoras.

Las pegmatitas Yucín, Cordialidad, 31 de Enero, San Olegario, Lilianita (sector T-R) y Miguelita 1, Hinojito 1 e Hinojito 2 (sector SP-LL) quedan agrupadas entre las pegmatitas con menor grado de fraccionamiento geoquímico y las composiciones químicas de los feldespatos y muscovitas son similares a pegmatitas de tipo berilo, subtipo berilo-columbita-fosfato estudiadas por Galliski *et al*. (1997) y Oyarzábal *et al.* (2009). Miguelita 2 (sector SP-LL) es comparable con pegmatitas estériles. Aun cuando en el caso de muscovita, las muestras analizadas son de zona externa, y las estudiadas por Galliski *et al*. (1997) y Oyarzábal *et al.* (2009) corresponden a zona intermedia, la correspondencia es evidente y

supera las diferencias previsibles por la evolución de la cristalización. La complementación de la presente investigación con nuevos análisis permitirán corroborar esta coincidencia.

El mayor fraccionamiento del fundido pegmatítico indicado por la composición de muscovita de zona externa e intermedia de las pegmatitas se correspondería con aquellas unidades donde se observa una importante proporción de plagioclasa albítica en las secciones expuestas como por ejemplo en la pegmatita Don Raúl (sector SP-LL) y Señor de Renca (sector T-R).

10.1.4 Integración de los datos geoquímicos por sectores y propuesta de clasificación

Sector Tilisarao-Renca

Para este sector, de acuerdo a los datos químicos de feldespato y muscovita y de acuerdo a la comparación de los resultados con los obtenidos por otros autores para el mismo distrito Conlara y para el distrito Totoral, los feldespatos y muscovitas que presentan características químicas de un fraccionamiento químico considerable, son los pertenecientes a las pegmatitas La Ribereña, Orca, Señor de Renca y Ojo de Agua y se las agrupa dentro de la clase Elementos Raros, subclase REL-Li, tipo berilo a tipo complejo. Mientras que Yucín, Cordialidad, 31 de enero, San Olegario y Lilianita exhiben valores de fraccionamiento químico menores que las pegmatitas mencionadas anteriormente, y quedan agrupadas dentro de la clase Elementos Raros, subclase REL-Li, tipo berilo.

Sector San Pablo-Las Lagunas

Al integrar los datos químicos para este sector, encontramos que las pegmatitas La Cocha 1 (LC1), La Cocha 2 (LC2) y La Cocha 4 (LC4) exhiben valores considerables de Rb y Cs (salvo en muscovitas de LC1 y LC4, en donde los valores de Rb no son los esperados) que al compararlos con pegmatitas de distritos Conlara, Totoral y Comechingones, quedan agrupadas dentro de la clase Elementos Raros, subclase REL-Li, tipo Complejo, subtipo espodumeno a tipo berilo. Al complementar esta información con los datos químicos obtenidos de la

turmalina, los resultados de este mineral indican que la turmalina proviene de granitoides pobres en Li y pegmatitas y aplitas asociadas, pero a la vez tienen una relación Fe/Mg considerable. Una relación de alto contenido de Fe/Mg de una turmalina, se relaciona con un mayor grado de fraccionamiento de la pegmatita.

Dentro del mismo sector, la pegmatita Tapia 1 (T1), arrojó resultados similares a los encontrados para La Cocha 4, pero en este caso sólo se estudió la química de muscovita y turmalina. La química de la turmalina también dio por resultado una alta relación Fe/Mg, en este caso mayor a las mencionadas anteriormente, con esta información y la comparación con los demás distritos Tapia 1 se la clasifica como de clase Elementos Raros, subclase REL-Li, tipo berilo a tipo complejo.

Las pegmatitas Don Raúl, Miguelita 1, han arrojado resultados similares en cuánto al grado de evolución tanto en muscovita como en feldespato. En el caso de la pegmatita Miguelita 1, los datos encontrados en turmalina indican una composición dravítica, de menor grado de fraccionamiento (relación Fe/Mg más baja), aunque posee un alto contenido en aluminio, comparable con turmalinas evolucionadas. El alto contenido de Mg puede estar condicionado por la errónea toma de muestra, pudiendo pertenecer este cristal a una zona de pared en vez de una zona intermedia. Más allá de este dato, con los datos de muscovita y feldespato se logra clasificar a estas pegmatitas como pertenecientes a las clase Elementos Raros, subclase REL-Li, tipo berilo, subtipo berilo-columbita-fosfato de acuerdo a la comparación realizada con las pegmatitas de los distritos mencionados.

La pegmatita Hinojito 2 (H2) tiene relaciones de Fe/Mg considerables sumado a los resultados de alto contenido de Cs en muscovita ubican a esta pegmatita dentro de la clase Elementos Raros, subclase REL-Li, tipo berilo.

Las pegmatitas restantes carecen de análisis de feldespato y muscovita. Por lo tanto se analizan en base a la química de turmalina. Las turmalinas que presentan mayor relación

Fe/Mg resultan ser las de las pegmatitas La Turquita y Rosanna y se las clasifica como de clase Elementos Raros, subclase REL-Li, tipo berilo, subtipo berilo-columbita-fosfato. Además, en este caso, se han hallado minerales de Nb/Ta en ambas pegmatitas, confirmando fraccionamiento.

Las pegmatitas menos fraccionadas serían Hinojito 1 y Miguelita 2, y quedan clasificadas como estériles.

Sector Concarán-San Isidro

En este sector solo se han realizado análisis químicos en turmalinas. Por lo tanto, se analizan las variaciones químicas que se pudieron encontrar que tengan relación con el fraccionamiento.

El análisis de la química de la turmalina de las pegmatitas Los Algarrobitos y San Antonio muestra una relación Fe-Mg alta, esta relación es similar a la encontrada en las pegmatitas mineralizadas La Turquita y Rosanna, pero no se las puede clasificar debido a la escasez de datos recopilados. Sería necesario estudiar más a fondo estos cuerpos utilizando por ejemplo la química de feldespatos y muscovitas.

Las pegmatitas María del Huerto, María Elena y CEMA se encuentran mineralizadas en minerales de litio y fosfatos y fueron clasificadas por Roquet *et al.* (2006), Roquet (2012) y Roda Robles *et al.* (2012), como de la clase Elementos Raros, subclase REL-Li, tipo complejo, subtipo espodumeno y clase Elementos Raros, subclase REL-Li, tipo berilo, subtipo berilo-columbita-fosfato.

Los resultados químicos del análisis de turmalina de estas tres pegmatitas llamativamente muestran relaciones Fe/Mg bajas, contrario al concepto de fraccionamiento con altas relaciones Fe/Mg. Esto puede deberse a varios factores, uno de ellos puede ser el de haber elegido nuevamente una errónea selección de muestras, o también podría estar relacionado a la composición de la fuente de fundidos que generó esa pegmatita. En este sector es

abundante la presencia de rocas máficas y ultramáficas como las del cuerpo de Las Cañas, y rocas dioríticas que se encuentran participando como rocas hospedantes de estas pegmatitas que podrían tener relación con el contenido de Mg de las turmalinas.

La pegmatita Loma Blanca no ha sido clasificada debido a que aún no se han realizado estudios químicos mineralógicos en este cuerpo y tampoco se han encontrado minerales de interés económico que nos permita inferirlo.

Sector Potrerillos

En este sector se estudió la química de la turmalina de la pegmatita Cerro Blanco. La turmalina CB presenta características geoquímicas diferentes que estarían vinculadas a la signatura geoquímica NYF de la pegmatita de la cuál proviene, como se mencionó en el capítulo correspondiente. La turmalina de esta pegmatita tiene mayores contenidos de F, Fe y Mn que las turmalinas de pegmatita de signatura LCT. Altos valores de Mn son indicadores de fraccionamiento (Jolliff *et al.* 1986, Novák y Povondra 1995, Selway *et al.* 1999, Tindle *et al.* 2002).

Esta característica estaría relacionada con la composición del granito (RG) del BLCHP, en el que se describen minerales ricos en F, Fe y Mn, como annita y fluorita (Wul 2008; Iannizzoto y López de Luchi 2012).

Debido a la mineralogía encontrada en la pegmatita y en el granito circundante, y a los criterios de clasificación de Černý y Ercit (2005), esta pegmatita quedaría agrupada dentro de la clase Elementos Raros, subclase REL-REE, tipo allanita-monacita y es de signatura geoquímica NYF.

Al realizar la integración de los datos químicos de cada uno de los sectores, se interpretan diferentes grados de fraccionamiento para los diferentes cuerpos pegmatíticos y se propone una clasificación de acuerdo a Černý y Ercit (2005). Los resultados se encuentran en la tabla (10.1).

Sector	Pegmatita	Calsificación Černý y Ercit(2005)
Tilisarao-Renca	La Ribereña	clase Elementos Raros, subclase REL-Li, tipo berilo a tipo complejo.
	Orca	clase Elementos Raros, subclase REL-Li, tipo berilo.
	Señor de Renca	
	Ojo de Agua	
	Yucín	
	Cordialidad	
	31 de enero	
	San Olegario	
	Lilianita	
San Pablo-Las Lagunas	La Cocha 1	clase Elementos Raros, subclase REL-Li, tipo Complejo, subtipo espodumeno a tipo berilo.
	La Cocha 2	
	La Cocha 4	
	Tapia 1	clase Elementos Raros, subclase REL-Li, tipo berilo a tipo complejo.
	Don Raúl	clase Elementos Raros, subclase REL-Li, tipo berilo, subtipo berilo-columbita-fosfato.
	Miguelita 1	
	Hinojito 2	clase Elementos Raros, subclase REL-Li, tipo berilo.
	Hinojito 1	Estéril
	Miguelita 2	

Figura 10.1: Propuesta de clasificación según los criterios de Černý y Ercit (2005). Se tuvieron en cuenta las características de emplazamiento, el tipo de roca de caja, el grado medio de metamorfismo de las rocas de caja, la paragénesis mineral y la geoquímica de muscovita y feldespato de los cuerpos estudiados.

10.1.5 Interpretación del análisis geoquímico de turmalina

Comparación entre sectores e interpretación

En el sector SP-LL la mayoría de los resultados de los análisis de turmalina de pegmatitas están ubicados en el campo 2 (Figura 8.5.1a), definido como cristales procedentes de granitoides pobres en Li y sus pegmatitas y aplitas asociadas, con una relación catiónica Fe/Mg alta. La muestra de la pegmatita Tapia 1 (T1) tiene la relación Fe/Mg más alta, denotando un mayor fraccionamiento geoquímico con respecto a las demás muestras, lo cual coincide con el mayor componente foitita. Las pegmatitas Hinojito 1 (H1) y Miguelita 1 (MIG1) tienen las relaciones Fe/Mg más bajas y por lo tanto tienen un menor fraccionamiento. En el caso de las turmalinas procedentes de rocas metamórficas, la relación Fe/Mg es la más baja y los datos graficados en el diagrama de Henry y Guidotti (1985) quedan ubicados en los campos 4,5 y 6 (Figura 8.5.1a y c) correspondientes a turmalinas

provenientes de metapelitas y metapsamitas coexistentes y no coexistentes con una fase saturada en Al y rocas cuarzo-turmalínicas ricas en Fe^{3+}, rocas calcosilicáticas y metapelitas. Esta clasificación se debería a la composición rica en Mg de la roca de hospedante. La turmalina de la turmalinita 14-2 tiene mayores contenidos de Ca, y se evidencia también un alto contenido de Ca en la roca por la presencia de minerales del grupo epidoto (Fig. 8.3.3.1). Esta característica indicaría que el protolito de esa roca habría contenido un alto porcentaje de calcio que podría provenir de un mármol (Henry y Dutrow 2002) aunque la composición química también varía de acuerdo a las condiciones de presión y temperatura. En general el incremento de Ca y Mg en turmalina se incrementa con el grado metamórfico en todas los tipos de litologías (Henry y Dutrow 2002). Se observa que hacia los bordes de los cristales de esta misma muestra 14-2, su composición cambia de dravita a chorlo, con un decrecimiento en la relación Mg/(Mg+Fe), se interpreta que el aumento de Fe a medida que cristaliza la turmalina ocurre durante el decrecimiento de la temperatura (Marschall *et al.* 2008) que podría estar vinculado a la entrada de una fuente externa de boro.

Por otro lado, los contenidos de Cr y V ligeramente elevados (Tabla 8.2.1) encontrados en el núcleo de un cristal de la turmalinita (14-2) y, algo más bajos, en los núcleos de los cristales del esquisto, estarían indicando un origen relacionado a metamorfismo de lutitas ricas en materia orgánica (London 2008). Otros autores, adjudican los contenidos anómalos en Cr y V, a una procedencia a partir de rocas máficas a ultramáficas (Treolar 1987; King y Kerrich 1989, Michiailidis *et al.* 1995).

En el sector C-SI, al contrario que en el sector SP-LL, la mayoría de los resultados de los análisis de turmalinas de pegmatitas quedan contenidos en los campos 4 y 5 correspondientes a metapelitas y metapsamitas coexistentes y no coexistentes con una fase saturada en Al respectivamente, salvo la muestra Los Algarrobitos (LA) que queda contenida en el campo 2. Las muestras pertenecientes al granito Los Alanices (GLA y GLA-2) y aplita María del

Huerto (MH) tienen composiciones y relaciones similares a las pegmatitas del sector C-SI exceptuando la muestra Los Algarrobitos (LA), esta característica podría estar indicando que los mismos fundidos que generaron el granito Los Alanices estarían relacionados con los que formaron a esas pegmatitas.

Por otra parte, la muestra Cerro Blanco (CB) del sector P, perteneciente a una pegmatita NYF es diferente a todas las demás muestras, por su mayor contenido de Fe, Mn y F (Figura 8.5.1b y c), contenidos que tendrían una vinculación con la fuente granítica de la cuál provienen. Sus resultados quedan contenidos en los campos 2 y 3 correspondientes a granitoides pobres en Li y sus pegmatitas y aplitas asociadas y a rocas cuarzo-turmalínicas ricas en Fe^{3+} (granitos alterados hidrotermalmente) respectivamente.

El aporte de Fe y Mg al fundido pegmatítico, se adjudica a reacciones de fusión de involucran biotita (London 2008). También, se ha propuesto, para aquéllos cuerpos que muestran concentración de turmalina en zonas de borde, un aporte de Fe y Mg a partir de la roca de caja, por difusión. Este último proceso tendría lugar solo cuando el fundido pegmatítico no estuviera saturado en agua, ya que en este caso el flujo de componentes sería en el sentido opuesto (London 2008).

Para el caso de las muestras con baja relación Fe/Mg se podría inferir que ha habido interacción con rocas de caja de composición básica, por el proceso anteriormente explicado. Esta podría ser la explicación para la composición de la turmalina de San Antonio (SA), San Antonio Labor 1 (SA-L1), María Elena (ME) y CEMA (sector C-SI). En el caso de las muestras Miguelita 1 (MIG1) e Hinojito1 (H1) (sector SP-LL) es más difícil de explicar el enriquecimiento en Mg debido a que no se encuentran afloramientos de cuerpos de composición básica en la zona. Sin embargo, estos cuerpos están muy relacionados con el plutón La Tapera (granodiorita con biotita y muscovita), por lo que se podría considerar que el fundido magmático fue, originalmente, más rico en Mg y Fe, con mayor proporción de Mg.

No debería descartarse la posibilidad de interacción con la roca de caja, el mismo granito, y esquistos biotítico-muscovíticos, considerando que la zona de borde del la pegmatita Hinojito 1 es muy delgada.

Las muestras de las pegmatitas LCT graficadas en el campo 2 del diagrama (Figura 8.5.1a y b) del sector SP-LL y la muestra Los Algarrobitos (LA) del sector C-SI presentan un grado de fraccionamiento mayor debido a un incremento en la relación Fe/Mg. Para la turmalina de las pegmatitas CEMA y María Elena (ME) la relación Fe/Mg es baja, a pesar de que ambas son portadoras de espodumeno. Como se indico anteriormente, el mayor contenido de Mg podría ser aportado por interacción con rocas básicas.

La turmalina CB tiene características geoquímicas diferentes y estarían relacionadas a la signatura geoquímica NYF de la pegmatita de la cuál proviene. La turmalina de esta pegmatita tiene mayores contenidos de F, Fe y Mn que las turmalinas de pegmatita de signatura LCT. Esta característica composicional estaría relacionada a un alto grado de fraccionamiento geoquímico de la turmalina en pegmatitas de signatura NYF y con la composición del granito (RG) del BLCHP, en el que se describen minerales ricos en F, Fe y Mn, como annita y fluorita (Wul 2008; Iannizzoto y López de Luchi 2012). Se comparan estos datos con los de la turmalina de la pegmatita Klučov, de tipo euxenita, que se presenta en intercrecimientos gráficos de feldespato + cuarzo y turmalina + cuarzo, es intragranítica del sienogranito del Plutón Třebíč, República Checa (Novák *et al.* 2011). Según estos autores, la turmalina de esta pegmatita es altamente fraccionada y tiene mayores contenidos de Fe, Mn y F, tal como sucede en la pegmatita Cerro Blanco (Tabla 8.2.1). Altos valores de Mn son indicadores de fraccionamiento (Jolliff *et al.* 1986, Novák y Povondra 1995, Selway *et al.* 1999, Tindle *et al.* 2002) o ausencia de granate o fosfatos de Mn (Simmons *et al*. 2011).

10.2 INTERPRETACIÓN DE LA PROCEDENCIA DE BORO EN TURMALINA

La turmalina de las rocas metamórficas es portadora de boro derivado de los minerales, arcillas, cloritas y micas, que constituyen los protolitos sedimentarios. En el caso de las turmalinitas se acepta, en general, un origen, para la secuencia sedimentaria metaclástica, ligado a vulcanismo exhalativo submarino, aunque se han propuesto otras posibilidades (Slack 1996).

Sin embargo, cualquiera sea el origen de los sedimentos, el metamorfismo, libera el boro de los filosilicatos para dar origen a turmalina. En este proceso, los fluidos metamórficos concentran ^{11}B por lo que, a medida que progresa el metamorfismo, la composición isotópica de boro en la turmalina es cada vez más liviana (se enriquece en ^{10}B). Este proceso se verifica claramente en la turmalina de la turmalinita, en la que el núcleo, relíctico, tiene una composición isotópica $\delta^{11}B$ de 13,8‰ en el núcleo y -11,3‰ en el borde claramente metamórfico, con textura poiquilobástica. La variabilidad en la composición isotópica entre núcleo y borde de los cristales apoya la teoría de un origen relíctico de los núcleos de estos cristales, debido a que la composición química e isotópica habría sobrevivido al metamorfismo (Marschall *et al.* 2008 y Trumbull *et al.* 2011).

Este crecimiento poiquiloblástico metamórfico pudo haberse producido por el ingreso de boro introducido por infiltración de una fuente externa de fluidos que, además, podría haber generado un enriquecimiento en Fe y por lo tanto una disminución en la relación Mg/(Mg+Fe) (Figura 8.4.1.2) hacia los bordes de los cristales. Bebout y Nakamura (2003) han encontrado el mismo comportamiento en turmalina de rocas metasedimentarias de Lago di Cignana, Italia. Estos autores sustentan su teoría con la hipótesis de una exhumación de las rocas que llevó a una disminución de la temperatura, factor que ayuda al incremento del fraccionamiento de ^{11}B en la fase fluida (Meyer *et al.* 2008).

De acuerdo con los datos recopilados por Marschall *et al.* (2009) y Trumbull y Slack (2018) los valores de $\delta^{11}B$ de turmalina de la turmalinita y del esquisto, se encuentran dentro del rango del boro liberado de las micas, aun cuando podría en algunas solaparse con $\delta^{11}B$ derivado de metamorfismo retrógrado.

La turmalina de los granitos muestra un rango de $\delta^{11}B$ entre -13,38 y -10,15‰, los de turmalina de la aplita se encuentra también dentro de este intervalo (-11,56‰ promedio). Uno de los motivos por el que podría haber poco o casi nulo fraccionamiento isotópico entre los granitos y la aplita estaría relacionado con el hecho de que las tres muestras corresponden al granito Los Alanices y a una fase aplítica de la pegmatita María del Huerto, que se encuentran en contacto entre sí, y habrían tenido un origen en común.

La composición isotópica de B de las turmalinas de las rocas pegmatíticas es la más pesada, debido a que el ^{11}B se fraccionó en la fase fluida (Jiang y Palmer 1998).

Los intervalos de $\delta^{11}B$ en turmalina de las rocas estudiadas, se encuadran en los intervalos de rocas corticales (Turmbull y Slack 2018). La fusión parcial de una secuencia metaclástica profunda habría generado fundidos ricos en boro, sin fraccionamiento isotópico (Trumbull y Slack 2018), que constituyeron el fundido magmático que dio origen a los granitos S y pegmatitas derivadas, en el área de estudio.

10.3 CARACTERIZACIÓN QUÍMICA DE LOS GRANITOIDES DEL COMPLEJO METAMÓRFICO CONLARA

Los granitos ordovícicos que intruyen el CMC son potenciales fuentes para los fundidos que dieron origen a las pegmatitas LCT (López de Luchi, 1979, 1986, Galliski 1994, entre otros). López de Luchi *et al.* 2007 proponen que este vínculo potencial se fundamenta en que la relación emplazamiento-deformación es semejante ya que reconoció una historia de emplazamiento sin a tardío cinemático respecto del mismo evento deformativo D3 de edad ordovícica temprana. La historia de enfriamiento determinada a partir de edades K-Ar en

muscovita abarca el mismo intervalo entre 440-420 Ma. Dentro de los distintos tipos de granitos ordovícicos existe un grupo de granitos altamente fraccionados cuya mineralogía es semejante a la de algunas pegmatitas.

Sobre la base de una síntesis de la información publicada y los nuevos datos de este trabajo se pudo establecer que existen en el Complejo Metamórfico Conlara las dos series definidas por López de Luchi *et al.* (2007) Serie Tonalítica Ordovícica (OTS) y la Serie Granito-Granodiorita Ordovícica (OGGS) (Tabla 10.3.1) cuyas litologías corresponden a:

OTS		Granodiorita±Tonalita±Diorita anfibólico biotítica
OGGS	Alta T	Granodiorita biotítico ±muscovítico
		Monzogranito biotitico ±muscovítico
	Baja T	Monzogranito muscovítico-biotítico±granate
		Monzogranito muscovítico±turmalina±granate

Tabla 10.3.1: Litologías correspondientes a las series ordovícicas (OTS y OGGS).

Estas litologías se corresponden con características químicas particulares (Tabla 10.3.2).

Serie	Serie Tonalítica	Serie Granito-Granodiorita			
		Alta T		Baja T	
Litología	Granodiorita Bt-Anf	Granodiorita Bt	Monzogranito Bt-Ms	Monzogranito Ms-Grt	Leucogranito Ms-Tour-Grt
SiO_2 (%)	60-63	62-72	72-74	72-76	74-76
K_2O/Na_2O	0,4-0,8	0,5-0,9		1,0-2,1	
Sr (ppm)	300-700	160-280	130-240	40-130	20-90
Rb/Sr	0,15-0,50	0,2-0,9	0,5-0,8	1,2-1,4	01/05/15
Sr/Y	30-60	10-20	7-20	2-9	1-8
REEt(ppm)	160-310	90-190	60-80	80-90	30-60
$(La/Yb)_N$	40	7_20	12	≤10	≤10
Eu/Eu*	0,7-0,8	0,8-0,9	0,7-0,8	0,1-0,4	
T sat Zr (◦C)	N/D	750-800		690-740	

Tabla 10.3.2: Síntesis de las características químicas de los granitoides ordovícicos de la Sierra de San Luis.

Para un mismo intervalo de SiO_2 las rocas de la serie tonalítica se diferencian por mayor contenido de Sr, tierras raras totales y Sr/Y que las granodioritas y leucogranodioritas de la serie granodiorita-granito. En el caso de los monzogranitos de alta y baja temperatura las diferencias más notables están en la relación K_2O/Na_2O y Rb/Sr ambas mayores a 1 y Eu/Eu* más negativas para los de baja temperatura.

Las clasificaciones (Figura 9.4.1.2) por elementos mayoritarios o por parámetros calculados a

partir de esos datos indican que:

-El mayor número de datos corresponden a rocas con más de 70% de SiO_2, es decir son granitos.

-Esos granitos salvo por los del Granito Viejo son débiles a moderamente peraluminosos o bien se ubican en el campo de los granitoides peraluminosos fraccionados.

-Los granitos forman parte de una serie calcoalcalina de alto potasio. Los términos más ricos en potasio son los que corresponden a los granitos muscovíticos.

Los diagramas de variación vs SiO_2 (Figura 9.4.1.2) presentan patrones dispersos lo que sugiere que estas rocas no están relacionadas por un proceso de diferenciación común. Dado que K_2O/Na_2O y la anomalía de europio son distintivos entre las series definidas se seleccionan dichos parámetros para analizar signatura química y grado de fraccionamiento en cada unidad (Figuras 9.4.1.2 y 9.4.2.1). Los granitos muscovíticos OGGS se separan de los biotíticos por la relación K_2O/Na_2O que es más alta y por una marcada anomalía negativa de europio. Los bajos contenidos de Sr, tierras raras totales, los bajos valores de Sr/Y y $(La/Yb)_N$ y altos Rb/Sr, K_2O/Na_2O (Figura 9.4.2.1) indicarían posible proceso de cristalización fraccional el cual llevaría a un fundido residual rico en elementos incompatibles entre ellos B ya que se reconoce turmalina en alguno de estos granitos como por ejemplo en algunas facies del Granito Los Alanices. Por otra parte, la diferenciación por cristalización fraccional estaría también presente en los fundidos pegmatíticos como lo indicarían las tendencias lineales observadas en los feldespatos.

En diagramas de tierras raras totales (Figura 9.4.2.3) se observa que los granitos con turmalina son los que presentan un diseño bastante plano, con una leve pendiente negativa para las tierras raras livianas, una marcada anomalía de europio y son casi horizontales para las tierras raras pesadas. Este diseño es semejante al denominado diseño en alas, el cual se considera asociado al fraccionamiento de minerales ricos en tierras raras livianas o la

interacción de la roca con fluidos (i.e. Monecke *et al.* 2002).

Si este vínculo petrogenético dado por los elementos mayoritarios y trazas se analiza desde el punto de vista isotópico tomando datos publicados se observa (Tabla 10.3.3):

Unidad	Esquistos bandeados			Esquistos biotítico-muscovítico				Pegmatita	Los Alanices	El Peñón
Muestra	**A21-01B**	**A10-06B**	**A73-05B**	**A23-012a**	**A61-052a**	**A9-062a**	**Y112c**	**A18-01**	**A20-01**	**A59-01**
SiO_2	70,30	72,7	74,06	68,20	71,81	69,16	71,17	71,59	75,74	71,59
Rb(ppm)	114	140	90	117	117	218	162	201	212	188
Sr(ppm)	135	256	214	175	206	295	151	90	60	83
$^{87}Rb/^{86}Sr$	2,446	-	-	1,933	-	-	-	12,831	10,363	6,557
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0,731546	-	-	0,728215	-	-	-	0,809358	0,796608	0,762935
$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$	**0,713068**	-	-	**0,713608**	-	-	-	**0,721604**	**0,718330**	**0,717151**
Sm(ppm)	6,70	9,37	7,36	4,83	7,90	5,89	4,80	2,72	1,79	2,60
Nd(ppm)	33,65	47,52	37,54	24,28	38,86	29,87	24,28	10,55	6,87	9,96
$^{147}Sm/^{144}Nd$	0,120300	0,119200	0,118600	0,120100	0,122300	0,119200	0,119592	0,115555	0,115736	0,115645
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0,512044	0,512094	0,512117	0,512021	0,512123	0,512116	0,512096	0,512089	0,512123	0,512106
$(^{143}Nd/^{144}Nd)_0$	0,511611	0,511664	0,511690	0,511588	0,511682	0,511686	0,511681	0,511726	0,511759	0,511735
eNd_t	**-6,23**	**-5,17**	**-4,68**	**-6,66**	**-4,82**	**-4,74**	**-5,36**	**-5,74**	**-5,09**	**-5,31**
$f_{Sm/Nd}$	-0,39	-0,39	-0,40	-0,39	-0,38	-0,39	-0,39	-0,41	-0,41	-0,41
T_{DM1}	**1800**	**1699**	**1652**	**1833**	**1709**	**1664**	**1703**	**1644**	**1595**	**1619**
T_{DM2}	1770	1685	1645	1805	1657	1650	1684	1674	1621	1647

Tabla 10.3.3: Síntesis de los datos publicados para los sistemas isotópicos Sm/Nd y Rb/Sr para rocas ígneas y metamórficas del Complejo Metamórfico Conlara (Steenken *et al.* 2006, 2008).

Los datos para el sistema Sm/Nd y Rb/Sr para la facies granítica muscovítica de El Peñón y la facies granítica muscovita-granate y turmalina del granito Los Alanices son semejantes a los obtenidos para una pegmatita (A18-01) portadora de turmalina de la zona de San Isidro-Concarán.

Si a esto le sumamos los datos de $\delta^{11}B$ (-14,2 a -8,7) de turmalina dicho vínculo petrogenético se reforzaría.

Dado que se pudo demostrar que existe un link petrogenético entre pegmatitas y los granitos altamente evolucionado surgen la pregunta de cuál es la fuente de estos magmas.

Nuevamente si analizamos los datos isotópicos podemos plantear que las rocas metaclásticas del CMC constituyen una fuente plausible para los magmas parentales de las pegmatitas.

Si bien éste es un tema aun en desarrollo la hipótesis de fusión parcial involucrando biotita y/o muscovita es la más factible. Esas micas serán una de las fuentes de boro para el fundido.

10.4 FUENTES PARA LOS GRANITOIDES Y PEGMATITAS ASOCIADAS

Aunque la comparación directa de la composición de granitoides con la de los vidrios experimentales es problemática porque los granitos pueden incluir fases restíticas, peritécticas o cumulares, este enfoque podría proporcionar una estimación significativa de las condiciones P-T en el sitio de fusión y tipo de fuente. Por lo tanto, estos resultados deben tratarse con cautela debido a las incertidumbres sobre la composición de las fuentes, la reacción de fusión, el alcance del equilibrio durante el proceso de fusión y la velocidad de extracción de los fundidos, que puede ser relativamente rápida. Las fuentes potenciales para las suites ordovícicas son una sección cortical del Terreno Pampeano, las rocas máficas ordovícicas o los complejos metasedimentarios. Los gabros y las tonalitas-granodioritas anfíbólico-biotítitcas pueden considerarse como derivados de fuentes metabásicas infracorticales y los granitoides habrían tenido fuentes metaclásticas (López de Luchi *et al.* 2007). La gran abundancia de rocas intrusivas félsicas y la escasez de composiciones intermedias sugieren que la cristalización fraccional de magmas parentales máficos no fue importante como procesos de generación de magmas félsicos. La fusión parcial de fuentes corticales durante un subplacado máfico o durante la delaminación de la corteza fue el proceso dominante al menos durante los ciclos Pampeano y Famatiniano (Steenken *et al.* 2006, 2008, López de Luchi *et al.* 2018 entre otros). El emplazamiento de las rocas máficas y ultramáficas ordovícicas prácticamente coetáneas con los granitoides podría representar el suministro de calor extra necesario para inducir la fusión de un segmento de la corteza como fuente de los granitoides ordovícicos. En el Complejo Metamórfico Pringles, el modelado térmico del emplazamiento de las unidades máficas indica que la inyección prolongada de fundidos máficos fue suficiente para explicar la migmatización generalizada del basamento (Steenken *et al.* 2005). Las edades de U-Pb de 500-480 Ma para las rocas máficas (Sims *et al.* 1997, Steenken *et al.* 2005) y 490-

460 Ma para los granitoides ordovícicos (Sims *et al*. 1997, 1998, Steenken *et al*. 2005) indican un magmatismo mayormente coetáneo

10.4.1 Caracterización mediante elementos mayoritarios y trazas

La fusión de fuentes metasedimentarias es posible mediante la fusión por deshidratación consumiendo biotita o muscovita, la fusión con variable cantidad de agua o bien la fusión en condiciones de saturación de agua (Vielzeuf y Montel, 1994, Patiño Douce, 1995, 1996, Patiño Douce y Beard, 1995, Thompson y Connolly, 1995, Johannes y Holtz, 1996, Stevens *et al.* 1997, entre otros). Patiño Douce (1999) demostró que la fusión con flujo de H_2O consume una mayor proporción de plagioclasa en relación con las micas, y deja residuos enriquecidos en biotita y empobrecidos en componentes de plagioclasa (CaO, Na_2O). En el caso de los OGGS se pueden preveer tanto una misma fuente con diferentes condiciones P-T y/o cantidad de agua en el sitio de fusión los que afectarían la cantidad de biotita/moscovita y plagioclasa que intervienen en la fusión o bien diferentes fuentes. La presencia de agua podría explicar la reducción de los campos de estabilidad tanto de la plagioclasa como de la biotita (Patiño Douce, 1996). En un gneis biotítico (es decir, también en una metagrauvaca), la fusión anhidra produce fundidos graníticos a una presión inferior a 10 kbar, mientras que el incremento de agua produce fundidos granodioríticos o tonalíticos (Patiño Douce, 1996). Sin embargo, Sola *et al.* (2017) propusieron que el cambio más significativo relacionado con el flujo de agua es la proporción relativa de los minerales y la fracción de masa fundida en lugar de la asociación mineral.

Los granitoides de alta temperatura se caracterizan por bajo Al_2O_3/TiO_2 (< 100), Sr, Rb, Zr, REE, Rb/Sr, Sr/Y y $(La/Yb)_N$, un Eu/Eu* poco pronunciada, alto CaO/Na_2O> 0.3 e hierro total. Una comparación de estos granitos con la grauvaca medio de la Sierra de San Luis indica que están enriquecidos en Na, K, Al y Ca, Ba y exhiben Si, Fe similar, pero menos Sr,

Mg y Ti, REE, Zr, Y y Rb/Sr (más cerca de 1).

Estas características composicionales indican que una cantidad moderada de plagioclasa entró en el fundido junto con biotita debido al contenido relativamente alto de Fe y Ti. Las cantidades reducidas de biotita residual están indicada por el bajo valor Al_2O_3/TiO_2 lo cual podría indicar fusión a temperaturas > 900ºC (Patiño Douce y Beard, 1995). El contenido de Ba del fundido está controlado principalmente por biotita. La concentración de Ba relativamente alta sugiere escasa mica residual. La relación Sr/Ba relativamente baja deriva de la mayor cantidad de biotita que contribuye a la fusión en comparación con plagioclasa. El Rb es comparativamente más bajo debido al menor coeficiente de partición para Rb que para Ba en biotita.

El Sr relativamente bajo (160-210 ppm) sugiere una plagioclasa rica en Ab en la fuente. El bajo Sr/Y, $(La/Yb)_N$ y las formas cóncavas ascendentes moderadas de los patrones REE excluyen granate como residuo de fusión parcial o como fase fraccionante. Pendientes variables para $(La/Yb)_N$ y la depresión de Sm podrían surgir de la estabilización de anfíboles en las restitas que implica la variable $f(H_2O)$. Adicionalmente Eu/Eu* poco pronunciada puede vincularse con la depresión en Sm o bien condiciones oxidantes probablemente relacionadas con la afluencia de agua o bien, el bajo contenido de REE indicaría que la disolución de fases accesorias no fue significativa quizás por la formación peritéctica de monacita. Por lo tanto, la fusión parcial de gneises/metagrauvacas con reacciones involucrando biotita a una presión inferior a 10 kbar y temperaturas alrededor de > 900ºC con un suministro variable de agua podrían explicar la química de las OGGS de alta temperatura.

Los OGGS de baja temperatura como El Peñón o Los Alanices (alrededor de 700ºC, Tabla 10.3.2) tienen alto K_2O, SiO_2, Rb, Al_2O_3/TiO_2, Rb/Sr > 1,5, bajo CaO/Na_2O, Ba, $(La/Yb)_N$, Sr/Y, Eu / Eu*. Su mayor $^{87}Sr/^{86}Sr$ argumenta en contra de un origen por fraccionamiento cristalino de los granitos de mayor temperatura. Una comparación con el promedio de

metagrauvacas indica que exhiben Na, K, Rb más altos y más bajos Ca, elementos ferromagnesianos y REE pero comparable SiO_2, Al_2O_3 y Ba. Su alto contenido de Al_2O_3/TiO_2 implica que una baja cantidad de biotita estuvo involucrada en el proceso de fusión. Una fuente libre de granate, es decir, presiones <8 kbar (Rapp *et al.* 1991) es sugerida por la anomalía negativa de Eu que indica plagioclasa en el residuo y por el Yb relativamente alto. El contenido de Ba menor que en los granitoides de alta T argumenta a favor de K-feldespato en el residuo. Reacciones de fusión en condiciones anhidras con intervención de muscovita produce fundidos de alto Rb/Sr (Patiño Douce y Beard, 1995) debido a la plagioclasa que queda en el residuo y es pobre en ferromagnesianos debido al consumo limitado de biotita. Los granitos de menor temperatura pueden haber sido generados por la fusión parcial de las rocas metasedimentarias principalmente a través de la fusión de la muscovita a presiones <8 kbar en la que la plagioclasa permanece en el residuo y el granate está ausente.

10.4.2 Caracterización mediante los sistemas isotópicos Rb/Sr y Sm/Nd

El alto Rb/Sr junto con la estrecha conexión con pegmatitas y la presencia de turmalina podría sugerir que estas rocas surgen del fraccionamiento extremo de los granitoides OGGS menos aluminosos. Su mayor $^{87}Sr/^{86}Sr$ argumenta en contra de un origen por fraccionamiento cristalino de los granitos de mayor temperatura.

Las sistemáticas de Rb/Sr y Sm/Nd fueron aplicadas para dilucidar la procedencia las rocas corticales del basamento de la Sierra de San Luis. Los trabajos previos sobre sistemática Sm/Nd han demostrado que las proporciones de isótopos no se ven afectadas en gran medida durante la erosión, el transporte y la diagénesis. Por lo tanto, los isótopos de Nd de los sedimentos terrígenos darán información sobre la procedencia de la corteza de los dominios metamórficos. Sin embargo, una interpretación cuidadosa de los isótopos de Nd debe involucrar la abundancia de REE (Goldstein *et al.* 1984; Bock *et al.* 1994). El índice de

fraccionamiento fSm/Nd es una expresión de la pendiente del patrón REE entre el neodimio y el samario normalizado a la relación condrítica promedio $^{147}Sm/^{144}Nd$ en la actualidad. El rango típicamente observado para el índice de fraccionamiento en rocas de la corteza superior (Goldstein *et al.* 1984) varía entre 0,3-0,4.

En el Complejo Metamórfico Conlara (Tabla 10.3.3) se dispone de información isotópica de Sr y Sm/Nd para el esquisto bandeado y los esquistos biotítico-cordieríticos ± muscovita y los granitoides de baja temperatura de OGGS. Los valores de $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500Ma)}$ de 0,7131 y $\varepsilon Nd_{(500\ Ma)}$ entre -4,7 y -6,2 para el esquisto con bandas son indistinguibles de aquéllos del esquisto biotita-cordierita, i. e. $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500Ma)}$ 0,7136 y $\varepsilon Nd_{(500\ Ma)}$ entre -4,7 y -6,7. Los granitoides de baja temperatura de la OGGS muestran un valor de $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500Ma)}$ más alto, de 0,717-0,722 pero un rango más restringido de $\varepsilon Nd_{(500\ Ma)}$ -5,1 y -5,7 que se combina con T_{DM} (una etapa), relativamente más joven 1.64-1.60 Ga comparado con el intervalo de las rocas metaclásticas, 1.80-1.66 Ga. Aunque sólo los resultados isotópicos de Sr (López de Luchi *et al.* 2007, 2018) están disponibles para los OGGS de alta temperatura, estos datos sugieren diferentes fuentes del OGGS de baja temperatura ya que los primeros definen un intervalo entre 0,708-0,711, es decir, con relaciones iniciales inferiores a las del OGGS de baja temperatura. Las granodioritas/granitos y leucogranitos de OGGS tienen diferentes elementos principales y traza, pero composiciones de isótopos similares en comparación con las OTS emplazada en la Formación San Luis que produjo $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500Ma)}$ de 0,70850-0,71114 y $\varepsilon Nd_{(500\ Ma)}$ entre -5,3 y -6,0 (Figura 10.4).

Los datos de elementos principales y traza apuntan a una fuente de corteza superior promedio representada por metagrauvacas y metapelitas dominantes como protolitos metasedimentarios aunque un componente con una signatura algo más primitiva se puede inferir para las metagrauvacas del Complejo Metamórfico Conlara (López de Luchi *et al.* 2003). Las fuentes mixtas de detritos están indicadas por material clástico que resulta principalmente de detritos

andesíticos y ácidos/reciclados. Los datos generales sugieren consistentemente un arco insular continental y/o un margen activo aún cuando un ambiente de retroarco explica la naturaleza mixta de las áreas fuente inferidas que combinan basamento más antiguo exhumado y detritos relacionados con el arco como miembros finales de la mezcla. (López de Luchi *et al.* 2003, Drobe *et al.* 2009, 2011) Hydman *et al.* (2005) sugirieron un régimen de alta temperatura en los retroarcos que podría explicar la fusión a presión relativamente baja. Aunque no se dispone de datos isotópicos para las rocas máficas del complejo Conlara, la química de los gabros del cuerpo máfico-ultramáfico de Las Cañas (Ortiz Suárez *et al.* 2012) sugiere un entorno relacionado con el arco y dichas rocas podrían ser una evidencia de un flujo de calor elevado. Debido a que los granitoides se emplazaron controlados por eventos deformacionales, la fusión parcial, el ascenso y emplazamiento pudieron haber sido controlados por el estrés diferencial, permitiendo que los magmas ascendieran a los niveles superiores de la corteza, promoviendo fusiones adicionales debido a la liberación de agua y calor a las rocas de la corteza circundante. Esta fusión multietapa podría haber involucrado diferentes fuentes según lo indicado por la variabilidad de la relaión inicial de Sr de OGGS. La evidencia de campo indica que los OGGS de alta temperatura son intruidos por los granitos de la OGGS de baja temperatura y por las pegmatitas. En síntesis, la información isotópica y geoquímica sugiere que los OGGS son derivados de la corteza probablemente a partir de reacciones que involucran mica a presión bastante baja ya que la plagioclasa puede haberse mantenido estable al menos en el caso de los granitos de baja temperatura.

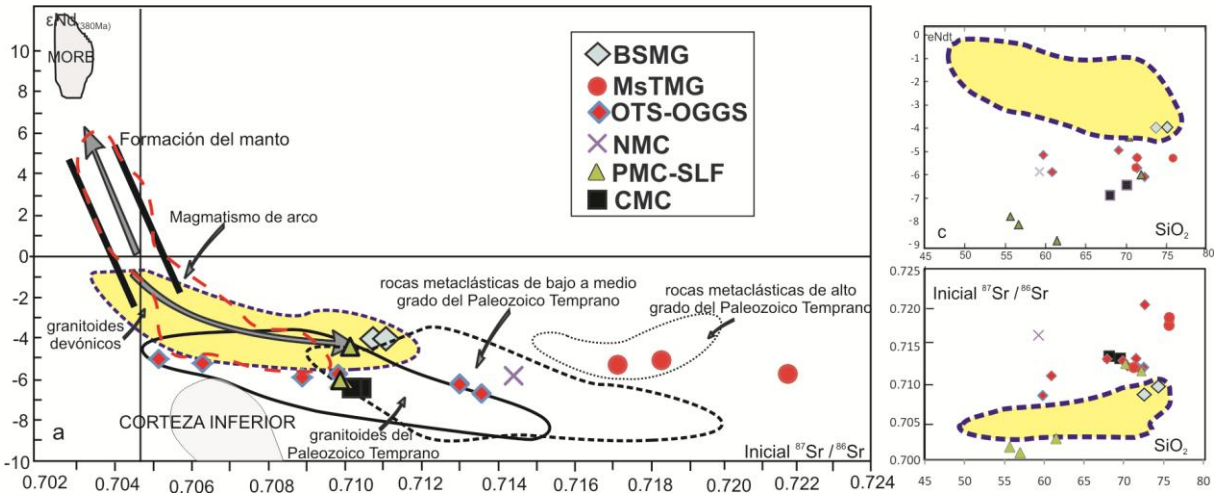


Figura 10.4: Diagrama $\varepsilon Nd_{(500)}$ vs $^{87}Sr/^{86}Sr_{(500)}$. Los datos indican fuentes corticales ; b) $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ vs SiO_2; c) $\varepsilon Nd_{(t)}$ vs SiO_2

CAPÍTULO 11: CONCLUSIONES

1- A partir del estudio del estado estructural de feldespato del sector SP-LL, se obtuvo como resultado que la triclinicidad y el grado de ordenamiento son elevados, compatibles con microclino bajo, producto de un lento enfriamiento. Las muestras de feldespato LC2 y LC4 son los valores que más se alejan del ordenamiento de microclino bajo.

El más bajo grado de triclinicidad obtenido para estas pegmatitas estaría indicando una velocidad de enfriamiento algo más alta, lo cual se corresponde con la morfología de diques y el menor volumen de estos cuerpos.

2- De acuerdo a las características de emplazamiento, el tipo de roca de caja, el grado medio de metamorfismo de las rocas de caja, la paragénesis mineral y la geoquímica de muscovita y feldespato de los cuerpos estudiados, se propone una clasificación de las pegmatitas de los sectores T-R y SP-LL de acuerdo a Černý y Ercit (2005).

3- En base al análisis de la composición química de turmalina se desprende que la zonación de color, en general, no se corresponde con zonación química que modifique la especie mineral, aun cuando, la mayoría se enriquecen en Fe hacia los bordes.

Algunas pegmatitas y la aplita tienen turmalina que se enriquece en Mg hacia los bordes pasando a dravita. Esto podría explicarse por las características propias del fundido, o bien por competencia del mineral por el Fe.

La presencia de V y Cr, aun en bajos contenidos, en el núcleo de la turmalina metamórfica podría explicarse por herencia de la roca sedimentaria.

4- El rango de valores de $\delta^{11}B$ en turmalina se encuadran en los intervalos de rocas corticales.

La composición isotópica de las pegmatitas esta condicionada por la formación de fluidos que concentran ^{11}B dado que en promedio los valores de $\delta^{11}B$ son menos negativos.

5- Existe un link petrogenético entre pegmatitas y los granitos altamente evolucionados dado por los datos químicos de elementos mayoritarios, trazas y por los datos de distintos sistemas isotopicos obtenidos para roca total como así también por los datos de delta de boro en turmalina.

Las rocas metaclásticas del CMC habrían originado mediante fusión parcial involucrando micas, un fundido peraluminoso con un contenido de B que permitió la cristalización de turmalina.

CAPÍTULO 12: ANEXO PETROGRÁFICO

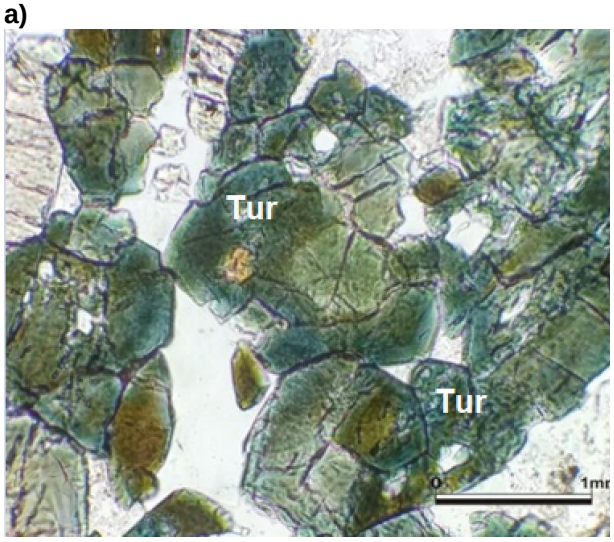
Sector San Pablo-Las Lagunas

Rocas metamórficas

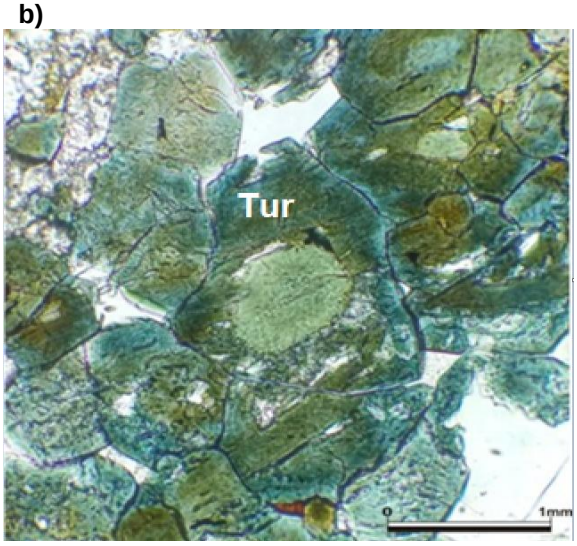
Turmalinita (muestra 14-2)

(32° 38' 9" LS; 65° 22' 39.4" LO)

a)



b)



c)



Figura 12.1: Turmalinita (muestra 14-2)

a) y b) Fotomicrografías con nicoles paralelos en donde se observan secciones basales de turmalina con núcleos de color verde claro, zona intermedia castaño verdoso y borde verde azulado. **c)** Turmalinita 14-2 donde se observan lentes leucocráticas intercaladas entre lentes melanocráticas de mayor espesor.

Es un esquisto que se presenta como lentes de 30 a 50 centímetros de espesor, intercaladas en

un esquisto/gneis biotitico-muscovítico de grano fino. Estos esquistos tienen una fina laminación en niveles melanocráticos intercalados con niveles leucocráticos y se caracterizan por la abundancia de apatita.

Descripción macroscópica:

La roca es un esquisto turmalínico de grano fino, mayormente formada por bandas melanocráticas de espesor variable desde 3 mm a 2 cm compuestas por turmalina, y lentes leucocráticas con cuarzo y feldespato. Estas últimas tienen 1 a 5 mm de espesor. Todo el conjunto está microplegado por sectores.

Bajo lupa binocular se aprecian cristales de turmalina de color negro orientados subparalelamente que se acomodan en la dirección de plegamiento de bandas melanocráticas y tienen una abundancia modal de 65%. Se le asigna el nombre turmalinita según Slack (1982), debido a la abundancia de este mineral.

Descripción microscópica:

Microscópicamente, las bandas melanocráticas tienen textura nematoblástica y se intercalan con lentes leucocráticas de textura granoblástica. La turmalina conforma un 85% de las bandas de color oscuro y se encuentran asociadas a cuarzo. Se presenta en cristales hipidioblásticos a idioblásticos, generalmente asociada a rutilo y minerales opacos. Tanto las secciones basales como las secciones prismáticas presentan zonación de color: El núcleo, no siempre visible, es de color verde claro (Fig. 12.1), la siguiente zona es castaño verdoso y los bordes verde azulado. La zona de coloración castaño verdoso consiste en bandas micrométricas predominantes, que alternan con bandas de color verde claro. Esta zonación fina se desarrolla particularmente en dirección paralela al eje C y por lo tanto, a la esquistosidad. El núcleo es relíctico y euhedral, de color verde claro, y las bandas concéntricas externas son poiquiloblásticas, y engloban cuarzo y apatita. El pleocroísmo varía entre castaño verdoso-azulado según ω y castaño amarillento muy claro según ε (Fig. 12.1).

El cuarzo forma cristales elongados según la orientación de la roca. Esporádicamente hay niveles milimétricos, dentro de las bandas melanocráticas, de composición calcosilicática con epidoto y zoisita, subhedrales, minerales opacos y titanita.

Las bandas leucocráticas tienen textura granoblástica y están formadas en un 90% por cuarzo, el 10% restante lo conforman cristales de plagioclasa sódica (n< bálsamo), subhedrales, con alteración a arcillas y sericita, y láminas dispersas de biotita y muscovita.

En toda la roca hay escasas láminas de biotita, generalmente cloritizada, y muy escasa muscovita.

Paragénesis: cuarzo-turmalina-plagioclasa.

Clasificación: esquisto turmalínico (turmalinita).

Esquisto con turmalina (Muestra 17-2)

(32°38'12.07"LS; 65° 28' 50.1" LO)

Esta muestra de esquisto fue extraída de un nivel concordante intercalado en los esquistos bandeados.

Se trata de una roca de color gris esquistosa foliada caracterizada por bandas melanocráticas y leucocráticas, alternantes, de 0,5 mm de espesor. Bajo lupa binocular se observa que las bandas oscuras están compuestas mayormente por biotita, y escasos cristales de turmalina orientados en la misma dirección de la esquistosidad. En las bandas claras predomina el cuarzo y feldespato. Se observan venillas de cuarzo y feldespato de 1 mm de espesor que cortan la foliación.

Microscópicamente, en las bandas melanocráticas se observa textura lepidoblástica y en las bandas leucocráticas es granoblástica. Se observan dos foliaciones principales denominadas S_n y S_{n+1}.

Las bandas melanocráticas están formadas por 65% de cristales de biotita, 20% de muscovita,

10% de turmalina y 5% de minerales accesorios.

La biotita es de color castaño claro a castaño oscuro y se presenta como cristales hipidoblásticos, algunos están flexurados y tienen pliegues tipo *kink*. Los cristales de muscovita son hipidioblásticos e incoloros y se observan al menos dos generaciones, una generación de cristales de mayor tamaño y otra generación que se presenta como láminas de muscovita de menor tamaño con algunos cristales flexurados.

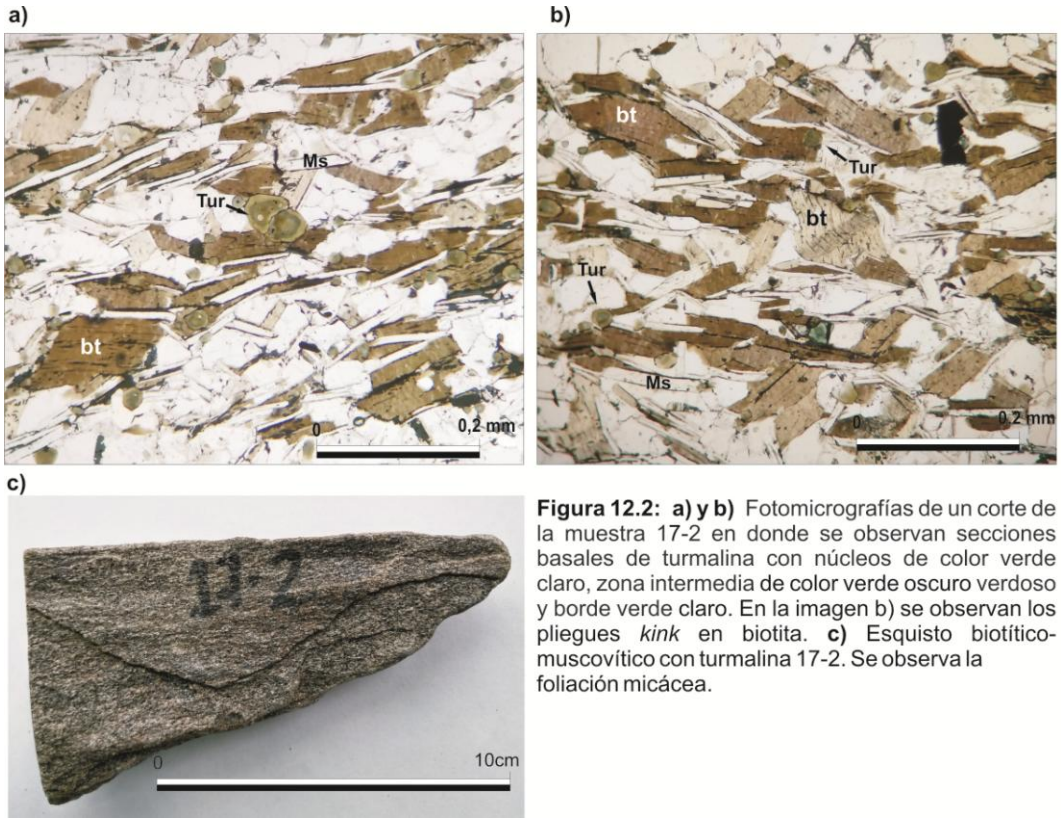


Figura 12.2: a) y b) Fotomicrografías de un corte de la muestra 17-2 en donde se observan secciones basales de turmalina con núcleos de color verde claro, zona intermedia de color verde oscuro verdoso y borde verde claro. En la imagen b) se observan los pliegues *kink* en biotita. **c)** Esquisto biotítico-muscovítico con turmalina 17-2. Se observa la foliación micácea.

Los cristales de turmalina son idioblásticos y sus tamaños son variables desde 0,02 a 0,15 mm. Tienen colores verde claro en el núcleo, verde oscuro hacia la zona intermedia y vuelve a ser verde claro en los bordes, en muchos sectores del corte delgado se observa que varios

cristales tienen cuarzo poiquiloblástico. El pleocroísmo varía entre verde oscuro según ω y verde manzana según ε.

Como minerales accesorios se observa circón como inclusión en los cristales de biotita, apatita hipidioblástica y minerales opacos.

Las bandas leucocráticas son discontinuas y están formadas por 90% de cristales de cuarzo con extinción ondulosa y se encuentran fracturados. El 10% restante lo conforman cristales de plagioclasa sódica subhedral, levemente alterada a sericita y arcillas, biotita y muscovita euhedrales y cristales de turmalina de iguales características que las descriptas anteriormente.

La superficie S_n está caracterizada por cristales de biotita y muscovita que se encuentran flexurados. Hay cristales de biotita flexurados rodeando cristales de turmalina que se encuentran fracturados.

En la superficies S_{n+1} predominan cristales de biotita, muscovita y turmalina que se encuentran orientados en la misma dirección en cada una de las superficies, se observan algunos pliegues *kink* en biotita (Fig. 12.2 b). Respecto de la superficie S_n, los cristales de estas dos superficies son de menor tamaño y se encuentran menos deformados.

Paragénesis: cuarzo-plagioclasa-biotita-muscovita-turmalina.

Clasificación: Esquisto biotítico-muscovítico con turmalina.

Esquisto Cantera Don Raúl 1 (Muestra CAB1)

(32° 38' 44.05" LS; 65° 23' 42.89" LO)

Descripción macroscópica:

Roca metamórfica de grano medio y estructura foliada, está compuesta por bandas leucocráticas y melanocráticas. Las bandas oscuras tienen un espesor entre 0,2 y 0,3 cm y están compuestas por cristales de biotita orientados que rondan entre 0,1 y 0,3 cm de diámetro, también se observa cuarzo. Las bandas leucocráticas tienen un espesor entre 0,1 y

0,2 cm y están compuestas por plagioclasa, cuarzo y muscovita.

Hay inyecciones leucocráticas que llegan a los 0,5 cm de espesor. Se observa una superficie S_n.

Descripción microscópica:

Roca con foliación primaria caracterizada por la alternancia de bandas de distinta composición mineral. Las bandas claras tienen textura granoblástica y están compuestas por cuarzo xenoblástico inequigranular, plagioclasa hipidioblástica de composición sódica (n>bálsamo) alterada a sericita y levemente deformada, probable feldespato potásico hipidioblástico con leve alteración a sericita, escasa muscovita hipidioblástica y apatita.

Las bandas melanocráticas se caracterizan por una textura lepidoblástica compuesta mayormente por biotita y muscovita. Hay cristales de muscovita tardía con orientación transversal a la esquistosidad principal. También estas bandas están compuestas por cordierita hipidioblástica, abundantes secciones basales de apatita, epidoto y zoisita xenoblásticos, circón y minerales opacos.

El bandeamiento composicional representa una superficie S_n.

La paragénesis de la roca es cuarzo-plagioclasa-biotita-muscovita-epidoto.

Clasificación: Esquisto biotítico-muscovítico.

a) **b)**

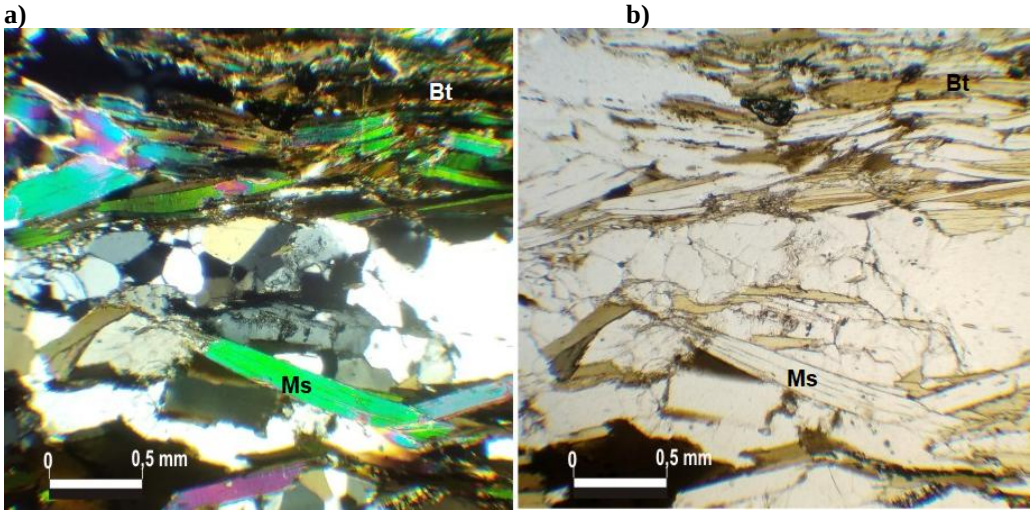


Figura 12.3: Esquisto Cantera Don Raúl 1 (muestra CAB1) **a)** Fotomicrografía con nicoles cruzados. **b)** Fotomicrografía del mismo sector pero con nicoles paralelos. Se observan los dominios Q y M.

Esquisto 1 (muestra: ESQ 1)

(32° 37' 60" LS; 65° 23' 8.40" LO)

Descripción macroscópica:

Roca metamórfica de grano fino y estructura foliada de color gris oscuro. Mayormente está compuesta por biotita, cuarzo, plagioclasa y se distinguen inyecciones leucocráticas de 0,3 a 0,4 cm de espesor, compuestas por cuarzo y feldespato. Las mismas se encuentran plegadas por sectores.

Descripción microscópica:

Roca con foliación continua con alternancia de dominios Q y M, se observan dos venillas leucocráticas de 2 a 3 mm de espesor intercaladas entre los dominios.

Las bandas claras tienen textura granoblástica, con contactos poligonales, y están compuestas por cuarzo xenoblástico equigranular, plagioclasa $An_{(14)}$ (oligoclasa), levemente alteradas a sericita y escasas láminas de muscovita.

Las bandas melanocráticas se caracterizan por una textura lepidoblástica compuesta mayormente por biotita de color marrón a verde claro, muscovita hipidioblástica, ambos filosilicatos se encuentran flexurados. También se observa cordierita hipidioblástica entre las láminas de biotita. Además se encuentran abundantes secciones basales de apatita, escasa presencia de prismas de circón y minerales opacos. Puede distinguirse una S_n, evidenciada por las bandas melanocráticas que tienen la misma dirección de orientación que las bandas leucocráticas. También se observa una S_{n+1} que se aprecia mayormente por láminas de biotita y muscovita de menor tamaño que los cristales que forman las bandas, y están orientadas de tal forma que se cruzan con la S_n.

Las venillas leucocráticas tienen textura granoblástica poligonal, y están compuestas por cuarzo, feldespato y plagioclasa hipidioblásticos levemente alterados a sericita. Se observan

secciones basales de apatita y escasas laminillas de biotita hipidioblástica.

La paragénesis de la roca es cuarzo-plagioclasa- biotita-muscovita.

Clasificación: Esquisto biotítico-muscovíticos.

a) **b)**

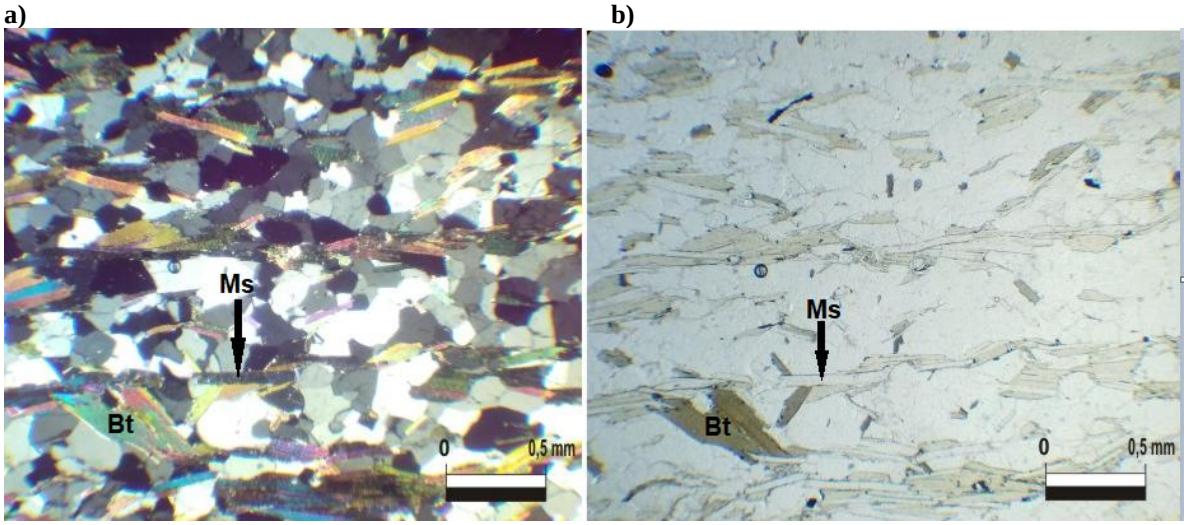


Figura 12.4: Esquisto 1 (muestra ESQ1) **a)** Fotomicrografía con nicoles cruzados. **b)** Fotomicrografía del mismo sector pero con nicoles paralelos. Se observan dminios Q y M con.

Esquisto Tapia 1 (muestra PEGT1)

(32° 33' 56.07" LS; 65° 28' 18.55" LO)

Descripción macroscópica:

Roca metamórfica de grano fino y estructura foliada continua de color negro levemente plegada. Se observa alternancia de bandas melanocráticas y leucocráticas de 0,1 cm de espesor.

Descripción microscópica:

Roca con foliación continua con alternancia de bandas claras y oscuras.

Las bandas claras tienen una textura granoblástica. Están compuestas en su mayoría por cuarzo xenoblástico con desarrollo de subgranos y bordes irregulares, en general se observa extinción fragmentosa. También se observa plagioclasa hipidioblástica muy alterada a sericita y abundantes secciones basales de apatita. Hay clorita en láminas como producto de alteración de biotita y en zonas de borde de granos.

En un sector del corte delgado se observan secciones basales de gran tamaño de biotita sin orientación preferencial de color castaño con inclusiones de circón, muscovita en láminas, clorita y minerales opacos como producto de alteración de biotita.

Por otra parte, se observa una textura lepidoblástica en las bandas oscuras compuesta en gran proporción por láminas de biotita y muscovita hipidioblásticas orientadas en la misma dirección. También la componen cuarzo xenoblástico con extinción fragmentosa y bordes irregulares, plagioclasa hipidioblástica muy alterada a sericita y abundante presencia de minerales opacos y titanita. Los cristales de biotita poseen abundantes inclusiones de circón y como producto de alteración de la biotita se observa epidoto y clorita hipidioblásticos.

La paragénesis de la roca es cuarzo-biotita-muscovita-clorita-epidoto.

Clasificación: Esquisto biotítico-muscovítico fino.

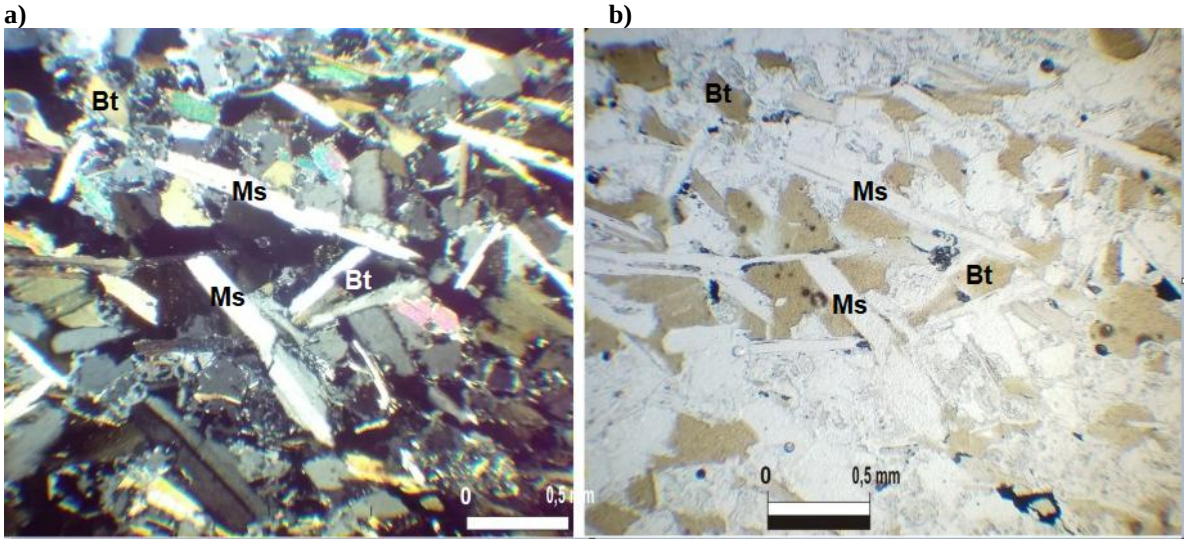


Figura 12.5: Esquisto Tapia 1(muestra PEGT1) **a)** Fotomicrografía con nicoles cruzados. **b)** Fotomicrografía del mismo sector pero con nicoles paralelos.

Esquisto La Cocha 1 (muestra LC1)

(32° 37' 16.18" LS; 65° 23' 39.87" LO)

Descripción macroscópica:

Roca metamórfica de color gris oscuro, de grano fino con foliación continua caracterizada por

la alternancia de dominios Q y M. Se observan láminas de biotita y muscovita y cristales cuarzo de 0,1 cm de diámetro.

Descripción microscópica:

Las bandas claras tienen textura granoblástica, compuesta en su mayoría por cuarzo xenoblástico equigranular con extinción fragmentosa, desarrollo de subgranos y bordes irregulares, escasos cristales de muscovita y biotita en láminas, secciones basales de apatita y minerales opacos.

Las bandas melanocráticas presentan textura lepidoblástica compuesta mayormente por biotita hipidioblástica de color castaño a verde claro y muscovita hipidioblástica, que se encuentran como láminas flexuradas. También se observa escasa plagioclasa hipidioblástica (levemente alterada a sericita). Se distingue S_n, evidenciada por la alternancia de dominos Q y M. Además se encuentran abundantes secciones basales de apatita, epidoto anhedral, escasa presencia de prismas de circón, clorita originada a partir de la biotita y minerales opacos.

Paragénesis: cuarzo-biotita-muscovita-plagioclasa-epidoto.

Clasificación: Esquisto biotítico-muscovítico.

a) **b)**

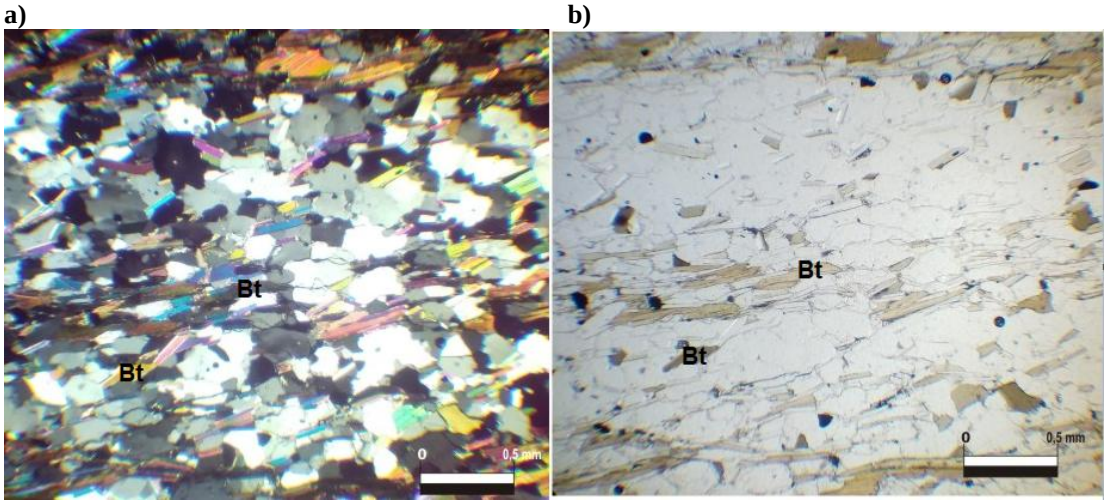


Figura 12.6: Esquisto La Cocha 1 (muestra LC1) **a)** Fotomicrografía con nicoles cruzados. **b)** Fotomicrografía del mismo sector pero con nicoles paralelos. Se observan dominios Q y M.

Esquisto La Rosanna (muestra LR1)

(32° 36' 50.83" LS; 65° 31' 49.63" LO)

Descripción macroscópica:

Esquisto fino gris oscuro compuesto por biotita y cuarzo. Los cristales de biotita llegan a medir de 1 a 2 mm de largo.

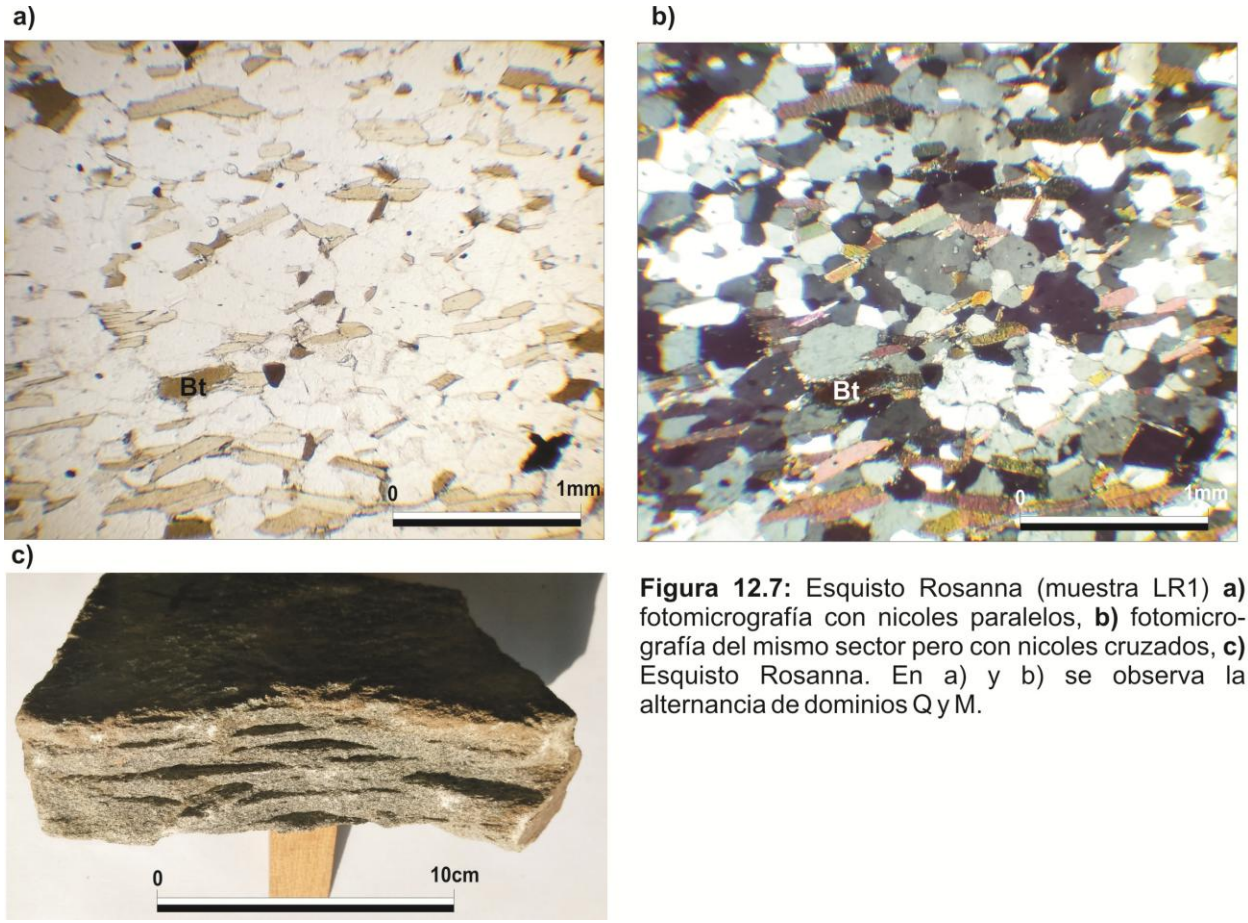


Figura 12.7: Esquisto Rosanna (muestra LR1) **a)** fotomicrografía con nicoles paralelos, **b)** fotomicrografía del mismo sector pero con nicoles cruzados, **c)** Esquisto Rosanna. En a) y b) se observa la alternancia de dominios Q y M.

Descripción microscópica:

Roca con esquistosidad continua con textura lepidogranoblástica. Está compuesta principalmente por cuarzo, plagioclasa sin maclar, cordierita y biotita. En menor proporción se observan cristales de muscovita, apatita, circón y minerales opacos.

El cuarzo es xenoblástico y equigranular, los contactos son lobulados y solo en algunos cristales los contactos son poligonales. El feldespato es plagioclasa, los cristales son

hipidioblásticos y en algunos casos se encuentran alterados a sericita. La biotita se presenta en láminas de colores castaño oscuro a claro y presentan inclusiones de circón. Entre las láminas de biotita hay cristales hipidioblásticos de cordierita. En algunos sectores los cristales de biotita se encuentran cloritizados y también presentan epidoto como mineral de alteración. Los cristales de muscovita son escasos y se hallan asociados a cristales primarios de biotita. Además se encuentran abundantes cristales de apatita.

Puede distinguirse una S_n, evidenciada por la alternancia de dominios Q y M.

La paragénesis de la roca es cuarzo-plagioclasa-biotita.

Clasificación: Esquisto biotítico.

Esquisto La Truquita (muestra LT4)

(32° 36' 7.85" LS; 65° 34' 10.45" LO)

Descripción macroscópica:

Esquisto fino gris. Está compuesta por muscovita, biotita y cuarzo.

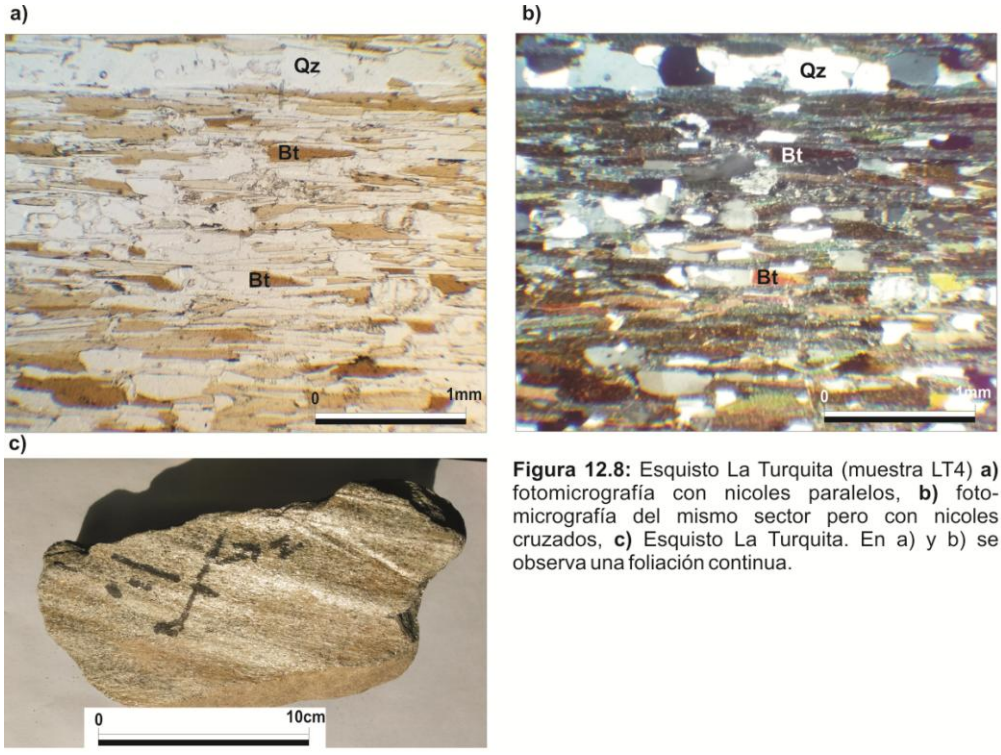


Figura 12.8: Esquisto La Turquita (muestra LT4) **a)** fotomicrografía con nicoles paralelos, **b)** fotomicrografía del mismo sector pero con nicoles cruzados, **c)** Esquisto La Turquita. En a) y b) se observa una foliación continua.

Descripción microscópica:

Roca con foliación continua y textura lepidoblástica. Está compuesta principalmente por biotita, muscovita, cuarzo y cordierita. En menor proporción se observa clorita y circón.

La biotita se presenta en láminas de color castaño oscuro a claro que están orientadas según la dirección de foliación y presentan inclusiones de circón. En algunos sectores los cristales de biotita se encuentran cloritizados. La muscovita se presenta en láminas orientadas en la misma dirección que la biotita. El cuarzo es xenoblástico, equigranular y tiene inclusiones de muscovita. Los cristales de clorita son subhedrales de color verde claro y tienen la misma orientación que biotita y muscovita. La cordierita presenta alteraciones a filosilicatos.

La paragénesis de la roca es biotita-muscovita-cuarzo.

Clasificación: Esquisto.

Granitos

Granodiorita La Tapera (muestra MIG2-1113)

(32° 39' 20.11" LS; 65° 24' 40.56" LO)

Descripción macroscópica:

Roca de color gris oscuro con textura granosa mediana. Se observa una marcada orientación de sus cristales. Está compuesta por plagioclasa en cristales subhedrales de 0,5 a 1,5 cm de longitud, cuarzo anhedral de 0,1 a 0,5 cm de diámetro y biotita en cristales de 0,3 a 0,5 cm de longitud. Se distinguen acumulaciones de biotita por sectores que están orientados en una dirección.

Descripción microscópica:

Roca de textura granosa mediana, hipidiomorfa e inequigranular de estructura levemente

foliada. En ella se distinguen plagioclasa (40%), cuarzo (30%) y microclino (10%) como minerales principales; biotita (20%) y como accesorios menores (5%), apatita, allanita, circón, y minerales opacos. Como minerales de alteración hay clorita, muscovita, epidoto y zoisita.

Los cristales de plagioclasa son tabulares, subhedrales, inequigranulares con maclas según Ley de Albita y de Periclino y de dos individuos y que tienen zonación. Se trata de plagioclasa de composición intermedia n> bálsamo. Se observa incipiente deformación evidenciada por una leve rotación de sus planos de maclas. Hay alteración sericítica que es más abundante hacia el núcleo de los cristales que hacia los bordes, mientras que en los bordes predomina la alteración a clorita. En menor proporción se observan cristales de plagioclasa de menor tamaño sin alteración que corresponde a una segunda generación de plagioclasa.

El cuarzo se presenta en cristales anhedrales, inequigranulares con extinción fragmentosa y contactos crenulados. Por sectores se observan agregados cristalinos de menor tamaño, con contactos triangulares entre granos sin orientación definida, y que se ubican entre cristales de feldespato, biotita y plagioclasa y estarían indicando procesos de fragmentación y recristalización.

El microclino se presenta en cristales subhedrales. Posee macla sutil en arpillera aunque en algunos individuos es muy escasa.

Las láminas de biotita son subhedrales de color castaño a verde oscuro y presentan una orientación en una dirección preferencial. Son cristales de gran tamaño de hasta 2 mm de largo.

El circón es de hábito prismático y se encuentra como inclusiones en las laminillas de biotita generando halos pleocroicos.

Los cristales de allanita son subhedrales y están asociados a los de epidoto. Poseen un color castaño-amarillento.

Los minerales de alteración son clorita y minerales del grupo del epidoto. Clorita en láminas

con pleocroismo de castaño claro a verde claro constituye la alteración dominante de biotita. El epidoto y zoisita-clinozoisita se presenta en cristales anhedrales a subhedrales, están asociados y se encuentran en zonas de fracturas en donde la biotita está más alterada a clorita y como alteración de plagioclasa.

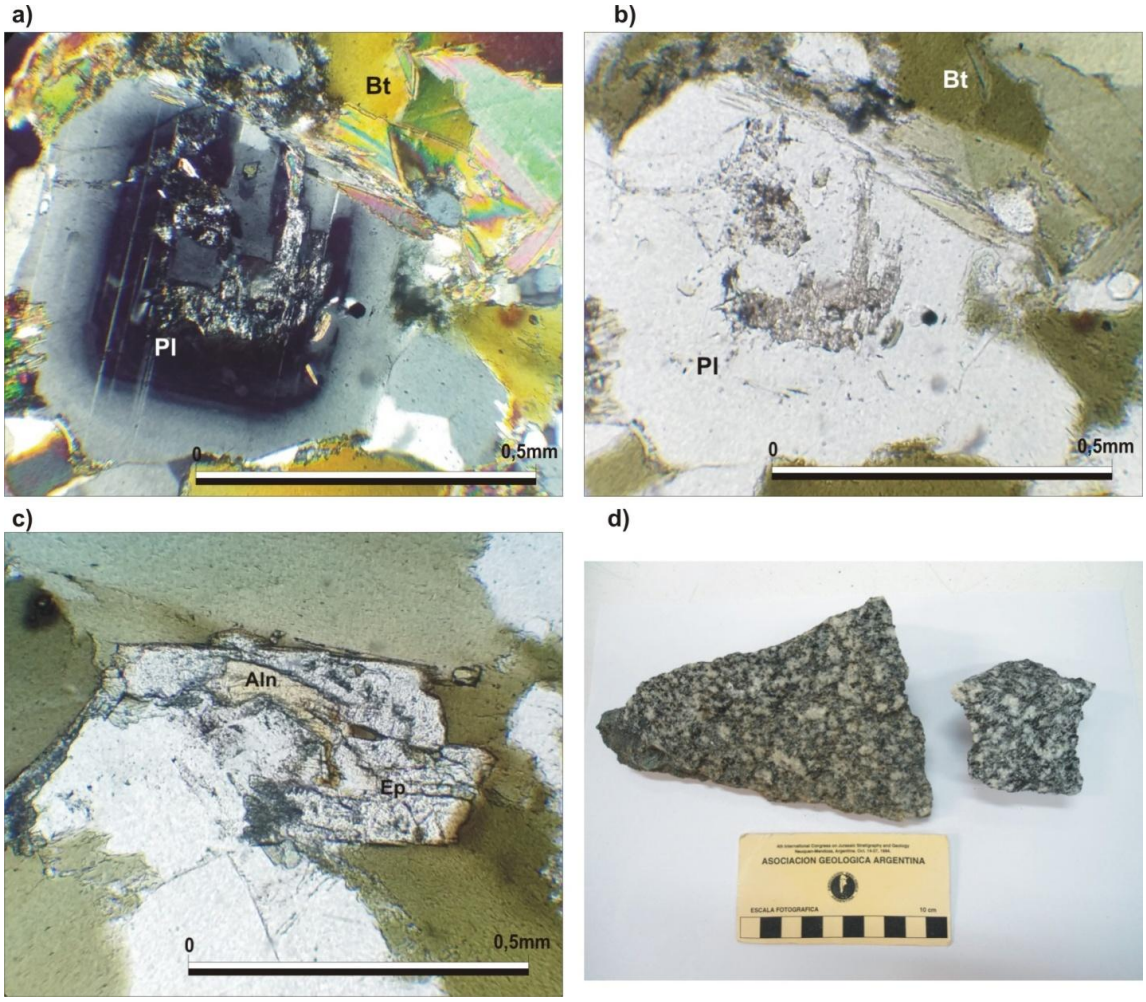


Figura 12.9: Granodiorita de La Tapera (muestra MIG2-1113) **a)** fotomicrografía con nicoles cruzados, **b)** fotomicrografía del mismo sector pero con nicoles paralelos, **c)** fotomicrografía con nicoles paralelos, **d)** granodiorita de La Tapera. En a) y b) se observa plagioclasa con zonación composicional y en c) allanita con cristal de epidoto.

Las laminillas de muscovita son euhedrales. Son escasas, secundarias y se concentran en zonas de alteración y de contacto de las plagioclasas.

Los minerales opacos son escasos y suelen encontrarse en zonas de alteración de las plagioclasas.

Clasificación: granodiorita.

Monzogranito La Tapera (muestra GLT1):

(32° 37' 59.70" LS; 65° 24' 8.40" LO)

Descripción macroscópica:

Roca de color gris claro, con textura granosa mediana con orientación de cristales máficos en una dirección. Está compuesta por plagioclasa subhedral de 0,2 a 0,5 cm de longitud, cuarzo anhedral a subhedral de 0,2 a 0,5 cm de diámetro, láminas de biotita euhedral de 0,5 cm de diámetro y láminas de muscovita de 0,2 cm de diámetro. Por sectores se observan acumulaciones de biotita.

Descripción microscópica:

Roca de textura granosa mediana, hipidiomorfa e inequigranular a porfirica por sectores, por desarrollo de grandes cristales de microclino y algo menos de plagioclasa. La estructura es levemente foliada. Se distinguen cuarzo (35%), plagioclasa (30%) y microclino (25%) como minerales principales; biotita (5%) como accesorio característico y como minerales accesorios menores (5%) apatita, circón, minerales opacos y epidoto, muscovita, clorita, zoisita-clinozoisita como minerales de alteración.

El cuarzo es inequigranular y está presente como agregados poligonales y como cristales anhedrales. En algunos cristales se observa extinción ondulosa.

Los cristales de plagioclasa son subhedrales, tienen macla polisintética. Hay cristales de dos tamaños, los mayores presentan zonación composicional y macla de dos individuos. En la fracción de menor tamaño solo se genera macla polisintética. La composición es oligoclasa. En varios sectores se observan mirmequitas.

Los cristales de microclino son subhedrales, pertíticos y tienen macla en arpillera y de dos individuos, y se encuentran levemente alterados a sericita, arcillas y muscovita. El microclino es ameboidal, pertítico y engloba plagioclasa y cuarzo.

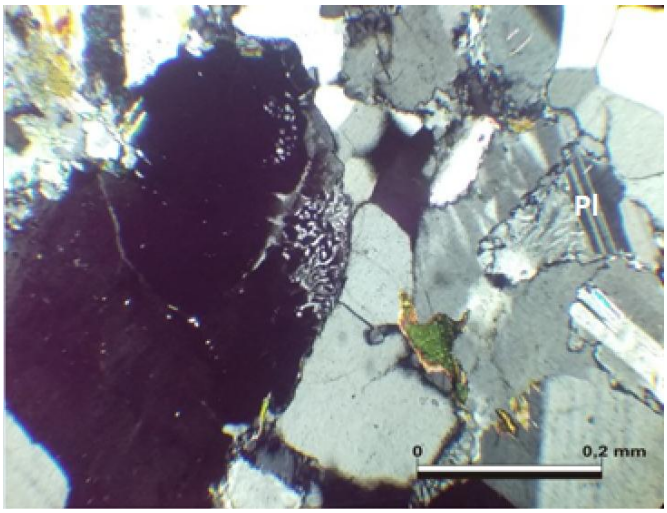


Figura 12.10: a) Granito La Tapera (muestra GLT1) Fotomicrografía con nicoles cruzados de mirmequitas de cuarzo en microclino.

b) **c)**

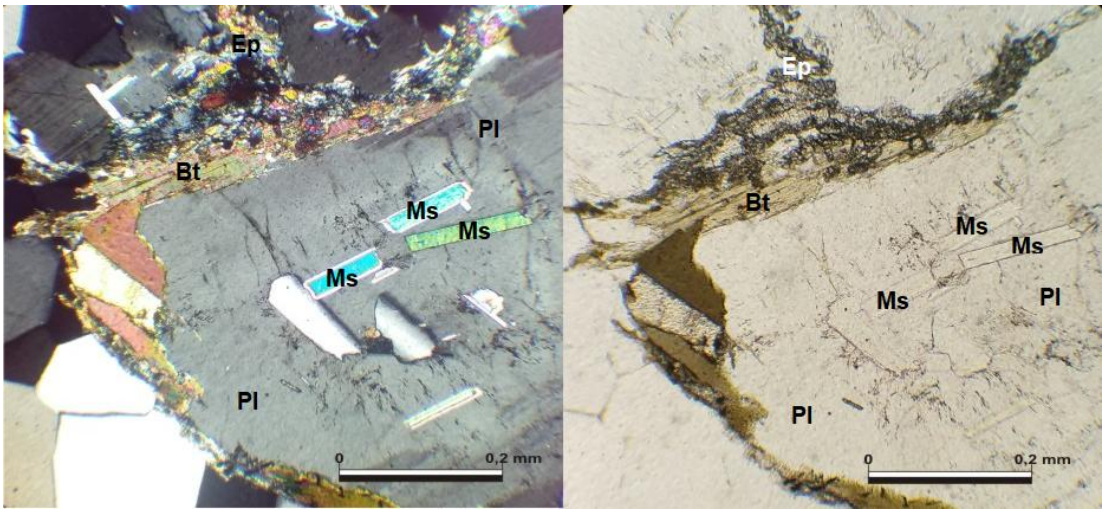


Figura 12.10: Granito La Tapera (muestra GLT1) Epidoto en los contactos entre cristales. **b)** Fotomicrografía con nicoles cruzados. **c)** Fotomicrografía del mismo sector pero con nicoles paralelos.

Las laminillas de biotita de color castaño claro a oscuro, son subhedrales y se encuentran flexuradas y asociadas a epidoto, zoisita, clorita y muscovita.

Hay dos tipos de cristales de muscovita, primarios y secundarios. Los cristales primarios son subhedrales y algunos de ellos se encuentran maclados. Los cristales de origen secundario están asociados a biotita, son laminillas euhedrales a subhedrales levemente flexuradas en zonas de fracturas.

La apatita se encuentra como inclusiones en biotita en gran mayoría, los cristales son redondeados a prismáticos.

Los cristales de epidoto, aparecen como glomérulos entre cristales y generalmente asociado a

biotita y clorita. Están asociados además a zoisita-clinozoisita que se presenta como cristales prismáticos.

Los individuos de clorita son laminares, se generan por alteración de la biotita.

El circón se encuentra frecuentemente como inclusiones en biotita.

Clasificación: monzogranito.

Sector Concarán-San Isidro

Rocas ultramáficas

Hornblendita Las Cañas 1 (muestra LCÑ1)

(32° 35' 18.85" LS; 65° 25' 19.16" LO)

Descripción macroscópica:

Roca ígnea de color negro y estructura masiva en donde se observan minerales de hábito prismático de color negro. Se observa también sectores con presencia de óxidos de hierro. El índice de color es mayor al 90%, por lo tanto entra en la clasificación de rocas ultramáficas.

Descripción microscópica:

En corte delgado se observa una textura granosa alotriomorfa e inequigranular. Está compuesta principalmente por anfíbol (90%) y restos de piroxenos y minerales opacos. Abundante serpentina en agregados circulares, abundante sericita y un anfíbol secundario constituyen la alteración de los minerales primarios.

El anfibol forma cristales de gran tamaño, ligeramente verdes. Se identifica otro anfíbol, en cristales de menor tamaño e incoloros. El piroxeno solo conserva cristales relícticos, con inclusiones de minerales opacos.

Clasificación: hornblendita.

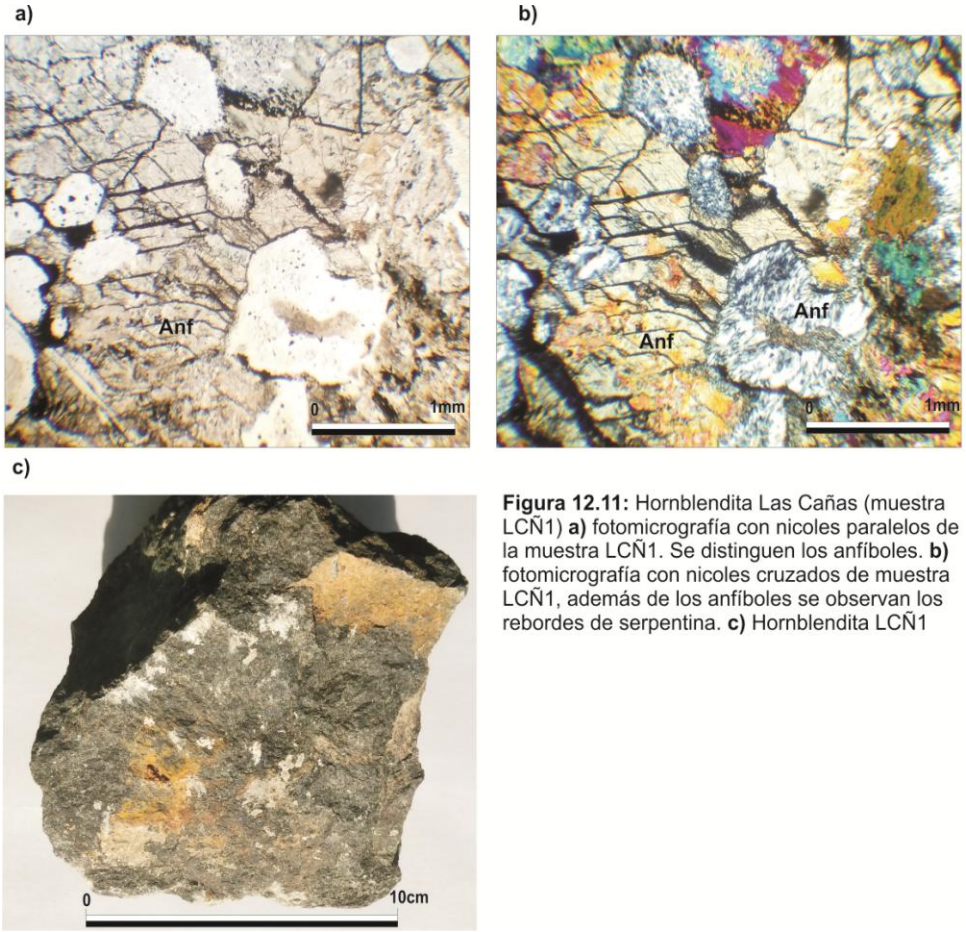


Figura 12.11: Hornblendita Las Cañas (muestra LCÑ1) **a)** fotomicrografía con nicoles paralelos de la muestra LCÑ1. Se distinguen los anfíboles. **b)** fotomicrografía con nicoles cruzados de muestra LCÑ1, además de los anfíboles se observan los rebordes de serpentina. **c)** Hornblendita LCÑ1

Rocas metamórficas

Esquisto Los Algarrobitos (muestra LA5)

(32° 28' 56.17" LS; 65° 34' 32.89" LO)

Descripción macroscópica:

Roca metamórfica de grano fino y estructura foliada de color gris oscuro. Está compuesta en su mayoría por biotita, muscovita y cuarzo. Se observan dominios Q y M.

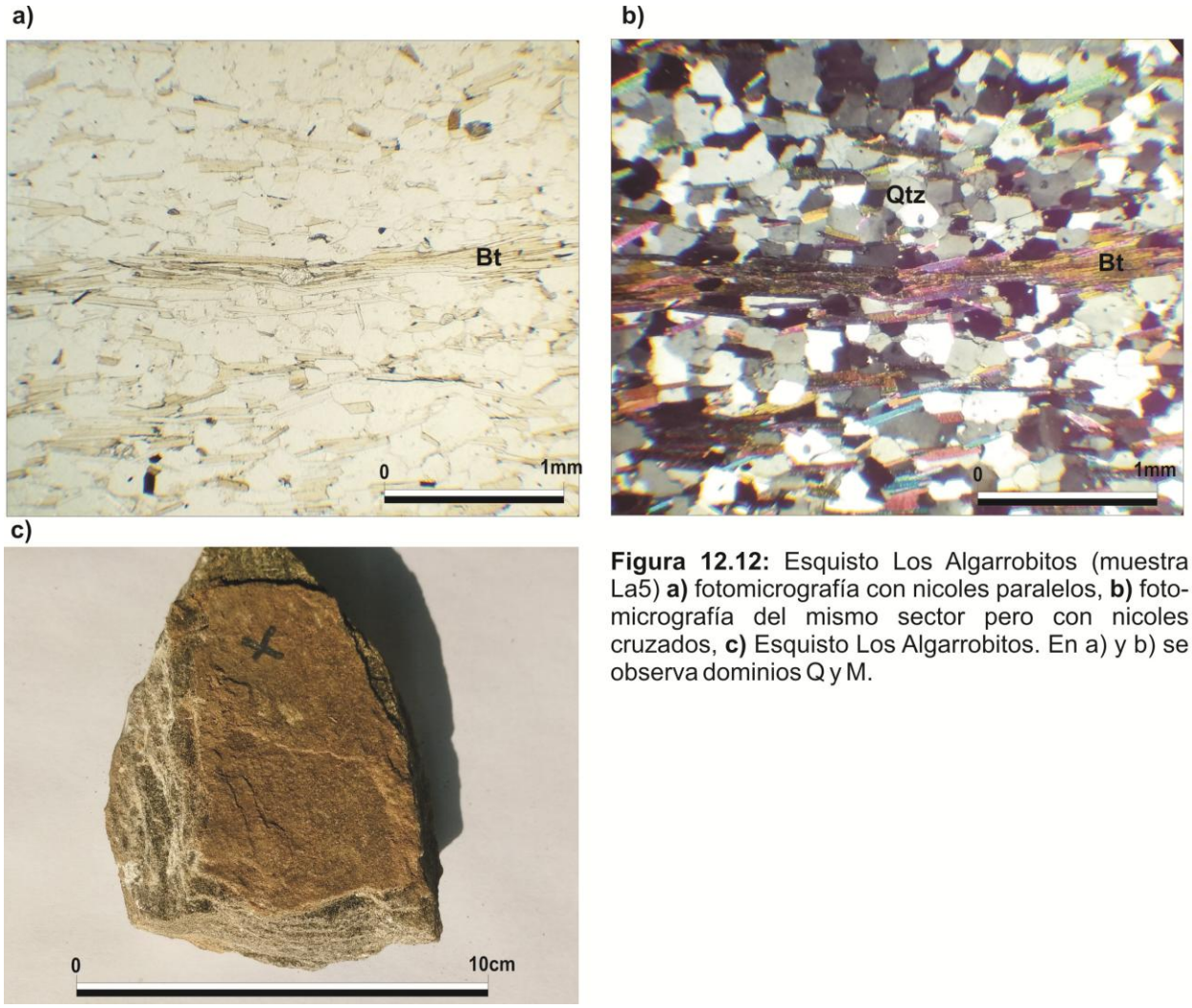


Figura 12.12: Esquisto Los Algarrobitos (muestra La5) **a)** fotomicrografía con nicoles paralelos, **b)** fotomicrografía del mismo sector pero con nicoles cruzados, **c)** Esquisto Los Algarrobitos. En a) y b) se observa dominios Q y M.

Descripción microscópica:

Roca con foliación continua con alternancia de bandas de distinta composición mineral.

Las bandas claras tienen textura granoblástica poligonal compuesta en su mayoría por cuarzo xenoblástico equigranular, escasos cristales de muscovita y biotita en láminas, apatita y

monacita.

Las bandas melanocráticas se caracterizan por una textura lepidoblástica compuesta mayormente por biotita hipidioblástica de color castaño oscuro a claro y muscovita hipidioblástica. Además se encuentran abundantes cristales de apatita en secciones basales. Se observan también inclusiones de circón y de monacita en biotita y minerales opacos.

Puede distinguirse la S_n, evidenciada por dominios Q y M.

La paragénesis de la roca es cuarzo-biotita-muscovita.

Clasificación: Esquisto biotítico-muscovítico fino.

Esquisto María Elena (muestra MHE4)

(32° 32' 38.77" LS; 65° 28' 28.07" LO)

Descripción macroscópica:

Roca metamórfica masiva de color negro grano fino. Está compuesta por biotita, cuarzo y feldespato. La muestra es atravesada por una venilla leucocrática de 0,5 cm de ancho.

Descripción microscópica:

Roca con textura granoblástica inequigranular compuesta principalmente por cuarzo y biotita. En menor medida se observa muscovita, epidoto, zoisita, apatita y circón.

El cuarzo es inequigranular y en algunos casos poligonal, la forma de los cristales está condicionada por la foliación. Se observan bandas en donde cristaliza biotita de color castaño claro a oscuro en láminas que se orientan en dos direcciones y se encuentran cloritizadas y con inclusiones de circón. Los cristales de muscovita son escasos, se presenta en láminas entre los cristales de biotita. Los cristales de epidoto y zoisita son xenoblásticos y se encuentran asociados a biotita y plagioclasa. Los cristales de apatita son abundantes. Además hay minerales opacos. Hay una venilla ígnea que atraviesa la roca y está compuesta principalmente por plagioclasa, cuarzo, biotita y apatita.

La paragénesis de la roca es cuarzo-biotita-epidoto.

Clasificación: Esquisto cuarzo-biotítico.

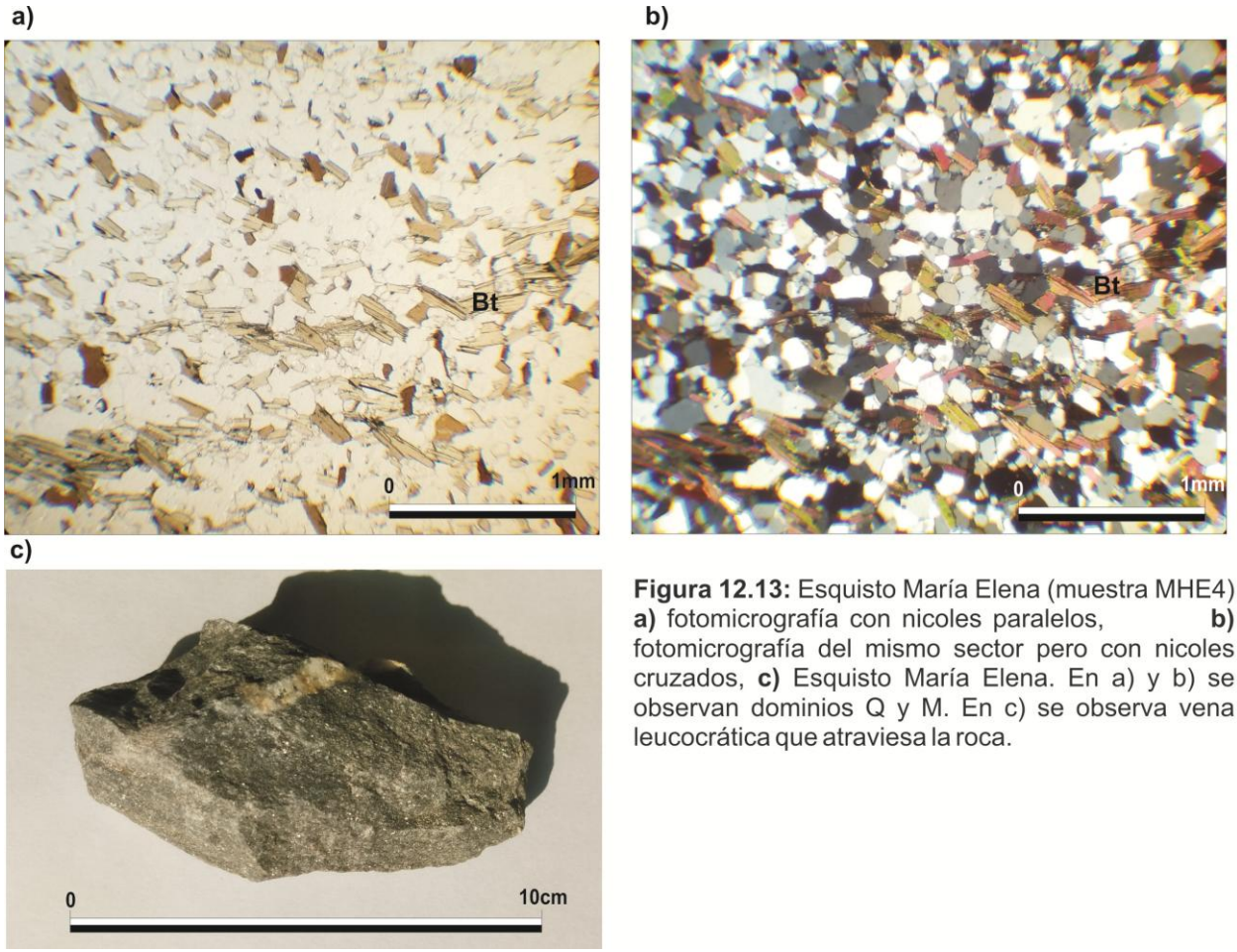


Figura 12.13: Esquisto María Elena (muestra MHE4) **a)** fotomicrografía con nicoles paralelos, **b)** fotomicrografía del mismo sector pero con nicoles cruzados, **c)** Esquisto María Elena. En a) y b) se observan dominios Q y M. En c) se observa vena leucocrática que atraviesa la roca.

Esquisto María del Huerto (muestra MH6-1)

(32° 31' 56.20" LS; 65° 24' 26.89" LO)

Descripción macroscópica:

Roca metamórfica de grano medio con foliación continua. Se observa biotita, muscovita, cuarzo y feldespato.

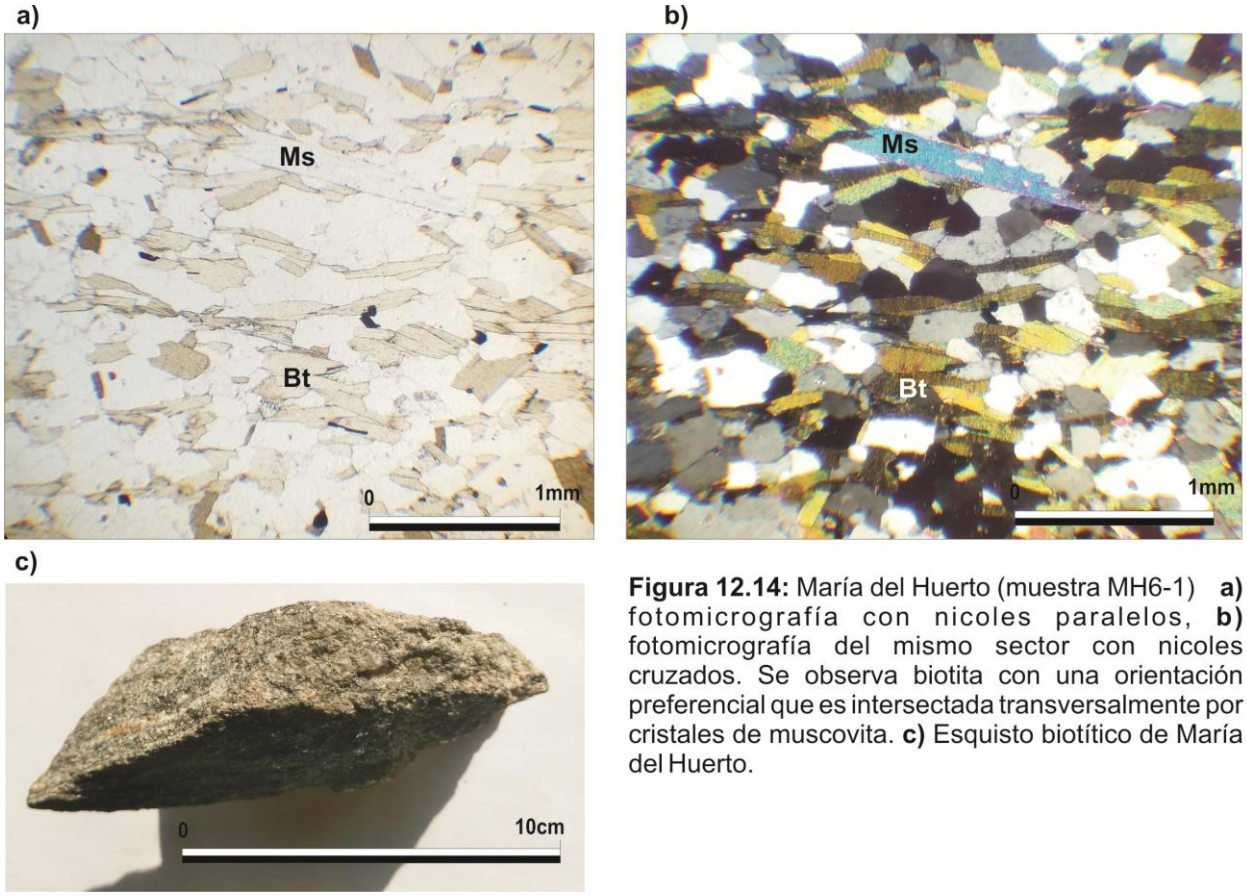


Figura 12.14: María del Huerto (muestra MH6-1) **a)** fotomicrografía con nicoles paralelos, **b)** fotomicrografía del mismo sector con nicoles cruzados. Se observa biotita con una orientación preferencial que es intersectada transversalmente por cristales de muscovita. **c)** Esquisto biotítico de María del Huerto.

Descripción microscópica:

Roca metamórfica con textura granolepidoblástica. No se observa marcado bandeamiento. Las micas se orientan por sectores, probablemente por la existencia de micropliegues. Las zonas melanocráticas tienen textura lepidoblástica, se componen de biotita, muscovita, clorita, apatita, plagioclasa y cuarzo. La biotita se encuentra en láminas de color castaño claro a oscuro orientada en dos direcciones preferenciales y tienen inclusiones de circón. Los cristales de muscovita en muchos casos doblan el tamaño de los cristales biotita, se encuentran orientados transversalmente a los cristales de biotita, y en otros casos, se encuentran orientados paralelamente a la biotita. Hay escasos cristales de clorita en láminas subhedrales y se encuentra asociada a biotita. Hay abundantes cristales de apatita, en algunos casos se observa un núcleo de color rosado.

Las zonas leucocráticas tienen textura granoblástica inequigranular en donde predomina plagioclasa y cuarzo, con escasos cristales de feldespato potásico. En menor proporción se

encuentran láminas de biotita y cristales de apatita. Los cristales de plagioclasa están levemente alterados a sericita.

La paragénesis de la roca es cuarzo-biotita-muscovita.

Clasificación: Esquisto biotítico.

Esquisto Las Cañas 3 (muestra LCÑ3-3)

(32° 35' 22.79" LS; 65° 25' 19.99" LO)

Descripción macroscópica:

Roca metamórfica de grano fino y estructura foliada de color gris oscuro. Se observa muscovita, biotita y cuarzo. Se observan dominios Q y M.

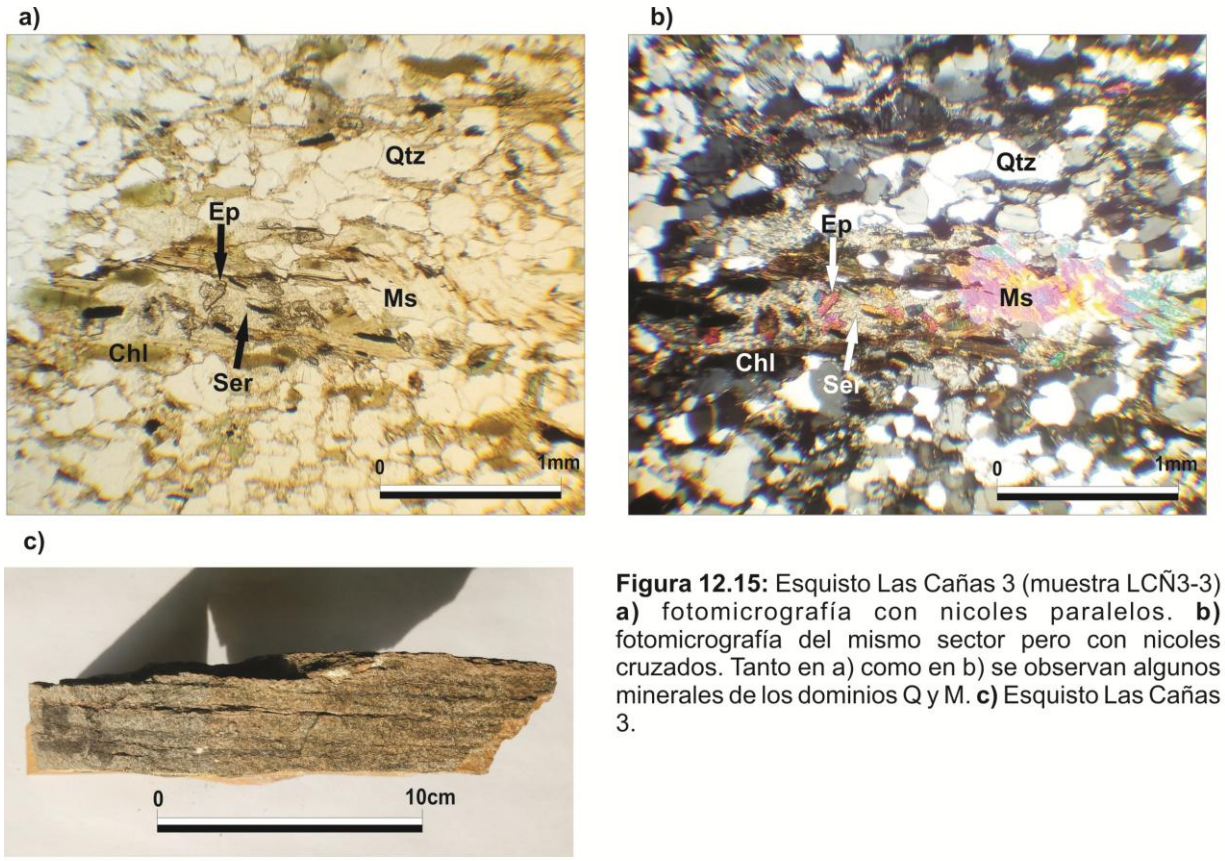


Figura 12.15: Esquisto Las Cañas 3 (muestra LCÑ3-3) **a)** fotomicrografía con nicoles paralelos. **b)** fotomicrografía del mismo sector pero con nicoles cruzados. Tanto en a) como en b) se observan algunos minerales de los dominios Q y M. **c)** Esquisto Las Cañas 3.

Descripción microscópica:

Roca con foliación continua con alternancia de dominios Q y M.

Las bandas leucocráticas tienen textura granoblástica inequigranular compuesta por cuarzo

xenoblástico, en algunos casos se observa desarrollo de subgranos y bordes irregulares. También se observan escasos cristales de plagioclasa muy alterados a sericita y escasos cristales de cordierita. Hay además escasos cristales de epidoto xenoblástico.

Las bandas melanocráticas tienen textura lepidoblástica y se componen mayormente por clorita hipidioblástica, biotita hipidioblásticas de color castaño a castaño claro, muscovita hipidioblástica, abundante sericita, cristales idioblásticos de epidoto y zoisita-clinozoisita. Además se encuentran abundantes cristales de apatita en secciones basales. Se observan también minerales opacos asociados a biotita.

Puede distinguirse la S_n, evidenciada por dominios Q y M.

La paragénesis de la roca es cuarzo-biotita-clorita.

Clasificación: Esquisto cuarzo-biotítico fino.

Rocas ígneas graníticas

Tonalita San Antonio (muestra SA7)

(32° 31' 49.30" LS; 65° 32' 1.90" LO)

Descripción macroscópica:

Roca de color verde oscuro, con textura granosa mediana. Está compuesta por plagioclasa subhedral de 0,2 a 0,5 cm de longitud de color rosado, láminas de biotita 0,1 cm de diámetro, epidoto anhedral de color verde claro y cuarzo en cristales de 0,1 cm.

Descripción microscópica:

Roca de textura granosa mediana, hipidiomorfa e inequigranular. Se distingue plagioclasa (45%), cuarzo (25%), biotita (15%) y microclino (5%) como minerales principales. Como minerales accesorios hay apatita, allanita, circón y minerales opacos (10%). La roca se encuentra fuertemente alterada, con formación de epidoto, zoisita, clorita, titanita, muscovita

y sericita a partir de los minerales primarios.

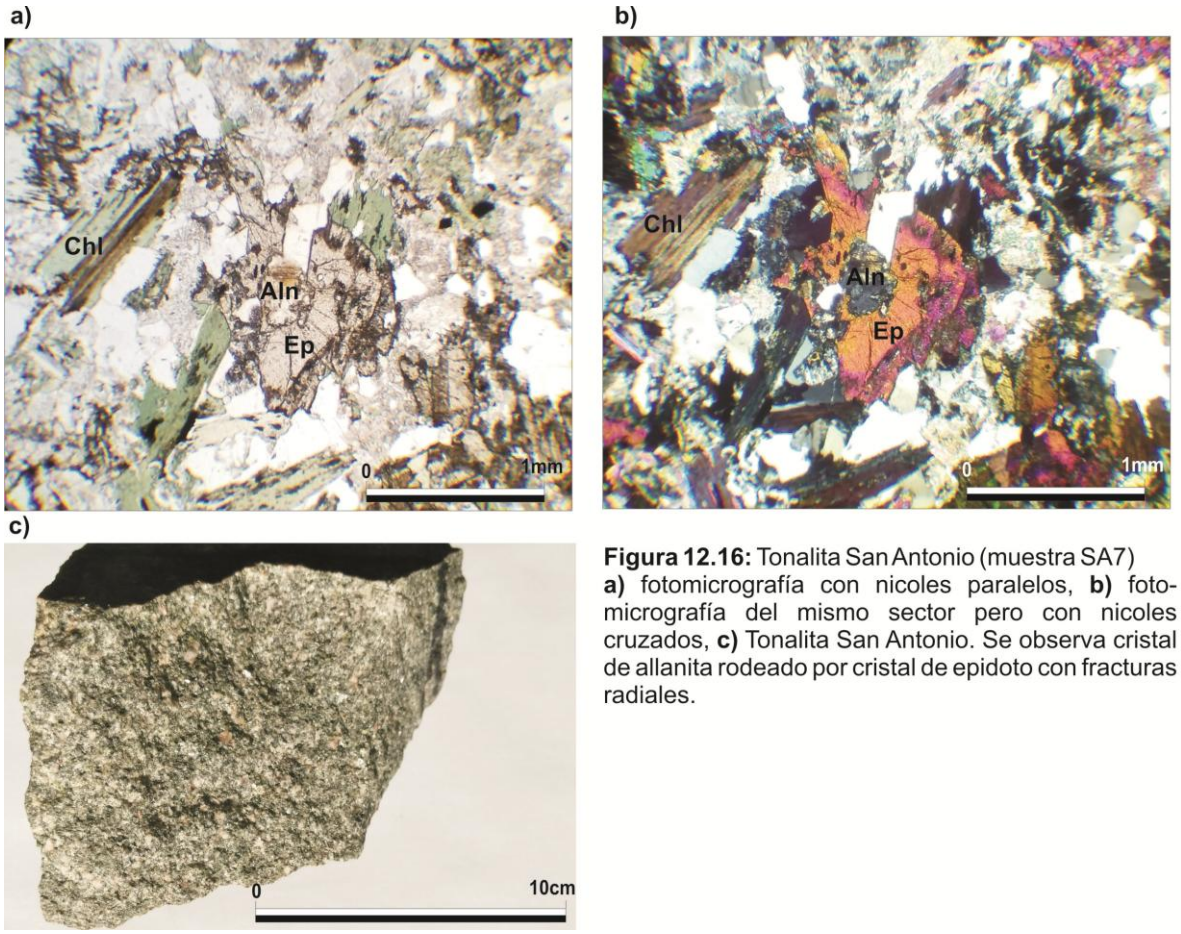


Figura 12.16: Tonalita San Antonio (muestra SA7) **a)** fotomicrografía con nicoles paralelos, **b)** fotomicrografía del mismo sector pero con nicoles cruzados, **c)** Tonalita San Antonio. Se observa cristal de allanita rodeado por cristal de epidoto con fracturas radiales.

Los cristales de plagioclasa tienen tamaños mucho mayores que el resto de los cristales que conforman la roca, es subhedral y está muy alterada a muscovita, sericita, epidoto y zoisita.

El cuarzo está presente en cristales anhedrales e inequigranulares, de menor tamaño que los cristales de plagioclasa, has y escasa formación de subgranos y tienen extinción ondulosa.

Las laminas de biotita son de color verde, subhedrales y están intensamente cloritizadas.

Los cristales de microclino son anhedrales y se alteran a sericita.

Los cristales de allanita son de color castaño claro a amarillento y en algunos casos están rodeados por cristales de epidoto con fracturas radiales.

El circón se encuentra frecuentemente como inclusiones en biotita. Se observa además una venilla compuesta de minerales carbonáticos.

Clasificación: tonalita biotítica.

Granodiorita María del Huerto (muestra MH3)

(32° 31' 51.5" LS; 65° 24' 24.70" LO)

Descripción macroscópica:

Roca de color gris claro, con textura granosa mediana. Está compuesta por plagioclasa, cuarzo, láminas de biotita y muscovita.

Descripción microscópica:

Roca de textura granosa mediana, hipidiomorfa e inequigranular por desarrollo de grandes cristales de plagioclasa. Está compuesta por plagioclasa (40%), cuarzo (35%), y microclino (15%), biotita (5%) y como minerales accesorios allanita, apatita, circón, epidoto y zoisita-clinozoisita.

Los cristales de plagioclasa son subhedrales, son cristales de tamaño variado. En general presentan zonación composicional, con los núcleos alterados a sericita y epidoto, macla de dos individuos y macla polisintética según Ley de Albita y en algunos cristales, además, Ley de Periclino. La composición, estimada por el índice de refracción es oligoclasa-andesina.

El cuarzo está presente en cristales anhedrales e inequigranulares y sus contactos son irregulares. Los cristales de microclino son subhedrales, tienen macla en arpillera y de dos individuos, y son el producto de una microclinización tardía. Se observa su desarrollo sobre cristales de plagioclasa.

Las láminas de biotita son de color castaño claro a oscuro, son subhedrales y de gran tamaño.

Los cristales de muscovita se generan a partir de biotita. Se observan laminillas euhedrales a subhedrales levemente flexuradas en zonas de fracturas.

La apatita se encuentra como inclusiones en biotita en gran mayoría, los cristales son redondeados a prismaticos.

Los cristales de epidoto son primarios, aparecen como cristales prismáticos, generalmente asociado a biotita. También hay epidoto secundario, producto de la alteración de plagioclasa.

Están asociados además a zoisita-clinozoisita.

El circón se encuentra frecuentemente como inclusiones en biotita.

Clasificación: granodiorita.

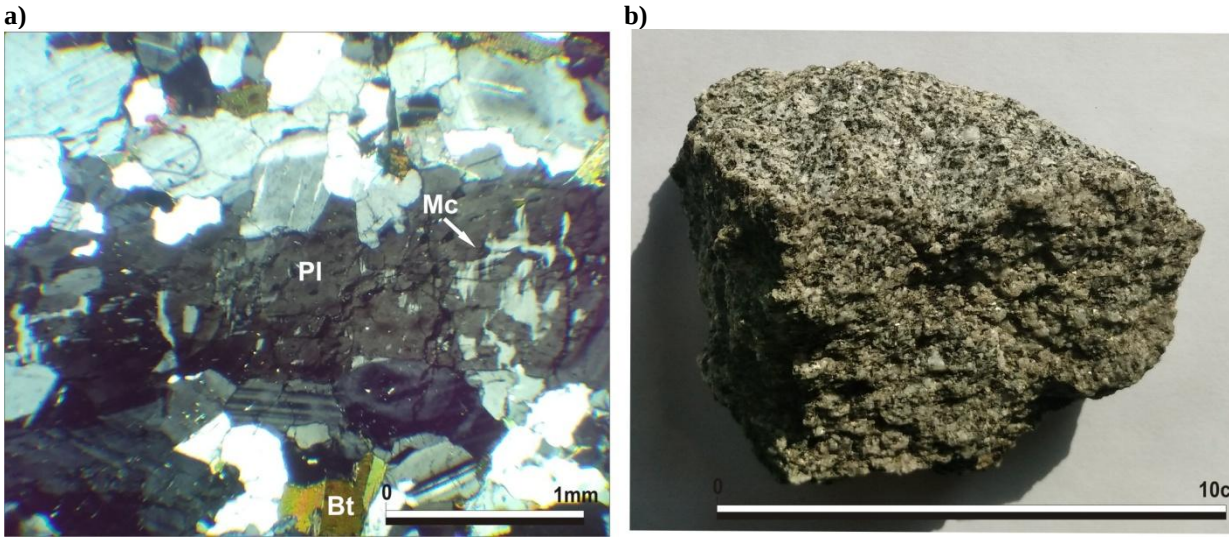


Figura 12.17: Granodiorita María del Huerto (muestra MH3) **a)** Fotomicrografía donde se observa la microclinización tardía en plagioclasa. **b)** Granodiorita María del Huerto, roca granosa de grano medio.

Tonalita María del Huerto (muestra MH6)

(32° 31' 51.65" LS; 65° 24' 24.84" LO)

Descripción macroscópica:

Roca de color gris, de textura granosa fina, formada por cristales de plagioclasa, biotita y cuarzo.

Descripción microscópica:

Roca de textura granosa fina, hipidiomórfica e inequigranular por desarrollo de grandes cristales de plagioclasa. Está compuesta por plagioclasa (50%), cuarzo (30%) y biotita (20%). Como minerales accesorios de encuentra clorita, muscovita, epidoto, apatita y minerales opacos.

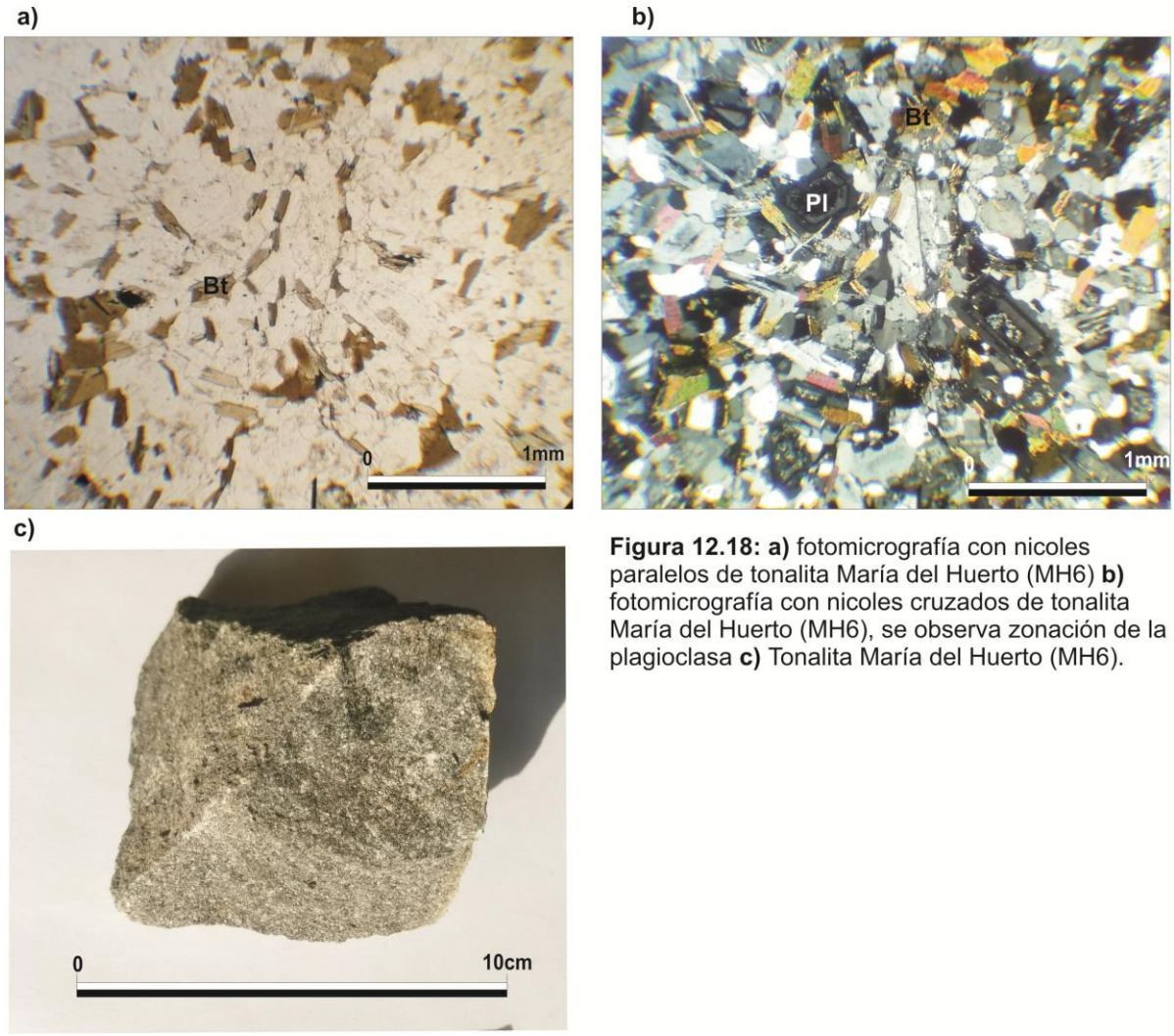


Figura 12.18: a) fotomicrografía con nicoles paralelos de tonalita María del Huerto (MH6) **b)** fotomicrografía con nicoles cruzados de tonalita María del Huerto (MH6), se observa zonación de la plagioclasa **c)** Tonalita María del Huerto (MH6).

La plagioclasa se encuentra como cristales subhedrales de diferentes tamaños, presentan zonación composicional, macla de dos individuos y macla polisintética según Ley de Albita. La composición, estimada por el índice de refracción es andesina-albita. Los núcleos de los cristales están alterados a sericita y epidoto.

El cuarzo es anhedral y equigranular con bordes netos.

Los cristales de biotita son subhedrales de color castaño oscuro a castaño claro.

Los cristales de clorita son anhedrales y se generan producto de la alteración de la biotita. Epidoto y muscovita aparecen como agregados cristalinos anhedrales en plagioclasa. Los cristales de apatita son anhedrales y se presentan en cristales de biotita. Los minerales opacos están asociados a biotita.

Clasificación: Tonalita.

Sector Potrerillos

Rocas ígneas graníticas

Monzonita cuarzosa Cerro Blanco (muestra GG)

(32° 40' 25" LS; 65° 41' 25" LO)

Descripción macroscópica:

Roca de color rosado y textura granosa gruesa, compuesta por feldespato, cuarzo y biotita.

Los feldespatos son de color rosado y miden entre 1 y 3 cm de diámetro mayor.

El cuarzo es anhedral, de color gris y se presenta en cristales de menor tamaño, de 0,5 a 1 cm de diámetro. La biotita se presenta en laminillas de 0,3 a 0,5 cm de diámetro.

Descripción microscópica:

Roca de textura granosa gruesa, compuesta por microclino (30%), plagioclasa (35%), cuarzo (15%), biotita (15%) y minerales accesorios (5%).

La plagioclasa presenta zonalidad difusa y posee maclas de dos individuos y polisintética, está muy alterada a sericita, muscovita y fluorita. Corresponde a albita (An_6). Se encuentra fracturada y posee recristalización en tablero de ajedrez. Está albitizada ya que se ven los bordes frescos.

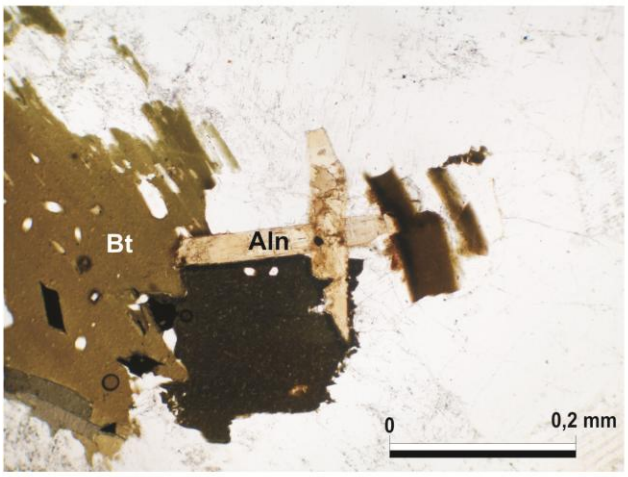
El cuarzo es anhedral y presenta recristalización representada por un patrón de subgranos en tablero de ajedrez.

La biotita se encuentra en laminillas y tiene pleocroismo castaño claro a castaño oscuro. El microclino se encuentra muy fracturado y reemplazado por plagioclasa desarrollando mirmequitas.

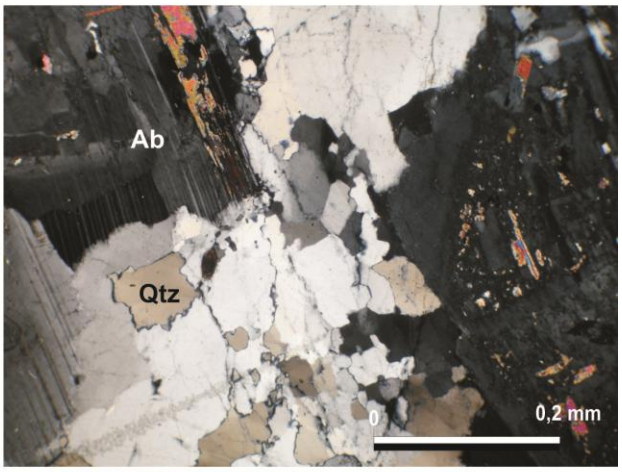
Entre los minerales restantes se observa apatita en secciones basales, fluorita como relleno de fracturas, moscovita como producto de alteración de los feldespatos, circón de gran tamaño como inclusión en la biotita, allanita y abundantes minerales opacos.

Clasificación: monzonita cuarzosa.

a)



b)



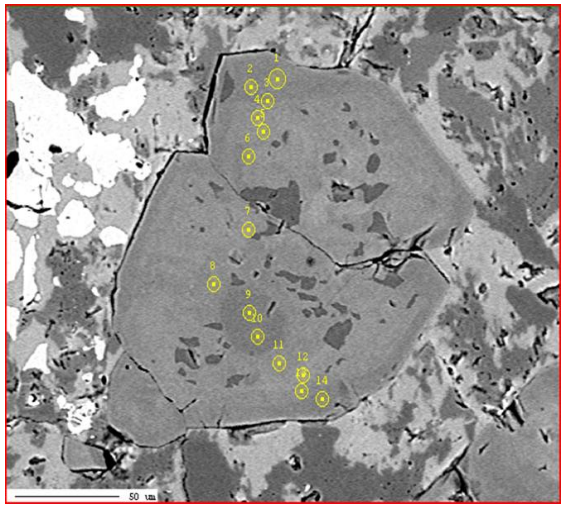
c)



Figura 12.19: a) fotomocrografía de monzonita Cerro Blanco (muestra GG) con nicoles paralelos, **b)** fotomicrografía de monzonita Cerro Blanco (muestra GG) con nicoles cruzados. Se observa allanita con macla cruciforme **c)** monzonita Cerro Blanco

CAPÍTULO 13: ANEXO ANÁLISIS QUÍMICOS DE TURMALINA (EPMA)

SECTOR SAN PABLO-LAS LAGUNAS
TURMALINITA- MUESTRA 14-2 C1



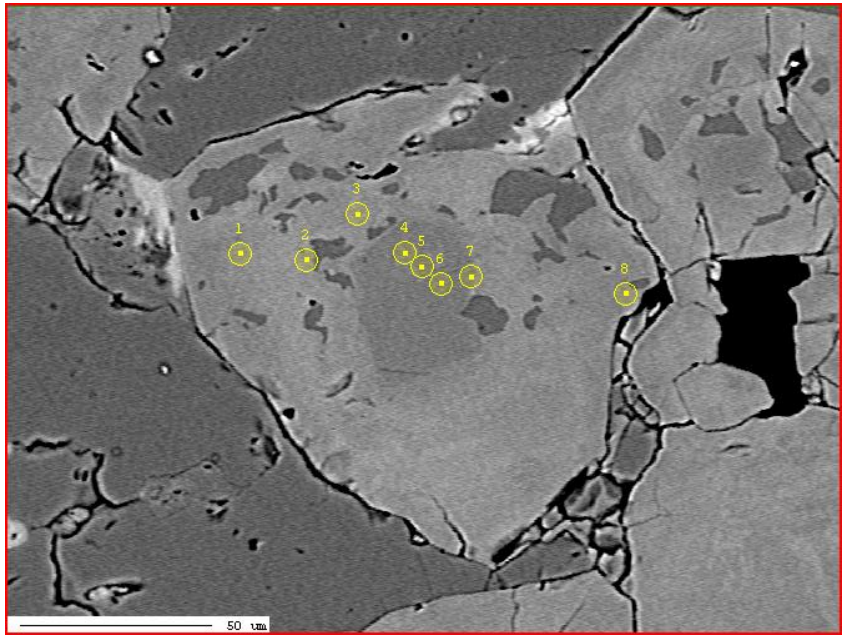
* B2O3, H2O and Li2O = calculated by stoichiometry; B = 3 apfu, OH+F = 4 apfu & Li = 15-total(T+Z+Y)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO2	35,26	35,44	35,01	34,87	34,96	35,13	34,87	35,11	35,12	35,2	35,05	35,83	35,02	34,93
TiO2	0,300	0,622	0,172	0,605	0,525	0,195	0,433	0,365	0,528	0,482	0,376	0,661	0,251	0,217
Al2O3	30,22	30,33	30,52	29,73	29,57	30,52	28,99	29,92	32,04	31,93	30,06	28,27	30,18	31,42
V2O3	0,038	0,123	0,000	0,106	0,095	0,000	0,000	0,057	0,000	0,000	0,033	0,011	0,046	0,014
Cr2O3	0,042	0,028	0,009	0,054	0,065	0,015	0,013	0,058	0,036	0,083	0,018	0,005	0,000	0,000
MgO	6,87	6,51	6,56	6,12	6,27	6,22	6,31	6,33	6,57	6,7	6,06	6,12	6,44	6,37
CaO	1,229	0,988	0,954	0,990	1,031	0,687	1,091	0,446	0,867	0,861	0,334	1,111	0,646	0,628
MnO	0,046	0,031	0,102	0,030	0,064	0,000	0,083	0,053	0,023	0,046	0,098	0,030	0,034	0,053
ZnO	0,207	0,214	0,208	0,172	0,274	0,222	0,176	0,195	0,233	0,185	0,206	0,191	0,245	0,294
Na2O	2,04	2,13	2,18	2,21	2,2	2,3	1,97	2,33	1,83	1,99	2,35	2,18	2,31	2,21
K2O	0,036	0,034	0,021	0,042	0,034	0,035	0,043	0,046	0,021	0,026	0,023	0,039	0,042	0,036
F	0,015	0,000	0,086	0,000	0,186	0,000	0,129	0,157	0,160	0,000	0,057	0,143	0,000	0,115
H2O*	3,561	3,576	3,501	3,534	3,446	3,534	3,438	3,451	3,512	3,599	3,489	3,468	3,533	3,500
B2O3*	10,34	10,36	10,27	10,24	10,24	10,24	10,14	10,22	10,40	10,43	10,19	10,25	10,24	10,30
Li2O*	0,057	0,169	0,080	0,073	0,059	0,137	0,000	0,000	0,142	0,130	0,009	0,374	0,002	0,069
Total	99,14	99,05	98,22	98,76	98,85	97,78	97,95	98,12	98,52	98,93	97,72	98,78	98,24	98,23
O=F	0,006	0,000	0,036	0,000	0,078	0,000	0,054	0,066	0,067	0,000	0,024	0,060	0,000	0,048
Total*	99,14	99,05	98,18	98,76	98,77	97,78	97,89	98,05	98,45	98,93	97,70	98,72	98,24	98,18
Structural formula based on 31 anions (O, OH, F)														
T: Si	5,926	5,943	5,927	5,916	5,932	5,962	5,976	5,972	5,870	5,865	5,978	6,076	5,944	5,892
Al	0,074	0,057	0,073	0,084	0,068	0,038	0,024	0,028	0,130	0,135	0,022	0,000	0,056	0,108
B	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Z: Al	5,911	5,938	6,000	5,861	5,846	6,000	5,832	5,970	6,000	6,000	6,000	5,650	5,982	6,000
Mg	0,089	0,062	0,000	0,139	0,154	0,000	0,168	0,030	0,000	0,000	0,000	0,350	0,018	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y: Al	0,000	0,000	0,016	0,000	0,000	0,066	0,000	0,000	0,181	0,135	0,021	0,000	0,000	0,139
Ti	0,038	0,078	0,022	0,077	0,067	0,025	0,056	0,047	0,066	0,060	0,048	0,084	0,032	0,028
V	0,005	0,017	0,000	0,014	0,013	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,004	0,002	0,006	0,002
Cr	0,006	0,004	0,001	0,007	0,009	0,002	0,002	0,008	0,005	0,011	0,002	0,001	0,000	0,000
Fe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,632	1,566	1,656	1,409	1,432	1,574	1,444	1,575	1,637	1,664	1,541	1,198	1,612	1,602
Mn	0,007	0,004	0,015	0,004	0,009	0,000	0,012	0,008	0,003	0,006	0,014	0,004	0,005	0,008
Fe2+	1,248	1,191	1,210	1,416	1,395	1,212	1,471	1,334	0,984	1,013	1,337	1,432	1,313	1,138
Zn	0,026	0,026	0,026	0,021	0,034	0,028	0,022	0,024	0,029	0,023	0,026	0,024	0,031	0,037
Li*	0,039	0,114	0,054	0,050	0,040	0,094	0,000	0,000	0,095	0,087	0,006	0,255	0,001	0,047
?Y	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,007	3,004	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
X: Ca	0,221	0,178	0,173	0,180	0,188	0,125	0,200	0,081	0,155	0,154	0,061	0,202	0,117	0,114
Na	0,665	0,693	0,716	0,727	0,724	0,757	0,655	0,768	0,593	0,643	0,777	0,717	0,760	0,723
K	0,008	0,007	0,005	0,009	0,007	0,008	0,009	0,010	0,004	0,006	0,005	0,008	0,009	0,008
Cs	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
r	0,106	0,123	0,107	0,084	0,081	0,111	0,136	0,140	0,247	0,198	0,157	0,073	0,113	0,156
OH	3,992	4,000	3,954	4,000	3,900	4,000	3,930	3,915	3,915	4,000	3,969	3,923	4,000	3,939
F	0,008	0,000	0,046	0,000	0,100	0,000	0,070	0,085	0,085	0,000	0,031	0,077	0,000	0,061
Mineral Name	Dravite	Dravite	Dravite	Schorl	Dravite	Dravite	Schorl	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Schorl	Dravite	Dravite

SECTOR SAN PABLO-LAS LAGUNAS
TURMALINITA- MUESTRA 14-2 C2

* B2O3, H2O and Li2O = calculated by stoichiometry; B = 3 apfu, OH+F = 4 apfu & Li = 15-total(T+Z+Y)

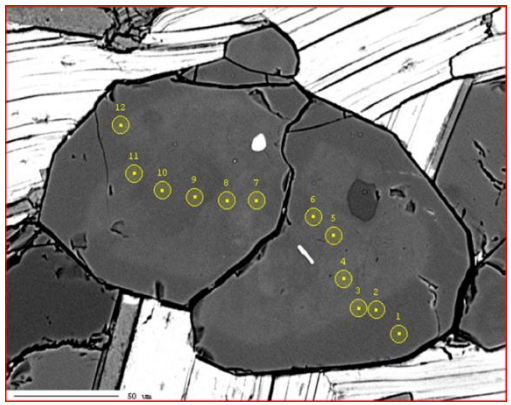
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO2	35,47	35,05	35,38	35,1	35,37	34,61	35,11	34,67
TiO2	0,092	0,523	0,320	0,550	0,483	0,644	0,479	0,229
Al2O3	31,43	28,77	30,55	32,27	32,39	33,49	29,78	29,96
V2O3	0,007	0,118	0,018	0,024	0,434	0,055	0,056	0,038
Cr2O3	0,022	0,000	0,015	0,093	0,169	0,095	0,026	0,022
FeO	8	9,91	9,26	7,06	5,8	6,48	9,44	8,13
MgO	6,55	6,38	6,07	6,4	6,98	6,14	6,41	6,92
CaO	0,825	0,951	0,746	0,761	0,625	0,716	0,513	1,327
MnO	0,103	0,034	0,053	0,034	0,053	0,076	0,000	0,061
ZnO	0,232	0,199	0,222	0,186	0,125	0,208	0,187	0,203
Na2O	2,19	2,25	2,16	1,92	1,88	1,82	2,37	1,98
K2O	0,052	0,025	0,042	0,026	0,006	0,028	0,035	0,031
F	0,000	0,170	0,043	0,000	0,000	0,000	0,171	0,260
H2O*	3,59	3,42	3,54	3,59	3,61	3,60	3,45	3,39
B2O3*	10,40	10,16	10,31	10,42	10,47	10,45	10,23	10,19
Li2O*	0,119	0,065	0,090	0,163	0,152	0,169	0,010	0,100
Total	99,09	98,03	98,82	98,60	98,55	98,58	98,26	97,51
O=F	0,000	0,072	0,018	0,000	0,000	0,000	0,072	0,109
Total*	99,09	97,96	98,80	98,60	98,55	98,58	98,19	97,40
Structural formula based on 31 anions (O, OH, F)								
T: Si	5,925	5,996	5,962	5,856	5,869	5,758	5,967	5,915
Al	0,075	0,004	0,038	0,144	0,131	0,242	0,033	0,085
B	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Z: Al	6,000	5,797	6,000	6,000	6,000	6,000	5,932	5,940
Mg	0,000	0,203	0,000	0,000	0,000	0,000	0,068	0,060
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y: Al	0,113	0,000	0,029	0,201	0,204	0,325	0,000	0,000
Ti	0,012	0,067	0,040	0,069	0,060	0,081	0,061	0,029
V	0,001	0,016	0,002	0,003	0,058	0,007	0,008	0,005
Cr	0,003	0,000	0,002	0,012	0,022	0,013	0,003	0,003
Fe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,631	1,424	1,525	1,592	1,727	1,523	1,556	1,700
Mn	0,015	0,005	0,008	0,005	0,007	0,011	0,000	0,009
Fe2+	1,118	1,418	1,305	0,985	0,805	0,902	1,342	1,160
Zn	0,029	0,025	0,028	0,023	0,015	0,026	0,023	0,026
Li*	0,080	0,045	0,061	0,110	0,102	0,113	0,007	0,069
?Y	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
X: Ca	0,148	0,174	0,135	0,136	0,111	0,128	0,093	0,243
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,709	0,746	0,706	0,621	0,605	0,587	0,781	0,655
K	0,011	0,005	0,009	0,006	0,001	0,006	0,007	0,007
Rb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cs	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
r	0,132	0,074	0,150	0,237	0,283	0,279	0,118	0,096
OH	4,000	3,908	3,977	4,000	4,000	4,000	3,908	3,860
F	0,000	0,092	0,023	0,000	0,000	0,000	0,092	0,140
Mineral Name	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite



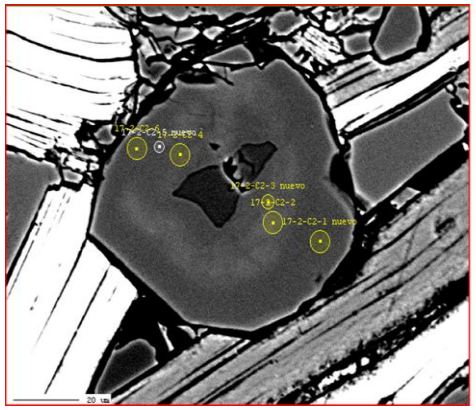
SECTOR SAN PABLO-LAS LAGUNAS
ESQUISTO CON TURMALINA- MUESTRA 17-2 C1

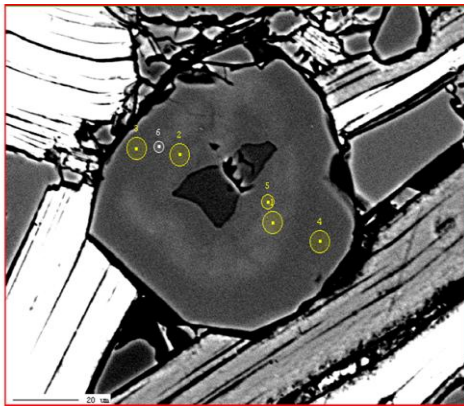
* B2O3, H2O and Li2O = calculated by stoichiometry; B = 3 apfu, OH+F = 4 apfu & Li = 15-total(T+Z+Y)

Sample No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO2	35,750	35,680	35,970	36,320	36,080	36,080	35,590	35,840	36,210	36,390	35,940	35,680
TiO2	0,669	0,644	0,655	1,310	0,796	0,856	1,253	0,703	0,434	0,282	0,457	0,739
Al2O3	33,480	32,300	31,060	30,940	32,080	32,460	31,230	32,210	32,750	33,090	32,140	33,410
V2O3	0,052	0,085	0,072	0,036	0,080	0,000	0,076	0,064	0,130	0,032	0,000	0,036
Cr2O3	0,053	0,092	0,044	0,004	0,000	0,013	0,049	0,008	0,000	0,025	0,035	0,097
FeO	6,490	7,110	8,350	7,840	7,670	7,130	7,880	7,530	7,170	7,220	7,610	7,010
MgO	6,670	6,800	6,870	6,500	6,430	6,760	6,580	6,300	6,330	6,250	7,070	6,500
CaO	0,786	0,828	0,790	0,786	0,650	0,667	0,920	0,857	0,577	0,379	0,743	0,790
MnO	0,054	0,066	0,097	0,066	0,000	0,031	0,054	0,058	0,082	0,000	0,074	0,062
ZnO	0,079	0,078	0,084	0,168	0,150	0,204	0,128	0,120	0,119	0,140	0,108	0,154
Na2O	1,870	1,980	2,220	1,930	2,020	1,730	1,830	1,880	1,790	1,830	1,900	1,750
K2O	0,041	0,031	0,028	0,014	0,011	0,027	0,014	0,016	0,025	0,010	0,012	0,039
F	0,060	0,193	0,147	0,000	0,000	0,045	0,045	0,193	0,015	0,000	0,015	0,134
H2O*	3,652	3,555	3,567	3,647	3,655	3,643	3,603	3,550	3,650	3,664	3,644	3,614
B2O3*	10,667	10,569	10,540	10,570	10,592	10,619	10,504	10,554	10,599	10,619	10,582	10,659
Li2O*	0,198	0,161	0,108	0,248	0,188	0,110	0,168	0,218	0,161	0,134	0,022	0,139
Total	100,571	100,172	100,601	100,379	100,402	100,375	99,925	100,101	100,039	100,065	100,350	100,814
O=F	0,025	0,081	0,062	0,000	0,000	0,019	0,019	0,081	0,006	0,000	0,006	0,056
Total*	100,546	100,091	100,539	100,379	100,402	100,357	99,906	100,020	100,033	100,065	100,344	100,758
Structural formula based on 31 anions (O, OH, F)												
T: Si	5,825	5,867	5,931	5,972	5,920	5,905	5,889	5,902	5,938	5,956	5,903	5,818
Al	0,175	0,133	0,069	0,028	0,080	0,095	0,111	0,098	0,062	0,044	0,097	0,182
B	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Z: Al	6,000	6,000	5,968	5,968	6,000	6,000	5,979	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg	0,000	0,000	0,032	0,032	0,000	0,000	0,021	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y: Al	0,254	0,127	0,000	0,000	0,124	0,166	0,000	0,153	0,267	0,339	0,125	0,238
Ti	0,082	0,080	0,081	0,162	0,098	0,105	0,156	0,087	0,054	0,035	0,056	0,091
V	0,007	0,011	0,010	0,005	0,011	0,000	0,010	0,008	0,017	0,004	0,000	0,005
Cr	0,007	0,012	0,006	0,000	0,000	0,002	0,006	0,001	0,000	0,003	0,005	0,013
Fe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,620	1,667	1,657	1,561	1,573	1,649	1,602	1,547	1,547	1,525	1,731	1,580
Mn	0,007	0,009	0,014	0,009	0,000	0,004	0,008	0,008	0,011	0,000	0,010	0,009
Fe2+	0,884	0,978	1,151	1,078	1,052	0,976	1,090	1,037	0,983	0,988	1,045	0,956
Zn	0,009	0,009	0,010	0,020	0,018	0,025	0,016	0,015	0,014	0,017	0,013	0,019
Li*	0,130	0,107	0,072	0,164	0,124	0,072	0,112	0,144	0,106	0,088	0,014	0,091
?Y	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
X: Ca	0,137	0,146	0,140	0,138	0,114	0,117	0,163	0,151	0,101	0,066	0,131	0,138
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,591	0,631	0,710	0,615	0,643	0,549	0,587	0,600	0,569	0,581	0,605	0,553
K	0,008	0,007	0,006	0,003	0,002	0,006	0,003	0,003	0,005	0,002	0,002	0,008
Rb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cs	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
r	0,264	0,216	0,145	0,243	0,241	0,328	0,247	0,245	0,324	0,351	0,262	0,301
OH	3,969	3,900	3,923	4,000	4,000	3,977	3,977	3,900	3,992	4,000	3,992	3,931
F	0,031	0,100	0,077	0,000	0,000	0,023	0,023	0,100	0,008	0,000	0,008	0,069
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F content												
Mineral Name	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite



SECTOR SAN PABLO-LAS LAGUNAS
ESQUISTO CON TURMALINA- MUESTRA 17-2 C2





* B2O3, H2O and Li2O = calculated by stoichiometry; B = 3 apfu, OH+F = 4 apfu & Li = 15-total(T+Z+Y)

		1	2	3	4	5	6
SiO2		35,14	35,34	35,74	35,43	35,94	35,45
TiO2		0,852	0,351	0,280	0,787	0,747	0,903
Al2O3		33,53	30,96	32,42	32,15	33,45	32,79
V2O3		0,048	0,032	0,088	0,093	0,084	0,000
Cr2O3		0,050	0,082	0,000	0,032	0,023	0,096
FeO		6,58	7,58	7,41	6,73	6,75	6,68
MgO		6,33	6,43	6,19	6,68	6,50	6,55
CaO		0,755	0,674	0,597	0,791	0,753	0,832
MnO		0,070	0,031	0,023	0,043	0,000	0,074
ZnO		0,102	0,168	0,220	0,143	0,098	0,175
Na2O		1,650	2,120	1,840	1,870	1,760	1,910
K2O		0,043	0,027	0,012	0,012	0,028	0,023
F		0,089	0,339	0,118	0,000	0,000	0,000
H2O*		3,60	3,40	3,56	3,62	3,69	3,65
B2O3*		10,55	10,31	10,47	10,48	10,68	10,58
Li2O*		0,160	0,174	0,137	0,186	0,195	0,219
Total		99,55	98,01	99,11	99,05	100,70	99,92
O=F		0,038	0,143	0,049	0,000	0,000	0,000
Total*		99,51	97,87	99,06	99,05	100,70	99,92
Structural formula based on 31 anions (O, OH, F)							
T:	Si	5,786	5,959	5,931	5,873	5,847	5,826
	Al	0,214	0,041	0,069	0,127	0,153	0,174
B		3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Z:	Al	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
	Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Fe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y:	Al	0,294	0,112	0,272	0,154	0,261	0,177
	Ti	0,106	0,045	0,035	0,098	0,091	0,112
	V	0,006	0,004	0,012	0,012	0,011	0,000
	Cr	0,007	0,011	0,000	0,004	0,003	0,012
	Fe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Mg	1,554	1,616	1,531	1,651	1,576	1,605
	Mn	0,010	0,004	0,003	0,006	0,000	0,010
	Fe2+	0,906	1,069	1,028	0,933	0,918	0,918
	Zn	0,012	0,021	0,027	0,017	0,012	0,021
	Li*	0,106	0,118	0,092	0,124	0,128	0,145
?Y		3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
X:	Ca	0,133	0,122	0,106	0,141	0,131	0,146
	Na	0,527	0,693	0,592	0,601	0,555	0,609
	K	0,009	0,006	0,002	0,003	0,006	0,005
	r	0,331	0,179	0,299	0,256	0,308	0,240
OH		3,954	3,819	3,938	4,000	4,000	4,000
F		0,046	0,181	0,062	0,000	0,000	0,000
Mineral Name		Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite

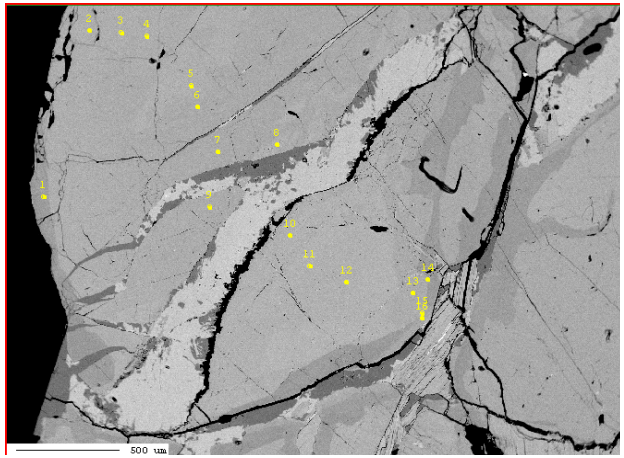
SECTOR SAN PABLO- LAS LAGUNAS
PEGMATITA LA COCHA 1- MUESTRA LC1

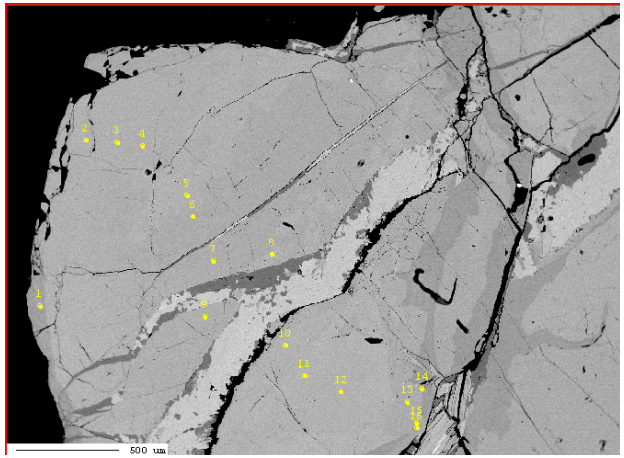
Tourmaline Recalculation: Developed by Julie Selway & Jian Xiong
* B2O3, H2O and Li2O = calculated by stoichiometry; B = 3 apfu, OH+F = 4 apfu & Li = 15-total(T+Z+Y)

Sample No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO2	35,21	34,48	34,65	34,70	34,68	34,53	34,61	34,60	34,60	34,66	34,96	34,81	34,49	34,35	34,75	33,72
TiO2	0,60	0,77	0,53	0,71	0,87	0,48	0,58	0,51	0,73	1,02	0,82	0,96	0,43	0,38	0,51	0,68
Al2O3	32,26	32,20	32,22	32,00	32,01	32,84	32,67	31,89	32,49	32,19	31,89	32,19	32,62	31,87	30,57	30,38
V2O3	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,07	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
FeO	9,98	11,59	11,63	11,59	11,91	11,50	11,48	12,10	11,63	11,72	11,68	11,86	11,59	9,53	11,21	12,17
MgO	5,34	3,47	3,60	3,54	3,26	3,49	3,36	3,24	3,49	3,24	3,45	3,22	3,34	5,26	4,54	4,33
CaO	0,62	0,28	0,25	0,24	0,22	0,20	0,17	0,23	0,20	0,19	0,27	0,21	0,18	0,56	0,37	1,06
MnO	0,24	0,52	0,38	0,49	0,51	0,55	0,46	0,55	0,49	0,50	0,45	0,56	0,60	0,19	0,14	0,21
ZnO	0,21	0,25	0,18	0,23	0,22	0,24	0,21	0,18	0,22	0,18	0,13	0,20	0,16	0,24	0,10	0,13
Na2O	2,22	2,40	2,20	2,37	2,25	2,34	2,37	2,31	2,43	2,48	2,22	2,36	2,33	2,21	2,41	1,80
K2O	0,05	0,05	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,04	0,05	0,05	0,06
F	0,11	0,33	0,16	0,06	0,00	0,00	0,00	0,25	0,03	0,00	0,33	0,00	0,10	0,11	0,03	0,14
H2O*	3,57	3,41	3,48	3,53	3,56	3,57	3,57	3,42	3,56	3,58	3,41	3,58	3,51	3,49	3,50	3,41
B2O3*	10,50	10,32	10,31	10,32	10,31	10,35	10,35	10,26	10,37	10,37	10,34	10,37	10,31	10,26	10,19	10,07
Li2O*	0,06	0,14	0,08	0,14	0,14	0,08	0,14	0,11	0,12	0,21	0,17	0,18	0,10	0,05	0,11	0,00
Total	100,99	100,23	99,80	99,98	99,99	100,23	100,11	99,72	100,49	100,48	100,23	100,56	99,80	98,60	98,54	98,18
O=F	0,05	0,14	0,07	0,02	0,00	0,00	0,00	0,11	0,01	0,00	0,14	0,00	0,04	0,05	0,01	0,06
Total*	100,94	100,10	99,73	99,96	99,99	100,23	100,11	99,61	100,47	100,48	100,09	100,56	99,75	98,55	98,52	98,12

Structural formula based on 31 anions (O, OH, F)

T:	Si	5,828	5,806	5,843	5,844	5,844	5,796	5,812	5,861	5,799	5,811	5,875	5,833	5,817	5,817	5,925	5,818
	Al	0,172	0,194	0,157	0,156	0,156	0,204	0,188	0,139	0,201	0,189	0,125	0,167	0,183	0,183	0,075	0,182
B		3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Z:	Al	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	5,995
	Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005
	Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y:	Al	0,122	0,196	0,246	0,196	0,201	0,292	0,278	0,227	0,217	0,172	0,191	0,189	0,301	0,177	0,068	0,000
	Ti	0,075	0,098	0,068	0,090	0,111	0,060	0,073	0,065	0,091	0,128	0,103	0,121	0,055	0,048	0,065	0,089
	V	0,002	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,010	0,006	0,007	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000
	Cr	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000
	Mg	1,318	0,871	0,905	0,889	0,819	0,873	0,841	0,818	0,872	0,810	0,864	0,804	0,840	1,328	1,154	1,109
	Mn	0,034	0,074	0,055	0,070	0,073	0,079	0,066	0,079	0,070	0,071	0,064	0,080	0,086	0,027	0,020	0,031
	Fe2+	1,382	1,632	1,640	1,632	1,678	1,614	1,612	1,714	1,630	1,643	1,641	1,662	1,635	1,350	1,598	1,756
	Zn	0,026	0,031	0,022	0,028	0,027	0,030	0,026	0,023	0,027	0,023	0,016	0,025	0,020	0,031	0,013	0,017
	Li*	0,043	0,096	0,057	0,094	0,092	0,052	0,093	0,073	0,083	0,141	0,113	0,119	0,064	0,035	0,073	0,000
?Y		3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,001
X:	Ca	0,109	0,051	0,046	0,043	0,041	0,036	0,031	0,042	0,035	0,035	0,049	0,038	0,033	0,101	0,068	0,195
	Na	0,712	0,784	0,719	0,774	0,735	0,761	0,772	0,759	0,790	0,806	0,723	0,767	0,762	0,726	0,797	0,602
	K	0,011	0,012	0,014	0,012	0,010	0,011	0,012	0,013	0,013	0,013	0,013	0,011	0,010	0,012	0,010	0,014
	r	0,167	0,154	0,221	0,170	0,214	0,192	0,186	0,187	0,162	0,146	0,214	0,184	0,196	0,161	0,125	0,188
OH		3,941	3,826	3,917	3,970	4,000	4,000	4,000	3,864	3,985	4,000	3,826	4,000	3,947	3,939	3,985	3,924
F		0,059	0,174	0,083	0,030	0,000	0,000	0,000	0,136	0,015	0,000	0,174	0,000	0,053	0,061	0,015	0,076
Mineral Name		Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl



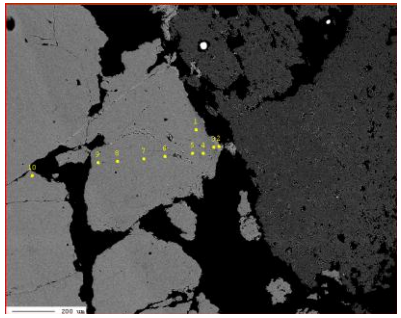


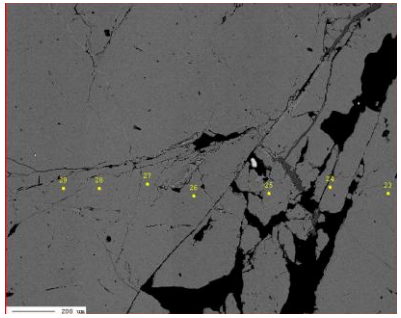
SECTOR SAN PABLO- LAS LAGUNAS
PEGMATITA LA COCHA 1- MUESTRA Lc1

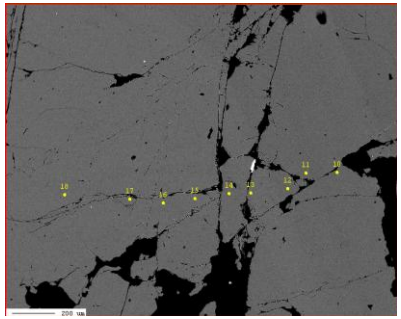
SECTOR SAN PABLO-LAS LAGUNAS
PEGMATITA LA COCHA 2- MUESTRA LC2

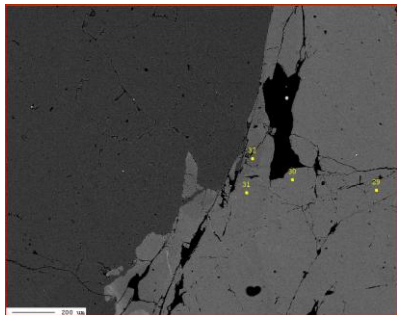
Tourmaline Recalculation: Developed by Julie Selway & Jian Xiong
* B2O3, H2O and Li2O = calculated by stoichiometry; B = 3 apfu, OH+F = 4 apfu & Li = 15-total(T+Z+Y)

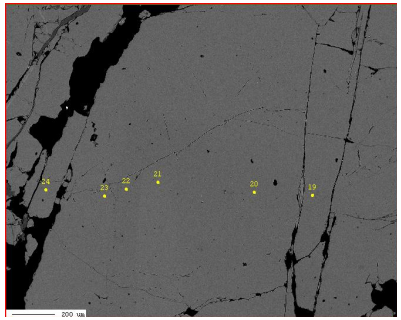
Sample No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO2	35,04	34,72	35,27	35,42	35,40	35,39	35,22	35,46	35,80	35,34	34,93	34,84	34,98	35,41	35,02	35,00	35,13	35,56	35,15	35,55	34,83	35,57	35,03	34,86	34,95	35,20	34,87	34,62	34,58	34,60	34,62	35,23
TiO2	0,21	0,17	0,64	0,42	0,60	0,39	0,41	0,49	0,55	0,50	0,52	0,21	0,31	0,41	0,58	0,16	0,10	0,24	0,14	0,14	0,47	0,19	0,37	0,39	0,37	0,17	0,57	0,36	0,37	0,46	0,32	0,36
Al2O3	33,29	30,98	32,57	33,09	33,47	33,19	33,19	33,08	33,62	33,27	33,33	33,06	33,38	33,94	33,12	33,04	33,16	33,21	33,54	33,83	32,85	33,72	32,93	33,15	32,87	33,91	32,65	32,87	32,62	32,80	32,60	32,73
V2O3	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,11	0,02	0,00	0,05	0,02	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00
Cr2O3	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,03	0,02	0,01	0,03	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,03
FeO	10,15	11,11	8,87	9,71	10,03	9,67	10,01	9,68	9,53	9,54	9,57	9,43	10,07	10,28	10,22	10,12	9,75	10,08	10,20	9,86	10,50	9,78	10,47	10,59	10,26	10,26	10,70	10,20	10,01	9,89	9,74	9,06
MgO	4,21	4,26	4,90	4,23	4,13	4,26	4,32	4,45	4,54	4,13	4,22	4,18	3,89	3,67	3,81	3,59	3,61	3,76	3,57	3,50	3,68	3,52	3,67	3,89	3,83	3,55	3,79	3,81	4,08	4,13	4,18	5,16
CaO	0,26	0,44	0,25	0,30	0,30	0,30	0,27	0,27	0,31	0,25	0,26	0,27	0,25	0,16	0,19	0,18	0,18	0,19	0,16	0,16	0,18	0,13	0,22	0,21	0,23	0,13	0,25	0,27	0,23	0,30	0,28	0,31
MnO	0,20	0,17	0,13	0,23	0,11	0,18	0,25	0,25	0,20	0,20	0,23	0,20	0,21	0,28	0,20	0,18	0,33	0,18	0,24	0,22	0,20	0,17	0,23	0,26	0,26	0,27	0,30	0,22	0,17	0,22	0,23	0,19
ZnO	0,32	0,34	0,32	0,29	0,29	0,30	0,23	0,32	0,36	0,30	0,22	0,22	0,26	0,21	0,29	0,16	0,22	0,23	0,21	0,20	0,25	0,20	0,17	0,26	0,20	0,25	0,18	0,14	0,20	0,18	0,20	0,15
Na2O	2,17	2,07	2,27	2,16	2,13	2,04	2,14	2,11	2,12	2,10	2,16	2,08	2,13	1,85	2,08	1,96	1,71	1,97	1,85	1,93	1,94	1,81	1,98	2,04	1,88	1,76	2,06	2,15	2,02	2,15	2,21	2,26
K2O	0,05	0,05	0,04	0,07	0,05	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,04	0,06	0,03	0,05	0,04	0,03	0,05	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,05	0,05	0,03	0,04	0,03	0,07	0,04	0,05	0,04	0,05
F	0,04	0,29	0,15	0,00	0,00	0,03	0,09	0,00	0,07	0,09	0,00	0,16	0,12	0,03	0,00	0,00	0,00	0,13	0,10	0,25	0,03	0,03	0,03	0,13	0,00	0,12	0,00	0,09	0,01	0,25	0,00	0,00
H2O*	3,58	3,37	3,53	3,62	3,64	3,60	3,57	3,62	3,63	3,57	3,60	3,49	3,54	3,61	3,59	3,56	3,56	3,54	3,53	3,49	3,55	3,59	3,56	3,52	3,56	3,54	3,57	3,51	3,53	3,44	3,55	3,60
B2O3*	10,43	10,15	10,43	10,48	10,54	10,47	10,47	10,50	10,63	10,47	10,43	10,33	10,42	10,51	10,41	10,31	10,31	10,44	10,38	10,46	10,32	10,44	10,35	10,38	10,33	10,43	10,35	10,30	10,26	10,32	10,28	10,45
Li2O*	0,11	0,06	0,21	0,21	0,20	0,18	0,13	0,15	0,18	0,22	0,18	0,18	0,17	0,13	0,17	0,19	0,16	0,20	0,14	0,24	0,13	0,22	0,16	0,08	0,12	0,10	0,13	0,19	0,12	0,17	0,17	0,13
Total	100,07	98,19	99,59	100,29	100,88	100,05	100,35	100,42	101,59	100,06	99,73	98,70	99,88	100,58	99,74	98,54	98,32	99,82	99,24	99,91	98,97	99,39	99,28	99,82	98,88	99,73	99,45	98,82	98,26	98,99	98,44	99,71
O=F	0,02	0,12	0,06	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,03	0,04	0,00	0,07	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04	0,10	0,01	0,01	0,01	0,05	0,00	0,05	0,00	0,04	0,01	0,10	0,00	0,00
Total*	100,05	98,07	99,53	100,29	100,88	100,04	100,31	100,42	101,56	100,03	99,73	98,64	99,83	100,57	99,74	98,54	98,32	99,76	99,20	99,81	98,95	99,38	99,27	99,77	98,88	99,68	99,45	98,79	98,26	98,88	98,44	99,71
Structural formula based on 31 anions (O, OH, F)																																
T: Si	5,838	5,943	5,875	5,873	5,839	5,876	5,847	5,871	5,855	5,866	5,821	5,863	5,835	5,854	5,849	5,901	5,924	5,920	5,887	5,905	5,868	5,924	5,880	5,834	5,883	5,868	5,857	5,841	5,858	5,828	5,853	5,861
Al	0,162	0,057	0,125	0,127	0,161	0,124	0,153	0,129	0,145	0,134	0,179	0,137	0,165	0,146	0,151	0,099	0,076	0,080	0,113	0,095	0,132	0,076	0,120	0,166	0,117	0,132	0,143	0,159	0,142	0,172	0,147	0,139
B	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Z: Al	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y: Al	0,375	0,192	0,270	0,339	0,345	0,371	0,341	0,326	0,335	0,375	0,367	0,419	0,398	0,467	0,368	0,467	0,515	0,437	0,508	0,527	0,390	0,542	0,394	0,373	0,404	0,531	0,321	0,377	0,371	0,340	0,349	0,279
Ti	0,026	0,022	0,080	0,052	0,075	0,049	0,051	0,061	0,067	0,062	0,065	0,026	0,039	0,050	0,073	0,021	0,013	0,030	0,017	0,017	0,060	0,023	0,047	0,049	0,047	0,022	0,071	0,045	0,047	0,059	0,041	0,045
V	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,003	0,000	0,015	0,002	0,000	0,007	0,003	0,004	0,000	0,003	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,002	0,002	0,000
Cr	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,002	0,003	0,000	0,004	0,003	0,001	0,004	0,001	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,004
Mg	1,046	1,087	1,217	1,046	1,016	1,054	1,069	1,098	1,107	1,022	1,048	1,049	0,967	0,905	0,949	0,902	0,908	0,933	0,891	0,867	0,924	0,874	0,918	0,971	0,961	0,882	0,949	0,958	1,030	1,037	1,054	1,280
Mn	0,029	0,025	0,018	0,032	0,016	0,025	0,035	0,035	0,028	0,029	0,033	0,028	0,029	0,039	0,028	0,026	0,047	0,025	0,034	0,031	0,028	0,023	0,033	0,036	0,037	0,038	0,043	0,031	0,024	0,031	0,034	0,027
Fe2+	1,414	1,590	1,236	1,346	1,384	1,343	1,390	1,340	1,303	1,324	1,334	1,327	1,405	1,421	1,427	1,427	1,375	1,403	1,429	1,370	1,479	1,362	1,470	1,482	1,444	1,430	1,503	1,439	1,418	1,393	1,377	1,261
Zn	0,039	0,043	0,039	0,036	0,035	0,037	0,029	0,039	0,043	0,037	0,027	0,028	0,032	0,026	0,035	0,020	0,028	0,028	0,026	0,025	0,031	0,024	0,020	0,032	0,025	0,031	0,022	0,018	0,025	0,022	0,025	0,018
Li*	0,072	0,040	0,139	0,140	0,130	0,119	0,086	0,102	0,116	0,146	0,121	0,123	0,112	0,086	0,116	0,130	0,107	0,136	0,093	0,157	0,086	0,150	0,109	0,056	0,082	0,066	0,090	0,128	0,082	0,113	0,119	0,086
?Y	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
X: Ca	0,047	0,081	0,045	0,053	0,052	0,053	0,048	0,047	0,054	0,045	0,046	0,049	0,044	0,028	0,035	0,033	0,032	0,034	0,028	0,028	0,033	0,023	0,040	0,038	0,041	0,023	0,045	0,049	0,042	0,055	0,050	0,056
Na	0,701	0,687	0,733	0,694	0,681	0,657	0,689	0,677	0,672	0,676	0,698	0,679	0,689	0,593	0,674	0,641	0,559	0,636	0,601	0,622	0,634	0,584	0,644	0,662	0,614	0,569	0,671	0,703	0,663	0,702	0,724	0,729
K	0,011	0,011	0,009	0,015	0,011	0,011	0,012	0,011	0,012	0,010	0,008	0,012	0,007	0,011	0,008	0,007	0,011	0,006	0,006	0,006	0,008	0,007	0,010	0,011	0,006	0,009	0,007	0,014	0,008	0,011	0,008	0,010
r	0,240	0,221	0,213	0,238	0,256	0,280	0,251	0,264	0,262	0,269	0,248	0,261	0,260	0,368	0,284	0,319	0,398	0,324	0,365	0,344	0,326	0,386	0,306	0,289	0,339	0,399	0,277	0,233	0,286	0,232	0,217	0,205
OH	3,977	3,844	3,923	4,000	4,000	3,985	3,954	4,000	3,962	3,954	4,000	3,915	3,939	3,985	4,000	4,000	4,000	3,931	3,946	3,870	3,985	3,985	3,985	3,931	4,000	3,939	4,000	3,954	3,992	3,869	4,000	4,000
F	0,023	0,156	0,077	0,000	0,000	0,015	0,046	0,000	0,038	0,046	0,000	0,085	0,061	0,015	0,000	0,000	0,000	0,069	0,054	0,130	0,015	0,015	0,015	0,069	0,000	0,061	0,000	0,046	0,008	0,131	0,000	0,000
Mineral Name	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Dravite











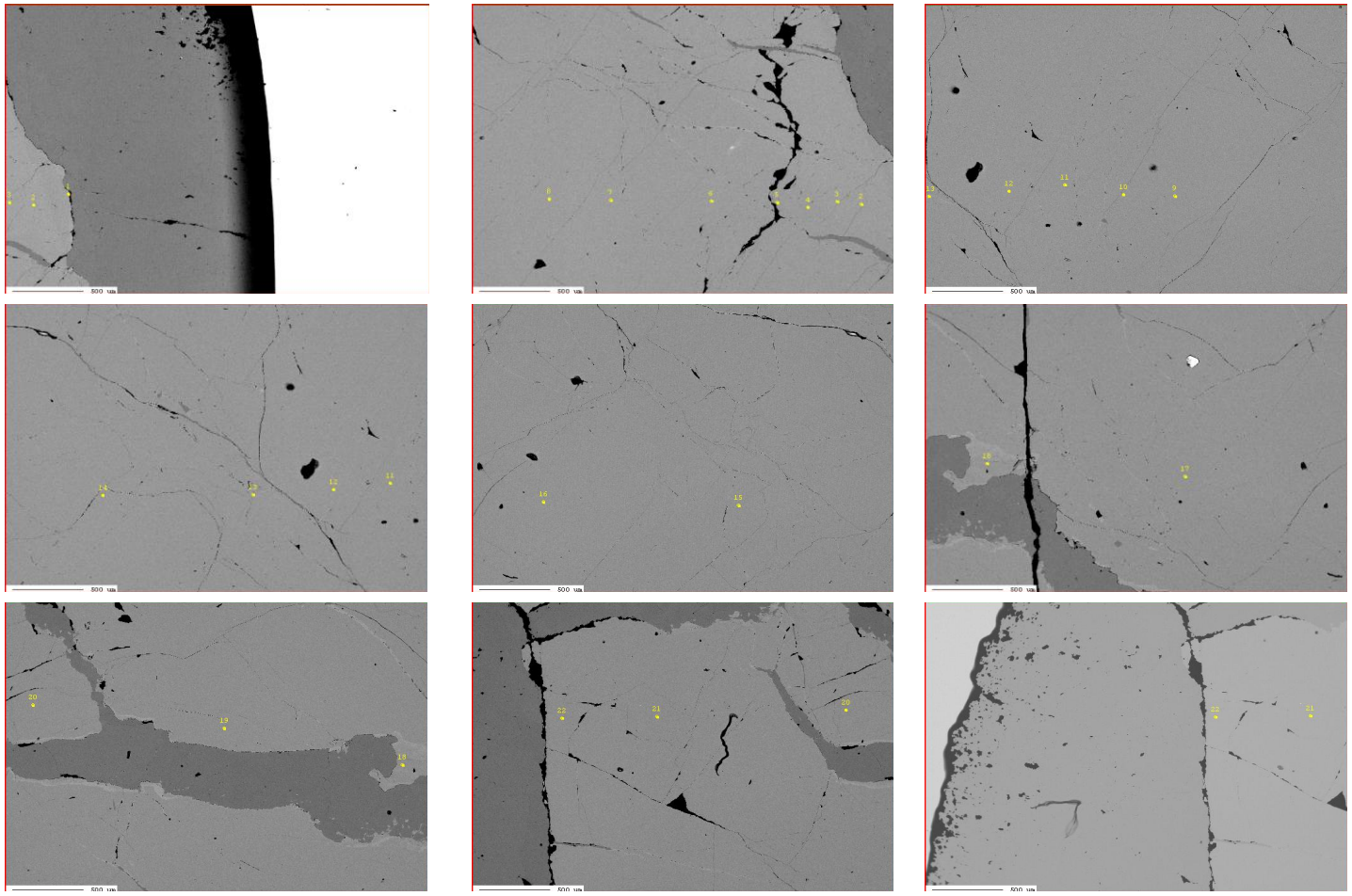
SECTOR SAN PABLO-LAS LAGUNAS
PEGMATITA LA COCHA 2 - MUESTRA Lc2

SECTOR SASN PABLO-LAS LAGUNAS
PEGMATITA LA COCHA 4- MUESTRA LC4

Tourmaline Recalculation: Developed by Julie Selway & Jian Xiong
* B2O3, H2O and Li2O = calculated by stoichiometry; B = 3 apfu, OH+F = 4 apfu & Li = 15-total(T+Z+Y)

Sample No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO2	35,41	35,19	35,61	35,58	35,4	35,13	35,28	35,24	35,61	35,16	35,5	35,39	35,27	35,53	35,6	35,46	35,18	35,21	34,83	35,51	35,07	35,13
TiO2	0,3356	0,2427	0,3814	0,1272	0,2312	0,1271	0,2311	0,1388	0,1271	0,127	0,208	0,2197	0,0809	0,1271	0	0,2892	0,0116	0,2201	0,127	0,208	0,4046	0,2312
Al2O3	33,81	33,81	33,85	34,49	34,02	34,12	34,1	34,52	34,9	33,6	34,66	34,62	34,75	34,84	34,6	34,54	34,59	31,5	34,4	34,09	34,02	34,23
V2O3	0	0,0542	0,0931	0,0231	0,0144	0	0,0104	0	0	0,0031	0,0145	0	0	0,0111	0	0,0659	0	0,0105	0	0,0305	0,0172	0
Cr2O3	0,0099	0	0	0,0261	0	0,0161	0,0396	0,005	0	0,0309	0,026	0	0,0074	0,0025	0,0272	0	0,0161	0,0137	0	0	0,0174	0
FeO	9,28	9,49	9,54	9,13	9,26	9,63	9,26	8,96	9,6	9,79	9,52	9,3	9,42	9,79	9,96	9,2	9,65	8,87	9,72	9,34	9,06	9,27
MgO	4,87	4,44	4,35	4,44	4,72	4,43	4,42	4,23	4,29	4,58	4,29	4,18	4,31	4,34	4,33	4,26	4,4	6,45	4,23	4,27	4,54	4,47
CaO	0,2068	0,2428	0,2388	0,2199	0,3177	0,2321	0,2297	0,1455	0,1292	0,2992	0,1457	0,1437	0,1458	0,1294	0,1276	0,1402	0,1243	1,131	0,1543	0,1452	0,258	0,2265
MnO	0,2302	0,1686	0,1725	0,1534	0,2299	0,2185	0,2222	0,1917	0,184	0,1609	0,1456	0,1725	0,207	0,1724	0,1609	0,1496	0,161	0,2225	0,1495	0,1877	0,1993	0,1686
ZnO	0,2631	0,2152	0,1834	0,1887	0,2002	0,1738	0,2733	0,2339	0,2725	0,2432	0,1491	0,2364	0,2355	0,2169	0,1604	0,1561	0,1702	0,2815	0,2768	0,2416	0,2751	0,3412
Na2O	2,43	2,28	2,21	2,08	2,12	2,25	2,23	1,81	1,98	2,02	1,89	2	1,99	1,95	2,01	2	2,05	2,08	1,97	1,92	2,29	2,09
K2O	0,0409	0,0523	0,0464	0,047	0,0286	0,0451	0,0398	0,0247	0,0276	0,0257	0,0302	0,0422	0,0215	0,0324	0,0345	0,0268	0,0191	0,0355	0,0252	0,035	0,0485	0,0271
F	0,1161	0	0,0145	0	0,1451	0	0	0,0582	0,0434	0,0434	0,087	0	0	0	0	0,2033	0,2164	0,3347	0	0,1885	0	0,058
H2O*	3,60	3,63	3,65	3,66	3,58	3,63	3,64	3,60	3,65	3,59	3,62	3,65	3,65	3,67	3,66	3,56	3,54	3,45	3,61	3,54	3,64	3,61
B2O3*	10,60	10,52	10,59	10,61	10,58	10,53	10,55	10,50	10,65	10,48	10,60	10,57	10,57	10,64	10,61	10,58	10,54	10,45	10,47	10,53	10,54	10,53
Li2O*	0,133	0,164	0,202	0,162	0,117	0,116	0,163	0,112	0,071	0,050	0,086	0,141	0,069	0,035	0,043	0,155	0,037	0,051	0,031	0,124	0,182	0,103
Total	101,33	100,50	101,13	100,93	100,96	100,65	100,69	99,76	101,54	100,20	100,97	100,67	100,72	101,48	101,33	100,79	100,71	100,30	100,00	100,36	100,55	100,48
O=F	0,05	0,00	0,01	0,00	0,06	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,09	0,14	0,00	0,08	0,00	0,02
Total*	101,29	100,50	101,13	100,93	100,90	100,65	100,69	99,74	101,52	100,19	100,93	100,67	100,72	101,48	101,33	100,70	100,61	100,16	100,00	100,28	100,55	100,46
Structural formula based on 31 anions (O, OH, F)																						
T: Si	5,807	5,815	5,843	5,830	5,818	5,798	5,811	5,833	5,812	5,833	5,821	5,817	5,800	5,805	5,829	5,823	5,798	5,858	5,782	5,861	5,784	5,799
Al	0,193	0,185	0,157	0,170	0,182	0,202	0,189	0,167	0,188	0,167	0,179	0,183	0,200	0,195	0,171	0,177	0,202	0,142	0,218	0,139	0,216	0,201
B	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Z: Al	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y: Al	0,342	0,399	0,388	0,491	0,407	0,434	0,431	0,568	0,526	0,403	0,520	0,524	0,534	0,515	0,506	0,507	0,518	0,035	0,512	0,492	0,397	0,458
Ti	0,041	0,030	0,047	0,016	0,029	0,016	0,029	0,017	0,016	0,016	0,026	0,027	0,010	0,016	0,000	0,036	0,001	0,028	0,016	0,026	0,050	0,029
V	0,000	0,007	0,012	0,003	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,009	0,000	0,001	0,000	0,004	0,002	0,000
Cr	0,001	0,000	0,000	0,003	0,000	0,002	0,005	0,001	0,000	0,004	0,003	0,000	0,001	0,000	0,004	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000
Fe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,191	1,094	1,064	1,085	1,156	1,090	1,085	1,044	1,044	1,133	1,049	1,024	1,057	1,057	1,057	1,043	1,081	1,600	1,047	1,051	1,116	1,100
Mn	0,032	0,024	0,024	0,021	0,032	0,031	0,031	0,027	0,025	0,023	0,020	0,024	0,029	0,024	0,022	0,021	0,022	0,031	0,021	0,026	0,028	0,024
Fe2+	1,273	1,311	1,309	1,251	1,273	1,329	1,276	1,240	1,310	1,358	1,306	1,278	1,295	1,338	1,364	1,263	1,330	1,234	1,349	1,289	1,250	1,280
Zn	0,032	0,026	0,022	0,023	0,024	0,021	0,033	0,029	0,033	0,030	0,018	0,029	0,029	0,026	0,019	0,019	0,021	0,035	0,034	0,029	0,034	0,042
Li*	0,088	0,109	0,134	0,107	0,077	0,077	0,108	0,074	0,046	0,034	0,056	0,093	0,045	0,023	0,028	0,102	0,024	0,034	0,020	0,082	0,120	0,069
?Y	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
X: Ca	0,036	0,043	0,042	0,039	0,056	0,041	0,041	0,026	0,023	0,053	0,026	0,025	0,026	0,023	0,022	0,025	0,022	0,202	0,027	0,026	0,046	0,040
Na	0,773	0,730	0,703	0,661	0,676	0,720	0,712	0,581	0,627	0,650	0,601	0,637	0,634	0,618	0,638	0,637	0,655	0,671	0,634	0,614	0,732	0,669
K	0,009	0,011	0,010	0,010	0,006	0,009	0,008	0,005	0,006	0,005	0,006	0,009	0,005	0,007	0,007	0,006	0,004	0,008	0,005	0,007	0,010	0,006
r	0,182	0,216	0,245	0,291	0,263	0,230	0,239	0,388	0,345	0,292	0,367	0,328	0,335	0,353	0,332	0,333	0,319	0,120	0,333	0,353	0,212	0,285
OH	3,940	4,000	3,992	4,000	3,925	4,000	4,000	3,970	3,978	3,977	3,955	4,000	4,000	4,000	4,000	3,894	3,887	3,824	4,000	3,902	4,000	3,970
F	0,060	0,000	0,008	0,000	0,075	0,000	0,000	0,030	0,022	0,023	0,045	0,000	0,000	0,000	0,000	0,106	0,113	0,176	0,000	0,098	0,000	0,030
Mineral Name	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Dravite	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl

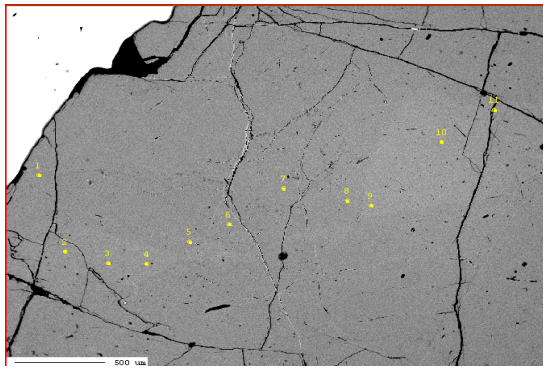
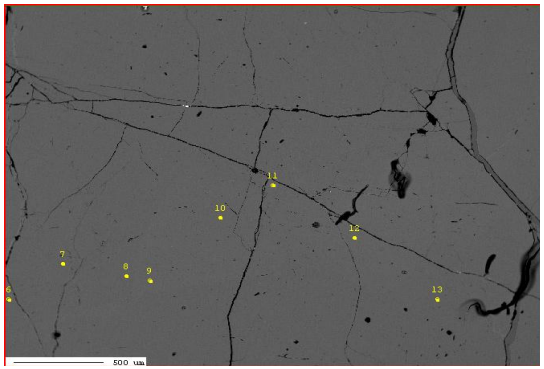
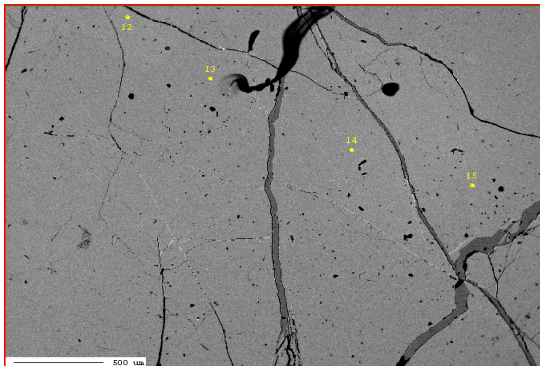
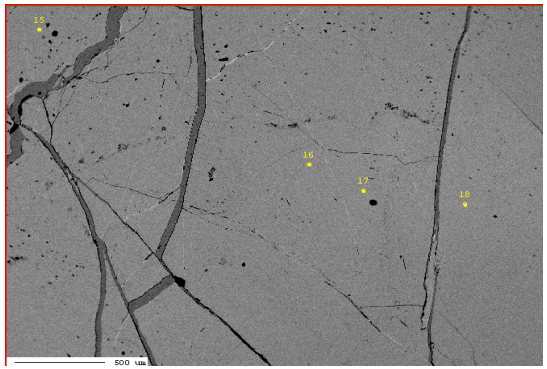
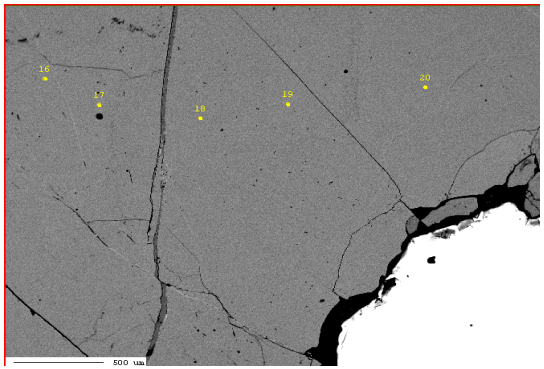
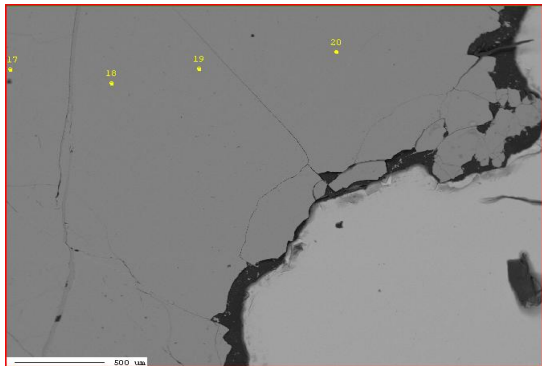
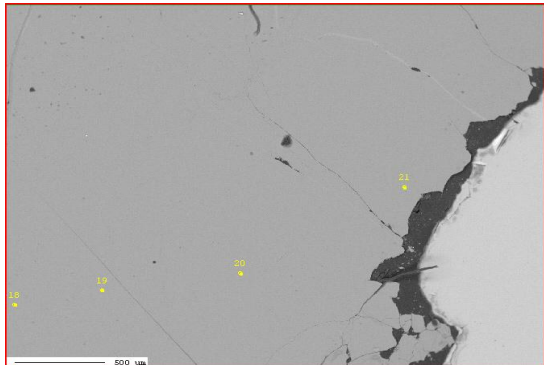
SECTOR SASN PABLO-LAS LAGUNAS
PEGMATITA LA COCHA 4 - MUESTRA Lc4



SECTOR SAN PABLO-LAS LAGUNAS
PEGMATITA HINOJITO 1 – MUESTRA H1

Tourmaline Recalculation: Developed by Julie Selway & Jian Xiong
* B2O3, H2O and Li2O = calculated by stoichiometry; B = 3 apfu, OH+F = 4 apfu & Li = 15-total(T+Z+Y)

Sample No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO2	35,66	35,64	35,65	35,12	35,55	35,29	35,41	35,39	35,51	35,66	35,7	35,58	35,67	35,77	35,73	35,64	35,11	35,58	35,39	34,84	35,65
TiO2	0,1627	0,2205	0,3481	0,4752	0,3246	0,4063	0,3136	0,3831	0,3596	0,3481	0,406	0,5799	0,5807	0,5688	0,4763	0,2554	0,5106	0,2788	0,3136	0,36	0,2904
Al2O3	33,66	33,47	33,46	33,24	33,33	33,38	33,01	33,36	33,15	33,04	33,29	33,22	33,33	33,1	33,16	33,03	32,99	33,31	33,34	32,85	32,96
V2O3	0	0	0,0257	0,0328	0	0	0	0	0	0	0	0	0,0884	0,0362	0	0	0,0527	0,0463	0,03	0,0216	0,0221
Cr2O3	0,0363	0,0162	0,0012	0,005	0,0137	0	0,0362	0,015	0	0,0112	0	0,0112	0	0,0262	0	0,0262	0,0037	0,0125	0	0,0175	0,0175
FeO	7,84	8,24	7,94	8,34	8,1	8	7,64	8,03	8,18	8,13	8,22	8,21	7,73	7,91	7,76	7,7	7,9	7,84	7,88	7,74	7,94
MgO	5,84	5,51	5,63	5,51	5,55	5,63	5,77	5,87	5,7	5,75	5,66	5,64	5,87	5,82	5,79	6,04	5,98	6,04	5,91	5,83	6
CaO	0,2954	0,3127	0,3427	0,301	0,3088	0,3845	0,3211	0,3356	0,331	0,3542	0,3379	0,3597	0,3232	0,2997	0,336	0,354	0,3766	0,3735	0,3694	0,361	0,3569
MnO	0,177	0,1922	0,1691	0,1344	0,1574	0,1461	0,2076	0,1114	0,1959	0,219	0,1883	0,1806	0,1307	0,1807	0,1153	0,1883	0,1806	0,0307	0,1114	0,1423	0,0346
ZnO	0,3239	0,167	0,1758	0,2022	0,2023	0,2317	0,2538	0,236	0,2192	0,2236	0,2801	0,2845	0,2696	0,206	0,2042	0,2449	0,3155	0,283	0,2634	0,2264	0,222
Na2O	2,34	2,23	2,21	2,13	2,13	2,15	2,16	2,25	2,29	2,13	2,25	2,31	2,35	2,26	2,2	2,29	2,17	2,43	2,45	2,18	2,32
K2O	0,0581	0,0574	0,0487	0,042	0,0393	0,0476	0,0521	0,0625	0,0436	0,0407	0,0532	0,0659	0,0545	0,0242	0,0479	0,0449	0,0505	0,0537	0,0577	0,0537	0,0506
F	0,1023	0,1022	0,1755	0,2771	0,1167	0	0,1613	0	0	0	0,3208	0,1608	0,0587	0	0,044	0,1901	0,2049	0	0,0585	0,1465	0,073
H2O*	3,61	3,60	3,57	3,49	3,58	3,63	3,54	3,64	3,64	3,64	3,50	3,58	3,64	3,66	3,63	3,55	3,52	3,66	3,62	3,52	3,61
B2O3*	10,61	10,57	10,58	10,49	10,54	10,53	10,48	10,56	10,55	10,55	10,60	10,60	10,63	10,60	10,57	10,55	10,50	10,60	10,57	10,39	10,55
Li2O*	0,12	0,14	0,17	0,09	0,13	0,13	0,14	0,10	0,13	0,11	0,14	0,16	0,18	0,16	0,18	0,13	0,06	0,15	0,15	0,10	0,14
Total	100,84	100,47	100,49	99,87	100,07	99,95	99,50	100,35	100,30	100,20	100,94	100,95	100,90	100,62	100,24	100,23	99,93	100,68	100,52	98,78	100,24
O=F	0,04	0,04	0,07	0,12	0,05	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,14	0,07	0,02	0,00	0,02	0,08	0,09	0,00	0,02	0,06	0,03
Total*	100,80	100,43	100,42	99,75	100,02	99,95	99,43	100,35	100,30	100,20	100,81	100,88	100,87	100,62	100,22	100,15	99,84	100,68	100,49	98,72	100,21
Structural formula based on 31 anions (O, OH, F)																					
T: Si	5,84	5,86	5,85	5,82	5,86	5,83	5,87	5,82	5,85	5,88	5,85	5,83	5,83	5,86	5,87	5,87	5,81	5,83	5,82	5,83	5,87
Al	0,16	0,14	0,15	0,18	0,14	0,17	0,13	0,18	0,15	0,12	0,15	0,17	0,17	0,14	0,13	0,13	0,19	0,17	0,18	0,17	0,13
B	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Z: Al	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	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	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	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	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3+	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	0,00	0,00	0,00	0,00
Y: Al	0,33	0,35	0,33	0,31	0,34	0,32	0,32	0,30	0,29	0,29	0,29	0,25	0,26	0,26	0,30	0,28	0,25	0,27	0,28	0,30	0,27
Ti	0,02	0,03	0,04	0,06	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,07	0,07	0,07	0,06	0,03	0,06	0,03	0,04	0,05	0,04
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Cr	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	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,43	1,35	1,38	1,36	1,36	1,39	1,43	1,44	1,40	1,41	1,38	1,38	1,43	1,42	1,42	1,48	1,48	1,48	1,45	1,45	1,47
Mn	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,00	0,02	0,02	0,00
Fe2+	1,07	1,13	1,09	1,16	1,12	1,10	1,06	1,11	1,13	1,12	1,13	1,13	1,06	1,08	1,07	1,06	1,09	1,08	1,08	1,08	1,09
Zn	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03
Li*	0,08	0,09	0,11	0,06	0,09	0,09	0,09	0,07	0,09	0,07	0,09	0,11	0,12	0,10	0,12	0,08	0,04	0,10	0,10	0,07	0,09
?Y	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
X: Ca	0,05	0,06	0,06	0,05	0,05	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06
Na	0,74	0,71	0,70	0,68	0,68	0,69	0,69	0,72	0,73	0,68	0,72	0,73	0,75	0,72	0,70	0,73	0,70	0,77	0,78	0,71	0,74
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
r	0,19	0,22	0,23	0,25	0,26	0,23	0,24	0,21	0,20	0,25	0,21	0,19	0,19	0,22	0,23	0,20	0,23	0,15	0,14	0,22	0,19
OH	3,95	3,95	3,91	3,85	3,94	4,00	3,92	4,00	4,00	4,00	3,83	3,92	3,97	4,00	3,98	3,90	3,89	4,00	3,97	3,92	3,96
F	0,05	0,05	0,09	0,15	0,06	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,17	0,08	0,03	0,00	0,02	0,10	0,11	0,00	0,03	0,08	0,04
Mineral Name	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite

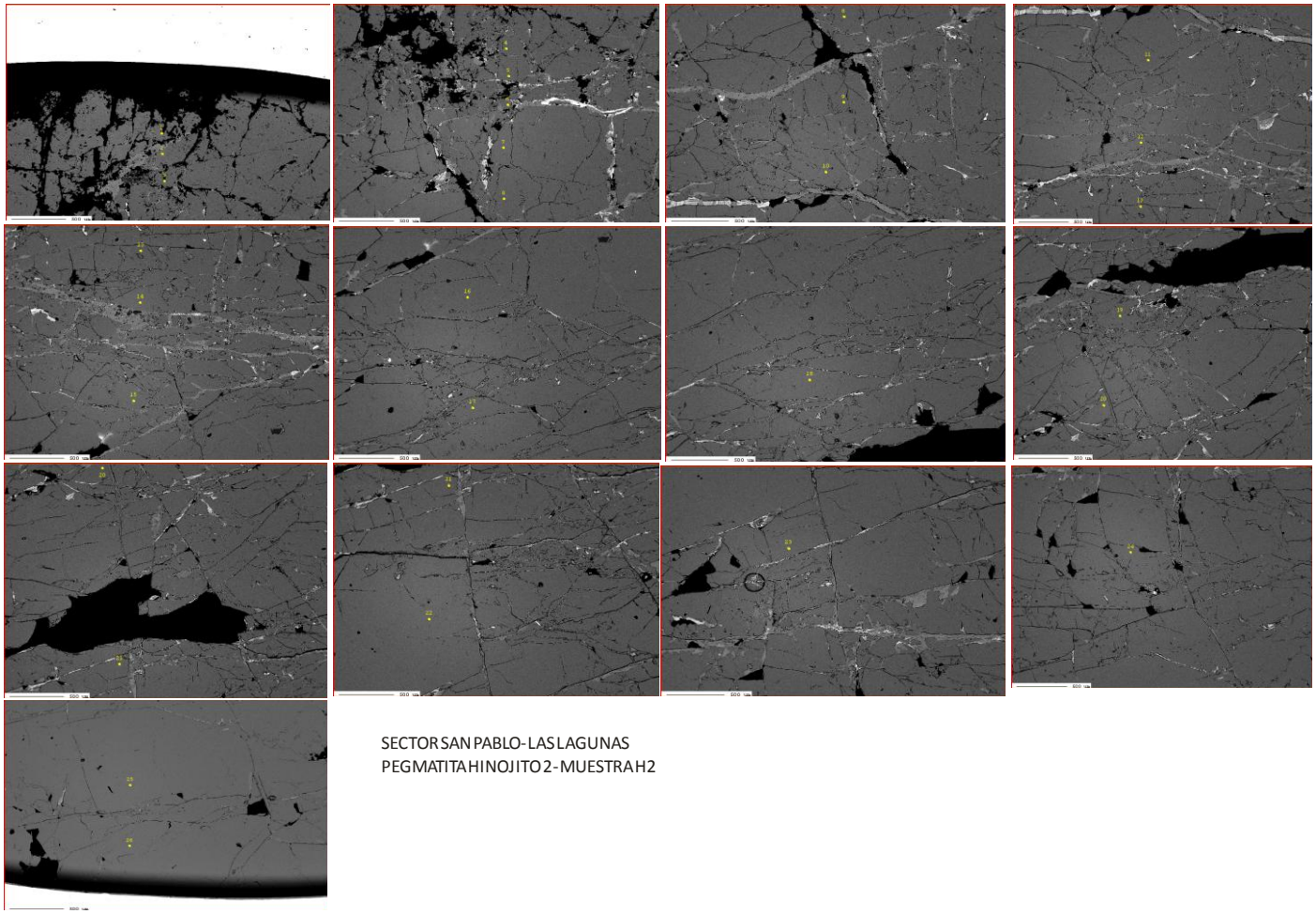








SECTOR SAN PABLO-LAS LAGUNAS
PEGMATITA HINOJITO 1 – MUESTRA H1

SECTOR SAN PABLO-LAS LAGUNAS
PEGMATITA HINOJITO 2- MUESTRA H2

* B2O3, H2O and Li2O = calculated by stoichiometry; B = 3 apfu, OH+F = 4 apfu & Li = 15-total(T+Z+Y)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO2	35,08	35,18	35,14	35,6	35,53	35,27	35,42	35,06	35,34	35,01	35,12	35,07	35,1	34,87	35,06	35,11	34,87	35	35,13	35,11	34,76	35,21	35,15	35,48	35,67	35,67
TiO2	0,380	0,310	0,127	0,207	0,023	0,092	0,081	0,161	0,138	0,149	0,218	0,195	0,184	0,000	0,103	0,000	0,265	0,138	0,000	0,149	0,126	0,000	0,012	0,127	0,138	0,265
Al2O3	33,93	34,15	34,65	34,6	34,88	34,58	35,13	34,18	34,86	34,54	35,1	34,79	34,66	34,55	34,94	34,79	34,85	34,78	34,75	34,93	34,77	34,88	34,83	34,62	34,68	34,36
V2O3	0,000	0,109	0,000	0,000	0,032	0,003	0,003	0,027	0,015	0,000	0,000	0,000	0,054	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,056	0,000	0,039	0,000	0,036	0,035	0,122	0,000
FeO	11,2	11,67	11,04	11,56	11,15	11,77	11,63	11,68	11,31	11,49	11,67	11,57	11,26	11,28	11,62	11,59	11,28	11,12	11,44	11,76	11,76	11,49	11,54	11,7	11,37	11,54
MgO	2,88	3,01	2,71	2,86	2,74	2,67	2,64	2,77	2,66	2,63	2,62	2,57	2,68	2,62	2,68	2,63	2,65	2,65	2,61	2,56	2,64	2,62	2,69	2,64	2,63	3,04
CaO	0,089	0,079	0,064	0,070	0,067	0,056	0,068	0,112	0,070	0,068	0,074	0,071	0,063	0,070	0,065	0,070	0,072	0,071	0,054	0,050	0,078	0,050	0,057	0,070	0,035	0,119
MnO	0,283	0,237	0,344	0,260	0,206	0,275	0,283	0,218	0,279	0,386	0,302	0,210	0,409	0,241	0,317	0,363	0,268	0,268	0,268	0,340	0,245	0,275	0,256	0,264	0,210	0,226
ZnO	0,455	0,369	0,354	0,358	0,295	0,310	0,341	0,230	0,300	0,270	0,191	0,260	0,309	0,303	0,340	0,283	0,236	0,269	0,166	0,254	0,242	0,261	0,239	0,254	0,250	0,289
Na2O	2,29	2,12	1,86	1,95	1,91	1,77	2,03	2,06	1,88	1,81	1,9	1,91	1,88	2,01	1,94	2,06	1,95	1,91	1,96	1,95	2,06	2,09	1,95	2,02	1,86	2,14
K2O	0,056	0,047	0,052	0,039	0,035	0,040	0,047	0,042	0,026	0,041	0,030	0,025	0,031	0,042	0,040	0,024	0,032	0,040	0,038	0,034	0,025	0,021	0,045	0,034	0,033	0,056
F	0,101	0,129	0,244	0,014	0,201	0,072	0,172	0,000	0,258	0,158	0,215	0,100	0,000	0,243	0,100	0,257	0,115	0,058	0,072	0,072	0,200	0,086	0,186	0,243	0,072	0,086
H2O*	3,57	3,57	3,50	3,65	3,55	3,59	3,58	3,61	3,52	3,53	3,54	3,58	3,62	3,48	3,58	3,50	3,56	3,59	3,59	3,60	3,52	3,59	3,54	3,53	3,61	3,62
B2O3*	10,48	10,53	10,48	10,59	10,56	10,50	10,61	10,47	10,54	10,46	10,56	10,50	10,50	10,42	10,53	10,51	10,48	10,47	10,49	10,53	10,48	10,53	10,51	10,56	10,57	10,62
Li2O*	0,213	0,099	0,137	0,117	0,165	0,061	0,131	0,140	0,140	0,088	0,100	0,132	0,114	0,151	0,078	0,120	0,140	0,153	0,142	0,098	0,097	0,152	0,108	0,154	0,171	0,164
Total	101,01	101,63	100,70	101,88	101,37	101,06	102,17	100,83	101,34	100,66	101,67	100,98	100,86	100,28	101,40	101,31	100,78	100,53	100,80	101,44	101,04	101,26	101,15	101,77	101,42	102,22
O=F	0,042	0,054	0,103	0,006	0,085	0,030	0,072	0,000	0,109	0,066	0,091	0,042	0,000	0,102	0,042	0,108	0,048	0,024	0,030	0,030	0,084	0,036	0,078	0,102	0,030	0,036
Total*	100,97	101,58	100,60	101,87	101,29	101,03	102,09	100,83	101,24	100,60	101,58	100,94	100,86	100,18	101,35	101,21	100,73	100,50	100,77	101,41	100,95	101,22	101,07	101,66	101,39	102,18
Structural formula based on 31 anions (O, OH, F)																										
T: Si	5,818	5,806	5,828	5,841	5,846	5,838	5,802	5,821	5,826	5,818	5,780	5,805	5,813	5,814	5,788	5,805	5,780	5,808	5,820	5,793	5,767	5,812	5,811	5,837	5,865	5,839
Al	0,182	0,194	0,172	0,159	0,154	0,162	0,198	0,179	0,174	0,182	0,220	0,195	0,187	0,186	0,212	0,195	0,220	0,192	0,180	0,207	0,233	0,188	0,189	0,163	0,135	0,161
B	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Z: Al	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y: Al	0,449	0,449	0,600	0,532	0,609	0,583	0,585	0,508	0,598	0,583	0,589	0,591	0,577	0,603	0,586	0,584	0,588	0,610	0,606	0,586	0,566	0,598	0,598	0,549	0,586	0,468
Ti	0,047	0,039	0,016	0,026	0,003	0,011	0,010	0,020	0,017	0,019	0,027	0,024	0,023	0,000	0,013	0,000	0,033	0,017	0,000	0,019	0,016	0,000	0,001	0,016	0,017	0,033
V	0,000	0,014	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,004	0,002	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,007	0,000	0,005	0,000	0,005	0,005	0,016	0,000
Cr	0,000	0,003	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,009	0,001	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,003
Mg	0,712	0,741	0,670	0,700	0,672	0,659	0,645	0,686	0,654	0,652	0,643	0,634	0,662	0,651	0,660	0,648	0,655	0,656	0,645	0,630	0,653	0,645	0,663	0,647	0,645	0,742
Mn	0,040	0,033	0,048	0,036	0,029	0,039	0,039	0,031	0,039	0,054	0,042	0,029	0,057	0,034	0,044	0,051	0,038	0,038	0,038	0,048	0,034	0,038	0,036	0,037	0,029	0,031
Fe2+	1,553	1,611	1,531	1,586	1,534	1,629	1,593	1,622	1,559	1,597	1,606	1,601	1,559	1,573	1,604	1,603	1,564	1,543	1,585	1,623	1,632	1,586	1,596	1,610	1,563	1,580
Zn	0,056	0,045	0,043	0,043	0,036	0,038	0,041	0,028	0,037	0,033	0,023	0,032	0,038	0,037	0,041	0,035	0,029	0,033	0,020	0,031	0,030	0,032	0,029	0,031	0,030	0,035
Li*	0,142	0,066	0,091	0,077	0,109	0,040	0,086	0,093	0,093	0,059	0,066	0,088	0,076	0,101	0,052	0,080	0,094	0,102	0,095	0,065	0,065	0,101	0,072	0,102	0,113	0,108
?Y	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
X: Ca	0,016	0,014	0,011	0,012	0,012	0,010	0,012	0,020	0,012	0,012	0,013	0,013	0,011	0,013	0,011	0,012	0,013	0,013	0,010	0,009	0,014	0,009	0,010	0,012	0,006	0,021
Na	0,736	0,678	0,598	0,620	0,609	0,568	0,645	0,663	0,601	0,583	0,606	0,613	0,604	0,650	0,621	0,660	0,627	0,615	0,630	0,624	0,663	0,669	0,625	0,644	0,593	0,679
K	0,012	0,010	0,011	0,008	0,007	0,008	0,010	0,009	0,005	0,009	0,006	0,005	0,007	0,009	0,008	0,005	0,007	0,009	0,008	0,007	0,005	0,004	0,009	0,007	0,007	0,012
r	0,236	0,298	0,379	0,359	0,372	0,414	0,334	0,308	0,381	0,396	0,374	0,369	0,379	0,329	0,359	0,322	0,354	0,364	0,353	0,360	0,318	0,318	0,355	0,336	0,394	0,288
OH	3,947	3,933	3,872	3,993	3,895	3,963	3,911	4,000	3,865	3,917	3,888	3,947	4,000	3,872	3,948	3,865	3,940	3,970	3,962	3,963	3,895	3,955	3,903	3,873	3,963	3,955
F	0,053	0,067	0,128	0,007	0,105	0,037	0,089	0,000	0,135	0,083	0,112	0,053	0,000	0,128	0,052	0,135	0,060	0,030	0,038	0,037	0,105	0,045	0,097	0,127	0,037	0,045
Mineral Name	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl



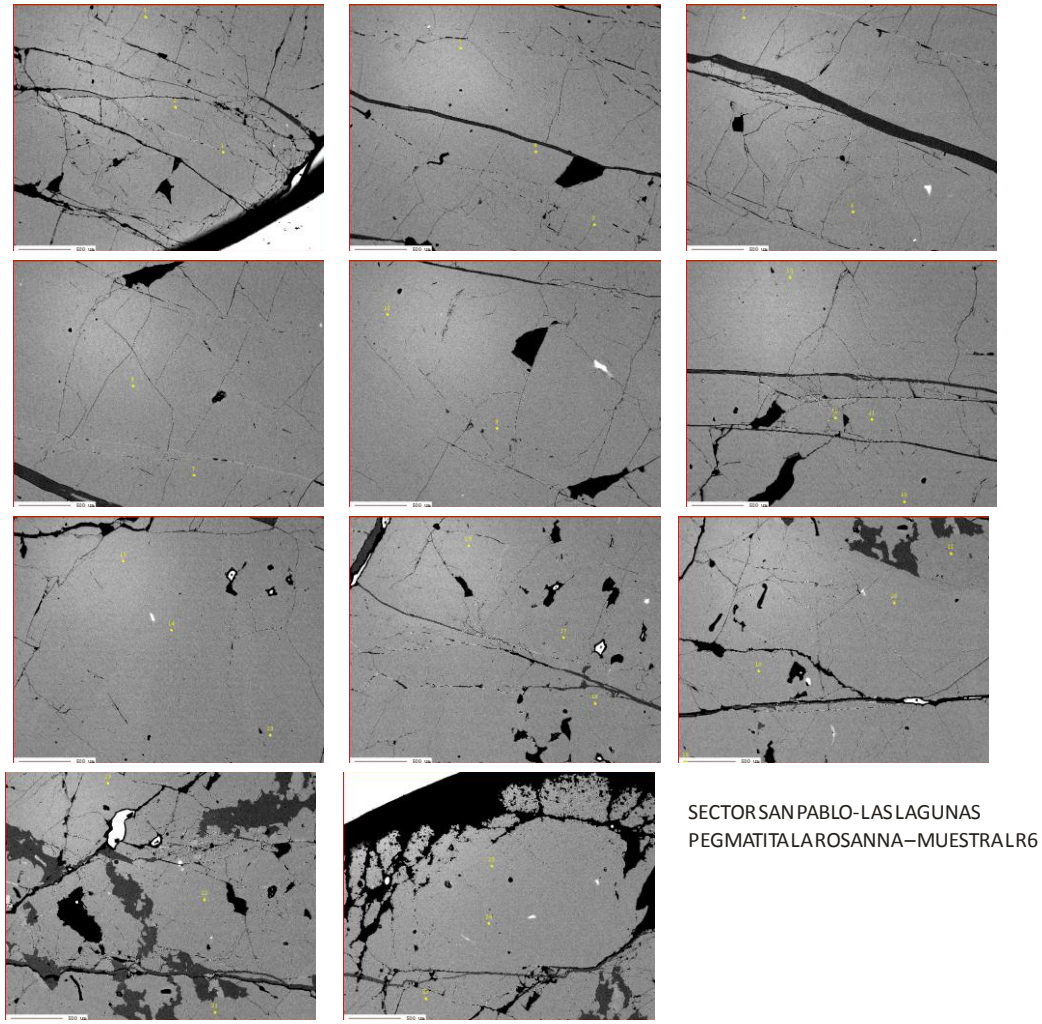
SECTOR SAN PABLO-LAS LAGUNAS
PEGMATITA HINOJITO 2-MUESTRA H2

Tourmaline Recalculation: Developed by Julie Selway & Jian Xiong

* B2O3, H2O and Li2O = calculated by stoichiometry; B = 3 apfu, OH+F = 4 apfu & Li = 15-total(T+Z+Y)

Sample No	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO2	35,63	34,13	35,26	35,43	35,10	35,55	35,48	35,10	35,66	35,40	35,08	35,55	35,23	35,48	35,55	35,47	35,43	35,46	35,48	35,64	35,80	36,04	35,73	35,53	35,45
TiO2	0,26	0,30	0,32	0,23	0,20	0,23	0,32	0,23	0,14	0,34	0,49	0,23	0,30	0,27	0,28	0,40	0,45	0,34	0,34	0,39	0,10	0,00	0,11	0,00	0,22
Al2O3	34,39	33,06	34,29	34,30	34,10	34,08	34,19	34,19	34,40	34,40	34,18	34,41	33,99	34,09	34,64	34,17	34,51	34,07	34,39	34,54	35,10	34,99	35,28	34,97	35,45
V2O3	0,01	0,03	0,07	0,00	0,06	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Cr2O3	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	10,74	10,15	10,71	10,65	11,03	10,70	10,36	10,40	10,15	10,10	10,10	9,88	9,99	9,83	9,83	9,56	9,84	9,52	9,24	9,43	9,30	9,57	9,17	9,36	9,21
MgO	3,39	3,31	3,52	3,68	3,62	3,66	3,74	3,78	3,69	3,67	4,05	4,06	4,06	4,19	4,09	4,08	4,17	4,07	4,05	4,33	3,98	4,07	3,99	4,00	3,97
CaO	0,18	0,19	0,22	0,20	0,21	0,20	0,22	0,22	0,23	0,22	0,24	0,24	0,24	0,24	0,25	0,23	0,20	0,25	0,25	0,27	0,12	0,13	0,14	0,12	0,20
MnO	0,27	0,26	0,30	0,22	0,27	0,20	0,24	0,18	0,25	0,31	0,21	0,19	0,27	0,21	0,12	0,26	0,21	0,20	0,22	0,17	0,27	0,23	0,20	0,23	0,15
ZnO	0,21	0,24	0,19	0,28	0,12	0,14	0,20	0,17	0,17	0,20	0,16	0,16	0,18	0,15	0,19	0,17	0,16	0,10	0,19	0,20	0,17	0,15	0,21	0,27	0,22
Na2O	1,99	1,83	2,01	1,97	2,19	2,13	2,10	2,18	1,99	2,07	2,10	2,14	2,11	2,14	2,11	2,10	2,20	1,98	2,21	2,01	1,76	1,80	1,85	1,84	1,65
K2O	0,06	0,04	0,05	0,03	0,04	0,06	0,03	0,03	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03	0,04
F	0,24	0,00	0,16	0,11	0,10	0,00	0,00	0,17	0,09	0,01	0,17	0,00	0,04	0,09	0,14	0,04	0,14	0,00	0,10	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
H2O*	3,54	3,51	3,57	3,59	3,58	3,65	3,65	3,55	3,61	3,64	3,56	3,66	3,61	3,61	3,60	3,63	3,60	3,64	3,61	3,67	3,66	3,68	3,68	3,65	3,67
B2O3*	10,60	10,16	10,55	10,57	10,53	10,58	10,58	10,52	10,59	10,58	10,55	10,61	10,53	10,58	10,64	10,58	10,64	10,54	10,59	10,65	10,64	10,67	10,66	10,59	10,63
Li2O*	0,17	0,14	0,13	0,10	0,10	0,17	0,17	0,15	0,18	0,19	0,13	0,18	0,14	0,16	0,17	0,20	0,16	0,20	0,26	0,16	0,13	0,11	0,16	0,11	0,11
Total	101,68	97,33	101,34	101,38	101,27	101,40	101,30	100,87	101,22	101,18	101,08	101,36	100,73	101,10	101,68	100,92	101,77	100,43	101,00	101,49	101,10	101,47	101,22	100,70	100,97
O=F	0,10	0,00	0,07	0,05	0,04	0,00	0,00	0,07	0,04	0,01	0,07	0,00	0,02	0,04	0,06	0,02	0,06	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Total*	101,58	97,33	101,28	101,33	101,22	101,40	101,30	100,80	101,19	101,18	101,01	101,36	100,71	101,07	101,62	100,90	101,71	100,43	100,95	101,49	101,09	101,47	101,22	100,70	100,97
based on 31 anions (O, OH, F)																									
T: Si	5,844	5,836	5,807	5,826	5,795	5,842	5,829	5,800	5,853	5,816	5,780	5,822	5,817	5,830	5,806	5,829	5,787	5,848	5,820	5,816	5,847	5,869	5,827	5,834	5,795
Al	0,156	0,164	0,193	0,174	0,205	0,158	0,171	0,200	0,147	0,184	0,220	0,178	0,183	0,170	0,194	0,171	0,213	0,152	0,180	0,184	0,153	0,131	0,173	0,166	0,205
B	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Z: Al	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y: Al	0,491	0,499	0,462	0,474	0,431	0,443	0,449	0,458	0,507	0,478	0,416	0,464	0,432	0,432	0,473	0,447	0,430	0,469	0,469	0,459	0,604	0,585	0,607	0,601	0,625
Ti	0,032	0,038	0,039	0,028	0,025	0,028	0,039	0,028	0,017	0,042	0,060	0,028	0,037	0,034	0,035	0,049	0,056	0,042	0,042	0,047	0,012	0,000	0,014	0,000	0,027
V	0,001	0,003	0,010	0,000	0,008	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000
Cr	0,002	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001	0,002	0,000	0,004	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,829	0,844	0,864	0,902	0,891	0,897	0,916	0,931	0,903	0,899	0,995	0,991	0,999	1,026	0,996	1,000	1,015	1,001	0,990	1,053	0,969	0,988	0,970	0,979	0,967
Mn	0,037	0,037	0,041	0,030	0,038	0,028	0,034	0,025	0,035	0,043	0,029	0,027	0,037	0,030	0,016	0,036	0,029	0,027	0,031	0,024	0,037	0,032	0,027	0,032	0,021
Fe2+	1,473	1,451	1,475	1,465	1,523	1,470	1,423	1,437	1,393	1,388	1,392	1,353	1,379	1,351	1,343	1,314	1,344	1,313	1,268	1,287	1,270	1,303	1,251	1,285	1,259
Zn	0,025	0,030	0,023	0,034	0,015	0,017	0,025	0,021	0,021	0,024	0,019	0,020	0,021	0,019	0,023	0,021	0,019	0,013	0,023	0,024	0,020	0,018	0,025	0,033	0,027
Li*	0,110	0,097	0,085	0,064	0,069	0,110	0,112	0,099	0,120	0,127	0,085	0,117	0,094	0,106	0,113	0,134	0,106	0,134	0,174	0,106	0,086	0,073	0,103	0,070	0,073
?Y	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
X: Ca	0,031	0,034	0,038	0,035	0,037	0,036	0,039	0,040	0,040	0,040	0,043	0,043	0,043	0,042	0,043	0,041	0,035	0,045	0,043	0,047	0,021	0,023	0,024	0,022	0,034
Na	0,633	0,607	0,642	0,628	0,701	0,679	0,669	0,698	0,633	0,659	0,671	0,680	0,676	0,682	0,668	0,669	0,697	0,633	0,703	0,636	0,557	0,568	0,585	0,586	0,523
K	0,012	0,008	0,010	0,006	0,009	0,012	0,006	0,007	0,009	0,010	0,009	0,009	0,011	0,007	0,008	0,008	0,008	0,010	0,008	0,006	0,009	0,004	0,006	0,006	0,008
r	0,323	0,351	0,310	0,330	0,253	0,273	0,286	0,255	0,318	0,291	0,277	0,269	0,271	0,268	0,281	0,282	0,259	0,313	0,246	0,311	0,413	0,404	0,385	0,386	0,435
OH	3,876	4,000	3,919	3,941	3,948	4,000	4,000	3,912	3,956	3,993	3,911	4,000	3,978	3,956	3,927	3,978	3,926	4,000	3,948	4,000	3,993	4,000	4,000	4,000	4,000
F	0,124	0,000	0,081	0,059	0,052	0,000	0,000	0,088	0,044	0,007	0,089	0,000	0,022	0,044	0,073	0,022	0,074	0,000	0,052	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000
Mineral Name	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl

SECTOR SAN PABLO- LAS LAGUNAS
PEGMATITA LA ROSANNA – MUESTRA LR6

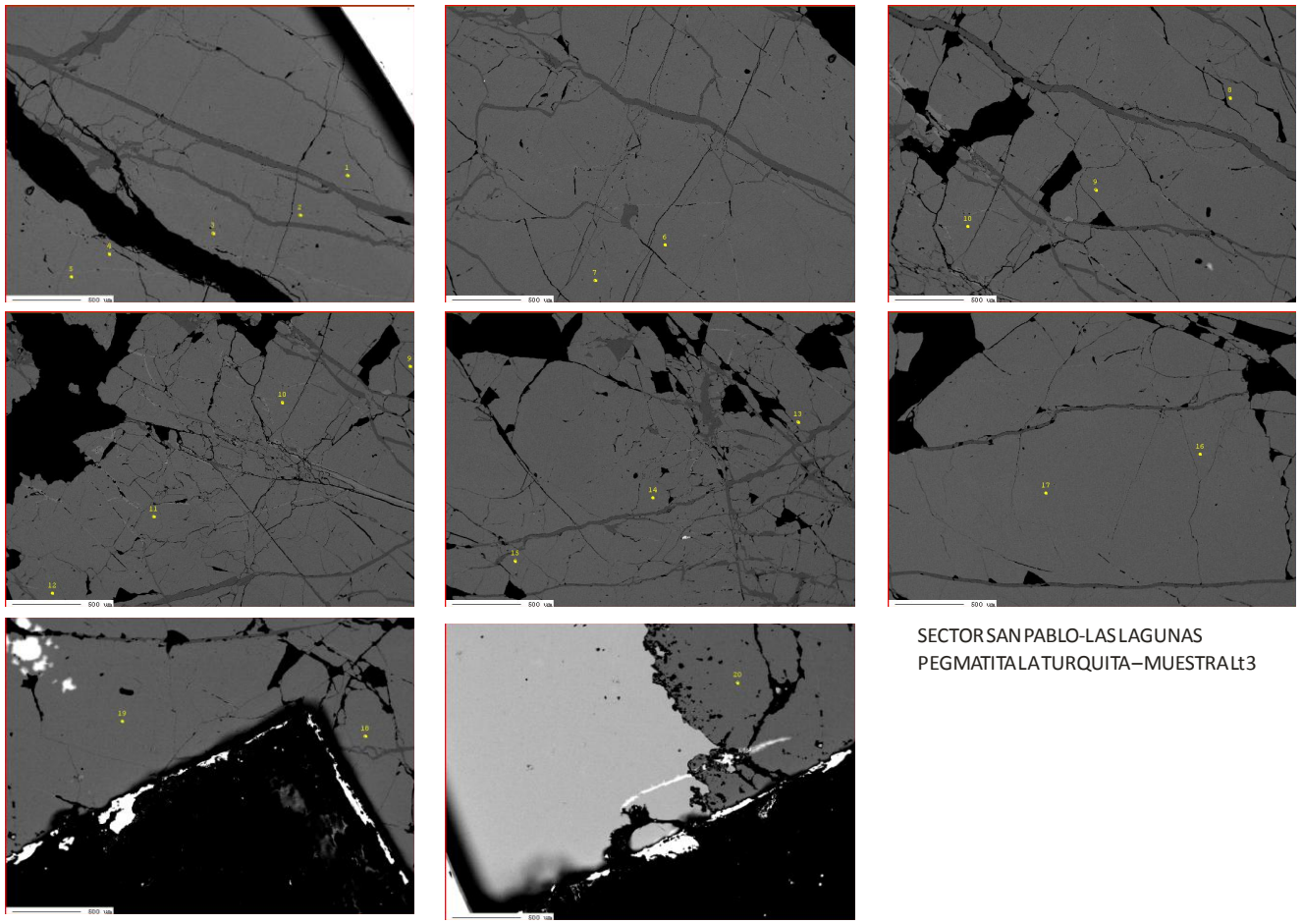


SECTOR SAN PABLO-LAS LAGUNAS
PEGMATITA LA ROSANNA–MUESTRA LR6

SECTOR SAN PABLO-LAS LAGUNAS
PEGMATITA LA TURQUITA – MUESTRA LT3

Tourmaline Recalculation: Developed by Julie Selway & Jian Xiong
* B2O3, H2O and Li2O = calculated by stoichiometry; B = 3 apfu, OH+F = 4 apfu & Li = 15-total(T+Z+Y)

Sample No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO2	35,30	34,72	34,81	34,89	35,35	35,04	35,35	35,15	35,00	34,55	34,72	35,09	34,68	34,90	34,72	34,90	34,57	34,61	34,30	34,58
TiO2	0,42	0,44	0,27	0,41	0,44	0,25	0,19	0,21	0,34	0,36	0,08	0,03	0,15	0,34	0,60	0,60	0,45	0,50	0,46	0,62
Al2O3	33,84	33,48	33,99	33,73	33,73	33,63	34,71	34,36	34,15	34,17	34,56	34,59	34,26	34,27	33,72	33,63	33,30	33,52	33,51	33,29
V2O3	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,12	0,05	0,02	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
FeO	8,97	8,91	9,38	8,82	9,06	8,77	8,62	8,99	8,96	8,90	8,88	8,91	8,75	8,75	9,16	9,47	9,01	8,91	9,07	9,15
MgO	4,21	4,28	4,28	4,39	4,44	4,42	4,19	4,14	4,19	4,19	4,12	4,16	4,03	4,15	4,44	4,48	4,36	4,26	4,22	4,14
CaO	0,28	0,28	0,29	0,28	0,27	0,30	0,15	0,16	0,16	0,15	0,14	0,13	0,11	0,15	0,28	0,27	0,28	0,29	0,29	0,29
MnO	0,16	0,17	0,12	0,14	0,23	0,13	0,17	0,21	0,18	0,17	0,15	0,10	0,17	0,15	0,28	0,28	0,26	0,16	0,20	0,26
ZnO	0,12	0,06	0,16	0,12	0,20	0,10	0,10	0,19	0,14	0,12	0,12	0,11	0,13	0,12	0,19	0,16	0,10	0,20	0,26	0,30
Na2O	2,23	2,00	2,11	2,21	2,06	2,22	1,80	1,89	1,83	1,81	1,92	1,84	1,78	1,76	2,12	2,12	2,21	2,13	2,15	2,02
K2O	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,02	0,05	0,05	0,03	0,03	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,06
F	0,10	0,04	0,12	0,09	0,00	0,13	0,12	0,04	0,04	0,00	0,12	0,25	0,04	0,13	0,03	0,25	0,06	0,00	0,19	0,00
H2O*	3,58	3,55	3,55	3,56	3,63	3,54	3,57	3,59	3,58	3,58	3,54	3,49	3,55	3,53	3,59	3,50	3,54	3,58	3,47	3,57
B2O3*	10,51	10,36	10,45	10,44	10,52	10,43	10,52	10,48	10,44	10,38	10,41	10,46	10,35	10,42	10,45	10,48	10,35	10,37	10,33	10,35
Li2O*	0,30	0,22	0,16	0,25	0,19	0,26	0,18	0,16	0,15	0,11	0,14	0,14	0,14	0,15	0,15	0,13	0,21	0,23	0,19	0,19
Total	100,06	98,56	99,76	99,38	100,17	99,28	99,68	99,62	99,26	98,64	98,98	99,37	98,20	98,97	99,78	100,32	98,76	98,84	98,68	98,84
O=F	0,04	0,02	0,05	0,04	0,00	0,06	0,05	0,02	0,02	0,00	0,05	0,10	0,02	0,06	0,01	0,10	0,02	0,00	0,08	0,00
Total*	100,01	98,54	99,71	99,34	100,17	99,22	99,63	99,60	99,24	98,64	98,93	99,27	98,18	98,91	99,76	100,21	98,73	98,84	98,60	98,84
Structural formula based on 31 anions (O, OH, F)																				
T: Si	5,838	5,826	5,790	5,810	5,842	5,838	5,840	5,830	5,825	5,787	5,794	5,830	5,824	5,819	5,775	5,787	5,804	5,799	5,773	5,806
Al	0,162	0,174	0,210	0,190	0,158	0,162	0,160	0,170	0,175	0,213	0,206	0,170	0,176	0,181	0,225	0,213	0,196	0,201	0,227	0,194
B	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Z: Al	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y: Al	0,434	0,446	0,453	0,429	0,412	0,441	0,599	0,547	0,524	0,532	0,592	0,603	0,605	0,554	0,385	0,360	0,394	0,419	0,420	0,393
Ti	0,052	0,056	0,033	0,051	0,055	0,032	0,023	0,026	0,042	0,045	0,010	0,004	0,019	0,042	0,075	0,075	0,057	0,063	0,059	0,079
V	0,000	0,000	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,016	0,006	0,002	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001
Mg	1,038	1,071	1,061	1,090	1,094	1,098	1,032	1,024	1,040	1,046	1,025	1,030	1,009	1,032	1,101	1,107	1,091	1,064	1,059	1,036
Mn	0,022	0,024	0,017	0,019	0,032	0,018	0,023	0,030	0,025	0,023	0,022	0,015	0,025	0,021	0,040	0,039	0,037	0,022	0,028	0,038
Fe2+	1,241	1,250	1,305	1,228	1,252	1,222	1,191	1,247	1,247	1,247	1,239	1,238	1,229	1,220	1,274	1,313	1,265	1,249	1,277	1,285
Zn	0,015	0,007	0,020	0,015	0,025	0,012	0,012	0,023	0,017	0,014	0,015	0,014	0,016	0,015	0,023	0,019	0,012	0,024	0,032	0,037
Li*	0,199	0,145	0,107	0,165	0,129	0,176	0,120	0,104	0,098	0,076	0,091	0,092	0,098	0,103	0,102	0,086	0,144	0,155	0,126	0,132
?Y	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
X: Ca	0,050	0,050	0,052	0,050	0,048	0,054	0,027	0,029	0,028	0,028	0,025	0,023	0,021	0,027	0,049	0,048	0,051	0,051	0,052	0,052
Na	0,715	0,651	0,680	0,713	0,660	0,717	0,577	0,608	0,591	0,588	0,621	0,593	0,580	0,569	0,684	0,682	0,719	0,692	0,702	0,658
K	0,009	0,011	0,011	0,009	0,009	0,009	0,005	0,010	0,010	0,007	0,006	0,007	0,010	0,010	0,010	0,011	0,011	0,012	0,011	0,013
Cs	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
r	0,226	0,288	0,257	0,228	0,283	0,220	0,392	0,354	0,372	0,378	0,347	0,377	0,390	0,394	0,257	0,259	0,218	0,245	0,235	0,278
OH	3,947	3,977	3,939	3,954	4,000	3,931	3,939	3,977	3,977	4,000	3,939	3,870	3,977	3,931	3,985	3,870	3,969	4,000	3,899	4,000
F	0,053	0,023	0,061	0,046	0,000	0,069	0,061	0,023	0,023	0,000	0,061	0,130	0,023	0,069	0,015	0,130	0,031	0,000	0,101	0,000
Mineral Name	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl

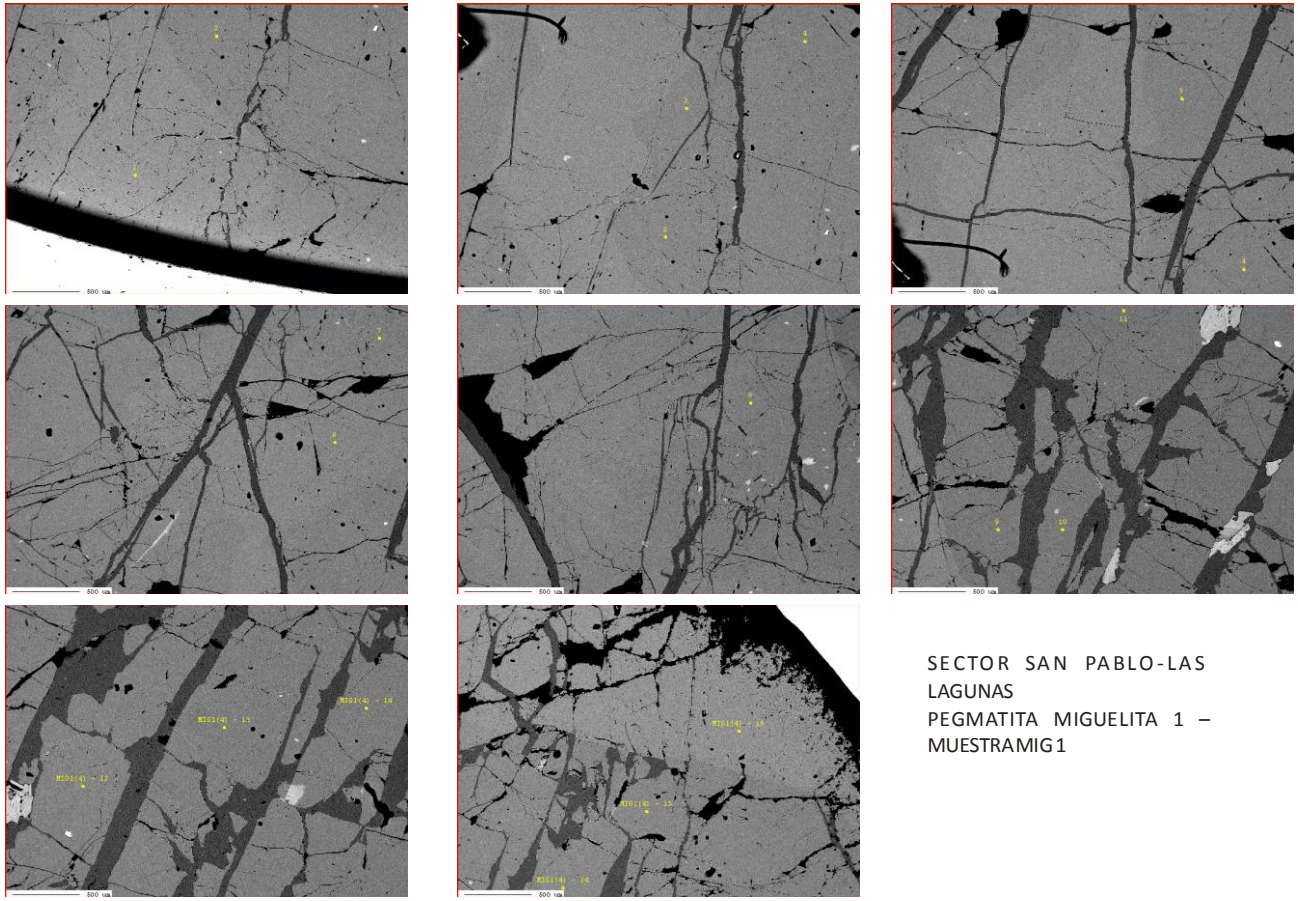


SECTOR SAN PABLO-LAS LAGUNAS
PEGMATITA LA TURQUITA – MUESTRA Lt3

SECTOR SAN PABLO-LAS LAGUNAS
PEGMATITA MIGUELITA 1 – MUESTRA MIG 1

Tourmaline Recalculation: Developed by Julie Selway & Jian Xiong
* B2O3, H2O and Li2O = calculated by stoichiometry; B = 3 apfu, OH+F = 4 apfu & Li = 15-total(T+Z+Y)

Sample No.	1,00	2,00	3,00	4,00	5,00	6,00	7,00	8,00	9,00	10,00	11,00	12,00	13,00	14,00	15,00	15 bis	16,00
SiO2	34,80	34,72	35,17	34,72	34,80	34,28	34,80	34,82	35,17	35,35	35,18	34,48	35,28	34,99	34,83	35,03	34,99
TiO2	0,39	0,40	0,19	0,35	0,39	0,38	0,26	0,30	0,13	0,18	0,00	0,15	0,13	0,18	0,25	0,25	0,39
Al2O3	32,54	32,49	32,63	32,37	32,60	32,59	32,88	32,81	33,75	33,37	33,47	33,00	33,69	33,54	33,41	33,51	32,84
V2O3	0,08	0,02	0,06	0,02	0,00	0,06	0,00	0,03	0,05	0,07	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	8,42	8,00	8,05	8,27	7,71	8,44	8,15	7,99	7,25	7,60	7,74	7,64	7,57	7,73	7,41	7,57	7,72
MgO	5,06	5,09	5,20	5,17	5,27	4,90	4,95	5,40	5,11	5,20	5,16	5,02	5,23	5,12	5,07	5,04	5,36
CaO	0,27	0,25	0,27	0,24	0,29	0,32	0,32	0,30	0,18	0,17	0,18	0,19	0,18	0,15	0,20	0,18	0,34
MnO	0,19	0,22	0,28	0,27	0,18	0,28	0,21	0,22	0,20	0,25	0,21	0,24	0,30	0,26	0,21	0,29	0,17
ZnO	0,24	0,21	0,15	0,21	0,16	0,16	0,15	0,14	0,16	0,17	0,10	0,22	0,23	0,17	0,20	0,26	0,24
Na2O	2,22	2,16	2,24	2,15	2,27	2,16	2,20	2,07	1,93	1,97	2,02	1,97	1,80	1,92	1,81	1,94	2,27
K2O	0,05	0,05	0,06	0,06	0,04	0,06	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,05	0,03	0,04	0,05
F	0,12	0,13	0,32	0,03	0,00	0,14	0,13	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,16	0,00
H2O*	3,51	3,49	3,43	3,53	3,56	3,46	3,50	3,51	3,59	3,60	3,58	3,53	3,60	3,57	3,56	3,51	3,58
B2O3*	10,33	10,28	10,37	10,28	10,31	10,24	10,33	10,34	10,41	10,43	10,39	10,23	10,43	10,38	10,32	10,38	10,39
Li2O*	0,17	0,19	0,20	0,14	0,23	0,15	0,22	0,12	0,19	0,16	0,15	0,13	0,10	0,11	0,14	0,15	0,22
Total	98,39	97,69	98,61	97,85	97,81	97,63	98,14	98,24	98,15	98,58	98,23	96,86	98,57	98,21	97,48	98,31	98,57
O=F	0,05	0,05	0,13	0,01	0,00	0,06	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,07	0,00
Total*	98,34	97,64	98,48	97,84	97,81	97,56	98,09	98,19	98,15	98,58	98,23	96,86	98,57	98,20	97,48	98,25	98,57
Structural formula based on 31 anions (O, OH, F)																	
T: Si	5,857	5,871	5,897	5,870	5,864	5,820	5,858	5,852	5,874	5,893	5,886	5,859	5,879	5,860	5,865	5,864	5,854
Al	0,143	0,129	0,103	0,130	0,136	0,180	0,142	0,148	0,126	0,107	0,114	0,141	0,121	0,140	0,135	0,136	0,146
B	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Z: Al	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y: Al	0,313	0,345	0,345	0,319	0,338	0,340	0,380	0,351	0,518	0,449	0,485	0,467	0,496	0,480	0,495	0,474	0,330
Ti	0,049	0,051	0,024	0,045	0,049	0,048	0,033	0,038	0,016	0,023	0,000	0,019	0,016	0,023	0,032	0,032	0,049
V	0,011	0,003	0,008	0,002	0,000	0,008	0,000	0,003	0,007	0,009	0,001	0,001	0,000	0,002	0,004	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,004	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,270	1,283	1,300	1,303	1,324	1,240	1,242	1,353	1,272	1,292	1,287	1,272	1,299	1,278	1,273	1,258	1,337
Mn	0,028	0,031	0,040	0,038	0,026	0,041	0,030	0,031	0,029	0,036	0,030	0,035	0,042	0,037	0,030	0,042	0,024
Fe2+	1,185	1,131	1,129	1,169	1,087	1,198	1,147	1,123	1,013	1,060	1,083	1,086	1,055	1,083	1,043	1,060	1,080
Zn	0,030	0,026	0,019	0,026	0,019	0,021	0,019	0,017	0,020	0,021	0,012	0,028	0,028	0,022	0,025	0,032	0,029
Li*	0,114	0,129	0,135	0,092	0,156	0,104	0,149	0,080	0,126	0,105	0,100	0,092	0,064	0,076	0,097	0,102	0,151
?Y	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
X: Ca	0,049	0,045	0,048	0,044	0,052	0,059	0,059	0,055	0,032	0,030	0,033	0,035	0,033	0,027	0,036	0,032	0,061
Na	0,724	0,708	0,728	0,705	0,742	0,711	0,718	0,675	0,625	0,637	0,655	0,649	0,582	0,623	0,591	0,630	0,736
K	0,011	0,011	0,012	0,013	0,009	0,012	0,009	0,009	0,008	0,006	0,005	0,007	0,009	0,010	0,006	0,008	0,011
r	0,215	0,236	0,212	0,238	0,197	0,218	0,215	0,261	0,336	0,327	0,307	0,309	0,376	0,339	0,367	0,331	0,191
OH	3,939	3,931	3,832	3,985	4,000	3,923	3,931	3,931	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	3,992	4,000	3,916	4,000
F	0,061	0,069	0,168	0,015	0,000	0,077	0,069	0,069	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,084	0,000
Mineral Name	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite



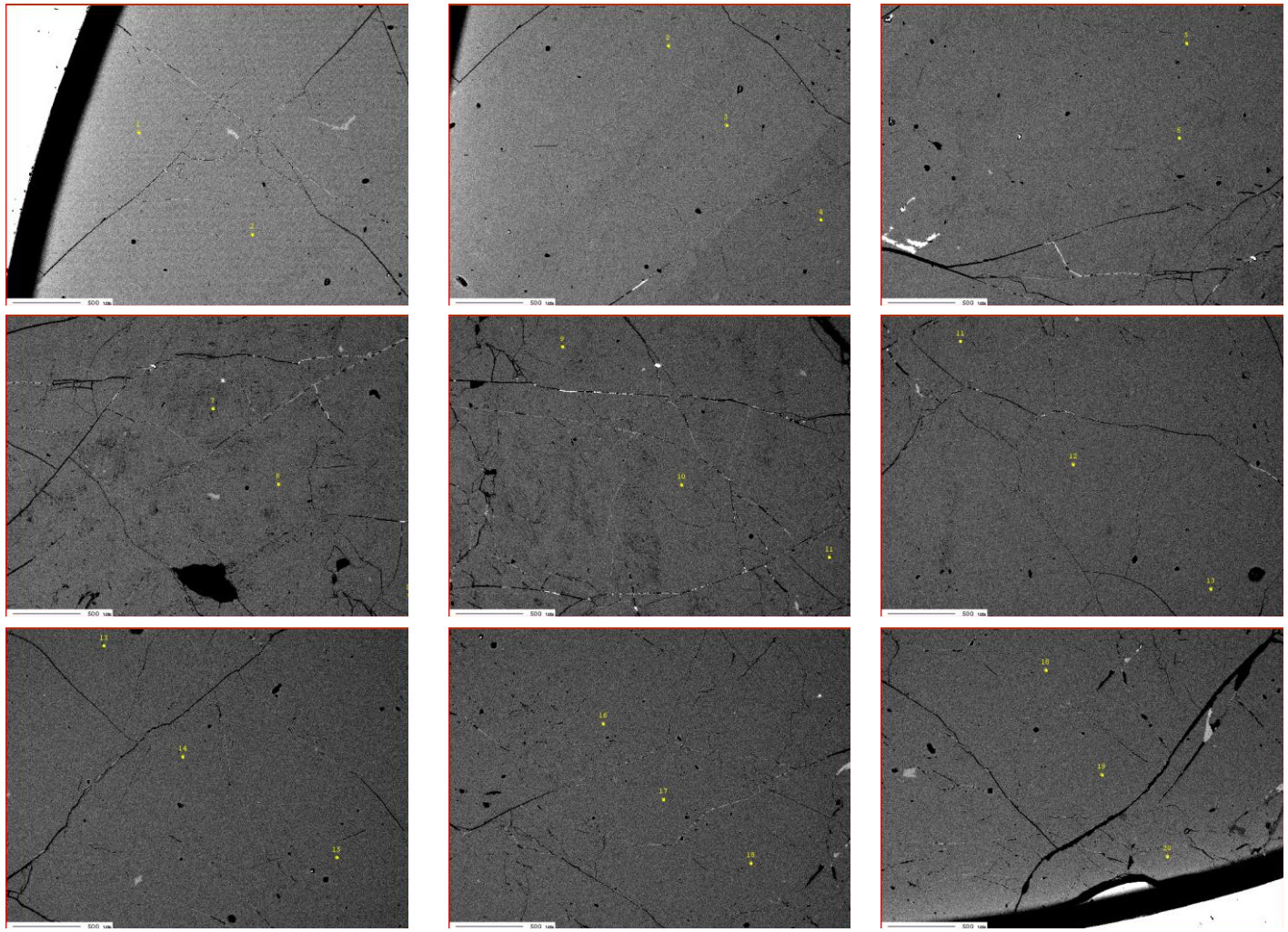
SECTOR SAN PABLO-LAS LAGUNAS
PEGMATITA MIGUELITA 1 – MUESTRAMIG1

SECTOR SAN PABLO-LAS LAGUNAS
PEGMATITA TAPIA- MUESTRA T1

Tourmaline Recalculation: Developed by Julie Selway & Jian Xiong
* B2O3, H2O and Li2O = calculated by stoichiometry; B = 3 apfu, OH+F = 4 apfu & Li = 15-total(T+Z+Y)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO2	34,23	34,46	34,73	35,11	34,96	35,23	35	34,98	35,43	35,29	35,02	35,23	35,21	35,4	35,1	35,02	35,19	35,03	34,92	34,65
TiO2	0,250	0,262	0,239	0,011	0,068	0,046	0,080	0,011	0,023	0,182	0,046	0,057	0,068	0,239	0,000	0,102	0,091	0,000	0,011	0,137
Al2O3	34,02	33,64	34,1	34,74	34,61	34,68	34,56	34,75	34,51	34,66	34,6	34,84	34,83	34,88	34,57	34,62	34,93	34,7	34,66	34,28
V2O3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,043	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,026	0,063	0,015	0,000	0,012	0,020	0,007
Cr2O3	0,004	0,007	0,024	0,000	0,023	0,020	0,000	0,010	0,009	0,023	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,057	0,029	0,000
FeO	10,97	9,99	10,59	10,38	10,67	10,45	10,58	10,69	10,42	10,75	10,19	10,52	10,80	10,49	10,44	10,43	10,41	10,51	10,40	10,41
MgO	3,10	3,10	3,05	2,69	2,79	2,75	2,67	2,63	2,66	2,69	2,69	2,61	2,65	2,66	2,68	2,61	2,68	2,75	2,52	2,59
CaO	0,174	0,183	0,194	0,079	0,078	0,084	0,079	0,105	0,073	0,071	0,075	0,080	0,060	0,092	0,060	0,081	0,102	0,062	0,075	0,075
MnO	0,321	0,261	0,231	0,306	0,295	0,246	0,264	0,340	0,351	0,359	0,276	0,268	0,268	0,257	0,287	0,298	0,344	0,344	0,306	0,230
ZnO	0,172	0,118	0,085	0,124	0,160	0,033	0,099	0,128	0,010	0,082	0,070	0,081	0,059	0,047	0,095	0,062	0,035	0,099	0,109	0,000
Na2O	2,10	2,06	2,00	1,54	1,59	1,60	1,60	1,55	1,66	1,65	1,63	1,63	1,52	1,59	1,61	1,67	1,62	1,66	1,76	1,70
K2O	0,036	0,020	0,034	0,047	0,024	0,008	0,035	0,040	0,024	0,026	0,032	0,026	0,032	0,032	0,030	0,029	0,033	0,030	0,038	0,026
F	0,000	0,043	0,185	0,000	0,000	0,057	0,000	0,000	0,000	0,000	0,100	0,043	0,029	0,000	0,100	0	0,1858	0	0	0,0429
H2O*	3,57	3,52	3,50	3,59	3,59	3,57	3,58	3,59	3,60	3,61	3,53	3,58	3,59	3,62	3,54	3,59	3,52	3,59	3,58	3,53
B2O3*	10,33	10,27	10,38	10,40	10,40	10,43	10,38	10,40	10,43	10,47	10,37	10,44	10,44	10,49	10,39	10,39	10,46	10,41	10,38	10,29
Li2O*	0,116	0,266	0,210	0,168	0,114	0,185	0,169	0,136	0,231	0,169	0,215	0,203	0,136	0,218	0,179	0,214	0,196	0,150	0,233	0,223
Total	99,39	98,21	99,55	99,19	99,37	99,43	99,10	99,35	99,43	100,03	98,85	99,61	99,69	100,05	99,14	99,13	99,79	99,40	99,04	98,19
O=F	0,000	0,018	0,078	0,000	0,000	0,024	0,000	0,000	0,000	0,000	0,042	0,018	0,012	0,000	0,042	0,000	0,078	0,000	0,000	0,018
Total*	99,39	98,19	99,47	99,19	99,37	99,41	99,10	99,35	99,43	100,03	98,80	99,59	99,68	100,05	99,10	99,13	99,71	99,40	99,04	98,17
Structural formula based on 31 anions (O, OH, F)																				
T: Si	5,758	5,830	5,813	5,866	5,844	5,872	5,860	5,847	5,902	5,860	5,868	5,864	5,861	5,862	5,872	5,857	5,850	5,849	5,849	5,852
Al	0,242	0,170	0,187	0,134	0,156	0,128	0,140	0,153	0,098	0,140	0,132	0,136	0,139	0,138	0,128	0,143	0,150	0,151	0,151	0,148
B	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Z: Al	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y: Al	0,502	0,537	0,539	0,707	0,663	0,684	0,679	0,692	0,678	0,643	0,702	0,698	0,694	0,670	0,689	0,682	0,693	0,677	0,692	0,675
Ti	0,032	0,033	0,030	0,001	0,009	0,006	0,010	0,001	0,003	0,023	0,006	0,007	0,009	0,030	0,000	0,013	0,011	0,000	0,001	0,017
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,008	0,002	0,000	0,002	0,003	0,001
Cr	0,000	0,001	0,003	0,000	0,003	0,003	0,000	0,001	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,008	0,004	0,000
Fe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,777	0,782	0,761	0,670	0,695	0,683	0,666	0,655	0,661	0,666	0,672	0,648	0,658	0,657	0,668	0,651	0,664	0,684	0,629	0,652
Mn	0,046	0,037	0,033	0,043	0,042	0,035	0,037	0,048	0,050	0,050	0,039	0,038	0,038	0,036	0,041	0,042	0,048	0,049	0,043	0,033
Fe2+	1,543	1,413	1,482	1,450	1,492	1,457	1,481	1,494	1,452	1,493	1,428	1,464	1,503	1,453	1,461	1,459	1,447	1,468	1,457	1,470
Zn	0,021	0,015	0,011	0,015	0,020	0,004	0,012	0,016	0,001	0,010	0,009	0,010	0,007	0,006	0,012	0,008	0,004	0,012	0,013	0,000
Li*	0,079	0,181	0,141	0,113	0,076	0,124	0,114	0,092	0,155	0,113	0,145	0,136	0,091	0,145	0,121	0,144	0,131	0,101	0,157	0,152
?Y	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
X: Ca	0,031	0,033	0,035	0,014	0,014	0,015	0,014	0,019	0,013	0,013	0,013	0,014	0,011	0,016	0,011	0,015	0,018	0,011	0,013	0,014
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,685	0,676	0,649	0,499	0,515	0,517	0,519	0,502	0,536	0,531	0,530	0,526	0,491	0,511	0,522	0,542	0,522	0,537	0,572	0,557
K	0,008	0,004	0,007	0,010	0,005	0,002	0,007	0,008	0,005	0,005	0,007	0,006	0,007	0,007	0,006	0,006	0,007	0,006	0,008	0,006
r	0,276	0,287	0,309	0,477	0,465	0,466	0,459	0,470	0,446	0,451	0,450	0,454	0,492	0,466	0,460	0,438	0,453	0,445	0,407	0,424
OH	4,000	3,977	3,902	4,000	4,000	3,970	4,000	4,000	4,000	4,000	3,947	3,977	3,985	4,000	3,947	4,000	3,902	4,000	4,000	3,977
F	0,000	0,023	0,098	0,000	0,000	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,053	0,023	0,015	0,000	0,053	0,000	0,098	0,000	0,000	0,023
Mineral Name	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Foitite	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl

SECTOR SAN PABLO-LAS LAGUNAS
PEGMATITA TAPIA - MUESTRA T1



SECTOR CONCARAN SAN ISIDRO
GRANITO LOS ALANICES – MUESTRA GLA C1

Tourmaline Recalculation: Developed by Julie Selway & Jian Xiong
* B2O3, H2O and Li2O = calculated by stoichiometry; B = 3 apfu, OH+F = 4 apfu & Li = 15-total(T+Z+Y)

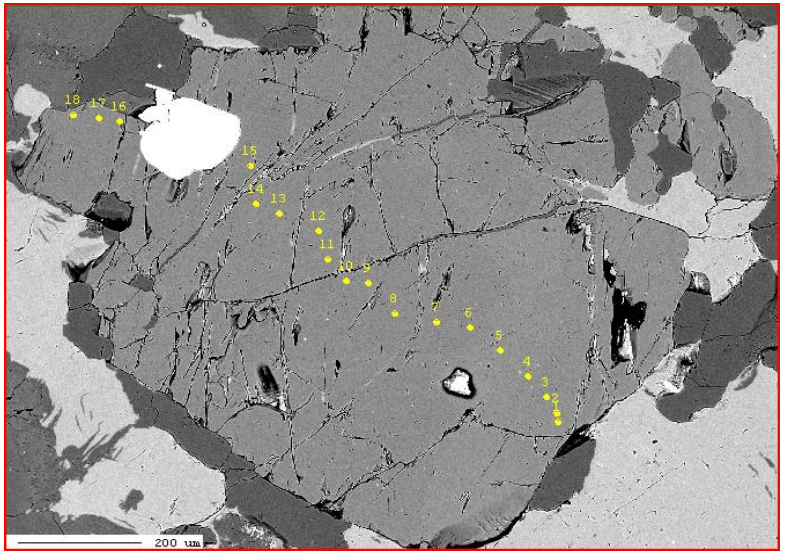
Sample No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO2	35,64	35,68	35,52	35,69	35,19	35,64	35,55	35,59	35,81	35,56	35,72	35,89	35,85	35,80	35,58	35,19	35,83	35,64
TiO2	0,28	0,62	0,22	0,56	0,48	0,49	0,43	0,30	0,40	0,43	0,42	0,41	0,37	0,36	0,54	0,43	0,38	0,47
Al2O3	32,73	32,04	31,41	32,25	31,60	33,28	32,98	32,81	33,09	33,11	33,27	33,46	33,03	32,65	32,95	32,23	32,80	32,42
V2O3	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,09	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,01	0,02	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	9,59	9,57	9,38	9,59	9,68	9,30	9,36	9,47	9,02	9,40	9,13	9,44	9,34	8,79	9,04	9,65	9,65	9,33
MgO	5,00	4,93	5,01	5,04	5,08	4,86	4,80	4,71	4,64	4,88	4,68	4,65	4,78	4,95	4,81	5,23	5,16	5,35
CaO	0,43	0,44	0,46	0,46	0,47	0,39	0,38	0,35	0,34	0,35	0,35	0,34	0,38	0,40	0,42	0,44	0,41	0,46
MnO	0,17	0,17	0,14	0,26	0,22	0,17	0,17	0,11	0,21	0,05	0,19	0,16	0,13	0,11	0,14	0,09	0,17	0,10
ZnO	0,18	0,11	0,12	0,13	0,14	0,07	0,14	0,14	0,14	0,17	0,17	0,14	0,17	0,10	0,12	0,20	0,10	0,19
Na2O	2,15	2,27	2,17	2,12	2,18	2,11	2,12	2,19	2,11	2,13	2,04	2,19	2,24	2,14	2,11	2,08	2,25	2,18
K2O	0,07	0,05	0,03	0,03	0,06	0,05	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,03	0,05
F	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,13	0,00	0,07	0,01	0,04	0,00	0,19	0,09	0,22	0,19
H2O*	3,63	3,52	3,56	3,62	3,57	3,65	3,61	3,62	3,57	3,63	3,60	3,65	3,62	3,62	3,54	3,55	3,55	3,54
B2O3*	10,51	10,48	10,32	10,50	10,35	10,58	10,52	10,48	10,53	10,53	10,54	10,61	10,56	10,49	10,51	10,41	10,58	10,51
Li2O*	0,13	0,23	0,20	0,15	0,13	0,18	0,18	0,20	0,25	0,16	0,20	0,22	0,23	0,26	0,24	0,06	0,14	0,13
Total	100,56	100,32	98,57	100,41	99,19	100,89	100,42	100,02	100,29	100,47	100,45	101,25	100,80	99,70	100,26	99,70	101,26	100,55
O=F	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,06	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00	0,08	0,04	0,09	0,08
Total*	100,56	100,23	98,57	100,41	99,19	100,89	100,40	100,02	100,23	100,47	100,42	101,24	100,78	99,70	100,18	99,66	101,17	100,47
Structural formula based on 31 anions (O, OH, F)																		
T: Si	5,891	5,919	5,982	5,909	5,910	5,857	5,875	5,903	5,912	5,870	5,889	5,878	5,899	5,934	5,882	5,875	5,887	5,892
Al	0,109	0,081	0,018	0,091	0,090	0,143	0,125	0,097	0,088	0,130	0,111	0,122	0,101	0,066	0,118	0,125	0,113	0,108
B	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Z: Al	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y: Al	0,267	0,183	0,217	0,203	0,164	0,303	0,299	0,317	0,350	0,311	0,354	0,337	0,304	0,312	0,303	0,217	0,238	0,209
Ti	0,035	0,077	0,028	0,070	0,060	0,061	0,054	0,038	0,049	0,054	0,052	0,050	0,046	0,045	0,067	0,054	0,048	0,058
V	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,016	0,012	0,000	0,000	0,003	0,004	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,001	0,003	0,000	0,006	0,002	0,000	0,000	0,002	0,001	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,232	1,219	1,258	1,244	1,272	1,191	1,183	1,165	1,142	1,201	1,150	1,135	1,172	1,223	1,186	1,302	1,264	1,319
Mn	0,024	0,024	0,020	0,036	0,031	0,024	0,023	0,015	0,030	0,008	0,026	0,023	0,018	0,015	0,020	0,013	0,023	0,014
Fe2+	1,326	1,328	1,321	1,328	1,359	1,278	1,294	1,314	1,245	1,298	1,259	1,293	1,285	1,218	1,250	1,347	1,326	1,290
Zn	0,022	0,013	0,015	0,016	0,018	0,009	0,017	0,018	0,017	0,020	0,021	0,017	0,020	0,012	0,015	0,025	0,012	0,023
Li*	0,089	0,155	0,138	0,103	0,089	0,118	0,118	0,134	0,166	0,105	0,134	0,143	0,154	0,174	0,158	0,042	0,089	0,088
?Y	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
X: Ca	0,076	0,078	0,082	0,082	0,084	0,068	0,067	0,063	0,061	0,062	0,062	0,059	0,067	0,071	0,074	0,079	0,073	0,081
Na	0,689	0,730	0,709	0,681	0,710	0,672	0,679	0,704	0,675	0,682	0,652	0,695	0,715	0,688	0,676	0,673	0,717	0,699
K	0,014	0,011	0,006	0,007	0,012	0,010	0,011	0,009	0,007	0,008	0,007	0,010	0,010	0,009	0,011	0,010	0,007	0,011
r	0,220	0,181	0,203	0,230	0,195	0,249	0,243	0,224	0,257	0,248	0,279	0,235	0,209	0,233	0,238	0,238	0,204	0,210
OH	4,000	3,892	4,000	4,000	4,000	4,000	3,977	4,000	3,931	4,000	3,962	3,992	3,977	4,000	3,901	3,954	3,887	3,901
F	0,000	0,108	0,000	0,000	0,000	0,000	0,023	0,000	0,069	0,000	0,038	0,008	0,023	0,000	0,099	0,046	0,113	0,099
Mineral Name	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Dravite	Schorl	Schorl	Schorl	Dravite

SECTOR CONCARAN SAN ISIDRO
GRANITO LOS ALANICES – MUESTRA GLA C2

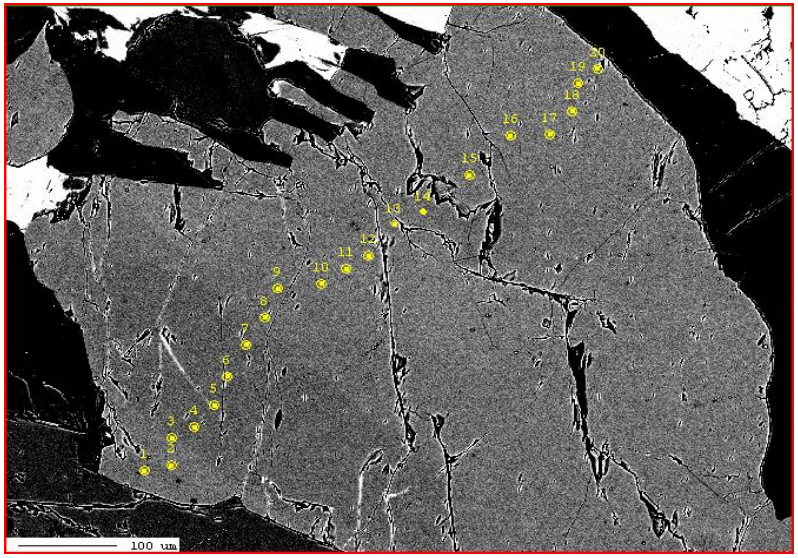
Tourmaline Recalculation: Developed by Julie Selway & Jian Xiong
* B2O3, H2O and Li2O = calculated by stoichiometry; B = 3 apfu, OH+F = 4 apfu & Li = 15-total(T+Z+Y)

Sample No	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO2	35,78	36,04	35,89	35,89	36,19	35,53	35,57	35,47	34,65	35,68	35,68	35,47	35,78	35,57	35,33	34,79	35,16	35,46	35,27	35,35
TiO2	0,10	0,29	0,35	0,05	0,17	0,00	0,20	0,28	0,42	0,27	0,30	0,42	0,35	0,25	0,28	0,28	0,40	0,51	0,41	0,38
Al2O3	32,86	33,27	33,26	33,78	34,04	33,09	33,13	32,91	32,03	33,11	32,60	32,67	32,68	32,52	32,57	32,18	32,19	32,58	32,53	32,55
V2O3	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03
Cr2O3	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
FeO	9,30	9,09	9,37	9,50	9,19	9,38	9,29	9,59	9,22	9,58	9,57	9,43	9,29	9,33	9,54	9,29	9,32	9,40	9,66	9,27
MgO	4,98	4,87	4,58	4,34	4,29	4,44	4,07	4,70	4,67	4,61	4,72	4,74	4,93	4,74	4,55	4,79	4,60	4,54	4,63	4,64
CaO	0,36	0,32	0,36	0,17	0,19	0,18	0,14	0,35	0,32	0,33	0,33	0,32	0,36	0,35	0,37	0,37	0,37	0,39	0,37	0,35
MnO	0,13	0,13	0,18	0,15	0,15	0,14	0,19	0,15	0,17	0,18	0,14	0,13	0,10	0,05	0,17	0,16	0,06	0,07	0,14	0,18
ZnO	0,18	0,18	0,13	0,09	0,06	0,16	0,15	0,07	0,16	0,10	0,10	0,10	0,14	0,14	0,08	0,17	0,17	0,22	0,13	0,10
Na2O	2,27	2,06	2,08	1,77	1,76	1,98	1,83	2,13	2,14	2,32	2,08	2,06	2,08	2,08	2,18	2,26	2,17	2,16	2,11	2,05
K2O	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,04	0,05	0,04	0,06	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,06	0,04	0,04	0,06
F	0,45	0,13	0,23	0,22	0,07	0,17	0,00	0,09	0,16	0,25	0,22	0,13	0,04	0,09	0,17	0,16	0,29	0,20	0,10	0,07
H2O*	3,41	3,59	3,54	3,53	3,62	3,51	3,58	3,57	3,46	3,52	3,51	3,54	3,60	3,55	3,50	3,47	3,43	3,51	3,54	3,55
B2O3*	10,52	10,58	10,57	10,52	10,60	10,40	10,39	10,47	10,24	10,54	10,46	10,44	10,50	10,42	10,40	10,29	10,34	10,44	10,40	10,40
Li2O*	0,18	0,19	0,22	0,12	0,19	0,14	0,20	0,16	0,17	0,22	0,17	0,17	0,18	0,20	0,21	0,17	0,24	0,26	0,17	0,20
Total	100,56	100,78	100,86	100,17	100,56	99,14	98,77	100,00	97,85	100,81	99,93	99,67	100,08	99,33	99,40	98,42	98,82	99,78	99,51	99,19
O=F	0,19	0,06	0,10	0,09	0,03	0,07	0,00	0,04	0,07	0,10	0,09	0,06	0,02	0,04	0,07	0,07	0,12	0,09	0,04	0,03
Total*	100,37	100,72	100,76	100,08	100,53	99,07	98,77	99,96	97,78	100,71	99,84	99,62	100,06	99,29	99,33	98,35	98,70	99,69	99,47	99,16
Structural formula based on 31 anions (O, OH, F)																				
T: Si	5,914	5,919	5,903	5,927	5,935	5,935	5,950	5,889	5,884	5,884	5,929	5,904	5,924	5,935	5,905	5,878	5,912	5,902	5,891	5,909
Al	0,086	0,081	0,097	0,073	0,065	0,065	0,050	0,111	0,116	0,116	0,071	0,096	0,076	0,065	0,095	0,122	0,088	0,098	0,109	0,091
B	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Z: Al	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y: Al	0,315	0,359	0,350	0,502	0,515	0,450	0,482	0,329	0,293	0,320	0,314	0,314	0,302	0,330	0,321	0,285	0,291	0,294	0,296	0,322
Ti	0,013	0,036	0,043	0,006	0,022	0,000	0,025	0,035	0,054	0,033	0,038	0,053	0,044	0,031	0,035	0,036	0,050	0,064	0,051	0,048
V	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,004
Cr	0,000	0,000	0,002	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000
Mg	1,227	1,192	1,123	1,069	1,049	1,106	1,015	1,163	1,182	1,133	1,169	1,176	1,217	1,179	1,134	1,206	1,153	1,127	1,153	1,156
Mn	0,018	0,018	0,025	0,021	0,021	0,019	0,027	0,022	0,024	0,025	0,020	0,018	0,014	0,007	0,024	0,023	0,008	0,009	0,020	0,025
Fe2·	1,286	1,248	1,289	1,312	1,260	1,310	1,300	1,332	1,309	1,321	1,330	1,313	1,286	1,302	1,333	1,313	1,311	1,309	1,349	1,296
Zn	0,022	0,022	0,016	0,011	0,007	0,020	0,018	0,008	0,020	0,013	0,012	0,012	0,017	0,018	0,010	0,021	0,021	0,027	0,016	0,013
Li*	0,118	0,125	0,147	0,077	0,125	0,095	0,133	0,110	0,116	0,147	0,116	0,114	0,121	0,134	0,144	0,116	0,161	0,171	0,114	0,135
?Y	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
X: Ca	0,064	0,056	0,064	0,030	0,033	0,032	0,025	0,062	0,059	0,058	0,059	0,057	0,064	0,063	0,066	0,066	0,067	0,070	0,065	0,062
Na	0,727	0,656	0,663	0,567	0,560	0,641	0,594	0,686	0,705	0,742	0,670	0,665	0,668	0,673	0,706	0,740	0,707	0,697	0,683	0,664
K	0,006	0,007	0,008	0,007	0,006	0,004	0,008	0,010	0,008	0,012	0,009	0,010	0,011	0,009	0,009	0,009	0,012	0,009	0,009	0,014
r	0,202	0,281	0,264	0,396	0,402	0,322	0,374	0,242	0,228	0,188	0,262	0,268	0,257	0,255	0,218	0,185	0,214	0,224	0,242	0,260
OH	3,765	3,932	3,878	3,886	3,962	3,908	4,000	3,954	3,914	3,871	3,885	3,931	3,977	3,954	3,908	3,914	3,845	3,892	3,946	3,961
F	0,235	0,068	0,122	0,114	0,038	0,092	0,000	0,046	0,086	0,129	0,115	0,069	0,023	0,046	0,092	0,086	0,155	0,108	0,054	0,039
Mineral Nam	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl

SECTOR CONCARAN SAN ISIDRO
GRANITO LOS ALANICES – MUESTRA GLA C1



SECTOR CONCARAN SAN ISIDRO
GRANITO LOS ALANICES – MUESTRA GLA C2



SECTOR CONCARAN SAN ISIDRO
GRANITO LOS ALANICES – MUESTRA MH2_C1

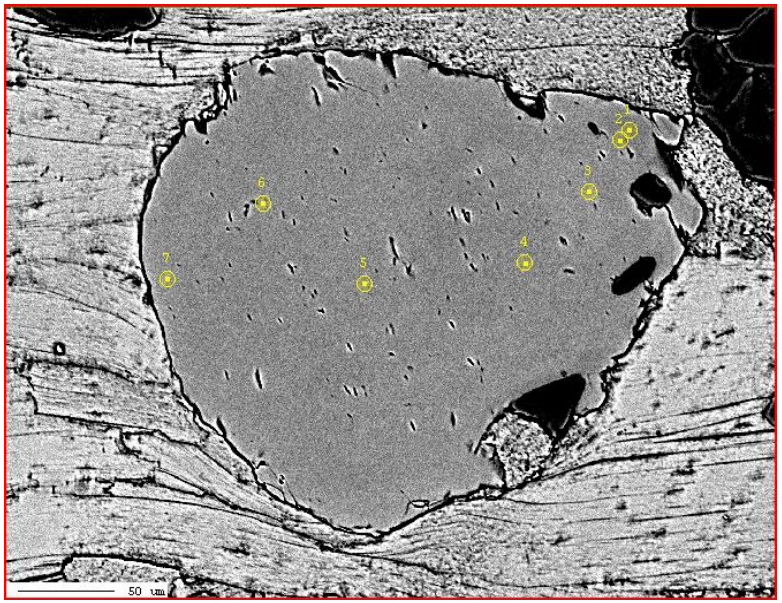
Tourmaline Recalculation: Developed by Julie Selway & Jian Xiong

* B2O3, H2O and Li2O = calculated by stoichiometry; B = 3 apfu, OH+F = 4 apfu & Li = 15-total(T+Z+Y)

Sample No.	1	2	3	4	5	6	7
SiO2	34,58	34,75	34,53	35,02	35,07	35,36	35,73
TiO2	0,26	0,39	0,49	0,33	0,27	0,37	0,44
Al2O3	31,53	31,26	31,74	32,16	31,65	31,79	32,14
V2O3	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00
Cr2O3	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00
FeO	10,15	10,05	11,07	10,83	10,76	10,96	11,10
MgO	5,11	5,04	4,42	4,51	4,80	4,87	4,99
CaO	0,44	0,43	0,35	0,31	0,43	0,40	0,40
MnO	0,17	0,14	0,11	0,16	0,25	0,26	0,10
ZnO	0,27	0,16	0,18	0,14	0,22	0,19	0,23
Na2O	2,28	2,25	2,17	2,22	2,23	2,33	2,40
K2O	0,06	0,07	0,07	0,06	0,05	0,06	0,08
F	0,00	0,23	0,18	0,09	0,33	0,13	0,10
H2O*	3,54	3,43	3,45	3,54	3,41	3,54	3,60
B2O3*	10,25	10,24	10,26	10,36	10,34	10,44	10,56
Li2O*	0,02	0,09	0,03	0,06	0,03	0,03	0,05
Total	98,68	98,54	99,08	99,81	99,85	100,79	101,92
O=F	0,00	0,10	0,08	0,04	0,14	0,05	0,04
Total*	98,68	98,44	99,00	99,78	99,71	100,74	101,88

Structural formula based on 31 anions (O, OH, F)

T: Si	5,862	5,897	5,851	5,873	5,895	5,888	5,882
Al	0,138	0,103	0,149	0,127	0,105	0,112	0,118
B	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Z: Al	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y: Al	0,161	0,148	0,189	0,230	0,165	0,127	0,117
Ti	0,033	0,049	0,062	0,041	0,034	0,047	0,055
V	0,002	0,000	0,004	0,000	0,000	0,005	0,001
Cr	0,000	0,003	0,000	0,003	0,000	0,003	0,000
Mg	1,291	1,275	1,116	1,128	1,203	1,209	1,225
Mn	0,024	0,020	0,016	0,023	0,035	0,037	0,014
Fe2+	1,439	1,426	1,569	1,519	1,513	1,526	1,528
Zn	0,034	0,020	0,023	0,018	0,028	0,023	0,028
Li*	0,014	0,058	0,021	0,037	0,022	0,023	0,032
?Y	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
X: Ca	0,079	0,079	0,063	0,057	0,077	0,071	0,070
Na	0,749	0,740	0,713	0,722	0,727	0,752	0,766
K	0,014	0,014	0,014	0,013	0,012	0,013	0,017
r	0,157	0,167	0,210	0,209	0,184	0,164	0,147
OH	4,000	3,878	3,901	3,955	3,827	3,933	3,949
F	0,000	0,122	0,099	0,045	0,173	0,067	0,051
Mineral Name	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl



SECTOR CONCARAN SAN ISIDRO
GRANITO LOS ALANICES – MUESTRA MH2_C2

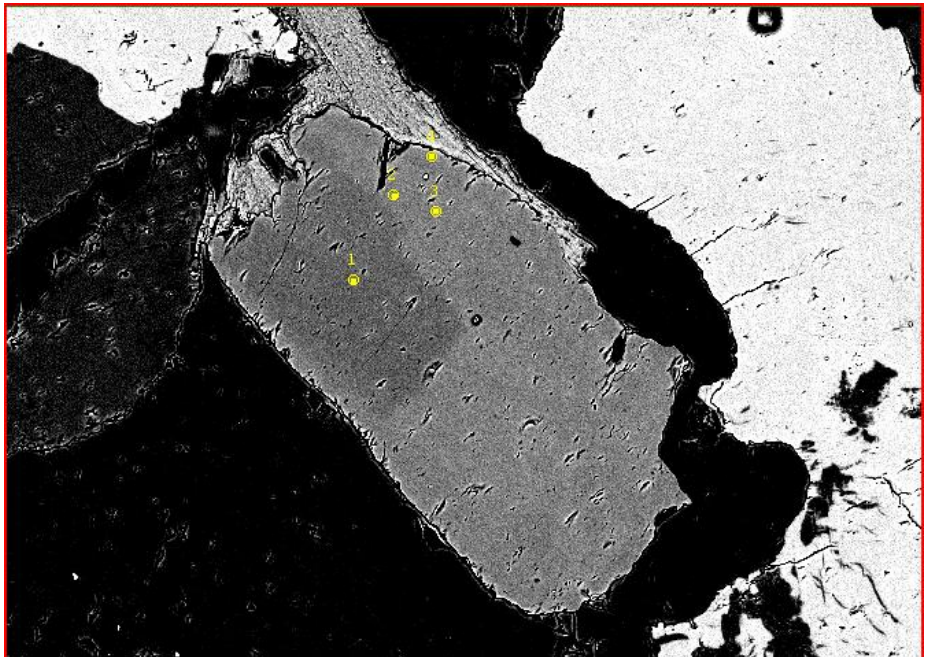
Tourmaline Recalculation: Developed by Julie Selway & Jian Xiong

* B2O3, H2O and Li2O = calculated by stoichiometry; B = 3 apfu, OH+F = 4 apfu & Li = 15-total(T+Z+Y)

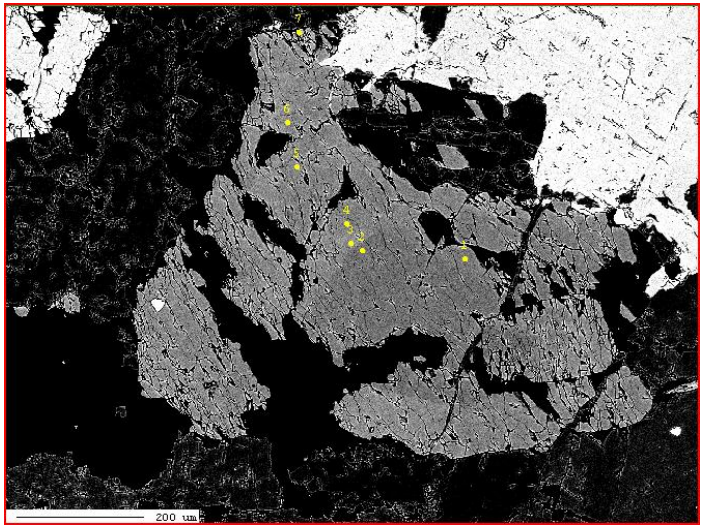
Sample No.	1	2	3	4
SiO2	35,56	34,50	34,68	34,37
TiO2	0,08	0,33	0,27	0,19
Al2O3	34,13	32,69	32,71	32,66
V2O3	0,05	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,03	0,00	0,00	0,00
FeO	9,63	10,66	10,32	10,45
MgO	4,09	4,38	4,46	4,63
CaO	0,16	0,40	0,43	0,42
MnO	0,20	0,17	0,14	0,15
ZnO	0,15	0,14	0,14	0,15
Na2O	1,98	2,16	2,20	2,24
K2O	0,04	0,05	0,05	0,06
F	0,06	0,00	0,20	0,24
H2O*	3,61	3,56	3,48	3,44
B2O3*	10,54	10,33	10,35	10,31
Li2O*	0,15	0,05	0,10	0,03
Total	100,45	99,42	99,54	99,35
O=F	0,02	0,00	0,08	0,10
Total*	100,43	99,42	99,46	99,25

Structural formula based on 31 anions (O, OH, F)

T:	Si	5,866	5,804	5,822	5,793
	Al	0,134	0,196	0,178	0,207
B		3,000	3,000	3,000	3,000
Z:	Al	6,000	6,000	6,000	6,000
	Mg	0,000	0,000	0,000	0,000
	Cr	0,000	0,000	0,000	0,000
Y:	Al	0,502	0,286	0,294	0,280
	Ti	0,010	0,042	0,034	0,024
	V	0,007	0,000	0,000	0,000
	Cr	0,004	0,000	0,000	0,000
	Mg	1,006	1,099	1,116	1,163
	Mn	0,028	0,024	0,020	0,022
	Fe2+	1,329	1,500	1,449	1,473
	Zn	0,018	0,017	0,017	0,019
	Li*	0,097	0,033	0,068	0,019
?Y		3,000	3,000	3,000	3,000
X:	Ca	0,028	0,072	0,078	0,077
	Na	0,633	0,705	0,716	0,732
	K	0,009	0,011	0,011	0,012
	r	0,330	0,213	0,195	0,179
OH		3,970	4,000	3,895	3,872
F		0,030	0,000	0,105	0,128
Mineral Name		Schorl	Schorl	Schorl	Schorl



SECTOR CONCARAN SAN ISIDRO
GRANITO LOS ALANICES – MUESTRA MH2_C3



Tourmaline Recalculation: Developed by Julie Selway & Jian Xiong

Sample No.	1	2	3	4	5	6	7
SiO2	35,19	35,45	35,14	35,17	34,67	34,85	32,51
TiO2	0,07	0,11	0,17	0,35	0,16	0,29	0,40
Al2O3	33,78	34,10	32,82	32,86	32,75	33,12	28,02
V2O3	0,02	0,05	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00
FeO	9,86	9,95	10,61	10,24	10,51	10,85	10,36
MgO	3,97	4,18	4,15	4,43	4,26	4,10	3,92
CaO	0,20	0,18	0,37	0,32	0,36	0,40	0,45
MnO	0,19	0,31	0,23	0,20	0,22	0,25	0,15
ZnO	0,25	0,38	0,19	0,17	0,23	0,29	0,33
Na2O	1,99	1,83	2,06	2,27	2,19	2,17	1,90
K2O	0,05	0,04	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06
F	0,00	0,04	0,24	0,00	0,07	0,00	0,10
H2O*	3,60	3,62	3,48	3,61	3,53	3,60	3,20
B2O3*	10,44	10,54	10,40	10,45	10,34	10,43	9,41
Li2O*	0,13	0,02	0,10	0,14	0,07	0,07	0,13
Total	99,74	100,80	100,05	100,30	99,44	100,49	90,94
O=F	0,00	0,02	0,10	0,00	0,03	0,00	0,04
Total*	99,74	100,79	99,95	100,30	99,41	100,49	90,90

Structural formula based on 31 anions (O, OH, F)

T:	Si	5,858	5,847	5,872	5,849	5,830	5,807	6,004
	Al	0,142	0,153	0,128	0,151	0,170	0,193	0,000
B		3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Z:	Al	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
	Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y:	Al	0,486	0,475	0,335	0,290	0,321	0,312	0,099
	Ti	0,008	0,014	0,021	0,044	0,020	0,037	0,055
	V	0,003	0,007	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000
	Cr	0,000	0,000	0,004	0,003	0,000	0,000	0,000
	Mg	0,985	1,028	1,034	1,098	1,068	1,018	1,079
	Mn	0,027	0,043	0,032	0,028	0,031	0,036	0,024
	Fe2+	1,373	1,372	1,483	1,424	1,478	1,512	1,600
	Zn	0,030	0,046	0,023	0,021	0,028	0,036	0,046
	Li*	0,087	0,015	0,068	0,091	0,051	0,049	0,097
?Y		3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
X:	Ca	0,035	0,032	0,067	0,057	0,064	0,071	0,089
	Na	0,642	0,585	0,667	0,732	0,714	0,701	0,680
	K	0,011	0,009	0,014	0,015	0,013	0,013	0,013
	r	0,312	0,373	0,251	0,196	0,208	0,215	0,217
OH		4,000	3,978	3,874	4,000	3,962	4,000	3,942
F		0,000	0,022	0,126	0,000	0,038	0,000	0,058
Mineral Name		Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl

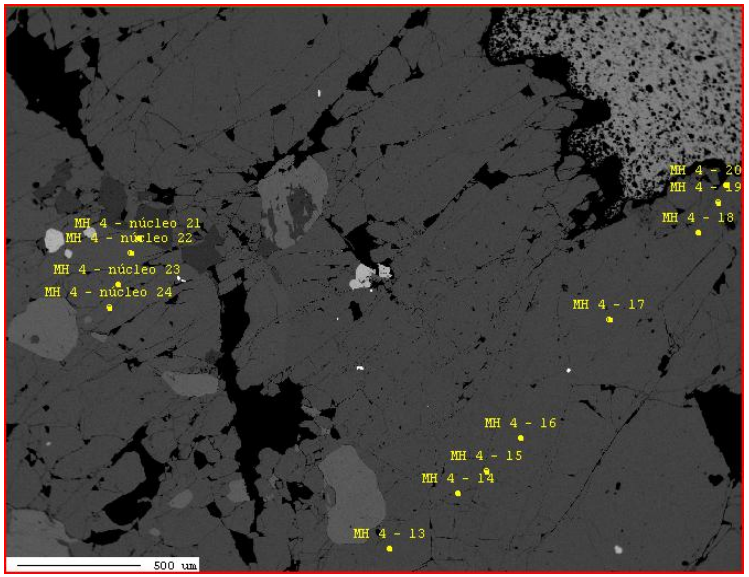
Tourmaline Recalculation: Developed by Julie Selway & J

Sample No	21	22	23	24
SiO2	34,68	34,53	34,62	34,84
TiO2	0,48	0,42	0,73	0,29
Al2O3	32,11	31,44	31,52	32,40
V2O3	0,01	0,03	0,00	0,00
Cr2O3	0,02	0,00	0,00	0,03
FeO	10,26	10,15	10,33	10,20
MgO	4,63	4,98	4,96	4,39
CaO	0,49	0,47	0,50	0,35
MnO	0,16	0,17	0,06	0,13
ZnO	0,23	0,33	0,25	0,17
Na2O	2,10	2,22	2,20	1,98
K2O	0,07	0,04	0,05	0,04
F	0,13	0,37	0,07	0,00
H2O*	3,50	3,36	3,52	3,55
B2O3*	10,32	10,24	10,30	10,30
Li2O*	0,09	0,04	0,07	0,08
Total	99,28	98,79	99,18	98,76
O=F	0,05	0,16	0,03	0,00
Total*	99,23	98,63	99,15	98,76

Structural formula based on 31 anions (O, OH, F)

T:	Si	5,841	5,860	5,843	5,878
	Al	0,159	0,140	0,157	0,122
B		3,000	3,000	3,000	3,000
Z:	Al	6,000	6,000	6,000	6,000
	Mg	0,000	0,000	0,000	0,000
	Cr	0,000	0,000	0,000	0,000
Y:	Al	0,215	0,149	0,112	0,320
	Ti	0,061	0,053	0,092	0,037
	V	0,002	0,004	0,000	0,000
	Cr	0,003	0,000	0,000	0,004
	Mg	1,163	1,260	1,248	1,104
	Mn	0,022	0,024	0,009	0,019
	Fe2+	1,445	1,441	1,458	1,439
	Zn	0,029	0,042	0,032	0,021
	Li*	0,060	0,028	0,049	0,056
?Y		3,000	3,000	3,000	3,000
X:	Ca	0,088	0,085	0,090	0,063
	Na	0,686	0,730	0,720	0,648
	K	0,014	0,009	0,011	0,009
	r	0,212	0,176	0,180	0,281
OH		3,931	3,799	3,961	4,000
F		0,069	0,201	0,039	0,000

Mineral Name	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl

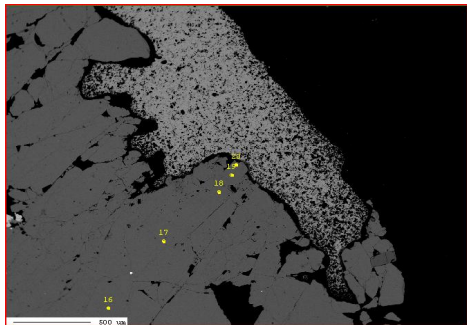


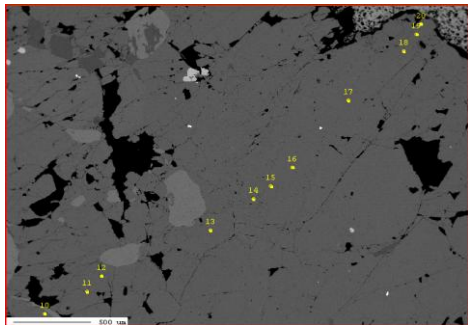
SECTOR CONCARAN SAN ISIDRO
MARÍA DEL HUERTO – MUESTRA MH4-PERFIL

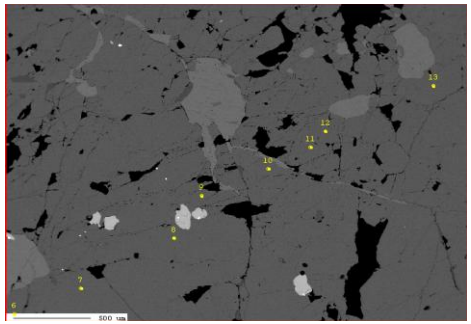
Tourmaline Recalculation: Developed by Julie Selway & Jian Xiong

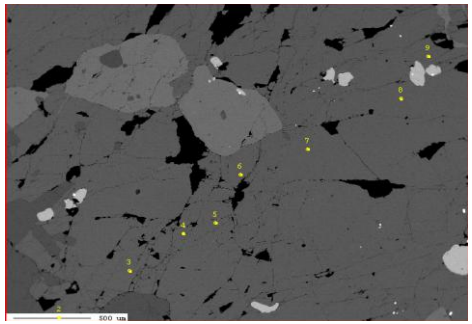
* B2O3, H2O and Li2O = calculated by stoichiometry; B = 3 apfu, OH+F = 4 apfu & Li = 15-total(T+Z+Y)

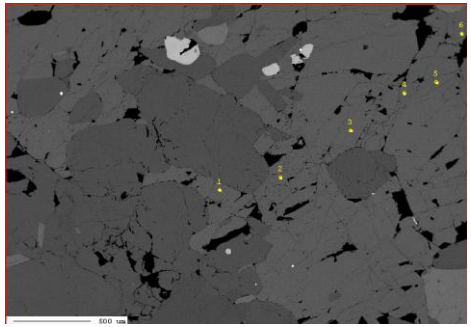
Sample Nc	1	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO2	34,60	35,05	34,98	34,45	35,03	35,26	34,99	34,86	34,85	35,27	35,00	35,08	35,08	35,14	34,99	34,91	34,63	34,39	34,67	34,66	34,09
TiO2	0,75	0,45	0,72	0,69	0,51	0,29	0,40	0,29	0,60	0,38	0,50	0,31	0,49	0,46	0,52	0,38	0,50	0,61	0,65	0,74	0,54
Al2O3	32,09	32,35	32,35	32,08	32,68	32,99	32,44	32,96	32,10	32,86	32,18	32,69	32,54	32,52	32,70	32,75	32,14	31,94	32,35	32,14	31,74
V2O3	0,00	0,00	0,04	0,01	0,02	0,05	0,06	0,06	0,00	0,04	0,04	0,01	0,07	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,02	0,00
Cr2O3	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00
FeO	9,27	9,45	9,27	9,75	9,15	9,25	9,28	9,06	9,06	9,11	9,20	8,77	9,00	9,16	8,96	9,34	9,22	9,39	8,78	8,85	8,91
MgO	5,12	5,16	5,34	5,03	5,14	4,99	5,04	5,02	5,52	4,84	5,02	4,94	5,15	5,32	4,96	4,82	5,22	5,00	5,27	5,10	5,19
CaO	0,34	0,35	0,38	0,36	0,27	0,17	0,21	0,19	0,27	0,17	0,27	0,18	0,20	0,29	0,20	0,26	0,28	0,33	0,36	0,35	0,37
MnO	0,21	0,19	0,12	0,20	0,24	0,07	0,15	0,16	0,21	0,21	0,22	0,15	0,20	0,21	0,08	0,21	0,19	0,13	0,15	0,24	0,28
ZnO	0,27	0,30	0,29	0,40	0,51	0,36	0,45	0,40	0,38	0,50	0,40	0,43	0,42	0,38	0,38	0,44	0,42	0,42	0,25	0,33	0,36
Na2O	2,31	2,30	2,28	2,30	2,31	2,25	2,27	2,16	2,44	2,13	2,25	2,24	2,29	2,29	2,21	2,29	2,51	2,33	2,42	2,26	2,33
K2O	0,06	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,06	0,03	0,04	0,05	0,06	0,04	0,06	0,06	0,04	0,06	0,07
F	0,12	0,13	0,22	0,33	0,13	0,26	0,19	0,00	0,30	0,01	0,20	0,28	0,28	0,04	0,06	0,07	0,06	0,17	0,03	0,13	0,00
H2O*	3,51	3,53	3,50	3,40	3,54	3,49	3,49	3,58	3,44	3,59	3,48	3,45	3,46	3,58	3,56	3,55	3,54	3,46	3,56	3,50	3,52
B2O3*	10,34	10,41	10,44	10,32	10,44	10,46	10,38	10,39	10,39	10,44	10,36	10,37	10,42	10,44	10,39	10,39	10,35	10,27	10,36	10,33	10,19
Li2O*	0,11	0,09	0,09	0,05	0,07	0,09	0,07	0,04	0,06	0,09	0,11	0,13	0,09	0,07	0,12	0,10	0,10	0,10	0,16	0,15	0,09
Total	99,10	99,85	100,05	99,42	100,09	100,04	99,50	99,22	99,68	99,72	99,30	99,07	99,73	99,96	99,21	99,55	99,27	98,63	99,06	98,87	97,68
O=F	0,05	0,06	0,09	0,14	0,06	0,11	0,08	0,00	0,13	0,01	0,09	0,12	0,12	0,02	0,02	0,03	0,02	0,07	0,01	0,06	0,00
Total*	99,05	99,79	99,96	99,28	100,04	99,93	99,42	99,22	99,55	99,72	99,21	98,96	99,62	99,94	99,19	99,52	99,25	98,56	99,05	98,81	97,68
Structural formula based on 31 anions (O, OH, F)																					
T: Si	5,818	5,850	5,825	5,800	5,830	5,860	5,857	5,834	5,830	5,874	5,870	5,877	5,853	5,848	5,852	5,838	5,818	5,820	5,814	5,831	5,813
Al	0,182	0,150	0,175	0,200	0,170	0,140	0,143	0,166	0,170	0,126	0,130	0,123	0,147	0,152	0,148	0,162	0,182	0,180	0,186	0,169	0,187
B	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Z: Al	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y: Al	0,178	0,213	0,174	0,165	0,239	0,321	0,256	0,334	0,160	0,323	0,231	0,332	0,252	0,227	0,299	0,292	0,182	0,190	0,207	0,203	0,191
Ti	0,095	0,057	0,090	0,088	0,064	0,036	0,051	0,036	0,076	0,048	0,063	0,039	0,061	0,058	0,065	0,048	0,063	0,078	0,082	0,094	0,070
V	0,000	0,000	0,005	0,001	0,003	0,007	0,008	0,008	0,000	0,006	0,005	0,002	0,010	0,000	0,000	0,000	0,004	0,001	0,000	0,003	0,000
Cr	0,001	0,005	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,000	0,003	0,002	0,002	0,000	0,000	0,001	0,003	0,000	0,004	0,003	0,000	0,000	0,000
Mg	1,284	1,284	1,326	1,262	1,275	1,236	1,258	1,252	1,377	1,202	1,255	1,234	1,281	1,320	1,237	1,202	1,307	1,261	1,317	1,279	1,319
Mn	0,030	0,027	0,017	0,029	0,034	0,010	0,021	0,022	0,030	0,030	0,031	0,022	0,028	0,029	0,012	0,029	0,027	0,019	0,021	0,034	0,040
Fe2	1,304	1,319	1,291	1,373	1,273	1,286	1,299	1,268	1,268	1,269	1,290	1,229	1,256	1,275	1,253	1,306	1,295	1,329	1,231	1,245	1,271
Zn	0,034	0,037	0,036	0,049	0,063	0,044	0,055	0,050	0,047	0,062	0,049	0,053	0,052	0,046	0,047	0,054	0,052	0,052	0,031	0,042	0,045
Li*	0,075	0,060	0,063	0,032	0,049	0,057	0,049	0,029	0,041	0,059	0,074	0,089	0,060	0,044	0,084	0,069	0,065	0,067	0,110	0,100	0,065
?Y	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
X: Ca	0,061	0,062	0,067	0,065	0,048	0,031	0,038	0,035	0,049	0,031	0,048	0,033	0,036	0,052	0,035	0,046	0,051	0,060	0,065	0,062	0,068
Na	0,753	0,744	0,736	0,751	0,745	0,725	0,737	0,701	0,791	0,688	0,732	0,728	0,741	0,739	0,717	0,742	0,818	0,764	0,787	0,737	0,770
K	0,012	0,011	0,009	0,010	0,010	0,008	0,011	0,010	0,007	0,010	0,013	0,006	0,009	0,010	0,012	0,008	0,013	0,012	0,010	0,013	0,015
Rb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cs	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
r	0,174	0,182	0,188	0,175	0,198	0,236	0,214	0,254	0,152	0,271	0,207	0,233	0,214	0,200	0,236	0,203	0,119	0,163	0,139	0,187	0,147
OH	3,938	3,931	3,885	3,823	3,931	3,863	3,900	4,000	3,839	3,992	3,892	3,854	3,855	3,977	3,969	3,962	3,969	3,907	3,985	3,930	4,000
F	0,062	0,069	0,115	0,177	0,069	0,137	0,100	0,000	0,161	0,008	0,108	0,146	0,145	0,023	0,031	0,038	0,031	0,093	0,015	0,070	0,000
Mineral Nam	Schorl	Schorl	Dravite	Schorl	Dravite	Schorl	Schorl	Schorl	Dravite	Schorl	Schorl	Dravite	Dravite	Dravite	Schorl	Schorl	Dravite	Schorl	Dravite	Dravite	Dravite









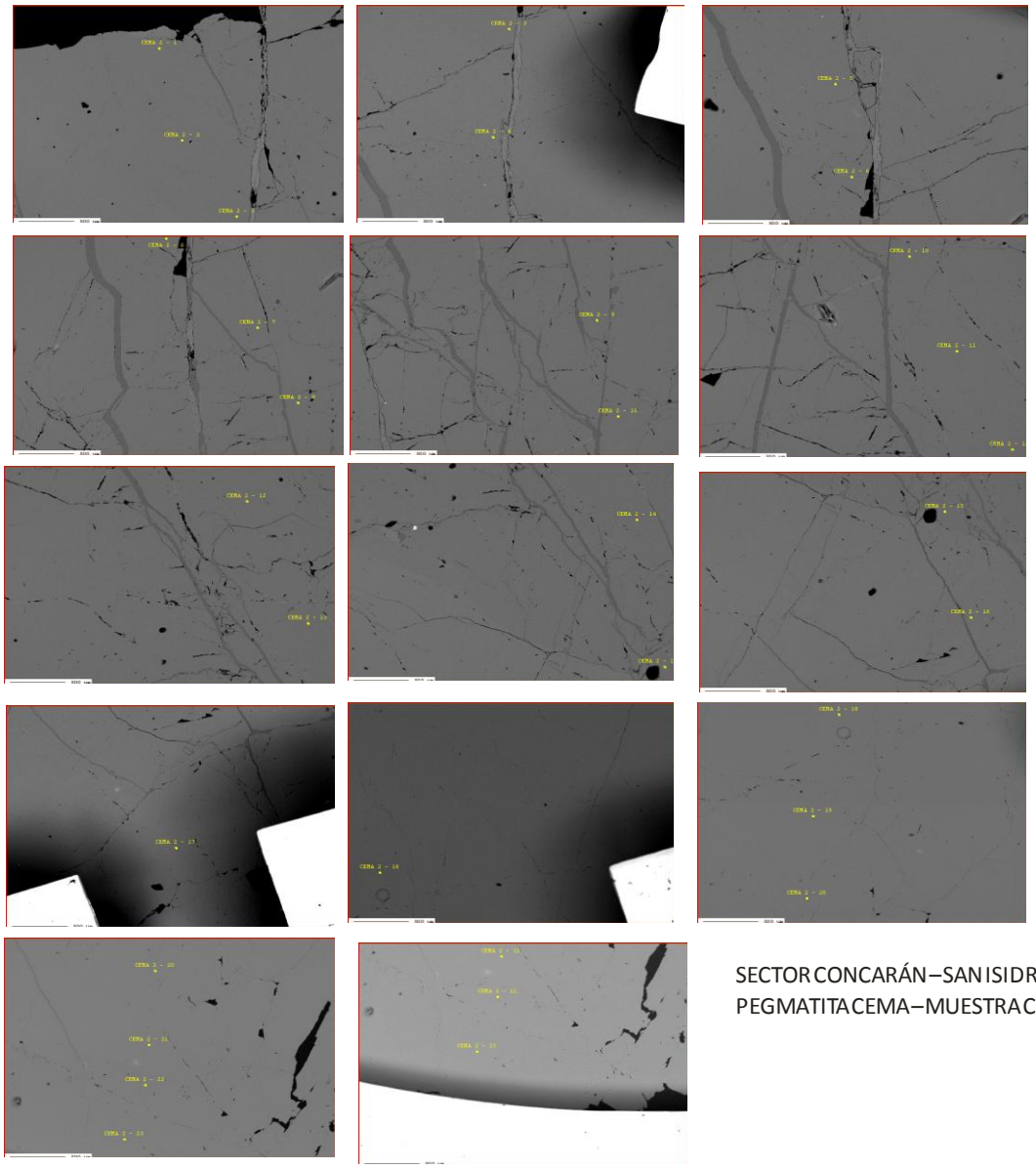


SECTOR CONCARAN SAN ISIDRO
MARÍA DEL HUERTO – MUESTRA MH4-PERFIL

SECTOR CONCARÁN – SAN ISIDRO
PEGMATITA CEMA – MUESTRA CEMA

Tourmaline Recalculation: Developed by Julie Selway & Jian Xiong
* B2O3, H2O and Li2O = calculated by stoichiometry; B = 3 apfu, OH+F = 4 apfu & Li = 15-total(T+Z+Y)

Sample No	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	18	19	20	21	22	23
SiO2	35,16	35,32	35,45	35,44	35,36	35,33	35,08	35,39	35,43	35,45	35,67	35,35	35,88	35,27	35,46	35,38	34,75	34,89	34,87	34,47	35,04	34,98
TiO2	0,06	0,13	0,00	0,14	0,05	0,07	0,12	0,22	0,19	0,05	0,06	0,06	0,09	0,06	0,22	0,30	0,19	0,30	0,19	0,14	0,23	0,21
Al2O3	33,79	33,98	34,10	33,80	33,47	33,70	33,40	33,52	33,79	33,99	33,95	33,92	33,75	33,74	33,99	33,35	32,65	32,84	32,64	32,87	32,91	32,82
V2O3	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,02	0,05	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,07	0,01	0,00	0,03	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,01	0,04	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,04	0,00	0,01	0,02	0,00
FeO	8,55	8,50	8,29	8,79	8,86	8,55	8,66	8,61	8,63	8,57	8,44	8,40	8,62	8,47	8,72	9,16	9,26	9,13	9,30	9,24	9,22	9,09
MgO	4,89	5,09	4,98	4,95	5,05	4,94	4,94	4,90	5,02	5,05	4,95	4,97	4,89	4,95	4,96	4,97	5,14	5,08	5,06	5,09	5,13	5,19
CaO	0,17	0,18	0,19	0,19	0,19	0,18	0,18	0,17	0,18	0,18	0,18	0,17	0,16	0,16	0,15	0,30	0,33	0,33	0,27	0,33	0,30	0,33
MnO	0,17	0,18	0,10	0,11	0,13	0,13	0,12	0,11	0,18	0,20	0,12	0,15	0,13	0,08	0,13	0,16	0,13	0,14	0,08	0,12	0,15	0,18
ZnO	0,11	0,17	0,15	0,11	0,13	0,13	0,12	0,17	0,11	0,14	0,14	0,11	0,08	0,09	0,09	0,15	0,11	0,15	0,15	0,15	0,20	0,18
Na2O	1,94	2,09	1,91	1,96	1,92	2,00	1,91	1,92	1,88	1,94	1,90	1,98	1,93	1,94	1,88	2,14	2,25	2,16	2,24	2,06	2,21	2,13
K2O	0,03	0,03	0,02	0,03	0,05	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04
F	0,19	0,13	0,01	0,00	0,03	0,07	0,19	0,12	0,01	0,19	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,19	0,16	0,00	0,07	0,23	0,09	0,09
H2O*	3,51	3,57	3,62	3,63	3,59	3,58	3,49	3,55	3,62	3,54	3,63	3,62	3,64	3,53	3,63	3,54	3,50	3,59	3,54	3,44	3,56	3,54
B2O3*	10,43	10,52	10,50	10,51	10,45	10,46	10,39	10,45	10,50	10,52	10,53	10,48	10,54	10,44	10,52	10,51	10,35	10,39	10,35	10,30	10,42	10,39
Li2O*	0,09	0,09	0,11	0,09	0,05	0,11	0,08	0,11	0,07	0,06	0,12	0,11	0,14	0,10	0,07	0,12	0,07	0,09	0,08	0,01	0,07	0,06
Total	99,08	100,01	99,44	99,79	99,39	99,32	98,75	99,27	99,68	99,97	99,73	99,37	99,89	99,00	99,85	100,31	99,02	99,25	98,88	98,52	99,64	99,24
O=F	0,08	0,06	0,01	0,00	0,01	0,03	0,08	0,05	0,01	0,08	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,08	0,07	0,00	0,03	0,10	0,04	0,04
Total*	99,00	99,96	99,43	99,79	99,38	99,29	98,67	99,23	99,67	99,89	99,73	99,37	99,89	98,94	99,85	100,23	98,95	99,25	98,85	98,42	99,60	99,20
Structural formula based on 31 anions (O, OH, F)																						
T: Si	5,858	5,834	5,867	5,863	5,879	5,869	5,869	5,883	5,864	5,856	5,889	5,861	5,916	5,873	5,857	5,851	5,835	5,834	5,856	5,816	5,842	5,850
Al	0,142	0,166	0,133	0,137	0,121	0,131	0,131	0,117	0,136	0,144	0,111	0,139	0,084	0,127	0,143	0,149	0,165	0,166	0,144	0,184	0,158	0,150
B	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Z: Al	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y: Al	0,492	0,448	0,519	0,452	0,437	0,467	0,455	0,451	0,456	0,474	0,495	0,489	0,475	0,494	0,473	0,351	0,296	0,306	0,316	0,352	0,308	0,319
Ti	0,007	0,016	0,000	0,017	0,006	0,009	0,015	0,028	0,023	0,006	0,007	0,007	0,011	0,007	0,027	0,037	0,023	0,038	0,023	0,018	0,029	0,026
V	0,000	0,004	0,000	0,000	0,006	0,004	0,000	0,000	0,003	0,006	0,002	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,009	0,002	0,000	0,005	0,000
Cr	0,000	0,000	0,001	0,006	0,002	0,000	0,004	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,004	0,005	0,000	0,002	0,003	0,000
Mg	1,214	1,253	1,229	1,221	1,252	1,223	1,232	1,214	1,239	1,244	1,218	1,228	1,202	1,229	1,221	1,225	1,287	1,266	1,267	1,280	1,275	1,294
Mn	0,023	0,025	0,015	0,015	0,019	0,018	0,017	0,015	0,026	0,027	0,017	0,021	0,018	0,011	0,019	0,023	0,018	0,020	0,011	0,016	0,021	0,026
Fe2·	1,191	1,174	1,147	1,216	1,232	1,188	1,212	1,197	1,195	1,184	1,165	1,165	1,189	1,179	1,204	1,267	1,300	1,277	1,306	1,304	1,285	1,271
Zn	0,013	0,021	0,018	0,013	0,016	0,016	0,015	0,021	0,014	0,017	0,017	0,014	0,010	0,012	0,011	0,019	0,014	0,019	0,018	0,019	0,024	0,022
Li*	0,058	0,059	0,072	0,059	0,031	0,075	0,052	0,074	0,045	0,042	0,078	0,073	0,094	0,068	0,044	0,078	0,049	0,060	0,056	0,009	0,049	0,041
?Y	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
X: Ca	0,030	0,033	0,034	0,034	0,034	0,033	0,033	0,030	0,032	0,031	0,031	0,031	0,028	0,028	0,026	0,053	0,059	0,060	0,049	0,060	0,054	0,060
Na	0,627	0,669	0,613	0,629	0,619	0,644	0,620	0,619	0,603	0,621	0,608	0,637	0,617	0,626	0,602	0,686	0,732	0,700	0,729	0,674	0,714	0,691
K	0,006	0,007	0,004	0,006	0,010	0,008	0,009	0,007	0,009	0,009	0,007	0,007	0,006	0,004	0,006	0,009	0,008	0,010	0,008	0,009	0,010	0,009
r	0,337	0,291	0,349	0,331	0,338	0,315	0,338	0,344	0,356	0,338	0,354	0,325	0,349	0,342	0,366	0,252	0,200	0,230	0,214	0,256	0,221	0,241
OH	3,900	3,932	3,992	4,000	3,985	3,962	3,900	3,939	3,992	3,901	4,000	4,000	4,000	3,916	4,000	3,901	3,915	4,000	3,962	3,876	3,954	3,954
F	0,100	0,068	0,008	0,000	0,015	0,038	0,100	0,061	0,008	0,099	0,000	0,000	0,000	0,084	0,000	0,099	0,085	0,000	0,038	0,124	0,046	0,046
Mineral Nam	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Dravite



SECTOR CONCARÁN–SAN ISIDRO
PEGMATITA CEMA–MUESTRA CEMA

SECTOR CONCARAN SAN ISIDRO
PEGMATITA LOS ALGARROBITOS - MUESTRA LA 14 PARTE

1

Tourmaline Recalculation: Developed by Julie Selway & Jian Xiong

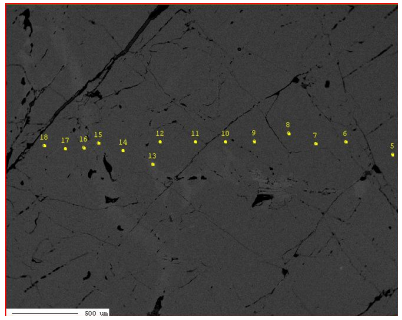
* B2O3, H2O and Li2O = calculated by stoichiometry; B = 3 apfu, OH+F = 4 apfu & Li = 15-total(T+Z+Y)

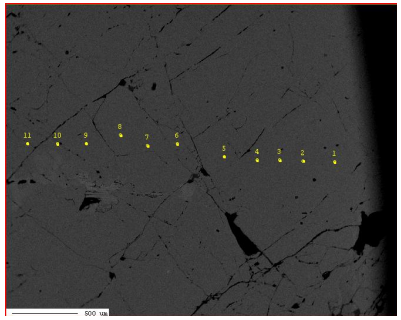
Sample No	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO2	34,74	34,54	34,48	34,23	34,82	34,69	34,74	34,69	34,64	34,72	34,50	34,48	33,84	34,36	34,39	34,77	34,26	34,80
TiO2	0,00	0,29	0,31	0,35	0,22	0,32	0,16	0,09	0,16	0,14	0,26	0,09	0,16	0,29	0,21	0,23	0,25	0,12
Al2O3	32,71	33,59	33,51	33,52	34,07	34,24	33,95	34,31	34,06	34,05	33,97	34,04	33,44	34,18	33,78	34,24	33,92	34,18
V2O3	0,03	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00
FeO	0,02	6,50	10,33	10,41	10,38	10,43	10,34	10,58	10,43	10,55	10,24	10,52	11,68	10,47	10,83	11,03	10,59	10,79
MgO	3,18	3,24	3,31	3,29	3,02	3,07	3,03	3,09	3,10	3,06	3,09	3,00	2,71	3,00	3,17	3,12	3,10	3,09
CaO	0,13	0,13	0,15	0,15	0,09	0,08	0,08	0,07	0,08	0,07	0,09	0,08	0,10	0,10	0,12	0,08	0,10	0,10
MnO	0,01	0,16	0,23	0,28	0,24	0,36	0,26	0,25	0,25	0,24	0,26	0,26	0,32	0,25	0,33	0,19	0,27	0,30
ZnO	0,29	0,34	0,27	0,20	0,26	0,23	0,30	0,24	0,20	0,21	0,31	0,26	0,23	0,27	0,25	0,30	0,17	0,19
Na2O	1,85	2,12	2,00	2,00	1,85	1,72	1,73	1,79	1,73	1,85	1,82	1,76	2,09	1,73	2,10	1,92	1,90	1,72
K2O	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,05	0,02	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,04	0,03	0,02	0,03
F	0,05	0,07	0,13	0,00	0,12	0,16	0,00	0,14	0,16	0,10	0,00	0,26	0,03	0,00	0,13	0,13	0,07	0,00
H2O*	3,35	3,47	3,49	3,54	3,52	3,50	3,56	3,51	3,48	3,52	3,55	3,43	3,50	3,56	3,50	3,53	3,51	3,58
B2O3*	9,78	10,15	10,29	10,26	10,36	10,37	10,32	10,36	10,32	10,34	10,30	10,29	10,19	10,30	10,32	10,42	10,28	10,37
Li2O*	1,76	0,65	0,16	0,14	0,17	0,10	0,14	0,09	0,11	0,13	0,14	0,10	0,07	0,10	0,11	0,08	0,11	0,07
Total	87,92	95,33	98,71	98,41	99,18	99,31	98,66	99,27	98,74	99,03	98,58	98,72	98,40	98,66	99,34	100,08	98,55	99,32
O=F	0,02	0,03	0,05	0,00	0,05	0,07	0,00	0,06	0,07	0,04	0,00	0,11	0,01	0,00	0,05	0,05	0,03	0,00
Total*	87,90	95,30	98,66	98,41	99,13	99,24	98,66	99,21	98,67	98,98	98,58	98,61	98,38	98,66	99,28	100,02	98,52	99,32

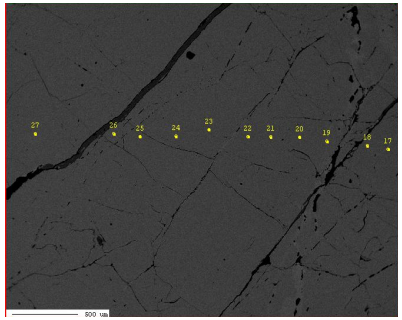
Structural formula based on 31 anions (O, OH, F)

T:	Si	6,176	5,913	5,822	5,798	5,841	5,815	5,853	5,819	5,836	5,836	5,820	5,822	5,774	5,796	5,789	5,802	5,794	5,834
	Al	0,000	0,087	0,178	0,202	0,159	0,185	0,147	0,181	0,164	0,164	0,180	0,178	0,226	0,204	0,211	0,198	0,206	0,166
B		3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Z:	Al	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
	Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y:	Al	0,854	0,690	0,491	0,489	0,576	0,580	0,594	0,602	0,598	0,582	0,573	0,595	0,499	0,591	0,491	0,536	0,554	0,586
	Ti	0,000	0,037	0,039	0,044	0,028	0,041	0,020	0,012	0,020	0,017	0,034	0,012	0,021	0,037	0,026	0,029	0,032	0,015
	V	0,004	0,002	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,014	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000
	Cr	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000	0,002	0,000	0,000
	Mg	0,843	0,827	0,833	0,831	0,755	0,767	0,761	0,773	0,779	0,767	0,777	0,755	0,689	0,754	0,796	0,776	0,782	0,772
	Mn	0,001	0,023	0,033	0,040	0,034	0,052	0,037	0,035	0,036	0,035	0,037	0,038	0,046	0,036	0,046	0,027	0,039	0,043
	Fe2·	0,002	0,931	1,459	1,475	1,456	1,462	1,457	1,484	1,469	1,483	1,445	1,485	1,667	1,477	1,525	1,539	1,498	1,513
	Zn	0,038	0,042	0,033	0,025	0,032	0,028	0,037	0,029	0,024	0,027	0,039	0,032	0,029	0,034	0,031	0,037	0,021	0,023
	Li*	1,258	0,445	0,112	0,096	0,116	0,071	0,094	0,061	0,074	0,089	0,096	0,068	0,049	0,068	0,077	0,053	0,075	0,048
?Y		3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
X:	Ca	0,024	0,024	0,028	0,028	0,016	0,015	0,015	0,013	0,014	0,013	0,017	0,015	0,018	0,017	0,021	0,014	0,017	0,017
	Na	0,638	0,704	0,655	0,657	0,602	0,559	0,565	0,582	0,565	0,603	0,595	0,576	0,691	0,566	0,685	0,621	0,623	0,559
	K	0,009	0,009	0,009	0,008	0,008	0,006	0,011	0,005	0,006	0,008	0,008	0,008	0,008	0,005	0,008	0,007	0,005	0,006
	r	0,329	0,263	0,308	0,307	0,375	0,420	0,409	0,400	0,415	0,377	0,381	0,401	0,282	0,412	0,285	0,359	0,355	0,418
OH		3,974	3,960	3,931	4,000	3,939	3,916	4,000	3,924	3,915	3,946	4,000	3,861	3,985	4,000	3,931	3,932	3,961	4,000
F		0,026	0,040	0,069	0,000	0,061	0,084	0,000	0,076	0,085	0,054	0,000	0,139	0,015	0,000	0,069	0,068	0,039	0,000
Mineral Nam		Elbaite	Elbaite	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl

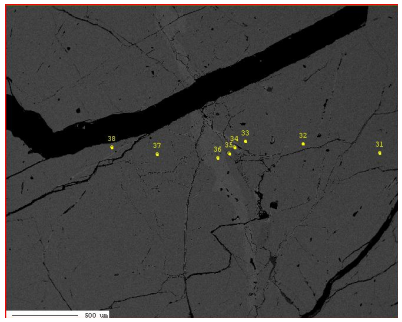
Sample No	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
SiO2	34,30	34,49	34,86	34,39	34,44	35,10	34,59	34,78	34,63	34,35	34,44	34,53	34,46	34,60	34,77	34,26	34,49	34,16	34,57	34,79
TiO2	0,25	0,12	0,22	0,20	0,20	0,36	0,44	0,16	0,18	0,40	0,18	0,14	0,15	0,22	0,14	0,03	0,18	0,32	0,24	0,23
Al2O3	34,35	34,19	34,39	33,77	34,19	34,25	34,19	34,03	34,15	33,89	33,72	33,90	34,23	34,27	33,92	31,74	34,18	34,22	34,13	34,14
V2O3	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,01	0,03	0,00	0,00
FeO	10,36	10,51	10,27	10,29	10,36	10,64	10,60	10,56	10,62	10,47	10,25	10,36	10,69	10,24	10,51	12,03	10,21	10,81	10,17	10,62
MgO	3,00	2,99	3,07	3,05	3,01	3,11	3,13	3,03	3,09	3,09	3,01	3,07	3,05	2,97	3,08	3,10	3,03	2,52	3,05	3,09
CaO	0,09	0,10	0,07	0,10	0,07	0,07	0,10	0,08	0,09	0,09	0,06	0,09	0,09	0,08	0,08	0,14	0,06	0,06	0,08	0,09
MnO	0,19	0,24	0,24	0,26	0,19	0,21	0,22	0,28	0,39	0,23	0,23	0,27	0,24	0,22	0,29	0,28	0,29	0,33	0,25	0,24
ZnO	0,28	0,31	0,20	0,28	0,19	0,25	0,29	0,29	0,22	0,16	0,14	0,25	0,19	0,20	0,25	0,26	0,24	0,33	0,24	0,25
Na2O	1,80	1,80	1,79	1,78	1,77	1,75	1,79	1,82	2,00	1,85	1,74	1,90	1,81	1,82	1,78	1,98	1,78	2,04	1,83	1,75
K2O	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04	0,03	0,04	0,02	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,01	0,03	0,03	0,03	0,05
F	0,30	0,03	0,00	0,01	0,03	0,03	0,06	0,35	0,19	0,07	0,23	0,09	0,14	0,19	0,14	0,00	0,03	0,00	0,10	0,06
H2O*	3,41	3,55	3,59	3,53	3,54	3,59	3,55	3,41	3,49	3,52	3,42	3,51	3,49	3,48	3,50	3,47	3,54	3,55	3,51	3,55
B2O3*	10,31	10,32	10,39	10,25	10,30	10,45	10,38	10,35	10,38	10,29	10,23	10,29	10,33	10,33	10,33	10,07	10,31	10,30	10,32	10,37
Li2O*	0,12	0,11	0,16	0,13	0,13	0,13	0,10	0,13	0,13	0,14	0,15	0,15	0,09	0,17	0,12	0,02	0,13	0,19	0,16	0,11
Total	98,80	98,81	99,29	98,10	98,48	100,00	99,49	99,28	99,65	98,61	97,84	98,58	99,03	98,84	98,95	97,43	98,56	98,91	98,68	99,34
O=F	0,13	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,15	0,08	0,03	0,10	0,04	0,06	0,08	0,06	0,00	0,01	0,00	0,04	0,02
Total*	98,67	98,80	99,29	98,10	98,46	99,99	99,46	99,14	99,57	98,58	97,75	98,54	98,97	98,76	98,89	97,43	98,55	98,91	98,64	99,32
Structural formula based on 31 anions (O, OH, F)																				
T: Si	5,783	5,811	5,829	5,830	5,812	5,839	5,793	5,841	5,800	5,800	5,851	5,830	5,799	5,819	5,851	5,913	5,816	5,767	5,822	5,830
Al	0,217	0,189	0,171	0,170	0,188	0,161	0,207	0,159	0,200	0,200	0,149	0,170	0,201	0,181	0,149	0,087	0,184	0,233	0,178	0,170
B	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Z: Al	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y: Al	0,608	0,601	0,607	0,578	0,612	0,555	0,541	0,577	0,542	0,544	0,603	0,575	0,589	0,612	0,577	0,370	0,608	0,575	0,596	0,572
Ti	0,032	0,015	0,028	0,025	0,025	0,045	0,055	0,020	0,023	0,051	0,024	0,018	0,019	0,028	0,017	0,004	0,023	0,041	0,031	0,029
V	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,006	0,005	0,000	0,000
Cr	0,000	0,004	0,000	0,000	0,003	0,004	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,005	0,002	0,004	0,000	0,000
Mg	0,754	0,751	0,765	0,771	0,757	0,771	0,781	0,759	0,772	0,778	0,762	0,773	0,765	0,745	0,773	0,798	0,762	0,634	0,766	0,772
Mn	0,027	0,034	0,034	0,037	0,027	0,030	0,031	0,040	0,055	0,033	0,033	0,038	0,034	0,032	0,042	0,041	0,042	0,047	0,036	0,035
Fe2	1,461	1,481	1,436	1,459	1,462	1,480	1,485	1,483	1,488	1,478	1,456	1,463	1,505	1,440	1,479	1,736	1,440	1,526	1,432	1,488
Zn	0,035	0,038	0,025	0,035	0,023	0,031	0,035	0,036	0,027	0,021	0,018	0,031	0,023	0,025	0,031	0,033	0,030	0,041	0,029	0,031
Li*	0,083	0,076	0,106	0,091	0,091	0,084	0,070	0,086	0,086	0,094	0,105	0,102	0,060	0,116	0,080	0,013	0,088	0,127	0,111	0,072
?Y	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
X: Ca	0,016	0,018	0,013	0,019	0,013	0,013	0,017	0,015	0,015	0,016	0,011	0,017	0,015	0,014	0,014	0,025	0,010	0,010	0,014	0,017
Na	0,588	0,588	0,580	0,585	0,579	0,564	0,581	0,593	0,649	0,606	0,573	0,622	0,591	0,593	0,581	0,663	0,582	0,668	0,598	0,569
K	0,007	0,007	0,007	0,005	0,010	0,007	0,009	0,005	0,009	0,009	0,008	0,006	0,007	0,007	0,008	0,002	0,007	0,006	0,007	0,010
r	0,388	0,387	0,399	0,391	0,399	0,415	0,393	0,387	0,326	0,369	0,408	0,355	0,387	0,386	0,397	0,310	0,400	0,316	0,382	0,405
OH	3,839	3,985	4,000	3,992	3,985	3,985	3,969	3,816	3,901	3,961	3,876	3,954	3,923	3,900	3,923	4,000	3,985	4,000	3,946	3,969
F	0,161	0,015	0,000	0,008	0,015	0,015	0,031	0,184	0,099	0,039	0,124	0,046	0,077	0,100	0,077	0,000	0,015	0,000	0,054	0,031
Mineral Nam	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl

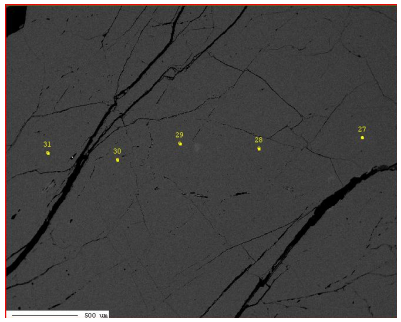






SECTOR CONCARAN SAN ISIDRO
PEGMATITA LOS ALGARROBITOS - MUESTRA LA 14



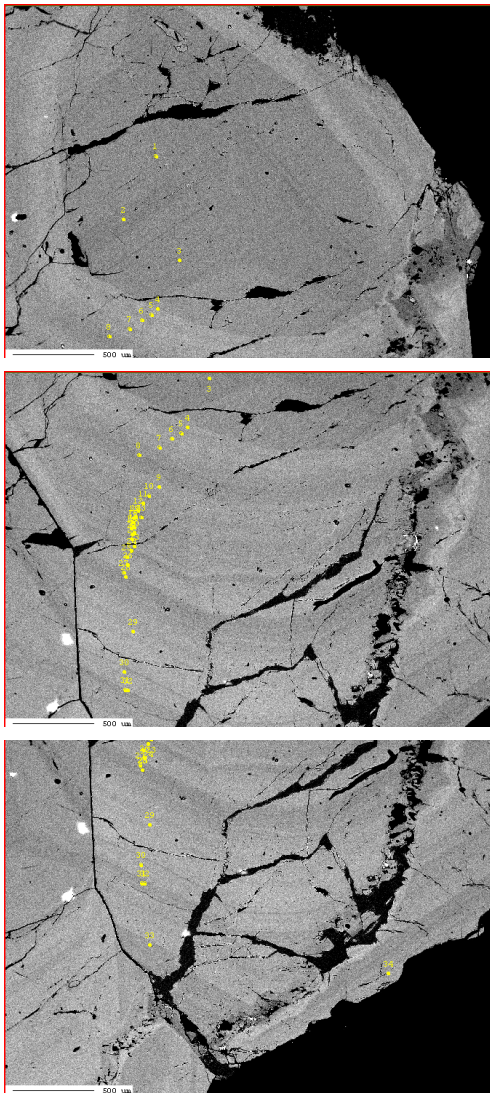


SECTOR CONCARAN –SAN ISIDRO
PEGMATITA MARIA ELENA – MUESTRA MH

Tourmaline Recalculation: Developed by Julie Selway & Jian Xiong
* B2O3, H2O and Li2O = calculated by stoichiometry; B = 3 apfu, OH+F = 4 apfu & Li = 15-total(T+Z+Y)

Sample No.		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
SiO2		35,37	35,61	35,46	34,86	35,11	34,82	34,99	35,00	34,63	34,96	34,85	34,93	34,88	34,69	34,61	34,77	34,95	35,13	34,82	34,88	34,97	34,60	34,94	34,58	34,76	34,67	34,82	34,99	34,74	34,45	34,91	35,10	34,68	34,33
TiO2		0,37	0,38	0,31	0,73	0,78	0,92	0,84	0,79	0,54	0,55	0,74	0,77	0,77	0,64	0,67	0,83	0,45	0,69	0,75	0,76	0,45	0,69	0,76	0,86	0,85	0,75	0,71	0,57	0,83	0,69	0,93	0,57	0,66	0,5225
Al2O3		33,99	34,01	33,80	32,70	32,58	32,74	32,30	32,73	32,58	32,87	32,40	32,40	32,50	32,50	32,62	32,81	32,63	32,69	32,50	32,52	32,61	32,22	32,40	32,57	32,10	32,34	32,53	32,54	32,79	32,15	32,48	32,39	32,56	32,16
V2O3		0,12	0,01	0,00	0,04	0,02	0,04	0,07	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,04	0,02	0,05	0,00	0,03	0,01	0,05	0,00	0,04	0,10	0,03	0,00	0,06	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0
Cr2O3		0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,0134
FeO		10,14	9,60	9,87	10,60	10,34	10,67	10,57	9,82	10,70	10,13	10,02	9,84	9,82	9,60	9,96	10,30	10,15	9,95	9,94	9,99	10,21	10,47	9,67	9,94	10,57	10,49	9,74	9,88	10,47	10,50	10,56	9,64	10,14	10,56
MgO		4,08	4,03	4,03	4,29	4,33	4,16	4,50	4,68	4,29	4,57	4,59	4,75	4,61	4,84	4,50	4,42	4,42	4,77	4,63	4,54	4,69	4,53	4,84	4,46	4,42	4,38	4,79	4,73	4,06	4,12	4,42	4,61	4,73	4,48
CaO		0,19	0,20	0,19	0,39	0,40	0,37	0,35	0,42	0,37	0,39	0,39	0,42	0,41	0,37	0,35	0,35	0,37	0,36	0,39	0,39	0,37	0,38	0,38	0,37	0,34	0,37	0,37	0,37	0,27	0,28	0,28	0,26	0,37	0,4943
MnO		0,21	0,16	0,23	0,19	0,20	0,23	0,27	0,18	0,20	0,19	0,18	0,13	0,25	0,16	0,18	0,23	0,22	0,21	0,10	0,23	0,16	0,17	0,15	0,29	0,16	0,21	0,14	0,29	0,15	0,20	0,28	0,26	0,25	0,2754
ZnO		0,21	0,25	0,19	0,17	0,22	0,18	0,16	0,14	0,21	0,15	0,19	0,15	0,13	0,21	0,19	0,20	0,15	0,24	0,13	0,21	0,12	0,14	0,16	0,19	0,22	0,09	0,14	0,15	0,20	0,17	0,18	0,19	0,21	0,158
Na2O		1,97	1,83	1,83	2,02	1,98	2,08	2,33	2,18	2,22	2,22	2,00	2,12	2,14	2,12	2,21	2,30	2,11	2,12	2,23	2,28	2,20	2,26	2,20	2,13	2,14	2,12	2,11	2,30	2,17	2,25	2,29	2,29	2,27	2,15
K2O		0,04	0,04	0,04	0,06	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,06	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06	0,05	0,04	0,05	0,04	0,06	0,05	0,04	0,05	0,05	0,06	0,04	0,06	0,05	0,05	0,07	0,05	0,06	0,0649
F		0,00	0,03	0,13	0,07	0,19	0,09	0,00	0,11	0,00	0,00	0,11	0,03	0,21	0,03	0,00	0,09	0,00	0,21	0,13	0,10	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,17	0,03	0,07	0,07	0,00	0,13	0,16	0,17	0
H2O*		3,64	3,62	3,56	3,56	3,51	3,56	3,60	3,55	3,58	3,61	3,52	3,58	3,49	3,56	3,58	3,56	3,58	3,51	3,53	3,55	3,59	3,57	3,59	3,56	3,57	3,49	3,57	3,56	3,55	3,54	3,54	3,51	3,51	3,5480136
B2O3*		10,55	10,55	10,50	10,41	10,43	10,44	10,45	10,46	10,36	10,45	10,37	10,40	10,40	10,36	10,36	10,45	10,38	10,47	10,40	10,42	10,41	10,35	10,41	10,37	10,36	10,35	10,39	10,43	10,39	10,27	10,44	10,39	10,40	10,283246
Li2O*		0,09	0,16	0,12	0,09	0,13	0,12	0,12	0,16	0,09	0,12	0,10	0,14	0,15	0,09	0,13	0,13	0,12	0,09	0,16	0,16	0,09	0,10	0,14	0,13	0,10	0,10	0,11	0,13	0,15	0,14	0,11	0,17	0,08	0,063195
Total		100,98	100,51	100,25	100,18	100,27	100,50	100,64	100,31	99,82	100,28	99,53	99,73	99,84	99,26	99,43	100,55	99,61	100,51	99,76	100,13	99,94	99,57	99,78	99,57	99,69	99,67	99,49	100,09	99,90	98,85	100,62	99,59	100,12	99,102955
O=F		0,00	0,01	0,05	0,03	0,08	0,04	0,00	0,05	0,00	0,00	0,05	0,01	0,09	0,01	0,00	0,04	0,00	0,09	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,07	0,01	0,03	0,03	0,00	0,05	0,07	0,07	0
Total*		100,98	100,50	100,20	100,15	100,20	100,46	100,64	100,26	99,82	100,28	99,48	99,72	99,75	99,25	99,43	100,52	99,61	100,42	99,70	100,08	99,94	99,57	99,78	99,56	99,69	99,60	99,48	100,06	99,87	98,85	100,57	99,52	100,04	99,102955
Structural formula based on 31 anions (O, OH, F)																																			
T:	Si	5,826	5,869	5,871	5,818	5,848	5,798	5,821	5,816	5,807	5,815	5,840	5,835	5,827	5,819	5,805	5,783	5,850	5,833	5,821	5,817	5,837	5,812	5,831	5,796	5,833	5,819	5,826	5,832	5,809	5,828	5,810	5,871	5,794	5,802
	Al	0,174	0,131	0,129	0,182	0,152	0,202	0,179	0,184	0,193	0,185	0,160	0,165	0,173	0,181	0,195	0,217	0,150	0,167	0,179	0,183	0,163	0,188	0,169	0,204	0,167	0,181	0,174	0,168	0,191	0,172	0,190	0,129	0,206	0,198
B		3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Z:	Al	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
	Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Fe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y:	Al	0,424	0,475	0,467	0,249	0,244	0,224	0,153	0,225	0,246	0,259	0,239	0,213	0,227	0,245	0,254	0,214	0,286	0,229	0,224	0,209	0,253	0,191	0,203	0,230	0,182	0,217	0,242	0,225	0,272	0,238	0,180	0,255	0,206	0,208
	Ti	0,045	0,047	0,038	0,091	0,098	0,115	0,105	0,098	0,069	0,068	0,093	0,097	0,097	0,080	0,085	0,104	0,057	0,087	0,094	0,095	0,057	0,087	0,096	0,109	0,107	0,095	0,089	0,071	0,104	0,088	0,116	0,072	0,083	0,066
	V	0,016	0,002	0,000	0,006	0,002	0,006	0,009	0,003	0,000	0,001	0,003	0,000	0,003	0,006	0,003	0,007	0,000	0,004	0,002	0,007	0,000	0,006	0,013	0,004	0,000	0,008	0,000	0,002	0,000	0,005	0,000	0,000	0,001	0,000
	Cr	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,004	0,005	0,000	0,000	0,003	0,000	0,003	0,000	0,001	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002
	Fe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Mg	1,002	0,990	0,995	1,067	1,075	1,033	1,116	1,159	1,072	1,133	1,147	1,183	1,148	1,210	1,125	1,096	1,103	1,181	1,154	1,129	1,167	1,134	1,204	1,114	1,106	1,096	1,195	1,175	1,012	1,039	1,097	1,149	1,178	1,129
	Mn	0,030	0,022	0,033	0,027	0,028	0,032	0,038	0,025	0,028	0,026	0,026	0,019	0,035	0,023	0,026	0,032	0,032	0,030	0,014	0,032	0,022	0,024	0,021	0,041	0,023	0,031	0,020	0,040	0,022	0,029	0,039	0,036	0,035	0,039
	Fe2+	1,397	1,323	1,367	1,479	1,440	1,486	1,470	1,365	1,501	1,409	1,404	1,375	1,372	1,347	1,397	1,433	1,421	1,382	1,390	1,393	1,425	1,471	1,350	1,393	1,483	1,472	1,363	1,377	1,464	1,485	1,470	1,348	1,417	1,493
	Zn	0,026	0,031	0,023	0,020	0,028	0,022	0,020	0,018	0,026	0,018	0,024	0,019	0,016	0,026	0,024	0,025	0,018	0,029	0,016	0,026	0,015	0,018	0,019	0,023	0,027	0,012	0,017	0,018	0,025	0,021	0,022	0,023	0,026	0,020
	Li*	0,061	0,106	0,077	0,060	0,085	0,078	0,083	0,106	0,058	0,082	0,065	0,092	0,100	0,062	0,085	0,090	0,081	0,059	0,106	0,109	0,061	0,068	0,094	0,085	0,067	0,070	0,072	0,090	0,101	0,095	0,076	0,115	0,051	0,043
?Y		3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
X:	Ca	0,034	0,035	0,033	0,070	0,072	0,066	0,062	0,075	0,067	0,070	0,069	0,076	0,073	0,066	0,062	0,063	0,067	0,065	0,069	0,070	0,067	0,069	0,068	0,067	0,062	0,067	0,066	0,066	0,048	0,050	0,050	0,046	0,067	0,090
	Na	0,629	0,585	0,587	0,654	0,639	0,672	0,751	0,702	0,722	0,716	0,650	0,687	0,693	0,690	0,719	0,742	0,685	0,682	0,723	0,737	0,712	0,736	0,712	0,692	0,696	0,690	0,685	0,743	0,704	0,738	0,739	0,743	0,735	0,705
	K	0,009	0,008	0,009	0,012	0,010	0,013	0,010	0,013	0,011	0,012	0,009	0,009	0,008	0,009	0,009	0,012	0,010	0,008	0,010	0,009	0,012	0,010	0,009	0,011	0,012	0,013	0,008	0,012	0,011	0,011	0,014	0,011	0,012	0,014
	r	0,328	0,372	0,371	0,265	0,278	0,250	0,176	0,210	0,200	0,202	0,272	0,229	0,225	0,235	0,210	0,184	0,238	0,245	0,198	0,184	0,210	0,185	0,212	0,230	0,230	0,230	0,242	0,179	0,237	0,201	0,197	0,200	0,186	0,192
OH		4,000	3,985	3,933	3,962	3,902	3,955	4,000	3,940	4,000	4,000	3,939	3,985	3,887	3,985	4,000	3,955	4,000	3,888	3,932	3,947	4,000	4,000	4,000	3,977	4,000	3,909	3,985	3,962	3,962	4,000	3,932	3,917	3,910	4,000
F		0,000	0,015	0,067	0,038	0,098	0,045	0,000	0,060	0,000	0,000	0,061	0,015	0,113	0,015	0,000	0,045	0,000	0,112	0,068	0,053	0,000	0,000	0,000	0,023	0,000	0,091	0,015	0,038	0,038	0,000	0,068	0,083	0,090	0,000
Mineral Name		Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl

SECTOR CONCARAN –SAN ISIDRO
PEGMATITA MARIA ELENA – MUESTRA MH

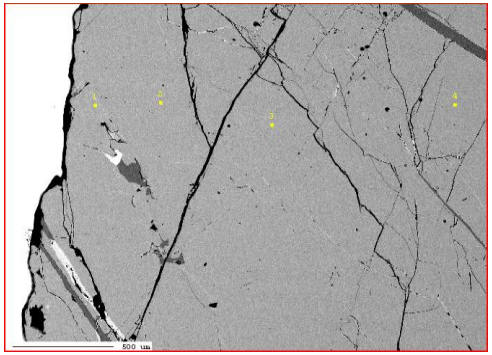
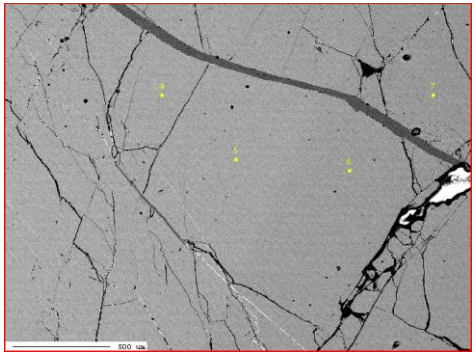
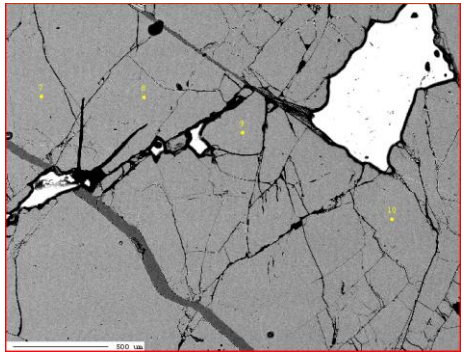
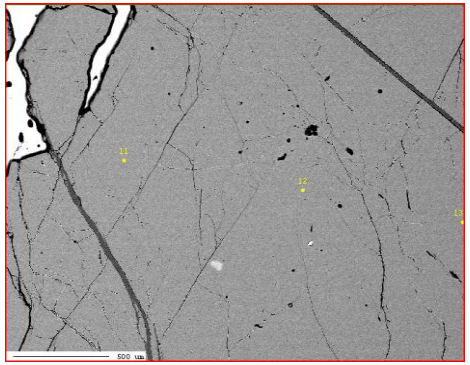
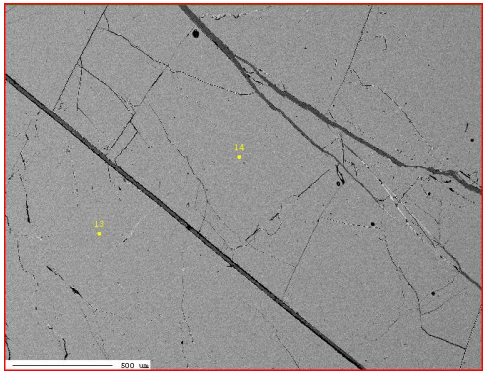
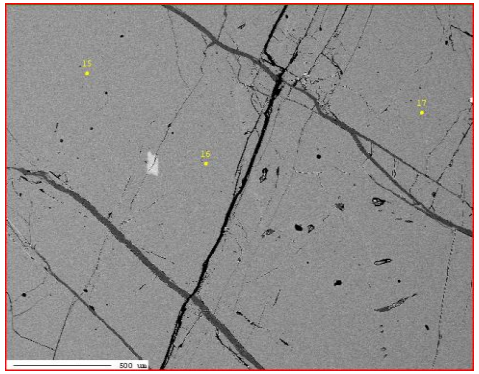
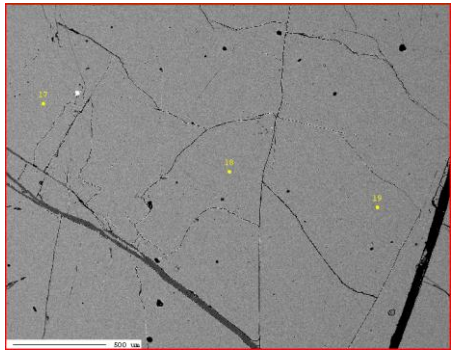
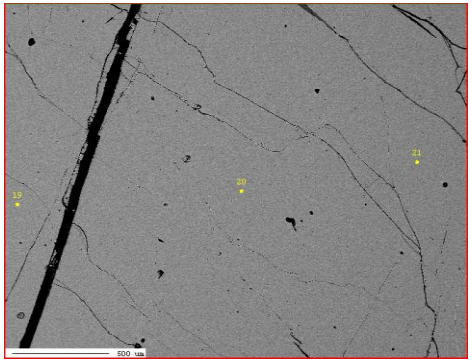
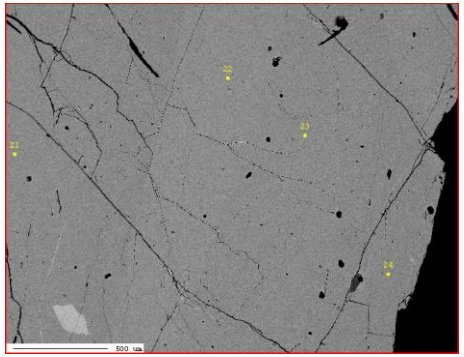


SECTOR CONCARÁN-SAN ISIDRO
PEGMATITA SAN ANTONIO- MUESTRA SA9

* B2O3, H2O and Li2O = calculated by stoichiometry; B = 3 apfu, OH+F = 4 apfu & Li = 15-total(T+Z+Y)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO2	35,17	34,96	34,77	35,07	34,69	35,28	34,83	34,98	34,91	34,89	34,88	34,7	34,92	34,81	34,96	34,84	34,7	34,73	34,57	34,98	34,64	34,33	34,61	34,64
TiO2	0,091	0,217	0,011	0,262	0,068	0,057	0,000	0,103	0,000	0,194	0,080	0,160	0,057	0,205	0,000	0,034	0,023	0,217	0,080	0,080	0,000	0,182	0,194	0,159
Al2O3	33,82	33,15	33,31	33,52	33,27	33,64	33,36	33,56	33,75	33,26	33,39	33,06	33,09	33,07	33,25	32,97	33,07	32,95	33,24	33,1	32,91	32,25	32,42	32,17
V2O3	0,000	0,073	0,000	0,000	0,000	0,000	0,055	0,007	0,008	0,000	0,000	0,000	0,031	0,000	0,000	0,055	0,000	0,061	0,000	0,000	0,055	0,000	0,046	0,050
Cr2O3	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,014	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,012	0,010	0,007	0,000	0,037	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000	0,024	0,000	0,000
FeO	9,23	9,22	9,3	9,72	9,53	9,23	9,1	9,41	9,18	9,6	9,56	9,36	9,58	9,22	9,36	9,61	9,49	9,23	9,32	9,2	9,3	9,89	9,47	9,57
MgO	4,22	4,04	4,06	4,01	4,03	4,08	4,11	4,08	4,04	4,14	4,09	4,11	4,1	4,09	4,07	4,04	3,91	3,88	3,99	3,96	3,99	4,26	4,37	4,34
CaO	0,142	0,128	0,137	0,132	0,159	0,095	0,127	0,120	0,125	0,131	0,134	0,141	0,133	0,135	0,127	0,135	0,132	0,161	0,154	0,143	0,130	0,213	0,208	0,223
MnO	0,152	0,284	0,257	0,333	0,253	0,299	0,359	0,257	0,189	0,242	0,178	0,227	0,337	0,280	0,234	0,246	0,155	0,200	0,204	0,253	0,216	0,219	0,125	0,268
ZnO	0,324	0,170	0,181	0,260	0,159	0,203	0,186	0,157	0,193	0,227	0,192	0,122	0,144	0,153	0,210	0,137	0,146	0,184	0,104	0,153	0,159	0,187	0,159	0,255
Na2O	2,07	1,93	1,89	2,01	1,83	1,78	1,81	1,91	1,88	1,79	1,98	1,89	1,98	1,89	1,95	1,83	1,91	1,91	1,92	1,87	1,87	2,09	2,16	2,17
K2O	0,039	0,046	0,032	0,043	0,033	0,025	0,034	0,037	0,040	0,040	0,029	0,021	0,038	0,041	0,040	0,033	0,026	0,020	0,034	0,051	0,055	0,045	0,057	0,047
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,157	0,000	0,115	0,000	0,000	0,000	0,000	0,057	0,115	0,100	0,014	0,043	0,000	0,043	0,043	0,000	0,086	0,199	0,000	0,086
H2O*	3,60	3,56	3,55	3,59	3,47	3,58	3,49	3,57	3,57	3,56	3,56	3,51	3,50	3,50	3,55	3,52	3,53	3,51	3,51	3,55	3,48	3,41	3,53	3,48
B2O3*	10,44	10,32	10,28	10,41	10,27	10,39	10,29	10,36	10,34	10,32	10,33	10,26	10,31	10,28	10,31	10,26	10,23	10,24	10,24	10,28	10,20	10,17	10,23	10,21
Li2O*	0,150	0,169	0,117	0,120	0,090	0,112	0,100	0,118	0,134	0,064	0,117	0,121	0,112	0,145	0,136	0,095	0,148	0,198	0,145	0,181	0,138	0,085	0,157	0,138
Total	99,45	98,26	97,89	99,48	98,01	98,78	97,97	98,67	98,35	98,46	98,52	97,75	98,45	97,92	98,21	97,88	97,47	97,54	97,56	97,80	97,23	97,56	97,73	97,81
O=F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,066	0,000	0,048	0,000	0,000	0,000	0,000	0,024	0,048	0,042	0,006	0,018	0,000	0,018	0,018	0,000	0,036	0,084	0,000	0,036
Total*	99,45	98,26	97,89	99,48	97,94	98,78	97,92	98,67	98,35	98,46	98,52	97,72	98,41	97,88	98,20	97,87	97,47	97,52	97,55	97,80	97,19	97,48	97,73	97,78
Structural formula based on 31 anions (O, OH, F)																								
T: Si	5,857	5,890	5,880	5,856	5,871	5,904	5,885	5,871	5,868	5,876	5,869	5,880	5,888	5,888	5,896	5,902	5,895	5,894	5,867	5,915	5,901	5,866	5,880	5,894
Al	0,143	0,110	0,120	0,144	0,129	0,096	0,115	0,129	0,132	0,124	0,131	0,120	0,112	0,112	0,104	0,098	0,105	0,106	0,133	0,085	0,099	0,134	0,120	0,106
B	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Z: Al	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y: Al	0,494	0,473	0,520	0,452	0,508	0,539	0,529	0,509	0,555	0,478	0,490	0,483	0,464	0,480	0,505	0,484	0,517	0,485	0,515	0,512	0,509	0,361	0,372	0,345
Ti	0,011	0,027	0,001	0,033	0,009	0,007	0,000	0,013	0,000	0,025	0,010	0,020	0,007	0,026	0,000	0,004	0,003	0,028	0,010	0,010	0,000	0,023	0,025	0,020
V	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,007	0,000	0,008	0,000	0,000	0,008	0,000	0,006	0,007
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,005	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000
Fe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,048	1,015	1,024	0,998	1,017	1,018	1,035	1,021	1,012	1,039	1,026	1,038	1,031	1,031	1,023	1,020	0,990	0,982	1,009	0,998	1,013	1,085	1,107	1,101
Mn	0,021	0,040	0,037	0,047	0,036	0,042	0,051	0,037	0,027	0,035	0,025	0,033	0,048	0,040	0,033	0,035	0,022	0,029	0,029	0,036	0,031	0,032	0,018	0,039
Fe2+	1,285	1,299	1,315	1,357	1,349	1,292	1,286	1,321	1,291	1,352	1,345	1,326	1,351	1,304	1,320	1,361	1,348	1,310	1,323	1,301	1,325	1,413	1,346	1,362
Zn	0,040	0,021	0,023	0,032	0,020	0,025	0,023	0,019	0,024	0,028	0,024	0,015	0,018	0,019	0,026	0,017	0,018	0,023	0,013	0,019	0,020	0,024	0,020	0,032
Li*	0,100	0,114	0,080	0,081	0,062	0,076	0,068	0,079	0,090	0,043	0,079	0,082	0,076	0,098	0,092	0,065	0,101	0,135	0,099	0,123	0,094	0,058	0,107	0,094
?Y	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
X: Ca	0,025	0,023	0,025	0,024	0,029	0,017	0,023	0,022	0,022	0,024	0,024	0,026	0,024	0,024	0,023	0,025	0,024	0,029	0,028	0,026	0,024	0,039	0,038	0,041
Na	0,668	0,630	0,620	0,651	0,601	0,578	0,593	0,622	0,613	0,585	0,646	0,621	0,647	0,620	0,638	0,601	0,629	0,629	0,632	0,613	0,618	0,692	0,712	0,716
K	0,008	0,010	0,007	0,009	0,007	0,005	0,007	0,008	0,009	0,008	0,006	0,005	0,008	0,009	0,009	0,007	0,006	0,004	0,007	0,011	0,012	0,010	0,012	0,010
Rb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cs	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
r	0,298	0,337	0,349	0,317	0,364	0,400	0,377	0,349	0,356	0,383	0,324	0,349	0,321	0,347	0,331	0,367	0,341	0,338	0,333	0,350	0,347	0,259	0,238	0,233
OH	4,000	4,000	4,000	4,000	3,916	4,000	3,939	4,000	4,000	4,000	4,000	3,969	3,939	3,946	3,992	3,977	4,000	3,977	3,977	4,000	3,954	3,892	4,000	3,954
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,084	0,000	0,061	0,000	0,000	0,000	0,000	0,031	0,061	0,054	0,008	0,023	0,000	0,023	0,023	0,000	0,046	0,108	0,000	0,046
Mineral Name	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl

SECTOR CONCARÁN-SAN ISIDRO
PEGMATITA SAN ANTONIO- MUESTRA SA9

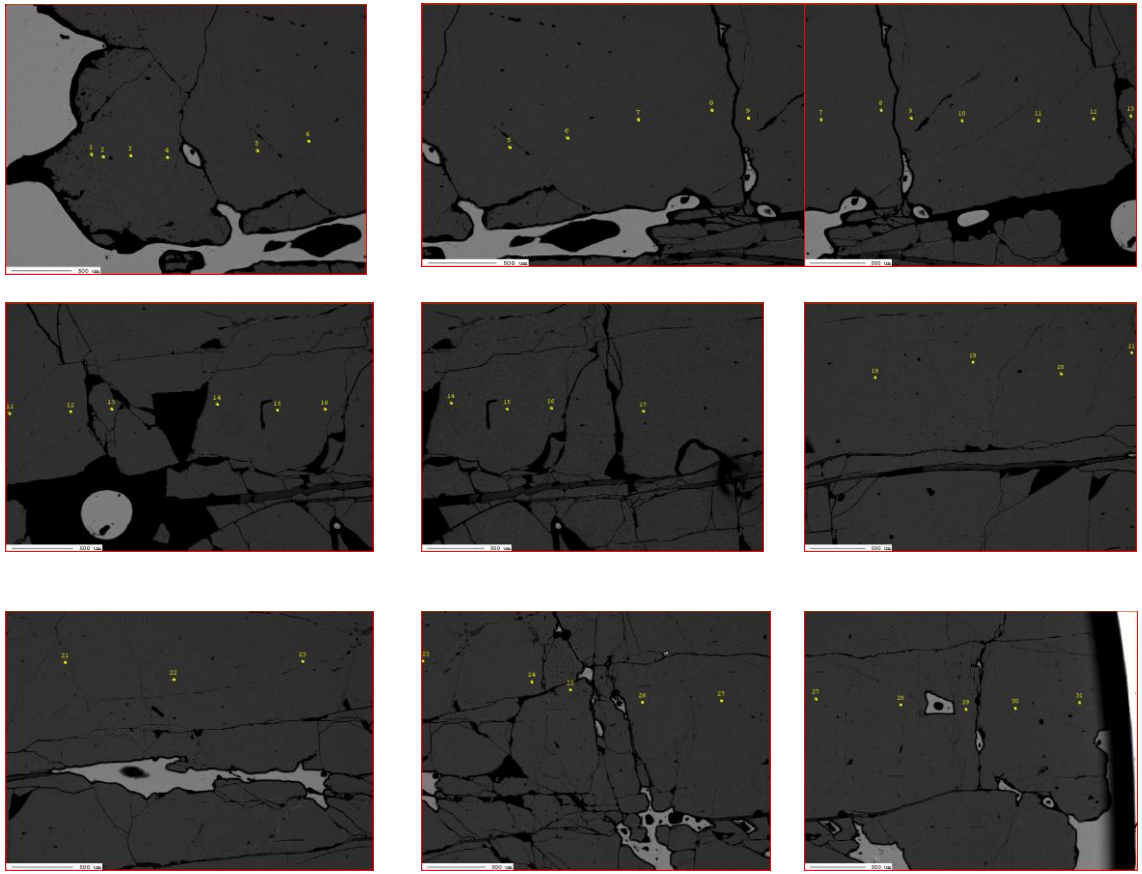










SECTOR CONCARÁN-SAN ISIDRO
PEGMATITA SAN ANTONIO- MUESTRA SAL1

* B2O3, H2O and Li2O = calculated by stoichiometry; B = 3 apfu, OH+F = 4 apfu & Li = 15-total(T+Z+Y)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO2	35,26	35,29	34,87	34,83	35,18	34,94	35,03	34,81	35,13	35,06	35,3	34,66	35,09	35,13	34,92	34,89	35,09	35,09	34,76	35,05	34,4	34,76	34,7	34,59	34,59	34,73	34,65	34,43	34,92	34,76
TiO2	0,000	0,069	0,093	0,092	0,208	0,162	0,058	0,000	0,035	0,197	0,208	0,046	0,081	0,162	0,116	0,162	0,104	0,254	0,197	0,197	0,394	0,209	0,289	0,347	0,428	0,220	0,301	0,266	0,150	0,185
Al2O3	34,44	34,51	34,26	33,89	34,16	34,25	33,97	34,25	34,16	34,19	34,17	34,25	34,14	34,16	34,11	34,06	34,06	33,4	33,29	32,68	32,98	33,2	32,78	33,02	33,72	33,56	33,5	33,06	33,83	33,63
V2O3	0,008	0,024	0,043	0,000	0,035	0,000	0,000	0,004	0,016	0,000	0,000	0,040	0,047	0,007	0,000	0,035	0,011	0,000	0,023	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr2O3	0,024	0,022	0,000	0,005	0,000	0,027	0,004	0,000	0,000	0,000	0,003	0,021	0,000	0,016	0,000	0,000	0,016	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,032	0,000	0,000	0,000	0,017	0,000	0,000	0,019
MgO	4,15	4,04	4,07	4	4,07	4,07	4,12	4,14	4,19	4,08	4,21	4,04	4,1	4,15	4,17	4,09	4,09	4,37	4,46	4,66	4,57	4,51	4,4	4,51	4,04	4,28	4,3	4,38	4,23	4,27
CaO	0,157	0,125	0,164	0,125	0,144	0,148	0,151	0,159	0,145	0,152	0,142	0,124	0,143	0,131	0,128	0,142	0,161	0,181	0,226	0,207	0,224	0,248	0,197	0,262	0,179	0,226	0,201	0,256	0,183	0,170
MnO	0,254	0,265	0,215	0,288	0,219	0,307	0,249	0,226	0,346	0,200	0,227	0,154	0,188	0,284	0,249	0,192	0,223	0,280	0,238	0,211	0,161	0,135	0,222	0,269	0,192	0,292	0,200	0,196	0,265	0,219
ZnO	0,258	0,189	0,165	0,262	0,226	0,226	0,137	0,235	0,226	0,276	0,200	0,194	0,230	0,229	0,211	0,201	0,090	0,174	0,136	0,106	0,192	0,138	0,149	0,100	0,144	0,203	0,236	0,209	0,187	0,226
Na2O	1,97	1,96	1,79	1,92	1,94	1,92	1,87	1,81	1,89	1,87	1,8	1,75	1,79	1,81	1,92	2	1,96	2,06	2,11	2,18	2,11	2,04	2,06	2,19	2,12	2,12	2,06	2,23	2,09	1,87
K2O	0,035	0,037	0,033	0,039	0,018	0,039	0,030	0,013	0,031	0,035	0,018	0,014	0,031	0,039	0,018	0,030	0,024	0,036	0,053	0,033	0,044	0,049	0,043	0,033	0,036	0,051	0,039	0,044	0,036	0,040
F	0	0	0,0146	0	0	0,2184	0,029	0	0	0	0,0437	0	0,1018	0,0435	0,029	0	0,189	0,2751	0,0727	0,2893	0,1596	0	0,2025	0	0	0	0,058	0	0,0578	0,174
H2O*	3,621	3,629	3,582	3,577	3,613	3,497	3,586	3,592	3,609	3,607	3,596	3,575	3,552	3,592	3,587	3,595	3,512	3,470	3,543	3,439	3,481	3,574	3,464	3,568	3,586	3,587	3,553	3,557	3,575	3,496
B2O3*	10,496	10,517	10,403	10,366	10,471	10,437	10,432	10,411	10,460	10,455	10,482	10,360	10,435	10,471	10,435	10,420	10,440	10,436	10,368	10,365	10,307	10,359	10,318	10,341	10,392	10,395	10,378	10,308	10,442	10,372
Li2O*	0,149	0,135	0,106	0,115	0,145	0,125	0,031	0,011	0,063	0,104	0,104	0,055	0,078	0,037	0,040	0,125	0,136	0,066	0,092	0,077	0,051	0,067	0,042	0,103	0,124	0,091	0,066	0,115	0,069	0,026
Total	99,81	100,12	98,94	98,79	99,69	99,49	99,68	99,33	99,73	99,61	99,71	98,59	99,43	99,94	99,62	99,31	99,52	99,99	99,13	99,33	98,75	99,03	99,00	98,95	99,41	99,47	99,34	98,69	99,92	99,20
O=F	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,092	0,012	0,000	0,000	0,000	0,018	0,000	0,043	0,018	0,012	0,000	0,080	0,116	0,031	0,122	0,067	0,000	0,085	0,000	0,000	0,000	0,024	0,000	0,024	0,073
Total*	99,81	100,12	98,93	98,79	99,69	99,39	99,66	99,33	99,73	99,61	99,69	98,59	99,38	99,92	99,61	99,31	99,44	99,88	99,10	99,21	98,69	99,03	98,91	98,95	99,41	99,47	99,32	98,69	99,90	99,12
Structural formula based on 31 anions (O, OH, F)																														
T: Si	5,839	5,832	5,826	5,840	5,839	5,818	5,836	5,811	5,837	5,829	5,853	5,815	5,844	5,831	5,816	5,820	5,842	5,844	5,827	5,877	5,800	5,832	5,845	5,813	5,785	5,807	5,803	5,805	5,812	5,825
Al	0,161	0,168	0,174	0,160	0,161	0,182	0,164	0,189	0,163	0,171	0,147	0,185	0,156	0,169	0,184	0,180	0,158	0,156	0,173	0,123	0,200	0,168	0,155	0,187	0,215	0,193	0,197	0,195	0,188	0,175
B	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Z: Al	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y: Al	0,560	0,554	0,571	0,536	0,522	0,541	0,506	0,550	0,527	0,527	0,531	0,586	0,546	0,513	0,512	0,515	0,524	0,399	0,404	0,335	0,355	0,397	0,353	0,354	0,432	0,420	0,415	0,374	0,449	0,466
Ti	0,000	0,009	0,012	0,012	0,026	0,020	0,007	0,000	0,004	0,025	0,026	0,006	0,010	0,020	0,014	0,020	0,013	0,032	0,025	0,025	0,050	0,026	0,037	0,044	0,054	0,028	0,038	0,034	0,019	0,023
V	0,001	0,003	0,006	0,000	0,005	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,005	0,006	0,001	0,000	0,005	0,002	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,003	0,003	0,000	0,001	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002
Fe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,024	0,995	1,014	1,000	1,007	1,010	1,023	1,030	1,038	1,011	1,041	1,010	1,018	1,027	1,035	1,017	1,015	1,085	1,115	1,165	1,149	1,128	1,105	1,130	1,007	1,067	1,073	1,101	1,050	1,067
Mn	0,036	0,037	0,030	0,041	0,031	0,043	0,035	0,032	0,049	0,028	0,032	0,022	0,027	0,040	0,035	0,027	0,031	0,040	0,034	0,030	0,023	0,019	0,032	0,038	0,027	0,041	0,028	0,028	0,037	0,031
Fe2+	1,245	1,287	1,276	1,301	1,285	1,270	1,390	1,350	1,310	1,305	1,277	1,306	1,312	1,344	1,350	1,307	1,310	1,379	1,340	1,380	1,365	1,367	1,423	1,352	1,379	1,358	1,370	1,359	1,377	1,365
Zn	0,031	0,023	0,020	0,032	0,028	0,028	0,017	0,029	0,028	0,034	0,024	0,024	0,028	0,028	0,026	0,025	0,011	0,021	0,017	0,013	0,024	0,017	0,019	0,012	0,018	0,025	0,029	0,026	0,023	0,028
Li*	0,099	0,089	0,071	0,077	0,097	0,084	0,021	0,008	0,042	0,069	0,069	0,037	0,053	0,025	0,027	0,084	0,091	0,044	0,062	0,052	0,035	0,045	0,028	0,070	0,083	0,061	0,045	0,078	0,046	0,017
?Y	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
X: Ca	0,028	0,022	0,029	0,023	0,026	0,026	0,027	0,028	0,026	0,027	0,025	0,022	0,025	0,023	0,023	0,025	0,029	0,032	0,041	0,037	0,040	0,045	0,036	0,047	0,032	0,041	0,036	0,046	0,033	0,031
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,632	0,628	0,580	0,624	0,624	0,620	0,604	0,586	0,609	0,603	0,579	0,569	0,578	0,582	0,620	0,647	0,633	0,665	0,686	0,709	0,690	0,664	0,673	0,714	0,687	0,687	0,669	0,729	0,674	0,608
K	0,007	0,008	0,007	0,008	0,004	0,008	0,006	0,003	0,007	0,007	0,004	0,003	0,007	0,008	0,004	0,006	0,005	0,008	0,011	0,007	0,009	0,011	0,009	0,007	0,008	0,011	0,008	0,010	0,008	0,009
Rb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cs	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
r	0,332	0,342	0,384	0,345	0,346	0,346	0,363	0,383	0,359	0,363	0,392	0,406	0,390	0,386	0,353	0,322	0,333	0,295	0,262	0,247	0,260	0,281	0,282	0,232	0,273	0,261	0,287	0,215	0,285	0,353
OH	4,000	4,000	3,992	4,000	4,000	3,885	3,985	4,000	4,000	4,000	3,977	4,000	3,946	3,977	3,985	4,000	3,900	3,855	3,961	3,847	3,915	4,000	3,892	4,000	4,000	4,000	3,969	4,000	3,970	3,908
F	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,115	0,015	0,000	0,000	0,000	0,023	0,000	0,054	0,023	0,015	0,000	0,100	0,145	0,039	0,153	0,085	0,000	0,108	0,000	0,000	0,000	0,031	0,000	0,030	0,092
Mineral Name	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl

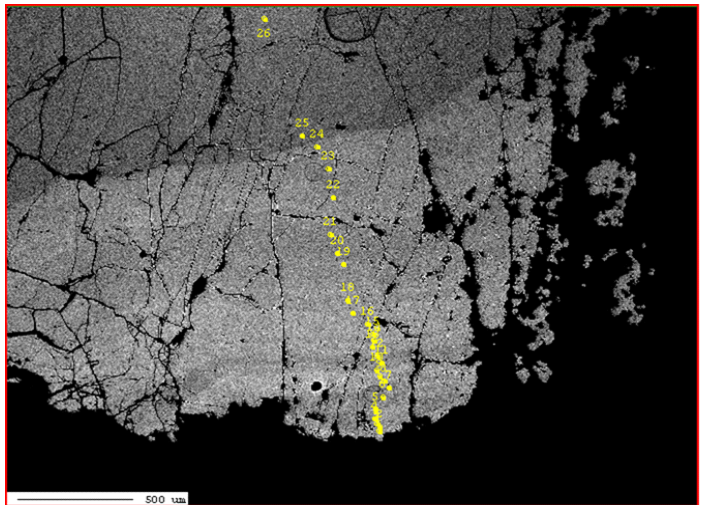
SECTOR CONCARÁN-SAN ISIDRO
PEGMATITA SAN ANTONIO- MUESTRA SAL1

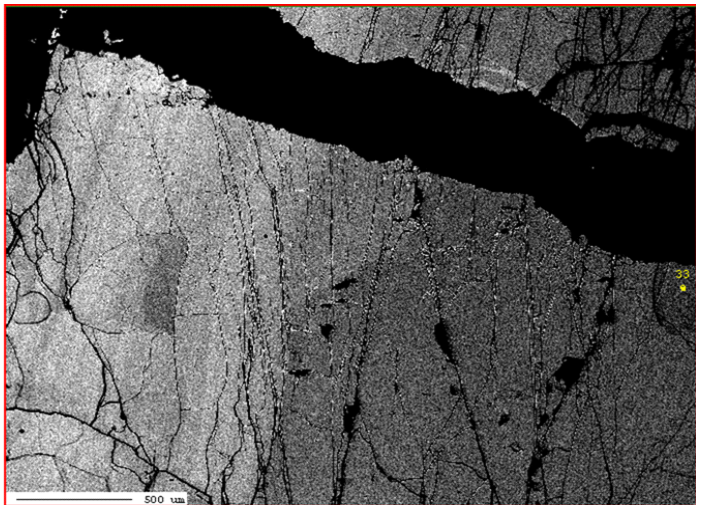


SECTOR POTRERILLOS
PEGMATITA CERRO BLANCO – MUESTRA CB4

Tourmaline Recalculation: Developed by Julie Selway & Jian Xiong
* B2O3, H2O and Li2O = calculated by stoichiometry; B = 3 apfu, OH+F = 4 apfu & Li = 15-total(T+Z+Y): if these values are known, use rows 23- 25

Sample No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
SiO2	34,10	34,53	33,94	34,11	34,18	34,39	33,91	34,13	33,83	33,59	33,97	34,07	34,21	33,96	33,79	33,48	33,72	33,88	33,87	33,90	33,73	34,12	34,18	33,77	34,67	34,74	34,69	34,85	34,29	35,01	34,38	34,71	34,57
TiO2	0,55	0,45	0,53	0,76	0,64	0,61	0,62	0,66	0,65	0,75	0,61	0,63	0,68	0,63	0,90	0,73	0,78	0,65	0,53	0,73	0,66	0,49	0,71	0,47	0,23	0,32	0,23	0,30	0,26	0,25	0,31	0,38	0,21
Al2O3	28,86	29,58	28,23	28,12	28,68	29,52	29,26	29,17	28,37	28,80	28,67	28,33	28,51	28,50	28,57	28,67	28,98	28,23	28,33	28,37	28,29	28,69	29,01	28,64	30,07	30,16	30,13	30,18	29,77	29,97	29,95	29,82	30,41
V2O3	0,02	0,00	0,04	0,03	0,09	0,02	0,00	0,01	0,02	0,07	0,00	0,06	0,04	0,09	0,02	0,05	0,04	0,00	0,00	0,05	0,12	0,00	0,04	0,00	0,04	0,07	0,06	0,00	0,06	0,04	0,02	0,08	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00
FeO	16,00	15,30	15,53	15,30	15,82	15,10	16,55	15,43	16,22	16,48	15,66	15,24	16,01	16,20	15,34	16,33	16,27	15,58	15,21	15,44	15,39	15,22	15,51	15,20	14,43	14,91	14,52	14,39	14,72	15,02	14,99	14,62	14,34
MgO	2,25	2,05	3,00	2,98	2,56	2,53	2,54	2,34	2,47	2,10	2,82	3,08	2,55	2,53	2,76	2,58	2,56	2,78	3,09	3,23	3,28	3,05	3,04	3,23	2,52	2,58	2,49	2,47	2,56	2,55	2,56	2,56	2,56
CaO	0,38	0,29	0,44	0,40	0,34	0,39	0,34	0,37	0,38	0,31	0,40	0,37	0,36	0,35	0,35	0,36	0,35	0,38	0,37	0,37	0,37	0,36	0,34	0,41	0,19	0,16	0,16	0,15	0,17	0,16	0,17	0,17	0,16
MnO	0,61	0,59	0,58	0,52	0,62	0,67	0,66	0,64	0,72	0,64	0,70	0,57	0,65	0,71	0,60	0,66	0,76	0,53	0,62	0,71	0,64	0,51	0,62	0,56	0,62	0,61	0,46	0,51	0,50	0,56	0,46	0,43	0,41
ZnO	0,36	0,30	0,22	0,28	0,24	0,28	0,26	0,27	0,25	0,22	0,25	0,29	0,25	0,22	0,29	0,27	0,20	0,26	0,25	0,30	0,21	0,22	0,28	0,18	0,19	0,24	0,21	0,28	0,15	0,17	0,16	0,22	0,29
Na2O	2,52	2,30	2,74	2,58	2,65	2,34	2,28	2,23	2,42	2,45	2,45	2,65	2,37	2,41	2,45	2,34	2,45	2,43	2,44	2,52	2,58	2,54	2,62	2,62	2,24	2,36	2,14	2,17	2,24	2,17	2,27	2,22	2,28
K2O	0,07	0,05	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,08	0,07	0,05	0,07	0,08	0,08	0,05	0,07	0,05	0,06	0,04	0,06	0,04	0,05	0,04	0,05	0,03	0,05	0,04	0,04	0,04
F	0,44	0,68	0,55	0,66	0,59	0,18	0,18	0,33	0,21	0,30	0,69	0,30	0,46	0,74	0,68	0,53	0,51	0,41	0,56	0,27	0,27	0,73	0,37	0,41	0,35	0,24	0,40	0,17	0,24	0,20	0,17	0,38	0,16
H2O*	3,23	3,14	3,16	3,11	3,17	3,38	3,38	3,29	3,32	3,28	3,11	3,29	3,22	3,08	3,10	3,17	3,21	3,22	3,15	3,31	3,30	3,09	3,30	3,23	3,30	3,38	3,28	3,40	3,33	3,40	3,38	3,29	3,40
B2O3*	9,97	10,02	9,93	9,93	9,99	10,06	10,04	9,97	9,91	9,91	9,96	9,95	9,97	9,94	9,93	9,92	10,00	9,88	9,89	9,97	9,93	9,96	10,07	9,93	10,06	10,13	10,06	10,09	9,98	10,13	10,04	10,05	10,07
Li2O*	0,00	0,05	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	0,00	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
Total	99,36	99,31	98,96	98,85	99,66	99,55	100,07	98,88	98,82	98,96	99,36	98,90	99,36	99,42	98,83	99,18	99,89	98,32	98,38	99,25	98,82	99,06	100,13	98,71	98,97	99,96	98,87	99,03	98,31	99,70	98,94	98,97	98,89
O=F	0,18	0,28	0,23	0,28	0,25	0,08	0,08	0,14	0,09	0,12	0,29	0,12	0,20	0,31	0,28	0,22	0,21	0,17	0,24	0,11	0,11	0,31	0,15	0,17	0,15	0,10	0,17	0,07	0,10	0,08	0,07	0,16	0,07
Total*	99,18	99,03	98,73	98,57	99,41	99,47	100,00	98,75	98,73	98,83	99,07	98,77	99,17	99,11	98,54	98,95	99,68	98,15	98,14	99,14	98,71	98,75	99,97	98,54	98,82	99,86	98,71	98,96	98,21	99,62	98,87	98,81	98,82
Structural formula based on 31 anions (O, OH, F)																																	
T: Si	5,947	5,989	5,943	5,971	5,944	5,941	5,873	5,949	5,935	5,892	5,925	5,950	5,963	5,935	5,917	5,868	5,863	5,959	5,950	5,909	5,903	5,951	5,900	5,909	5,990	5,958	5,996	6,004	5,970	6,010	5,952	6,000	5,965
Al	0,053	0,011	0,057	0,029	0,056	0,059	0,127	0,051	0,065	0,108	0,075	0,050	0,037	0,065	0,083	0,132	0,137	0,041	0,050	0,091	0,097	0,049	0,100	0,091	0,010	0,042	0,004	0,000	0,030	0,000	0,048	0,000	0,035
B	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Z: Al	5,878	6,000	5,769	5,772	5,823	5,952	5,845	5,941	5,802	5,846	5,819	5,782	5,821	5,806	5,813	5,790	5,802	5,811	5,815	5,737	5,738	5,849	5,802	5,815	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg	0,122	0,000	0,231	0,228	0,177	0,048	0,155	0,059	0,198	0,154	0,181	0,218	0,179	0,194	0,187	0,210	0,198	0,189	0,185	0,263	0,262	0,151	0,198	0,185	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y: Al	0,000	0,036	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,113	0,054	0,134	0,128	0,079	0,063	0,064	0,075	0,150
Ti	0,072	0,058	0,069	0,100	0,084	0,079	0,080	0,087	0,086	0,099	0,080	0,083	0,088	0,083	0,119	0,096	0,102	0,086	0,070	0,096	0,087	0,065	0,092	0,062	0,030	0,041	0,030	0,039	0,035	0,033	0,040	0,049	0,027
V	0,003	0,000	0,006	0,005	0,013	0,003	0,000	0,001	0,002	0,010	0,000	0,008	0,006	0,012	0,002	0,008	0,005	0,000	0,000	0,008	0,017	0,000	0,005	0,000	0,006	0,009	0,009	0,000	0,008	0,005	0,003	0,011	0,000
Cr	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,004	0,005	0,000	0,000
Mg	0,463	0,530	0,552	0,549	0,486	0,604	0,501	0,549	0,448	0,395	0,552	0,583	0,483	0,465	0,534	0,464	0,466	0,540	0,625	0,576	0,593	0,642	0,585	0,657	0,649	0,660	0,642	0,634	0,664	0,653	0,661	0,660	0,659
Mn	0,090	0,087	0,086	0,077	0,091	0,098	0,096	0,094	0,107	0,095	0,104	0,084	0,097	0,105	0,089	0,098	0,112	0,079	0,092	0,105	0,095	0,075	0,091	0,082	0,091	0,088	0,067	0,075	0,074	0,081	0,068	0,063	0,059
Fe2+	2,333	2,219	2,274	2,240	2,301	2,182	2,397	2,249	2,380	2,417	2,284	2,226	2,334	2,368	2,246	2,394	2,366	2,292	2,235	2,251	2,252	2,220	2,239	2,224	2,085	2,138	2,099	2,073	2,143	2,156	2,170	2,114	2,069
Zn	0,046	0,038	0,029	0,036	0,031	0,036	0,033	0,034	0,033	0,029	0,032	0,038	0,032	0,028	0,038	0,035	0,026	0,034	0,032	0,039	0,027	0,029	0,036	0,023	0,024	0,031	0,027	0,035	0,020	0,022	0,021	0,028	0,037
Li*	0,000	0,032	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
?Y	3,008	3,000	3,017	3,007	3,007	3,001	3,107	3,015	3,055	3,046	3,052	3,022	3,041	3,060	3,028	3,097	3,077	3,032	3,056	3,075	3,071	3,031	3,048	3,049	3,000	3,021	3,008	3,000	3,023	3,016	3,031	3,000	3,001
X: Ca	0,071	0,053	0,082	0,075	0,064	0,072	0,063	0,069	0,071	0,057	0,074	0,069	0,067	0,065	0,065	0,067	0,065	0,072	0,069	0,069	0,069	0,067	0,063	0,077	0,036	0,029	0,030	0,028	0,032	0,029	0,032	0,031	0,029
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,852	0,773	0,930	0,876	0,894	0,784	0,766	0,754	0,823	0,833	0,829	0,897	0,801	0,817	0,832	0,795	0,826	0,829	0,831	0,852	0,875	0,859	0,877	0,889	0,750	0,785	0,717	0,725	0,756	0,722	0,762	0,744	0,763
K	0,016	0,011	0,014	0,016	0,016	0,016	0,015	0,012	0,014	0,014	0,016	0,015	0,017	0,015	0,012	0,016	0,017	0,017	0,012	0,016	0,011	0,014	0,008	0,014	0,009	0,012	0,008	0,011	0,008	0,012	0,008	0,009	0,008
r	0,060	0,163	0,000	0,034	0,027	0,128	0,156	0,165	0,092	0,095	0,081	0,018	0,115	0,103	0,091	0,121	0,092	0,082	0,088	0,064	0,044	0,060	0,052	0,021	0,204	0,175	0,244	0,235	0,204	0,237	0,198	0,216	0,200
OH	3,760	3,629	3,696	3,634	3,675	3,899	3,900	3,821	3,883	3,836	3,620	3,836	3,744	3,589	3,625	3,704	3,722	3,773	3,687	3,852	3,851	3,597	3,800	3,774	3,806	3,870	3,783	3,907	3,868	3,893	3,907	3,791	3,915
F	0,240	0,371	0,304	0,366	0,325	0,101	0,100	0,179	0,117	0,164	0,380	0,164	0,256	0,411	0,375	0,296	0,278	0,227	0,313	0,148	0,149	0,403	0,200	0,226	0,194	0,130	0,217	0,093	0,132	0,107	0,093	0,209	0,085
Mineral Name	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl





SECTOR POTRERILLOS
PEGMATITA CERRO BLANCO – MUESTRA CB4

CAPÍTULO 14: REFERENCIAS

Aceñolaza, F.G. y Miller, H., 1982. Early Paleozoic orogeny in southern South America. Precambrian Research 17:133-146.

Alfonso P., Melgarejo J.C, Yusta I. y Velasco F. 2003. Geochemistry of feldspars and muscovite in granitic pegmatite from the Cap de Creus field, Catalonia, Spain. The Canadian Mineralogist 41:103-116.

Angelelli, V. y Rinaldi, C. A. 1963. Yacimientos de minerales de litio de las provincias de San Luis y Córdoba. Informe 91, Comisión Nacional de Energía Atómica. Informe Nº 91, Buenos Aires.

Angelelli, V. y Rinaldi, C.A. 1966. Informe acerca de los yacimientos litíferos Don Rolando y Las Cuevas (Provincia de San Luis). Informe 173, Comisión Nacional de Energía Atómica, 30 p., Buenos Aires.

Astini, R., J.L. Benedetto y E. Vaccari, 1995. The Early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collied terrane: a geodynamic model. Bulletin of Geological Society of America 107:253-273.

Barazangi, M., and Isacks, B.I., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America, Geology, 4, 686 – 692.

Bebout, G. E., and Nakamura, E. 2003. Record in metamorphic tourmalines of subduction zone devolatilization and boron cycling. Geology 31(5): 407-410.

Beus, A.A. 1966. Distribution of tantalum and niobium in muscovites from granitic pegmatites. Geokhimiya 10: 1216-l220 (en ruso).

Blasi, A. y De Pol Blasi, C. 1993. Aspects of alkali feldspar characterization: prospects and relevance to problems outstanding. *In*: I. Parsons (ed.) Feldspars and their reactions. Kluwer – Acade. Publ. Dordrecht. Springer. Boston and London: 51-101.

Bock, B., McLennan, S. M., & Hanson, G. N., 1994. Rare earth element redistribution and its effects on the neodymium isotope system in the Austin Glen Member of the Normanskill Formation, New York, USA. Geochimica et Cosmochimica Acta, 58(23), 5245-5253.

Bosi, F., Skogby, H., Agrosì, G., & Scandale, E. (2012). Tsilaisite, $NaMn_3Al_6(Si_6O_{18})(BO_3)_3(OH)_3OH$, a new mineral species of the tourmaline supergroup from Grotta d'Oggi, San Pietro in Campo, island of Elba, Italy. American Mineralogist, 97(5-6), 989-994.

Brodtkorb, M.K. de, Bernhardt, H.J. and Fernández, R. 2010. Geoquímica de turmalinas de la Sierra de San Luis, Argentina. 10º Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Universidad Nacional de Río Cuarto. Artículo, páginas 31-34.

Brogioni, N., 1987. El Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, Provincia de San Luis. Geología y edad. Actas 10º Congreso Geológico Argentino, Simposio Granitos Fanerozoicos Circum-Pacíficos, Actas, Vol. 4: 115-117. Tucumán.

Brogioni, N., 1991. Caracterización petrográfica y geoquímica del Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, San Luis, Argentina. Actas 6º Congreso Geológico Chileno, 1:766-770. Viña del Mar, Chile.

Brogioni, N., 1992. Geología del Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, Provincia de San Luis. Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie), 11(99): 1-14.

Brogioni, N., 1993. El Batolito Las Chacras-Piedras Coloradas, Prov. de San Luis. Geocronología y ambiente tectónico. 12th Congreso Geológico Argentino y 2th Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4, 54-60.

Brogioni, N., Poli, G. y Manetti, P. 1989. Preliminary petrological data of Las Chacras-Piedras Coloradas Batholith, Central Argentina. Societá Italiana di Mineralogia e Petrologia, Convegno di Trieste, Abstracts: 16-17, Trieste.

Cahill, T. and Isacks, B.L., 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. J. Geophys. Res., 97: 17503-17529.

Caminos, R. 1972. Sierras Pampeanas de Catamarca, Tucumán, La Rioja y San Juan. In Simposio de Geología Regional Argentina, No. 2 (Leanza, A.F.; editor). Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 1: 41-79. Córdoba.

Casquet C., Baldo E., Pankhurst R.J., Rapela C.W., Galindo C., Fanning C.M., Saavedra J., 2001. Involvement of the Argentine Precordillera Terrane in the Famatinian mobile belt: U-Pb SHRIMP and metamorphic evidence from the Sierra de Pie de Palo. Geology 29:703-706.

Casquet, C., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Galindo, C., Dahlquist, J., Baldo, E., Saavedra, J., González Casado, J.M., Fanning, C.M., 2004. Grenvillian massif-type anorthosites in the Sierras Pampeanas. J. Geol. Soc. London 162, 9–12.

Casquet, C., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Baldo E., Galindo C., Rapela C., González-Casado,

J.M., Dahlquist, J.A., 2006. U–Pb SHRIMP zircon dating of Grenvillian metamorphism in Western Sierras Pampeanas (Argentina): correlation with the Arequipa Antofalla craton and constraints on the extent of the Precordillera Terrane. Gondwana Res 9:524-529.

Casquet, R.J., Pankhurst, C., Rapela, C., Galindo, C.M., Fanning, M., Chiaradia, E., Baldo, J.M., González-Casado, Dahlquist, J.A., 2008. The Maz terrane: a Mesoproterozoic domain in the Western Sierras Pampeanas (Argentina) equivalent to the Arequipa–Antofalla block of southern Peru? Implications for Western Gondwana margin evolution Gondwana Research, 13: 163-175.

Catanzaro, E.J., Champion, C.E., Garner, E.L., Malinenko, G., Sappenfield, K.M., Shields, W.R., 1970. Boric Acid; Isotopic and Assay Standard Reference Materials. Journal of Research of the National Bureau of Standards Publ. No. 260-17, US Gov. Print Off., Washington, DC.

Černý, P. 1982. Anatomy and classification of granitic pegmatites. Mineralogical Society of Canada. Short Course Handbook, 8, 1-39.

Černý, P. 1989. Characteristics of pegmatite deposits of tantalum. En: Möller, P., Černý, P. y Saupé, F. (ed.): Lanthanides, tantalum and niobium. Special Publication 7: 195-239. Springer Verlag.

Černý, P. 1990. Distribution, affiliation and derivation of rare-element granitic pegmatites in the Canadian Shield. Geologische Rundschau, 79(2), 183-226.

Černý, P. 1991a. Rare-element granitic pegmatites. Part I: anatomy and internal evolution of pegmatitic deposits. Geoscience, Canada, 18(2).

Černý, P. 1991b. Rare-element granitic pegmatites. Part. II: regional to global environments and petrogenesis. Geoscience,Canada, 18(2): 68-81.

Černý, P. 1994. Evolution of Feldspars in granitic pegmatites. En: Parson, I. (ed.). Feldspars and Their Reactions: 501-540. Kluwer Academic Publishers. Amsterdam.

Černý, P. y Burt, D.M. 1984. Paragenesis, crystallochemical characteristics, and geochemical evolution of the micas in granite pegmatites. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 13: 257-297.

Černý, P. y Ercit T.S. 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. The Canadian Mineralogist 43: 2005-2026.

Cerny, P., Trueman, D.L., Ziehlke, D.V., Goad, B.E. and Paul, B.J. 1981: The Cat Lake–Winnipeg River and Wekusko Lake pegmatite fields, Manitoba; Manitoba Department of Energy and Mines, Mineral Resources Division; Economic Geology Report ER80-1, 215 p.

Černý, P., Meintzer, R.E. y Anderson, A.J. 1985. Extreme fractionation in the rare-element granitic pegmatites: selected examples of data and mechanisms. The Canadian Mineralogist 23: 381-421.

Černý, P. London, D. y Novák, M., 2012. Granitic pegmatites as reflections of their sources. Elements, vol. 8, no 4, p. 289-294.

Chernicoff, C. J. y Ramos, V. A, 2003. El basamento de la sierra de San Luis: Nuevas evidencias magnéticas y sus implicancias tectónicas. Revista de la Asociación Geolológica Argentina, 2003. Vol.58, no.4, p.511-524.

Colombo, F., Galliski, M.A. y Dilello F. 2017. Composición química de minerales de la zona intermedia de la pegmatita litífera Las Cuevas, San Luis, Argentina. X Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán. Simposio 2, pag 17-19.

Colombo, F., 2003. Análisis de dos paradigmas sobre la cristalización de pegmatitas Problemas del Conocimiento en Ingeniería y Geología. L. A. Godoy (Editor) Editorial Universitas. Lugar: Córdoba; Año: 2003; p. 33 – 52.

Comodi, P. y Zanazzi, P.F. 1995. High pressure structural study of muscovite. Physics and Chemistry of Minerals 22(3): 170-177. Springer-Verlag.

Criado Roque, P., Mombrú, C. y Ramos, V., 1981. Estructura e interpretación tectónica. En: Yrigoyen, M. (Ed.): Geología de la provincia de San Luis. Relatorio. 8º Congreso Geológico Argentino; 155-192.

Cristofolini, E. A., Otamendi, J., Martino, R., Tibaldi, A., Armas, P., & Barzola, M., 2017. Faja de cizalla Las Lajas: petrografía, estructura interna e implicancias tectónicas, extremo sur de la Sierra de Comechingones, provincias de Córdoba y San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 74(3), 295-314.

Debon, F., & Le Fort, P. (1983). A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh, 73(3), 135-149.

Deer, W. A., Howie, R. A., y Zussman, J. (Eds.) 2001. Rock-forming Minerals: Feldspars, Volume 4A. Geological Society of London, 972 p. London.

Demartis, M., Aragón, E., Coniglio, J.E., Pinotti, L.P., D'eramo, F.J., Agulleiro Insúa, L.A., Maffini, M.N. y Petrelli, H.A., 2012. Geoquímica y metalogénesis de las pegmatitas y granitos asociados del sector sur del distrito Comechingones, Córdoba. Serie Correlación Geológica, 28(1): 103-116.

Drobe M, López de Luchi MG, Steenken A, Frei R, Naumann R, Wemmer K, Siegesmund S., 2009. Provenance of the Late Proterozoic to Early Cambrian metaclastic sediments of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas) and Cordillera oriental, Argentina. Journal of Soth American Earth Sciences, 28:239–262.

Drobe, M., de Luchi, M. L., Steenken, A., Wemmer, K., Naumann, R., Frei, R., and Siegesmund, S., 2011. Geodynamic evolution of the Eastern Sierras Pampeanas (Central Argentina) based on geochemical, Sm–Nd, Pb–Pb and SHRIMP data. International Journal of Earth Sciences 100 (2-3): 631-657.

Dyar, M.D., Taylor, M.E., Lutz, T.M., Francis, C.A., Guidotti, C.V., and Wise, M., 1998. Inclusive chemical characterization of tourmaline: Mössbauer study of Fe valence and site occupancy. American Mineralogist, 83, 848–864.

Dyar, M.D., Wiedenbeck, M., Robertson, D., Cross, L.R., Delaney, J.S., Ferguson, K., Francis, C.A., Grew, E.S., Guidotti, C.V., Hervig, R.L., Hughes, J.M., Husler, J., Leeman, W.P., Mcguire, A.V., Rhede, D., Rothe, H., Paul, R.L., Richards, I. & Yates, M., 2001. Reference minerals for the microanalysis of light elements. geostand. Newslett. 25, 441-463.

Fleet, M.E., Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J. (Eds.) 2003. Rock-Forming Minerals: Micas. Geological Society of London, 780 p. London

Galliski, M. A., 1992. La Provincia Pegmatítica Pampeana: tipología y distribución de sus principales distritos económicos. Actas 4° Congreso Nacional y 1° Latino-americano de Geología Económica: 534-537. Córdoba

Galliski, M.A., 1994a. La Provincia Pegmatítica Pampeana 1: Tipología y distribución de sus distritos económicos. Revista de la Asociación Geológica Argentina 49: 99-112.

Galliski, M.A., 1994b. La Provincia Pegmatítica Pampeana 2: Metalogénesis de sus distritos económicos. Revista de la Asociación Geológica Argentina 49: 113-122.

Galliski, M. A. 1996. The Mineralized Pegmatites from the Pampean Ranges. Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA), 30, 243-247.

Galliski, M.A. 1999a. Distrito pegmatítico Conlara, San Luis. En: Zappettini, E.O. (ed.). Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Buenos Aires. Anales 35: 365-368.

Galliski, M.A., 1999b. Distrito pegmatítico Comechingones, Córdoba. En Recursos Minerales de la República Argentina (E.O. Zappettini, ed.). Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR 35, 361–364.

Galliski, M.A. y Linares, E. 1999. New K-Ar muscovite ages from granitic pegmatites of the Pampean Pegmatite Province. 2° Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, SEGEMAR. Anales 34: 63-68. Buenos Aires.

Galliski, M.A. y Márquez-Zavalía, M.F. (Eds.) 2011. PEG 2011 Argentina. Field Trip Guidebook: "Granitic Pegmatites of the San Luis Ranges". IANIGLA- CONICET, CCTMendoza. 44 p. Mendoza.

Galliski, M. A., Márquez-Zavalía, M. F., Oyarzábal, J. C. y Cortona, O., 1994. Geología de una pegmatita de tipo albita: la mina Independencia Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 49: 306-312.

Galliski, M.A., Perino, E., Gasquez, J., Márquez Zavalía, M.F. y Olsina, R., 1997. Geoquímica de feldespatos potásicos y moscovitas como guía de exploración de pegmatitas graníticas de algunos distritos de la Provincia Pegmatítica Pampeana. Revista de la Asociación Geológica Argentina 52: 24-32.

Galliski, M. A., Marquez-Zavalía, M. F., Černý, P., Martínez, V. A., & Chapman, R., 2008. The Ta–Nb–Sn–Ti oxide-mineral paragenesis from La Viquita, a spodumene-bearing rare-element granitic pegmatite, San Luis, Argentina. The Canadian Mineralogist, 46(2), 379-393.

Galliski, M. Á., Márquez-Zavalía, M. F., Černý, P., Oyarzábal, J. C. and Mugas Lobos, A. C., 2015. The anatomy of an albite-type granitic pegmatite from the Totoral pegmatite field, San Luis, Argentina. Journal of Geosciences, 60, pp. 31–44, 2015.

Goldsmith, J.R. y Laves, F. 1954. The microcline sanidine stability relations. Geochimica et Cosmochimica. Acta 5: 1-19.

Goldstein, S. L., O'nions, R. K., & Hamilton, P. J., 1984. A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. Earth and planetary Science letters, 70(2), 221-236.

González, P.D., 2000. Estructura, metamorfismo y petrología del basamento ígneo - metamórfico de la sierra de San Luis, entre Nogolí y Gasparillo. Informe semestral Beca FOMEC (Facultad de Ciencias Naturales y Museo - UNLP): 42 p. Inédito, La Plata.

González, P.D., Llambías, E.J., 1998. Estructura interna de las metamorfitas pre-Famatinianas y su relación con la deformación del Paleozoico inferior en el área de Gasparillo, San Luis, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, 2: 421-426. Buenos Aires.

González, P.D., Sato, A.M., Basei, M.A.S., Vlach, S.R.F., Llambías, E.J., 2002. Structure, metamorphism and age of the Pampean-Famatinian Orogenies in the Western Sierra de San Luis. XV Congreso Geológico Argentino, Actas, Artículo 154, 6p, Calafate.

González P.D., Sato A.M., Llambías, E.J., Basei M.A.S., Vlach S.R.F., 2004. Early Paleozoic structural and metamorphic evolution of western Sierra de San Luis (Argentina), in relation to Cuyania Accretion. Gondwana Research 7:1157–1170.

Gordiyenko, V.V., 1971. Concentration of Li, Rb and Cs in potash feldspar and muscovite as criteria for assessing the rare metal mineralization in granite pegmatites. International Geology Review 13:134-142.

Gosen W. von, 1998a., The Phyllite and Micaschist Group with the associated intrusions in the Sierra de San Luis (Sierras Pampeanas/Argentina)–structural and metamorphic relations. Journal of South American Earth Sciences 11(1), 79-109

Gosen W. von, 1998b. Transpressive deformation in the southwestern part of the Sierra de San Luis (Sierras Pampeanas, Argentina). Journal of South American Earth Sciences 11(3), 233-264

Gosen W. von, Prozzi C (1998) Structural evolution of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina): implications for the Proto-Andean margin of Gondwana. In: Pankhurst RJ, Rapela CW (eds) The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geol Soc London Spec Pub 142:235–258

Govindaraju, K., 1984, Report (1973–1984) on two ANRT Geochemical Reference Samples: granite GS–N and potash feldspar FK–N: Geostandards Newsletter, 8, 173–206.

Govindaraju K. 1987. (CRPG). Compilation report on Ailsa Craig Granite AC-E with the participation of 128 GIT-IWG laboratories. Geostandards Newsletter (1987), 11: 203-255.

Guidotti, C.V., Ferd, H.H. y Tuttle, C.L. 1973. Composition and structural state of K-felds-par from K-feldspar + sillimanite grade rocks in Northwestern Maine. American Mineralogist 58: 705-716.

Halpern, M., Umpierre Urquhart, M. y Linares, E. 1970. Radiometric ages of crystalline rocks from southern South America, as relate to Gondwana and Andean geologic provinces. 4° Upper Mantle Symposium, Petrología y Volcanismo: 345-356, Buenos Aires.

Hammarstrom, J.M. 1982. Chemical and mineralogical variation in the Pioneer batholith, southwest Montana. US Geological Survey. Open-File Report (N° 82-148), 219 p.

Harris, N. B. W. (1985). Alkaline complexes from the Arabian Shield. Journal of African Earth Sciences (1983), 3(1-2), 83-88.

Hauzenberger, C. A., Mogessie, A., Hoinkes, G., Felfernig, A., Bjerg, E. A., Kostadinoff, J., Delpino, S. & Dimieri, L., 2001. Metamorphic evolution of the Sierras de San Luis, Argentina: granulite facies metamorphism related to mafic intrusions. Mineralogy and Petrology, 71(1-2), 95-126.

Hawthorne, F.C. and Henry, D.J., 1999. Classification of the minerals of the tourmaline group. European Journal of Mineralogy, 11, 201–215.

Heinrich, E.W., 1962. Geochemical prospecting for beryl and columbite. Economic Geology 57(4): 616-619.

Henry, D. J., and Dutrow, B. L. 1996. Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 33 (1): 503-557.

Henry D,J. and Dutrow B.L., 2002. Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. In: Grew ES, Anovitz LM (eds) Boron: mineralogy, petrology and geochemistry, vol. 33 of Rev. Mineral., 2nd edn, chap 10. Mineralogical Society of America, Washington DC, p 503–557

Henry, D. J., and Guidotti, C. V. 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral. An example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. American Mineralogist, 70 (1-2): 1-15.

Henry, D. J., Novák, M., Hawthorne, F. C., Ertl, A., Dutrow, B. L., Uher, P. and Pezzotta, F. 2011. Nomenclature of the tourmaline-supergroup minerals. American Mineralogist 96 (5-6), 895-913.

Herrera, A.O. 1963. Las pegmatitas de la provincia de San Luis, estructura interna, mineralogía y génesis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 18: 43-71.

Higa L. 2012 Geología del basamento ígneo-metamórfico y sus depósitos asociados. Sudoeste de Libertador General San Martín, provincia de San Luis", Trabajo Final de Licenciatura. Inédito. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. 131pp

Hyndman RD, Currie CA, Mazzotti SP., 2005. Subduction zone backarcs, mobile belts, and orogenic heat. GSA Today 15: 4–10

Icenhower, J.P., and London, D., 1996. Experimental partitioning of Rb, Cs, Sr, and Ba between alkali feldspar and peraluminous melt. American Mineralogist 81: 719-734.

Iannizzotto F.N. y López de Luchi, M.G., 2012. Composición de biotitas y anfíboles del Batolito de Las Chacras - Potrerillos: Implicancias geoquímicas para el magmatismo Devónico Medio de la Sierra de San Luis. Serie correlación geológica, 28(2), 39-52.

Iannizzotto, N., Rapela, C., Baldo, E., Galindo, C., Fanning, C. y Pankhurst, R. 2013. The Sierra NorteAmbargasta batholith: late Ediacaran early Cambrian magmatism associated with Pampean transpressional tectonics. Journal of South American Earth Sciences 42: 127-143.

Irber, W., 1999. The Lanthanide Tetrad Effect and Its Correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho and Zr/Hf of Evolving Peraluninous Granite Suites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63, 489-508.

JeŽek, P., Willner, A. P., Aceñolaza, F. G., & Miller, H., 1985. The Puncoviscana trough a large basin of Late Precambrian to Early Cambrian age on the Pacific edge of the Brazilian shield. Geologische Rundschau, 74(3), 573-584.

Jahns, R. H. (1982) Internal evolution of pegmatite bodies. En: Černý, P. (Ed.) Granitic Pegmatites in Science and Industry. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook, 8: 293-327.

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

Jiang, S. Y., & Palmer, M. R., 1998. Boron isotope systematics of tourmaline from granites and pegmatites; a synthesis. European Journal of Mineralogy, 10(6), 1253-1265.

Johannes, W., Holtz, F., 1996. Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks. Springer, Berlin, 334 p.

Jolliff, B.L., Papike, J.J., Shearer, C.K., 1986: Tourmaline as a recorder of pegmatite evolution: Bob Ingersoll pegmatite, Black Hills, South Dakota. American Mineralogist, 71, 472-500

Jolliff, B. L., Papike, J. J., & Laul, J. C., 1987. Mineral recorders of pegmatite internal evolution: REE contents of tourmaline from the Bob Ingersoll pegmatite, South Dakota. Geochimica et Cosmochimica Acta, 51(8), 2225-2232.

Jordan, T. E., & Allmendinger, R. W., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina; a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. American Journal of Science, 286(10), 737-764.

Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V.A., and Munizaga, F., 1991, Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28° to 33°S) Argentina, in Harmon, R.S., and Rapela, C.W., eds., Andean magmatism and its tectonic setting: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 265, p. 113–137.

Keller, E.A., Gurrola, L., Tierney, T.E., 1999. Geomorphic criteria to determine direction and rate of lateral propagation of reverse faulting and folding. Geology 27, 515–518.

King, R. W., & Kerrich, R. W., 1989. Strontium isotope compositions of tourmaline from lode gold deposits of the Archean Abitibi greenstone belt (Ontario-Quebec, Canada): implications for source reservoirs. Chemical Geology: Isotope Geoscience section, 79(3), 225-240.

Kroll, H., 1971. Determination of Al, Si distribution in alkali feldspars from X-ray powder data. Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte, 91-94.

Kroll, H. 1973. Estimation of Al, Si distribution of feldspars from the lattice translations tr[110] and tr [110], I: alkali feldspars. Contributions to Mineralogy and Petrology 39: 141-156.

Kroll, H. y Ribbe, P.H. 1983. Lattice parameters composition and Al, Si order in alkali feldspars. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy, 2, 2nd edition, 57-99.

Kroll, H. y Ribbe, P.H. 1987. Determining (Al, Si) distribution and strain in alkali feldspars using lattice parameters and diffraction-peaks positions: a review. American Mineralogist 72: 491-506.

Küster, D., Romer, R. L., Tolessa, D., Zerihun, D., Bheemalingeswara, K., Melcher, F., & Oberthür, T., 2009. The Kenticha rare-element pegmatite, Ethiopia: internal differentiation, U–Pb age and Ta mineralization. Mineralium Deposita, 44(7), 723.

Laugier, J. y Bochu, B. 2003. CELREF – Programme d'affinement des paramètres de maille à partir d'un diagramme de poudre développé au Laboratire des Matériaux et du Génie Physique, Ecole National Superieure de Physique de Grenoble (INPG) Domaine Universitaire BP 46, 38402, St. Marind'Hères.
http:www.ccp14.ac.uk/tutorial/emgp/celref.htm.

Linares, E. 1959. Los métodos geocronológicos y algunas edades de minerales de la Argentina obtenidas por medio de la relación plomo-uranio. Revista de la Asociación Geológica Argentina 14, 3-4: 181-217.

Linnen, R. L., & Cuney, M., 2005. Granite-related rare-element deposits and experimental constraints on Ta-Nb-W-Sn-Zr-Hf mineralization, in Linnen RL and Samson IM, eds., rare-element geochemistry and mineral deposits. In Geological Association of Canada, GAC, Short Course.

Lira, R. 2001. Las turmalinitas rítmicas de Los Piquillines y sus potenciales implicancias metalogenéticas, Sierra de San Luis, Argentina. Revista del Instituto de Geología y Minería, UNJu 14: 11-31.

Lira, R., Galliski, M., Bernard, F. y Roquet, M. 2012. The intragranitic Potrerillos NYF pegmatites and their A-type host granites of the Las Chacras-Potrerillos Batholith, Sierra de San Luis, Argentina. The Canadian Mineralogist, 50: 1729-1750.

Llambías, E.J., Cingolani, C.A., Varela, R., Prozzi, C., Ortiz Suárez, A., Caminos, R., Toselli, A. y Saavedra, J., 1991. Leucogranodioritas sin-cinemáticas ordovícicas en la Sierra de San Luis. Actas 6° Congreso Geológico Chileno, Resúmenes Expandidos, p.187-191, Viña del Mar.

Llambías, E., Quenardelle, S., Ortíz Suárez, A., Prozzi, C., 1996. Granitoides sincinemáticos de la Sierra de San Luis. 13th Congreso Geológico Argentino y 3th Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, Argentina, Actas 3, 487-496. Buenos Aires.

Llambías E.J., Sato A.M, Ortiz Suárez A., Prozzi C., 1998. The granitoids of the Sierra de San Luis. In Pankhurst, R.J., Rapela C.W.(Editors): The Proto-Andean Margin of Gondwana Geological Society of London Special Publication 142, 325-341

Llaneza, G., Ortíz Suárez, A.E., 2000. Geología y Petrología del Granito El Peñón (Provincia de San Luis) y su relación con el metamorfismo y la deformación. 9th Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Chile Actas 1, 639-643.

Löbens, S., Bense, F.A., Wemmer, K., Dunkl, I., Costa, C.H., Layer, P., and Siegesmund, S., 2011. Exhumation and uplift of the Sierras Pampeanas: Preliminary implica-tions from K-Ar fault gouge dating and low-T thermo-chronology in the Sierra de Comechingones (Argentina): International Journal of Earth Sciences, v. 100, p. 671–694.

London, D., 1990. The berlinite substitution, AlP:2Si, in alkali feldspars from differentiated peraluminous igneous rocks (granites, pegmatites' and rhyolites).Geological Society of America, Abstr. Programs 2, A346.

London, D., 1992. The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. The Canadian Mineralogist, 30 (3): 499-540.

London, D., 1999. Stability of tourmaline in pei aluminous granite systems: the boron cycle from anatexis to hydrothermal aureoles. European Journal of Mineralogy, 253-262.

London, D., 2008. Pegmatites: The Canadian Mineralogist Special Publication 10, 347 p.

London, D. y Evensen J.M. 2002. Beryllium in silicic magmas and the origin of beryl-bearing pegmatites. Reviews in Mineralogy & Geochemistry 50: 445-486.

London, D., Černý, P., Loomis, J.L., y Pan, J.J. 1990. Phosphorus in alkali feldspars of rareelement granitic pegmatites. The Canadian Mineralogist, 28(4): 771-786.

Lopes Nunes, J.E., 1974. Contribution à 1'élude minéralogiquc et géochimique des pegmatites du Mozambique. Sciences de Ia terre. 28:1 -201.

López, M. G., 1979. Sobre las manifestaciones volcánicas alcalinas de la región de Villa Mercedes-Chaján, Provincia de Córdoba y San Luis. Trabajo Final de Licenciatura. Departamento de Geología, Universidad de Buenos Aires, 60 pág.

López de Luchi, M.G. 1984. Relaciones petrológicas entre pegmatitas y sus cajas en la Región de Tilisarao-Renca, Provincia de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 33 (1-2) : 131-143.

López de Luchi, M. G., 1986. Geología y Petrología del basamento de la Sierra de San Luis, Región del Batolito de Renca. Tesis Doctoral, Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Exactas, Universidad de Buenos Aires, 374 pág

Lopez de Luchi, M. 1987. Caracterización geológica y geoquímica del plutón La Tapera y el batolito de Renca, Provincia de San Luis. X Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 84 - 87.

López de Luchi, M., 1993. Caracterización geológica y geoquímica del plutón La Tapera y el batolito de Renca, provincia de San Luis. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 42-53. Mendoza.

López de Luchi, M.G., Cerredo, M.E., 2001. Submagmatic and solid-state microstructures in La Tapera pluton San Luis. Argentina. Suite D. Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial, 5, 121-126.

Lopez de Luchi, M.G., Siegesmund, S., Hofmann, A., Hübner, H., Hulka, C., Mosch, S. 2001. Geological setting and composition of the Las Chacras-Potrerillos Batholith, Sierras Pampeanas, Argentina: First results. Zeitschrift Der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 152 (2-3), 325-350.

López de Luchi, M.G., Hoffmann, A., Siegesmund, S., Wemmer, K. y Steenken, A. 2002. Temporal constraints on the polyphase evolution of the Sierra de San Luis. Preliminary report based on biotite and muscovite cooling ages. En: Cabaleri, N., Linares, E., López de Luchi, M. G., Ostera, H and Panarello, H. (eds). Actas 15° Congreso Geológico Argentino, 1: 309-315.

López de Luchi, M.G., Cerredo, M.E., Siegesmund, S., Steenken, A., Wemmer, K., 2003. Provenance and tectonic setting of the protoliths of the metamorphic complexes of Sierra de San Luis. Asociación Geológica Argentina, Revista 58, 525–540.

López de Luchi, M.G., Siegesmund, S., Wemmer, K., Steenken, A. y Naumann R. 2007. Geochemical constraints on the petrogenesis of the Paleozoic granitoids of the Sierrea de San Luis, Sierras Pampeanas, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 24: 138-166.

López de Luchi, M.G. Cerredo, M.E., Steenken, A., Siegesmund, S., Wemmer, K. and Martino, R. D. 2008. The Conlara Metamorphic Complex: a Pampean metamorphic event in the Sierra de San Luis, Argentina. 17 Congreso Geológico Argentino. San Salvador de Jujuy. Actas 1, 28-29.

López de Luchi, M.G., Cerredo, M.E., Steenken, A., Siegesmund, S. y Wemmer, K. 2009. Time constraints on the tectonic evolution of the Pampean Conlara Metamorphic Complex, Sierra de San Luis, Argentina. 14° Reunión de Tectónica. Rio Cuarto.

López de Luchi, M. G., Siegesmund, S., Wemmer, K., & Nolte, N., 2017. Petrogenesis of the postcollisional Middle Devonian monzonitic to granitic magmatism of the Sierra de San Luis, Argentina. Lithos, 288, 191-213.

López de Luchi, M. G., Dopico, C. I. M., Wemmer, K., & Siegesmund, S., 2018. Untangling the Neoproterozoic-Early Paleozoic Tectonic Evolution of the Eastern Sierras Pampeanas Hidden in the Isotopical Record. In Geology of Southwest Gondwana (pp. 433-466). Springer, Cham.

Martínez, A.L. 2012. Geología del basamento oriental del batolito Las Chacras, a la latitud de la localidad Lib. Gral. San Martín, prov. de San Luis.Trabajo Final de Licenciatura. Departamento de Ciencias Geológicas, FCEN, UBA. 87 pp. Inédito.

Martínez, A. y Montenegro, T. 1998. Petrología del granito en los alrededores de El Trapiche, San Luis, Argentina. X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, Actas II: 232-237.

Martínez, A.L. and Montenegro, T. 2013. Química de turmalinas de la Formación San Luis, Localidad Libertador Gral. San Martín, Provincia de San Luis. XI Congreso de Mineralogía y Metalogenia 83-88. San Juan.

Martínez, V.A. y Galliski, M.A. 2011. Geología, mineralogía y geoquímica de la pegmatita Las Cuevas, San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 68(4):526-541.

Marshall, J. H., Francis, C. A., & Freeman, G., 2008. Tourmaline and associated minerals from Mount Mica, Oxford County, Maine. The Mineralogical Record, 39(3), 200-201.

Marschall, H. R., Korsakov, A. V., Luvizotto, G. L., Nasdala, L., & Ludwig, T., 2009. On the occurrence and boron isotopic composition of tourmaline in (ultra) high-pressure metamorphic rocks. Journal of the Geological Society, 166(4), 811-823.

Martin, R. F., & De Vito, C., 2005. The patterns of enrichment in felsic pegmatites ultimately depend on tectonic setting. The Canadian Mineralogist, 43(6), 2027-2048.

McDonough, M. R., Ramos, V. A., Isachsen, C. E., Bowring, S. A., & Vujovich, G. I., 1993. Edades preliminares de circones del basamento de la Sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas Occidentales de San Juan: Sus implicancias para el supercontinente Proterozoico de Rodinia. Actas, 3, 340-342.

Meyer, C., Wunder, B., Meixner, A., Romer, R. L., & Heinrich, W., 2008. Boron-isotope fractionation between tourmaline and fluid: an experimental re-investigation. Contributions to Mineralogy and Petrology, 156(2), 259-267.

Michailidis, K., Sklavounos, S., & Plimer, I., 1995. Chromian dravite from the chromite ores of Vavdos area, Chalkidiki peninsula, Northern Greece. Neues Jahrbuch fur Mineralogie-Monatshefte, (11), 513-528.

Middlemost, E. A. K. 1985. Magmas and Magmatic Rocks. Essex: Longman Group, 364-337.

Molina L. F., 1994. Estructura interna, mineralogía, geoquímica y potencial economic de la pegmatita Rosanna, departamento San Martín, provincia de San Luis. Tesis Licenciatura, UNSL, inédito, 84 pp.

Möller, P., & Morteani, G., 1987. Geochemical exploration guide for tantalum pegmatites. Economic Geology, 82(7), 1888-1897.

Monecke, T., Kempe, U., Monecke, J., Sala, M., & Wolf, D., 2002. Tetrad effect in rare earth element distribution patterns: a method of quantification with application to rock and mineral samples from granite-related rare metal deposits. Geochimica et Cosmochimica Acta, 66(7), 1185-1196.

Montenegro, T., y Sosa, G. M. 2003. Inclusiones fluidas en pegmatitas portadoras de estaño de la Sierra de San Luis, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 58(3), 347-355.

Morosini, A. F., Suárez, A. E. O., Otamendi, J. E., Pagano, D. S., & Ramos, G. A., 2017. La Escalerilla pluton, San Luis Argentina: The orogenic and post-orogenic magmatic evolution of the famatinian cycle at Sierras de San Luis. Journal of South American Earth Sciences, 73, 100-118.

Morteani, G., & Gaupp, R., 1989. Geochemical evaluation of the tantalum potential of pegmatites. In Lanthanides, Tantalum and Niobium (pp. 303-310). Springer, Berlin, Heidelberg.

Morteani, G., Preinfalk, C., Spiegel, W. y Bonalumi, A. 1995. The Achala granitic complex with the pegmatites of the Sierras Pampeanas (Northwest Argentina): a study of differentiation. Economic Geology 90(3): 636-647.

Mulcahy, S. R., Roeske, S. M., McClelland, W. C., Jourdan, F., Iriondo, A., Renne, P. R., & Vujovich, G. I., 2011. Structural evolution of a composite middle to lower crustal section: The Sierra de Pie de Palo, northwest Argentina. Tectonics, 30(1).

Mulcahy, S. R., Vervoort, J. D., & Renne, P. R., 2014. Dating subduction-zone metamorphism with combined garnet and lawsonite Lu–Hf geochronology. Journal of Metamorphic Geology, 32(5), 515-533.

Neves, L.J.P.F. y Godinho, M.M. 1999. Structural state of K-feldspar in some Hercinian granites from Iberia: a review of data and controlling factors. The Canadian Mineralogist 37: 691-700.

Novák, M., & Povondra, P., 1995. Elbaite pegmatites in the Moldanubicum: a new subtype of the rare-element class. Mineralogy and Petrology, 55(1-3), 159-176.

Novák, M., Škoda, R., Filip, J., Macek, I., & Vaculovič, T., 2011. Compositional trends in tourmaline from intragranitic NYF pegmatites of the Třebíč pluton, Czech Republic: an electron microprobe, Mössbauer and LA–ICP–MS study. The Canadian Mineralogist, 49(1), 359-380.

Ortiz Suárez, A. 1988. El basamento de Las Aguadas, provincia de San Luis. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología 19(1-4): 13-24.

Ortiz Suárez, A., 1996. Geología y petrografía de los intrusivos de Las Aguadas, Provincia de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 51: 321-330.

Ortiz Suárez, A., Prozzi, C. y Llambías, E.J., 1992. Geología de la parte sur de la Sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. Estudios Geológicos, 48: 269-277, Madrid.

Ortiz Súarez, A., Morosini, A., Ulacco, H., & Carungo Durán, A., 2012. Geología y geofísica del cuerpo máfico-ultramáfico Las Cañas, Provincia de San Luis. Serie correlación geológica, 28(2), 151-166.

Oyarzábal, J., 2004. Geología, mineralogía y petrogénesis de yacimientos pegmatíticos del distrito Totoral, Sierra de San Luis, Argentina. (Ph. D. Thesis). Universidad Nacional de Cordoba.

Oyarzábal, J. y Cadile, S. 2004. Geology, geochemistry and petrogenesis of the Yatasto-San Bernardo Li-bearing pegmatite, Argentina. En Pecchio, M., Andrade, F.R.D., D´Agostino, L. z., Kahn, H., Sant Agostino, L.M. y Tassinari, M.M.M.L. (eds.) Applied Mineralogy 793-796., Sao Paulo.

Oyarzábal, J. y Perino, E. 2000. Composición y estado estructural de los feldespatos potásicos del yacimiento San Guillermo, distrito Valle Fértil, Argentina. Su uso como indicadores del grado de evolución geoquímica. En Schalamuk, I., Brodtkorb, M.K. de y Etcheverry, R. (eds.) Mineralogía y Metalogenia 2000, Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación 6, 360-368, La Plata.

Oyarzábal, J. y Roquet, M.B. 2004. Geochemical and structural characterization of K-feldspar from the Valle Fértil field pegmatites, Pampean Ranges. En Pecchio, M., Andrade, F.R. D., D´Agostino, L.z., Kahn, H., Sant Agostino, L.M. y Tassinari, M.M.M.L. (eds.) Applied Mineralogy, 729-732, Sao Paulo.

Oyarzábal J, M. B. Roquet, M. A. Galliski y E. Perino. 2011. Caracterización geoquímica y estructural de feldespatos potásicos de algunas pegmatitas de los grupos Balilla y Aurora, distrito peg. Valle Fértil, San Juan". Rev. Asoc. Geol. Argent. vol.68 Nº1. Bs. As.

Oyarzábal, J. y Galliski, M.A. 2002. Compositional and structural characterization of K-feldspar and muscovite from the La Vistosa pegmatite, San Luis, Argentina. En: Brodtkorb, M.K. de, Koukharsky, M. y Leal, P. (eds.) Mineralogía y Metalogenia 2002, Buenos Aires, 313-320.

Oyarzábal, J., Galliski, M.A. y Perino, E. 2009. Geochemistry of K-feldspar and Muscovite in Rare-element Pegmatites and Granites from the Totoral Pegmatite Field, San Luis, Argentina. Resource Geology 59(4): 315-329.

Pankhurst, R J., Rapela C.W., 1998. The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society of London Special Publication 142, 383 p.

Pardo-Casas, F., & Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. Tectonics, 6(3), 233-248.

Patiño Douce, A. E., Beard, J. 1995. Dehydration melting of biotite-gneiss and quartz-amphibolite from 3 to 15 kilobar. Journal of Petrology 36 (3), 707-738.

Patiño Douce, A.E 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernández, C., Vigneresse, J.L. (Eds) Understanding granites: Integrating new and classical techniques. Geological Society of London Special Publication 168, 55-75.

Patiño Douce, A. E., 1995. Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high-Al basalt with metamorphic rocks. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 100(B8), 15623-15639.

Patiño Douce, A.E., 1996. Effects of pressure and H_2O content on the composition of primary crustal melts. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 87, 1-21.

Patiño Douce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Ferna´ndez, C., Vigneresse, J.L. (Eds.), Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques. Geological Society of London Special Publication 168, pp. 55–75.

PATIÑO DOUCE, A. E., & BEARD, J. S., 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. Journal of Petrology, 36(3), 707-738.

Patiño Douce, A.E., Harris, N., 1998. Experimental constraints on Himalaya anatexis. Journal of Petrology 39, 689-710.

Peacock, M.A., 1931. Classification of igneous rocks suites. Journal of Geology 39, 54-67.

Pearce, J. A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. Episodes, 19, 4, 120-125.

Pearce, J.A., Harris, N.B., Tindle, A.G., 1984. Trace-element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of grantic rocks. Journal of Petrology 25, 956-983.

Peccerillo, A., & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contributions to mineralogy and petrology, 58(1), 63-81.

Perino, E. 1998. Desarrollo de técnicas analíticas por FRX aplicadas a la prospección geoquímica de pegmatitas graníticas. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Luis (inédito), 399 p., San Luis.

Perino, E., Gásquez, J., Martínez, L., Marchevsky, E., & Olsina, R., 1994. Determinación rápida y sencilla de P, K, Ta, Nb, Rb, Sr, Ba, Ga y Cs, en pequeñas cantidades de feldespatos potásicos y muscovitas por FRX. Avances en Análisis por Técnicas de Rayos X, vol. 8, p: 107-112

Perino E., Flores P., Marchevsky E., Roquet, M. B. 2014. Metodología analítica para la caracterización geoquímica de pegmatitas graníticas por FRX. Analytical methodology for the geochemical characterization of granitic pegmatites by XRF. XII Jornadas Argentinas de Tratamiento de Minerales, San Luis, Argentina, 037-042.

Perino E., Flores, P., Marchevsky, E., Roquet, M.B., 2014. Metodología analítica para la caracterización geoquímica de pegmatitas graníticas por FRX. Analytical methodology for the geochemical characterization of granitic pegmatites by XRF. XII Jornadas Argentinas de Tratamiento de Minerales, San Luis, Argentina (2014), 037-042.

Pilger JR, R. H., 198). Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes. Geological Society of America Bulletin, 92(7), 448-456.

Prozzi C.R., Ramos G.,1988. La Formación San Luis. In: Primeras Jornadas de trabajo de Sierras Pampeanas, San Luis Abstracts, p. 1

Prozzi, C.R. y Zimmermann, U. 2005. Provenance of metasedimentary successions of the sierra de San Luis: first results.16° Congreso Geológico Argentino. Actas en CD. La Plata.

Ramos, V. A., 2004. Cuyania, an exotic block to Gondwana: review of a historical success and the present problems. Gondwana Research, 7(4), 1009-1026.

Ramos, V. A., Cristallini, E. O., & Pérez, D. J., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. Journal of South American earth sciences, 15(1), 59-78.

Rapela CW, Pankhurst RJ, Casquet C, Baldo E, Saavedra J, Galindo C, Fanning CM (1998) The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. In: Pankhurst RJ, Rapela CW (eds) The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geol Soc London Spec Pub 142:181-217.

Rapela C.W., Baldo E.G., Pankhurst R.J., Saavedra J., 2002. Cordierite and Leucogranite Formation during Emplacement of Highly Peraluminous Magma: the El Pilón Granite Complex (Sierras Pampeanas, Argentina). J Petrol 43(6):1003-1028.

Rapela, C.W., R.J. Pankhurst, A. Casquet, E. Baldo, C. Galindo, C.M. Fanning, J.M. Dahlquist 2010. The Western Sierras Pampeanas: protracted Grenville-age history (1330–1030 Ma) of intra-oceanic arcs, subduction–accretion at continental-edge and AMCG intraplate magmatism Journal of South American Earth Sciences, 29 (2010), pp. 105-127

Rapela, C. W., Verdecchia, S. O., Casquet, C., Pankhurst, R. J., Baldo, E. G., Galindo, C., & Fanning, C. M., 2016. Identifying Laurentian and SW Gondwana sources in the Neoproterozoic to Early Paleozoic metasedimentary rocks of the Sierras Pampeanas: Paleogeographic and tectonic implications. Gondwana Research, 32, 193-212.

Rapp, P.P., Watson E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalts at 8-32kbar: implication for continental growth and crustal recycling. Journal of Petrology 36, 891-931

Rapp, P.P., Watson E.B., Miller, C., 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean throndhjemites and tonalites. Precambrian Research 51, 1-25.

Rinaldi, C.A. y Linares, E. 1973. Edades potasio argón de pegmatitas de la provincia de San Luis. 5º Congreso Geológico Argentino, I: 411-418. Buenos Aires.

Roquet, M.B. 2010. Mineralogía, geoquímica tipología y relación con los granitoides de las pegmatitas del grupo Villa Praga-Las Lagunas, distrito Conlara, sierra de San Luis. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, 439 pp. Inédito

Roquet, M. B. 2012. Mineralización del depósito pegmatítico María Elena, distrito Conlara, San Luis, Argentina. Serie correlación geológica, 28(2), 23-38.

Roquet, M.B., 2013. Mineralogía de la pegmatita Casa de Piedra, grupo pegmatítico Villa Praga-Las Laguna, subgrupo Potrerillos, San Luis, Argentina. Avances en Mineralogía, Metalogenia y Petrología 2013. San Juan, Octubre 2013, 133-138

Roquet, M. B. y Oyarzábal, J. 2002. Geología y mineralogía del yacimiento pegmatítico Aida, distrito Conlara, San Luis, Argentina. En: Brodtkorb, M. K. de, Koukharsky, M. y Leal, P. (eds.) Mineralogía y Metalogenia 2002, Buenos Aires ,413-418.

Roquet, M. B. Oyarzábal, J. y Galliski, M., 2006. Geología, estructura interna y mineralogía del yacimiento pegmatítico María del Huerto, distrito Conlara, San Luis, Argentina. VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006. Pag. 311-318

Roquet, M.B., Perino, E., Oyarzábal, J. y Galliski, M.A. 2008. Geoquímica del yacimiento pegmatítico María del Huerto, Grupo Villa Praga-Las Lagunas, Distrito Conlara, San Luis, Argentina. 9° Congreso de Mineralogía y Metalogenia 153-158. San Salvador de Jujuy.

Roda-Robles, E., Galliski, M. A., Roquet, M. B., Hatert, F., & de Paeseval, P., 2012. Phosphate nodules containing two distinct assemblages in the Cema granitic pegmatite, San Luis province, Argentina: Paragenesis, composition and significance. The Canadian Mineralogist, 50(4), 913-931.

Rossello, E. A., & Mozetic, M. E., 1999. Caracterización estructural y significado geotectónico de los depocentros cretácicos continentales del centro-oeste argentino. Boletim do 5º Simpósio o Cretáceo do Brasil, 107-13.

Rossi, N. 1966. Distrito pegmatítico Conlara, provincia de San Luis. Dirección Nacional de Geología y Minería, 171 pp. Inédito.

Rushmer, T., 1995. An experimental deformation study of partially molten amphibolite: Application to low-melt fraction segregation. Journal of Geophysical Research, 100, 15,681-15,695

Sato AM, González P, Sato K, 2001. First indication of Mesoproterozoic age from the western basement of the Sierra de San Luis, Argentina. III° S Am Symp Isotope Geol 1:64–67

Sato AM, González PD, Llambías EJ, 2003. Evolution of the Famatinian orogen in the Sierra de San Luis: arc magmatism, deformation, and low to high-grade metamorphism. Rev Asoc Geol Argent 58:487–504

Sato, A.M., González, P.D., Basei, M.A.S., Passarelli, C.R., Sato, K., Vlach, S., Varela, R., Llambías, E.J., 2004. The Famatinian orogeny of western Sierra de San Luis, Argentina. Simposio 40 Anos de Geocronología no Brasil. Boletim de resumos, 83.

Selway, J. B., & Jiang, X., 2002. Tourmaline-recalculation software quoted in Tindle et al. (2002).

Selway, J. B., Novak, M., Cerny, P., & Hawthorne, F. C., 1999. Compositional evolution of tourmaline in lepidolite-subtype pegmatites. European Journal of Mineralogy, 11(3), 569-584.

Selway, J. B., Breaks, F. W., & Tindle, A. G., 2005. A review of rare-element (Li-Cs-Ta) pegmatite exploration techniques for the Superior Province, Canada, and large worldwide tantalum deposits. Exploration and Mining Geology, 14(1-4), 1-30.

Shearer, C.K., Papike, J.J. y Laul, J.C. 1985. Chemistry of potassium feldspars from three zoned pegmatites, Black Hills, South Dakota: implications concerning pegmatite evolution. Geochimica et Cosmochimica. Acta 49(3): 663-673.

Shmakin, B., Arbatskaya, s., Nikolaeva, D., Orlova, D., Persikova, L., Petrov, L., & Yaroshenko, S. 1979. Minor elements content in rock-forming minerals of some united-states pegmatites. Geokhimiya, (12), 1835-1849.

Siegesmund S, Steenken A, López de Luchi MG, Wemmer K, 2004. The Las Chacras-Potrerillos Batholith: Structural evidences on its emplacement and timing of the Intrusion. Inter J Earth Sci 93:23-43

Siegesmund S, Steenken A, Martino R, Wemmer K, López de Luchi MG, Frei R, Presniakov S, Guereschi A, 2010. Time constraints on the tectonic evolution of the Eastern Sierras Pampeanas (Central Argentina). Int J Earth Sci doi: 10.1007/s00531-009-0471-z.

Simmons, W. B., Falster, A. U., & Laurs, B. M., 2011. A survey of Mn-rich yellow tourmaline from worldwide localities and implications for the petrogenesis of granitic pegmatites. The Canadian Mineralogist, 49(1), 301-319.

Sims, J.P., Skirrow, R.G., Stuart-Smith, P.G., Lyons, P., 1997. Informe geológico y metalogenético de las Sierras de San Luis y Comechingones (provincias de San Luis y Córdoba), 1:250000. Anales 28, IGRM, SEGEMAR, Buenos Aires, pp. 1–148.

Sims, J.P., Ireland ,T.R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P.E., Skirrow, R.G., Stuart-Smith, P.G., Miró, R., 1998. U–Pb, Th–Pb and Ar–Ar geochronology form the southern Sierras Pampeanas: implication for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. In: Pankhurst RJ, Rapela CW (eds.) The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geol Soc London Spec Pub 142:259–281

Slack, J. F. 1996. Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 33 (1): 559-643.

Smalley, R.F., Isacks, B.L. 1987. A high-resolution local network study of the Nazca plate Wadati-Benioff zone under wertern Argentina. J. Geophs. Res., 92(B13):13903-13912.

Smeds, S.A. 1992. Trace elements in potassium-feldspar and muscovite as a guide in the prospecting for lithium- and tin-bearing pegmatites in Sweden. Journal of Geochemical Exploration 42:351–369.

Soares, D. R., Beurlen, H., de Brito Barreto, S., Da Silva, M. R. R. and Ferreira, A. C. M. 2008. Compositional variation of tourmaline-group minerals in the Borborema Pegmatite Province, northeastern Brazil. The Canadian Mineralogist 46 (5): 1097-1116.

Sola, A. M., Hasalová, P., Weinberg, R. F., Suzaño, N. O., Becchio, R. A., Hongn, F. D., & Botelho, N., 2017. Low-P melting of metapelitic rocks and the role of H2O: Insights from phase equilibria modelling. Journal of Metamorphic Geology, 35(9), 1131-1159.

Söllner, F., Miller, H., & Hervé, M., 2000. An Early Cambrian granodiorite age from the pre-Andean basement of Tierra del Fuego (Chile): the missing link between South America and Antarctica?. Journal of South American Earth Sciences, 13(3), 163-177.

Sosa, G.M., 1990. Pegmatitas portadoras de estaño de la Provincia de San Luis, su geología, mineralogía y génesis. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de San Luis. Inédita.

Sosa, G.M. 1992. Pegmatitas portadoras de niobio y tantalio de la Sierra de San Luis, Argentina. 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas: 126-134, Huerta Grande.

Sosa, G., Augsburger, M.S. y Pedregosa, J.C. 2002. Columbite-group minerals from raremetal granitic pegmatites of the Sierra de San Luis, Argentina. European Journal of Mineralogy 14 (3): 627-636.

Sosa, G., Van Den Kerkhof, A., Wemmer, K., Lüders, V., Plessen, B. and Montenegro, T. 2014. Fluid inclusions, isotopic fluid composition and new age datings of rare-metal pegmatites, Sierra de San Luis, Argentina. 23rd Latin American Colloquium LAK 2014.

Steenken, A., de Luchi, M. L., Siegesmund, S., & Wemmer, K., 2002. An insight into the structural evolution of the Sierra de San Luis (southeastern Sierras Pampeanas, Argentina); a progress report. In XV Congreso Geológico Argentino, Actas (Vol. 15, No. 6).

Steenken, A., López de Luchi, M.G., Siegesmund, S., Wemmer, K., Pawlig, S., 2004. Crustal provenance and cooling of the basement complexes of the Sierra de San Luis: an insight into the tectonic history of the proto-Andean margin of Gondwana. Gondwana Res 7(4):1171–1195.

Steenken, A., López de Luchi, M.G., Siegesmund, S., Wemmer, K., 2005. The thermal impact of the accommodation of mafic melts within the central basement complex of the Sierra de San Luis: constraints from numeric modeling. XVIº Congr Geol Argent, La Plata. Actas 1:889-896

Steenken, A., Siegesmund, S., López de Luchi M.G., Frei R., Wemmer K., 2006. Neoproterozoic to early Palaeozoic events in the Sierra de San Luis: implications for the Famatinian geodynamics in the Eastern Sierras Pampeanas (Argentina). J Geol Soc London 163:965–982

Steenken, A., Siegesmund, S., Wemmer, K., López de Luchi M.G., 2008. Time constraints on the Famatinian and Achalian structural evolution of the basement of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina). J S Am Earth Sci 25(3):336–358.

Stevens, G., Clemens, J.D., Droop, G.T.R., 1997. Melt production during granulite facies anatexis: experimental data from primitive metasedimentary protoliths. Contributions to Mineralogy and Petrology 128, 352–370.

Thomas, W A. and Astini, R. A.,1996. The Argentine Precordillera: A traveler from the Ouachita Embayment of North American Laurentia. Science, 273: 752-757.

Thompson, A. B., & Connolly, J. A., 1995. Melting of the continental crust: some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 100(B8), 15565-15579.

Tindle, A.G., Selway, J.B. and Breaks, F.W. 2002: Electron microprobe and bulk analyses of fertile peraluminous granites and related rare-element pegmatites, Superior province, northwest and northeast Ontario: Operation Treasure Hunt; Ontario Geological Survey, Miscellaneous Release–Data 111.

Tindle, A.G., Selway, J.B. & Breaks, F.W., 2005. Liddicoatite and associated species from the McCombe spodumene-subtype rare-element granitic pegmatite, northwestern Ontario, Canada. Can. Mineral. 43, 769-793.

Tischendorf G., Förster H.-J., Gottesmann B. y Rieder M. 2007. True and brittle micas: composition and solid-solution series. Mineralogical Magazine 71: 285-320.

Tonarini,S., M. Pennisi, A. Adorni-Braccesi, A. Dini, G. Ferrara, R. Gonfiantini, M. Wiedenbeck, M. Gröning. 2003. Intercomparison of boron isotope and concentration measurements. Part I: selection, preparation and homogeneity tests of the intercomparison materials. Geostand. Geoanal. Res.(27), pp. 21-39

Tourn, S.M., Herrmann, C.J., Ametrano, S. and Brodtkorb, M.K. de, 2004. Tourmalinites from the Eastern Sierras Pampeanas, Argentina. Ore Geology Reviews 24: 229-240.

TRELOAR, P. J. 1987. The Cr-minerals of Outokumpu. Their chemistry and significance. Journal of Petrology, 28(5), 867-886.

Trueman, D.L., y Černý, P. 1982. Exploration for rare-element granitic pegmatites. Granitic pegmatite Science and Industry. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook 8: 463-494.

Trumbull, R. B., & Slack, J. F., 2018. Boron isotopes in the continental crust: granites, pegmatites, felsic volcanic rocks, and related ore deposits. In Boron Isotopes (pp. 249-272). Springer, Cham.

Trumbull, R. B., Krienitz, M. S., Gottesmann, B., & Wiedenbeck, M., 2008. Chemical and boron-isotope variations in tourmalines from an S-type granite and its source rocks: the Erongo granite and tourmalinites in the Damara Belt, Namibia. Contributions to Mineralogy and Petrology, 155(1), 1-18.

Trumbull, R. B., Slack, J. F., Krienitz, M. S., Belkin, H. E. and Wiedenbeck, M., 2011. Fluid sources and metallogenesis in the Blackbird Co–Cu–Au–Bi–Y–REE district, Idaho, USA: insights from major-element and boron isotopic compositions of tourmaline. The Canadian Mineralogist 49(1): 225-244.

Ulacco, J.H. and Ramos, G.A. 2001.Geología, geoquímica y geocronología del granito Los Alanices, San Luis, Argentina. 4 Congreso Geológico Minero. Sociedad Cubana de Geología, La Habana. Actas CDRom.

Vielzeuf, D., & Montel, J. M., 1994. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships. Contributions to Mineralogy and Petrology, 117(4), 375-393.

Villaseca, C., Barbero, L., & Herreros, V., 1998. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh, 89(2), 113-119.

von Goerne, G., Franz, G., and Heinrich, W., 2001. Synthesis of tourmaline solid solutions in the system Na_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-B_2O_3-H_2O-HCl and the distribution of Na between tourmaline and fluid at 300 to 700 ˚C and 200 MPa. Contributions to Mineralogy and Petrology, 141, 160-173.

von Goerne, G., Franz, G., & van Hinsberg, V. J., 2011. Experimental determination of Na–Ca distribution between tourmaline and fluid in the system CaO–Na_2O–MgO–Al_2O_3–SiO_2–B_2O_3–H_2O. The Canadian Mineralogist, 49(1), 137-152.

Vujovich, G.I., van Staal, C.R., Davis, W., 2004. Age Constraints on the Tectonic Evolution and Provenance of the Pie de Palo Complex, Cuyania Composite Terrane, and the Famatinian Orogeny in the Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. Gondwana Res 7:1041-1056

Wenk, H. R., Janssen, C., Kenkmann, T., & Dresen, G., 2011. Mechanical twinning in quartz: shock experiments, impact, pseudotachylites and fault breccias. Tectonophysics, 510(1-2), 69-79.

Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals. American Mineralogist, 95, 185-187.

Whitmeyer, S.J. y Simpson, C. 2004. Regional deformation of the Sierra de San Luis, Argentina: Implications for the Paleozoic development of western Gondwana. Tectonics, 23.

Williamson, B. J., Spratt, J., Adams, J. T., Tindle, A. G., & Stanley, C. J., 2000. Geochemical constraints from zoned hydrothermal tourmalines on fluid evolution and Sn mineralization: an example from fault breccias at Roche, SW England. Journal of Petrology, 41(9), 1439-1453.

Wohletz, K. 1999. KWare HEAT3D software. Los Alamos National Lab, Open File Program LA-CC 99-27.

Wright, T.L. y Stewart, D.B. 1968. X-ray and optical study of alkali feldspar: I. Determination of composition and structural state from refined unit-cell parameters and 2V. American Mineralogist 53: 38-87.

Wu FY, Jahn BM, Wilde SA, Lo C, Yui TF, Lin Q, Ge WC, Sun DY., 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China (II): isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. Lithos 67:191-204

Wul, J.G. 2008. Geología de los alrededores de Paso Grande, Provincia de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura. Departamento de Ciencias Geológicas, FCEN, UBA. 116 pp. Inédito.

Wul, J., López de Luchi, M.G. y Montenegro, T. 2014. Composición química de muscovitas de pegmatitas del área de Tilisarao, Provincia de San Luis. Actas 19° Congreso Geológico Argentino. T7-12, Córdoba.

Wul, J. G., Montenegro, T. F., & Lopez, M. G., 2016. Caracterización estructural de feldespatos potásicos de pegmatitas de los alrededores de La Cocha, grupo Villa Praga-Las Lagunas, subgrupo Tilisarao-Renca y subgrupo Concarán, San Luis, Argentina.

Wul, J. G., López de Luchi, M. G., y Montenegro, T. F. 2017. Cristaloquímica de Feldespatos y Muscovitas de Pegmatitas, aplicada a la Prospección de posibles mineralizaciones de Nb-Ta/Sn-Li. Grupo Villa Praga-Las Lagunas, Cercanías de Tilisarao, Distrito Conlara, San Luis, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 74(4).

Zen, E.A., 1986. Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrographic constraints. Journal of Petrology 27(5): 1095-1117.

Zen, E.A., 1988. Phase relations of peraluminous granitic rocks and their petrogenetic implication. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 16: 21–52.