



FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS y NATURALES

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PAMPA

**TESINA PRESENTADA PARA OBTENER EL GRADO
ACADÉMICO DE LICENCIADO EN GEOLOGÍA**

**PETROLOGÍA DEL PLUTÓN EL INDIO, CORDÓN DEL CARRIZALITO,
CORDILLERA FRONTAL, MENDOZA**

Guarascio, Gabriel

SANTA ROSA (LA PAMPA)

ARGENTINA

2016

PREFACIO

Esta tesina es presentada como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Licenciado en Geología, de la Universidad Nacional de La Pampa y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad ni en otra Institución Académica. Se llevó a cabo en la cátedra de Petrología, dependiente del Departamento de Geología, durante el período comprendido entre el 31 de agosto de 2016 y el 29 de noviembre de 2016, bajo la dirección del Dr. Hugo Tickyj.

AGRADECIMIENTOS

- A la Universidad Nacional de La Pampa y Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.
- Al Departamento de Geología.
- Al Director de la presente tesina, Dr. Hugo Tickyj, por su permanente apoyo, guía y predisposición.
- A la Licenciada María Alejandra Fernández, por su participación en las tareas de campo y recolección de muestras.
- A mi novia, Stefanía Aristimuño.
- A mi familia.
- A mis amigos y compañeros.

Fecha:

.....
Guarascio Gabriel
DNI: 35386505

Departamento de Geología

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PAMPA

Resumen

La Cordillera Frontal es un cordón montañoso ubicado al oeste de la República Argentina, entre las latitudes de 27°00' y 36°46' S. Esta provincia geológica se divide en varios cordones, siendo el Cordón del Carrizalito el macizo más austral. Se realizaron estudios litológicos y geoquímicos sobre rocas ígneas intrusivas recolectadas en el cerro El Indio (34°21'S-69°30'O) del Cordón del Carrizalito, donde aflora un cuerpo subcircular, denominado plutón "El Indio", con un diámetro aproximado de 3 km, y un cuerpo lenticular, que fue clasificado como sill. Ambos cuerpos poseen litologías similares e idéntica relación de intrusión en las metasedimentitas de la Formación Las Lagunitas.

El plutón El Indio se compone de dos facies composicionales bien distinguidas, una predominante de carácter félsico y otra máfica subordinada presente en forma de inclusiones microgranulares. Estudios litológicos permitieron clasificar a la facies félsica como cuarzo-monzodiorita, y a la máfica como diorita. Por su parte, el sill posee una composición uniforme cuarzo-monzodiorítica. El análisis de los contenidos de elementos químicos mayoritarios indica que magmatismo del cerro El Indio posee contenidos intermedios de SiO₂, es metaaluminoso y pertenece a la serie subalcalina – calcoalcalina de alto K. En tanto que, los datos de elementos trazas ubicados en diagramas multielementos normalizados a NMORB, tierras raras normalizadas a condrito y diagramas de variación caracterizan a estas rocas como típicas de arco volcánico.

La aureola metamórfica generada por el plutón presenta rasgos petrográficos que sugieren un emplazamiento sincinemático en relación con la fase regional de deformación que afectó a las sedimentitas de la Formación Las Lagunitas. Características similares se observan en cuerpos cercanos de comprobada edad devónica. Estas evidencias indican que el plutón El Indio se habría emplazado también durante el Devónico.

El conjunto de los resultados obtenidos sugieren que los intrusivos del cerro El Indio, junto con los plutones Carrizalito, Pampa de los Avestruces y Papagayos, forman parte de un magmatismo de arco registrado en el Cordón del Carrizalito, que se habría producido por la subducción hacia el oeste del margen oriental del terreno Chilenia durante el Devónico, como parte de las fases finales del ciclo orogénico Famatiniano.

Abstract

The Frontal Cordillera is a mountain range located at western Argentine Republic, between latitudes 27°00' S and 36°46' S. This geological province is divided in several massifs, being the Cordón del Carrizalito the southernmost. Lithological and geochemical studies were carried out on intrusive igneous rocks collected in El Indio peak (34°21'S-69°30'O), where a subcircular body, called "Pluton El Indio", with a diameter of approximately 3 km, and a lenticular body, which was classified as a sill, were described. Both bodies have similar lithologies and an identical field relationship with the metasedimentary rocks of the Las Lagunitas Formation.

The El Indio pluton is composed of two well distinguished compositional facies, a dominant felsic type and a subordinate mafic type as microgranular inclusions. Lithological studies allowed the classification of the felsic facies as quartz-monzodiorite, and the mafic as diorite. On the other hand, the sill has a uniform quartz-monzodioritic composition. The magmatism found in the El Indio peak has intermediate SiO₂ content, is metaluminous and belong to the high-K, calc-alkaline series. Trace element data located in multi-element diagrams normalized to NMORB, rare earths normalized to chondrite and variation diagrams characterize these rocks as typical of subduction-related magmatic rocks.

The metamorphic aureole generated by the intrusive has petrographic features that suggest a synkinematic porphyroblast growth with the regional deformation phase that affected the metasedimentary rocks of the Las Lagunitas Formation. Similar features are observed in nearby bodies of proven Devonian age. These evidences allow to assign to the El Indio Pluton a Devonian age.

The results suggest that the intrusives of the El Indio peak, together with the Carrizalito, the Pampa de los Avestruces and the Papagayos plutons, represent an arc magmatism recorded in the Cordón del Carrizalito, which would have been produced by the westward subduction of the eastern margin of the Chilenia during the Devonian, as part of the final phases of the Famatinian orogenic cycle.

Índice

• Capítulo 1: Introducción	
1.1 Introducción.....	1
1.2 Descripción del trabajo.....	3
1.3 Ubicación geográfica.....	3
1.4 Objetivos.....	4
1.5 Hipótesis.....	5
• Capítulo 2: Marco geológico	
2.1 Cordillera Frontal.....	6
2.2 Cordón del Carrizalito.....	7
• Capítulo 3: Metodología	
3.1 Trabajo de campo.....	13
3.2 Trabajos de gabinete.....	13
3.3 Trabajos de laboratorio.....	15
• Capítulo 4: Resultados	
4.1 Litología.....	18
4.1.1 Plutón el Indio.....	18
4.1.2 Sill.....	28
4.1.3 Roca de caja.....	32
4.2 Geoquímica.....	38
• Capítulo 5: Discusión.....	48
• Capítulo 6: Conclusiones.....	51
Bibliografía.....	53

Capítulo 1: Introducción

1.1 Introducción

La cordillera de los Andes es un orógeno formado por la subducción hacia el este de la Placa de Nazca por debajo de la Placa Sudamericana, desde hace 170 Ma hasta la actualidad, dando lugar al ciclo orogénico Andico. Según su distribución latitudinal, la cordillera presenta diversos regímenes de subducción, que permiten dividirla en las zonas volcánicas Norte, Central, Sur y Austral (Ramos 2009). La Zona Volcánica Central se ubica entre las latitudes de 24°S y 40°S, abarcando la cordillera de Chile y Perú. A su vez, dicha zona, fue subdividida en 3 segmentos: Norte, Central y Sur.

El segmento central de la Zona Volcánica Central se ubica entre los 28°S y 33°S. Este segmento se caracteriza por la presencia de un “flat – slab”, que produjo la migración del frente orogénico y del volcanismo hacia el este, produciendo un “gap” volcánico en estas latitudes. El régimen de subducción subhorizontal se habría producido por la colisión de la dorsal asísmica Juan Fernández hace 10-12 Ma (Yañez *et al.* 2001). Este régimen de subducción puso al descubierto rocas pertenecientes a orogenias paleozoicas, incluidas en las provincias geológicas de la Cordillera Frontal, la Precordillera y las Sierras Pampeanas. Dichos cordones montañosos se fueron formando a lo largo de una historia compleja de acreción de terrenos al suroeste de Gondwana a lo largo del Paleozoico.

La Cordillera Frontal presenta registros de eventos geológicos relacionados con las orogenias Famatiniana, Gondwánica y Andica, de amplia distribución en Argentina. La orogenia Famatiniana está representada en la evolución geológica de las rocas pre-carboníferas, la cual ha sido vinculada con la acreción del terreno Chilenia a Gondwana a fines del Devónico (Ramos *et al.* 1984). Los extensos registros de rocas neopaleozoicas forman parte del ciclo Gondwánico, durante el cual se habría formado un orógeno tipo andino, como consecuencia de la acreción de un terreno, de dimensiones aún no conocidas, sobre el margen occidental del terreno Chilenia (Ramos 1988, Mpodozis y Ramos 1989). Dicho orógeno habría estado activo hasta el Pérmico medio, donde una posible disminución de la velocidad de convergencia de la litósfera oceánica paleo-Pacífica condujo a un régimen extensional generalizado, que caracterizó al Pérmico tardío y al Triásico (Ramos 1999a). Recientemente, Heredia *et al.* (2012, 2015) propusieron un modelo de evolución geodinámica para la Cordillera Frontal durante el Paleozoico que incluye el desarrollo de una subducción hacia el oeste durante el Silúrico y Devónico, la

cual habría posibilitado el acercamiento, y posterior acreción, de los terrenos Cuyania y Chilenia. Como consecuencia de la acreción se habría formado el orógeno colisional Chánico a fines del Devónico. Según esta hipótesis el inicio de una nueva zona de subducción en el margen occidental de Chilenia, durante el Carbonífero inferior, habría dado comienzo al orógeno Gondwánico, de tipo no colisional, que culminó con el desarrollo de la extensa provincia magmática Choiyoi. Por último, procesos tectónicos ocurridos durante el levantamiento de Los Andes involucraron a la Cordillera Frontal como un bloque rígido, con sedimentación, deformación y magmatismo, a fines del Mioceno (Ramos 1999b).

En su interior la Cordillera Frontal esta subdividida en varios cordones montañosos. En el extremo sur, en la provincia de Mendoza, entre las latitudes de 34° y 36°S, se encuentra el Cordón del Carrizalito, el cual posee un basamento compuesto por metasedimentitas ordovícicas intruidas por plutones paleozoicos (Volkheimer 1978, Tickyj *et al.* 2009a). Por encima se disponen rocas permo-triásicas tanto sedimentarias como ígneas, asignadas al magmatismo Choiyoi. En la parte superior las rocas paleozoicas son cubiertas por facies lávicas neógenas y cuaternarias pertenecientes al ciclo orogénico Ándico (Caminos 1979, Sruoga *et al.* 2005).

Los pulsos magmáticos registrados en Cordillera Frontal son tres, uno de ellos atribuido al Ciclo Famatiniano, representado por rocas plutónicas de edad Devónica (Tickyj 2011), otro pulso compuesto por vulcanitas y plutones permo-triásicos del magmatismo Choiyoi y un tercero perteneciente al Ciclo Ándico (Sruoga *et al.* 2005). Estos pulsos están todos representados en el Cordón del Carrizalito, con la presencia de intrusivos devónicos como el plutón Pampa de los Avestruces (Tickyj *et al.* 2009b), el plutón del Carrizalito (Dessanti y Caminos 1967, Tickyj, en preparación) y el plutón Papagayos (Nattino, en preparación), la existencia de vulcanitas y plutones permo-triásicos aflorantes en cercanías del arroyo Papagayos y arroyo Yaucha asignados al magmatismo Choiyoi, y de rocas ígneas terciarias y cuaternarias pertenecientes al ciclo Ándico (Sruoga *et al.* 2005).

En cercanías del arroyo Cortaderas, en el cerro El Indio, aflora un granitoide que intruye a la Formación Las Lagunitas. El motivo de esta tesina es estudiar su litología y geoquímica, establecer la relación temporal entre la intrusión y la deformación regional de la roca de caja y relacionar su génesis con alguno de los pulsos magmáticos existentes en la región.

1.2 Descripción del trabajo

Para el estudio de un cordón montañoso con una historia geológica compleja se requiere un abordaje multidisciplinario con las herramientas de la sedimentología, petrología, geología estructural, geocronología y paleomagnetismo para desentrañar los distintos eventos geológicos que lo conformaron.

Dentro del marco del estudio del Cordón del Carrizalito interesa clasificar litológica y geoquímicamente a las rocas ígneas, tanto plutónicas como volcánicas, con el fin de relacionarlas con alguno de los eventos magmáticos que se desarrollaron a lo largo del tiempo. A su vez, también es de interés el estudio de las rocas sedimentarias que sufrieron eventos de deformaciones regionales y/o la intrusión de cuerpos intrusivos, ya que con el análisis de la textura y la mineralogía de estas rocas se pueden inferir relaciones temporales entre las estructuras regionales y los cuerpos intrusivos.

El plutón El Indio, objeto de estudio de la presente tesina, es un intrusivo aflorante en el Cordón del Carrizalito, extremo sur de la Cordillera Frontal. Dicho cuerpo se encuentra ubicado en el cerro El Indio, en cercanías de la naciente del arroyo Cortaderas. Se trata de un cuerpo subcircular, que intruye a las metasedimentitas ordovícicas de la Formación Las Lagunitas, cuya relación con los pulsos magmáticos y los ciclos orogénicos reconocidos en la Cordillera Frontal no ha sido documentada.

1.3 Ubicación geográfica

El área de estudio se localiza en el cerro El Indio, sector sur del departamento San Carlos, Provincia de Mendoza, en las coordenadas 34°21'S - 69°30'O, a 105 km en línea recta al oeste de la ciudad de San Rafael y a 30 km del límite internacional con Chile (Figura 1). El cerro El Indio se encuentra a 4.150 m sobre el nivel del mar, a 50 km al suroeste del Volcán Maipo, y en cercanía a los arroyos Quebrada Seca y Cortaderas. Se caracteriza como un lugar de difícil acceso, propio de sitios montañosos.

Este área se halla incluida en la hoja Geológica 3569 – I, Volcán Maipo (Sruoga *et al.* 2005).

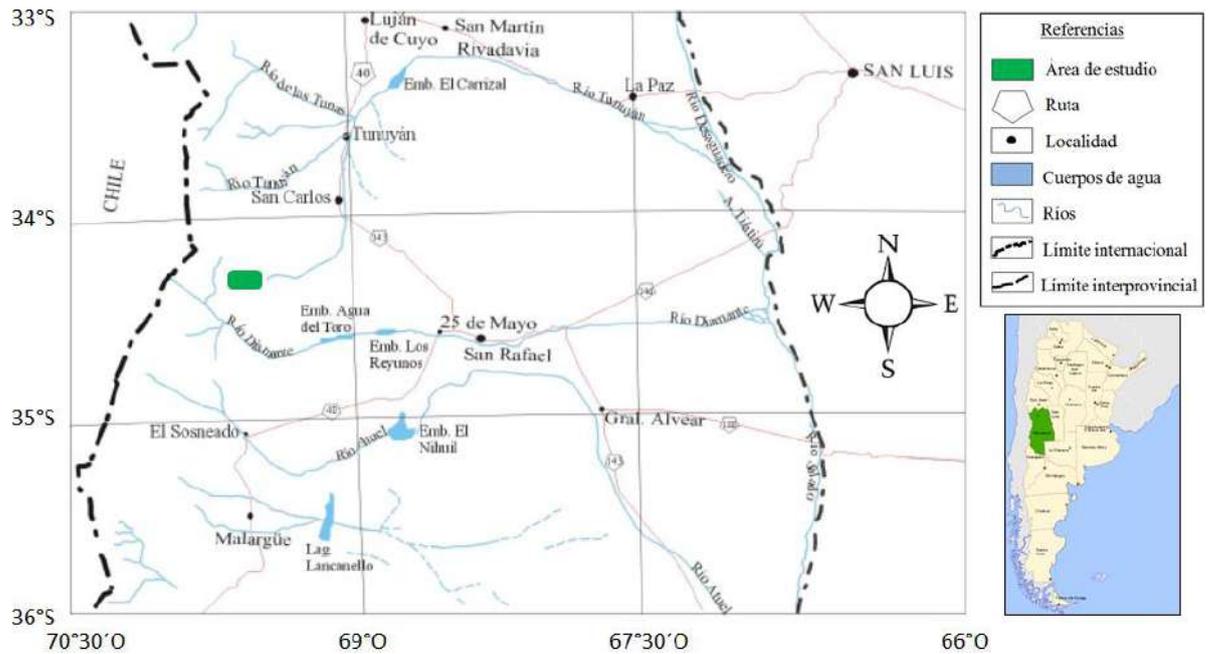


Figura 1 – Localización geográfica del área de estudio, en la Provincia de Mendoza.

1.4 Objetivos

La realización de esta Tesina se enmarca en objetivos generales relacionados con la geodinámica del margen sudoccidental de Gondwana. Los objetivos específicos pretenden mejorar el conocimiento petrológico del intrusivo y su aureola metamórfica ubicados en el cerro El Indio del Cordón del Carrizalito, de la Cordillera Frontal.

Objetivos generales

- Mejorar el conocimiento sobre la evolución geodinámica de la Cordillera Frontal durante el Paleozoico y su relación con la acreción de “terranes”.
- Explorar las causas y acotar las edades de las estructuras paleozoicas en el Cordón del Carrizalito.
- Conocer la petrología del magmatismo Paleozoico en el Cordón del Carrizalito.

Objetivos específicos

- Conocer las características petrográficas y geoquímicas del granitoide aflorante en el cerro El Indio del Cordón del Carrizalito.
- Establecer la relación temporal entre la intrusión del granitoide del cerro El Indio y las estructuras regionales de la Formación Las Lagunitas, en base al estudio petrográfico de la aureola metamórfica.

- Relacionar el magmatismo del cerro El Indio con los ciclos orogénicos registrados en la Cordillera Frontal.

1.5 Hipótesis

Con el fin de orientar la investigación se plantearon las siguientes hipótesis en base a los antecedentes geológicos:

- La litología del intrusivo El Indio se compone de una facies félsica de composición tonalítica y una facies máfica de composición diorítica.
- La composición química de las facies reconocidas tiene afinidad con un magmatismo relacionados a zonas de subducción.
- El magmatismo registrado forma parte del Ciclo Orogénico Famatiniano.

Capítulo 2 – Marco geológico

2.1 Cordillera Frontal

Se denomina Cordillera Frontal al cordón montañoso ubicado entre la Precordillera y la Cordillera Principal, entre las latitudes 27° 00' y 36° 46' S, abarcando las provincias de Catamarca, La Rioja, San Juan y Mendoza (Groeber 1938, Caminos 1979).

La Cordillera Frontal limita al norte, en forma transicional, con la Puna. Al oeste con la Cordillera Principal, encontrándose su contacto en territorio argentino al sur de los 31° 00' de latitud sur, en las provincias de San Juan y Mendoza. Hacia el este limita con la Precordillera mostrando un contacto brusco, de carácter tectónico en las provincias de La Rioja y norte de San Juan (Caminos 1979).

Al sur del paralelo 29° 00' S la Cordillera Frontal y la Precordillera se dividen en dos sistemas montañosos paralelos e independientes separados por el valle de Calingasta-Uspallata. Inmediatamente al sur de Uspallata ambas provincias vuelven a unirse, originándose una zona de mezcla y engranaje tectónico donde se toma como límite arbitrario el curso del río Mendoza. En Potrerillos se separan nuevamente, pero mientras la Precordillera desaparece un poco al sur de Cacheuta, la Cordillera Frontal sigue hasta la latitud del río Diamante. Entre los ríos Mendoza y Diamante la Cordillera Frontal se divide en los cordones del Plata, del Portillo y del Carrizalito (Groeber 1938). A la latitud del extremo sur del cordón del Carrizalito, la Cordillera Frontal se hunde desapareciendo como unidad morfoestructural, mientras que la Cordillera Principal continúa hacia el sur (Figura 2).

La Cordillera Frontal presenta como basamento rocas metamórficas atribuidas al ciclo Grenvilliano (Ramos y Basei 1997, Basei *et al.* 1998), al intervalo Ediacárico – Cámbrico inferior (López 2005, López *et al.* 2009, Willner *et al.* 2008) y al Ordovícico Superior (Tickyj *et al.* 2009a), y rocas plutónicas eopaleozoicas (Caminos *et al.* 1979, Tickyj 2011). Por encima se disponen en discordancia angular sedimentitas marinas del Carbonífero medio a superior a Pérmico inferior (González Díaz 1958, Polanski 1958, Amos y Roller 1965), depositadas después de finalizada la Fase Orogénica Chánica (Turner y Méndez 1975, Ramos *et al.* 1984). Posteriormente se desarrolla la Provincia Magmática Choiyoi (Kay *et al.* 1989) compuesta por volcanitas y plutonitas principalmente pérmicas, de composición intermedia a silíceas, que cubren e intruyen a las rocas carboníferas y más antiguas. El magmatismo Choiyoi se inicia después de la Fase

Orogénica San Rafael y termina con la Fase extensional Huárpica del Triásico Inferior (Llambías *et al.* 2007) y está compuesto por una sección basal, calcoalcalina, típica de arco; y una sección superior compuesta principalmente vulcanitas ácidas de ambiente extensional post-orogénico (Camino 1979, Llambías 1999). Todas las unidades descriptas corresponden al núcleo de la Cordillera Frontal. Ocasionalmente se encuentran depósitos de sedimentitas triásicas, depositadas en cuencas generadas por la fragmentación de Gondwana (Ramos y Kay 1991), y rocas ígneas y sedimentitas mesozoicas y cenozoicas vinculadas al Ciclo Orogénico Ándico (Camino 1979).

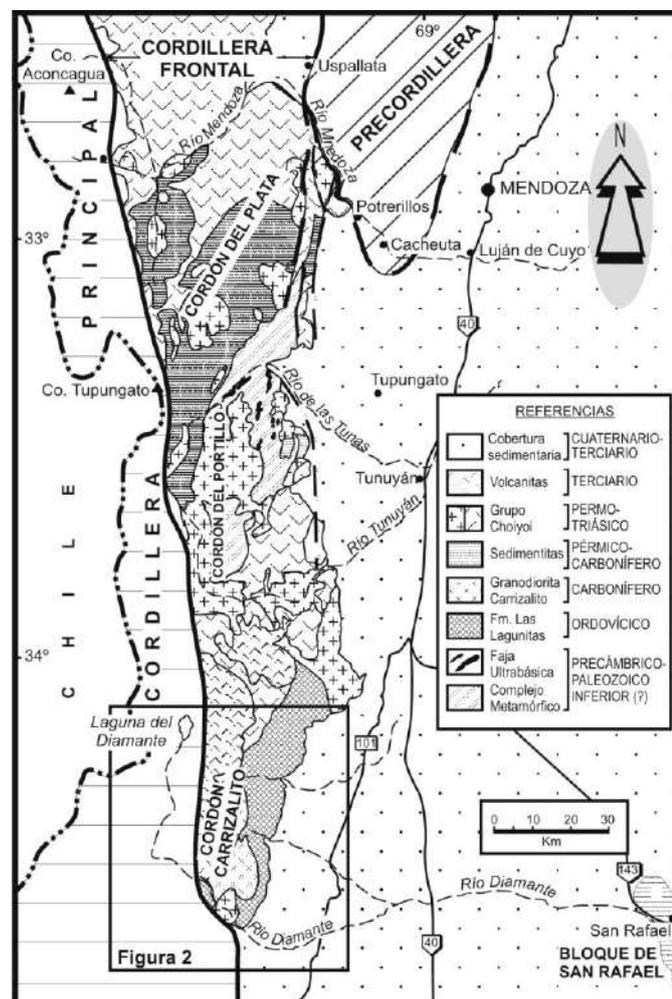


Figura 2. Mapa geológico del sector sur de la Cordillera Frontal, modificado de Camino (1979) y sus límites con la Precordillera y Cordillera Principal adyacentes. En el recuadro se observa el Cordón de Carrizalito.

2.2 Cordón del Carrizalito

El Cordón del Carrizalito se compone de metasedimentitas de bajo grado del Ordovícico Tardío, conocidas como Formación Las Lagunitas, la cual ha sido intruida por

diversos plutones paleozoicos, que generaron importantes aureolas de contacto (Figura 3). Sobre ese núcleo antiguo se apoyan en contacto tectónico rocas volcano-sedimentarias del Magmatismo Choiyoi (Permo-Triásico) en su flanco occidental y sedimentitas del Cretácico Temprano en su porción austral. En tanto que en discordancia angular se encuentran depósitos sinorogénicos neógenos en su flanco oriental (Groeber 1947, Sruoga *et al.* 2005, Tickyj y Fernández 2009, Tickyj *et al.* 2009b, b, 2012, Volkheimer 1966, 1978). Por último, las rocas paleozoicas del Cordón del Carrizalito son cubiertas por las facies lávicas (andesitas hornblendíferas) de la Formación Huincán, pertenecientes al arco magmático de edad miocena, y por basaltos y andesitas de la Asociación Volcánica Paleopleistocena (Sruoga *et al.* 2005).

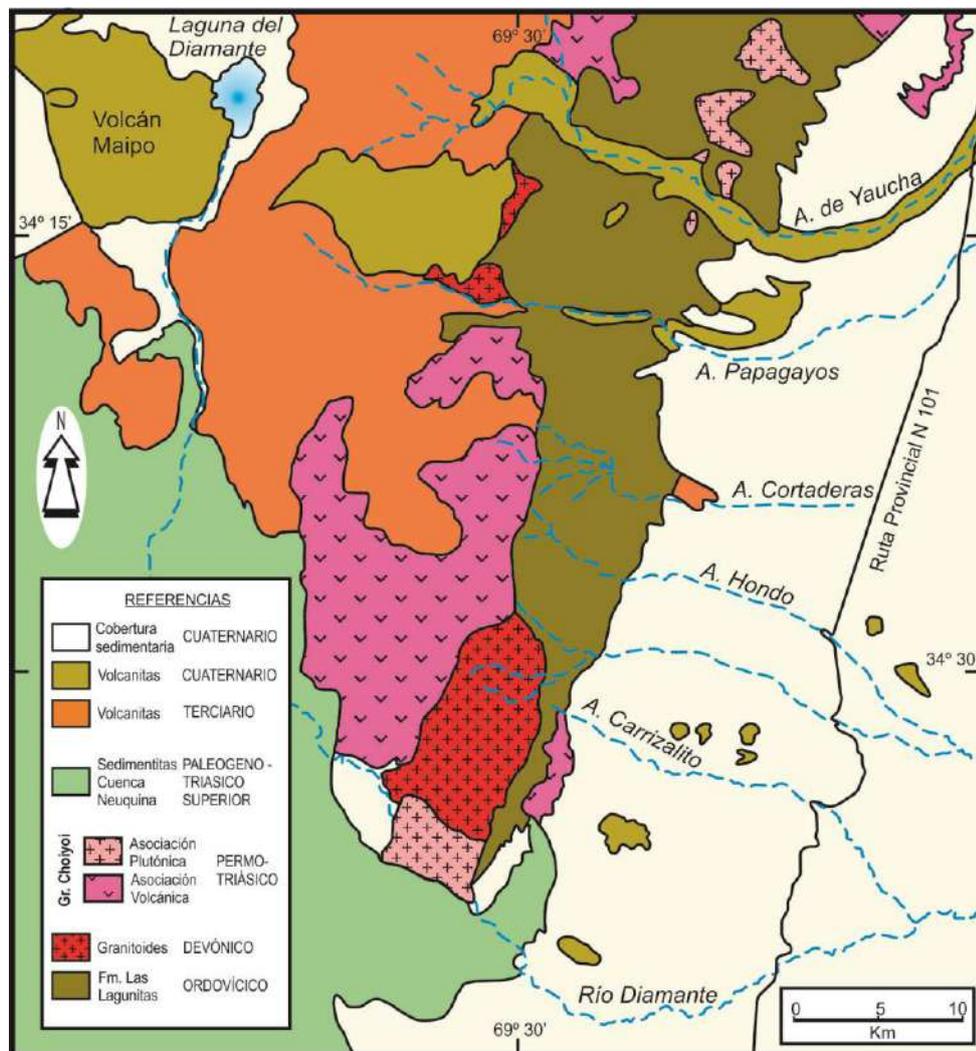


Figura 3. Mapa geológico del cordón del Carrizalito (Tickyj, en preparación)

Las primeras referencias detalladas acerca de rocas asignadas a la Formación Las Lagunitas se remonta a Groeber (1947), quien describió esquistos con variable grado metamórfico intruidos por tonalitas, granitos y pórfidos riolíticos, en el área ubicada al este

de la Pampa de los Avestruces y en el borde occidental del cordón del Carrizalito, asignándole una edad proterozoica. En el arroyo Cruz de Piedra, el mismo autor mencionó una alternancia de esquistos arcillosos y areniscas cuarcíticas intensamente plegados y afectados por tres sistemas de diaclasas: S36°E/30°NO, S40°O/70°SE y S36°E/70°NE.

Posteriormente, Volkheimer (1966, 1978), como resultado de relevamientos geológicos de detalle en el sector sur de la Cordillera Frontal, propuso la denominación de Formación Las Lagunitas para estas rocas. Este autor describió la sección tipo a lo largo del arroyo Las Lagunitas, compuesta por pizarras, areniscas cuarcíticas, grauvacas, esquistos cuarzo-biotíticos y escasas intercalaciones de conglomerados finos y la asignó al Devónico por comparación litológica y estructural con la Serie de la Horqueta, aflorante en el Bloque de San Rafael (Polanski 1964, Dessanti 1956).

Más tarde, Sruoga *et al.* (2005) indicaron que a lo largo del arroyo Papagayos la secuencia es de tipo turbidítico y está integrada por grauvacas de grano fino de color gris verdoso y lutitas pizarreñas de color gris plomo, presentando bajo grado metamórfico. Además señalaron el desarrollo de pliegues isoclinales de tipo paralelo.

Tickyj *et al.* (2009a, 2012) describieron a la latitud del arroyo Cortaderas (34° 23' S), un perfil de la Formación Las Lagunitas en el cual se documentó por primera vez el hallazgo de graptolitos de la Biozona de *Climacograptus bicornis*, del Ordovícico Superior (Sandbiano o Caradociano), y agruparon a las litologías aflorantes en cuatro unidades informales, que de base a techo son: a) vaques medias a gruesas y pelitas negras, b) areniscas finas a medias, c) areniscas medias a gruesas y d) areniscas finas y pelitas laminadas con intercalaciones de vaques y conglomerados finos.

Melchor *et al.* (2013) reconocieron una alta diversidad de icnofaunas (17 icnogéneros y 20 icnoespecies) en la Formación Las Lagunitas. Debido al predominio de nereites y grafoglíptidos los autores sugirieron un ambiente de planicie abisal, con aguas bien oxigenadas.

En cuanto al estudio estructural, Tickyj *et al.* (2012) observaron que la secuencia sedimentaria presenta una orientación regional NNE y buzamientos altos hacia el ESE, registrando buzamientos hacia el oeste solo en el sector oriental del arroyo Cortaderas. Reconocieron varias fallas de rumbo NNE y buzamiento hacia el este, que serían responsables de esta estructura y pliegues mesoscópicos cerrados en la proximidad de las

superficies de fallas (Figura 4). En este trabajo el plutón El Indio fue incluido en la Formación Huincán, siguiendo la propuesta de Sruoga *et al.* (2005).

En el área de la Quebrada de Cortaderas, García-Sansegundo *et al.* (2014), describieron sedimentitas de muy bajo grado metamórfico y con rasgos de muy baja deformación, anteriormente asignadas a la Formación Las Lagunitas, a las cuáles desvincularon de esta unidad denominándolas Series Selerpe, proponiendo una edad Carbonífero superior para éstas. Estas unidades se encontrarían en contacto tectónico con la Formación Las Lagunitas mediante una falla de vergencia oriental.

Tickyj *et al.* (2013), mediante el estudio de arcillas con la técnica de difracción de rayos X, indicaron que el metamorfismo de la Formación Las Lagunitas es de muy bajo grado y está relacionado a un evento deformativo regional del Devónico, perteneciente a las etapas finales del ciclo orogénico Famatiniano.

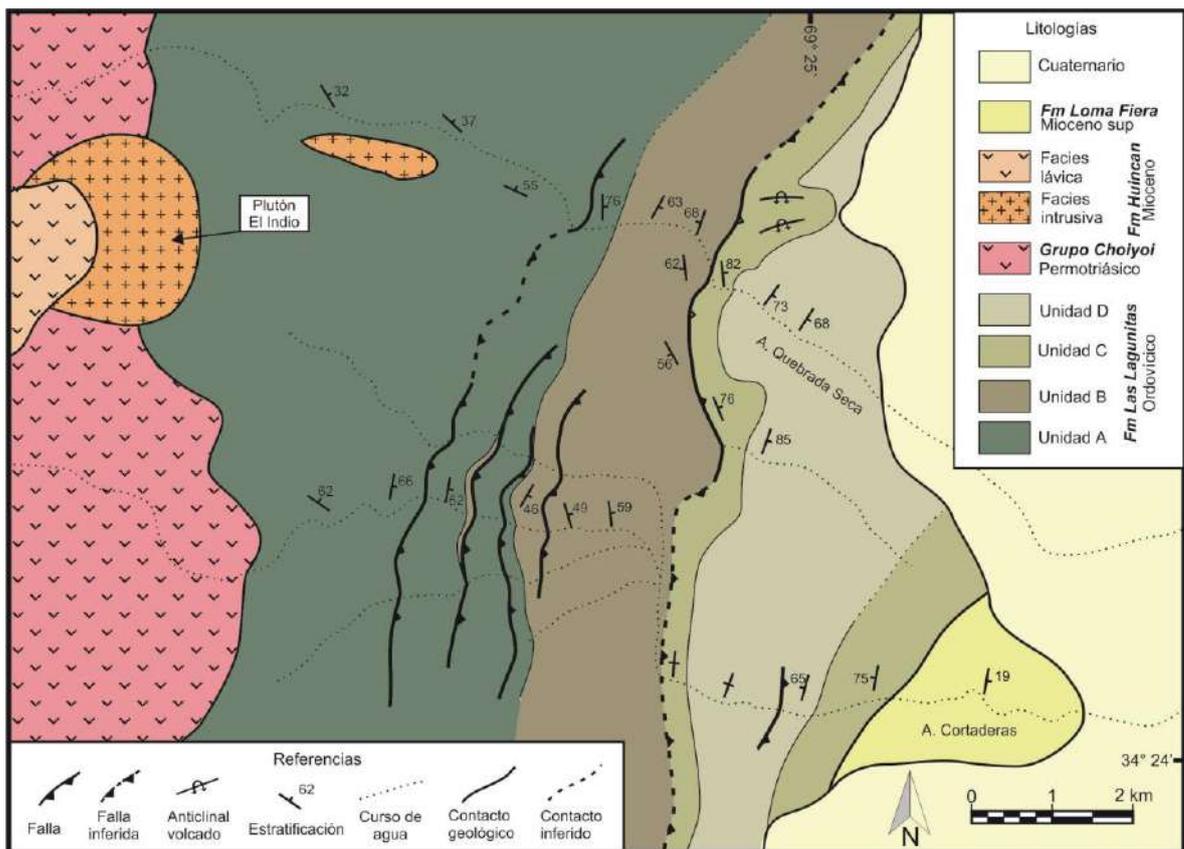


Figura 4. Mapa geológico de la zona de los arroyos Cortaderas y Quebrada Seca, Cordón del Carrizalito (Tickyj *et al.*, 2012).

Magmatismo Paleozoico en el Cordón del Carrizalito

En el área de Pampa de los Avestruces, Tickyj y Fernández (2009) y Tickyj *et al.* (2009b) describieron un plutón foliado de composición granodiorítica, de edad devónica inferior, que intruye a la Formación Las Lagunitas. Del análisis de las microestructuras de deformación dúctil del borde de la granodiorita y de las relaciones matriz-porfidoblastos en la roca de caja concluyeron que su emplazamiento fue simultáneo con la deformación regional de la Formación Las Lagunitas, la cual fue atribuida a la fase orogénica Precordillerana, del ciclo orogénico Famatiniano. Relaciones similares han sido observadas en los plutones Carrizalito y Papagayos, por lo tanto también se los asigna al Devónico (Tickyj, en preparación).

Datos de elementos mayoritarios y trazas realizados con ICP-MS aportados por Tickyj (2011) arrojaron para los plutones Pampa de los avestruces y Carrizalito composiciones granodioríticas. Las similitudes litológicas, geoquímicas y las relaciones de campo entre ambos cuerpos le permitieron inferir que podrían haber formado parte de un mismo arco magmático desarrollado en el Cordón del Carrizalito, durante las etapas finales del ciclo orogénico Famatiniano.

En las nacientes del arroyo Cortaderas se encuentra el cerro El Indio, donde aflora un granitoide que intruye a la Formación Las Lagunitas (Figura 4), que de acuerdo a observaciones de campo presenta similitudes litológicas con los ubicados en la Pampa de los Avestruces y en el cerro Carrizalito.

Por otra parte, abundantes vulcanitas e intrusivos graníticos atribuidos al magmatismo Choiyoi afloran en el sector comprendido entre las nacientes del arroyo Papagayos y del arroyo Yaucha (Sruoga *et al.* 2005); más al norte la Cordillera Frontal está compuesta exclusivamente por un complejo volcánico-plutónico asignado a este ciclo magmático.

En las nacientes del arroyo Papagayos el Choiyoi se encuentra representado por un apilamiento de coladas, mantos de brecha, flujos ignimbríticos con variado grado de soldamiento y depósitos piroclásticos. Esta sucesión lávico-volcanoclástica varicolor, de espesor considerable, inclina unos 30° aproximadamente hacia el oeste. Apoya en relación de discordancia sobre las lutitas y grauvacas plegadas de la Formación Las Lagunitas y está cubierta por vulcanitas de edad terciaria (Sruoga *et al.* 2005).

En las adyacencias del arroyo Cruz de Piedra, las rocas silíceas de la Formación Choyoi presentan tonalidades claras, blanquecinas y blanco-amarillentas e intruyen a las metamorfitas de la Formación Las Lagunitas en pequeños cuerpos espacialmente desconectados.

Capítulo 3 – Metodología de trabajo

3.1 Trabajos de campo

Las tareas de campo en el cerro El Indio fueron realizadas por el Dr. Hugo Tickyj y la Lic. María Alejandra Fernández, en dos campañas geológicas en enero de 2009 y 2010, las cuales tenían como principal objetivo el mapeo del flanco oriental del Cordón del Carrizalito (Cordillera Frontal mendocina) y la contribución al conocimiento geológico de la zona. En el marco de estas campañas los investigadores procedieron a la toma de muestras y a la recolección de datos de campo en el área de estudio de la presente tesina. Los puntos de toma de muestras se detallan en la figura 5.

3.2 Trabajos de Gabinete

Las tareas de gabinete comprendieron: búsqueda y recopilación de material bibliográfico; descripción de rocas, tanto en muestras de mano como en secciones delgadas; clasificación modal macroscópica y microscópica; interpretación de datos químicos, y por último, la realización de un mapa geológico de la zona de estudio.

En primer lugar, se procedió a la búsqueda y recopilación de material bibliográfico con el fin de interiorizarse en antecedentes de estudios geológicos relacionados a la temática en el área de interés (Cordillera Frontal). Al mismo tiempo, se recopiló información sobre metodologías y técnicas de descripción de rocas ígneas y metamórficas, y se consultó bibliografía sobre interpretación de diagramas químicos.

Posteriormente, se describió la mineralogía y la textura de muestras, a escala mesoscópica utilizando una lupa de mano 10X, y a escala microscópica en láminas delgadas con un microscopio petrocalcográfico (marca Nikon, modelo Eclipse E400 POL), ubicado en el Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad Nacional de la Pampa.

Para la determinación de la composición de las plagioclasas se utilizó el método de Michel-Lévy. La metodología consistió en la medición del ángulo de extinción máximo, sobre un total de 10 individuos de plagioclasa que presentaban maclas polisintéticas, y posteriormente se efectuó un promedio sobre los valores obtenidos. Dicho método se utilizó para las rocas pertenecientes a ambas facies del plutón, y a las muestras obtenidas del sill.

Se realizaron, a su vez, modas macroscópicas y microscópicas, con la finalidad de darle un nombre a las rocas, según su porcentaje modal de minerales. Las modas macroscópicas se realizaron sobre secciones pulidas de muestras de mano (4 x 2 cm). Para una rápida identificación de los feldespatos potásicos de las plagioclasas, las secciones pulidas fueron teñidas con sodio cobaltinitrito ($\text{Na}_3[\text{Co}(\text{NO}_2)_6]$), siguiendo el procedimiento propuesto por Hutchinson (1974). El objetivo de la tinción fue provocar la reacción de dicho compuesto con el elemento potasio (K) presente en los feldespatos potásicos, los cuáles adquieren tonos amarillos, pudiéndose diferenciar fácilmente de las plagioclasas. El cálculo de la moda se realizó mediante conteo de puntos sobre imágenes obtenidas con lupa binocular (marca Leica, modelo S6D) ubicada en el Departamento de Geología. Para el conteo se utilizó el software JMicroVision (versión 1.2.7), el cual permite cargar imágenes y realizar conteos punto por punto a partir de un mallado regular. Se utilizaron 3 imágenes por ejemplar muestreado, y se contaron 400 puntos por imagen, dando un total de 1200 puntos por muestra. En dicho conteo se hizo distinción entre 4 especies minerales: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y el grupo de los máficos. Para realizar el conteo modal microscópico, se fotografiaron las secciones delgadas de rocas (20 x 40 mm) desde el microscópico petrocalcográfico, y se contaron los puntos sobre esas imágenes, utilizando también el software JMicroVision. Se utilizaron 3 imágenes por sección delgada, contabilizándose aproximadamente 300 puntos por imagen, lo que equivale a 900 puntos por muestra. En este caso la distinción de minerales fue mayor, debido a la mejor visualización que proporciona el uso de un microscopio petrocalcográfico, lográndose diferenciar feldespatos, cuarzo, biotita, anfíbol, piroxeno, opacos, y hasta algunos minerales accesorios y de alteración. Los datos modales obtenidos, tanto para muestras macroscópicas como microscópicas, se ubicaron en el diagrama QAPF propuesto por Streckeisen (1976), y actualizado por Le Maitre *et al.* (2002), con el objetivo de conocer el nombre de la roca según su porcentaje modal de cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa.

Por otro lado, se interpretaron los datos químicos de elementos mayoritarios y trazas, usando el programa de código abierto GCDkit, versión 3.0 (Janoušek, *et al.* 2006), con el cual se construyeron diagramas de clasificación, de variación y normalizados. Los diagramas utilizados fueron: álcalis vs sílice para discriminar series alcalinas de subalcalinas y AFM para distinguir series tholeíticas de calcoalcalinas (Irvine y Baragar 1971); TAS para clasificar rocas plutónicas (Bellieni *et al.* 1995); esquema clasificatorio

de rocas graníticas (Frost *et al.* 2001); SiO₂ vs K₂O (Pecerillo y Taylor 1976); clasificación normativa de rocas ígneas (O'connor 1965); diagrama de elementos traza normalizado a NMORB (Pearce 1983, Sun y McDonough 1989); diagrama de tierras raras normalizadas a condrito (Boynton 1984) y diagramas de discriminación tectónica de granitos (Pearce *et al.* 1984 y Harris *et al.* 1986).

Se elaboró un mapa del área de estudio en escala 1:25.000, utilizando imágenes satelitales del programa Google Earth[®] y un sistema de información geográfica de código libre, llamado QGIS, versión 2.14.3 (<http://www.qgis.org>).

3.3 Trabajos de laboratorio

Los trabajos de laboratorio incluyeron: realización de secciones delgadas de rocas, y preparación y molienda de rocas para análisis químicos.

La realización de cortes delgados, se efectuó en la sala de cortes perteneciente al Departamento de Geología, ubicada en el Campo de Enseñanza de la UNLPam. Se confeccionaron 14 cortes delgados de rocas, 3 pertenecientes a la facies félsica del intrusivo, 3 a la facies máfica, 2 al dique y 6 a la roca de caja.

En la sala de cortes se llevó a cabo la preparación de las rocas para su posterior análisis químico. Esta preparación consistió en reducir las muestras en bruto obtenidas del campo a fragmentos inferiores a 3 cm, utilizando una piqueta, seleccionando aproximadamente un kilogramo de material triturado por muestra. Se hizo un lavado con agua y detergente de los fragmentos de roca obtenidos, con el objetivo de remover el polvo de roca y los restos de metal expulsados por la piqueta, producto del golpeteo. Por último, se colocaron las muestras obtenidas en bolsas de nylon con su respectiva etiqueta de muestreo.

Un total de 5 (cinco) muestras pertenecientes al plutón (3 de la facies félsica y 2 de la facies máfica) junto con 1 (una) del dique fueron enviadas al laboratorio Bureau Veritas Minerals (Canadá), con el fin de obtener datos químicos de las mismas, tanto para elementos mayoritarios, como trazas. El laboratorio utilizó un ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer) para determinación de elementos mayoritarios y un ICP-ES (Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometer) para elementos trazas. Previo al análisis se llevó a cabo una molienda (obteniéndose fragmentos de 2 mm, en donde pasa más del 70% de la muestra original) y una pulverización (a 75µm, donde se

obtiene más del 85% del pasante anterior). Finalizada la trituration, se procedió a la fusión de la muestra con borato de litio quedando como producto un vidrio. Por último se disolvió el vidrio con un ácido débil, dejando preparada la muestra para el análisis.

Los límites de detección para los óxidos mayoritarios y elementos trazas por el método ICP/MS e ICP/ES se encuentran especificados en el capítulo de resultados de la presente tesina, en la tabla de datos químicos presentados, a su vez pueden ser consultados en la página web del laboratorio, www.AcmeLab.com.

Capítulo 4: Resultados

En el cerro El Indio se identificó un cuerpo plutónico de forma subcircular en planta, con un diámetro aproximado de 3 km en sentido norte – sur y un área de aproximadamente 4 km², intruido en metamorfitas de grado bajo pertenecientes a la Formación Las Lagunitas. El plutón se encuentra parcialmente cubierto por volcanitas permotriásicas del Choiyoi y por la roca de caja. Se reconoció el techo del intrusivo, en contacto neto con la roca encajante, mientras que los costados están cubiertos por derrubios modernos. A 2 km al noreste del cerro El Indio se encuentra un cuerpo lenticular, de 1600 m de largo y 370 m de espesor máximo, emplazado en forma concordante con las estructuras de la Formación Las Lagunitas. Ambos cuerpos poseen una litología similar y han desarrollado una aureola metamórfica en las rocas encajantes, por lo tanto su intrusión se considera coetánea. (Figura 5 y 6).



Figura 5 – Vista aérea satelital del Cordón del Carrizalito, tomada de Google Earth. El cuadro de color negro indica el área de estudio de la presente tesina.

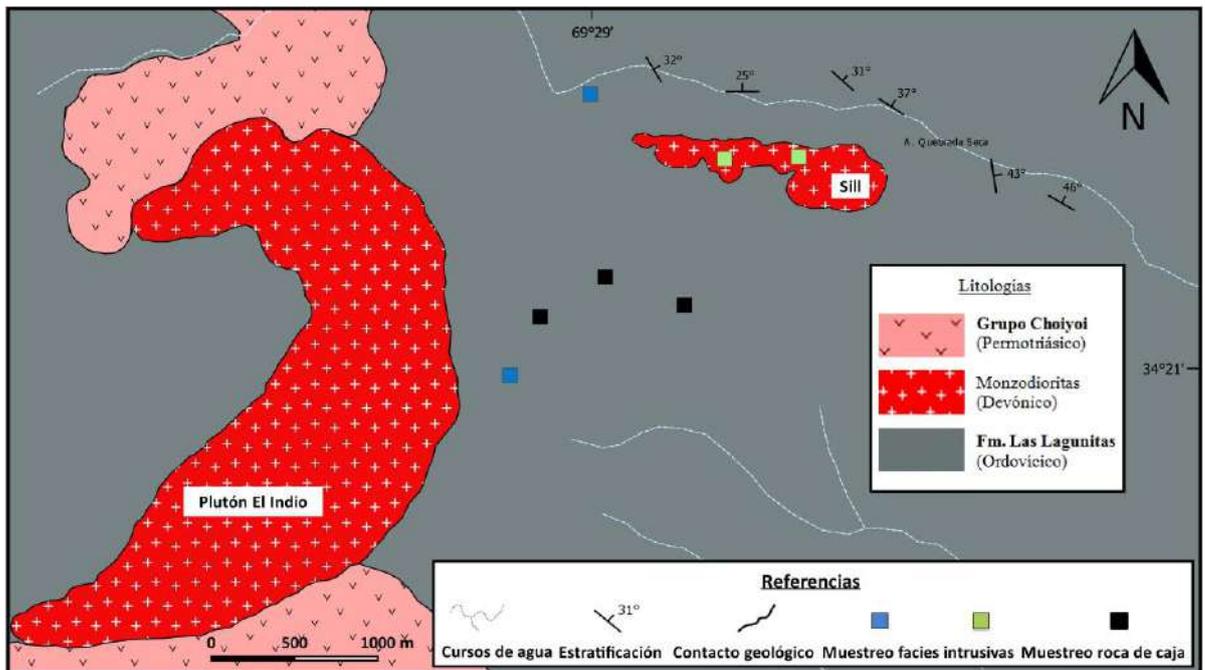


Figura 6 – Mapa geológico de detalle de la zona del cerro El Indio, Cordón del Carrizalito. Los cuadrados de color azul se ubican donde se recolectaron las rocas pertenecientes a las facies félsica y máfica del intrusivo principal (plutón), y los de color verde las correspondientes al sill. Los cuadrados negros representan los lugares donde se muestreo la roca de caja.

A continuación se describen la litología de ambos cuerpos y de la roca de caja, y la geoquímica de los intrusivos.

4.1 Litología

4.1.1 *Plutón El Indio*

De acuerdo a los datos modales obtenidos (Tabla 1), el Plutón el Indio se encuentra formado por dos facies bien diferenciadas, una félsica de carácter dominante (cuarzo – monzodiorita), y otra facies subordinada de carácter máfico (diorita) (Figura 7).

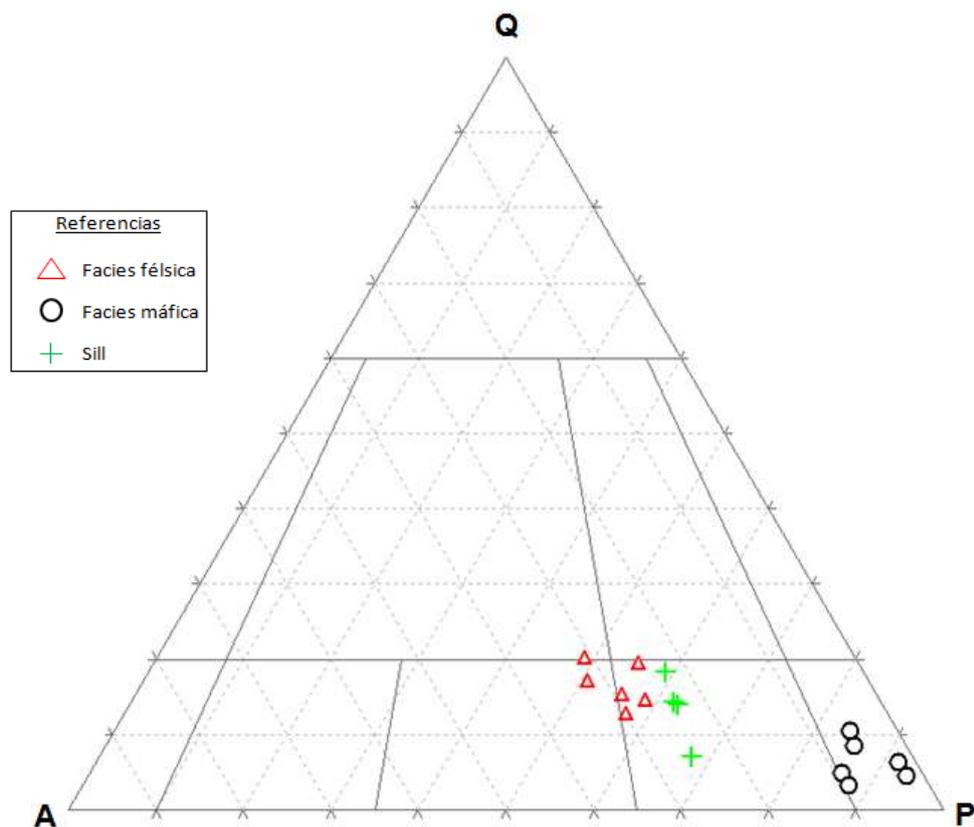


Figura 7 – Diagrama QAP (Streckeisen 1976)

Análisis de datos modales : "Plutón El Indio"								
	M1	M2	M3	F4	F5	F6	D7	D8
Plagioclasa	60,75%	65,72%	70,23%	46,28%	42,98%	44,47%	56,64%	55,29%
F. alcalino	4,25%	6,94%	1,55%	24,27%	27,28%	20,38%	21,69%	20,62%
Cuarzo	7,66%	3,83%	4,78%	10%	14,19%	15,37%	13%	5,86%
Biotita	14%	16%	16,67%	9,48%	8,94%	8,46%	5%	7,19%
Anfíbol	5,67%	3%	1%	5,37%	2,50%	8,60%	1%	5,63%
Piroxeno	6,45%	3%	3,67%	0,87%	0,43%	-	1,50%	3,54%
Opacos	1,11%	1,50%	2,11%	2,76%	3,14%	2,40%	1,17%	1,87%
Accesorios	0,11%	-	-	0,97%	0,55%	0,32%	-	-
	M1'	M2'	M3'	F4'	F5'	F6'	D7'	D8'
Plagioclasa	68,19%	64,12%	71%	50,96%	43,55%	48,59%	50,94%	60,66%
F. alcalino	4,76%	6,77%	1,56%	26,72%	27,64%	22,26%	19,50%	22,62%
Cuarzo	6,79%	2,40%	3,44%	13,77%	17,73%	11,89%	15,77%	13,44%
Min. Máficos	20,25%	26,71%	24%	8,54%	11,07%	17,25%	13,79%	3,28%
Min. Accesorios								
Apatito	X	X	X	X	X	X	X	X
Titanita	X	X	X	X	X	X	X	X
Circón	-	-	-	X	X	X	X	X
Clorita	X	-	-	X	X	X	X	X
Calcita	-	-	-	X	X	X	X	X
Epidoto	X	-	-	X	X	X	X	X

Tabla 1 – **Análisis modales del Plutón el Indio y el dique adyacente.** Las muestras M, F y D pertenecen a conteos realizados sobre secciones delgadas a Facies máfica, facies félsica y Sill respectivamente, en tanto que los símbolos M', F' y D' son equivalentes a los antes mencionados pero en estos casos el análisis se efectuó sobre muestras de mano.

La facies cuarzo - monzodiorítica representa la mayor proporción areal de los afloramientos. Es una roca leucocrática de color gris claro. Su textura es fanerítica, equigranular, de grano fino a medio. Posee plagioclasas, feldespato potásico, cuarzo, biotita, hornblenda, opacos y piroxeno como minerales esenciales; apatito y circón como accesorios, y clorita, epidoto y calcita como producto de alteración.

Las plagioclasas (42% - 50%) son el componente mineral mayoritario de la roca. Se presenta en cristales principalmente euhedrales a subhedrales de hábito tabular, aunque también, en menor medida se observan anhedrales ocupando intersticios. Se destaca una variación de tamaños entre individuos, posiblemente seriada, pero con una predominancia de dos modas en particular, habiendo cristales de longitudes de aproximadamente 0,2 mm y otros que se aproximan a 2,5 mm (Figura 8). Se observan individuos con maclas, tanto polisintéticas como de Carlsbad, y otros que no se encuentran maclados, pero que poseen una marcada zonación oscilatoria (Figura 9). Contiene inclusiones de biotita, apatito y minerales opacos, tanto en bordes como dispersas en todo el cristal. Según el método de Michel- Lévy, la composición corresponde a oligoclasa.

Los feldespatos potásicos (20% - 28%) se encuentran en cristales anhedrales a subhedrales, generalmente dispuestos en intersticios. El rango de tamaños entre los cristales es pequeño, variando desde 0,3 mm a 1 mm. Presentan escasas micropertitas con disposición geométrica “en parche”. Hay inclusiones de minerales opacos y apatito, y se distingue alteración débil a clorita, probablemente sobre las inclusiones.

El cuarzo (10% - 18%) se dispone de manera intersticial, con extinción normal y se observan inclusiones de plagioclasa y apatito. Presenta gran uniformidad de tamaños entre los cristales, desde 0,2 mm a 0,5 mm.

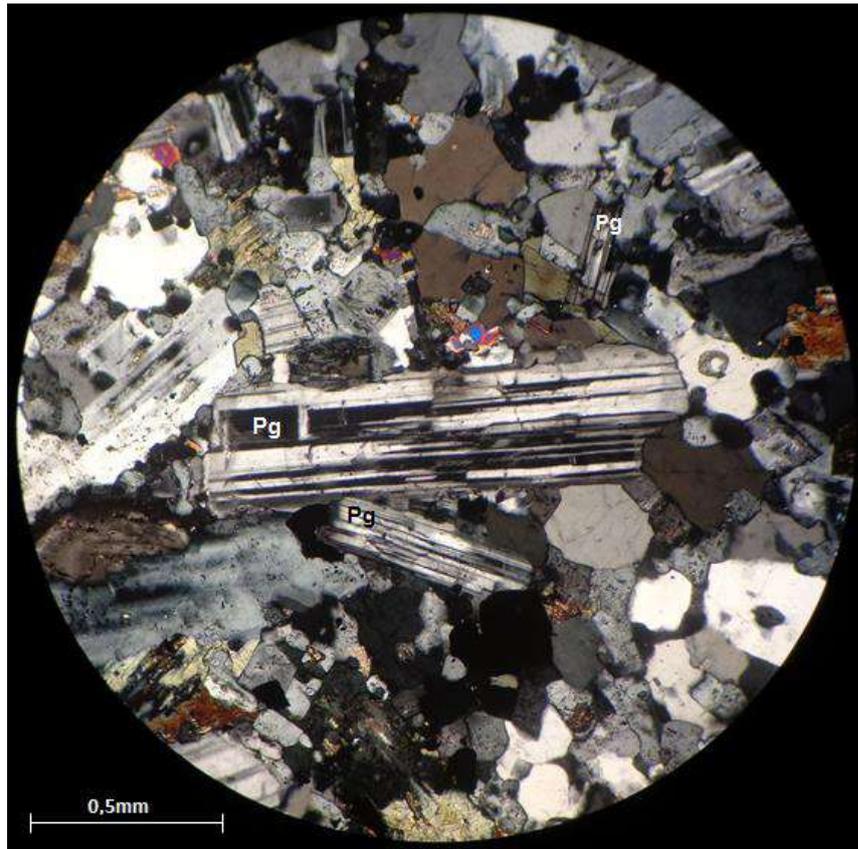


Figura 8 – Variación de tamaños en plagioclasas (Pg) (nic x).

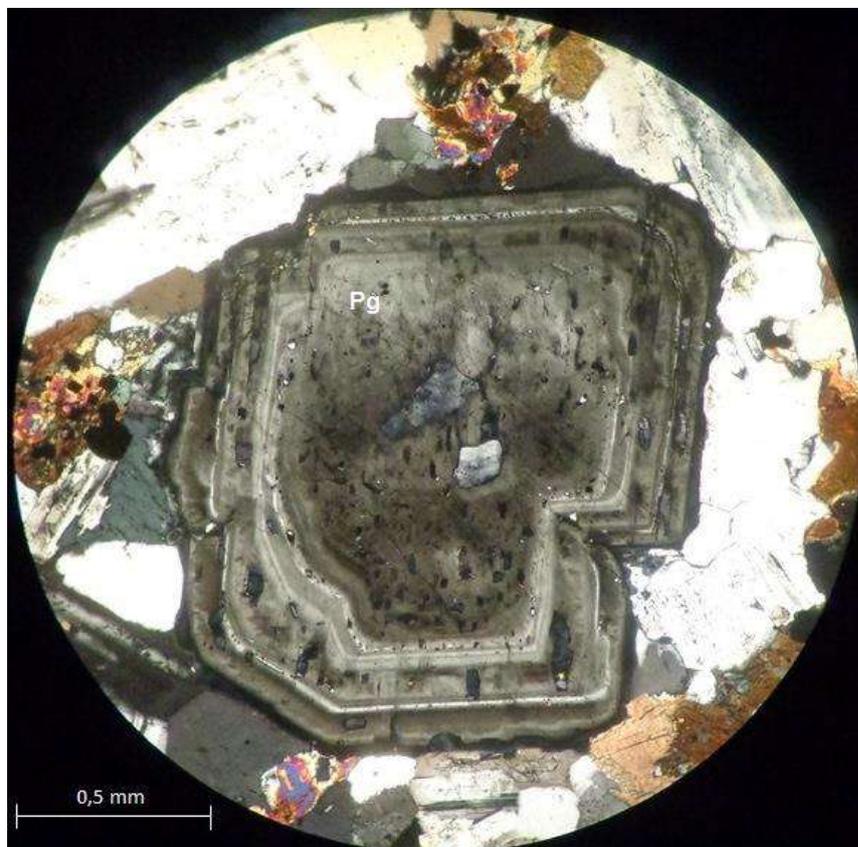


Figura 9 – Plagioclasa (Pg) zonada (nic x).

En los componentes máficos, la biotita (8% - 10%) es el mineral predominante. Se presenta en cristales anhedrales a subhedrales, con fuerte pleocroísmo gradando desde tonos marrones claros a oscuros. Algunos individuos se presentan frescos mientras otros se encuentran alterados moderadamente a clorita y calcita. Presenta inclusiones de plagioclasa, apatito y opacos.

La hornblenda (2% - 9%) aparece en cristales anhedrales, con pleocroísmo bajo en tonos verdosos claros, algunos individuos de tamaño medio son poiquilíticos, y se asocian a biotita, opacos y titanita (Figura 10). Se encuentran alterados débilmente a epidoto, calcita, clorita.

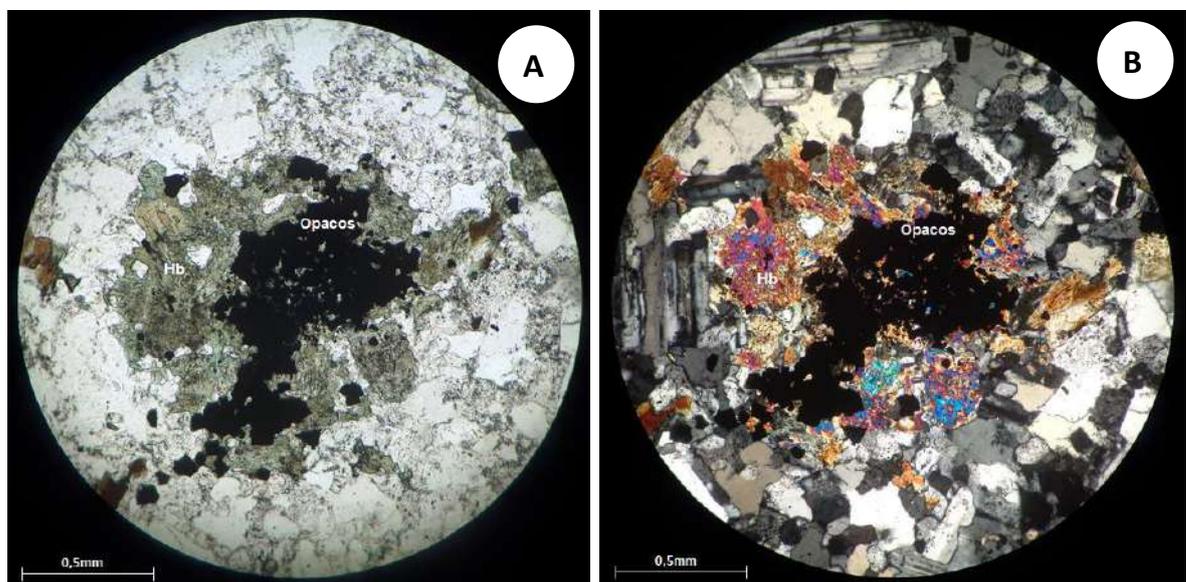


Figura 10 – A) Cristales de hornblenda (Hb) asociados a opacos (nic //). B) Ídem anterior (nic x).

Los minerales opacos (2,5%) se disponen como individuos aislados a lo largo de toda la sección, y a su vez, como inclusiones de minerales máficos como biotita y anfíbol. Generalmente son de hábito cúbico.

El piroxeno (1%) se encuentran en cristales subhedrales, levemente alterados, con presencia de maclas en algunos individuos. Se encuentran aislados, sin una disposición preferencial a lo largo de las secciones. Son de color gris y verde amarillento, con ángulo de extinción alto en relación a las líneas de exfoliación, y colores de interferencia de segundo orden. Estas características sumadas a la paragénesis mineral los clasifican como clinopiroxenos de composición augítica.

Dentro de los minerales accesorios ($\leq 1\%$) se encuentran titanita, apatito y circón.

Se distinguieron epidoto, calcita y clorita como minerales de alteración (Figura 11).



Figura 11 – A) Biotita (Bt) alterada a clorita (Chl) (nic //). B) Ídem anterior (nic x).

La facies de composición diorítica (Figura 7) se reconoció en el cuerpo como inclusiones microgranulares máficas, de formas ovaladas, redondeadas y de contactos netos. Son rocas de color gris oscuro, mesocráticas y su textura es fanerítica, hipidiomórfica, inequigranular, con cristales mayores de hasta 2,3 mm y una matriz de grano fino a medio. Como componentes minerales esenciales se reconocieron plagioclasa, biotita, piroxeno, cuarzo, feldespato potásico, hornblenda y minerales opacos. Como accesorios se observó apatito, titanita y circón; en tanto que como minerales de alteración meteórica se identificaron epidotos, cloritas y calcita.

Las plagioclasas (65% - 70%) se disponen de forma euhedral y subhedral, los cristales poseen hábito tabular. Se observan marcadas variaciones de tamaño, de carácter bimodal con individuos que presentan longitudes aproximadas entre 0,05 mm a 1,5 mm (Figura 12). Se destaca la presencia de maclas, tanto polisintética como de Carlsbad, y la existencia de zonaciones en algunos individuos. Se distinguen texturas orientadas de los cristales, y en algunos casos, texturas radiadas. Es común observar la existencia de inclusiones de apatito y minerales opacos, y en menos proporción de piroxenos; dichas inclusiones están dispuestas tanto en el núcleo de las plagioclasas, como así también en los bordes (epitaxial).

Según el método de Michel- Lévy, la composición es Andesina – Oligoclasa.

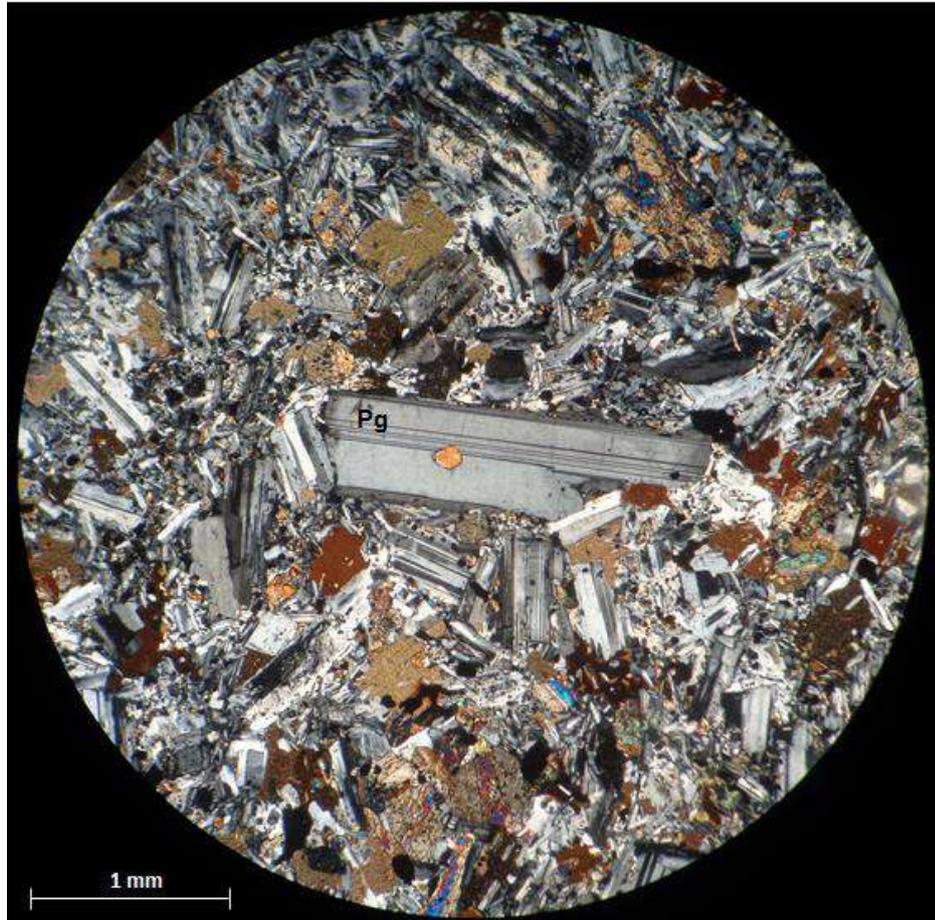


Figura 12 – Variación de tamaños en plagioclasas (Pg), observar cristal de 2 mm en el centro de la imagen, rodeado de individuos más pequeños (mic x).

La biotita (14%) se presenta en cristales subhedrales a anhedrales, con fuerte pleocroísmo en tonos marrones claros a oscuros y con escasos signos de alteración. Los individuos muestran un rango de tamaños bastante uniforme (0,5 – 0,7 mm). A menudo se dispone en glomeros asociado a la presencia de piroxeno y minerales opacos. Contiene en su interior inclusiones de piroxenos, plagioclasas y minerales accesorios como apatito y minerales opacos. Se observa textura ofítica, donde grandes cristales de biotita incluyen cristales tabulares de plagioclasa los cuáles no poseen orientación preferencial (Figura 13).

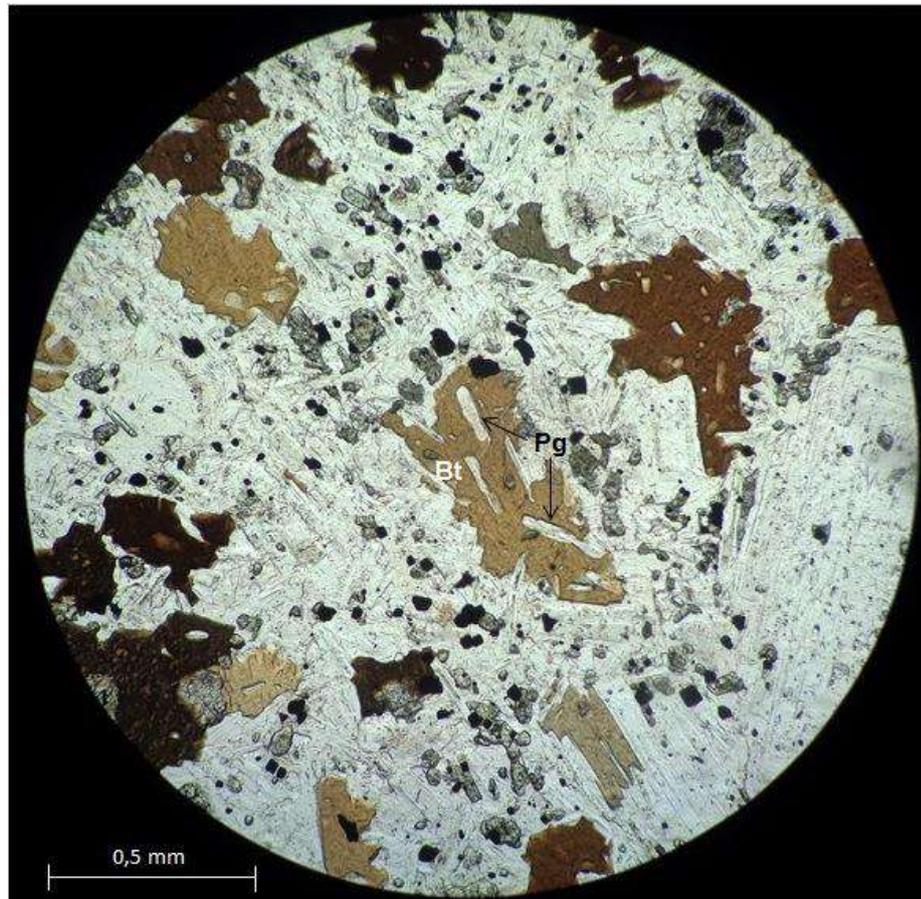


Figura 13 – Biotita (Bt) con textura ofítica. Pg: plagioclasas. (Nic //).

Los piroxenos (6% - 7%) se observan en cristales subhedrales, con presencia de maclas (Figura 14). En general el tamaño varía desde 0,1 mm a 1,5 mm, aunque se han reconocido individuos de mayor longitud. Es común de observar cristales poiquiliticos, con gran cantidad de minerales opacos en su interior. Con frecuencia se observan texturas de sobrecrecimiento, en donde individuos de piroxenos son rodeados por hornblenda (la cual crece a expensas del primero), formando una corona sobre el cristal de piroxeno preexistente (Figura 15). Cuando el reemplazo de anfíbol por piroxeno es completo, se denomina “clots” (Castro Dorado, 2015).

Sus propiedades ópticas (color, ángulo de extinción y color de interferencia) y su paragénesis mineral indican que son clinopiroxenos augíticos.

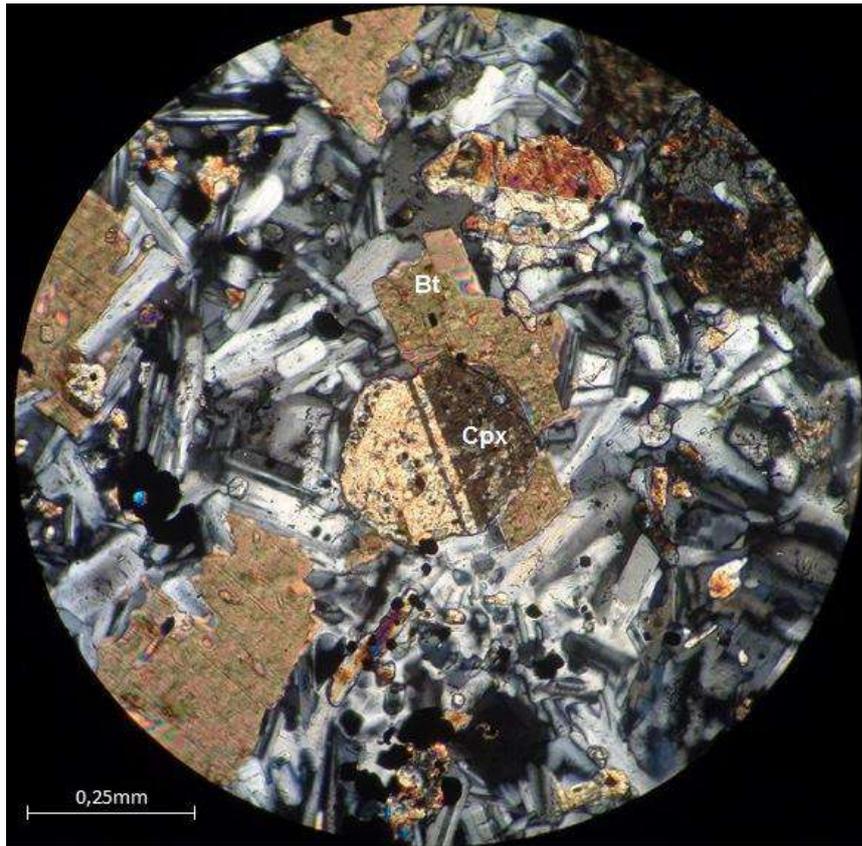


Figura 14 – Cristal de piroxeno (Cpx) maclado. Bt: biotita. (Nic x).

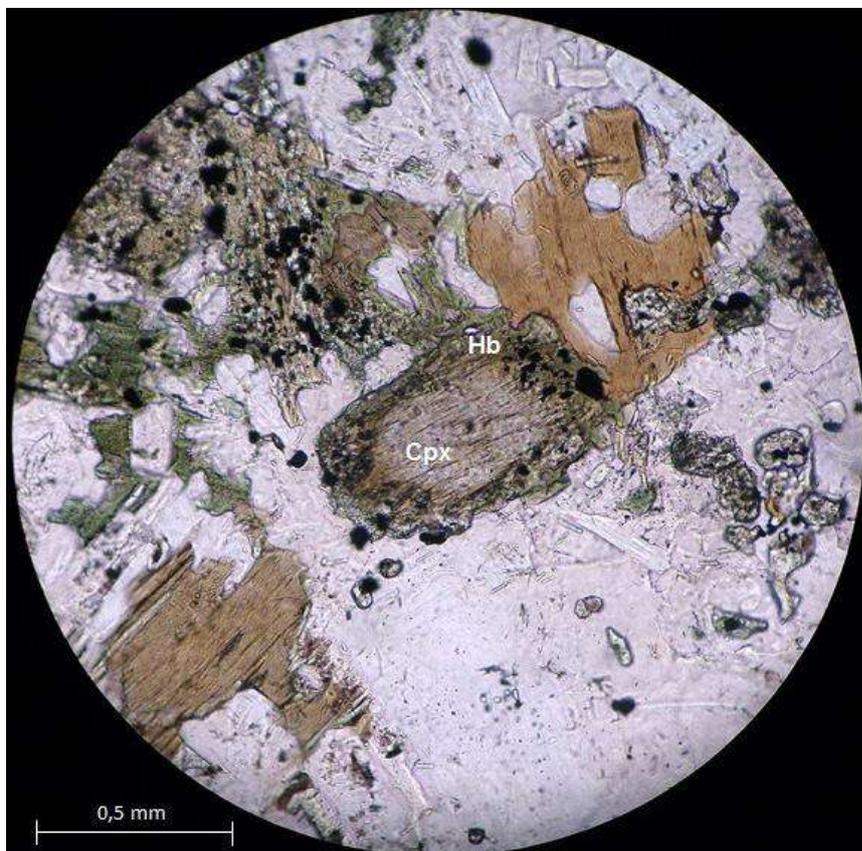


Figura 15 – Cristal de augita (Cpx) rodeado por una corona de anfíbol (Hb). (Nic //).

El cuarzo (3% - 7%) se encuentra de forma anhedral, ubicado de manera intersticial, presenta extinción normal y posee inclusiones de apatito. Se observan varios individuos de cuarzo en relación poiquilitica con cristales de plagioclasa.

El feldespato alcalino (1,5% - 7%) se dispone generalmente en forma anhedral, ocupando intersticios, y en ocasiones se observan individuos subhedrales.

La hornblenda (0,5% - 5,5%) se encuentra presente de dos maneras, comúnmente sobrecreciendo en forma de corona sobre individuos de piroxeno, en ocasiones reemplazándolos por completo formando clots (Figura 16), y también se observa de forma anhedral, rellenando intersticios. Son cristales con pleocroísmo tenue, variable en el rango de verdes y se distingue en ocasiones, alteración débil a epidoto.

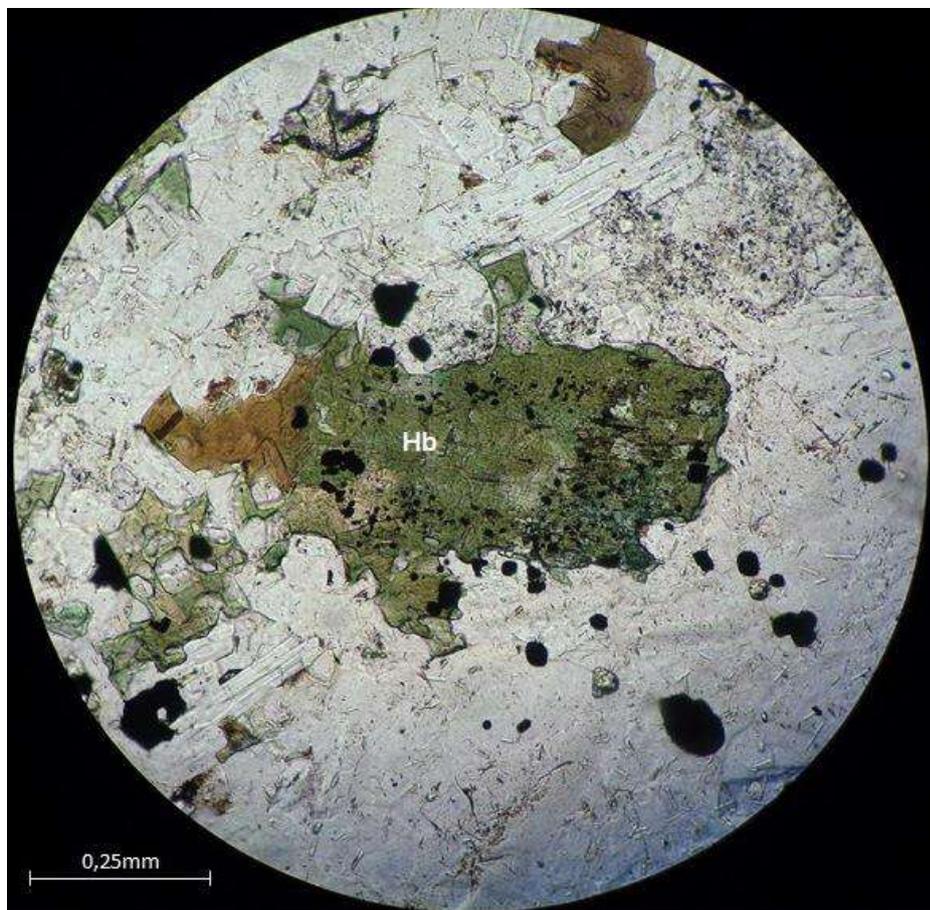


Figura 16 – Clots de anfíbol (Hb) (nic //).

Los minerales opacos (1,5% - 2%) generalmente son de hábito cúbico, se encuentran aislados en toda la sección, aunque hay zonas particulares donde se ven glomeros junto a cristales de piroxeno, biotita, y titanita. además, se observan zonas donde hay grandes cantidades de individuos particularmente alineados en forma de lenticulas.

Se reconocieron minerales accesorios ($\leq 1\%$) como titanita, apatito y circón.

A su vez, se destaca la presencia de minerales de alteración, como epidoto y clorita.

4.1.2 *Sill*

El cuerpo lenticular, ubicado en las adyacencias del cuerpo principal, es de gran dimensión y se dispone de manera concordante. A pesar de no tener relaciones de largo/espesor características de este tipo de intrusivos, se decidió clasificarlo como sill. Dicho cuerpo es de composición cuarzo – monzodiorítica (Figura 7). En Observaciones de campo no se reconocieron diferencias litológicas a lo largo y ancho del cuerpo, sin embargo, en estudios petrográficos posteriores se distinguió una zona central, con características distintivas con respecto a las rocas muestreadas en el borde occidental.

Es una roca leucocrática de color gris claro y su textura es fanerítica, equigranular de grano fino a medio. Se compone de minerales esenciales como plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, biotita, piroxeno, minerales opacos y hornblenda; de minerales accesorios como titanita, apatito y circón; y de minerales de alteración como clorita, epidoto y calcita.

La plagioclasa (50% - 60%) se presenta en cristales principalmente euhedrales y subhedrales de hábito tabular, y algunos anhedrales. Se reconoce un rango de tamaños variable de 0,25 a 2 mm. Se distinguen múltiples maclados (polisintético – Carlsbad) y gran cantidad de individuos con marcada zonación. Posee inclusiones de minerales accesorios, como apatito y minerales opacos, las cuales se encuentran dispersas en el cristal sin orientaciones definidas, o dispuestas en los bordes de los mismos; también se observan inclusiones de piroxenos, pero en casos excepcionales. Según el método de Michel Levy se clasifican composicionalmente como andesina – oligoclasa.

El feldespato potásico (19% - 22%) se encuentra en cristales subhedrales y anhedrales. En secciones muestreadas en la zona central del cuerpo, se distinguen individuos de hasta 6 mm que son poiquilíticos, incluyen cristales más pequeños de plagioclasas, piroxeno, biotita, apatito y minerales opacos (Figuras 17 y 18). En las muestras de borde, predominan las texturas poligonales en algunos individuos.

Los cristales de cuarzo (6% - 15%) son anhedrales, dispuestos de manera intersticial, límpidos, con extinción normal e inclusiones de apatito. Se observa una disposición muy frecuente de agregados policristalinos poligonales.

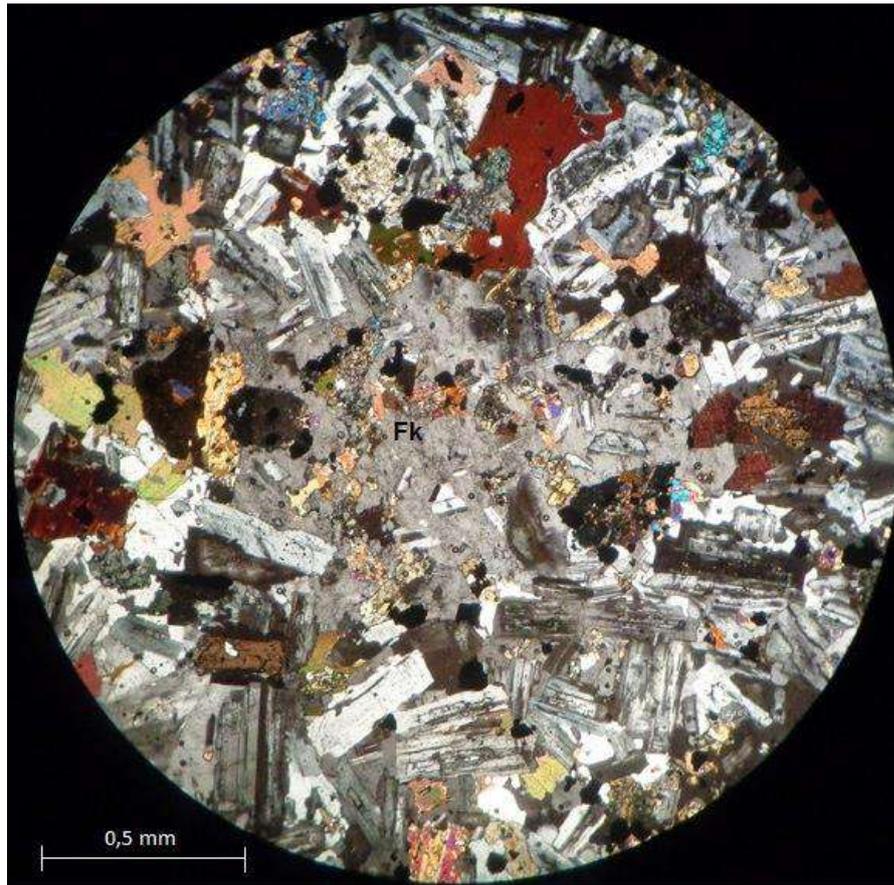


Figura 17 – Cristal poiquilítico de feldespato potásico (Fk) (nic x).

La biotita (5% - 6%) se observa en individuos anhedrales a subhedrales, con extinción recta y fuerte pleocroísmo con variaciones de color desde pardos rojizos a marrón. Se encuentra asociada a la presencia de hornblenda, minerales opacos y titanita. Posee inclusiones de opacos y apatito y se observa alteración moderada a clorita.

Los piroxenos (0% - 7,5%) se encuentran mayormente en la zona central del sill, estando casi ausentes en los bordes. Se disponen en cristales mayormente subhedrales y en menor medida euhedrales, de tamaño fino, frecuentemente ubicados dentro de grandes plagioclasas. Algunos individuos se observan maclados. Contienen en ocasiones inclusiones de feldespato potásico, hornblenda y opacos. Se trata de clinopiroxeno, según el método de ángulo de extinción, y es augita de acuerdo a las características microscópicas como máxima birrefringencia y alto ángulo de extinción.

Los minerales opacos (1% - 4%) se disponen distribuidos a lo largo de la roca, y en sectores se los encuentra asociados a minerales como piroxeno, biotita y titanita. Generalmente son de hábito cúbico.

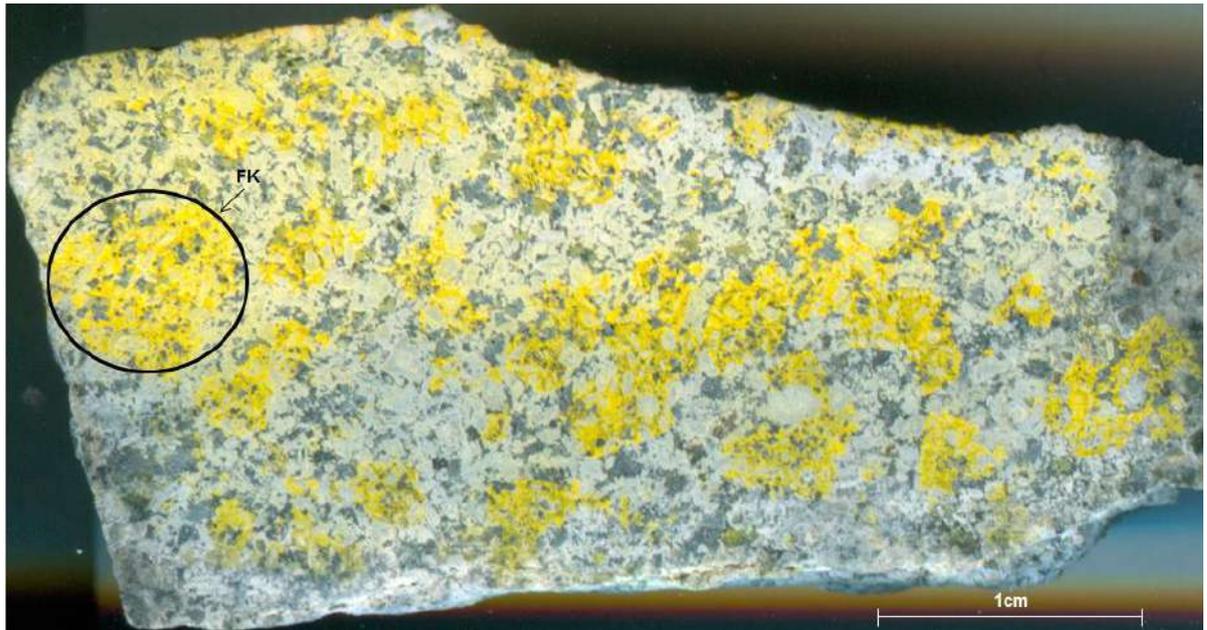


Figura 18 – En amarillo, feldespatos potásicos poiquiliticos (Fk). Muestra de mano teñida.

La hornblenda (0,5% - 2,5%) se observa en mayor proporción en las muestras tomadas del borde del cuerpo, habiendo muy poca presencia en la parte central. Se dispone de forma anhedral, o reemplazando a piroxenos formando “clots” y posee pleocroísmo bajo en tonos verdes. Algunos anfíboles reemplazaron a piroxenos de gran tamaño y quedaron espacialmente asociados a la presencia de biotita, minerales opacos y titanita, formando glomérulos. Es común observar alteraciones a clorita, epidoto y calcita.

Como minerales accesorios ($\leq 1\%$) se destacan titanita, apatito y circón.

Se observa, a su vez, minerales de alteración, tales como clorita, epidoto y calcita.

Las relaciones texturales observadas en esta roca permiten inferir una secuencia de cristalización, donde en un principio, a partir de un magma subsaturado, cristalizaron plagioclasas de gran tamaño, de formas euhedrales a subhedrales, junto con piroxenos de menor tamaño pero con un buen desarrollo de caras de crecimiento. A medida que la cristalización avanzó el magma se saturó en volátiles, especialmente agua, lo que favoreció el crecimiento de minerales hidratados como anfíbol y biotita que crecen de manera anhedral, ocupando los espacios dejados por los minerales formados anteriormente. De manera simultánea continúa la cristalización de plagioclasas, aunque de menor tamaño que las anteriores, de feldespatos alcalinos y de cuarzo en baja proporción.

Cabe mencionar una particular relación entre los cristales de piroxeno y los anfíboles, sobre todo en las inclusiones máficas, donde los anfíboles crecen rodeando y

reemplazando a los piroxenos, esto se explicaría con la posible saturación del magma en agua en las fases finales de cristalización, en la cual las condiciones para el crecimiento de anfíboles mejoran en detrimento de la capacidad de ese magma para generar piroxenos.

4.1.3 Roca de caja

La Formación Las Lagunitas (Ordovícico Superior) es un conjunto de sedimentitas marinas silicoclásticas, que presenta metamorfismo de muy bajo a bajo grado. Posee una estructura de orientación regional N-NE, que se caracteriza por la presencia fallas y pliegues con vergencia hacia el oeste-noroeste, y en algunos sectores por el desarrollo de clivaje pizarreño. Su metamorfismo está relacionado a un evento deformativo regional del Devónico (fase orogénica Precordillerana), perteneciente a las etapas finales del ciclo orogénico Famatiniano, y al efecto térmico de un conjunto de intrusivos graníticos, granodioríticos y tonalíticos, con edades desde el Devónico Inferior al Triásico Inferior (Tickyj *et al.* 2013).

La Formación Las Lagunitas ha sido subdivida en unidades informales en base a su litología (Tickyj *et al.* 2012), denominadas unidades A, B, C y D (Figura 4). El intrusivo El Indio intruye a la unidad informal “A”, la cual está integrada por vaques medias a gruesas dispuestas en estratos tabulares de 0,5 a 2 m de espesor, con estructura masiva y frecuentemente gradados, y pelitas negras intercaladas entre las vaques, con estructura laminadas y en bancos de pocos centímetros a varios metros de espesor (Tickyj *et al.* 2012). En esta unidad Tickyj *et al.* (2009b) hallaron graptolitos de la biozona de *Climacograptus bicornis*.

Descripción

En primer lugar, se trabajó con muestras de la Formación Las Lagunitas recolectadas a 3000 m al sureste del intrusivo El Indio. En observaciones macroscópicas se trata de una roca metasedimentaria, muy compacta, de color gris verdosa, con granulometría arenosa fina. En sección delgada presenta textura blastosamítica, compuesta mayormente de minerales relictos de tamaño medio a grueso, y en menor proporción de una matriz muy fina (Figura 19). La mineralogía relictas, comprende principalmente cuarzo (80%), feldespatos alcalinos (10%) y líticos (10%), y en menor proporción plagioclasa, minerales opacos, apatito, circón y óxidos. Se observa en los minerales de cuarzo deformación plástica intercrystalina, y evidencias de recrystalización, en tanto, en los feldespatos alcalinos no se observan estas particularidades. La matriz es de grano muy fino, se compone de cuarzo, clorita y muscovita, y presenta con una marcada orientación, rodeando

a los minerales relictos. Parte de la misma, probablemente sea una pseudomatriz generada durante la deformación y recristalización del protolito.

De acuerdo a la mineralogía relictas observada, se infiere que el protolito fue un vaque, de grano medio a grueso.

Esta roca no presenta evidencias de metamorfismo térmico, los rasgos metamórficos observados se deben a la deformación regional.

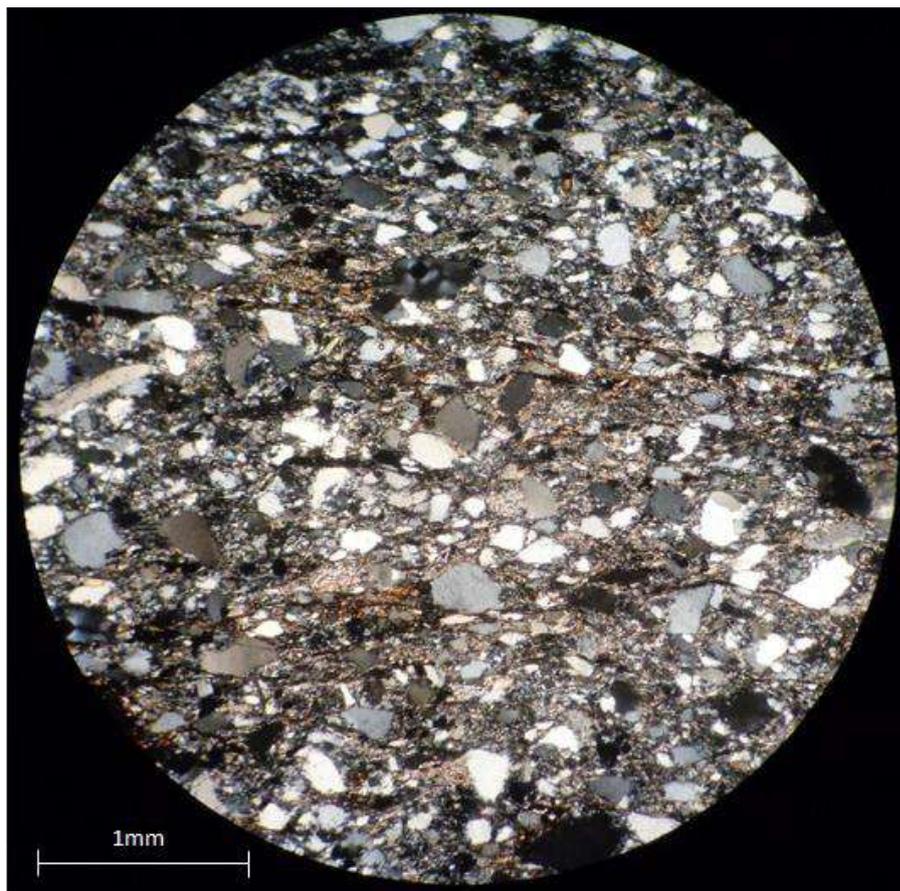


Figura 19 – Sección delgada de metavaque de grano medio a grueso de la Formación Las lagunitas.
(Nic x).

Posteriormente, se describieron rocas recolectadas a distancias aproximadas de 1.100 m hacia el este del intrusivo. En muestra de mano, se trata de una roca metasedimentaria, de grano fino, compacta, homogénea y de color gris. En sección delgada se distingue mayormente una mineralogía relictas de tamaño fino a medio, rodeada por una matriz de grano muy fino (Figura 20). Está compuesta principalmente por cuarzo, feldspatos alcalinos, plagioclasas y minerales opacos como relictos, pudiéndose inferir un protolito vaque de grano fino a medio. La matriz se compone de biotita neoformada, dispuesta sin orientación preferencial.

La biotita neoformada es producto del metamorfismo térmico impuesto por el intrusivo; en cambio, en el resto de la roca se preservan los componentes sedimentarios relícticos.

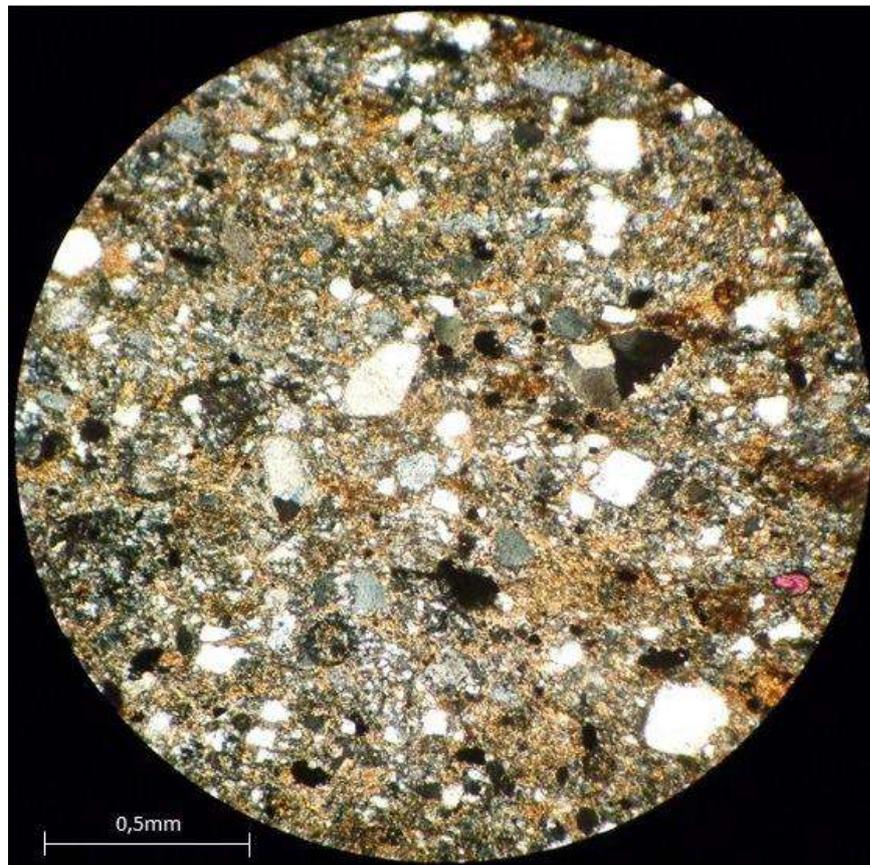


Figura 20 – Sección delgada de metawacke de grano fino a medio (Nic x).

Muestras recolectadas 900 m al Este del intrusivo son filitas de bajo grado, de grano fino, de color gris oscuro a negro, con marcada pizarrosidad y brillo satinado. En secciones delgadas se las clasificó como metasedimentita, con protolito vaque, de grano fino a muy fino. La roca posee textura porfidoblástica con matriz granolepidoblástica (Figura 21). Los porfidoblastos son policristalinos, de tamaños aproximados a 0,5 mm. En general son redondeados, aunque algunos presentan una leve elongación en la dirección de la foliación de la matriz. Se componen mayormente de un mineral incoloro, de relieve bajo, y grano muy fino, con color de interferencia gris, difícil de identificar, posiblemente se trate de un mineral retrógrado. A su vez, poseen inclusiones de opacos y cuarzo en su interior, y un notable crecimiento en corona de muscovita que los rodea (Figura 22). La matriz se compone en parte de biotitas y muscovitas finas, dispuestas alineadas en dirección de la foliación, y de minerales opacos y cuarzo, dispuestos sin una orientación definida.

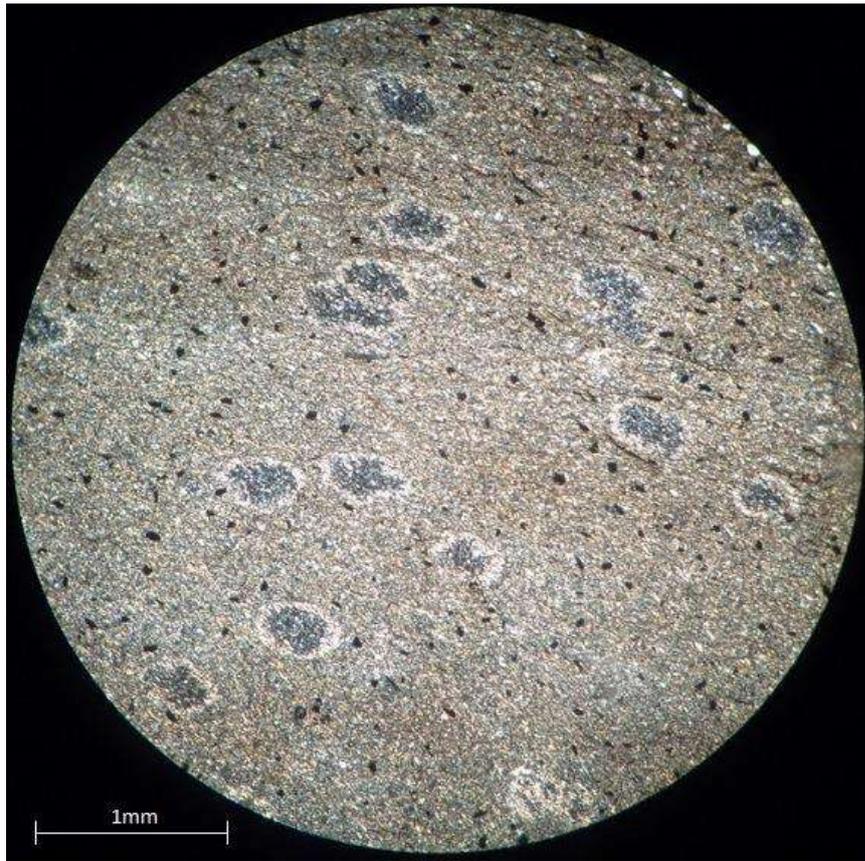


Figura 21 – Metavaque con textura porfidoblástica, y matriz granolepidoblástica (nic x).

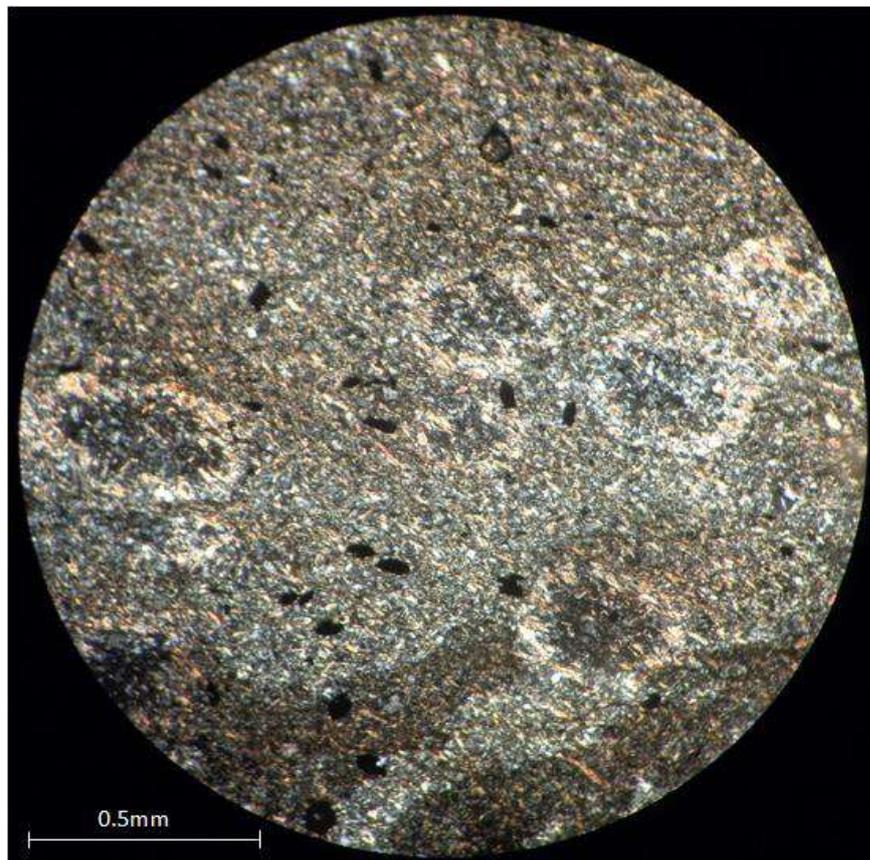


Figura 22 – Detalle de bordes de reacción (coronas) de muscovita, sobre los porfidoblastos (nic x).

Las muestras obtenidas en cercanías del Plutón El Indio (500 m al este del contacto) son filitas de bajo grado metamórfico, de grano fino, con una marcada pizarrosidad, de color oscuro y brillo satinado. En secciones delgadas se clasificaron como metapelitas, de textura porfidoblástica, con matriz lepidoblástica (Figura 23). Los porfidoblastos son de 1 a 2 mm, policristalinos, se componen mayormente de un mineral difícil de identificar, incoloro de relieve bajo, y color de interferencia gris, posiblemente producto de la retrogradación de cordierita o andalusita. Contienen, a su vez, inclusiones de cuarzo y minerales opacos. Los nódulos se encuentran elongados en la dirección de la foliación, y levemente rotados, además se observan en sus extremos sombras de presión asimétricas de minerales policristalinos recristalizados. Presentan, a su vez, una foliación interna, la cual fue plegada mostrando un evidente clivaje de crenulación. Se distinguen también venillas de cuarzo que cortan perpendicularmente a los porfidoblastos (Figura 24). La matriz es de tamaño muy fino, de composición biotítica y muscovítica, se dispone rodeando a los porfidoblastos y alineada en dirección de la foliación.

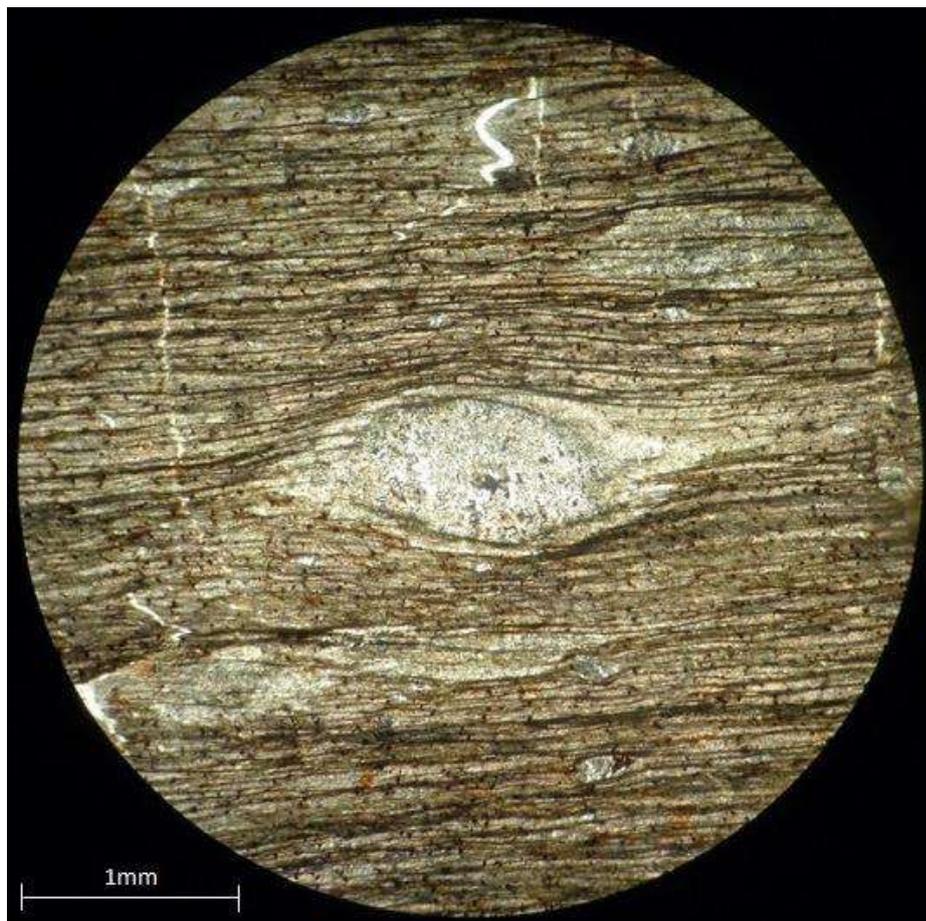


Figura 23 – Porfidoblasto rodeado por matriz biotítica – muscovítica elongada (nic //).

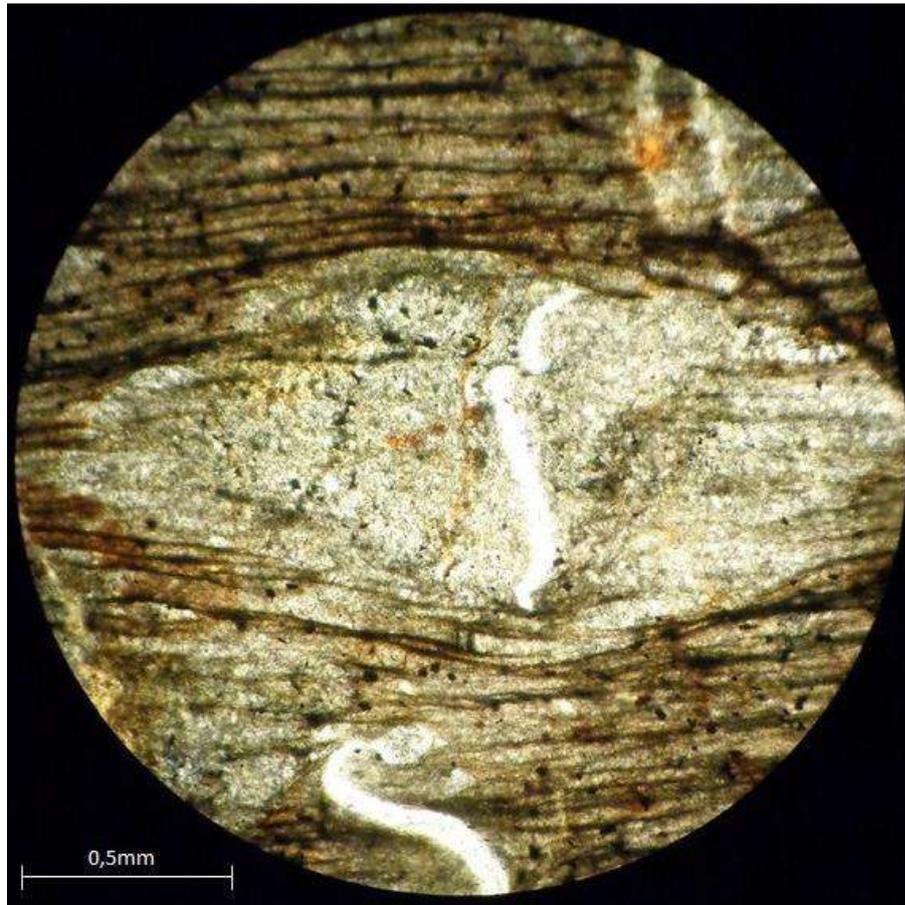


Figura 24 – Venilla de cuarzo atravesando porfidoblasto (Nic //).

Las muestras estudiadas reflejan un evidente polimetamorfismo. Se observaron rasgos propios de metamorfismo de contacto producidos por aporte térmico del intrusivo, asociados a procesos de neoformación y recristalización, tanto de porfidoblastos, como de biotita en la matriz de las rocas. A su vez, se distingue un marcado metamorfismo regional de estas sedimentitas, común en la Formación Las Lagunitas, reflejado principalmente en la foliación de la matriz.

Se interpretó que el crecimiento de los porfidoblastos generado por la intrusión tuvo una relación sincinemática (simultánea) con la deformación regional, la cual retrogradó los porfidoblastos, borrando evidencias composicionales previas (posiblemente cordieritas o andalusitas), e imponiendo una asociación mineral retrógrada difícil de identificar.

4.2 Geoquímica

Se realizaron análisis químicos de elementos mayoritarios y trazas en las dos facies del intrusivo El Indio y en el sill adyacente (Tabla 2), con el fin de volcar los datos obtenidos en diagramas construidos por diferentes autores, y hacer una interpretación complementaria de los estudios petrográficos. El uso de dichos diagramas permite conocer la clasificación química de estas rocas, el ambiente geotectónico en el cuál se formaron, y relacionar compuestos químicos mediante diagramas de variación (tanto mayoritarios como trazas) para inferir tendencias evolutivas.

Elementos	Muestras	Facies Máfica		Facies Felsica			Sill
	Límites de detección	1	2	3	4	5	6
SiO ₂ (%)	0,01 (%)	56,16	55,76	60,96	61,3	63,37	61,38
Al ₂ O ₃	0,01	16,53	17,53	16,2	16,24	15,99	16,12
Fe ₂ O ₃	0,04	7,83	7,98	5,87	6,27	5,2	6,18
MgO	0,01	4,01	3,32	2,27	2,41	1,91	2,16
CaO	0,01	7,17	7,03	4,88	5,1	4,29	4,38
Na ₂ O	0,01	3,46	3,56	3,33	3,26	3,43	3,24
K ₂ O	0,01	2,37	2,35	3,7	3,41	3,94	4,32
TiO ₂	0,01	0,98	1,03	0,71	0,73	0,65	0,74
P ₂ O ₅	0,01	0,28	0,31	0,28	0,26	0,23	0,25
MnO	0,01	0,16	0,15	0,12	0,14	0,12	0,1
LOI	0,1	0,7	0,7	1,4	0,6	0,6	0,9
Total	0,01	99,71	99,71	99,73	99,74	99,74	99,83
Sr (PPM)	0,5 (ppm)	573,1	620,8	527,9	509,4	455,9	413,2
Rb	0,1	86,7	84,4	134,8	105,8	129,3	149,9
Ba	1	535	573	679	641	784	702
Th	0,2	6,6	6,6	11	8,4	10,3	13,8
Ta	0,1	0,5	0,6	0,8	0,8	0,6	0,7
Nb	0,1	8,2	8,2	10,3	7,5	9,8	13,1
Ce	0,1	58,7	59,3	69,6	60,1	70,4	78,9
Zr	0,1	183,7	209,2	250,6	189,3	258,7	294,5
Hf	0,1	4,9	5,4	6,4	5,4	7,2	7,2
Sm	0,05	5,65	6,18	6,51	5,7	5,79	6,36
Y	0,1	25,6	24,5	25,1	25,4	23,9	28,8
Yb	0,05	2,54	2,63	2,77	2,63	2,56	3,04
Be	1	1	<1	3	<1	2	2
Co	0,2	21,8	17,4	11,6	12,4	9,3	10,9
Cs	0,1	6,7	3,2	4,7	3,3	4,9	3,9
Ga	0,5	17,5	19,3	16,3	15,8	17,7	17,7
Ni	20	24	<20	<20	<20	<20	20
Sc	1	20	16	10	11	9	11
Sn	1	2	2	2	2	2	3
U	0,1	2	2,2	2	1,6	1,7	2,5
V	8	195	192	111	121	93	112
W	0,5	0,9	0,7	<0,5	1,1	1,1	0,8
La	0,1	27,8	28,9	34	30,5	35,9	37,9
Pr	0,02	7,29	7,56	8,36	7,39	8,31	9,24
Nd	0,3	29	30,6	30,4	27,6	30,7	35,1
Eu	0,02	1,46	1,61	1,34	1,32	1,4	1,44
Gd	0,05	5,22	5,77	5,57	5,17	4,97	5,91
Tb	0,01	0,81	0,87	0,81	0,77	0,79	0,86
Dy	0,05	4,76	5	4,46	4,38	4,34	5,09
Ho	0,02	0,97	0,98	0,95	0,91	0,95	0,98
Er	0,03	2,81	2,87	2,92	2,54	2,45	2,8
Tm	0,01	0,4	0,38	0,4	0,42	0,38	0,44
Lu	0,01	0,39	0,4	0,41	0,41	0,44	0,43

Tabla 2 - Datos químicos de elementos mayoritarios y trazas. Muestras 1 y 2 (Facies máfica), 3, 4 y 5 (Facies félsica) y 6 (Sill). En la 2da columna se especifican los límites de detección para cada elemento.

4.2.1 Elementos mayoritarios

Se usaron varios diagramas de clasificación, comenzando por un diagrama TAS, propuesto por Bellieni *et al.* (1995), quienes sugieren clasificar a las rocas plutónicas según la relación álcalis vs sílice. Se utilizó este diagrama con el objetivo de conocer la correspondencia o no de las clasificaciones modales con los datos químicos, debido a ciertas limitaciones en la realización de la moda producto de variaciones de tamaños en ciertos minerales esenciales. En dicho diagrama, los datos de la facies félsica se ubican mayormente en el campo de monzonita y en menor medida de sienita, en tanto que para la facies máfica se encuentran en el campo de las monzodioritas. A su vez el dato químico obtenido para el sill cae en el campo monzonítico (Figura 25). Los datos modales obedecen, en parte, a la correspondencia que Bellieni *et al.* (1995) proponen para sus campos químicos en el TAS, siendo cuarzomonzonitas/ cuarzomonzodioritas la facies félsica del plutón y el sill, y diorita/ cuarzodiorita las intrusiones máficas del intrusivo principal.

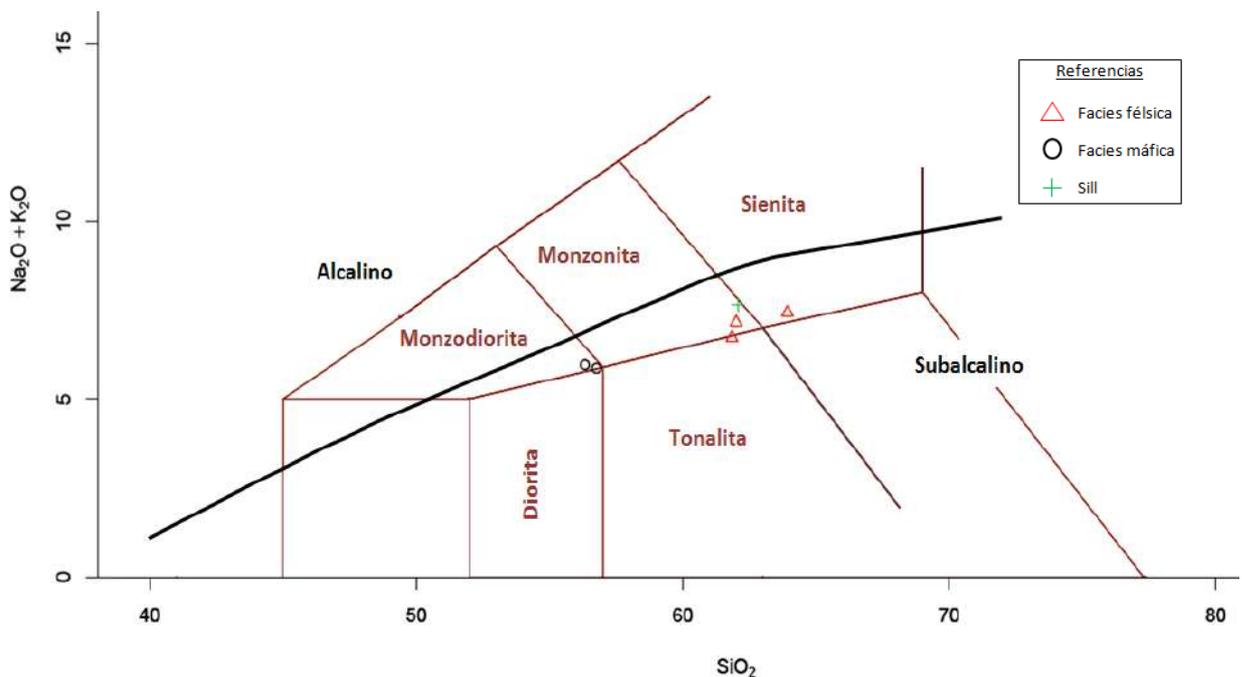


Figura 25 – Diagrama TAS para clasificar rocas ígneas plutónicas (líneas rojas), según Bellieni *et al.* (1995), y para discriminar entre rocas alcalinas y subalcalinas (línea negra), según Irvine & Baragar (1971).

Otro diagrama de clasificación utilizado fue el triángulo de los feldespatos, propuesto por O'Connor (1965), que se basa en relacionar los contenidos normativos de albita-ortosa-anortita, según el cual las muestras del plutón en su totalidad pertenecerían a granodioritas, y la del sill a cuarzo – monzonita (Figura 26). La utilización de este diagrama sirvió para

corroborar si había correspondencia entre la clasificación modal y la clasificación normativa de feldespatos. Los resultados obtenidos no fueron coincidentes con la clasificación modal tanto en las muestras del plutón, como en la del sill.

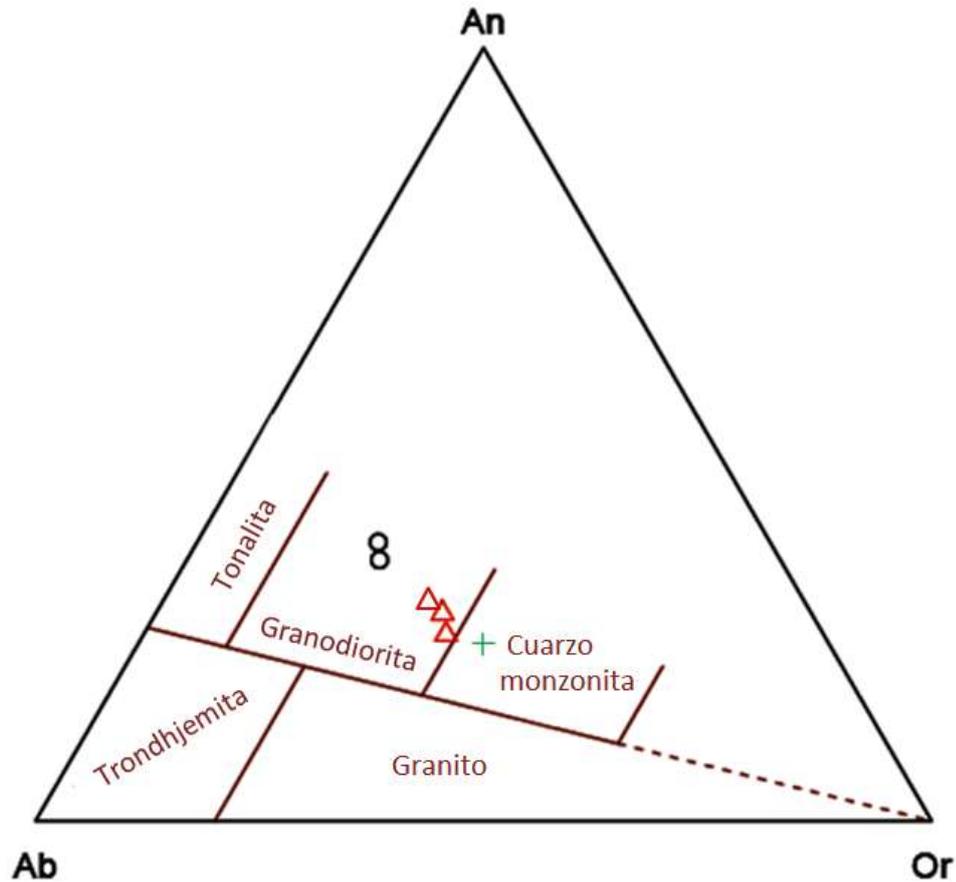


Figura 26 – Diagrama para clasificar granitoides en base a la composición normativa de Albita, Anortita y Ortosa (O'Connor 1965).

Se utilizaron también diagramas para identificar series de rocas ígneas. En primer lugar se usó en el diagrama TAS (Figura 25) con la división entre rocas alcalinas y subalcalinas sugerida por Irvine y Baragar (1971), donde la totalidad de las muestras clasifican como subalcalinas. Los mismos autores proponen un diagrama AFM (Figura 27) para subclasificar la serie subalcalina, entre series toleíticas y calcoalcalinas. Las muestras estudiadas se ubican en el campo de serie calcoalcalinas.

La totalidad de las rocas analizadas tienen alto contenido de potasio (2,35% – 4,32%). En un diagrama SiO₂ vs K₂O, sugerido por Peccerillo y Taylor (1976) y Le Maitre *et al.* (2002), las muestras pertenecientes a ambas facies del plutón se disponen en el campo de serie calcoalcalina de alto K; en cambio, la correspondiente al sill se ubica en la serie shoshonítica (Figura 28).

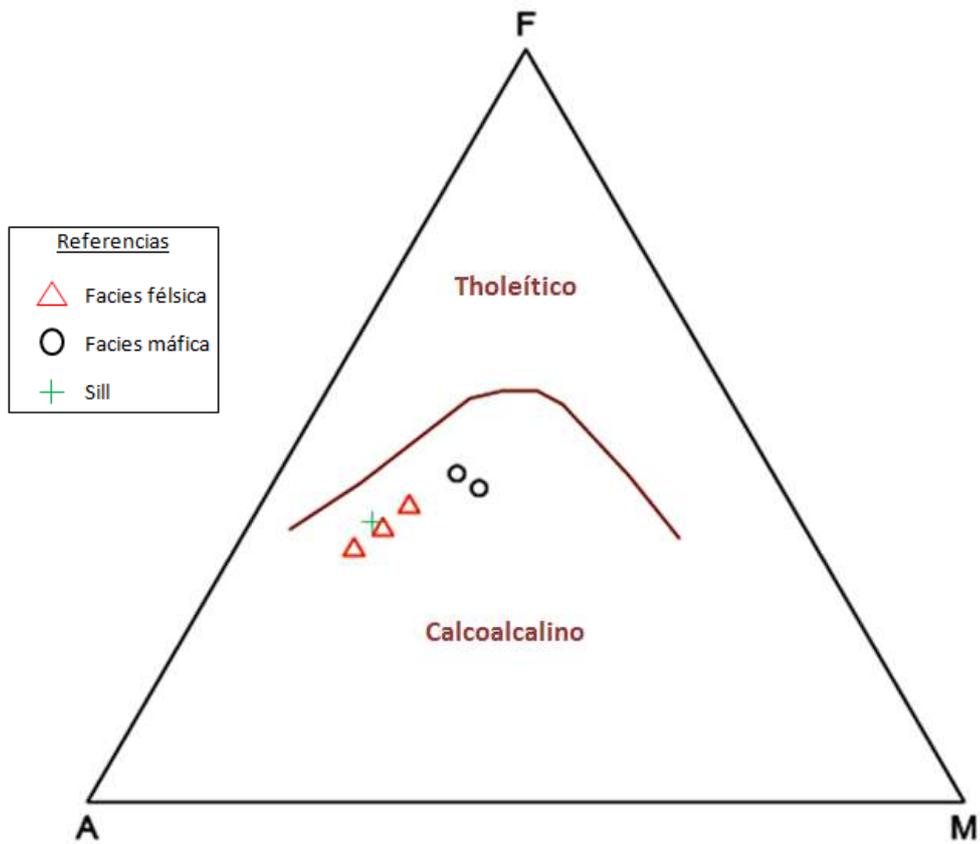


Figura 27 – Diagrama AFM (Irvine y Baragar 1971).

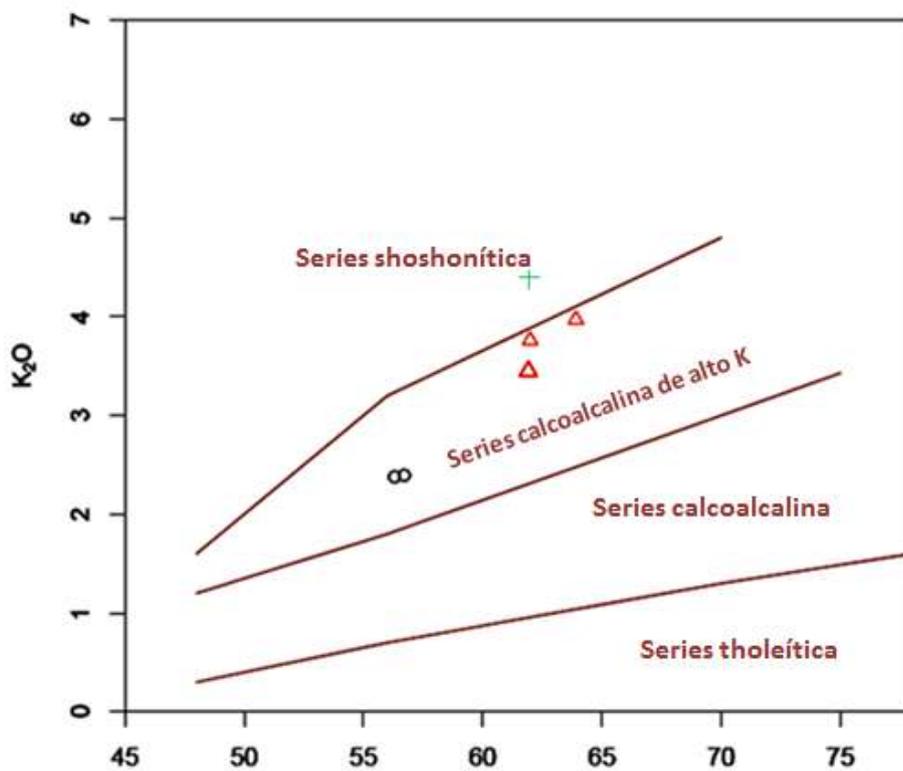


Figura 28 – Diagrama de K₂O vs. SiO₂, propuesto por Pecерillo y Taylor (1976) y LeMaitre *et al.* (2002).

Se utilizó también, la serie de diagramas sugeridos por Frost *et al.* (2001) los cuáles permiten hacer una clasificación geoquímica para rocas graníticas, e inferir un posible ambiente tectónico donde éstas se habrían originado. La clasificación consta de tres diagramas: a) el número de Fe = FeO total/ (FeO total/MgO); b) el índice calcio/álcalis modificado = $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$; y c) el índice de saturación de alúmina = relación molecular $\text{Al}/(\text{Ca}-1,67\text{P}+\text{Na}+\text{K})$. En la figura 29 se observa el diagrama de Fe vs SiO_2 en el cual las muestras caen en el campo de rocas magnesianas. En la figura 30 se considera la relación del índice calcio/álcalis vs SiO_2 donde las muestras del plutón se clasifican como calcoalcalinas y la del sill se ubica en el campo alcalicálcico. Por último en la figura 30 se caracteriza a las rocas según su contenido de aluminio en metaluminosas.

Esta serie de diagramas permite concluir que las muestras estudiadas son típicas de plutones originados en la porción principal de batolitos cordilleranos, pudiendo ser de composición diorítica, monzodiorítica o granodiorítica de acuerdo a la clasificación de Frost *et al.* (2001). Los batolitos cordilleranos representan la porción plutónica del magmatismo de arco relacionado con zonas de subducción y son equivalentes a los granitoides tipo-I de Chappell y White (1974).

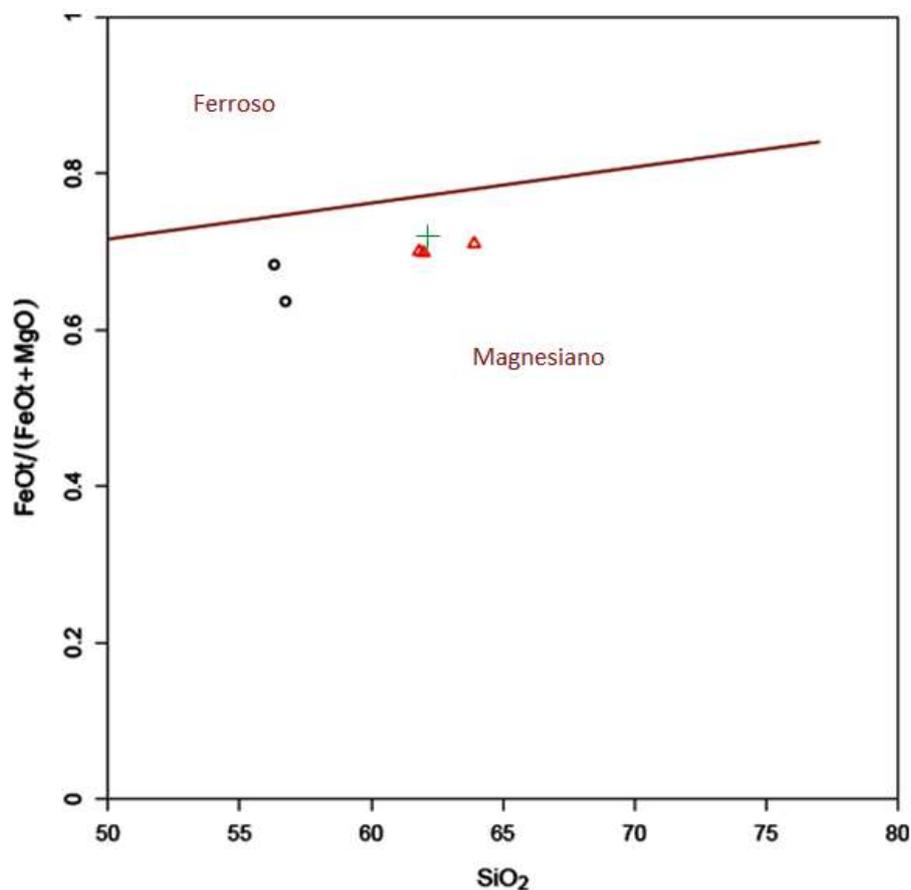


Figura 29 – Diagrama FeOt (FeOt +MgO) vs. SiO_2 (Frost *et al.* 2001)

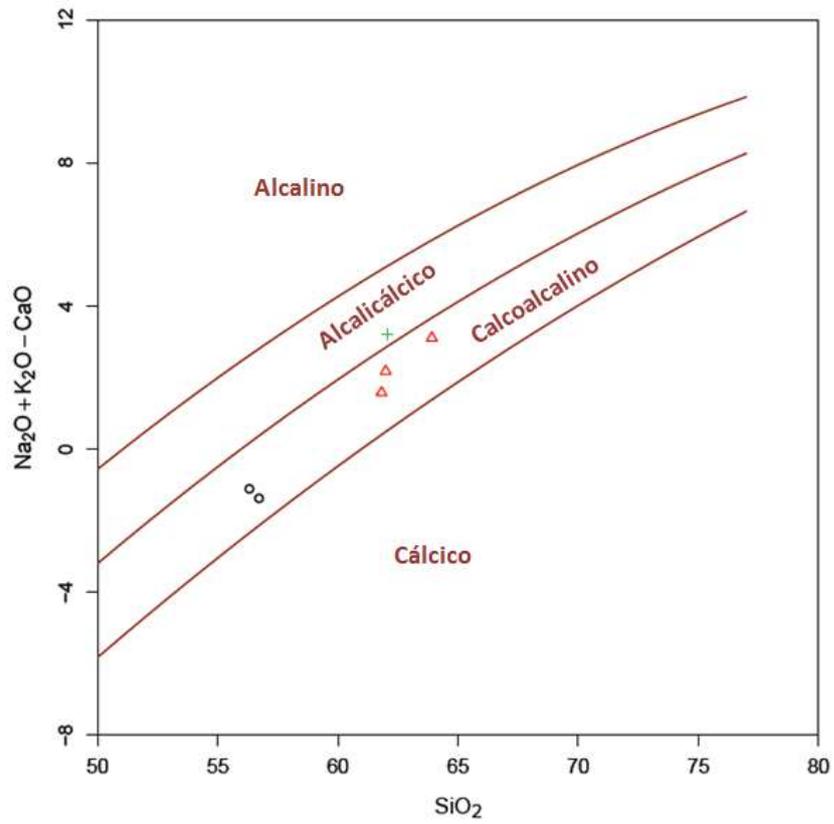


Figura 30 – Diagrama Na₂O+ K₂O - CaO vs. SiO₂ (Frost *et al.* 2001)

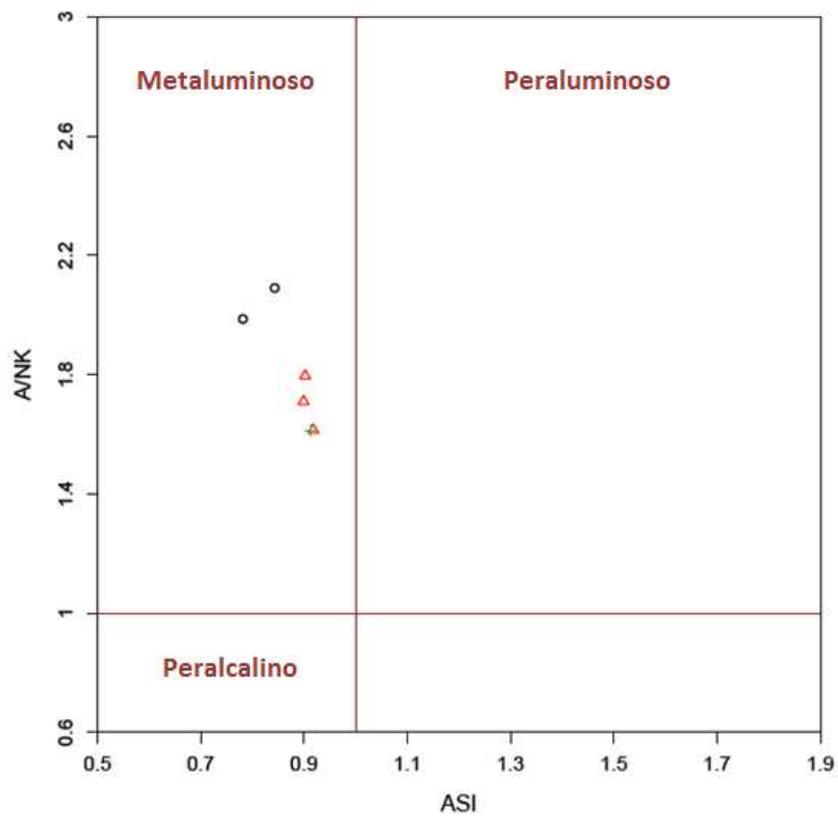


Figura 31 – Diagrama A/NK vs. ASI (Frost *et al.* 2001)

4.2.2 Elementos traza

En cuanto a la geoquímica de elementos traza, se trabajó en primera instancia con un diagrama multielementos normalizados a N-MORB, con el orden de los elementos propuesto por Pearce (1983) y valores de normalización sugeridos por Sun y McDonough (1989) (Figura 32). En el diagrama se observan marcados enriquecimientos en el grupo de elementos LIL y bajos a nulos en elementos pertenecientes al grupo HSF. A su vez, se destacan anomalías negativas de Ta – Nb, P y Ti.

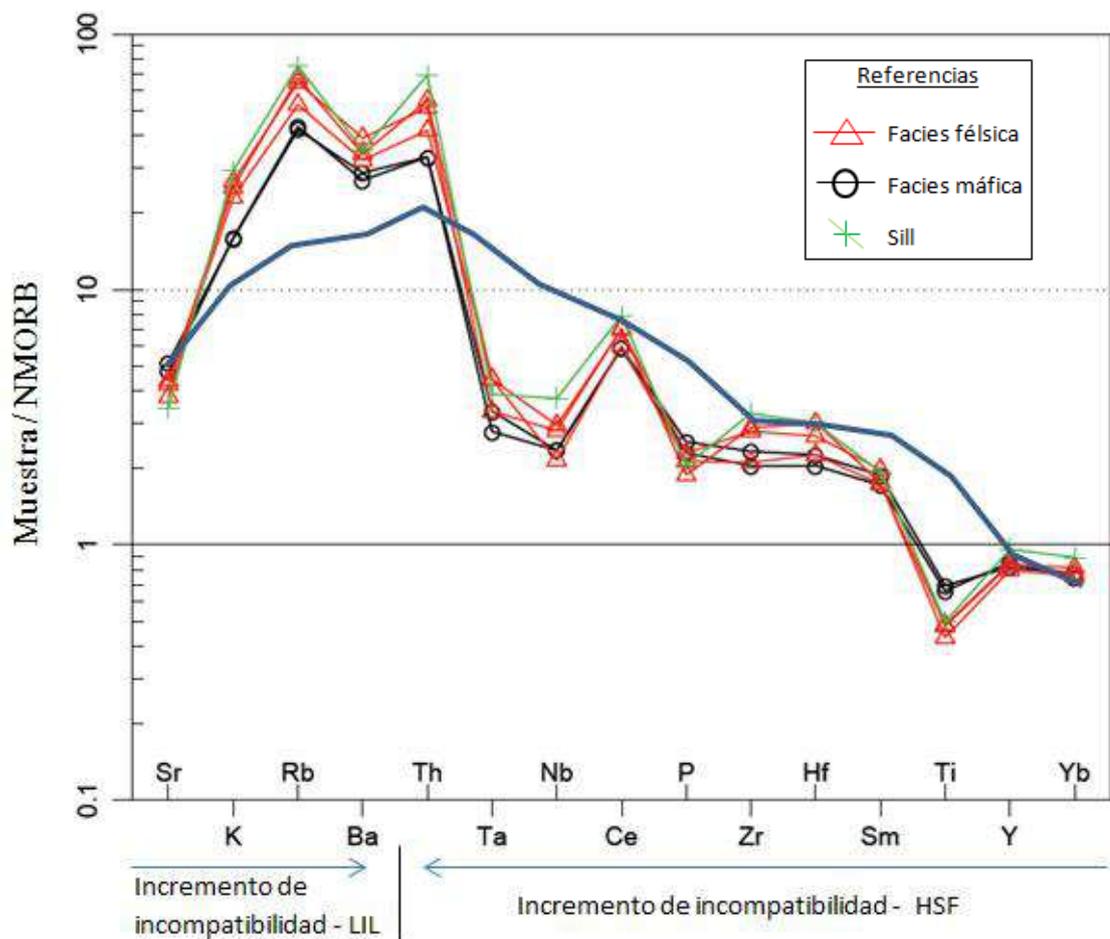


Figura 32 – Diagrama multielementos normalizado a NMORB (Pearce 1983) – La curva azul corresponde a valores promedio de elementos en basaltos alcalinos de islas oceánicas, propuesta por Sun y McDonough (1989).

El enriquecimiento en elementos LIL, como Sr, K, Rb, Ba y Th, es típico de rocas generadas en zonas de subducción, donde los magmas se enriquecen en elementos incompatibles en proporciones mayores que los N-MORB debido al aporte de una fuente externa. Dichos elementos lo aportan los fluidos provenientes de la placa oceánica que

subduce, los cuáles son altamente solubles y susceptibles a transportarse en solución acuosa.

En cuanto a las anomalías negativas observadas en elementos HSF, como el par Ta-Nb, el P y el Ti, la explicación más ampliamente aceptada es la de una fuente mantélica empobrecida en HSF con respecto a un MORB, debido a una historia compleja de fusiones parciales.

Los elementos de tierras raras se ubicaron en un diagrama normalizado a condrito con valores de normalización tomados de Boynton (1984), en el cuál se observa una pendiente abrupta en las tierras raras livianas, y un diseño más bien plano o tendido en las tierras raras medias a pesadas. La pendiente de la curva, medida desde los elementos La a Yb es del rango de $(La/Yb)_N = 7,4$ a $9,5$. El contenido de tierras raras ($\Sigma REE = 148-188$ ppm) y el diseño que presentan en el diagrama normalizado es propio del rocas calcoalcalinas, con alto contenido de K, relacionadas a un magmatismo de arco (Gill, 1981). Además, se destaca una leve anomalía negativa en el elemento Europio (Eu), la cual se interpreta como fraccionamiento de plagioclasa durante la génesis y/o diferenciación de estas rocas. Dicha anomalía es más pronunciada en las muestras de la facies félsica y en la del sill, y menos abrupta en las de la facies máfica (Figura 33).

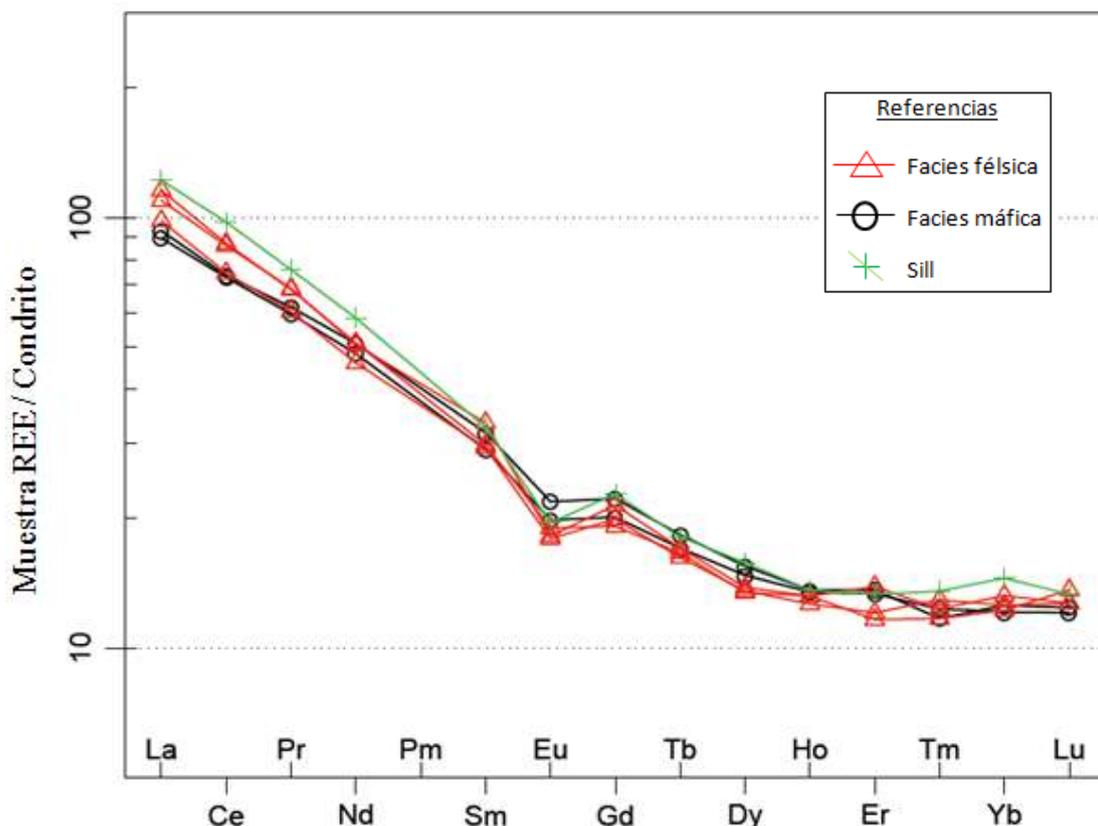


Figura 33 – Diagrama de tierra raras normalizadas a valores del condrito de Boynton (1984).

A su vez, se utilizó una serie de diagramas sugeridos por Pearce (1984) para discriminar el ambiente tectónico al que pertenecerían las muestras de interés. Para tal fin, el autor en uno de sus gráficos relaciona los elementos Rb vs Y + Nb. Para el mismo las muestras asignadas caen en el campo de granitoides de arco volcánico. (Figura 34). Es preciso aclarar, que la serie de diagramas se completa con otros tres gráficos, no expuestos en este trabajo, en los cuáles el autor usa las relaciones Rb vs Ta + Yb, Nb vs Y, y Ta vs Yb. En dichos diagramas la totalidad de las muestras se ubican en el campo de granitoides de arco volcánico (VAG).

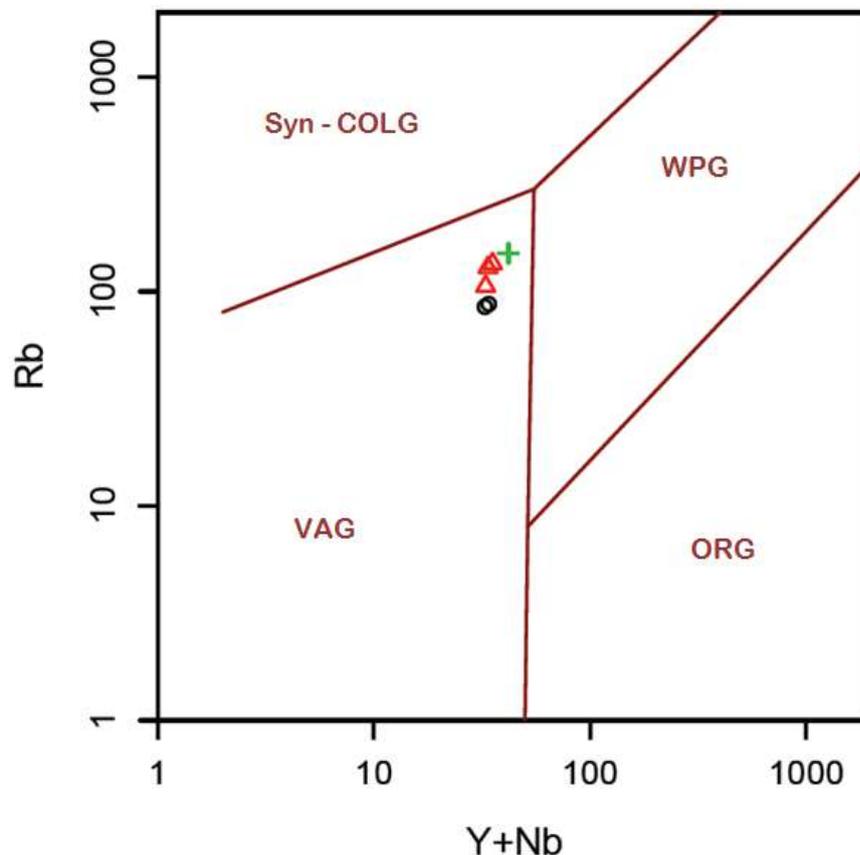


Figura 34 – Diagrama de discriminación tectónica de granitos (Pearce *et al.* 1984). VAG: Granitoide de arco volcánico – ORG: Granitoide orogénico – WPG: Granitoide de intraplaca - Syn COLG: Granitoide sin – colisional.

Para discriminar geoquímicamente el ambiente tectónico de estas rocas, se usó también un diagrama planteado por Harris *et al.* (1986). Dichos autores proponen un triángulo con los vértices compuestos por los elementos Ta, Rb y Hf, donde la relación entre esos elementos sugieren el ambiente tectónico donde se originaron las muestras. Las muestras ubicadas en dicho diagrama corresponden a “arco volcánico” (Figura 35).

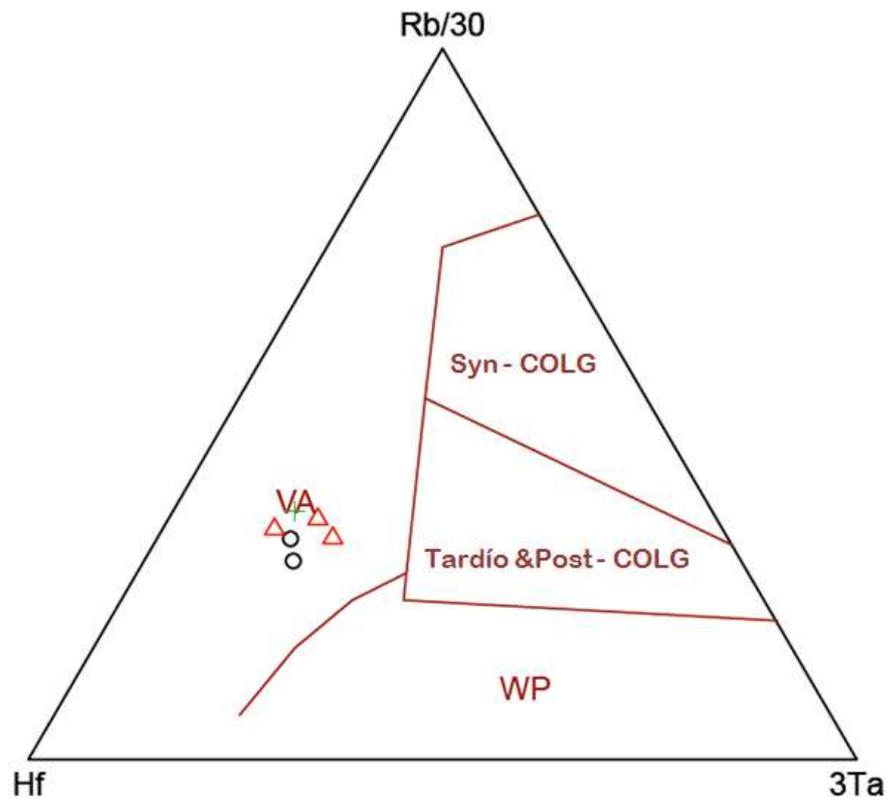


Figura 35 – Diagrama de discriminación tectónica sugerido por Harris *et al.* (1986). VA: Granitoide de arco volcánico – WP: Granitoide de intraplaca - Syn COLG: Granitoide sin – colisional - Tardío & Post COLG: Granitoide tardío a post colisional.

Capítulo 5 - Discusión

En el presente trabajo de tesina se contrastaron las tres hipótesis postuladas oportunamente en el capítulo introductorio.

1. La litología del intrusivo El Indio se compone de una facies félsica de composición tonalítica y una facies máfica de composición diorítica.

Conteos modales sobre rocas intrusivas macroscópicas y microscópicas pertenecientes al plutón El Indio (Figura 7), y la ubicación de datos químicos en diagramas de clasificación (Figura 25) dieron como resultado que la facies félsica es de composición cuarzo – monzodiorítica, refutando la hipótesis planteada en base a observaciones de campo; en cambio la facies máfica es diorítica, confirmando la hipótesis sugerida. En cuanto al sill, coincide con la facies félsica del plutón, siendo también de composición cuarzo – monzodiorítica.

2. La composición química de las facies reconocidas tiene afinidad con un magmatismo relacionados a zonas de subducción.

La caracterización geoquímica indica que las plutonitas estudiadas pertenecen a un magmatismo relacionado a zonas de subducción. Esta afirmación se basa en: 1) la relación entre contenidos de elementos químicos mayoritarios clasifican a estas rocas como intermedias según su contenido de sílice, y pertenecientes a la serie calcoalcalina de alto K (Figura 28); 2) los contenidos de elementos trazas volcados en diagramas multielementos normalizados a N-MORB (Figura 32) y tierras raras normalizadas a condrito (Figura 33) presentan diseños típicos de magmatismo asociado a zonas de subducción; y 3) los diagramas discriminantes de ambientes tectónicos con elementos trazas también indican un magmatismo de arco volcánico en márgenes activos (Figura 34 y 35).

3. El magmatismo registrado forma parte del Ciclo Orogénico Famatiniano.

En la aureola metamórfica del plutón El Indio se identificaron filitas con texturas porfidoblásticas, que registran una blastesis por metamorfismo de contacto y un metamorfismo regional, este último de similares características al que presenta la Formación Las Lagunitas. El estudio de las relaciones entre el crecimiento de los porfidoblastos y los minerales metamórficos de la matriz de la filitas permitió establecer la relación temporal entre la intrusión del granitoide y las estructuras regionales de la

Formación Las Lagunitas. Las características observadas son típicas de un magmatismo sincinemático, donde la intrusión se produce a medida que actúa la deformación regional. Similares atributos fueron observados en plutones cercanos como Pampa de los Avestruces (Tickyj y Fernández 2009, Tickyj *et al.* 2009b), Carrizalito (Tickyj, en preparación) y Papagayos (Nattino, en preparación) con edades devónicas comprobadas, lo cual permite asignarle la misma edad al intrusivo El Indio.

A lo largo de la historia del conocimiento geológico de la región, distintos investigadores intentaron dar una explicación a la génesis de la Cordillera Frontal, a través de modelos vinculados a la acreción de terrenos sobre el margen occidental de Gondwana. Hay un consenso bastante generalizado entre los autores en que un terreno denominado Cuyania, habría subducido y posteriormente colisionado contra el margen occidental de Gondwana, dando lugar a la Orogenia Oclóyica perteneciente al Ciclo Orogénico Famatiniano, durante el Ordovícico. Una de las primeras contribuciones sobre terrenos acrecionados fue la de Ramos *et al.* (1984, 1986), donde sugieren que un terreno alóctono denominado Chilenia, habría comenzado a subducir sobre el margen occidental de Cuyania con una vergencia hacia el este. La colisión de estos terrenos daría lugar a la fase de deformación Chánica a fines del Devónico, coincidente con el comienzo de un nuevo margen continental activo al oeste de Chilenia producto de la subducción de un terreno desconocido. Por el contrario, Heredia *et al.* (2012) afirman que en el Silúrico se inicia un margen continental activo en el borde oriental de Chilenia (Subducción Chánica), la cual generó un prisma de acreción y un arco magmático incipiente de edad devónica (Dessanti y Caminos 1967, Caminos *et al.* 1979, Tickyj 2011). En dicho prisma se habría desarrollado un sistema de acreción basal durante el Devónico Medio, en el que rocas sedimentarias e ígneas del margen de Chilenia y fragmentos de la corteza oceánica subducida se deformaron en condiciones de alta presión (Willner *et al.* 2011). Por otro lado, rocas plutónicas del Devónico Inferior evidencian un emplazamiento simultáneo con deformación compresiva (Tickyj *et al.* 2009). A su vez, en el área de la Quebrada de Cortaderas, García Sansegundo *et al.* (2014) y Tickyj *et al.* (2012) describieron estructuras chánicas con vergencia hacia el oeste. Este conjunto de evidencias indicaría el incipiente desarrollo de un orógeno tipo andino sobre Chilenia a partir del Devónico. En el Devónico Superior, la colisión del margen oriental de Chilenia con Cuyania habría originado el Orógeno Chánico (Heredia *et al.* 2012).

Ramos *et al.* (1984) propone para el Carbonífero – Pérmico una subducción y posterior colisión sobre el borde occidental de Chilenia, de un terreno desconocido, que habría dado lugar a la Orogenia Gondwánica, generador del Orógeno de la Cordillera Frontal. Sin embargo, Heredia *et al.* (2012) sugiere que la Orogenia Gondwánica es producto de una subducción no colisional, con vergencia al este y desarrollo solo de zonas internas, típicas este tipo de orógenos.

En base a totalidad de los resultados obtenidos en esta tesina, se interpreta que el magmatismo presente en el cerro El indio es típico de un arco volcánico relacionado a subducción. Se propone una edad devónica para el intrusivo y se lo asigna a la Orogenia Chánica, producto de la subducción al oeste sobre el margen oriental de Chilenia, de acuerdo al modelo sugerido por Heredia *et al.* (2012).

Las afinidades geoquímicas y correspondencia de edad devónica con los plutones mencionados anteriormente (Tickyj 2011), permiten inferir que podrían haber formado parte de un mismo arco magmático desarrollado en el Cordón del Carrizalito durante el Devónico.

Por otra parte, en la presente tesina, se sugiere, que las rocas ubicadas por encima del intrusivo El Indio, no serían vulcanitas de la Formación Huincán, como se describe en la Hoja Geológica 3569 – I Volcán Maipo (Sruoga *et al.* 2005), sino que formarían parte de las metasedimentitas ordovícicas de la Formación Las Lagunitas (Figura 6).

Capítulo 6 – Conclusiones

- En la zona del cerro el indio se reconocieron dos intrusivos en la Formación Las Lagunitas, un plutón subcircular aflorante en el cerro, y un cuerpo lenticular concordante ubicado 2000 m metros al noreste del mismo, clasificado como sill.
- El plutón El Indio se compone de dos facies, una predominante de composición cuarzo – monzodiorita, y una subordinada, representada a través de inclusiones microgranulares máficas, de composición diorítica. A su vez, el cuerpo laminar discordante (Sill), también es de composición cuarzo – monzodiorita.

Los minerales máficos observados en ambas facies corresponden a biotita, hornblenda y augita.

- El análisis de los elementos mayoritarios indica que la facies félsica del plutón presenta un rango de SiO₂ de 61 – 63% y las facies máfica de 55 – 56%. De la facies félsica a la máfica se observa un marcado enriquecimiento en K₂O y un notable empobrecimiento en Fe₂O₃, MgO, y CaO. Los contenidos de Na₂O y de Al₂O₃ se mantienen aproximadamente constantes para ambas facies.

El sill posee en relación al contenido de elementos, un comportamiento similar a la facies félsica del plutón.

Esta variación de los contenidos de elementos mayoritarios se corresponde con la mineralogía observada, ya que de las facies máfica a la félsica se distingue un aumento en los valores modales de plagioclasas, biotita y augita, y un decrecimiento de anfíbol, feldespato alcalino y cuarzo.

- El plutón El Indio según su geoquímica de elementos mayoritarios pertenece a rocas metaluminosas, de la series subalcalinas, calcoalcalinas con altos contenidos de K, que se corresponden a batolitos cordilleranos (Frost *et al.* 2001) o de tipo I (Chappell y White 1974).

Los contenidos de elementos trazas no muestran variaciones significativas entre las facies, presentan enriquecimiento de elementos LIL en relación a HSF como se observa en diagramas multielementos normalizados a NMORB.

Las tierras raras en diagramas normalizados a condrito presentan enriquecimiento en tierras raras livianas en relación a las tierras raras pesadas con una pendiente

marcada ($La/Yb = 7,4$ a $9,5$). Los diagramas tienen diseños típicos de magmatismo asociado a zonas de subducción.

En diagramas discriminantes de ambientes tectónicos las muestras se ubican en el campo de granitoides de arco volcánico.

- En la aureola metamórfica se observaron filitas con texturas porfidoblásticas y matriz lepidoblásticas, en donde se reconoció un metamorfismo de contacto y uno regional. La relación entre el crecimiento de porfidoblastos asociados al metamorfismo térmico y la orientación de los minerales de la matriz indican que la intrusión fue simultánea a la deformación regional.
- Las relaciones de intrusión, las texturas observadas en la aureola metamórfica y la comparación con otros plutones devónicos intruidos en la Formación Las Lagunitas permiten asignar una edad devónica a los intrusivos del cerro El Indio.
- El intrusivo El Indio y los plutones devónicos cercanos forman parte de un magmatismo desarrollado en el margen oriental de Chilenia, producto de una subducción hacia el oeste atribuida a la Orogenia Chánica, a finales del Ciclo Orogénico Famatiniano, en coincidencia con lo propuesto por Heredia *et al.* (2012).

Bibliografía

- Amos, A. J. y Roller, E. O. 1965.** El Carbónico marino en el valle de Calingasta - Uspallata (San Juan-Mendoza). Boletín de Informaciones Petroleras, 368, 50-71.
- Basei, M. A., Ramos, V. A., Vujovich, G. I. y Poma, S. 1998.** El basamento metamórfico de la Cordillera Frontal de Mendoza: nuevos datos geocronológicos e isotópicos. X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2, 412-417. Buenos Aires.
- Bellieni, G., Visentin, J. y Zanettin, B. 1995.** Use of the chemical TAS diagram (total alkali silica) for classification of plutonic rocks: problems and suggestions. *PLINIUS* (Suplemento italiano all' European Journal of Mineralogy), 14, 49-52.
- Boynton, W. V. 1984.** Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. En: Henderson P. (Ed.), Rare earth element geochemistry, 63-114. Elsevier
- Caminos, R. 1979.** Cordillera Frontal. En: J. C. Turner (Ed.), Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, vol. I. Córdoba.
- Caminos, R., Cordani, U. G. y Linares, E. 1979.** Geología y geocronología de las rocas metamórficas y eruptivas de la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza, República Argentina.
- Castro Dorado, A. 2015.** Petrografía de rocas ígneas y metamórficas. Editorial Paraninfo, 260 p. Madrid
- Chappell, B. W. y White, A. J. R. 1974.** Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- Dessanti, R. 1956.** Descripción geológica de la Hoja 27c, Cerro Diamante (provincia de Mendoza) Boletín 85, Dirección Nacional de Minería, Buenos Aires.
- Dessanti, R. N y Caminos, R. 1967.** Edades Potasio – Argón y posición estratigráfica de algunas rocas ígneas y metamórficas de la Precordillera, Cordillera Frontal y Sierras de San Rafael, Provincia de Mendoza. *Revista de la asociación geológica Argentina*, 135 - 162.

Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. y Frost, C. D. 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 42(11), 2033-2048.

García-Sansegundo, J., Farías, P., Rubio–Ordoñez, A. y Heredia, N. 2014. The Palaeozoic basement of the Andean Frontal Cordillera at 34° S (Cordón del Carrizalito, Mendoza Province, Argentina): Geotectonic implications. *Journal of Iberian Geology* 40 (2), 321-330.

Gill, J. B. 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, Berlin, New York, 390 p.

González Díaz, E.F. 1958. Estructuras del basamento y del Neo-Paleozoico en los contrafuertes nord-orientales del Cordón del Portillo (Provincia de Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 12 (2), 98-133.

Groeber, P. 1938. *Mineralogía y geología*. Espasa-Calpe Argentina, 1-492, Buenos Aires.

Groeber, P. 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneado y Maipo. *Revista Sociedad Geológica Argentina*, 2(2), 141-176.

Harris, N. B., Pearce, J. A. y Tindle, A. G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Geological Society, London, Special Publications*, 19(1), 67-81.

Heredia, N., Farias, P., García-Sansegundo, J. y Giambiagi, L. 2012. The basement of the Andean frontal cordillera in the Cordón del Plata (Mendoza, Argentina): geodynamic evolution. *Andean Geology*, 39(2), 242-257.

Heredia, N., Busquets, P., Charrier, R., Colombo, F., Cuesta, A., Farias, P., Gallastegui, G., Gracia Sansegundo, J., Giacosa, R., Giambiagi, L., Ramos, V. A. y Rubio, A. 2015. Evolución geodinámica de los Andes centrales (28°-38° S) durante el Paleozoico. XIV Congreso Geológico Chileno, Simposio Tectónica cortical andina. Actas 7-9. La Serena, Chile.

Hutchinson, C. S. 1974. *Laboratory Handbook of Petrographic Techniques*. xxvii + 527pp., 146 figs, Wiley & Sons, New York, London, Sydney, Toronto.

Irvine, T. N. y Baragar, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. *Canadian Journal Earth Sciences*, 8, 523-548.

Janoušek, V., Farrow, C. M. y Erban, V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology* 47(6), 1255-1259.

Kay, S. M., Ramos, V. A., Mpodozis, C. y Sruoga, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America?. *Geology*, 17(4), 324-328.

Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., y Lameyre, J. 2002. *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks.* Cambridge University Press.

López, V. 2005. *Geología y Petrología de la Cuchilla de Guarguaráz, Cordillera Frontal de Mendoza.* Tesis Doctoral (Inédito). Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, 269p.

López de Azarevich, V. L., Escayola, M., Azarevich, M. B., Pimentel, M. M. y Tassinari, C. 2009. The Guarguaraz Complex and the Neoproterozoic–Cambrian evolution of southwestern Gondwana: geochemical signatures and geochronological constraints. *Journal of South American Earth Sciences*, 28(4), 333-344.

Llambías, E. J. 1999. Las rocas ígneas Gondwánicas. En: R. Caminos (Ed.), *Geología Argentina*, Capítulo 14, 349–376. Buenos Aires.

Llambías, E. J., Leanza, H. A. y Carbone, O. 2007. Evolución tectonomagmática durante el Pérmico al Jurásico Temprano en la cordillera del Viento (37° 05' S – 37° 15' S): nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62(2), 217-235.

Melchor, R. N., Cardonatto, M. C. y Tickyj, H. 2013. Diverse deep marine trace fossils from the early Palaeozoic metasedimentary rocks of the Las Lagunitas Formation, Frontal Cordillera Argentina. II Simposio Latinoamericano de Icnología (SLIC2013). Abstracts and Intra-symposium Fieldtrip, 47. Santa Rosa, La Pampa..

Mpodozis, C. y Ramos, V. A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. En: Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T. y Reinemud, J.A. (Eds.), *Geology of the Andes and its relation*

to Hydrocarbon and Mineral Resources, Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series 11, 59-90. Houston.

O'Connor, J. T. 1965. A classification for quartz – rich igneous rocks based on feldspar ratios. Geological Survey Research, volumen 525, capítulo B, 79 – 84.

Pearce, J. A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En: Hawkesworth C.J y Norry M.J. (Eds.), Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich, pp 230- 249.

Pearce, J. A., Harris, N. B. W. y Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25, 956-983.

Peccerillo, A. y Taylor, S. R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology, 58, 63-81.

Polanski, J. 1958. El bloque Variscico de la Cordillera Frontal. Revista de la Asociación Geológica Argentina 12, 165-196.

Polanski, J. 1964. Descripción geológica de la Hoja 26c, La Tosca. Dirección Nacional de Geología y Mineralogía, Bol. 101. 1 – 86. Bs. As.

Ramos, V. A. 1988. Tectonics of the Late Proterozoic - Early Paleozoic: a collisional history of Southern South America. Episodes 11(3), 168-174.

Ramos, V. A. 1999a. Rasgos estructurales del territorio argentino. En: R. Caminos (Ed.), Geología Argentina, capítulo 24, 715-784. Buenos Aires.

Ramos, V. A. 1999b. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: R. Caminos (Ed.), Geología Argentina, Capítulo 3, 41-96. Buenos Aires.

Ramos, V. A. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. En: Kay, S.M., Ramos, V.A., Dickinson, W. (Eds.), Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision. Geological Society of America, Memoir 204, 31–65.

- Ramos, V. A y Basei, M. A. S. 1997.** The basement of Chilenia: an exotic continental terrane to Gondwana during the Early Paleozoic. Symposium on Terrane Dynamics' 97, 140-143. New Zealand.
- Ramos, V. A. y Kay, S. M. 1991.** Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. Geological Society of America Special Papers, 265, 79-92.
- Ramos, V. A, Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Kay, M. S., Cortés, J. M. y Palma, M. A. 1984.** Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. Congreso Geológico Argentino. Actas 9, 84-106.
- Ramos, V. A., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Mpodozis, C., Kay, S. M., Cortés, J. M. y Palma, M. 1986.** Paleozoic terranes of the central Argentine - Chilean Andes. Tectonics, 5(6), 855-880.
- Sruoga, P., Etcheverría, M., Folguera, A., Repol, D. y Zanettini, J. C. 2005.** Hoja geológica 3569-I, Volcán Maipo. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina 1:250.000, Boletín 290, 238 pág. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires.
- Streckeisen, A. 1976.** To each plutonic rock its proper name. Earth-Science Reviews, 12, 1-33.
- Sun, S. S. y McDonough, W. S. 1989.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42(1), 313-345.
- Tickyj, H. 2011.** Granitoides calcoalcalinos Tardío-Famatinianos en el Cordón del Carrizalito, Cordillera Frontal, Mendoza. XVIII Congreso Geológico Argentino, 1- 2. Neuquén.
- Tickyj, H. y Fernández, M. A. 2009.** Microestructuras relacionadas al emplazamiento del Plutón Pampa de los Avestruces, Cordillera Frontal, Mendoza. X Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales (COPROCA), Resúmenes. Santa Rosa.
- Tickyj, H, Fernández, M. A. y Dimieri, L. V. 2012.** Estructura de la Fm. Las Lagunitas, Cordón del Carrizalito, Cordillera Frontal, Argentina. XV Reunión de Tectónica. Actas, 150-151. San Juan.

Tickyj, H, Frisicale, C. y Fernández, M. A. 2013. Metamorfismo regional de la Fm. Las Lagunitas, Cordón del Carrizalito, Cordillera Frontal. XI Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, Resúmenes, 67. Santa Rosa, La Pampa.

Tickyj, H, Rodriguez Raising, M., Cingolani, C., Alfaro, M. y Uriz, N. 2009a. Graptolitos ordovícicos en el sur de la Cordillera Frontal de Mendoza, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 64 (2), 295-302.

Tickyj, H., Fernández, M. A., Chemale Jr., F. y Cingolani, C. 2009b. Granodiorita Pampa de los Avestruces, Cordillera Frontal, Mendoza: un intrusivo sintectónico de edad devónica inferior. XIV Reunión de Tectónica. Resúmenes, volumen 27. Río Cuarto, Córdoba.

Turner, J. C. M. y Méndez, V. 1975. Geología del sector oriental de los Departamentos de Santa Victoria e Iruya, provincia de Salta, República Argentina. Boletín Academia Nacional de Ciencias 51(1-2), 11-24.

Volkheimer, W. 1966. Descripción geológica de la hoja 27B, Cerro Sosneado, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional. Buenos Aires. Inédito

Volkheimer, W. 1978. Descripción geológica de la hoja 27B, Cerro Sosneado, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional. Carta Geológico Económica de la República Argentina, escala 1:200.000. Buenos Aires.

Willner, A. P., Gerdes, A., & Massonne, H. J. 2008. History of crustal growth and recycling at the Pacific convergent margin of South America at latitudes 29–36 S revealed by a U–Pb and Lu–Hf isotope study of detrital zircon from late Paleozoic accretionary systems. *Chemical Geology*, 253(3), 114-129.

Willner, A. P., Gerdes, A., Massonne, H. J., Schmidt, A., Sudo, M., Thomson, S. N. y Vujovich, G. 2011. The geodynamics of collision of a microplate (Chilenia) in Devonian times deduced by the pressure–temperature–time evolution within part of a collisional belt (Guarguaraz Complex, W-Argentina). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(2), 303-327.

Yáñez, G. A., Ranero, C. R., Huene, R. y Díaz, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32–34 S): The role of the Juan Fernández Ridge in the

late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B4), 6325-6345.