



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 PAPAGAYOS, CORDÓN DEL CARRIZALITO, CORDILLERA
FRONTAL, MENDOZA.**

Nattino, Constanza

SANTA ROSA (LA PAMPA)

2017

ARGENTINA

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 26 de agosto de 2016 y el 26 de junio de 2017, 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 tiempo, guía, paciencia y predisposición.
- A mi familia.
- A mis amigos y compañeros.

Fecha:

.....
Nattino, Constanza
DNI: 37.177.131

Departamento de Geología

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PAMPA

Resumen

Se realizó una descripción litológica del Plutón Papagayos y de su aureola metamórfica de contacto (34°16'S- 69°31'O, Cordón del Carrizalito, Cordillera Frontal), junto con una caracterización geoquímica y una edad U-Pb en circones del intrusivo, para vincular su génesis con alguno de los ciclos orogénicos registrados en Argentina.

El Plutón Papagayos se compone de una facies félsica predominante de composición monzogranítica biotítica, y otra máfica de composición granodiorítica, representada por escasos enclaves microgranulares. Ambas facies clasifican como silíceas, peraluminosas y calcoalcalinas de alto potasio. Los contenidos de elementos mayoritarios y traza se corresponden con un magmatismo asociado a zonas de subducción.

La aureola metamórfica de contacto del plutón está formada por esquistos porfidoblásticos con andalucita, biotita y clorita, en los cuales se identificaron tres eventos metamórficos. El primer evento es un metamorfismo térmico vinculado a la intrusión del granito y el segundo se asocia a la deformación regional registrada en la roca de caja. Ambos eventos fueron parcialmente simultáneos. El tercer evento es un metamorfismo térmico de escaso desarrollo.

El Plutón Papagayos tiene una edad de $420,4 \pm 6,6$ Ma (U-Pb en circones) que lo ubica en el límite Silúrico-Devónico. Junto con los plutones Carrizalito, Pampa de los Avestruces y El Indio, que poseen características químicas y edades semejantes, formaron parte de un mismo arco magmático desarrollado en el Cordón del Carrizalito durante el Devónico, producto de una subducción hacia el oeste atribuida a la Orogenia Chánica, a finales del Ciclo Orogrénico Famatiniano.

Abstract

Lithological studies on the Papagayos pluton and its contact metamorphic aureole (34°16'S-69°31'O, Cordón del Carrizalito, Cordillera Frontal), together with a geochemical characterization and a U-Pb dating on the intrusive, were carried out in order to relate its genesis with some of the orogenic cycles recorded in Argentina.

The Pluton Papagayos is composed of a dominant felsic facies of biotite monzogranitic composition, and a mafic facies of granodioritic composition, represented by few microgranular enclaves. Both facies classified as siliceous, peraluminous and high-K calc-alkaline series. The contents of major and trace elements are typical of a magmatism associated with subduction zones.

The metamorphic contact aureole is formed by schists with andalusite, biotite and chlorite porphyroblasts, in which three metamorphic events were identified. The first event is a thermal metamorphism linked to the intrusion of granite and the second metamorphism event is associated with a regional deformation that affected the host rocks. Both events were partially simultaneous. The third event is associated with a poorly developed thermal metamorphism.

The Papagayos pluton has an age of 420.4 ± 6.6 Ma that places it in the Silurian – Devonian boundary. Together with the Carrizalito, Pampa de los Avestruces and El Indio plutons, which possess chemical characteristics and similar ages, it is inferred that they forms part of a magmatic arc developed in the Cordón del Carrizalito during the Devonian, product of an westward subduction attributed to Chanic Orogeny, at the end of the Famatinian Orogenic Cycle.

Índice

• Capítulo 1: Introducción	
1.1 Introducción	1
1.2 Ubicación geográfica y vías de acceso	2
1.3 Objetivos	3
1.4 Hipótesis	4
• Capítulo 2: Marco geológico	
2.1 Cordillera Frontal	5
2.2 Geología del área de estudio	6
• Capítulo 3: Metodología	
3.1 Tareas de campo	10
3.2 Tareas de laboratorio	10
3.3 Tareas de gabinete	11
• Capítulo 4: Resultados	
4.1 Mapas	14
4.2 Litología	16
4.2.1 Plutón Papagayos	16
4.2.2 Roca de caja	24
4.2.2 Roca de caja	29
4.3 Geoquímica	29
4.3.1 Elementos mayoritarios	35
4.3.2 Elementos traza	
4.4 Edad	40
• Capítulo 5: Discusión	42
• Capítulo 6: Conclusiones	45
Bibliografía	47

Capítulo 1. Introducción

1.1 Introducción

La Cordillera de los Andes es el mayor sistema orogénico desarrollado por subducción de corteza oceánica a lo largo de un margen continental. La subducción comenzó en el Proterozoico superior, después de la ruptura de Rodinia, y aún continúa activa (Ramos 2009). De acuerdo a los distintos regímenes de subducción actuales, los Andes son divididos en los sectores Norte, Central y Sur (Gansser 1973). El sector Central presenta dos zonas con volcanismo activo separadas por una zona con subducción subhorizontal, ubicada entre los 28° y 33° de latitud sur, cuya génesis ha sido atribuida a la colisión de la dorsal asísmica Juan Fernández hace 10-12 Ma (Yañez *et al.* 2001). La subducción subhorizontal generó la migración del arco volcánico hacia el este, produciendo en la actualidad un silencio volcánico y, además, el levantamiento progresivo en la misma dirección de las provincias geológicas Cordillera Principal, Cordillera Frontal, Precordillera y Sierras Pampeanas.

La Cordillera Frontal es una cadena montañosa limitada hacia el este por Precordillera y hacia el oeste por Cordillera Principal, y se extiende desde el norte de la provincia de San Juan hasta el Río Diamante en Mendoza (Groeber 1938).

En forma sintética la estratigrafía de Cordillera Frontal está integrada por un basamento compuesto por rocas metamórficas y sedimentarias del Proterozoico y el Paleozoico inferior, sobre el que se apoyan en discordancia sedimentitas carboníferas, seguidas de volcanitas y plutonitas de edad permotriásica que cubren e intruyen a las rocas carboníferas y otras unidades más antiguas, y por último, rocas sedimentarias y volcánicas de edad cenozoica.

La Cordillera Frontal presenta registros de eventos geológicos relacionados con las Orogenias Famatiniana, Gondwánica y Ándica. La orogenia Famatiniana se encuentra registrada en las rocas precarboníferas y su desarrollo ha sido asociado a la colisión del terreno Chilenia al margen suroccidental de Gondwana en el Devónico medio a tardío (Ramos *et al.* 1984). Por su parte, la orogenia Gondwánica está representada por los extensos registros de rocas neopaleozoicas y su origen se atribuye a la acreción de un terreno, de dimensiones aún no conocidas, sobre el margen occidental del terreno Chilenia

(Ramos 1988, Mpodozis y Ramos 1989). La orogenia Gondwánica se caracteriza por el desarrollo del Magmatismo Choiyoi vinculado a una subducción buzante hacia el este a lo largo del nuevo margen pacífico de Sudamérica, al oeste de Chile, durante el Pérmico al Triásico Inferior. Por último, en el Ciclo Orogénico Ándico, se produce el levantamiento de Cordillera Frontal como un bloque rígido, relacionado a movimientos tectónicos de fines del Mioceno (Ramos 1999).

En el sector meridional de la Cordillera Frontal, entre las latitudes de 34° y 36°S, se encuentra el Cordón del Carrizalito. Las rocas más antiguas que lo componen son metasedimentos ordovícicos perteneciente a la Formación Las Lagunitas, que son intruidas por plutones paleozoicos (Volkheimer 1978, Tickyj *et al.* 2009, Tickyj *et al.* 2017). Por encima se disponen rocas permo-triásicas sedimentarias e ígneas correspondientes al magmatismo Choiyoi. El conjunto de rocas paleozoicas es cubierto por facies lávicas neógenas y cuaternarias durante el Ciclo Orogénico Ándico (Caminos *et al.* 1979, Sruoga *et al.* 2005).

Los tres pulsos magmáticos registrados en Cordillera Frontal (Caminos *et al.* 1979), también se encuentran representados en el Cordón del Carrizalito. Los intrusivos Carrizalito, El Indio, Pampa de los Avestruces y Papagayos, este último objeto de la presente tesina, pertenecen al primer pulso y están relacionados con el Ciclo Orogénico Famatiniano (Dessanti y Caminos 1967, Tickyj *et al.* 2009, Tickyj *et al.* 2017). En el área de trabajo de la presente tesina, vulcanitas y plutones permo-triásicos que afloran en cercanías del arroyo Papagayos y arroyo Yaucha son asignados al magmatismo Choiyoi y al Ciclo Orogénico Gondwánico. En tanto que las rocas ígneas terciarias y cuaternarias de las formaciones Huincán, La Invernada y Las Tunas son atribuidas al ciclo Ándico (Sruoga *et al.* 2005).

1.2 Ubicación geográfica y vías de acceso

El área de estudio se localiza en las coordenadas geográficas 34° 16' S- 69° 31' O, en el sur de la provincia de Mendoza, a una distancia de 115 km hacia el oeste de la ciudad de San Rafael y a 36,9 km al este del límite internacional con Chile.

El Plutón Papagayos, nombre propuesto a partir de su cercanía al arroyo Papagayos, es un granito de difícil acceso por encontrarse en un área montañosa. Es posible llegar a partir de la ruta provincial N°98, camino de ingreso a la Laguna del Diamante, recorriendo

3 km hacia el sur desde la Pampa de los Avestruces. Otra vía de acceso es desde la ruta provincial N°101 recorriendo 30 km en dirección este, siguiendo el cauce del arroyo Papagayos (Fig. 1). El área descrita está incluida en la hoja geológica 3569-I, Volcán Maipo (Sruoga *et al.* 2005).



Figura 1. 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.

1.3 Objetivos

Con el fin de conocer los distintos eventos geológicos que conforman a la Cordillera Frontal es necesario recurrir al aporte de diferentes disciplinas de la geología como la petrología, la geología estructural y la geocronología, entre otras.

En el Cordón del Carrizalito, en particular, es de interés realizar una caracterización y clasificación mineralógica y geoquímica de las rocas ígneas que lo componen. Las rocas plutónicas presentes en esta zona han sido poco estudiadas y su relación con los ciclos orogénicos presentes en la Cordillera Frontal es poco conocida. Además interesa el estudio de las características texturales y mineralógicas de las rocas sedimentarias, que han sufrido deformación a escala regional, y su relación con la intrusión de diferentes cuerpos plutónicos. De esa manera se busca inferir la relación temporal entre las estructuras

regionales, que se generaron como consecuencia de eventos deformacionales, y los cuerpos intrusivos.

Los objetivos generales planteados en la presente tesina están relacionados a la geodinámica del margen sudoccidental de Gondwana. Los objetivos específicos pretenden mejorar el conocimiento petrológico del Plutón Papagayos y su aureola metamórfica, ubicados en el Cordón del Carrizalito, en 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 Plutón Papagayos aflorante en el Cordón del Carrizalito, de la Cordillera Frontal mendocina.
- Establecer la relación temporal entre la intrusión del Plutón Papagayos y las estructuras regionales de la Formación Las Lagunitas.
- Relacionar el magmatismo del Plutón Papagayos con los Ciclos Orogénicos registrados en la Cordillera Frontal.

1.4 Hipótesis

Teniendo en cuenta la bibliografía y los antecedentes del área se plantearon las siguientes hipótesis:

- La litología del intrusivo Papagayos se compone de una facies félsica de composición granítica y una facies máfica de composición tonalítica.
- 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

La Cordillera Frontal es una cadena montañosa ubicada entre las latitudes 27° 00' y 36° 46' S y se extiende por el oeste de las provincias de Catamarca, La Rioja, San Juan y Mendoza. Se compone principalmente de depósitos neopaleozoicos que se asientan en discordancia angular sobre un basamento metamórfico de edad ordovícica superior, expuesto en los Cordones del Portillo, del Plata y del Carrizalito (Caminos 1979, Caminos *et al.* 1979, Ramos y Basei 1997, Basei *et al.* 1998, López 2005, Willner *et al.* 2008, López *et al.* 2009, Tickyj *et al.* 2009, Tickyj *et al.* 2017). Luego de la Fase Orogénica Chánica, se depositaron sedimentitas marinas del Carbonífero, correspondientes a un ambiente de cuenca de retroarco (González Díaz 1958, Polanski 1958, Amos y Rolleri 1965, Ramos 1999). Más tarde, se emplazaron intrusivos y volcanitas que intruyeron y cubrieron las secuencias carboníferas dando lugar a la Provincia Magmática Choiyoi, durante el Pérmico Inferior-Triásico Inferior (Kay *et al.* 1989). Este magmatismo comenzó después de la Fase Orogénica San Rafael y culminó con la Fase extensional Huárpica (Llambías *et al.* 2007, Sato *et al.* 2015). Por último, se encuentran sedimentitas mesozoicas y cenozoicas producto de la orogenia andina (Caminos 1979).

Esta provincia geológica limita al norte, de manera transicional, con la Puna y hacia el oeste con la Cordillera Principal. Este último límite geológico está marcado por el contacto entre rocas paleozoicas que caracterizan a la primera y unidades mesozoicas que definen a la segunda. Hacia el este la Cordillera Frontal limita con Precordillera. Este límite puede trazarse con cierta precisión, pese a que existen formaciones rocosas que son comunes a ambos ambientes (Caminos 1979). Al sur del paralelo 29° 00' S la Cordillera Frontal y Precordillera se dividen en dos sistemas montañosos independientes y paralelos, separados por el valle Calingasta-Uspallata. Al sur de Uspallata las dos cadenas vuelven a juntarse por un corto trecho, generando una zona de mezcla y engranaje tectónico que tiene como límite arbitrario el curso del río Mendoza. Se separan nuevamente en Potrerillos, a partir de lo cual la Precordillera desaparece un poco al sur de Cacheuta y la Cordillera Frontal sigue hasta la latitud del río Diamante (Caminos *et al.* 1979). Entre los ríos Mendoza y Diamante la Cordillera Frontal se divide en los cordones del Plata, del Portillo y del Carrizalito (Groeber 1938).

2.2 Geología del área del estudio

Una síntesis de la geología del área de estudio fue realizada por Sruoga *et al.* (2005) durante la confección de la hoja geológica 3569-I Volcán Maipo, la cual se encuentra dentro de la provincia de Mendoza entre los 34°00' y 35°00" de latitud sur, y en sentido meridiano entre los 69° de longitud oeste y la traza límite con Chile. Comprende parte de las provincias geológicas de Cordillera Principal y Cordillera Frontal, y un sector del Bloque de San Rafael (Figuras 2 y 3).

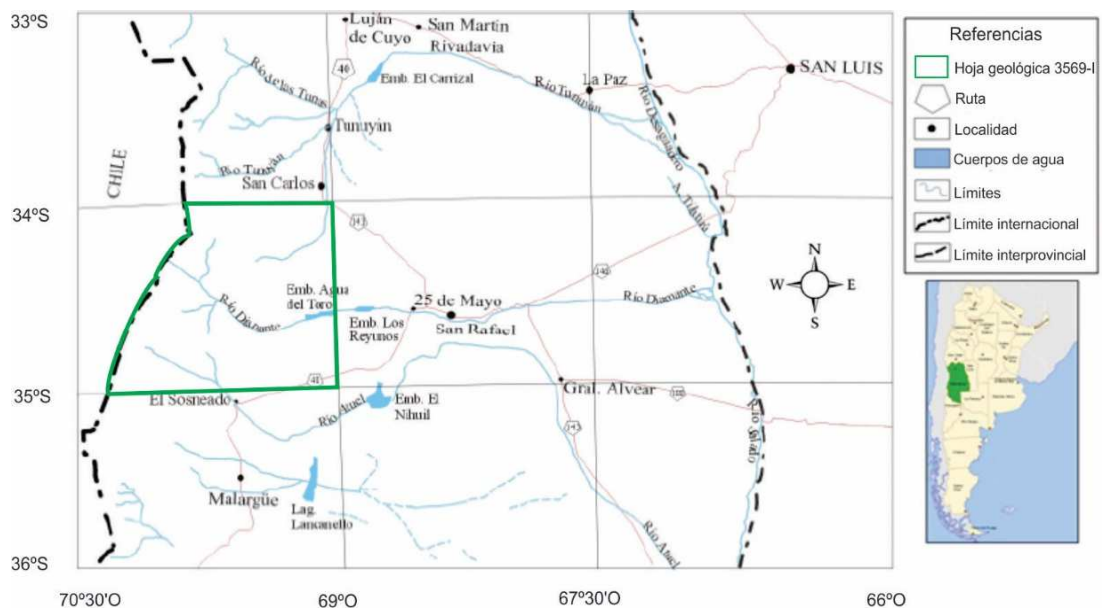


Figura 2. Mapa de ubicación de la hoja geológica 3569-I volcán Maipo (Sruoga *et al.* 2005).

Las unidades más antiguas son la Formación La Horqueta, con un amplio desarrollo en el Bloque San Rafael, y la Formación Las Lagunitas, representada en el extremo suroriental de Cordillera Frontal (Groeber 1947, Polanski 1964, Volkheimer 1978). Groeber (1947) correlacionó a estas formaciones con unidades de alto metamorfismo regional que afloran en el cordón del Portillo. La Formación La Horqueta fue asignada al Silúrico-Devónico por su contenido fosilífero (Di Persia 1972, Rubinstein 1997). En tanto que la depositación de la sección basal de Formación Las Lagunitas se produjo en el Ordovícico Tardío (Tickyj *et al.* 2009). Sin embargo, no se descarta que la sección superior se desarrolle en el Silúrico-Devónico como propuso Volkheimer (1978) a partir de su correlación con la “Serie de La Horqueta” (Dessanti 1956). Ambas unidades se depositaron en un ambiente marino y presentan metamorfismo de bajo grado consecuencia de la orogenia Chánica (Tickyj y Cingolani 2000, Tickyj *et al.* 2001, Tickyj *et al.* 2009). Cabe mencionar que García-Sansegundo *et al.* (2014) describieron sedimentitas de muy bajo grado metamórfico y deformación en la zona de Quebrada de Cortaderas, del Cordón del

Carrizalito. A una parte de esta secuencia sedimentaria, que previamente había sido incluida en la Formación las Lagunitas, por sus características geológicas y estructurales la consideraron de edad carbonífera y la denominaron Formación Selerpe.

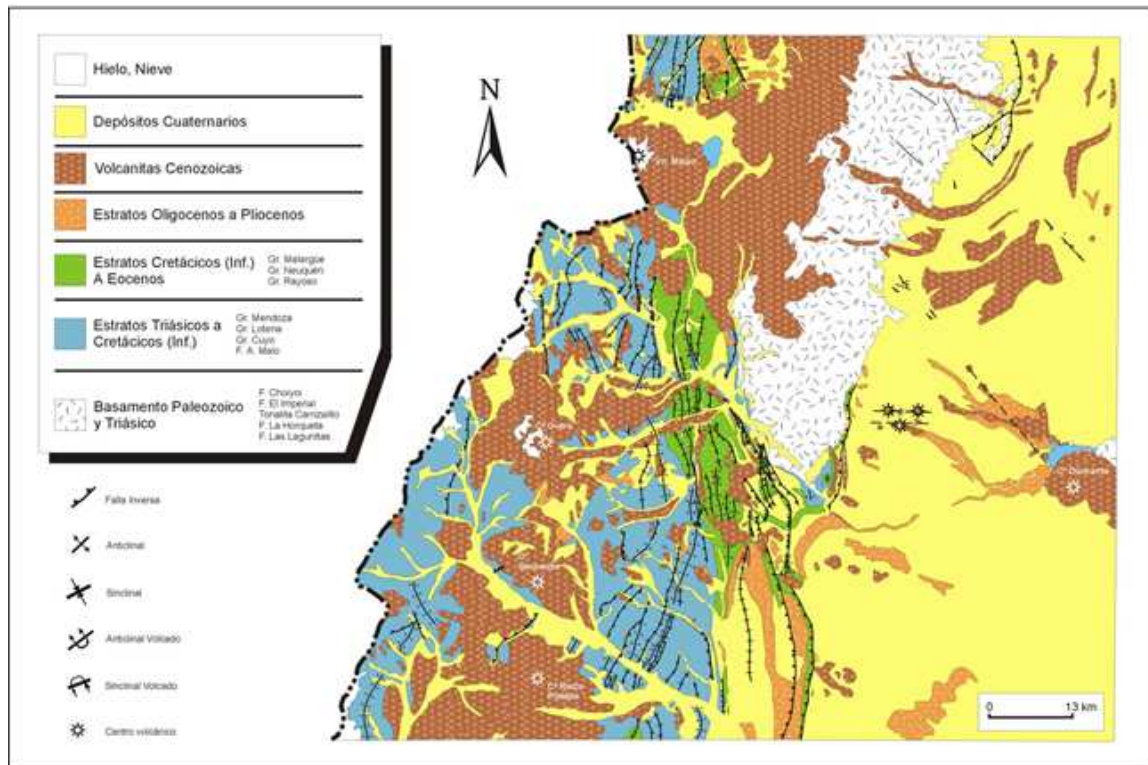


Figura 3. Esquema estratigráfico y tectónico del área comprendida por la hoja geológica 3569-I Volcán Maipo (Tomado de Sruoga *et al.* 2005).

La Formación Las Lagunitas se comporta como roca de caja de cuerpos intrusivos de edad devónica (Tickyj *et al.* 2017) y permotriásica (Formación Choyoi) (Groeber 1947, Volkheimer 1978, Sruoga *et al.* 2005). En el área de Pampa de los Avestruces, Tickyj *et al.* (2009) 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-porfiroblastos 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 Orogrénico Famatiniano. Datos de elementos mayoritarios y trazas aportados por Tickyj (2011) arrojaron para los plutones Pampa de los Avestruces y Carrizalito composiciones granodioríticas y características geoquímicas de arco volcánico. Las similitudes litológicas, geoquímicas y las relaciones de campo entre ambos cuerpos les permitieron inferir que podrían haber formado parte de un mismo arco magmático desarrollado en el Cordón del Carrizalito, durante las etapas finales del Ciclo Orogrénico Famatiniano. Por su parte, Guarascio (2016) describió intrusivos monzodioríticos

calcoalcalinos en el cerro El Indio (Cordón del Carrizalito) y los correlacionó con los plutones Pampa de los Avestruces y Carrizalito por sus afinidades geoquímicas y similares relaciones de campo.

El final del Paleozoico está representado por el Grupo Choiyoi, una asociación volcánica-plutónica que aflora a lo largo de la Cordillera Frontal. Este evento magmático presenta un cambio en su composición química reflejando un cambio tectónico durante su emplazamiento. En el Pérmico inferior posee una composición andesítica consecuencia de un régimen de subducción subhorizontal; en el Pérmico superior – Triásico se produce el empinamiento de la placa, se instala un régimen extensional y un volcanismo posorogénico de composición riolítica (Ramos 1988, Llambías *et al.* 1993). 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). 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 del Grupo Choiyoi presentan tonalidades claras, blanquecinas y blanco-amarillentas e intruyen a las metamorfitas de la Formación Las Lagunitas en pequeños cuerpos espacialmente desconectados.

El Mesozoico se caracteriza por sedimentitas correspondientes al relleno de la Cuenca Neuquina. Esta cuenca de retroarco registra una sedimentación marina producto de ingresiones desde el océano Pacífico durante el Jurásico – Cretácico Temprano. Luego, a partir del Cretácico Tardío, el régimen tectónico fue compresivo con sedimentación predominantemente continental, registrándose sedimentitas marinas producto de una ingesión marina desde el océano Atlántico, representadas por la Formación Roca del Grupo Malargüe (Lagarreta *et al.* 1993).

El único registro de Triásico marino en la cuenca es la Formación Arroyo Malo (Riccardi *et al.* 1988). Según Volkheimer (1978) a comienzos del Jurásico se depositó el Grupo Cuyo, con unidades de carácter transgresivo (Formación Puesto Araya y Formación El Codo) y la Formación Tábanos con importantes niveles de yeso como consecuencia de

una regresión marina. Legarreta y Gulisano (1989) indicaron que durante el Jurásico Medio a Tardío se produce nuevamente una transgresión marina seguida por una regresión, generando los depósitos del Grupo Lotena (formaciones Lotena, La Manga y Auquilco). En el Jurásico Superior – Cretácico Inferior comienza a depositarse el Grupo Mendoza, luego el Grupo Rayoso (desconexión con el océano Pacífico), el Grupo Neuquén y el Grupo Malargüe.

El Ciclo Ándico (eventos de deformación orogénica, vulcanismo de arco y retroarco y depositación sinorogénica en cuencas de antepaís) caracteriza a la era cenozoica. Su inicio se encuentra representado por facies volcánicas y plutónicas (Formación Molle) y facies volcánicas e intrusivas (Formación Palaoco); ambas asociadas a un ambiente de arco volcánico (Groeber 1947).

Durante el Mioceno se produce la estructuración de la Cordillera Principal, consecuencia de los esfuerzos compresivos.

Según Pérez *et al.* (1997) en el Mioceno medio se produce la “ingresión paranense”, generándose un medio marino restringido favoreciendo la acumulación de yeso y limolitas (Formación Papal). Por encima se depositan unidades de carácter continental (Formación Agua de Piedra y Formación Loma Fiera). Hacia fines del Plioceno con la Fase Diaguíta culmina el ciclo de orogénesis terciaria.

El Cuaternario está representado por sedimentación pedemontana asociada a ascensos del frente montañoso (Formación Mesones, Formación La Invernada y Formación Las Tunas), como así también por depósitos glaciares, aluviales, coluviales y de remoción en masa (Groeber 1947 y Polanski 1963).

Capítulo 3. Metodología

3.1 Tareas de campo

Las tareas de campo en el Plutón Papagayos fueron realizadas en dos campañas. La primera campaña fue realizada en enero del año 2010 por el Dr. Hugo Tickyj, la Lic. María Alejandra Fernández y la Lic. Eliana Saguas, y el objetivo fue el reconocimiento general del área y la recolección de una muestra para determinar la edad del Plutón Papagayos estudiado en la presente tesina. La segunda campaña tuvo lugar en enero del año 2016 a cargo de Dr. Hugo Tickyj y los estudiantes Marisol González y Juan Ignacio García. En esa oportunidad se procedió al mapeo del Plutón Papagayos y de la roca de caja y, además, se tomaron muestras para su posterior análisis químico y petrológico.

3.2 Tareas de laboratorio

Las tareas de laboratorio incluyen la realización de secciones delgadas de rocas, preparación de rocas para análisis químico, y separación de circones para análisis isotópico.

El proceso de preparación de los cortes delgados tuvo lugar en la sala de cortes perteneciente al Departamento de Geología, ubicada en el Campo de Enseñanza de la UNLPam. Se realizaron 10 cortes delgados de rocas, 3 pertenecientes a la facies félsica del intrusivo, 3 a las facies máfica y 4 a la roca de caja. Además, se utilizaron 8 secciones delgadas confeccionadas por el laboratorio del Departamento de Geología de la Universidad Nacional de San Luis, de los cuales 4 cortes corresponden a la facies félsica, 1 a la facies máfica y 3 a la roca de caja.

Para preparar las muestras para los análisis químicos, se utilizó un volumen inicial de aproximadamente 5 kg, el cual se trituró con ayuda de una piqueta a partículas de un tamaño menor de 3 cm. Una vez triturado el material de cada muestra, se procedió al cuarteo de las mismas y se separó una porción de 0,5 kg, que fue enviada al laboratorio Bureau Veritas Minerals (Canadá) con el fin de obtener datos químicos de elementos mayoritarios y trazas. El laboratorio utilizó un ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer) para la determinación de elementos mayoritarios y un ICP-ES (Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometer) para los elementos trazas. 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; y a su vez pueden ser consultados en la página web del laboratorio, www.AcmeLab.com.

Para la separación de los circones que fueron datados se partió una muestra molida de 1 kg, de la cual se separaron los minerales pesados mediante técnicas gravimétricas y magnéticas convencionales y luego se concentraron los circones con lupa binocular.

3.3 Tareas de gabinete

Las tareas de gabinete realizadas fueron: búsqueda y recopilación de material bibliográfico, realización de un mapa geológico del área de estudio, descripción de la litología del Plutón Papagayos y su aureola metamórfica de contacto a partir de imágenes de afloramientos, muestras de mano y cortes delgados, estimación de la composición modal en imágenes de los afloramientos y cortes delgados, y descripción e interpretación de datos químicos del Plutón Papagayos.

En principio, se recopiló bibliografía con el fin de obtener información sobre los estudios geológicos realizados en la provincia geológica Cordillera Frontal en general y en el Cordón del Carrizalito en particular. Posteriormente, se consultó material bibliográfico sobre técnicas para la descripción de rocas ígneas y metamórficas y sobre geoquímica de rocas ígneas (elementos mayoritarios y trazas) e interpretación de diagramas químicos.

Se elaboraron dos mapas del área de estudio con coordenadas 34°16'S y 69°31'O, uno general con una escala 1:100.000 y un mapa de mayor detalle con una escala de 1:25.000. Ambos mapas se realizaron a partir de imágenes satelitales del programa Google Earth® y utilizando el software OpenOffice (versión 4.1.2).

Para la descripción mineralógica y textural del Plutón Papagayos se utilizaron imágenes de los afloramientos para la facies félsica y muestras de mano y cortes delgados para la facies félsica y la facies máfica. Se analizaron un total de 14 secciones delgadas, 7 corresponden a la facies félsica, 3 a la facies máfica y 4 cortes delgados para la caracterización de la mineralogía y textura de la roca de caja. Todas las secciones delgadas correspondientes al Plutón y a la roca de caja, se analizaron 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 clasificación de las rocas identificadas en el Plutón Papagayos se utilizó el esquema propuesto por Streckeisen (1976), y actualizado por Le Maitre *et al.* (2002), que tiene en cuenta el porcentaje modal de cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa. El granitoide estudiado posee una facies félsica dominante, con textura porfírica con megacristales de feldespato potásico de hasta 12 cm de longitud, y una facies máfica compuesta por enclaves microgranulares. En la facies félsica, debido a la heterogeneidad en el tamaño de los cristales, se utilizó un procedimiento combinado para estimar las modas. Por un lado, se cuantificó el porcentaje de megacristales de feldespato en relación al volumen total de la roca, en base a fotografías de afloramientos obtenidas durante la segunda campaña realizada al área de estudio. Para ello se utilizó el software JMicroVision (versión 1.2.7) que permite cargar imágenes y realizar un conteo sistemático a partir de un mallado regular. Se utilizaron 7 imágenes con un conteo de 300 puntos por imagen. Por otro lado, se realizaron modas en cortes delgados de la matriz con un contador de puntos. Luego se combinaron los datos de afloramiento y corte delgado de la facies félsica para la obtención de la moda definitiva de cada muestra estudiada. Para la clasificación modal del granito se utilizaron 4 secciones delgadas de la facies félsica y 3 pertenecientes a la facies máfica. Para cada uno se realizaron aproximadamente tres modas de 300 puntos, lo que equivale a 1.200 puntos por muestra. En los cortes delgados se cuantificó la abundancia de los minerales esenciales, accesorios y de alteración.

Se interpretaron los datos de seis análisis químicos de elementos mayoritarios y trazas usando el programa de código abierto GCDkit, versión 3.0 (Janoušek *et al.* 2006), con el cual se realizaron diagramas químicos binarios y normalizados. Se utilizaron los siguientes diagramas: TAS para clasificar rocas plutónicas (Bellieni *et al.* 1995); AFM y diagrama FeOt/MgO vs SiO₂ para distinguir series toleíticas de calcoalcalinas (Irvine y Baragar 1971, Miyashiro 1974); K₂O vs. SiO₂ (Peccerillo y Taylor 1976); esquema clasificatorio de rocas graníticas (Frost *et al.* 2001); diagramas de elementos trazas normalizados a NMORB (Pearce 1983, Sun y McDonough 1989); diagrama de tierras raras normalizadas a condrito (Boynnton 1984); diagramas de discriminación tectónica de granitos (Pearce *et al.* 1984, Harris *et al.* 1986, Pearce 2008).

Además, se realizó un cálculo de la edad de cristalización del Plutón Papagayos en base al análisis isotópico de U y Pb en cristales de circón, con la utilización del programa Isoplot/Ex (Ludwig 2003). Las mediciones de las relaciones isotópicas fueron realizadas en el Centro de Pesquisas Geocronológicas de la Universidad de San Pablo (Brasil).

Capítulo 4. Resultados

El Plutón Papagayos es un cuerpo granítico situado en el margen norte de las nacientes del arroyo Papagayos, con un diámetro norte-sur de aproximadamente 3,7 km. Presenta una relación intrusiva con la Formación Las Lagunitas y el contacto concordante entre ambas litologías puede observarse, tanto en el margen oriental como en el margen occidental del cuerpo plutónico. El Plutón Papagayos está formado por dos facies litológicas, una facies monzogranítica de carácter dominante, y una facies granodiorítica representada en escasos enclaves microgranulares.

4.1 Mapas

Se elaboraron dos mapas del área de estudio con coordenadas centrales 34°16'S y 69°31'O, uno general con una escala 1:100.000 y un mapa de mayor detalle con una escala de 1:25.000 (Figs. 4 y 5). Ambos mapas se realizaron a partir de los datos recolectados en las tareas de campo y de imágenes satelitales del programa Google Earth®. En los trabajos de campo se pudieron identificar los contactos oriental y occidental de la porción norte del Plutón Papagayos, para el resto de los contactos del cuerpo y de las otras unidades mapeadas los límites fueron inferidos a partir de las imágenes satelitales. El cuerpo granítico ubicado al oeste del Plutón Papagayos es una interpretación basada en información satelital y en el hallazgo durante las tareas de campo de un rodado de granito biotítico-muscovítico, que por su ubicación podría pertenecer a ese cuerpo.

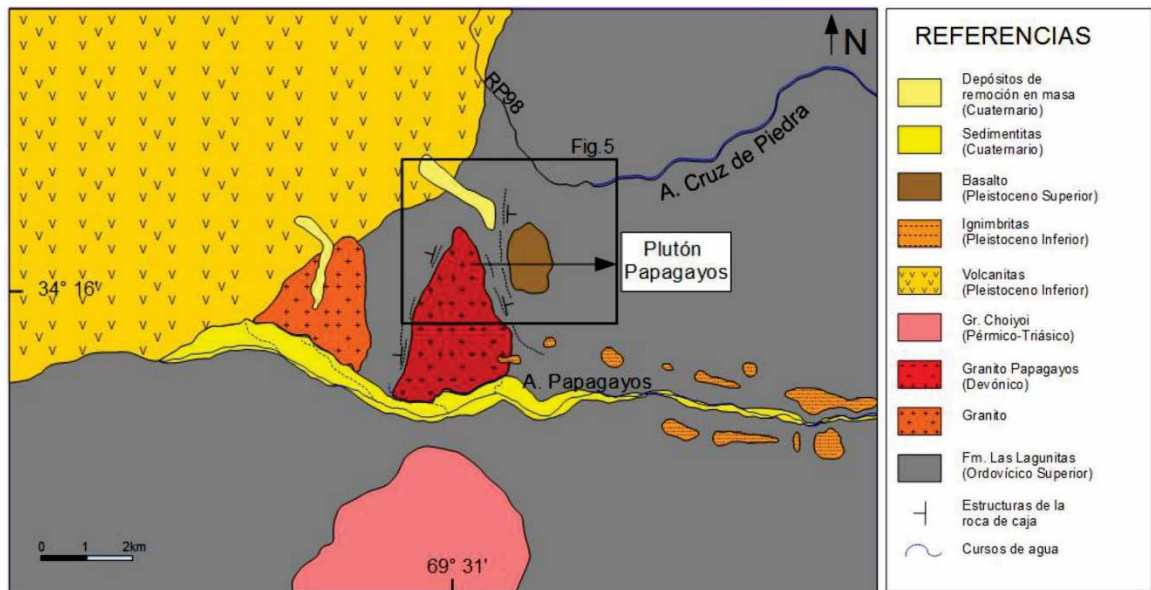


Figura 4. Mapa geológico general de la zona del Plutón Papagayos, Cordón del Carrizalito.

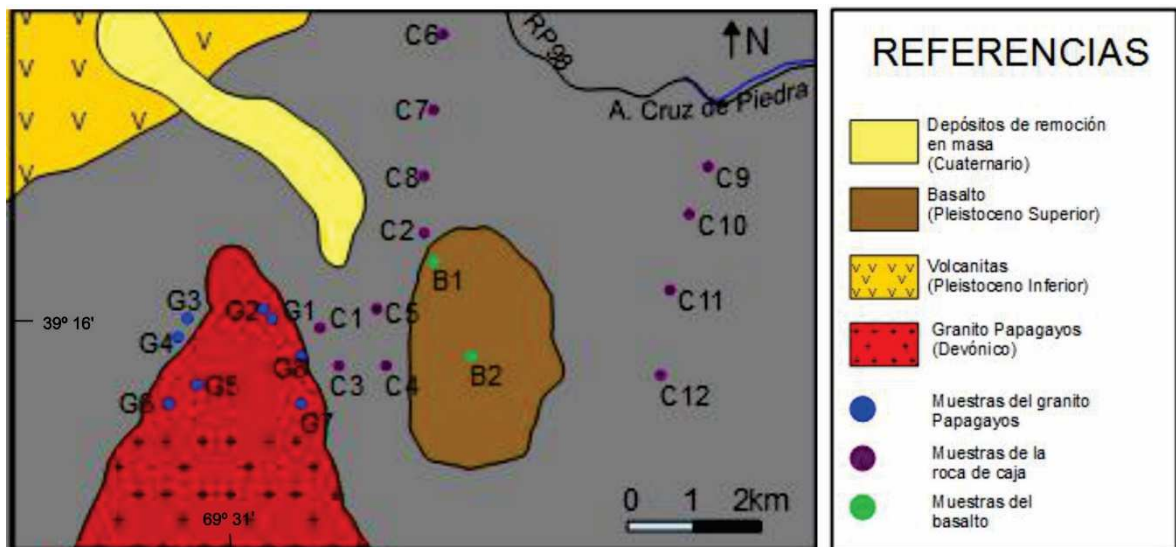


Figura 5. Mapa geológico de detalle de la zona del Plutón Papagayos, Cordón del Carrizalito. Los círculos de color azul representan los puntos de muestreo de la facies félsica y máfica del Plutón Papagayos; los círculos de color violeta se ubican donde se recolectaron muestras de la roca de caja y los de color verde corresponden a puntos de muestreo del basalto. Para la presente tesina se utilizaron muestras del granito principal de los puntos G1, G5, G6 y G7; y de los puntos C2, C5 y C7 para la descripción de la roca de caja.

4.2 Litología

4.2.1 Plutón Papagayos

De acuerdo a las observaciones de campo y a los datos petrográficos y modales obtenidos, el Plutón Papagayos está formado por dos facies litológicas (Cuadro 1). En su mayor parte está constituido por una facies félsica, de composición monzogranítica y, en forma subordinada, por una facies máfica de composición granodiorítica, integrada por escasos enclaves microgranulares (Fig. 6).

Cuadro 1. Análisis modales del Plutón Papagayos. Se realizó un conteo sobre las secciones delgadas de las muestras G1, G5f, G6 y G7f que pertenecen a la facies monzogranítica y sobre las muestras G7m1, G7m2 y G5m que corresponden a una facies granodiorítica.

Muestra	Cuarzo	Plagioclasa	Feldespato	Biotita	Minerales	Apatito	Circón
			potásico		opacos		
Facies monzogranítica							
G1	28,9%	21,8%	36,3%	11,4%	1,6%	-	-
	36,5%	18,0%	36,5%	8,8%	0,3%	0,3%	-
	25,7%	23,9%	40,4%	8,4%	1,1%	0,3%	-
	22,6%	27,0%	36,6%	9,3%	1,1%	0,5%	-
G5f	32,0%	25,0%	35,5%	4,3%	2,9%	0,3%	-
	24,4%	32,2%	36,7%	4,3%	2,3%	-	-
	29,0%	31,4%	32,7%	4,3%	1,7%	0,9%	-
G6	45,3%	16,3%	30,3%	5,9%	1,9%	-	0,3%
	42,4%	13,2%	34,1%	7,4%	2,2%	0,5%	-
G7f	41,6%	14,7%	34,9%	5,9%	2,7%	-	-
	26,4%	17,9%	40,8%	12,5%	2,4%	-	-
	34,1%	23,2%	36,3%	5,9%	0,3%	0,3%	-
Facies granodiorítica							
G7m1	27,3%	32,0%	15,7%	22,0%	1,3%	1,7%	-
	25,7%	39,7%	17,0%	14,0%	2,7%	1,0%	-
	31,3%	38,0%	7,0%	20,3%	1,7%	1,7%	-
G7m2	37,7%	29,7%	11,0%	20,3%	0,3%	1,0%	-
	25,7%	37,7%	5,3%	30,0%	0,3%	1,0%	-
G5m	33,3%	26,7%	8,0%	29,7%	1,0%	1,3%	-
	26,3%	39,7%	10,3%	20,3%	2,3%	1,0%	-
	29,7%	31,0%	9,0%	25,0%	3,0%	2,3%	-
	24,3%	40,3%	14,0%	17,3%	2,3%	1,7%	-

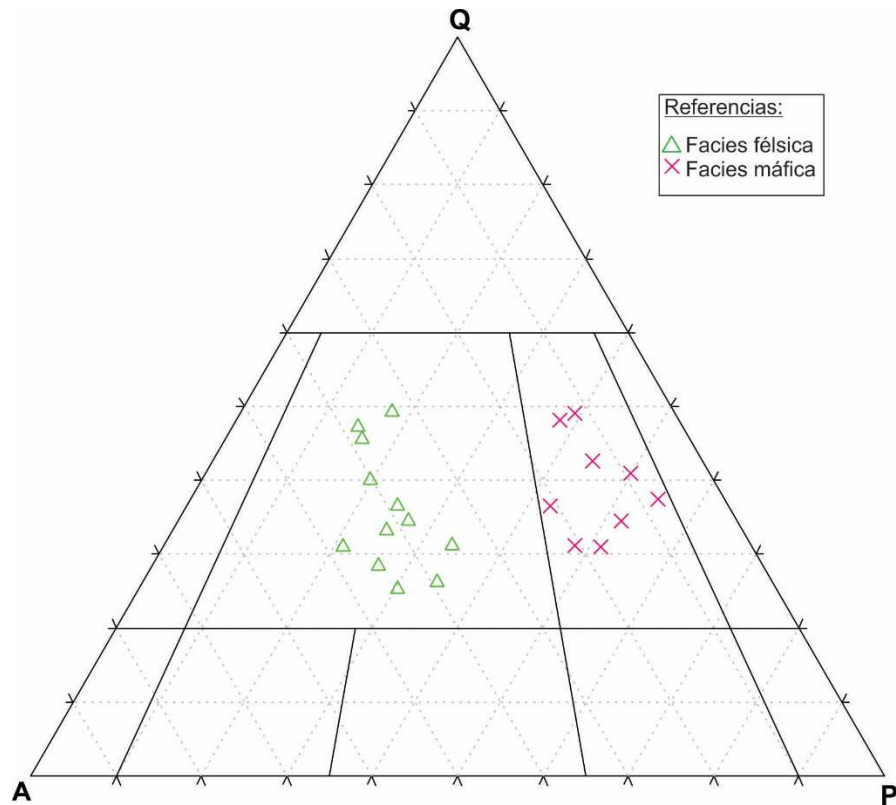


Figura 6. Diagrama QAP (Streckeisen 1976).

La facies monzogranítica presentan una textura inequigranular porfírica con megacristales de feldespato potásico de hasta 12 cm en una matriz de grano medio. En el sector central del granito los megacristales no presentan orientación; mientras que en áreas próximas al contacto posee una foliación determinada por la orientación de megacristales euhedrales de feldespato potásico y biotita. Hacia los bordes oriental y occidental del cuerpo plutónico el feldespato potásico presenta una combinación de deformación dúctil y frágil (Fig. 7).

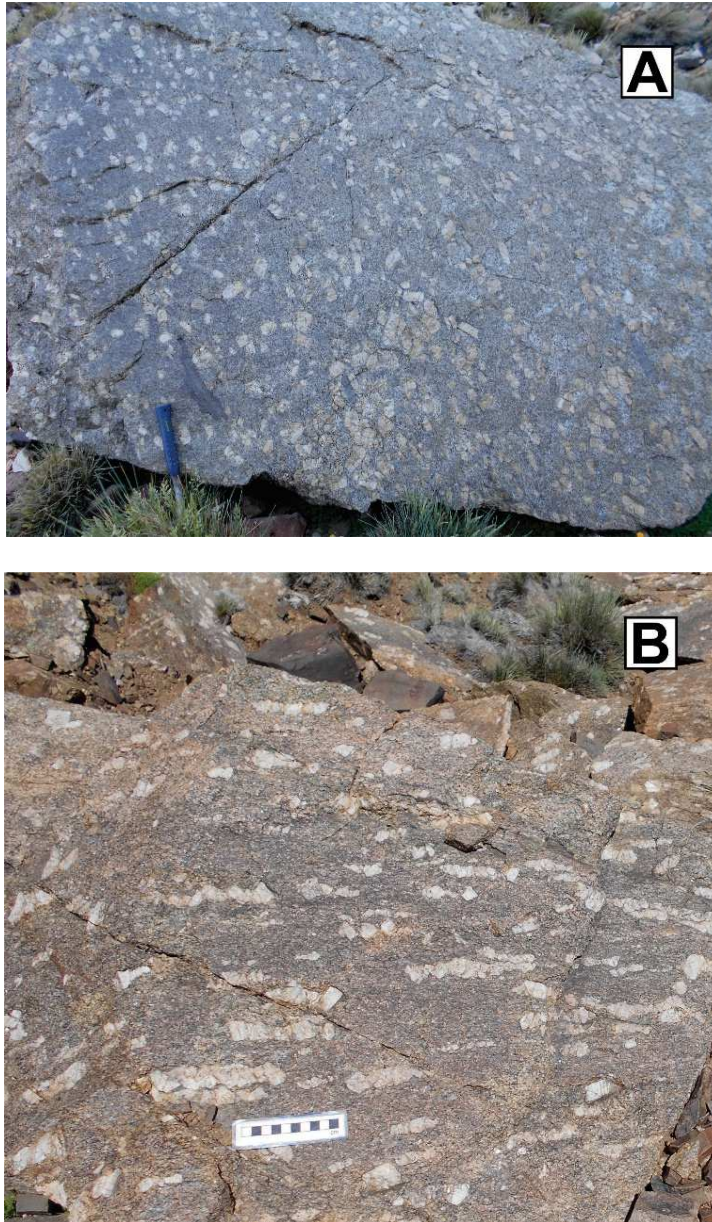


Figura 7. Imágenes de afloramientos de la facies félsica del Plutón Papagayos. A) megacristales de feldespato sin orientación preferencial. B) megacristales de feldespato con orientación y deformación dúctil-frágil.

En las secciones delgadas realizadas en la matriz del granito se reconocieron feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y biotita como minerales principales; apatito, circón y minerales opacos como minerales accesorios; clorita como alteración de biotita y sericita como producto de alteración de feldespatos.

La zona central presenta texturas principalmente ígneas donde la mayoría de los feldespatos conservan sus formas ígneas; mientras que en cuarzo, biotita y unos pocos feldespatos se observan texturas de deformación plástica intracrystalina. El feldespato potásico tiene un contenido modal promedio de 35,9% y una orientación al azar; puede presentarse en minerales anhedrales a subhedrales, maclados según la ley Albita-Periclino

y de Carlsbad y tiene pertitas con disposición geométrica “en cordones” (Fig. 8A). La longitud de los cristales varía de 0,2 mm a 0,7 mm aproximadamente. Algunos individuos poseen una alteración leve a sericita y contienen inclusiones de plagioclasa, apatito, biotita y minerales opacos. En algunos cristales se observa textura mirmequítica en contacto con plagioclasa. El feldespato potásico también se encuentra, en menor proporción, como agregados microcristalinos de grano fino, con formas poligonales, bordes rectos y uniones triples (Fig. 8B); esta textura es consecuencia de recristalización incipiente a alta temperatura.

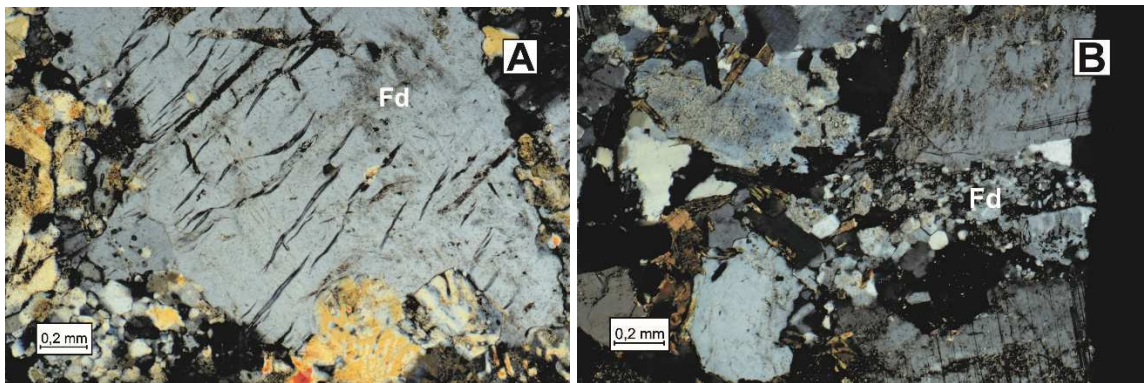


Figura 8. A) Cristal de feldespato potásico con pertitas (nic x). B) Agregado microcristalino de feldespato potásico (nic x).

El cuarzo tiene un porcentaje modal promedio de 32,4 y se presenta en cristales anhedrales con un tamaño variable entre 0,2 y 2,5 mm. Contiene inclusiones de apatito, biotita, minerales opacos e inclusiones fluidas alineadas. Casi la totalidad de los granos de cuarzo poseen extinción por sectores y textura en subgranos, lo que es evidencia de deformación dúctil (Fig. 9).

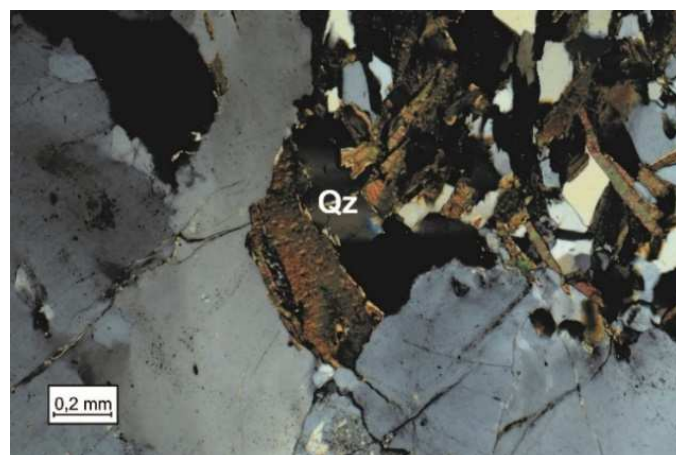


Figura 9. Cristal de cuarzo con extinción en bandas o por sectores (nic x).

La plagioclasa se presenta en cristales anhedrales a subhedrales con un contenido modal promedio de 22,5%; exhiben una notable variación en el tamaño, con una longitud desde 0,2 mm hasta 2,5 mm aproximadamente. Se observa maclado polisintético y de Carlsbad, en tanto que la zonación es escasa. Tiene una textura poiquilítica con inclusiones de biotita, apatito y minerales opacos distribuidas en forma homogénea por todo el cristal. Presenta una alteración moderada a sericita, tanto en los núcleos como en los bordes. En algunos cristales se observa una textura mirmequítica en contacto con feldespato potásico (Fig. 10).

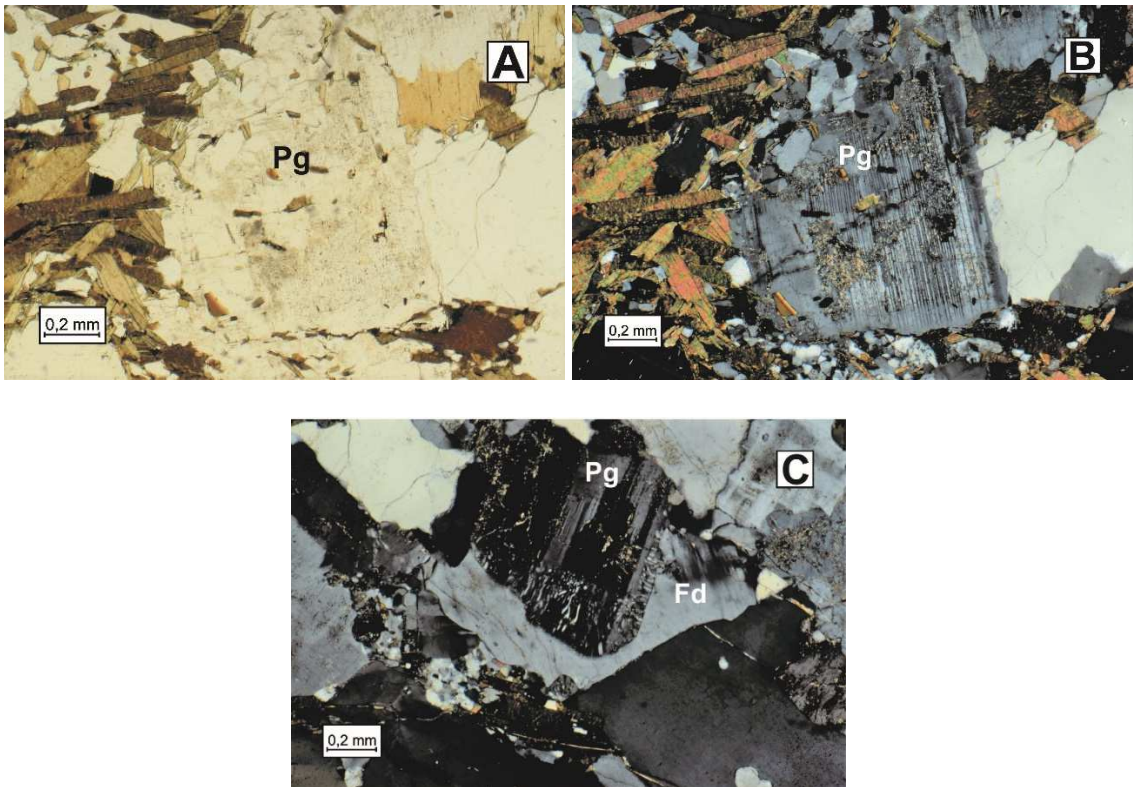


Figura 10. A) Cristal de plagioclasa con textura poiquilítica y alteración moderada a sericita (nic //). B) Ídem anterior (nic x). C) Cristal de plagioclasa con textura mirmequítica en contacto con feldespato potásico (nic x).

La biotita (4,3% y 12,5%) se encuentra en minerales anhedrales a subhedrales con un intenso pleocroísmo gradando desde tonos marrones claros a oscuros. La mayoría de los individuos se presentan frescos, mientras que unos pocos poseen una leve alteración a clorita (Fig. 11). Contienen inclusiones de minerales opacos, circón y apatito. En algunos cristales se observa un leve curvamiento de los planos de foliación como consecuencia de la deformación plástica.

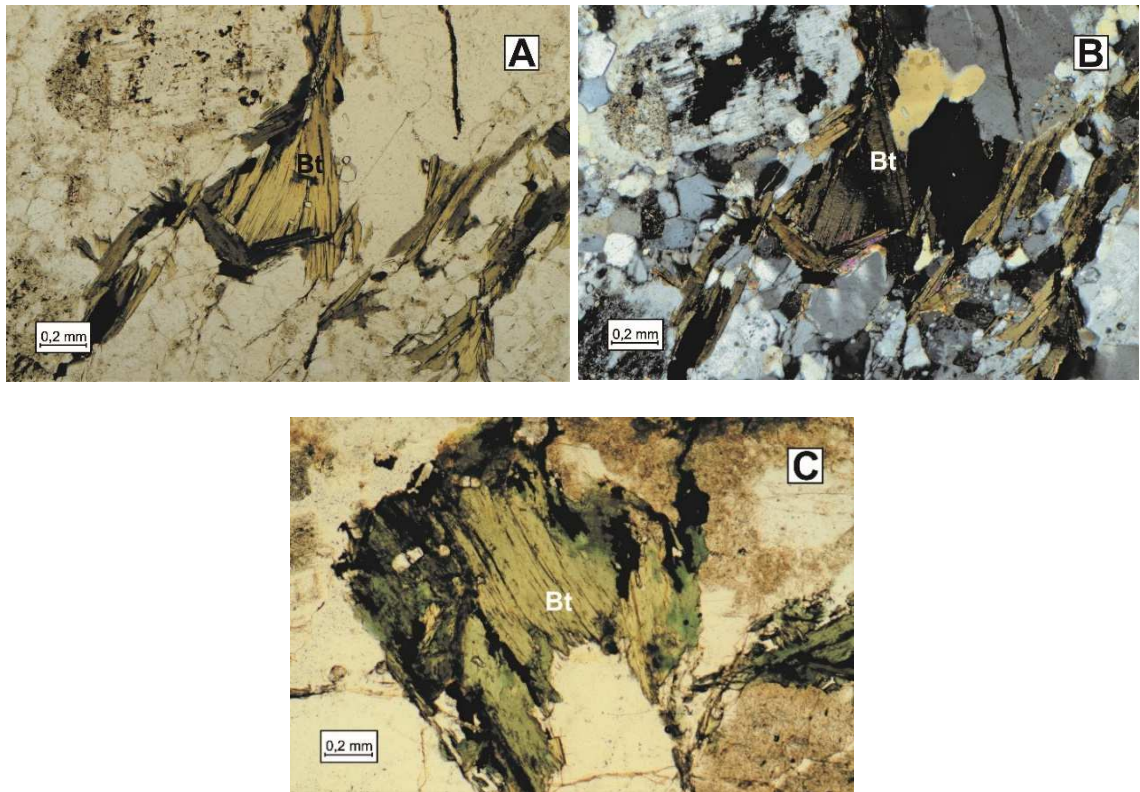


Figura 11. A) Cristales de biotita (nic //). B) Ídem anterior (nic x). C) Biotita con una leve alteración a clorita (nic //).

En los bordes del granito los minerales principales conservan parcialmente sus formas y texturas magmáticas; aunque presentan mayores evidencias de deformación dúctil-frágil. Los feldespatos presentan formas anhedrales a subhedrales con alteración leve a sericita y con textura peritítica y mirmequítica. Dentro de los mismos se observa textura en subgranos, el maclado curvado y extinción por sectores; además tienen un microfracturamiento como consecuencia de la deformación frágil (Fig. 12 A, B y C). Hay un mayor porcentaje de agregados microcristalinos de grano fino de feldespatos poligonales, con bordes rectos y uniones triples. Los cristales grandes de cuarzo tienen formas elongadas y están rodeados de agregados de biotita formando folias (Fig. 12 D y E). Se observa una textura en subgranos dentro de los granos de cuarzo y extinción ondulante. La biotita se presenta en minerales anhedrales a subhedrales con una leve extinción ondulante y curvatura de los planos de foliación formando pequeñas folias orientadas (Fig. 12 F y G). Además, hay una asociación entre cuarzo, biotita y un agregado policristalino granoblástico en bandas como consecuencia de la combinación de deformación regional y la alta temperatura que aun persistía por la intrusión del granito.

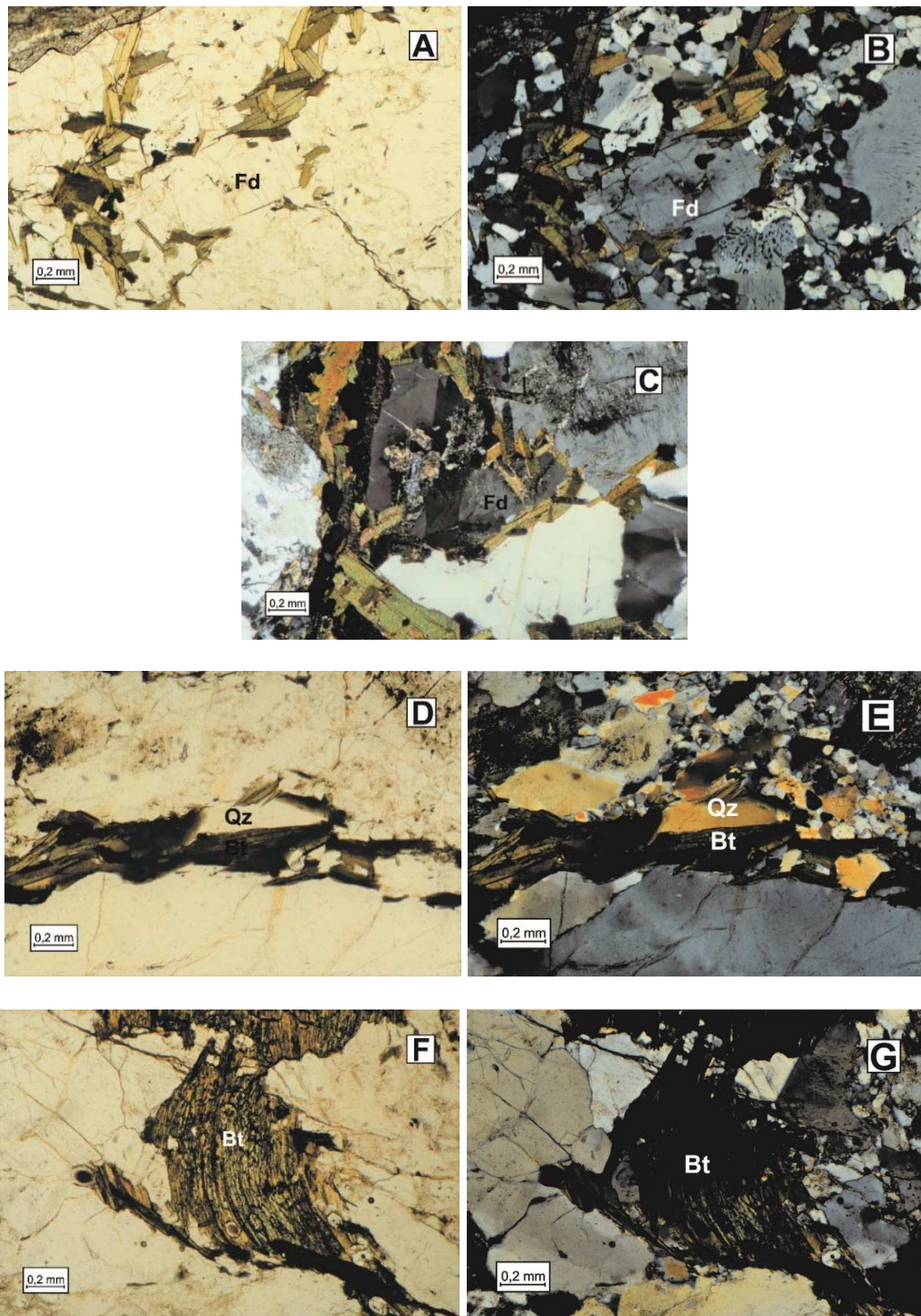


Figura 12. A) Feldespato con microfracturamiento (nic //). B) Ídem anterior (nic x). C) Feldespato con extinción por sectores (nic x). D) Cristal elongado de cuarzo rodeado de agregados de biotita (nic //). E) Ídem anterior (nic x). F) Biotita que presenta curvatura en los planos de foliación (nic //). G) Ídem anterior (nic x).

La facies granodiorítica tiene una textura levemente inequigranular con grandes cristales de feldespatos con un tamaño de hasta 2,5 mm, en una matriz equigranular alotriomórfica de grano fino. Se reconocieron plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y

biotita como minerales principales; circón, apatito y minerales opacos como minerales accesorios; y clorita y sericita como productos de alteración.

La plagioclasa, con un contenido modal promedio de 39,6%, se encuentra principalmente en cristales anhedrales. En algunos individuos se observa un maclado polisintético, mientras que otros presentan una zonación tenue. Las inclusiones más frecuentes son de biotita, apatito y minerales opacos. Los núcleos de estos cristales presentan una fuerte alteración a sericita (Fig. 13).

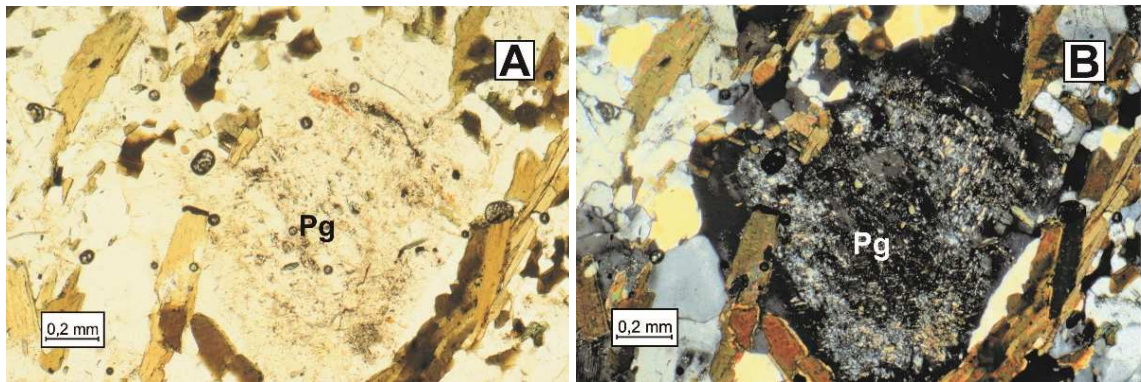


Figura 13. A) Plagioclasa con fuerte alteración a sericita (nic //). B) Ídem anterior (nic x).

El cuarzo se presenta en cristales anhedrales con extinción ondulante y una abundancia promedio de 29,0%. Contiene inclusiones de apatito, minerales opacos y biotita.

La biotita, con un contenido modal promedio de 22,1%, se encuentra en minerales anhedrales a subhedrales con un intenso pleocroísmo gradando desde tonos marrones claros a oscuros. La mayoría de los individuos se presentan frescos, mientras que unos pocos poseen una leve alteración a clorita. Contienen inclusiones de apatito y minerales opacos (Fig. 14).

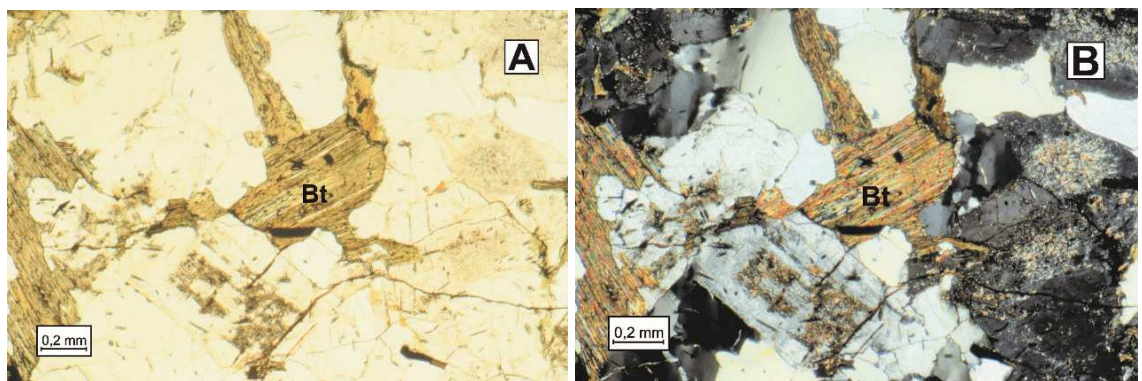


Figura 14. A) Cristal de biotita (nic //). B) Ídem anterior (nic x).

El feldespato potásico constituye el 10,8% en promedio de los minerales presentes y son cristales anhedrales. Algunos individuos se caracterizan por una alteración leve a sericita, mientras otros presentan pertitas con disposición geométrica “en cordones” y están maclados según la ley de Albita-Periclino y de Carlsbad. Presenta una textura poiquilítica con inclusiones de apatito, minerales opacos y biotita (Fig. 15).

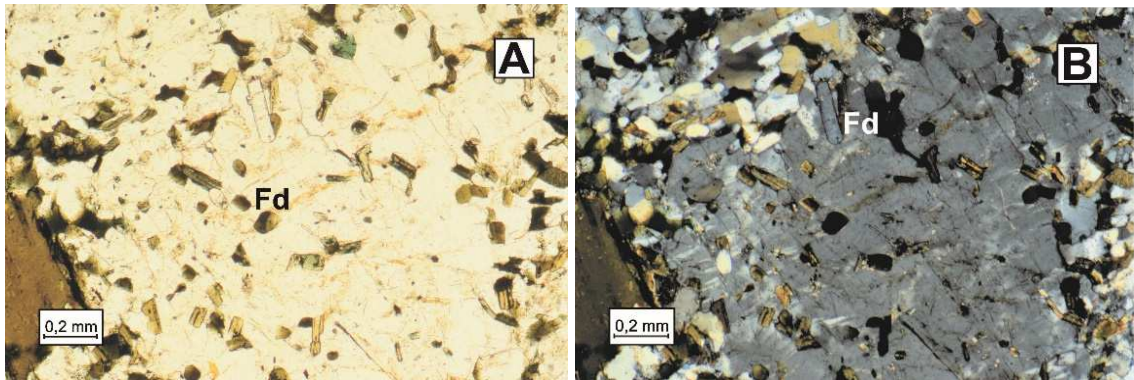


Figura 15. A) Feldespato con textura poiquilítica (nic //). B) Ídem anterior (nic x).

4.2.2 Roca de caja

Para la descripción de la roca de caja se recolectaron y observaron las siguientes muestras: C2, C7 y C5.

Muestra C2

Esquisto biotítico muscovítico, de textura nodular, con matriz lepidogranoblástica de grano muy fino. Los nódulos son escasos (3-5%) y tienen formas ovaladas de hasta 1,6 mm. Están compuestos por agregados de biotita, muscovita y minerales opacos de grano fino, que presentan una distribución sigmoidea con respecto a la foliación de la matriz. Alrededor de los nódulos se observan agregados microcristalinos de cuarzo depositados en forma simétrica en sombras de presión (Fig. 16). La matriz posee principalmente una foliación continua, envolvente con respecto a los nódulos, y está compuesta de biotita, muscovita, cuarzo y minerales opacos; y unos pocos microlitones de cuarzo con un espesor de hasta 1,6 mm, con textura granoblástica. Algunas de las micas se disponen aleatoriamente, mientras que otras son subparalelas a la foliación.

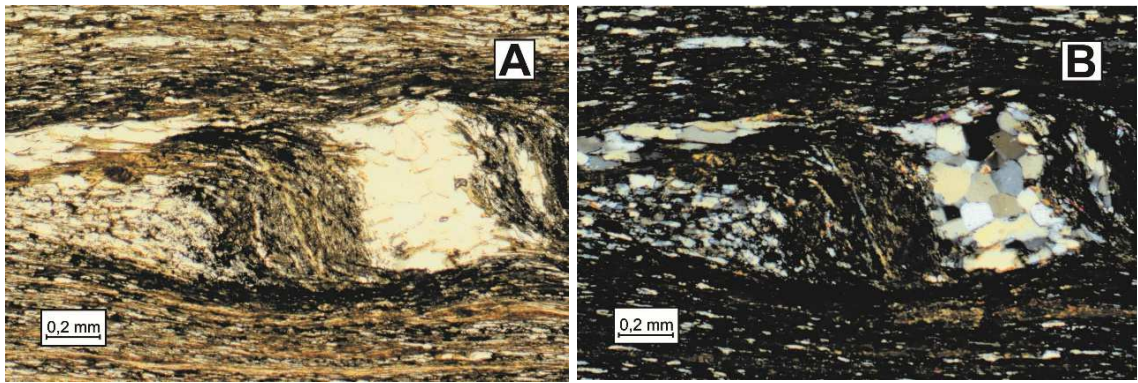


Figura 16. A) Nódulo de biotita rodeado por una matriz lepidogranoblástica (nic //). B) Ídem anterior (nic x).

Muestra C7

Esquisto biotítico con porfiroblastos de andalucita y clorita. Posee textura porfidoblástica, con matriz granolepidoblástica de grano fino. Los porfiroblastos son escasos (4% aproximadamente), con un tamaño de 0,7 a 1,8 mm. La andalucita es xenoblástica y poiquilítica, con inclusiones alineadas de cuarzo, minerales opacos y biotita (Fig. 17 A y B). Algunos cristales presentan una distribución sigmoidea de las inclusiones con respecto a la matriz y se encuentran parcialmente retrogradados a muscovita (Fig. 17 C y D). Los porfiroblastos de clorita₁ se presentan en cristales aislados o formando nódulos (Fig. 18). La matriz posee una foliación continua con dominios de clivaje compuestos de biotita, muscovita, cuarzo, minerales opacos y clorita; y escasos microlitones formados por cuarzo poligonal con textura granoblástica (Fig. 19 A y B). Se observan unos pocos cristales de clorita₂ sin orientación preferencial, subhedrales, poiquilíticos, con inclusiones de cuarzo con la misma orientación que la matriz (Fig. 19 C y D).

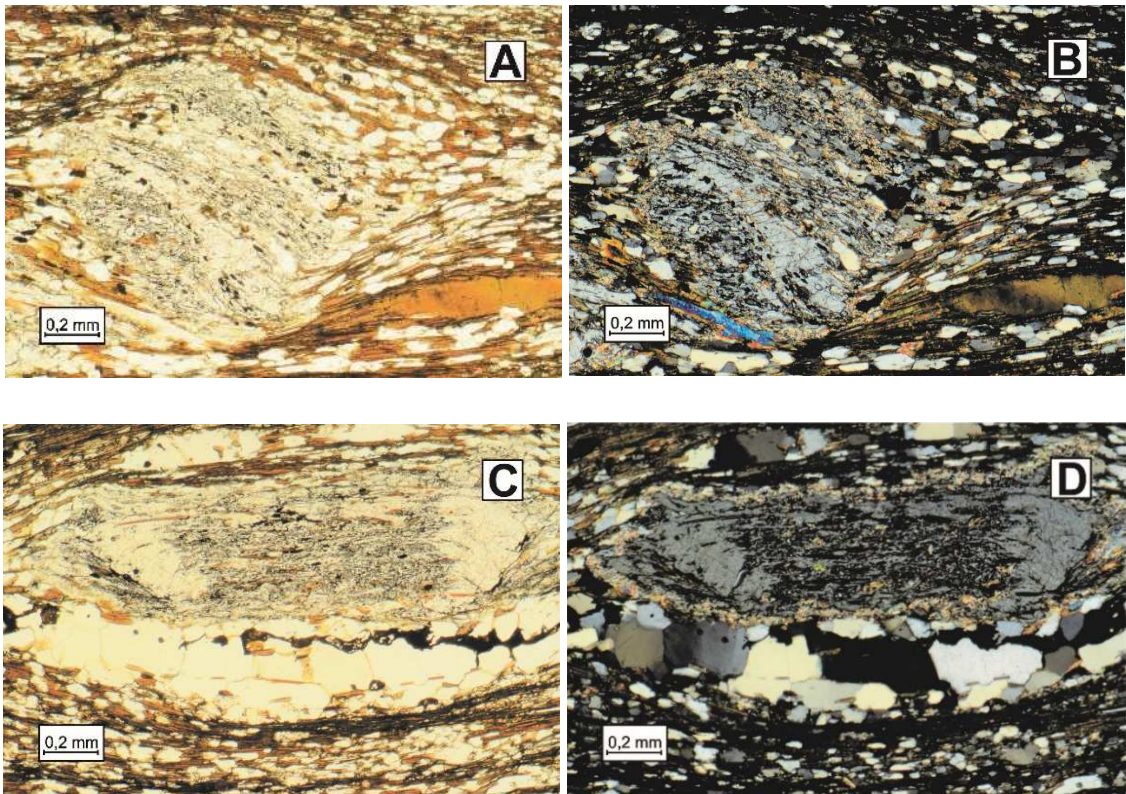


Figura 17. A) Porfiroblasto de andalucita xenoblástica y poiquilítica rodeado por matriz granolepidoblástica (nic //). B) Ídem anterior (nic x). C) Porfiroblasto de andalucita parcialmente retrogrado a muscovita (nic //). D) Ídem anterior (nic x).

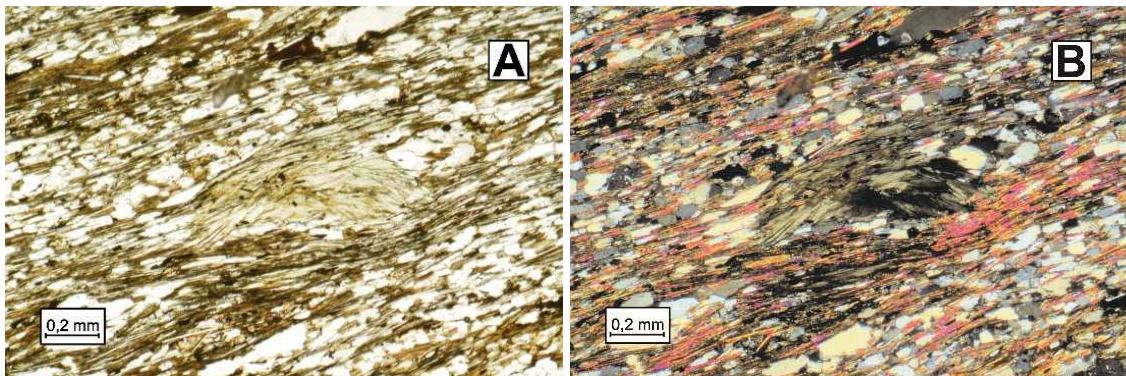


Figura 18. A) Porfiroblastos de clorita₁ (nic //). B) Ídem anterior (nic x).

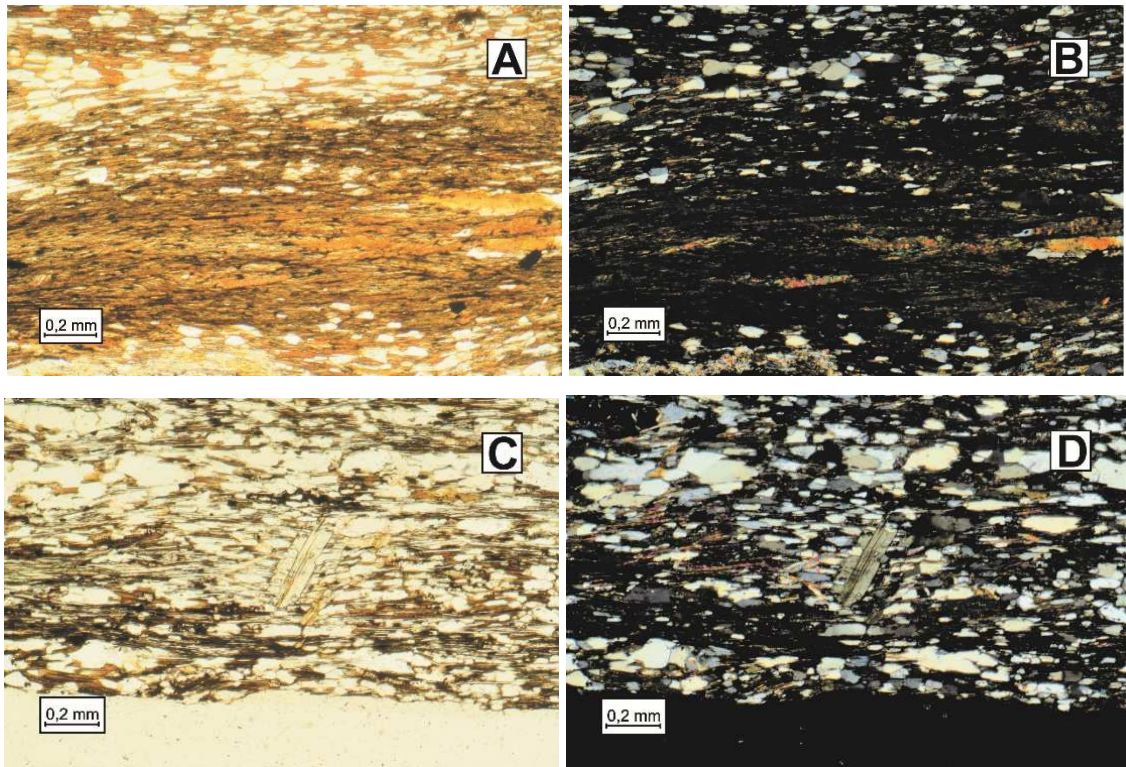


Figura 19. A) Matriz granolepidoblástica compuesta principalmente por biotita (nic //). B) Ídem anterior (nic x). C) Cristal de clorita₂ sin orientación preferencial (nic //). D) Ídem anterior (nic x).

Muestra C5

Esquisto biotítico-muscovítico con porfiroblastos de andalucita y nódulos de biotita. Presenta textura porfidoblástica y nodulosa, con matriz granolepidoblástica de grano fino a medio. Los porfiroblastos son muy escasos (2% aproximadamente) y están compuestos de andalucita xenoblástica y poiquilítica, con inclusiones de cuarzo, minerales opacos y biotita (Fig. 20). Además se observan unos pocos nódulos de biotita. La matriz tiene una foliación espaciada dominada por microlitones compuestos de cuarzo con textura granoblástica; y presenta en menor proporción dominios de clivaje con textura lepidoblástica compuestos de biotita, muscovita, clorita y minerales opacos, aunque son escasas las folias continuas (Fig. 21). Al igual que la muestra anterior se observaron escasos cristales subhedrales de clorita₂ con un tamaño aproximado de 0,2 mm, con una orientación oblicua con respecto a la foliación de la matriz y que presentan inclusiones de cuarzo y minerales opacos con disposición paralela a la matriz (Fig. 22).

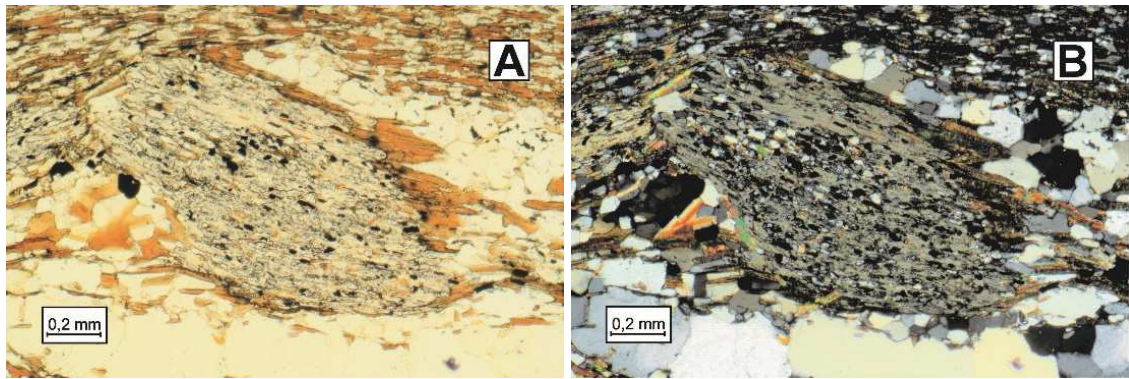


Figura 20. A) Porfiroblasto de andalucita rodeado por una matriz granolepidoblástica (nic //). B) Ídem anterior (nic x).

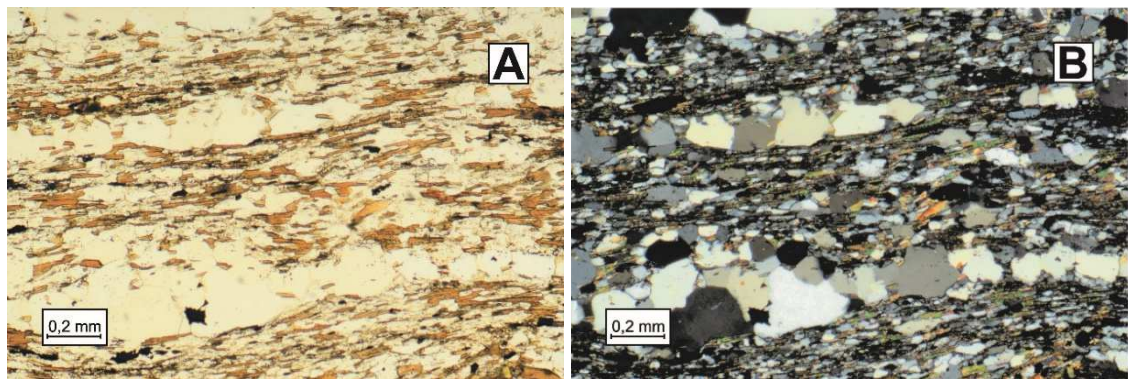


Figura 21. A) Matriz granolepidoblástica (nic //). B) Ídem anterior (nic x).

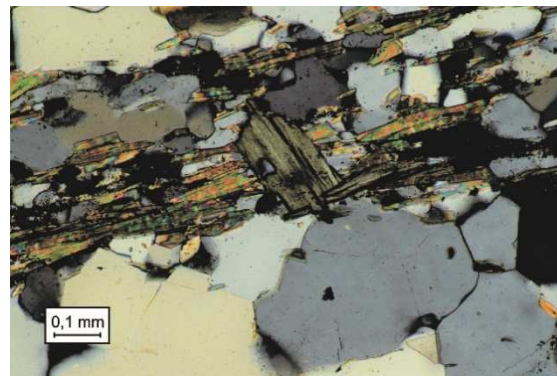


Figura 22. Cristal de clorita₂ con orientación oblicua con respecto a la foliación de la matriz (nic x).

De acuerdo a las observaciones mineralógicas y texturales realizadas en la roca de caja se interpretaron tres eventos metamórficos. El primer evento es un metamorfismo térmico, consecuencia de la intrusión del granito, que provocó la blastesis de porfiroblastos de andalucita, biotita y clorita₁. El segundo evento metamórfico se asocia a una deformación regional de la roca de caja que generó la foliación de la misma y de la matriz a escala microscópica. Con este evento se relaciona la blastesis de minerales metamórficos de biotita, muscovita, cuarzo y minerales opacos en la matriz, y la retrogradación parcial

de los porfiroblastos formados en el primer evento metamórfico. La distribución sigmoidea de las inclusiones de los porfiroblastos con respecto a la matriz indica una blastesis sincinemática, es decir, simultánea a la deformación. La retrogradación parcial que presentan algunos porfiroblastos de andalucita es evidencia de la continuidad de la deformación regional luego del primer evento de metamorfismo térmico. El tercer evento metamórfico también es de carácter térmico y generó la blastesis de cristales subhedrales de clorita₂ sin orientación preferencial.

4.3 Geoquímica

A partir de análisis químicos de elementos mayoritarios y traza realizados sobre el Plutón Papagayos (Cuadro 2), 4 de la facies monzogranítica y 2 de la facies granodiorítica, se usaron gráficos binarios y normalizados propuestos por distintos autores para clasificar químicamente las rocas e inferir su ambiente tectónico.

4.3.1 Elementos mayoritarios

Uno de los diagramas utilizados es el TAS propuesto por Bellieni *et al.* (1995). Esta clasificación de rocas plutónicas se basa en la relación álcalis vs sílice y contiene modificaciones de algunos de los límites propuestos en el TAS para rocas volcánicas. En este diagrama los datos de la facies félsica se ubican mayormente en el campo de los monzogranitos y, en menor medida, en el campo de los sienogranitos; mientras que los datos de la facies máfica se encuentran en el campo de las granodioritas (Fig. 23). La clasificación de las muestras se corresponde con los contenidos modales representados en el diagrama QAP (Fig. 6).

Cuadro 2. Datos químicos de elementos mayoritarios y traza. Las muestras G1, G5f, G6 y G7f corresponden a la facies félsica; y las muestras G5m y G7m a la facies máfica. En la segunda columna se especifican los límites de detección para cada elemento.

Elementos	Muestras	Facies monzogranítica				Facies granodiorítica	
	L.D.	G1	G5f	G6	G7f	G5m	G7m
SiO ₂ (%)	0,01	68,35	69,56	70,48	69,04	63,36	62,77
Al ₂ O ₃	0,01	15,45	14,56	15,11	14,86	16,44	16,06
Fe ₂ O _{3t}	0,04	2,96	3,70	2,85	3,67	5,50	5,99
MgO	0,01	0,93	0,80	0,62	0,69	1,85	1,80
CaO	0,01	2,02	1,89	1,55	2,23	3,33	3,69
Na ₂ O	0,01	3,18	3,17	3,68	3,37	4,12	3,92
K ₂ O	0,01	5,25	4,45	4,24	4,19	2,63	1,32
TiO ₂	0,01	0,42	0,41	0,35	0,39	0,80	1,04
P ₂ O ₅	0,01	0,17	0,15	0,16	0,15	0,53	0,46
MnO	0,01	0,05	0,05	0,03	0,04	0,08	0,08
LOI	0,01	1,00	1,10	0,80	1,20	1,20	2,70
Total	0,01	99,77	99,9	99,92	99,89	99,84	99,82
Ba (ppm)	1	943	659	544	572	335	251
Ni	20	<20	21	<20	<20	26	21
Sc	1	5	5	5	5	10	11
Be	1	3	5	8	4	5	8
Co	0,20	4,60	5,80	3,80	5,20	10,60	11
Cs	0,10	13,10	10,60	32,80	11	23,10	19,40
Ga	0,50	16,50	19,10	18,80	17,10	19,50	19,80
Hf	0,10	4,20	4,50	4,30	4,10	6,10	6,30
Nb	0,10	9,20	11,80	14,80	11	15,70	21,10
Rb	0,10	180,50	162,90	244,40	144	197,20	115,50
Sn	1	2	5	11	3	9	5
Sr	0,50	421	338,20	273,40	351,70	270,80	353,80
Ta	0,10	0,80	1,20	2,20	1	1,10	1,60
Th	0,20	13	16	15,20	15,50	17,30	25,50
U	0,10	2,50	2,60	2,60	2,30	6,50	4,60
V	8	42	40	32	38	85	106
W	0,50	4,90	0,70	0,90	<0,5	0,80	<0,5
Zr	0,10	162,50	160,30	138	146,90	252,50	265,10
Y	0,10	12,70	15,80	12,90	15,70	37,50	31,10
La	0,10	36,60	36,50	32,30	38,60	51	65,50
Ce	0,10	73	75,30	74	78	109,30	131,50
Pr	0,02	8,10	8,60	7,64	8,94	13,32	15,35
Nd	0,30	29	30,80	27,7	31,10	53,20	57,60
Sm	0,05	5,24	5,46	4,65	5,15	10,98	10,53
Eu	0,02	1,39	1,16	0,97	1,14	1,26	1,33
Gd	0,05	3,85	4,39	3,60	4,34	9,54	8,64
Tb	0,01	0,53	0,55	0,46	0,55	1,30	1,17
Dy	0,05	2,61	3,10	2,52	2,81	7,43	6,08
Ho	0,02	0,42	0,52	0,46	0,50	1,27	1,09
Er	0,03	1,30	1,63	1,18	1,42	3,28	3,08
Tm	0,01	0,18	0,23	0,17	0,22	0,51	0,42
Yb	0,05	1,18	1,50	1,27	1,49	3,19	2,75
Lu	0,01	0,18	0,23	0,19	0,23	0,43	0,43

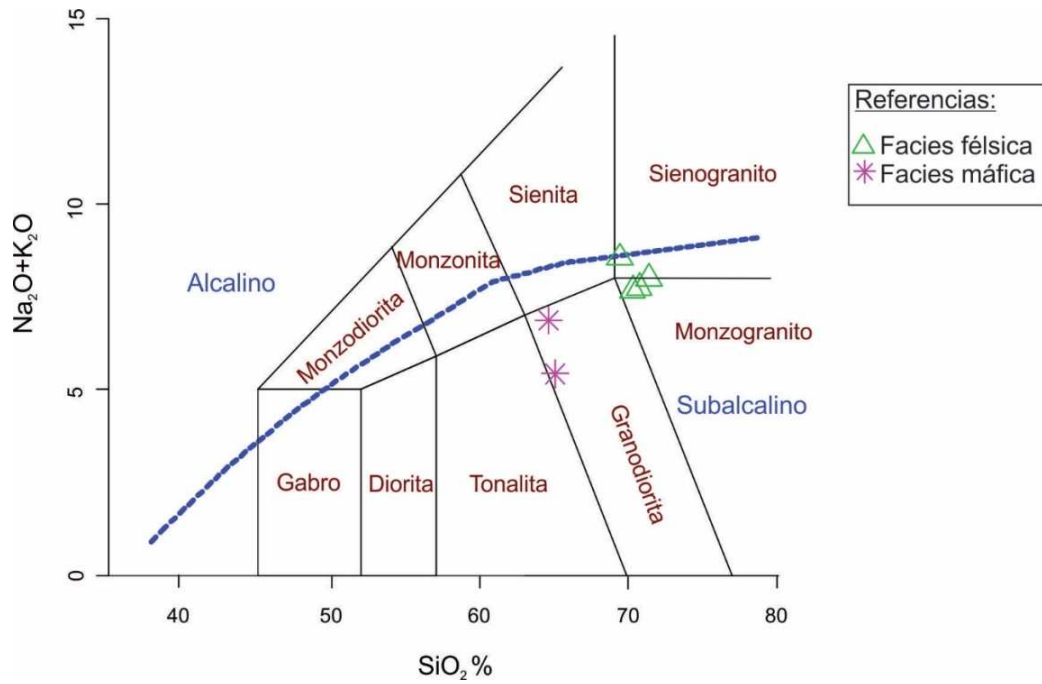


Figura 23. Diagrama TAS para clasificar rocas ígneas plutónicas (líneas negras) según Bellieni *et al.* (1995) y para discriminar entre rocas alcalinas y subalcalinas (línea azul), según Irvine y Baragar (1971).

Además se utilizó el diagrama TAS propuesto por Irvine y Baragar (1971), el cual establece una división entre rocas alcalinas y subalcalinas (Fig. 23). Todas las muestras clasifican dentro del campo de las rocas subalcalinas. Los mismos autores proponen un diagrama AFM para subclasificar la serie subalcalina, entre series toleíticas y calcoalcalinas. Ambas facies estudiadas se ubican en el campo de la serie calcoalcalina (Fig. 24).

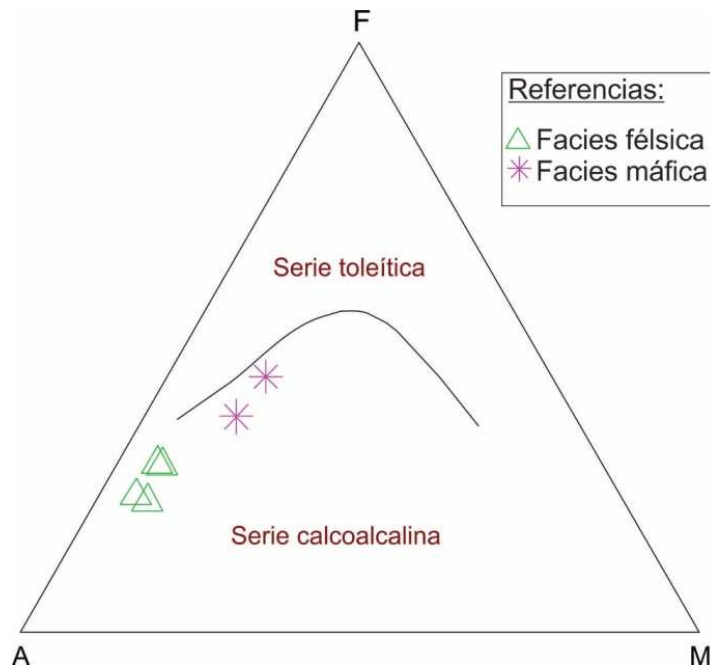


Figura 24. Diagrama AFM (Irvine y Baragar 1971).

Otro diagrama que subdivide a la serie subcalcalina es el sugerido por Miyashiro (1974), el cual tiene en cuenta la relación entre FeOt/MgO vs SiO_2 (Fig. 25). Tanto la facies máfica como la félsica se ubican en el campo calcoalcalino, excepto por una muestra de la facies félsica que se clasifica como toleítica.

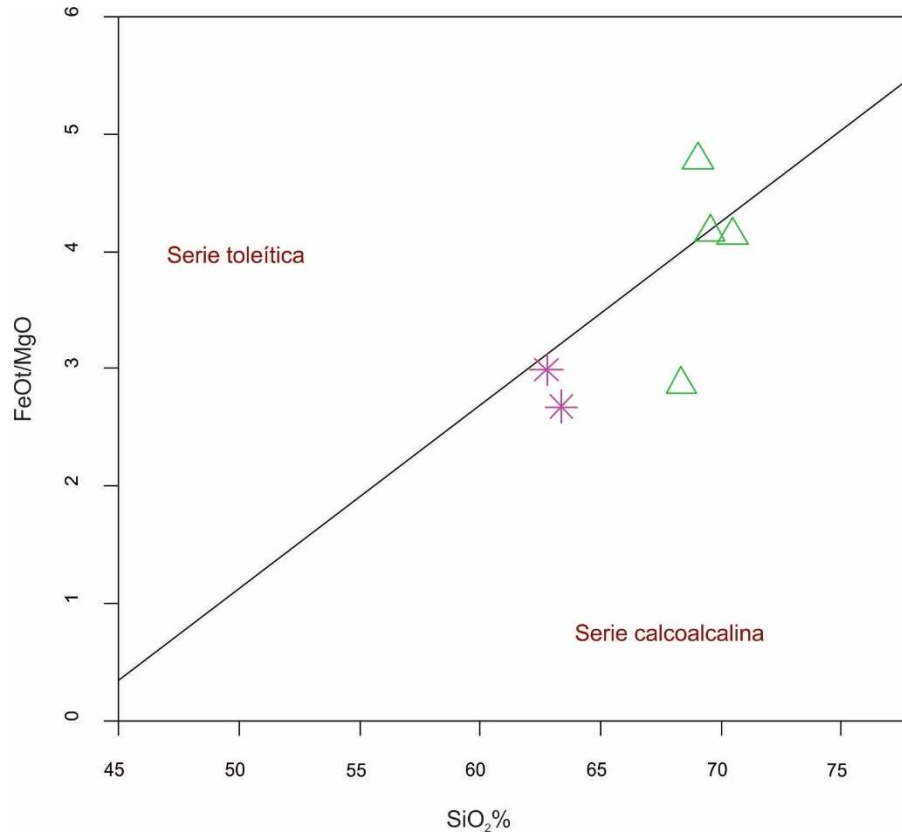


Figura 25. Diagrama FeOt/MgO vs SiO_2 (Miyashiro 1974).

En el diagrama SiO_2 vs K_2O , sugerido por Peccerillo y Taylor (1976) y Le Maitre *et al.* (2002), la mayoría de las muestras correspondientes a la facies félsica se ubican en el campo de la serie calcoalcalina de alto K y solo una clasifica dentro de la serie shoshonítica. Con respecto a los datos de la facies máfica, uno se dispone dentro de la serie calcoalcalina y el restante dentro de la serie calcoalcalina de alto K (Fig. 26).

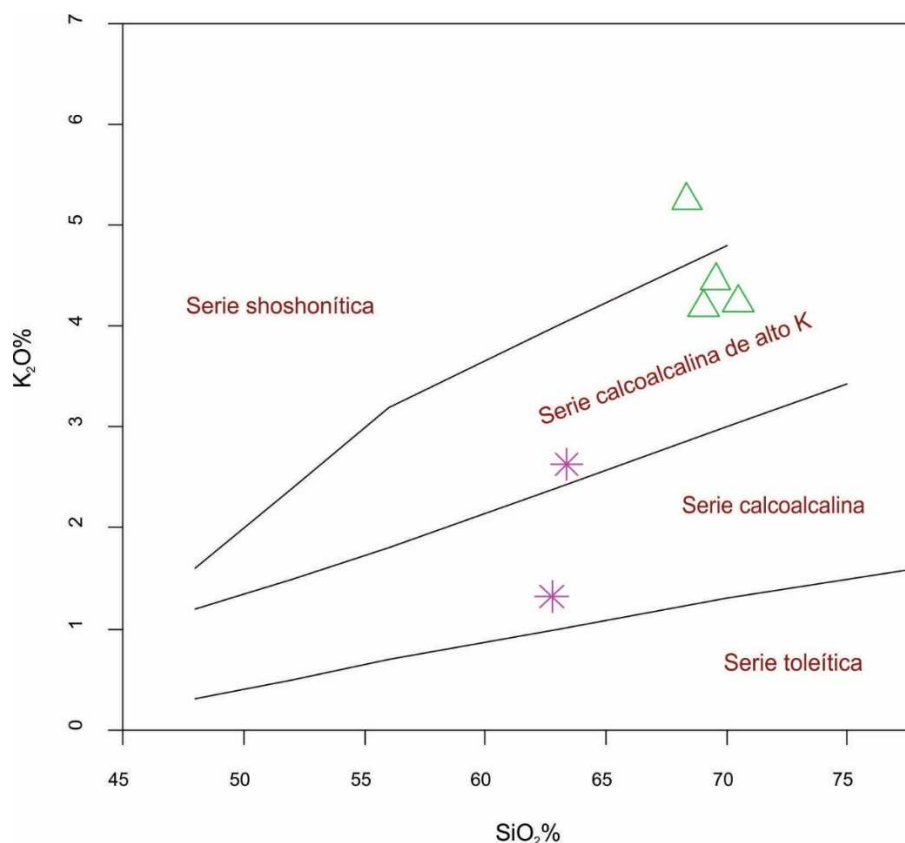


Figura 26. Diagrama de K_2O vs SiO_2 , propuesto por Pecerrillo y Taylor (1976) y LeMaitre *et al.* (2002).

También se usaron los diagramas propuestos por Frost *et al.* (2001). Estos permiten clasificar geoquímicamente a las rocas graníticas e inferir un ambiente tectónico posible en donde se habrían originado. La clasificación involucra tres diagramas: a) el número de Fe = $FeO \text{ total} / (FeO \text{ total} / MgO)$; b) el índice calcio/álcalis modificado = $Na_2O + K_2O - CaO$; y c) el índice de saturación de alúmina = relación molecular $Al / (Ca - 1,67P + Na + K)$. En el primer diagrama de Fe vs SiO_2 se observa que dos muestras de la facies félsica se ubican en el límite entre el campo ferroso y magnésiano, una corresponde al campo ferroso y la restante al magnésiano (Fig. 27). En el siguiente diagrama se establece la relación entre el índice calcio/álcalis y SiO_2 ; dos de los datos de la facies félsica se ubican en el límite entre alcalicálcico y calcoalcalino y los dos restantes clasifican uno en el campo alcalicálcico y otro en el calcoalcalino. Una de las muestras de la facies máfica se encuentra también en el límite entre ambos campos, mientras que la restante se dispone en el calcoalcalino (Fig. 28). En el último diagrama se observa la relación álcalis vs ASI y ambas facies clasifican como peraluminosas (Fig. 29).

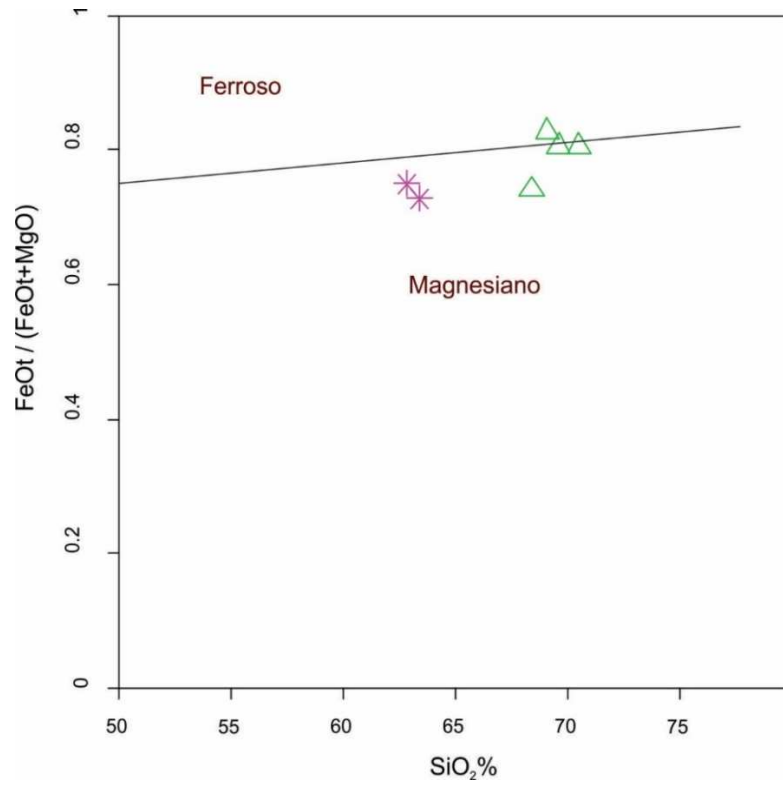


Figura 27. Diagrama FeOt (FeOt +MgO) vs SiO₂ (Frost *et al.* 2001).

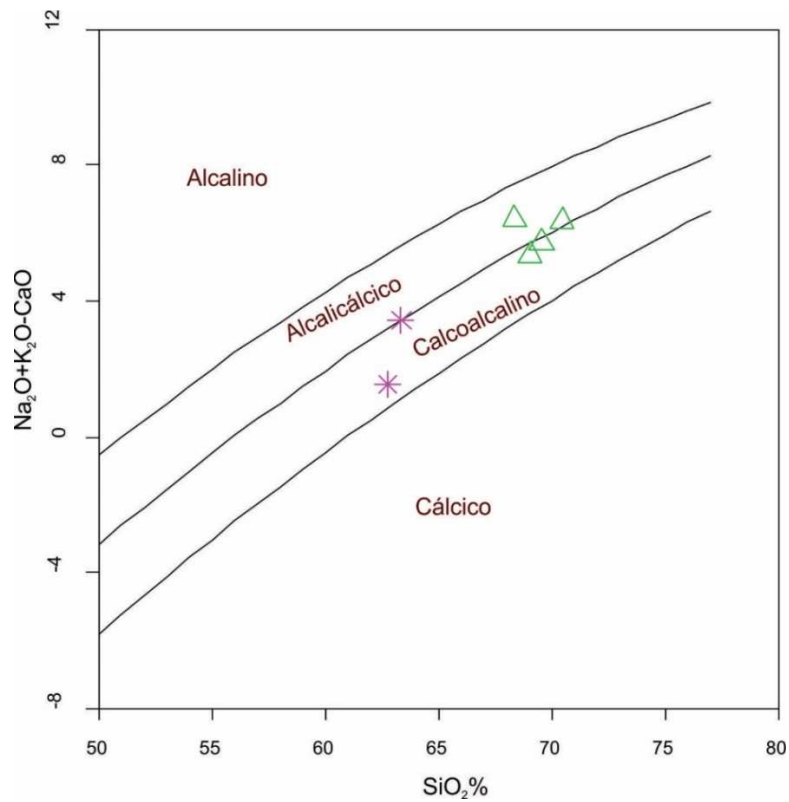


Figura 28. Diagrama Na₂O+ K₂O - CaO vs SiO₂ (Frost *et al.* 2001).

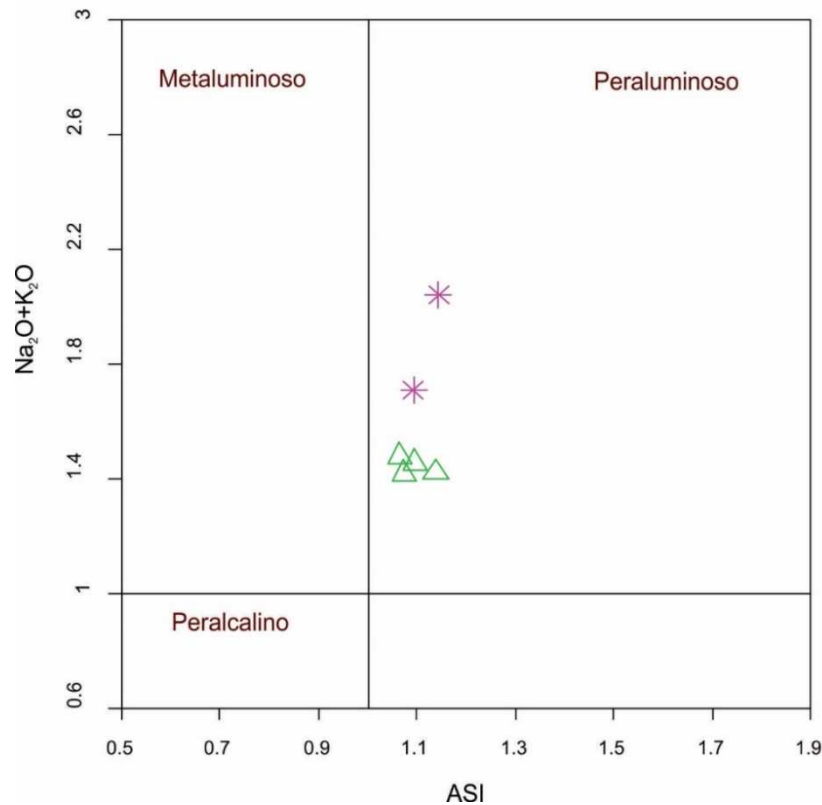


Figura 29. Diagrama Na₂O+K₂O vs ASI (Frost *et al.* 2001).

4.3.2 Elementos traza

Se usó el 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) (Fig. 30). En dicho diagrama se observa un enriquecimiento en los elementos LIL (Rb, K, Th), la mayoría de los cuales son relativamente solubles y susceptibles al transporte acuoso. Los magmas se habrían enriquecido en estos elementos por el aporte de fluidos hidratados desde una fuente externa, probablemente desde la placa oceánica que subduce. Mientras que los elementos HFS (inmóviles en fluidos acuosos), están empobrecidos con respecto al N-MORB debido a una historia compleja de fusión y una fuente mantélica empobrecida en dichos elementos. Además existen anomalías negativas de Ba, Nb-Ta, P y Ti y un diseño de picos y valles del diagrama. Todas las características mencionadas son típicas de rocas generadas en zonas de subducción.

En el diagrama propuesto por Sun y McDonough (1989) se observa un amplio rango de elementos trazas normalizados a N-MORB. Presenta características en común con en el gráfico anterior: un enriquecimiento en los elementos LIL en relación a los elementos HFS, un diseño de picos y valles y las mismas anomalías negativas (Fig. 31).

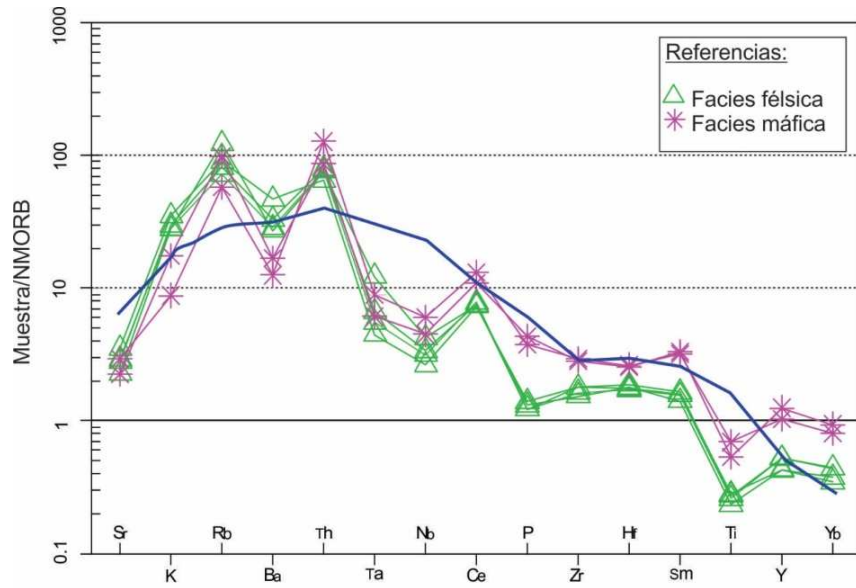


Figura 30. Diagrama multielementos normalizado a NMORB (Pearce 1983). La curva azul corresponde a valores promedio de elementos en basaltos alcalinos de islas oceánicas, propuesta por Sun y McDonough (1989).

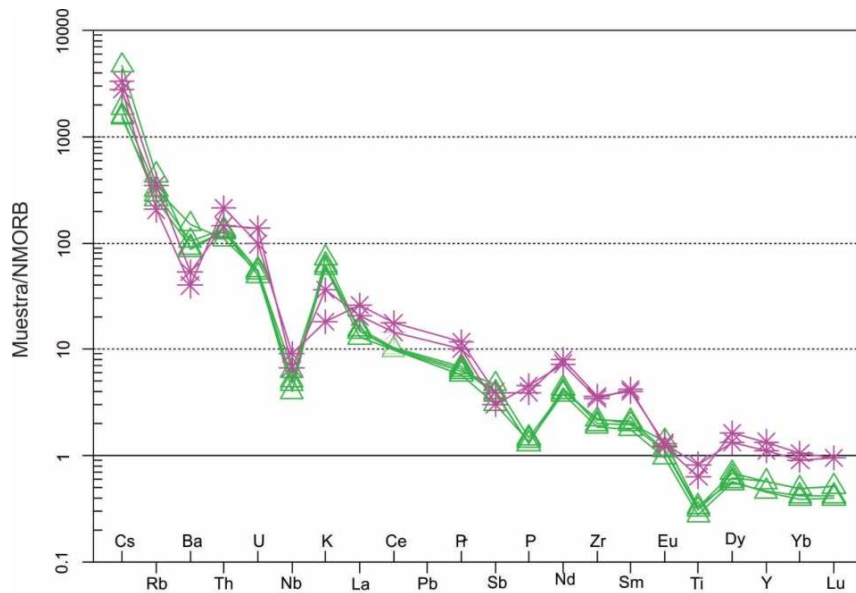


Figura 31. Diagrama multielementos normalizados a N-MORB (Sun y McDonough, 1989).

Otro diagrama que se utilizó es el normalizado a condrito con valores de normalización tomados de Boynton (1984) en donde se ubicaron los elementos de las tierras raras (Fig. 32). En las tierras raras livianas y medias se observa una pendiente en la curva mientras que en las tierras raras medias a pesadas se tiende a un diseño planar. La pendiente de la curva, medida entre los elementos La a Yb, es del rango de $(La/Yb)_N = 16,05$ a $17,16$. El contenido total de tierras raras se encuentra en el intervalo de 157-305 ppm. Se destaca una anomalía negativa en Europio (Eu) en ambas facies, abrupta en la

facies máfica y menos pronunciada en la facies félsica. De acuerdo a lo propuesto por Gill (1981) el diseño del diagrama normalizado se asemeja al sugerido para rocas calcoalcalinas con alto contenido de K y relacionadas con magmatismo de arco.

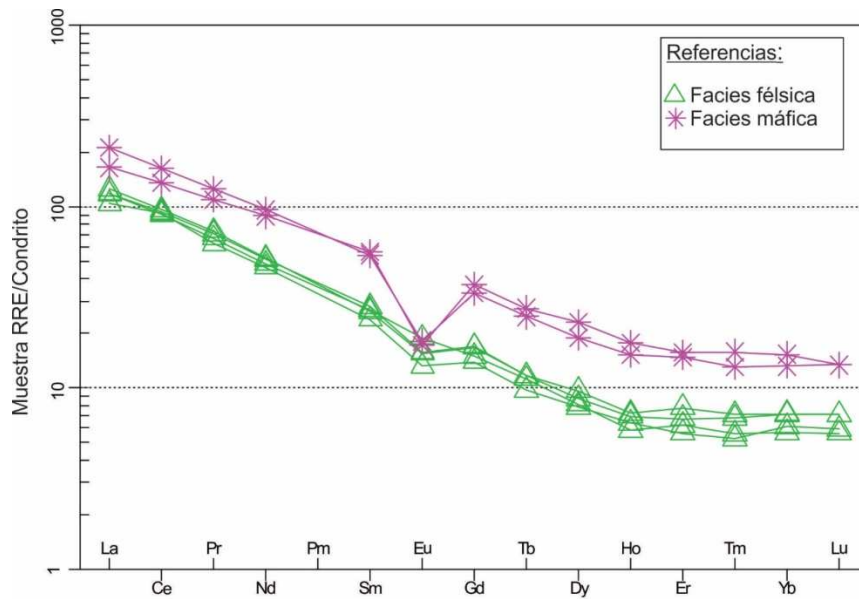


Figura 32. Diagrama de tierra raras normalizadas a valores de condrito de Boynton (1984).

Además, se utilizaron una serie de diagramas propuestos por Pearce *et al.* (1984) que plantea cuatro posibles ambientes tectónicos para el origen de las muestras analizadas: granitoide de arco volcánico (VAG), granitoide de intraplaca (WPG), granitoides sin-colisionales (Sin-COLG) y granitoide orogénico (ORG) (Fig. 33). En todos los diagramas se observa que las muestras clasifican mayormente como granitoides de arco volcánico con una leve tendencia hacia el campo de granitoides sin-colisionales, como se puede advertir en el tercer gráfico que plantea la relación Rb vs Ta + Yb. Solo en el segundo diagrama (Nb vs Y) las muestras de las facies máficas se ubican en el campo de los granitoides de intraplaca evidenciando características químicas particulares y un alto contenido en Y.

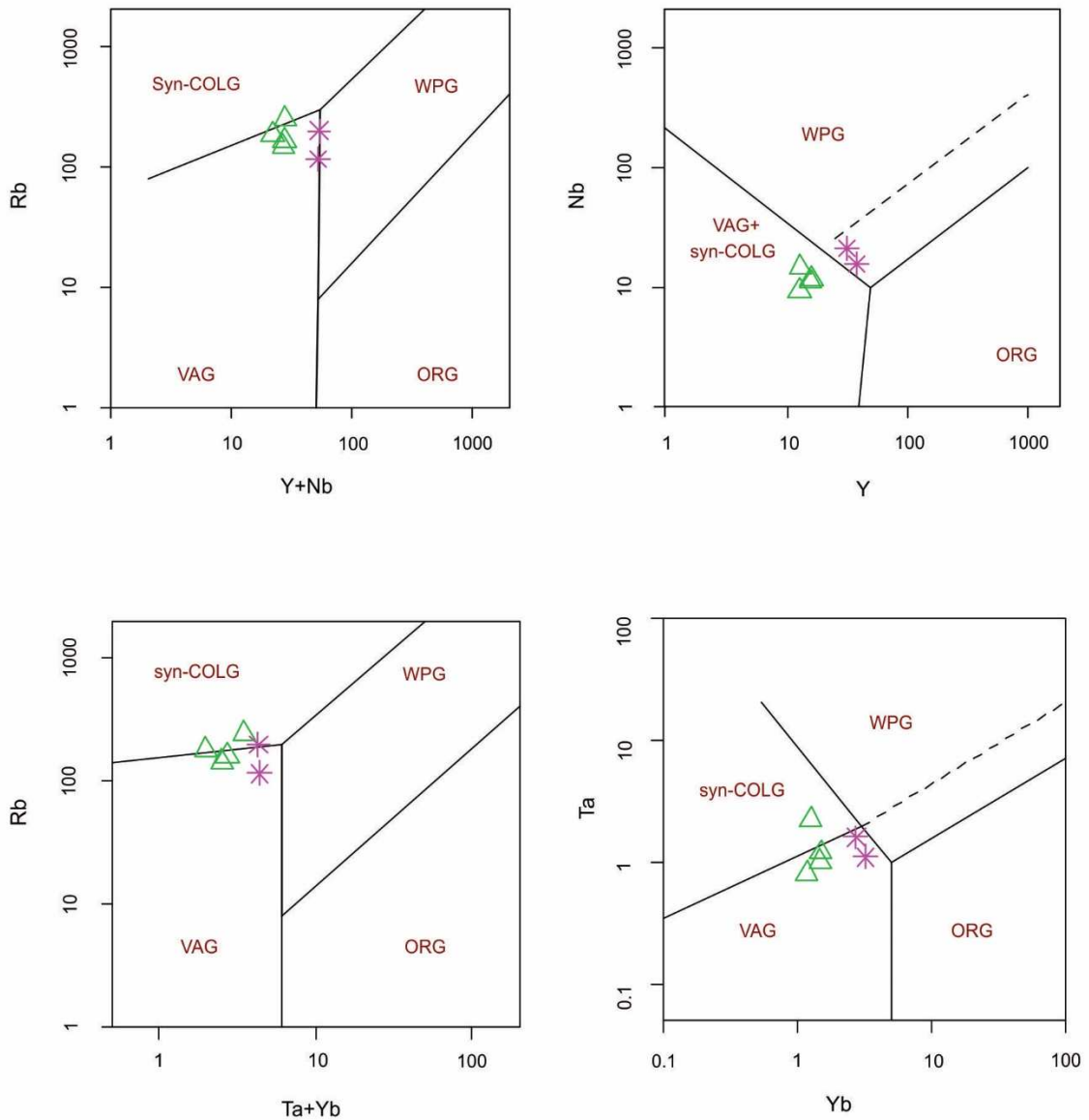


Figura 33. Diagrama de discriminación tectónica de granitos (Pearce *et al.* 1984). VAG: granitoide de arco volcánico- WPG: granitoide de intraplaca- Sin-COLG: granitoides sin-colisionales- ORG: granitoide orogénico.

La clasificación propuesta por Harris *et al.* (1986) también permite inferir el ambiente tectónico de estas muestras. Se trata de un diagrama triangular cuyos vértices corresponden a Rb, Hf y Ta (Fig. 34). La mayoría de las muestras se ubican en el campo de granitoides de arco volcánico (VA), dos datos se encuentran en el límite con el campo de granitoides tardíos a post-colisionales y solo una muestra de la facies félsica clasifica en este último campo.

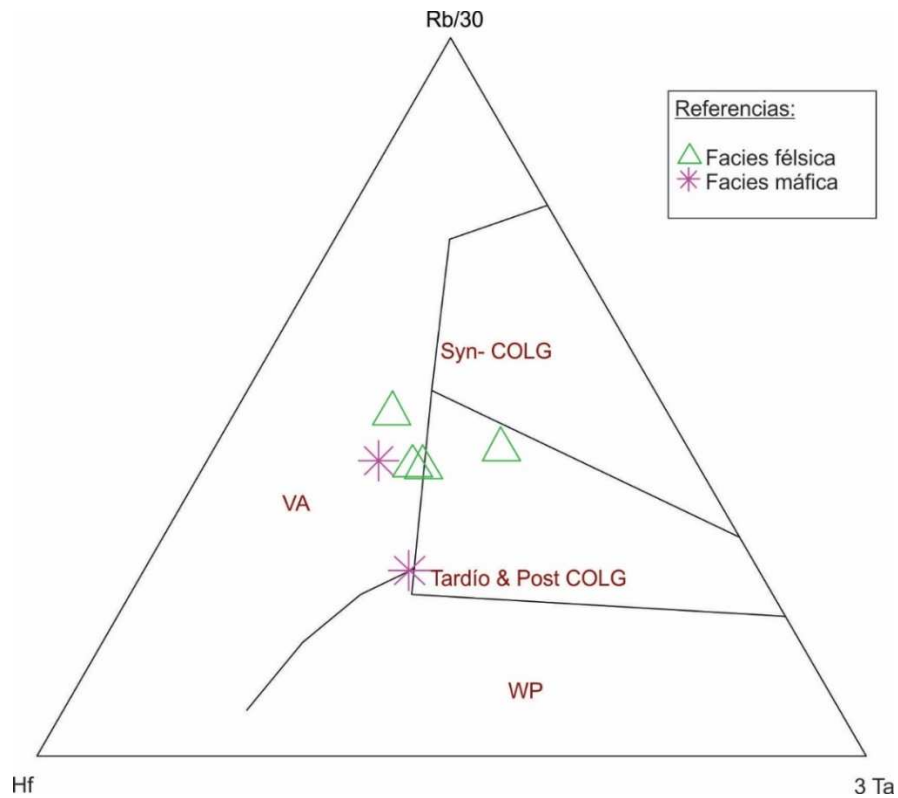


Figura 34. Diagrama de discriminación tectónica sugerido por Harris *et al.* (1986). VA: Granitoide de arco volcánico – WP: Granitoide de intraplaca - Syn COLG: Granitoide sin – colisional - Tardío & Post COLG: Granitoide tardío a post colisional.

En el diagrama propuesto por Pearce (2008) se establece la relación Th/Yb vs Nb/Yb para discriminar el ambiente tectónico (Fig. 35). En este caso, a diferencia de los dos diagramas anteriores, la totalidad de las muestras de la facies félsica y máfica se ubican claramente en el campo de la serie de arco volcánico.

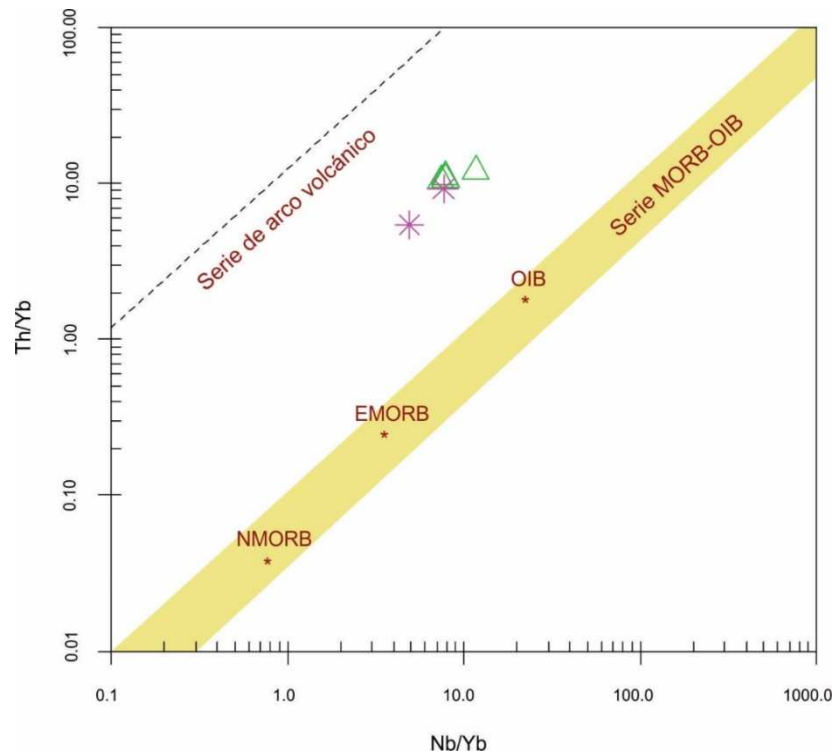


Figura 35. Diagrama de discriminación tectónica sugerido por Pearce (2008).

4.4 Edad

La edad de cristalización del Plutón Papagayos se conoce a partir de una datación isotópica por el método U-Pb en circones, en la que se utilizó un espectrómetro de masas con plasma acoplado por inducción y ablación láser (LA-ICP-MS) del Centro de Pesquisas Geocronológicas de la Universidad de San Pablo, Brasil.

Los circones fueron separados del granito mediante técnicas gravimétricas y magnéticas. Luego unos 100 cristales fueron seleccionados con lupa binocular. En cada cristal se obtuvo una imagen con luz natural en lupa binocular y otra de catodoluminiscencia con microscopio electrónico de barrido. Las imágenes permitieron seleccionar cristales de circón con zonas favorables para los análisis isotópicos.

Para obtener la edad se analizaron 26 cristales de circón, de los cuales 6 fueron utilizados en el cálculo de la edad y los otros 20 descartados por presentar altos contenidos de Pb común, tener datos isotópicos muy alejados de la concordia o presentar material heredado. La edad obtenida es de $420,4 \pm 6,6$ Ma, la cual corresponde al límite Silúrico – Devónico y se interpreta como la edad de cristalización del Plutón Papagayos (Cuadro 3 y Fig. 36). Para su cálculo se usó el programa Isoplot/Ex 4.1 (Ludwig 2003), se incluyeron

los errores de las constantes de decaimiento de los isótopos de uranio y se utilizó un intervalo de confianza del 95%.

Cuadro 3. Análisis isotópicos U-Pb en circones del Plutón Papagayos.

Cristal analizado	Relaciones isotópicas				Edades			
	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$T^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$T^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$	1 σ
22,1	15,2006	0,1610	0,0542	0,0019	0,411	0,004	0,380	0,078
25,1	15,1807	0,1554	0,0552	0,0018	0,411	0,004	0,420	0,074
12,1	14,2800	0,1656	0,0544	0,0032	0,436	0,005	0,389	0,131
24,1	14,4313	0,1684	0,0547	0,0028	0,432	0,005	0,401	0,106
9,1	14,7695	0,1773	0,0550	0,0026	0,422	0,005	0,413	0,103
1,1	15,0160	0,1455	0,0540	0,0016	0,416	0,004	0,371	0,068
11,1	15,2867	0,1535	0,0548	0,0019	0,408	0,004	0,405	0,077
23,1	15,7283	0,2154	0,0540	0,0033	0,397	0,005	0,371	0,137
19,1	15,7800	0,1668	0,0548	0,0020	0,396	0,004	0,404	0,079
10,1	15,9894	0,1623	0,0548	0,0017	0,391	0,004	0,402	0,072
26,1	16,1087	0,2296	0,0544	0,0035	0,388	0,005	0,387	0,147
5,1	18,4297	0,1988	0,0547	0,0025	0,341	0,004	0,399	0,104
20,1	18,0722	0,2115	0,0550	0,0026	0,347	0,004	0,410	0,104
4,1	17,8533	0,2105	0,0538	0,0026	0,351	0,004	0,365	0,107

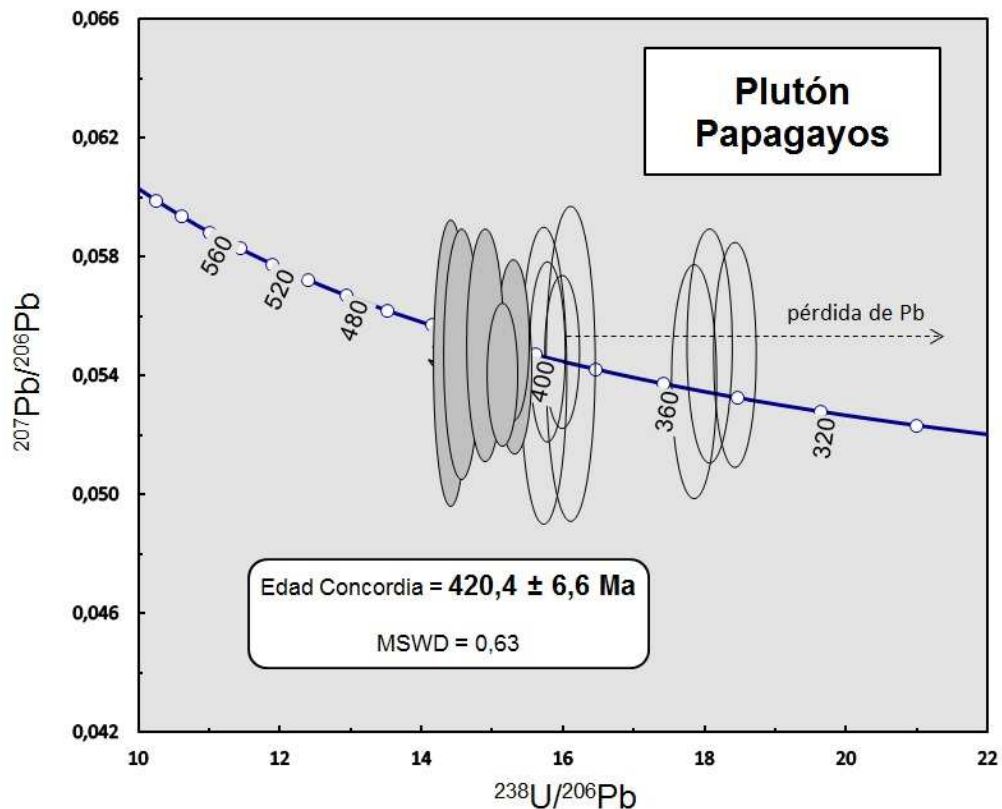


Figura 36. Diagrama Tera-Waseburg para los circones analizados del Plutón Papagayos. Las elipses corresponden al error analítico (1 sigma) de cada cristal analizado. Los puntos utilizados en el cálculo de la edad están representados con elipses con rellenos, en tanto que las vacías corresponden a circones que presentan pérdidas de Pb por un evento posterior a su cristalización.

Capítulo 5. Discusión

En el capítulo introductorio del presente trabajo de tesina, se postularon tres hipótesis a partir de la bibliografía y antecedentes geológicos del área. A continuación se realiza la confirmación o refutación de las mismas.

1. La litología del intrusivo Papagayos se compone de una facies félsica de composición granítica y una facies máfica de composición tonalítica.

A partir de los conteos modales realizados sobre cortes delgados e imágenes de afloramientos del intrusivo, y la ubicación de los datos químicos en los diagramas de clasificación, se determinó que la facies félsica tiene una composición monzogranítica, confirmando la hipótesis planteada; en tanto que la facies máfica presenta una composición granodiorítica, refutando la hipótesis sugerida a partir de las observaciones de campo.

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

Los datos químicos de elementos mayoritarios y trazas del Plutón Papagayos, indican que este intrusivo pertenece a un magmatismo relacionado a zonas de subducción. La hipótesis propuesta se confirma en base a: 1) la relación entre elementos químicos mayoritarios, en varios diagramas propuestos por diferentes autores, determina que las rocas del plutón pertenecen a la serie calcoalcalina de alto K; 2) los contenidos de elementos trazas plotados en diagramas multielementos normalizados a N-MORB y tierras raras normalizadas a condrito, poseen un diseño típico de rocas generadas en zonas de subducción; 3) la relación entre elementos traza en diagramas de discriminación de ambiente tectónico, sugieren un magmatismo de arco volcánico.

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

Las rocas presentes en la Cordillera Frontal fueron estudiadas y caracterizadas por diferentes investigadores. Se propusieron distintos modelos acerca de la evolución geodinámica de esta provincia geológica, todos ellos vinculados a la acreción de terrenos en el margen occidental de Gondwana. En base a estudios geológicos y tectónicos, los

autores establecieron que un terreno denominado Cuyania, habría subducido, para finalmente colisionar contra el margen occidental de Gondwana. Como consecuencia, durante el Ciclo Orogénico Famatiniano, tiene lugar la Orogenia Oclóyica en el Ordovícico. Ramos *et al.* (1984, 1986) sugirieron que posteriormente un terreno alóctono, denominado Chilenia, comenzó a subducir sobre el margen occidental de Gondwana con una vergencia hacia el este. La colisión de este terreno, generó la Orogenia Chánica a fines del Devónico, coincidiendo con el comienzo de un nuevo margen continental activo al oeste de Chilenia producto de la subducción de un terreno desconocido. Otro modelo geológico es el propuesto por Heredia *et al.* (2012), el cual plantea que en el Silúrico se inicia una subducción en el margen oriental de Chilenia (subducción chánica), dando lugar a la formación de un prisma de acreción y a un arco magmático incipiente de edad devónica. En dicho prisma se desarrolló un sistema de acreción durante el Devónico Medio, en el que las rocas sedimentarias e ígneas del margen de Chilenia y fragmentos de la corteza oceánica subducida, fueron deformados 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), lo que indicaría el desarrollo incipiente de un orógeno tipo Andino en dicho margen. Mientras tanto, en el margen pasivo occidental de Cuyania, la sedimentación paleozoica se mantuvo casi sin interrupciones hasta el Devónico Superior. A partir del Devónico Superior, la colisión del margen oriental de Chilenia con Cuyania/Gondwana da lugar al Orógeno Chánico (Heredia *et al.* 2012).

De acuerdo a lo propuesto por Ramos *et al.* (1984), durante el Carbonífero y el Permo-Triásico, a lo largo del nuevo margen pacífico de Sudamérica, al oeste de la microplaca de Chilenia, se establece una subducción y posterior colisión de un terreno desconocido, dando lugar a la Orogenia Gondwánica, generador del orógeno de la Cordillera Frontal. En cambio, Heredia *et al.* (2012) propone que el inicio del Ciclo Gondwánico estaría vinculado con una subducción no colisional, con vergencia al este.

El cuerpo intrusivo, estudiado en la presente tesina, posee una aureola metamórfica de contacto formada por esquistos con porfidoblastos de andalucita, biotita y clorita. El análisis de la relación entre la blastesis de los porfidoblastos y los minerales metamórficos que conforman la foliación de los esquistos, permite establecer que en la aureola se registran tres eventos metamórficos. El primero está asociado al metamorfismo de contacto provocado por la intrusión del Plutón Papagayos y que generó la blastesis de los

porfidoblastos de andalucita, biotita y clorita₁. El segundo evento metamórfico es de tipo regional y está relacionado con la deformación que afectó a la Formación Las Lagunitas en su totalidad. En la aureola metamórfica se manifiesta en la formación de los minerales metamórficos de la matriz y en la retrogradación parcial de los porfidoblastos del primer evento metamórfico. La relación entre la blastesis de los porfidoblastos y los minerales metamórficos de la matriz indica que los eventos 1 y 2 fueron parcialmente coetáneos. En particular, la distribución sigmoidea de las inclusiones de los porfidoblastos con respecto a la matriz de las rocas sugiere una blastesis sincinemática, es decir, que el crecimiento de los porfidoblastos fue simultáneo a la deformación regional. El último evento metamórfico registrado es la blastesis de pequeños porfidoblastos de clorita₂, sin orientación preferencial, cuyo crecimiento es atribuido a un evento metamórfico térmico posterior al evento regional y que probablemente esté relacionado con el abundante magmatismo gondwánico de la Cordillera Frontal.

El Plutón Papagayos tiene una edad devónica comprobada, al igual que los plutones cercanos Pampa de los Avestruces (Tickyj y Fernández 2009, Tickyj *et al.* 2009) y Carrizalito (Tickyj *et al.* 2017). En base a la edad devónica de los plutones mencionados anteriormente y sus características químicas semejantes, se interpreta que podrían haber formado parte de un mismo arco magmático desarrollado en el Cordón del Carrizalito durante el Devónico, como parte del Ciclo Orogénico Famatiniano.

De acuerdo a los resultados obtenidos en este trabajo, se infiere que el magmatismo registrado forma parte de 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).

Capítulo 6. Conclusiones

El Plutón Papagayos es un cuerpo granítico que aflora en el margen norte de las nacientes del arroyo Papagayos e intruye a la Formación Las Lagunitas del Cordón del Carrizalito de la Cordillera Frontal. Está compuesto por dos facies litológicas, una facies félsica de composición monzogranítica, de carácter predominante, y una facies granodiorítica representada por escasos enclaves microgranulares máficos.

De acuerdo al análisis de elementos mayoritarios, la facies monzogranítica del plutón presenta un rango de SiO₂ de 68 - 70 % y la facies granodiorítica 62 - 63%. Ambas facies clasifican como rocas peraluminosas, pertenecientes a la serie subalcalina y calcoalcalina con altos contenidos de K. En cuanto a los elementos traza, no se aprecian diferencias significativas entre las dos facies. Se observa un enriquecimiento en los elementos LIL en relación a los elementos HFS en diagramas normalizados a N-MORB, que presentan un diseño en picos y valles, y anomalías negativas de Ba, Nb-Ta, P y Ti que son características típicas de magmatismo asociado a zonas de subducción. En el diagrama de tierras raras normalizadas a valores de condrito se observa un diseño inclinado ((La/Yb)_N = 16,05 a 17,16), un enriquecimiento en tierras raras livianas y medias con respecto a las pesadas y una anomalía negativa en Eu, que es más pronunciada en la facies granodiorítica. El conjunto de características es típico de rocas calcoalcalinas con alto contenido de K y relacionadas con magmatismo de arco. De acuerdo a los diagramas de discriminación tectónica, la mayoría de las muestras se clasifican como granitoides de arco volcánico.

La aureola metamórfica de contacto del cuerpo plutónico se compone de esquistos con texturas porfidoblásticas y nodulosas, y una matriz lepidoblástica y granoblástica. La relación entre la blastesis de porfidoblastos de andalucita, biotita y clorita, y la formación de minerales metamórficos, que generan la foliación de los esquistos, permite identificar tres eventos metamórficos en la aureola. El primer evento registrado, está asociado al metamorfismo de contacto provocado por la intrusión del Plutón Papagayos, que generó la blastesis de los porfidoblastos de andalucita, biotita y clorita₁. El segundo evento metamórfico está vinculado con la deformación regional que afectó a la Formación Las Lagunitas en su totalidad. En la aureola metamórfica se manifiesta en la formación de minerales metamórficos de biotita, muscovita, cuarzo y minerales opacos de la matriz y, en la retrogradación parcial de los porfidoblastos del primer evento metamórfico. La relación entre la blastesis de los porfidoblastos y los minerales metamórficos de la matriz indica que

los eventos 1 y 2 fueron parcialmente coetáneos. En particular, la distribución sigmoidea de las inclusiones de los porfidoblastos con respecto a la matriz de las rocas sugiere una blastesis sincinemática, es decir, que el crecimiento de los porfidoblastos fue simultáneo a la deformación regional. El último evento registrado en la aureola metamórfica del Plutón Papagayos, corresponde a la blastesis de pequeños porfidoblastos de clorita₂, sin orientación preferencial. Su crecimiento se asocia a un evento metamórfico térmico posterior al evento regional y que, probablemente, este relacionado con el abundante magmatismo gondwánico registrado en la Cordillera Frontal.

En el Plutón Papagayos se obtuvo una edad de $420,4 \pm 6,6$ Ma, con el método U-Pb en circones, que lo ubica en el límite Silúrico-Devónico. Mientras que en los plutones Carrizalito y Pampa de los Avestruces han sido obtenidas edades devónicas (Tickyj *et al.* 2017). Por su parte, Guarascio (2016) describió en la aureola metamórfica de contacto del Plutón El Indio un metamorfismo térmico simultáneo con la deformación regional de la Formación Las Lagunitas, lo que permite asignarle una edad devónica a ese intrusivo por su comparación con las descripciones realizadas en los plutones Pampa de los Avestruces (Tickyj *et al.* 2009) y Papagayos (esta Tesina). El conjunto de datos de campo, petrográficos, geoquímicos y geocronológicos obtenidos en el Plutón Papagayos y en los intrusivos Carrizalito, cerro El Indio y Pampa de los Avestruces permiten inferir que formaron parte de un mismo arco magmático desarrollado en el Cordón del Carrizalito durante el Devónico, 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, vol. I, p. 398-453. Academia Nacional de Ciencias de 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. Congreso Geológico Chileno, No. 2, Actas, Vol. 1, p. F43-F61. Santiago.

Dessanti, R. 1956. Descripción geológica de la Hoja 27c, Cerro Diamante (provincia de Mendoza) Boletín 85, Dirección Nacional de Minería, Buenos Aires. Boletín 85, Dirección Nacional de Minería, Buenos Aires.

Dessanti, R. 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 22(2):135-162, Buenos Aires.

Di Persia, C. A. 1972. Breve nota sobre la edad de la denominada Serie de la Horqueta, zona Sierra Pintada Dpto. San Rafael, pcia. de Mendoza. Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, t. III, 29-41, Buenos Aires.

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.

Gansser, A. 1973. Facts and theories on the Andes Twenty-sixth William Smith Lecture. *Journal of the Geological Society*, 129(2), 93-131.

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 Sosneao y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* II(2):141-176.

Guarascio, 2016. *Petrología del plutón El Indio, Cordón del Carrizalito, Cordillera Frontal, Mendoza*.

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., Farías, 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.

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.
- Legarreta, L. y Gulisano, C. A. 1989.** Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). *Cuencas sedimentarias argentinas*, 6(10), 221-243.
- Legarreta, L., Gulisano C. A. y Uliana, M. 1993.** Las secuencias sedimentarias jurásico cretácicas. En V. A. Ramos (Ed.), *Congreso Geológico Argentino (Vol. 1)*.
- 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. Subcommittee 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., Kleiman L. y Salvarredi, J. A. 1993.** El Magmatismo Gondwánico. En: *Geología y Recursos Naturales de Mendoza (Ed. V. A. Ramos), Relatorio, I (6): 53-64.*
- 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.

- Ludwig, K.R. 2003.** Users Manual for Isoplot 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel, Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 4.
- Miyashiro, A. 1974.** Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science* 274, 321–355.
- 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.
- 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. 2008.** Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1), 14-48.
- 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.
- Pérez, D. J., Alvarez, G., Concheyro A. y Ramos, V. 1997.** La Formación Papal: depósito sinorogénico de la cuenca de antepaís de Tunuyán, Mendoza, Argentina.
- Polanski, J. 1958.** El bloque Variscico de la Cordillera Frontal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 12, 165-196.
- Polanski, J. 1963.** Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del Pleistoceno pedemontano de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, tomo XVII, nº 3-4, 181-199.
- Polanski, J. 1964.** Descripción geológica de la Hoja 26c, La Tosca. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 101, 1-86. Buenos Aires.

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. 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. En: R. Caminos (Ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y recursos Minerales, *Anales* 29(24), 715-784. 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, 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.

Riccardi, A.C., S.E. Damborenea, M.O. Mancediño y S.C. Ballent, 1988. Hettangiano y Sinemuriano marinos en Argentina. *V Congreso Geológico Chileno*, *Actas* II(C): 359-373. Santiago.

Rubinstein, C. 1997. Primer registro de palinomorfos silúricos en la Formación La Horqueta, Bloque de San Rafael, provincia de Mendoza, Argentina. *Ameghiniana*. Vol. 34(2):163-167.

Sato, A. M., Llambías, E. J., Basei, M. A. y Castro, C. E. 2015. Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 63, 48-69.

Sruoga, P., Etcheverría, M., Folguera, A., Repol, D. y Zanettini, J.C. 2005. Hoja Geológica 3569-I, Volcán Maipo, provincia de Mendoza. Programa Nacional de Cartas

Geológicas de la República Argentina, escala 1: 250.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 290, 100 p., 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. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas CD, IG Petrología ígnea y metamórfica. Neuquén.

Tickyj, H. y Cingolani, C.A. 2000. Metamorfismo de muy bajo grado de la Formación La Horqueta (Proterozoico-Paleozoico inferior), Bloque de San Rafael (Mendoza), Argentina. IX Congr Geol Chile, Actas 2: 539-544.

Tickyj, H., Cingolani, C.A., Varela, R. y Chemale Jr., F. 2001. Rb-Sr ages from La Horqueta Formation, San Rafael Block, Argentina. III South Am Symp Isotope Geol. Pucón, Chile, 4p.

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 (COPROCNA), Resúmenes. Santa Rosa.

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

Tickyj, H., Basei, M.A.S. y Tomezzoli, R.N. 2017 (en prensa). Edades U-Pb en circones de granitoides del Cordón del Carrizalito, Cordillera Frontal. 20° Congreso Geológico Argentino, Tucumán.

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.

Volkheimer, W. 1978. Descripción Geológica de la Hoja 27b, Cerro Sosneado. Boletín n° 151 del Servicio Geológico Nacional. 80 p. Buenos Aires.

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 (Chilena) 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.