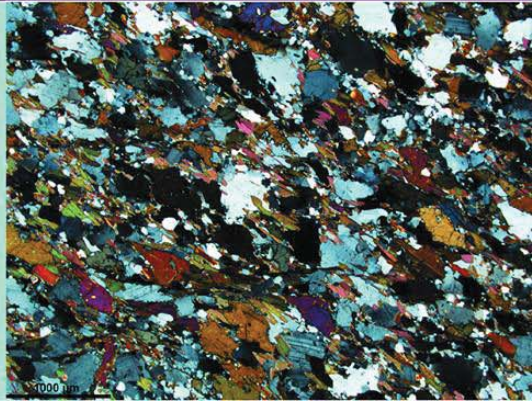
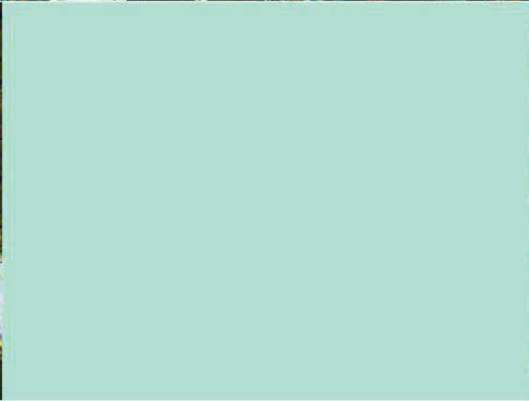
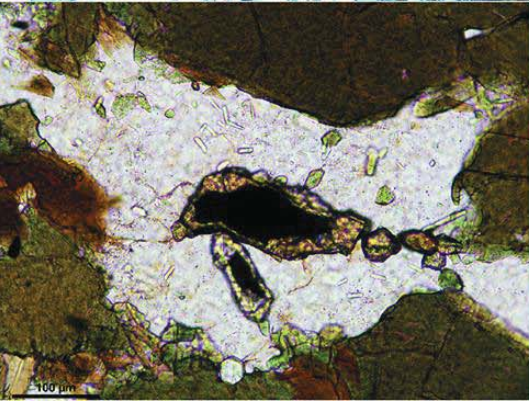
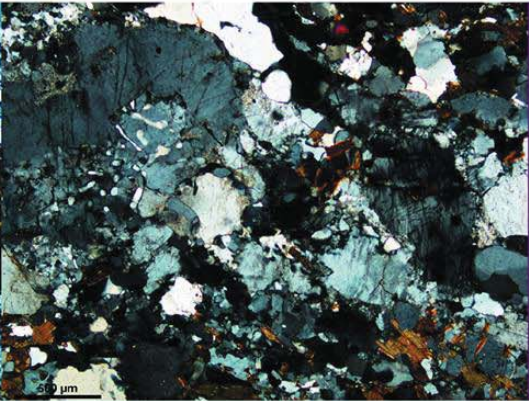
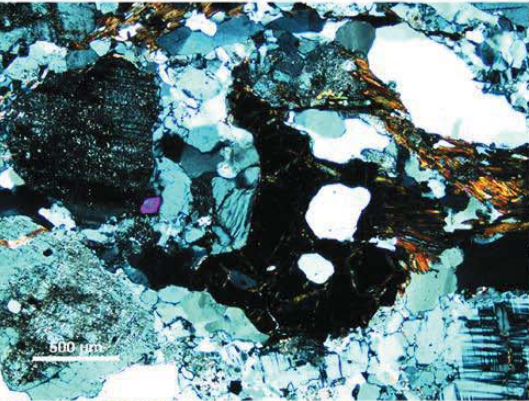
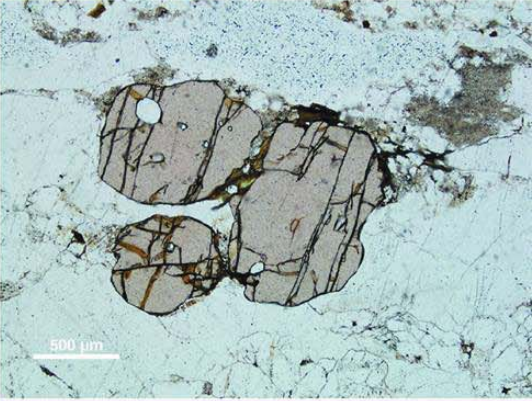


UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR
TESIS DE DOCTOR EN GEOLOGÍA

“Estudio geológico y petrológico de un
sector de las Sierras de Azul (Tandilia) y
su relación estructural con la Megacizalla
de Azul, provincia de Buenos Aires”

MELISA ANGELETTI

Bahía Blanca 2015 Argentina





UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

TESIS DE DOCTOR EN GEOLOGÍA

Estudio geológico y petrológico de un sector de las Sierras de Azul (Tandilia) y su relación estructural con la Megacizalla de Azul, provincia de Buenos Aires.

MELISA ANGELETTI

BAHÍA BLANCA

ARGENTINA

2015

PREFACIO

Esta Tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado académico de Doctor en Geología, de la Universidad Nacional del Sur y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad u otras. La misma contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en la cátedra de Petrología y Geología Estructural, dependiente del Departamento de Geología durante el período comprendido entre el 13 de septiembre de 2011 y el 17 de diciembre de 2015, bajo la dirección de los Directores María Cristina Frisicale (Profesora Asociada del Dpto. de Geología de la UNS – Investigador Adjunto del CONICET) y Luis Vicente Dimieri (Profesor Asociado del Dpto. de Geología de la UNS e Investigador Independiente del CONICET)

Melisa Angeletti

17 de diciembre de 2015

Departamento de Geología

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

“Nuevo horizonte, misterio sin develar,
mensajes ocultos que nadie sabe descifrar,
fuente de pensamientos, fábrica de emociones,
guardan nuestros secretos,
alivian los dolores, nos guían el destino,
nos muestran el camino, busca dentro de ti,
alébrate por descubrir...”

Porque aquello que sientes y deseas
te puede suceder a Ti...”
(Ch.)

AGRADECIMIENTOS

Comienzo los agradecimientos por mi directora de tesis, la Dra. María Cristina Frisicale, por haberme dado la oportunidad de trabajar con ella, por haberme escuchado cuando estaba “perdida” en la geología y buscando nuevos horizontes, por haber entendido mis tiempos al comienzo y por haber compartido su conocimiento, su lugar de trabajo y su día a día conmigo. A mi director Dr. Luis Dimieri, por su acompañamiento en las campañas de campo, por su actitud positiva y por su tranquilidad y colaboración en todo momento, y por los asados compartidos también! Gracias a ambos por haberme guiado y acompañado en las distintas etapas de este trabajo, transmitiéndome en todo momento su entusiasmo y su apoyo, quizás en momentos donde más lo necesitaba...GRACIAS POR ABRIRME LAS PUERTAS A LA INVESTIGACION! Y A UNA NUEVA VIDA!

Al Dr. Antonio Castro, por apostar a la temática de esta tesis y a mí como doctoranda, por aceptar ser mi codirector de Beca CONICET tipo II, por su ayuda y colaboración durante el desarrollo de este trabajo de tesis durante mis viajes y estadías en Huelva, España, por invitarme y recibirme allí y por enseñarme técnicas para trabajar con enfoques nuevos en la temática y por el interés y tiempo que me ha brindado y me brinda actualmente. Por haber colaborado con los análisis de microsonda, dataciones U-Pb, análisis de Lu-Hf y análisis químicos de manera muy generosa, análisis mediante los cuales se ha realizado gran parte de esta tesis...GRACIAS Y EL TRABAJO RECIEN EMPIEZA!

Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) por haberme otorgado dos becas de postgrado internas desde el 01/04/2011 hasta la actualidad y haber financiado los subsidios que ayudaron en el desarrollo de la tesis.

A la Universidad Nacional del Sur, mi casa de estudios, y ahora mi lugar de trabajo, por tener siempre un lugar para mí. También especialmente gracias por la contribución de fondos para una de las pasantías realizadas en Huelva durante el 2014.

Gracias a la Asociación de Universidades Iberoamericanas, por la beca otorgada para otra estancia desarrollada el presente año en la Universidad de Huelva.

Al Dr. Martim Chimchorro, por los conocimientos brindados para la escritura del capítulo de Geocronología, y más que nada por ser tan humano, por compartir Lisboa y por abrirme las puertas de su casa los días que estuvimos trabajando...a su madre María Adelaida que fue mi abuela portuguesa esos días...OBRIGADO!!

A mi compañero el Dr. Juan Cruz Martinez, por ser mi amigo y por compartir los conocimientos, y ayudarme con la escritura, siempre con tanta humildad...te admiro Juan!

A el Dr. Eugenio Aragón, por enseñarme el método para separar circones en las instalaciones del CIC en la Plata...que resultó un método infalible!! Y a Ana Cassano, que después tomo la posta del método en el laboratorio de

petrotomía de la UNS...gracias por TODO Ani!!! También a Soledad Melatini y Heraclio Ortiz del laboratorio por estar siempre predispuestos cuando necesité cortes y moliendas de muestras y por la buena onda de siempre!

A Cristobal Cantero, el técnico especializado en microsonda de los laboratorios de la UHU, por enseñarme a trabajar con la microsonda y estar siempre dispuesto ayudar...muchas gracias!!!!

Gracias a los jurados de esta tesis: Dra. Laura Grecco, Dr.Lucio Pinotti y Dr. Ariel Ortiz Suarez, por su valoración a este trabajo, sus valiosas contribuciones y sus lindas palabras luego de la defensa.

A mis amigos de Huelva, por hacerme sentir como en casa, a María José, Juanjo, Javi, María, Laura (madre e hija)...por estar especialmente como ángeles en el camino, cuando no conocía a nadie, aparecieron...y gracias por el FLAMENCO!! Y a toda la gente del mundo que fui conociendo en mis días en España...ya son inolvidables, todos y cada uno!

También gracias a mis compañeros de la UHU, Menchuquita, Lola, Pablo y Sergio...por las charlas, los cafés en el Manguara y compartir esos almuerzos tan ricos...quien cocina mañana?

A Lucrecia Jorgensen, quien me cedió generosamente bibliografía de la zona y siempre estuvo presente con su buena onda desde la distancia.

Especialmente a mis amiguitas de la uni: Flor y Laurita, por ser tan grandes...las quiero y admiro amigas!! A Verito, mi vecina de oficia, colega y compañera de emociones de todos estos días...Ivanis gracias por tus consejos y por siempre tener una sonrisa ...Pillo, por darme fuerzas: el día de mi defensa desayunamos juntas no?...Vale, quien diseñó la portada de esta tesis y me visitó durante mis días en Huelva y a Let, mis dos amigas del alma... Fabi, Pao y Majo mis amigas cable a tierra...gracias por la contención espiritual, los pancitos caseros y las canciones de Chambao!!! A todas mis amigas y amigos de la vida, por compartirnos y acompañarnos.

A toda mi familia: gracias por su apoyo y cariño, y muy especialmente mis padres y mis hermanas...a mi abuelo...que SIEMPRE están conmigo dándome fuerzas, que les puedo decir? Los amo? es poco...gracias a mis padres por darme, sobre todo, los valores para la vida, por hacerme ser quien soy....no sería nada sin ustedes...

A mi abuela, siempre conmigo...

GRACIAS... TOTALES!!!!

RESUMEN

El Cerro Siempre Amigos es una de las manifestaciones en superficie del Complejo Buenos Aires, basamento ígneo-metamórfico del sistema de Tandilia, región que integra una porción aflorante del Cratón del Río de la Plata, Argentina. Se trata de una zona donde no existían estudios geológicos de detalle, por lo cual la presente tesis pretende sumar conocimientos y ampliar la comprensión del comportamiento del CRP en tiempos Paleoproterozoicos. Se ha realizado el primer mapa geológico de detalle de la localidad, a escala 1:12500. La litología principal es una roca granítica, acompañada de gneis félsicos y intermedios, anfíbolitas, granodioritas, dioritas y granulita. La deformación milonítica es de grado metamórfico medio a alto, con una temperatura entre 400° y 600°C, por lo cual el granito muestra el desarrollo de texturas *striped gneiss* y *ribbon mylonite*. Se considera que probablemente toda la zona, incluyendo el cerro La Cressa, forma parte del mismo proceso tectónico que afectó la Megacizalla de Azul.

La caracterización geoquímica del granito Siempre Amigos lo define como levemente peraluminoso, de ambiente tectónico sincolisional y de arco volcánico. La geoquímica de elementos mayoritarios de todas las litologías muestra un carácter subalcalino, una tendencia ligeramente peraluminosa y los patrones de anomalías negativas de Ta-Nb y Ti, respecto a los elementos trazas, dan una signatura típica de arco. Los patrones de elementos de las REE se encuentran más preservados que los patrones de los elementos mayoritarios, los cuales se ven movilizados por los fluidos durante la deformación, por lo cual al existir similitud en estos elementos en la mayoría de las rocas, se confirma que las rocas están genéticamente relacionadas. Del análisis de los aspectos geoquímicos y la petrografía, se concluye que las rocas de Siempre Amigos poseen características en común con complejos de "gneises grises", teniendo en cuenta el contexto tectónico arqueano-paleoproterozoico, cuya transición se caracteriza por una disminución en el predominio de los terrenos TTG, sustituidos progresivamente por granitoides de tipo I potásicos.

Mediante la aplicación del geotermómetro granate y biotita y el geotermobarómetro granate-ortopiroxeno-biotita para una muestra de granulita, los valores de temperatura y presión determinados son 566°C y 3,98 kbar.

Las edades de cristalización U-Pb obtenidas para todas las rocas de la zona de Siempre Amigos dan edades Paleoproterozoicas, dentro del Rhyaciano. Una edad más joven obtenida en el granito, de 652 ± 37 Ma es atribuída a un evento metamórfico térmico/hidrotermal en la alteración del sistema de U-Th-Pb en torno al Neoproterozoico. Los valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$, positivos y negativos, sugieren reciclaje de corteza y aporte de magmas juveniles. La edad T_{DM} arroja un valor de 2,46 Ga y para la edad T_{DMC} 3,41 Ga en promedio.

Se sugiere mediante la correlación de la información petrográfica, microestructural, geoquímica y geocronológica aportada, que la zona de Siempre Amigos podría interpretarse como una zona de cizalla donde el magma sería transferido durante un período de tiempo relativamente corto en épocas paleoproterozoicas. Estas rocas pasarían a conformar un complejo

"gneises grises", para este sector del CRP, en tiempos posteriores al límite Arqueano-Proterozoico.

ABSTRACT

The Siempre Amigos Hills is one of the outcrops of the igneous-metamorphic basement of Tandilia system, called Buenos Aires complex, which is part of the Río de la Plata Craton, Argentina. This is an area where there is no previous work detail, so this thesis adds knowledge to understand the behavior of CRP in Paleoproterozoic times. It was made the first detailed geological map of the place, scale 1: 12500. Granite is the main lithology, felsic and intermediate gneisses, amphibolites, granodiorites, diorites and granulite are subordinate. The mylonitic deformation is medium to high metamorphic grade, with a temperature between 400 ° and 600 ° C, so the granite shows the development of textures like *striped gneiss* and *ribbon mylonite*. It is considered that the entire area, including La Crespa hills, probably are affected by the same tectonic process that Azul Megashield Zone.

The geochemical characterization of granite defines it as slightly peraluminous, sincolisional and volcanic arc tectonic ambient. Geochemistry of major elements of all lithologies shows a subalkalic character, a slightly peraluminous trend and patterns of negative anomalies of Nb-Ta and Ti, that gives a typical subduction signature. REE elements pattern are better preserved than major elements patterns, which are scattered by the fluids during deformation. So REE elements pattern similarities between most rocks, confirms that the rocks are genetically related. The study of the geochemical aspects and petrography, gives the idea that the rocks of Siempre Amigos have characteristics in common with "gray gneisses" complexes, according the Archean-Paleoproterozoic tectonic context, the transition is characterized by a decrease in the TTG, gradually replaced by type I potassium rich granitoids.

By applying geothermometer garnet-biotite and garnet-biotite-orthopyroxene geothermobarometer for one granulite sample, the temperature and pressure values are 566 ° C and 3.98 kbar.

Crystallization ages U-Pb obtained for all the rocks of Siempre Amigos gives Paleoproterozoic ages (Rhyacian). A younger age about 652 ± 37 Ma obtained in granite, is attributed to thermal / hydrothermal alteration metamorphic event in the U-Th-Pb system around the Neoproterozoic. $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ values are positive and negative so a crust recycling is suggest with juvenile magmas contribution. T_{DM} age shows a value of 2.46 Ga and the T_{DMC} 3.41 Ga age on average.

The area of Siempre Amigos could be interpreted as a shear zone where magma would be transferred over a relatively short time period, during paleoproterozoic. These rocks would then form a "gray gneisses" complex in this zone of the CRP in post-Archean-Proterozoic.

Índice general

	Páginas
Prefacio	
Agradecimientos	
Resumen	
Abstract	
Introducción	1
Objetivos.....	2
Capítulo 1. Antecedentes	5
1.1. Atlántica, Cratón del Río de la Plata y Tandilia.....	5
1.2. Datos geocronológicos	15
1.3. Sierras de Azul y Megacizalla de Azul (MCA).....	17
Capítulo 2. Geología del Cerro Siempre Amigos	21
2.1. Metodología.....	21
2.2. Geología del área a escala mesoscópica.....	23
2.3. Tipos de rocas, relaciones de campo y petrografía.....	25
2.3.1. Granito.....	25
2.3.2. Granodiorita.....	30
2.3.3. Diorita	32
2.3.4. Gneiss de composición intermedia y félsica.....	33
2.3.5. Anfibolita.....	36
2.3.6. Granulita.....	39
Capítulo 3. Análisis de la microdeformación	43
3.1. Metodología.....	43
3.2. Análisis petrográfico microestructural.....	44
3.2.1. Granito y rocas félsicas.....	45
3.2.1.1. Protomilonita.....	45
3.2.1.2. Ribbon mylonite.....	46

3.2.1.3. Stipped gneiss.....	47
3.2.2. Gneiss de composición intermedia y félsica.....	49
3.2.3. Anfibolita.....	50
3.2.4. Granulita.....	50
3.3. Mecanismos de deformación.....	50
3.4. Orientación cristalográfica preferente.....	52
3.5. Discusión.....	55

Capítulo 4. Geoquímica de roca total **57**

4.1. Metodología.....	57
4.2. Caracterización geoquímica del granito.....	58
4.3. Geoquímica Elementos Mayoritarios.....	61
4.4. Geoquímica Elementos Trazas.....	68
4.5. Discusión.....	77

Capítulo 5. Química Mineral **85**

5.1. Metodología.....	85
5.2. Fases minerales en las rocas de Siempre Amigos.....	87
5.2.1 Anfíboles.....	87
5.2.2 Feldespatos.....	89
5.2.3 Biotitas.....	92
5.2.4 Piroxenos.....	93
5.2.5 Granates.....	94
5.2.6 Minerales Opacos.....	96
5.3. Aplicación del geotermómetro Gt-Bt.....	97
5.4. Aplicación del geotermobarómetro Grt-Opx-Bt.....	99
5.5 Discusión de los resultados de geotermobarometría.....	100

Capítulo 6. Geocronología: Isótopos U-Pb y Lu-Hf en circones **103**

6.1. Metodología.....	103
6.2. Dataciones U-Pb.....	106
6.2.1 Muestra 03081212: Granodiorita.....	106

6.2.2 Muestra 05081212: Anfibolita.....	108
6.2.3 Muestra 06081212: Granito	109
6.2.4 Muestra 07081212: Granito.....	111
6.2.5 Muestra10081212: Gneis composición intermedia.....	113
6.2.6 Muestra 11081212: Gneis composición félsica.....	110
6.3 Composiciones de Isótopos de Lu- Hf y edades TDM.....	117
6.4 Discusión.....	121

Consideraciones finales y Conclusiones **123**

Bibliografía **129**

Anexo I: Análisis Químicos Roca Total

Anexo II: Análisis Química Mineral

Anexo III: Resultados U-Th-Pb

Resultados Lu-Hf

Introducción

El cerro Siempre Amigos, zona estudiada para la elaboración de esta tesis doctoral, integra las sierras de Azul, las cuales junto con las sierras de Tandil al este y las Sierras Bayas al oeste constituyen el Sistema de Tandilia. Está ubicado en el sector noroeste de las sierras de Azul, en el centro de la provincia de Buenos Aires, Argentina, a 28 km aproximadamente al sur de la ciudad de Azul, entre los $37^{\circ} 1'$ y $37^{\circ} 10'$ de latitud sur y los $59^{\circ} 58'$ y $59^{\circ} 40'$ oeste de Greenwich y al este de la ruta nacional N° 3 (Fig. 1). Esta zona que incluye también a los cerros La Virgen y La Crespa. Cabe destacar que el afloramiento de Siempre Amigos se encuentra tres kilómetros al norte de la Megacizalla de Azul (MCA), la cual se trata de una zona de cizalla subvertical donde el basamento se encuentra deformado a milonitas y ultramilonitas (Frisicale *et al.*, 1999)

El Sistema de Tandilia representa una porción aflorante del Cratón del Río de la Plata (CPR) (Cingolani 2011), definido por primera vez por Almeida *et al.* (1973). El CRP aflora en Argentina y Uruguay, y es considerado una de las principales áreas de escudo precámbrico del continente sudamericano. Ha sido estudiado mediante cartografía, geoquímica y geocronología a lo largo de las últimas décadas, aunque ciertos aspectos como su extensión y su situación durante el Paleoproterozoico siguen siendo investigados, al igual que su historia magmática y metamórfica. Teniendo en cuenta que en la zona propuesta para el desarrollo de la presente tesis no existen prácticamente estudios petrológicos y/o microestructurales de detalle, se considera que el análisis intensivo de las rocas aflorantes en esta localidad, aporta un avance valioso en el conocimiento de los procesos metamórficos y deformacionales que actuaron sobre el basamento ígneo-metamórfico del Sistema de Tandilia y contribuye a la comprensión del comportamiento del CRP en tiempos paleoproterozoicos.

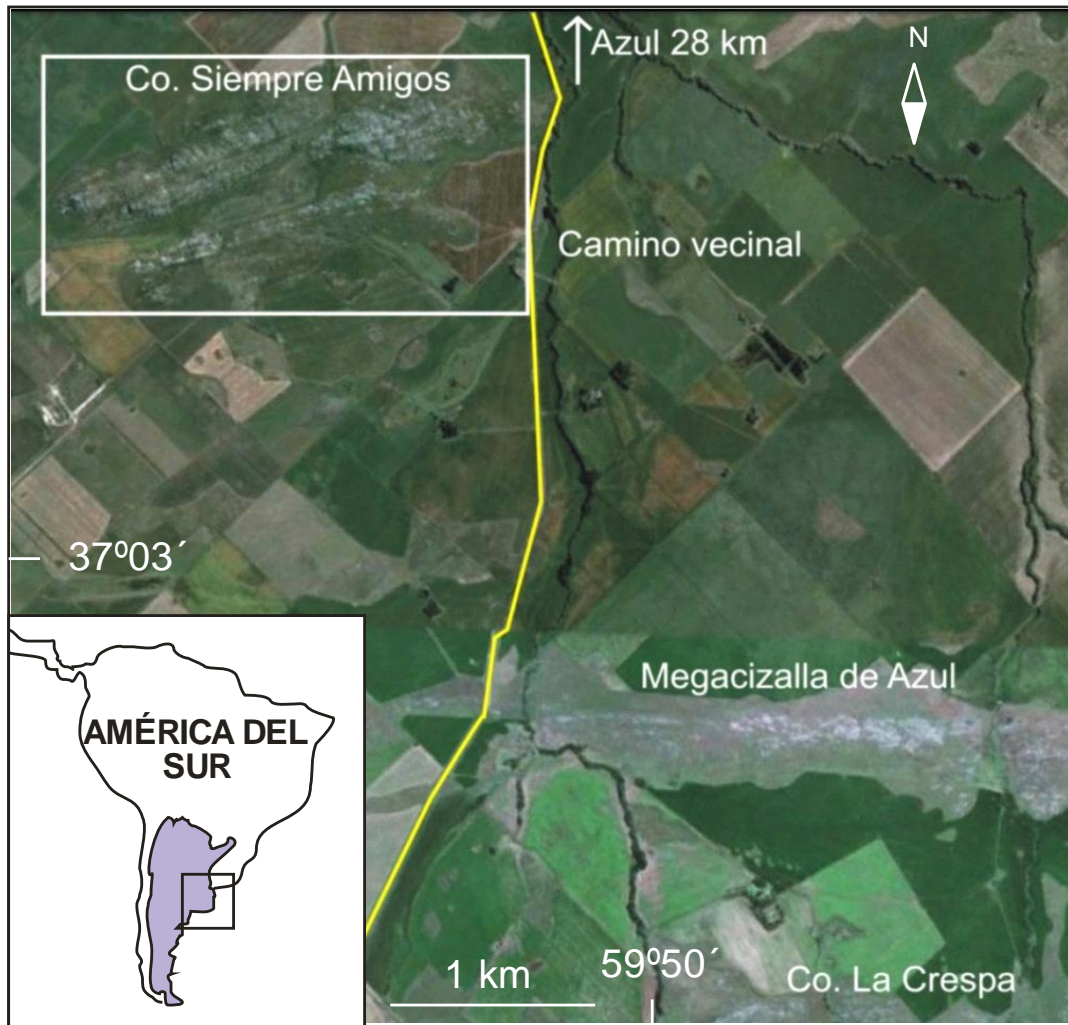


Figura 1: Imagen satelital mostrando la ubicación del cerro Siempre Amigos, zona de estudio de la presente tesis. Al sur se observa la Megacizalla de Azul y el Cerro la Crespa.

Objetivos

El objetivo general de la tesis consiste en proponer un modelo evolutivo petrológico para las rocas del basamento ígneo metamórfico paleoproterozoico que afloran en el sector noroeste de las sierras de Azul, incluyendo principalmente al cerro Siempre Amigos, perteneciente a las Sierras de Tandilia y al extremo sur del Cratón del Río de la Plata. Las rocas aflorantes en el área se encuentran deformadas dúctilmente y están caracterizadas por una foliación milonítica directamente relacionada con la reconocida Megacizalla de Azul (MCA).

Para ello se realizaron estudios petrográficos, estructurales, geoquímicos y geocronológicos de los cuerpos graníticos y en las rocas metamórficas presentes en

esta área tratando de establecer las relaciones geológicas con los granitos que afloran en cercanías de la zona de estudio y posibles correlaciones con otras áreas cratónicas paleoproterozoicas.

Fueron planteados los siguientes objetivos específicos:

- Confeccionar un mapa geológico detallado del área, con la finalidad de cartografiar y caracterizar petrográficamente las diferentes unidades ígneo-metamórficas que forman el basamento en este sector de Tandilia.
- Realizar estudios micro-mesotectónicos y petrológicos de detalle en el cerro Siempre Amigos, ubicado al norte de la MCA, afectado en diferente medida por el fallamiento de escala mayor. Se pretende identificar los distintos tipos de rocas ígneo-metamórficas presentes, sus relaciones de campo y paragenéticas; asimismo determinar las condiciones metamórficas predominantes, las características de la deformación y la relación estructural entre estos afloramientos y la MCA en su conjunto.
- Estudiar los mecanismos de deformación sobre minerales índices, que permitirá definir las características de la deformación y realizar una estimación semicuantitativa de las condiciones de presión y temperatura imperantes durante la deformación. Medir las orientaciones de ejes c de cuarzo con el objeto de definir los mecanismos de deformación dominantes asociados a la recristalización dinámica, y deducir aspectos sobre la cinemática de la deformación como trayectoria e intensidad de la deformación.
- Realizar estudios geoquímicos en roca total, tanto de elementos mayoritarios como trazas y sus correspondientes interpretaciones, como la clasificación de las rocas estableciendo grupos relacionados genéticamente. La química de roca total, provee además la posibilidad de establecer correlaciones genéticas entre los distintos tipos de rocas, y poder identificar protolitos, fundidos, restitas. También estudiar la movilidad de elementos químicos durante la deformación, en particular en función de la intensidad de la deformación, y la comparación de este efecto de la deformación entre elementos mayoritarios y elementos traza de cada litología presente. Esto

también permite el empleo de forma más confiable de la composición de las rocas para otras aplicaciones probables. Los estudios microanalíticos de las distintas fases minerales y los posteriores tratamientos de datos contribuyen a realizar la clasificación de los mismos y una estimación cuantitativa de las condiciones de presión y temperatura relacionadas con el metamorfismo.

- Efectuar estudios geocronológicos mediante dataciones U-Pb en circones para obtener las edades absolutas de cristalización de las rocas, lo que aportará información sobre la evolución petrológica de este sector del Cratón del Río de La Plata. También estudiar el sistema Lu-Hf en circones para diferenciar fuentes de magmas, es decir revelar si los protolitos de los cuales provienen estos circones son derivados del reciclaje de la corteza antigua y/o a partir de fuentes juveniles, así como también calcular sus edades modelo.

Capítulo 1

Antecedentes

1.1. Atlántica, Cratón del Río de la Plata y Tandilia

El Cratón del Río de la Plata (CRP) fue originalmente definido por Almeida *et al.* (1973) para incluir las zonas cratónicas antiguas más meridionales de la plataforma sudamericana, constituidas por complejos gnéisicos, ya consolidados en el Precámbrico superior y cubiertos en gran parte por sedimentos fanerozoicos. Acerca de su paleogeografía para los tiempos paleoproterozoicos, Rogers (1996) propuso su inclusión en un continente denominado Atlántica, cuya primera configuración fue dada por Ledru *et al.* (1994). Esta primera configuración no incluía al CRP y se basó en la correlación aparente de depósitos sedimentarios fluvio deltaicos comprendiendo los cratones de Guiana (proto-Amazonia), Congo-Sao Francisco, y el Oeste de África. Según Rogers (1996) estos tres cratones, más el CRP, conformarían la Atlántica, y permanecerían unidos desde el Paleoproterozoico hasta la apertura del Atlántico en el Cretácico (Rogers y Santosh 2004). A pesar de las similitudes geológicas de estos cuatro cratones, caracterizados por el orógeno paleoproterozoico Transamazoniano (Almeida *et al.*, 1973), los datos paleomagnéticos no apoyan la configuración de Atlántica propuesta como similar a la de Gondwana occidental. Rapalini *et al.* (2015), proponen entonces una nueva configuración para Atlántica, en la cual los cuatro cratones que lo integran habrían sido ensamblados hace 2.1 a 2.5 Ga en latitudes polares y habrían derivado en conjunto hacia el ecuador poco después, teniendo en cuenta los nuevos datos de granitoides no deformados que afloran en el Terreno Piedra Alta (Uruguay), sumado a los datos paleomagnéticos previos (Fig. 1.1.a; modificado de Rapalini *et al.*, 2015).

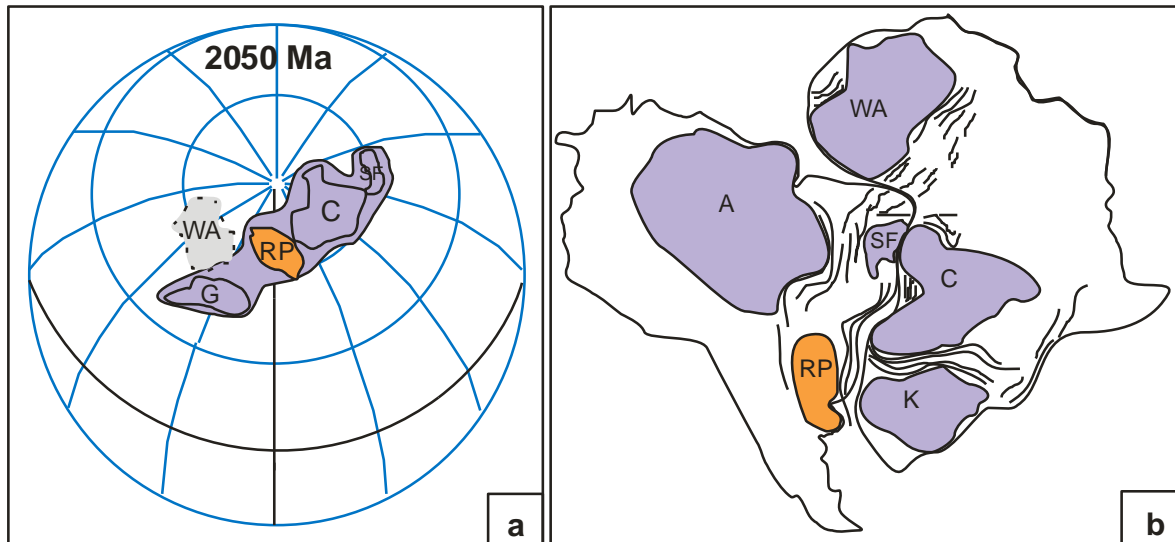


Figura 1.1: a) Reconstrucción paleogeográfica según datos paleomagnéticos, del continente Atlántica, en 2.05, 2.035 y 2.0 Ga. El CRP se muestra de color naranja y África occidental se presenta con un color diferente en la reconstrucción ya que no hay datos paleomagnéticos disponibles para interpretar su posición (modificado de Rapalini *et al.*, 2015); b) Esquema que representa la configuración de los bloques cratónicos que conforman Gondwana occidental durante el Neoproterozoico (modificado a partir de Leite *et al.*, 2000). WA: África occidental. RP: CRP. G: Guiana. SF: San Francisco. C: Congo. K: Kalahari. A: Amazonas.

De esta manera, el CRP es uno de los bloques cratónicos que constituyen el núcleo de Gondwana occidental, como se puede observar en el esquema que representa la configuración de los bloques cratónicos durante el Neoproterozoico (Fig.1.1.b; modificado a partir de Leite *et al.*, 2000). Estos cratones comparten características geológicas similares (Rapalini *et al.*, 2015):

- Aéreas extensas de terrenos metamórficos de alto grado (granulitas a gneises) de edades paleoproterozoicas entre 2.3 a 2.1 Ga, que corresponden a magmatismo juvenil relacionado a subducción, ó tipo TTG (Tonalita-Tronjemita-Granodiorita), asociado con cinturones de rocas de corteza superior compuestos por metasedimentos y metavolcanitas sometidos a facies metamórficas de esquistos verdes a anfibolitas,
- Importante proceso de formación de la corteza durante el Paleoproterozoico medio. Esto sería interpretado a partir de que los protolitos de las metavolcanitas que generalmente arrojan edades desde 2.3 a 2.1 Ga. Las edades modelo Sm-Nd para la mayoría de las metavolcanitas caen dentro

del intervalo de 2.8 a 2.2 Ga con valores de ϵ (Nd)_t positivo y bajas relaciones Sr iniciales (Sr₀).

- Los cratones Congo-São Francisco, Guiana y África occidental contienen núcleos de edades Arqueanas, lo cual sugiere cierto retrabajo de los fragmentos de corteza más antiguos. En cuanto al CRP, solo fueron encontradas escasas rocas de edades arqueanas en el terreno Nico Pérez, aunque es dudosa la pertenencia de este terreno al CRP.
- En los grandes cratones, Congo-São Francisco, proto Amazonia y África occidental, la distribución de los cinturones orogénicos paleoproterozoicos entre núcleos arqueanos caracterizarían al ciclo Transamazoniano por la colisión y acreción de microcontinentes de edades arqueanas y paleoproterozoicas tempranas sumado al desarrollo y la acreción de arcos magmáticos intraoceánicos.

En cuanto a los límites del CRP, fueron propuestos e inferidos, mediante herramientas como geocronología, geoquímica y geofísica por diversos autores. Rapela *et al.* (2007) proponen que el CRP se extiende aproximadamente sobre 1000 km de este a oeste, desde los afloramientos de Tandilia en la costa del Atlántico hasta unos 20 km aproximadamente de afloramientos dentro del cinturón Pampeano cerca de Córdoba (Fig.1.2), basándose en los resultados geocronológicos U-Pb en muestras de testigos de perforación realizados en el oeste de Argentina, que penetró la cubierta Paleozoica hasta el basamento de rocas ígneas, los cuales arrojaron edades paleoproterozoicas (2,3 a 2,0 Ga).

Oyhantcabal *et al.* (2011), en una revisión de las unidades litoestratigráficas del CRP mediante la interpretación de datos geocronológicos, isotópicos y geofísicos, nuevos y previamente publicados, se basaron en las edades modelo Sm-Nd TDM obtenidas para el Terreno Piedra Alta (suroeste de Uruguay) para incluirlo en este cratón. Por otro lado, las edades de cristalización entre 2,2 y 2,1 Ga para los protolitos metamórficos y 2,1 y 2,0 Ga para los granitoides post-orogénicos indicarían corteza juvenil, seguido por un período corto de reciclaje de la corteza terrestre. La cratonización de este terreno habría ocurrido durante el Paleoproterozoico tardío y sin sobreimposición más joven, revelado por los

estudios geocronológicos de K-Ar y Ar-Ar, lo que sugiere la existencia de una litosfera gruesa y fuerte en el Neoproterozoico, similar a lo ocurrido en el Cinturón de Tandilia de Argentina. En comparación, el Terreno Nico Pérez con edades modelo Sm-Nd T_{DM} de 3.0 a 2.6 y 2.3 a 1.6 Ga muestra dos eventos principales de crecimiento de la corteza terrestre. Las edades de cristalización en circón oscilan entre 3.1 y 0.57 Ga, lo cual es evidencia de un período largo de retrabajo de la corteza.

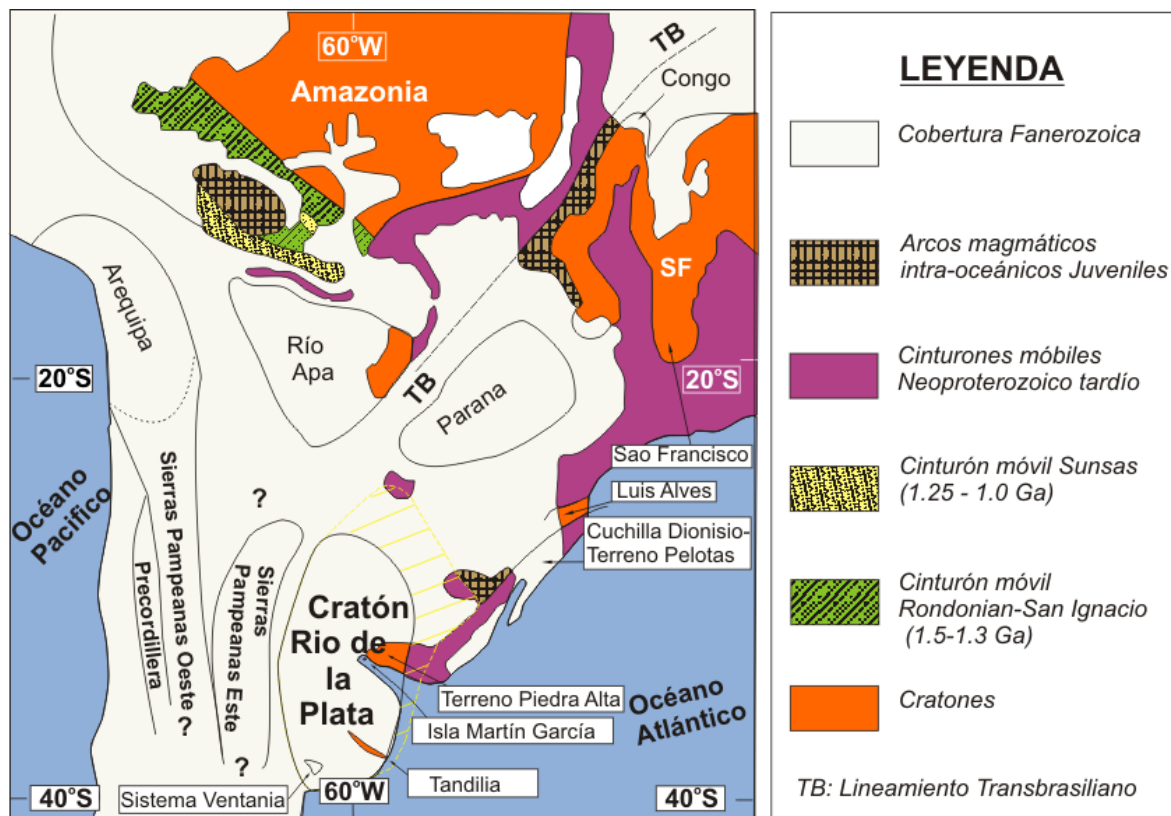


Figura 1.2.: Mapa representando marco tectónico de Sudamérica central para el Precámbrico (Rapela *et al.* 2007, modificado de Kröner y Cordani., 2003; Cordani *et al.*, 2003). Las líneas punteadas indican los límites inferidos de las principales unidades de la corteza terrestre debajo de la cubierta Fanerozoica.

Teniendo en cuenta además el contraste entre las signaturas geofísicas, se redefine el CRP comprendiendo sólo el Terreno Piedra Alta y el Cinturón de Tandilia, proponiendo la zona de cizalla de Sarandí del Yí como el margen oriental de este Cratón y excluyendo así al terreno Nico Pérez (Oyhantcabal *et al.*, 2011).

Otra información sobre los límites RPC fue proporcionada por Rapela *et al.*

(2011) sobre datos U-Pb, Hf e isótopos de O₂ en circones de rocas obtenidas de una perforación realizada en el extremo oriental del cinturón de Tandilia (38 ° S), lo cual llevo a la interpretación de que el CRP paleoproterozoico no retrabajado se apoya contra un terreno diferente, al este, llamado Mar del Plata. A partir de la información obtenida de testigos de perforación en el área de Mar del Plata, se reconoció la presencia de la Formación Punta Mogotes (Rapela *et al.* 2011), ya definida por Borello en 1962 y reinterpretada por Marchese y Di Paola en 1975. Rapela *et al.* 2011 analizan los circones detríticos con edades entre 740-840 Ma que están asignados a un evento de rifting Neoproterozoico generalizado. Esto sugiere que el terreno Mar del Plata se separó de la esquina suroeste del bloque de Angola en c. 780 Ma y así, la secuencia de Punta Mogotes y el cinturón orogénico Dom Feliciano son correlativos, lo cual significa extender el cinturón Dom Feliciano hasta los 38° S (Fig.1.3).

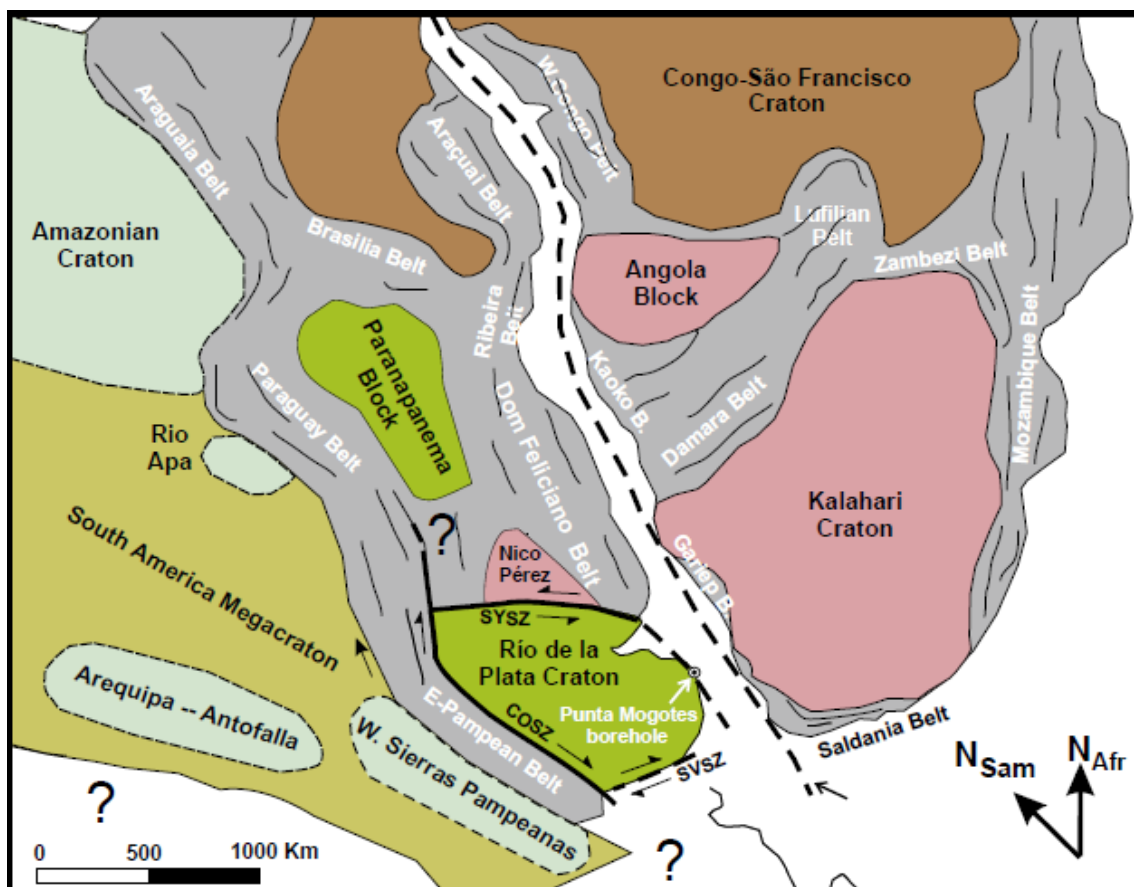


Figura 1.3: Reconstrucción de bloques cratónicos y bloques neoproterozoicos del suroeste de Gondwana (tomado de Rapeta *et al.* 2011; modificado de Frimmel *et al.*, 2010). SYSZ = zona de cizalla Sarandí del Yí, SVSZ = Sierra de la Ventana; COSZ = Falla Córdoba.

En cuanto a evidencia geofísica, nuevos datos magnetotelúricos fueron aportados por Peri *et al.* (2013) los cuales revelan la presencia de la frontera tectónica entre la CRP y el terreno Pampeano debajo de la llanura Chaco-Pampeana y la probable continuación hacia el sur del Lineamiento Transbrasiliano, lo cual confirma los límites anteriormente propuestos.

El límite sur del RPC ha sido inferido por Chernicoff y Zappettini (2004), a los 39 ° S por anomalías magnéticas y gravimétricas que atraviesan el territorio argentino extra-andino completo, este mega-estructura provoca la terminación abrupta de los terrenos de Chilenia, Cuyania y Pampia, así como del Cratón del Río de la Plata, y representa a su vez, la zona de sutura del terreno Patagonia. Para Rapela *et al.* (2011) al sur la falla Sierra de la Ventana yuxtapone al CRP y el basamento Brasileño/Panafricano, lo que implica un gran desplazamiento lateral derecho.

La Figura 1.4 muestra los límites para el CRP propuestos por los autores mencionados en los párrafos anteriores y también por Oyhantcabal *et al.* (2011), el cual sitúa el límite al sur de Ventania, al igual que Tohver (2012), que incluye a Sierra de la Ventana dentro del CRP por una datación obtenida con edades paleoproterozoicas de 2,2 Ga en circones del granito de Agua Blanca.

Situada en el centro de la provincia de Buenos Aires, Tandilia se considera el afloramiento precámbrico más importante de Argentina. Más al sur afloran sedimentos neoproterozoicos a paleozoicos de la cuenca de Claromecó continuando hacia el sur con afloramientos de la Sierra de la Ventana, cuyo basamento es de edad Neoproterozoico-Cámbrico.



Figura 1.4: Mapa mostrando los diferentes límites propuestos para el CRP. (Rojo: Oyhancaabal *et al.*, 2011. Negro: Rapela *et al.*, 2011. Amarillo: Mega-estructura que provoca la terminación abrupta de los terrenos de Chilenia, Cuyania y Pampia, así como del Cratón del Río de la Plata, y representa a su vez, la zona de sutura del terreno Patagonia. (Chernicoff y Zappettini, 2004).

La historia geológica de Tandilia puede resumirse principalmente con un basamento ígneo-metamórfico paleoproterozoico llamado Complejo Buenos Aires cubierto por las unidades sedimentarias del Neoproterozoico al Paleozoico inferior, y finalmente intruidas por escasos diques máficos (Fig.1.5) (Cingolani, 2011 y referencias en él).

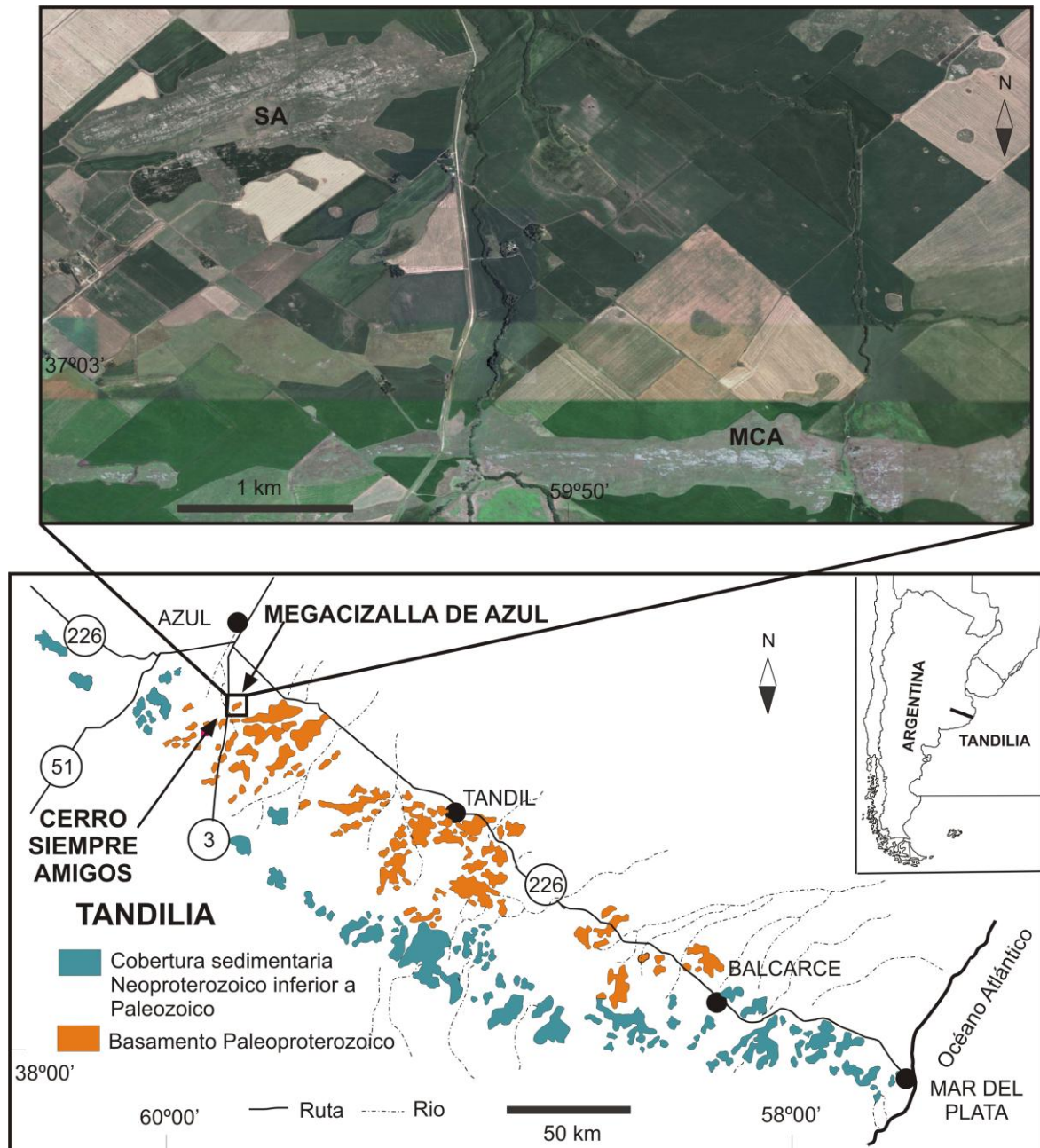


Figura 1.5.: Mapa Geológico del sistema de Tandilia. (Modificado de Iñiguez *et al.*, 1989). Imagen de alta resolución de la zona de estudio (SA: Siempre Amigos; MCA: Megacizalla de Azul).

El basamento ígneo-metamórfico del CRP, denominado Complejo Buenos Aires por Marchese y Di Paola (1975), comprende gneises tonalíticos a graníticos, anfibolitas, migmatitas y granitoides, con escasos esquistos, mármoles, rocas metavolcánicas y rocas ígneas máficas y ultramáficas, deformados de manera heterogénea (Cingolani 2011, y referencias). Según Dalla Salda *et al.* (1988) en Tandilia, al igual que en el basamento de Uruguay se identifican dos unidades

geotectónicas principales: una de edad Transamazoniana (2,2-1,7 Ga) y otra más joven de edad Precámbrico tardío a Paleozoico temprano, resultado de la evolución del orógeno Braziliiano (900-500 Ma). Cingolani (2011) interpreta al orógeno Transamazoniano como un escenario tectónico relacionado a acreción juvenil (2,25-2,12 Ga) a lo largo de un margen continental activo, seguido por colisión continental (2,1-2,08 Ga) según los datos U-Pb en circones.

Para concluir los antecedentes en cuanto al sistema de Tandilia, Cingolani (2011) propone la siguiente evolución tectónica, resumida a continuación:

- Neoarqueano-Sideriano: se da una evolución juvenil de bloques continentales separados (c. 2,2 Ga). Basado en la evidencia isotópica, el protolito de la corteza de roca continental podría ser de edades neoarcaicas (c. 2,5 a 2,6 Ga). Se desarrolla magmatismo de arco relacionado a subducción (Teruggi *et al.* 1988). Ramos (1999) interpretó la interacción con los bloques continentales Buenos Aires, El Cortijo y Tandilia como relacionados en un ambiente tectónico de subducción, escenario tectónico denominado como la orogenia "Encantadas" por Hartmann *et al.* (2002).
- Rhyaciano Temprano a tardío: colisión continente-continente sugerido por los gruesos cinturones de milonitas, rocas del suelo marino, y el presunto engrosamiento de la corteza (c. 2,2 a 2,0 Ga). Empuje y fallamiento transcurrente favoreciendo la anatexis de las rocas de la corteza. Emplazamiento de granitoides en la secuencia gnéisica probablemente coetáneo con metamorfismo de alta temperatura regional, milonitización y diques calco-alcalinos durante un evento transtensional y procesos de anatexis. Hartmann *et al.* (2002) denomina a este evento colisional como orogenia "Camboriu".
- Orosiriano-Statheriano: generación de leucogranitoides heterogéneos, altamente radiogénicos y post-colisionales (c. 1,8 Ga). Los diques de dolerita (c. 1,6 Ga) restringen el momento de la extensión de la corteza asociado con las últimas etapas de evolución del basamento de Tandilia.

- Mesoproterozoico Temprano a Neoproterozoico tardío: peneplanización, paleometeorización del basamento ígneo-metamórfico y generación de una saprolita arcósica (c. 1,6 a 0,9 Ga). Sobreimpresiones hidrotermales en el basamento. Transgresión marina (Neoproterozoico tardío) con dolomías siliciclásticas y estromatolitos ricos sobre un basamento Paleoproterozoico altamente degradado. Desarrollo de una segunda transgresión con unidades siliciclástica y de caliza. Evento de regresión y descenso del nivel del mar (Leanza y Hugo 1987; Poirel y Gaucher 2007; Gómez Peral *et al.* 2007) registrado por una superficie kárstica y un nivel hierrofosfórico. Una nueva transgresión marina fue descrita como un evento sedimentario siliciclástico a finales del Neoproterozoico.
- Neoproterozoico-Cámbrico tardío: algunos eventos de deformación de unidades sedimentarias neoproterozoicas anterior a la Formación Balcarce, del Paleozoico temprano. Un importante fallamiento ocurrió como expresión de un evento compresivo en respuesta al esfuerzo sur-oeste (Iñiguez *et al.* 1989). Debido a los movimientos tectónicos verticales, el basamento paleoproterozoico fue elevado; la cobertura sedimentaria neoproterozoica se preserva solo en las Sierras Bayas y áreas de Barker.
- Ordovícico a Silúrico: nueva transgresión. Evento glacial Hirnantiano evidenciado por miembros de diamictita. Niveles hidrotermales ricos en hierro, descritos por Dristas y Martínez (2007). Se registró una sección de mayor espesor de la Formación Balcarce que yace en discordancia sobre la Formación Punta Mogotes (c. 600 Ma edades metamórficas K-Ar) dicho registro se ubica hacia el este de la provincia de Buenos Aires en el pozo en el océano Atlántico.
- Paleozoico Superior: Zalba *et al.* (2007) confirmaron que tras el levantamiento y fallas reactivadas durante el Pérmico medio, el Sistema de Tandilia se ha mantenido como un área positiva. Hacia el sur de la cuenca del Salado se depositaron secuencias Mesocenoicas. La cuenca Claromecó y el Sistema de Ventania fueron intensamente deformados durante el Pérmico.

1.2. Datos geocronológicos

Utilizando técnicas isotópicas *SHRIMP* U-Pb en circón, Cingolani *et al.* (2002), determinaron la edad transamazónica del emplazamiento de los granitoides en la secuencia gnéisica, entre 2,2 y 2,0 Ga. También Cingolani (2011) obtuvo mediante el estudio de los isótopos Sm -Nd para los mismos granitoides, una edad modelo TDM, es decir una edad de diferenciación del protolito desde el manto, de 2668-2319 Ma. Pankhurst *et al.* (2003) proporcionan una edad 2140 ± 88 Ma Sm-Nd para el emplazamiento de los magmas parentales de los granitoides del sector occidental de Tandilia.

Acerca de la edad de la deformación en la zona de la Megacizalla de Azul, no hay datos geocronológicos publicados hasta el momento. Frisicale *et al.* (2010) y Cingolani (2011) consideraron las relaciones de corte entre la zona de cizalla y los diques toleíticos (1588 ± 11 Ma, Teixeira *et al.* 2001) sugiriendo que la edad de la deformación se encontraría entre 1600 y 2000 Ma, durante el Paleoproterozoico. Estos diques toleíticos estarían vinculados a una tectónica extensional durante el ciclo transamazoniano (Iacumin *et al.* 2001 y Teixeira *et al.* 2001).

Cingolani (2011) debido a la falta de recristalización o sobrecrecimiento en el circón neoproterozoico, sugiere que el basamento de Tandilia fue preservado de orogénias más jóvenes, como el ciclo Brasiliano.

Una recopilación de todos los datos geocronológicos de Tandilia publicados hasta la fecha se muestran en la siguiente tabla:

Localidad	Litología	Metodo	Edad	Referencia
Tandil	granitoide	Rb-Sr	2065 Ma	(1)
Azul-Olavarría	granitoide	Rb-Sr	$1880 \pm 0,08$ Ma	(2)
Cerro Redondo (Azul-Olavarría)	granitoides	Rb-Sr	1792 ± 50 Ma 1947 ± 44 Ma	(2)
Tandil	dique doleritas	K-Ar	1750 ± 50 Ma	(3)

Tandil	granitoides	Rb-Sr	2154 ± 28 Ma 2001 ± 60 Ma 1971 ± 38 Ma 1770 ± 88 Ma	(4)
Azul	hornfels adjacentes a diques andesíticos-riolíticos	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar	2020 ± 24 Ma 2007 ± 24 Ma	(5)
Azul	diques tholeiíticos	K-Ar ⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar	803 ± 14 Ma 1193 ± 18 Ma 811 ± 36 Ma	(5)
Azul	granitoide milonitizado	U-Pb SHRIMP	2113 ± 12 Ma	(6)
Villa Mónica (Azul-Olavarría)	granitoide	U-Pb SHRIMP	2162 ± 5 Ma 2051 ± 3 Ma	(6)
Tandil	tonalita	U-Pb SHRIMP	2228 ± 6 Ma 2166 ± 7 Ma	(6)
Balcarce	tonalita	U-Pb SHRIMP	2073 ± 6 Ma	(6)
Azul	granito rojo	U-Pb SHRIMP	2065 ± 9 Ma	(7)
Tandil	tonalita	U-Pb SHRIMP	2234 ± 6 Ma	(7)
Cerro Redondo, Villa Mónica, Cerro Sotuyo, San Nicolás, Cerro El Peregrino (Azul-Olavarría)	granitoides	Sm-Nd	2140 ± 88 Ma	(8)
Boreholes in westernmost domain	granito diorita	U-Pb SHRIMP	2088 ± 6 Ma 2162 ± 6 Ma	(9)
Barker - Villa Cacique	disconformidad palaeoproterozoica	K-Ar	590 Ma 620 Ma	(10)

Referencias: (1) Hart *et al.* (1965). (2) Halpern y Linares (1970). (3) Teruggi *et al.* (1974b). (4) Varela *et al.* (1988). (5) Teixeira *et al.* (2001, 2002). (6) Cingolani *et al.* (2002). (7) Hartmann *et al.* (2002). (8) Pankhrust *et al.* (2003). (9) Rapela *et al.* (2007). (10) Martínez *et al.* (2013).

1.3. Sierras de Azul y Megacizalla de Azul (MCA)

En su trabajo sobre la geología de las Sierras de Olavarría y Azul, González Bonorino *et al.* (1956) describen un basamento cristalino formado por rocas metamórficas, granitos, tonalitas, y migmatitas con sus facies miloníticas más o menos extensas y bien desarrolladas. Este mismo basamento posteriormente, es llamado Complejo Buenos Aires por Marchese y Di Paola (1975).

Dalla Salda (1981) y Dalla Salda *et al.*, (1992) describen a las sierras de Azul como una zona milonítica producto de tectónica transcurrente en basamento cristalino, de corte dextral que genera estructuras orientadas al sudoeste-noreste en la región. También Dalla Salda *et al.*, (2005) caracterizan a las Sierras de Azul como integradas por un conjunto de rocas migmatíticas de tipo embrechíticas, que por sectores, pasan a rocas de grano fino con evidencias cataclásticas.

En cuanto a la faja milonítica de Tandil, varios trabajos atribuyen su origen a un cinturón milonítico que se generó por colisión continente-continente durante el Precámbrico Medio. Dalla Salda *et al.*, (1988) proponen que en Tandilia algunos leucogranitos habrían sido desarrollados como resultado de tectónica colisional, asociados con fallas de rumbo y corrimientos característicos de la situación en otros cinturones colisionales. Ramos (1999) también adhiere a esta idea, diciendo que las fajas miloníticas se habrían formado por la colisión del terreno de Tandilia contra el terreno de Buenos Aires llevando a la consolidación y amalgamamiento del cratón del Río de La Plata durante el Proterozoico inferior.

En la zona de las sierras de Azul se realizaron estudios petrológicos de detalle y análisis de deformación, de escala meso y microtectónico. En la parte central de la MCA, en la zona de Boca de la Sierra, al sudeste del Co. Siempre Amigos, Frisicale *et al.* (1998, 1999, 2001, 2005), proponen, como conclusión del análisis microestructural realizado, que la megacizalla se habría desarrollado por procesos donde predomina el aplastamiento (*flattening*), con escasa componente de transurrencia, bajo condiciones de metamorfismo que alcanzarían, al menos, el grado medio, con temperaturas superiores a 400-500°C y presiones de 6 Kbar durante la deformación milonítica. La evolución de las condiciones de presión y

temperaturas obtenidas para milonitas y ultramilonitas de la MCA ha sido acotada por grillas P-T construidas en el sistema CN KFMASH usando el programa Thermocalc 2,75 (Powell et al, 1998;. Powell y Holland actualización para DOS/Windows, junio de 1999) y la base de datos termodinámicos de 1997. En cuanto a los procesos con aplastamiento predominantes, fueron interpretados por la presencia de porfiroclastos con cola simétrica, escasos porfiroclastos asimétricos rotados mostrando sentidos de cizallamiento tanto sinistral como dextral y porfiroclastos redondos en secciones paralelas a la foliación milonítica (Frisicale *et al.* 2005) .

Por otro lado, al sudoeste de Siempre Amigos, en el cerro El Peregrino, Frisicale *et al.* (2001) proponen que la deformación se habría producido en un régimen de transición entre el comportamiento frágil y dúctil, en condiciones metamórficas de esquistos verdes a anfibolitas con temperaturas mayores de 550°C.

Para el cerro Negro, en el extremo oeste de la MCA, Frisicale *et al.* (2004, 2012) proponen, mediante el análisis microestructural de milonitas y gneises miloníticos, que la deformación se habría producido dentro del campo de deformación dúctil, en condiciones metamórficas que varían desde facies anfibolita media a facies granulita.

Jorgensen *et al.* (2006, 2008), en el sector noroeste del cerro La Crespa, al sur de Siempre Amigos, señalan que parte de las rocas consideradas como migmatitas por González Bonorino *et al.* (1956) serían granulitas. La deformación aquí se habría producido dentro del campo dúctil, en condiciones metamórficas de grado medio a alto, en facies anfibolita superior-granulita inferior y afectó de manera irregular a las rocas presentes (granulitas máficas y félsicas). La Crespa presenta características cinemáticas similares a lo establecido por Frisicale *et al.* (1998, 2001) para distintas localidades de la MCA, donde se proponen procesos de convergencia ortogonal de dirección NNE con predominio de aplastamiento (flattening) y escasa componente de transcurrencia para esa megacizalla.

En un trabajo posterior, Frisicale *et al.*, (2010), señalan la ocurrencia de fajas de *striped gneiss* dentro de *ribbon mylonites* en las zonas de cerro Negro y

Manantiales de Pereda, y mediante el análisis de los mecanismos de deformación, concluyen que ambas rocas se habrían producido a partir de un protolito común, como respuesta a una variación en el grado de deformación, en condiciones metamórficas de anfibolita a granulita. En la parte oeste de la MCA, más precisamente en el cerro Negro, Frisicale *et al.* (2012a) describen diferentes pulsos en distintos niveles corticales de generación de pseudotaquilas, indicando que la faja milonítica evolucionó en el tiempo de condiciones de deformación dúctil a frágil, esta última durante el ascenso de la zona de cizalla.

También en el sector norte del cerro Negro, (Frisicale *et al.* 2012 b) identificaron una faja de filonitas con dirección este-oeste, con intensa biotitización de anfíboles y piroxenos de las rocas granulíticas originales y también formación de mica blanca a partir de feldespatos.

Luego del estudio microtectónico y la observación de varios períodos de pseudotaquilización, la interpretación de la historia de la deformación propuesta por Frisicale *et al.*, (2015) para los afloramientos del cerro Negro, durante el Paleoproterozoico comenzaría con un evento deformativo D1 de alto grado metamórfico en corteza profunda, facies anfibolitas a granulita, que genera rocas con texturas *striped gneiss* y *ribbon mylonites*, acompañado de eventos sísmicos en condiciones dúctiles, que originaron algunas pseudotaquilas. A continuación un evento deformativo D2 habría producido la exhumación de la faja de cizalla, en condiciones metamórficas de esquistos verdes, con circulación e infiltración de fluidos, causando metasomatismo potásico y retrogradación de granulitas, favoreciendo la formación de la faja de filonitas del sector norte del cerro Negro. Otro grupo de pseudotaquilas se habrían formado durante D2, por eventos sísmicos en condiciones dúctil-frágil (Frisicale *et al.* 2012a). Por último durante D3 se habría producido deformación frágil con removilización de fluidos, evidenciada por fracturas y venillas de calcita y clorita en granulitas y filonitas.

Por último, González Bonorino *et al.* (1956) describen al cerro Siempre Amigos compuesto por un granito de grano grueso, color rojo, caracterizado por la presencia de cuarzo concentrado en zonas y con notable escasez de minerales máficos. En cuanto a la descripción petrográfica, los mismos autores detallan la

siguiente composición para el granito: cuarzo, feldespato potásico (microclino), oligoclasa básica y escasas biotita y clorita, mencionando la ocurrencia de fenómenos de recristalización e intercrecimientos mecánicos, zonas de granulación, bordes fragmentados, extinción irregular en franjas en los granos de cuarzo. En general, en el cerro Siempre Amigos, se destaca una alternancia de finas bandas leucocráticas y melanocráticas, y en estas últimas, se observó la presencia de hornblenda (González Bonorino *et al.* 1956). Dicha mención de la zona de estudio, acompañada de la detallada descripción petrográfica del granito, es la única registrada en la literatura hasta el momento.

Capítulo 2

Geología del Cerro Siempre Amigos

2.1. Metodología

En primera instancia se realizó la recopilación y lectura de publicaciones referidas a la zona de interés a nivel regional sobre Tandilia y el Cratón del Río de la Plata, como así también trabajos de detalle de áreas vecinas, sobre la zona de la Megacizalla de Azul, cerro La Cresa y cerro Negro, entre otros. Luego se continuó con el análisis petrográfico de secciones delgadas, obtenidas en diversos muestreos realizados durante campañas realizadas a la zona. Si bien se contaba con las fotos áreas previas, se seleccionaron nuevas imágenes satelitales del área de estudio para contar con ellas como base del mapeo a realizar.

Se llevaron a cabo los trabajos de campo y muestreos necesarios para confeccionar un mapa geológico del área de estudio y precisar la distribución de las diferentes rocas metamórficas y granitoides, como así también determinar el grado de deformación que presentan. Se tomaron datos de foliación milonítica; se midieron y describieron todos los elementos micro y mesoestructurales, como pliegues e indicadores cinemáticos reconocidos. Se tomaron muestras orientadas de todos los tipos litológicos reconocidos en los afloramientos, en especial en la primera campaña realizada a fines del 2011.

En una segunda visita al área, durante 2012, se llevó a cabo un muestreo de detalle de rocas destinado a la separación de circones empleados para geocronología y también para ampliar el número de análisis químicos de los diferentes tipos litológicos reconocidos.

Durante la campaña realizada en agosto del 2013, se seleccionaron zonas representativas de las litologías presentes con sus relaciones de campo claramente

reconocibles, para realizar mapeos de detalle escala 1:4, utilizando una grilla con cuadrícula de 1 m x 1 m de superficie y papel cuadriculado, de manera que ayude a comprender estas relaciones, integrándolos a la petrografía y los datos geoquímicos y geocronológicos.

Finalmente, durante la campaña realizada en 2015, se obtuvieron nuevas muestras con la finalidad de completar los estudios geoquímicos y geocronológicos.

Una vez en el gabinete, se seleccionaron las muestras para la preparación de secciones petrográficas, algunas de ellas orientadas, y otras pulidas destinadas a su estudio con microsonda electrónica, las cuales fueron realizadas por el personal especializado en el Laboratorio de Petrotomía de la Universidad Nacional del Sur.

Se realizó el análisis petrográfico de detalle de todas las muestras obtenidas con la finalidad de caracterizar adecuadamente todas las rocas presentes. Se determinaron los minerales y las texturas de las rocas tratando de establecer las posibles reacciones metamórficas que tuvieron lugar en respuesta a cambios de temperatura, presión y composición de los fluidos durante el o los eventos metamórficos. Las proporciones modales de las rocas fueron calculadas a partir del programa Rock.AR (Larrea et al. 2014).

Se efectuó el procesamiento e interpretación de la información obtenida en el campo, volcándola en la construcción de un primer mapa geológico. Para ello, se utilizó el programa ArcGis versión 10.2, tomando como base imágenes satelitales georeferenciadas de la zona de estudio para volcar la información obtenida en el campo y armar una base de datos con las coordenadas geográficas. Se organizaron las descripciones de campo, fotos, datos estructurales, número de muestra y litología de cada punto, junto con las descripciones petrográficas, y se confeccionó de esta manera el mapa geológico (Figura 2.20) mostrando la distribución de las diferentes rocas metamórficas y granitoides y el grado de deformación que presentan. Los datos mesoestructurales obtenidos, como mediciones de foliación, fueron tratados mediante el software GEORIENT.

2.2. Geología del área a escala mesoscópica

La litología predominante observada en el cerro Siempre Amigos es un granito deformado que en el centro y hacia los bordes se encuentra interdigitado con rocas gnéicas y cuerpos tabulares de anfibolitas, subverticales y con rumbo similar a la foliación. Tanto en el borde norte como en el borde sur del cerro Siempre Amigos afloran gneises de composición félsica e intermedia.

Todas las rocas, tanto las graníticas como las gnéicas, presentan evidencias de haber sufrido deformación frágil-dúctil, si bien no todas han sido afectadas con igual intensidad por la deformación. También se ha observado en una zona central, topográficamente más deprimida, un pequeño afloramiento de rocas dioríticas y granodioríticas, y un afloramiento de dimensiones reducidas de granulitas en el extremo noreste del cerro.

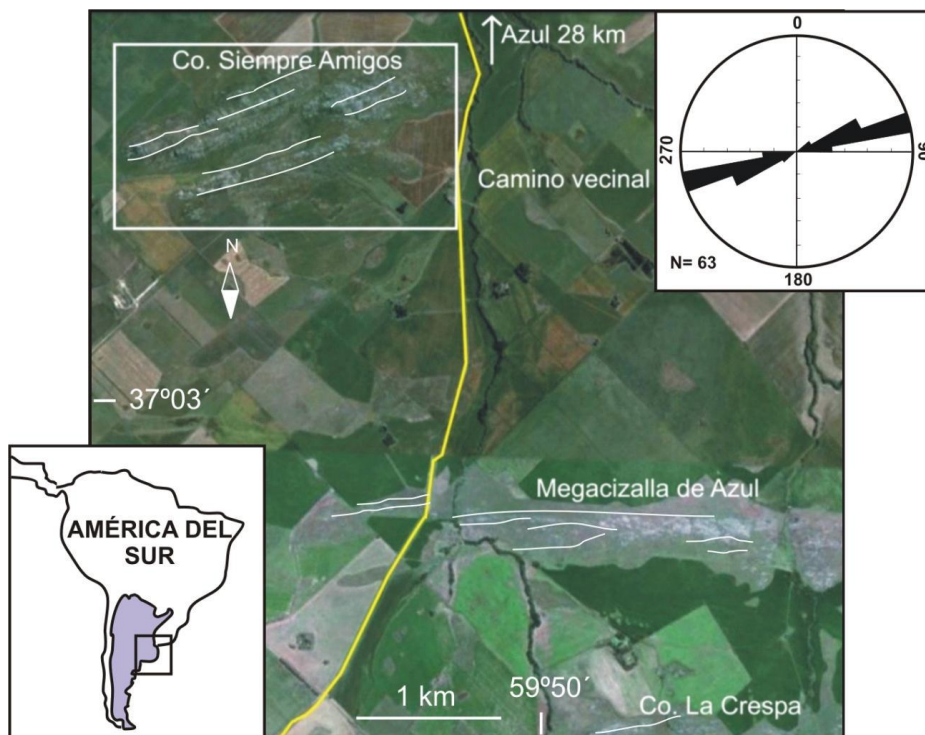


Figura 2.1.: Imagen satelital, que resalta con trazo blanco la foliación milonítica en el cerro Siempre Amigos, así como también en la Megacizalla de Azul y en el cerro La Crespa. El diagrama de rosas muestra la orientación de la foliación, mediante el gráfico de las mediciones realizadas.

El rasgo estructural más importante es la foliación milonítica de rumbo general N 250° y buzamiento subvertical. Las mediciones de la foliación fueron volcadas en un diagrama de rosas (Fig. 2.1). Se puede observar claramente en las fotos aéreas de la zona e imágenes satelitales que la orientación general de la foliación milonítica es similar a la del cerro La Cropa (Jorgensen *et al.* 2008), y levemente diferente, hasta un máximo de unos 20° en promedio, a la orientación de la foliación milonítica en la MCA. La foliación reconocida en el cerro Siempre Amigos se ve especialmente marcada por la orientación de las cintas de cuarzo en las rocas graníticas (Fig. 2.2 a). Cabe destacar la ausencia de lineaciones en el área de estudio.

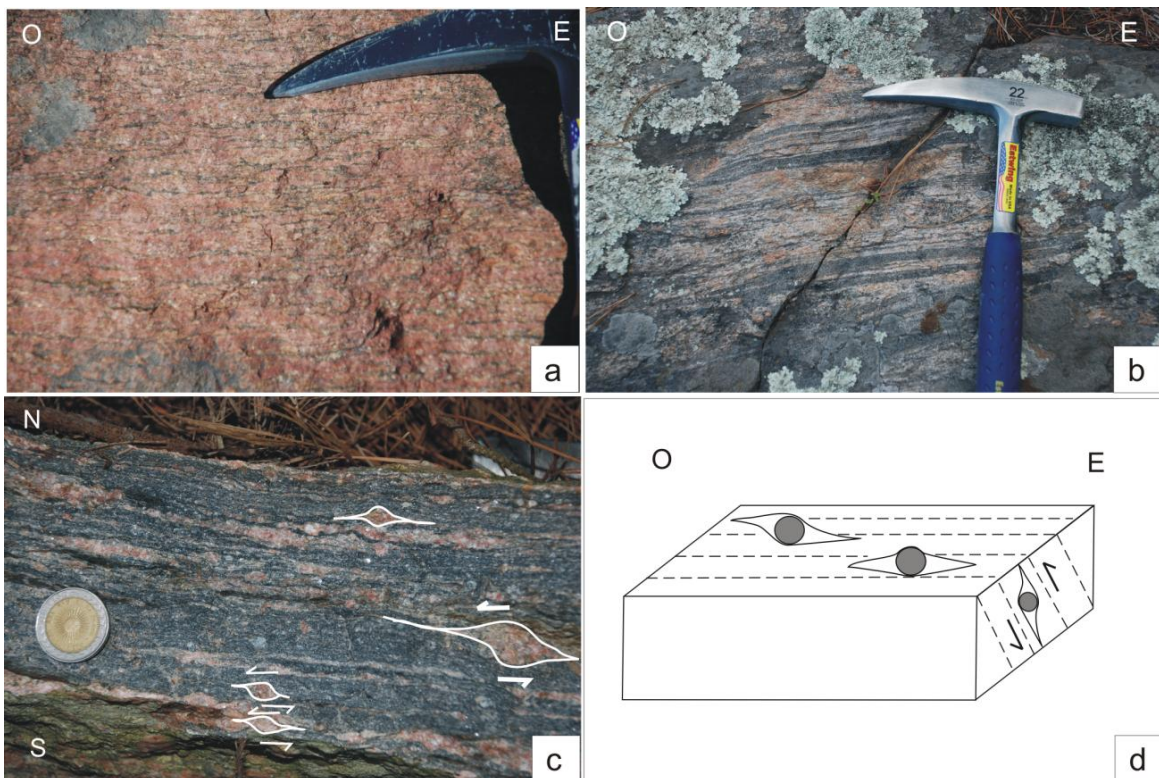


Figura 2.2: a) Cintas de cuarzo en granito rojizo, que marcan la foliación milonítica. b) Fajas ultramiloníticas en los afloramientos gnéisicos, con foliación más marcada. c) Roca gnéisica milonitizada, con porfiroclastos de feldespato potásico de 1 cm de diámetro aproximadamente, con colas simétricas y asimétricas. Se muestran algunos indicadores cinemáticos con sentido de desplazamiento sinistral, orientados en la foliación principal. d) Block diagrama que reconstruye el afloramiento de la imagen anterior. Se observan escasos indicadores cinemáticos con colas simétricas y asimétricas, tipo sigma, que apuntan a un sentido de movimiento *top to the south*, o ascenso del bloque norte, vistos en un plano vertical y perpendicular a la foliación milonítica. Además se representan indicadores con desplazamiento sinistral, en un plano horizontal perpendicular a la foliación.

Las rocas presentan una deformación que varía en intensidad, evidenciada por una foliación milonítica más marcada en determinados sectores, como en las fajas ultramiloníticas en los afloramientos gnéisicos (Fig. 2.2 b).

En la zona sur del área estudiada, las rocas gnéisicas milonitizadas, presentan escasos porfiroclastos de feldespato potásico de 1 cm de diámetro aproximadamente, con colas simétricas y asimétricas que configuran indicadores cinemáticos, algunos tipo sigma, con sentido de desplazamiento inverso sinistral (Fig. 2.2 c y d), o ascenso del bloque norte. A escala mesoscópica, no han sido identificados otro tipo de indicadores cinemáticos hasta el momento.

2.3. Tipos de rocas, relaciones de campo y petrografía

2.3.1. Granito

El granito es la litología predominante, se presenta en grandes afloramientos masivos de hasta 2 km de largo, de color rosado. Un rasgo característico es la deformación milonítica, evidenciada por las cintas de cuarzo que siguen la foliación con dirección N 250° (Fig. 2.3 a y b).

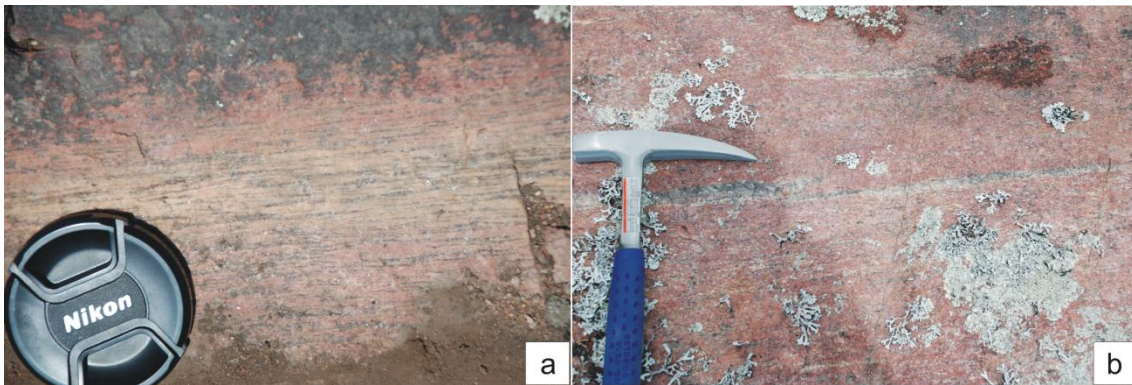


Figura 2.3: a) Granito rojizo, con cintas de cuarzo que siguen la foliación con dirección N 250°. b) Otro afloramiento de granito rojizo, en este caso, con presencia de dominio cuarzoso de grano más grueso.

La composición más frecuente está dada por los siguientes minerales principales: cuarzo (45%), feldespato potásico, tanto microclino como feldespato pertítico, (42%), plagioclasa (10%), y como único mafito biotita (3%) (Fig. 2.4). Las

microestructuras y arreglos texturales están presentes, de forma más notoria, en los minerales félsicos, como por ejemplo la formación de cintas de cuarzo y la presencia de porfiroclastos de feldespato potásico ó plagioclasa, lo cual es determinante para interpretar la variación en la intensidad de la deformación. En la zona noreste del afloramiento se han reconocido escasos cristales de hornblenda, asociada a biotita, y en ocasiones constituyendo aislados porfiroclastos.

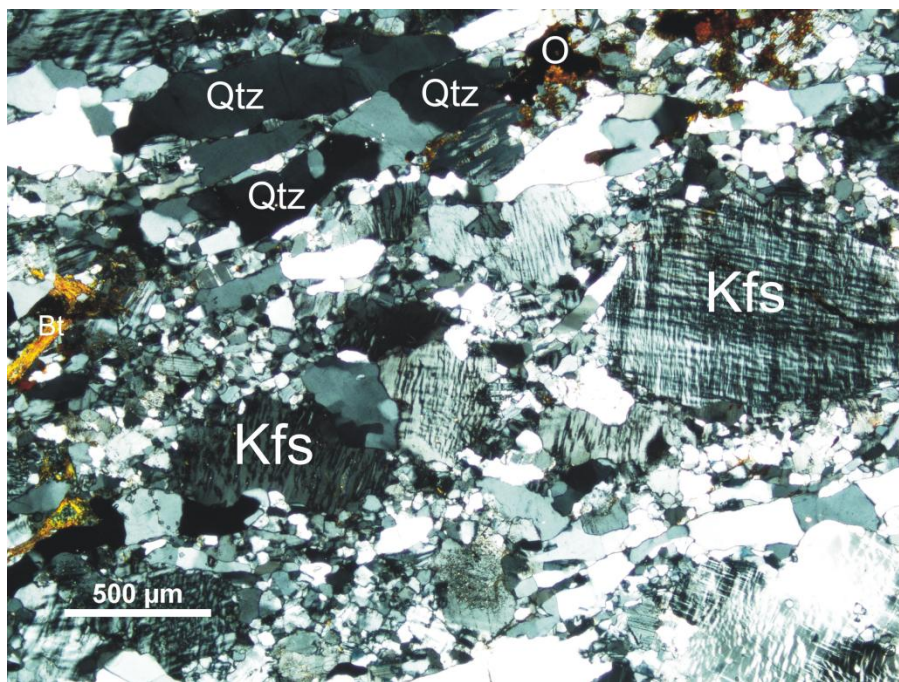


Figura 2.4: Microfotografía de un granito deformado tomadas con analizador intercalado donde se identifican cristales de biotita (Bt) a la izquierda de la imagen, porfiroclastos de feldespato pertítico y microclino (Kfs), desarrollo de cintas de cuarzo (Qtz) y en la matriz, cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. En el sector superior de la imagen, minerales opacos pseudocúbicos agrupados (O).

Cabe mencionar la presencia de escasa muscovita primaria (Fig. 2.5.a) y solo en la zona noreste se identificó la presencia de cristales de granate (Fig. 2.5.b). Estos se presentan incluyendo cristales de cuarzo y feldespato pertenecientes a la matriz del granito, son de color rosado muy tenue, de formas subhedrales, y no se visualiza zonación.

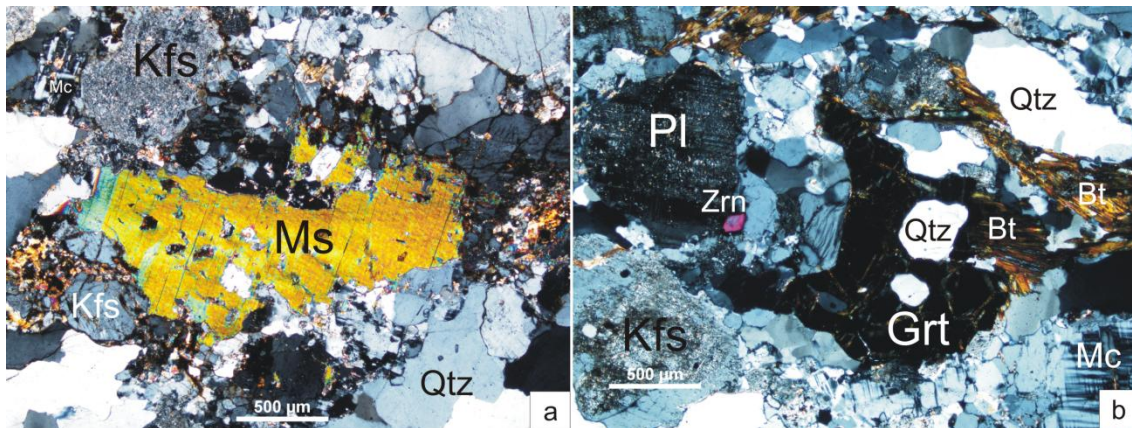


Figura 2.5: Microfotografía de granito tomadas con analizador intercalado, **a)** Gran cristal de muscovita (Ms) primaria, de 1,5 mm, cristales de feldespato potásico (Kfs) con alteración sericítica y muscovita secundaria, esta última también presente en un cristal de microclino (Mc) en la esquina superior izquierda de la foto; **b)** Granito deformado, se observa un cristal de granate (Grt) con inclusiones de cuarzo (Qtz) y de biotita (Bt) en parte alterada a clorita, y porfiroclastos de plagioclasa (Pl), feldespato potásico (Kfs), ambos con alteración sericítica y microclino (Mc). Circón (Zrn) como mineral accesorio.

Como minerales accesorios más comunes se reconoce allanita y circón. La allanita en ocasiones se presenta agrupada en sectores, como cristales bastante grandes, prismáticos, con bordes redondeados, de color anaranjado característico, algunos con zonación (Fig. 2.6.a). Se reconocen allanitas ópticamente isótropas, las cuales son metamórficas, es decir que poseen forma cristalina externa, pero su red cristalina ha sido destruida por la emisión de elementos radiactivos.

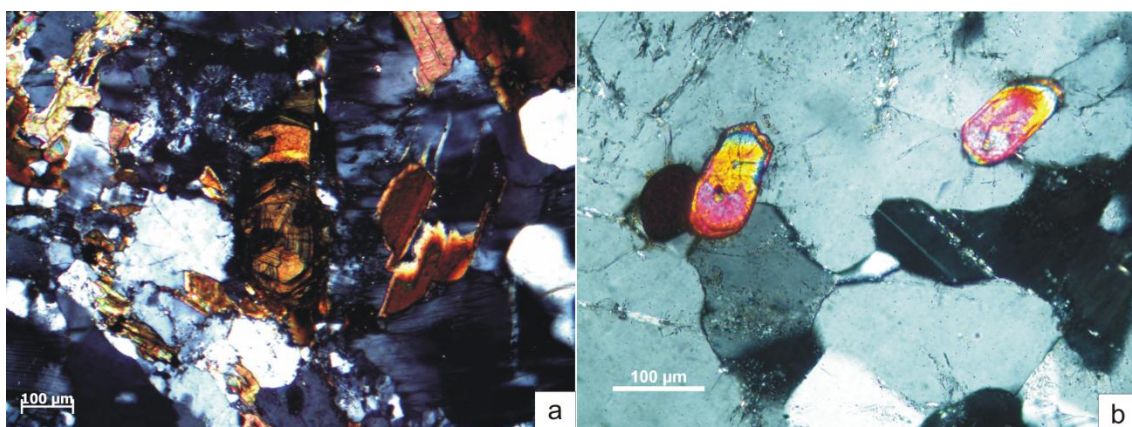


Figura 2.6: Microfotografía de granito tomadas con analizador intercalado, mostrando minerales accesorios; **a)** Gran cristal de allanita, en el centro de la foto, color anaranjado con presencia de zonación; **b)** Cristales de circón, con formas prismáticas y extremos redondeados, con zonación en los bordes.

Los circones aparecen como cristales prismáticos, algo redondeados, grandes de hasta 6 micrones, en algunos casos con zonación, levemente castaños, con aspecto sucio y se encuentran dispersos en la roca, sin preferencia por ningún mineral (Fig. 2.6.b). Completan las fases accesorias apatito y minerales opacos, estos últimos pseudocúbicos, usualmente asociados a biotita o en ocasiones anhedrales e intersticiales o en pequeñas venillas (Fig. 2.4).

En algunos cristales de feldespato potásico y de plagioclasa la alteración sericítica es muy intensa, y pueden reconocerse también algunos cristales de muscovita secundaria (Fig. 2.5. a y b) y menos frecuente, el epidoto, el cual se encuentra usualmente en los planos de clivaje de la biotita. Se ha identificado biotita alterada a clorita (Fig. 2.5. b) en mucha menor proporción y también biotita desferrizada con colores más rojizos. Se observaron venillas de calcita en zonas localizadas, atravesando toda la muestra, representando un evento posterior de circulación de fluidos.

Según lo expresado anteriormente, el grado de la deformación en esta zona ha sido heterogéneo, pudiéndose diferenciar granitos protomiloníticos con foliación incipiente, granitos muy deformados que constituyen milonitas en cinta, *ribbon mylonite*, y granitos altamente deformados, *striped gneiss* (Fig. 2.7. a y b). Las *ribbon mylonite* (Passchier y Trouw 2005) son milonitas de alto grado metamórfico que pueden reconocerse por la presencia de cintas de cuarzo recristalizado y elongado y algunos porfiroclastos mayores de feldespato potásico (Fig. 2.7.a). Los *striped gneiss* (Passchier y Trouw, 2005) poseen una alternancia de cintas de cuarzo y de feldespato recristalizado constituyendo una matriz (Fig. 2.7.b). Estas texturas serán descritas con mayor detalle en el capítulo sobre mecanismos de deformación.

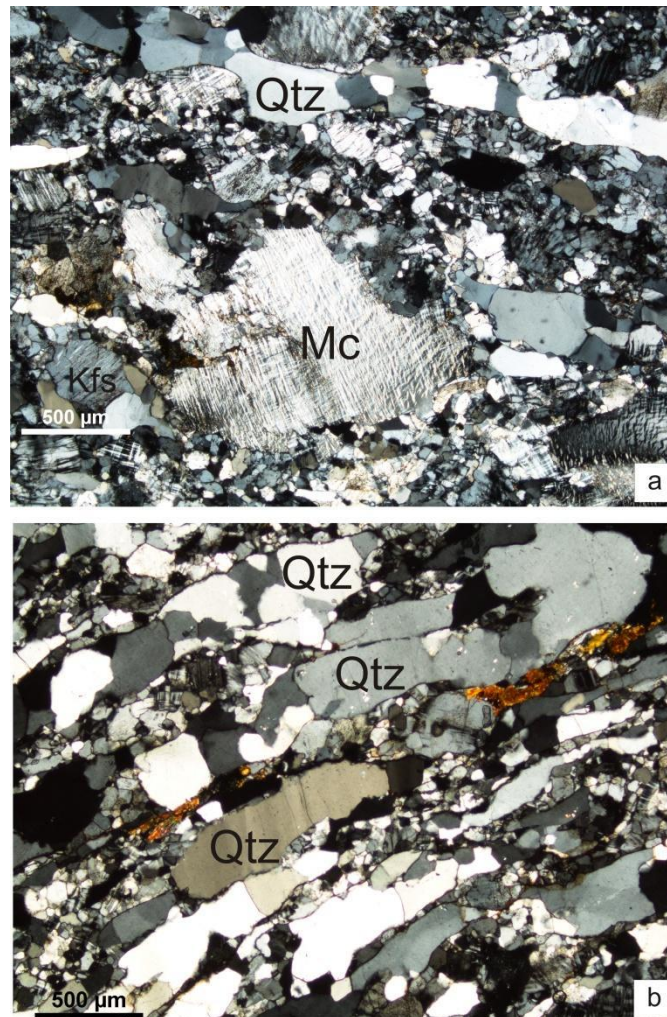


Figura 2.7: Microfotografías mostrando las principales texturas miloníticas; **a)** *Ribbon mylonite* con presencia de cintas de cuarzo recrystalizadas elongadas y algunos porfiroclastos mayores de feldespato potásico perítico y microclino, rodeados de una matriz recrystalizada de composición cuarzofeldespática; **b)** *Striped gneiss*, donde se aprecia las cintas de cuarzo intercaladas con matriz recrystalizada con textura poligonal compuesta por feldespato y cuarzo.

Es destacable la presencia de inclusiones fluidas dentro de los cristales de cuarzo que forman parte de las cintas, dispuestas en forma alineada en dirección perpendicular a la foliación milonítica, por lo cual se presume que estas inclusiones fueron originadas durante la deformación. En su mayoría son monofásicas, aunque se han observado algunas con dos fases (Fig. 2.8).



Figura 2.8: Inclusiones fluidas dentro de los cristales de cuarzo que forman parte de las cintas, dispuestas en forma alineada en dirección perpendicular a la foliación milonítica, en roca granítica con textura *stripped gneiss* (dentro del óvalo color rojo), en su mayoría monofásicas. Con flecha roja se señala una inclusión bifásica.

2.3.2. Granodiorita

La granodiorita solo fue observada en un pequeño afloramiento en la zona central del cerro Siempre Amigos, de unos 15 metros de largo por 3 metros de ancho, donde está presente también una roca de composición diorítica, sin presentar relaciones claras con el resto de las rocas aflorantes en la zona. Presenta plagioclasa y feldespato perítico como porfiroclastos tabulares, que alcanzan hasta 3 cm de largo (Fig. 2.9).



Figura 2.9: a) Granodiorita con grandes porfiroclastos de feldespato, color rosado, de hasta 3 cm de largo; b) Vista general del afloramiento de granodiorita, de una extensión de aproximadamente 10 mts.

La plagioclasa (51%) tiene maclas curvadas y de deformación y extinción ondulosa como productos de la deformación milonítica. Los feldespatos (21%) muestran pertitas en llamas y algunos contactos mirmequíticos. Son abundantes los cristales de feldespato con alteración sericítica. Biotita (10%) es la única fase máfica, muy abundante, orientada con la foliación y localizada en áreas asociadas con minerales opacos, magnetita e ilmenita. Las cintas de cuarzo (18%) están poco desarrolladas (Fig. 2.10.a). Algunos de los porfiroclastos de feldespato tienen contactos mirmequíticos. El resto de la matriz de la roca está formada por feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo recristalizado con textura predominantemente poligonal (Fig. 2.10.b). Los conteos modales en esta litología son algo variables, debido a la heterogeneidad de la textura. Como minerales accesorios se observaron además de los minerales opacos, grandes cristales de allanita, circón y apatito. Los circones son de un tamaño promedio de 100 micrones de diámetro, son abundantes y se localizan dispersos en la matriz.

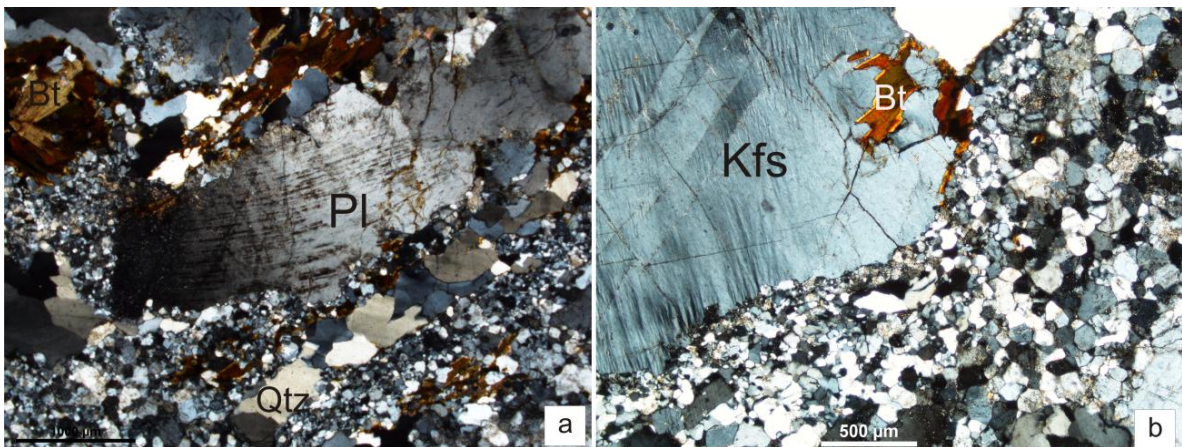


Figura 2.10: Microfotografías de granodiorita; **a)** Porfiroclasto de plagioclasa (Pl), con maclas curvadas y alteración sericítica. Cristales de biotita asociados junto a minerales opacos. Cintas de cuarzo (Qtz) de desarrollo incipiente; **b)** Porfiroclasto de feldespato potásico, con pertitas, cristales de biotita también asociados a minerales opacos en contacto a una matriz recristalizada de minerales félsicos (cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa).

2.3.3. Dioritas

Hay un pequeño afloramiento tabular de rocas de composición diorítica, de dimensiones decimétricas, prácticamente paralelo al granito (Fig. 2.11) y otro pequeño afloramiento cercano al de composición granodiorítica descrito anteriormente. El aspecto de la roca es oscuro, de grano grueso, rica en biotita y anfíbol, con lentes félsicos abudados, con grandes fenocristales de feldespato dispersos en una matriz de composición diorítica.



Figura 2.11: Cuerpo de diorita, de unos 4 cm de espesor, emplazado en granito alterado, con contactos paralelos al rumbo de la foliación del granito.

Esta roca muestra una textura formada por grandes porfiroclastos abudados en una matriz foliada de grano fino. Los porfiroclastos son de plagioclasa (48%) y anfíbol (13%). En algunos sectores se observan cristales de plagioclasa y feldespato potásico (1%) agrupados, formando lentes félsicas, con abundante alteración sericítica y calcita con maclas curvadas o de deformación. El anfíbol se observa como grandes porfiroclastos, incluyendo cuarzo (30%) y biotita (8%), con macla simple y también como cristales más pequeños formando parte de la matriz, intercaladas con biotita, alineados, agrupados y orientados con la foliación (Fig. 2.12. a y b).

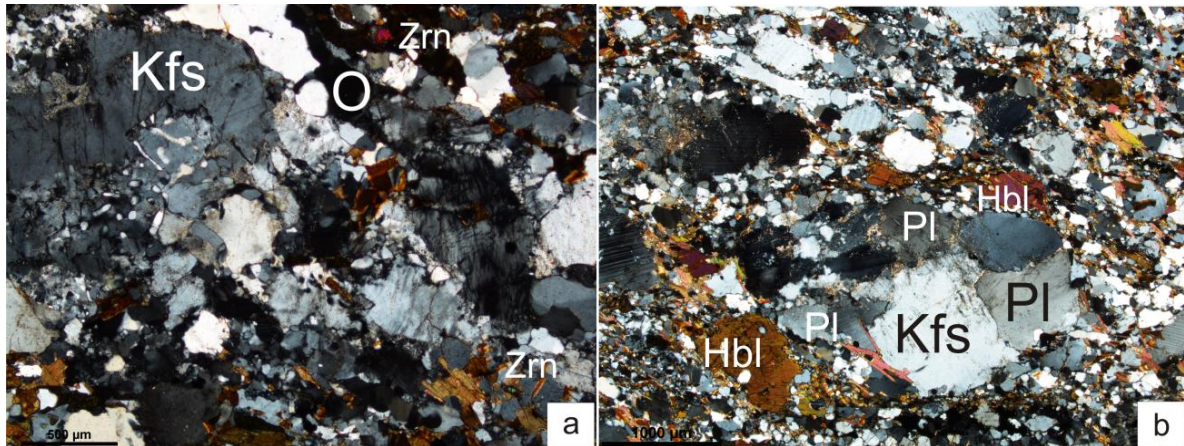


Figura 2.12: Microfotografías de diorita con analizador intercalado; **a)** Porfiroclastos de feldespato potásico y plagioclasa, en una matriz félsica con pequeños cristales de biotita. En el sector superior izquierdo se observa un porfiroclasto de feldespato potásico (Kfs) con contactos mirmequíticos. Minerales opacos (O) y circón (Zrn) como minerales accesorios; **b)** Porfiroclastos de hornblenda (Hbl) junto a grupos de cristales de feldespato potásico (Kfs) y plagioclasa (Pl) con formas lenticulares.

Los cristales de cuarzo forman cintas incipientes y la plagioclasa, de grano muy fino, ocupa el espacio restante. La biotita está incluida también en cristales de feldespato. Como minerales accesorios se observa circón, apatito, titanita y allanita. Los minerales opacos con una morfología pseudocúbica, se agrupan localmente.

2.3.4. *Gneis de composición intermedia y félsica*

Los gneises de composición intermedia son de coloración gris, foliados, con bandas claras, de grano medio, los cuales en el campo se observan interdigitados con el gneis félsico, de color blanquecino, y con anfibolitas. Algunos afloramientos son grandes, masivos y concordantes con la foliación milonítica principal del granito (Fig. 2.13.a) y otros afloramientos son más pequeños y aislados, mostrando desarrollo de pliegues ptigmáticos (Fig. 2.13.b).

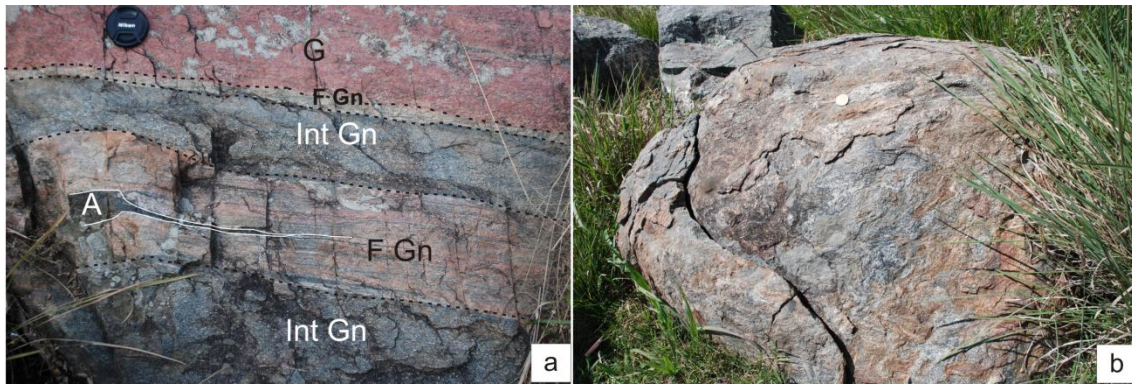


Figura 2.13: a) Afloramiento que muestra la intercalación entre las distintas litologías: granito (G), gneis de composición intermedia (Int Gn) y félsica (F Gn) y anfibolitas (A). Parte de estos afloramientos fueron mapeados al detalle escala 1:4; **b)** Otro afloramiento de gneis, donde se observan pliegues ptigmáticos.

Los gneises grises de composición intermedia son rocas con textura bandeada donde los minerales máficos, hornblenda (10%) y biotita (8%), definen el bandeado junto con el alargamiento de minerales félsicos, feldespato potásico y microclino (25%), plagioclasa (27%) y cuarzo (30%), paralelos a la foliación, los cuales presentan también rasgos de milonitización (Fig. 2.14.a). La textura de la roca está dada por la presencia de grandes porfiroclastos, y entre ellos una matriz de minerales félsicos con un arreglo granoblástico fino. Los cristales de biotita se agrupan en sectores, marcando una foliación incipiente de la roca, junto con porfiroclastos de plagioclasas con *microboudinage*, y menor proporción de anfíbol y feldespato potásico. Los cristales de hornblenda presentan inclusiones de cuarzo. (Fig. 2.14.b). En algunos sectores, se encuentran presentes escasos porfiroclastos de ortopiroxenos levemente elongados y curvados, acompañando a los minerales máficos, sugiriendo intercalaciones de roca granulítica en el gneis. La hornblenda se asocia al piroxeno por retrogradación (Fig. 2.14.c y d). Los cristales de plagioclasa presentan maclas curvadas como respuesta a la deformación. Allanita, circón y apatito se encuentran constituyendo las fases accesorias. La clorita está alterando biotitas y algunos fenocristales de feldespato presentan abundante alteración sericítica.

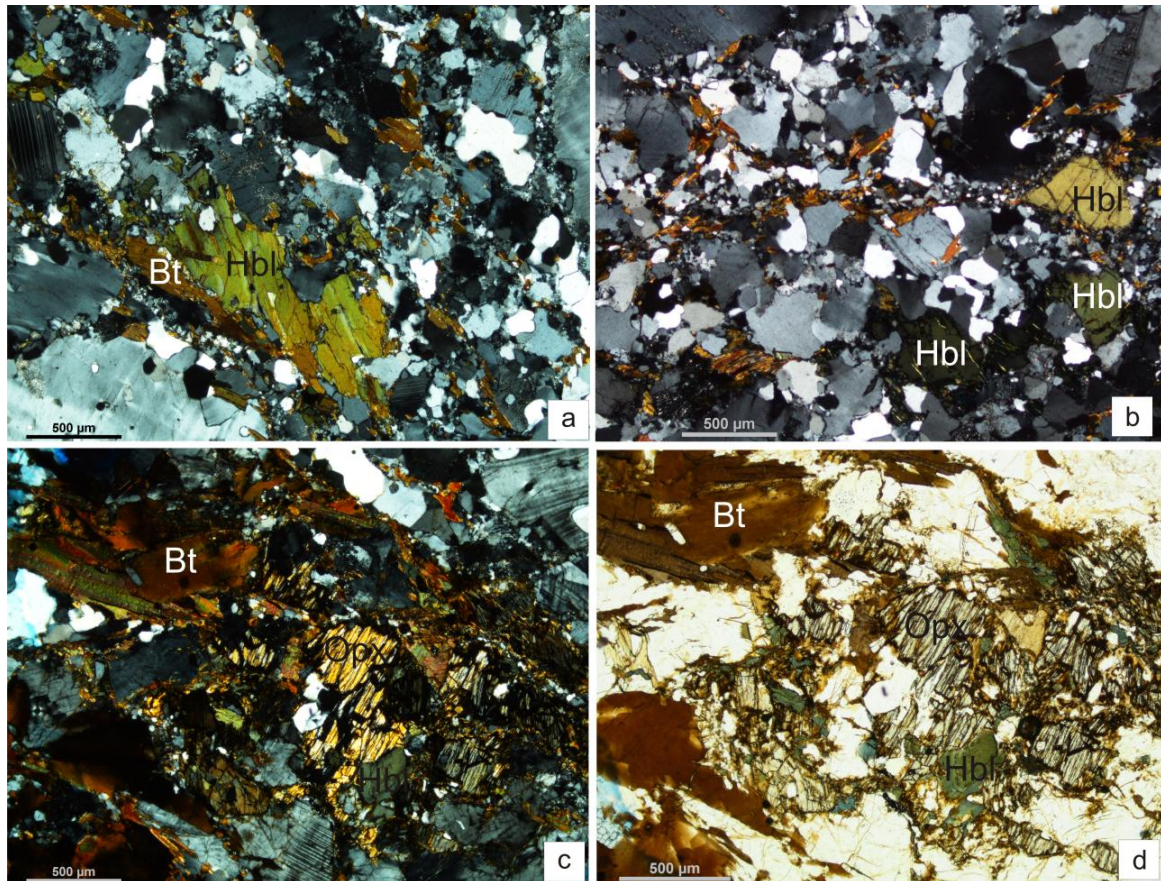


Figura 2.14: Microfotografías de gneises de composición intermedia; **a)** Porfiroclastos de Hornblenda (Hbl) y plagioclasa y feldespato potásico, y entre ellos cuarzo y feldespato de textura granoblástica muy fina; biotita (Bt) orientada marcando la foliación; **b)** Cristales de biotita y de hornblenda (Hbl), estos últimos abundados, orientados marcando la foliación de la roca; **c)** Cristal de ortopiroxeno (Opx) asociado a hornblenda por retrogradación; **d)** Misma imagen tomada sin analizador intercalado.

El gneis félsico (Fig. 2.13.a) aflora como bandas de unos 10 cm de ancho, paralelo al gneis gris de composición intermedia, y se compone de cuarzo (35%), de grano medio, plagioclasa (19%), feldespato potásico perítico y microclino (45%) y escasa biotita (2%). La textura presenta diferencias respecto al gneis de composición intermedia, en cuanto al mayor tamaño y abundancia de sus porfiroclastos, la presencia local de cintas de cuarzo con poco desarrollo y matriz félsica con textura poligonal (Fig. 2.15). Como minerales accesorios se destacan circón, apatito y allanita. Los circones se ven incluidos en los granos de cuarzo y plagioclasa, a menudo en grupos de alrededor de dos o tres cristales. La mayoría de porfiroclastos muestran abundante alteración sericítica.

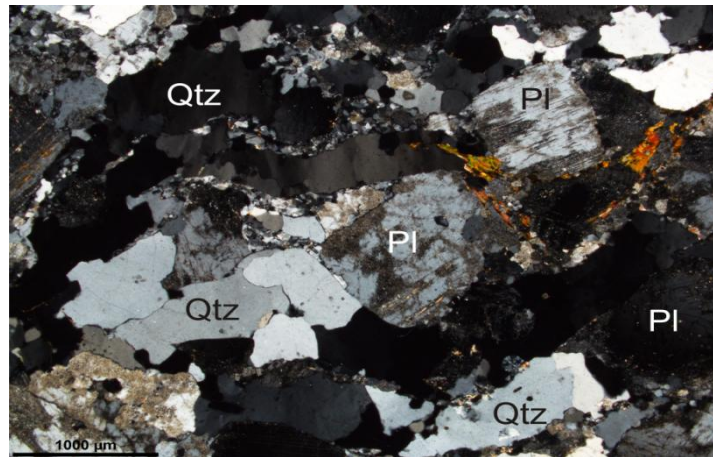


Figura 2.15: Microfotografía de un gneis félsico, con analizador intercalado. Grandes porfiroclastos de plagioclasa (Pl), algunos con abundante alteración sericítica. Cristales de cuarzo que forman cintas de escaso desarrollo y escasa biotita.

2.3.5. *Anfibolitas*

En las zonas centrales, donde los gneises se encuentran interdigitados con el granito, también afloran cuerpos tabulares similares a diques, concordantes y en algunos casos levemente discordantes a la foliación, formados por una roca de grano muy fino y homogéneo, color castaño oscuro a negro (Fig. 2.16). Estos cuerpos paralelos a la foliación del granito con dirección general N 250° y buzamiento subvertical, poseen espesores que no superan los 10 cm. En la Figura 2.17, se expone un mapa de detalle escala 1:4, donde se observan las relaciones de contacto entre las litologías interdigitadas.



Figura 2.16: Cuerpo de anfibolita emplazado en gneis de composición félsica, incluyendo un lente de composición félsica en su interior. Los contactos son netos y en sectores se observan contactos con formas onduladas, que indicarían un estado plástico de las dos litologías durante su emplazamiento.

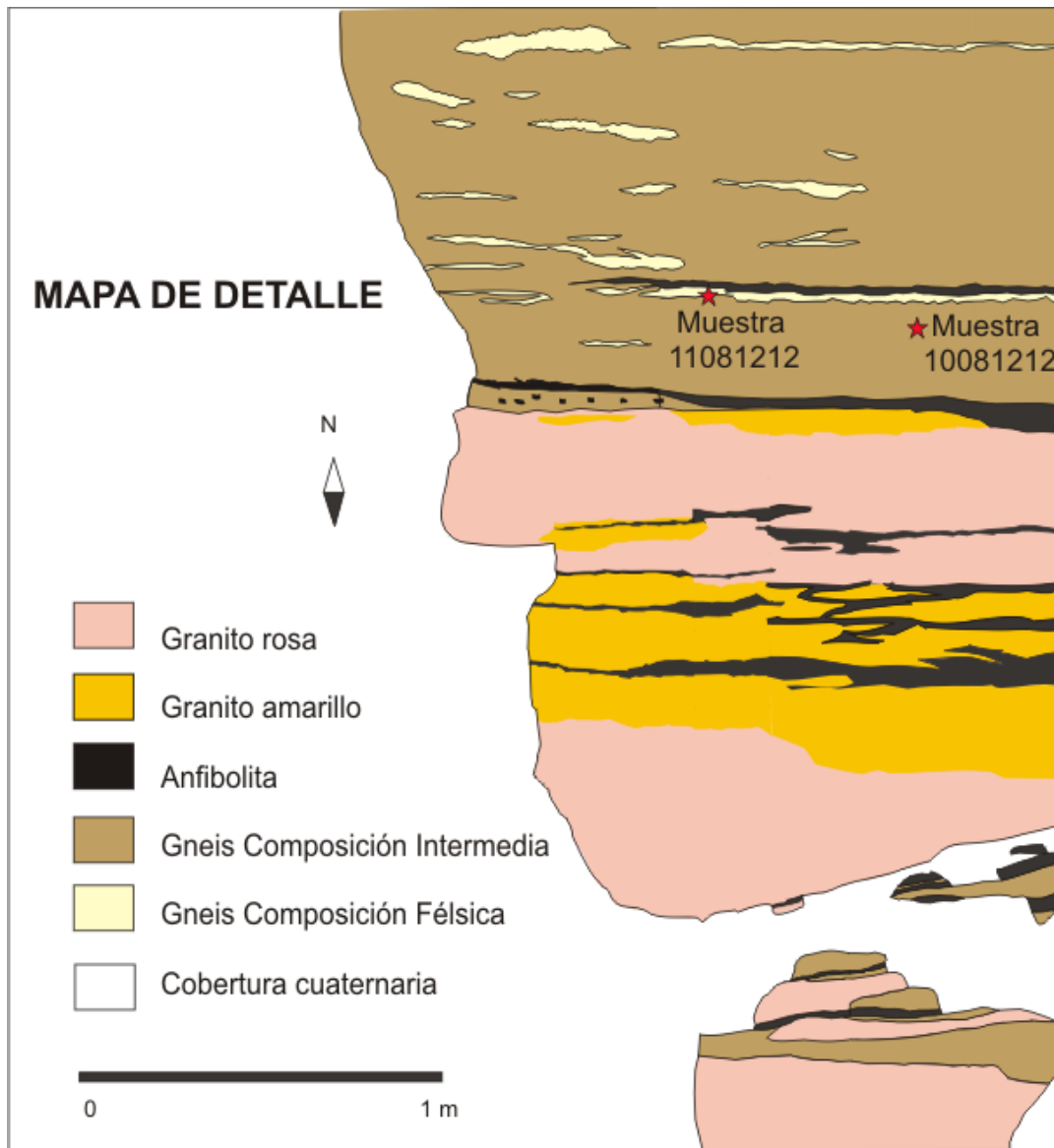


Figura 2.17: Mapa de detalle a escala 1:4, mostrando parte de un afloramiento en el sitio donde fueron tomadas las muestras 10081212 y 11081212, destinadas al estudio geocronológico (Capítulo 6), en el cual se muestran las relaciones de contacto entre las litologías intercaladas.

La anfibolita presenta abundante hornblenda (40%), biotita (5%), plagioclasa (45%) y cuarzo (10%), y como minerales accesorios titanita, apatito y escasos circones pequeños. Se observan pequeños cristales de epidoto orientados a lo largo del clivaje de la biotita. Se clasificó la roca como anfibolita según la siguiente definición de IUGS: *una roca metamórfica formada por una combinación de 75 por ciento de plagioclasa y anfíbol; el anfíbol forma más del 50 por ciento de todos los componentes máficos y está presente en la roca en un porcentaje superior al 30%.*

Los minerales muestran escasos rasgos de deformación intracristalina, solo algunas plagioclasas presentan maclas de deformación, extinción ondulante, y contactos mirmequíticos en algunos bordes cristalinicos de mayor tamaño. La textura de la roca es granoblástica, y en algunos sectores varía a granoblástica poligonal. Se caracteriza por la presencia de cristales de anfíbol verde, generalmente anhedrales, que a veces presentan inclusiones de cuarzo (Fig. 2.18.a). La plagioclasa está presente como granos anhedrales, algunos de ellos contienen inclusiones de pequeños cristales de biotita. En algunos sectores se observan agregados de cristales de plagioclasa. Los cristales de biotitas, igual que la hornblenda poseen orientación preferente en la matriz de la roca, marcando la dirección de la foliación principal, que en este caso probablemente se trate de una foliación magmática preservada, que coincide con el rumbo de los contactos de las anfibolitas con gneises y granitos. Los escasos circones no están incluidos en ningún mineral en particular; y el apatito está incluido en los cristales de plagioclasa y hornblenda. Es muy frecuente la presencia de titanita alrededor de algunos minerales opacos (Fig. 2.18.b). En general la roca presenta muy escasa alteración.

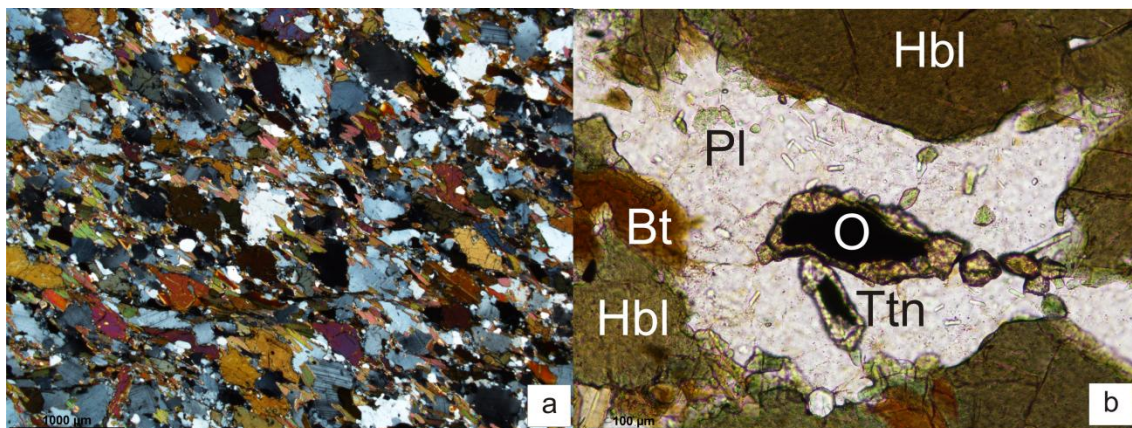


Figura 2.18: a) Microfotografía de anfibolita con analizador intercalado. Se observan la textura granoblástica, hornblenda y plagioclasa como minerales principales, con escasos rasgos de deformación intracristalina y tanto hornblenda y biotita marcando la orientación de la foliación magmática; b) Microfotografía sin analizador intercalado, mostrando minerales accesorios. Titanita (Ttn) rodeando cristales de minerales opacos (O), y plagioclasa (Pl) incluyendo numerosos cristales de apatito.

2.3.6. Granulita

La roca granulítica se localizan en el sector noreste del área estudiada, se presenta como una pequeña banda de no más de 10 cm de ancho, color gris, de grano fino y homogéneo, cuyo contacto es difuso, la cual pasa gradualmente a un granito de grano grueso, por sectores pegmatóideo. Este granito de tonalidades rojizas, posee grandes cristales de granate, y junto con la granulita constituyen un pequeño afloramiento compacto de 10 metros de extensión. Cabe destacar que estas litologías solo fueron reconocidas en esa zona puntual al extremo noreste del cerro.

Esta roca fue clasificada como granulita teniendo en cuenta la siguiente definición de IUGS: *roca de alto grado metamórfico, en la cual sus silicatos de Fe-Mg son libres de hidroxilo. La presencia de feldespato y ausencia de muscovita primaria es crítica.* Está compuesta por los siguientes minerales principales: plagioclasa (52%), ortopiroxeno (18%), clinopiroxeno (2%), feldespato potásico (7%), cuarzo (10%), biotita (10%), granate (1%) (Fig. 2.19 a y b). Presenta una textura granoblástica con tamaño de grano medio, con escasa deformación. Algunas plagioclasas y feldespatos muestran alteración sericítica. La biotita se encuentra asociada a los piroxenos, como producto de la retrogradación de los mismos. Los granates engloban cristales de biotita, plagioclasa, y presentan simplectitas de cuarzo. Algunos cristales de ortopiroxeno muestran zonación y texturas de corona de reacción.

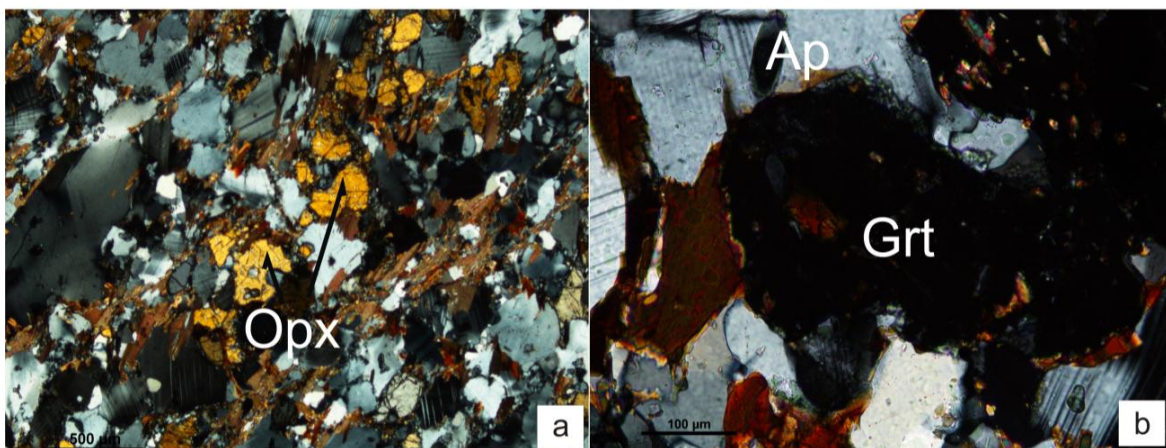


Figura 2.19: Microfotografías de granulita con analizador intercalado; **a)** Cristales de ortopiroxeno (Opx), biotita y plagioclasa, mostrando una textura granoblástica; **b)** Cristal de granate (Grt) incluyendo cristales de cuarzo y biotita. Apatito como mineral accesorio.

Los minerales accesorios son apatito, algo de titanita, circones con formas redondeadas y minerales opacos (Fig. 2.19 a y b).

Todas las litologías descritas fueron estudiadas en detalle mediante el uso de microsonda electrónica, por lo que se profundizará en cada una de ellas en el capítulo 5 correspondiente a Química Mineral.

La Figura 2.20 expone el mapa geológico elaborado como producto del trabajo en la zona de estudio, siendo el mismo el primer mapa de detalle realizado en el área de Siempre Amigos. De lo observado en el mapa y teniendo en cuenta las relaciones de campo entre las litologías presentes y las descripciones petrográficas expuestas en este capítulo, se han realizado comparaciones con los denominados terrenos TTG (Tonalita-Tronjemitita-Granodiorita), principales componentes de los terrenos arqueanos, y/ó complejos de “gneises grises”.

En su mayoría, estos complejos afloran como rocas plutónicas con diversa deformación, que van desde plutones hasta ortogneises; comprenden componentes de complejos gnéisicos, bandeados, a menudo migmatíticos y atravesados por diques máficos y/o graníticos. Los gneises grises abarcan en su definición a los TTG, ya que incluyen además de una gama de granitoides sódicos y potásicos, varias litologías como anfibolitas, leucosomas, restitas, etc. (Moyen y Martin, 2012).

En cuanto a la petrografía, también existen similitudes entre las rocas de Siempre Amigos y los TTG y gneises grises, en cuanto a sus minerales principales félsicos, como cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico; a sus minerales principales máficos, como anfíbol y biotita; y sus minerales accesorios: allanita, apatito, circón y titanita. Este análisis comparativo se desarrollará en el capítulo Geoquímica de Roca Total.

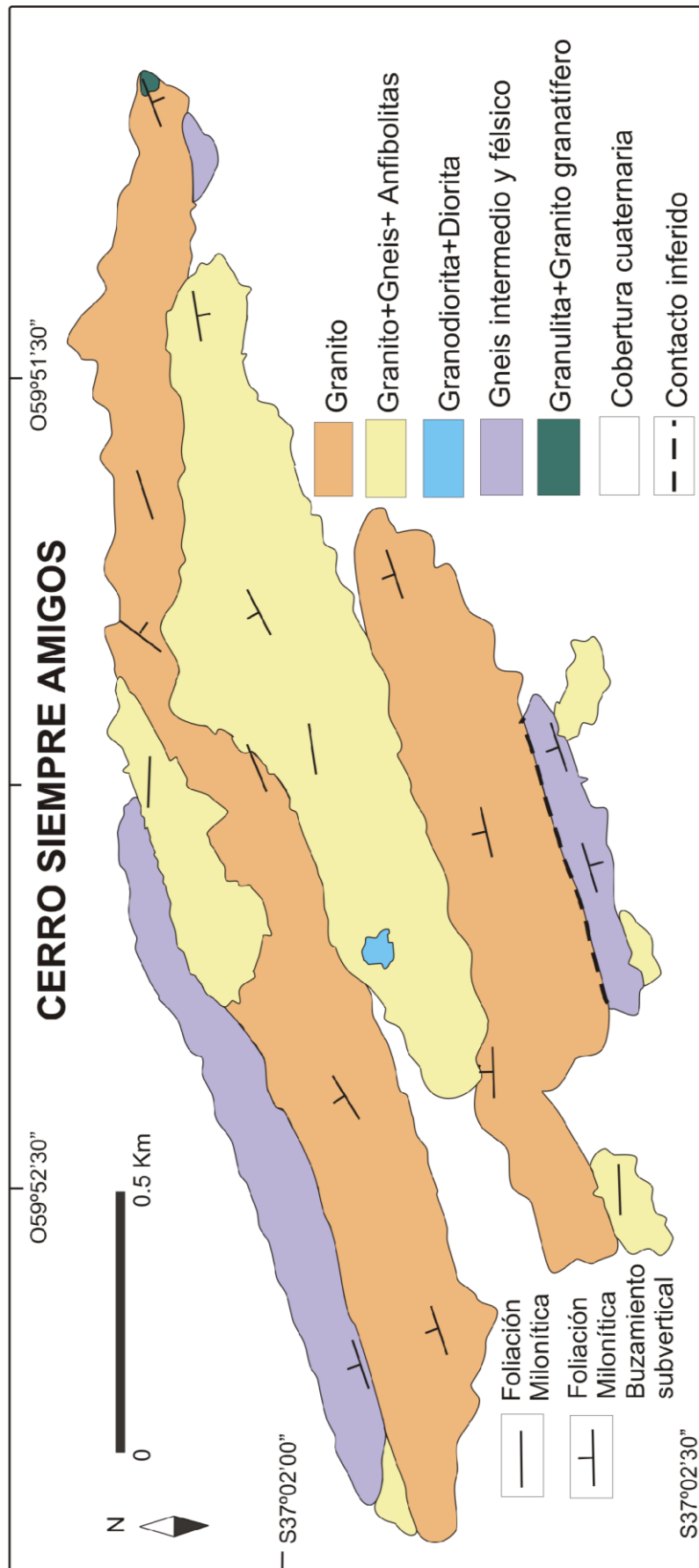


Figura 2.20: Mapa geológico del Cerro Siempre Amigos, escala 1:12500.

Capítulo 3

Análisis de la microdeformación

3.1. Metodología

Las descripciones y análisis de los procesos microdeformacionales se efectuaron siguiendo los criterios de Passchier y Trouw (2005), entre otros autores.

Se llevó a cabo el estudio detallado de los efectos de la deformación sobre los minerales presentes en las rocas de la zona de estudio y los mecanismos de deformación actuantes. Se confeccionaron cortes petrográficos de todas las muestras orientadas obtenidas en los afloramientos en la dirección perpendicular a la foliación milonítica, lo que permitió, además de determinar las variaciones de la deformación en el espacio, analizar la forma de los porfiroclastos y estudiar las orientaciones cristalográficas preferentes de ciertos minerales.

El análisis de las microestructuras permitió interpretar los mecanismos de deformación y las condiciones de presión y temperatura bajo las cuales actuaron los procesos tectónicos. Se estudió el comportamiento de los principales minerales de estas rocas como: cuarzo, feldespatos, biotita, anfíboles, tratando de determinar los mecanismos de deformación actuantes. La identificación de estos mecanismos ayudará en el análisis de los regímenes de deformación y aportará elementos para establecer la cinemática de la deformación.

Sobre secciones petrográficas orientadas y previamente seleccionadas, se estudiaron las orientaciones cristalográficas preferentes utilizando platina universal. Tanto las microestructuras de cuarzo como las orientaciones cristalográficas preferenciales (OPC) de cuarzo son utilizadas frecuentemente para comprender la cinemática de la deformación y para inferir las condiciones ambientales de presión y temperatura operantes en zonas deformadas antiguas

exhumadas.

En nuestro caso se utilizó el método de la medida de la orientación de los ejes c del cuarzo por medio de la platina universal de 4 ejes, que consiste en una serie de anillos que pueden girar independientemente unos de otros, y permite rotar una sección delgada en un amplio rango de orientaciones. Se utilizaron 4 muestras orientadas del granito del cerro Siempre Amigos que corresponden a un perfil casi normal a la foliación milonítica, con la finalidad de analizar las características de la deformación y sus variaciones. Las muestras graníticas, de texturas *ribbon milonite* similares que indicarían igual intensidad de deformación, se seleccionaron teniendo en cuenta ciertas características que deben poseer los granos para su evaluación. De esta manera se eligieron aquellos granos que presentan una deformación interna (extinción ondulante) baja y cuyo tamaño es mayor de 50 micrones. El tamaño de los granos recristalizados es bastante homogéneo en cada una de las muestras analizadas. En cada muestra se midió la orientación del eje c de 100 granos individuales y de aquéllos que forman parte de una cinta (*ribbon quartz*). Los resultados obtenidos fueron ploteados en los respectivos diagramas de densidad utilizando el software GEORIENT, para su posterior interpretación.

3.2. Análisis petrográfico microestructural

Todas las rocas del área de estudio presentan evidencias de haber sufrido deformación frágil-dúctil, y esta heterogeneidad de la deformación se refleja no solo en las microestructuras de los minerales presentes, sino también en el arreglo textural de la roca. Por eso mismo primero se realiza una descripción del granito, la litología predominante del área, según su textura ligada a su grado de deformación. También a continuación se describen el resto de las rocas presentes en el área desde el punto de vista microestructural.

3.2.1. Granito y rocas félsicas

Las microestructuras y arreglos texturales están presentes, de forma más notoria, en los minerales félsicos, como por ejemplo la formación de cintas de cuarzo, o la presencia de porfiroclastos de feldespato potásico o plagioclasa, lo cual es determinante para interpretar la variación en la intensidad de la deformación.

La deformación en esta zona ha sido heterogénea, por lo tanto se pueden diferenciar granitos protomiloníticos con foliación incipiente, milonitas en cinta (*ribbon mylonite*) y granitos altamente deformados (*striped gneiss*), estas dos últimas texturas fueron descritas ya en el capítulo anterior. Basado en el mapa geológico confeccionado para la zona de Siempre Amigos, se cartografiaron las zonas con mayor deformación y desarrollo de texturas *striped gneiss* y *ribbon mylonites* (Fig. 3.1)

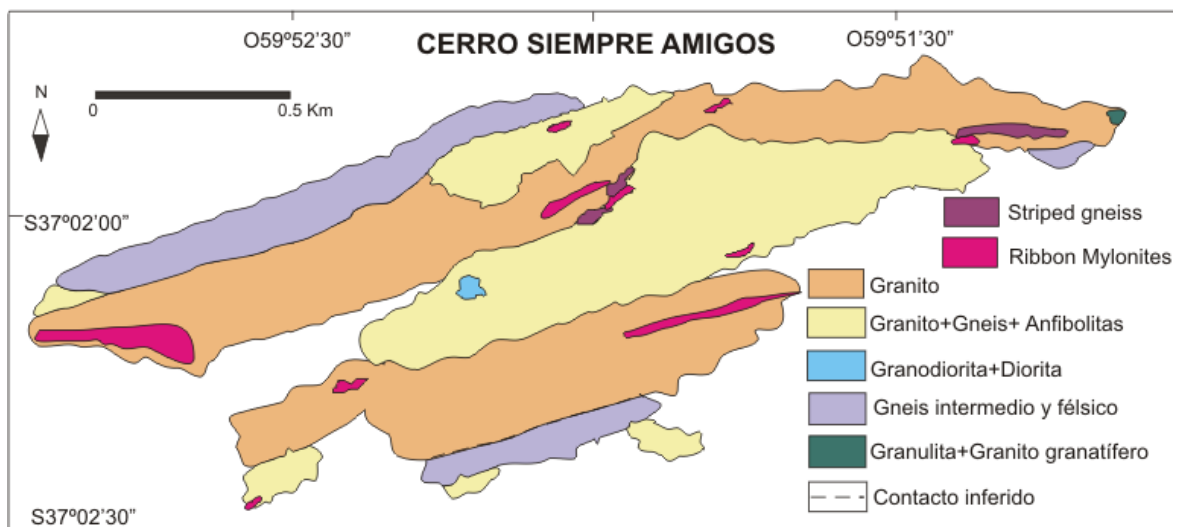


Figura 3.1: Mapa geológico de Siempre Amigos mostrando las dimensiones de las zonas más intensamente deformadas, con texturas tipo *striped gneiss* y *ribbon mylonites*.

Protomilonitas

Las rocas protomiloníticas presentan cierta foliación incipiente y poseen una textura granular de grado fino a medio. Los cristales de cuarzo presentan algunas evidencias de deformación, en general son equigranulares, con desarrollo de *bulging*, algunos con extinción ondulante, y formación de subgranos. Se observan

escasos contactos poligonales entre los minerales félsicos de tamaño de grano más pequeños. Los feldespatos presentan pertitas en llamas, escasas maclas deformadas y extinción ondulante. La biotita se presenta levemente curvada.

Ribbon mylonite

En las *ribbon mylonite*, tanto la plagioclasa como el microclino y feldespato pertítico se presentan como porfiroclastos elongados a veces con formas abudinadas ó *microboudinage* en el sentido de la foliación. Las plagioclasas muestran maclas curvadas y de deformación y los cristales de feldespato potásico poseen algunos contactos mirmequíticos. En algunos casos, los porfiroclastos de feldespato potásico presentan pertitas en llamas, observándose también alrededor de ellos, el desarrollo de una textura núcleo-manto (Fig. 3.2.a). Algunos porfiroclastos de feldespatos poseen colas simétricas y en menor proporción asimétricas, formadas por granos de cuarzo y feldespato. En ciertos casos los porfiroclastos están rotados y su sentido de rotación no presenta una tendencia clara. Por otro lado el abudinamiento de algunos porfiroclastos indicaría una extensión en sentido ENE-OSO paralela a la foliación milonítica, dado que la forma de los cristales posee un eje más desarrollado en este sentido.

Los cristales de cuarzo forman cintas bastante desarrolladas, policristalinas, de tipo 3 y tipo 4 (Boullier y Bouchez 1978), las cuales se curvan adaptándose a la forma de los porfiroclastos (Fig. 3.2 a y b). Los contactos entre los cristales de cuarzo de las cintas son lobulados, algunos con marcada extinción ondulante, bandas de deformación y desarrollo de subgranos.

Los espacios entre las cintas de cuarzo y los porfiroclastos están ocupados por microclino, plagioclasa y cuarzo recristalizado, de grano muy fino, presentando una textura granoblástica poligonal con contactos rectos y a 120° entre los granos. En otros casos, la matriz con textura poligonal se combina con una textura de granulación, con cristales redondeados y tamaño de grano muy fino, formada por estos mismos minerales. La biotita se localiza agrupada en sectores, con signos de deformación como curvamiento de clivaje y pliegues *kink* en algunos casos.

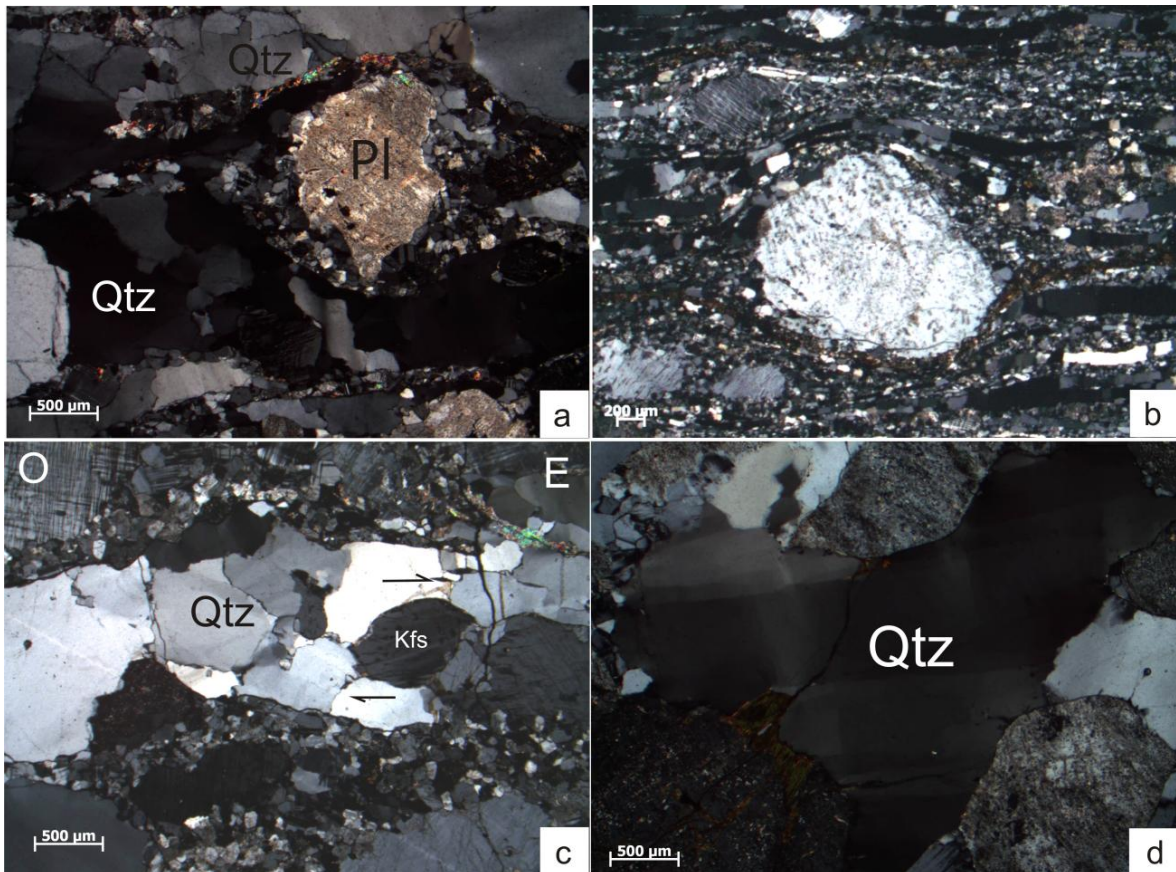


Figura 3.2: Microfotografías con analizador intercalado: **a)** Granito con textura *ribbon mylonite*, con cintas de cuarzo (RQ) orientadas según la foliación. Porfiroclasto de plagioclasa (Pl) con desarrollo de textura *núcleo manto* y abundante alteración sericítica; **b)** textura *ribbon mylonite* en granito, muy desarrollada, con porfiroclastos de feldespato, algo abundados en el sentido de la foliación, cintas de cuarzo tipo 3, curvadas siguiendo la forma del porfiroclasto. Matriz cuarzo feldespática, con textura poligonal y microgranular; **c)** *Fish* de feldespato potásico (FK) dentro de cinta de cuarzo (RQ), indicando en este caso un sentido de cizalla dextral; **d)** cristal de cuarzo con textura tablero de ajedrez, con forma anhedral.

Se observó en algunas muestras la presencia de cristales aislados de cuarzo, anhedrales, con deformación intracristalina evidenciada por extinciones tipo tablero de ajedrez (Fig.3.2.d), propias de temperaturas mayores a 700°C (Passchier y Trouw 2005).

Striped gneiss

En las rocas más intensamente deformadas, *striped gneiss*, los cristales de cuarzo se presentan orientados en cintas policristalinas tipo 3 (Boullier y Bouchez, 1978) bien desarrolladas, continuas y con marcado contraste de tamaño entre los

cristales que la forman y la matriz (Fig. 3.3.a). En forma muy aislada se observan porfiroclastos de grano medio de feldespato potásico y plagioclasa con alteración sericítica. Los cristales de feldespato potásico presentan pertitas en llamas, mientras que las plagioclasas muestran maclas de deformación y maclas deformadas. La matriz está formada por cristales de microclino, plagioclasa y cuarzo con textura poligonal. Se observan algunos minerales tipo *fish*, de microclino, entre cristales de cuarzo que forman parte de las cintas. La biotita se ve en ocasiones orientada en planos siguiendo la foliación y otras veces agrupada sin orientación alguna, asociada muchas veces a los minerales opacos. La muscovita primaria es de grano muy fino y también se identifica muscovita secundaria recrystalizada, la cual está orientada ya que normalmente recrystaliza a temperaturas más bajas que la plagioclasa y el feldespato potásico.

Entre *striped gneiss* y *ribbon mylonites* se observan rocas de transición, de acuerdo a la mayor o menor proporción de porfiroclastos y cintas de cuarzo, con el consecuente aumento ó disminución de este mineral en la matriz.

Cómo se mencionó previamente, en un pequeño afloramiento en la zona central existen otras rocas félsicas como granodioritas y dioritas, donde se ven agregados de cuarzo, en parte formando incipientes cintas, grandes porfiroclastos de plagioclasa y feldespato potásico, los primeros presentan maclas curvadas y los segundos pertitas en llamas y algunos contactos mirmequíticos.

Los cristales de biotita están orientados con la foliación y asociados a minerales opacos. El resto de la roca está formada por matriz recrystalizada de feldespatos y cuarzo, con textura poligonal. Cómo minerales accesorios están presentes minerales opacos, allanita, apatito y circón.

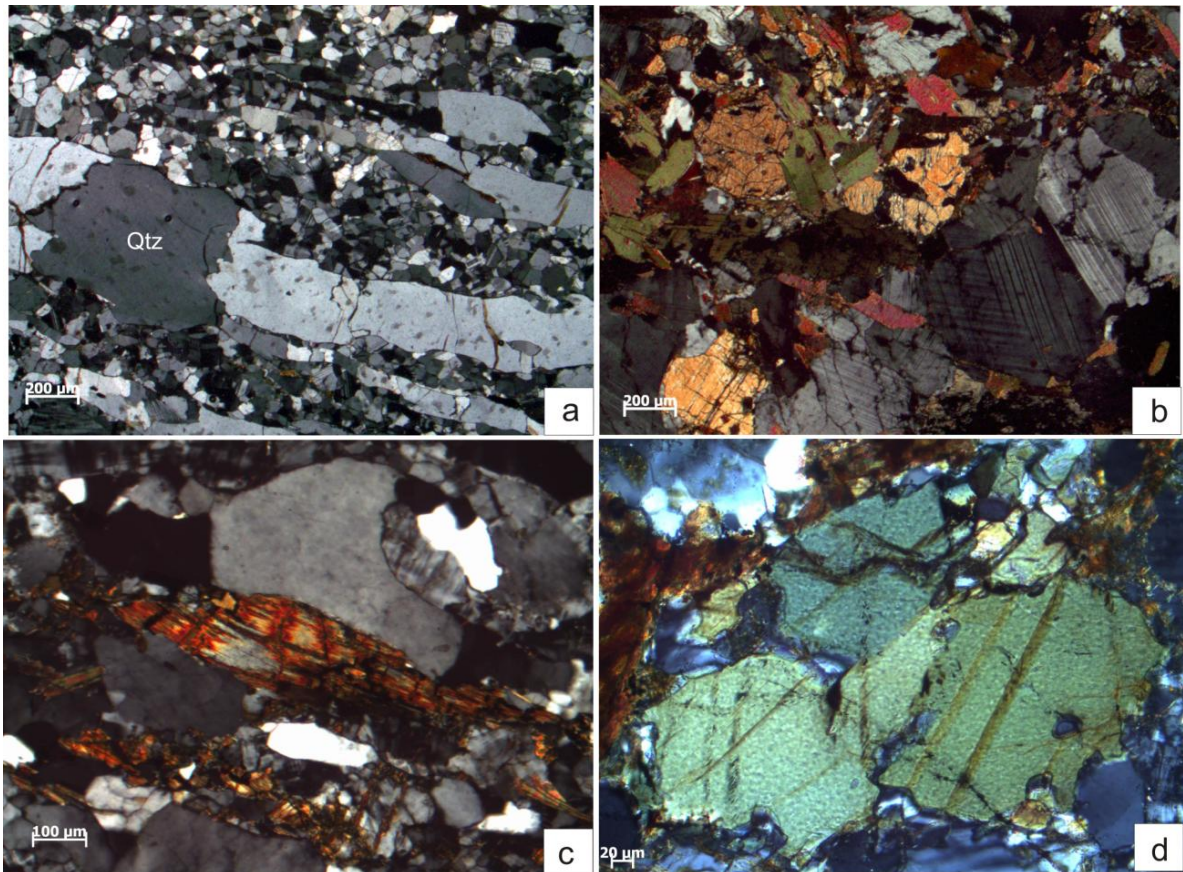


Figura 3.3: Microfotografías con analizador intercalado; **a)** granito *striped gneiss*, mostrando cintas de cuarzo (Qtz) tipo 3 muy desarrolladas, ausencia de porfiroclastos de feldespato, y cuarzo y feldespato constituyendo una matriz recrystalizada con textura poligonal entre las cintas; **b)** en las rocas gnéisicas donde están presentes escasos cristales de piroxeno, se observan fracturados, la biotita con cristales plegados y cristales de plagioclasa con maclas de deformación; **c)** cristal de piroxeno (Px), en este caso ortopiroxeno, levemente curvado, presente en gneis de composición intermedia. Acompañan biotita (Bt) y en los dominios félsicos cuarzo y feldespato potásico, en ocasiones microclino; **d)** porfiroclasto de hornblenda con desarrollo incipiente de textura *núcleo manto* en gneis de composición intermedia.

3.2.2. Gneis composición intermedia y félsica

Los gneises presentan también rasgos de milonitización. Se trata de rocas de textura bandeada donde los minerales máficos, hornblenda y biotita, definen el bandeado junto con el alargamiento de minerales félsicos, feldespato potásico, microclino y plagioclasa, paralelos a la foliación. El cuarzo muestra microtexturas de deformación, con extinción ondulante en parte con bandas de deformación, *bulging*, formación de subgranos y en algunos casos desarrolla incipientes cintas poco continuas, policristalinas, que siguen la foliación y se adaptan a la forma de

los porfiroclastos. Los porfiroclastos de plagioclasa y feldespato potásico poseen formas abudinas y algunos desarrollan incipientes texturas núcleo-manto. Las plagioclasas presentan maclas curvadas y maclas de deformación y los cristales de feldespato potásico muestran pertitas en llamas. En algunos casos, se encuentran presentes acompañando a los minerales máficos escasos ortopiroxenos fracturados (Fig. 3.3.b) y levemente curvados (Fig. 3.2.c). La hornblenda se asocia al piroxeno por retrogradación y en algunos casos desarrolla también una incipiente textura núcleo-manto (Fig. 3.3.d).

3.2.3. *Anfibolitas*

En las anfibolitas la foliación milonítica está marcada por la orientación de la biotita y la hornblenda. Los minerales en general no muestran rasgos de haber sufrido deformación interna muy intensa, algunas plagioclasas presentan maclas de deformación, extinción ondulante, algunos contactos mirmequíticos entre cristales y en algunos sectores la matriz muestra texturas poligonales.

3.2.4. *Granulitas*

Si bien es una roca de grano fino en general homogénea tiene evidencias de deformación. Se observa cierta foliación milonítica marcada principalmente por la orientación de los cristales de biotita. Existen incipientes microestructuras tipo núcleo manto, con maclas deformadas y de deformación en plagioclasas, biotitas algo flexuradas, piroxenos fracturados, cuarzo con extinción ondulosa y bordes algo lobulados.

3.3. Mecanismos de deformación

En las rocas protomiloníticas, además de la incipiente foliación milonítica, los rasgos de deformación son escasos, solo se ven reflejados en las microestructuras del cuarzo y de los feldespatos. El cuarzo muestra mecanismos de deformación intracristalina como extinción ondulosa, y en menor medida recristalización

dinámica por *bulging* y por rotación de subgranos. La presencia de *bulging* está evidenciada por la existencia de cristales con bordes engolfados y la rotación de subgranos por la formación de algunos subgranos. Por ello estas rocas habrían sido afectadas por mecanismos de deformación propios de condiciones de bajo grado, aproximadamente entre 300-400°C (Stipp *et al.* 2002). De la misma manera, los feldespatos muestran pertitas en llamas, maclas curvadas y extinción ondulosa, productos de mecanismos como microfracturación interna, acompañada por deslizamiento de dislocaciones (Passchier y Trouw, 2005).

Los granitos con texturas *striped gneiss* y las *ribbon mylonites*, según Passchier y Trouw (2005) son rocas de zonas de cizalla de alto grado y de baja tasa de deformación, donde las milonitas se reorganizan con el desarrollo de cintas de cuarzo y algunos porfiroclastos. El *microboudinage* que muestran los porfiroclastos, tanto de plagioclasa como de feldespato potásico, estaría originado por deformación intracristalina (Hammer 2000). Los mecanismos de deformación que originaron las microestructuras *núcleo-manto* observadas en porfiroclastos de feldespato potásico y plagioclasa, presentes en las *ribbon mylonites*, son según Passchier y Trouw (2005), recristalización por *bulging* y rotación de subgranos, equivalente a régimen 1 y 2 de Hirth y Tullis (1991). La presencia de contactos mirmequíticos en los bordes de porfiroclastos de feldespatos, también indican la ocurrencia de ambos mecanismos de deformación: recristalización por rotación de subgrano y migración de borde de grano, propios de condiciones de medio a alto grado, más de 500°C (Passchier y Trouw, 2005). Las cintas de cuarzo, con bordes rectos y forma rectangular, presentes en ambas texturas, más desarrolladas en las *striped gneiss* que en las *ribbon milonites*, según Hippertt (2001) se formarían por un proceso de migración de borde de grano en ambientes metamórficos de alto grado donde granos de cuarzo dispersos son continuamente estirados y segregados por procesos cristaloplásticos. Los cristales de feldespato tipo *fish* en una matrix cuarzo feldespática, se originarían por deformación intracristalina, asistidos posiblemente por recristalización dinámica a lo largo de los bordes, en rocas deformadas en condiciones de alto grado metamórfico (Ten Grotenhuis *et al.* 2003, Passchier y Trouw 2005).

Los porfiroclastos de hornblenda presentes en las rocas gnéicas, también desarrollan en ocasiones texturas núcleo-manto. Según Passchier y Trouw (2005 y referencias), para desarrollar estas microtexturas, los anfíboles son asistidos por mecanismos de deformación frágil, es decir fracturación, a una temperatura entre 650° y 700° C, y con recristalización dinámica involucrada, aunque es más probable que sean originados por fracturación acompañada de disolución y precipitación.

En cuanto a los piroxenos, presentes en mayor proporción en las granulitas, solo se ven fracturados frágilmente en algunos casos.

Por último, los cristales de cuarzos con extinción tipo *tablero de ajedrez* presentes en los granitos, responden a mecanismos de deslizamiento basal y prismático, en condiciones de alto grado mayores a 700°C (Stipp *et al.* 2002). Probablemente, estos mecanismos actuaron durante la cristalización de la roca en las últimas etapas de su emplazamiento, ya que son temperaturas claramente superiores a las condiciones de deformación descritas para el resto de las microestructuras presentes en los minerales de las rocas del área.

3.4. Orientaciones cristalográficas preferentes

En la mayor parte de las rocas deformadas los cristales muestran un arreglo sistemático u orientación preferencial de las celdas cristalinas, se dice que tales rocas tienen una orientación cristalográfica preferencial (OCP) para un mineral determinado (Passchier y Trouw 2005). Los cristales que poseen formas planares o elongadas en una dirección cristalográfica particular, como las micas o los anfíboles, tienen una orientación cristalina preferente fácil de reconocer ya que se disponen paralelos a la foliación. En cambio, en minerales como el cuarzo o la calcita, es más difícil de reconocer la presencia de orientaciones preferenciales y se deben utilizar técnicas complementarias para reconocer estas orientaciones. Los resultados obtenidos pueden verse en la figura 3.4, donde se muestran los

diagramas de densidad y su respectiva ubicación en el perfil.

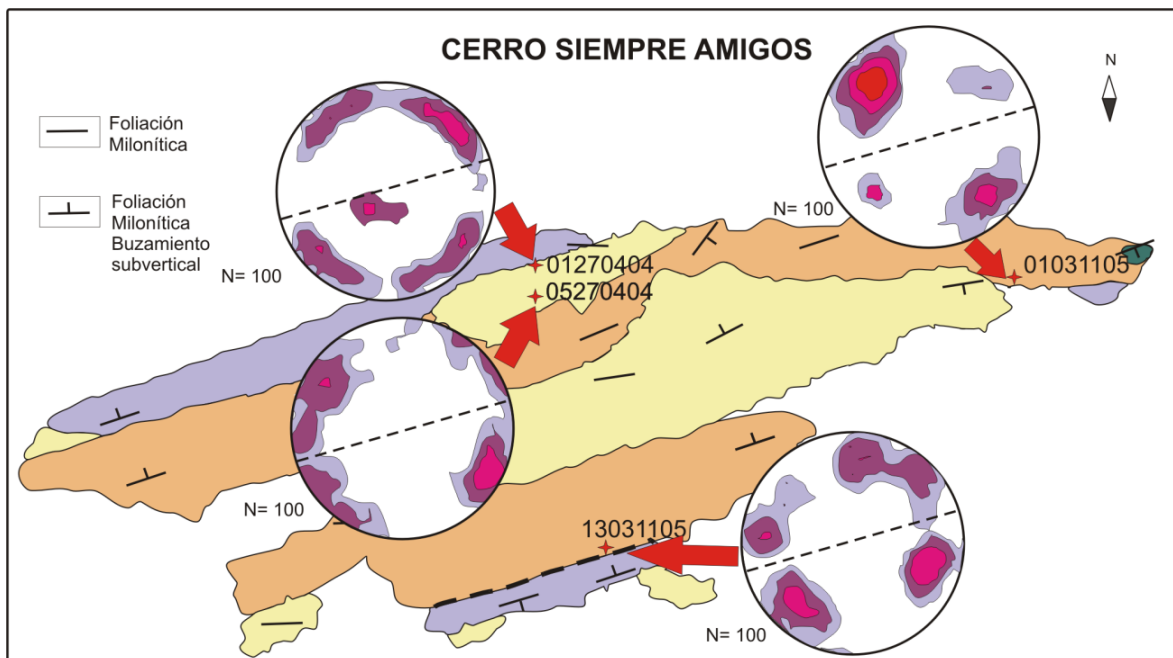


Figura 3.4: Diagramas de densidad de orientaciones de eje c de cuarzo mostrando su ubicación en el área de estudio. Hemisferio inferior, secciones XZ. La foliación milonítica se indica en los diagramas con una línea negra punteada, con orientación SO-NE.

Se puede apreciar que el diagrama de la muestra 01270404 ubicado en el borde NNO de los afloramientos, sumado al diagrama de la muestra 13031105 ubicada en el borde SSE, muestran un arreglo de ejes c de cuarzo bastante simétrico respecto de la foliación milonítica, dando una idea de la predominancia de deformación coaxial (Passchier y Trouw 2005, Twiss y Moores 1992, Lister y Hobbs 1980, Nicolas y Poirier 1976).

Entre las muestras 05270404 y 13031105, donde aflora el granito intercalado con rocas migmatíticas y anfibolitas, no se pudieron seleccionar muestras para realizar las mediciones y sus diagramas correspondientes, ya que los granos de cuarzo no cumplían con los requisitos especificados anteriormente para ello. Por lo tanto, se decidió agregar las mediciones de la muestra 01031105 a este análisis, ya que, si bien se encuentra en el extremo NE, es representativa de las zonas centrales de la faja de afloramientos de Siempre Amigos.

Si comparamos de esta manera con el diagrama de la muestra 01031105, esta presenta una menor asimetría respecto a los diagramas de las restantes muestras.

Esta menor asimetría indica que en el sector central de la faja de afloramientos de Siempre Amigos predominan movimientos no coaxiales con sentido de cizalla izquierda. En cuanto al diagrama de la muestra 05270404, se observa algo de asimetría con una geometría un poco similar a la muestra 01031105 en el NE de la faja, por lo que podemos inferir que en este punto estaríamos en una zona de transición hacia el centro la zona donde predominan movimientos no coaxiales y sinestrales.

En general podemos decir que mecanismos de aplanamiento se destacan próximos a los contactos con las rocas gnéisicas donde se ha generado orientación cristalográfica preferente con marcada simetría, y que habría componentes de cizallamiento simple hacia el centro de los afloramientos.

3.5. Discusión

Como consideraciones finales se comenzará analizando la microdeformación y los mecanismos de deformación actuantes, retomando aspectos que fueron discutidos en Angeletti *et al.* (2012), para poder aproximar las condiciones de la milonitización de la zona. Pryer (1993) sugiere una temperatura mayor a 550°C, para los mecanismos de recristalización dinámica por rotación de subgranos o migración de bordes de grano, actuantes en el desarrollo de texturas tipo núcleo-manto en feldespatos y plagioclasas. Respecto a las cintas de cuarzo, tipo 3 y 4, según Boullier y Bouchez (1978), su formación ocurriría a una temperatura superior a los 400°C. Stipp *et al.* (2002) establecen que la recristalización por rotación de subgrano en cuarzo es dominante en un rango de temperaturas entre 400° y 500°C y la migración de borde de grano en un rango entre 500° y 700°C.

Por todo esto, podemos estimar que en la zona de Siempre Amigos, esta deformación milonítica es de medio a alto grado metamórfico, con una temperatura entre 400° y 600°C, algo menor a la indicada por Jorgensen *et al.* (2008) para la zona de la Crespa y por Frisicale *et al.* (2010) para algunos sectores de la MCA. Si bien la geocronología de la deformación tanto en la MCA como en el cerro Siempre Amigos no ha sido obtenida y a pesar de que existen leves diferencias en la orientación de la foliación milonítica de ambas localidades, se considera que probablemente toda la zona, incluyendo el cerro La Crespa, forma parte del mismo proceso tectónico, ya que presentan similares rasgos de milonitización.

En cuanto a los cristales aislados de cuarzo con extinción en *tablero de ajedrez*, se asocian los mismos a mecanismos de deformación que actuaron en condiciones submagmáticas, mayores a 700°C, probablemente en el momento en que fue emplazado el cuerpo granítico, si bien no hay mayores evidencias de microestructuras submagmáticas, aunque es difícil su reconocimiento debido a que están enmascaradas por las microestructuras posteriores producto de la deformación milonítica.

Otro aspecto a considerar es la diferencia en las microestructuras presentes

en las rocas máficas y las rocas félsicas. Las primeras, representadas principalmente por anfibolitas y granulitas, muestran escasas evidencias de deformación comparado con las microestructuras presentes en el granito, litología predominante en el área, cuyos mecanismos de deformación fueron analizados previamente. Esto se debería a las altas proporciones de minerales relativamente débiles, como por ejemplo cuarzo y biotita, en las rocas félsicas, en comparación con el predominio de minerales resistentes ante la deformación, como hornblenda y plagioclasa, en las rocas más máficas (Vernon *et al.* 2012).

También es destacable la diferencia en las orientaciones cristalográficas de los ejes c de cuarzo obtenidas por el análisis de los diagramas de densidad de las mediciones obtenidas. Los mecanismos de aplanamiento se destacan próximos a los contactos del granito con las rocas gnéissicas donde se ha generado una OPC con marcada simetría, mientras que componentes de cizallamiento simple se darían hacia el centro de los afloramientos. Bhattacharya *et al.* (2004), en un área ubicada al noroeste del Himalaya en la India, obtienen patrones de las fábricas de eje c y a de cuarzo que muestran la coexistencia de dos dominios de deformación principal: uno que responde a una deformación no coaxial y el otro a una deformación coaxial. Estos autores proponen que este comportamiento se debería a un aumento progresivo del esfuerzo de cizalla dúctil. En el caso del Co. Siempre Amigos es necesario continuar y profundizar este estudio con una mayor densidad de mediciones para lograr una explicación adecuada para este comportamiento.

Capítulo 4

Geoquímica de roca total

4.1. Metodología

Se seleccionaron 43 muestras de rocas representativas de cada litología para el análisis geoquímico de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas. La preparación de las muestras fue realizada en los laboratorios del INGEOSUR, el cual cuenta con equipos para corte, trituración y molienda de rocas.

En una primera oportunidad, se seleccionaron 12 muestras que fueron utilizadas para la caracterización geoquímica del granito. Se cortaron pequeñas pastillas que fueron enviadas a los laboratorios ACT LABS, Ontario, Canadá. Los elementos mayoritarios, minoritarios y traza fueron analizados mediante empleo de técnicas de fusión ICP.

En una segunda oportunidad se seleccionó otra serie de muestras de todas las litologías presentes en el área que fueron molidas y cuyo polvo de roca se envió a laboratorios de la Universidad de Granada, España, para realizar nuevos análisis químicos. Los elementos mayoritarios fueron analizados por fluorescencia de rayos X (XRF) y, por otro lado, los elementos trazas y elementos de tierras raras (REE) se analizaron mediante técnicas ICP-MS.

Los resultados obtenidos fueron graficados para su posterior interpretación utilizando el programa IGPET para el tratamiento de rocas y planillas de cálculo Excel para la confección del resto de diagramas destinados al estudio de la geoquímica de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas de todas las litologías aflorantes. También se procedió a realizar un compilado de los análisis químicos de rocas del basamento de Tandilia publicados hasta el momento, para lograr un marco comparativo de la geoquímica a nivel regional.

4.2. Caracterización Geoquímica del Granito

Se realizaron 12 análisis químicos sobre roca total en muestras representativas del granito, de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas (Anexo I).

En el diagrama normativo An-Ab-Or de Barker (1979), se graficaron los análisis obtenidos clasificando a la roca como un granito (Fig. 4.1).

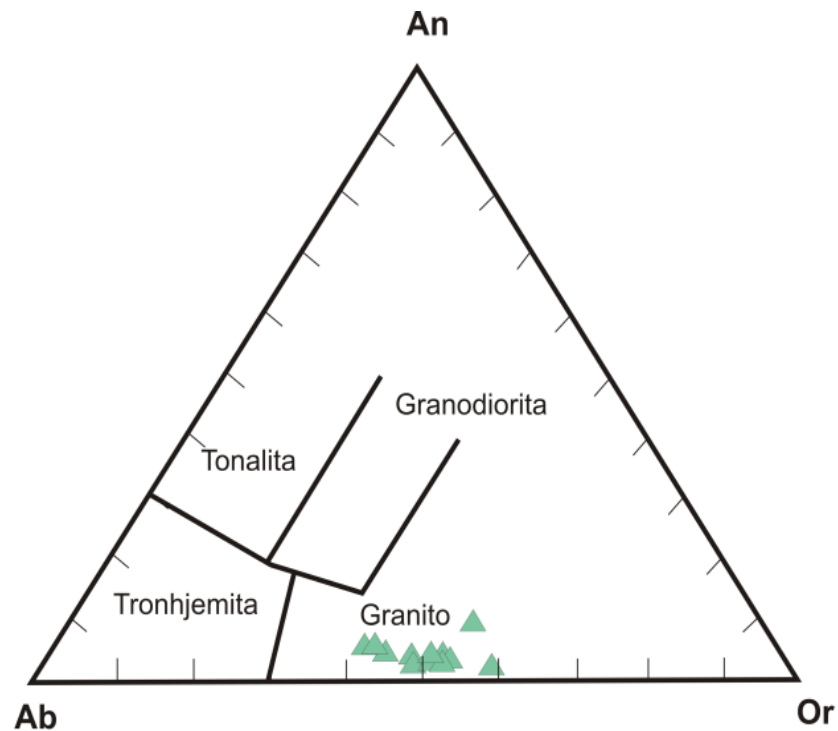


Figura 4.1: Diagrama normativo An-Ab-Or, para clasificar granitos según Barker (1979).

Es un granito levemente peraluminoso, con relaciones moleculares mayores a 1. Sus valores de ISA oscilan entre 1,03 y 1,22, obteniendo esta clasificación en el diagrama de Manniar y Piccoli (1989) utilizando los índices de Shand (1949) (Fig. 4.2). Los minerales que acompañan esta peraluminosidad son los granates y la muscovita primaria, ambos muy escasos y presentes particularmente al noreste del área de estudio.

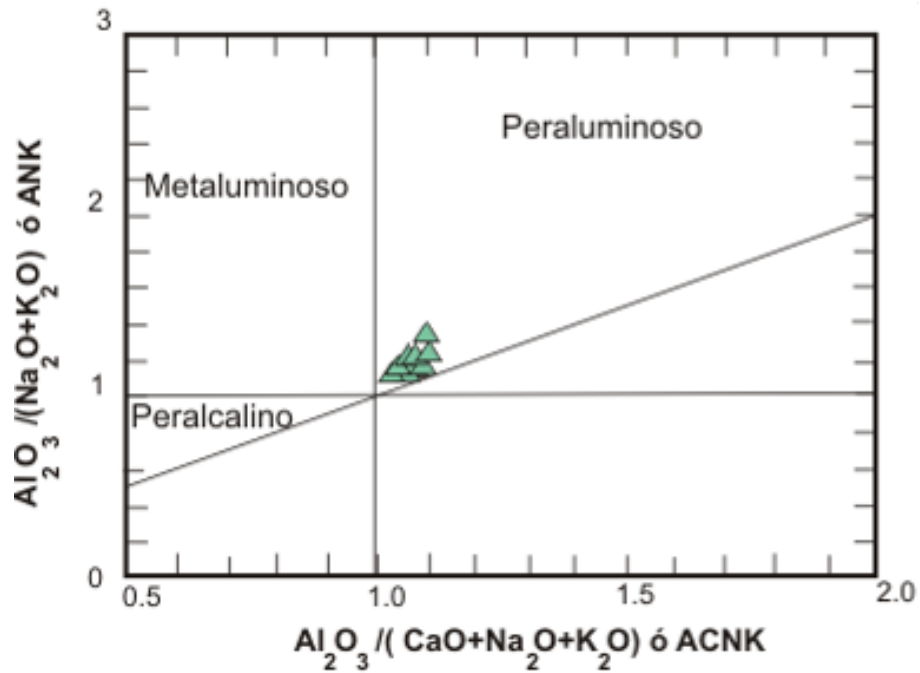


Figura 4.2: Diagrama de Manniar y Piccoli (1989). Índice de saturación en alúmina (Shand, 1927) según las relaciones molares de álcalis versus alúmina.

En el diagrama multicatiónico de Batchelor y Bowden (1985) para discriminar ambientes tectónicos de los granitos, las muestras se ubican entre los campos de granitos sincolisionales y postorogénicos (Fig. 4.3). Mientras que en el diagrama Nb versus Y (Pearce *et al.* 1984), se ubican en el campo sincolisional y de arco volcánico, ya que la mayoría de las rocas caen en este campo (Fig. 4.4).

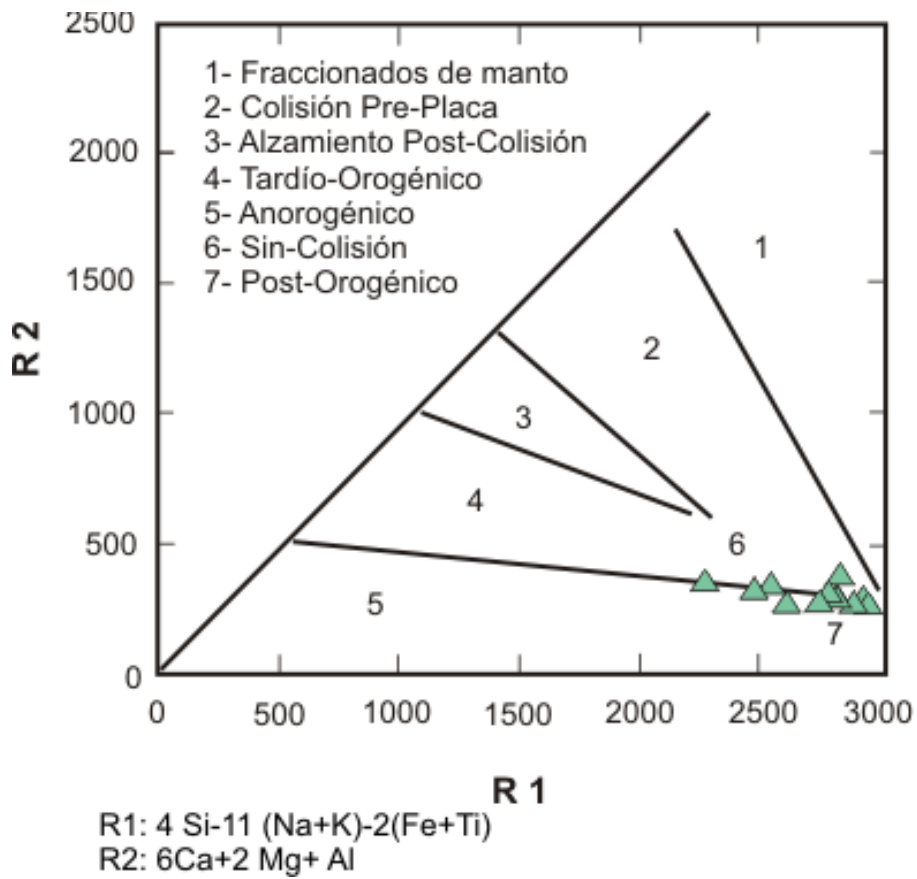


Figura 4.3: Diagramas multicatiónico R1-R2 (Batchelor y Bowden, 1985) para la clasificación tectónica de granitos. Datos en moles.

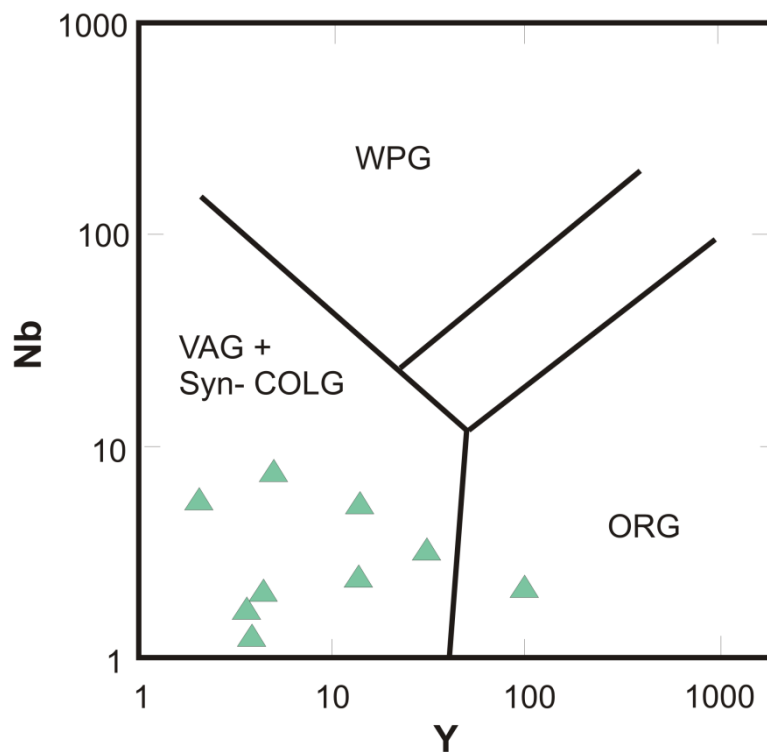


Figura 4.4: Diagramas de discriminación de ambiente tectónico para el granito. Diagrama Nb vs Y de Pearce et al. (1984).

4.3. Geoquímica de Elementos Mayoritarios

Los análisis de todas las muestras representativas de cada litología presente en el área de estudio fueron graficados junto con todos los análisis de roca total disponibles en la literatura, pertenecientes al basamento de la zona de Tandilia, con el fin de comparar datos geoquímicos locales y regionales. Todos los análisis de roca total de la zona de estudio se presentan en tabla, junto a las coordenadas de ubicación de cada muestra, en el Anexo I.

En el diagrama álcalis totales versus sílice ó TAS (Le Bas *et al.*, 1986) (Fig. 4.5), todas las rocas son subalcalinas o toleíticas, ninguna roca supera el límite hacia la serie alcalina, a pesar de poseer altos valores de potasio. Las anfibolitas se clasifican químicamente como traquiandesitas basálticas, los gneises de composición intermedia como andesitas y dacitas, o sus equivalentes plutónicos cuarzo-dioritas y granodioritas, las dioritas como traquiandesitas y dacitas o como monzodioritas y los granitos y gneises félsicos como riolitas o granitos.

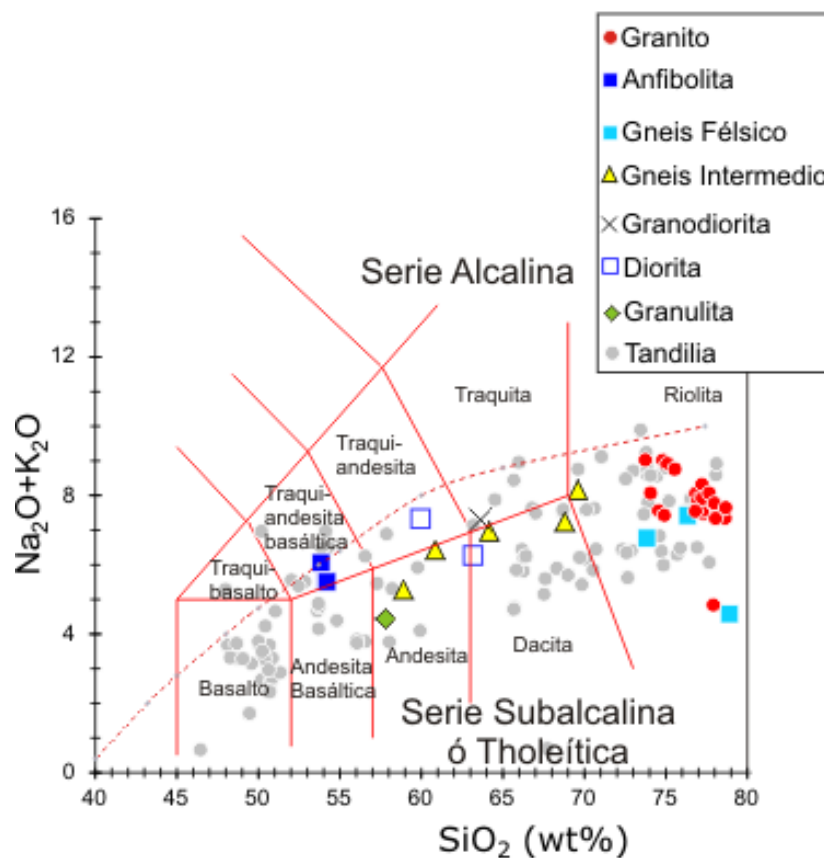


Figura 4.5: Diagrama álcalis totales versus sílice ó TAS (Le Bas et al., 1986)

El índice de saturación en alúmina ISA (Fig. 4.6), en la mayoría de las muestras es de un valor cercano a 1,1; solo las anfibolitas caen en el campo metaluminoso, con valores de ISA menores a 1,1 y el resto de las muestras son levemente peraluminosas.

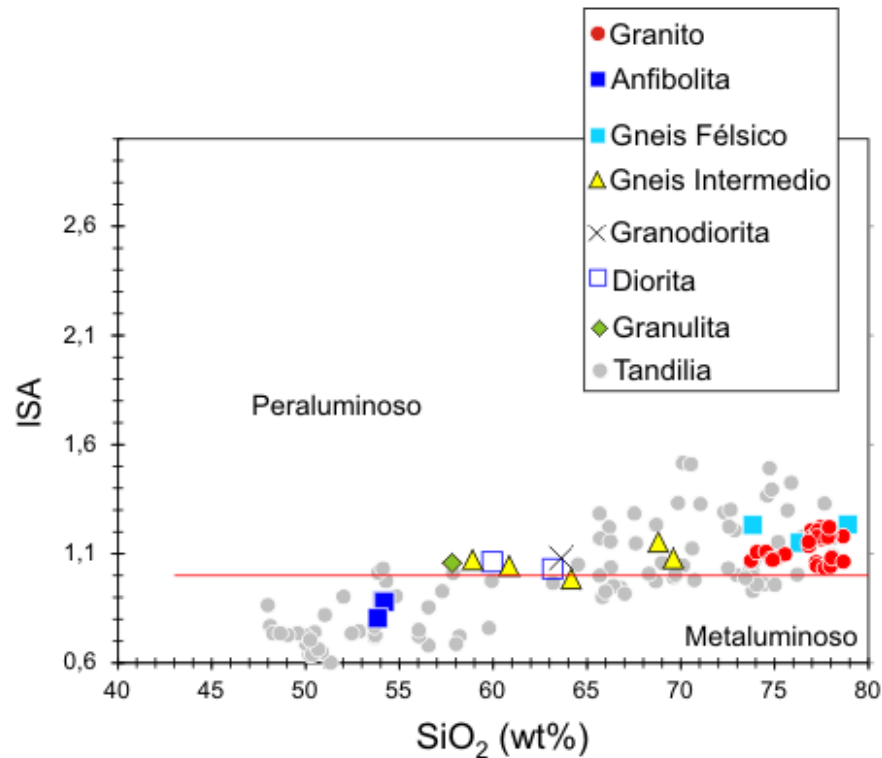


Figura 4.6: Diagrama de índice de saturación en alúmina ISA.

En cuanto a los diagramas propuestos por Frost *et ál.* (2001) para la clasificación de rocas graníticas, el diagrama índice MALI versus sílice (Fig. 4.7.a) muestra que la mayoría de las rocas se ubican en el campo calco-alcalino y son representadas en el campo *ferroan* (Fig. 4.7.b). Esto indicaría que las rocas son más ricas en Fe de lo esperado para una serie peraluminosa, es decir que si bien no son rocas alcalinas, tienen altos valores de Fe.

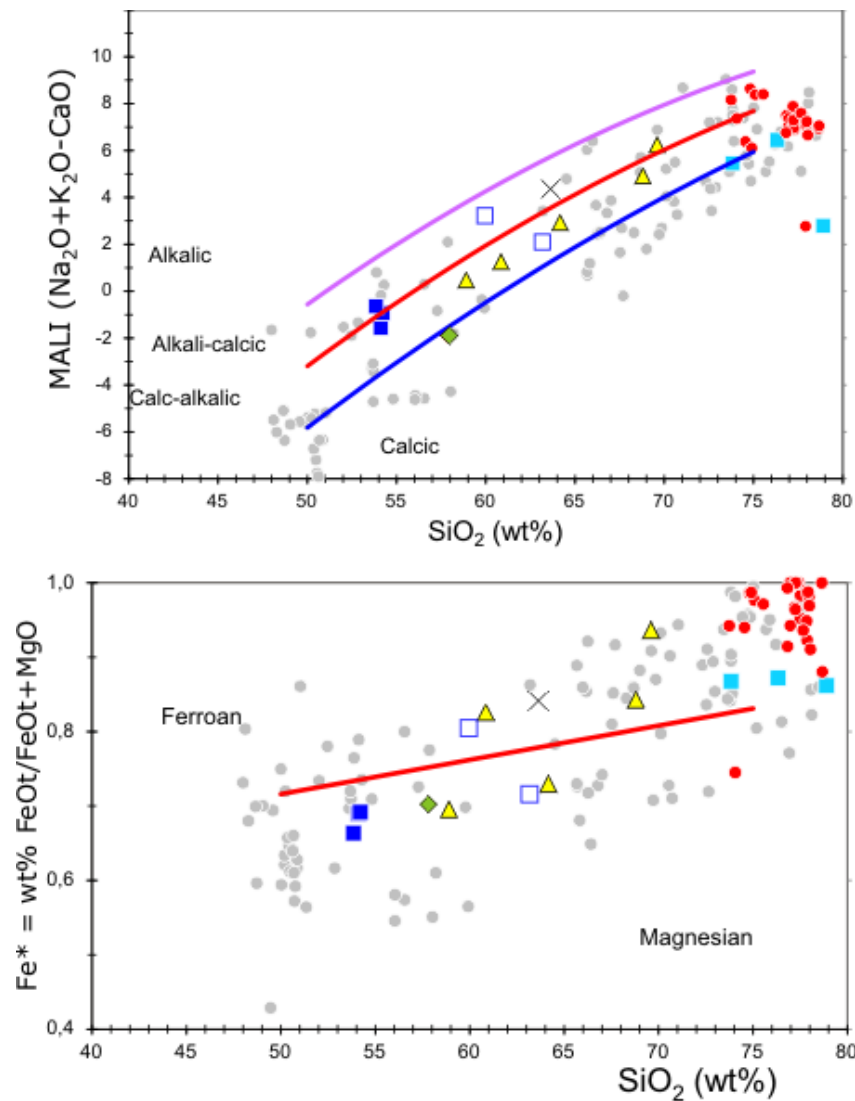


Figura 4.7: a) Diagrama índice MALI versus sílice (Frost *et ál.* 2001); b) Diagrama Fe^* versus SiO_2 (Frost *et ál.* 2001) (Ver leyendas Fig.4.6)

Los diagramas de variación Harker (Fig. 4.8), que grafican la evolución de los elementos mayoritarios respecto a SiO_2 , muestran una tendencia consistente con el proceso general de diferenciación, con una muy buena correlación, por lo que la signatura magmática se mantiene a pesar de la intensa deformación, los valores de los elementos disminuyen a hacia los términos más diferenciados, a excepción del potasio y el sodio, cuyos contenidos aumentan con la diferenciación.

Las muestras menos diferenciadas corresponden a las anfibolitas, las cuales se caracterizan por presentar valores de SiO_2 de 54 %, valores bajos de K_2O y altos porcentajes de MgO que varían entre 3,67 y 4,65%. Debido a su afinidad química

se clasifican como andesitas. Las anfibolitas son ricas en potasio, así también una de las muestras de diorita. Los granitos tienen un alto valor de sílice superior al 75%, lo que indica una naturaleza leucocrática y fraccionada para estas rocas, muy cerca del mínimo del sistema granítico. Los gneises, dioritas, granodioritas y granulitas, que se sitúan en los términos intermedios, no se muestran como un grupo compacto, si no que van gradando entre la tendencia máfica y félsica.

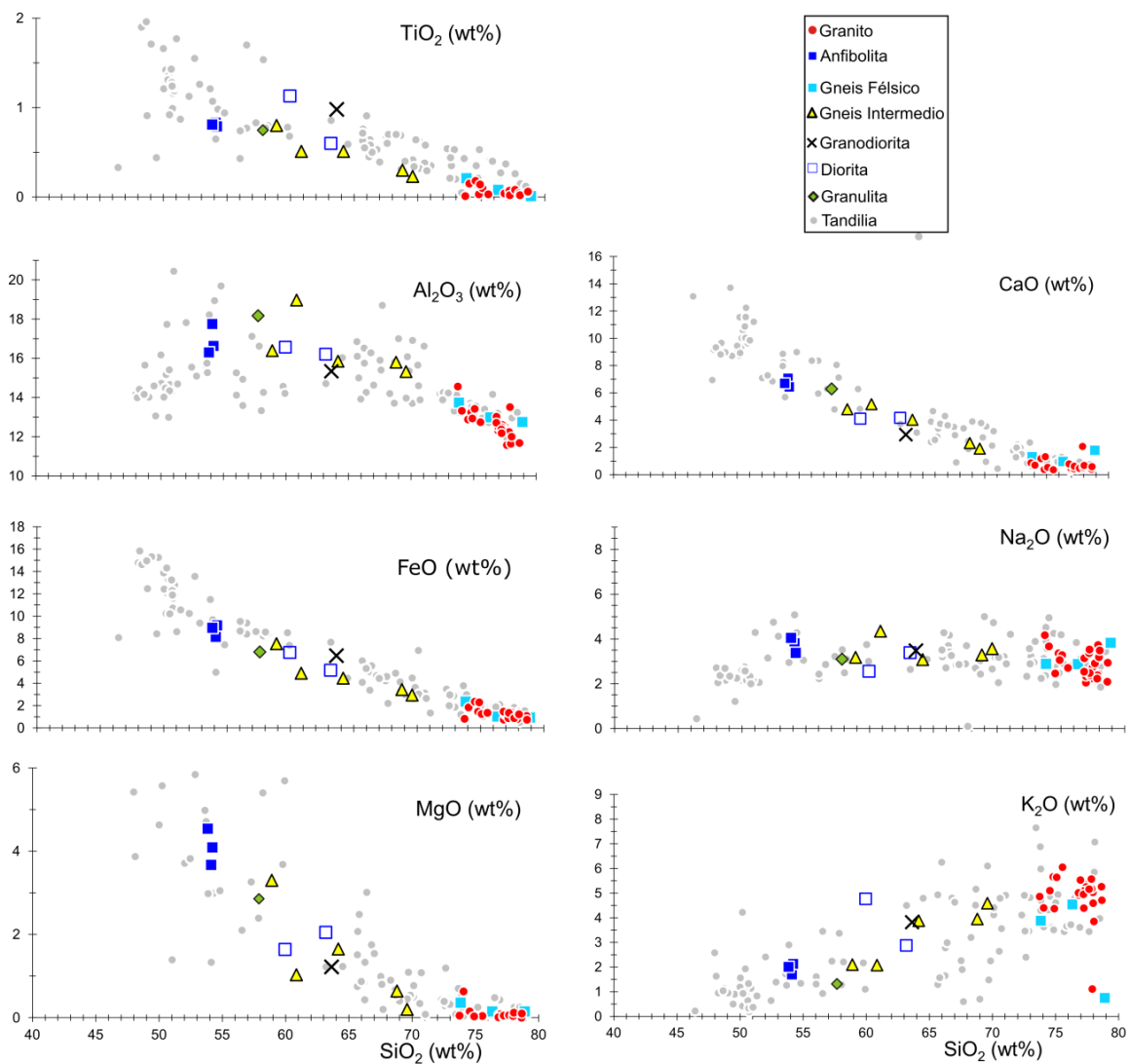


Figura 4.8: Diagramas de variación de Harker con SiO₂ como índice de diferenciación para elementos mayoritarios. Los valores de elementos mayoritarios expresados en porcentaje en peso (Wt %).

Los datos regionales de análisis químicos de rocas de basamento recopilados se muestran en los diagramas para ser utilizados en forma comparativa. De la observación de los gráficos surge que existe una pequeña brecha entre el 60 y el 63% de sílice y en la misma se ubican algunas muestras de datos Siempre Amigos. Por lo tanto se observa, considerando todos los datos, una tendencia máfica con valores de sílice entre 50 y 55% y una tendencia félsica, entre 65 y 75% de sílice.

En el gráfico de K_2O versus SiO_2 (Fig.4.9) propuesto por Le Maitre (2002) las rocas se identifican mayormente como asociaciones calcoalcalinas y de alto contenido en potasio. Es llamativa la presencia de un análisis de granito y otro de gneis félsico con bajo contenido de K_2O y alto en SiO_2 , lo cual no respondería a alguna particularidad respecto a la deformación, pero si refleja una variación en la mineralogía de la muestra, más concretamente mayor proporción de plagioclasa y menor de feldespato potásico, respecto al resto de las muestras de la misma litología.

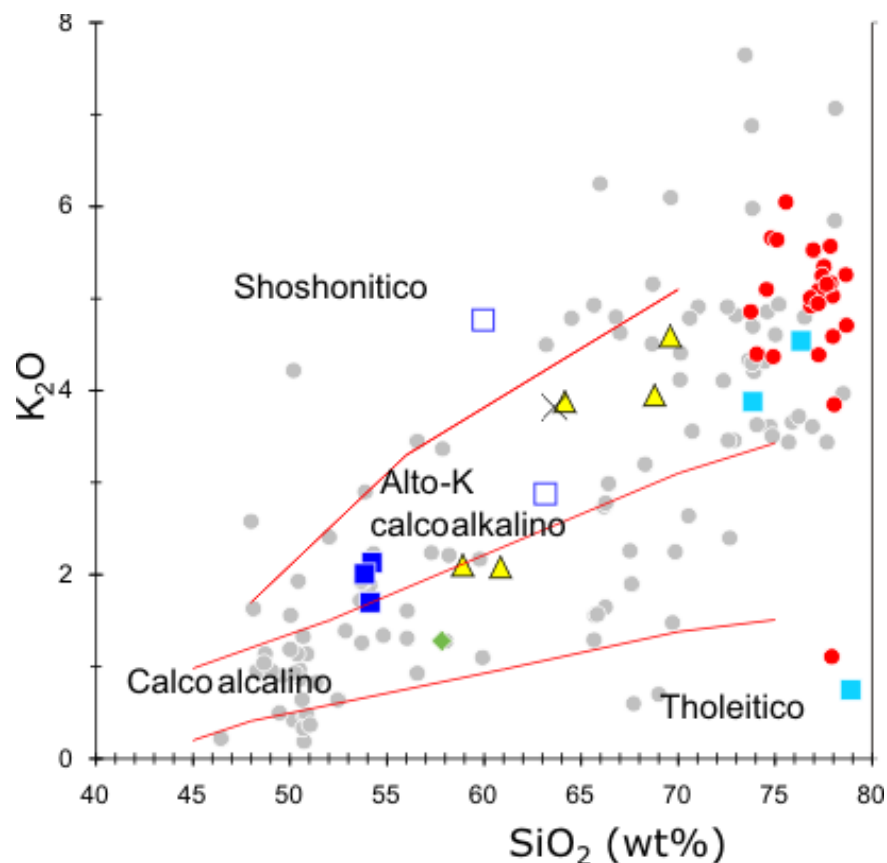


Figura 4.9: Gráfico K_2O versus SiO_2 propuesto por Le Maitre (2002); ver leyendas Fig. 4.8

El diagrama que grafica los valores de K_2O/K_2O+CaO versus MgO (% en peso) (Fig. 4.10) muestra todas las rocas alineadas marcando una clara tendencia de diferenciación, esquematizada con línea cortada roja, a excepción de algunas muestras de gneis, granito y granulita, que presentan menores valores de K_2O/K_2O+CaO . En el caso de interpretarse una disminución de potasio en dirección al sentido de la flecha roja del gráfico, como producto de la extracción de un líquido, estas muestras deberían tener mayor contenido en SiO_2 que sus equivalentes alineadas en la curva, situación contraria a la que ocurre con los análisis de esta zona. Por lo tanto esta modificación en la trayectoria que muestran estas rocas estaría ocasionada por la pérdida de potasio, probablemente causada por circulación de fluidos, lo cual conduce al consecuente aumento de la proporción de calcio, reflejado en presencia de venillas de calcita.

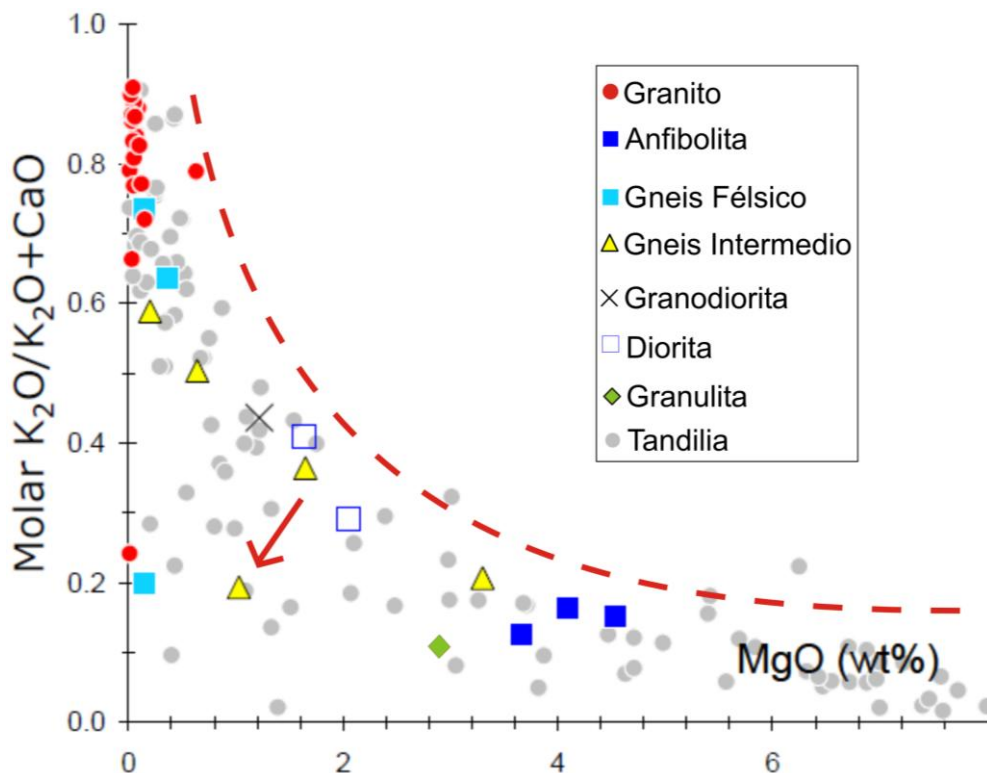


Figura 4.10: Gráfico K_2O/K_2O+CaO versus MgO (% en peso).

En el gráfico de SiO_2 versus $\#Mg$ (Fig. 4.11.a), a diferencia del diagrama anterior, se muestra la dispersión de los puntos, dada por amplio rango de valores

del #Mg, y además un bajo valor de esta relación que se aparta de la trayectoria calcoalcalina, lo cual parece estar indicando que la tendencia anterior ha sido modificada en gran medida por la movilización de elementos, probablemente como producto de la alteración ó de la deformación mencionada previamente.

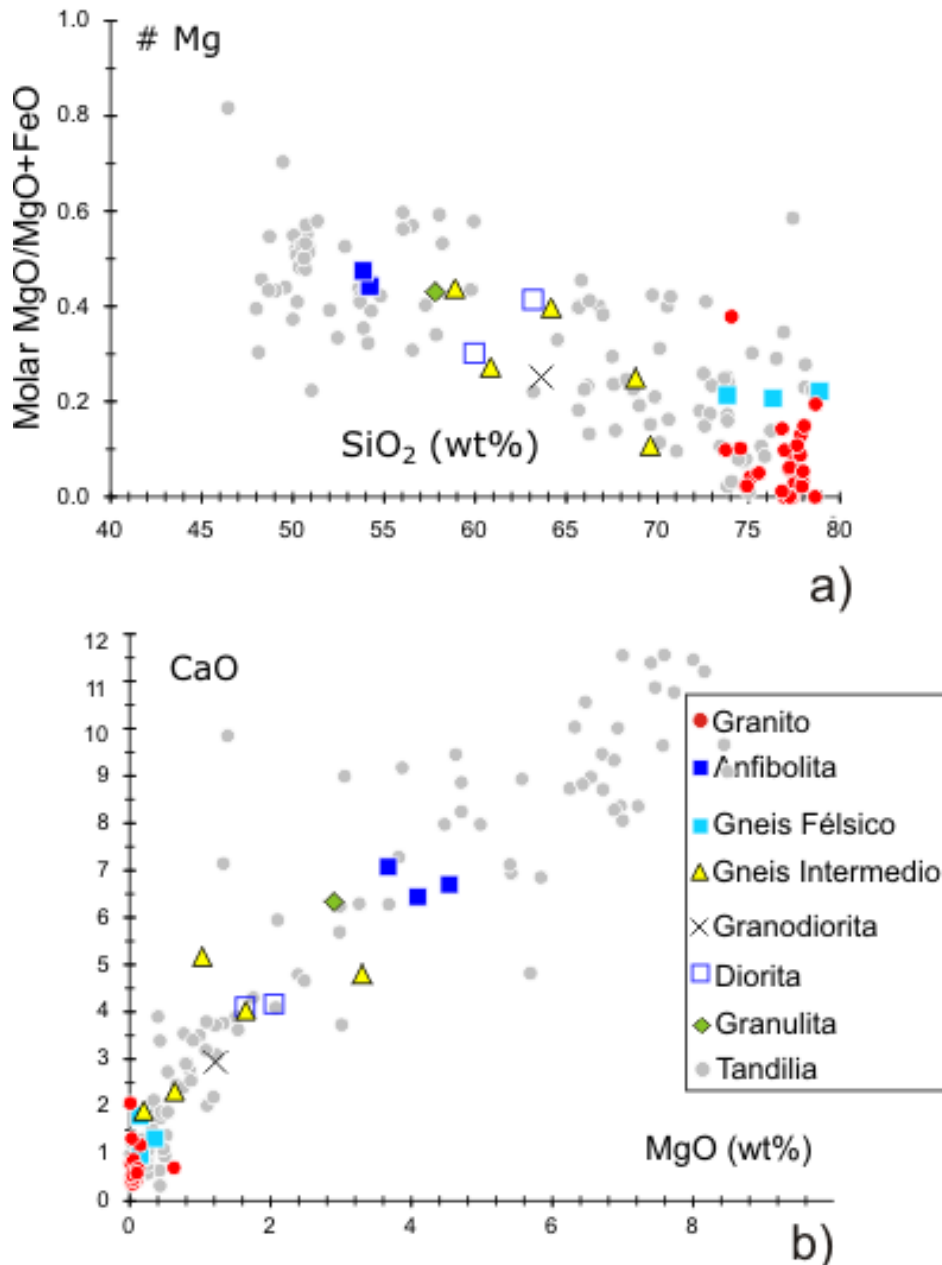


Figura 4.11: a) Gráfico #Mg (expresado por la formula $MgO/MgO+Fe$) versus SiO_2 ; b) Gráfico CaO versus MgO.

Por último en el diagrama CaO versus MgO (Fig. 4.11.b) se observa también que algunas muestras de gneises de composición intermedia se diferencian de la

trayectoria cotéctica, de una posible evolución del magma parental desde las anfibolitas y granulitas hacia los términos más diferenciados, lo cual estaría sugiriendo un proceso de sistema abierto, donde los valores de Ca al igual que los valores de Mg se ven modificados.

4.4. Geoquímica de Elementos Traza

Se seleccionaron una serie de diagramas para comparar la información geoquímica de las rocas de Siempre Amigos con la de las adakititas modernas, consideradas análogas de los complejos TTG arqueanos (Martín, 1986 y 1999; Martín y Moyen, 2012), si bien esta analogía es discutida por otros autores (Condie, 2005). Se tuvo en cuenta que las principales diferencias entre adakititas y rocas calcoalcalinas se registran por el comportamiento de los elementos de tierras raras y los elementos traza Y y Sr.

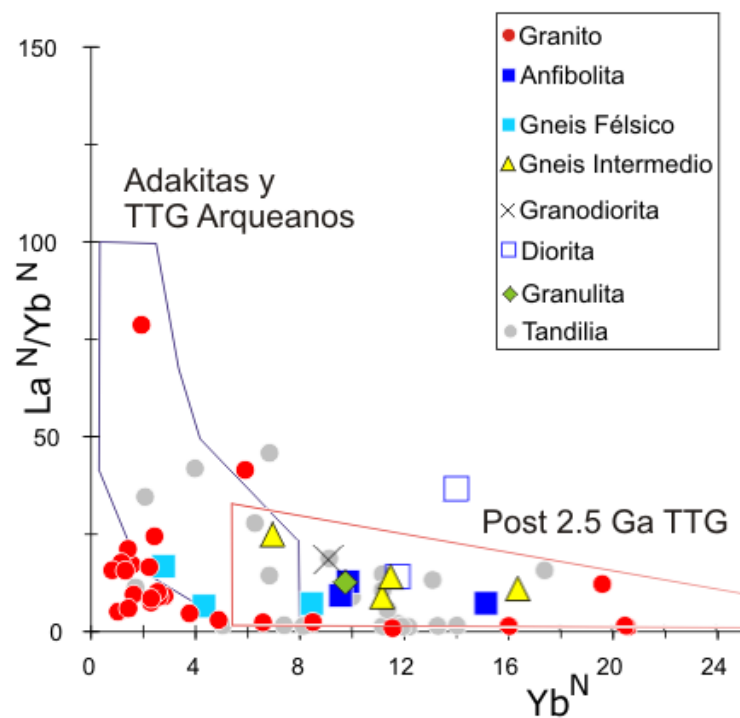


Figura 4.12: Diagrama La^N/Yb^N versus Yb^N , campos que discriminan Adakititas y TTG Arqueanos (en color azul) de TTG posteriores a 2.5 Ga (en color rojo) según Martín (1986)

El diagrama La^N/Yb^N versus Yb^N (Martin, 1986), ambos elementos normalizados a condritos (Fig. 4.12), discrimina adakitas y TTG arqueanos de TTG modernos o posteriores a 2.5 Ga basado en la relación entre La. Los granitos de Siempre Amigos están muy empobrecidos en ambos elementos, y junto a los gneises félsicos se ven discriminados de las anfibolitas y gneises intermedios, siendo estos últimos más enriquecidos en La^N , y por ende en LREE, con valores de La^N/Yb^N en general desde 0,1 a 25, y se localizan dentro del campo de TTG post 2,5 Ga. Se aprecia una tendencia general en las rocas formando una curva de incremento en La^N/Yb^N a medida que disminuye el Yb^N , lo cual implicaría que el Yb se fracciona en un residuo rico en granate y hornblenda, minerales presentes en los gneises de composición intermedia, anfibolitas y granulita, aunque esta curva no es tan pronunciada como correspondería a rocas adakíticas.

En el diagrama Sr/Y versus Y (Fig. 4.13) se muestran también los campos de discriminación entre adakitas y rocas de arco isla clásicas según Drummond y Defant (1990). En el caso de las rocas de Siempre Amigos, se agrupan como rocas de arco clásico, con valores de Sr/Y en general desde 20 hasta 50, siendo 52 el valor máximo en la granulita.

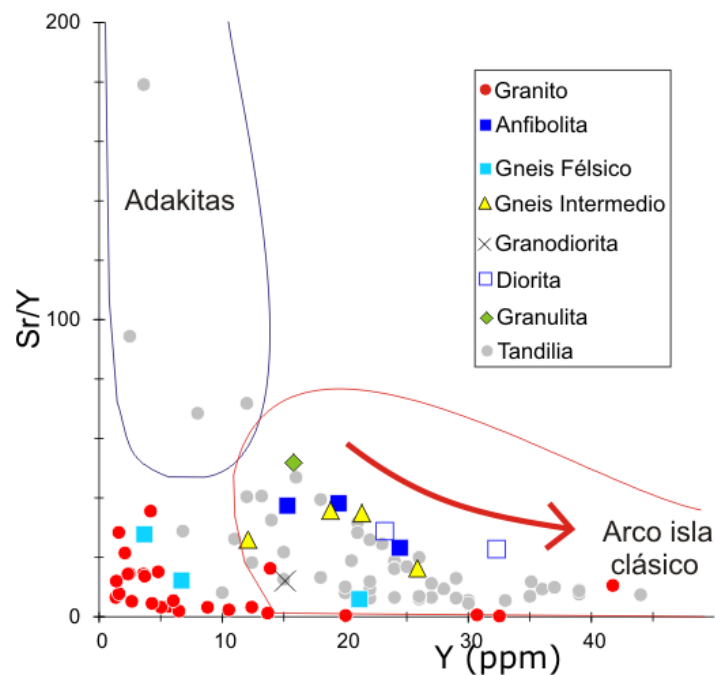


Figura 4.13: Diagrama Sr/Y versus Y mostrando los campos de discriminación entre adakitas (en color azul) y rocas de arco isla clásicas (color rojo) según Drummond y Defant (1990).

La mayoría de las rocas graníticas y gneises félsicos se ven muy empobrecidos en Sr/Y. Si bien la relación Sr/Y no alcanza los valores normales de rocas adakíticas, podría buscarse en las rocas de Siempre Amigos una tendencia de enriquecimiento en esta relación junto al aumento de SiO₂, lo cual confirmaría la fraccionamiento de Y en un residuo de fusión relacionado a la presencia de granate.

La flecha roja que se observa en el diagrama de la Figura 4.13 muestra el aumento de Y en sentido desde la granulita, que presenta granate, hacia términos dioríticos, hasta graníticos y una disminución muy leve de la relación de Sr/Y, lo cual se ajusta más a un proceso de diferenciación a baja presión, con fraccionamiento de plagioclasa en el residuo.

El gráfico Sr versus Ca (Fig. 4.14), que muestra el fraccionamiento del Sr junto con Ca en la plagioclasa, refuerza la idea de que el aumento de Sr está vinculado a la presencia de abundante plagioclasa en granulitas, anfibolitas y gneis intermedios, disminuyendo hacia términos graníticos.

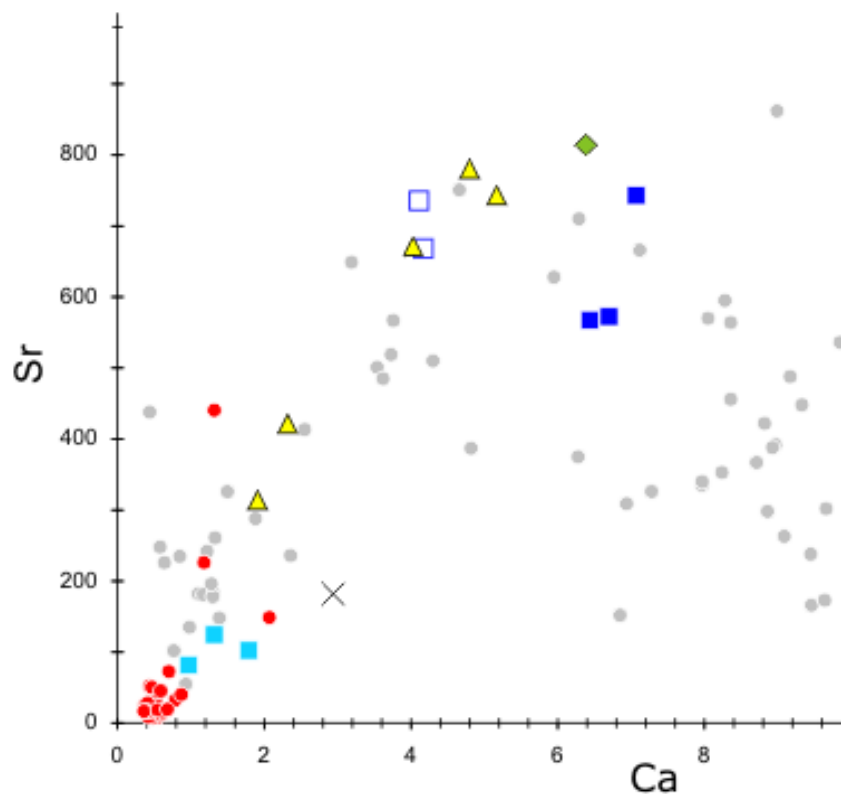


Figura 4.14: Gráfico Sr versus Ca. Ver leyendas Fig. 4.13.

Por otro lado, otra característica de las adakititas modernas es la disminución en elementos LILE, dada por la fusión parcial de un origen eclogítico pobre en Rb, Th y U, estudiada por Rollinson y Tarney (2005), que proponen altos valores en las relaciones K/Rb para estas rocas, por lo general mayores a 250, valores mayores a los que muestra el diagrama K versus Rb en la Figura 4.15, donde se observa relaciones de K/Rb a 250 para las rocas de Siempre Amigos, y menores a 100 en el caso de las anfibolitas.

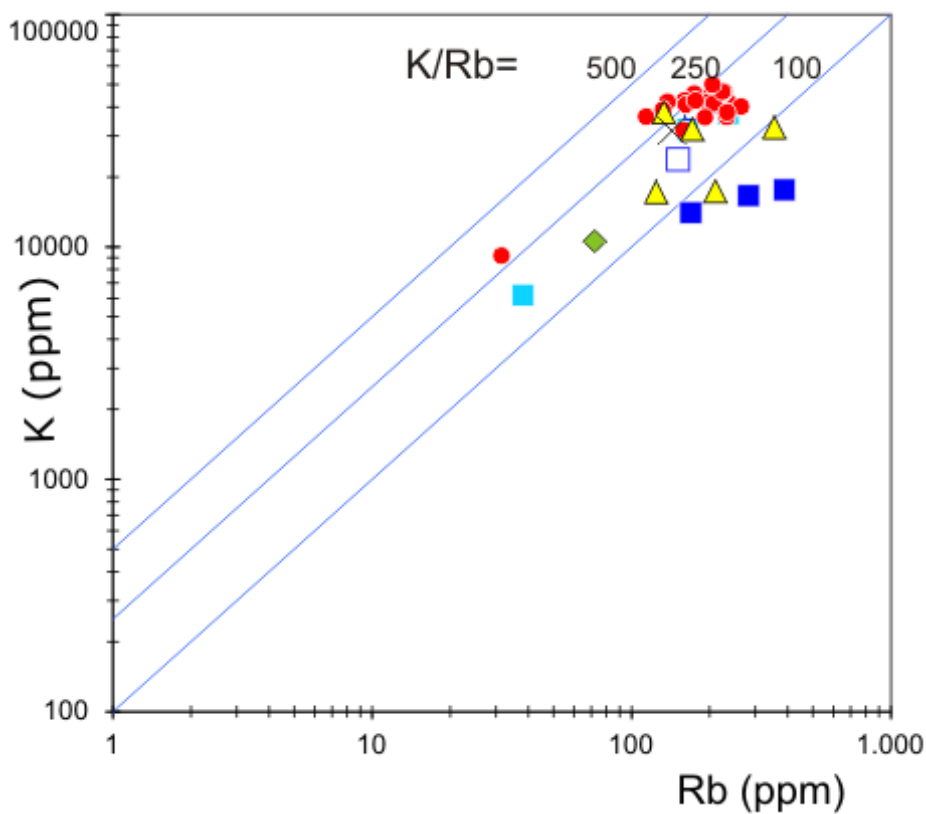


Figura 4.15: Diagrama K versus Rb con valores de las relaciones K/Rb (Rollinson y Tarney, 2005).

En la Figura 4.16 se muestran los diagramas de distribución de elementos del grupo REE. En general, según lo dicho previamente, las rocas presentan sus valores de elementos mayoritarios modificados por deformación, mientras que los elementos del grupo de REE se preservan sin notables modificaciones en la mayoría de los casos, como en las anfibolitas, granulitas y gneises de composición intermedia. Por lo tanto, mediante la observación de los patrones de tierras raras,

se puede destacar que estas litologías tienen sus patrones muy similares entre ellas, notandosa a su vez afinidad a los patrones de REE de las andesitas.

Podría pensarse al grupo de las anfibolitas como el más coherente, que debido a la presencia de anfíboles muestra un patrón característico empobrecido en HREE y con forma cóncava, lo cual indica que la anfibolita estaría en equilibrio con el líquido. Las rocas heredan el mismo patrón que las anfibolitas, sobre todo granulitas y gneises intermedios, a excepción de los granitos.

Las dioritas muestran un patrón más fraccionado, al ser más ricas en LREE. Los gneises intermedios, la granodiorita y los gneises félsicos muestran mayores anomalías negativas en Eu, adjudicadas al fraccionamiento de plagioclasa.

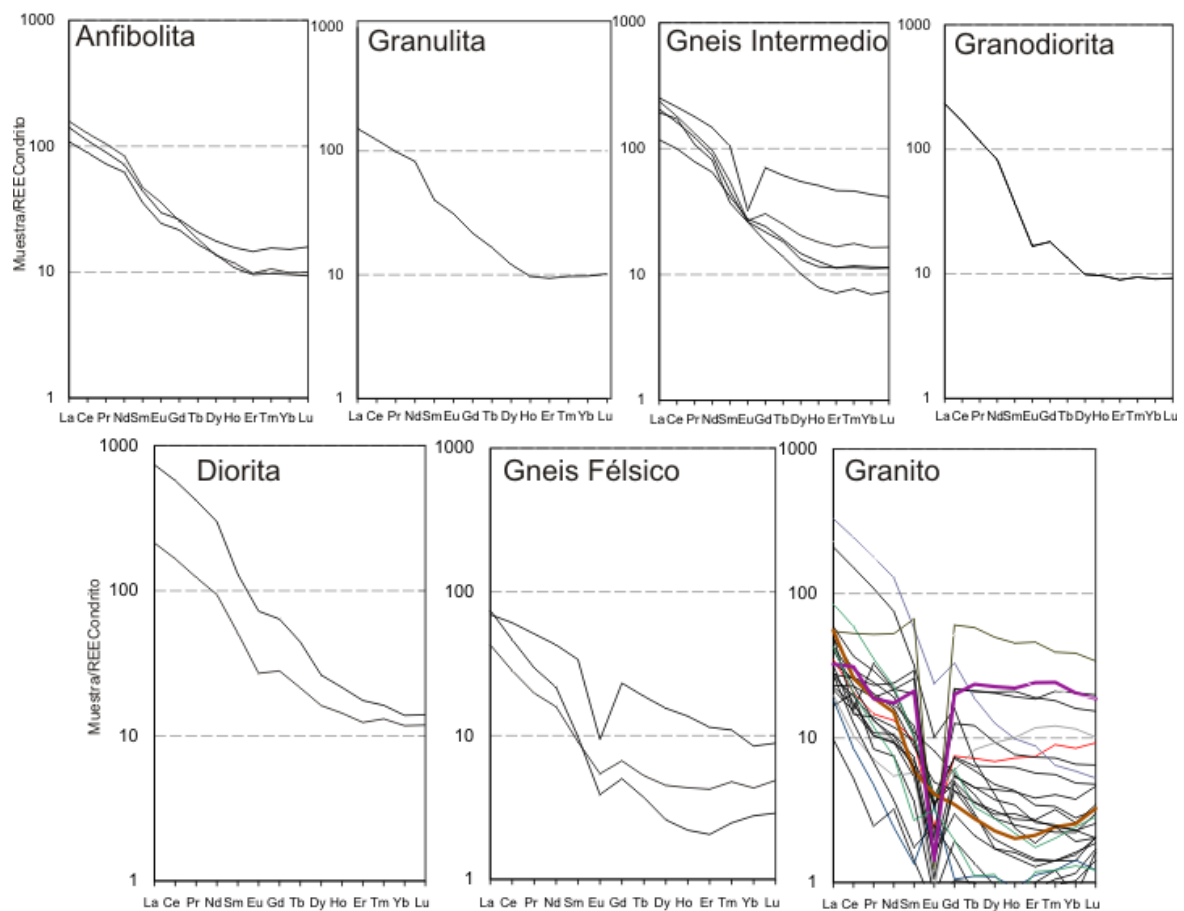


Figura 4.16: Diagramas de distribución de elementos del grupo REE normalizado a Condritos (Boynton, 1984), para cada una de las litologías presentes en Siempre Amigos. Dada la cantidad de análisis de granito mostradas en su respectivo gráfico, se decidió representar las diferentes tendencias con un color característico.

Las muestras de composición granítica tienen patrones de REE diversos, lo cual puede indicar diferentes causas, como la existencia de diferentes protolitos, diferentes profundidades o diferentes pulsos magmáticos. Debido a la alta dispersión observada en los elementos mayoritarios, podríamos atribuir este patrón caótico a la modificación por alteración o deformación. Algunos análisis de granitos muestran anomalías negativas de Eu, similar a los gneises félsicos y están empobrecidos en HREE y enriquecidos en SiO₂, lo cual parece no tener relación con la alteración, es decir que algunas de las tendencias representadas podrían deberse a un proceso magmático.

Los diagramas de elementos incompatibles Spider normalizados a MORB, expuestos en la Figura 4.17, muestran patrones similares en anfibolitas y granulitas con anomalías negativas en Nb y Ti elementos presentes en el rutilo, ilmenita o esfena. El gneis intermedio, gneis félsico, la diorita y el granito heredan estos patrones. Anomalías negativas de Nb se observan en los diagramas de todas las rocas, y también son características de la corteza continental y pueden constituir un indicador de la participación de la corteza en los procesos magmáticos (Rollinson, 1993).

Además, a excepción de la anfibolita, la granulita y granodiorita, el resto de las rocas presentan anomalías negativas considerables en P, posiblemente controlado por apatito, mineral accesorio muy abundante en la anfibolita y granulita. La anomalía negativa de Ti es más pronunciada en los términos más diferenciados, como en el granito y en el gneis félsico. Excepto la anfibolita y la granulita, en todas las rocas se observa también la anomalía negativa de Sr, controlada por una fuente rica en plagioclasa.

En cuando a los elementos móviles del grupo LIL muestran un contraste en su comportamiento en las rocas graníticas, lo cual puede deberse a una dispersión debida al control de fluidos aqueos, aunque también podrían considerarse ocasionados por contaminación cortical de los magmas (Rollinson, 1993).

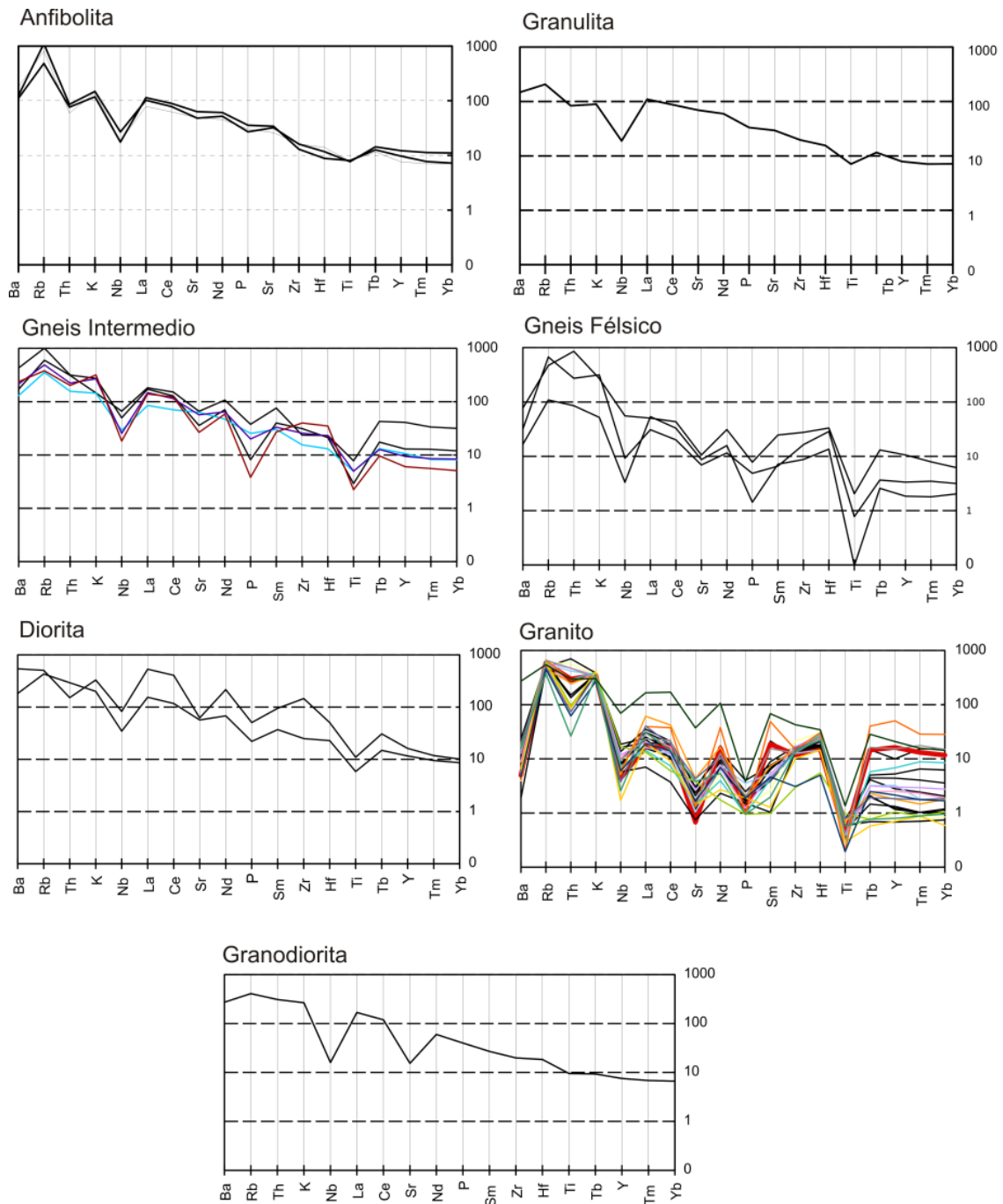


Figura 4.17: Diagramas Spider de elementos incompatibles normalizados a MORB para cada una de las litologías presentes en Siempre Amigos.

Asimismo, en los diagramas de distribución de elementos trazas normalizados con valores de manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) (Fig. 4.18) se pueden observar las anomalías negativas de Nb, Ta y Ti, y estos patrones se asemejan a los típicos obtenidos en magmas relacionados a ambientes de

subducción, ya que están controlados por la presencia del mineral rutilo como residuo de fusión a altas presiones.

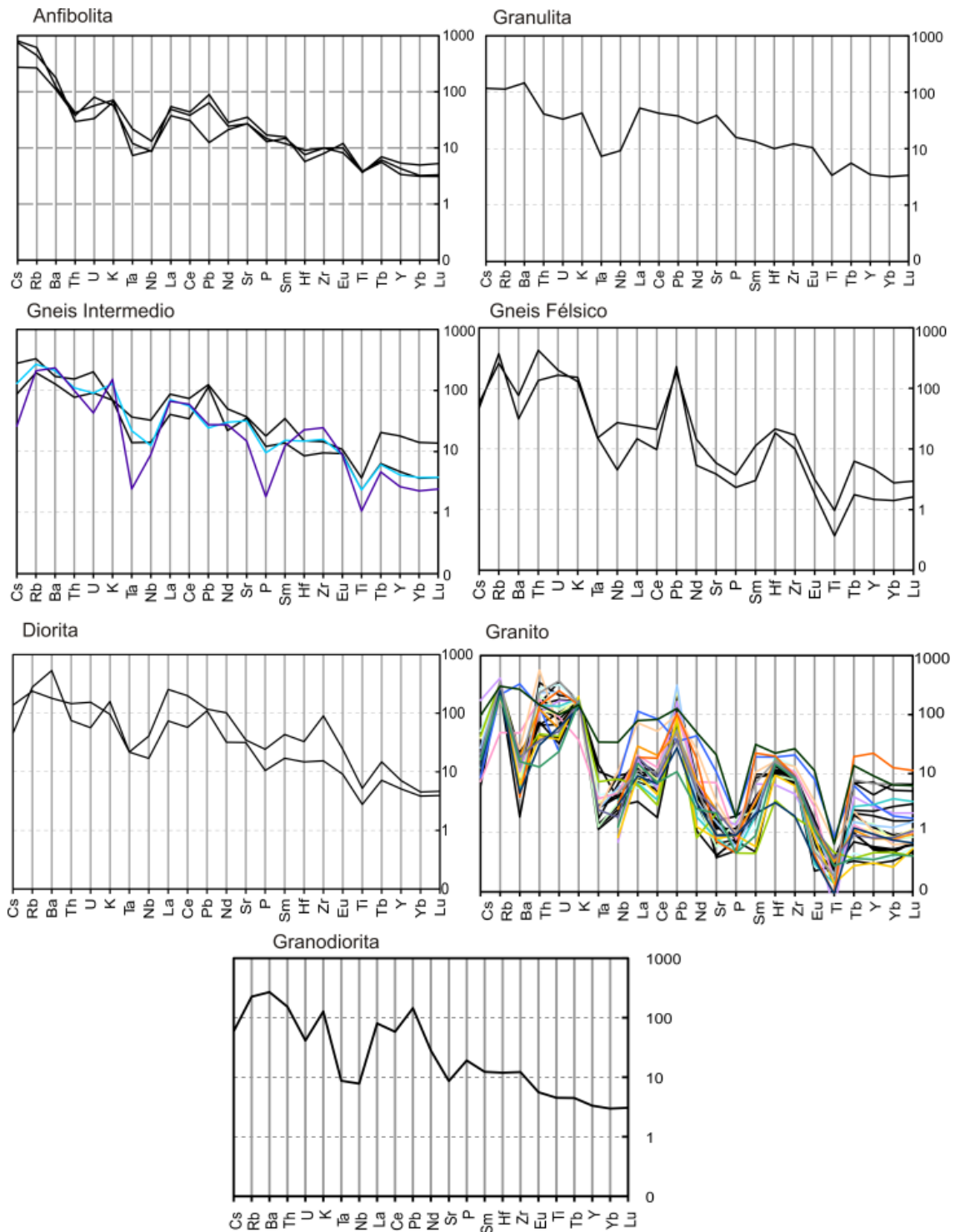


Figura 4.18: Diagramas de distribución de elementos trazas normalizados con valores de manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para cada una de las litologías presentes en Siempre Amigos.

Por último, los valores de elementos traza Nb, Y, Ta y Yb, de todas las muestras del Cerro Siempre Amigos fueron representadas en los diagramas de Pearce destinados a discriminar ambientes tectónicos (Pearce *et al.*, 1984), así como también los análisis publicados anteriormente de las rocas de basamento de la zona de Tandilia, caracterizando su entorno tectónico como de arco volcánico (Fig. 4.19).

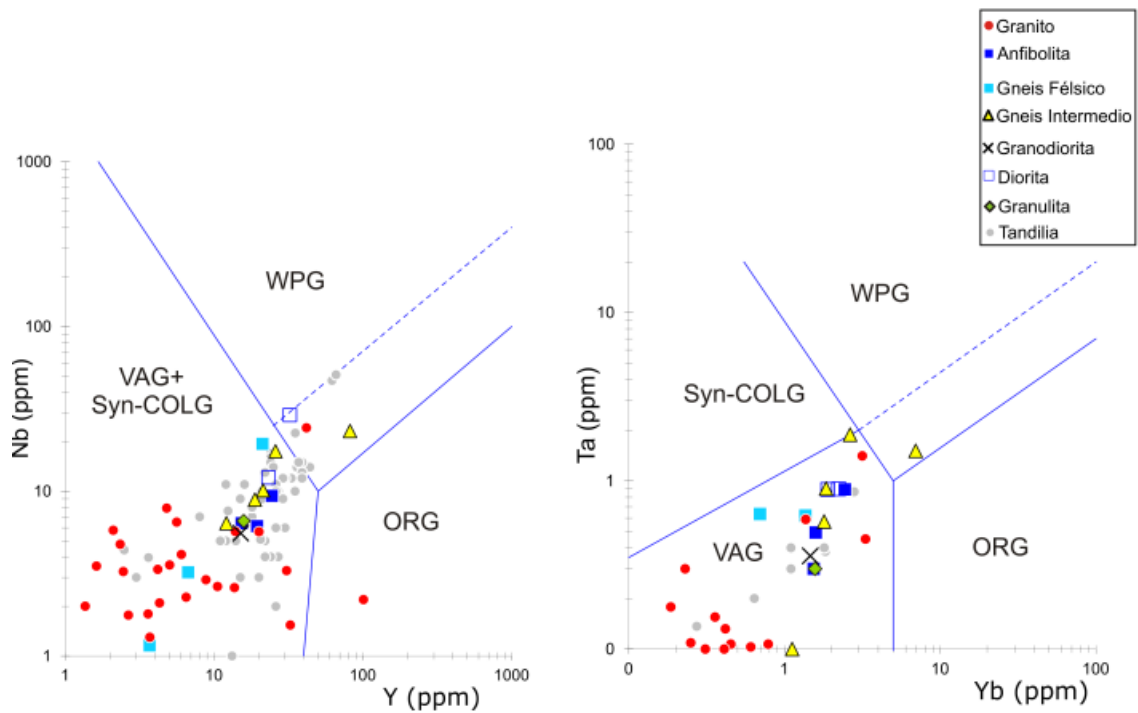


Figura 4.19: Diagramas de Pearce discriminantes de ambientes tectónicos para granitoides (Pearce *et al.*, 1984)

4.5. Discusión

En cuanto a su caracterización geoquímica se puede decir que el granito Siempre Amigos es levemente peraluminoso, si bien el índice de saturación en alúmina es mayor a 1, se encuentra muy cerca del límite del campo de los granitos peraluminosos con los granitos metaluminosos y no presenta abundancia en los minerales ricos en alúmina típicos de granitos peraluminosos, a excepción de escaso granate y muscovita primaria.

Pankhurst *et al.* (2003), en afloramientos ubicados entre 10 y 20 km aproximadamente al noroeste de la zona de estudio, como el Co. Peregrino, Co. Sotuyo, Co. Redondo, Co. Va. Mónica, clasificaron los granitoides como tipo I, originados por fusión de rocas ígneas máficas preexistentes. A diferencia del granito de Siempre Amigos, estos son ricos en hornblenda y presentan ausencia de minerales peraluminosos.

Siguiendo los criterios de la clasificación de Chappell y White (1974), debido a las diferencias mencionadas, los granitos de la zona de estudio no clasificarían como granito tipo S y tampoco como granito tipo I. Más allá de la vigencia de estos criterios, esta comparación se realiza debido a que los granitos analizados hasta el momento en la región han sido clasificados de esta manera, si bien se plantea la duda sobre su origen.

De la observación de la petrografía surge que, debido a la deformación milonítica sobreimpuesta, es muy difícil identificar texturas magmáticas preservadas en los granitos. Sin embargo, las formas subhedrales de los cristales de circones, con escaso redondeamiento, nos acerca a la suposición de un origen ígneo para estos granitoides, además de la homogeneidad en la población, en cuanto a forma, tamaño, presencia de zonación, etc.

Continuando con la caracterización del granito, según el gráfico de discriminación de ambiente tectónico de Pearce *et al.* (1984), se trataría de un granito sincolisional y de arco volcánico, lo cual concuerda con lo dicho por Dalla Salda *et al.* (1992), para granitos ubicados en la zona de Tandil, al noreste de

Siempre Amigos, en el Co. Tandileufú, Co. Federación, Sa. Alta de Vela y otros, donde los gráficos dan patrones muy similares.

Pankhurst *et al.* (2003) utilizando el gráfico de Batchelor y Bowden (1985) para discriminar ambientes tectónicos de los granitos, concluyen que los granitoides estudiados por ellos ubicados en las zonas mencionadas previamente, se clasifican desde tipo pre-colisionales, gradando a sincolisionales y postorogénicos, de manera similar a lo observado en nuestra zona, donde los granitos caen en los campos de granitoides sincolisionales a postorogénicos. Sin embargo cabe aclarar la relatividad de estas afirmaciones debido a la movilización de estos elementos por fluidos, probablemente, durante la deformación.

Basados en la interpretación de la geoquímica de elementos mayoritarios de todas las litologías, podemos destacar el carácter subalcalino de las rocas de la zona de Siempre Amigos, la tendencia ligeramente peraluminosa, los patrones indicativos de zonas de subducción de los elementos incompatibles, y el ambiente de arco volcánico determinado por la ubicación de las muestras en el diagrama de Pearce *et al.* (1984), sugiriendo un ambiente de subducción para los tiempos paleoproterozoicos. Otros autores como Teruggi *et al.* (1988), Ramos (1999) y Hartmann (2002), arriban a interpretaciones similares basados en evidencias petrológicas, geoquímicas e isotópicas.

Las muestras de gneises de composición intermedia y anfibolitas tienen patrones de REE muy similares, lo que conduce a la idea de que estas rocas estarían relacionadas genéticamente. Ese patrón genético no es reflejado por los elementos mayoritarios, que se encuentran más dispersos, probablemente debido a la circulación de fluidos durante la deformación.

La diferencia en el comportamiento de las distintas litologías respecto a la deformación también se refleja en las microtexturas. El granito, es la litología que muestra mayores signos de deformación, como el desarrollo de texturas típicas de *stripped gneiss* explicadas en el capítulo anterior, y presenta una mayor dispersión en los elementos mayoritarios que las anfibolitas. La dispersión de estos mismos elementos en los gneises de composición intermedia es ligeramente superior a las anfibolitas, debido a que la presencia de cuarzo es mayor en estas litologías y este

absorbe más la deformación. Esto se refleja en la escasez de microtexturas de deformación en anfibolitas, ya que la ausencia de cuarzo hace que se comporten de una manera más rígida durante la deformación.

El carácter "*ferroan*" de la mayoría de las rocas, así también como el grado de oxidación anormalmente alto, especialmente de los granitos, podría ser debido a la deformación y a la modificación por alteración.

El incremento de peraluminosidad, causada por la pérdida de Ca debido a la alteración por el movimiento de fluidos hidrotermales o por algún evento de deformación, no es causada por ninguna modificación de la geoquímica de origen magmático. La gran dispersión de valores del número de Mg es otro argumento que apoya la existencia de alteración por evento hidrotermal o por deformación.

En general podemos decir entonces, que las rocas de Siempre Amigos son rocas ricas en K, Fe y Ca, aunque este enriquecimiento puede ser adquirido, por circulación de fluidos probablemente durante la deformación milonítica. Este enriquecimiento es más evidente en las rocas gnéissicas de composición intermedia. Sin embargo, en las anfibolitas este rasgo de alto potasio parece ser primario y no adquirido posteriormente.

Del tratamiento de los datos geoquímicos, tanto de elementos mayoritarios como de trazas, para evaluar una posible relación entre las rocas de Siempre Amigos con los terrenos TTG y sus equivalentes modernos, las adakitas, surgen similitudes y diferencias.

Las definiciones de TTG y adakitas, en cuanto a los aspectos geoquímicos, son muy similares y la clave que los distinguen de los granitoides comunes o lavas de arco, respectivamente, son las siguientes características, según Moyén y Martín (2012): la composición intermedia a ácida, la falta de componentes máficos, la naturaleza sódica característica, altos valores de La y Sr, bajos contenidos en Y y Yb, y la correlación de altas proporciones de las relaciones Sr/Y y La/Yb. También está implícita en las definiciones, tanto de adakita y de TTG, la signatura de arco, con anomalías negativas de Nb-Ta y la naturaleza calcoalcalina.

Condie (2005) discutió las diferencias, proponiendo que los TTG, ricos en Al, poseen menores proporciones de Sr, Mg, Ni, Cr y Nb/Ta que muchas adakitas,

y que estas últimas son probablemente fundidos de “slabs”, mientras los TTG serían producidos por fusión parcial de corteza inferior en sistemas de arco o en las zonas de raíces de *plateaus* oceánicos.

En cuanto a las rocas de Siempre Amigos, cumplen la primera premisa, comprendiendo composiciones intermedias a ácidas, cómo se observa en el diagrama TAS de la Figura 4.5, aunque alcanza términos más máficos teniendo en cuenta a las anfibolitas.

La naturaleza sódica es otro aspecto que no se cumple, ya que presentan un carácter más potásico, como muestra la relación K_2O/Na_2O graficada en el diagrama extraído de Moyén y Martín (2012) y modificado desde Martín (2009) (Fig. 4.20).

Las muestras de Siempre Amigos parecen seguir la tendencia del campo de las rocas de arco “normales” (en la figura se ve en color castaño), aunque las rocas más graníticas muestran valores aún más altos en esta relación.

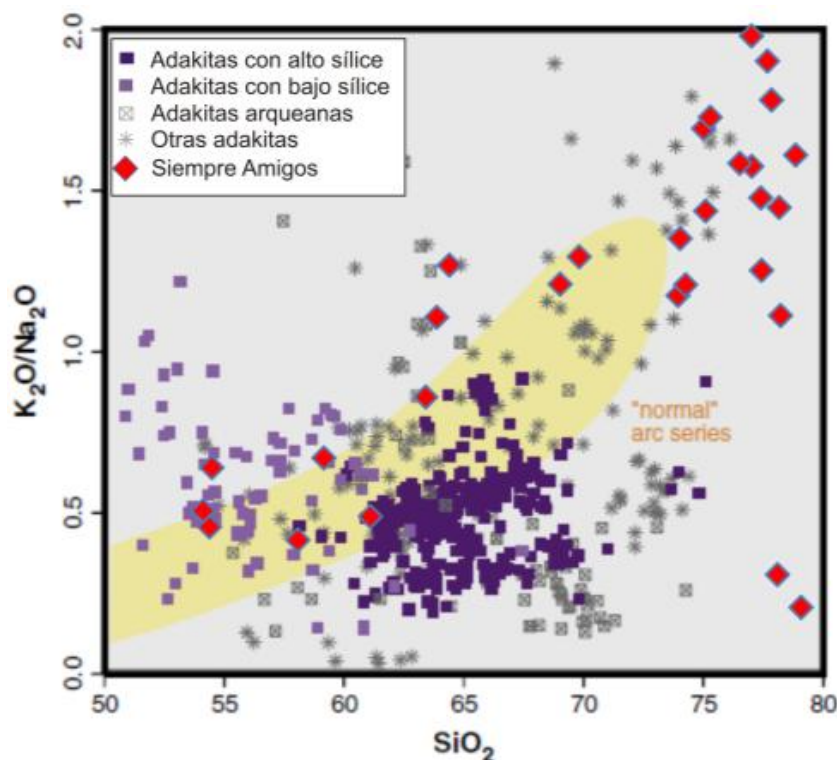


Figura 4.20: Gráfico K_2O/Na_2O versus SiO_2 extraído de Moyén y Martín (2012) y modificado desde Martín (2009). El campo castaño claro discrimina las rocas de series de arco “normal”.

Las altas relaciones Sr/Y y La/Yb tampoco se cumplen en las rocas de la zona de esta tesis, como se observa en los gráficos de la Figura 4.12 y 4.13, asemejándose a TTG posteriores a 2.5 Ga, lo cual concuerda con las edades paleoproterozoicas del basamento de Tandilia en general, y a rocas clásicas de arco de isla. La tendencia de la curva de disminución muy suave de la relación de Sr/Y, a medida que aumenta el Y, se acerca a la idea de un proceso de diferenciación a baja presión, con fraccionamiento de plagioclasa en el residuo, lo cual también se refleja en las anomalías de Sr observadas en los diagramas multielementos de la Figura 4.18.

Las relaciones K/Rb tampoco son similares a las propuestas por Rollinson y Tarney (2005) para adakititas, aunque si se pueden observar similitudes en estos valores comparando con algunos datos de terrenos granulíticos compilados también por Rollinson y Tarney (2005) que muestran valores K/Rb no tan elevados, como por ejemplo el Complejo Gaxupe, en Brasil, con valores entre 113 y 403 (Iyer *et al.*, 1996). Estas relaciones de K/Rb serían un reflejo del agotamiento en elementos LILE en adakititas y granulitas félsicas por fusión parcial de un origen eclogítico ya deprimido en estos elementos (Rollinson y Tarney, 2005).

En el diagrama de elementos trazas normalizado a manto primitivo extraído de Moyen y Martín (2012) (Fig. 4. 21), se grafican promedios de datos de adakititas, tanto de alta y baja sílice, y de TTG, los cuales muestran patrones muy similares entre si y similares a las rocas de Siempre Amigos. Estos patrones muestran la signatura de arco presente en las elementos trazas de TTG y adakititas, con anomalías negativas típicas de Nb-Ta y Ti.

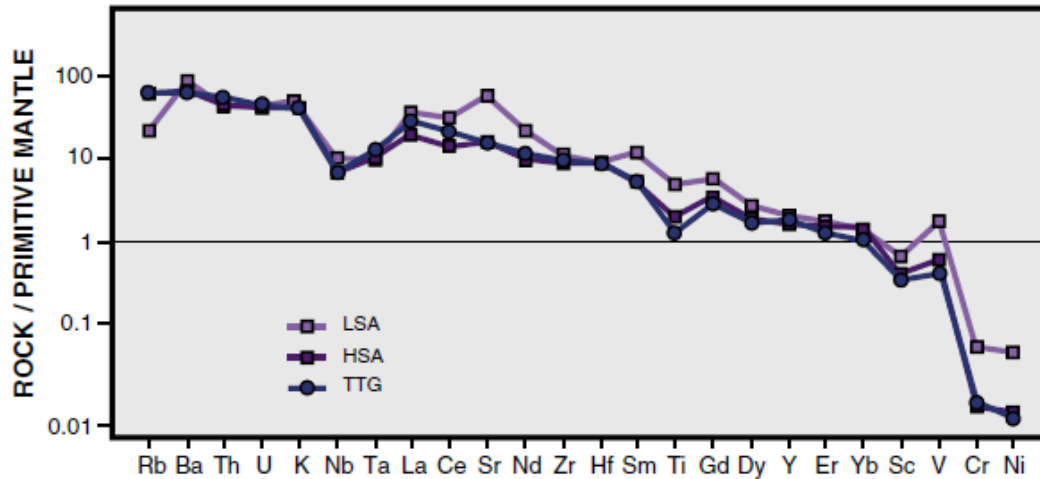


Figura 4.21: Comparación de los contenidos de elementos traza en promedio para TTG, adakititas de alta SiO₂ (HSA) y adakititas de baja SiO₂ (LSA) que demuestran que la HSA son muy similares a los TTG del Arqueano, pero la LSA son algo diferentes. Por ejemplo, LSA muestra una anomalía Sr positivo que no existe en TTG y HSA, de manera similar LSA tienen mayores concentraciones de REE y en elemento de transición que TTG y HSA. (Moyen y Martín, 2012).

Para finalizar esta comparación con áreas cratónicas desde el punto de vista geoquímico, se debe tener en cuenta que estas áreas son consideradas comúnmente como un basamento de gneis invadido por plutones, es decir que son interpretadas las rocas de basamento gnéisico en su conjunto constituido por gneises "TTG", que con frecuencia se usa como sinónimo de "gneises grises", como explican Moyen y Martín (2012).

Sin embargo, los gneis grises abarcan una gama más amplia de granitoides (sódicos y potásicos), así como anfibolitas, leucosomas, restitas, etcétera, lo cual se asemeja mucho en concepto a las rocas presentes en Siempre Amigos.

El gráfico K₂O versus Si₂O (Fig. 4.22) extraído y modificado de Moyen y Martín (2012) expone una base de datos publicada en Moyen (2011) que incluye datos de TTG de alta, media y baja presión, representados por los símbolos azul oscuro, celestes y verdes respectivamente y los colores grises son los componentes incluidos dentro del grupo de "gneises grises", los cuales se asemejan mucho a las muestras de Siempre Amigos representadas en color rojo, ocupando los campos con características calcoalcalinas de alto potasio.

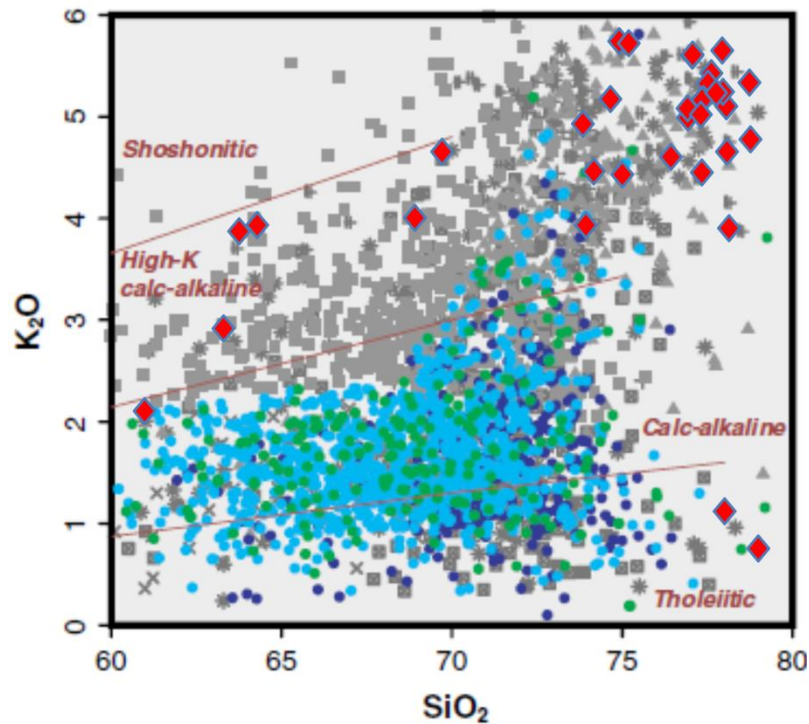


Figura 4.22: Gráfico K_2O versus Si_2O extraído y modificado de Moyen y Martín (2012) exponiendo una base de datos publicada en Moyen (2011) (ver explicaciones en el texto).

Teniendo en cuenta entonces el contexto tectónico arqueano-paleoproterozoico, el final de eón Arqueano se caracteriza por una disminución en el predominio de los terrenos TTG, después de los 2.5 Ga sustituidos progresivamente por granitoides de tipo I potásicos. Este cambio en el registro magmático se ha atribuido al cambio hacia el estilo moderno de la tectónica de placas (Martin, 1993; Stern, 2008) o a un vuelco episódico en el régimen del manto y posible cierre de la tectónica de placas a fines del Arcaico (Moyen y Martin, 2012 y referencias en él).

Capítulo 5

Química Mineral

5.1. Metodología

El siguiente capítulo expone el estudio de la química mineral de las fases presentes en las diferentes rocas estudiadas.

Previamente a la realización de los análisis con el equipo de microsonda electrónica, se seleccionaron, a partir del análisis de las secciones petrográficas de las diferentes rocas, las muestras a analizar. Se confeccionaron secciones delgadas pulidas, de tamaño estándar (25x36 mm aproximadamente). Se marcaron los sitios donde se encontraban los minerales determinados para su análisis y se fotografiaron las muestras para luego poder ubicar los puntos a analizar con la microsonda.

La química mineral fue estudiada mediante la microsonda electrónica del Laboratorio de Petrología Experimental de la Universidad de Huelva (UHU), España. El trabajo se llevó a cabo en dos estancias durante septiembre y octubre de los años 2013 y 2014, bajo la supervisión del Dr. Antonio Castro, co-director de beca doctoral Tipo II CONICET.

La microsonda electrónica es un equipo espectrómetro JEOL-SUPERPROBE 4-WD, para la obtención de microanálisis cuantitativos en los cuales se determina la concentración de los elementos en cada mineral, controlados por valores estándar de la composición de un patrón natural y/o artificial.

Las secciones fueron metalizadas con carbono nativo para inducir su conductividad eléctrica durante la irradiación electrónica, así como también se realizó la correspondiente calibración del equipo, tarea llevada a cabo por el técnico especializado del laboratorio, Cristóbal Cantero.

Se analizaron muestras representativas de cada litología, y se seleccionaron

principalmente cristales de plagioclasas o feldespatos alcalinos, anfíboles y biotitas para su caracterización, al igual que minerales opacos. También fueron analizados piroxenos y granates en rocas granulíticas.

En los feldespatos, tanto alcalinos como plagioclasas, no fue observada una zonación mineral evidente, al igual que en los cristales de anfíboles, por lo cual se analizaron dos puntos por cristal, en el centro y en el borde.

En el cálculo geotermométrico del par granate - biotita para la muestra de granulita se utilizó el programa THERBARO 3.0 (Reinhardt, 1996; versión no publicada generada en la Universidad del Ruhr - Bochum, Alemania).

También se aplicó el geotermobarómetro granate-ortopiroxeno-biotita, mediante el programa RCLC presentado por Pattison *et al.* (2003). Las metodologías particulares en cada caso se exponen más adelante en otros apartados del presente capítulo.

Todos los resultados de los análisis pueden verse en el Anexo II.

5.2. Fases minerales en las rocas de Siempre Amigos

5.2.1. Anfíboles

Los 24 análisis realizados en los anfíboles de las rocas de Siempre Amigos se clasifican siguiendo el esquema de clasificación de IMA (2004) según Leake *et al.* (1997, 2004). Todos los análisis se encuentran graficados en la Figura 5.1, con diferente color y símbolo según su litología, especificado en la leyenda correspondiente. Se trata, en general, de anfíboles cálcicos con concentraciones de $(Na+K)_A$ mayores a 0,5 y contenidos de Ti que no superan 0,5.

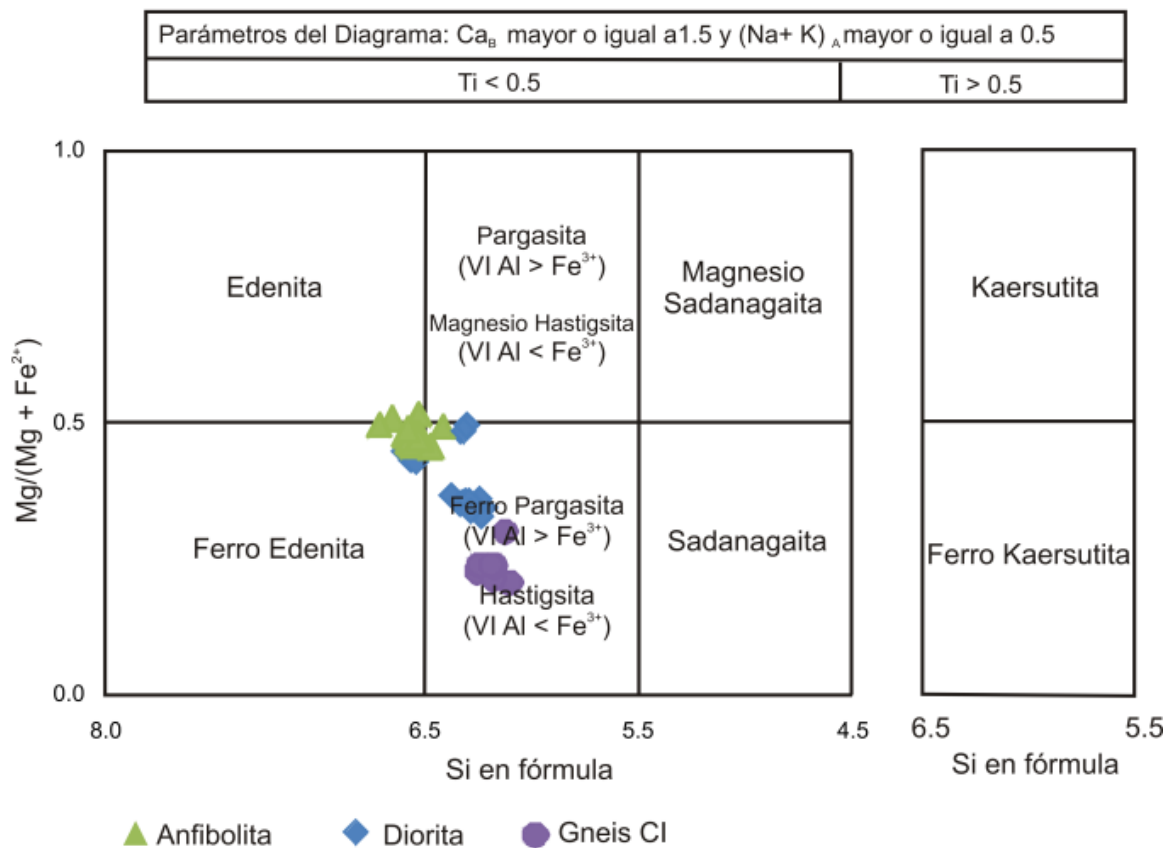


Figura 5.1: Clasificación de anfíboles cálcicos (Leake *et al.*, 1997 y 2004) en base a los contenidos de $(Na+K)_A$ y las proporciones de Ti correspondientes a las muestras de anfibolita, diorita y gneis de composición intermedia (ver leyendas debajo del diagrama).

Los mismos han sido clasificados como Ferroedenita, con contenidos de Si (i.p.f.u.) en el sitio T que oscilan entre 6,7 a 6,5, un número de Mg dado por $\#Mg=$

Mg / (Mg + Fe²⁺) entre 0,46 y 0,5.

En menor proporción clasifican como Ferropargasita, con Si (i.p.f.u.) entre 6,41 y 6,44 y un valor de #Mg = Mg / (Mg + Fe²⁺) = 0,45 a 0,49, con Al^{VI} > Fe³⁺. Si bien no fue identificada visualmente zonación alguna durante el estudio con microsonda, se analizó en zonas de borde y núcleo de cristales de anfíbol para comprobar la existencia ó no de variaciones composicionales. Solo en un cristal se observó una variación significativa, cuyo núcleo clasificó como Edenita, Si (i.p.f.u.) de 6,52, y #Mg = Mg / (Mg + Fe²⁺) = 0,51 y su borde como Hastingsita, con Si (i.p.f.u.) de 6,41, un valor de #Mg 0,49, y con Al^{VI} < Fe³⁺. Todos estos análisis, como se aclaró al comienzo, corresponden a anfíboles de las rocas anfíbolíticas, donde el anfíbol se presenta como cristales mayores y menores dispersos homogéneamente en la matriz, y no se observan diferencias composicionales significativas entre ellos.

En las dioritas, los anfíboles se presentan como grandes cristales y como cristales de menores dimensiones que constituyen la matriz de la roca. Los granos mayores son elongados, en ciertos casos poseen maclas simples e incluyen en forma poiquilítica cristales de cuarzo y de biotita.

Se analizaron 20 puntos en cristales de anfíboles de dos muestras. En la muestra 01081212 extraída de un afloramiento en contacto con el granito, los anfíboles clasifican como Ferropargasita, con Si (i.p.f.u.) entre 6,37 y 6,2 y un valor de #Mg que varía entre 0,32 a 0,49, y VI Al > Fe³⁺. En la muestra de anfíbolita (02081212) ubicada cerca del afloramiento de granodioritas, algunos análisis dieron composiciones de Ferroedenita, con Si (i.p.f.u.) entre 6,57-6,53, #Mg de 0,46 a 0,42.

Estos cambios de composición observados en los anfíboles coinciden con distintos afloramientos donde fueron obtenidas las muestras, sin embargo en general, no se observan variaciones entre el borde y el núcleo de los anfíboles. Tampoco existen diferencias significativas según el tamaño de los cristales (Fig. 5.2).

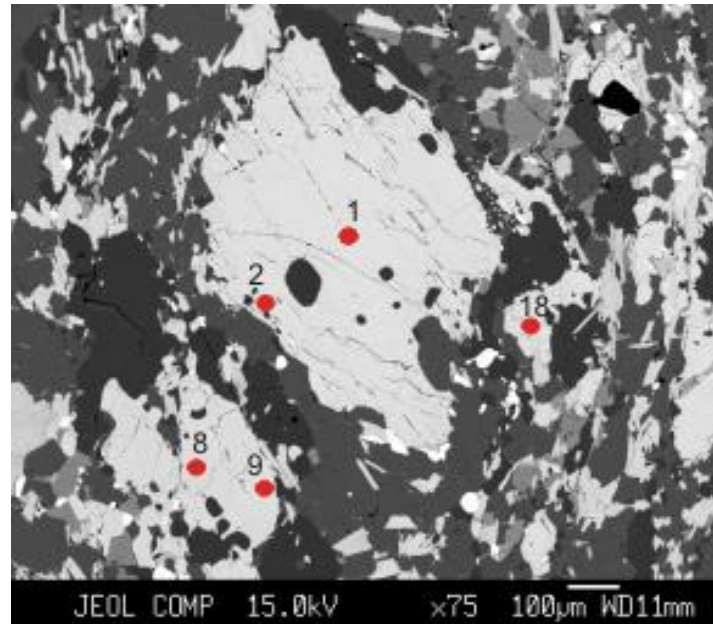


Figura 5.2: Imagen *backscattered* de electrones retrodifundidos o retrodispersados que muestra ejemplos de cristales mayores de anfíbol analizados en una muestra de diorita, tanto en borde como en núcleo del cristal (puntos 1 y 2; 8 y 9) y también en cristales pequeños que constituyen la matriz (punto 18). La imagen muestra uniformidad en la tonalidad del cristal, no se observa zonación, como se confirma con los análisis obtenidos en estos 5 puntos, que no muestran diferencias composicionales significativas.

Por último en los gneises de composición intermedia se han realizado 8 análisis representativos de anfíboles cálcicos, que clasifican como Hastingsita con Si (i.p.f.u.) entre 6,23 y 6,09, y un número $\#Mg = Mg / (Mg + Fe^{2+})$ entre 0,2 y 0,29, con $Al^{VI} < Fe^{3+}$.

Cabe resaltar la presencia de valores relativamente altos de contenidos en flúor en todos los análisis de anfíboles realizados en las tres litologías, con valores aproximados entre 0,70 y 1,50%.

5.2.2. Feldespatos

Se calculó la fórmula de los feldespatos alcalinos y plagioclasas basadas en 32 átomos de oxígeno y 20 cationes según Deer *et al.* (2001). Para la clasificación de los feldespatos se utilizó el diagrama ternario An-Ab-Or, con extremos correspondientes a anortita ($CaAl_2Si_2O_8$), albita ($NaAlSi_3O_8$) y feldespato potásico ($KAlSi_3O_8$) (Fig. 5.3). La mayoría de los feldespatos presentes en las rocas

analizadas corresponden al grupo de las plagioclasas.

En las anfibolitas, se realizaron 18 análisis en feldespatos. La plagioclasa se presenta como granos anhedrales, cuyas composiciones varían entre An_{33} y An_{28} , ubicándose entre los campos de oligoclasa y andesina.

Se realizaron 16 análisis de microsonda sobre plagioclasas de la diorita. La composición de la plagioclasa varía entre An_{32} y An_{24} (oligoclasa). Algunos de estos análisis, además, señalan la presencia de cristales de feldespato potásico, (Fig. 5.3).

En el gneis de composición intermedia se realizaron 38 análisis de feldespatos. Las plagioclasas analizadas caen en el campo de oligoclasa, y varían entre An_{26} a An_{23} y se reconoce también la presencia de feldespato potásico (Fig. 5.3).

En la granodiorita la composición de la plagioclasa, analizada en 11 puntos, arroja valores entre An_{27} a An_{24} , también coincidentes con oligoclasa (Fig. 5.3).

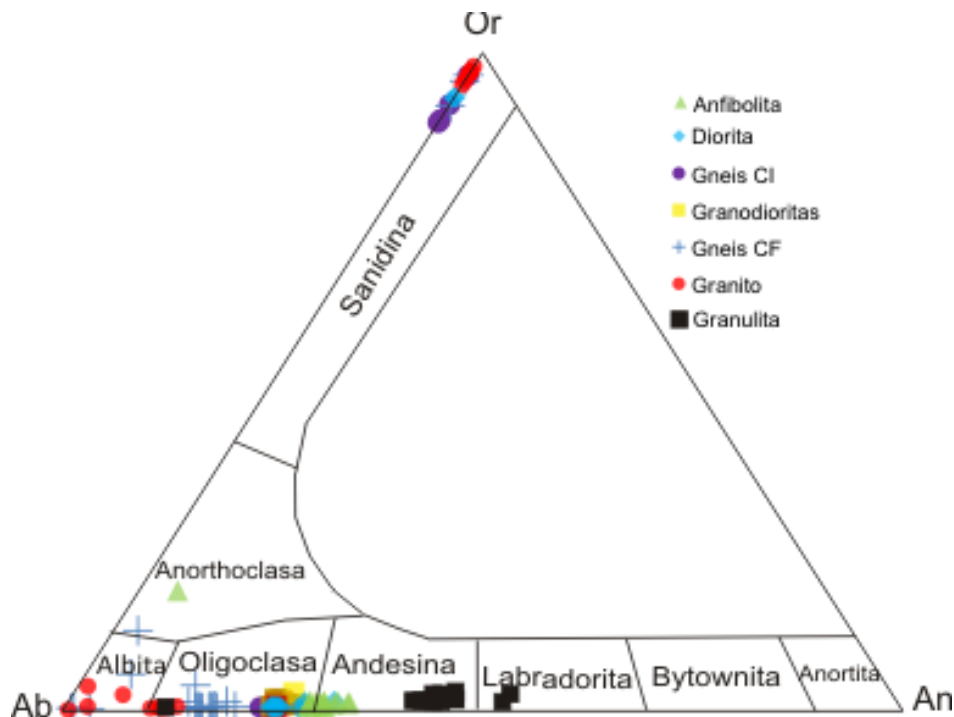


Figura 5.3: Diagrama ternario Ab-An-Or para clasificación de feldespatos, de análisis pertenecientes a todas las litologías presentes (Leyendas correspondientes arriba, a la derecha del diagrama. Gneis CI: Gneis composición intermedia. Gneis CF: Gneis de composición félsica).

Los 26 análisis de microsonda realizados en feldespatos del gneis félsico muestran resultados con valores de An_{20} a An_{21} hasta An_{15} . Estas variaciones responden a análisis realizados en el borde y el núcleo de cristales en los que se visualizó zonación, y que responde a una variación composicional desde oligoclasa en el núcleo a albita en los bordes (Fig. 5.4).

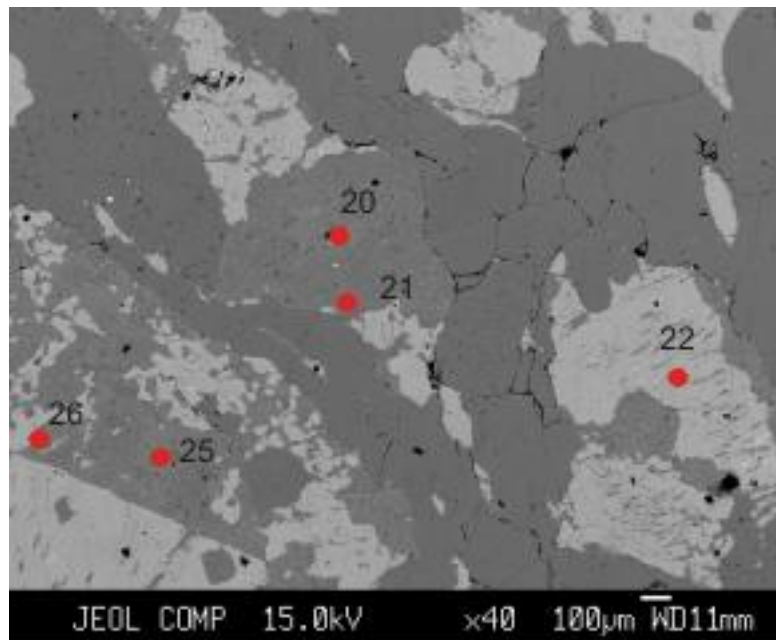


Figura 5.4: Imagen *backscattered* de electrones retrodifundidos o retrodispersados tomadas en muestra de gneis félsico, con cristales de plagioclasa mostrando zonación con cambio tenue en la tonalidad de borde y núcleo, que responden a variación composicional (puntos 20 y 21; 25 y 26). Punto 22, feldespato perítico.

En cuanto al granito, la composición de la plagioclasa varía entre An_{13} y An_5 clasificando como albita y oligoclasa. Algunos de los análisis de microsonda realizados en el granito indican la presencia de feldespato potásico.

Finalmente se analizaron 12 puntos en plagioclasas de la granulita; se obtuvieron composiciones en su mayoría entre An_{45} a An_{53} , que corresponde a plagioclasas tipo labradorita y andesina.

5.2.3. Biotitas

Las biotitas son un grupo de minerales especialmente importante en la zona de Siempre Amigos, ya que se encuentra presentes en todas las litologías estudiadas, hasta en las rocas graníticas, en las cuales son el principal mafito. Se obtuvieron 19 análisis de biotita en la anfibolita, 7 en la granodiorita, 17 en la diorita, 21 en gneis intermedio, 4 en gneis félsico, 4 en la granulita y 21 en el granito con cristales de granate que aflora junto a la anterior.

Para la clasificación de biotitas se utilizó un diagrama binario Al^{IV} vs. $Fe/(Fe+Mg)$ (Fig. 5.5), donde las composiciones cercanas al extremo rico en Mg son llamadas flogopita, y su análogo correspondiente al extremo rico en Fe es annita.

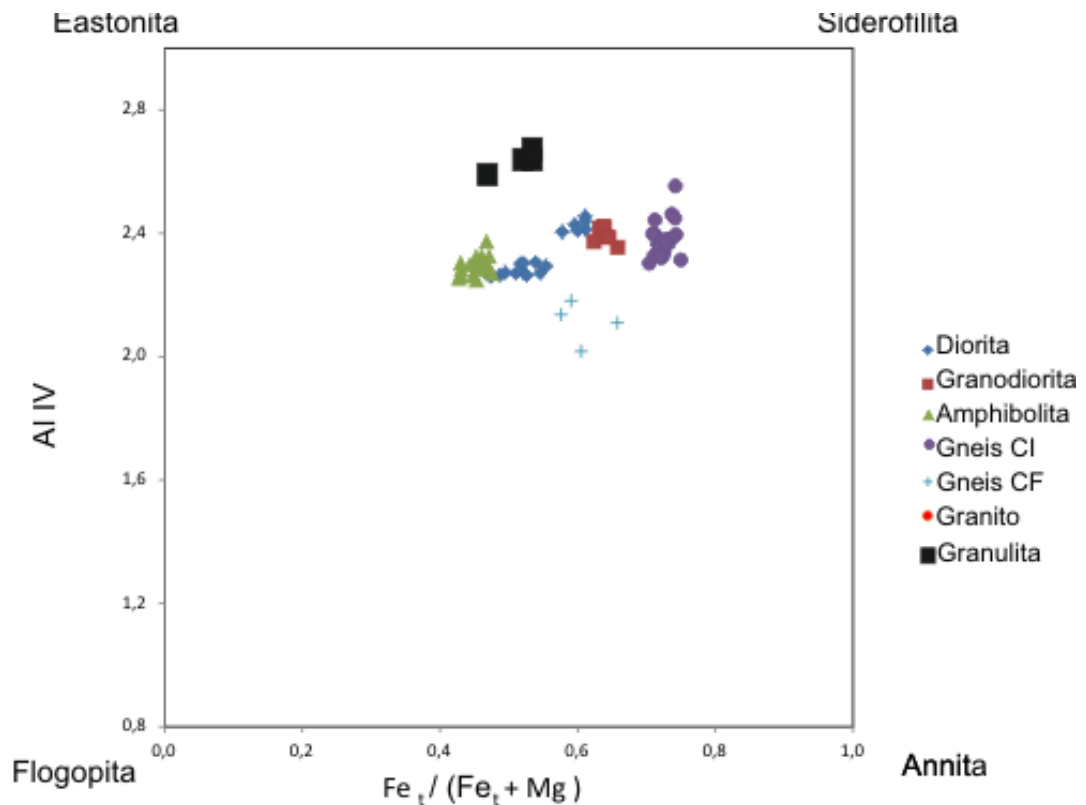


Figura 5.5: Diagrama de clasificación de biotitas, dado por la variación del Al^{IV} y la relación $Fe/(Fe+Mg)$ dada por los miembros extremos: Eastonita, Siderofilita, Flogopita y Annita. (Leyendas a la derecha del diagrama).

La flogopita y la annita no poseen Al en el sitio Y, aunque en la mayoría de las biotitas naturales se da la sustitución de Al por (Mg, Fe), dando lugar a la Siderofilita, miembros extremos rico en Fe y Eastonita para el extremo rico en Mg

(Deer, *et al.*, 1993). El diagrama reúne a todas las litologías, y muestra pocas variaciones composicionales para la mayoría de las muestras, con relaciones Fe/(Fe+Mg) de 0,42 y 0,8 y valores de Al^{IV} acotados entre 2 y 2,7 i.p.f.u.

Es notable el contenido alto en fluor en las biotitas, entre 1,5 a 2,5 i.p.f.u en promedio, en las anfibolitas, en las dioritas, y en el gneis de composición intermedia, al igual que fue observado y comentado anteriormente altos valores de este elemento en los anfíboles de estas rocas.

5.2.4. Piroxenos

Se realizaron 10 análisis de microsonda en piroxenos de una muestra de roca granulítica. Mediante microscopio petrográfico se determinó una mayor abundancia de ortopiroxenos en la muestra, respecto del bajo porcentaje de clinopiroxenos, por lo cual todos los datos microanalíticos corresponden a ortopiroxenos.

Se utilizó la clasificación del ortopiroxeno aceptada por la IMA, que corresponde a Morimoto *et al.* (1988), con extremos enstatita, ferrosilita y wollastonita (En-Fs-Wo), como se ve en la Figura 5.7. Los cristales de piroxeno analizados en la granulita clasifican como ferrosilita.

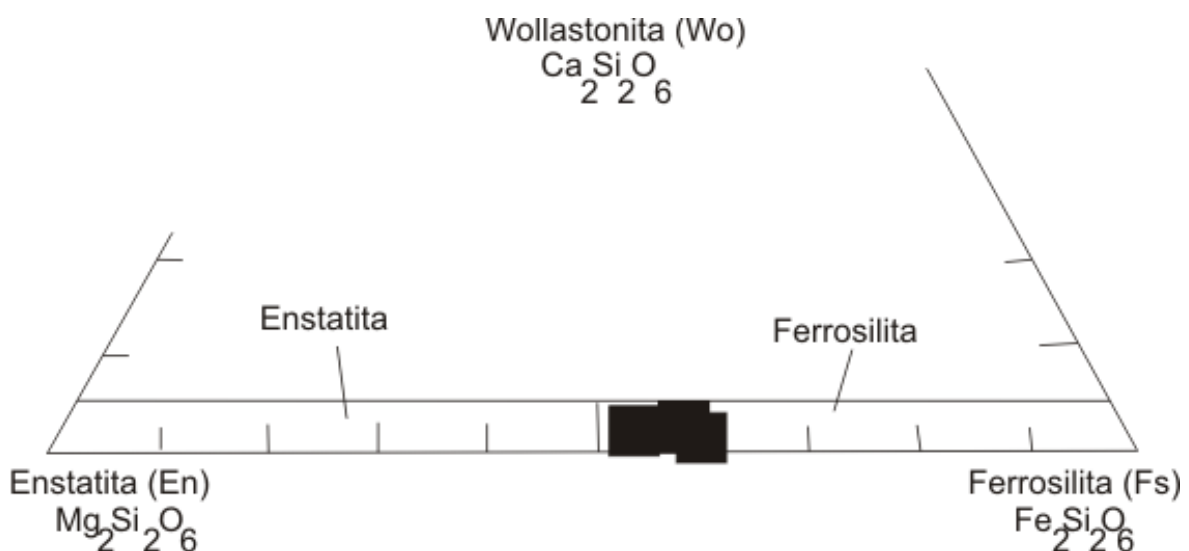


Figura 5.7: Diagrama ternario de clasificación de ortopiroxenos aceptada por la IMA, según Morimoto (1988), con enstatita y ferrosilita como extremos de la serie isomorfa.

5.2.5. Granates

El granate es un mineral muy común en las rocas metamórficas, aunque también puede encontrarse en rocas ígneas, como los granitos. En la zona de Siempre Amigos, el granate se encuentra en los afloramientos de la zona noreste, formando parte de granulita y granitos relacionados.

Este grupo de minerales presenta dos series isomorfas, por un lado la serie rica en Al, la serie Piralspita, con Piropo ($\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$), Almandino ($\text{Fe}^{2+}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$), Spessartina ($\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) como miembros extremos y por otro lado la serie rica en calcio, serie de la Ugrandita, integrada por los miembros extremos Grosularia ($\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$), Andradita ($\text{Ca}_3\text{Fe}^{3+}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) y Uvarovita ($\text{Ca}_3\text{Cr}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) (Deer *et al.*, 1997a). En el caso de la zona de estudio, los granates son ricos en aluminio.

Se analizaron 3 puntos en granates de la granulita y 19 puntos en granates del granito. En la Figura 5.8 se presenta un diagrama de clasificación ternario Almandino-Piropo-Spesartina+Grosularia, donde los granates tanto en la granulita como en el granito son ricos en almandino, con un promedio de 71%.

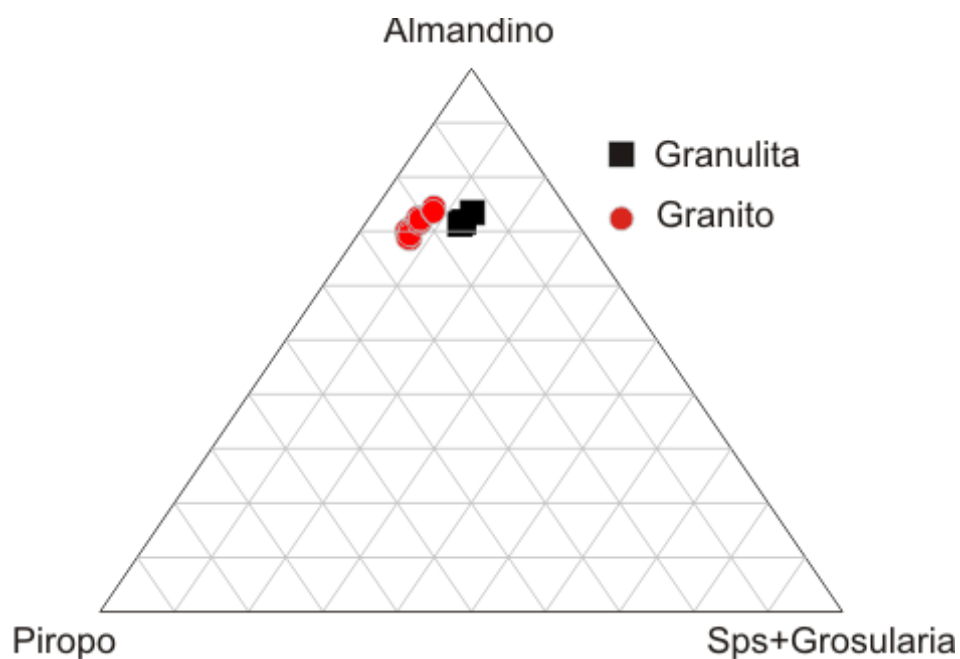


Figura 5.8: Diagramas ternario de clasificación de granates Alm-Prp- Sps+Gr.

Se realizaron análisis en el borde y el núcleo de cristales de granate (Fig 5.9), para identificar posibles zonaciones composicionales, pero como puede verse en el diagrama, las composiciones no presentan una variación significativa.

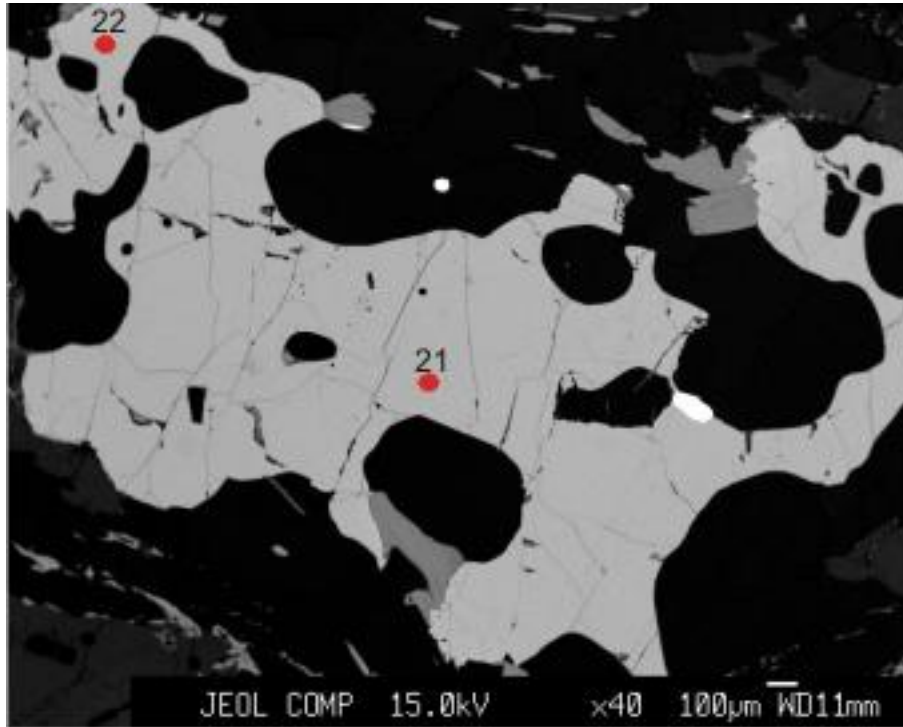


Figura 5.9: Imagen *backscattered* de electrones retrodifundidos o retrodispersados tomadas en muestra de granito con granate, con inclusiones de cuarzo y biotita. Los puntos 21 y 22 corresponden a los análisis tomados en núcleo y borde del cristal respectivamente, los cuales no muestran una variación composicional significativa.

Las composiciones de los granates de Siempre Amigos también fueron graficadas en el diagrama Mn-Mg-Fe de Miller y Stoddart (1981), expuesto en la Figura 5.10, en el cual se observa que las mismas son similares los análisis de granates de probado origen magmático cristalizados a partir de magmas graníticos peraluminosos compilados por estos autores. Cabe aclarar que la mayoría de los datos compilados de granates en granitoides contienen más del 10 % de Spessartina, y como se observa en el gráfico, los granates de Siempre Amigos se encuentran por debajo de este porcentaje, por lo que podría sugerirse un origen metamórfico.

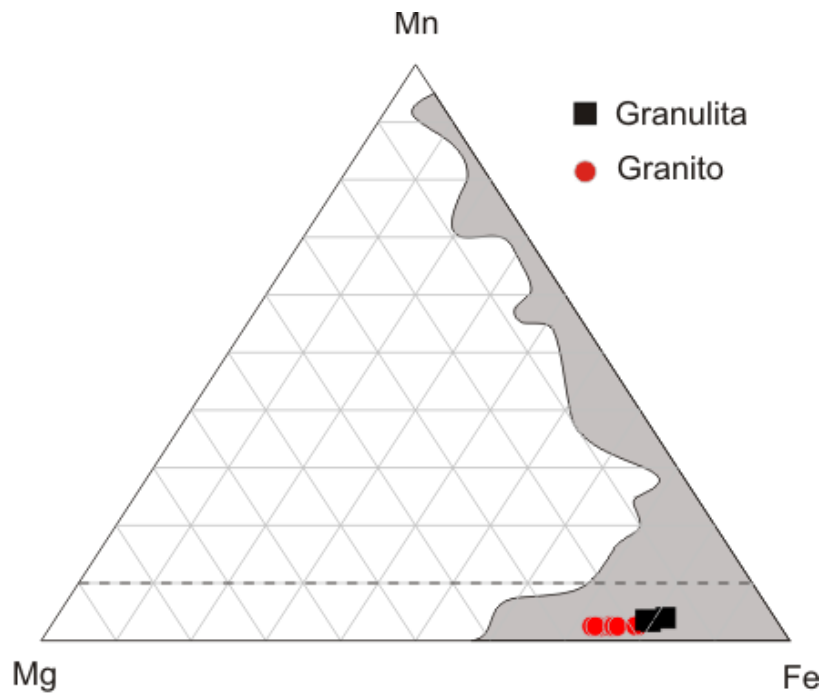


Figura 5.10: Diagramas ternario Mg-Mn-Fe, el campo gris corresponde a la compilación de composiciones de granates realizada por Miller y Stoddart (1981). La línea punteada indica el 10% de spessartina.

5.2.6. *Minerales opacos*

Los minerales opacos, con formas pseudocúbicas en algunos casos, están presentes como minerales accesorios en todas las rocas de Siempre Amigos. Se analizaron con microsonda minerales opacos en las dioritas y granodioritas, y han sido identificados como magnetita e ilmenita (Ver análisis en Anexo II).

5.3. Aplicación del geotermómetro Gt-Bt

La partición de Fe y Mg en granate y biotita ha sido muy utilizada en geotermometría debido a que el coeficiente de distribución $K_D = (Mg/Fe)^{Grt}/(Mg/Fe)^{Bt}$ para la reacción de intercambio 1 almandino + 1 flogopita = 1 piropo + 1 annita (Ferry y Spear 1978) es fuertemente dependiente de la temperatura. En el cálculo geotermométrico del par granate - biotita para la muestra 14031105 se utilizó el programa THERBARO 3.0 (Reinhardt, 1996; versión no publicada generada en la Universidad del Ruhr - Bochum, Alemania).

Para ello se procedió con el promedio (Tabla 5.1) de 1 análisis de borde y dos análisis de núcleo de granate (Anexo II, Granulita, análisis 2, 3, 4) y cuatro de biotita (Anexo II, Granulita, análisis 7, 13, 20, 23) ubicadas en el contacto con dicho cristal. La fórmula química-estructural de granate fue calculada sobre la base de 24 oxígenos y la de biotita calculada en base a 22 oxígenos.

El programa THERBARO calcula el logaritmo natural del coeficiente de partición ($\ln K_D$) para la reacción de intercambio Fe - Mg y la temperatura a la cual ocurre dicha reacción para distintas presiones en el rango de 2 a 20 kbar, con un intervalo de 2 kbar. En este cálculo se tomó el recaudo de contar con granates con bajos contenidos de Ca y Mn, y biotitas con bajo contenido de $Al^{(VI)}$ y Ti.

De acuerdo con Gulbin (2011), y referencia citadas en dicho trabajo, un contenido significativo de grosularia y espesartina en granate ejerce un gran efecto en el coeficiente de partición para la reacción de intercambio de Fe - Mg en el par de granate - biotita. Para ello el valor de $(Ca+Mn)/(Ca+Mn+Fe+Mg)$ debe ser inferior de 0,2 para el granate y $(Al^{(VI)}+Ti)/(Al+Ti+Fe+Mg)$ debe ser menor de 1,5 para la biotita.

El programa utiliza las siguientes siete calibraciones empíricas que han sido publicadas entre 1976 y 1994: Kleemann y Reinhard, 1994 (K&R); Perchuk y Lavrent'eva, 1983 (P&L); Ferry y Spear, 1978 (F&S); Thompson, 1976 (THO); Hodges y Spear, 1982 (H&S); Indares y Martignole, 1985 (I&M); Bhattacharya *et al.* 1992 (BHA). Tales referencias y detalle de los cálculos se presentan en el trabajo de Kleemann y Reinhardt (1994). De acuerdo con estos últimos autores la mayoría

de estas calibraciones presentan variaciones extremas de hasta 260 °C respecto de las temperaturas experimentales. La calibración presentada por Kleemann y Reinhardt (1994) utiliza un nuevo modelo de actividad para biotita y el modelo de actividad de Berman (1990) para granate. Con estos modelos, los mencionados autores aseguran precisión y exactitud al considerar la influencia del Al octahédrico y el Ti en biotita en la temperatura de calibración, lo cual no puede ser ignorado.

Granate		Biotita	
Mg	0.85	Mg	0.850
Fe	4.28	Fe	4.284
Mn	0.19	Mn	0.195
Ca	0.58	Ca	0.581
Ln K_D	-1.576		

Tabla 5.1. Promedio de valores de parámetros químicos expresados en átomos por fórmula unidad en granate y biotita utilizados para el cálculo del geotermómetro con THERBARO 3.0.

P(kbar)	K&R	P&L	F&S	THO	H&S	I&M	BHA
2	622	603	621	609	664	542	609
4	631	609	629	617	674	550	611
6	640	615	637	626	685	558	613
8	649	621	645	634	696	565	615
10	658	627	653	642	707	573	617

Tabla 5.2. Valores de temperatura (°C) calculadas para las siete calibraciones empíricas con THERBARO 3.0.

5.4. Aplicación del geotermobarómetro Grt-Opx-Bt

La aplicación de este geotermobarómetro se realizó mediante el programa RCLC presentado por Pattison *et al.* (2003), el cual utiliza la base de datos termodinámicos del programa TWQ 2.02b de Berman y Aranovich (1996) con modificaciones para incorporar los experimentos de Aranovich y Berman (1997) en la solubilidad de Al en ortopiroxeno en equilibrio con granate. Es por lo tanto más refinado que el presentado inicialmente por Chacko *et al.* (1996).

El programa RCLC se basa en la solubilidad del Al en ortopiroxeno en equilibrio con granate corregido por intercambio de Fe-Mg tardío. La concentración de Al en el piroxeno del pico de facies granulitas es comúnmente preservada debido a que la difusión de este elemento es extremadamente lenta (Anovitz, 1991). Este geotermobarómetro ha sido probado y refinado por Pattison *et al.* (2003) en 414 rocas de distintos terrenos de granulitas, con la asociación mineral granate + ortopiroxeno + plagioclasa y cuarzo (\pm cordierita \pm biotita). En dicha estimación no solo se deben introducir parámetros químicos de los minerales máficos (ortopiroxeno y biotita), de plagioclasa, y eventualmente cordierita si la hubiera, sino también se sus respectivas modas.

En la tabla 5.3 se presentan los valores de P-T sin corrección para la intersección del intercambio Fe-Mg en equilibrio entre ortopiroxeno y granate (almandino + enstatita = piropo + ferrosilita) y la expresión barométrica entre cuarzo, granate, plagioclasa y ortopiroxeno (grosularia + almandino + cuarzo = anortita + ferrosilita). La intersección sin corrección de estas dos expresiones da un valor de 721 °C y 5,59 kbar (Grt-Opx). La intersección sin corrección de la expresión geobarométrica previamente mencionada con la expresión de equilibrio de solubilidad de Al en el ortopiroxeno para el sistema extremo de Fe (almandino - ferrosilita) arroja una temperatura de 598 °C y una presión de 4,03 kbar (Fe-Al).

El uso del equilibrio de solubilidad de Al en el ortopiroxeno en equilibrio con granate para el sistema extremo de Fe (Aranovich y Berman, 1997) ha sido considerado un buen método para obtener la temperatura dada su robustez relativa ante el intercambio de Fe-Mg tardío.

El programa RCLC corrige el efecto por el intercambio de Fe-Mg tardío mediante el ajuste de las concentraciones de Fe-Mg en las fases involucradas de acuerdo con definiciones en el balance de masas de modo que todos los equilibrios se interceptan en un punto (P-T). Las condiciones determinadas para dicha intercepción luego de la corrección (Fe-Mg-Al) son de 566 °C y 3,98 kbar (tabla 5.3).

	Corregido para convergencia (Fe-Mg-Al)		Sin corrección		diferencia	
Fe-Al	566 °C	3,98 kbar	598 °C	4,03 kbar	-32	0,05
Grt-Opx	566 °C	3,98 kbar	721 °C	5,59 kbar	-155	-1,61

Tabla 5.3. Condiciones de P y T obtenidas con el programa RCLC.

5.5 Discusión de los resultados de geotermobarometría

Los valores de temperatura y presión determinados mediante fórmulas empíricas arrojan valores correspondientes a la facies intermedia de anfibolitas con una dispersión importante. Para presiones de corteza media y superior (2 a 4 kbar) el par granate - biotita estima valores de 622 - 631 °C de acuerdo con la calibración de Kleemann y Reinhardt (1994). Este geotermómetro granate - biotita presenta ciertos problemas para reflejar el pico térmico en rocas de facies granulitas debido al intercambio Fe-Mg a bajas temperaturas durante el ascenso de las rocas. Es por ello que el par granate - biotita funciona mejor en la parte alta de facies de esquistos verdes y en la de facies de anfibolitas (Guereschi y Martino, 2002).

Por otra parte el geotermobarómetro granate - ortopiroxeno - biotita determinado con el programa RCLC también presenta algunas limitaciones. En aquellas situaciones en las cuales la estimación de P-T por intercambio Fe-Mg sin corrección es mayor que la estimación por intercambio de Fe-Al sin corrección el esquema de corrección funciona del mismo modo, pero resulta en una disminución de la estimación de la temperatura.

De acuerdo con la explicación de Pattison *et al.*, (2003), esta situación probablemente indica composiciones de minerales que están significativamente en desequilibrio, quizás como resultado de las reacciones de transferencia de red durante la retrogradación, o del cierre del intercambio Fe-Mg en el granate o en el ortopiroxeno y continuación con el intercambio del otro con cordierita y/o biotita mientras que la roca se enfría. Estos autores manifiestan que no es posible imaginar el intercambio de Al en ortopiroxeno a menores temperaturas que Fe-Mg. Por lo cual en estas situaciones la estimación de P-T por intercambio de Fe-Al sin corrección es probablemente más factible que aquella determinada por Fe-Mg-Al con corrección.

Las condiciones del pico máximo de temperatura de formación para estas granulitas pueden ser, sin embargo, estimadas sobre la base de datos experimentales realizados en granulitas de composiciones intermedias (Pattison *et al.*, 2003). La reacción de formación del ortopiroxeno ($Bt + Qtz \pm Pl = Opx + L \pm Grt \pm Crd \pm Kfs$) en granulitas de composición intermedia ha sido determinada experimentalmente en un amplio rango de temperaturas desde los 800 °C a 1 kbar hasta 900 °C a 15 kbar.

La granulitas de Siempre Amigos, al igual que las granulitas intermedias estudiadas por Pattison *et al.* (2003), se caracterizan por una asociación mineral libre de clinopiroxeno y hornblenda y con ortopiroxeno + plagioclasa \pm granate \pm biotita \pm feldespatos potásicos \pm cuarzo. Según Pattison *et al.* (2003), estas granulitas se generarían por el metamorfismo de psamitas, semipelitas y rocas ígneas félsicas a intermedias en las cuales el principal mineral hidratado es biotita.

Se debe recordar que la granulita 14031105 presente en los afloramientos de Siempre Amigos contiene una proporción de biotita cercana al ~ 20 % vol. y se halla deformada. Es por ello que la proporción relativamente alta del máfico hidratado se manifiesta en reacciones de intercambio iónico a temperaturas de cierre inferiores a las generadas durante el pico metamórfico de formación del ortopiroxeno tal como indica el análisis del geotermómetro Grt-Opx-Bt.

Capítulo 6

Geocronología: Isótopos U-Pb y Lu-Hf en circones

6.1. Metodología

Un conjunto de 6 muestras representativas de cada litología presente en el área de Siempre Amigos, correspondientes a granodiorita (03081212), anfibolita (05081212), granito (06081212 y 07081212), gneis de composición intermedia (10081212), gneis félsico (11081212) fueron seleccionadas y tomadas en una segunda visita al campo durante el año 2012. Estas muestras fueron procesadas para la separación de circones y su posterior estudio geocronológico mediante dataciones U-Pb y Lu-Hf.

Las muestras se molieron en un molino de anillo en el laboratorio de Petrotomía en la Universidad Nacional del Sur, hasta lograr un tamaño con el cual toda la muestra pueda atravesar el tamiz de 0,5 mm. Luego en las instalaciones especializadas de Centro de Investigaciones Geológicas (CIG) de la Universidad de La Plata se realizó el procesamiento de las muestras, bajo la supervisión del doctor Eugenio Aragón.

Este proceso consistió en el lavado manual de cada muestra con agua y la decantación de partículas finas, retenidas en otro recipiente, repitiendo las veces necesarias hasta llegar al concentrado, del tamaño de un vidrio de reloj, con partículas más densas. Este concentrado, luego de ser secado bajo lámparas, fue sometido a la separación magnética manual, exponiendo los cristales a imanes, primero quitando los cristales de magnetita y luego los minerales máficos, estos últimos atraídos con un imán de tierras raras. Una vez realizada esta separación, se agregó alcohol etílico a la muestra, y los circones fueron separados manualmente mediante el *picking* utilizando una lupa binocular y una aguja

pequeña, realizando una selección de acuerdo a su forma y color.

Un promedio de 20 circones fueron separados para cada muestra y enviados para su estudio al laboratorio IBERSIMS de la Universidad de Granada, España. Los circones fueron montados en epoxi, pulidos junto con estándares de referencia y luego fueron estudiados con imágenes de catodoluminiscencia (CL) para la selección de los puntos para los futuros análisis. Estos puntos fueron analizados para isótopos U-Th-Pb con el instrumento SHRIMP IIe/mc en el laboratorio IBERSIMS, Universidad de Granada, España. Después de una cuidadosa limpieza, los cristales montados son recubiertos con oro (grosor de 80 micras) y se insertan en el SHRIMP para realizar los análisis. Los procesos de calibración se realizan en los estándares incluidos en la misma probeta.

El registro de datos se realiza con el software SHRIMPTOOLS (disponible de www.ugr.es/~fbea), desarrollado específicamente para IBERSIMS por F. Bea. El análisis estadístico de los datos se realizó con el software ISOPLOT (Ludwig, 2003).

En circones seleccionados en función de sus edades U-Pb más concordantes, de las muestras de granodiorita (03081212) y gneis de composición intermedia (10081212), se realizaron mediciones de isótopos de Hafnio en las instalaciones de Geocronología y Geoquímica Isotópica-SGIker de la Universidad del País Vasco UPV/EHU utilizando un equipo Neptuno MC-ICP-MS (Thermo Fisher Scientific) acoplado a un sistema de láser UP-213 (New Wave) con una célula de ablación con láser SuperCell.

Los circones a analizar se proporcionaron ya montados en una probeta pulida de 25 mm de diámetro, realizada al momento de ser analizados por SHRIMP, por lo que no fue necesario ningún tratamiento previo. Para la selección del punto de muestreo se ha tomado como referencia el spot presente en los circones resultado del análisis U-Pb mediante SHRIMP, de manera que se ha analizado el mismo punto, siendo seleccionados anteriormente aquellos con edades más concordantes.

Para el análisis se ha utilizado un equipo de ablación láser UP213 de New Wave y un espectrómetro de masas de alta resolución y multicolección con fuente

de plasma acoplado inductivamente (MC-ICP-MS) marca Thermo, modelo Neptune, equipado con 9 cajas de Faraday.

Las condiciones de trabajo del equipo de ablación láser empleadas han sido optimizadas al tamaño de los circones objeto de estudio, habiendo sido necesario reducir la frecuencia del láser a fin de maximizar el tiempo de señal integrable. De manera general, se han realizado spots de 30 μm con una frecuencia de 5 Hz y una energía de láser de ca. 6 J/cm². En el caso de algunos cristales de menor tamaño se han realizado puntos de 25 μm de diámetro.

Para el transporte de la muestra desde el sistema de ablación láser hasta el espectrómetro se ha utilizado gas helio, cuyo flujo es ajustado diariamente en el entorno de 0,25 l/min. Además, y para maximizar la sensibilidad del dispositivo se introduce N₂ entre la celda de ablación láser y el plasma a razón de ca. 10,5 ml/min.

Los resultados obtenidos han sido tratados con el programa Iolite 2,5 (Paton *et al.* 2011), utilizando como estándar el circon GJ_1 y como patrón secundario el circon Plesovice; los resultados para ambos patrones han sido incluidos junto con los de las muestras en la Tabla de resultados en el Anexo III.

Para la corrección de interferencias se han utilizado los valores 0,796179 para la relación ¹⁷⁶Yb/¹⁷³Yb, que es a su vez corregido para la deriva instrumental por una ley exponencial, y 1.132685 para la relación ¹⁷³Yb/¹⁷¹Yb (Chu *et al.*, 2002). Este último valor se utiliza también para corregir el *mass bias* del lutecio, ya que se asume que el comportamiento de ambos elementos es similar. En la corrección de interferencia del lutecio el valor de ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁵Lu utilizado es 0,02655 (Chu *et al.*, 2002). Por último, las medidas de hafnio se corrigen para la deriva instrumental aplicando la ley exponencial con el valor ¹⁷⁹Hf/¹⁷⁷Hf de 0,7325.

Las tablas con los resultados de los análisis U-Pb y Lu-Hf realizados están presentadas en el Anexo III.

6.2. Dataciones U-Pb

6.2.1. Muestra 03081212: Granodiorita

Los análisis de isótopos U-Th-Pb de 39 puntos en 33 granos de circón representativos están presentados Figura 6.1.

La mayoría de los circones poseen tamaños entre 100 y 180 μm de diámetro, y son prismas simples y compuestos, con formas subhedrales, aunque una gran cantidad de cristales muestran caras totalmente redondeadas probablemente debido a efectos de solubilidad.

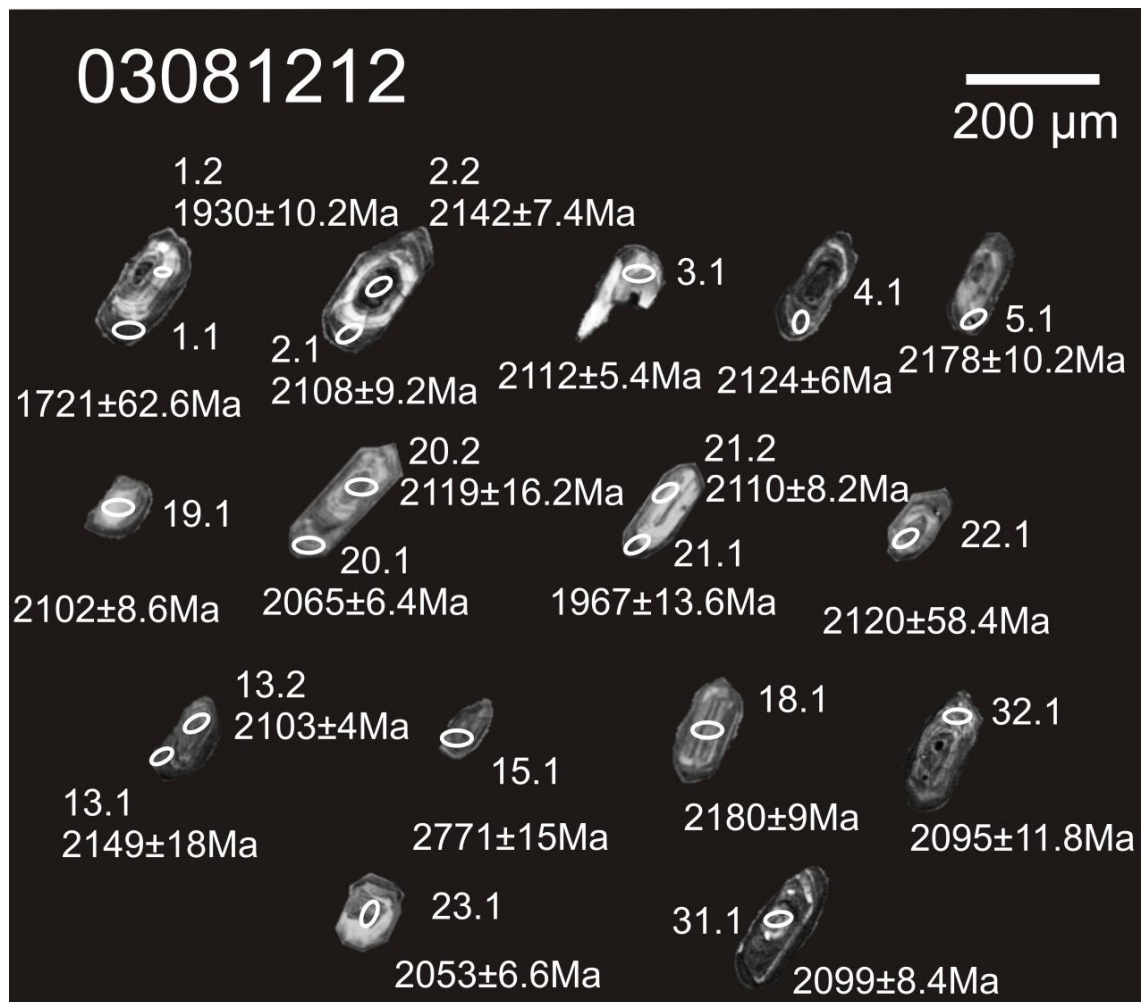


Figura 6.1: Imágenes de catodoluminiscencia de los circones analizados de la muestra 03081212 junto sus respectivas edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Las imágenes de catodoluminiscencia (CL) (Fig. 6.1) revelan que la gran mayoría de los granos tienen zonificación concéntrica oscilatoria (an. 1.1, 2.1, 4.1,

32.1), pero algunos no son zonados (an. 3.1) o tienen una zonificación oscilatoria ligeramente débil (an 5.1). Se observan cuatro circones alargados y con una zonificación en bandas longitudinales (an. 18.1).

Los 39 análisis revelan un rango variado en los valores de U (47,9 a 1235,8 ppm) y de Th (19,3 a 847,5 ppm), pero una uniformidad en los valores de la relación Th/U (0,14-0,84) con un promedio de 0,47, siendo este valor consistente con una precipitación a partir de la fase fundida de magma félsico.

Algunos circones parecen ser compuestos, con dos fases de crecimiento (13, 19, 21, 23, 31). Dos de ellos (13, 21) muestran un contenido de U relativamente alto, sin zonación externa y sobrecrecimiento con muy baja luminiscencia aparente. Ambos circones son similares en las edades y las distribuciones de las edades a lo largo de la línea de discordia (Fig. 11 a) no revelan claramente dos grupos de edades con el fin de adjudicarlo a un evento ígneo o metamórfico adicional dentro del Paleoproterozoico. Se sugiere por lo tanto una compleja evolución magmática con una primera etapa de cristalización de estos circones, un período transitorio de disolución/reabsorción y una última etapa de cristalización.

Con excepción del análisis 15.1, las restantes 38 composiciones isotópicas U-Pb se distribuyen a lo largo de una línea de discordia definida que intercepta la curva de concordia en 2061 ± 40 Ma (MSWD = 468) (Fig. 6.2), sugiriendo que la dispersión se halla esencialmente ligada a la perturbación isotópica promovida por la pérdida diferencial de Pb y Th radiogénico desde una única fuente ígnea inicial.

Graficando los diecisiete valores de edad con un porcentaje de discordia menor a 5, obtenemos una línea de discordia que intercepta la curva de concordia en 2105 ± 18 mA (MSWD = 35). Al graficar también las tres edades similares dentro del error y menos discordantes, se obtiene una edad media ponderada $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ de 2094 ± 17 (MSWD = 3,4).

Teniendo en cuenta toda la dispersión que muestran los datos, es más conservador considerar que la mejor estimación de la edad de cristalización del protolito ígneo de la granodiorita sería entre 2105 y 2094 Ma (Rhyaciano).

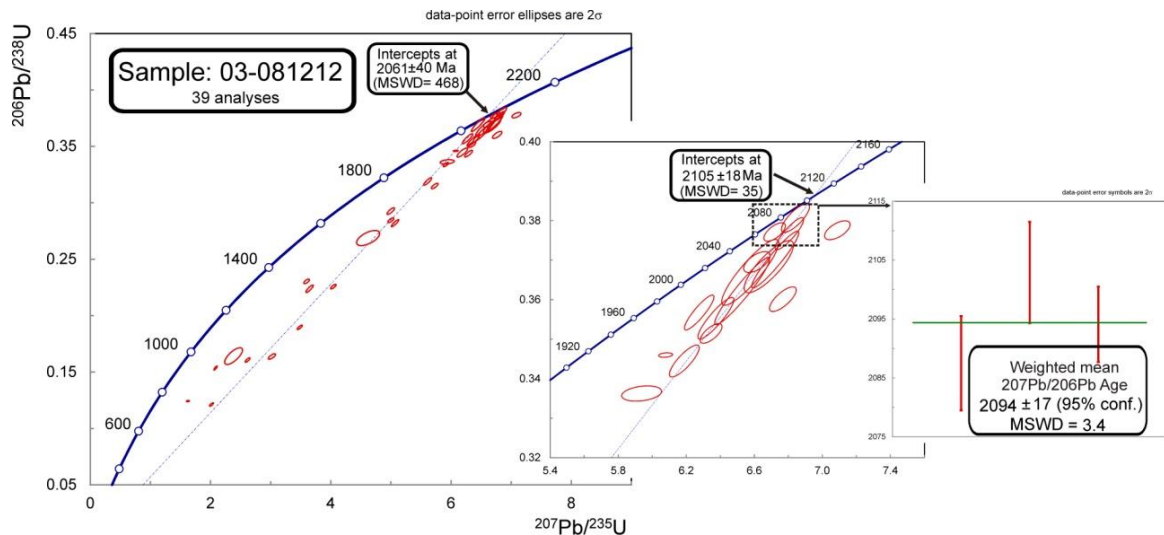


Figura 6.2: Diagramas de concordia U-Pb SHRIMP para cristales de circón de la muestra de granodiorita 03081212.

6.2.2. Muestra 05081212: Anfibolita

La escasez de circones en esta muestra permitió la obtención de sólo tres análisis isotópicos en 3 granos (Fig. 6.3). Los circones son de grano fino (80 micrones) y típicamente robustos con una elongación pequeña y una relación longitud y ancho de 1.2.

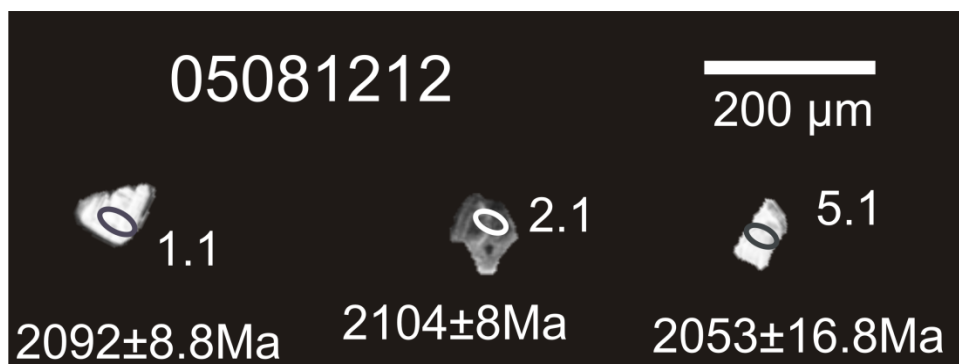


Figura 6.3: Imágenes de CL de los circones analizados de la muestra 05081212 junto sus respectivas edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Respecto a su zonación, los circones oscilan desde concéntricos, de alta luminiscencia (1.1) a difusa, a sin zonación (2.1).

El intervalo de valores de la relación Th / U varía entre 0,44 a 0,74. Las tres composiciones isotópicas U-Pb se distribuyen a lo largo de una línea de discordia que intercepta la curva de concordia en 2092 ± 56 Ma (MSWD = 12) similar a la edad media ponderada obtenida de $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ de 2.094 ± 47 (95% CL) (MSWD = 15), siendo esta última considerada como la mejor edad de cristalización del protolito ígneo de la anfibolita (Fig. 6.4).

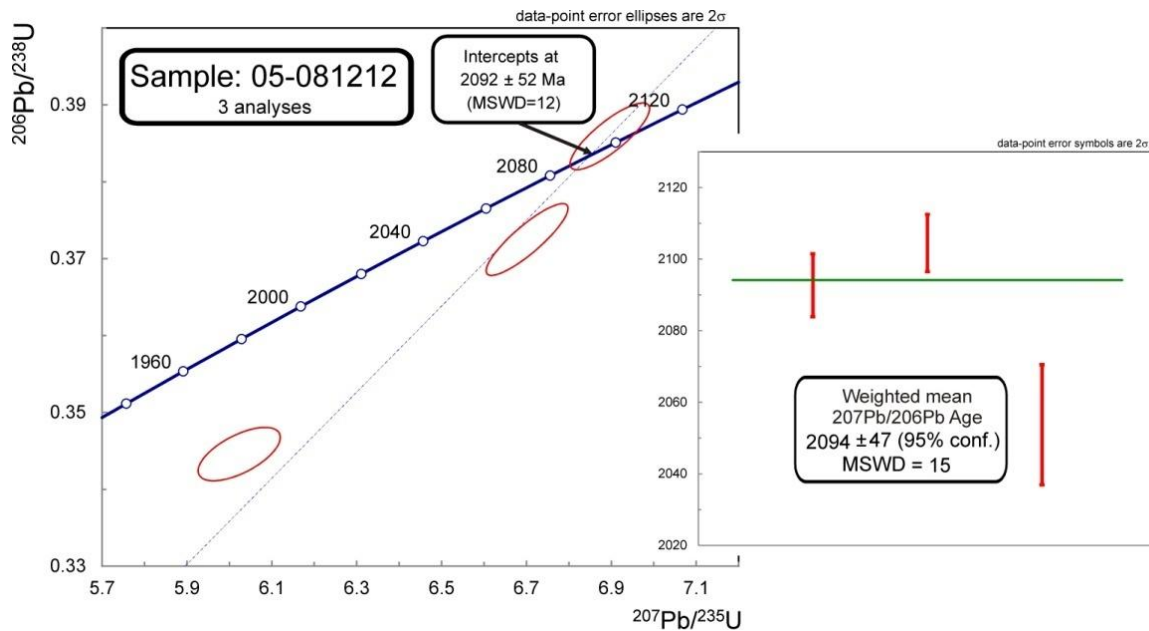


Figura 6.4: Diagramas de concordia U-Pb SHRIMP para cristales de circón de la muestra de anfibolita 05081212.

6.2.3. Muestra 06081212: Granito

Los circones presentes en el granito revelan señales de meteorización extremas. Se analizaron un total de 8 puntos en 8 cristales con menos evidencias de alteración (Fig. 6.5). Los contenidos de U son moderados a muy altos entre 553 y 2378 ppm, y las relaciones de Th / U varían entre 0,06 y 0,75. La mayoría de los circones muestran en imagen CL un patrón oscuro, sin zonación, ocultando la zonificación interna, lo que sugiere una fuerte erosión o degradación radioactiva.



Figura 6.5: Imágenes de CL de los circones analizados de la muestra 06081212 junto sus respectivas edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Todos los análisis son discordantes y se encuentran dispersos a lo largo de una línea de discordia potencial trazada automáticamente (Fig. 6.6). No es posible identificar un grupo factible alrededor de la intersección inferior. Sin embargo, la intersección superior a 2.101 ± 220 Ma (MSWD = 336) es compatible con una derivación de un protolito granítico Paleoproterozoico similar con las edades obtenidas para la muestra 03, 05 y 10.

Entre las edades discordantes más jóvenes hay cuatro análisis, 3.1 ($^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb} = 651 \pm 19,6$ Ma), 5.1 ($^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb} = 574 \pm 150$ Ma), 6.1 ($^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb} = 675 \pm 73$ Ma) y 8.1 ($^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb} = 928 \pm 34,6$ Ma) con bajo Th / U (3.1 = 0,07; 5.1 = 0,06; 6.1 = 0,12; 8.1 = 0,11) a un cierto punto, lo que sugiere la influencia de un evento metamórfico térmico de alto grado; o un evento hidrotermal que habría desestabilizado el sistema U-Th-Pb en torno al Neoproterozoico.

Un reajuste de edad con comportamiento similar encontrado en circones contenidos en gneises del Cinturón Dom Feliciano por Leite *et al.* (2000) fueron explicados como productos de las conocidas orogenias de São Gabriel (750-700 Ma) y Dom Feliciano (630-590 Ma) del Ciclo Brasileiro (Babinsky *et al.*, 1996; Leite *et al.*, 1998).

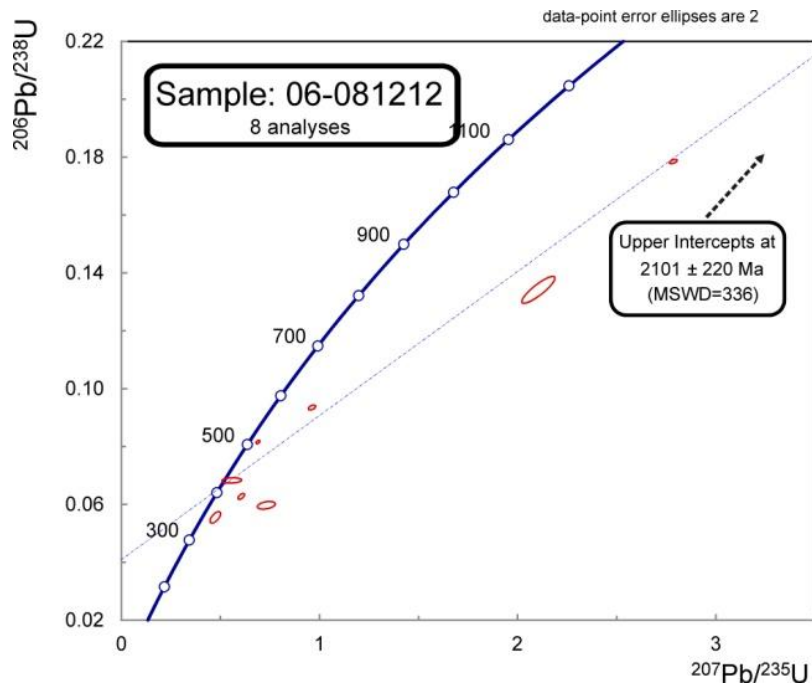


Figura 6.6: Diagramas de concordia U-Pb SHRIMP para cristales de circón de la muestra de granito 06081212.

Por otra parte, Leite *et al.* (2000) interpretaron las baja relaciones de Th / U en los circones ígneos con edades de 800-600 Ma en engolfamientos y sobrecrecimientos metamórficos como la representación de una respuesta metamórfica al cizallamiento durante eventos del ciclo orogénico Brasiliano.

6.2.4. Muestra 07081212: Granito

Se analizaron un total de 6 puntos en 5 granos aparentemente con menor alteración (Fig 6.7). De hecho, los circones revelaron una alteración extrema expresada en un aspecto oscuro generalizado de las imágenes CL probablemente relacionado con el exceso reconocido de U que varía desde 859 hasta 7003 ppm. La importante dispersión observada en los datos es la respuesta de la fuerte perturbación del sistema isotópico. Sólo un circón ($6.1 \text{ }^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb} = 714 \pm 70 \text{ Ma}$; Th / U = 0,06) sugiere, como en la muestra anterior, el efecto de un probable evento metamórfico / hidrotermal durante el Neoproterozoico.

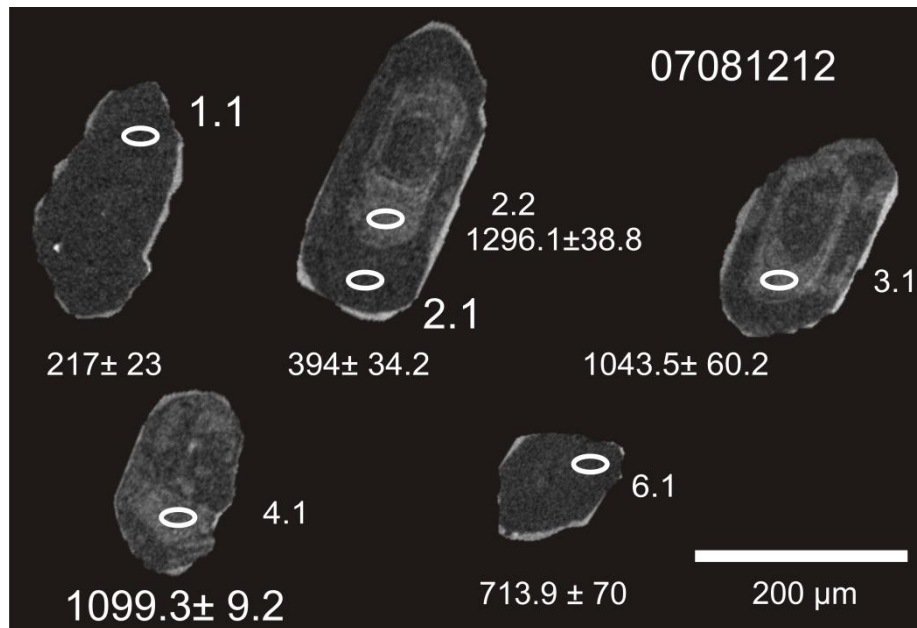


Figura 6.7: Imágenes de CL de los circones analizados de la muestra 07081212 junto sus respectivas edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

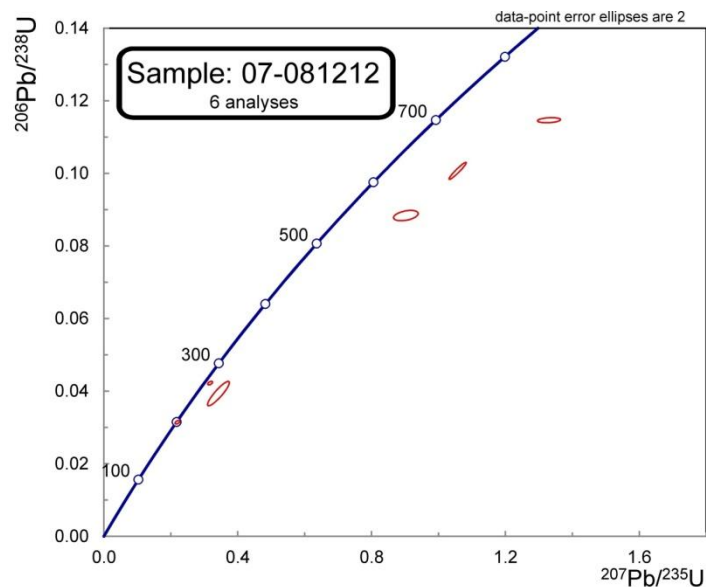


Figura 6.8: Diagramas de concordia U-Pb SHRIMP para cristales de circón de la muestra de granito 07081212.

Tanto las edades más jóvenes obtenidas como el análisis casi concordante hecho en un circón deteriorado (1.1, 2.1) (Fig. 6.7), se interpretan como el resultado de los daños extendidos en el circón relacionados con el exceso de U, la expulsión natural de Th y Pb y el cierre del sistema radiactivo de U.

6.2.5. Muestra 10081212: Gneis de composición intermedia.

Los análisis isotópicos U-Th-Pb de 29 puntos en 29 granos representativos de circón están representados en la Figura 6.9. Exceptuando un cristal con 200 μm de largo, el resto de los circones son de grano fino a medio (30 a 100 μm).

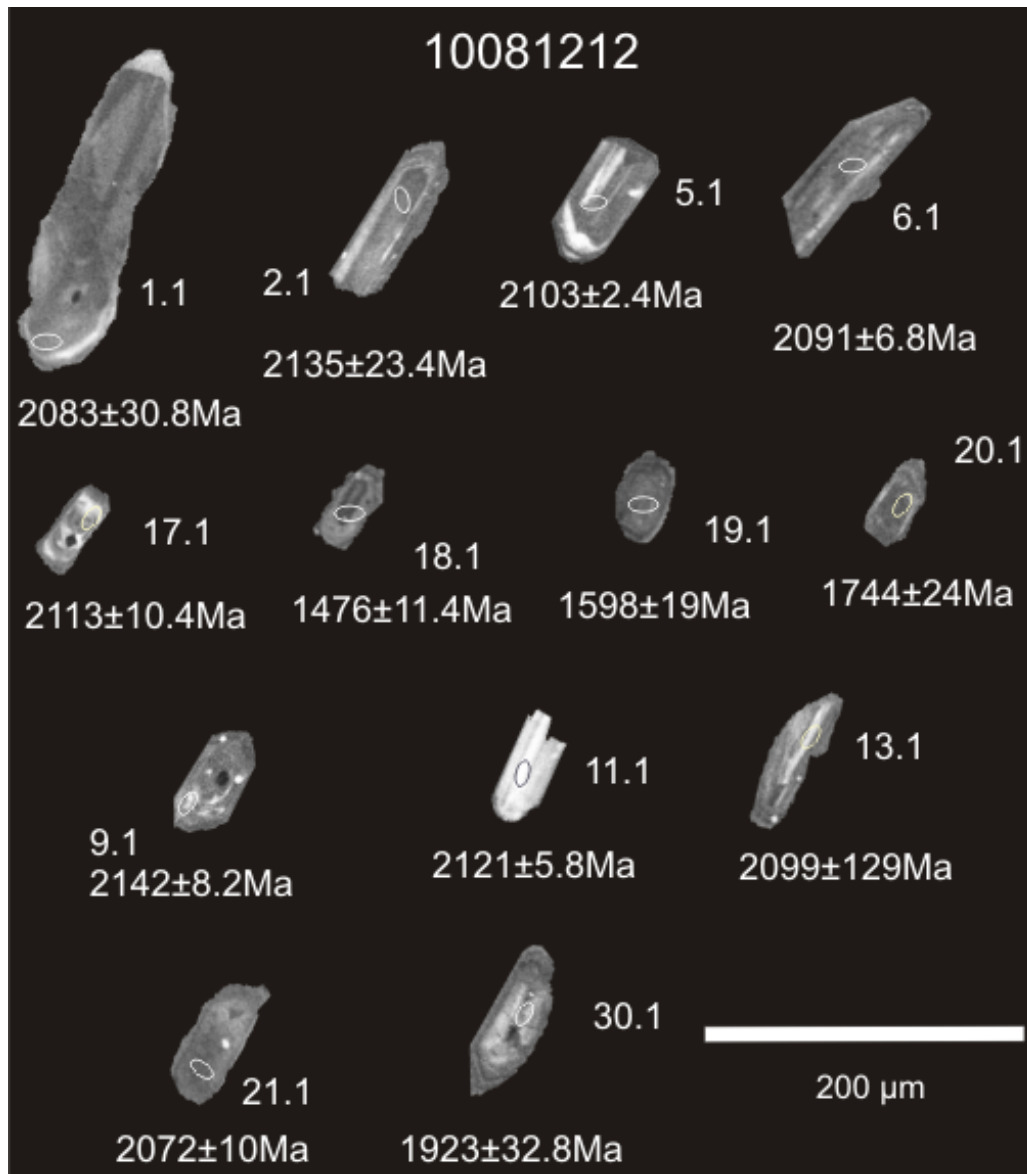


Figura 6.9: Imágenes de CL de los circones analizados de la muestra 07081212 junto sus respectivas edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Mayormente se trata de prismas subhedrales, no compuestos, con algunas caras cristalinas redondeadas. Los circones sin zonación o con zonación

débilmente concéntrica (9,1; 17,1; 19,1; 30,1) son la población más importante de circones, seguida de un grupo con zonalidad en bandas o longitudinal, este último también con una mayor proporción de alargamiento (2,1; 5,1; 6,1; 11,1; 13,1).

Los análisis isotópicos U-Th-Pb mostraron un contenido moderado a alto de U (82,7 a 2875,5 ppm; Promedio = 614 ppm) y valores de relaciones Th / U que van desde 0,11 hasta 0,94 con una media de 0,48, similar a los valores Th / U obtenidos para la muestra 03081212. El rango de valores de Th / U y la presencia de bandeo en los circones, junto con la zonación concéntrica, sugieren precipitación a partir de la fase fundida con una mezcla de componentes de magmas intermedio y félsico.

Las 29 composiciones isotópicas U-Pb se distribuyen a lo largo de una línea de discordia que intercepta la curva de concordia en 2052 ± 57 Ma (MSWD = 576) (Fig. 6.10).

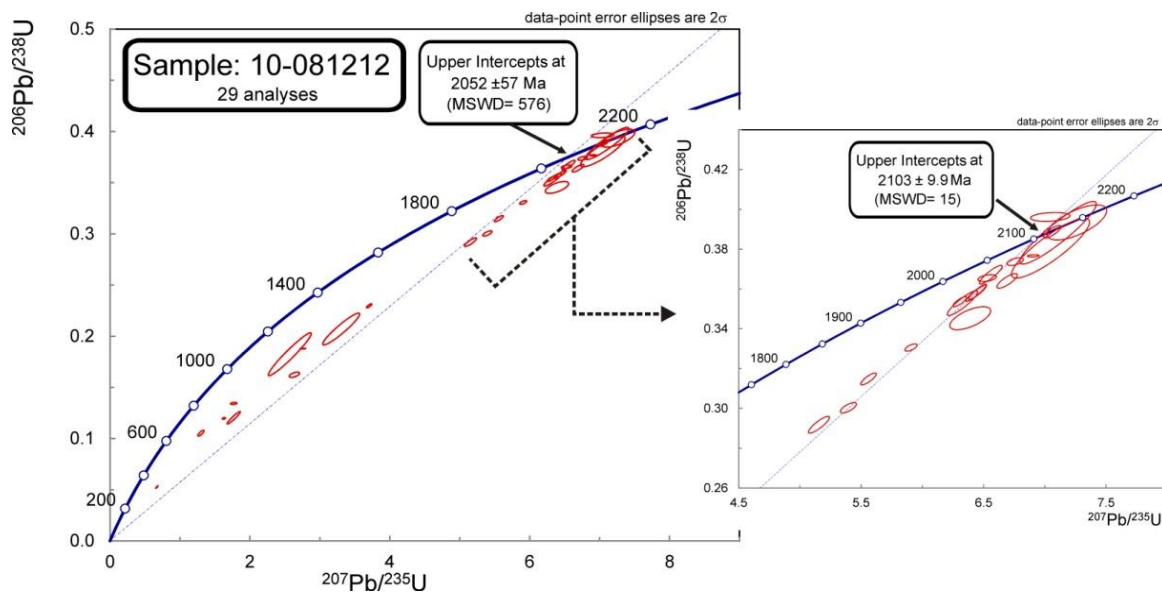


Figura 6.10: Diagramas de concordia U-Pb SHRIMP para cristales de circón de la muestra de gneis de composición intermedia 10081212.

Omitiendo los diez valores más bajos, sin duda afectados por la pérdida de Pb radiogénico, y la búsqueda de una nueva línea de discordia con las restantes 19 edades superiores, obtenemos una edad de intercepción de 2103 ± 10 (MSWD = 15), que es considerada una mejor edad de cristalización estimativa para el

protolito ígneo. Graficando todos los análisis en el grupo superior, se obtiene una edad $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ media ponderada de $2.102 \pm 7,4 \text{ Ma}$ (95% c.l.; MSWD = 27). El protolito ígneo de este granitoide es, sin duda, de edad Rhyaciana.

6.2.6. Muestra 11081212: Gneis de composición félsica

La mayor parte de los circones de esta muestra son de grano medio (100 μm) y similares entre sí, con formas de prismas euhedrales a robustos y sub-euhedrales. Las similitudes morfológicas externas indican que los circones son probablemente una población única con un origen ígneo común. Las imágenes CL revelan que la mayor parte de los circones no presentan textura, aunque algunos granos conservan una zonificación simple oscura de crecimiento concéntrico.

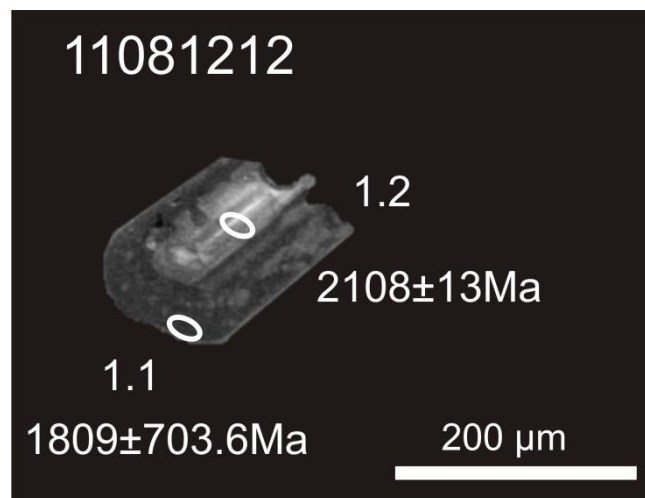


Figura 6.11: Imagen de CL del circón analizado de la muestra 11081212 junto sus respectivas edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

La falta de luminiscencia y la zonación en todos los granos sugieren que los granos se ven afectados por fuerte metamictización. Al igual que en la muestra 05081212, la escasez de circones no metamicticos permitió obtener sólo cuatro análisis isotópicos U-Th-Pb en tres granos. Excepto para el análisis 1.2, realizado en un banda luminiscente, preservado de la extensa alteración, núcleo textural (Fig. 6.11) con un contenido de U = 139.3 ppm y relación Th / U = 0,62, los altos

contenidos en U de los tres análisis restantes (media = 2753 ppm) y las bajas relaciones de Th / U (Media = 0,15) son indicativas de alto contenido de elementos traza y / o daños de la red cristalina.

Las cuatro composiciones isotópicas U-Pb se distribuyen a lo largo de una línea de discordia que intercepta la curva de concordia en 2043 ± 310 Ma (MSWD = 182). Sin embargo, debido al daño significativo a la radiación del circón, es más conservador atribuir mucha más relevancia a la composición isotópica U-Pb del análisis 1.2 obtenido en un núcleo semi-fresco. En este caso se considera como la mejor estimación de la edad de cristalización del protolito ígneo, la edad $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ de 2109 ± 13.6 Ma (Rhyacian).

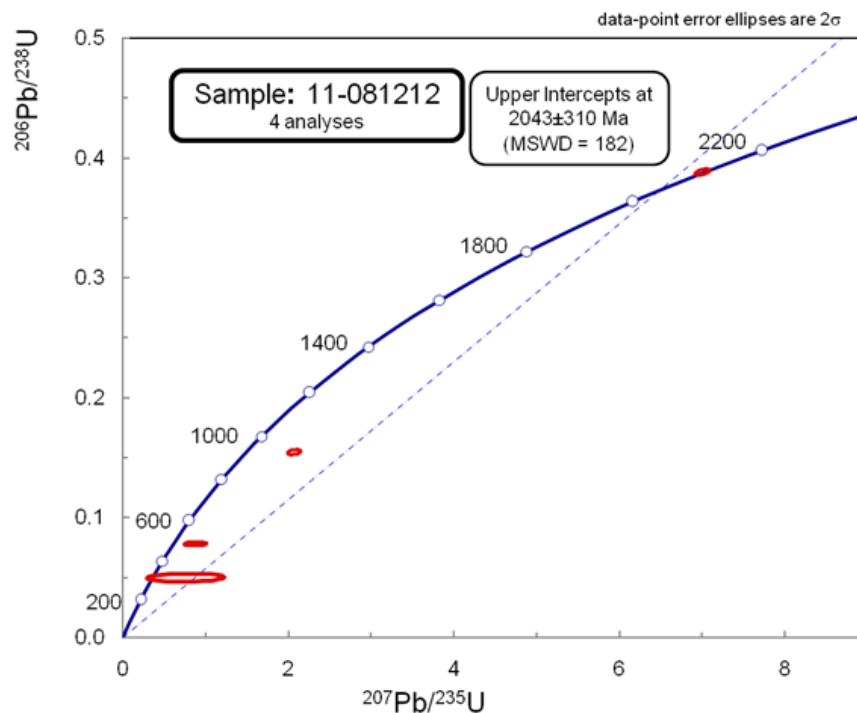


Figura 6.12: Diagrama de concordia U-Pb SHRIMP para cristales de circón de la muestra de gneis félsico 11081212.

6.3. Composiciones de Isótopos de Lu- Hf y edades TDM

A través del estudio del sistema Lu-Hf en circones de las muestras de Siempre Amigos se intentó diferenciar fuentes de magmas, es decir revelar si los protolitos de los cuales provienen estos circones derivan del reciclaje de la corteza antigua o cristalizaron a partir de fuentes juveniles. También se intenta calcular las edades modelo TDM, edad a partir de la cual se produce la diferenciación del protolito a partir del manto.

El uso de los isótopos de Hf se basa en el decaimiento de ^{176}Lu a ^{176}Hf , mientras que el ^{177}Hf es un isótopo estable. El Hf se particiona más fuertemente que el Lu durante la fusión mantélica, por lo cual la relación $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ evoluciona con el tiempo a valores mayores en el manto que en las rocas corticales.

A partir de la muestra de granodiorita 03081212 se seleccionaron 32 circones de los cuales se obtuvieron 38 análisis y a partir del gneis intermedio de la muestra 10081212, 29 circones que arrojaron 29 resultados. Los circones fueron elegidos siguiendo el criterio de la concordancia en sus edades U/Pb.

La relación inicial $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ expresada como $\varepsilon_{\text{Hf}(t)}$ representa la signatura isotópica de Hf en el momento de cristalización de circón, de esta manera se ve reflejada directamente la etapa de evolución de la corteza de la cual el cristal fue derivado. Esto puede conducir a las distintas tendencias de la evolución de la corteza (Willner *et al.* 2008). La desviación de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ desde los valores de condritos (CHUR) es el valor $\varepsilon_{\text{Hf}(t)}$ que se calcula con la siguiente fórmula (Matteini *et al.* 2010):

$$\varepsilon_{\text{Hf}} = \left[\frac{(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{sample}}}{(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}} - 1 \right] \times 10^4$$

Donde $\lambda = 1.86 \times 10^{-11}$, propuesto por Scherer *et al.* (2001) se utiliza para el cálculo de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ para cada muestra y $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ y $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ valores CHUR son 0,0336 y 0,282785 respectivamente, según Bouvier *et al.* (2008).

Aquellos circones con valores $\varepsilon_{\text{Hf}(t)}$ positivos son similares a manto empobrecido originado a partir de corteza juvenil, mientras que los que presentan

$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ negativo habrían cristalizado a partir de antigua corteza reciclada (Willner *et al.* 2008).

Las relaciones de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ obtenidas para la granodiorita varían desde 0,28136 a 0,28176 y le corresponden valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ desde -12,939 a +16,888; y para el gneis las $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ van desde 0,28126 a 0,28151 con resultados $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ entre -17,69517 y 2,25525.

Cómo se puede observar en la Figura 6.13, las rocas de Siempre Amigos poseen $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ tanto positivos como negativos, lo cual estaría sugiriendo protolitos derivados de reciclaje de corteza antigua así como también de orígenes juveniles.

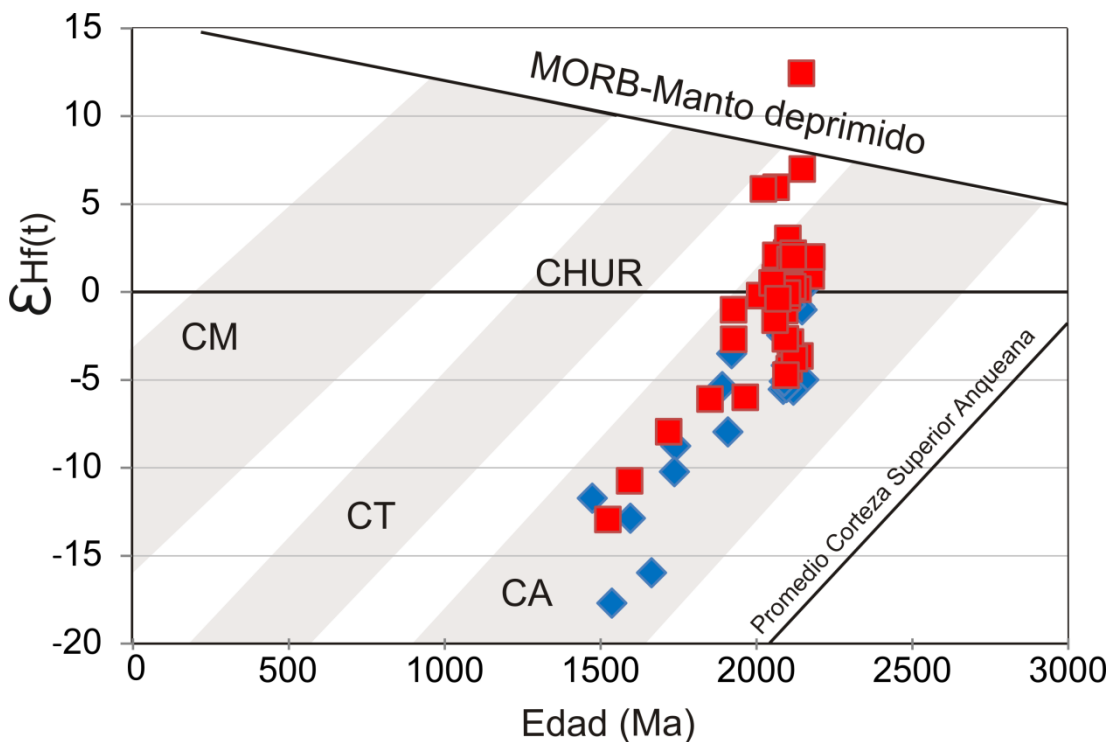


Figura 6.13: Diagrama comparativo $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ versus edades obtenidas para los respectivos núcleos de circón. Se calculó la matriz manto empobrecido utilizando los datos de MOR-basaltos (Patchett *et al.*, 1981). Las áreas sombreadas representan tendencias de evolución de la corteza (CA: corteza Arcaica; CT: corteza Transamazónica; CM: corteza Mesoproterozoica). La tendencia de la media de la corteza superior Arcaica se calculó asumiendo una corteza relación $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Lu}$ de 0.013 (Condie *et al.* 2005a). Los símbolos rojos representan los datos de la muestra 03081212 y los azules de la muestra 10081212 (Gráfico extraído y modificado de Willner *et al.* (2008).

En la muestra de gneis donde los valores son más negativos, se podría pensar un mayor retrabajo de corteza y en la muestra granodiorítica un mayor aporte de material juvenil, ya que posee valores mayores de $\epsilon\text{Hf}(t)$ y también en mayor proporción positivos.

Para el cálculo de las edades modelo TDM se utilizó la siguiente fórmula (Matteini *et al.* 2010):

$$\text{Hf } T_{\text{DM}} = 1/\lambda \times \ln \left[\frac{({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{sample}} - ({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}}{({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{sample}} - ({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}} + 1 \right]$$

A partir de esta fórmula pueden obtenerse dos edades TDM: edades modelo Hf (T_{DM}) en un paso ("*single-stage Hf model ages*") y Hf (T_{DM}^{C}) en dos pasos ("*two-stage Hf model ages*"). La edad T_{DM} estima solo una edad mínima para la fuente del magma a partir del cual el circón ha cristalizado. Se calcula a partir de un modelo de manto deprimido donde ${}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf}=0.0384$ y ${}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf}=0.28325$ (Chauvel y Blichert-Toft 2001), utilizando los datos de ${}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf}$ y de ${}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf}$ medidos en cada circón.

Para las rocas de Siempre Amigos basándose en los 67 análisis en circones, las edades Hf T_{DM} obtenidas se encuentran entre 2,03 Ga y 2,76 Ga, con un promedio de 2,46 Ga. Por otro lado la edad T_{DM}^{C} también nombrada edad modelo cortical, asume que la fuente del magma fue producida de una corteza continental promedio que en sus inicios fue extraída del manto empobrecido. Para su cálculo se utiliza una relación ${}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf}$ con un valor de 0.0113 para el promedio de la corteza (Taylor y McLennan 1985, Wedepohl 1995). El promedio de las edades modelo T_{DM}^{C} es de 3,41 Ga, con valores que varían entre 2,81 a 3,74 Ga (Fig. 6.14.)

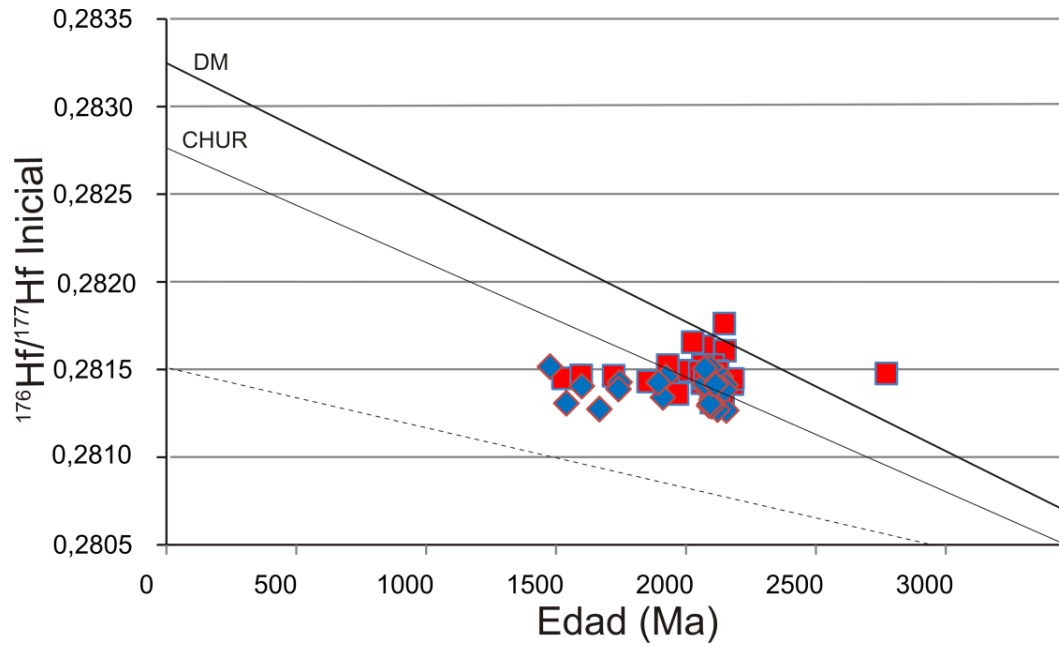


Figura 6.14: Diagrama de relaciones $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ iniciales, versus edades en circones datados de las muestras 03081212 (símbolos rojos) y 10081212 (símbolos azules). El diagrama está interrumpido en la edad de 3500 Ma, pero la línea cortada, que presenta una pendiente para $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ con un valor de 0,0113 para el promedio de la corteza, cortaría la recta DM (manto deprimido) en la edad TDMC que fue calculada entre 2,81 a 3,74 Ga.

6.4. Discusión

Las edades U-Pb obtenidas para todas las rocas de la zona de Siempre Amigos dan edades de cristalización paleoproterozoicas, entre 2059 y 2100 Ma, similares a las obtenidas por diversos autores para distintas rocas del basamento de Tandilia compiladas en el capítulo 1.

Los siguientes autores obtuvieron edades similares más jóvenes, en áreas cratónicas cercanas y otra zona dentro del mismo Cratón del Río de la Plata, por lo que cabe mencionar sus interpretaciones con el fin de realizar posibles correlaciones con la zona de estudio.

Leite *et al.* (2000) interpretan las edades de 800-600 Ma y las bajas relaciones Th/U en engolfamientos y sobrecrecimientos metamórficos en circones ígneos del basamento del cinturón Don Feliciano, como la manifestación de una respuesta metamórfica a la acción de zonas de cizalla durante los eventos del Brasiliano. Los núcleos de los circones indican edad de cristalización de 2078 ± 13 Ma. Estos autores vinculan las edades más jóvenes al orógeno de São Gabriel (750-700 Ma) y Dom Feliciano (630-590 Ma) del Ciclo Brasiliano (Babinsky *et al.* 1996).

Por otro lado, Martínez *et al.* (2013), en edades minerales K/Ar obtenidas en micas blancas potásicas y alunita sódica de rocas de basamento de Cuchilla Las Aguilas, Olavarría y Loma Negra, sugieren que entre 590 y 620 Ma ocurrió un evento hidrotermal, causado por fluidos que habrían ascendido desde ambientes profundos con una fuente metamórfica y/o cuerpos ígneos ocultos, durante la orogenia Brasiliana.

Si bien existe similitud de edades y relaciones Th/U entre los resultados de este trabajo y los citados anteriormente, aún no pueden correlacionarse con cierto grado de certeza, las edades más jóvenes obtenidas en nuestra zona de estudio con los eventos metamórficos o hidrotermales mencionados por Leite *et al.* (2000) y por Martínez *et al.* (2013). Se necesitan más estudios con el fin de buscar testigos de generaciones de circón metamórfico/hidrotermal menos alterados que reflejen este evento correspondiente a las edades más jóvenes obtenidas en los circones del granito en Siempre Amigos, no mencionadas por otros autores.

Los estudios isotópicos de Lu-Hf son comparables con los realizados por Cingolani *et al.* (2010), en los cuales obtiene mayor predominio de valores positivos para $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ y lo atribuye a una derivación de material juvenil, aunque también hacen una interpretación alternativa de mezcla con material juvenil (2.27 Ga?) y cortical (más de 2.65 Ga) como componentes magmáticos, lo cual se asemeja a la interpretación realizada en Siempre Amigos.

Las edades TDM y TDMc también son comparables, además con los datos Sm-Nd publicados por Hartmann *et al.* (2002a) y Pankhurst *et al.* (2003) que muestra que el material que constituye la fuente del manto de la región es de edades neoarcaicas (C.2.6 Ga). Cingolani *et al.* (2010) mencionan además que estos resultados están de acuerdo con las dataciones de U-Pb del cratón en Uruguay occidental y meridional de Brasil, que indican una vida relativamente corta de la Orogenia Paleoproterozoica.

Consideraciones Finales y Conclusiones

- El Cerro Siempre Amigos es una de las manifestaciones en superficie del Complejo Buenos Aires, basamento ígneo-metamórfico del sistema de Tandilia, región que integra una porción aflorante del Cratón del Río de la Plata en el territorio Argentino. Se trata de una zona donde no existían estudios geológicos de detalle, por lo cual la presente tesis pretende sumar conocimientos y ampliar la comprensión del comportamiento del CRP en tiempos paleoproterozoicos. Mediante el mapeo de los afloramientos en el campo, y el estudio petrográfico posterior se confeccionó el primer mapa geológico de detalle de la localidad, a una escala de escala 1:12500. La litología predominante observada en el cerro Siempre Amigos es un granito deformado, con desarrollo de texturas *striped gneiss* y *ribbon mylonite*, que en el centro y hacia los bordes se encuentra interdigitada con cuerpos de anfibolitas, gneises bandeados de composición intermedia y félsica. Granodioritas y dioritas afloran en una zona central, sin relaciones claras con el resto de las rocas. En la zona noreste, solo aflora localmente una banda granulítica en contacto difuso y transicional con un granito caracterizado por la presencia de cristales de granate, mineral ausente en el resto de los afloramientos graníticos. Las litologías presentes con sus relaciones de campo, sumado a la petrografía descrita, muestran puntos en común con los terrenos TTG, típicos del arcaico, y los complejos de “gneises grises”, compuestos por rocas plutónicas con deformación heterogénea, complejos gnéisicos, bandeados, a menudo migmatíticos y atravesados por diques máficos y/o graníticos.
- Se estima que en la zona de Siempre Amigos la deformación milonítica es de grado metamórfico medio a alto, con una temperatura entre 400° y 600°C. Los mecanismos de deformación que han actuado en la zona son principalmente recristalización dinámica por rotación de subgranos o

migración de bordes de grano, favoreciendo el desarrollo de texturas tipo núcleo-manto en feldespatos y plagioclasas y generación de cintas de cuarzo, microestructuras presentes en rocas de tipo *striped gneiss* y *ribbon mylonite*. Estas rocas se encuentran localizadas en pequeñas fajas en el cuerpo granítico, y gradan a texturas intermedias entre las dos, dadas por el predominio relativo de cintas de cuarzo, porfiroclastos de feldespato y matriz recrystalizada. Se considera que toda la zona, incluyendo el cerro La Crespa, probablemente fue afectada por el mismo proceso tectónico que generó la Megacizalla de Azul, ya que presenta rasgos de milonitización similares. Mediante el análisis de las orientaciones cristalográficas preferentes, OCP, se obtuvo una diferencia en las orientaciones cristalográficas de los ejes c de cuarzo, lo cual condujo a la interpretación de que los mecanismos de aplanamiento se destacan próximos a los contactos del granito con las rocas gnéissicas donde se ha generado una OCP con marcada simetría, mientras que componentes de cizallamiento simple se darían hacia el centro de los afloramientos.

- La caracterización geoquímica del granito Siempre Amigos lo define como levemente peraluminoso, de ambiente tectónico sincolisional y de arco volcánico. De la interpretación de la geoquímica de elementos mayoritarios de todas las litologías, se desprende el carácter subalcalino de las rocas de la zona de Siempre Amigos y la tendencia ligeramente peraluminosa, a pesar de la relatividad de estas afirmaciones debido a la movilización de estos elementos por fluidos, probablemente, durante la deformación. Por otro lado, los patrones de anomalías negativas de Ta-Nb y Ti conducen a la idea de la existencia de un ambiente de subducción en tiempos paleoproterozoicos. Los patrones de elementos de las REE se encuentran más preservados que los patrones de los elementos mayoritarios, y a través de ellos podemos confirmar que las rocas están genéticamente relacionadas, a excepción del granito el cual no presenta estos patrones claramente preservados. Debido a la diferente absorción de la deformación por parte de los minerales presentes en las diferentes litologías, las anfibolitas reflejan

sus patrones de REE sin modificaciones debidas a alteración y circulación de fluidos a diferencia de las litologías más graníticas. El incremento de peraluminosidad y la dispersión del número de Mg constituyen más argumentos a favor de la circulación de fluidos por evento hidrotermal o deformación en la zona. Al continuar la comparación de los aspectos geoquímicos de las rocas de Siempre Amigos con los TTG, estos tienen en común sus composiciones intermedias a ácidas y la signatura típica de arco presente en los elementos trazas. Sin embargo, las diferencias son contundentes: la naturaleza sódica de los TTG contrasta con las rocas de Siempre Amigos, más ricas en potasio, las cuales tampoco cumplen con las relaciones mayores de Sr/Y y La/Yb. Resulta más conveniente entonces identificar a las rocas de Siempre Amigos con los complejos de gneises grises teniendo en cuenta el contexto tectónico arqueano-paleoproterozoico, cuya transición se caracteriza por una disminución en el predominio de los terrenos TTG, sustituidos progresivamente por granitoides de tipo I potásicos. Este cambio en el registro magmático después de los 2.5 Ga marcaría la evolución hacia el estilo moderno de la tectónica de placas.

- En cuanto a los estudios microanalíticos, además de las clasificaciones de las fases minerales, se llevo a cabo la determinación de los valores de temperatura y presión para una muestra de granulita mediante la aplicación del geotermómetro granate y biotita y el geotermobarómetro granate-ortopiroxeno-biotita. Estos valores fueron calculados con fórmulas empíricas que arrojan valores correspondientes a la facies intermedia de anfibolitas con una dispersión importante. Para presiones de corteza media y superior (2 a 4 kbar) el par granate - biotita estima valores de 622 - 631°C. Las condiciones determinadas por el geotermobarómetro granate-ortopiroxeno-biotita son de 566°C y 3,98 kbar. Debido a la proporción relativamente alta de biotita, mineral máfico hidratado, y a la deformación que afectó a la roca, se producen reacciones de intercambio iónico a temperaturas de cierre inferiores a las generadas durante el pico metamórfico de formación del ortopiroxeno. Por lo que la temperatura

estimada debería ser más alta, como las calculadas para la reacción de formación del ortopiroxeno en granulitas de composición intermedia, determinada experimentalmente por Pattison *et al.* (2003) en un amplio rango de temperaturas desde los 800°C a 1 kbar hasta 900°C a 15 kbar.

- Las edades de cristalización U-Pb obtenidas para todas las rocas de la zona de Siempre Amigos dan edades paleoproterozoicas, dentro del Rhyaciano. Las edades obtenidas concretamente son las siguientes: 2105 y 2094 Ma para la granodiorita; 2094 ± 47 Ma para la anfibolita; 2101 ± 220 Ma para el granito, 2052 ± 57 Ma para el gneis de composición intermedia, y 2109 ± 13.6 Ma para el gneis de composición félsica. Una edad media ponderada de 652 ± 37 Ma fue calculada en base a 4 circones con edades más jóvenes pertenecientes a la roca granítica, los cuales presentan relaciones Th/U bajas, que sugieren la influencia de un evento metamórfico térmico/hidrotermal en la alteración del sistema de U-Th-Pb en torno al Neoproterozoico. A partir del estudio de los isótopos de Lu-Hf, los valores obtenidos para $\epsilon\text{Hf}(t)$ tanto positivos como negativos, estarían sugiriendo protolitos derivados de reciclaje de corteza antigua así como también de orígenes juveniles para las rocas gnéisicas y granodioríticas de la zona de estudio. También a partir de los análisis de Lu-Hf fueron deducidas las edades modelo T_{DM} y T_{DM}^C . La edad T_{DM} arroja un valor de 2,46 Ga en promedio, como edad mínima para la fuente del magma a partir del cual el circón ha cristalizado. Asimismo, la edad T_{DM}^C se calcula a partir del supuesto de que la fuente del magma fue producida de una corteza continental promedio, originalmente extraída del manto empobrecido, a los 3,41 Ga en promedio, con valores que varían entre 2,81 a 3,74 Ga.
- Se sugiere mediante la correlación de la información petrográfica, microestructural, geoquímica y geocronológica aportada, la existencia de un proceso magmático, probablemente complejo por las fuentes involucradas, que ha generado rocas de composición básica a ácida. La zona de Siempre Amigos podría interpretarse como una zona de cizalla

donde el magma sería transferido durante un período de tiempo relativamente corto en épocas paleoproterozoicas, ya que las rocas presentan edades de cristalización similares entre sí. Esta interpretación fue realizada para la zona de Stewart Island, Nueva Zelanda por Vernon *et al.* (2012), donde atribuyen la presencia de intercalación de rocas félsicas y máficas, las cuales presentan contraste en evidencia microestructural, como posible diagnóstico de una zona de transferencia de magma sintectónica que ocurriría dentro de la corteza media a superior de arcos magmáticos con deformación activa. Se sugiere entonces un escenario similar para Siempre Amigos, teniendo en cuenta la intercalación de rocas anfíbolíticas, gnéissicas y félsicas, la escasa evidencia microestructural de deformación de las primeras comparadas con el granito con texturas que llegan a desarrollar *striped gneiss* en sectores con máxima intensidad de cizallamiento, el predominio de mecanismos de aplanamiento indicados por los datos de OPC. Se suma a favor de esta interpretación la clasificación geoquímica del granito Siempre Amigos como granito de arco volcánico a sincolisional y la signatura de arco que muestra el análisis de los elementos incompatibles de todas las rocas estudiadas. Estas rocas, predominantemente graníticas, intercaladas con anfíbolitas y gneises pasarían a conformar un complejo gnéissico bandado típico de “gneises grises”, para esta porción del Cratón del Río de la Plata, en un contexto temporal posterior al límite Arqueano-Proterozoico.

Bibliografía

Almeida F.F.M. de, Amaral, G. Cordani, U.G. and Kawashita, K. (1973) The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of Amazonas River. In: Nairn and Stille (eds.) *The ocean basin and margins*. 1: 411-446, Plenum, New York.

Anovitz, L.M., 1991. Al-zoning in pyroxene and plagioclase: window on the late prograde to early retrograde P-T paths in granulite terranes. *American Mineralogist*, 76: 1328 - 1343.

Aranovich, L. Ya. y Berman, R.G., 1997. A new garnet-orthopyroxene thermometer based on reversed Al₂O₃ solubility in FeO-Al₂O₃-SiO₂ orthopyroxene. *American Mineralogist*, 82: 345 - 353.

Babinski, M., Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R., da Silva, L.C., 1996. Juvenile accretion at 750±700 Ma in southern Brazil. *Geology* 24: 439-442.

Barker, F., 1979. Trondhjemites: definition, environment and hypotheses of origin. En: Barker, F. (Ed.), *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Elsevier Amsterdam: 1-12.

Bhattacharya, A. R., Weber, K. 2004. Fabric development during shear deformation in the Main Central Thrust Zone, NW-Himalaya, India. *Tectonophysics* 387: 26- 46.

Batchelor, R.A. y Bowden, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multication parameters. *Chemical Geology* 48: 43-55.

Bhattacharya, A., Mohanty, L., Maji, A., Sen, S.K. y Raith, M., 1992. Non-ideal mixing in the phlogopite - annite binary: constraints from experimental data on Mg - Fe partitioning and a reformulation of the biotite - garnet geothermometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 111:87 - 93.

Berman, R. G. y Aranovich, L.Y., 1996. Optimized standard state and mixing properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126: 1-24.

Borello, A. V. 1962. Formación Punta Mogotes (Eopaleozoico, Provincia de Buenos

Aires. Com. Inv. Cient. Angel V. Borello, editor. La Plata.

Boullier, A.M. y Bouchez, J.L. 1978. Le quartz en rubans dans les mylonites. Bulletin de la Société géologique de France 7: 253-262.

Boynton, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. In: Rare earth element geochemistry. Henderson, P. (Editors), Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam: 63-114.

Bouvier, A., Vervoort, J.D., Patchetta P.J. (2008). The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. Earth and Planetary Science Letters. Volume 273, Issues 1-2: 48-57.

Chacko, T., Lamb, M. y Farquhar, J., 1996. Ultra-high temperatura metamorphism in the Kerala Khondalite Belt. En: Santosh, M. y Yoshida, M. (eds). The Archean and Proterozoic Terrains in Southern India within Gondwana. Gondwana Research Group Memoir, 3: 157 - 165.

Chappell, B. W. y White, A. J. R. 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geology 8:173-174.

Chauvel, C., Blincher-Toft, J.E. 2001. A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle. Earth Planet Sc Lett 190: 137-151.

Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., 2004. Geophysical evidence for terrane boundaries in south-central Argentina. Gondwana Res. 7: 1105-1116.

Cingolani, C.A. 2011. The Tandilia System of Argentina as a southern extension of the Río de la Plata craton: an overview. International Journal of Earth Sciences 100: 221-242.

Chu, N.C., Taylor, R.N., Chavagnac, V., Nesbitt, R.W., Boella, R.M., Milton, J.A., German., C.R., Bayon, G., Burton, K. 2000. Hf isotope ratio analysis using multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry: an evaluation of isobaric interference corrections. J. Anal. At. Spectrom., 17: 1567-1574

Cingolani, C.A., Hartmann, L.A., Santos, J.O. y Mc Naughton, N.J. 2002. U-Pb SHRIMP dating zircons from the Buenos Aires complex of the Tandilia belt, Río de la Plata craton, Argentina. Actas CD-ROM, 15º Congreso Geológico Argentino (El Calafate, Santa Cruz). Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, 1: 149-154.

- Condie, K.C. 2005. TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos*, v. 80 :1-4: 33-44.
- Condie, K.C., Beyer, E., Belousova, E., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. 2005a. U-Pb isotopic ages and Hf isotopic composition of single zircons: The search for juvenile Precambrian continental crust. *Precambrian Research* 139: 42-100.
- Dalla Salda, L. 1981. Tandilia, un ejemplo de tectónica de transcurrancia en basamento. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43(2): 198-209.
- Dalla Salda, L., Bossi, J. y Cingolani, C. 1988. The Río de la Plata cratonic region of southwestern Gondwanaland. *Episodes* 11(4): 263-269.
- Dalla Salda, L., Franzese, J. y Posadas, V. 1992. The 1.800 Ma milonite anatectic granitoid association in Tandilia, Argentina. En: Mason, R. (Ed.), *Basement Tectonics*, vol. 7. Kluwer Academic Publishers. pp. 161-174, Netherlands.
- Dalla Salda, L., de Barrio, R., Echeveste, H. y Fernández, R. 2005. El basamento de las sierras de Tandilia. En: de Barrio, Etcheverry, Caballé y Llambías (Eds.), *Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires. Relatorio del 16º Congreso Geológico Argentino La Plata*: 31-50.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman J. 2001. *Rock-forming Minerals: Feldspars*, Volume 4A. Geological Society of London.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman J. 1993. *Rock-forming Minerals: Micas*, Volume 4A. Geological Society of London.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman J. 1997. *Rock-forming Minerals: Orthosilicates*, Volume 1A. Geological Society of London.
- Ferry, J.M. y Spear, F.S., 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 66: 113 - 117.
- Drummond, M.S. and Defant, M.J. 1990. A Model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crystal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research* 95.
- Frisicale, M.C., Dimieri, L.V. y Dristas, J.A. 1998. The Boca de la Sierra megashear zone, Tandilia, Argentina. *Terra Nostra*. 16 Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium: 39. Bayreuth.

- Frisicale, M.C., Dimieri, L.V. y Dristas, J.A. 1999. Megacizalla en Boca de la Sierra, Tandilia: Convergencia normal? 14º Congreso Geológico Argentino (Salta) 1: 168-171.
- Frisicale, M.C., Dimieri, L.V. y Dristas, J.A. 2001. Cinemática de las milonitas del basamento en Boca de la Sierra, Sierras de Azul, Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 56 (3): 319-330.
- Frisicale, M.C., Dimieri, L.V. y Dristas, J.A. 2004. Deformación dúctil en el Cerro Negro, megacizalla de Azul, Tandilia, Provincia de Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación Especial 7: 82-88.
- Frisicale, M. C., Martínez, F. J., Dimieri, L. V. y Dristas, J. A. 2005. Microstructural analysis and P-T conditions of the Azul megashear zone, Tandilia, Buenos Aires province, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 19: 433-444.
- Frisicale, M. C., Dimieri, L., Araujo, V. y Dristas, J. 2010. Mecanismos de deformación en la transición milonitas/*striped gneiss* y milonitas/ultramilonitas en las Sierras de Azul, cratón del Río de la Plata, Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 67: 4-18.
- Frisicale, M.C., Dimieri, L.V., Dristas, J.A., Araujo, V. y Fortunatti, N. 2012a. Microstructural and geochemical analysis of Paleoproterozoic pseudotachylytes in Río de la Plata craton, Tandil belt, Argentina. Geologica Acta, 10 (2): 85-101.
- Frisicale, M. C., Dimieri, L., Angeletti y M., Dristas, J. 2012b. Evidencias de múltiples episodios de deformación en la Megacizalla de Azul, Tandilia. 15º Reunión de Tectónica y 14º Taller de Campo. Comisión de Tectónica de la Asociación Geológica Argentina. San Juan.
- Frisicale, M. C., Angeletti M., Dimieri, L., Martínez, J.C. y Dristas, J. 2015. Retrogradación de granulitas miloníticas y formación de filonitas en la Megacizalla de Azul, Tandilia. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 72 (3): 314 - 325.
- Frost, B.R., Arculus, R.J., Barnes, C.G., Collins, W.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. A geochemical classification of granitic rocks. Journal of Petrology 42: 2033-2048.
- Gonzalez Bonorino, F., Zardini, R., Figueroa M. y Limousin, T. 1956. Estudio geológico de las Sierras de Olavarría y Azul (Prov. de Buenos Aires). LEMIT, Serie

2(63): 1-22.

Guereschi, A.B. y Martino, R.D., 2002. Geotermobarometría de la paragénesis cuarzo-plagioclasa-biotita-granate-sillimanita en gneises del sector centro-oriental de la sierra de Comechingones, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57 (4): 365 – 375.

Gulbin, Y., 2011. Optimization of the garnet – biotite geothermometer: I. Temperature trends. *Geology of ore Deposits*, 53 (7): 528 – 542.

Halpern M, Linares E. 1970. Edad rubidio-estroncio de las rocas graníticas del basamento cristalino del área de Olavarría, provincia de Buenos Aires, República Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 25 (3):303–306.

Hanmer, S. 2000. Matrix mosaics, brittle deformation, and elongate porphyroclasts: granulite facies microstructures in the Striding-Athabasca mylonite zone, western Canada. *Journal of Structural Geology* 22: 947-967.

Hart, S.R., Krogh, T.E., Davis, G.L., Aldrich, L.T., Munizaga, R. 1965. A geochronological approach to the continental drift hypothesis. *Carnegie Institute of Washington Yearbook* 65:57–59.

Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Cingolani, C.A., Mc Naughton, N.J. 2002. Two Paleoproterozoic Orogenies in the Evolution of the Tandilia Belt, Buenos Aires, as evidenced by zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *International Geology Review*, 44: 528-543.

Hippertt, J., Rocha, A., Lana, C., Egydio-Silva, M. y Takeshita, T. 2001. Quartz plastic segregation and ribbon development in high-grade striped gneisses. *Journal of Structural Geology* 23: 67-80.

Hirth, G. y Tullis, J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 14 (2): 145-159.

Hodges, K.V., y Spear, F.S., 1982. Geothermometry, geobarometry and the AlSiO₃ triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist*, 67: 1118-1134.

Indares, A. y Martignole, J., 1985. Biotite – garnet geothermometry in granulite-facies rocks: Evaluation of Equilibrium criteria. *Canadian Mineralogist*, 23: 187-193.

- Iyer, S., Choudhuri, A., Pattison, D. y De Paoli, G. 1996. Petrology and geochemistry of the Neoproterozoic Guaxupé granulite facies terrain, southeastern Brazil. *Precambrian Research* 77(1): 23-40.
- Kleemann, U. y Reinhardt, J., 1994. Garnet – biotite thermometry revisited: The effect of Al^{VI} and Ti in biotite. *European Journal of Mineralogy* vol.6: 925-941.
- Jorgensen, L., Frisicale, M.C. y Dimieri, L.V. 2006. Análisis microestructural e interpretación de las condiciones de P-T del sector NO del cerro La Crespa, Tandilia, Prov. de Buenos Aires, Argentina. 13^o Reunión de Tectónica. Comisión de Tectónica de la Asociación Geológica Argentina. San Luis.
- Jorgensen, L., Frisicale, M.C. y Dimieri, L.V. 2008. Microestructuras de deformación en rocas granulíticas, cerro La Crespa, Tandilia, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (2): 233-243.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V. G., Linthouth, K., Laird, J., Mandarino, J. 1997. Nomenclature of Amphiboles: Reporte of the Subcommittee on Amphiboles of International Mineralogical Association (CNMMN). *Mineralogical Magazine*, vol. 61: 295-321.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Birch, W.D., Burke, E.A.J., Ferraris, G., Grice, J.D., Hawthorne, H.J., Kisch, H.J., Krivovichev, V. G., Schumacher, J.C., Stephenson, N.C.N., Whittaker, E. J. W. 2004. Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature. v. 68 no. 1: 209-215.
- Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A. y Zanettin, B., 1986. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology* 27(3): 745-750.
- Ledru, P., Johan, V., Millesi, J.P., Tegye, M., 1994. Markers of the last stages of the Paleoproterozoic collision: evidence for a 2.0 Ga continent involving circum-Atlantic provinces. *Precambrian Research* 69:169-191.
- Le Maitre, R. W. (ed.) 2002. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*, 2nd ed.

- Leite, J., Hartmann, L., Fernandes, L., McNaughton, N., Soliani, E. Jr., Koester, E., Santos, J., Vasconcellos, M., 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of gneissic basement of the Dom Feliciano belt, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 13: 105-113.
- Lister, G.S. y Hobbs, B.E. 1980. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. *Journal of Structural Geology* 2 (3): 355-370.
- Ludwig, K.R., 2003. Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel®(Revised Version), vol. 4. Berkeley Geochronological Center, Special Publication, Berkeley, CA.
- Maniar, P. y Piccoli, P. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101(5): 635-643.
- Marchese, H. y Di Paola, E. 1975. Reinterpretación estratigráfica de la perforación de Punta Mogotes I, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30 (1): 44-52.
- Martin, H. 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology* 14: 753-756.
- Martin, H., 1994. The Archean grey gneisses and the genesis of the continental crust. In: Condie, K.C. (Ed.), *The Archean Crustal Evolution, Developments in Precambrian Geology*. Elsevier, Amsterdam: 205 - 259.
- Martin, H., 1999. The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46: 411-429.
- Martin, H. y Moyen J-F. 2012. Forty years of TTG research. *Lithos* 148: 312-336.
- Martínez, J.C., Dristas J.A., Van Den Kerkhof, A.M., Wemmer, K., Massonne H. J., Theye, T., Frisicale M.C. 2013. Late-Neoproterozoic hydrothermal fluid activity in the Tandilia belt, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol.70 n°3: 410-426.
- Nicolas, A. y Poirier, J.P. 1976. *Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks*. Wiley, 444 p. London.
- Mattenini, M., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Buhn, B. 2010. Combined U-Pb and Lu-Hf isotope analyses by laser ablation MC-ICP-MS: methodology and

applications. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 82(2): 479-491.

Miller, C. F. y Stoddard, E. F. 1981. *Journal of Geology*. 89: 233-246.

Morimoto, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*. Volumen 73: 1123- 1133.

Moyen, J.-F. 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the “adakitic signature”. *Lithos* 112: 556–574 .

Moyen, J.-F., 2011. The composite Archaean grey gneisses: petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crystal growth. *Lithos*, 123: 21–36.

Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., 2011. The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences* 100: 201–220.

Pankhurst, R.J., Ramos, V.A. y Linares, E. 2003. Antiquity of the Río de la Plata craton in Tandilia, southern Buenos Aires province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 5-13.

Passchier C. y Trouw, R. 2005. *Microtectonics*. Springer Verlag, 366 p. Berlin.

Patchett, P.J., Kouvo, O., Hedge, M., Tatsumoto, M. 1981. Evolution of the continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 75: 263–267.

Paton, C.; Hellstrom, J.; Paul, B.; Woodhead, J., Hergt, J. 2011. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 26 (12): 2508-2518.

Pattison, D.R.M., Chacko, T., Farquhar, J. y McFarlane, C., 2003. Temperatures of granulite-facies metamorphism: constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry corrected for retrograde Exchange. *Journal of Petrology*, 44 (5): 867 - 900.

Pearce, J.A., Harris, B.W. y Tindle, A.G. 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.

Perchuk, L.L. y Lavrent'eva, W. 1983. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. En Saxena, S. K. (eds), *Kinetics*

and equilibrium in mineral reactions, *Advances in Physical Geochemistry*, 3: 199-239, Springer, New York.

Peri, V.G., Pomposiello, María Cristina, Favetto Alicia, Barcelona Hernan, Rossello Eduardo Antonio. 2013. Magnetotelluric evidence of the tectonic boundary between the Río de La Plata Craton and the Pampean terrane (Chaco-Pampean Plain, Argentina): The extension of the Transbrasiliano Lineament. *Tectonophysics* 608: 685–699.

Powell, R., Holland, T.J.B., Worley, B., 1998. Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using Thermocalc. *Journal of Metamorphic Geology* 16, 577–588.

Pryer, L. 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canadá. *Journal of Structural Geology* 15 (1): 21-36.

Ramos, V. A. 1999. Rasgos estructurales del territorio Argentina. Evolución tectónica de la Argentina. En: *Geología Argentina. Anales SEGEMAR* 29 (24): 715-784. Buenos Aires.

Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Baldo, E.G., Conzalez-Casado, J.M., Galindo, C., Dahlquist, J. 2007. The Rio de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth Science Reviews* 83: 49-82.

Rapalini, A.E. 2015. Paleomagnetic study on mid-Paleoproterozoic rocks from the Rio de la Plata craton: Implications for Atlantica. *Gondwana research* 27 (4):1534–1549.

Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Galindo, C., Baldo, E.G., Casquet, C., Colombo, F., Dahlquist, J., 2011. Hf and O isotopic signature of 840–730 Ma A-type granitic and felsic igneous rocks in Southern South America. VII Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, Avila, Spain (Abstract 121).

Rogers, J.J.W., 1996. A history of continents in the last three billion years. *The Journal of Geology* 104: 91–107.

Rogers, J.J.W., Santosh, M., 2004. *Continents and Supercontinents*. Oxford University Press (289 pp.).

Rollinson H R, Tarney J. 2005. Adakites – the key to understanding LILE depletion in granulites. *Lithos* 79: 61-81.

- Rollinson H R. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation (Longman Geochemistry Series) 1st Edition.
- Scherer, E., Münker, C., Mezger, K. 2001. Calibration of the lutetium–hafnium clock. *Science* 293: 683–687.
- Shand, S.J. 1943. Eruptive rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relations to Ore-deposits with a Chapter on Meteorite. John Wiley and Sons, 444 p., New York.
- Stern, R.J., 2008. Modern-style plate tectonics began in Neoproterozoic time: an alternative interpretation of Earth's tectonic history. *Geological Society of America Special Paper* 440: 265–280.
- Stipp, M., Stütnitz, H., Heilbronner, R. y Schmid, S. 2002. The eastern Tonale fault zone: a “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700° C. *Journal of Structural Geology* 24: 1861-1884.
- Sun, S.S. y McDonough, WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications* 42 (1): 313-345.
- Ten Grotenhuis, S.M., Trouw, R. A. J., Passchier, S. W. (2003) Evolution of mica fish in mylonitic rocks. *Tectonophysics* 372: 1-21.
- Teixeira, W., Pinese, J.P., Iacumin, M., Girardi, V.A., Piccirillo, E.M., Echeveste, H., Ribot, A., Fernández, R., Renne, P.R., Heaman, L.M., 2001. Geochronology of calc-alkaline and tholeiitic dyke swarms of Tandilia, Río de la Plata craton, and their role in the paleoproterozoic tectonics. III South American Symposium of Isotope Geology, Pucón, Chile: 257-260. Extended abstract, CD-Rom, SENARGEO-MIN, Santiago.
- Teixeira W, Pinese JPP, Iacumin M, Girardi VAV, Piccirillo EM, Echeveste H, Ribot A, Fernandez R, Renne P, Heaman LM. 2002. Calc-alkaline and tholeiitic dyke swarms of Tandilia, Rio de la Plata craton, Argentina: U-Pb, Sm-Nd and Rb-Sr ^{40}Ar - ^{39}Ar data provide new clues for intraplate rifting shortly after Transamazonian orogeny. *Precambrian Res* 119:329–353.
- Rollinson, H., Tarney, J. 2005. Adakite - The key to understanding LILE depletion in granulites. *Lithos*, 79(1):61-81.

- Taylor, S.R., MC Lennan, M. 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell, 312 p.
- Teruggi, M., Kilmurray, J., Rapela, C., Dalla Salda, L. 1974. Diques básicos en las Sierras de Tandil. *Revista Asociación Geológica Argentina* 29(1):41-60.
- Thompson, A.B., 1976. Mineral reactions in pelitic rocks, parts 1 and 2. *American Journal of Science*, 276: 401 - 454.
- Tohver, E., Cawood, P.A., Rosello, E.A. y Jourdan, F. 2012. Closure of the Clymene Ocean and formation of West Gondwana in the Cambrian: Evidence from the Sierras Australes of the southernmost Rio de la Plata craton, Argentina. *Gondwana Research* 21: 394-405.
- Twiss, R.J. y Moores, E. M., 1992. *Structural Geology*. Freeman, 532p. New York.
- Varela *et al.* (1988).
- Vernon, R.H., Collins, W.J., Cook, N.D.J., 2012. Metamorphism and deformation of mafic and felsic rocks in a magma transfer zone, Stewart Island, New Zealand. *J. Metamorph. Geol.* 30 (5): 473-488.
- Wedepohl, K.H. 1995. The compositions of the continental crust. *Geochim Cosmochim Acta* 59: 1217-1232.
- 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: 114-129.

Anexo I Análisis químicos roca total

Tipo de Roca ^a	Anfibolita	Anfibolita	Anfibolita	GCF	GCF	GCF	Diorita	Diorita	Granito
Muestra	05081212	09081212	06061211	11081212	05010813	02020813	020801212	01081212	06081212
Longitud ^b	59° 52' 2"	59° 52' 3"	59° 51' 51"	59° 52' 3"	59° 52' 4"	59° 52' 32"	59° 52' 12"	59° 52' 29"	59° 52' 4"
Latitud ^b	37° 1' 56"	37° 1' 54"	37° 1' 59"	37° 1' 54"	37° 1' 54"	37° 2' 5"	37° 2' 7"	37° 2' 21"	37° 1' 55"
SiO ₂	54,11	54,21	53,84	76,33	78,90	73,83	59,95	63,17	77,49
TiO ₂	0,83	0,79	0,81	0,08	0,01	0,21	1,13	0,60	0,05
Al ₂ O ₃	17,75	16,63	16,30	12,99	12,75	13,74	16,57	16,21	12,53
FeO	8,15	9,18	8,96	1,02	0,93	2,36	6,76	5,17	0,79
MgO	3,67	4,09	4,54	0,15	0,15	0,36	1,64	2,05	0,04
MnO	0,21	0,28	0,19	0,02	0,03	0,02	0,11	0,11	0,01
CaO	7,07	6,44	6,70	0,97	1,79	1,32	4,11	4,17	0,37
Na ₂ O	3,81	3,38	4,05	2,88	3,83	2,89	2,56	3,39	2,74
K ₂ O	1,70	2,13	2,01	4,54	0,75	3,88	4,77	2,88	5,19
P ₂ O ₅	0,37	0,28	0,32	0,05	0,02	0,08	0,53	0,23	0,03
LOI	0,62	0,75	0,90	0,66	0,39	0,63	0,43	0,64	0,51
Total	98,29	98,16	98,62	99,70	100,58	101,96	106,08	104,36	99,75
Mg#	0,45	0,44	0,47	0,21	0,22	0,21	0,30	0,41	0,08
ASI	0,88	0,88	0,80	1,15	1,23	1,23	1,06	1,03	1,17
<i>Elementos Trazas (ppm)</i>									
Li	42,87	78,66	0,00	10,62	8,76	47,97	20,78	59,14	6,24
Be	5,78	2,95	4,00	2,49	2,81	2,19	2,87	2,84	0,66
Sc	21,77	28,74	26,00	1,29	11,67	9,09	16,29	14,53	2,20
V	118,99	165,94	166,00	16,15	24,05	35,14	77,54	83,59	7,66
Cr	132,99	180,81	0,01	316,48	392,04	463,23	295,18	354,95	150,17
Co	42,78	45,93	29,30	51,74	1,46	2,75	12,10	12,34	75,39
Ni	17,51	13,69	<20	10,52	11,89	16,15	16,02	20,04	5,80
Cu	10,73	26,48	183,00	43,10	8,17	7,95	30,77	30,62	21,58
Zn	137,56	180,61	111,00	27,04	26,93	33,81	120,25	75,69	15,59
Ga	22,33	22,96	18,10	21,85	21,67	19,95	26,01	20,52	22,76
Rb	169,16	388,26	282,50	236,01	38,13	164,50	177,16	150,99	233,47
Sr	742,93	567,47	572,40	81,70	102,36	124,52	735,59	668,34	24,73
Y	19,46	24,43	15,30	6,69	3,69	21,15	32,30	23,21	10,54
Zr	89,40	111,10	111,30	112,70	60,00	189,80	1007,50	172,40	79,70
Nb	6,14	9,38	6,40	3,22	1,16	19,40	29,03	12,11	2,64
Cs	6,27	18,52	17,30	1,07	0,45	1,33	1,04	3,16	0,47
Ba	764,94	858,32	1232,00	218,28	114,36	532,98	3743,48	1257,40	66,07
La	37,37	33,41	25,70	10,14	17,64	16,50	175,21	50,69	8,33
Ce	77,44	67,77	54,40	17,37	28,50	37,40	352,37	101,82	12,64
Pr	9,70	8,32	6,71	1,83	2,75	4,74	38,88	11,50	1,36
Nd	38,30	32,70	28,40	7,26	9,92	19,54	136,79	43,00	6,06
Sm	6,95	6,54	5,28	1,34	1,46	5,01	19,25	7,56	1,43
Eu	2,01	1,67	1,37	0,31	0,22	0,53	4,08	1,52	0,14
Gd	5,06	5,21	4,30	1,33	1,00	4,62	12,70	5,58	1,50
Tb	0,66	0,75	0,60	0,19	0,13	0,68	1,60	0,77	0,26
Dy	3,34	4,33	3,39	1,11	0,64	3,82	6,45	3,98	1,69
Ho	0,64	0,85	0,59	0,24	0,12	0,75	1,18	0,78	0,40
Er	1,56	2,33	1,53	0,68	0,33	1,83	2,80	1,98	1,19
Tm	0,26	0,38	0,24	0,12	0,06	0,27	0,40	0,32	0,22
Yb	1,59	2,44	1,54	0,70	0,45	1,36	2,23	1,90	1,37
Lu	0,25	0,39	0,23	0,12	0,07	0,22	0,34	0,29	0,23
Hf	1,76	2,34	2,80	5,72	2,71	6,62	10,11	4,55	3,04
Ta	0,49	0,89	0,30	0,64	0,09	0,62	0,90	0,89	0,59
W	0,00	0,00	1,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pb	16,43	11,74	2,30	42,36	21,06	34,38	21,71	20,35	37,16
Th	3,21	3,60	2,50	11,45	3,59	36,02	6,38	12,37	5,70
U	1,68	1,19	0,70	3,46	0,81	4,20	1,19	3,23	2,25

^a GCF: Gneis Composición Felsica; GCI: Gneis Composición Intermedia

^b Coordenadas geográficas en grados, minutos y segundos

Tipo de Roca ^a	Granito	Granito	Granito	Granito	Granito	Granito	Granito	Granito	Granito
Muestra	07081212	08010813	07010813	06010813	10020813	09020813	08020813	07020813	06020813
Longitud ^b	59° 52' 4"	59° 52' 1"	59° 51' 59"	59° 51' 59"	59° 52' 43"	59° 52' 32"	59° 0' 27"	59° 0' 24"	59° 0' 21"
Latitud ^b	37° 1' 55"	37° 2' 11"	37° 2' 10"	37° 2' 10"	37° 2' 8"	37° 2' 7"	37° 2' 3"	37° 0' 3"	37° 0' 3"
SiO ₂	76,83	77,52	77,42	76,96	78,64	76,97	77,96	77,86	77,29
TiO ₂	0,03	0,06	0,08	0,05	0,05	0,05	0,04	0,06	0,04
Al ₂ O ₃	13,02	12,33	12,27	12,31	11,61	12,50	12,21	12,29	12,60
FeO	0,75	1,16	1,42	1,18	1,08	1,31	1,10	1,08	1,30
MgO	0,07	0,02	0,00	0,00	0,00	0,08	0,02	0,09	0,00
MnO	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02
CaO	0,56	0,49	0,40	0,52	0,41	0,47	0,48	0,42	0,58
Na ₂ O	3,14	2,24	2,24	2,05	2,09	2,33	2,44	2,38	2,38
K ₂ O	4,92	5,35	5,25	5,52	5,26	5,53	5,03	5,17	5,10
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02	0,04	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
LOI	0,37	0,44	0,48	0,89	0,39	0,27	0,28	0,25	0,24
Total	99,72	100,93	101,17	100,84	100,75	101,01	100,80	100,83	101,01
Mg#	0,14	0,03	0,00	0,00	0,00	0,10	0,03	0,13	0,00
ASI	1,14	1,19	1,22	1,21	1,18	1,18	1,18	1,20	1,20
<i>Elementos Trazas (ppm)</i>									
Li	5,93	4,70	6,56	3,57	2,23	4,00	4,64	4,39	5,38
Be	0,87	1,14	0,89	1,22	0,67	1,14	0,57	0,71	1,77
Sc	1,51	9,10	10,02	9,09	10,00	7,53	7,94	9,13	8,08
V	6,12	24,42	25,34	25,98	28,98	23,81	18,90	23,57	23,97
Cr	146,11	335,40	340,51	349,28	406,39	308,95	260,58	344,14	341,17
Co	50,17	0,91	1,10	1,05	0,87	0,88	0,90	0,75	0,82
Ni	5,25	9,81	9,91	9,75	10,61	8,93	7,82	9,52	9,36
Cu	36,67	6,32	7,83	7,11	11,04	6,17	7,97	7,28	5,77
Zn	20,08	14,08	15,96	12,20	13,24	15,06	12,80	13,75	14,47
Ga	24,22	15,69	16,01	17,20	15,60	16,36	17,57	16,28	18,20
Rb	211,54	198,74	210,06	222,57	210,43	174,22	206,03	160,08	212,95
Sr	8,44	35,66	19,41	33,60	28,09	13,76	8,03	8,83	12,55
Y	20,03	2,45	5,61	2,34	8,81	2,66	32,52	1,36	1,62
Zr	76,10	109,00	116,40	101,00	91,70	94,10	81,80	92,20	148,00
Nb	5,68	3,26	6,50	4,77	2,90	1,77	1,54	2,01	3,52
Cs	0,14	0,39	0,28	0,26	0,53	0,34	0,34	0,47	1,20
Ba	36,44	160,53	119,87	95,09	156,87	35,29	34,44	13,01	27,26
La	6,53	10,22	7,88	11,58	7,51	5,14	5,47	2,33	3,94
Ce	15,94	16,34	15,68	18,30	8,94	9,45	14,01	3,22	12,52
Pr	2,16	1,88	1,77	2,25	1,29	0,97	1,77	0,23	0,78
Nd	10,96	7,39	7,81	8,79	5,45	4,30	9,90	1,46	3,42
Sm	4,34	1,29	1,80	1,53	1,41	0,80	3,82	0,21	0,54
Eu	0,11	0,28	0,23	0,20	0,19	0,09	0,08	0,04	0,05
Gd	4,32	0,87	1,44	0,96	1,47	0,59	4,38	0,21	0,39
Tb	0,76	0,10	0,22	0,11	0,23	0,08	0,76	0,04	0,05
Dy	5,03	0,49	1,17	0,42	1,56	0,42	5,13	0,20	0,23
Ho	1,06	0,09	0,24	0,08	0,34	0,09	1,15	0,05	0,05
Er	2,98	0,23	0,55	0,21	0,92	0,23	3,04	0,14	0,15
Tm	0,52	0,04	0,08	0,04	0,14	0,04	0,45	0,02	0,03
Yb	3,31	0,25	0,45	0,23	0,79	0,26	2,58	0,17	0,19
Lu	0,49	0,05	0,08	0,05	0,12	0,05	0,38	0,04	0,04
Hf	3,07	3,14	3,61	3,53	4,16	3,49	3,07	3,35	5,91
Ta	0,45	0,11	0,11	0,07	0,11	0,05	0,05	0,06	0,18
W	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pb	42,75	23,95	24,01	32,90	26,01	28,70	31,49	13,55	31,11
Th	12,69	6,35	3,68	10,05	5,66	29,48	12,53	10,84	23,63
U	7,66	0,68	0,84	1,21	1,42	4,46	3,74	1,75	6,73

Tipo de Roca ^a	Granito	Granito	Granito	Granito	Granito	Granito	Granito	Granito	Granito
Muestra	05020813	03010813	04020813	04081212	10031105	02051211	01061211	04071211	04061211
Longitud ^b	59° 0' 21"	59° 52' 4"	59° 52' 32"	59° 52' 3"	59° 51' 59"	59° 52' 40"	59° 52' 21"	59° 51' 36"	59° 52' 2"
Latitud ^b	37° 0' 6"	37° 1' 54"	37° 2' 5"	37° 2' 1"	37° 1' 58"	37° 2' 14"	37° 2' 12"	37° 1' 53"	37° 2' 0"
SiO ₂	77,25	77,84	76,82	77,91	73,74	74,06	74,55	74,81	75,09
TiO ₂	0,04	0,04	0,04	0,03	0,01	0,15	0,18	0,03	0,10
Al ₂ O ₃	12,47	12,24	12,71	13,51	14,56	13,32	12,88	13,24	13,42
FeO	1,36	0,93	1,46	0,80	0,82	1,84	2,35	1,46	1,25
MgO	0,00	0,05	0,01	0,01	0,05	0,63	0,15	0,02	0,03
MnO	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,04	0,01	0,01
CaO	0,60	0,42	0,79	2,07	0,87	0,70	1,18	0,38	0,54
Na ₂ O	2,48	2,23	2,54	3,73	4,17	3,67	2,46	3,36	3,28
K ₂ O	5,09	5,57	5,01	1,11	4,86	4,40	5,10	5,66	5,64
P ₂ O ₅	0,04	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,04	0,01	0,01
LOI	0,27	0,28	0,15	0,28	0,80	0,90	0,50	0,90	0,50
Total	101,12	100,66	101,20	100,37	99,92	99,71	99,43	99,88	99,87
Mg#	0,00	0,09	0,01	0,02	0,10	0,38	0,10	0,02	0,04
ASI	1,18	1,18	1,15	1,22	1,07	1,11	1,11	1,07	1,08
<i>Elementos Trazas (ppm)</i>									
Li	5,00	5,27	10,92	3,45	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Be	1,01	0,57	0,84	3,14	2,00	<1	1,00	<1	<1
Sc	9,13	8,43	9,79	10,23	<1	2,00	12,00	<1	<1
V	23,62	26,71	28,82	26,96	<8	<8	9,00	<8	<8
Cr	367,18	373,13	429,93	403,12	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
Co	0,89	1,01	1,22	1,07	1,50	1,40	1,50	1,00	0,70
Ni	10,43	10,51	12,25	12,19	<20	<20	<20	<20	<20
Cu	6,96	37,02	13,62	7,05	34,40	4,90	14,00	24,50	37,10
Zn	16,70	16,47	31,43	14,39	19,00	23,00	59,00	5,00	15,00
Ga	16,84	19,74	19,13	18,74	21,70	16,90	16,70	21,10	18,10
Rb	197,83	223,19	206,99	31,51	264,10	113,80	137,50	227,80	223,50
Sr	12,33	16,31	32,55	148,65	40,30	72,60	226,20	17,10	45,10
Y	6,49	5,03	6,03	4,18	12,40	4,80	13,90	13,70	2,10
Zr	87,00	88,80	115,10	119,20	50,90	147,40	232,00	91,00	20,40
Nb	2,28	3,57	4,13	3,36	0,50	7,90	5,70	2,60	5,80
Cs	0,29	0,92	0,63	0,17	4,00	0,30	0,20	0,30	1,00
Ba	40,12	61,15	97,68	341,25	76,00	183,00	2306,00	35,00	120,00
La	5,38	9,65	6,77	14,03	12,10	49,80	78,30	4,70	4,40
Ce	10,50	14,16	10,81	22,56	9,60	92,90	150,00	6,40	5,20
Pr	1,01	1,22	0,96	2,71	3,04	10,07	16,64	0,66	0,44
Nd	4,87	4,74	4,23	9,80	10,00	34,40	58,80	2,50	1,10
Sm	1,10	0,93	1,03	1,60	2,99	4,72	8,53	0,85	0,20
Eu	0,09	0,08	0,19	0,46	0,18	0,57	1,34	0,05	0,19
Gd	1,09	0,86	1,08	1,12	2,51	3,17	6,60	1,19	0,21
Tb	0,17	0,13	0,16	0,15	0,44	0,25	0,68	0,30	0,04
Dy	0,92	0,73	1,08	0,68	2,30	1,00	3,11	2,28	0,27
Ho	0,19	0,16	0,23	0,14	0,42	0,13	0,54	0,55	0,05
Er	0,42	0,44	0,62	0,37	1,18	0,30	1,41	1,88	0,18
Tm	0,06	0,08	0,10	0,06	0,18	0,06	0,16	0,30	0,03
Yb	0,37	0,42	0,61	0,36	1,06	0,31	0,95	1,86	0,23
Lu	0,06	0,09	0,11	0,07	0,16	0,05	0,13	0,25	0,03
Hf	2,89	4,81	5,49	4,85	2,00	5,00	5,90	5,70	1,10
Ta	0,05	0,13	0,10	0,16	<0,1	0,10	<0,1	<0,1	0,30
W	0,00	0,00	0,00	0,00	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Pb	30,89	47,91	58,28	19,80	30,90	18,60	6,50	14,30	14,20
Th	17,55	9,95	19,88	15,18	9,10	48,10	11,30	12,20	4,00
U	2,57	2,15	5,06	1,91	3,60	1,20	0,50	2,90	0,90

Tipo de Roca ^a	Granito	Granito	Granito	Granito	Granito	Granito	Granito	Granito	GCI
Muestra	08270404	05270404	05071211	06270404	07270404	11061211	03270715	16061211	10081212
Longitud ^b	59° 52' 1"	59° 52' 5"	59° 51' 52"	59° 52' 0"	59° 52' 0"	59° 52' 6"	59° 51' 10"	59° 53' 10"	59° 52' 3"
Latitud ^b	37° 2' 3"	37° 1' 55"	37° 1' 57"	37° 1' 58"	37° 2' 0"	37° 2' 0"	37° 1' 50"	37° 3' 5"	37° 1' 54"
SiO ₂	75,55	77,21	77,24	77,66	77,98	78,04	74,90	78,67	68,80
TiO ₂	0,03	0,07	0,02	0,08	0,04	0,02	0,14	0,06	0,30
Al ₂ O ₃	12,74	12,37	12,18	11,57	11,64	12,00	12,93	11,68	15,80
FeO	1,36	0,88	1,35	0,88	1,27	1,22	2,29	0,74	3,44
MgO	0,04	0,03	0,05	0,06	0,04	0,12	0,03	0,10	0,64
MnO	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01	0,09
CaO	0,36	0,44	0,62	0,47	0,55	0,68	1,32	0,59	2,32
Na ₂ O	2,71	3,37	3,53	2,91	3,19	3,49	3,06	2,94	3,29
K ₂ O	6,05	4,95	4,39	5,16	4,59	3,85	4,37	4,71	3,95
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,04	0,01	0,09
LOI	1,00	0,50	0,40	1,00	0,50	0,40	0,00	0,40	0,50
Total	99,88	99,85	99,81	99,82	99,83	99,85	99,39	99,91	99,21
Mg#	0,05	0,06	0,06	0,11	0,05	0,15	0,02	0,19	0,25
ASI	1,10	1,06	1,04	1,03	1,04	1,08	1,07	1,06	1,15
<i>Elementos Trazas (ppm)</i>									
Li	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	30,24	0,00	48,21
Be	<1	<1	1,00	<1	<1	<1	2,72	<1	4,52
Sc	<1	<1	1,00	<1	<1	<1	14,46	<1	11,07
V	<8	<8	<8	<8	<8	<8	46,96	<8	31,52
Cr	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	447,53	<0,002	254,80
Co	1,00	0,70	0,80	0,80	0,70	0,70	12,36	0,70	55,16
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	<20	203,45	<20	10,52
Cu	12,50	6,10	12,40	4,20	6,90	22,10	23,35	6,40	22,53
Zn	16,00	5,00	30,00	4,00	10,00	5,00	109,40	4,00	73,55
Ga	16,30	16,40	19,30	15,30	19,40	19,10	23,19	13,80	23,78
Rb	205,10	161,80	232,80	176,20	233,40	158,90	191,82	132,00	355,06
Sr	16,80	51,70	15,30	50,50	18,60	19,30	440,42	45,40	421,61
Y	1,40	3,60	100,90	3,70	30,70	4,30	41,74	1,60	25,86
Zr	70,20	101,00	102,50	99,30	88,40	21,30	295,10	93,00	215,20
Nb	0,60	1,80	2,20	1,30	3,30	2,10	24,29	0,90	17,50
Cs	0,30	0,40	<0,1	0,50	0,40	0,30	2,21	0,40	5,26
Ba	45,00	136,00	28,00	133,00	88,00	33,00	1873,11	112,00	2977,14
La	6,50	20,10	13,00	13,20	7,70	6,30	54,28	10,20	56,35
Ce	7,80	36,30	32,50	15,90	19,10	12,00	147,01	12,50	110,73
Pr	0,63	3,28	4,84	1,76	1,74	1,24	16,37	1,11	12,25
Nd	1,70	10,40	24,10	6,90	8,00	4,40	67,30	3,40	44,46
Sm	0,26	1,49	9,89	0,87	3,12	0,94	13,87	0,40	8,08
Eu	0,14	0,22	0,07	0,23	0,08	0,06	1,89	0,18	1,51
Gd	0,30	1,22	12,03	0,69	3,98	0,99	10,53	0,39	6,05
Tb	0,03	0,12	2,10	0,10	0,85	0,13	1,48	0,04	0,91
Dy	0,17	0,68	12,27	0,56	5,58	0,77	7,70	0,28	5,02
Ho	0,04	0,12	2,48	0,11	1,21	0,15	1,48	0,04	0,99
Er	0,16	0,28	7,37	0,34	3,87	0,43	3,57	0,19	2,66
Tm	0,03	0,05	0,97	0,06	0,60	0,06	0,54	0,03	0,44
Yb	0,13	0,39	6,23	0,41	3,30	0,37	3,16	0,21	2,64
Lu	0,04	0,07	0,84	0,08	0,46	0,05	0,46	0,03	0,41
Hf	2,90	5,20	6,10	5,10	5,10	1,00	6,89	4,50	4,25
Ta	<0,1	<0,1	<0,1	0,10	<0,1	<0,1	1,41	<0,1	1,88
W	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,00
Pb	16,30	9,00	19,10	7,10	10,00	5,10	23,40	2,00	25,02
Th	3,60	10,50	12,20	3,10	19,80	2,60	12,42	1,10	13,31
U	0,80	1,20	5,30	1,10	7,80	1,30	2,10	0,50	2,67

Tipo de Roca ^a	GCI	GCI	GCI	GCI	GCI	Granodiorita
Muestra	04010813	03020813	02270404	03270404	14031105	03081212
Longitud ^b	59° 52' 4"	59° 52' 32"	59° 52' 5"	59° 52' 5"	59° 51' 57"	59° 52' 12"
Latitud ^b	37° 1' 54"	37° 2' 5"	37° 1' 53"	37° 1' 53"	37° 2' 20"	37° 2' 7"
SiO ₂	58,90	60,85	64,16	69,60	57,81	62,95
TiO ₂	0,80	0,51	0,51	0,23	0,73	0,91
Al ₂ O ₃	16,39	18,97	15,85	15,32	18,26	16,22
FeO	7,54	4,90	4,46	2,95	6,85	6,07
MgO	3,30	1,03	1,65	0,20	2,90	1,17
MnO	0,15	0,10	0,09	0,05	0,07	0,07
CaO	4,80	5,17	4,03	1,91	6,33	2,27
Na ₂ O	3,18	4,35	3,08	3,57	3,16	3,13
K ₂ O	2,10	2,08	3,88	4,59	1,28	4,98
P ₂ O ₅	0,40	0,27	0,21	0,04	0,35	0,40
LOI	1,02	0,55	1,30	1,00	1,10	0,51
Total	106,96	104,22	99,22	99,46	98,84	98,68
Mg#	0,44	0,27	0,40	0,11	0,43	0,26
ASI	1,07	1,04	0,98	1,08	1,06	1,18
<i>Elementos Trazas (ppm)</i>						
Li	75,00	23,08	0,00	0,00	0,00	47,60
Be	3,38	2,43	2,00	2,00	3,00	2,70
Sc	18,26	12,78	16,00	10,00	9,00	10,40
V	118,51	40,81	79,00	8,00	56,00	62,96
Cr	336,68	168,65	0,00	<0,002	0,00	177,56
Co	17,92	8,68	17,60	1,90	9,50	39,20
Ni	24,70	10,50	26,00	<20	<20	10,43
Cu	113,15	6,90	10,10	11,80	18,80	24,99
Zn	137,89	77,99	58,00	47,00	68,00	132,03
Ga	23,23	22,64	20,20	18,60	17,30	30,39
Rb	210,52	124,34	72,10	133,20	171,40	316,26
Sr	780,38	743,51	818,70	314,10	671,60	375,98
Y	81,92	21,35	15,80	12,10	18,80	100,21
Zr	162,80	106,60	135,70	274,20	177,40	524,30
Nb	23,22	10,12	6,60	6,40	8,90	33,04
Cs	6,40	2,01	2,70	0,60	3,00	3,97
Ba	1186,69	897,47	1020,00	1643,00	1479,00	1726,29
La	59,94	27,86	35,90	45,80	48,70	45,30
Ce	131,16	61,22	75,40	106,00	99,10	113,09
Pr	16,64	7,31	9,17	10,03	11,42	14,88
Nd	67,32	29,71	37,60	37,00	40,60	66,40
Sm	15,39	6,14	5,95	5,49	6,77	19,83
Eu	1,82	1,55	1,75	1,47	1,48	1,38
Gd	14,02	4,80	4,31	3,67	4,33	19,44
Tb	2,21	0,69	0,60	0,50	0,66	2,91
Dy	13,49	3,61	2,97	2,49	3,25	17,54
Ho	2,78	0,70	0,53	0,43	0,63	3,40
Er	7,43	1,81	1,50	1,14	1,81	8,04
Tm	1,14	0,28	0,24	0,19	0,29	1,04
Yb	6,96	1,80	1,57	1,12	1,85	5,31
Lu	1,02	0,28	0,25	0,18	0,28	0,73
Hf	4,64	2,63	3,10	7,00	4,60	8,42
Ta	1,51	0,57	0,30	0,10	0,90	1,29
W	0,00	0,00	<0,5	<0,5	<0,5	0,00
Pb	23,06	21,19	7,00	5,10	4,50	25,70
Th	13,10	6,58	3,50	8,50	9,40	7,26
U	4,24	1,92	0,70	0,90	1,90	1,82

Anexo II Química Mineral

Roca	Granito																		
Mineral	Grt																		
Análisis	1303-1	1303-2	1303-3	1303-15	1303-16	1303-17	1303-18	1303-19	1303-20	1303-21	1303-22	1303-23	1303-28	1303-29	1303-30	1303-34	1303-35	1303-36	1303-39
SiO ₂	38.30	36.82	38.01	38.06	38.38	38.27	38.12	38.30	38.17	38.23	37.82	38.19	38.06	38.35	38.18	38.16	37.66	38.03	37.78
Al ₂ O ₃	23.11	23.20	22.97	23.08	23.12	23.23	22.89	23.15	22.85	23.09	23.00	22.99	22.93	23.13	23.15	22.86	22.98	23.16	23.00
FeO	33.22	32.68	33.46	32.08	32.65	32.31	31.95	32.49	31.93	32.00	32.73	32.01	31.39	31.47	31.73	32.70	33.33	33.13	32.95
CaO	1.74	1.60	1.52	1.46	1.46	1.60	1.68	1.63	1.62	1.409	1.627	1.548	1.87	1.68	1.64	1.74	1.89	1.70	1.99
MnO	1.08	1.14	1.07	1.03	1.03	1.05	0.97	0.99	1.08	1.054	1.007	1.092	1.01	1.06	1.08	1.08	1.05	1.04	1.05
MgO	0.01	0.08	-	0.06	0.02	-	0.01	0.08	0.03	6.069	5.528	5.991	0.03	0.01	0.07	0.02	0.02	0.02	0.06
TiO ₂	0.01	0.03	-	-	-	-	-	-	-	0.075	0.113	0.014	-	-	-	0.02	0.03	-	-
Na ₂ O	0.00	-	0.02	0.02	-	0.03	0.03	0.03	0.03	0.004	0.026	0.012	0.03	0.04	0.03	-	0.02	0.03	0.02
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	-	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.01	0.002	0.005	0.01	-	-	-	0.01	-	0.01
P ₂ O ₅	0.02	0.08	-	0.04	-	-	-	-	-	0.049	0.033	0.009	-	0.02	0.08	-	0.06	-	0.03
Cr ₂ O ₃	-	0.00	-	-	-	-	0.01	-	-	0.09	0.058	0.091	0.02	0.00	0.01	-	-	-	-
NiO	-	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	-	0.01	-	0.042	-	0.09	-	-	0.01	-	-	0.02
SrO	0.01	-	0.05	0.06	0.07	0.02	0.03	0.07	0.03	-	-	-	-	0.03	-	-	0.00	0.02	0.04
BaO	-	-	0.03	-	-	-	0.00	-	-	-	0.056	0.008	0.04	0.01	-	-	0.08	-	0.03
SO ₃	0.04	0.07	0.03	0.08	0.05	0.03	0.03	0.06	0.01	-	0.008	0.016	0.00	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00
F	5.43	5.59	5.41	6.08	6.10	6.06	6.04	5.97	6.01	-	-	-	6.14	6.20	6.05	5.46	4.48	5.34	4.60
Total	103.0	101.3	102.6	102.0	102.9	102.6	101.8	102.8	101.8	102.1	102.1	102.0	101.6	102.0	102.0	102.1	101.6	102.5	101.6
Si	5.89	5.78	5.87	5.88	5.88	5.88	5.90	5.88	5.91	5.90	5.87	5.90	5.90	5.90	5.89	5.91	5.89	5.87	5.90
Ti	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	4.19	4.29	4.18	4.20	4.18	4.20	4.17	4.19	4.17	4.20	4.21	4.19	4.19	4.20	4.21	4.17	4.24	4.21	4.23
Fe	4.27	4.29	4.32	4.14	4.18	4.15	4.13	4.17	4.13	4.13	4.25	4.14	4.07	4.05	4.09	4.23	4.36	4.28	4.30
Mn	0.14	0.15	0.14	0.13	0.13	0.14	0.13	0.13	0.14	0.14	0.13	0.14	0.13	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14
Mg	1.24	1.31	1.25	1.40	1.39	1.39	1.39	1.37	1.39	1.40	1.28	1.38	1.42	1.42	1.39	1.26	1.05	1.23	1.07
Ca	0.29	0.27	0.25	0.24	0.24	0.26	0.28	0.27	0.27	0.23	0.27	0.26	0.31	0.28	0.27	0.29	0.32	0.28	0.33
Total	16.02	16.08	16.03	16.01	16.02	16.02	16.01	16.02	16.01	16.00	16.02	16.00	16.01	15.99	16.00	16.01	15.99	16.02	15.98
Py	20.95	21.74	20.91	23.64	23.43	23.36	23.48	23.03	23.39	23.68	21.57	23.33	23.94	24.15	23.61	21.27	17.83	20.74	18.33
Alm	71.88	71.26	72.52	70.00	70.30	69.91	69.68	70.28	69.69	70.03	71.64	69.92	68.60	68.79	69.41	71.48	74.40	72.21	73.60
Gro	4.81	4.47	4.22	4.08	4.03	4.43	4.69	4.53	4.53	3.95	4.56	4.33	5.22	4.70	4.59	4.86	5.40	4.75	5.70
Sp	2.36	2.53	2.36	2.27	2.24	2.30	2.15	2.16	2.39	2.34	2.23	2.42	2.24	2.36	2.39	2.39	2.37	2.30	2.37

Roca	Granito															
Mineral	Fsp															
Análisis	0608-71	0608-72	0608-76	0508-82	0508-83	0508-86	0508-87	0508-88	0608-68	0608-69	0608-70	0608-73	0608-78	0608-79	0508-84	0508-85
SiO2	65.87	66.15	65.24	68.22	65.56	66.51	65.36	65.92	64.75	65.69	64.83	64.93	64.68	64.83	65.23	64.74
Al2O3	21.51	20.95	22.21	19.97	21.78	20.45	21.72	21.83	18.58	21.19	18.62	18.72	18.50	18.75	18.60	18.82
FeO	0.03	0.16	0.04	-	0.02	0.07	0.01	0.06	0.05	0.03	0.05	-	0.03	0.05	0.01	0.02
CaO	2.06	0.22	2.63	0.12	2.35	0.53	2.46	2.20	-	1.18	-	-	-	-	-	-
MnO	0.01	0.01	-	0.00	0.03	-	0.02	-	0.00	0.00	-	0.01	-	0.02	-	-
MgO	-	0.06	0.01	-	0.01	0.01	0.02	-	0.00	-	-	0.01	0.02	-	0.01	0.00
TiO2	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	-	-	-	0.01	0.00	-	-	-	0.01	-	-
Na2O	9.87	9.97	9.41	10.89	9.82	10.62	9.64	9.80	0.23	9.97	0.31	0.31	0.55	0.47	0.37	0.38
K2O	0.07	0.60	0.12	0.03	0.07	0.12	0.09	0.10	16.53	0.41	16.24	16.62	16.20	16.32	16.87	16.45
P2O5	-	0.03	-	0.01	0.01	0.03	0.03	-	-	-	-	0.00	-	0.02	-	-
Cr2O3	0.09	-	0.04	0.04	0.05	0.01	0.01	-	-	0.09	-	0.02	0.05	0.06	0.04	0.05
NiO	0.03	0.01	0.01	-	0.01	0.01	-	-	-	-	0.02	0.04	0.05	0.01	-	0.10
SrO	0.05	0.01	-	0.01	0.01	-	0.02	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-
BaO	-	0.08	0.02	0.02	0.08	-	0.00	0.05	-	-	-	0.06	0.01	0.01	0.01	-
SO3	-	0.03	0.01	-	0.02	-	0.02	0.01	0.01	0.04	-	0.01	-	0.02	0.01	0.01
F	-	-	-	0.04	-	0.52	-	0.13	-	-	-	-	0.15	-	-	-
Total	99.60	98.29	99.78	99.34	99.83	98.64	99.39	100.04	100.15	98.60	100.06	100.71	100.16	100.57	101.15	100.56
Si	11.61	11.6546	11.4953	12.020	11.552	11.72	11.5159	11.614	11.409	11.575	11.42	11.44	11.3959	11.42	11.49	11.41
Al	4.47	4.35087	4.6123	4.146	4.523	4.25	4.51076	4.533	3.857	4.400	3.87	3.89	3.84151	3.89	3.86	3.91
Fe2+	0.00	0.02387	0.00589	0.000	0.003	0.01	0.00088	0.009	0.007	0.004	0.01	0.00	0.00368	0.01	0.00	0.00
Ca	0.39	0.04134	0.49683	0.023	0.443	0.10	0.46417	0.416	0.000	0.223	0.00	0.00	0	0.00	0.00	0.00
Na	3.37	3.40431	3.21541	3.720	3.356	3.63	3.29397	3.346	0.078	3.404	0.11	0.11	0.18753	0.16	0.12	0.13
K	0.02	0.13463	0.02607	0.007	0.015	0.03	0.0191	0.021	3.715	0.092	3.65	3.73	3.6408	3.67	3.79	3.70
Ba	0.00	0.00559	0.00124	0.001	0.006	0.00	0.00014	0.003	0.000	0.000	0.00	0.00	0.00048	0.00	0.00	0.00
Total	19.85	19.6152	19.853	19.917	19.897	19.73	19.8049	19.943	19.066	19.697	19.05	19.17	19.0699	19.15	19.27	19.14
An	10.27	1.15	13.29	0.60	11.61	2.65	12.29	10.99	0.00	5.99	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ab	89.31	95.09	86.01	99.21	88.00	96.65	87.21	88.44	2.05	91.55	2.82	2.78	4.90	4.22	3.18	3.36
Or	0.42	3.76	0.70	0.19	0.39	0.69	0.51	0.56	97.95	2.47	97.18	97.22	95.10	95.78	96.82	96.64

Roca		Granodiorita												
Mineral	Bt							Mag					Ilm	
Análisis	0308-8	0308-9	0308-11	0308-15	0308-17	0308-19	0308-26	0308-3	0308-4	0308-13	0308-16	0308-25	0308-5	
SiO₂	36.06	35.84	35.83	36.21	36.23	36.51	36.45	0.02	0.03	0.07	0.04	0.07	0.03	
Al₂O₃	14.55	14.44	14.50	14.23	14.74	15.51	14.98	0.10	0.09	0.18	0.07	0.09	-	
FeO	24.26	23.98	24.26	24.84	24.49	23.58	23.51	93.03	92.50	92.44	91.98	91.83	45.76	
CaO	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	-	0.01	-	0.01	0.01	0.02	0.03	-	
MnO	0.30	0.26	0.27	0.24	0.25	0.21	0.23	0.03	0.01	0.04	0.04	0.02	2.71	
MgO	7.62	7.84	7.74	7.24	7.77	7.27	7.96	0.02	0.02	-	0.04	0.04	0.04	
TiO₂	3.62	3.85	3.82	3.72	3.56	3.79	3.38	0.02	0.07	0.09	0.07	0.04	50.77	
Na₂O	0.04	0.01	0.03	0.05	0.07	0.03	0.07	-	0.02	0.04	-	-	0.01	
K₂O	9.67	9.79	9.75	9.56	10.34	9.69	9.75	0.00	-	0.01	0.01	0.01	-	
P₂O₅	0.02	-	0.02	0.02	0.00	-	0.00	0.02	-	0.02	0.01	0.04	-	
Cr₂O₃	0.06	-	0.02	-	0.03	-	0.03	0.04	0.03	-	0.12	0.17	-	
NiO	0.01	0.03	0.01	0.03	-	-	0.00	-	0.01	-	0.04	-	-	
SrO	-	-	-	-	-	-	-	0.01	0.04	0.03	-	-	0.03	
BaO	0.25	0.35	0.39	0.42	0.39	0.45	0.57	0.00	0.13	0.03	-	0.08	0.09	
SO₃	0.08	0.06	0.04	0.03	0.07	0.07	0.08	0.01	0.02	-	0.02	0.01	-	
F	1.55	1.78	2.00	1.65	1.74	1.40	1.99	-	0.03	-	-	-	0.19	
Total	97.44	97.48	97.84	97.55	98.94	97.91	98.18	93.29	92.98	92.94	92.46	92.43	99.55	
Si	5.61	5.58	5.58	5.65	5.58	5.61	5.63							
Al^{IV}	2.39	2.42	2.42	2.35	2.42	2.39	2.37							
Al^{VI}	0.28	0.23	0.24	0.26	0.26	0.42	0.35							
Ti	0.42	0.45	0.45	0.44	0.41	0.44	0.39							
Fe⁺⁺	3.16	3.12	3.16	3.24	3.16	3.03	3.04							
Mn	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03							
Mg	1.77	1.82	1.80	1.68	1.78	1.67	1.83							
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00							
Na	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02							
K	1.92	1.95	1.94	1.90	2.03	1.90	1.92							
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00							
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00							
Total	15.598	15.6153	15.618	15.568	15.695	15.4967	15.5886							

Roca	Granodiorita										
Mineral	Fsp										
Análisis	0308-1	0308-2	0308-6	0308-7	0308-12	0308-14	0308-18	0308-20	0308-21	0308-22	0308-23
SiO2	61.06	61.19	61.25	61.55	61.94	62.14	62.38	61.72	61.56	62.12	61.99
Al2O3	24.06	24.05	23.92	24.15	23.90	23.82	23.86	23.90	24.18	23.74	24.02
FeO	0.09	0.15	0.07	0.17	0.06	0.09	0.10	0.08	0.10	0.04	0.09
CaO	5.29	5.21	5.12	5.11	4.97	5.11	4.98	5.32	5.47	4.94	5.10
MnO	-	-	-	0.02	-	0.04	0.03	-	0.01	0.04	0.03
MgO	-	-	-	0.00	0.00	0.00	-	-	0.01	-	-
TiO2	0.02	0.03	-	-	-	-	0.03	0.01	0.01	-	-
Na2O	8.11	8.36	8.27	8.43	8.37	8.07	8.26	7.98	7.93	8.23	8.33
K2O	0.19	0.15	0.29	0.12	0.13	0.21	0.26	0.47	0.15	0.32	0.14
P2O5	0.00	0.04	-	0.00	0.04	-	-	0.01	0.01	-	-
Cr2O3	-	-	-	0.04	-	0.05	-	0.03	0.05	-	0.09
NiO	-	0.01	0.03	0.02	-	-	0.01	-	-	0.03	0.01
SrO	0.04	0.11	0.07	0.06	0.06	0.02	0.09	0.05	0.06	0.04	0.07
BaO	0.03	-	0.13	0.08	0.06	-	-	0.08	0.05	0.11	0.08
SO3	0.01	0.01	-	-	0.00	-	-	-	0.02	0.00	0.02
F	-	0.41	-	-	-	0.03	0.02	0.26	-	0.05	0.31
Total	98.89	99.52	99.16	99.73	99.52	99.57	100.01	99.81	99.61	99.63	100.15
Si	10.95	10.98	10.99	11.04	11.11	11.15	11.19	11.07	11.04	11.14	11.12
Al	5.09	5.08	5.06	5.11	5.05	5.04	5.04	5.05	5.11	5.02	5.08
Fe2+	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01
Ca	1.02	1.00	0.98	0.98	0.95	0.98	0.96	1.02	1.05	0.95	0.98
Na	2.82	2.91	2.88	2.93	2.91	2.80	2.87	2.78	2.76	2.86	2.90
K	0.04	0.03	0.07	0.03	0.03	0.05	0.06	0.11	0.04	0.07	0.03
Ba	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Total	19.94	20.03	19.99	20.12	20.07	20.03	20.14	20.05	20.02	20.06	20.13
An	26.20	25.39	25.07	24.90	24.50	25.62	24.61	26.17	27.35	24.43	25.08
Ab	72.70	73.77	73.27	74.43	74.75	73.12	73.88	71.07	71.74	73.71	74.11
Or	1.10	0.84	1.66	0.67	0.75	1.26	1.51	2.76	0.92	1.86	0.82

Roca	Diorita																
Mineral	Bt																
Análisis	0108-4	0108-7	0108-19	0108-6	0108-25	0108-27	0108-28	0108-30	0108-31	0108-32	0108-33	0208-9	0208-11	0208-13	0208-14	0208-19	0208-22
SiO₂	37.40	37.35	37.71	37.56	37.54	37.06	37.05	36.83	37.27	37.06	37.34	36.04	35.97	36.18	35.35	36.19	35.85
Al₂O₃	13.74	14.10	14.11	14.18	13.78	13.67	13.85	14.17	14.84	14.31	13.92	14.43	14.50	14.32	14.29	14.84	14.60
FeO	20.26	19.95	19.72	19.15	20.96	21.71	20.95	20.97	21.25	20.24	20.88	23.91	23.24	22.55	23.33	23.17	22.66
CaO	0.05	0.01	0.00	0.03	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05
MnO	0.34	0.27	0.25	0.29	0.22	0.26	0.27	0.29	0.14	0.22	0.26	0.26	0.20	0.27	0.24	0.16	0.22
MgO	11.62	10.76	11.66	11.93	10.80	10.13	10.99	10.06	9.60	10.43	10.56	8.51	8.85	9.26	8.34	8.28	8.47
TiO₂	2.37	3.11	2.53	2.31	3.09	2.92	2.70	2.98	2.93	3.17	2.88	3.58	3.61	3.82	4.11	4.34	3.73
Na₂O	0.06	0.05	0.02	0.09	0.03	0.04	0.06	0.09	0.06	0.07	0.04	0.04	0.07	0.04	0.09	0.05	0.04
K₂O	9.94	9.61	9.98	9.62	9.80	9.57	9.70	9.79	9.82	9.77	9.59	9.31	9.63	9.28	9.18	9.59	9.52
P₂O₅	0.02	-	-	-	0.01	0.03	-	0.03	0.04	0.04	0.02	0.02	-	0.01	0.01	-	0.01
Cr₂O₃	-	0.12	-	-	0.07	0.09	0.00	0.07	-	0.05	0.16	0.04	-	-	-	-	-
NiO	0.02	-	-	0.02	0.03	0.05	0.01	0.01	-	-	-	-	-	0.01	0.02	0.02	0.03
SrO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0.51	0.44	0.42	0.35	0.46	0.51	0.40	0.44	0.48	0.46	0.53	0.96	0.71	0.98	0.91	0.78	0.89
SO₃	0.02	0.02	0.03	0.07	0.01	0.04	0.04	0.03	0.07	0.03	0.05	0.08	0.06	0.08	0.10	0.05	0.06
F	2.43	1.72	2.16	2.10	2.02	2.16	2.25	2.35	1.80	2.13	2.29	1.82	1.82	2.04	1.54	1.39	1.53
Total	97.75	96.77	97.66	96.81	97.96	97.35	97.34	97.10	97.54	97.07	97.57	98.26	97.89	97.98	96.84	98.26	97.02
Si	5.73	5.73	5.74	5.74	5.73	5.73	5.70	5.69	5.71	5.70	5.74	5.59	5.57	5.60	5.55	5.56	5.59
Al^{IV}	2.27	2.27	2.26	2.26	2.27	2.27	2.30	2.31	2.29	2.30	2.26	2.41	2.43	2.40	2.45	2.44	2.41
Al^{VI}	0.21	0.28	0.27	0.29	0.20	0.22	0.21	0.28	0.38	0.29	0.26	0.22	0.22	0.20	0.19	0.25	0.28
Ti	0.27	0.36	0.29	0.27	0.35	0.34	0.31	0.35	0.34	0.37	0.33	0.42	0.42	0.44	0.49	0.50	0.44
Fe²⁺	2.59	2.56	2.51	2.45	2.67	2.81	2.69	2.71	2.72	2.60	2.68	3.10	3.01	2.92	3.06	2.98	2.95
Mn	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03
Mg	2.65	2.46	2.64	2.72	2.46	2.34	2.52	2.32	2.19	2.39	2.42	1.97	2.04	2.13	1.95	1.90	1.97
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Na	0.02	0.02	0.00	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01
K	1.94	1.88	1.94	1.87	1.91	1.89	1.90	1.93	1.92	1.92	1.88	1.84	1.90	1.83	1.84	1.88	1.89
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	15.74	15.59	15.68	15.67	15.64	15.64	15.69	15.65	15.59	15.61	15.62	15.60	15.65	15.58	15.58	15.54	15.58

Roca	Diorita																		
	Mineral	Ant																	
Análisis	0108-1	0108-2	0108-8	0108-9	0108-13	0108-16	0108-18	0108-21	0208-3	0208-3b	0208-6	0208-6b	0208-12	0208-17	0208-20	0208-21	0208-23	0208-24	
SiO2	42.79	42.31	43.05	42.51	42.56	43.06	43.10	42.75	40.76	40.00	40.66	39.88	41.29	40.52	39.75	39.95	40.99	40.36	
Al2O3	9.49	9.88	9.62	9.95	9.98	9.81	9.70	9.56	10.97	11.68	10.55	11.76	10.73	10.76	11.77	11.44	10.51	11.74	
FeO	20.80	20.75	21.03	20.99	20.62	21.10	20.69	21.68	24.49	24.06	23.52	23.70	23.66	23.32	24.34	24.40	23.87	23.00	
CaO	11.47	11.52	11.58	11.59	11.53	11.54	11.61	11.19	11.14	11.22	11.10	11.35	11.20	11.16	11.35	11.34	11.13	11.42	
MnO	0.59	0.49	0.63	0.54	0.50	0.53	0.60	0.67	0.51	0.47	0.50	0.46	0.49	0.52	0.50	0.51	0.56	0.47	
MgO	7.94	7.90	8.01	7.70	7.88	8.00	7.97	7.54	5.82	5.68	5.98	5.47	6.20	6.11	5.49	5.38	6.10	6.13	
TiO2	1.46	1.03	1.13	1.08	0.94	0.81	0.94	1.34	1.72	1.30	1.72	1.47	1.20	1.72	1.23	1.17	1.84	1.51	
Na2O	1.66	1.38	1.40	1.18	1.30	1.32	1.19	1.69	1.70	1.46	1.66	1.36	1.57	1.69	1.64	1.52	1.77	1.53	
K2O	1.64	1.54	1.52	1.56	1.56	1.54	1.52	1.47	1.67	1.88	1.62	1.85	1.55	1.63	1.92	1.90	1.61	1.84	
P2O5	0.01	0.03	0.04	0.00	0.03	0.02	-	-	0.05	-	0.01	0.03	0.01	0.04	-	-	-	-	
Cr2O3	0.02		0.00	0.03		0.12	0.12	0.14	0.01	0.02	0.13	0.01	0.01	0.01	0.04	0.02		0.01	
NiO	-	-	0.02	0.01	0.02	0.04	0.03	0.03	-	0.05	0.02	0.04	-	0.02	-	0.00	0.05	0.04	
SrO	-	-	0.01	-	-	-	0.02	-	-	-	-	-	-	0.01	-	0.03	-	-	
BaO	-	0.08	0.04	-	0.07	-	0.04	0.04	0.01	0.03	0.11	0.06	-	0.16	0.07	-	0.11	0.02	
SO3	-	0.02	-	-	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.06	0.01	0.04	0.03	0.01	0.01	0.03	0.05	
F	1.02	1.39	1.33	1.09	1.36	1.20	1.29	1.27	0.82	0.57	1.04	0.77	1.01	1.18	0.99	0.76	0.94	0.71	
Total	98.45	97.73	98.84	97.76	97.77	98.59	98.29	98.84	99.36	98.19	98.23	97.89	98.52	98.36	98.68	98.10	99.10	98.51	
Si	6.56	6.53	6.56	6.54	6.55	6.56	6.59	6.53	6.27	6.21	6.33	6.23	6.37	6.30	6.30	6.31	6.32	6.24	
Al ^{IV}	1.44	1.47	1.44	1.46	1.45	1.44	1.41	1.47	1.73	1.79	1.67	1.77	1.63	1.70	1.70	1.69	1.68	1.76	
Al ^{VI}	0.27	0.32	0.29	0.34	0.36	0.32	0.34	0.25	0.25	0.35	0.27	0.39	0.32	0.28	0.11	0.12	0.23	0.38	
Ti	0.17	0.12	0.13	0.12	0.11	0.09	0.11	0.15	0.20	0.15	0.20	0.17	0.14	0.20	0.17	0.17	0.21	0.17	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	
Fe ³⁺	0.25	0.39	0.40	0.40	0.37	0.47	0.39	0.44	0.58	0.59	0.46	0.45	0.56	0.46	0.56	0.54	0.50	0.43	
Fe ²⁺	2.42	2.29	2.28	2.30	2.28	2.22	2.25	2.33	2.57	2.53	2.61	2.65	2.49	2.57	2.06	2.07	2.58	2.54	
Mn	0.08	0.06	0.08	0.07	0.07	0.07	0.08	0.09	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06	0.07	0.08	0.08	0.07	0.06	
Mg	1.81	1.82	1.82	1.77	1.81	1.82	1.82	1.72	1.33	1.31	1.39	1.27	1.43	1.42	2.01	2.01	1.40	1.41	
Ca	1.88	1.90	1.89	1.91	1.90	1.88	1.90	1.83	1.84	1.87	1.85	1.90	1.85	1.86	1.92	1.92	1.84	1.89	
Na	0.12	0.10	0.11	0.09	0.10	0.12	0.10	0.17	0.16	0.13	0.15	0.10	0.15	0.14	0.08	0.08	0.16	0.11	
Na	0.38	0.32	0.30	0.26	0.29	0.27	0.25	0.33	0.34	0.30	0.35	0.31	0.32	0.37	0.48	0.47	0.37	0.35	
K	0.32	0.30	0.30	0.30	0.31	0.30	0.30	0.29	0.33	0.37	0.32	0.37	0.31	0.32	0.28	0.28	0.32	0.36	
Total	15.70	15.62	15.60	15.57	15.60	15.57	15.55	15.62	15.67	15.68	15.68	15.68	15.62	15.69	15.76	15.75	15.68	15.71	

Roca			Diorita			
Mineral	Ant		Mag	Ilm		
	0208-25	0208-27		0208-01	0208-0	0208-15
Análisis			0208-02			
SiO2	40.55	40.48	0.063	-	0.068	0.034
Al2O3	10.48	11.28	0.259	0.002	0.004	0.015
FeO	23.68	23.57	92.155	44.671	45.504	45.155
CaO	11.09	11.28	0.044	0.021	0.041	0.011
MnO	0.51	0.49	-	3.11	2.72	2.656
MgO	6.15	5.80	-	0.001	0.014	0.034
TiO2	1.99	1.71	0.339	52.279	51.804	51.587
Na2O	1.79	1.58	0.052	0.022	0.012	-
K2O	1.62	1.82	0.003	0.008	0.007	-
P2O5	0.02	-	-	0.02	0.013	0.03
Cr2O3	0.07	0.01	0.058	-	0.018	0.105
NiO	0.03	0.03	0.031	0.055	0.014	-
SrO	-	-	-	0.028	-	0.03
BaO	0.05	-	0.091	-	0.025	0.137
SO3	0.04	0.03	-	-	-	0.007
F	0.59	0.76	-	-	0.089	-
Total	98.43	98.50	93.095	100.217	100.296	99.801
Si	6.29	6.28				
Al ^{IV}	1.71	1.72				
Al ^{VI}	0.20	0.34				
Ti	0.23	0.20				
Cr	0.01	0.00				
Fe ²⁺	0.50	0.40				
Fe ³⁺	2.57	2.65				
Mn	0.07	0.06				
Mg	1.42	1.34				
Ca	1.84	1.87				
Na	0.16	0.13				
Na	0.38	0.35				
K	0.32	0.36				
Total	15.70	15.71				

Roca	Diorita														
Mineral	Fsp														
Análisis	0108-3	0108-10	0108-12	0108-14	0108-15	0108-17	0108-20	0108-26	0108-34	0108-11	0208-5	0208-10	0208-16	0208-28	0208-29
SiO2	61.217	61.455	61.021	61.192	61.358	61.293	61.089	63.048	61.215	63.24	60.787	60.506	60.708	60.586	59.871
Al2O3	23.877	24.097	24.198	24.026	24.077	24.049	24.041	18.782	23.986	19.019	24.696	24.366	24.963	24.888	25.165
FeO	0.311	0.408	0.186	0.331	0.097	0.134	0.166	0.089	0.12	0.289	0.037	0.079	0.053	0.052	0.079
CaO	5.173	5.19	5.138	5.209	5.218	5.077	5.19	-	5.053	0.023	5.699	5.633	5.798	6.021	6.597
MnO	0.026	0.001	0.008	-	-	0.013	0.006	-	0.021	-	-	-	0.008	-	-
MgO	0.006	0.004	-	0.001	0.007	0.014	0.004	0.006	0.021	0.01	0.001	0.008	0.006	0.005	-
TiO2	-	0.009	0.064	-	0.05	0.023	0.007	-	0.009	0.018	-	0.009	-	0.007	-
Na2O	8.53	8.596	8.64	8.584	8.387	8.607	8.239	0.753	8.21	0.725	7.749	7.795	8.209	8.104	7.708
K2O	0.099	0.11	0.134	0.088	0.105	0.09	0.1	15.641	0.116	15.269	0.1	0.228	0.071	0.15	0.26
P2O5	0.013	0.032	-	-	0.009	-	-	0.019	0.009	-	0.031	-	0.013	0.018	-
Cr2O3	-	-	0.074	0.032	0.072	0.05	-	0.088	-	0.043	-	0.006	-	-	0.077
NiO	-	0.042	-	-	-	-	0.007	0.046	-	-	0.024	-	-	-	-
SrO	0.067	0.097	0.078	0.098	0.087	0.097	0.133	0.014	0.081	-	0.099	0.028	0.136	0.119	0.111
BaO	-	-	0.049	0.009	0.065	0.075	0.04	1.147	-	-	-	0.104	0.05	0.039	0.137
SO3	-	0.021	-	-	0.002	-	-	0.021	-	-	-	0.023	0.024	0.018	0.012
F	0.047	-	0.108	-	0.051	0.048	-	-	0.032	-	-	-	-	-	-
Total	99.346	100.062	99.653	99.57	99.564	99.55	99.022	99.654	98.86	100.284	99.223	98.785	100.04	100.007	100.017
Si	10.958	11.000	10.922	10.953	10.983	10.971	10.935	11.285	10.957	11.320	10.870	10.820	10.856	10.835	10.707
Al	5.037	5.083	5.104	5.068	5.079	5.073	5.071	3.962	5.060	4.012	5.205	5.135	5.261	5.245	5.304
Fe⁺⁺	0.047	0.061	0.028	0.050	0.015	0.020	0.025	0.013	0.018	0.043	0.006	0.012	0.008	0.008	0.012
Ca	0.992	0.995	0.985	0.999	1.001	0.974	0.995	0.000	0.969	0.004	1.092	1.079	1.111	1.154	1.264
Na	2.960	2.983	2.998	2.979	2.910	2.987	2.859	0.261	2.849	0.252	2.687	2.702	2.846	2.810	2.672
K	0.023	0.025	0.031	0.020	0.024	0.021	0.023	3.571	0.026	3.486	0.023	0.052	0.016	0.034	0.059
Ba	0.000	0.000	0.003	0.001	0.005	0.005	0.003	0.080	0.000	0.111	0.000	0.007	0.004	0.003	0.010
Total	20.015	20.148	20.072	20.069	20.016	20.050	19.911	19.173	19.879	19.228	19.882	19.808	20.102	20.088	20.027
An	24.958	24.861	24.545	24.986	25.429	24.456	25.670	0.000	25.204	0.118	28.724	28.150	27.959	28.857	31.633
Ab	74.473	74.512	74.692	74.511	73.962	75.028	73.742	6.818	74.107	6.723	70.676	70.493	71.634	70.287	66.883
Or	0.569	0.627	0.762	0.503	0.609	0.516	0.589	93.182	0.689	93.159	0.600	1.357	0.408	0.856	1.484

Roca	Anfibolita																	
	Mineral	Bt																
Análisis	0508-2	0508-3	0508-9	0508-12	0508-14	0508-15	0508-16	0508-18	0508-22	0508-27	0508-36	0508-44	0508-47	0508-53	0508-56	0508-57	0508-60	0508-63
SiO ₂	37.30	37.35	37.16	37.88	37.07	37.28	37.15	37.34	35.46	37.33	36.90	37.39	37.25	37.49	37.20	37.28	37.50	36.82
Al ₂ O ₃	13.64	13.40	13.44	13.90	13.43	13.68	13.37	13.46	12.89	13.55	13.58	13.70	13.67	13.83	13.30	13.55	13.69	13.59
FeO	18.39	18.49	18.89	17.99	18.61	18.54	19.71	19.57	18.88	17.62	18.61	18.76	19.36	19.14	18.43	18.51	18.28	18.72
CaO	0.06	0.04	0.03	0.05	0.03	0.03	0.00	-	0.08	0.03	0.02	0.04	0.04	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01
MnO	0.22	0.32	0.32	0.23	0.27	0.25	0.30	0.36	0.31	0.22	0.30	0.22	0.28	0.26	0.23	0.23	0.28	0.25
MgO	13.67	13.71	12.51	13.39	12.22	13.05	12.40	12.30	12.06	13.26	11.86	12.58	11.97	12.51	12.73	12.57	12.39	12.71
TiO ₂	2.36	2.23	2.87	2.24	3.62	2.50	2.87	2.63	3.12	2.30	3.04	2.83	2.44	2.49	2.48	2.80	2.58	2.71
Na ₂ O	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.07	0.03	0.06	0.01	0.09	0.07	0.01	0.05	0.08	0.08	0.08	0.02
K ₂ O	8.99	8.93	9.54	9.86	9.89	9.61	10.17	9.76	9.50	9.60	9.70	9.67	9.94	9.86	9.86	9.78	9.82	9.62
P ₂ O ₅	0.01	-	-	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	-	-	0.01	-	0.01	-	-	0.02	-
Cr ₂ O ₃	-	-	0.08	0.02	0.06	0.00	0.02	-	-	-	0.12	-	-	0.04	0.03	0.10	-	0.06
NiO	-	0.02	-	-	0.00	0.03	-	-	0.01	-	-	-	0.02	0.02	0.02	0.06	-	-
SrO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0.80	0.68	0.71	0.79	0.71	0.67	0.81	0.96	0.78	0.79	0.81	0.79	0.94	0.97	0.82	0.88	0.76	0.86
SO ₃	0.03	-	0.02	0.03	-	0.05	0.03	0.02	-	0.04	0.08	0.04	0.02	0.03	0.03	0.06	0.03	0.04
F	2.59	2.47	2.32	2.89	2.26	2.53	2.35	2.23	1.79	2.24	2.01	2.33	2.65	2.53	2.55	2.65	2.09	2.56
Total	96.99	96.62	96.95	98.10	97.25	97.20	98.26	97.73	94.21	96.05	96.26	97.45	97.47	98.18	96.69	97.42	96.65	96.88
Si	5.70	5.72	5.71	5.74	5.67	5.70	5.67	5.72	5.63	5.75	5.71	5.71	5.73	5.71	5.74	5.72	5.75	5.68
Al ^{IV}	2.30	2.28	2.29	2.26	2.33	2.30	2.33	2.28	2.37	2.25	2.29	2.29	2.27	2.29	2.26	2.28	2.25	2.32
Al ^{VI}	0.15	0.14	0.14	0.22	0.10	0.17	0.08	0.15	0.04	0.20	0.19	0.17	0.21	0.19	0.16	0.17	0.23	0.15
Ti	0.27	0.26	0.33	0.26	0.42	0.29	0.33	0.30	0.37	0.27	0.35	0.32	0.28	0.28	0.29	0.32	0.30	0.31
Fe ²⁺	2.35	2.37	2.43	2.28	2.38	2.37	2.52	2.50	2.51	2.27	2.41	2.39	2.49	2.44	2.38	2.37	2.34	2.41
Mn	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.05	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03
Mg	3.11	3.13	2.86	3.02	2.79	2.98	2.82	2.81	2.85	3.04	2.74	2.86	2.75	2.84	2.93	2.87	2.83	2.92
Ca	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.03	0.02	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01
K	1.75	1.74	1.87	1.90	1.93	1.87	1.98	1.91	1.92	1.89	1.91	1.88	1.95	1.92	1.94	1.91	1.92	1.89
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	15.68	15.69	15.69	15.73	15.667	15.721	15.794	15.723	15.77	15.702	15.669	15.69	15.73	15.73	15.746	15.7	15.685	15.72

Roca	Anfibolita																	
Mineral	Anf																	
Análisis	0508-1	0508-4	0508-5	0508-6	0508-7	0508-8	0508-10	0508-11	0508-17	0508-23	0508-24	0508-25	0508-26	0508-28	0508-35	0508-39	0508-48	0508-51
SiO₂	43.10	42.29	43.22	43.92	42.62	43.36	43.11	43.34	43.25	43.20	42.98	43.06	42.24	42.68	42.86	43.10	43.10	43.10
Al₂O₃	9.74	10.81	9.73	9.65	9.70	10.03	10.04	9.80	9.91	9.93	9.77	10.06	10.56	9.65	10.73	9.67	9.68	9.89
FeO	19.39	19.35	19.51	18.23	19.79	20.09	19.83	19.45	19.78	19.98	19.21	19.46	20.05	19.46	19.72	19.59	19.83	19.71
CaO	11.36	11.52	11.61	11.67	11.33	11.53	11.59	11.43	11.69	11.59	11.65	11.64	11.58	11.43	11.61	11.54	11.39	11.55
MnO	0.51	0.45	0.49	0.43	0.58	0.52	0.51	0.47	0.55	0.48	0.52	0.52	0.51	0.55	0.43	0.50	0.52	0.48
MgO	9.20	8.89	8.69	9.45	8.52	8.48	8.45	8.78	8.61	8.47	8.79	8.69	8.21	8.74	8.43	8.81	8.73	8.77
TiO₂	1.22	1.16	1.39	1.17	1.46	1.15	1.31	1.12	1.09	1.19	0.94	1.24	1.09	1.58	0.82	1.42	1.34	1.14
Na₂O	1.69	1.88	1.73	1.53	1.81	1.61	1.70	1.74	1.50	1.66	1.69	1.62	1.68	1.72	1.42	1.64	1.78	1.69
K₂O	1.41	1.59	1.48	1.34	1.38	1.52	1.53	1.44	1.53	1.49	1.47	1.53	1.59	1.47	1.62	1.50	1.42	1.46
P₂O₅	-	0.03	0.04	-	-	-	-	-	0.05	0.04	0.05	0.02	-	0.02	0.01	-	-	-
Cr₂O₃	0.06	0.06	0.02	0.04	0.08	0.13	-	-	-	0.05	0.07	0.01	-	0.07	0.02	0.01	-	0.03
NiO	0.02	0.02	0.01	-	-	-	-	0.00	-	0.02	0.03	0.01	0.03	-	-	-	0.02	0.03
SrO	0.05	-	-	0.01	-	0.01	-	-	0.01	0.01	-	-	0.01	-	-	-	-	-
BaO	0.03	0.01	-	0.03	-	-	0.13	0.04	-	-	0.05	-	0.03	0.01	0.03	0.08	0.00	0.08
SO₃	0.04	0.04	-	-	-	0.03	0.03	0.00	-	-	0.01	0.03	0.02	0.03	-	0.02	0.01	0.02
F	1.50	1.39	1.61	1.40	1.41	1.03	1.10	1.30	1.44	0.85	1.40	1.60	1.33	1.25	1.25	1.14	1.39	1.42
Total	98.67	98.90	98.85	98.28	98.08	99.04	98.88	98.37	98.79	98.58	98.03	98.82	98.36	98.10	98.42	98.54	98.62	98.76
Si	6.52	6.41	6.58	6.65	6.52	6.55	6.55	6.59	6.57	6.56	6.58	6.54	6.47	6.52	6.51	6.55	6.55	6.55
Al^{IV}	1.48	1.59	1.42	1.35	1.48	1.45	1.45	1.41	1.43	1.44	1.42	1.46	1.53	1.48	1.49	1.45	1.45	1.45
Al^{VI}	0.26	0.34	0.32	0.37	0.27	0.34	0.35	0.35	0.34	0.34	0.35	0.35	0.37	0.26	0.43	0.29	0.28	0.32
Ti	0.14	0.13	0.16	0.13	0.17	0.13	0.15	0.13	0.12	0.14	0.11	0.14	0.13	0.18	0.09	0.16	0.15	0.13
Cr	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{IV}	0.48	0.38	0.20	0.22	0.34	0.33	0.23	0.29	0.30	0.27	0.23	0.26	0.31	0.31	0.35	0.30	0.35	0.33
Fe^{VI}	1.97	2.08	2.28	2.08	2.19	2.21	2.29	2.19	2.22	2.27	2.23	2.21	2.26	2.18	2.15	2.19	2.17	2.17
Mn	0.06	0.06	0.06	0.06	0.08	0.07	0.07	0.06	0.07	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.05	0.06	0.07	0.06
Mg	2.08	2.01	1.97	2.13	1.94	1.91	1.91	1.99	1.95	1.92	2.01	1.97	1.87	1.99	1.91	2.00	1.98	1.98
Ca	1.84	1.87	1.89	1.89	1.86	1.87	1.89	1.86	1.90	1.89	1.91	1.89	1.90	1.87	1.89	1.88	1.85	1.88
Na	0.16	0.13	0.11	0.11	0.14	0.13	0.11	0.14	0.10	0.11	0.09	0.11	0.10	0.13	0.11	0.12	0.15	0.12
Na	0.34	0.42	0.40	0.34	0.39	0.34	0.39	0.38	0.34	0.37	0.41	0.37	0.40	0.38	0.31	0.36	0.38	0.38
K	0.27	0.31	0.29	0.26	0.27	0.29	0.30	0.28	0.30	0.29	0.29	0.30	0.31	0.29	0.31	0.29	0.27	0.28
Total	15.61	15.73	15.69	15.60	15.66	15.63	15.68	15.66	15.64	15.66	15.70	15.67	15.71	15.67	15.62	15.65	15.65	15.66

Roca							Anfibolita			
Mineral	Anf						Mineral	Fsp		
Análisis	0508-52	0508-54	0508-55	0508-58	0508-59	0508-66	Análisis	0508-62	0508-64	0508-65
SiO2	42.82	42.91	44.283	42.944	42.539	43.43	SiO2	59.996	59.874	60.335
Al2O3	9.68	9.65	9.062	9.621	10.183	9.691	Al2O3	24.953	25.25	25.189
FeO	19.73	19.62	19.291	19.594	19.485	19.574	FeO	0.234	0.011	0.053
CaO	11.36	11.29	11.59	11.227	11.662	11.416	CaO	5.974	6.347	6.236
MnO	0.51	0.47	0.455	0.505	0.46	0.521	MnO	0.014	-	-
MgO	8.71	8.59	9.223	8.71	8.542	8.848	MgO	0.028	0.005	0.009
TiO2	1.26	1.44	0.803	1.268	1.073	1.2	TiO2	0.076	-	0.042
Na2O	1.78	1.81	1.556	1.706	1.522	1.661	Na2O	8.028	7.289	7.304
K2O	1.48	1.40	1.365	1.395	1.488	1.408	K2O	0.193	0.245	0.176
P2O5	0.01	0.00	-	-	0.019	-	P2O5	-	0.005	0.002
Cr2O3	-	-	-	0.008	-	0.077	Cr2O3	0.093	0.042	0.086
NiO	0.00	0.00	0.008	-	0.006	0.037	NiO	0.026	0.025	0.006
SrO	0.00	0.01	0.004	-	0.02	0.057	SrO	0.131	0.162	0.145
BaO	0.06	0.07	-	0.081	-	0.016	BaO	0.125	-	-
SO3	0.04	0.01	-	0.005	0.021	0.036	SO3	0.007	-	0.01
F	1.41	1.31	1.465	1.4	1.04	1.626	F	0.276	-	-
Total	98.25	98.02	98.488	97.875	97.622	98.913	Total	100.038	99.255	99.593
Si	6.54	6.56	6.71	6.56	6.52	6.58	Si	10.753	10.732	10.814
Al ^{IV}	1.46	1.44	1.29	1.44	1.48	1.42	Al	5.271	5.334	5.321
Al ^{VI}	0.29	0.30	0.32	0.30	0.36	0.31	Fe ²⁺	0.035	0.002	0.008
Ti	0.14	0.17	0.09	0.15	0.12	0.14	Ca	1.147	1.219	1.197
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	Na	2.790	2.533	2.538
Fe ³⁺	0.35	0.29	0.30	0.39	0.29	0.36	K	0.044	0.056	0.040
Fe ²⁺	2.17	2.22	2.14	2.12	2.21	2.12	Ba	0.009	0.000	0.000
Mn	0.07	0.06	0.06	0.07	0.06	0.07	Total	20.049	19.874	19.919
Mg	1.98	1.96	2.08	1.99	1.95	2.00	An	28.816	32.009	31.714
Ca	1.86	1.85	1.88	1.84	1.92	1.85	Ab	70.075	66.520	67.220
Na	0.14	0.15	0.12	0.16	0.08	0.15	Or	1.108	1.471	1.066
Na	0.39	0.39	0.34	0.34	0.37	0.34				
K	0.29	0.27	0.26	0.27	0.29	0.27				
Total	15.67	15.66	15.60	15.62	15.66	15.61				

Roca	Anfibolita														
Mineral	Fsp														
Análisis	0508-13	0508-19	0508-20	0508-21	0508-30	0508-31	0508-33	0508-34	0508-37	0508-38	0508-40	0508-41	0508-49	0508-50	0508-61
SiO2	59.865	60.164	60.264	60.163	60.063	59.905	58.893	60.128	59.022	59.728	61.915	60.353	59.657	60.328	59.84
Al2O3	24.96	25.233	25.173	24.992	25.231	25.162	25.79	25.205	25.569	25.141	24.361	25.249	25.193	24.885	25.095
FeO	0.027	0.116	0.051	0.118	0.274	0.171	0.03	0.24	0.035	0.039	0.344	0.086	0.072	0.137	0.031
CaO	6.448	6.225	6.031	6.066	6.309	6.19	7.028	6.2	6.794	6.238	0.915	6.152	6.3	6.032	6.255
MnO	0.001	-	0.015	0.031	0.003	-	-	-	-	0.024	0.128	-	-	0.001	0.02
MgO	0.011	0.019	0.022	-	0.015	-	-	0.011	-	-	0.161	-	0.005	0.016	-
TiO2	0.028	0.027	0.011	0.031	0.017	-	0.022	-	-	0.028	-	0.025	0.016	0.01	0.02
Na2O	7.891	7.859	8.1	8.165	7.825	8	7.559	7.838	7.368	7.939	8.518	7.971	7.775	8.048	7.765
K2O	0.129	0.206	0.278	0.134	0.122	0.141	0.23	0.179	0.205	0.166	3.07	0.247	0.249	0.131	0.253
P2O5	-	0.006	0.025	-	-	0.003	-	0.011	0.02	0.013	-	0.001	0.016	-	0.018
Cr2O3	0.048	-	-	0.061	-	-	0.017	0.01	-	0.014	-	-	-	-	0.027
NiO	-	-	0.036	0.008	-	0.023	-	0.014	0.047	0.046	-	0.013	0.022	0.03	0.016
SrO	0.137	0.167	0.093	0.103	0.113	0.146	0.146	0.123	0.142	0.172	0.107	0.13	0.156	0.058	0.126
BaO	0.051	0.006	0.006	0.053	0.007	0.063	-	0.026	-	0.065	-	0.04	-	0.011	0.076
SO3	-	0.017	-	0.004	0.017	0.029	-	0.001	-	-	-	-	0.006	-	-
F	0.165	-	-	-	-	0.18	0.111	0.428	0.126	-	0.184	-	-	-	-
Total	99.692	100.045	100.105	99.929	99.996	99.937	99.779	100.234	99.275	99.613	99.626	100.267	99.467	99.687	99.542
Si	10.730	10.784	10.802	10.783	10.765	10.737	10.556	10.777	10.579	10.705	11.097	10.817	10.693	10.813	10.726
Al	5.272	5.330	5.317	5.279	5.330	5.315	5.448	5.324	5.401	5.311	5.146	5.333	5.322	5.256	5.301
Fe⁺	0.004	0.017	0.008	0.018	0.041	0.026	0.004	0.036	0.005	0.006	0.052	0.013	0.011	0.021	0.005
Ca	1.238	1.195	1.158	1.165	1.211	1.189	1.350	1.191	1.305	1.198	0.176	1.181	1.210	1.158	1.201
Na	2.742	2.731	2.815	2.837	2.719	2.780	2.627	2.724	2.560	2.759	2.960	2.770	2.702	2.797	2.698
K	0.029	0.047	0.064	0.031	0.028	0.032	0.053	0.041	0.047	0.038	0.702	0.056	0.057	0.030	0.058
Ba	0.004	0.000	0.000	0.004	0.000	0.004	0.000	0.002	0.000	0.005	0.000	0.003	0.000	0.001	0.005
Total	20.020	20.105	20.163	20.117	20.095	20.083	20.037	20.094	19.897	20.021	20.132	20.174	19.993	20.076	19.993
An	30.879	30.084	28.692	28.884	30.605	29.710	33.497	30.102	33.351	29.987	4.579	29.477	30.485	29.067	30.352
Ab	68.385	68.731	69.733	70.356	68.691	69.484	65.197	68.864	65.451	69.063	77.131	69.114	68.081	70.181	68.186
Or	0.736	1.185	1.575	0.760	0.705	0.806	1.305	1.035	1.198	0.950	18.291	1.409	1.435	0.752	1.462

Roca	Gneis Composición Intermedia																
Mineral	Bt																
Análisis	1008-3	1008-10	1008-13	1008-16	1008-20	1008-23	1008-31	1008-36	1008-41	1008-42	1008-43	1008-44	1008-45	1008-46	1008-47	1008-61	1008-63
SiO ₂	34.48	33.64	34.71	35.50	35.07	35.27	34.45	33.74	35.82	35.47	35.36	35.63	34.69	35.80	35.50	33.70	35.32
Al ₂ O ₃	14.43	15.37	14.45	14.25	14.01	14.38	13.90	13.32	13.95	13.89	14.00	13.98	15.22	14.12	13.77	13.57	14.12
FeO	27.96	28.93	27.57	27.15	27.55	26.70	26.44	26.81	27.57	26.90	26.28	26.27	27.44	26.50	26.85	25.95	26.86
CaO	0.03	0.13	0.13	0.03	0.04	0.08	1.91	0.05	0.01	0.02	0.04	0.00	0.23	-	0.01	0.12	0.52
MnO	0.51	0.59	0.47	0.59	0.55	0.58	0.56	0.56	0.62	0.49	0.46	0.51	0.51	0.49	0.51	0.47	0.50
MgO	5.61	5.65	5.35	5.68	5.50	5.00	5.18	5.51	5.85	5.93	5.88	6.20	6.23	6.05	5.81	5.89	5.97
TiO ₂	3.10	2.24	2.58	3.66	3.42	3.17	3.37	2.73	3.21	3.47	3.31	2.74	2.51	3.19	3.28	3.28	2.99
Na ₂ O	0.02	0.02	0.06	0.04	0.07	0.09	0.05	0.04	0.03	0.05	0.07	0.05	0.85	0.03	0.08	0.04	0.04
K ₂ O	8.83	7.52	9.10	8.70	8.71	8.31	8.80	8.53	9.06	9.14	8.79	9.05	5.58	9.16	8.81	7.79	8.45
P ₂ O ₅	-	-	-	0.02	0.01	0.01	0.00	-	-	0.01	0.02	0.01	-	-	-	0.02	0.02
Cr ₂ O ₃	0.03	-	-	0.06	-	0.02	0.05	0.01	-	0.01	-	0.03	0.01	0.02	0.04	0.02	-
NiO	0.06	-	-	0.02	-	-	-	0.01	0.04	-	0.02	-	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03
SrO	-	-	-	0.01	-	-	0.01	-	-	-	-	0.00	-	-	-	-	-
BaO	0.46	0.34	0.55	0.63	0.54	0.79	0.73	0.49	0.50	0.45	0.56	0.59	0.35	0.77	0.54	0.63	0.44
SO ₃	0.04	0.05	0.07	0.11	0.10	0.06	0.07	0.04	0.10	0.07	0.05	0.05	-	0.10	0.08	0.07	0.07
F	0.33	0.11	0.18	0.70	0.85	0.96	2.01	0.85	1.05	0.82	0.92	0.83	0.38	1.21	1.14	0.38	1.35
Total	95.73	94.54	95.12	96.84	96.06	95.01	96.68	92.32	97.36	96.36	95.37	95.60	93.86	96.95	95.98	91.81	96.11
Si	5.54	5.45	5.60	5.62	5.62	5.69	5.55	5.63	5.66	5.64	5.67	5.70	5.56	5.67	5.68	5.60	5.64
Al ^{IV}	2.46	2.55	2.40	2.38	2.38	2.31	2.45	2.37	2.34	2.36	2.33	2.30	2.44	2.33	2.32	2.40	2.36
Al ^{VI}	0.27	0.38	0.35	0.28	0.26	0.42	0.19	0.25	0.26	0.24	0.31	0.33	0.43	0.31	0.28	0.26	0.29
Ti	0.37	0.27	0.31	0.44	0.41	0.38	0.41	0.34	0.38	0.41	0.40	0.33	0.30	0.38	0.39	0.41	0.36
Fe ⁺⁺	3.76	3.92	3.72	3.59	3.69	3.60	3.56	3.74	3.64	3.58	3.52	3.51	3.67	3.51	3.59	3.61	3.58
Mn	0.07	0.08	0.06	0.08	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07
Mg	1.34	1.36	1.29	1.34	1.31	1.20	1.24	1.37	1.38	1.40	1.40	1.48	1.49	1.43	1.39	1.46	1.42
Ca	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01	0.33	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.09
Na	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.26	0.01	0.02	0.01	0.01
K	1.81	1.55	1.87	1.76	1.78	1.71	1.81	1.82	1.83	1.85	1.80	1.85	1.14	1.85	1.80	1.65	1.72
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	15.63	15.59	15.65	15.5	15.552	15.432	15.634	15.629	15.58	15.578	15.521	15.59	15.41	15.56	15.54	15.49	15.54

Roca	Gneis Composición Intermedia																	
	Mineral	Fsp																
Análisis	1008-6	1008-7	1008-8	1008-9	1008-17	1008-18	1008-21	1008-22	1008-24	1008-25	1008-26	1008-28	1008-29	1008-30	1008-32	1008-33	1008-34	1008-35
SiO2	63.23	63.99	63.77	63.87	61.82	62.12	61.75	61.72	61.85	61.52	62.12	61.53	61.26	61.65	61.47	61.86	61.57	62.21
Al2O3	19.13	19.06	19.01	18.85	24.32	24.44	24.33	24.51	24.02	24.37	24.34	24.28	24.31	24.37	24.40	24.42	24.24	24.04
FeO	0.03	0.02	0.08	0.13	-	0.28	0.05	0.05	0.05	0.35	0.06	-	0.05	0.05	0.05	0.03	0.05	0.04
CaO	0.01	-	-	-	5.20	5.13	5.19	5.14	5.19	5.18	5.18	5.07	5.52	5.04	5.15	5.30	5.36	4.87
MnO	-	-	0.02	-	-	0.00	0.02	-	-	-	0.01	-	-	0.01	0.02	-	0.01	-
MgO	0.01	0.01	-	0.01	-	-	0.01	0.02	-	0.01	0.01	0.01	-	0.03	-	0.02	0.01	-
TiO2	0.04	0.01	-	-	0.00	0.07	0.02	-	-	0.01	-	0.03	-	-	-	0.04	0.02	0.01
Na2O	1.12	1.18	0.38	0.86	8.61	8.90	8.62	8.78	8.51	8.82	8.67	8.60	8.52	8.69	8.58	8.49	8.39	8.82
K2O	15.15	15.09	16.25	15.31	0.30	0.12	0.19	0.14	0.22	0.08	0.16	0.19	0.17	0.11	0.15	0.13	0.23	0.10
P2O5	0.04	0.02	-	0.04	0.01	-	0.02	-	0.00	-	0.03	0.01	-	-	0.01	0.04	-	0.00
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	0.03	0.05	-	-	-	-	0.03	0.01	0.03	-	0.02	-
NiO	-	-	-	0.03	-	-	0.04	-	0.02	-	0.02	0.01	-	0.02	0.05	0.03	0.04	-
SrO	0.02	-	-	0.01	0.07	0.07	0.02	0.10	0.09	0.08	0.06	0.06	0.08	0.03	0.06	0.09	0.06	0.10
BaO	1.55	1.48	1.70	1.27	-	-	0.01	-	0.01	0.05	-	-	0.08	0.01	0.01	-	-	0.10
SO3	-	-	-	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	-	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	-	0.02	-	-
F	-	-	0.02	0.16	-	-	0.11	-	0.05	-	0.01	0.07	0.24	0.07	-	0.01	0.12	0.22
Total	100.33	100.85	101.21	100.51	100.34	101.15	100.36	100.51	99.99	100.47	100.66	99.82	100.17	100.07	99.97	100.46	100.07	100.41
Si	11.79	11.93	11.89	11.91	11.52	11.58	11.51	11.51	11.53	11.47	11.58	11.47	11.42	11.49	11.46	11.53	11.48	11.60
Al	4.20	4.19	4.18	4.14	5.34	5.37	5.34	5.38	5.28	5.35	5.35	5.33	5.34	5.35	5.36	5.36	5.33	5.28
Fe2+	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.04	0.01	0.01	0.01	0.05	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	1.04	1.03	1.04	1.03	1.04	1.03	1.03	1.01	1.10	1.01	1.03	1.06	1.07	0.97
Na	0.41	0.43	0.14	0.31	3.11	3.22	3.12	3.17	3.07	3.19	3.13	3.11	3.08	3.14	3.10	3.07	3.03	3.19
K	3.60	3.59	3.86	3.64	0.07	0.03	0.04	0.03	0.05	0.02	0.04	0.05	0.04	0.03	0.04	0.03	0.05	0.02
Ba	0.11	0.11	0.12	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Total	20.12	20.24	20.20	20.11	21.08	21.26	21.06	21.13	20.98	21.12	21.14	20.97	21.00	21.03	20.99	21.06	20.96	21.07
An	0.05	0.00	0.00	0.00	24.59	24.01	24.71	24.26	24.90	24.39	24.58	24.30	26.12	24.11	24.70	25.47	25.75	23.24
Ab	10.11	10.60	3.44	7.87	73.75	75.33	74.23	74.95	73.84	75.17	74.51	74.62	72.91	75.28	74.43	73.80	72.96	76.20
Or	89.84	89.40	96.56	92.13	1.66	0.66	1.06	0.79	1.26	0.44	0.91	1.09	0.97	0.61	0.87	0.73	1.29	0.55

Roca					Gneis Composición Intermedia								
Mineral		Bt			Mineral		Anf						
Análisis	1008-67	1008-70	1008-73	1008-74	Análisis	1008-1	1008-2	1008-11	1008-12	1008-14	1008-15	1008-52	1008-54
SiO2	34.97	35.78	34.92	35.70	SiO2	39.83	38.80	39.52	38.69	39.17	39.19	39.53	39.34
Al2O3	14.01	14.26	14.15	13.94	Al2O3	11.21	12.61	11.45	11.98	11.63	12.15	12.09	12.29
FeO	26.72	26.61	26.20	26.80	FeO	27.53	27.49	26.95	26.85	27.09	26.28	25.95	26.35
CaO	0.09	0.02	0.03	0.01	CaO	10.09	10.47	10.26	10.70	9.94	10.85	10.89	10.95
MnO	0.49	0.52	0.47	0.51	MnO	1.50	1.25	1.33	1.20	1.02	1.02	0.92	0.95
MgO	5.60	5.69	6.04	5.85	MgO	3.41	3.00	3.35	3.18	4.14	3.62	3.71	3.68
TiO2	3.37	3.37	3.63	3.25	TiO2	0.79	0.71	0.74	0.57	0.95	1.13	0.84	0.71
Na2O	0.09	0.05	0.04	0.05	Na2O	1.90	1.81	1.80	1.51	1.79	1.56	1.52	1.54
K2O	8.71	8.95	8.51	9.08	K2O	1.56	1.82	1.67	1.89	1.45	1.73	1.79	1.83
P2O5	-	-	-	-	P2O5	-	0.01	0.00	-	0.04	0.02	0.02	-
Cr2O3	-	0.01	0.07	-	Cr2O3	-	0.06	-	-	0.01	0.04	0.03	0.08
NiO	0.03	-	0.04	0.08	NiO	-	0.07	-	0.03	0.01	0.01	0.04	-
SrO	-	-	-	-	SrO	-	-	0.01	0.00	-	-	-	-
BaO	0.61	0.56	0.65	0.81	BaO	-	0.06	0.02	0.09	-	-	0.12	-
SO3	0.09	0.06	0.10	0.07	SO3	-	0.02	0.01	0.00	0.05	0.03	0.07	0.02
F	0.86	0.83	0.75	1.04	F	1.22	0.98	0.92	1.06	0.81	0.85	1.12	0.77
Total	95.26	96.36	95.28	96.76	Total	98.54	98.74	97.64	97.30	97.77	98.12	98.16	98.18
Si	5.63	5.67	5.60	5.68	Si	6.24	6.10	6.25	6.18	6.11	6.17	6.23	6.18
AlIV	2.37	2.33	2.40	2.32	AlIV	1.76	1.91	1.75	1.83	1.89	1.83	1.77	1.82
AlVI	0.29	0.34	0.28	0.29	AlVI	0.31	0.43	0.38	0.43	0.25	0.42	0.48	0.46
Ti	0.41	0.40	0.44	0.39	Ti	0.09	0.08	0.09	0.07	0.11	0.13	0.10	0.08
Fe ³⁺	3.60	3.53	3.52	3.56	Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mn	0.07	0.07	0.06	0.07	Fe ²⁺	0.99	0.86	0.83	0.75	1.26	0.66	0.58	0.66
Mg	1.34	1.35	1.44	1.39	Fe ²⁺	2.61	2.75	2.73	2.84	2.28	2.80	2.84	2.80
Ca	0.02	0.00	0.00	0.00	Mn	0.20	0.17	0.18	0.16	0.14	0.14	0.12	0.13
Na	0.03	0.01	0.01	0.01	Mg	0.80	0.70	0.79	0.76	0.96	0.85	0.87	0.86
K	1.79	1.81	1.74	1.84	Ca	1.69	1.76	1.74	1.83	1.66	1.83	1.84	1.84
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	Na	0.31	0.24	0.26	0.17	0.34	0.17	0.16	0.16
F	0.00	0.00	0.00	0.00	Na	0.27	0.32	0.29	0.30	0.20	0.31	0.30	0.31
Total	15.54	15.507	15.499	15.557	Total	15.58	15.68	15.63	15.68	15.49	15.65	15.66	15.68

Roca	Gneis Composición Intermedia															
Mineral	Fsp															
Análisis	1008-37	1008-38	1008-39	1008-40	1008-48	1008-49	1008-50	1008-51	1008-55	1008-56	1008-57	1008-58	1008-64	1008-66	1008-68	1008-69
SiO2	61.87	61.639	61.649	61.649	61.692	61.718	61.251	61.953	61.517	61.88	61.618	61.863	61.557	61.972	61.996	61.598
Al2O3	24.028	24.568	24.505	24.344	24.24	24.311	24.54	24.345	24.205	24.226	24.343	24.243	24.527	24.264	24.327	24.196
FeO	0.109	0.467	0.027	0.22	0.011	0.087	0.037	0.192	0.07	0.056	0.041	0.056	0.083	0.033	0.099	0.03
CaO	5.219	5.297	5.37	5.197	5.271	5.182	5.186	5.17	5.24	5.265	5.321	5.099	5.282	5.087	5.242	5.163
MnO	-	0.032	0.027	0.013	-	0.023	0.014	0.001	-	0.034	0.025	-	0.021	0.024	-	0.033
MgO	0.004	0.003	0.002	0.018	0.011	0.004	-	0.011	0.011	-	0.009	0.008	0.015	0.006	0.006	-
TiO2	-	0.017	0.008	0.019	-	-	-	0.004	-	0.035	0.01	0.032	0.01	-	0.021	0.008
Na2O	8.523	8.694	8.279	8.591	8.319	8.585	8.49	8.652	8.437	8.5	8.513	8.836	8.496	8.838	8.488	8.619
K2O	0.248	0.118	0.254	0.203	0.198	0.137	0.135	0.137	0.234	0.107	0.138	0.074	0.231	0.118	0.185	0.182
P2O5	-	0.013	0.005	0.003	0.025	0.012	0.029	0.016	0.015	-	-	-	-	-	0.039	0.008
Cr2O3	0.068	0.009	0.045	0.079	0.036	-	0.026	0.005	-	0.06	-	0.009	0.048	-	0.027	-
NiO	0.021	-	-	0.033	0.043	-	0.021	-	-	-	0.045	0.025	-	-	0.051	-
SrO	0.093	0.09	0.055	0.054	0.061	0.02	0.076	0.111	0.065	0.023	0.072	0.067	0.029	0.075	0.023	0.08
BaO	0.038	-	0.143	-	0.049	-	0.032	0.107	-	-	0.098	0.084	-	0.053	0.123	0.03
SO3	-	-	0.01	0.007	-	0.024	0.013	-	-	-	0.01	0.01	0.005	-	0.01	0.003
F	0.092	0.194	-	0.266	-	0.023	0.141	-	-	-	0.092	0.065	-	-	0.075	-
Total	100.274	101.059	100.379	100.58	99.956	100.116	99.932	100.704	99.794	100.19	100.296	100.444	100.304	100.47	100.68	99.95
Si	11.5327	11.4896	11.4915	11.492	11.4995	11.5044	11.4173	11.5482	11.4669	11.535	11.4857	11.5314	11.4744	11.55171	11.5562	11.48199
Al	5.27835	5.39698	5.38314	5.3478	5.32492	5.34052	5.39083	5.34799	5.31724	5.3218	5.34755	5.32558	5.38797	5.330196	5.34404	5.315258
Fe⁺²	0.01699	0.07279	0.00421	0.0343	0.00171	0.01356	0.00577	0.02993	0.01091	0.0087	0.00639	0.00873	0.01294	0.005144	0.01543	0.004676
Ca	1.04222	1.0578	1.07238	1.0378	1.05261	1.03483	1.03563	1.03244	1.04641	1.0514	1.06259	1.01826	1.0548	1.015861	1.04681	1.031038
Na	3.08001	3.1418	2.99183	3.1046	3.00629	3.10241	3.06808	3.12662	3.04893	3.0717	3.07639	3.19312	3.07025	3.193839	3.06736	3.114698
K	0.05897	0.02806	0.06039	0.0483	0.04708	0.03257	0.0321	0.03257	0.05564	0.0254	0.03281	0.0176	0.05493	0.028057	0.04399	0.043274
Ba	0.00278	0	0.01044	0	0.00358	0	0.00234	0.00782	0	0	0.00716	0.00614	0	0.003871	0.00898	0.002191
Total	21.012	21.187	21.01	21.064	20.9357	21.0283	20.9521	21.1255	20.946	21.014	21.0186	21.1008	21.0552	21.12868	21.0828	20.99313
An	24.93	25.02	26.00	24.765	25.636	24.8172	25.0406	24.6309	25.2089	25.344	25.4708	24.0782	25.2346	23.97167	25.1749	24.61293
Ab	73.66	74.32	72.54	74.083	73.2174	74.4016	74.1833	74.592	73.4508	74.043	73.7426	75.5058	73.4513	75.36626	73.7672	74.35403
Or	1.41	0.66	1.46	1.1518	1.14659	0.7812	0.77613	0.77714	1.34037	0.6133	0.78653	0.41606	1.31401	0.662073	1.05787	1.033046

Roca	Gneis Composición Intermedia			
Mineral	Fsp			
Análisis	1008-71	1008-72	1008-75	1008-76
SiO2	61.693	61.069	61.643	61.763
Al2O3	24.287	24.13	24.25	24.176
FeO	0.008	0.013	0.085	0.278
CaO	5.211	5.249	5.274	5.201
MnO	-	0.017	-	-
MgO	0.019	0.011	0.002	-
TiO2	-	0.025	0.016	0.034
Na2O	8.518	8.417	8.374	8.563
K2O	0.156	0.222	0.164	0.111
P2O5	0.01	0.005	-	0.022
Cr2O3	0.009	0.031	-	0.069
NiO	0.008	-	0.004	-
SrO	0.037	0.068	0.093	0.076
BaO	0.115	0.027	-	-
SO3	0.01	0.022	0.006	-
F	-	0.114	-	0.181
Total	100.081	99.372	99.911	100.398
Si	11.49970	11.38339	11.49038	11.51275
Al	5.33525	5.30076	5.32712	5.31086
Fe ⁴⁺	0.00125	0.00203	0.01325	0.04333
Ca	1.04062	1.04821	1.05320	1.03863
Na	3.07820	3.04170	3.02616	3.09446
K	0.03709	0.05279	0.03899	0.02639
Ba	0.00840	0.00197	0.00000	0.00000
Total	21.00051	20.83084	20.94911	21.02643
An	25.03958	25.30265	25.57340	24.97011
Ab	74.06790	73.42318	73.47976	74.39537
Or	0.89252	1.27418	0.94685	0.63452

Roca	Gneis composición félsica														
Mineral	Fsp														
Análisis	1108-1	1108-2	1108-3	1108-4	1108-17	1108-18	1108-20	1108-21	1108-23	1108-24	1108-25	1108-26	1108-28	1108-29	1108-30
SiO₂	62.62	63.44	63.15	64.57	63.60	63.17	63.55	67.18	63.51	68.04	63.75	67.67	63.87	64.02	64.19
Al₂O₃	23.07	23.02	23.22	21.89	23.01	22.68	22.73	20.26	22.95	19.74	22.59	20.01	23.02	22.65	22.53
FeO	-	0.09	0.07	0.16	0.02	0.30	0.06	0.11	0.10	0.01	0.02	0.03	-	-	0.03
CaO	4.24	2.80	3.93	1.06	3.67	0.55	3.56	0.63	3.54	0.17	3.36	0.24	3.72	3.36	3.31
MnO	0.03	0.02	0.00	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	0.02	0.00
MgO	-	0.02	0.01	0.06	0.01	0.11	-	0.01	0.01	-	0.01	-	0.01	0.01	0.00
TiO₂	-	-	-	-	-	0.02	0.02	0.04	-	0.01	-	-	0.01	-	-
Na₂O	9.17	9.14	9.19	9.70	9.34	8.97	9.36	11.04	9.38	11.26	9.43	11.27	9.23	9.64	9.58
K₂O	0.12	0.66	0.25	0.93	0.13	1.96	0.14	0.06	0.09	0.07	0.09	0.08	0.09	0.06	0.12
P₂O₅	-	0.03	0.02	-	0.01	0.03	0.01	-	0.02	0.02	0.02	-	-	-	0.03
Cr₂O₃	-	0.07	0.09	0.05	0.02	0.01	0.06	-	0.05	0.01	-	0.01	0.02	-	-
NiO	0.03	-	-	-	0.04	-	-	-	-	-	-	0.07	0.03	0.00	0.05
SrO	0.02	0.04	0.02	0.08	0.02	0.00	0.05	0.01	0.00	-	0.02	-	-	0.01	0.03
BaO	-	0.02	0.06	0.05	-	0.03	-	0.03	-	0.07	0.03	-	0.10	0.02	-
SO₃	-	-	-	0.05	-	0.02	0.01	0.01	0.04	-	-	-	-	-	-
F	0.13	-	0.10	0.10	0.04	-	-	0.08	-	0.02	0.04	-	0.03	0.13	0.13
Total	99.36	99.34	100.07	98.65	99.89	97.85	99.54	99.43	99.69	99.42	99.34	99.38	100.11	99.86	99.93
Si	11.16	11.308832	11.2575	11.5099	11.3374	11.261	11.328	11.975	11.321	12.128	11.364	12.063	11.385	11.412	11.442
Al	4.85	4.8364615	4.87701	4.59928	4.83331	4.764	4.775	4.256	4.821	4.147	4.746	4.205	4.837	4.759	4.732
Fe²⁺	0.00	0.0129681	0.01103	0.0231	0.00268	0.045	0.009	0.017	0.015	0.001	0.002	0.004	0.000	0.000	0.004
Ca	0.81	0.534348	0.75072	0.20205	0.70031	0.105	0.681	0.121	0.676	0.033	0.641	0.045	0.710	0.641	0.632
Na	3.17	3.1590511	3.17668	3.35051	3.22851	3.098	3.233	3.816	3.240	3.892	3.260	3.895	3.189	3.331	3.310
K	0.03	0.1500747	0.05753	0.21056	0.03024	0.446	0.031	0.014	0.020	0.017	0.020	0.019	0.021	0.015	0.027
Ba	0.00	0.0011176	0.00391	0.0037	0	0.002	0.000	0.002	0.000	0.005	0.002	0.000	0.007	0.001	0.000
Total	20.01	20.002853	20.1344	19.8991	20.1324	19.722	20.056	20.199	20.095	20.224	20.035	20.230	20.149	20.158	20.147
An	20.2018	13.902736	18.8391	5.36926	17.6887	2.89	17.25	3.06	17.18	0.84	16.35	1.14	18.10	16.08	15.93
Ab	79.0943	82.1926	79.7173	89.0354	81.5475	84.90	81.96	96.60	82.30	98.74	83.14	98.38	81.35	83.56	83.40
Or	0.70395	3.9046635	1.44366	5.59534	0.76388	12.21	0.78	0.35	0.52	0.43	0.50	0.48	0.55	0.37	0.68

Roca		Gneis composición félsica												
Mineral		Fsp							Mineral		Bt			
Análisis		1108-32	1108-33	1108-34	1108-35	1108-36	1108-22	1108-27	1108-31	Análisis	1108-5	1108-7	1108-9	1108-13
SiO2		64.43	63.80	64.24	62.89	63.81	64.19	64.08	64.53	SiO2	35.53	36.31	37.52	36.53
Al2O3		22.72	22.82	22.59	22.59	22.48	18.45	18.69	18.70	Al2O3	15.68	16.94	17.23	18.30
FeO		-	0.01	0.07	-	0.05	-	-	0.02	FeO	20.72	20.81	20.95	22.10
CaO		3.22	3.40	2.98	3.64	3.27	-	0.03	-	CaO	0.24	0.49	0.18	0.21
MnO		-	-	-	-	0.04	0.03	-	0.02	MnO	0.38	0.33	0.28	0.26
MgO		-	-	0.02	-	0.01	0.02	0.00	-	MgO	8.56	8.10	7.67	6.46
TiO2		0.03	0.02	0.02	-	-	0.05	0.00	0.01	TiO2	1.59	2.09	1.21	0.44
Na2O		9.63	9.58	9.68	9.39	9.50	0.48	0.88	0.38	Na2O	0.04	0.05	0.04	0.07
K2O		0.11	0.06	0.25	0.09	0.10	16.15	15.55	16.34	K2O	2.21	1.96	1.94	2.72
P2O5		-	-	0.02	-	0.00	-	0.01	-	P2O5	0.90	0.72	0.78	0.94
Cr2O3		-	0.00	-	0.07	0.02	0.07	0.05	0.09	Cr2O3	0.05	0.02	0.03	-
NiO		0.04	-	0.02	-	0.02	0.02	0.03	-	NiO	-	0.04	-	-
SrO		0.03	0.01	0.03	0.00	0.03	-	-	-	SrO	0.02	0.00	0.01	-
BaO		0.11	-	-	-	-	0.02	0.10	0.08	BaO	-	0.01	0.07	-
SO3		0.00	0.01	0.01	0.02	-	0.01	0.00	0.02	SO3	0.04	0.02	0.04	0.02
F		-	0.06	-	0.16	0.04	0.03	-	-	F	0.32	0.07	0.08	-
Total		100.32	99.74	99.93	98.78	99.35	99.49	99.42	100.20	Total	86.15	87.91	87.98	88.05
Si		11.486	11.373	11.451	11.212	11.375	11.442	11.423	11.504	Si	5.86	5.82	5.98	5.89
Al		4.772	4.793	4.746	4.746	4.722	3.876	3.927	3.928	Al ^{IV}	2.14	2.18	2.02	2.11
Fe2+		0.000	0.001	0.010	0.000	0.008	0.000	0.000	0.003	Al ^{VI}	0.91	1.02	1.22	1.37
Ca		0.615	0.650	0.569	0.695	0.624	0.000	0.006	0.000	Ti	0.20	0.25	0.15	0.05
Na		3.328	3.311	3.346	3.244	3.284	0.165	0.303	0.130	Fe ²⁺	2.86	2.79	2.79	2.98
K		0.024	0.014	0.056	0.021	0.022	3.672	3.536	3.715	Mn	0.05	0.05	0.04	0.04
Ba		0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.007	0.006	Mg	2.11	1.93	1.82	1.55
Total		20.232	20.142	20.177	19.917	20.033	19.156	19.201	19.287	Ca	0.04	0.08	0.03	0.04
An		15.49	16.34	14.32	17.54	15.87	0.00	0.15	0.00	Na	0.01	0.02	0.01	0.02
Ab		83.90	83.31	84.27	81.94	83.58	4.29	7.88	3.39	K	0.47	0.40	0.39	0.56
Or		0.60	0.35	1.41	0.52	0.55	95.71	91.97	96.61	Cl	0.00	0.00	0.00	0.00
										F	0.00	0.00	0.00	0.00
										Total	14.65	14.54	14.46	14.61

Roca					Granulita										
Mineral	Bt				Mineral	Fsp						Mineral	Grt		
Análisis	1303-4	1303-5	1303-6	1303-7	Análisis	1403-16	1403-17	1403-26	1403-27	1403-30	1403-31	Análisis	1403-2	1403-3	1403-4
SiO ₂	35.54	35.43	35.20	35.62	SiO ₂	56.40	64.62	54.03	54.56	55.58	55.40	SiO ₂	37.81	37.77	37.83
Al ₂ O ₃	9.66	9.82	9.77	9.76	Al ₂ O ₃	0.11	0.09	0.17	0.17	0.21	0.22	Al ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01
FeO	0.02	0.07	0.09	0.03	FeO	0.04	0.01	-	-	0.03	-	FeO	0.03	0.02	-
CaO	0.11	0.10	0.05	0.10	CaO	6.25	10.18	5.17	5.71	5.97	5.75	CaO	-	0.03	0.02
MnO	14.93	15.60	15.65	15.98	MnO	27.97	21.99	29.22	27.86	28.04	28.05	MnO	22.36	22.37	22.32
MgO	0.01	-	-	-	MgO	9.52	2.54	11.01	10.07	9.93	9.99	MgO	3.54	3.48	3.39
TiO ₂	18.79	20.59	20.74	19.91	TiO ₂	0.35	0.03	0.05	0.06	0.09	0.12	TiO ₂	32.42	33.14	32.26
Na ₂ O	11.94	10.48	10.15	10.48	Na ₂ O	-	-	0.01	-	0.01	0.01	Na ₂ O	3.84	3.33	4.03
K ₂ O	0.87	0.44	0.56	0.49	K ₂ O	0.03	-	-	0.03	-	0.03	K ₂ O	-	0.01	0.10
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.04	0.02	P ₂ O ₅	-	0.02	0.01	0.01	0.01	0.04	P ₂ O ₅	0.02	0.01	-
Cr ₂ O ₃	0.01	0.10	0.08	0.08	Cr ₂ O ₃	0.03	0.02	-	0.01	-	-	Cr ₂ O ₃	1.37	1.58	1.44
NiO	0.05	0.03	0.05	0.01	NiO	0.07	0.03	0.08	-	-	-	NiO	-	-	-
SrO	0.01	0.04	0.01	-	SrO	0.01	-	0.01	0.02	0.01	0.04	SrO	0.05	0.01	0.02
BaO	4.49	4.74	4.77	4.51	BaO	-	0.04	-	-	0.01	-	BaO	-	0.04	-
SO ₃	-	-	-	-	SO ₃	0.19	0.09	0.14	0.09	0.09	0.12	SO ₃	-	0.02	-
F	0.91	0.63	0.69	0.55	F	0.04	-	0.05	0.01	-	-	F	0.01	-	-
Total	97.91	97.91	97.62	97.31	Total	100.99	99.65	99.95	98.60	99.99	99.76	Total	101.45	101.83	101.38
Si	5.43	5.38	5.37	5.41	Si	9.78	9.98	10.03	10.06	10.03	10.08	Si	5.93	5.93	5.94
Al ^{IV}	2.57	2.62	2.63	2.59	Al	6.25	6.03	6.01	5.96	6.00	5.93	Ti	0.00	0.01	0.00
Al ^{VI}	0.12	0.17	0.19	0.27	Fe ²⁺	0.01	0.01	0.03	0.06	0.00	0.01	Al	4.14	4.14	4.13
Ti	0.52	0.54	0.55	0.51	Ca	2.13	1.94	1.87	1.86	1.89	1.87	Fe	4.25	4.35	4.23
Fe ²⁺	2.40	2.62	2.65	2.53	Na	1.83	2.06	2.00	2.04	2.05	2.11	Mn	0.18	0.21	0.19
Mn	0.00	0.01	0.01	0.01	K	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	Mg	0.90	0.78	0.94
Mg	2.72	2.37	2.31	2.37	Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ca	0.59	0.59	0.57
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	Total	20.02	20.05	19.98	20.00	20.02	20.03	Total	16.00	16.00	16.00
Na	0.03	0.03	0.02	0.03	An	53.459	48.109	47.94	47.208	47.371	46.57	Py	15.15	13.14	15.86
K	1.88	1.90	1.90	1.89	Ab	45.898	51.087	51.3	51.945	51.511	52.54	Alm	71.76	73.43	71.31
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	Or	0.6438	0.8042	0.761	0.8469	1.1186	0.896	Gro	10.03	9.88	9.59
F	0.42	0.21	0.27	0.24								Sp	3.07	3.54	3.23
Total	15.67	15.65	15.63	15.61											

Roca	Granulita									
Mineral	Opx									
Análisis	1403-1	1403-3	1403-6	1403-9	1403-10	1403-12	1403-14	1403-22	1403-28	1403-29
SiO2	50.00	35.64	48.52	49.45	49.32	49.19	49.32	49.19	49.70	49.86
Al2O3	-	9.75	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	1.70	1.80
FeO	-	0.02	-	0.01	-	-	-	-	32.82	32.89
CaO	-	0.06	0.01	-	0.01	-	0.01	-	0.25	0.29
MnO	1.30	15.64	1.78	1.44	1.80	1.89	1.80	1.89	0.89	0.80
MgO	0.21	0.00	0.27	0.22	0.26	0.17	0.26	0.17	13.98	14.24
TiO2	32.39	20.01	32.93	33.47	32.66	33.34	32.66	33.34	0.06	0.13
Na2O	14.93	10.76	14.81	14.51	14.64	14.95	14.64	14.95	-	-
K2O	-	0.74	-	0.04	-	-	-	-	0.01	0.00
P2O5	0.01	0.04	0.02	-	-	0.01	-	0.01	-	0.02
Cr2O3	0.90	0.07	0.87	0.86	0.83	0.91	0.83	0.91	0.04	-
NiO	-	0.01	0.04	0.02	0.08	0.02	0.08	0.02	0.05	0.04
SrO	-	-	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-
BaO	-	4.52	0.08	0.09	0.01	0.03	0.01	0.03	0.06	0.00
SO3	-	-	0.01	-	-	0.00	-	0.00	-	-
F	0.08	0.86	-	0.03	0.03	0.01	0.03	0.01	0.05	-
Total	99.80	97.80	99.38	100.14	99.64	100.55	99.64	100.55	99.58	100.08
Si	1.96	1.96	1.96	1.97	1.96	1.97	1.96	1.95	1.96	1.96
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.08	0.09	0.08	0.08	0.08	0.06	0.09	0.08	0.08	0.08
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	1.08	1.09	1.09	1.08	1.09	1.08	1.09	1.11	1.08	1.08
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Mg	0.82	0.81	0.83	0.82	0.83	0.84	0.81	0.82	0.82	0.83
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.99	3.99	4.00	3.99	4.00	4.00	3.99	4.01	3.99	4.00

Muestra 10081212 (Gneis de composición intermedia)

Grain spot	ppm U	ppm Th	²⁰⁶ Pb	f	Th/U	Radios Isotopicos						Edades (Ma)						
						²⁰⁷ Pb/	±err	²⁰⁶ Pb/	±err	²⁰⁷ Pb/	±err	²⁰⁷ Pb/	±err	²⁰⁶ Pb/	±err	²⁰⁷ Pb/	±err	%
						²⁰⁸ Pb	²³⁸ U	²³⁵ U	²⁰⁶ Pb	²³⁸ U	²³⁵ U	²⁰⁶ Pb	²³⁸ U	²³⁵ U	²⁰⁶ Pb	²³⁸ U	²³⁵ U	discord
10-1.1	201.1	63.2	69.0	0.0	0.32	0.12896	0.00229	0.39621	0.00182	7.04506	0.13183	2083.9	30.8	2151.6	8.4	2117.1	16.7	-1.6
10-10.1	242.5	54.7	75.2	0.0	0.23	0.13053	0.00022	0.35843	0.00301	6.45099	0.05993	2105.1	3.0	1974.7	14.3	2039.2	8.2	3.2
10-11.1	82.7	29.3	27.8	0.0	0.36	0.13175	0.00044	0.38875	0.00258	7.06206	0.05833	2121.5	5.8	2117.0	12.0	2119.3	7.4	0.2
10-12.1	620.6	360.9	98.0	0.0	0.60	0.10231	0.00271	0.18235	0.01712	2.57227	0.25113	1666.5	48.0	1079.8	94.1	1292.8	74.0	16.4
10-13.1	125.7	60.6	44.5	0.0	0.49	0.13009	0.01005	0.40880	0.05645	7.33274	1.16037	2099.3	129.6	2209.5	263.6	2152.8	152.3	-2.6
10-14.1	413.9	310.8	131.0	0.0	0.77	0.12958	0.00102	0.36545	0.00139	6.52957	0.06159	2092.3	13.8	2008.0	6.6	2049.9	8.3	2.0
10-15.1	280.6	119.9	72.9	0.0	0.44	0.13030	0.00078	0.30033	0.00212	5.39579	0.05358	2102.1	10.4	1692.9	10.5	1884.2	8.6	10.2
10-16.1	365.1	126.6	99.5	0.0	0.36	0.12810	0.00047	0.31479	0.00244	5.56007	0.05172	2072.1	6.4	1764.2	11.9	1909.9	8.0	7.6
10-17.1	180.1	90.5	58.3	0.0	0.52	0.13115	0.00078	0.37372	0.00156	6.75782	0.05486	2113.3	10.4	2046.9	7.3	2080.2	7.2	1.6
10-18.1	2875.5	761.8	132.2	0.1	0.27	0.09244	0.00055	0.05264	0.00101	0.67102	0.01373	1476.5	11.4	330.7	6.2	521.3	8.3	36.6
10-19.1	985.6	442.1	102.3	0.2	0.46	0.09865	0.00101	0.11971	0.00062	1.62829	0.01953	1598.7	19.0	728.9	3.6	981.2	7.6	25.8
10-2.1	183.6	162.6	62.3	1.2	0.91	0.13280	0.00179	0.38826	0.01285	7.10916	0.25522	2135.3	23.4	2114.7	59.9	2125.2	32.5	0.4
10-20.1	1178.0	558.9	122.9	0.2	0.49	0.10672	0.00141	0.12027	0.00499	1.76982	0.07730	1744.1	24.0	732.1	28.7	1034.5	28.8	29.2
10-21.1	344.2	110.1	86.9	-0.1	0.33	0.12813	0.00074	0.29180	0.00344	5.15504	0.07014	2072.5	10.0	1650.5	17.2	1845.2	11.6	10.6
10-22.1	2294.9	237.5	216.4	3.5	0.11	0.08960	0.00142	0.10524	0.00233	1.30005	0.03564	1416.9	30.0	645.0	13.5	845.7	15.8	23.8
10-23.1	1329.2	699.9	220.8	2.3	0.54	0.10648	0.00124	0.18787	0.00023	2.75810	0.03381	1739.9	21.2	1109.8	1.2	1344.3	9.2	17.4
10-24.1	769.1	325.0	139.3	1.2	0.43	0.11586	0.00252	0.20697	0.01270	3.30636	0.21554	1893.3	38.6	1212.6	68.1	1482.6	52.2	18.2
10-25.1	913.4	570.5	109.6	3.2	0.64	0.09557	0.00191	0.13427	0.00080	1.76931	0.03745	1539.3	37.2	812.2	4.6	1034.3	13.9	21.4
10-26.1	738.6	205.5	102.4	0.9	0.29	0.11503	0.00300	0.15881	0.03259	2.51888	0.52116	1880.5	46.2	950.2	184.0	1277.5	162.8	25.6
10-27.1	230.3	93.2	80.1	2.6	0.42	0.13389	0.00267	0.39343	0.00720	7.26300	0.19839	2149.5	34.6	2138.7	33.4	2144.3	24.7	0.2
10-28.1	575.0	193.0	114.5	0.2	0.34	0.11704	0.00038	0.22961	0.00158	3.70533	0.03119	1911.5	5.8	1332.5	8.3	1572.5	6.7	15.2
10-29.1	319.0	262.6	104.1	0.1	0.84	0.13297	0.00057	0.37665	0.00047	6.90559	0.03963	2137.7	7.4	2060.6	2.2	2099.4	5.1	1.8
10-3.1	291.5	93.3	89.2	0.2	0.33	0.13004	0.00077	0.35291	0.00509	6.32785	0.10127	2098.5	10.4	1948.5	24.3	2022.3	14.1	3.6
10-30.1	766.7	240.2	108.8	1.1	0.32	0.11782	0.00218	0.16228	0.00209	2.63617	0.06021	1923.5	32.8	969.4	11.6	1310.8	17.0	26.0
10-31.1	300.2	195.5	90.0	0.4	0.67	0.13423	0.00214	0.34531	0.00473	6.39117	0.13639	2154.1	27.6	1912.2	22.7	2031.1	19.0	5.8
10-4.1	204.5	107.9	67.4	0.0	0.54	0.13431	0.00238	0.38053	0.01229	7.04708	0.26069	2155.1	30.6	2078.7	57.6	2117.4	33.5	1.8
10-5.1	314.7	288.5	97.5	0.0	0.94	0.13042	0.00018	0.35808	0.00351	6.43930	0.06783	2103.7	2.4	1973.1	16.7	2037.6	9.3	3.2
10-6.1	384.0	79.5	122.1	0.0	0.21	0.12954	0.00050	0.36720	0.00382	6.55863	0.07658	2091.7	6.8	2016.2	18.0	2053.8	10.3	1.8
10-7.1	381.8	203.8	109.2	0.0	0.55	0.12960	0.00049	0.33059	0.00150	5.90756	0.04080	2092.5	6.6	1841.3	7.3	1962.3	6.0	6.2
10-8.1	301.2	162.3	92.2	0.0	0.55	0.12933	0.00025	0.35359	0.00206	6.30536	0.04487	2088.9	3.4	1951.7	9.8	2019.2	6.3	3.4
10-9.1	178.3	91.2	56.2	0.0	0.52	0.13332	0.00064	0.36406	0.00301	6.69252	0.06831	2142.3	8.2	2001.4	14.2	2071.6	9.0	3.4

Muestra 11081212 (Gneis de composición félsica)

Grain spot	ppm U	ppm Th	²⁰⁶ Pb	f	Th/U	Radios Isotopicos						Edades (Ma)						
						²⁰⁷ Pb/	±err	²⁰⁶ Pb/	±err	²⁰⁷ Pb/	±err	²⁰⁷ Pb/	±err	²⁰⁶ Pb/	±err	²⁰⁷ Pb/	±err	%
						²⁰⁸ Pb	²³⁸ U	²³⁵ U	²⁰⁶ Pb	²³⁸ U	²³⁵ U	²⁰⁶ Pb	²³⁸ U	²³⁵ U	²⁰⁶ Pb	²³⁸ U	²³⁵ U	discord
11-1.1	4010.6	767.9	250.3	28.3	0.20	0.11064	0.05494	0.04997	0.00276	0.76234	0.38090	1809.9	703.6	314.4	17.0	575.4	247.3	45.4
11-1.2	139.3	84.4	46.9	0.1	0.62	0.13082	0.00102	0.38852	0.00212	7.00782	0.07130	2108.9	13.6	2116.0	9.9	2112.4	9.1	-0.2
11-2.1	2436.3	399.1	364.7	11.1	0.17	0.09708	0.00285	0.15481	0.00177	2.07211	0.06569	1568.7	54.0	927.9	9.9	1139.6	21.9	18.6
11-4.1	1811.4	173.0	142.6	14.1	0.10	0.08152	0.01042	0.07826	0.00137	0.87955	0.11355	1233.9	232.2	485.7	8.2	640.7	63.2	24.2

Errors are at 95% confidence interval
204-Corrected

