



Facultad de Ciencias – Universidad de la República  
Instituto de Ciencias Geológicas  
PEDECIBA Geociencias  
Tesis de Maestría

---

**PETROGRAFÍA, GEOQUÍMICA, E ISOTOPIA DEL MAGMATISMO  
GRANÍTICO NEOPROTEROZOICO DEL CENTRO-NORESTE DE  
URUGUAY**

---

Autor: Lic. Santiago Fort

Orientadora: Dra. Elena Peel

Montevideo, Uruguay

Octubre 2020

Página de aprobación:

Profesor Guía: Dra. Elena Peel.

Tribunal: Pedro Oyhantçabal, Leda Sánchez, Rossana Muzio.

Fecha: 16 de noviembre de 2020.

Calificación:

Autor: Lic. Santiago Fort.

Firma:

Firma:

Firma:

## RESUMEN

En la porción noreste del Uruguay ocurre un conjunto de cuerpos graníticos neoproterozoicos, de pequeño a gran porte, que se encuentran intruyendo gran parte del basamento paleoproterozoico del Terreno Nico Pérez y las secuencias meta-volcano-sedimentarias del Cinturón Dom Feliciano (CDF). A pesar de que su conocimiento es fundamental para entender la evolución geológica de la región, estos cuerpos no han sido estudiados con detalle, y la información con la que cuentan es muy escasa. En vista de esto, se propone aquí la caracterización petrogenética de los cuerpos localizados en el Dominio Oeste del CDF, a través del análisis petrográfico, litoquímico, isotópico y geocronológico. De esta forma, se contribuye con el conocimiento geológico de esa porción del país, y a la caracterización del magmatismo granítico neoproterozoico. En términos generales las litologías predominantes son sienograníticas, subordinadamente ocurren monzogranitos, granitos álcali-feldespáticos, y granodioritas, y ocurren en cuerpos con dimensiones desde 3 km<sup>2</sup> hasta 188 km<sup>2</sup>, y presentando grados variables de exposición y meteorización. Los cuerpos estudiados son datados entre los 619Ma y 592Ma (Puntas del Arroyo Gutiérrez - 592,8 ± 2,4 Ma, Cerrezuelo – 619,2 ± 3,1 Ma y Guazunambí 619,6 ± 1,7 Ma) ubicándose dentro del intervalo de 634Ma - 583Ma definido para el magmatismo del Dominio Oeste del CDF en Uruguay. Desde el punto de vista geoquímico son clasificados como granitoides tipo-I calco-alcalinos de alto-K a shoshoníticos, con afinidad peraluminosa. Estas características son similares a las presentadas por otros plutones que intruyen en el resto del Dominio Oeste. Es posible distinguir dos comportamientos en base a la geoquímica, denominados *Grupo (A)* y *Grupo (B)*. Por un lado, el *Grupo (A)* abarca un conjunto de cuerpos que está caracterizados por presentar anomalías negativas de Eu, ser de bajo Ba-Sr, poseer baja relación Sr/Y ( $\leq 30$ ), y presentar un menor enriquecimiento en álcalis. Por otro lado, el *Grupo (B)*, comprende un conjunto de cuerpos caracterizado por la ausencia de anomalía negativa de Eu, ser de alto Ba-Sr, poseer altas relaciones Sr/Y ( $> 40$ ), y presentar un mayor enriquecimiento en álcalis. En lo relativo al material fuente de este magmatismo, en base a los datos geoquímicos e isotópicos ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}}$  en promedio 0,71089 y valores  $\epsilon\text{Nd}$  promedio de -17,45), se propone la participación de la corteza profunda con material metasedimentario subordinado, en ambos *Grupos*. Se sugiere que el aporte metasedimentario es mayor para los cuerpos que integran el *Grupo (A)*. Además, se indica un importante retrabajamiento de corteza arqueana-

paleoproterozoica en base a las edades modelo y a la importante herencia observada a través de los circones ( $T_{DM}$ : Guazunambí - 2,69Ga, Policlínica – 2,29Ga y Yermal – 2,59Ga). El ambiente de emplazamiento de estos cuerpos, estaría restringido a un ambiente orogénico, particularmente a las etapas finales sin-colisionales y post-colisionales. Cabe destacar que los cuerpos que integran el *Grupo (A)* se asocian a etapas más tardías en la evolución del magmatismo respecto a los cuerpos que integran el *Grupo (B)*.



## Agradecimientos

En primer lugar, estoy muy agradecido a mi familia, quienes me apoyaron incondicionalmente y me impulsaron a involucrarme en el mundo de las ciencias, y en esta disciplina tan apasionante como es la geología.

Eternamente agradecido a Elena, por el apoyo continuo en todos estos años de enseñanza, que me ha ayudado a mejorar y crecer académicamente. Gracias por todos los consejos, la confianza, la dedicación, la ayuda, y principalmente, por todo el tiempo invertido en este geólogo pandense.

Agradecer a la Facultad de Ciencias de la Universidad de la República, institución que me brindó la oportunidad y las herramientas necesarias para formarme académicamente, y es fundamental en mi desarrollo como docente en el área de la Geología, y que año tras año le permite a tantos otros estudiantes en Uruguay tener la oportunidad de crecer.

También agradecer al Programa de Desarrollo de Ciencias Básicas (PEDECIBA) Geociencias, que permitió mi profundización en estudios de posgrado en un marco de alta exigencia y rigurosidad académica.

Agradecer a Analía, por toda la asistencia y ayuda que me brindó a mí, y a todos los estudiantes del posgrado.

Fue posible la realización de este trabajo gracias al apoyo de la Agencia Nacional de Investigación (Becario de Maestría – POS\_NAC\_2016\_1\_130300) y a la Comisión Académica de Posgrado (Becas de apoyo para la finalización de estudios de posgrado UdelAR – Maestría).

La investigación que da origen a los resultados presentados en la presente publicación recibió fondos de PEDECIBA-Geociencias y de la Agencia Nacional de Investigación e Innovación bajo el código FCE\_1\_2017\_1\_136496.

# TABLA DE CONTENIDO

<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	1
1.1. <i>Área de Estudio</i> .....	1
<b>2. OBJETIVOS</b> .....	3
<b>3. METODOLOGÍA</b> .....	4
3.1. <i>Análisis Petrográfico</i> .....	4
3.1.1. Preparación de muestras para los análisis petrográficos. ....	5
3.2. <i>Análisis Litogeoquímico e Isotópico</i> .....	6
3.2.1. Preparación de muestras para análisis litogeoquímico e isotópico.....	6
3.2.2. Litogeoquímica.....	7
3.2.3. Isotopos Radiogénicos Sr-Nd.....	8
3.3. <i>Análisis Geocronológico</i> .....	9
3.3.1 Preparación de muestras para análisis geocronológico LA-ICP-MS .....	9
<b>4. MAGMATISMO GRANÍTICO NEOPROTEROZOICO EN LA REGIÓN</b> .....	12
4.1. <i>Caracterización del Magmatismo</i> .....	16
4.1.1. Sector Norte del CDF (estado de Santa Catarina en Brasil).....	16
4.1.2. Sector Central del CDF (estado de Río Grande do Sul en Brasil) .....	19
4.1.3. Sector Sur del CDF (este de Uruguay) .....	22
<b>5. RESULTADOS</b> .....	27
5.1. <i>Geología de los Cuerpos Graníticos Estudiados</i> .....	27
5.1.1. Granito Arévalo .....	27
5.1.2. Granito Arroyo de las Piedras .....	30
5.1.3. Granito Arroyo Los Molles.....	32
5.1.4. Granito Arroyo Tapes Chico .....	34
5.1.5. Granito Cañada del Cementerio .....	36
5.1.6. Granito Cerrezuelo .....	39
5.1.7. Granito Cerro Chato.....	41
5.1.8. Granito Cerro de las Cuentas.....	43
5.1.9. Granito José Pedro Varela.....	45
5.1.10. Granito María Albina.....	47
5.1.11. Granito Olimar Grande .....	49
5.1.12. Granito Pueblo Sauce .....	51
5.1.13. Granito Puntas del Arroyo Gutiérrez .....	53
5.1.14. Granito Santa Clara de Olimar.....	55
5.1.15. Granodiorita Cañada de los Toros .....	57

5.2. Litoquímica e Isotopía de los Cuerpos Estudiados .....	60
5.2.1. Elementos Mayores y Menores.....	61
5.2.2. Elementos Traza.....	69
5.2.3. Discriminación Tectónica .....	76
5.2.4. Isotopos Radiogénicos (Sr y Nd) .....	77
5.3. Geocronología U-Pb en Circón .....	79
5.3.1. Granito Puntas del Arroyo Gutiérrez .....	80
5.3.2. Granito Cerrezuelo .....	82
5.3.3. Granito Guazunambí.....	85
<b>6. DISCUSIÓN .....</b>	<b>88</b>
6.1. Material Fuente .....	93
6.2. Ambiente de Emplazamiento.....	100
6.3. Comparación con los Cuerpos Graníticos del Dominio Oeste.....	104
<b>7. CONCLUSIONES .....</b>	<b>114</b>
<b>8. BIBLIOGRAFÍA .....</b>	<b>116</b>
<b>ANEXO 1. COMPARADORES VISUALES EMPLEADOS.....</b>	<b>130</b>
<b>ANEXO 2. ANÁLISIS QUÍMICOS DE LOS CUERPOS ANALIZADOS.....</b>	<b>133</b>
<b>ANEXO 3. CONTROL DE CALIDAD Y LÍMITE DE DETECCIÓN .....</b>	<b>137</b>
<b>ANEXO 4. COORDENADAS LITOGEOQUÍMICA.....</b>	<b>142</b>
<b>ANEXO 5. ANÁLISIS ISOTÓPICOS.....</b>	<b>144</b>
<b>ANEXO 6. RESULTADOS DEL ANÁLISIS U-Pb LA-ICP-MS EN CIRCÓN.....</b>	<b>145</b>

# 1. INTRODUCCIÓN

Las rocas graníticas son las más abundantes de la corteza continental, y se generan en diversos ambientes geotectónicos, desde orogénicos a anorogénicos. Existe cierto consenso en la literatura actual de que para la mayoría de los casos los magmas graníticos son el producto de procesos evolutivos complejos que involucran más de una fuente (Barbarin, 1990, 1999; Patiño Douce, 1999; Frost et al., 2001; Laurent et al., 2014; Moyén et al., 2017; entre otros). Las herramientas de estudio disponibles han permitido a nivel mundial, diferenciar esos procesos y, en muchos casos, obtener evidencias satisfactorias sobre las fuentes involucradas en la generación de esos magmas y los ambientes de formación.

La comunidad geológica desde hace tiempo ha considerado el área noreste del Cinturón Dom Feliciano en el Uruguay como clave para el conocimiento de los distintos procesos tectónicos asociados a la evolución orogénica del mismo. Aunque recién en los últimos años se ha comenzado con el estudio sistemático de dicha área (Gaucher, et al., 2014a; Peel et al., 2018; Fort y Peel, 2019; Will et al., 2019, 2020).

Particularmente este sector cuenta con una gran cantidad de cuerpos graníticos de pequeño y mediano porte que son asociados a la intensa actividad magmática desarrollada durante el ciclo orogénico Brasileño (Almeida et al., 1971; Frago Cesar, 1980; Preciozzi et al., 1999, Basei et al., 2001, 2000; Hartmann et al., 2002; Oyhançabal et al., 2007; Oyhançabal et al., 2009; Oriolo et al., 2016; Hueck et al., 2018). Los estudios disponibles para la mayoría de estos cuerpos tienen carácter regional, por lo que información básica de campo, petrográfica y geoquímica es bastante escasa. En vista de esto, se pretende con esta investigación contribuir a la caracterización del magmatismo asociado a la orogenia Brasileña, a través del estudio petrográfico, geoquímico, geocronológico e isotópico de algunos cuerpos graníticos localizados en la región noreste del Uruguay.

## 1.1. Área de Estudio

La zona de estudio se encuentra entre las ciudades de Melo, Mariscal y José Batlle y Ordoñez (Figura 01), rodeada por las rutas nacionales N° 8 Brigadier General Antonio Lavalleja, N° 6 Joaquín Suárez, N°14 Brigadier General Venancio Flores, N°108 Wilson Ferreira Aldunate y N°40. El área abarca la zona sur del departamento de Cerro Largo, centro-oeste del departamento de Treinta y Tres y centro-norte del

departamento de Lavalleja. Los caminos que atraviesan los cuerpos graníticos son caminos de balasto, algunos de ellos son propensos a cortarse en los períodos de lluvias.

En general la densidad de afloramientos es buena y se encuentran principalmente espaciados. Se pueden encontrar afloramientos planos y redondeados hasta bochas de gran tamaño (superior a 4m de diámetro). La vegetación en la zona es poco espesa, predominando la pradera. La alteración de los cuerpos es muy variable, desde cuerpos con muy poca alteración visible hasta fenómenos más intensos (ver capítulo 5. Geología de los cuerpos graníticos).

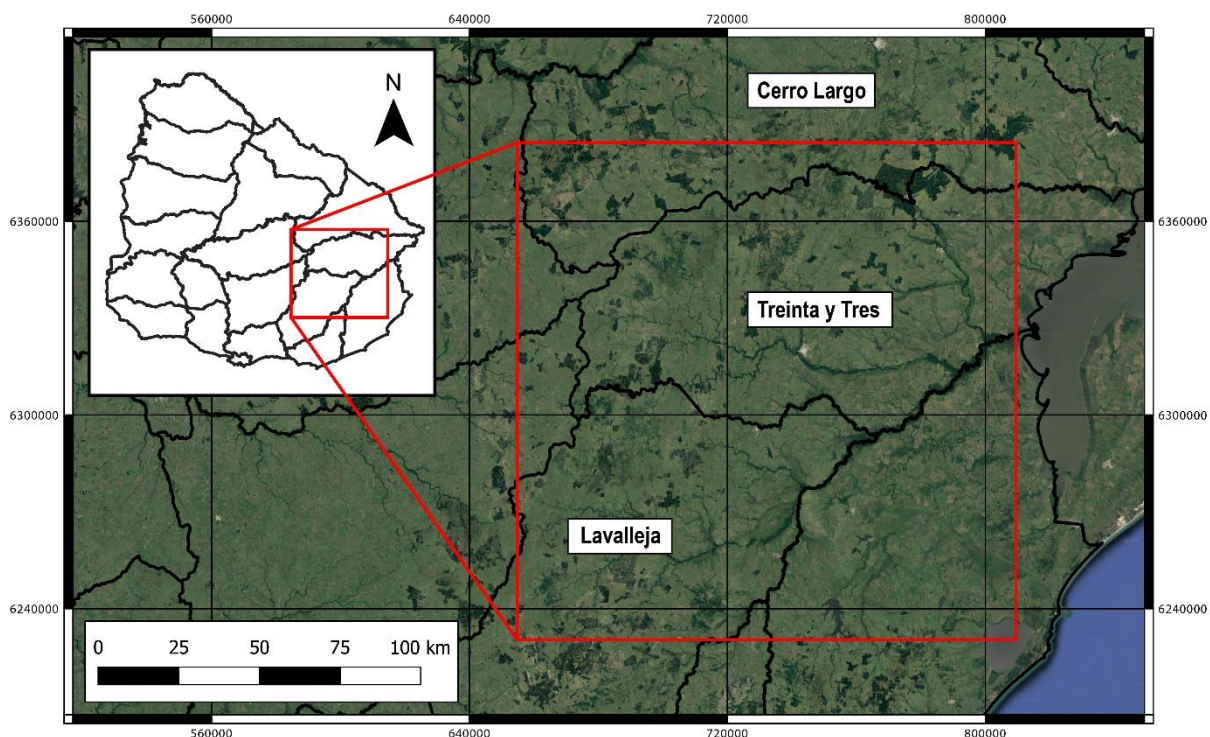


Figura 01. Mapa de ubicación del área de estudio.

## 2. OBJETIVOS

Esta investigación apunta a responder una serie de interrogantes y controversias relativas a la magmatogénesis neoproterozoica asociada al CDF, como ser la afinidad magmática que presentan estos cuerpos, cuál es el material fuente del que provienen, y cuál sería su ambiente tectónico de emplazamiento.

De esta forma, se contribuye con el conocimiento del Cinturón Dom Feliciano a través del estudio geoquímico elemental a escala regional, en conjunto con la geocronología e isotopía de varios de estos cuerpos graníticos que ocurren en la región noreste del Uruguay.

Como objetivos específicos se plantean los siguientes:

1. Caracterizar petrográfica y litoquímicamente a los cuerpos graníticos seleccionados.
2. Determinar las edades U-Pb en circón de los granitos Puntas del Arroyo Gutiérrez, Cerrezuelo y Guazunambí.
3. Proponer el ambiente tectónico para su emplazamiento y su o sus probables fuentes.
4. Cotejar los resultados litoquímicos obtenidos con las características de cuerpos graníticos presentes en el sector sur de Uruguay.

### **3. METODOLOGÍA**

La investigación de los procesos genéticos y evolutivos de magmas graníticos involucra una metodología bien establecida que se inicia con trabajos de campo, seguidos de análisis petrográfico, litoquímica, geocronología e isotopía, en particular los isótopos radiogénicos de Sr y Nd.

La metodología de trabajo implica tanto tareas de gabinete, como de campo, y laboratorio. Las tareas de gabinete iniciales consistieron en la compilación y estudio, tanto de antecedentes geológicos locales y regionales, así como del material cartográfico del área de trabajo. También implicó la búsqueda de antecedentes específicos (libros, artículos, revistas) acerca de la geoquímica de granitos.

El trabajo aquí presentado se basa parcialmente en la cartografía regional de los cuerpos elegidos. De esta forma, en función de la cartografía 1:100.000 disponible de los departamentos de Lavalleja, Treinta y Tres, y Cerro Largo, se realizaron trabajos de reconocimiento de campo y colecta de muestras para la obtención de datos petrográficos, geoquímicos e isotópicos, permitiendo realizar una caracterización general del magmatismo. Así también se integraron los resultados de campo con los materiales cartográficos existentes para la región (Bossi y Ferrando, 2001; DINAMIGE, 2015; Preciozzi et al., 1985; Sánchez Bettucci et al., 2010a; 2010b; Spurno et al., 2019) obteniéndose un mapa geológico de la zona presentado en el capítulo 5. Resultados (Figura 09).

#### *3.1. Análisis Petrográfico*

A partir de los trabajos de campo, fueron realizados estudios petrográficos sobre las muestras colectadas con diferentes objetivos: (a) Caracterizar los granitoides seleccionados, determinando sus características mineralógicas y texturales. (b) Construir una tabla comparativa de minerales presentes en cada cuerpo. (c) Seleccionar las muestras que serían analizadas en estudios de litoquímica de roca total e isotópica.

Fueron realizadas 33 láminas delgadas (Tabla 01), descritas en las instalaciones del Instituto de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias, usando un microscopio petrográfico marca Nikon modelo Eclipse. Dicho instrumento está equipado con cámara digital y software procesador de imagen. Las abundancias minerales de cada uno de los cuerpos fueron estimadas visualmente utilizando gráficos de estimación de

abundancia mineral presentados por Raymond (1984) y Philpotts (1989) (Anexo 1) y las abreviaciones de los nombres minerales se realizaron siguiendo las recomendaciones de Siivola, y Schmid (2007).

Tabla 01. Relación de láminas delgadas confeccionadas para cada cuerpo granítico aquí descrito.

<b>Cuerpo</b>	<b>Número de Láminas Delgadas</b>
Arévalo	1
Arroyo de las Piedras	2
Arroyo Los Molles	5
Arroyo Tapes Chico	2
Cañada de los Toros	2
Cañada del Cementerio	2
Cerrezuelo	2
Cerro Chato	5
Cerro de las Cuentas	2
José Pedro Varela	2
María Albina	2
Olimar Grande	1
Pueblo Sauce	1
Puntas del Arroyo Gutiérrez	2
Santa Clara de Olimar	2

### 3.1.1. Preparación de muestras para los análisis petrográficos.

La técnica empleada para la preparación de los cortes petrográficos consta de las siguientes etapas:

- a) Selección de las muestras para confeccionar láminas delgadas.
- b) Limpieza y pulido de portaobjetos de 2 cm x 4 cm.
- c) Corte con sierra de disco de las rocas hasta obtener prismas de dimensiones similares a las del portaobjeto. Posteriormente se realizó el pulido de una de las superficies de cada prisma de roca.
- d) Pegado de la cara pulida de cada prisma con resina epoxi a un portaobjetos, ejerciendo presión para evitar la formación de burbujas de aire, y secado posterior.
- e) Una vez secos, se efectúa un nuevo corte de los prismas hasta alcanzar un espesor de unos 300µm.



- f) Desbastado posterior hasta alcanzar un espesor de 30 $\mu$ m.
- g) Colocación de un cubreobjetos como etapa final de la preparación.

### 3.2. Análisis Litogeoquímico e Isotópico

El estudio geoquímico de roca total de los cuerpos estudiados fue realizado con el fin de clasificar las rocas e investigar su génesis a través del análisis del comportamiento de elementos mayores, menores y trazas. Estos análisis permiten generalmente inferir sobre el ambiente geotectónico de formación y posibles fuentes implicadas en la génesis, que es la base para poder establecer la posible relación de estos cuerpos con el magmatismo neoproterozoico del Cinturón Dom Feliciano de las regiones cercanas.

Una de las grandes aplicaciones de la geoquímica es el uso de los isótopos radiogénicos en estudios petrogenéticos para identificar los procesos geológicos y las fuentes. Las relaciones isotópicas en un magma son características de la región fuente de donde ese magma fue extraído, y las razones permanecen incambiables durante los eventos de fraccionamiento siguientes (Faure, 1986; Rollinson, 1993). Esto se debe a que la diferencia de masa entre cualquier par de isótopos usados en geoquímica es tan pequeña que el par isotópico no puede ser fraccionado por procesos controlados por el equilibrio cristal-líquido. Por lo tanto, durante la fusión parcial el magma tendrá el mismo carácter isotópico que su fuente. Esto permite identificar regiones fuente diferentes debido a su carácter isotópico único. En particular, los pares isotópicos Sm-Nd y Rb-Sr son considerados buenos indicadores del área fuente del material que da origen a los cuerpos.

Para el procesamiento de datos obtenidos y la confección de los gráficos presentados aquí fue utilizado el software libre GCDkit 5.0 (Janoušek et al., 2006). El cálculo de la norma CIPW se realizó siguiendo a Hutchison (1974, 1975).

#### 3.2.1. Preparación de muestras para análisis litogeoquímico e isotópico.

La preparación de las muestras para análisis químicos se inició con las usuales etapas de lavado, fragmentación y molienda; los pasos seguidos para su preparación fueron los siguientes:

- a) Lavado de las muestras y remoción de las zonas eventualmente alteradas.
- b) Fragmentación y molienda de las muestras. Partiendo de muestras de rocas que rondaban de 2 a 6 kg. Se trituraron en molino de mandíbulas de acero

(Figura 02) para reducir las muestras a fragmentos de tamaños más pequeños (de entre 1 a 3 mm).

- c) Posteriormente se realizó un cuarteo y homogenización de estos fragmentos para obtener una muestra representativa de aproximadamente 100g.
- d) La última etapa de la preparación constó de la pulverización de esa muestra en un molino de anillos de carburo de tungsteno, modelo Retsch RS-100 (Figura 02), por al menos 30 segundos, o hasta conseguir una granulometría inferior a 37 micrones (400 mesh).
- e) Las muestras fueron posteriormente empaquetadas y enviadas al laboratorio Bureau Veritas (ACMElabs - Canadá) para su análisis químico.

Para la obtención de buenos resultados analíticos es necesario que la recolección, preparación y empaquetamiento de las muestras sea realizado adecuadamente evitando todo tipo de contaminación del material.



Figura 02. Izquierda: Molino de mandíbulas de acero. Derecha: Molino de anillos de carburo de tungsteno (Retsch RS-100).

### 3.2.2. Litogeoquímica.

En el laboratorio se efectuaron 27 análisis geoquímicos de forma de lograr una caracterización regional completa de los 15 cuerpos. Los análisis de elementos mayores y menores se realizaron mediante espectrometría de emisión por plasma de

acoplamiento inductivo (ICP-ES) y el análisis de elementos traza se realizó mediante espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS). El código solicitado al laboratorio fue LF-202, y los tratamientos seguidos fueron los siguientes:

- a) Análisis de elementos mayores y menores: Las muestras fueron sometidas a un fundido total con borato de litio para descomponer hasta los minerales más refractarios, elaborándose una perla de fundido donde analizar las concentraciones totales de los elementos mediante espectrometría de emisión por plasma de acoplamiento inductivo (ICP-ES). Los elementos obtenidos mediante esta técnica fueron Si, Al, Cr, Fe, K, Mg, Mn, Na, P, Ti, Ba, Nb, Ni, Sc, Sr, Y, Zr. En el Anexo 3 (Tabla A3.5) se presentan los límites de detección de la técnica para cada parámetro analizado.
- b) Para el análisis de elementos traza se utilizaron 0,5g de muestra, que fue solubilizada en agua regia en caliente, y analizadas por espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS). Los elementos obtenidos mediante esta técnica fueron Ba, Be, Ce, Co, Cs, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Hf, Ho, La, Lu, Nb, Nd, Pr, Rb, Sm, Sn, Sr, Ta, Tb, Th, Tm, U, V, W, Y, Yb, Zr, Ag, As, Au, Bi, Cd, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Sb, Se, Ti y Zn.

En el Anexo 3 se encuentra el control de calidad realizado por el laboratorio Bureau Veritas.

### 3.2.3. Isotopos Radiogénicos Sr-Nd.

En base a los resultados litoquímicos y petrográficos, se seleccionaron tres cuerpos graníticos (Guazunambí, Policlínica y Yermal) sobre los cuales realizar análisis isotópicos Sr-Nd, para aportar información petrogenética de los mismos, los análisis fueron realizados mediante Espectrómetro de Masas de Termoionización (TIMS) – Tritón, en el Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) de la Universidad de San Pablo (USP, Brasil) donde se determinaron las razones isotópicas  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

Las razones isotópicas  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  fueron normalizadas para el valor de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$  (DePaolo, 1981), mientras que para las razones isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  fueron normalizadas al valor de  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ . Para los cálculos del factor de fraccionamiento  $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$  se utilizaron las razones  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}$  de 0,1960 (Bouvier et al., 2008). Las coordenadas de los puntos analizados se encuentran en la Tabla A5.2

del Anexo 5. Detalles del procedimiento analítico para los análisis isotópicos de Sr y Nd pueden ser encontrados en Souza (2009).

### 3.3. Análisis Geocronológico

La geocronología U-Pb a través del método de Ablación Láser Acoplada a Espectrometría de Masas con Fuente de Plasma de Acoplamiento Inductivo (LA-ICP-MS por sus siglas en inglés) en circón, es considerada una herramienta fundamental para la determinación de la cronoestratigrafía de cualquier región. Los análisis en circones revelan edades magmáticas y herencias, que actuando en conjunto con los isótopos de Sm-Nd, a través de las edades modelo, permiten la investigación de las fuentes involucradas en la génesis de estas rocas.

La ubicación de los cuerpos sobre los cuales realizar análisis geocronológico U-Pb LA-ICP-MS, resulta de particular interés en el Cinturón Dom Feliciano debido a sus relaciones de intrusión con las rocas encajantes y la distribución de ellas en toda el área de trabajo.

#### 3.3.1 Preparación de muestras para análisis geocronológico LA-ICP-MS

Las determinaciones de las edades LA-ICP-MS U-Pb en circón, también fueron realizadas en el Centro de Pesquisas Geocronológicas del IGc-USP (Brasil). Fueron utilizadas etapas iniciales semejantes a las de la preparación de muestras para litoquímica, a excepción de la utilización del molino de anillos de tungsteno. Las primeras dos etapas descritas aquí fueron realizadas en los laboratorios de Facultad de Ciencias:

- a) Luego de la molienda en mortero de mandíbulas de acero, las muestras desagregadas se tamizan a través de tamices con mallado 173  $\mu\text{m}$  y 63  $\mu\text{m}$ , de forma de obtener una fracción gruesa de circón, quitando los finos de la muestra.
- b) Posteriormente cada muestra es procesada en una Mesa Wilfley (Figura 03A) para concentrar la fracción densa contenedora de circones. Este procedimiento consiste en la inserción de la muestra en un dispensador que vierte continuamente pequeñas porciones de la muestra sobre la superficie vibratoria, que posee varios canales paralelos y una leve inclinación lateral. A su vez, corre un flujo de agua constante sobre la superficie que combinado con la

vibración continua separa los minerales en función de su peso específico, concentrándolos en diferentes depósitos.

La preparación posterior fue realizada en las instalaciones del Centro de Pesquisas Geocronológicas del IGc-USP, bajo la dirección del coordinador del laboratorio Dr. Miguel Ângelo Stipp Basei, donde se procedió de la siguiente forma:

- c) A partir del concentrado de minerales densos, se procedió a la separación de minerales magnéticos y paramagnéticos de la muestra. Los primeros se separan con la ayuda de un imán de mano, para que el material restante sea luego procesado en el separador magnético Frantz (Figura 03B). Este se encarga de separar los minerales paramagnéticos de los diamagnéticos entre los que se encuentran los circones.
- d) Luego la fracción diamagnética obtenida en (c) es separada utilizando líquidos densos (Figura 03C). Una primera separación se realiza con bromoformo ( $2,89 \text{ g/cm}^3$ ), para separar las fracciones más livianas, y en una segunda etapa se utiliza yoduro de metileno ( $3,32 \text{ g/cm}^3$ ) para concentrar la fracción más densa, entre los que se encuentran los circones.
- e) De este último concentrado de minerales densos, los circones son separados del resto a mano, utilizando lupa binocular, y asistiéndose de una pinza, aguja o cabello. Son colocados sobre una cinta con doble adhesivo, y posteriormente montados en resina epoxi. Este montaje es posteriormente pulido y enviado al laboratorio.
- f) Sobre ese montaje se realiza la confección de imágenes por luz transmitida y catodoluminiscencia de los cristales de circón, que son las imágenes necesarias para la selección de los puntos analíticos.
- g) Una vez cumplida esta última etapa, el material está pronto para el análisis por LA-ICP-MS. Detalles de este procedimiento analítico pueden encontrarse en Sato et al. (2009).

Para el procesamiento de datos y la confección de los gráficos presentados aquí se utilizó el software libre IsoplotR (Vermeesch, 2018).

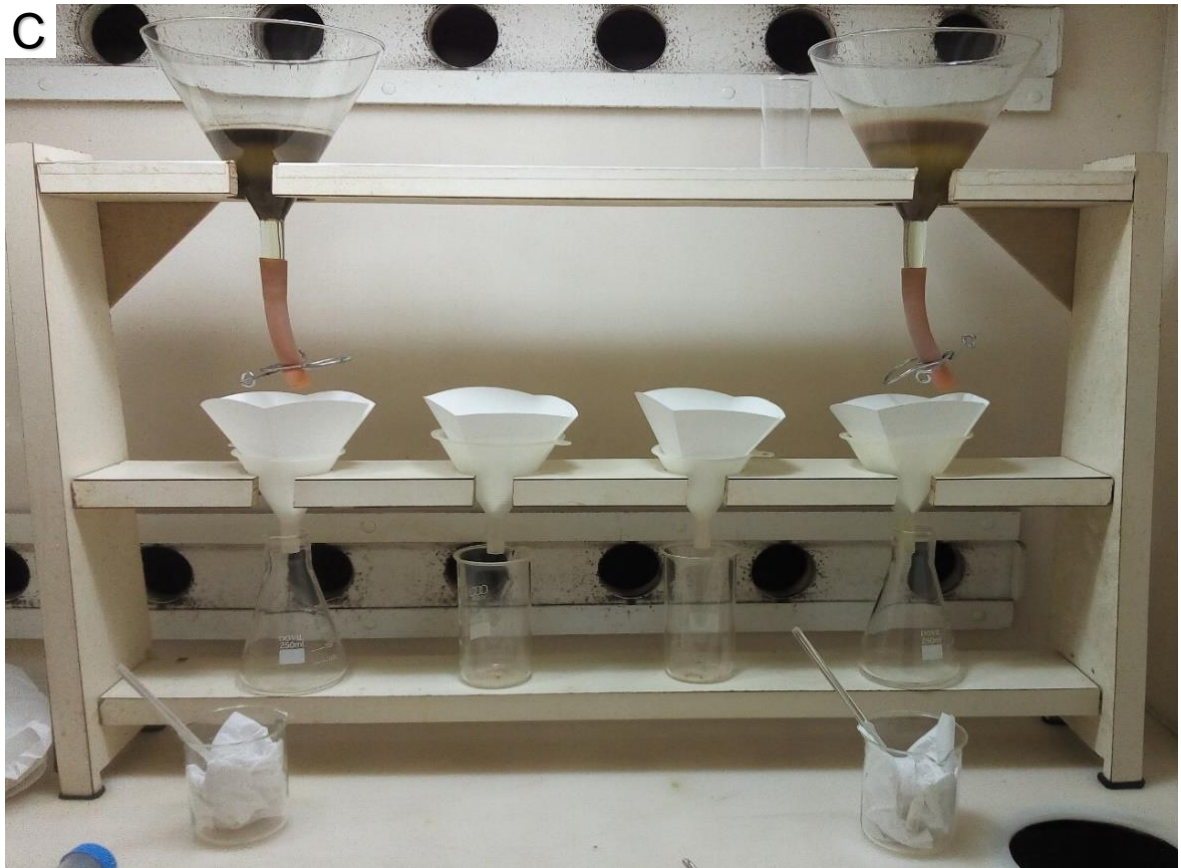


Figura 03. A) Mesa vibratoria Wifley. B) Separador magnético Frantz. C) Campana de líquidos densos.

## **4. MAGMATISMO GRANÍTICO NEOPROTEROZOICO EN LA REGIÓN**

El magmatismo granítico Neoproterozoico del Uruguay y sur del Brasil fue generado en la evolución del Cinturón Dom Feliciano (CDF) durante el Ciclo Orogénico Brasileño (Almeida, 1971). Este cinturón es una estructura que se extiende por más de 1100 km (Figura 05), con dirección noreste-suroeste, y paralelo a la costa atlántica con un espesor máximo de aproximadamente 200 km, y en conjunto con otros cinturones de Sudamérica integran lo que se denomina la Provincia Mantiqueira (Almeida, 1977; Almeida et al., 1973, 1981; Heilbron et al., 2004). Siguiendo a Heilbron et al. (2004) la provincia Mantiqueira resulta del ensamble del Gondwana Oeste durante el Neoproterozoico. Es un sistema orogénico que abarca un conjunto de cinturones móviles que corre paralelo a la costa este de Sudamérica, extendiéndose por cerca de 3000 km, desde Bahía (Brasil) hasta el sur de Uruguay.

Esta provincia está compuesta por tres cinturones orogénicos (Heilbron y Machado, 2003; Silva et al., 2005a), llamados de norte a sur: Cinturón Araçuaí (en los estados de Espiritu Santo, Minas Gerais y Bahía de Brasil), Cinturón Ribeira (en los estados de Paraná, San Pablo, Minas Gerais y Río de Janeiro en Brasil) y Cinturón Dom Feliciano (en los estados de Santa Catarina y Rio Grande do Sul al sur-sureste de Brasil y Uruguay). La contraparte africana incluye los cinturones Saldania-Gariep, Damara, Kaoko y Congo (Porada, 1989; Frimmel et al., 1996; Basei et al., 2000; Goscombe et al., 2005, entre otros) (Figura 04).

El Cinturón Dom Feliciano se formó a lo largo de una evolución extensa de aproximadamente 450 Ma. Según Philipp et al. (2018), comenzó con la apertura del océano Charrúa en la porción suroeste de Gondwana (entre los 930-900 Ma) y su cierre generó dos arcos magmáticos juveniles entre 890-860 Ma y 770-720 Ma registrados en el Terreno São Gabriel (Brasil). La colisión de estos arcos contra el Terreno Taquarembó en Brasil se dio entre los 720-700 Ma. Esto fue seguido por la apertura y el cierre del océano Adamastor, producto de la colisión entre el Cratón del Río de la Plata y el Cratón de Kalahari al final del Neoproterozoico, entre 650-620 Ma (Porada, 1979; Basei et al., 2000, 2011; Sánchez Bettucci et al., 2010a; Hueck et al., 2018; Philipp et al., 2018; entre otros). El colapso del cinturón está representado por cuencas tardi-colisionales con una edad máxima de depositación de 540 Ma (Philipp et al., 2018).

Se encuentra limitado en el norte por el Terreno Luís Alves, al este por el Océano Atlántico, al sur por el Río de la Plata, y hacia el oeste se encuentra limitado por un basamento paleoproterozoico-arqueano, o cubierto por secuencias volcánicas y sedimentarias paleo- y mesozoicas de la cuenca del Paraná. El cinturón se encuentra expuesto en tres ventanas estructurales en diferentes áreas en los estados de Santa Catarina, Rio Grande do Sul y Uruguay. Cada sector tiene sus propias peculiaridades. Siguiendo la propuesta de Basei et al. (2000) y Hueck et al. (2018) el CDF es dividido de este a oeste en tres dominios:

- 1) Un Dominio Sureste correspondiente a cuerpos graníticos de arco e intrusiones tardi a post-orogénicas.
- 2) Un Dominio Central correspondiente a las fajas plegadas y corridas compuesto por secuencias meta-volcano-sedimentarias.
- 3) Un Dominio Noroeste correspondiente a cuencas de antepaís y margen cratónico.

Dentro de todas las unidades geotectónicas del CDF ocurren “*basement inliers*” representados por gneises y migmatitas paleoproterozoicos.

De acuerdo con los datos geocronológicos del CDF, se distinguen cuatro eventos orogénicos neoproterozoicos principales (Basei et al., 2000; Chemale, 2000; Saalman et al., 2011; Philipp et al., 2014; entre otros):

- 1) Passinho: Fase de acreción cortical inicial, con magmatismo de arco intraoceánico (890 Ma – 860 Ma).
- 2) Arco Porongos: Arco magmático continental y acreción cortical (800 Ma – 750 Ma).
- 3) Arco São Gabriel: Arco magmático continental y acreción (770 Ma – 680 Ma).
- 4) Dom Feliciano: Metamorfismo colisional (650 Ma – 620 Ma) y fase principal de magmatismo y sedimentación, junto con anatexia cortical intensa promovida por inyección de magmas mantélicos (650 Ma – 550 Ma).



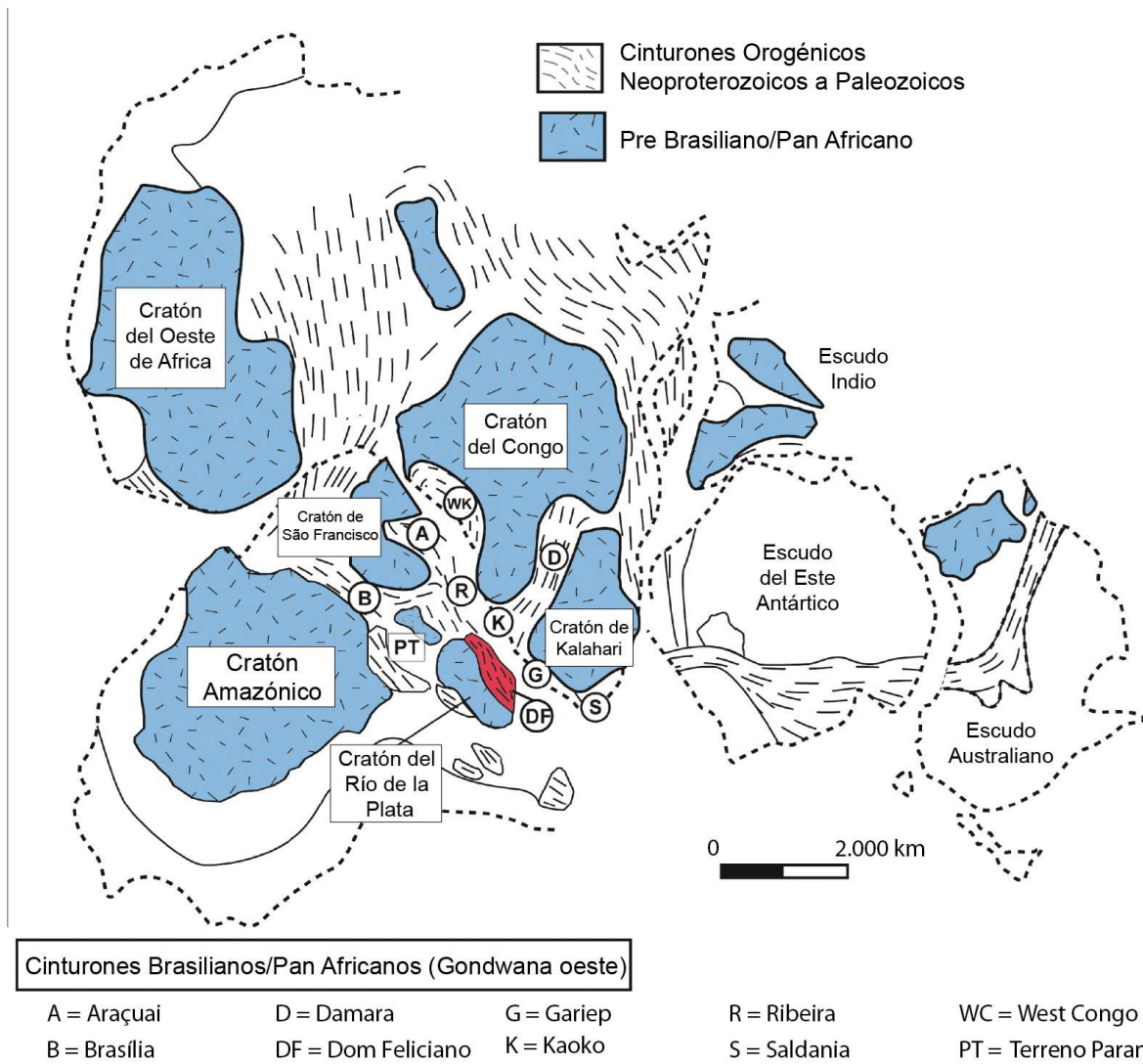


Figura 04. Porción sur del continente Gondwana, mostrando las unidades principales cratónicas y los cinturones móviles asociados (en rojo indicado el Cinturón Dom Feliciano - DF). Modificado de (Philipp et al., 2016a)

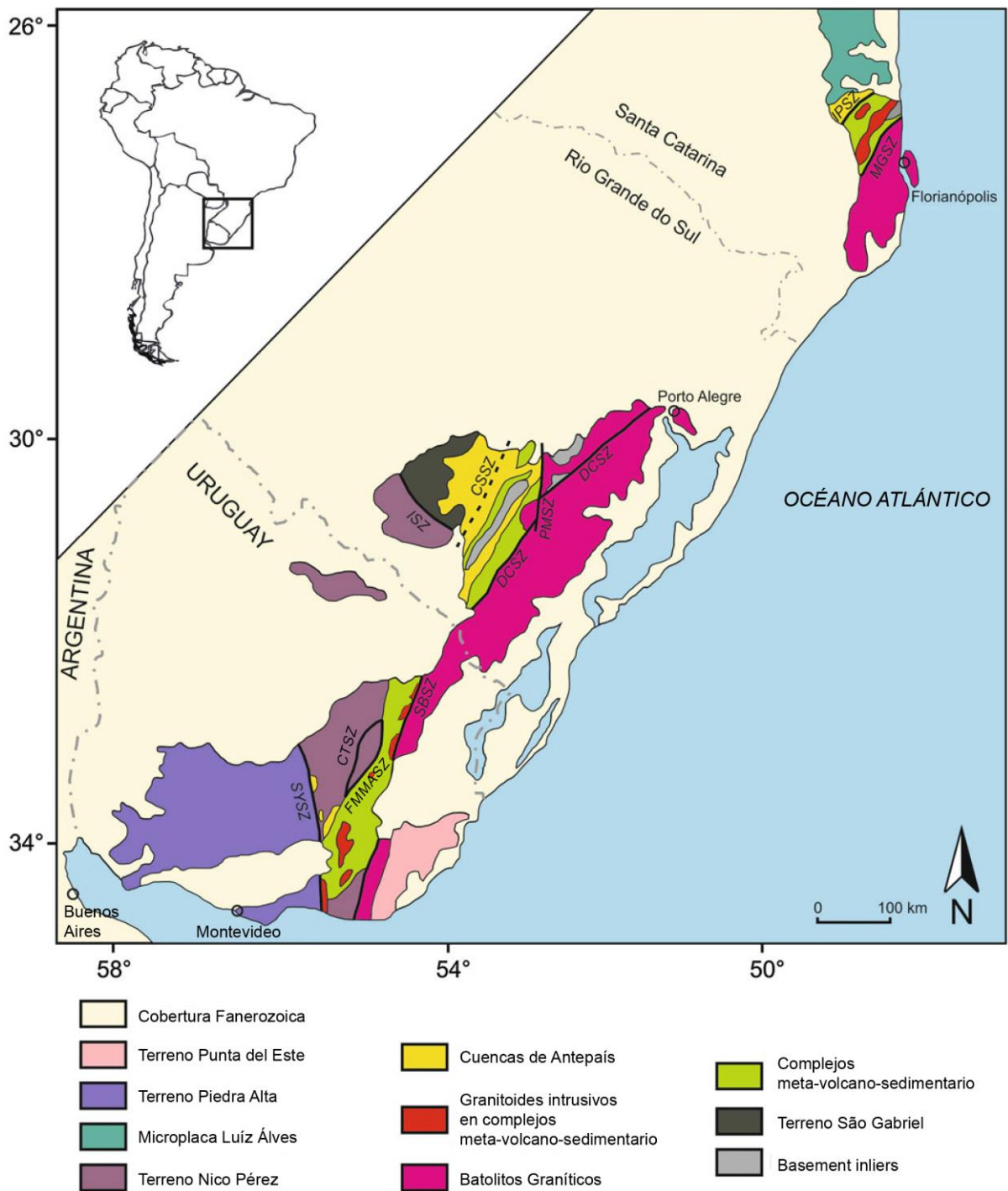


Figura 05. Mapa tectónico del Cinturón Dom Feliciano. IPSZ – Zona de Cizalla Itajaí-Perimbó. MGSZ – Zona de Cizalla Major Gercino. DCSZ - Zona de Cizalla Dorsal do Canguçu. PMSZ - Zona de Cizalla Passo do Marinheiro. CSSZ - Zona de Cizalla Caçapava do Sul. ISZ - Zona de Cizalla Ibaré. SBSZ – Zona de Cizalla Sierra Ballena. FMMASZ - Zona de Cizalla Maria Albina. SSSZ – Zona de Cizalla Sierra de Sosa. SYSZ - Zona de Cizalla Sarandí del Yí. Modificado de (Basei et al., 2000; Hueck et al., 2018).

#### 4.1. Caracterización del Magmatismo.

##### *4.1.1. Sector Norte del CDF (estado de Santa Catarina en Brasil).*

En el sector norte del CDF (Figura 06) el magmatismo neoproterozoico se encuentra representado por el (a) batolito Florianópolis y por (b) las intrusiones graníticas dentro del Dominio Central correspondiente al Grupo Brusque y basamento expuesto (Basei et al., 2000; Heilbron et al., 2004; Hueck et al., 2018; entre otros).

##### (a) Batolito Florianópolis

El batolito Florianópolis se encuentra compuesto por una gran asociación de rocas graníticas agrupadas en diferentes suites. En base a criterios geoquímicos se han separado dos series, una más antigua compuesta por granitos calcoalcalinos, y una segunda compuesta por cuerpos graníticos alcalinos (Bitencourt y Nardi, 2000; Silva et al., 2002; 2005a). Su límite norte es la zona de cizalla Major Gercino (Bitencourt y Nardi, 1993, 2000; Passarelli et al., 2011a; Oriolo et al., 2018), que lo separa del Dominio Central.

También son incluidos dentro del batolito algunos granitos del sector norte asociados con la zona de cizalla Major Gercino y localizados en el dominio central (Bitencourt y Kruhl, 2000; Passarelli et al., 2010, 2011a, 2011b; Oriolo et al., 2018). Esta inclusión, según Basei et al. (2000) y Hueck et al. (2016), se basa en la similitud de la firma isotópica de estos cuerpos con los cuerpos del batolito, y no con los intrusivos del Dominio Central. Estos granitos tienen edades entre 650 Ma y 586 Ma, y presentan afinidad shoshonítica a alcalina (Bitencourt y Kruhl, 2000; Passarelli et al., 2010; Passarelli, 2011a, 2011b; Chemale et al., 2012).

La estratigrafía propuesta por Basei et al. (2000) divide en tres unidades la porción principal del batolito:

- La asociación de cuerpos más antigua corresponde al Complejo Aguas Mornas que abarca a las rocas de un basamento paleoproterozoico deformado en el neoproterozoico y a las rocas magmáticas neoproterozoicas de la Suite Paulo Lopes. Esta unidad es entendida esencialmente como una unidad neoproterozoica, debido a el retrabajamiento intenso durante la formación del Cinturón Dom Feliciano. La Suite Paulo Lopes está caracterizada por la presencia común de rocas básicas coetaneas (Bitencourt et al., 2008) como resultado de la interacción de rocas derivadas de magmas mantélicos, con abundante contaminación cortical. Florisbal et al. (2009)

determinaron para los cuerpos graníticos de esta suite características de ambientes post-colisionales. Además, Silva et al. (2003) determinaron una edad U-Pb SHRIMP de  $626 \pm 8$  Ma para el granito Paulo Lopes dentro de esta suite.

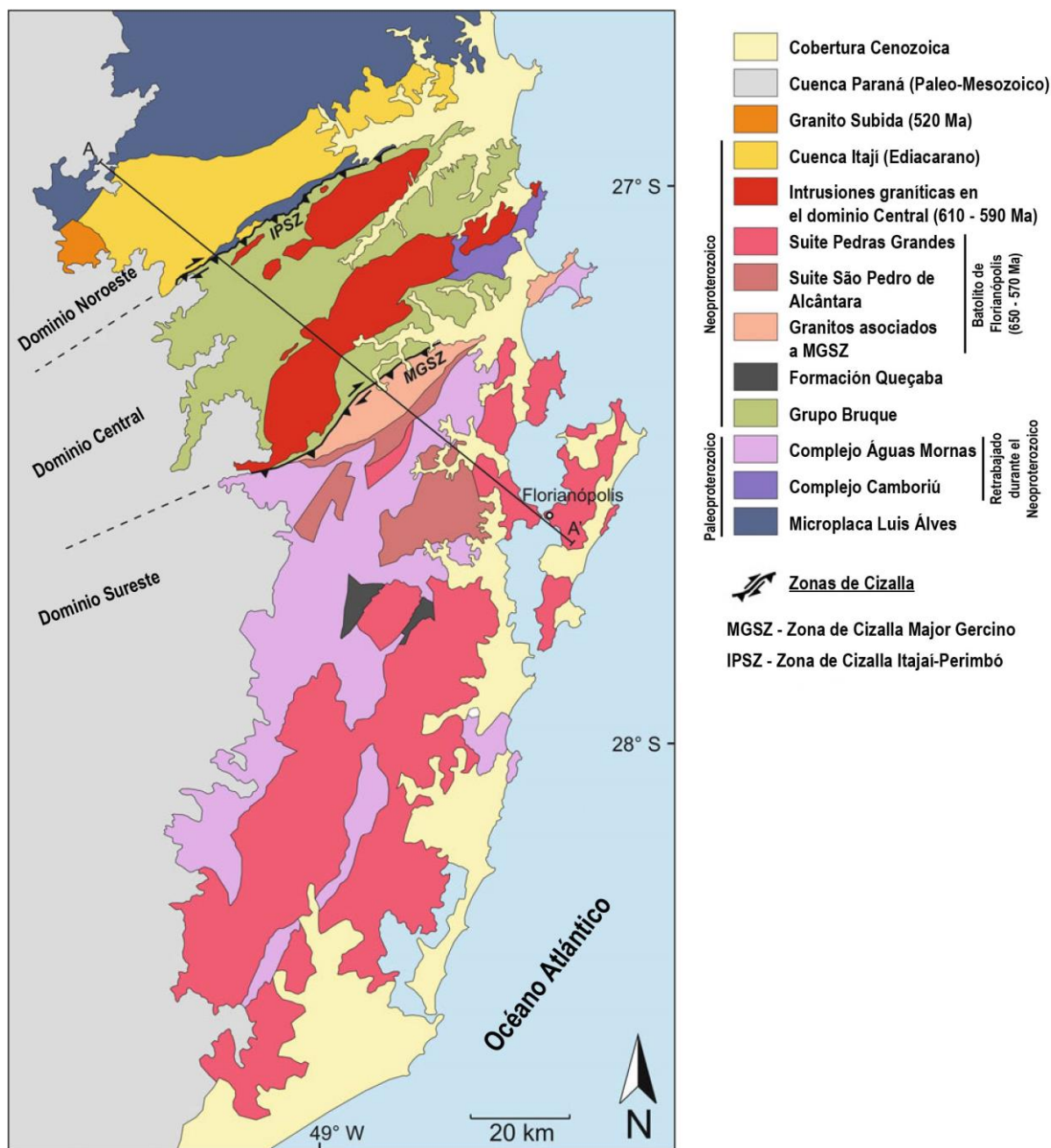


Figura 06. Mapa simplificado del Cinturón Dom Feliciano norte, en el sector de Santa Catarina. Tomado y traducido de Hueck et al. 2018.

- En una posición estratigráfica intermedia se encuentra la suite São Pedro de Alcântara, compuesta por granodioritas y monzogranitos, de colores rosados, de tamaño de grano medio, de textura equigranular a inequigranular, con algunas variedades porfiríticas. Generalmente muestran poca deformación, y presentan

principalmente afinidad calcoalcalina (Zanini et al., 1997; Silva et al., 2002; 2005a). Las edades obtenidas por Silva et al. (2002) para esta unidad varían entre 610 Ma (SHRIMP) y  $579 \pm 8$  Ma.

- El último episodio corresponde a la Suite Pedras Grandes. Se trata de un magmatismo alcalino asociado a la etapa final de la evolución del batolito Florianópolis. Este episodio incluye también a rocas volcánicas y subvolcánicas. Los granitoides de la Suite Pedras Grandes presentan afinidades con granitos tipo-A, y son interpretados como productos finales, de pos-colisional, con edades entre 600 y 585 Ma (Jelinek et al., 2005).

#### (b) Intrusiones graníticas dentro del Dominio Central (Grupo Brusque y basamento expuesto)

Son numerosas las intrusiones graníticas en el Dominio Central norte del CDF, y siguiendo a Basei et al. (2000; 2011) y a Hueck et al. (2016) son agrupadas en tres suites diferentes, São João Batista, Valsungana, y Nova Trento.

- Según estos autores la Suite São João Batista es la más antigua, incluye granitoides isótropos, leucocráticos de grano fino a medio. La mineralogía predominante es peraluminosa, con abundante muscovita y minerales accesorios como turmalina y granate. Esta suite muestra una gran influencia de rocas paraderivadas en su formación.
- La Suite Valsungana es la más voluminosa, se encuentra representada por granitoides con textura porfírica, con magacristales de feldespato potásico que puede alcanzar varios centímetros de largo, dentro de una matriz de grano medio. Principalmente se trata de granitos leucocráticos a mesocráticos grises, con variedades de feldespatos rosados, siendo la fase mineral principal la biotita.
- La Suite Nova Trento se encuentra compuesta por numerosos plutones, generalmente intruyendo los cuerpos de la Suite Valsungana. Mayoritariamente se trata de rocas de grano fino a medio, de colores grises a rosados, siendo también la biotita la fase mineral máfica principal. Muchos de los cuerpos muestran foliación magmática, con microestructuras que indican deformación en condiciones magmáticas a submagmáticas, que eventualmente evolucionó a deformación en estado sólido durante el enfriamiento ( Peternell et al., 2010; Florisbal et al., 2012; Hueck et al., 2016). Esto se ha interpretado como

evidencia de un emplazamiento controlado por zonas de transcurrencia (Peternell et al., 2010; Florisbal et al., 2012a).

Castro et al. (1999), Florisbal et al. (2012a) y Hueck et al. (2016) sugieren que todas las suites muestran firmas peraluminosas con afinidad calcoalcalina de alto-K, con una importante componente cortical en su génesis, sugerida por su firma isotópica. Además, Hueck et al. (2016) mencionan que, las rocas de la Suite São João Batista probablemente tuvieron una importante influencia de rocas paraderivadas a diferencia de las suites Valsungana y Nova Trento que parecen mostrar un grado de interacción magmática menor con rocas corticales. Edades modelo  $T_{DM}$  Nd y Hf indican edades paleoproterozoicas, con algunas influencias mesoproterozoicas y arqueanas (Florisbal et al., 2012a; Hueck et al., 2016). Según Florisbal et al. (2012a), la participación mantélica fue limitada a la Suite Valsungana, sugerido por la presencia de enclaves y valores  $\epsilon Nd$  ligeramente menos negativos.

Por más que se han utilizado relaciones de campo (ej. contactos intrusivos y la presencia de xenolitos) para reconocer la estratigrafía entre las tres suites (Basei et al., 2000, 2006, 2011; Hueck et al., 2016), los datos U-Pb obtenidos recientemente muestran un solapamiento en las edades de los granitos datados en un rango entre 610 – 590 Ma. (Basei et al., 2011; Florisbal et al., 2012b; Silva et al., 2002, 2003; Silva et al., 2005a; 2005b; Vlach et al., 2009).

#### *4.1.2. Sector Central del CDF (estado de Río Grande do Sul en Brasil)*

En el sector central del CDF (Figura 07) el magmatismo neoproterozoico se encuentra representado por el (a) batolito de Pelotas y por (b) las intrusiones graníticas en el Dominio Noroeste y Central correspondientes a los terrenos São Gabriel y Taquarembó y a las secuencias meta-volcano-sedimentarias, respectivamente (Basei et al., 2000; Hueck et al., 2018; Philipp et al., 2016a, 2018).

##### (a) Batolito de Pelotas

Está compuesto por granitos neoproterozoicos-cámbricos, cuyas edades varían entre 650 - 550 Ma. También incluye dioritas, gabros, riolitas y basaltos (Philipp y Machado, 2005b). Ha sido dividido en un complejo y seis suites intrusivas (Philipp et al., 2002, 2016a). En su mayoría las suites intrusivas están elongadas en dirección N50°-70°E, con su generación y emplazamiento controlado por zonas de cizallas dúctiles de alto



ángulo (Fernandes et al., 1992; Koester et al., 2001a; Koester et al., 2001b; Philipp et al., 1993, 2002, 2003).

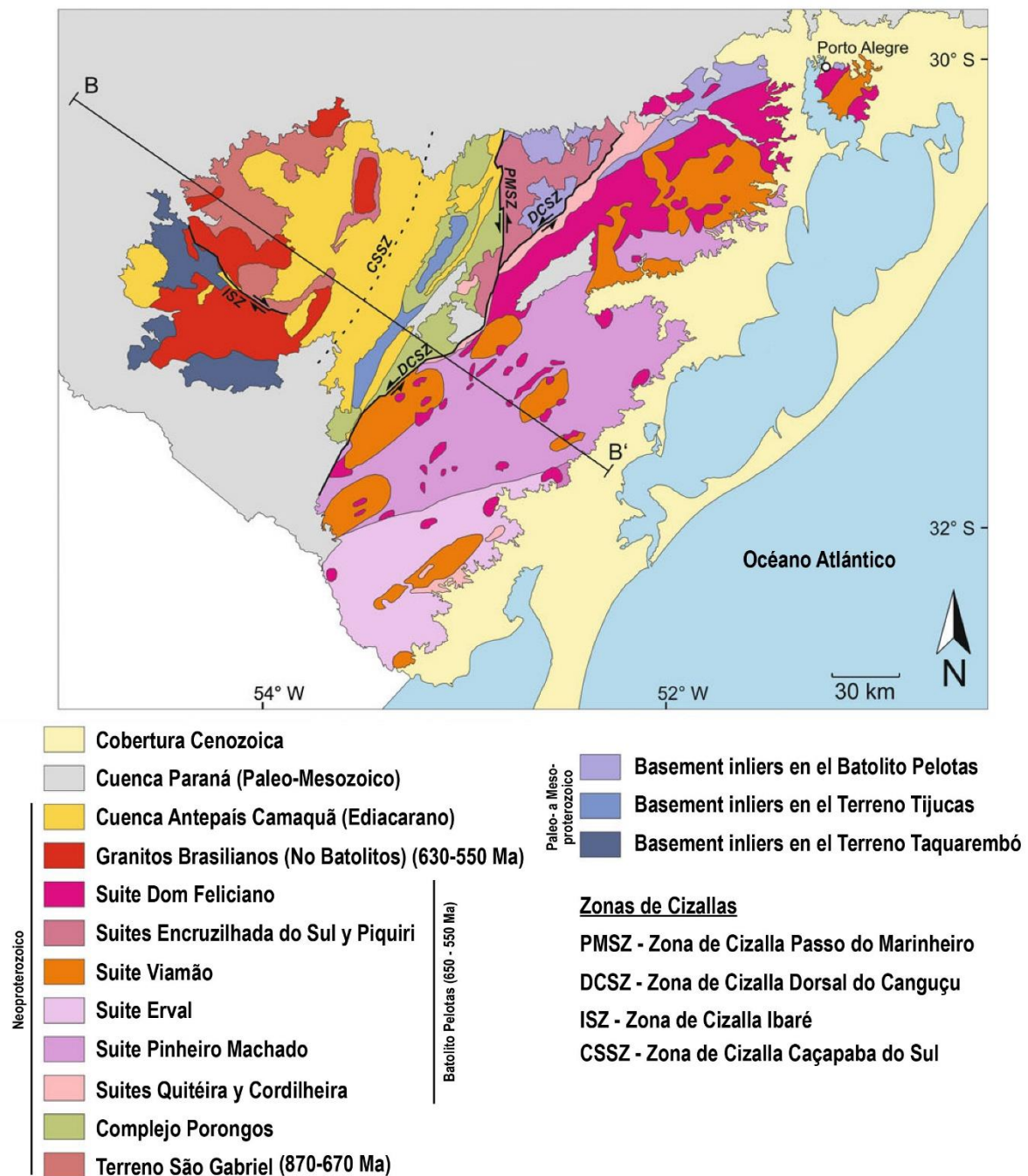


Figura 07. Mapa simplificado del dominio central del Cinturón Dom Feliciano, en el sector de Rio Grande do Sul. Tomado y traducido de Hueck et al. (2018).

Los granitoides pueden ser divididos en dos grupos, uno abarca las suites de generación temprana de afinidad calcoalcalina de alto-K, de metaluminosas a peraluminosas, y algunos ejemplos de magmatismo alcalino, que posteriormente fue seguido por un segundo grupo menos voluminoso de intrusiones peralcalinas (Philipp

y Machado, 2005a; Philipp et al., 2016a). Valores altos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial y valores negativos  $\epsilon\text{Nd}$ , con edades modelo  $T_{\text{DM}}$  en el intervalo de 1,1 a 2,1 Ga, indican anatexia de corteza continental paleoproterozoica, asociada con magmatismo máfico coetáneo, evidenciado por los procesos de mingling con rocas dioríticas (Camozzato et al., 2013; Koester et al., 2001a; Koester et al., 2001b; Philipp et al., 2003, 2016a).

El orden estratigráfico propuesto por los distintos autores que han trabajado allí (Koester et al., 2001a, 2001b; Philipp et al., 2003, 2013; Hueck et al., 2018) es el granito Quitéria, la Suite Cordilheira, Complejo Pinheiro Machado y las suites Viamão, Erval, Piquiri, Encruzilhada do Sul, Dom Feliciano e Itapuã. El granito Quitéria es el más antiguo del batolito, con una edad U-Pb SHRIMP de  $658 \pm 4$  Ma (Frantz et al., 2003), seguido por los granitos peraluminosos de la Suite Cordilheira con edades U-Pb SHRIMP entre 634 Ma y  $605 \pm 8$  Ma (Frantz et al., 2003; Philipp et al., 2016b).

Philipp et al. (2016a, 2018) postulan que, siguiendo a este magmatismo, el pico orogénico del CDF fue controlado por compresión y nuevos episodios de cizallamiento, asociados con la generación de magmas ácidos y básicos, sugiriendo importante anatexia. Este evento incluye los cuerpos graníticos del Complejo Pinheiro Machado y la Suite Viamão, con edades U-Pb y Pb-Pb TIMS de entre 630 Ma y 620 Ma, con la excepción de un cuerpo (Granito Arroio Moinho) que presenta una edad de  $595 \pm 1$  Ma. (Babinski et al., 1997; Philipp et al., 2002, 2003).

Las Suites alcalinas y peralcalinas de Piquiri y Encruzilhada do Sul, y los granitos calcoalcalinos de alto-K a alcalinos de la Suite Dom Feliciano se emplazaron entre 610 Ma y 550 Ma como resultado de la reactivación tardi- a post-colisional de las zonas de cizallas que recortan el batolito (Philipp et al., 2003, 2016b). Sienitas de la Suite Piquiri fueron datadas en  $611 \pm 3$  Ma y  $612 \pm 3$  (Pb-Pb TIMS en circón en Philipp et al., 2002), mientras que en granitos de la Suite Encruzilhada do Sul se obtuvieron edades de  $595 \pm 4$  Ma (Babinski et al., 1997) y  $595 \pm 8$  Ma (Philipp en Hueck et al., 2018).

La Suite Dom Feliciano, tiene un carácter post-colisional y fue emplazada al final del Neoproterozoico, predominando en la porción norte del batolito de Pelotas. Fueron datados dos cuerpos dentro de esta suite obteniéndose edades de  $600 \pm 9$  Ma y  $585 \pm 6$  Ma (Hueck et al., 2018).

La Suite Itapuã (Oliveira et al., 2001), está compuesta por granitos, sienogranitos, cuarzo sienitas y subordinadamente sienitas, así como también por enjambres de



diques riolíticos y basálticos de afinidad peralcalina (Oliveira et al., 2015). Para esta suite se han determinado edades entre 600 y 550 Ma, (Koester et al., 2001c; Oliveira et al., 2015), siendo este último, el magmatismo más joven del batolito.

#### (b) Intrusiones graníticas en los Dominios Noroeste y Central.

Dos grupos de intrusiones graníticas son reconocidas en el Dominio Central. El primero representado por cuerpos deformados emplazados a lo largo del Complejo Porongos, cuya composición es peraluminosa con muscovita, granate y turmalina. Según (Camozzato et al., 2012) las características composicionales y texturales sugieren que podrían ser correlacionados con la Suite Cordilheira del batolito de Pelotas. Además, (Camozzato et al., 2013) sugieren que estos granitos representan cuerpos formados en un ambiente colisional.

El segundo grupo de intrusiones se encuentra asociado a zonas de cizalla de alto ángulo. Se trata de cuerpos leucograníticos con afinidad alcalina, compuestos por biotita y/o piroxeno sódico. Los granitos pertenecientes a este grupo, datados a través de la técnica U-Pb LA-ICP-MS en circón, arrojaron edades de  $589 \pm 25$  Ma y  $601 \pm 7$  Ma. Asimismo, estos son interpretados como de ambiente tardi-orogénico (Camozzato et al., 2013; Zvirtes et al., 2017).

También las rocas del Terreno São Gabriel y del Terreno Taquarembó (Dominio Noroeste) fueron retrabajadas durante este período, y son numerosas las intrusiones graníticas neoproterozoicas-cámbricas asociadas (Arena et al., 2017; Philipp et al., 2016b, 2018). Se caracterizan por ser una asociación principalmente shoshonítica a calcoalcalina de alto-K, con algunos ejemplos de granitos alcalinos. Fue propuesto un ambiente tardi- a post-colisional para este magmatismo (Chemale, 2000; Philipp et al., 2016b). Los cuerpos calcoalcalinos de alto-K muestran edades U-Pb SHRIMP y LA-MC-ICPMS de entre 598 y 570 Ma, mientras que los plutones alcalinos presentan edades de cristalización entre 570 y 560 Ma (Philipp et al., 2016b).

#### *4.1.3. Sector Sur del CDF (este de Uruguay)*

Con más de 300 km de extensión en el sector centro-sur y este de Uruguay, el CDF se encuentra hacia el oeste en contacto con los terrenos aqueano-paleoproterozoicos

llamados Nico Pérez (Bossi y Campal, 1992) y Piedra Alta (Bossi et al., 1993) y limita con el océano Atlántico hacia el este.

Se tomará como subdivisión operativa la utilizada por Lara et al. (2020) en dos dominios principales, *Este* y *Oeste* (ver Figura 08), separados por la Zona de Cizalla Sierra Ballena (ZCSB - Gómez Rifas, 1995).

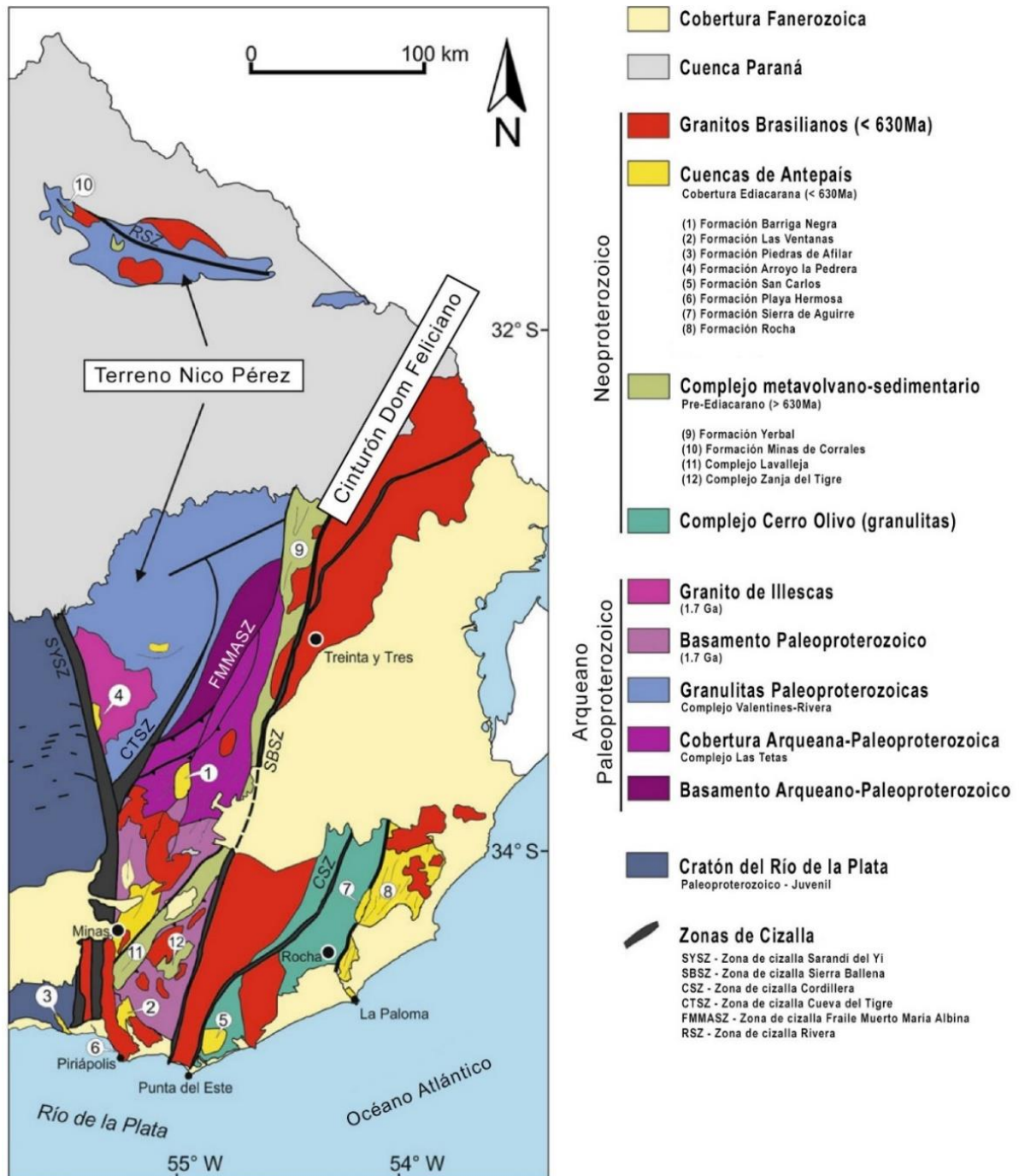


Figura 08. Mapa simplificado del sector sur del Cinturón Dom Feliciano, Uruguay. Modificado de Hueck et al. (2018).

El Dominio Este incluye al cinturón granítico (batolito de Aiguá-Pelotas) y a las intrusiones en el Terreno Punta del Este (TPE - Preciozzi et al., 1999).

El Dominio Oeste se encuentra compuesto por secuencias meta-volcano-sedimentarias, *basement inliers*, e intrusiones graníticas neoproterozoicas (Sánchez Bettucci et al., 2003, 2010a).

#### (a) Magmatismo Granítico Neoproterozoico del Dominio Este

En Uruguay, el magmatismo granítico neoproterozoico del Dominio Este se encuentra representado en gran medida por el batolito de Aiguá-Dionisio que es la continuación de los batolitos Florianópolis y Pelotas (sectores norte y centro del CDF respectivamente). Está compuesto por varios cuerpos con edades que varían entre 640 Ma y 564 Ma (Basei et al., 2000; Gaucher et al., 2014b; Lara et al., 2016, 2017; Oyhançabal et al., 2007).

En la región sur del batolito se han separado un conjuntos de plutones, identificados como los granitos Maldonado, Aiguá, Florencia, Valdivia, Puntas del Arroyo de Rocha y Los Cerrillos (Spoturno et al., 2012). La mayoría de estos cuerpos corresponden a granitos equigranulares a porfiríticos, con biotita como mica dominante y titanita como accesorio común (Spoturno et al., 2012). Geoquímicamente muestran ser, en general, altamente fraccionados de calco-alcalinos de alto-K a alcalinos (Gómez Rifas, 1995; Oyhançabal et al., 2007; Peel et al., 2015). Preciozzi et al., (2001) sugieren un componente cortical importante en la génesis de estos cuerpos basado en datos geoquímicos y mineralógicos. Valores muy bajos de  $\epsilon_{Nd}$  entre -2,4 y -12,6, relaciones iniciales de  $^{87}Sr/^{86}Sr$  entre 0,707959 – 0,71759, edades modelo  $T_{DM}$  de entre 1,4 Ga y 2,1 Ga, datos de  $\epsilon_{Hf}$  de -4,18 a -9 y edades modelo  $T_{DM}^C$  de 1,6 Ga para rocas de este batolito, confirman esta hipótesis (Basei et al., 2000; Peel et al., 2015; Lara et al., 2020). Particularmente en el sector norte, Peel et al. (2015) determinaron edades U-Pb LA-ICP-MS en circón, próximas a 625 Ma, interpretadas como el momento de inicio de la generación de magmas, y cuerpos de edades cercanas a 600 Ma, que son interpretados como las edades de emplazamiento de esos cuerpos.

A su vez, al este del batolito de Aiguá también se encuentran intrusiones graníticas en el Terreno Punta del Este, como ser el Complejo Granítico Santa Teresa (Muzio y Artur, 1999) que es una suite granítica peraluminosa calco-alcalina de medio a alto-K con una edad de  $543 \pm 7$  Ma (Basei et al., 2013), y el granito José Ignacio, un cuerpo

isótopo, también calco-alcálido, con una edad de  $567 \pm 4$  Ma (Lara et al., 2020), relaciones iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0,708 (Umpierre y Halpern, 1971), y  $\epsilon\text{Nd}$  de -3,9 y  $T_{\text{DM}}$  de 1,55Ga (Lara et al., 2020).

#### (b) Magmatismo granítico neoproterozoico Dominio Oeste

Dentro del Dominio Oeste numerosos cuerpos graníticos se encuentran intruyendo, tanto a las secuencias meta-volcano-sedimentarias, como a los *basement inliers* y a los Terrenos Nico Pérez y Piedra Alta. Sus edades se encuentran entre  $634 \pm 7$  Ma (Lara et al., 2017) y  $583 \pm 7$  Ma (Gaucher et al., 2008), determinadas en los granitos Sierra de los Caracoles y Mangacha, respectivamente, siendo este último el más joven hasta el momento en este dominio.

Geoquímicamente se trata de granitoides calcoalcalinos de alto K, mayoritariamente peraluminosos, a ligeramente metaluminosos, y han sido clasificados varios de ellos como granitos de alto Ba-Sr (Sánchez Bettucci et al., 2003; Fort et al., 2016; Gallardo Silveira et al., 2016; Fort y Peel, 2019; Lara et al., 2017, 2020). Los datos isotópicos muestran valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial en promedio de 0,708352, relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  inicial de entre 0,510831 – 0,511141, y  $\epsilon\text{Nd}$  entre -14,1 a -20,2, con  $T_{\text{DM}}$  de 2,2 a 2,8 Ga, así como valores de  $\epsilon\text{Hf}$  entre -23,6 a -27,4 y edades modelo  $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$  de 2,1 a 3,6 Ga (Lara et al., 2020).

Lara et al. (2017, 2020) en base a los valores intermedios a altos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}}$  (0,7072-0,7142) y a los valores de  $\epsilon\text{Nd}$  muy bajos (-14,1 a -20,2) para el *Dominio Oeste*, y valores bajos  $\epsilon\text{Nd}$  (-2,4 a -7,7) para el *Dominio Este*, infirieron que el material fuente del magmatismo neoproterozoico en Uruguay involucra una importante componente cortical profunda y el reciclaje de fuentes paleoproterozoicas a arqueanas tardías. Asimismo, ha sido propuesto por Lara et al., (2017, 2020) que se trata de granitos del tipo I, S y A, proponiendo un ambiente de emplazamiento de post-colisión para muchos de los cuerpos graníticos de este *Dominio Oeste* (Sánchez Bettucci et al., 2003; Oyhançabal et al., 2007; Fort et al., 2016; Gallardo et al., 2016; Lara et al., 2017, 2020).

#### Magmatismo neoproterozoico dentro del Terreno Nico Pérez

El Terreno Nico Pérez (TNP) es una unidad compleja que se encuentra entre la Zona de Cizalla de Sarandí del Yí (ZCSY - Preciozzi et al., 1979), que lo separa del TPA, y la Zona de Cizalla Fraile Muerto-María Albina (ZCFMMA - Masquelin et al., 2017; Oyhançabal et al., 2011; Sánchez Bettucci et al., 2010a). Se encuentra compuesto

por gneises, granulitas y rocas metasedimentarias (Bossi y Campal, 1992) de edades arqueanas a paleoproterozoicas (Hartmann et al., 2001; Mallmann et al., 2007; Oyhantçabal et al., 2010; Oriolo et al., 2016), que fueron afectadas por eventos magmáticos e intensa deformación durante el ciclo orogénico Brasileño (Fragoso Cesar, 1980; Bossi y Campal, 1992; Bossi et al., 1993; Basei et al., 2000). El retrabajo por magmatismo félsico intrusivo neoproterozoico (ver Tabla 02) asociado al desarrollo del CDF, se da en toda su extensión (Hartmann et al., 2002; Gaucher et al., 2008, 2014c; Oyhantçabal et al., 2009; 2012; Oriolo et al., 2016). Se trata de granitoides de grano medio a grueso, con texturas equigranulares a porfiríticas, con biotita como mica dominante y circón ± esfeno como accesorios comunes. Los cuerpos que han sido estudiados químicamente muestran una afinidad principalmente peraluminosa (en menor medida metaluminosa), calco-alcalina de alto K, compatible con ambientes de emplazamiento de arco magmático a post-colisionales (Sánchez Bettucci y Oyhantçabal, 2003; Sánchez Bettucci et al., 2003; Oyhantçabal, 2005). Para dos de estos cuerpos, los granitos Sobresaliente y Las Flores, Oyhantçabal et al. (2012) determinaron altos contenidos en K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, Ba y Sr, bajos contenidos en Nb e Y, y patrones de tierras raras típicos de granitoides calcoalcalinos de alto-K (“tipo-I Caledonianons”).

Tabla 02 – Edades Neoproterozoicas dentro del TNP.

Cuerpo	Edad (Ma)	Método	Cita	Unidad Geológica
<b>Monzogranito Puntas de Santa Lucía</b>	633 ± 8	U-Pb SHRIMP circón	Hartmann et al., (2002)	Bloque Valentines
<b>Granodiorita Puntas de Mataojo</b>	627 ± 33	U-Pb SHRIMP circón	Oyhantçabal et al., (2009)	Bloque Valentines
<b>Granito Lavaderos</b>	610 ± 3	U-Pb LA-ICP-MS circón	Gaucher et al., (2014c)	Bloque Valentines
<b>Granodiorita de Zapican</b>	610 ± 2	U-Pb LA-ICP-MS circón	Oriolo et al., (2016)	Bloque Valentines
<b>Granito Mangacha</b>	583 ± 7	U-Pb LA-ICP-MS circón	Gaucher et al., (2008)	Bloque Valentines
<b>Granito Sierra de Cabral</b>	586 ± 11	U-Pb SHRIMP circón	Basei en Gaucher et al., (2014a)	Bloque Pavas
<b>Granito Amarillo</b>	596 ± 2	U-Pb LA-ICP-MS circón	Oriolo et al., (2016)	Isla Cristalina de Rivera
<b>Granito Sobresaliente</b>	585 ± 2,5	U-Pb SHRIMP circón	Oyhantçabal et al., (2012)	Isla Cristalina de Rivera
<b>Granito Las Flores</b>	586 ± 2,7	U-Pb SHRIMP circón	Oyhantçabal et al., (2012)	Isla Cristalina de Rivera

## 5. RESULTADOS

Este capítulo tiene como objetivo central presentar de forma ordenada los principales resultados obtenidos en este trabajo. En el mapa geológico de la Figura 09, se presenta la distribución de los 15 cuerpos graníticos estudiados, localizados 13 de ellos en el Dominio Oeste y los 2 restantes en el Dominio Este del CDF. A continuación, se presentan en tres apartados las descripciones petrográficas de cada cuerpo, seguido por los análisis tanto litoquímicos como isotópicos, para finalizar con los nuevos datos geocronológicos obtenidos.

### 5.1. Geología de los Cuerpos Graníticos Estudiados

En este capítulo se describen los rasgos petrográficos principales determinados en los diferentes granitoides abarcados en esta investigación. Cada uno de los cuerpos estudiados será presentado en orden alfabético y contará con una descripción general del afloramiento, y petrográfica en muestra de mano y lámina delgada. Al final del capítulo se presenta una tabla con el resumen de la mineralogía presente en cada cuerpo descrito (Tabla 03).

#### *5.1.1. Granito Arévalo*

Se trata de un cuerpo pequeño de aproximadamente 3 km<sup>2</sup> de geometría semi-circular cuyos afloramientos se presentan de forma variable, desde ligeramente chatos a bochas redondeadas de mayor tamaño, alcanzando hasta 1 m de diámetro. La densidad de afloramientos es buena y la vegetación poco espesa. En términos generales se trata de un granito leucócrata de color rosado, sin signos evidentes de deformación y alteración, que es intrusivo en el basamento paleoproterozoico del TNP.

En muestra de mano presenta una textura isótropa, fanerítica, equigranular, holocristalina, de tamaño medio (ver Figura 10). Se encuentra compuesto principalmente por feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y biotita. Los feldespatos (feldespatos potásicos + plagioclasas) son los minerales más abundantes (alrededor del 50%) y se observan subautomorfos. El cuarzo se encuentra xenomorfo (40%) y los minerales máficos, que representan entre el 10-15% aproximadamente, se presentan como aglomeraciones de biotita y opacos con una leve orientación mineral.



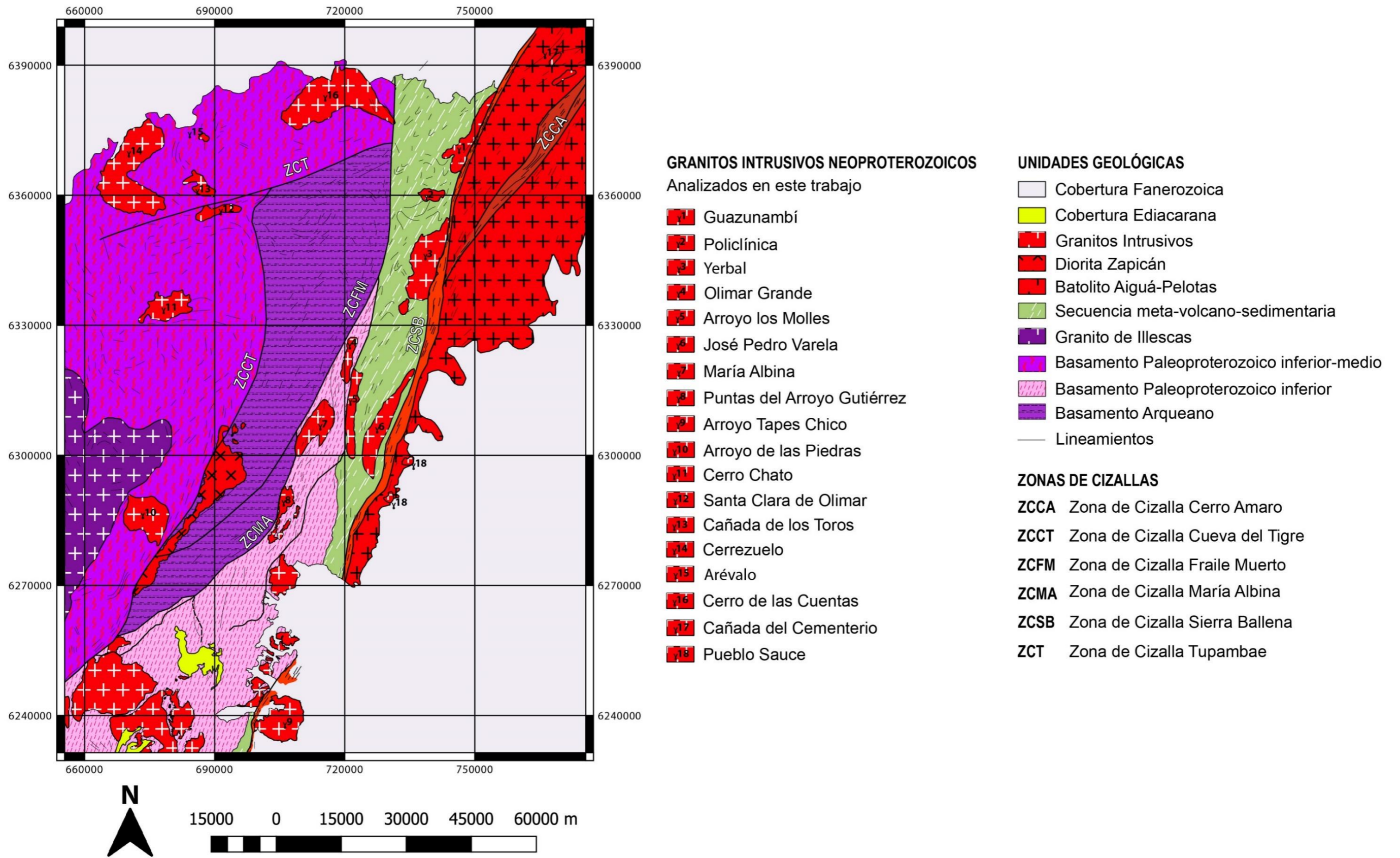


Figura 09. Mapa geológico del área de estudio. Modificado de Preciozzi et al., (1985), Sánchez Bettucci et al., (2010), DINAMIGE (2015), Spoturno et al., (2019).



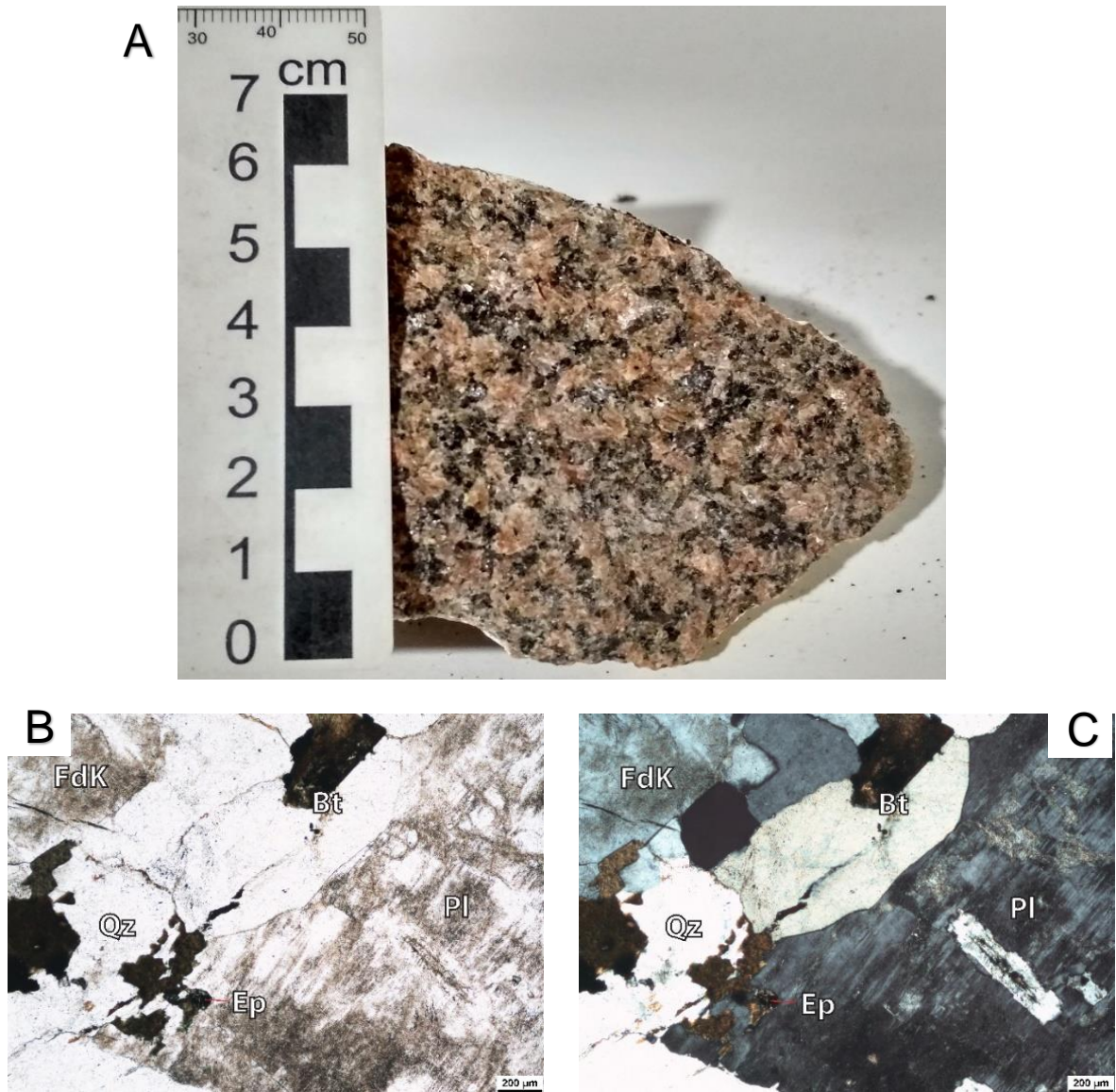


Figura 10. (A) Imagen de muestra de mano del granito Arévalo. Fotomicrografías del granito Arévalo. (B) Luz polarizada plana. (C) Polarizadores cruzados. Puede observarse antipertitas en cristal de plagioclasa.

La observación microscópica de las láminas delgadas permitió determinar que está compuesto principalmente por feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, micas, minerales opacos, epidoto y circón como minerales accesorios.

Los feldespatos potásicos se encuentran en abundancias cercanas al 40%, tienen dimensiones que pueden alcanzar los 5 mm, se encuentran subautomorfos, mostrando extinción ondulante, *bulging*, y son comunes las pertitas. Se observan también fenómenos de sericitización.



El cuarzo se observa en proporciones de aproximadamente 25%, ocurre xenomorfo con dimensiones entre 0,2 mm y 2,0 mm, mostrando extinción ondulante, *bulging*, incipiente rotación de subgranos y fracturación.

Los cristales de plagioclasa no superan el 25%, poseen dimensiones que varían entre 0,5 mm y 2,0 mm, se encuentran subautomorfas, observándose extinción ondulante, signo de deformación. También, se puede observar zonación composicional, en donde el centro del cristal está alterado a sericita, y la ocurrencia de antipertitas en algunos cristales.

Las micas están representadas por cristales de biotita y cristales de clorita producto de la alteración de la primera. La biotita con abundancias bajas, de alrededor de 5-6%, se encuentra principalmente xenomorfa desarrolla pequeño tamaño ( $\leq 1$  mm), presenta tonalidades verde pardas y aparece dispersa. La clorita se observa xenomorfa, dispersa, sin orientación preferencial en la muestra, como producto de la alteración de biotita.

En cuanto a los opacos, representan menos del 5% en abundancia y se encuentran principalmente dispersos en la roca. Se presentan automorfos a subautomorfos.

Como mineral accesorio se observa escaso circón automorfo y epidoto secundario xenomorfo asociado a biotita.

### 5.1.2. Granito Arroyo de las Piedras

Se trata de un cuerpo de porte medio, de aproximadamente 80 km<sup>2</sup> que presenta una geometría semicircular. Los afloramientos se encuentran espaciados, con buena densidad, variando de bochas redondeadas a levemente planos y angulosos de tamaño pequeño (inferior a 1 m de diámetro), poco diaclasado y sin dirección preferencial. Se desarrolla vegetación muy abundante sobre este cuerpo.

En términos generales se trata de un granito leucócrata de color rosado, con pocos signos de alteración. Es un cuerpo intrusivo en el basamento paleoproterozoico del TNP, que en muestra de mano presenta una textura isótropa, fanerítica, inequigranular, holocristalina, hipidiomórfica, de tamaño grueso (entre 3,0 y 8,0 mm) (ver Figura 11A). Se encuentra compuesto principalmente por feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y biotita. El cuarzo representa cerca del 30% de la muestra y se encuentra xenomorfo, mientras que los feldespatos (plagioclasas + feldespatos

potásicos) ocurren en proporciones que superan el 60%, siendo automorfos a subautomorfos. Los máficos representan el 10% aproximadamente y se disponen como aglomeraciones de biotita y opacos de tamaños que rondan los 3,0 mm.

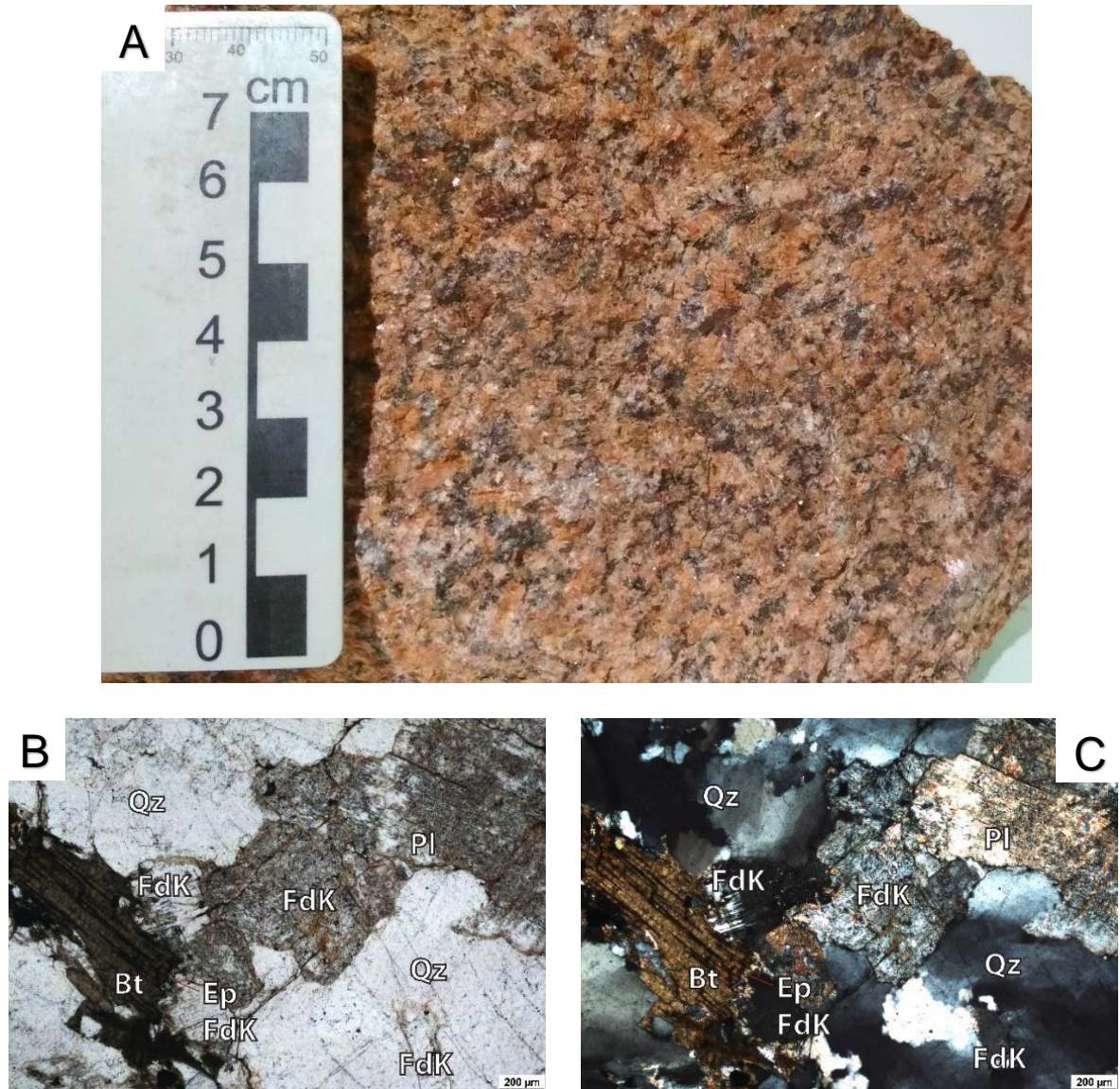


Figura 11. (A) Imagen de muestra de mano del granito Arroyo de las Piedras. Fotomicrografías: (B) Luz polarizada plana. (C) Polarizadores cruzados. Obsérvense la alteración secundaria sobre los cristales de plagioclasa y feldespato potásico.

La observación microscópica indica la presencia de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, biotita, muscovita, minerales opacos y accesorios, tales como apatito, circón y epidoto secundario (Figura 11B y C). Se puede observar fracturación elevada.

Los feldespatos potásicos, con una abundancia de aproximadamente 40%, varían sus dimensiones entre 0,2 mm y 5,5 mm. Se presentan subautomorfos a xenomorfos, con

extinción ondulante y *bulging*, y se observan fenómenos de sericitización (Figura 11B y C). La presencia de pertitas en los feldespatos potásicos es común.

El cuarzo ronda el 35% de abundancia, presentándose xenomorfo y con dimensiones entre 0,2 mm y 5,0 mm. Muestra signos de deformación con intensidad variable en diferentes sectores como extinción ondulante, *bulging*, y rotación de subgrano.

Las plagioclasas alcanzan el 20% de abundancia, y ocurren con dimensiones de entre 0,5 mm y 4,0 mm. Son subautomorfas, mostrando extinción ondulante. Se puede observar zonación composicional en algunos cristales, además de fenómenos de alteración secundaria (sericitización).

La biotita ocurre en proporciones que no superan el 3-4%, en tonos verdes pálidos a verdes oscuros. Muestra diversos tamaños ( $\leq 1,5$  mm), con cristales alargados subautomorfos y dispersos en la muestra. La muscovita, se encuentra en muy baja abundancia, no superando el 1%, se presenta en cristales subautomorfos de hasta 0,6 mm y generalmente siempre aparece asociada a la biotita.

Dentro de los minerales accesorios se observó apatito automorfo y subautomorfo como inclusión en cristales de biotita y muscovita. Dispersos en la roca ocurre epidoto subautomorfo de 0,2 mm y circón subautomorfo a automorfo de dimensiones cercanas a 0,1 mm. Los opacos se encuentran subautomorfos con muy baja abundancia ( $< 1\%$ ) y dispersos en la roca.

### 5.1.3. Granito Arroyo Los Molles

Este granito presenta forma elongada en dirección N-S a N10°, de aproximadamente 40 km<sup>2</sup>. Se encuentra generalmente poco alterado, aunque en algunos sectores es posible encontrarlo muy meteorizado. Los afloramientos son escasos, de pequeño tamaño y muy espaciados entre sí, encontrándose comúnmente cubierto por pastizales. Los más accesibles son los desarrollados en márgenes de cañadas y desmontes de caminos, en donde se observa poca fracturación.

En general se trata de un cuerpo granítico leucócrata de color rosado, intrusivo en las secuencias meta-volcano-sedimentarias del CDF. Presenta una textura fanerítica, equigranular, holocristalina, de tamaño de grano medio, no superando los 3,0 mm. La roca se encuentra compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita.



Los cristales de cuarzo son xenomorfos de tamaño medio y en abundancias cercanas al 30%. Los feldespatos potásicos y plagioclasas se encuentran en abundancias que superan el 50-55%, principalmente subautomorfos. La biotita se encuentra en baja proporción con respecto al resto, alrededor del 10-15%, dispersa en la roca y sin una orientación preferencial, y sus dimensiones no superan el milímetro.

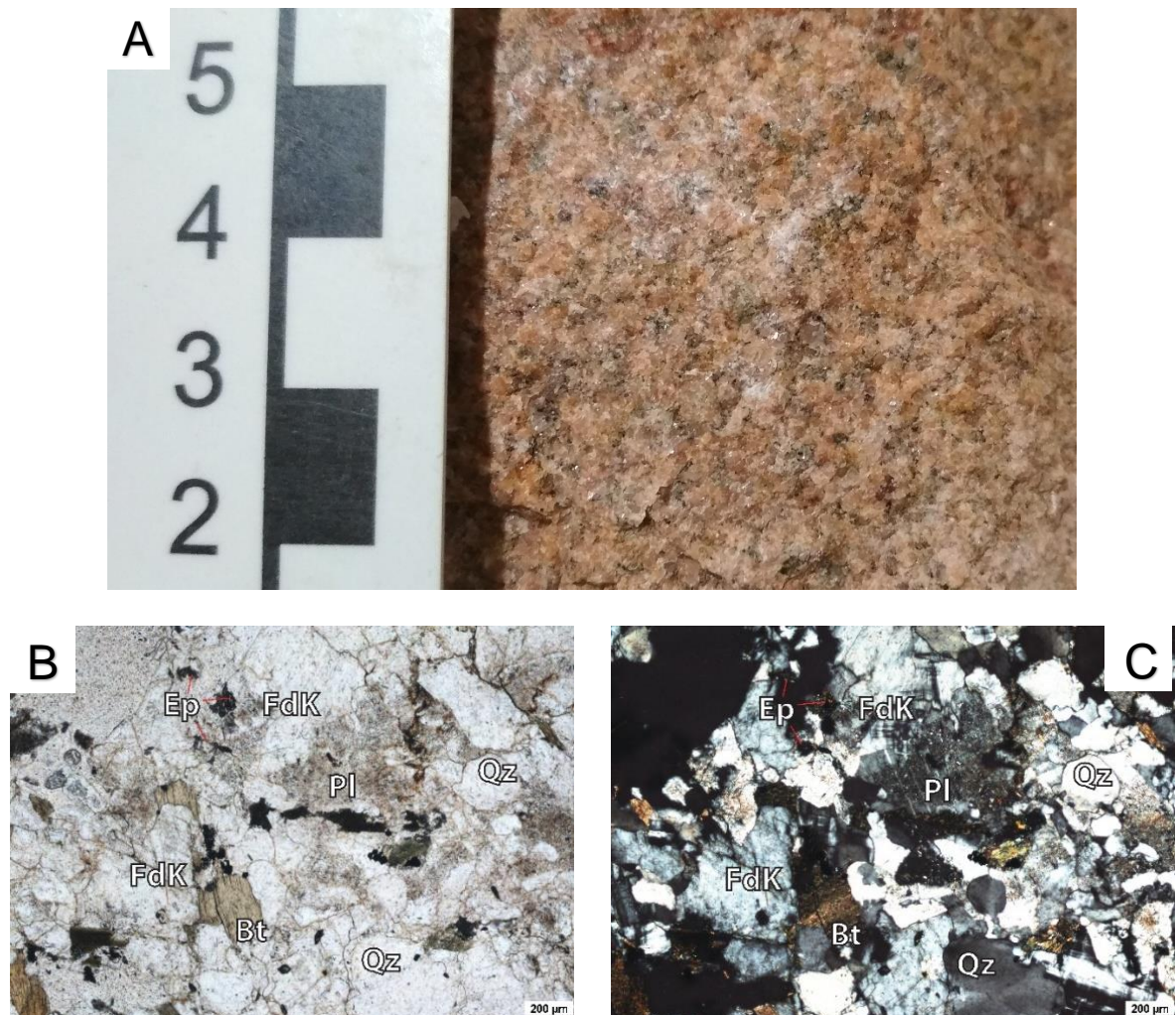


Figura 12. (A) Imagen de muestra de mano del granito Arroyo Los Molles. Fotomicrografías: (B) Luz polarizada plana. (C) Polarizadores cruzados. Se puede observar alteración leve sobre cristales de plagioclasas y feldespatos potásicos.

La observación microscópica indica la presencia de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, biotita, minerales opacos y accesorios tales como esfeno, circón, epidoto y apatito.

Los feldespatos potásicos alcanzan el 45% en abundancia y se encuentran en dimensiones entre 0,2 mm y 1,0 mm. Se presentan subautomorfos a xenomorfos y muestran extinción ondulante. La alteración a sericita en general es muy leve.

El cuarzo xenomorfo ocurre con dimensiones entre 0,1 mm y 1,0 mm. Su abundancia ronda el 25%, presenta extinción ondulante, *bulging* y rotación de subgrano como texturas que indican deformación.

Las plagioclasas alcanzan un 20% en abundancia y ocurren con dimensiones variables entre 0,1 mm y 0,8 mm, subautomorfas, y mostrando extinción ondulante. La alteración secundaria (sericitización) de los cristales de plagioclasa es leve y se observa principalmente hacia el centro de los cristales.

La biotita alcanza el 10-15% en abundancia, presenta diversos tamaños ( $\leq 0,5$  mm), en tonos verde claros a oscuros y ocurre en cristales alargados subautomorfos y dispersos en la muestra.

Dentro de los minerales accesorios se observó esfeno automorfo, en dimensiones de hasta 0,1 mm, y dispersos en la roca. El epidoto ocurre subautomorfo hasta xenomorfo, en algunos casos, con tamaños entre 0,05 mm a 0,1 mm, y asociado a plagioclasa y biotita. El circón se encuentra automorfo en dimensiones cercanas a 0,05 mm. El apatito es muy poco abundante, se encuentra subautomorfo y en dimensiones que no superan el 0,1 mm. Los opacos se encuentran en cristales subautomorfos, también en muy baja proporción dispersos en la roca.

#### *5.1.4. Granito Arroyo Tapes Chico*

Este cuerpo es de mediano porte, de aproximadamente 75 km<sup>2</sup> y presenta una geometría semicircular con afloramientos de forma variable, desde ligeramente chatos y angulosos a bochas redondeadas de gran tamaño, alcanzando hasta 2 m de diámetro. La densidad de afloramientos es alta y la vegetación poco espesa. Su aspecto general es de color rosado claro, poco alterado, aunque en sectores puede aparecer meteorizado, y con diaclasas que delimitan grandes bloques. Este cuerpo se encuentra recortado por abundantes diques ácidos asociados al Complejo Alcalino Valle Chico.

Se trata de un granito leucócrata que se encuentra emplazado próximo a la zona de cizalla de Sierra Ballena, intruyendo un basamento paleoproterozoico.

En muestra de mano presenta una textura isótropa, fanerítica, inequigranular, holocristalina, de tamaño grueso (ver Figura 13). Se encuentra compuesto principalmente por feldespato potásico y minerales máficos, con cantidades menores

de cuarzo. Los feldespatos (feldespato potásico + plagioclasas) son los minerales que desarrollan mayor abundancia, superando el 60-65%, alcanzando tamaños de hasta 15 mm, con cristales subautomorfos a xenomorfos. Los máficos representan el 20% aproximadamente, ocurren conformando una matriz fina de biotita, anfíbol y opacos, con tamaños submilimétricos y hábitos diversos. Puede observarse muy poco cuarzo disperso, con una abundancia estimada cercana al 10-15% y de pequeño tamaño (alcanzando como máximo los 2-3 mm).

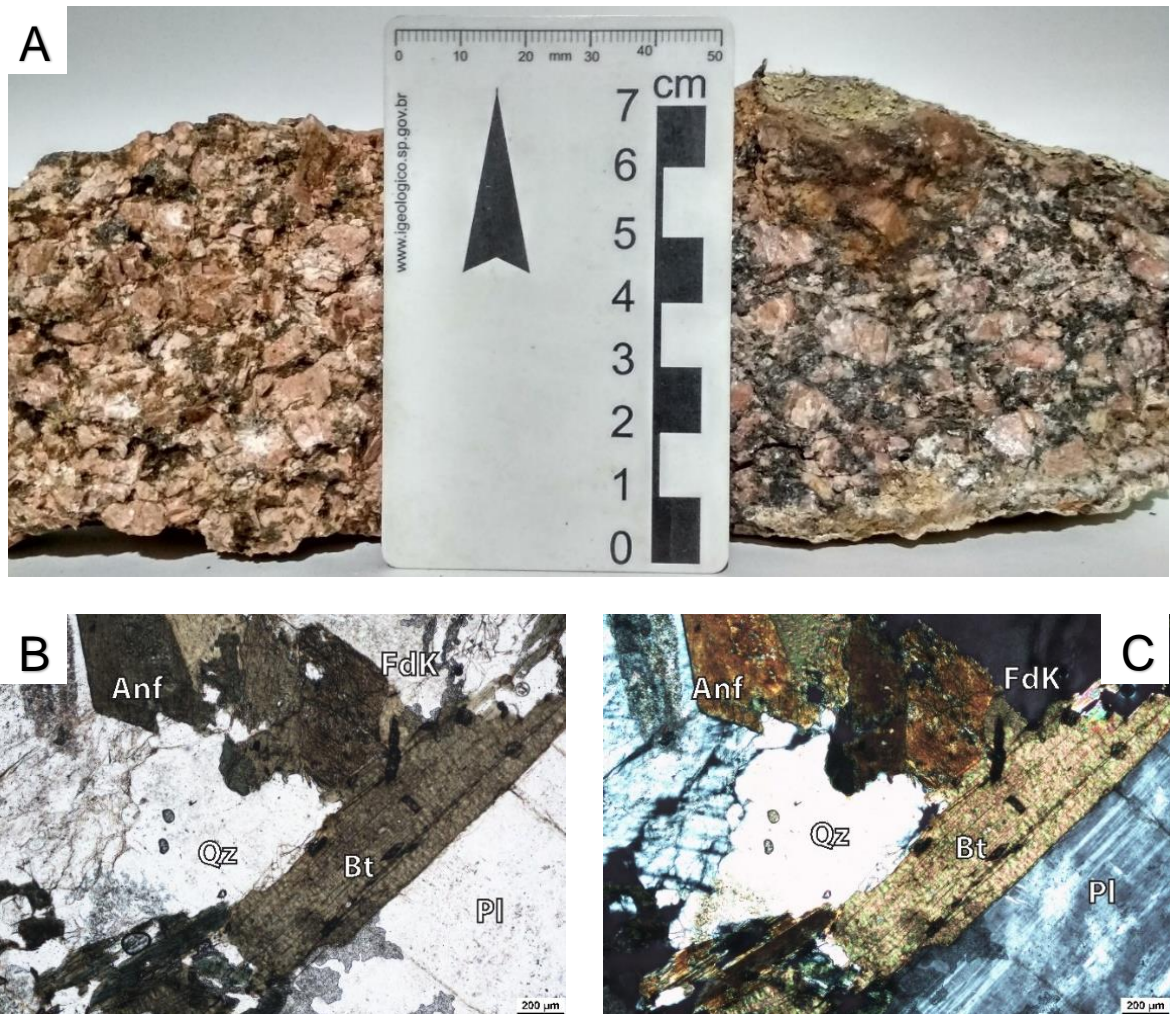


Figura 13. (A) Imágenes de muestra de mano del granito Arroyo Tapes Chico. Izquierda: muestra con grado de alteración mayor. Derecha: muestra poco alterada. Fotomicrografías: (B) Luz polarizada plana. (C) Polarizadores cruzados. Puede observarse zonación en cristales de plagioclasas, evidenciado por una alteración desigual entre el borde y el centro del cristal, y leve epidotización sobre los cristales de anfíbol.

La observación microscópica indica la presencia de feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, biotita, anfíbol, minerales opacos y accesorios tales como esfeno, circón, epidoto y apatito.



Los feldespatos potásicos se encuentran en proporciones que alcanzan el 50%, con dimensiones variables, pudiendo alcanzar los 13,0 mm y no siendo inferiores a 3,0 mm. Se presentan subautomorfos a xenomorfos. Muestran extinción ondulante y algunos cristales presentan zonación. La alteración a sericita en general es muy leve, se intensifica en los cristales zoneados. La presencia de pertitas es frecuente.

Las plagioclasas, que se encuentran en un 20% aproximadamente, ocurren con dimensiones variables entre 2,0 mm y 5,0 mm. Son subautomorfas, mostrando extinción ondulante. También aparecen fenómenos de alteración secundaria (sericitización) de los cristales de plagioclasa, principalmente hacia el centro de estos.

El cuarzo se encuentra en baja proporción, rondando el 15%, ocurre xenomorfo y con dimensiones entre 0,4 mm y 1,6 mm, mostrando extinción ondulante y *bulging*.

La biotita presenta una abundancia de 5-10% y ocurre en diversos tamaños todos inferiores a 2 mm. Los cristales son alargados, subautomorfos y dispersos en la muestra. Se encuentra generalmente con inclusiones de esfeno, apatito, circón, epidoto y opacos.

El anfíbol representa un 5%, ocurre subautomorfo a xenomorfo, con dimensiones entre 0,5 mm y 2,0 mm. Se lo encuentra asociado a biotita y mostrando procesos de epidotización.

Dentro de los minerales accesorios se observó esfeno, epidoto, circón, y apatito. El esfeno aparece automorfo, en dimensiones de hasta 0,6 mm y como inclusión en cristales de cuarzo y biotita. El epidoto es xenomorfo con tamaños entre 0,05 mm a 0,5 mm asociado a biotita, apatito y opacos. El circón se encuentra subautomorfo a automorfo disperso en dimensiones cercanas a 0,1 mm. El apatito es muy poco abundante, se encuentra automorfo y en dimensiones que no superan 0,2 mm.

Los opacos se encuentran en cristales subautomorfos a automorfos, dispersos en la roca, en abundancias inferiores al 5%, aunque es común encontrarlos aglomerados y asociados con biotita.

#### 5.1.5. Granito Cañada del Cementerio

Este cuerpo pequeño de aproximadamente 4 km<sup>2</sup> de geometría elongada en dirección N30°, se localiza entre las zonas de cizallamiento Sierra Ballena y Cerro Amaro, formando parte del batolito Aiguá-Pelotas. Sus afloramientos se encuentran



mayormente espaciados, con buena densidad, aunque cubiertos por pastizales. Aflora tanto en bochas redondeadas (de hasta 1 m de diámetro), como en losas, o crestas angulosas de poca altura (inferior a 50 cm). Sobre su margen oriental se observa intensa fracturación con dirección preferencial N70°/55°NW, coincidente con la dirección de la zona de cizallamiento de Cerro Amaro.

Se trata de un granito leucócrata de color rosado, sin signos claros de alteración, compuesto principalmente por feldespatos, cuarzo, y biotita. En muestra de mano presenta una textura fanerítica, equigranular, holocristalina, y de tamaño medio a fino (ver Figura 14).

Los feldespatos potásicos y las plagioclasas son los minerales más abundantes alcanzando el 60%, con cristales subautomorfos; mientras que, el cuarzo se encuentra xenomorfo. Los minerales máficos representan el 10% aproximadamente y ocurren como aglomeraciones de biotita y opacos.

La observación microscópica indica la presencia de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, biotita, minerales opacos y accesorios tales como apatito, circón y epidoto. Se observa una textura inequigranular de tamaño de grano medio a fino y fracturación elevada.

Los feldespatos potásicos alcanzan el 35%, sus dimensiones varían entre 0,2 mm y 4,0 mm. Se presentan subautomorfos a xenomorfos, extinción ondulante y *bulging* como efectos de la deformación, y fenómenos de sericitización. La presencia de pertitas en feldespatos de gran tamaño es común.

El cuarzo representa un 30%, es xenomorfo y ocurre con dimensiones que no superan los 0,2 mm. La presencia de extinción ondulante, bordes suturados, *bulging* y rotación de subgranos indican deformación en la roca.

Las plagioclasas no superan el 20%, ocurren con dimensiones de hasta 12,0 mm subautomorfos, mostrando extinción ondulante, *bulging* y fracturación. También aparecen fenómenos de alteración secundaria (sericitización) en los cristales.

La biotita se encuentra dispersa en la muestra, aunque es común que ocurra como mineral secundario rellenando fracturas y asociada a minerales opacos. Se observa en cristales alargados subautomorfos y pequeños ( $\leq 0,2$  mm), con una abundancia del 10%.

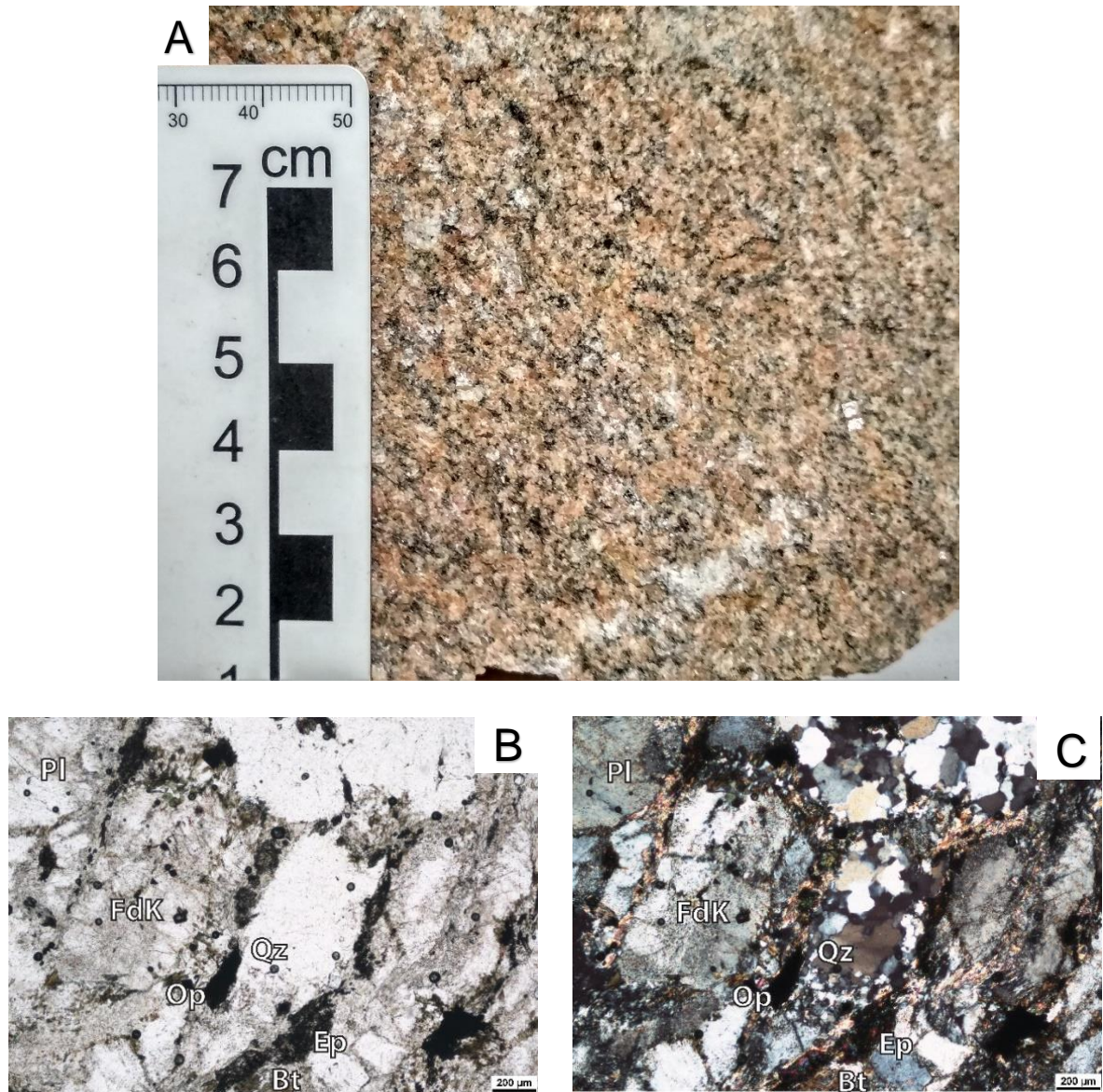


Figura 14. (A) Imagen de muestra de mano del granito Cañada del Cementerio. Fotomicrografías: (B) Luz polarizada plana. (C) Polarizadores cruzados. Se puede observar los cristales de cuarzo recrystalizado y las fracturas entre los cristales rellenas de epidoto y sericita.

Dentro de los minerales accesorios se observó apatito automorfo muy poco abundante, de tamaño  $\leq 0,05$  mm como inclusiones en cristales de cuarzo y biotita. También hay epidoto secundario, xenomorfo de dimensiones  $\leq 0,1$  mm, generalmente relleno de fracturas junto con sericita y opacos. El circón se encuentra automorfo, disperso en la roca, con dimensiones cercanas a 0,05 mm.

Los opacos alcanzan el 5% en abundancia, se encuentran subautomorfos a automorfos, dispersos en la roca o relleno de fracturas, con dimensiones inferiores a 0,2 mm.

#### 5.1.6. Granito Cerrezuelo

Este es un cuerpo de gran tamaño, de alrededor de 188 km<sup>2</sup>, que presenta una forma de L, con orientación N30° para su eje mayor y N310° para su eje menor. Intruye el basamento paleoproterozoico del TNP y no presenta signos de deformación. Aflora principalmente en forma de bochas bien redondeadas de hasta 6 m de diámetro, así como también en losas de poca altura y con tonalidades rosadas. La densidad de afloramientos es muy buena y generalmente se encuentra fresco, aunque existen sectores donde la meteorización fue mayor. La vegetación sobre este cuerpo es poco espesa, aunque se comenzaba con etapas iniciales de forestación de los terrenos circundantes.

En general se trata de un cuerpo granítico, leucócrata, con algunos recortes de diques de microgranitos grises. Presenta una textura isótropa, fanerítica, inequigranular, holocristalina, de tamaño de grano grueso (Figura 15), compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita.

Los cristales de cuarzo son xenomorfos, de tamaño grueso, y son los cristales que desarrollan el mayor tamaño en la roca alcanzando los 7,0 mm, su abundancia ronda el 30-35%. Los feldespatos potásicos y plagioclasas en conjunto son de tamaño ligeramente menor (4,0 mm el cristal de mayor tamaño) y se encuentran principalmente subautomorfos en abundancias que superan el 60%. La biotita se encuentra en baja proporción (cerca al 5%) con respecto al resto, dispersa y sin una orientación preferencial.



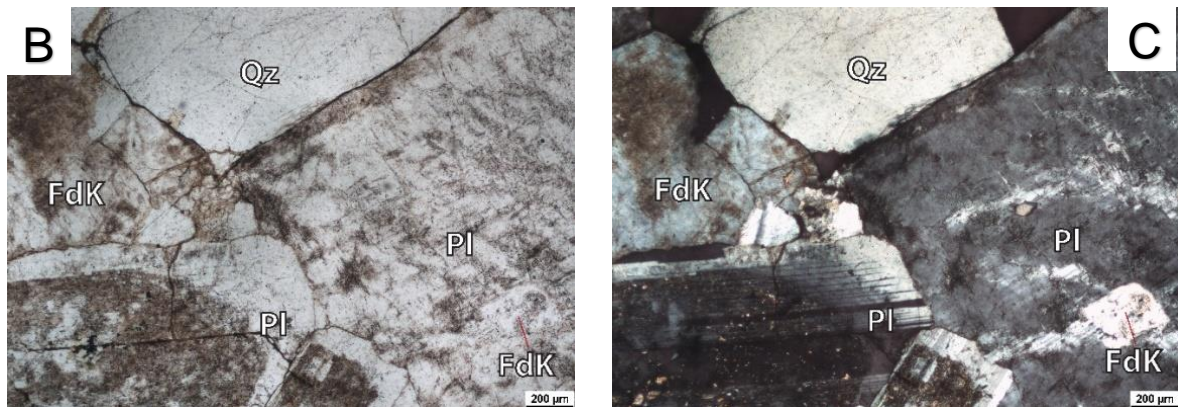


Figura 15. (A) Imagen de muestra de mano del granito Cerrezuelo. Fotomicrografías: (B) Luz polarizada plana. (C) Polarizadores cruzados. Se puede observar zonación composicional en las plagioclasas, evidenciado por la alteración diferencial del centro del cristal respecto a los bordes.

La observación microscópica indica la presencia de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, biotita, minerales opacos, y circón y epidoto como accesorios. Muestra fracturación en algunos sectores.

Los feldespatos potásicos varían sus dimensiones pudiendo alcanzar los 8,0 o 10,0 mm, en abundancias de 40%. Se presentan subautomorfos a xenomorfos, con extinción ondulante y *bulging*. La presencia de fenómenos de sericitización y pertitas es común.

El cuarzo representa el 30%, se encuentra xenomorfo y con dimensiones entre 0,5 mm y 4,0 mm; además, se observa extinción ondulante, *bulging* e incipiente rotación de subgrano.

Las plagioclasas alcanzan el 20%, ocurren con dimensiones de hasta 3,0 mm, son subautomorfas, y muestran extinción ondulante. También aparecen fenómenos de alteración secundaria (sericitización) en los cristales, principalmente hacia el centro de estos, evidenciando zonación composicional. Asimismo, se observan antipertitas.

Los cristales de biotita no superan el 10%, generalmente son subautomorfos, con dimensiones  $\leq 1,5$  mm. Se encuentran dispersos en la muestra, siempre asociada a opacos. Los opacos se encuentran subautomorfos a automorfos, dispersos y con dimensiones inferiores a 1,0 mm.

Dentro de los minerales accesorios se observó epidoto secundario xenomorfo de dimensiones  $\leq 0,05$  mm, asociado a biotita y opacos. También ocurre circón que se encuentra automorfo, disperso en la muestra, y con dimensiones cercanas a 0,05 mm.

Los opacos se encuentran subautomorfos a automorfos, se encuentran dispersos de dimensiones inferiores a 1mm.

#### *5.1.7. Granito Cerro Chato*

Este cuerpo presenta geometría semicircular a levemente elongada en dirección E-O, abarcando un área de aproximadamente 52 km<sup>2</sup>, intruyendo en el basamento paleoproterozoico del TNP. Se encuentra recortado por un conjunto de diques aplíticos y pegmatíticos, sin orientación preferencial definida. Presenta afloramientos en forma de crestas angulosas de tamaño variable, que alcanzan hasta un metro de altura. La densidad de afloramientos es buena y la vegetación poco espesa. Su aspecto general es de color rosado claro, y comúnmente se encuentra meteorizado en varios sectores del cuerpo. Hacia los márgenes presenta deformación milonítica.

Se trata de un granito leucócrata de color rosado claro a grisáceo. En las porciones alteradas el granito se torna rosado/naranja más intenso. En muestra de mano se caracteriza por presentar una textura isótropa, fanerítica, holocristalina, equigranular, de tamaño medio, compuesta principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita (Figura 16). Los feldespatos (feldespatos potásicos + plagioclasas) se encuentran como cristales automorfos a subautomorfos de tamaño medio (2,0 mm), superando el 50-55% de la muestra, mientras que los cristales de cuarzo son un poco más pequeños (1,0 mm), de aspecto xenomorfo, y abundancia que ronda el 30-35%. La biotita se encuentra asociada a opacos, así como dispersa en la roca, con poca abundancia (menor al 5-10%).

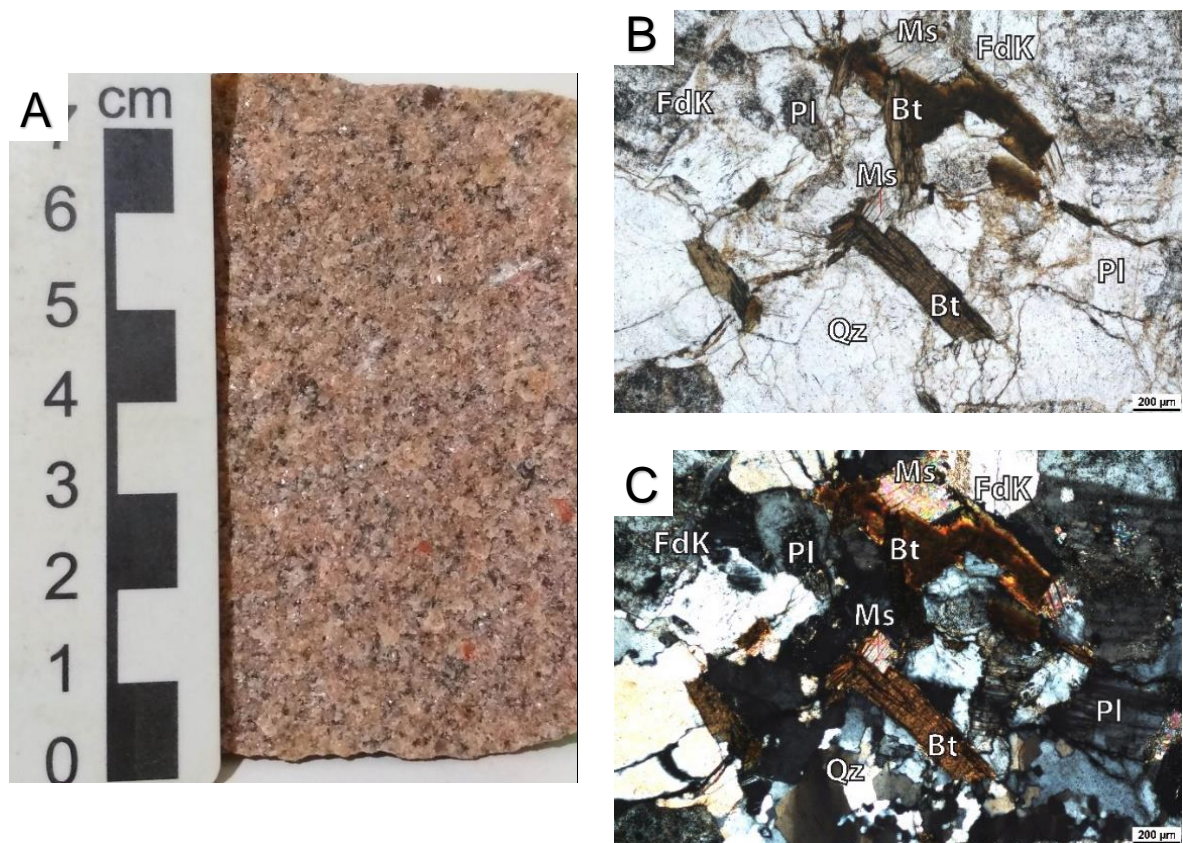


Figura 16. (A) Imagen de muestra de mano del granito Cerro Chato. Fotomicrografías: (B) Luz polarizada plana. (C) Polarizadores cruzados. Puede observarse la alteración leve sobre los cristales de plagioclasa y feldespatos potásicos, así como la fracturación leve generalizada.

En lámina delgada está compuesto principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, micas, minerales opacos, y circón y epidoto como minerales accesorios.

El cuarzo representa aproximadamente el 30%, ocurre xenomorfo con dimensiones entre 0,2 mm y 1,0 mm, mostrando extinción ondulante, formación de subgranos y fracturación como evidencias de deformación (Figura 16).

Los feldespatos potásicos alcanzan el 30%, son xenomorfos, poseen dimensiones que pueden alcanzar de 3,0 mm a 4,0 mm, se encuentran mostrando extinción ondulante, están fracturados, y es común la ocurrencia de pertitas. Se observa fenómenos de sericitización, y en raras ocasiones inclusiones de circón.

Los cristales de plagioclasas se encuentran en abundancias cercanas al 20%, poseen dimensiones que varían entre 0,8 mm y 1,4 mm, son subautomorfos, observándose extinción ondulante. Además, ocurren cristales con macla polisintética acuñada. Generalmente, los cristales se encuentran fracturados y alterados a sericita.

Las micas están representadas por cristales de biotita y muscovita. La biotita, en abundancias cercanas al 10-15%, principalmente xenomorfa, se encuentra de pequeño tamaño ( $\leq 0,6$  mm) con tonalidades marrones a verdes oscuras. No se observa orientación preferencial, y aparece dispersa en la roca. La muscovita se observa xenomorfa, dispersa en la muestra en muy baja proporción (inferior al 1%), sin orientación preferencial.

En cuanto a los opacos, se presentan predominantemente subautomorfos a xenomorfos, alcanzando un 5% en abundancia. Están principalmente dispersos en la roca, aunque también se los puede encontrar formando pequeñas aglomeraciones y asociados a pequeñas fracturas.

Como minerales accesorios se observa escaso circón subautomorfo y epidoto secundario xenomorfo en dimensiones que no superan los 0,2 mm.

#### *5.1.8. Granito Cerro de las Cuentas*

Se trata de un cuerpo de gran tamaño, de alrededor de 187 km<sup>2</sup>, que presenta una geometría en forma de V invertida, con orientaciones N50° y N110°. Los afloramientos se encuentran espaciados, aunque con buena densidad, y rodeados de pradera. Se desarrollan tanto bochas redondeadas (de hasta 1 m de diámetro), como losas o crestas angulosas de poca altura (inferior a 50 cm). Hacia el sector sur-este del cuerpo, cerca del contacto con las rocas encajantes, se observa clivaje de fractura con orientación que varía entre N280° a N330°.

En términos generales se trata de un granito leucócrata de color gris claro, sin signos evidentes de alteración, que intruye en el basamento paleoproterozoico del TNP.

En muestra de mano presenta una textura isótropa, fanerítica, equigranular, holocristalina, de tamaño fino a medio (ver Figura 17). Se encuentra compuesta principalmente por feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y biotita. El cuarzo se encuentra en proporciones menores al feldespato (feldespato potásico + plagioclasas), se presenta xenomorfo, y rondando el 40%; mientras que, los feldespatos se observan subautomorfos, de dimensiones cercanas a los 2 mm, en abundancias que superan el 50%. Los máficos representan aproximadamente el 10% y se encuentran dispersos en la muestra.



La observación microscópica indica la presencia de cuarzo, feldespatos, biotita, minerales opacos y como minerales accesorios epidoto, apatito y circón.

El cuarzo se encuentra xenomorfo, con dimensiones de hasta 2 mm y en abundancias que rondan el 35%. Asimismo, se observa extinción ondulante, bordes suturados, bulging y rotación de subgrano, evidenciando signos de deformación.

Los feldespatos potásicos representan el 35% y varían sus dimensiones entre 0,1 mm y 1,0 mm. Se presentan xenomorfos, se observa extinción ondulante y bulging. La presencia de fenómenos de sericitización y pertitas es común.

Las plagioclasas se encuentran en abundancias que rondan el 20-25% y ocurren con dimensiones de hasta 0,5 mm subautomorfas a xenomorfas, mostrando extinción ondulante, y fracturación. En algunos cristales la macla polisintética puede aparecer deformada. También aparecen fenómenos de alteración secundaria (sericitización) en los cristales.

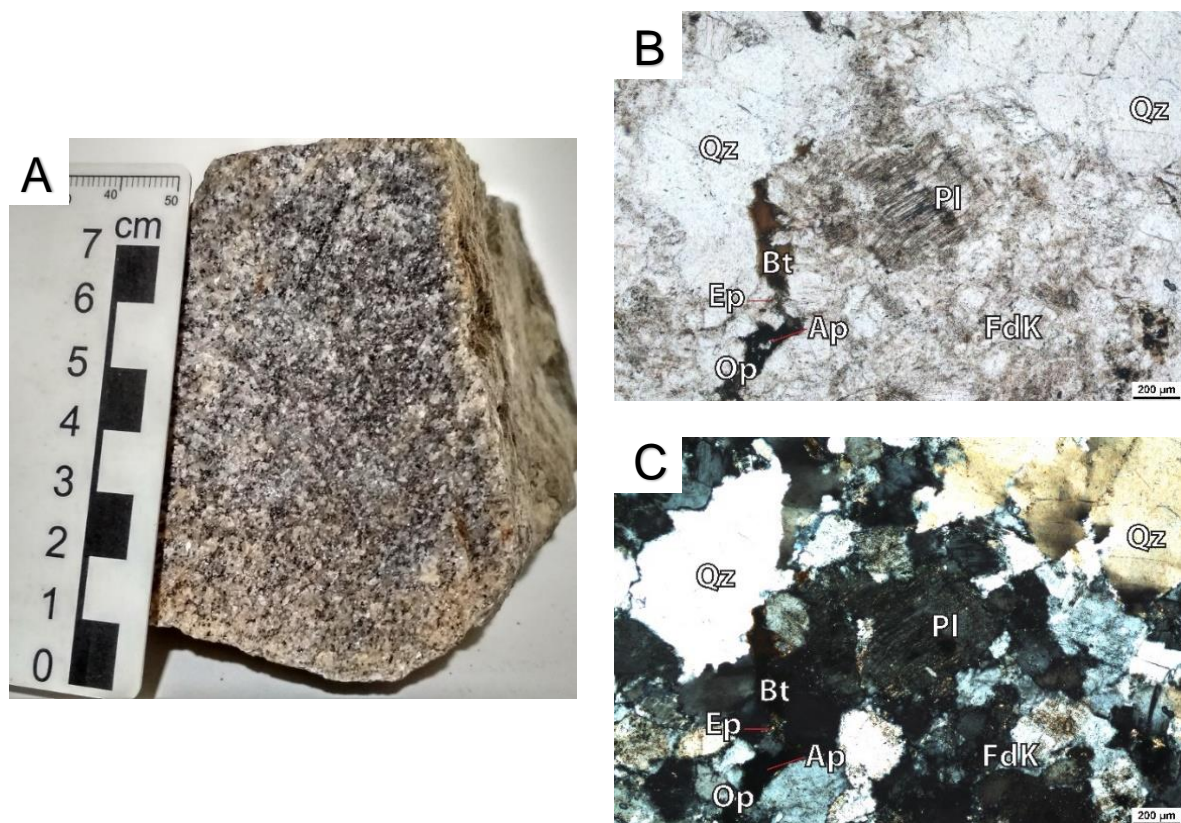


Figura 17. (A) Imagen de muestra de mano del granito Cerro de las Cuentas. Fotomicrografía: (B) Luz polarizada plana. (C) Polarizadores cruzados. Puede notarse la deformación sobre los cristales de cuarzo (*extinción ondulante, bordes suturados, y bulging*).

La biotita aparece como cristales de color amarronado, alargados y xenomorfos con una abundancia estimada del 5%, y con tamaños inferiores a 0,6 mm. Se encuentra dispersa en la muestra, aunque es común que ocurra como mineral secundario rellenando fracturas y asociada a minerales opacos.

Dentro de los minerales accesorios se observó epidoto fracturado, asociado a biotita en cristales que no superan los 0,2 mm. También apatito submilimétrico, como inclusión en las biotitas y circón automorfo disperso en la roca.

Los opacos (alcanzando el 2%) se encuentran xenomorfos, de dimensiones inferiores a 0,2 mm, dispersos en la roca, y rellenando algunas fracturas.

#### *5.1.9. Granito José Pedro Varela*

Se trata de un cuerpo elongado en dirección N30°, que abarca un área de 73 km<sup>2</sup> que intruye en las secuencias meta-volcano-sedimentarias del CDF. Se encuentra generalmente en tonos rosados y marrones, con meteorización variable. Muestra fracturación con dirección que varía entre N20° y N40° asociada a la actividad de la zona de cizallamiento Sierra Ballena. Aflora escasamente, encontrándose comúnmente cubierto por pradera, siendo accesible en márgenes de cañadas y caminos, así como en pequeñas canteras de la zona.

En términos generales el granito José Pedro Varela es leucócrata y presenta orientación mineral. Se caracteriza por presentar una textura fanerítica, holocristalina, equigranular, de tamaño medio, compuesta principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Los cristales de feldespato (potásico + plagioclasa) son automorfos a subautomorfos y son los de mayor tamaño de la muestra, alcanzando los 3,0 mm de tamaño y representando un 50-60%. El cuarzo aparece siempre xenomorfo, de abundancia 25-30% y de tamaño pequeño, generalmente inferior a 1,0 mm. La biotita no se desarrolla en gran tamaño, pero se manifiesta en pequeños cristales orientados que alcanzan los 2,0 mm y se encuentra con una abundancia de alrededor del 10%.

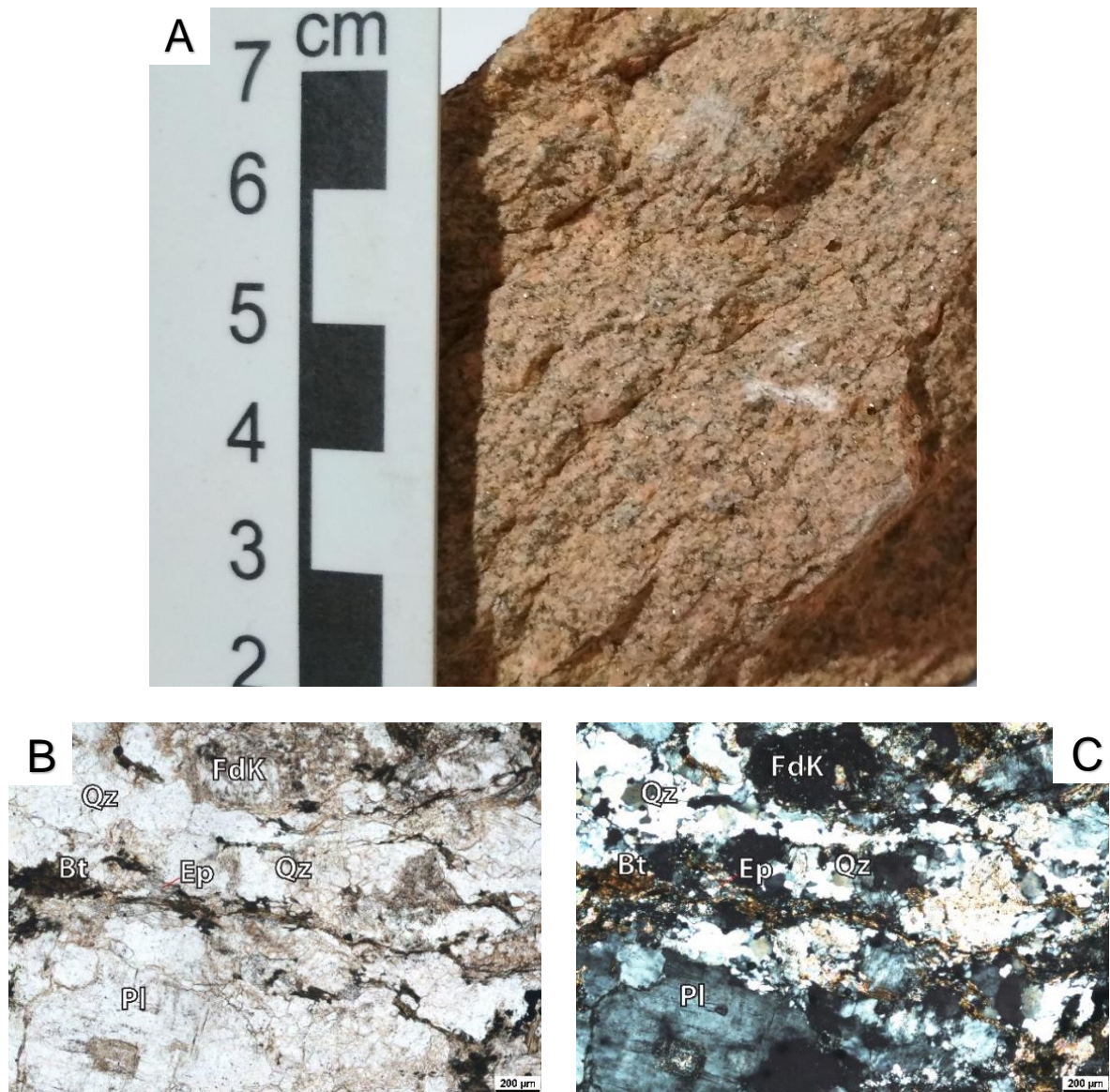


Figura 18. (A) Imagen de muestra de mano del granito José Pedro Varela. Fotomicrografía: (B) Luz polarizada plana. (C) Polarizadores cruzados. Se puede observar orientación mineral de las micas en la muestra.

El análisis microscópico indica que este cuerpo se encuentra compuesto por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, micas, minerales opacos, apatito y epidoto. Se observa una textura inequigranular, con signos de deformación intensa (Figura 18) y fracturación elevada.

El cuarzo representa el 35%, se encuentra xenomorfo, con tamaños submilimétricos, alcanzando como máximo los 0,5 mm, mostrando fracturación, extinción ondulante, *bulging*, rotación de subgrano, migración de borde de grano y juntas triples. Estos rasgos evidencian recristalización del cuarzo en toda la muestra.

Los feldespatos potásicos alcanzan una abundancia de 35%, se presentan xenomorfos y sus dimensiones son muy variables pudiendo alcanzar los 2,0 mm.

Aparecen mostrando extinción ondulante y *bulging*. También se observan fenómenos de sericitización en los cristales y pertitas en algunos de ellos.

Las plagioclasas rondan el 20%, se encuentran principalmente subautomorfas a xenomorfas con dimensiones de hasta 4,0 mm, siendo los cristales con mayor tamaño fracturados y con extinción ondulante. La macla polisintética aparece regularmente en forma de cuña. Muestran alteración a sericita, principalmente hacia el centro de los cristales, evidenciando zonación composicional.

La biotita no supera el 5%, presenta tonos marrón oscuros y es xenomorfa con dimensiones que no superan 0,5 mm. Principalmente se encuentra asociada a fracturas o en pequeños cúmulos. La muscovita ocurre en muy baja proporción (< 1%) aparece en cristales xenomorfos, con dimensiones inferiores a 0,2 mm y asociada siempre a biotita. Ambas micas aparecen mostrando orientación preferencial.

Los minerales opacos no superan el 5%, aparecen subautomorfos a xenomorfos, comúnmente forman pequeños grupos asociados a la biotita.

Como minerales accesorios se observa apatito subautomorfo a automorfo, generalmente como inclusión en biotitas. Epidoto secundario xenomorfo y fracturado, disperso en la roca, así como también asociados a biotita en fracturas. Estas fracturas se encuentran generalmente rellenas de biotita, muscovita, sericita, opacos y epidoto.

#### 5.1.10. Granito María Albina

Se trata de un cuerpo elongado en dirección N40°, de porte mediano rondando los 57 km<sup>2</sup> que intruye al basamento paleoproterozoico del TNP. Sus afloramientos muestran tonos blancos, grises y marrones, se encuentran principalmente espaciados rodeados de pradera, aunque con muy buena densidad. Generalmente se disponen de forma rasa con algunas crestas angulosas que pueden alcanzar 1m de altura. Presenta fracturación en dirección promedio N40° y hacia el margen este desarrolla foliación milonítica en dirección N60° – N80° con un buzamiento en promedio de 70°SE.

En muestra de mano presenta una textura fanerítica, inequigranular, holocristalina, de tamaño medio (ver Figura 19). Se encuentra compuesto principalmente por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, biotita y muscovita. El feldespato se encuentra subautomorfo, en dimensiones que puede alcanzar los 6,0 mm y representa cerca del 50% de la muestra. El cuarzo se presenta xenomorfo, en abundancias que rondan el



30%, no superando los 3,0 mm de diámetro. Los minerales máficos representan el 10% aproximadamente y se encuentran dispersos en la muestra.

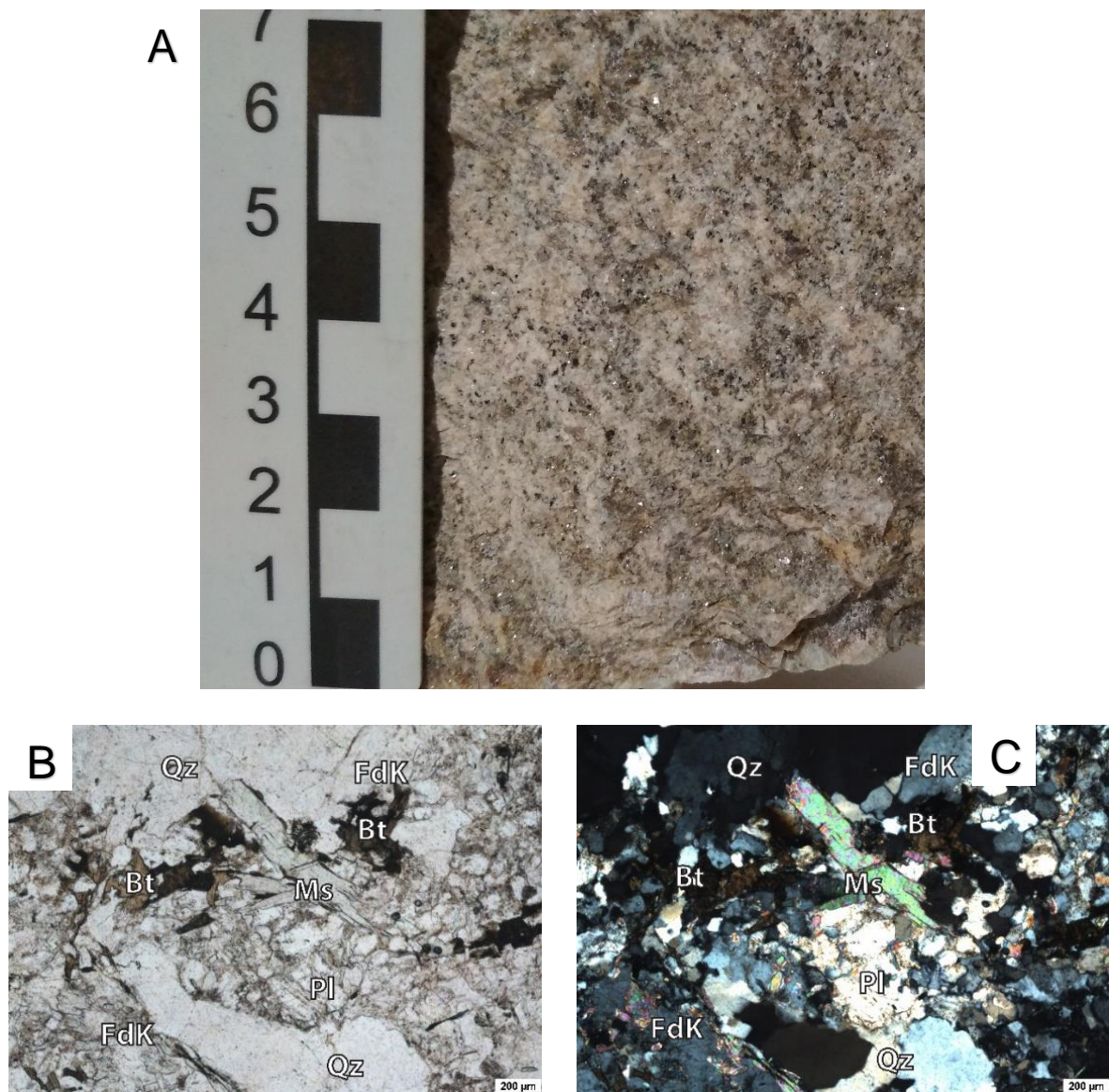


Figura 19. (A) Imagen de muestra de mano del granito María Albina. Fotomicrografía: (B) Luz polarizada plana. (C) Polarizadores cruzados. Obsérvese alteración secundaria sobre cristales de plagioclasa y feldespato potásico, y la recrystalización de cristales de cuarzo submilimétricos.

La observación microscópica indica la presencia de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, muscovita, minerales opacos y como minerales accesorios apatito y circón.

El cuarzo alcanza un 35%, es xenomorfo y con dimensiones de hasta 1,5 mm, muestra extinción ondulante, bordes suturados, *bulging* y rotación de subgrano, así como también migración de borde de grano de alta temperatura, indicando una recrystalización intensa. Además, se observa *cintas* de cuarzo acompañando la lineación mineral en sectores más deformados del cuerpo.

Los feldespatos potásicos rondan el 30% y varían sus dimensiones entre 0,1 mm y 1,0 mm. Se presentan xenomorfos, con extinción ondulante y *bulging*, indicando deformación; así como también son observados fenómenos de sericitización. La presencia de pertitas en feldespatos es un rasgo común.

Las plagioclasas poseen una abundancia de 25%, ocurren en dimensiones de hasta 1,0 mm, subautomorfas a xenomorfas, mostrando extinción ondulante, y fracturación. En algunos cristales la macla polisintética puede aparecer deformada. También aparecen fenómenos de alteración secundaria (sericitización) en los cristales.

La biotita ocurre en cristales subautomorfos alargados de tonos marrón a verde pálido, con una abundancia que alcanza el 5% y tamaños inferiores a 1,0 mm. Se encuentra dispersa en la muestra y comúnmente está asociada a muscovita. Esta última no supera el 3%, se encuentra dispersa, en cristales subautomorfos de hasta 1,5 mm asociada a biotita. Las micas en general se encuentran orientadas en la roca, y suelen encontrarse rellenas de fracturas, junto con opacos.

Dentro de los minerales accesorios se observó apatito automorfo, generalmente apareciendo como inclusiones en biotita y muscovita que alcanzan hasta los 0,2 mm. También ocurre circón automorfo disperso en la muestra con dimensiones que no superan 0,1 mm.

Los opacos (1%) se encuentran xenomorfos, formando pequeñas aglomeraciones, con dimensiones inferiores a 0,5 mm y asociados a biotita y muscovita.

#### 5.1.11. Granito Olimar Grande

Este cuerpo posee geometría elongada en dirección N-S a N10°, de pequeño porte, rondando los 20 km<sup>2</sup>, e intruye también el basamento paleoproterozoico del TNP. Se encuentra comúnmente meteorizado en tonos rosados. Los afloramientos son abundantes y están espaciados, generalmente se dispone de forma rasa y con pequeñas crestas angulosas cubierto por pradera. La fracturación es escasa, con dirección que varía entre N340° - N20° y buzando de 70°SE a vertical.

En muestra de mano presenta textura fanerítica, inequigranular, holocristalina, de tamaño medio (ver Figura 20). Se encuentra compuesto principalmente por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y biotita. El cuarzo es xenomorfo y además es el mineral que desarrolla mayor tamaño pudiendo alcanzar los 4,0 mm en abundancias que



rondan el 30%. El feldespato (feldespato potásico + plagioclasas) se encuentra subautomorfo, en dimensiones que puede alcanzar los 2,0-3,0 mm y representa cerca del 50% de la muestra. Los minerales máficos representan el 15% aproximadamente y se presentan como aglomeraciones de biotita y opacos con diversos tamaños y formas; comúnmente subredondeados.

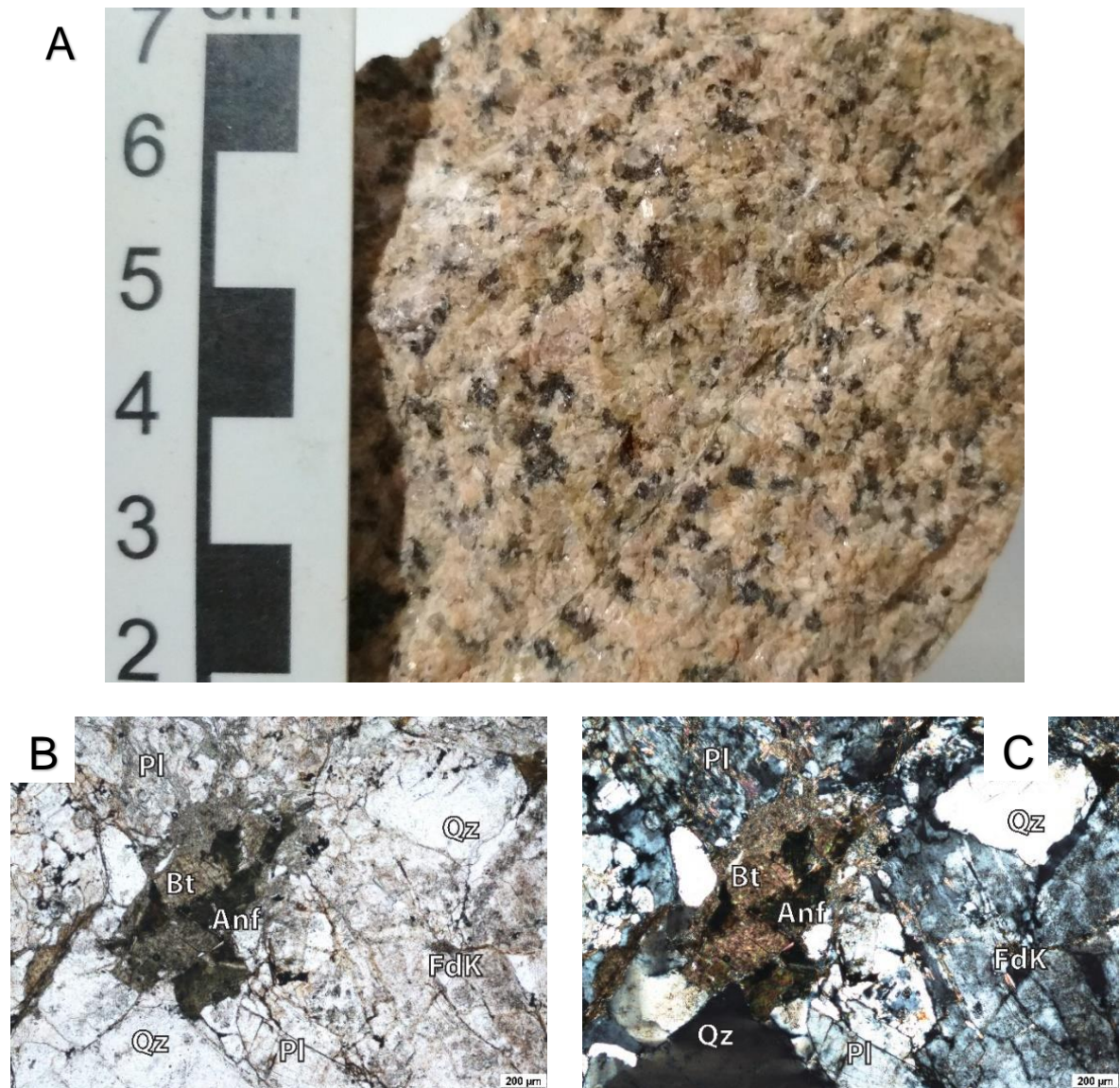


Figura 20. (A) Imagen de muestra de mano del granito Olimar Grande. Fotomicrografías: (B) Luz polarizada plana. (C) Polarizadores cruzados. Obsérvese los cristales de anfíbol alterados en gran medida a biotita.

La observación microscópica indica también que el cuerpo se encuentra compuesto por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, micas, anfíbol, minerales opacos y accesorios tales como circón, apatito y epidoto (Figura 20).

El cuarzo se encuentra en abundancias cercanas al 35%, se encuentra xenomorfo, con tamaños que varían entre 1,0 mm y 3,0 mm, mostrando fracturación, extinción ondulante, *bulging* e incipiente rotación de subgrano, todos rasgos de deformación.

Los feldespatos potásicos rondan el 30% de abundancia, son xenomorfos con dimensiones que varían entre 0,6 mm y 3,0 mm. Aparecen mostrando extinción ondulante y *bulging*. Tanto en los cristales de feldespato potásico como en los de plagioclasa, se observan fenómenos de sericitización y saussuritización leves. Ocurren en algunos cristales, pertitas y antipertitas.

Las plagioclasas no superan el 25% en abundancia, se encuentran principalmente subautomorfas con dimensiones entre 0,5 mm y 5,0 mm, fracturadas y con extinción ondulante. La macla polisintética puede aparecer acuñada en algunos cristales.

La biotita ocurre en tonos verde claro a oscuro, con abundancias entre 5%-10%. Se presenta subautomorfa en dimensiones que no superan 1,0 mm, y principalmente dispersa o formando pequeñas aglomeraciones.

Además, se observa pequeños cristales de anfíbol de tonos verde oscuro, submilimétricos y xenomorfos que generalmente están alterados a biotita y epidoto.

Los minerales opacos presentes no superan el 5%, se encuentran subautomorfos a xenomorfos, comúnmente dispersos o asociados a pequeños cúmulos de biotita.

Como minerales accesorios se observa circón automorfo y epidoto secundario xenomorfo y fracturado, rellenando algunas fracturas. Ocurre también apatito submilimétrico como inclusión en biotita.

#### 5.1.12. Granito Pueblo Sauce

Se trata de un cuerpo de pequeño porte que abarca un área total de 3,8 km<sup>2</sup>, que aflora en dos sectores con geometría semicircular, y que se encuentra generalmente muy meteorizado mostrando tonos rosados y naranjas. Este cuerpo intruye en el sector central-oeste del batolito de Aiguá, cercano a la zona de cizalla Sierra Ballena, que le genera una fracturación con direcciones que varían entre N340° a N40°. Los afloramientos son pequeños, escasos, principalmente se encuentra en márgenes de cañadas y desmontes de caminos, ya que comúnmente está cubierto por pradera.

Se caracteriza por presentar una textura fanerítica, holocristalina, inequigranular, de tamaño medio, compuesta principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa

y algo de biotita. Los cristales de cuarzo aparecen xenomorfos y resaltan en la roca debido a la alteración general del cuerpo, alcanzando hasta los 2,0 mm y una abundancia cercana del 30-35%. Los feldespatos (feldespatos potásicos + plagioclasas) se encuentran en cristales automorfos a subautomorfos de tamaño medio de hasta 5,0 mm en abundancias que superan el 50-60%.

La biotita no se desarrolla en gran abundancia (< 5%), y se manifiesta en pequeños cristales dispersos en la roca, con tamaños inferiores a 1 mm, así como asociada a pequeñas fracturas.

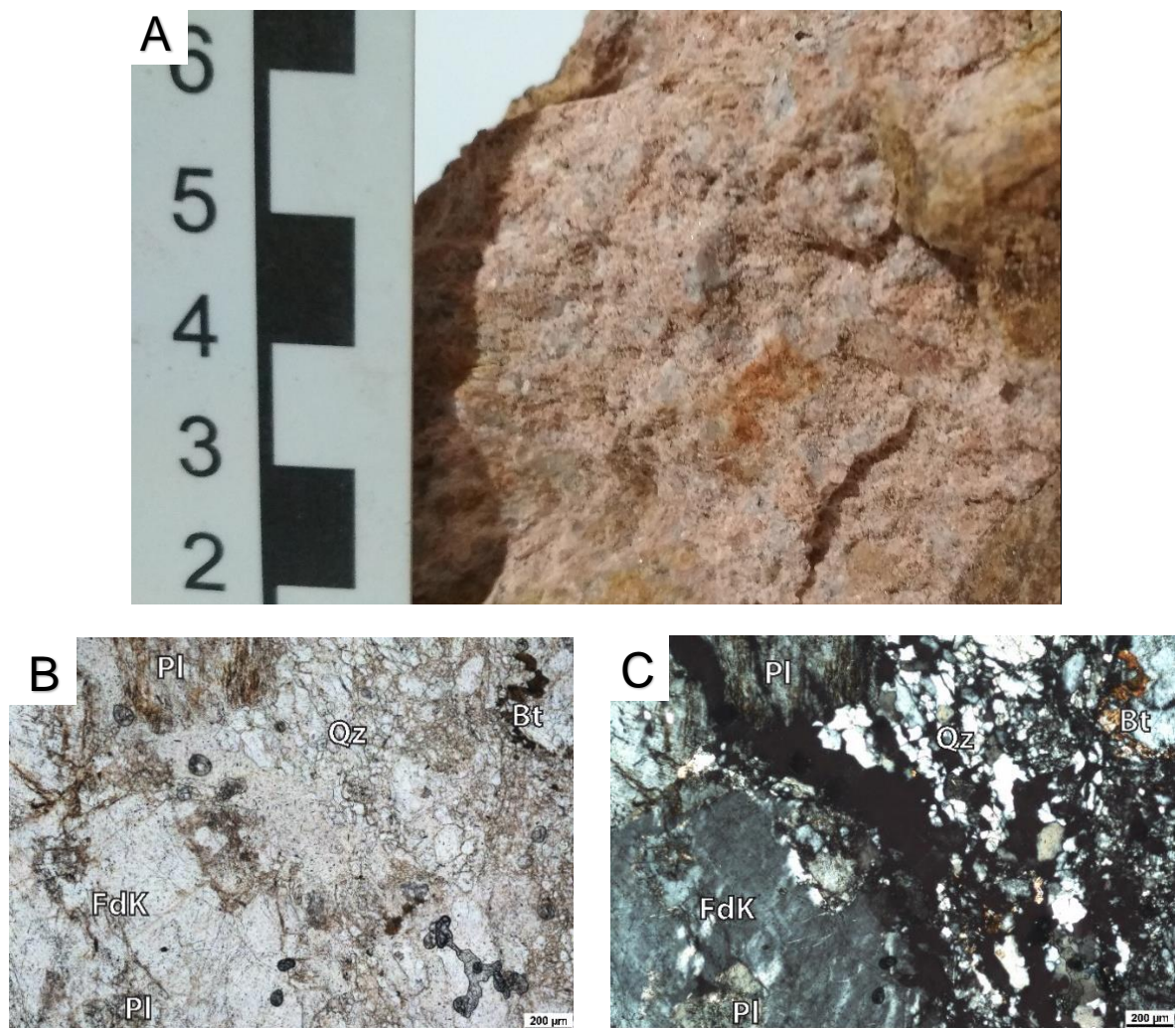


Figura 21. (A) Imagen de muestra de mano del granito Pueblo Sauce. Fotomicrografías: (B) Luz polarizada plana. (C) Polarizadores cruzados. Observar la reducción de tamaño y recristalización de cuarzo.

El análisis microscópico indica que este cuerpo se encuentra compuesto por cuarzo, feldespatos, micas, minerales opacos y epidoto. Presenta una textura inequigranular, con signos de deformación intensa (Figura 21) y fracturación elevada.



El cuarzo se encuentra en abundancias del 40%, xenomorfo, con tamaños que varían desde submilimétrico hasta alcanzar los 0,5 mm, mostrando fracturación, extinción ondulante, *bulging*, rotación de subgrano y juntas triples, evidenciando recristalización.

Los feldespatos potásicos rondan el 35%, se presentan xenomorfos y es común observar pertitas. Aparecen mostrando extinción ondulante y *bulging*. Sus dimensiones son muy variables pudiendo alcanzar los 6,0 mm, siendo los cristales con mayor tamaño de la muestra. También se observan fenómenos de sericitización.

Las plagioclasas muestran una abundancia de 20%, se encuentran principalmente subautomorfas a xenomorfas con dimensiones de hasta 4,0 mm, fracturadas y con extinción ondulante. La macla polisintética puede aparecer en forma de cuña.

La biotita se encuentra en baja proporción (inferior al 2-3%), subautomorfa a xenomorfa, en tonos marrones oscuros y dimensiones que no superan los 0,5 mm. Principalmente se encuentra dispersa o asociada a fracturas.

Los minerales opacos aparecen subautomorfos a xenomorfos, en abundancias inferiores al 2%, comúnmente formando pequeños grupos donde es común encontrarlos asociados a biotita.

Como minerales accesorios se observa epidoto xenomorfo y fracturado que ocurre disperso en la roca, así como también en fracturas asociado a biotita.

#### 5.1.13. Granito Puntas del Arroyo Gutiérrez

Este cuerpo de pequeño porte, con un área aproximada de 3,8 km<sup>2</sup>, se encuentra intruyendo al basamento paleoproterozoico del TNP. Su geometría es principalmente elongada en dirección N20°-N30°, aunque se encuentra segmentado en pequeños cuerpos menores. Este granito poco deformado, se encuentra generalmente alterado en tonos naranjas y rosados, aunque en sectores es posible encontrarlo menos alterado. Los afloramientos son pequeños, se encuentran principalmente espaciados y dispuestos en bochas aplanadas. La vegetación es poco espesa sobre este granito.

En muestra de mano presenta una textura fanerítica, inequigranular, holocristalina, de tamaño medio a grueso (ver Figura 22). Se encuentra compuesto principalmente por feldespato, cuarzo y biotita.

Los feldespatos (feldespato potásico + plagioclasa) son los minerales más abundantes, rondando el 60%, con morfología subautomorfa. El cuarzo se encuentra

xenomorfo, de pequeño tamaño (inferior a 2 mm), con una abundancia cercana a 30%; mientras que, los máficos representan el 15% aproximadamente y ocurren como aglomeraciones de biotita de tonos pardos verdosos con una leve orientación mineral.

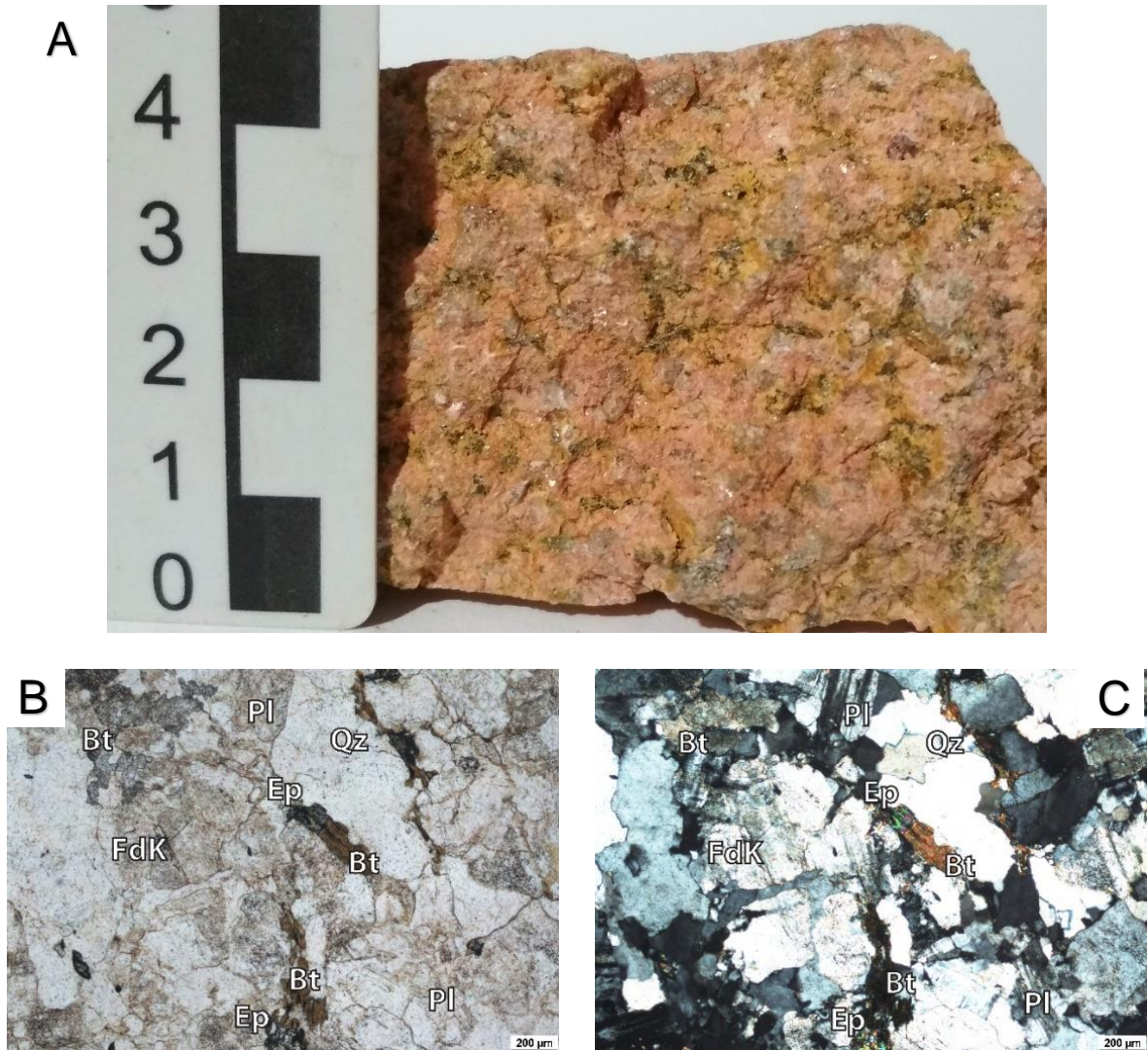


Figura 22. (A) Imagen de muestra de mano del granito Puntas del Arroyo Gutiérrez, se puede observar claros efectos de alteración sobre la muestra. Fotomicrografías del granito Puntas del Arroyo Gutiérrez. (B) Luz polarizada plana. (C) Polarizadores cruzados. Se puede observar cristales de biotita siendo parcialmente epidotizados.

La observación microscópica indica la presencia de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, minerales opacos y accesorios tales como esfeno, epidoto y circón.

El cuarzo se encuentra en una abundancia de 35%, xenomorfo, con dimensiones entre 0,1 mm y 1,0 mm. Presenta extinción ondulante, *bulging* y rotación de subgrano, como signos de deformación (Figura 22).

Los feldespatos potásicos rondan el 35%, varían sus dimensiones entre 0,1 mm y 1,5 mm. Son xenomorfos, con extinción ondulante y *bulging*, como signos de deformación. Se observa fenómenos de sericitización.

Las plagioclasas se encuentran en proporciones cercanas al 25%, ocurren con dimensiones entre 0,2 mm y 1,5 mm. Son subautomorfas, mostrando extinción ondulante, y en algunos casos es posible encontrar el maclado polisintético acuñado. También aparecen fenómenos de alteración secundaria (sericitización) de los cristales de plagioclasa, aunque poco abundante.

Biotita de diversos tamaños ( $\leq 1$  mm) son observadas en baja proporción (5%). Ocurre en cristales alargados subautomorfos y dispersos en la roca, de color marrón oscuro a claro, y asociada a epidoto y minerales opacos. Es común observar fenómenos de epidotización afectándola (ver Figura 22C).

Dentro de los minerales accesorios se observó esfeno automorfo como inclusión de hasta 0,1 mm en cristales de cuarzo y biotita. También hay epidoto secundario automorfo con tamaños entre 0,1 mm a 0,3 mm, asociada a biotita. El circón se encuentra automorfo disperso, en dimensiones inferiores a 0,1 mm.

Los opacos en la roca se encuentran en muy baja proporción (1% o 2%) y son subautomorfos con dimensiones inferiores a 0,2 mm.

#### 5.1.14. Granito Santa Clara de Olimar

Se trata de un cuerpo de pequeño porte, que abarca un área de 20 km<sup>2</sup> de geometría elongada según E-O a N80°, intruyendo en el basamento paleoproterozoico del TNP. Este granito presenta afloramientos de colores rosados a naranjas, dispuesto principalmente en losas de hasta 60cm de altura, con una densidad de afloramientos muy elevada. Generalmente se encuentra poco alterado, y se observa lentes de minerales máficos, además es posible encontrar recortes de diques graníticos. La vegetación sobre este cuerpo es poco espesa, habiendo una alta densidad de afloramiento.

Se caracteriza por presentar una textura isótropa, fanerítica, holocristalina, equigranular, de tamaño medio (ver Figura 23), compuesta principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Los cristales de cuarzo se presentan xenomorfos con una abundancia del 30%, mientras que los feldespatos potásicos y



plagioclasas en conjunto se observan subautomorfos con una abundancia cercana al 60%. La biotita se encuentra dispersa en abundancias que alcanzan el 10% y es común encontrarla asociada a opacos.

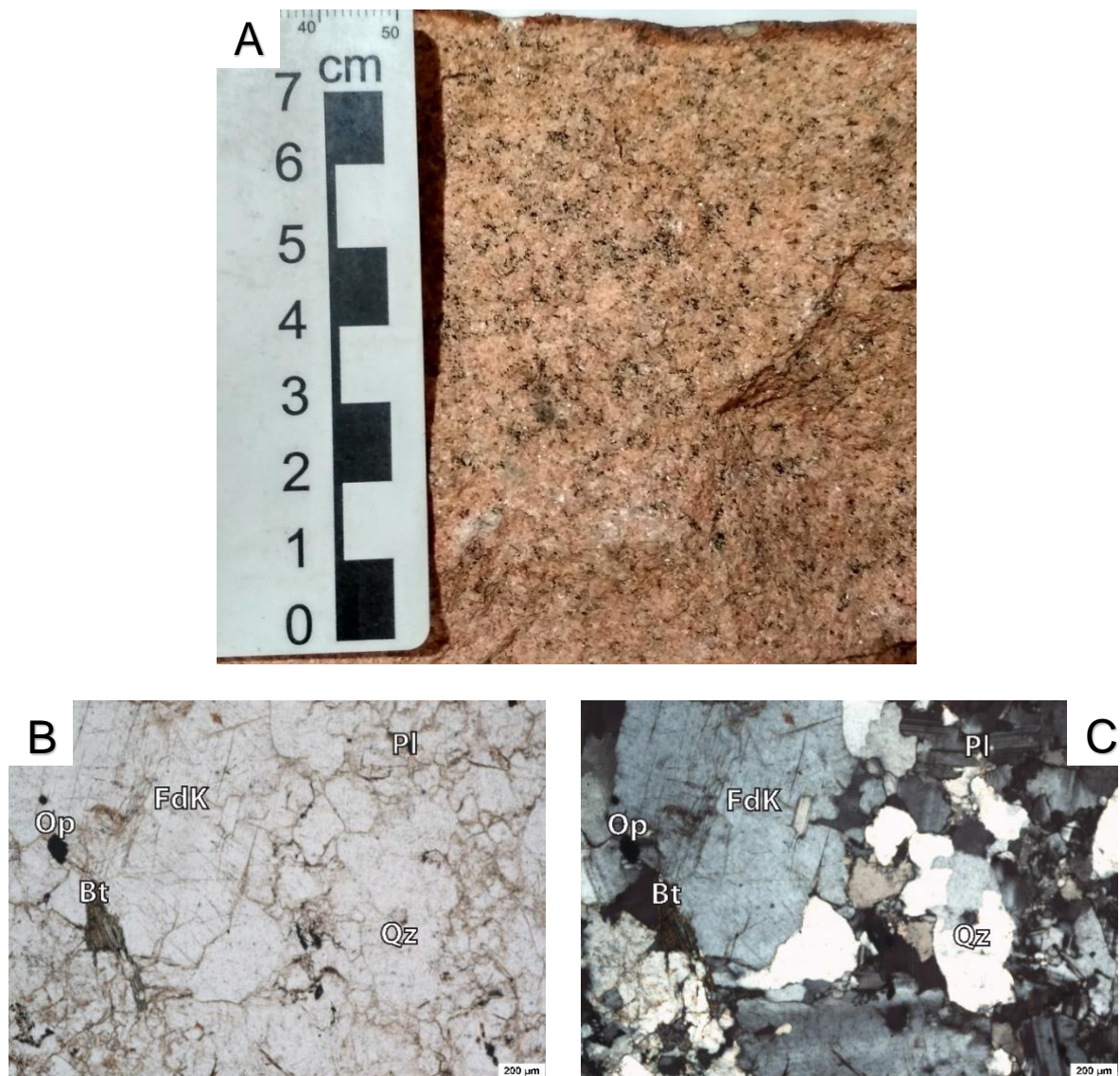


Figura 23. (A) Imagen de muestra de mano del granito Santa Clara de Olimar. Fotomicrografía: (B) Luz polarizada plana. (C) Polarizadores cruzados. Es posible observar la formación de subgranos en cristales de cuarzo.

La observación microscópica indica la presencia de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y minerales opacos.

El cuarzo representa el 35%, es xenomorfo y con dimensiones entre 0,05 mm y 0,2 mm. Muestra extinción ondulante, bordes suturados, *bulging* y rotación de subgrano. Es posible observar el desarrollo de juntas triples entre sus cristales.

Los feldespatos potásicos se encuentran en una abundancia cercana al 30-35%, varían sus dimensiones entre 0,2 mm y 1,0 mm. Se presentan xenomorfos, y muestran

extinción ondulante y *bulging*, mientras que algunos cristales se encuentran fracturados.

Las plagioclasas representan el 25%, ocurren con dimensiones inferiores a 1,0 mm. Son de xenomorfas a subautomorfas, y se observa extinción ondulante y *bulging* como evidencias de deformación.

La biotita se encuentra en bajas proporciones, cercanas al 5%, ocurre en tamaños inferiores a 0,5 mm, en cristales alargados y subautomorfos. Se encuentra dispersa en la muestra.

Los minerales opacos son escasos (5%) encontrándose cristales subautomorfos dispersos con dimensiones inferiores a 0,2 mm. Por otro lado, como mineral accesorio se observó epidoto secundario, xenomorfo y fracturado, disperso o asociado a biotita.

#### 5.1.15. *Granodiorita Cañada de los Toros*

Este cuerpo presenta una geometría levemente elongada en dirección N340°, de aproximadamente 20 km<sup>2</sup>, intrusivo en el basamento paleoproterozoico del TNP. Se encuentra generalmente poco alterado, con desarrollo de pradera, aunque ocurren abundantes afloramientos de tamaño pequeño, y con una disposición en crestas angulosas. Esta granodiorita presenta tonos grises y marrones, y en sectores se encuentra muy fracturada con dirección preferencial N45° subvertical. También, se observa recortada por diques graníticos de color rosado, poco potentes y sin dirección preferencial.

En muestra de mano presenta una textura isótropa, fanerítica, inequigranular porfirítica, holocristalina, de tamaño de grano medio (ver Figura 24). Se encuentra compuesto principalmente por feldespatos, cuarzo, biotita y anfíbol. Los feldespatos potásicos y las plagioclasas se encuentran en una abundancia del 50% conformando la matriz y como fenocristales. Estos fenocristales son prismáticos, de gran tamaño, automorfos, que alcanzan los 20 mm. El cuarzo se encuentra xenomorfo en proporciones inferiores a los feldespatos (15-20%). Los minerales máficos, anfíbol y biotita, representan el 30% aproximadamente y se encuentran dispersos en la muestra.

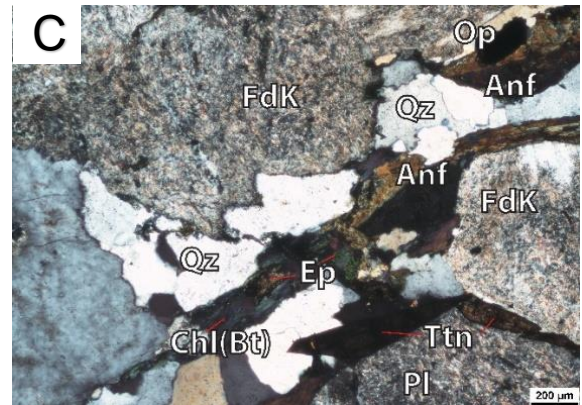
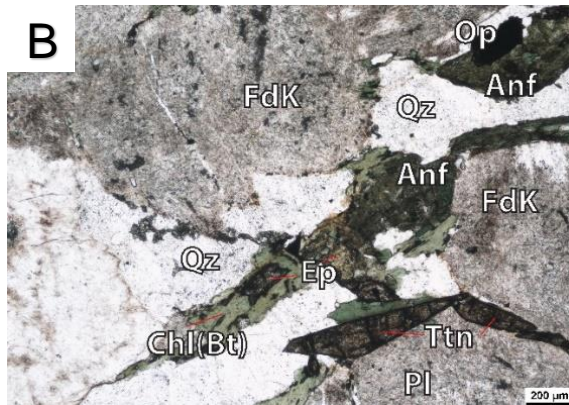


Figura 24. (A) Imagen de muestra de mano de la granodiorita Cañada de los Toros. Fotomicrografías: (B) Luz polarizada plana. (C) Polarizadores cruzados. Se puede observar cómo los cristales de biotita se encuentran alterados, tanto a clorita como a epidoto.

La observación microscópica indica la presencia de feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, biotita, anfíbol, minerales opacos y accesorios tales como esfeno, circón, epidoto y apatito.

Los feldespatos potásicos representan un 25% y varían sus dimensiones pudiendo alcanzar los 4,0 mm y no siendo inferiores a 0,5 mm, y son xenomorfos. Muestran extinción ondulante y *bulging*. Además, se observa sericitización, y la presencia de pertitas es frecuente.

Las plagioclasas se encuentran en abundancias cercanas al 25%, ocurren con dimensiones variables entre 0,5 mm y 3,0 mm. Son subautomorfas a xenomorfas, mostrando extinción ondulante y *bulging*. También aparecen fenómenos de alteración



secundaria (sericitización) más intensa sobre los cristales de plagioclasa que sobre los feldespatos potásicos.

El cuarzo ronda el 10-15%, ocurriendo xenomorfo y con dimensiones inferiores a 0,5 mm. Es común observar extinción ondulante, *bulging*, rotación de subgrano y en algunas zonas se presenta juntas triples.

La biotita alcanza el 15% de abundancia, es observada en cristales alargados subautomorfos de tamaño entre 0,2 mm y 0,5 mm y dispersos en la muestra. Aparece siempre asociada a anfíbol, y mostrando fenómenos de cloritización. Se encuentra generalmente con inclusiones de esfeno, circón, epidoto y opacos.

El anfíbol no supera el 15% de abundancia y ocurre subautomorfo a xenomorfo con dimensiones entre 0,5 mm y 1,0 mm. Está asociado a la biotita y muestra signos de epidotización y cloritización.

La clorita aparece siempre como producto de alteración, tanto de biotita como de anfíbol (Chl secundaria), de aspecto xenomorfo y en cristales inferiores a 0,2 mm.

Dentro de los minerales accesorios se observó esfeno automorfo con dimensiones de hasta 1,0 mm, epidoto secundario xenomorfo de dimensiones inferiores a 0,05 mm, asociado a biotita, apatito y opacos. El circón se encuentra automorfo, disperso, y en dimensiones cercanas a 0,1 mm. El apatito es muy poco abundante, se encuentra automorfo y en dimensiones que no superan 0,1 mm.

Los opacos ocurren en una abundancia cercana al 5%, ya sea dispersos en la roca en cristales subautomorfos a automorfos con tamaños inferiores a 0,5 mm, o conformando aglomerados y asociados con biotita y anfíbol.

Como ya fuera mencionado, a modo de síntesis se presenta en la Tabla 03 un sumario con los minerales presentes en los distintos cuerpos estudiados.

Tabla 03. Resumen de la mineralogía presente en cada cuerpo granítico.

	Mineralogía Mayoritaria							Accesorios			Secundarios	
	Fd-K	Qz	Pl	Bt	Ms	Anf	Op	Zr	Ap	Ttn	Ep	Chl
Granito Arévalo	X	X	X	X			X	X			X	X
Granito Arroyo de las Piedras	X	X	X	X	X		X	X	X		X	
Granito Arroyo Los Molles	X	X	X	X			X	X	X	X	X	
Granito Arroyo Tapes Chico	X	X	X	X		X	X	X	X	X	X	
Granito Cañada del Cementerio	X	X	X	X			X	X	X		X	
Granito Cerrezuelo	X	X	X	X			X	X			X	
Granito Cerro Chato	X	X	X	X	X		X	X			X	
Granito Cerro de las Cuentas	X	X	X	X			X	X	X		X	
Granito José Pedro Varela	X	X	X	X	X		X		X		X	
Granito María Albina	X	X	X	X	X		X	X	X			
Granito Olimar Grande	X	X	X	X		X	X	X	X		X	
Granito Pueblo Sauce	X	X	X	X			X				X	
Granito Puntas del Arroyo Gutiérrez	X	X	X	X			X	X		X	X	
Granito Santa Clara de Olimar	X	X	X	X			X				X	
Granodiorita Cañada de los Toros	X	X	X	X		X	X	X	X	X	X	X

## 5.2. Litoquímica e Isotopía de los Cuerpos Estudiados

El estudio litoquímico abarcó un total de 27 análisis químicos de roca total de los cuerpos descritos en el capítulo anterior. Como ya fuera mencionado en el capítulo 3 Metodología, estos análisis involucraron la determinación de los elementos mayores, menores, y trazas. La finalidad principal de realizar esta caracterización química de los distintos cuerpos a escala de reconocimiento regional es la de inferir el ambiente geotectónico de formación y posibles fuentes implicadas en la génesis de estos cuerpos. Asimismo, cabe resaltar que no se cuenta con un acervo anterior de datos químicos para los cuerpos en el área de trabajo.

En la tabla 04 se indica la relación de muestras para cada cuerpo granítico estudiado. A su vez, en el Anexo 2 se adjuntan los resultados analíticos de todas las muestras y en la Anexo 4 se encuentran las coordenadas de cada punto analizado.

Tabla 04. Código de muestra y cuerpo granítico al cual pertenece.

Código		Cuerpo
MSF-03	C°Cha01	Granito Cerro Chato
MSF-04	C°Cha02	Granito Cerro Chato
MSF-05	C°Cha03	Granito Cerro Chato
MSF-06	C°Cha04	Granito Cerro Chato
MSF-07	A°IsPi01	Granito Arroyo de las Piedras
MSF-08	A°IsPi02	Granito Arroyo de las Piedras
MSF-09	CadCem01	Granito Cañada del Cementerio
MSF-10	CadCem02	Granito Cañada del Cementerio
MSF-11	Arev01	Granito Arévalo
MSF-12	StaCla01	Granito Santa Clara de Olimar
MSF-13	StaCla02	Granito Santa Clara de Olimar
MSF-14	CadTo01	Granodiorita Cañada de los Toros
MSF-15	CadTo02	Granodiorita Cañada de los Toros
MSF-16	Czuelo01	Granito Cerrezuelo
MSF-17	Czuelo02	Granito Cerrezuelo
MSF-19	C°Cue01	Granito Cerro de las Cuentas
MSF-24	OIGr01	Granito Olimar Grande
MSF-25	A°IsMo01	Granito Arroyo Los Molles
MSF-26	A°IsMo02	Granito Arroyo Los Molles
MSF-27	A°IsMo03	Granito Arroyo Los Molles
MSF-28	JPV01	Granito José Pedro Varela
MSF-29	MaAlb01	Granito María Albina
MSF-30	MaAlb02	Granito María Albina
MSF-31	A°Gut01	Granito Puntas del Arroyo Gutiérrez
MSF-32	A°Gut02	Granito Puntas del Arroyo Gutiérrez
MSF-33	A°TapCh01	Granito Arroyo Tapes Chico
MSF-34	A°TapCh02	Granito Arroyo Tapes Chico

### 5.2.1. Elementos Mayores y Menores

Todas las muestras analizadas recorren un espectro amplio de contenido en sílice, desde 56,59% a 75,63% en peso. En la Figura 25 se muestran una serie de gráficos comparativos de los resultados de los elementos mayores. Siguiendo la propuesta presentada por Attewell y Farmer (1976) en base a este parámetro la mayoría de los cuerpos son clasificados como rocas ácidas. Las únicas excepciones son la granodiorita Cañada de los Toros, conteniendo entre 56,59% y 61,77% de SiO<sub>2</sub>, y el granito Arroyo Tapes Chico, con un contenido de SiO<sub>2</sub> de 59,50% a 66,63%,



considerándolos de acidez intermedia (Attewell y Farmer, 1976). Como se mencionó en el capítulo anterior, salvo algunas excepciones, se observa escasa meteorización de los cuerpos. Esto concuerda con el LOI obtenido para la mayoría de las muestras, en un rango general de entre 0,0% y 0,8%. Sin embargo, la granodiorita Cañada de los Toros, y el granito Arroyo Tapes Chico presentan valores de LOI de 1,6-1,9 % y 0,7-2,7% respectivamente. Debido a estos valores, se optó como criterio de trabajo, realizar el tratamiento de los datos en base anhidra.

Los cuerpos muestran valores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  entre 12,08% y 16,28%,  $\text{FeO}_t$  entre 1,70%-7,70%,  $\text{MgO}$  entre 0,06%-2,81% y  $\text{CaO}$  entre 0,46% y 5,40% (Figura 25A). Dentro de los granitos, Cerrezuelo muestra los valores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  más bajos (12,08%-12,61%) y los de  $\text{SiO}_2$  son los más elevados (75,48%-75,63%). Mientras que el granito Cañada del Cementerio muestra valores para  $\text{CaO}$  bastante elevados de 1,73%-1,75% en comparación con los restantes ( $\text{CaO} < 1,25\%$ ).

El  $\text{Na}_2\text{O}$  en general muestra valores en el rango de 2,79% a 5,87% (Figura 25A). Los granitos Santa Clara de Olimar, Puntas del Arroyo Gutiérrez y Olimar Grande son los que muestran los contenidos más altos en  $\text{Na}_2\text{O}$  (4,68% a 5,87%). En cuanto al  $\text{K}_2\text{O}$ , todos los cuerpos se encuentran por debajo de 7,41% y por encima de 2,94%. El granito Arroyo Los Molles presenta el contenido en  $\text{K}_2\text{O}$  más elevado de todos (6,04%-7,41%).

Los dos granitoides de acidez intermedia, Arroyo Tapes Chico y Cañada de los Toros, muestran diferencias composicionales con el resto de los cuerpos analizados (Figura 25A, B, C). Por un lado, el granito Arroyo Tapes Chico muestra valores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  entre 13,72%-16,28%, de  $\text{FeO}_t$  entre 3,91%-6,15%, de  $\text{MgO}$  entre 1,79%-2,20%, de  $\text{CaO}$  entre 0,86%-2,40%, de  $\text{Na}_2\text{O}$  entre 3,43%-3,87% y de  $\text{K}_2\text{O}$  entre 5,33%-5,44%. Por otro lado, la granodiorita Cañada de los Toros muestra valores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  entre 15,70%-16,80%, de  $\text{FeO}_t$  entre 5,90%-7,70%, de  $\text{MgO}$  entre 2,30%-2,90%, de  $\text{CaO}$  entre 4,00%-5,40%, de  $\text{Na}_2\text{O}$  entre 3,28%-3,35% y de  $\text{K}_2\text{O}$  por debajo de 3,75%.

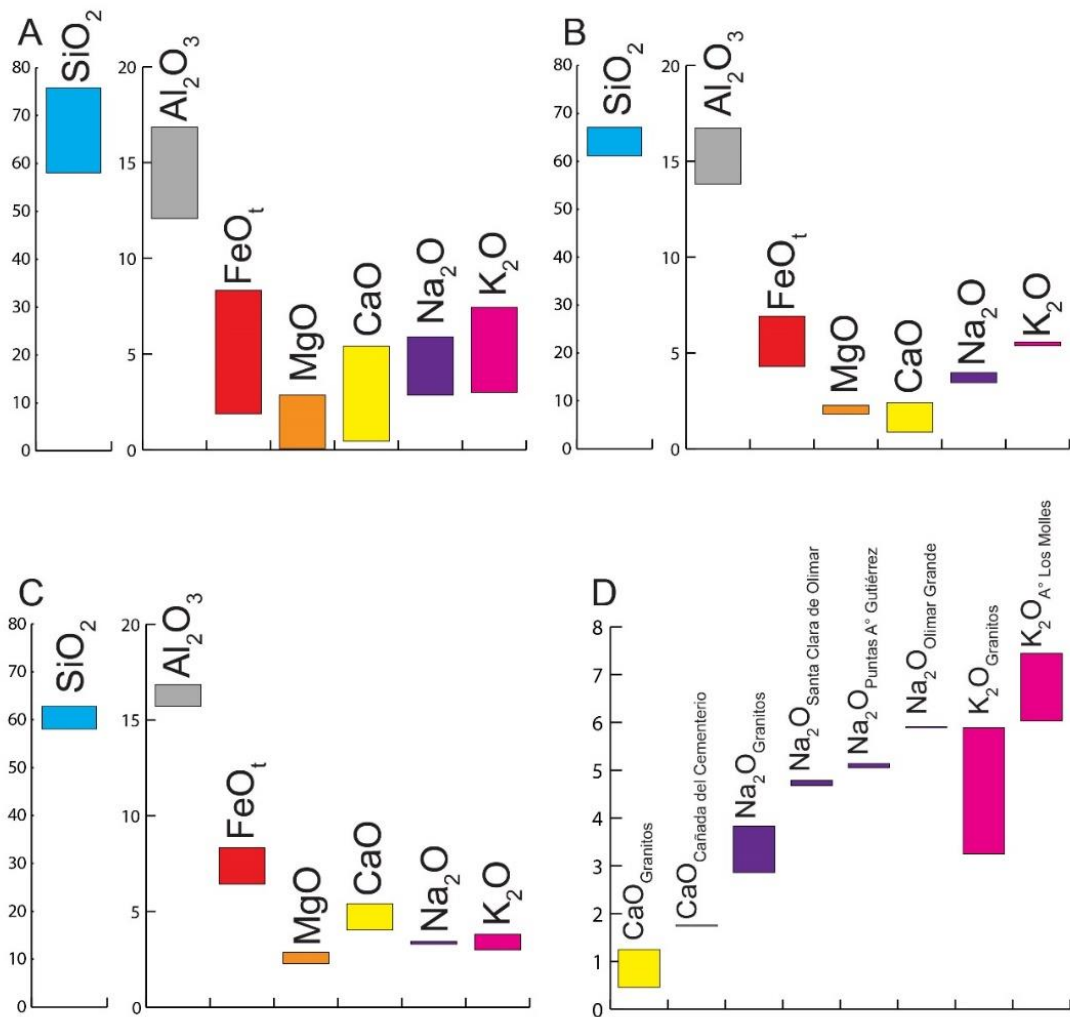


Figura 25. Gráficos comparativos de óxidos  $\text{FeO}_t$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$ . (A) Todos los cuerpos estudiados. (B) Arroyo Tapes Chico. (C) Cañada de los Toros. (D) Contenido de  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  dentro de la totalidad del grupo de granitos, se indican cuerpos que poseen tenores notoriamente más altos de estos óxidos respecto al grupo (sin incluirlos a ellos).

A partir de los diagramas de Harker (Figura 26) se puede observar para todo el conjunto de muestras, una correlación negativa entre  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}_t$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  y  $\text{TiO}_2$  respecto al aumento del  $\text{SiO}_2$ . El  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  no muestra correlación. El  $\text{P}_2\text{O}_5$  parece indicar también una tendencia a decrecer con el aumento en contenido de  $\text{SiO}_2$ , pero son tan bajos los contenidos que poseen los cuerpos más ácidos que se encuentran acotados por el límite de detección inferior del equipo.

Las evidencias petrológicas son apoyadas por los resultados químicos, indicando que se trata de granitos, mayoritariamente sienogranitos, y subordinadamente monzogranitos (Cañada del Cementerio y María Albina). Los cuerpos Arroyo Los Molles y Arroyo Tapes Chico se clasifican como granitos alcali-feldespáticos, y Cañada de los Toros es clasificado como granodiorita/cuarzo-monzodiorita (Figura

27A, B). El cálculo normativo CIPW (Hutchison, 1974, 1975) indica que se trata de cuerpos corindón normativos, y con muy bajos contenidos de apatito normativo.

Los cuerpos pertenecen a la serie subalcalina (Figura 28A), y dentro de esta son calcoalcalinos de alto-potasio a shoshoníticos (Figura 28B, C).

De acuerdo a la clasificación de Frost et al. (2001), la mayoría de los cuerpos son clasificados como granitos ferroan (aunque en un sector donde se superponen las series ferroan y magnesianas), y abarcan las series alcalina, álcali-cálcica, y calcoalcalina definidas por Peacock (1931). El granito álcali-feldespático Arroyo Los Molles se clasifica dentro de la serie alcalina, mientras que los sienogranitos Olimar Grande y Cerro de las Cuentas se encuentran en el límite entre las series alcalina y álcali-cálcica. La mayoría de los cuerpos (Arévalo, Arroyo Las Piedras, Cerro Chato, José Pedro Varela, Puntas del Arroyo Gutiérrez, Santa Clara de Olimar) pertenecen a la serie álcali-cálcica. Los granitos Cañada del Cementerio y María Albina comparten las series álcali-cálcica y calcoalcalina y el sienogranito Cerrezuelo muestra una tendencia calcoalcalina. El granito álcali-feldespático Arroyo Tapes Chico es clasificado como granito magnesiano álcali-cálcico a alcalino y la granodiorita Cañada de los Toros es clasificado como granito magnesiano álcali-cálcico a calcoalcalino (Figura 29A, B).

Todos los granitos poseen afinidad peraluminosa (de leve a moderada), a excepción de Cañada de los Toros y de una muestra de Arroyo Tapes Chico que son clasificados como metaluminosos (Figura 29C). El índice de saturación de alúmina (ISA) varía entre 1,03 y 1,14 para los cuerpos ácidos y entre 0,92 y 0,98 para los cuerpos de acidez intermedia.

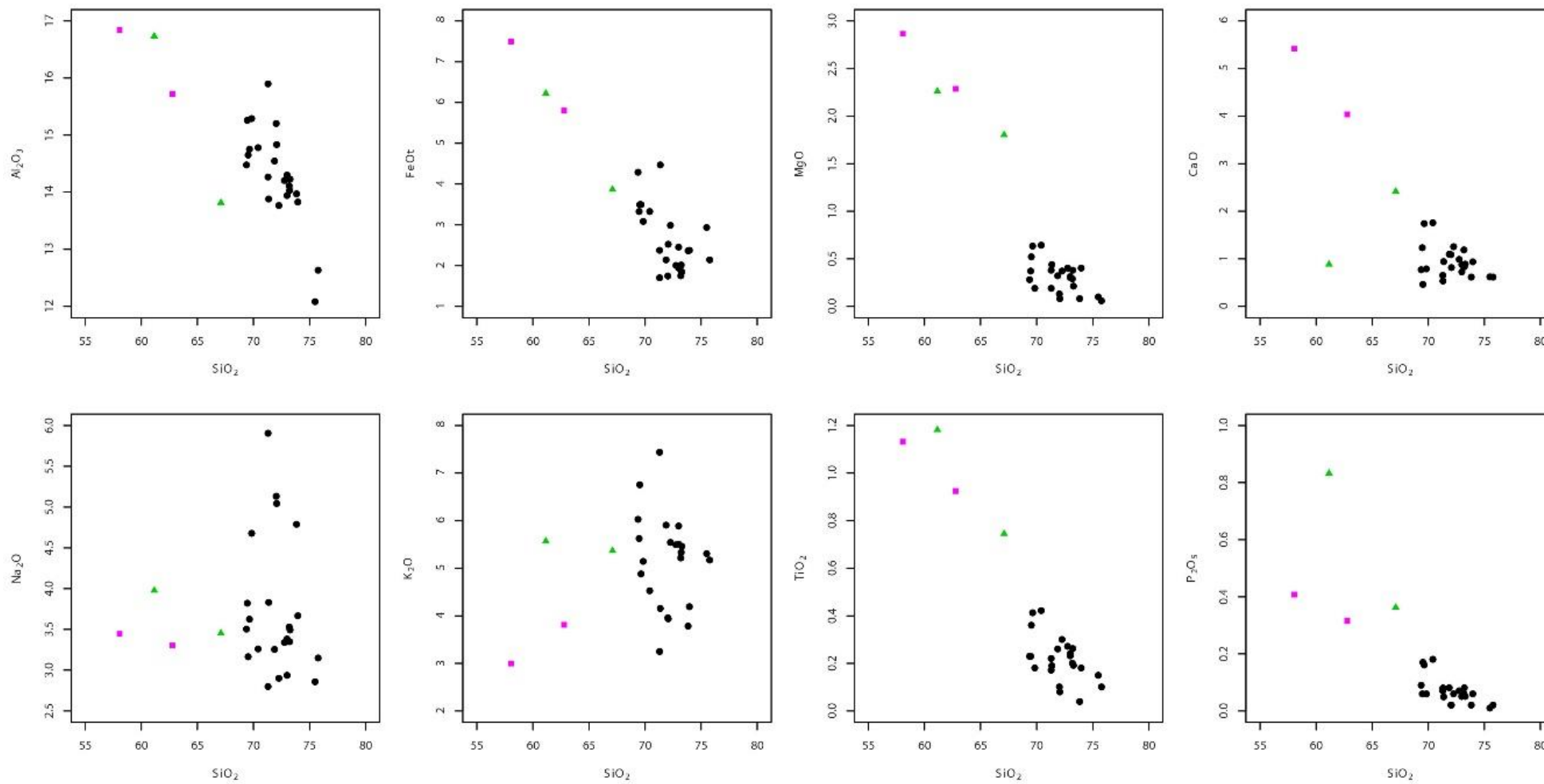


Figura 26. Diagramas Harker de SiO<sub>2</sub> vs elementos mayores. ● Granitoides, ▲ Arroyo Tapes Chico, ■ Cañada de los Toros.

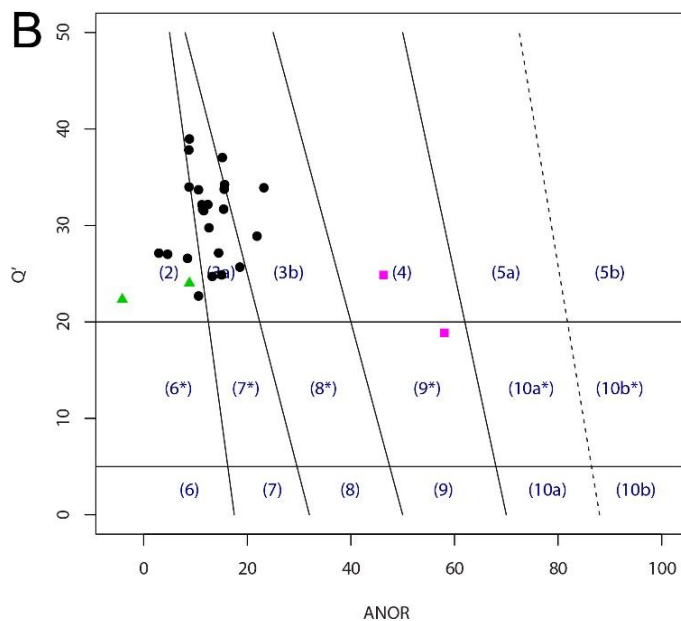
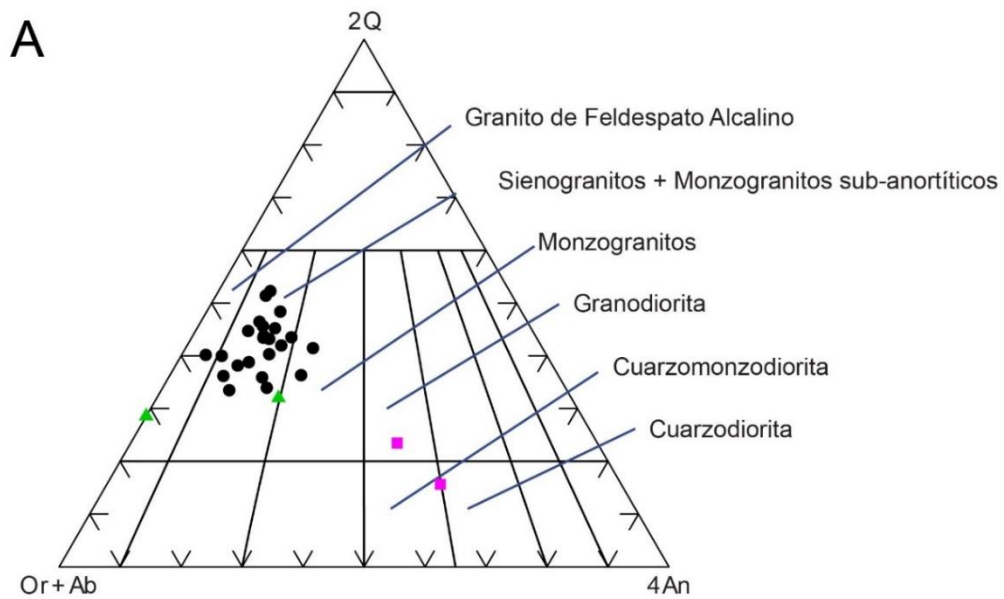


Figura 27. ● Granitoides, ▲ Arroyo Tapes Chico, ■ Cañada de los Toros. (A) Diagrama 2Q – Or+Ab – 4An (Enrique, 2018). (B) Diagrama Q-ANOR (Streckeisen y Le Maitre, 1979). (2) Granito álcalfeldespático. (3a) Sienogranito. (3b) Monzogranito. (4) Granodiorita. (5) Tonalita. (6\*) Cuarzo-sienita álcalfeldespática. (7\*) Cuarzo sienita. (8\*) Cuarzo monzonita. (9\*) Cuarzo monzodiorita/cuarzo monzogabro. (10\*) Cuarzo diorita/cuarzo gabbro. (6) Sienita álcalfeldespática. (7) Sienita. (8) Monzonita. (9) Monzodiorita/monzogabro. (10) Diorita/gabro.

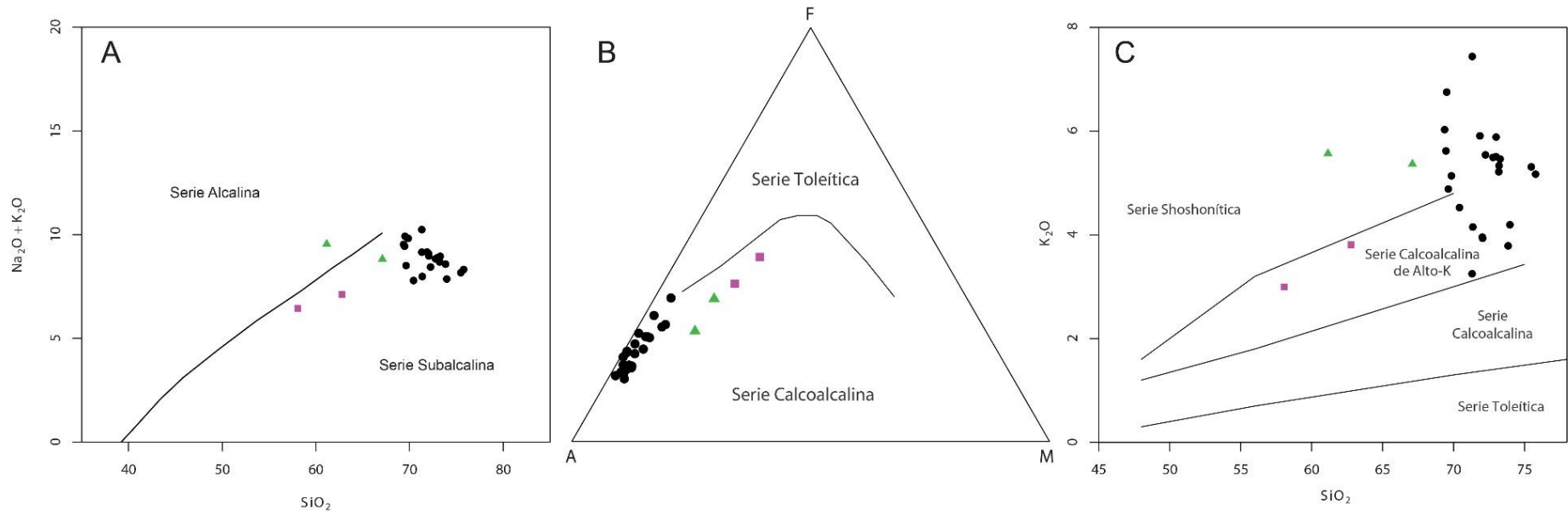


Figura 28. (A) Diagrama  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  de (Irvine y Baragar, 1971) (B) Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971). (C) Diagrama  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{K}_2\text{O}$  de (Peccerillo y Taylor, 1976). ● Granitoides, ▲ Arroyo Tapes Chico, ■ Cañada de los Toros.



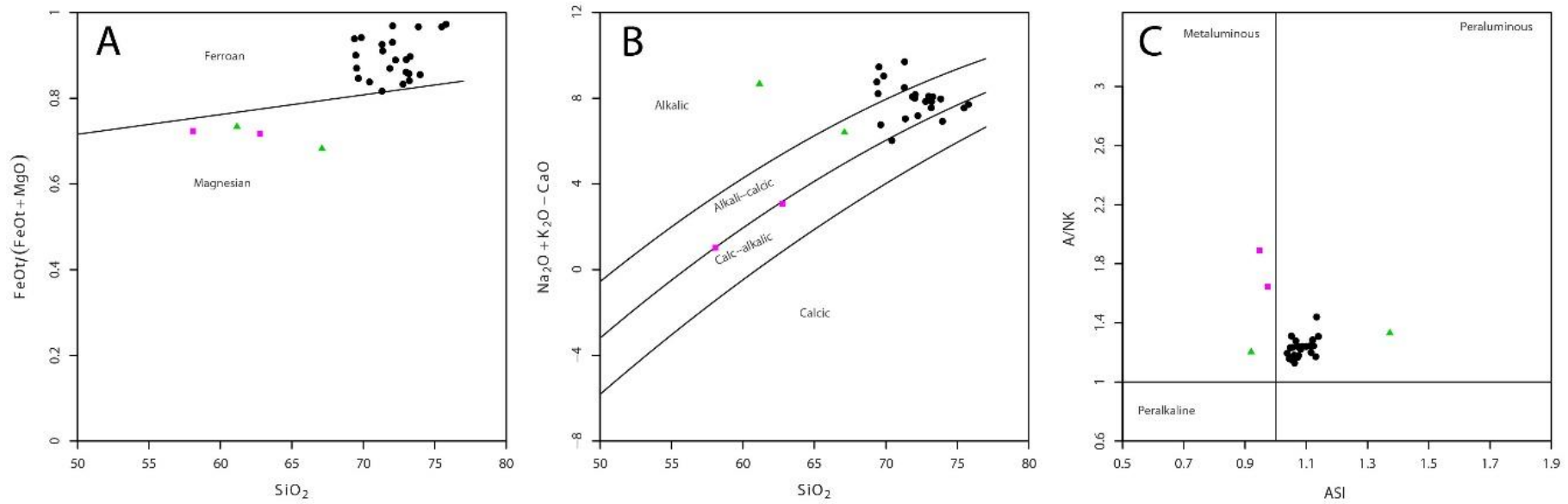


Figura 29. (A)  $\text{FeO}_t / (\text{FeO}_t + \text{MgO})$  vs  $\text{SiO}_2$ . (B)  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$  vs  $\text{SiO}_2$ . (C) ASI vs A/NK de (Shand, 1943), modificado por (Frost et al., 2001). ● Granitoides, ▲ Arroyo Tapes Chico, ■ Cañada de los Toros.

### 5.2.2. Elementos Traza

El contenido de los elementos tierras raras (TTRR) dentro de los cuerpos varía entre 27ppm y 426ppm, particularmente los granitos que muestran los contenidos notoriamente más bajos son Puntas del Arroyo Gutiérrez (38-58 ppm) y Santa Clara de Olimar (27-75ppm). El promedio ronda las 202 ppm (Tabla 05).

En cuanto a las anomalías de Eu se pueden observar tres casos:

- Para los granitos, Arévalo, Cerrezuelo, Cerro Chato, José Pedro Varela y María Albina se observa una marcada anomalía negativa de Eu, con valores inferiores a 0,60.
- Para los granitoides Arroyo de las Piedras, Cañada del Cementerio y Cañada de los Toros una anomalía negativa leve con un valor de entre 0,60 y 0,85.
- Para los granitos Arroyo Los Molles, Arroyo Tapes Chico, Cerro de las Cuentas, Olimar Grande, Puntas del Arroyo Gutiérrez y Santa Clara de Olimar, no se observa una anomalía de Eu marcada ya que sus valores se encuentran entre 0,85 y 1,08.

Tabla 05. Caracterización de las muestras en base a las Tierras Raras. Normalizado a condrita (Boynton, 1984).

Muestra	LaN/LuN	LaN/SmN	GdN/LuN	Eu/Eu*	Sum TTRR
<i>Arev01</i>	16,21	5,68	1,66	0,53	218,20
<i>A°Gut01</i>	31,56	3,82	4,61	1,04	38,02
<i>A°Gut02</i>	37,46	4,57	4,61	1,02	58,14
<i>A°IsMo01</i>	153,17	6,73	9,19	0,87	277,80
<i>A°IsMo02</i>	45,78	3,88	5,82	1,07	95,12
<i>A°IsMo03</i>	55,89	6,74	3,84	0,91	171,30
<i>A°IsPi01</i>	90,64	11,51	3,83	0,77	323,20
<i>A°IsPi02</i>	17,77	7,43	1,59	0,51	280,90
<i>A°TapCh01</i>	13,95	4,40	1,74	0,96	309,80
<i>A°TapCh02</i>	57,52	6,51	4,58	0,90	401,20
<i>CªdCem01</i>	14,32	3,43	2,96	0,83	68,91
<i>CªdCem02</i>	43,20	5,00	4,44	0,60	231,70
<i>CªdITo01</i>	18,37	4,19	2,61	0,85	290,50
<i>CªdITo02</i>	21,84	5,08	2,65	0,77	268,30
<i>Czuelo01</i>	27,53	6,79	2,37	0,23	298,30
<i>Czuelo02</i>	26,03	5,50	2,63	0,31	163,30
<i>C°Cha01</i>	36,26	8,16	2,24	0,55	245,00
<i>C°Cha02</i>	8,13	3,22	1,90	0,55	165,00

<b>Muestra</b>	<b>LaN/LuN</b>	<b>LaN/SmN</b>	<b>GdN/LuN</b>	<b>Eu/Eu*</b>	<b>Sum TTRR</b>
<i>C°Cha03</i>	31,58	8,16	2,23	0,54	213,10
<i>C°Cha04</i>	32,76	7,63	2,30	0,54	312,50
<i>C°Cue01</i>	113,94	9,34	4,70	0,93	151,50
<i>JPV01</i>	34,86	9,58	2,04	0,42	426,20
<i>MªAlb01</i>	17,39	5,41	1,83	0,57	129,80
<i>MªAlb02</i>	9,49	4,93	1,46	0,59	105,60
<i>OIGr01</i>	31,81	4,86	3,36	0,95	95,84
<i>StaCla01</i>	14,74	2,91	3,32	1,05	75,58
<i>StaCla02</i>	3,80	3,05	1,09	1,08	26,73

Los elementos trazas Ba, Rb y Sr muestran diferencias notorias entre los cuerpos estudiados, siendo reflejadas en los diagramas de variación tipo Harker (Figura 30). En base el contenido en Ba se puede establecer tres grupos bien definidos:

- (a) Un grupo compuesto por la mayoría de los plutones muestreados, con un contenido elevado de Ba por encima de 630 ppm y alcanzando hasta las 2900 ppm
- (b) Un segundo grupo de contenido intermedio entre 450 y 500 ppm integrado por los granitos Arévalo y María Albina.
- (c) Un tercer grupo con contenido bajo de Ba, inferior a 150 ppm integrado únicamente por el granito Cerrezuelo.

El Rb muestra valores variables, aunque es posible separar dos grupos: (a) Un grupo con valores por encima de 130 ppm, pudiendo alcanzar los 260 ppm, comprendiendo a los cuerpos Arévalo, Arroyo de las Piedras, Arroyo Los Molles, Cañada del Cementerio, Cerrezuelo, Cerro Chato, Cerro de las Cuentas, José Pedro Varela y María Albina, y (b) un segundo grupo compuesto por los granitoides Arroyo Tapes Chico, Cañada de los Toros, Olimar Grande, Puntas del Arroyo Gutiérrez y Santa Clara de Olimar, con valores de Rb entre 40 ppm y 105 ppm.

El contenido de Sr también permite distinguir dos grupos: (a) Por un lado, un grupo cuyo contenido de Sr es alto, superando siempre las 320 ppm y pudiendo alcanzar los 1229 ppm (Arroyo Los Molles, Arroyo Tapes Chico, Cañada de los Toros, Cerro de las Cuentas, Olimar Grande, Puntas del Arroyo Gutiérrez, Santa Clara de Olimar); (b) los demás cuerpos (Arévalo, Arroyo de las Piedras, Cerrezuelo, Cerro Chato, José Pedro Varela y María Albina) muestran valores bajos de Sr, inferiores a 280 ppm.

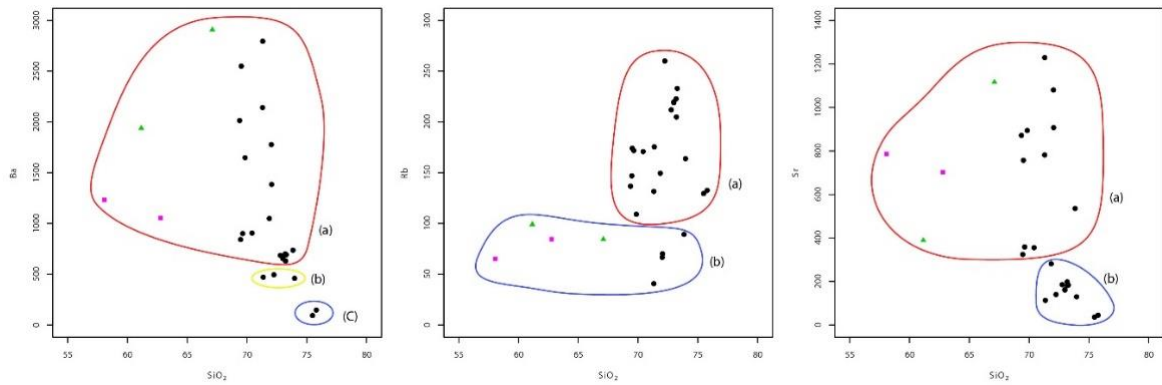


Figura 30. Diagramas Harker de Ba, Rb y Sr (ppm) versus SiO<sub>2</sub> (% en peso) para los cuerpos muestreados. Marcados los campos descritos en el párrafo anterior.  
 ● Granitoides, ▲ Arroyo Tapes Chico, ■ Cañada de los Toros.

En la Figura 31 se observa el diagrama Rb-Sr-Ba de Tarney y Jones (1994), en este diagrama los granitoides Arroyo Los Molles, Arroyo Tapes Chico, Cañada de los Toros, Cerro de las Cuentas, Puntas del Arroyo Gutiérrez, Olimar Grande y Santa Clara de Olimar, son clasificados como granitos de *alto Ba-Sr*, mientras que los granitoides Arévalo, Arroyo de las Piedras, Cerrezuelo, Cerro Chato, José Pedro Varela y María Albina son clasificados como granitos de *Bajo Ba-Sr*. No es posible clasificar en este diagrama al granito Cañada del Cementerio como de alto o bajo Ba-Sr, ya que no se logra una clara discriminación entre ambos campos.

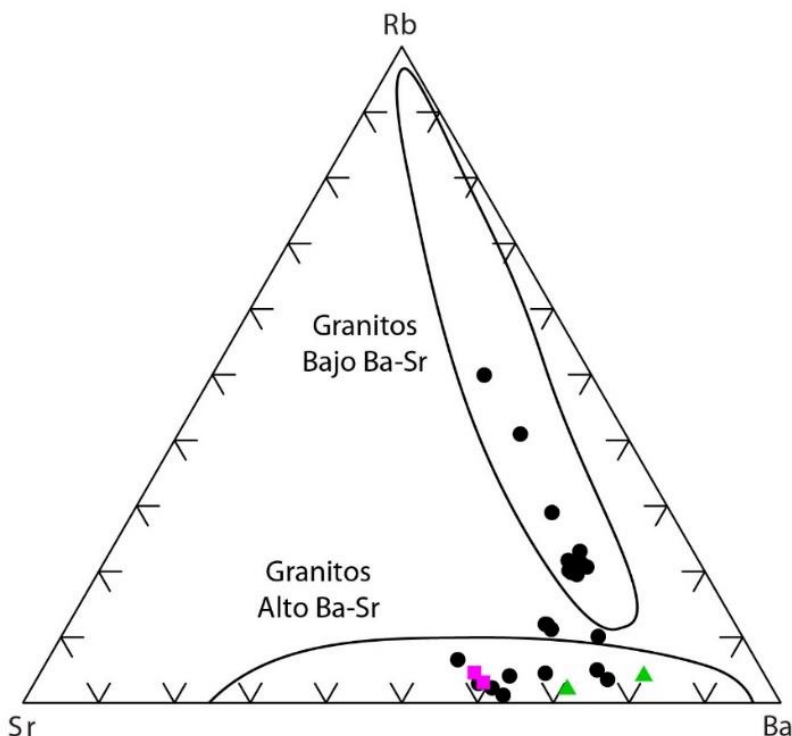


Figura 31. Diagrama ternario Rb-Sr-Ba de (Tarney y Jones, 1994).

● Granitoides, ▲ Arroyo Tapes Chico, ■ Cañada de los Toros.

Los diagramas tipo spider para tierras raras multielemento y granitos de dorsal oceánica (ORG) permiten observar tendencias similares en todos los cuerpos.

En el diagrama comparado con condrita (Figura 32A, B, C) todas las muestras exhiben un fraccionamiento elevado de las TTRR livianas frente a las pesadas. A su vez se observa claramente anomalías negativas de Eu en los granitos Arévalo, Arroyo de las Piedras, Cañada del Cementerio, Cerrezuelo, Cerro Chato, José Pedro Varela y María Albina (Figura 32A), leve anomalía negativa para Cañada de los Toros (Figura 32C) y la falta de anomalía para los cuerpos Arroyo los Molles, Arroyo Tapes Chico, Cerro de las Cuentas, Olimar Grande, Puntas del Arroyo Gutiérrez y Santa Clara de Olimar (Figura 32B).

El diagrama multielemento normalizado a NMORB muestra un perfil de fraccionamiento muy pronunciado de los elementos más livianos sobre los pesados (Figura 33A, B, C). Es destacable que las muestras poseen anomalías negativas para los elementos Nb, Ta, P y Ti, siendo esta una característica típica de rocas asociadas a márgenes continentales (Brown, 1982; Brown et al., 1984). Es también posible observar una clara anomalía positiva en todos los cuerpos tanto para K como para Pb.

En el diagrama tipo *spider* normalizado a ORG (Pearce et al., 1984) se observa un fraccionamiento importante de los elementos más livianos, aunque destaca la anomalía negativa de Ba en los granitos Arévalo, Arroyo de las Piedras, Cañada del Cementerio, Cerrezuelo, Cerro Chato, Cerro de las Cuentas, José Pedro Varela y María Albina (Figura 34A). Los elementos pesados muestran un empobrecimiento muy importante y similar entre todos los cuerpos respecto al ORG.



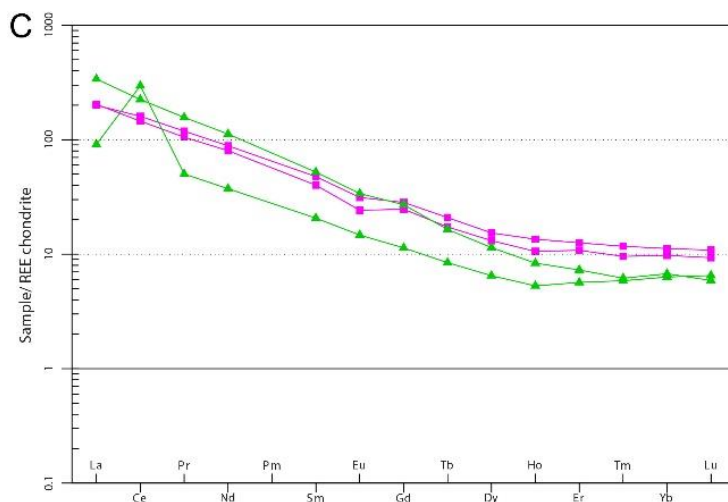
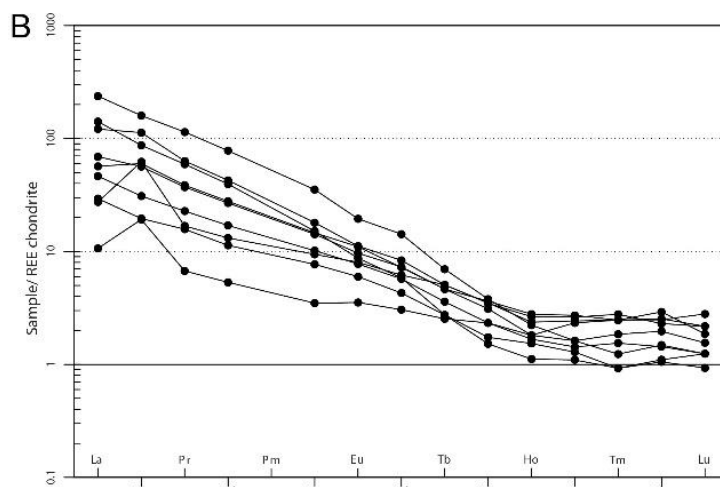
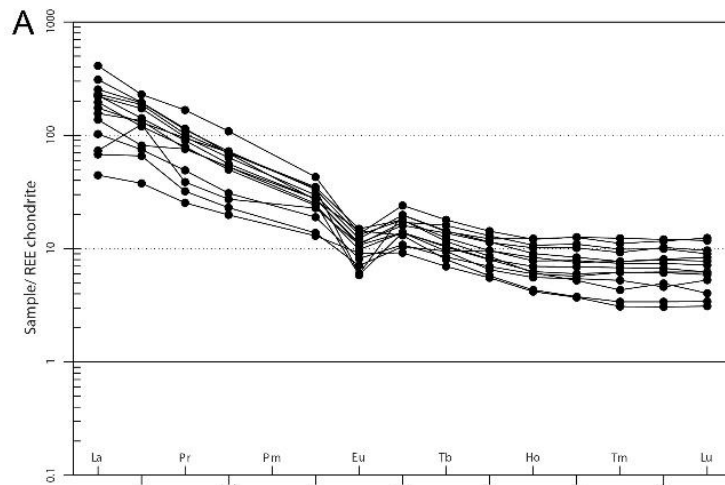


Figura 32. Diagrama tipo spider normalizado a condrita (Boynton, 1984).

(A) Arévalo, Arroyo de las Piedras, Cañada del Cementerio, Cerrezuelo, Cerro Chato, José Pedro Varela, María Albina.

(B) Arroyo Los Molles, Cerro de las Cuentas Olimar Grande, Puntas del Arroyo Gutiérrez, Santa Clara de Olimar.

(C) Rocas de acidez intermedia - Arroyo Tapes Chico y Cañada de los Toros.

● Granitoides, ▲ Arroyo Tapes Chico, ■ Cañada de los Toros.

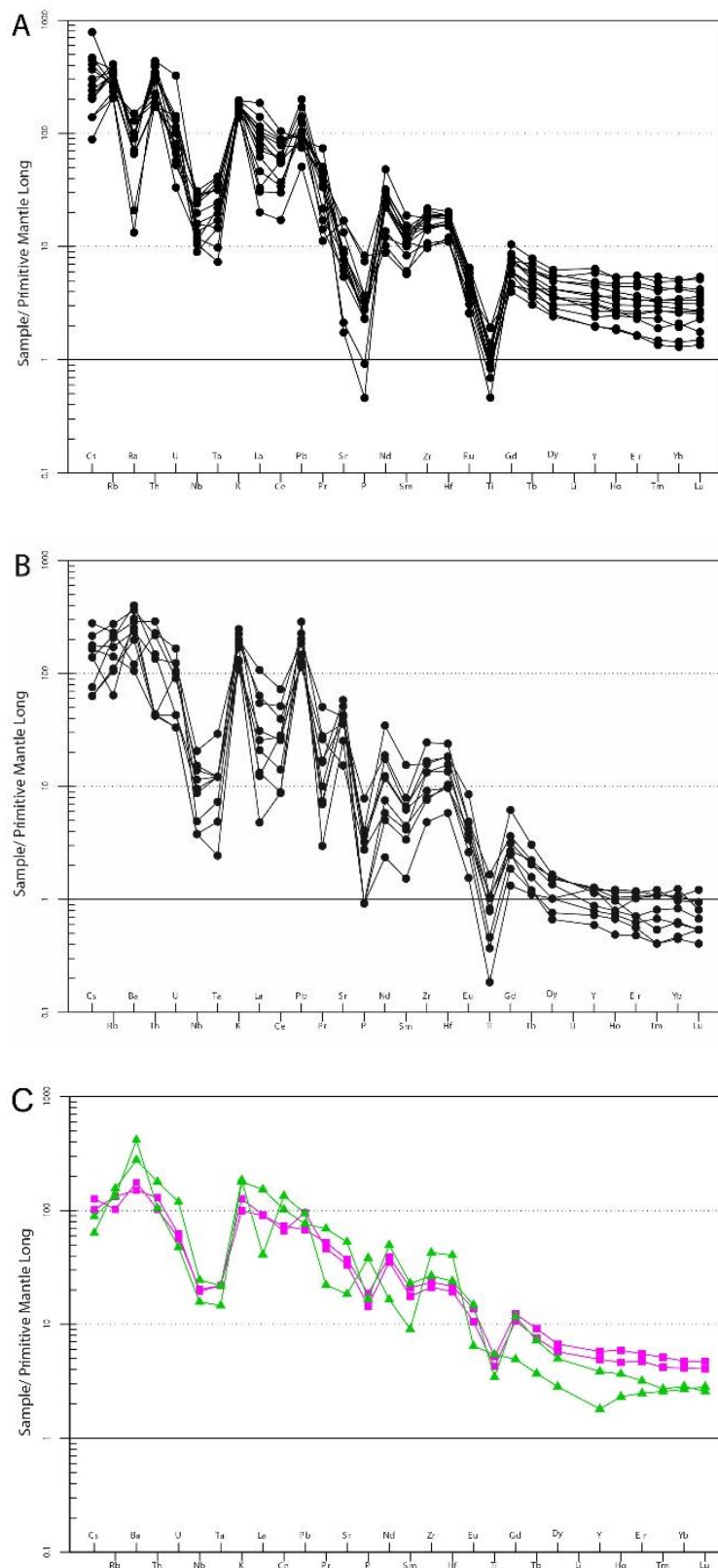


Figura 33. Diagrama tipo spider multielemento normalizado NMORB extendido (Sun y McDonough, 1989).

(A) Arévalo, Arroyo de las Piedras, Cañada del Cementerio, Cerrezuelo, Cerro Chato, José Pedro Varela, María Albina.

(B) Arroyo Los Molles, Cerro de las Cuentas Olimar Grande, Puntas del Arroyo Gutiérrez, Santa Clara de Olimar.

(C) Rocas de acidez intermedia - Arroyo Tapes Chico y Cañada de los Toros.

- Granitoides, ▲ Arroyo Tapes Chico, ■ Cañada de los Toros.

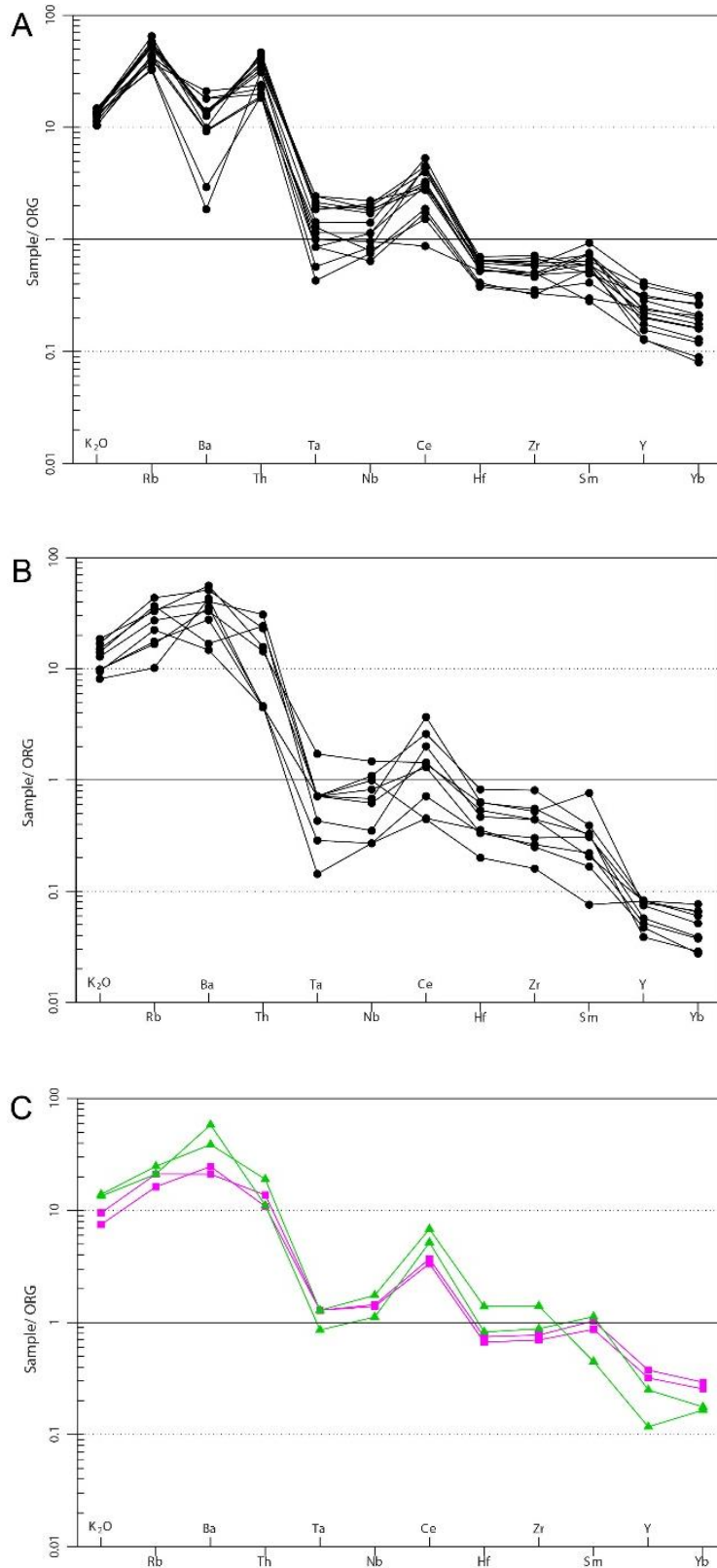


Figura 34. Diagrama tipo spider normalizado ORG (Pearce et al., 1984).

(A) Arévalo, Arroyo de las Piedras, Cañada del Cementerio, Cerrezuelo, Cerro Chato, José Pedro Varela, María Albina.

(B) Arroyo Los Molles, Cerro de las Cuentas Olimar Grande, Puntas del Arroyo Gutiérrez, Santa Clara de Olimar.

(C) Rocas de acidez intermedia - Arroyo Tapes Chico y Cañada de los Toros.

● Granitoides, ▲ Arroyo Tapes Chico, ■ Cañada de los Toros.

### 5.2.3. Discriminación Tectónica

Para analizar el ambiente de emplazamiento de estos cuerpos graníticos, se utilizaron dos diagramas específicos. El diagrama R1-R2 de Batchelor y Bowden (1985) que utiliza elementos mayores en forma catiónica para generar una discriminación tectónica, y el diagrama de discriminación de Pearce et al. (1984), modificado posteriormente por Pearce (1995), que utiliza elementos traza para el mismo fin.

En el diagrama R1-R2 (Figura 35) se puede observar como la mayoría de los cuerpos son graficados dentro del campo Tardi-Orogénico a Post-Orogénico, concentrándose su mayoría en el campo Sin-Colisional. Arroyo Tapes Chico es graficado como Tardi-Orogénico y el granito Cerrezuelo es quien se encuentra más cercano al campo Post-Orogénico. Por último, el cuerpo Cañada de los Toros es el único asociado al campo Levantamiento Post-Colisional.

Siguiendo a Pearce et al. (1984) los cuerpos pueden ser asociados a un ambiente de emplazamiento desde Arco Volcánico (VAG), Sin-Colisional (syn-COLG) a Post-Colisional (post-COLG), ya que los cuerpos son graficados sobre estos campos (Figura 36).

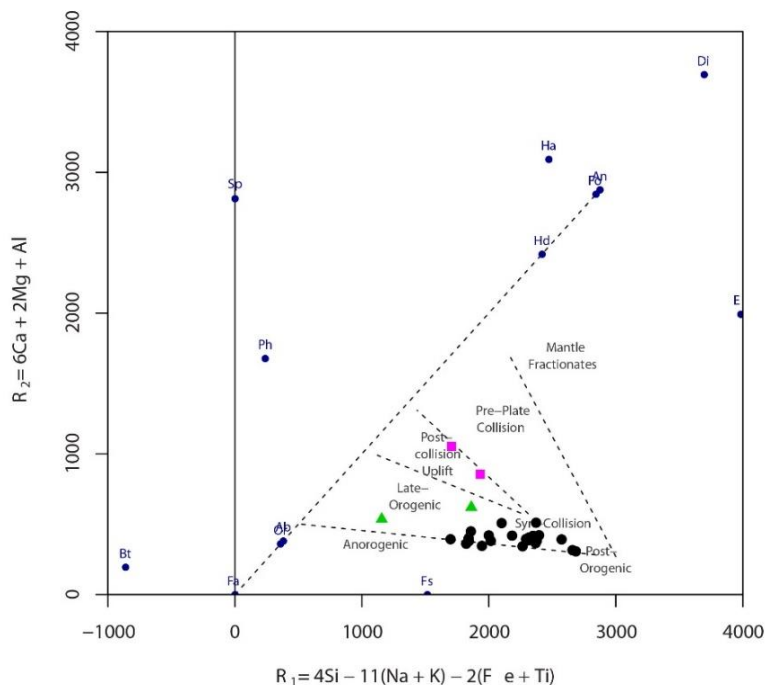


Figura 35. Diagrama R1-R2 de (Batchelor y Bowden, 1985) para los cuerpos estudiados.

● Granitoides, ▲ Arroyo Tapes Chico, ■ Cañada de los Toros.

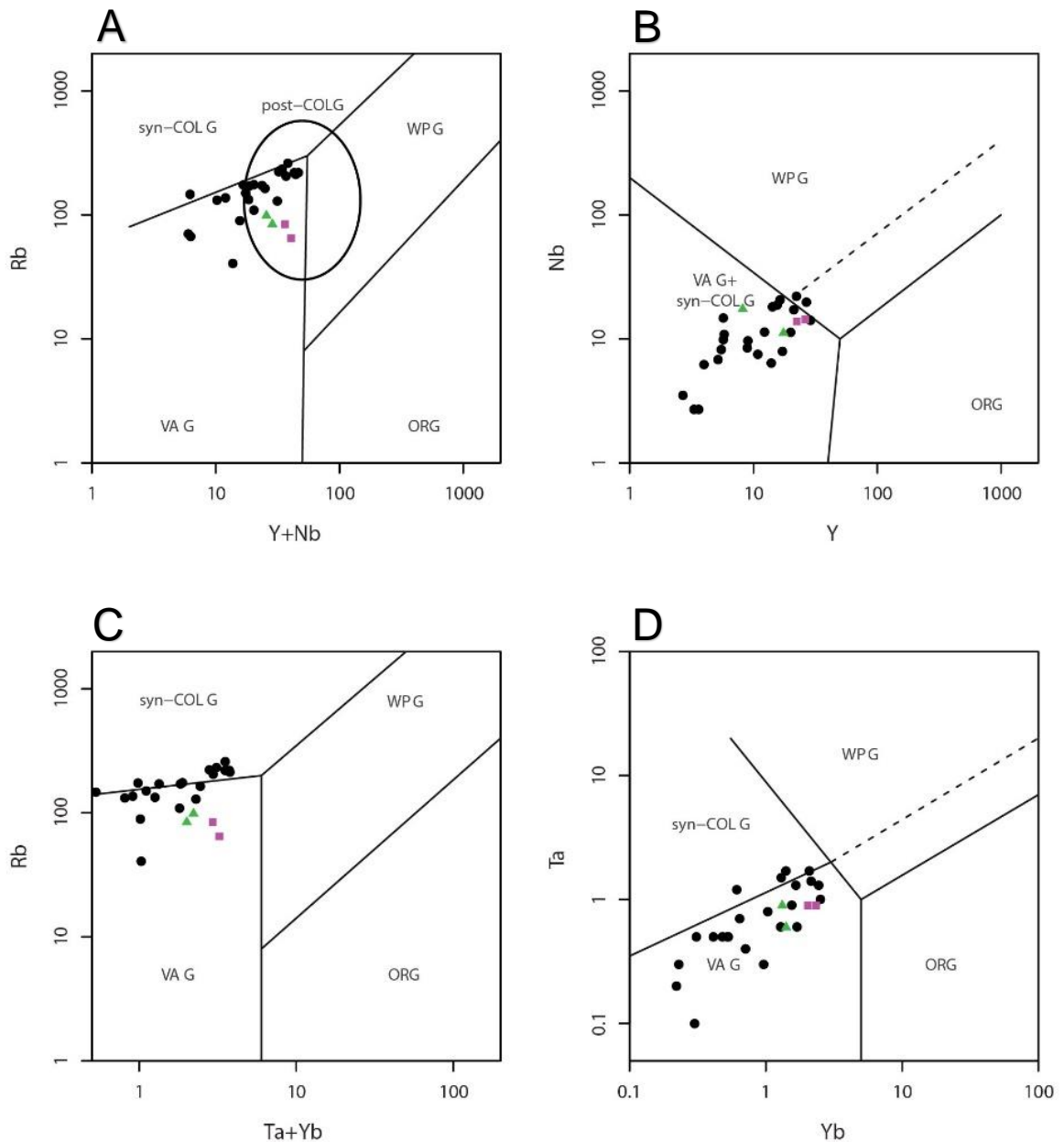


Figura 36. Diagrama de discriminación tectónica de (Pearce et al., 1984; Pearce, 1995). (A) Diagrama Rb vs Y+Nb. (B) Diagrama Nb vs Y. (C) Diagrama Rb vs Ta+Yb. (D) Diagrama Ta vs Yb. ● Granitoides, ▲ Arroyo Tapes Chico, ■ Cañada de los Toros.

#### 5.2.4. Isotopos Radiogénicos (Sr y Nd)

Se presentan aquí nuevos análisis isotópicos de Sr y Nd en roca total para tres cuerpos graníticos (Anexo 5), Guazunambí, Policlínica y Yerbal (Figura 37). Las composiciones isotópicas Sr-Nd fueron calculadas a una edad de 600 Ma debido a que es una edad comúnmente registrada en el CDF, utilizando el software GCDkit 5.0 (Janoušek et al., 2006). Estos datos muestran relaciones altas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}}$  (promedio 0,71089) y bajos valores  $\epsilon\text{Nd}$  (promedio -17,45).

Las edades modelo fueron calculadas utilizando los modelos de Liew y Hofmann (1988) y se presentan en la Tabla 06. Para definir cuál modelo utilizar, si a una o dos etapas, se siguió la recomendación de Sato y Siga (2000) para cuerpos graníticos. Estos autores proponen emplear el factor de fraccionamiento (Ecuación 1) para determinar qué edad modelo Sm-Nd aplicar.

$$f_{\text{Sm/Nd}} = \left( \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}_{\text{Sample}} - \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}_{\text{CHUR}} \right) / \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}_{\text{CHUR}} \quad (1)$$

La relación  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  para la gran mayoría de los cuerpos graníticos de la plataforma sudamericana varían entre 0,09 y 0,125, correspondiente a un rango del factor de fraccionamiento entre -0,35 y -0,60 (Sato y Siga, 2000).

Cuando el valor del  $f_{\text{Sm/Nd}}$  se encuentra por fuera del intervalo  $-0,45 \pm 0,10$ , estos autores sugieren que otro evento de fraccionamiento químico de Sm-Nd debió haber ocurrido, posiblemente durante la fusión parcial de un protolito cortical previamente reciclado y enriquecido. En estos casos, es necesario utilizar un modelo de evolución isotópica del Nd en dos etapas para el cálculo de la edad  $T_{\text{DM}}$ .

En base a lo anterior, fue calculado para los tres cuerpos el factor de fraccionamiento  $f_{\text{Sm/Nd}}$  (ver Tabla 06), resultando que solamente para el granito Policlínica (-0,47) se utilice un modelo simple para el cálculo de la edad  $T_{\text{DM}}$ . En el caso del granito Guazunambí el valor de su factor de fraccionamiento (-0,57) indica que sea necesaria la utilización de un modelo de evolución isotópica del Nd en dos etapas. Para el granito Yerbal el factor de fraccionamiento (-0,547) se encuentra en el borde del intervalo definido por Sato y Siga, (2000).

Gaucher y Frei (2016) reportan edades U-Pb SIMS para cristales de circón en el granito Yerbal, sin lograr determinar una edad de cristalización para este cuerpo, pero identificando edades heredadas paleoproterozoicas ( $2219 \pm 19$  Ma) y mesoproterozoicas ( $1475 \pm 13$  Ma –  $1382 \pm 12$  Ma). Como el valor del factor de fraccionamiento (-0,547) se encuentra próximo al intervalo definido por Sato y Siga (2000) y han sido reportadas edades heredadas que superan las edades modelo  $T_{\text{DM}}$  definidas para un modelo de evolución de una etapa (herencia de 2,22 Ga y  $T_{\text{DM}}$  de 2,1 Ga), se utilizará también para el granito Yerbal un modelo de evolución de dos etapas.



Tabla 06. Valores calculados del factor de fraccionamiento Sm/Nd, razón inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\epsilon\text{Nd}$  y edades modelo Sm para los cuerpos estudiados.

	$f_{\text{Sm/Nd}}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}}$	$\epsilon\text{Nd}_{(600)}$	$T_{\text{DM}}$	$T_{\text{DM}}^2$
Guazunambí	-0,572	0,711541	-18,44	2,134 Ga	<b>2,692 Ga</b>
Policlínica	-0,472	0,710628	-16,83	<b>2,287 Ga</b>	2,567 Ga
Yerbal	-0,547	0,710494	-17,07	2,112 Ga	<b>2,585 Ga</b>

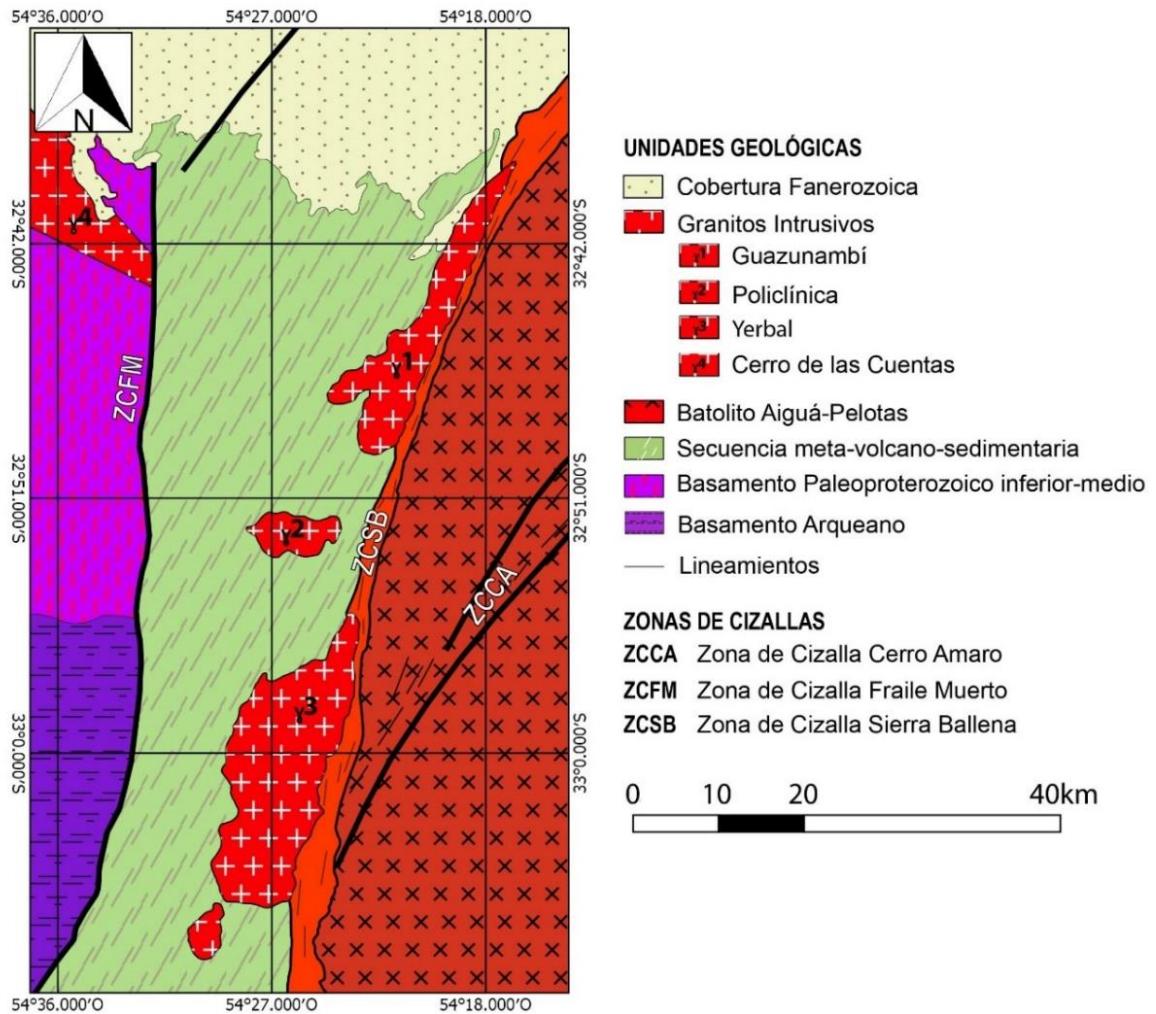


Figura 37. Mapa geológico de una porción del sector norte del CDF, editado de (Fort y Peel, 2019).

### 5.3. Geocronología U-Pb en Circón

Se presentan aquí los resultados del análisis de tres muestras correspondientes a los granitos Puntas del Arroyo Gutiérrez, Cerrezuelo y Guazunambí (ver Figura A4.1 y Anexo 6). Como ya fuera señalado en el capítulo de Metodología, la técnica empleada fue LA-ICP-MS en circón. Los datos geocronológicos fueron obtenidos en el Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) de la Universidad de San Pablo (USP -

Brasil). Los padrones de normalización estándar utilizados pueden ser consultados en (Sato et al., 2009).

Para el procesamiento de datos y la confección de los gráficos se utilizó el software libre IsoplotR (Vermeesch, 2018). Las tablas con los resultados analíticos se presentan en el Anexo 6.

### 5.3.1. Granito Puntas del Arroyo Gutiérrez

Fueron analizados 24 granos de circón para el granito Puntas del Arroyo Gutiérrez. El promedio de los tamaños de los cristales es de 96  $\mu\text{m}$  x 41  $\mu\text{m}$ , con morfología prismática, principalmente elongada, aunque ocurren también como circones cortos, automorfos a subautomorfos (Figura 38).

Tabla 07. Resumen de la relación de tamaño de los circones.

Largo ( $\mu\text{m}$ )	Ancho ( $\mu\text{m}$ )	Ratio L/A
Max: 160	Max: 89	Max: 4,4
Min: 60	Min: 24	Min: 1,4
<b>Relación promedio (L/A) no incluidos fragmentos.</b>		
2,6		

En este cuerpo los granos de circón en su mayoría muestran zoneamiento oscilatorio, sugiriendo un origen magmático (Corfu et al., 2003), pero pueden encontrarse cristales que han sufrido recristalización en sus bordes (Figura 38, punto 2,1) e incluso cristales casi totalmente homogéneos (Figura 38, punto 3,1). La interpretación de origen ígneo para estos circones es apoyada por valores Th/U altos entre 0,77 y 1,79 (Hoskin y Schaltegger, 2003).

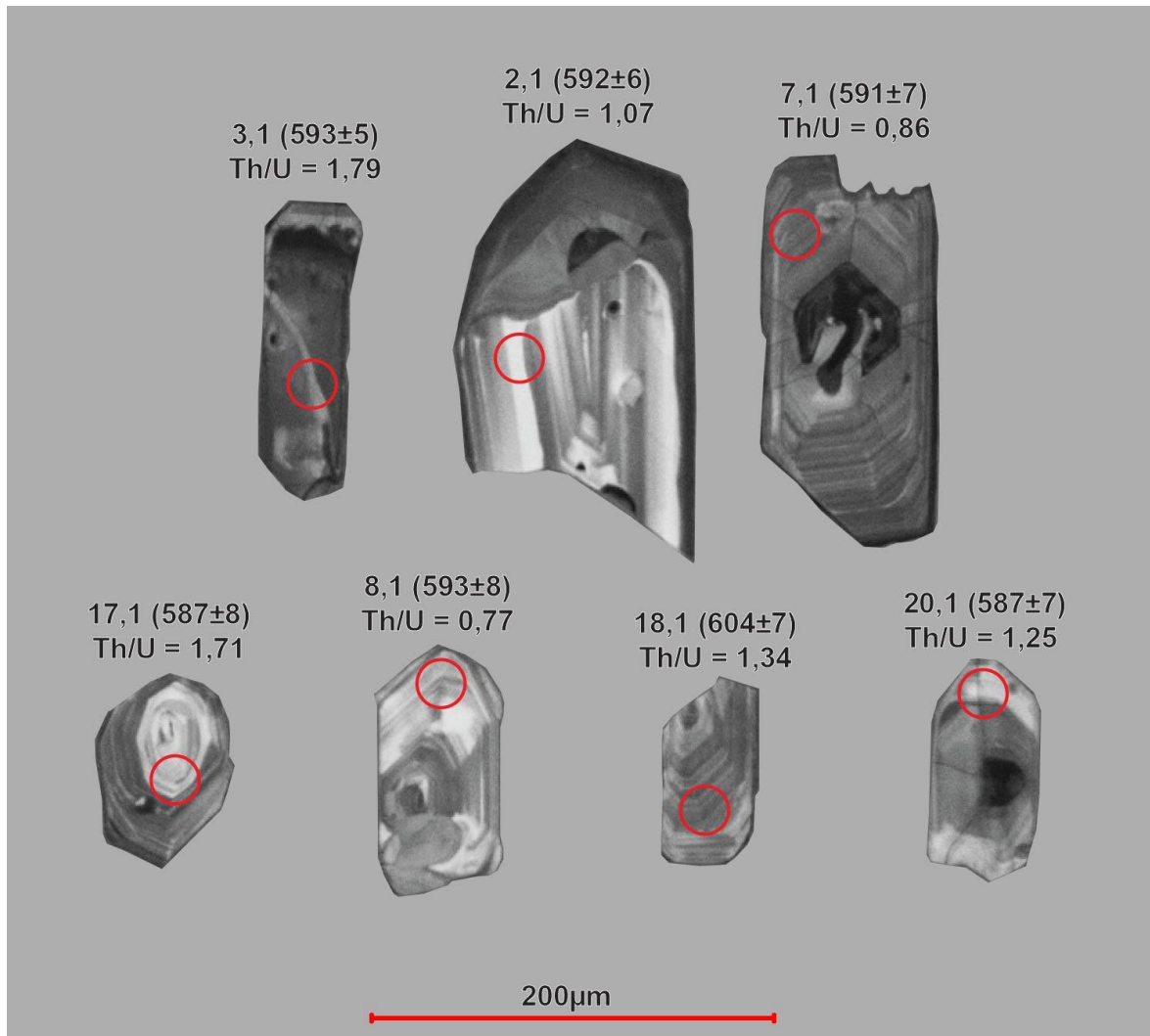


Figura 38. Imágenes de cátodoluminiscencia (CL) de cristales de circón del granito Puntas del Arroyo Gutiérrez. Los puntos indican el lugar de incidencia del laser, indicados en la tabla A6.1 del Anexo 6.

Del total de 24 puntos analizados, 15 de ellos fueron descartados ya sea por altos contenidos de Pb común, por no encontrarse dentro del límite de concordancia de  $\pm 10\%$ , o por problemas analíticos. El análisis U-Pb permitió obtener una edad concordante (Figura 39) interpretada como de cristalización de  $592,8 \pm 2,4$  Ma (7 circones). No se obtuvieron edades heredadas en la muestra analizada.

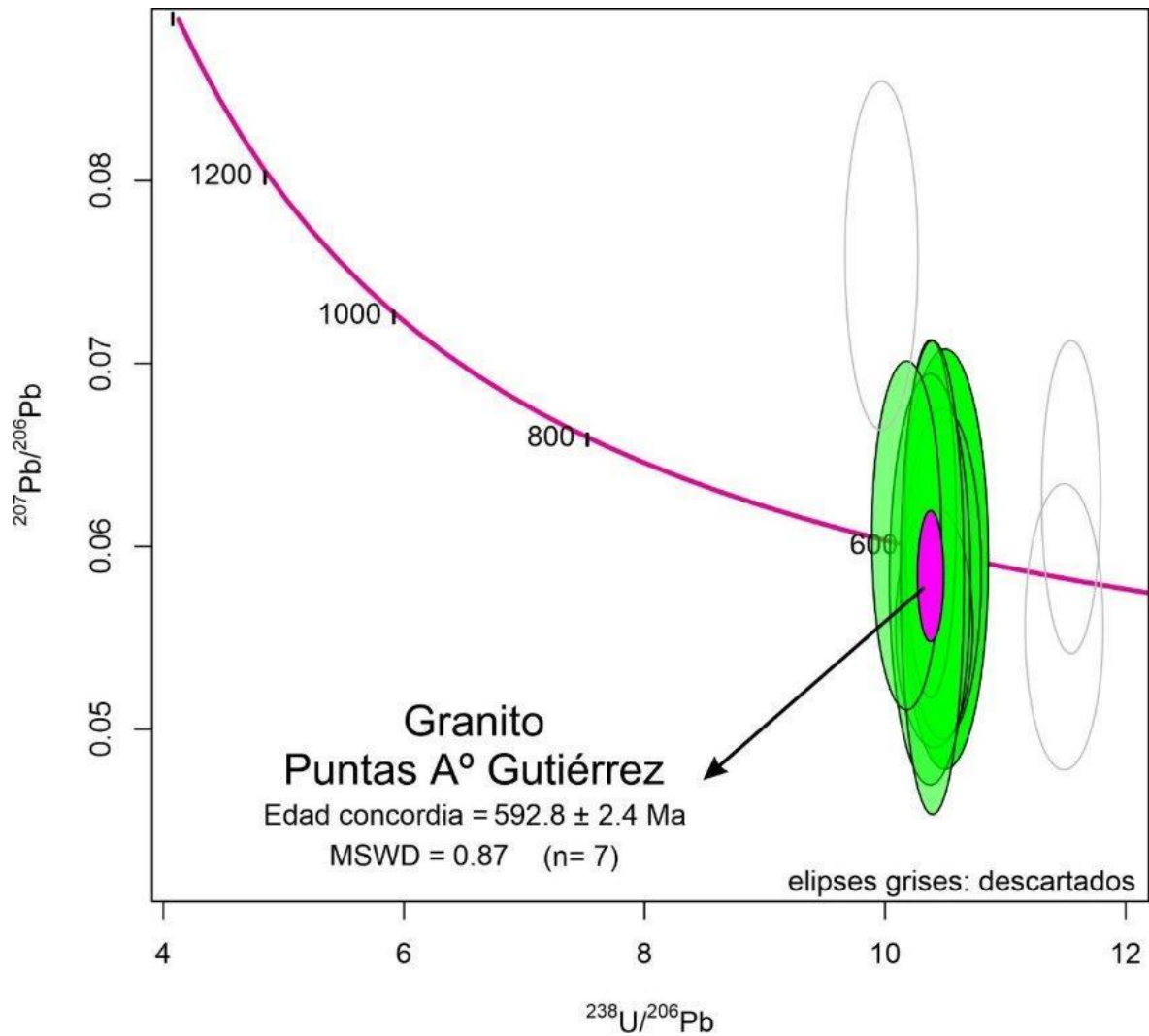


Figura 39. Diagrama Concordia Tera-Wasserburg para el granito Puntas del Arroyo Gutiérrez.

### 5.3.2. Granito Cerrezuelo

Fueron analizados 23 granos de circón del granito Cerrezuelo. El tamaño promedio de los cristales es de  $127 \mu\text{m} \times 63 \mu\text{m}$ , cuya morfología es prismática automorfa a subautomorfa, principalmente elongada, aunque es común encontrar cristales cortos y redondeados (Figura 40).

Tabla 08. Resumen de la relación de tamaño de los circones.

Largo ( $\mu\text{m}$ )	Ancho ( $\mu\text{m}$ )	Ratio L/A
Max: 211	Max: 95	Max: 3,6
Min: 80	Min: 36	Min: 1,1
<b>Relación promedio (L/A) no incluidos fragmentos.</b>		
2,5		

Típicamente los granos de circón muestran un núcleo semicircular, homogéneo (Figura 40, puntos 23,1 - 5,1 - 7,1 - 20,1) o con zoneamiento oscilatorio desparejo (Figura 40, puntos 10,1 - 15,1 y 15,2 - 2,1 - 9,1 - 14,1), que limita o resulta truncado por bandas finas de zoneamiento oscilatorio hacia los bordes. En algunos de estos cristales es posible observar incluso reabsorción de la fase primaria del circón (Figura 40, punto 7,1). Estas características indicarían que se trata de núcleos de xenocristales (heredados) con un borde generado durante la cristalización magmática de nuevo material sobre el cristal preexistente (Corfu et al., 2003). A su vez, es posible encontrar cristales de edades neoproterozoicas, presentando únicamente zoneamiento oscilatorio (Figura 40, punto 19,1), indicando un origen magmático, (Corfu et al., 2003).

Las relaciones Th/U son dispares entre los cristales (0,03 – 2,31). Los cristales que muestran únicamente zonamiento oscilatorio, o cristales cuyo borde de recrystalización muestra zonamiento oscilatorio presentan relaciones intermedias a altas (Th/U > 0,13) apoyando un origen magmático del cristal (Figura 40, punto 19,1) o de ese borde (Figura 40, punto 23,1) (Hoskin y Schaltegger, 2003).



Figura 40. Imágenes de cátodoluminiscencia (CL) de cristales de circón del granito Cerrezuelo. Los puntos indican el lugar de incidencia del laser, indicados en la tabla A6.2 del Anexo 6.

Del total de 24 puntos analizados, nueve de ellos fueron descartados debido a altos contenidos de Pb común, o porque no se encontraban dentro del límite de concordancia de  $\pm 10\%$ , o por problemas analíticos. El análisis U-Pb permitió obtener una edad concordante de  $619,2 \pm 3,1$  Ma interpretada como de cristalización magmática. Se emplearon para esta edad únicamente tres circones porque los restantes cristales de edad neoproterozoica poseen un alto contenido de Pb común. Las edades obtenidas en xenocristales (herencia) dieron edades meso y neo arqueanas (cinco circones) de  $2857 \pm 20$  Ma,  $2830 \pm 20$  Ma,  $2798 \pm 18$  Ma,  $2757 \pm 18$  Ma,  $2628 \pm 23$  Ma, edades paleoproterozoicas (cuatro circones) de  $2136 \pm 17$  Ma,  $1973 \pm 27$  Ma,  $1942 \pm 13$  Ma,  $1608 \pm 26$  Ma, y un cristal de edad mesoproterozoica de  $1316 \pm 62$  Ma (Figura 41).

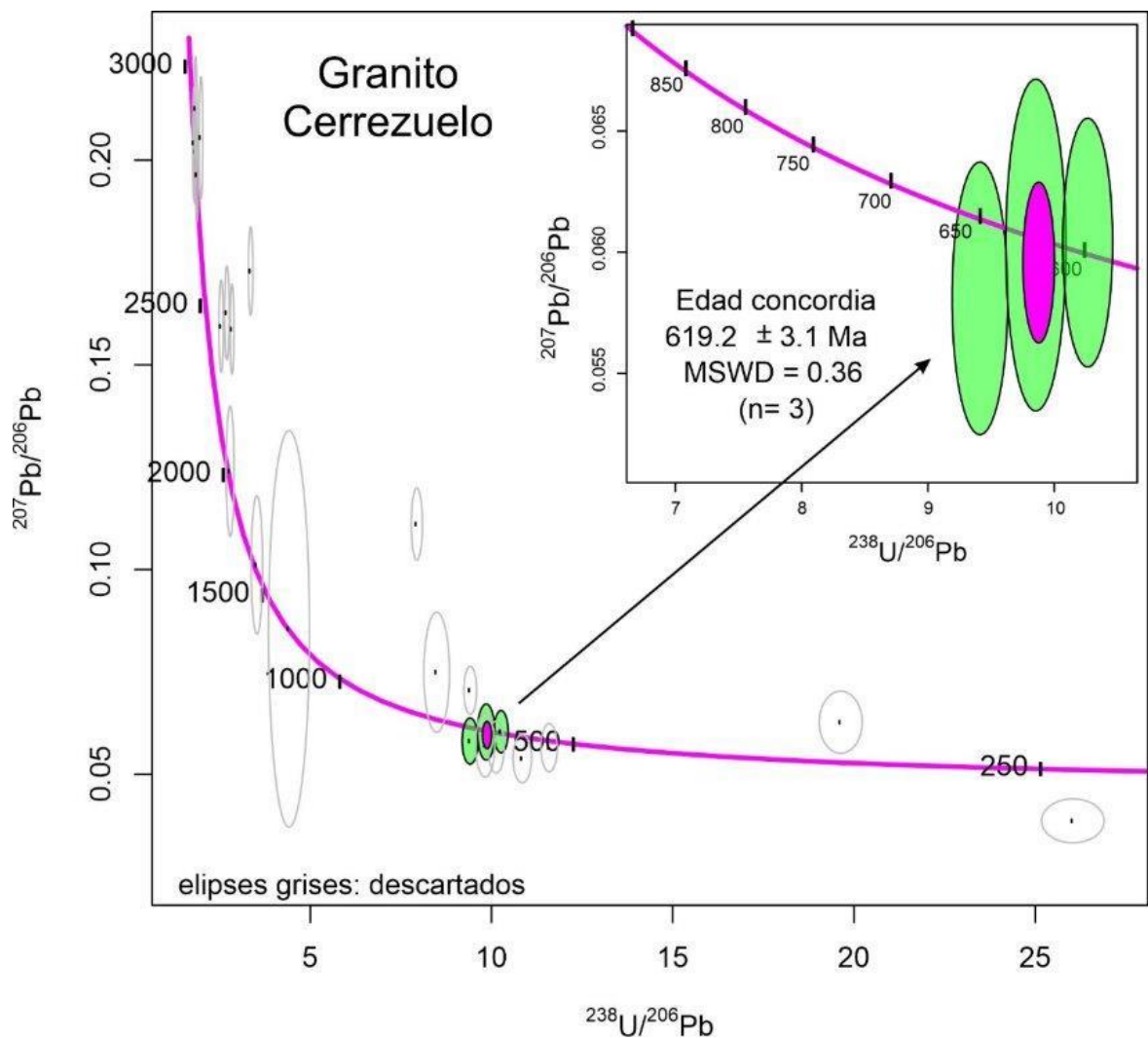


Figura 41. Diagrama Concordia Tera-Wasserburg para el granito Cerrezuelo



### 5.3.3. Granito Guazunambí

Fueron analizados un total de 22 cristales de circón. El tamaño promedio de los cristales es de 172,5  $\mu\text{m}$  x 70  $\mu\text{m}$ , cuya morfología es prismática, principalmente elongada, automorfa a subautomorfa (Figura 42).

Tabla 09. Resumen de la forma de los circones.

Largo ( $\mu\text{m}$ )	Ancho ( $\mu\text{m}$ )	Ratio L/A
Max: 271	Max: 100	Max: 3,7
Min: 100	Min: 43	Min: 1,3
<b>Relación promedio (L/A) no fragmentos.</b>		
2,6		

Del análisis de las imágenes de catodoluminiscencia de los circones surgen las siguientes observaciones:

- Cristales compuestos por un área central, que presenta una textura uniforme (Figura 42, puntos 11,1 - 4,1) o zoneamiento oscilatorio (Figura 42, puntos 20,1 - 3,1) que es truncada por una zona exterior que presenta zoneamiento oscilatorio, indicando reabsorción de la fase primaria de circón (Corfu et al., 2003). Esto sugiere que se trata de núcleos heredados de xenocristales, con un borde exterior generado durante la cristalización magmática del cuerpo (Corfu et al., 2003). Esta interpretación es apoyada por valores Th/U intermedios (0,35-0,68) (Hoskin y Schaltegger, 2003).
- Cristales mostrando únicamente zoneamiento oscilatorio (Figura 42, puntos 21,1 – 19,1 – 18,1) con valores de la relación Th/U alrededor de 0,4, sugiriendo un origen magmático (Corfu et al., 2003).

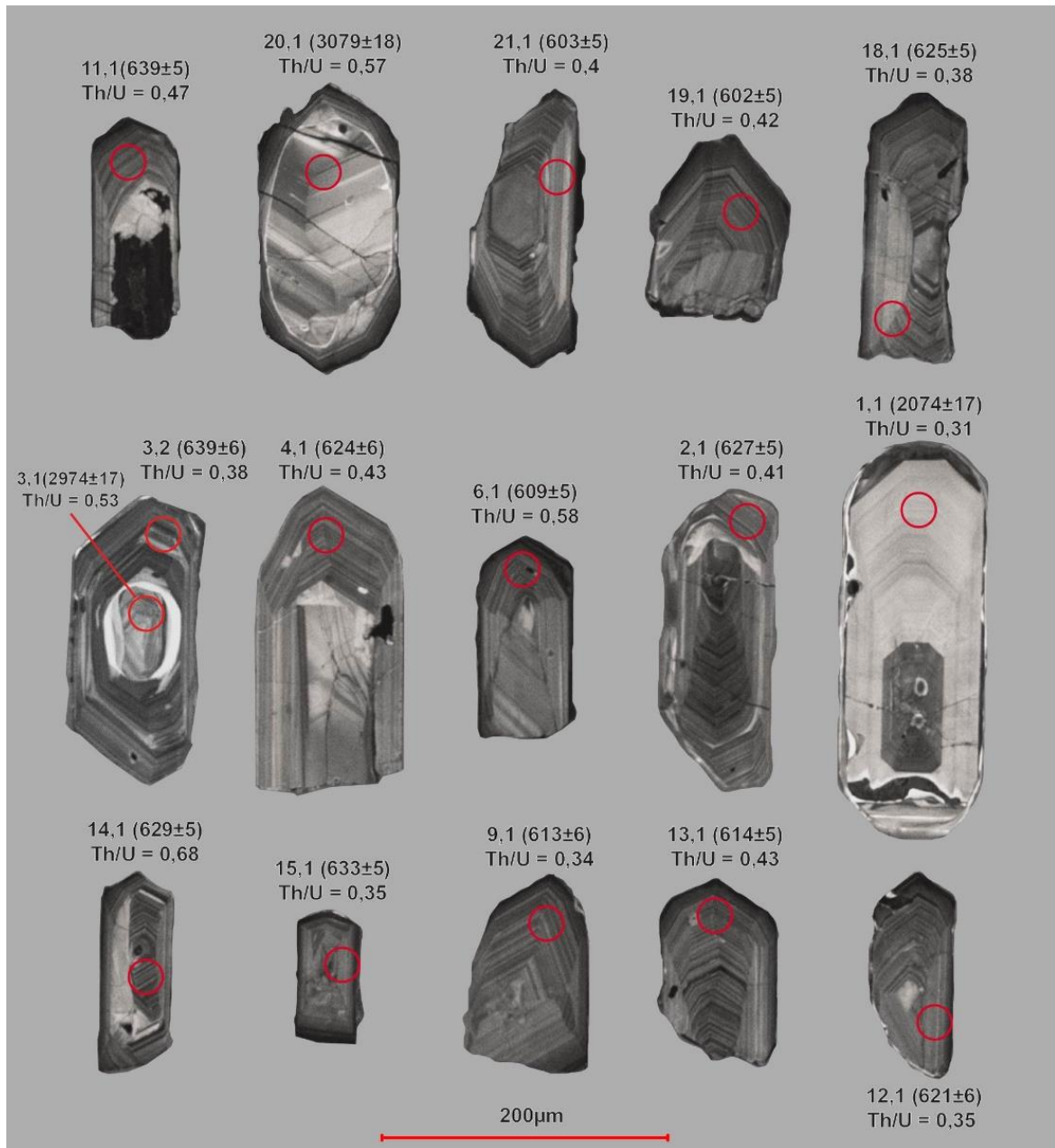


Figura 42. Imágenes de cátodoluminiscencia (CL) de cristales de circon del granito Guazuñambí. Los puntos indican el lugar de incidencia del laser, indicados en la tabla A6.3 del Anexo 6.

Del total de 24 puntos analizados, nueve de ellos fueron descartados debido a que presentaron altos contenidos de Pb común, o no se encontraban dentro del límite de concordancia de  $\pm 10\%$ . El análisis U-Pb permitió obtener una edad concordante de  $619,6 \pm 1,7$  Ma (10 circones), interpretada como la edad de cristalización. Tres edades en los núcleos de cristales (xenocristales – herencia) dieron edades concordantes de  $3079 \pm 18$  Ma,  $2974 \pm 17$  Ma y  $2074 \pm 17$  Ma (Figura 43).

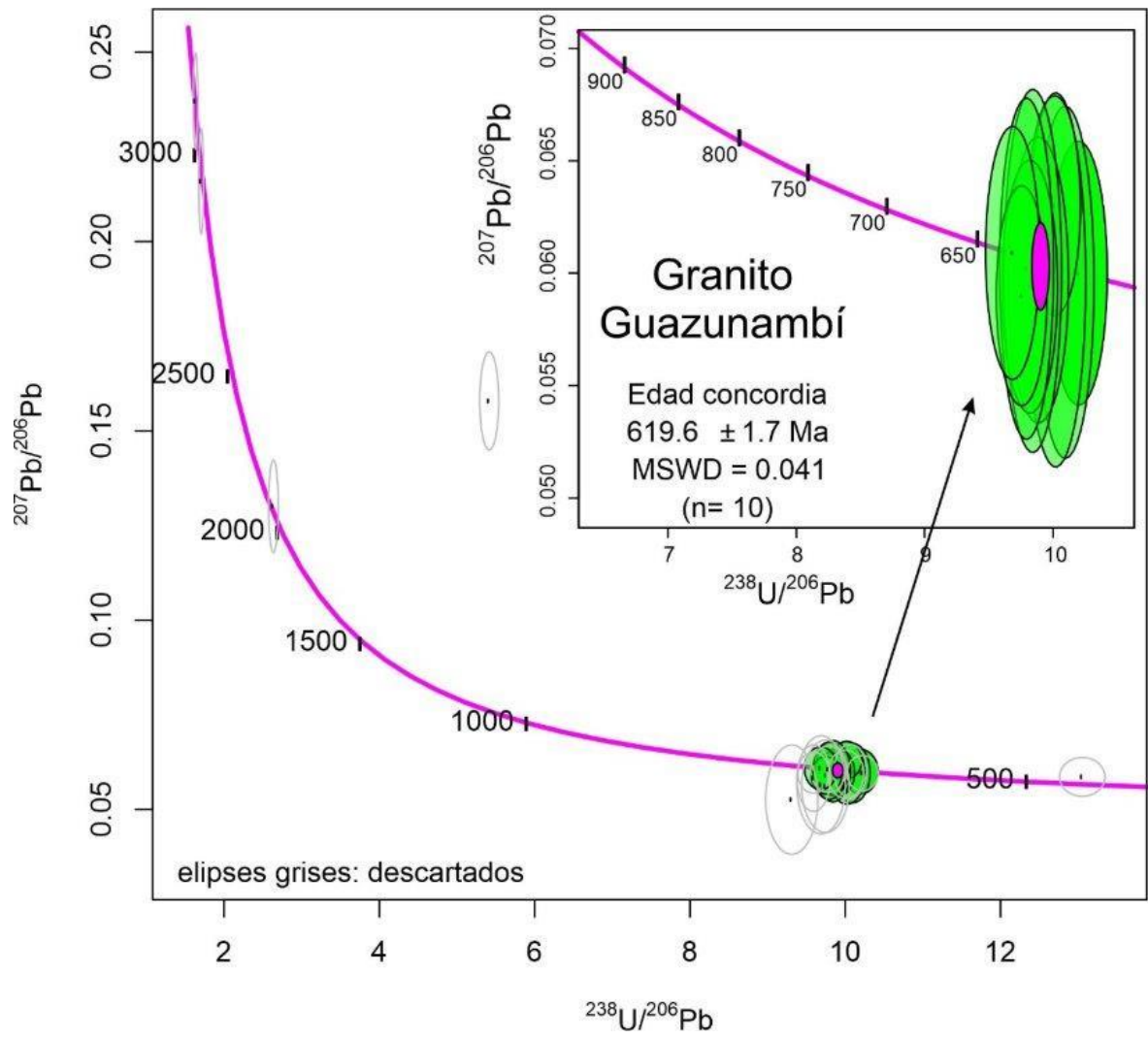


Figura 43. Diagrama Concordia Tera-Wasserburg para el granito Guazunambí.

## 6. DISCUSIÓN

A partir del relevamiento de campo y del análisis petrográfico, se estableció que los cuerpos corresponden a sienogranitos, monzogranitos, y granodioritas. Como rasgo general, todos presentan biotita como mineral máfico dominante, mientras que el anfíbol ocurre junto con la biotita en los cuerpos Arroyo Tapes Chico, Cañada de los Toros y Olimar Grande. Por otro lado, las fases accesorias principales son circón  $\pm$  titanita  $\pm$  apatito.

Otro aspecto destacable, presente tanto a nivel de afloramiento como en lámina delgada, son las evidencias de deformación que afecta a los cuerpos. Se puede observar cuerpos con deformación incipiente (Arroyo Tapes Chico, Cerrezuelo, Olimar Grande), cuerpos en donde la deformación es más evidente (Arévalo, Arroyo de las Piedras, Arroyo Los Molles, Cañada de los Toros, Cañada del Cementerio, Cerro Chato, Pueblo Sauce, Puntas del Arroyo Gutiérrez, Santa Clara del Olimar), hasta cuerpos en los que se observa lineación mineral y foliación (José Pedro Varela, María Albina). La presencia de *bulging* sobre cristales de cuarzo y feldespatos, así como de rotación de subgrano y migración de borde de grano de alta temperatura en cristales de cuarzo, permiten determinar que esos cuerpos sufrieron al menos un evento de deformación con temperaturas que superaron los 400°C (Borges y White, 1980; Gapais, 1989; Gates y Glover, 1989; Tullis y Yund, 1991; Passchier y Trouw, 2005).

A partir de los resultados químicos se determinó que se trata de rocas ácidas con contenidos en sílice que pueden llegar a alcanzar el 76%, a excepción de los cuerpos Arroyo Tapes Chico y Cañada de los Toros que son clasificadas como rocas intermedias (Attewell y Farmer, 1976). Todos los cuerpos, en base a sus contenidos de Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O y SiO<sub>2</sub> se clasifican como subalcalinos, pertenecientes a las series calco-alcalina de alto potasio a shoshonítica (ver Figuras 28).

Las rocas ácidas son ferroan (ver Figura 29A) de calco-alcalinas a álcali-cálcicas, con algunos cuerpos alcalinos (ver Figura 29B), siendo todas peraluminosas (ver Figura 29C). Los cuerpos de acidez intermedia son metaluminosos (ver Figura 29C) y grafican dentro del campo de rocas magnesianas, siendo la granodiorita Cañada de los Toros calco-alcalina a álcali-cálcica, y el granito Arroyo Tapes Chico álcali-cálcico a alcalino (ver Figura 29). Según Frost et al. (2001), la clasificación sobre las rocas más evolucionadas (ácidas) se vuelve más compleja ya que los distintos tipos de granitoides, provenientes de diferentes series, tienden a converger y solaparse sobre

los diferentes campos. De todas formas, de acuerdo con Frost et al. (2001) los granitoides aquí estudiados tendrían similitudes con sienitas, sienogranitos, granitos y granitos a dos micas asociados a algunos batolitos cordilleranos (tipo I-S) y compartirían características con algunos tipos de plutones tipo-A. Chappell et al. (2012) y Patiño Douce (1999) sugieren la incorporación de rocas metasedimentarias con altos contenidos de  $K_2O$  y  $Na_2O$  en la fuente de granitos, como forma de generar fundidos peraluminosos calco-alcalinios de alto potasio.

Los elementos trazas indican que todas las muestras exhiben elevada relación de elementos litófilos de gran tamaño iónico (large ion lithophile elements, LILE) versus elementos con alta intensidad de campo (high field strength elements, HFSE), típica firma de series magmáticas relacionadas a zonas de subducción (Pearce 1995).

Tanto los elementos LIL como los HFS son incompatibles que se comportan de forma similar en el intercambio sólido-fundido. Sin embargo, debido a su gran radio iónico y valencia baja, los LILE son muy fraccionados en la fase acuosa cuando esta existe; mientras que los elementos HFS con gran valencia, son mucho menos solubles. Por lo tanto, la separación evidente de estos dos grupos y el enriquecimiento en LILE, se explica principalmente por la participación de fluidos ricos en  $H_2O$  en la génesis de los magmas en zonas de subducción (Brown et al., 1984; Green, 1980).

Fases minerales como la titanita pueden acomodar en su estructura elementos TTRR livianas, Y, Hf and Zr (Green, 1980) y en menor medida puede ser capaz de concentrar TTRR intermedias (Hibbard, 1995). Esta fase mineral accesoria se encuentra comúnmente en estos cuerpos, por lo que la concentración de estos elementos en los granitoides se ve acentuada, aumentando la relación entre las TTRR livianas sobre las pesadas.

Rocas que muestran un fuerte patrón de fraccionamiento de TTRR pueden haberse formado producto de la fusión de corteza profunda con presencia de granate y anfíbol residual en la roca fuente (Cullers y Graf, 1984). Chappell et al. (2012) sugieren que las rocas con fuertes evidencias de fusión parcial en presencia de granate residual, como las adakitas asociadas a subducción, tonalitas arqueanas y trondjemitas, típicamente tienen relaciones Sr/Y mayores a 40, generalmente  $40 < Sr/Y < 400$ . En contraste, los granitos que no muestran un patrón de TTRR pesadas que indiquen fusión parcial con presencia de granate residual, poseen relaciones bajas de Sr/Y menor de 30 (Moyen, 2009).

En base a este criterio, es posible separar los cuerpos en dos grupos:

- $Sr/Y \leq 30$ : Arévalo, Arroyo de las Piedras, Cerrezuelo, Cerro Chato, José Pedro Varela y María Albina.
- $Sr/Y > 40$ : Arroyo Los Molles, Arroyo Tapes Chico, Cerro de las Cuentas, Olimar Grande, Puntas del Arroyo Gutiérrez y Santa Clara de Olimar.

El granito Cañada del Cementerio y la granodiorita Cañada del Cementerio muestran valores intermedios a estos (promedio 34 y 31 respectivamente).

La presencia o no de anomalía negativa de Eu en los diagramas tipo *spider* normalizado a condrita de la Figura 32, permite realizar un agrupamiento de las muestras. Como se ha explicado en el Capítulo 5.2. *Litoquímica, e isotopía de los cuerpos estudiados*, los granitos pueden subdividirse en tres grupos:

- *Anomalía negativa de Eu (0,23-0,60)*: Arévalo, Cerrezuelo, Cerro Chato, José Pedro Varela y María Albina.
- *Leve anomalía negativa de Eu (0,60-0,85)*: Arroyo de las Piedras, Cañada del Cementerio y Cañada de los Toros.
- *Ausencia de anomalía de Eu (0,85-1,08)*: Arroyo los Molles, Arroyo Tapes Chico, Cerro de las Cuentas, Olimar Grande, Puntas del Arroyo Gutiérrez y Santa Clara de Olimar.

Tarney y Jones, (1994) proponen clasificar a los granitos como *granitos de alto Ba-Sr* cuando los valores de Ba y Sr superan las 500 ppm de Ba y las 300 ppm de Sr, y *granitos de bajo Ba-Sr* cuando estos valores se encuentran por debajo (ver Figura 30 y 31). Estos autores afirman que los granitos de *alto Ba-Sr* respecto a los de *bajo Ba-Sr*, muestran un enriquecimiento mayor en álcalis, mayor relación TTRR Livianas/Pesadas, y no muestran anomalía significativa de Eu. Fowler et al. (2001) y Qian et al. (2003) añaden que estos cuerpos poseen altos valores de TTRR livianas, bajo valor de Y, bajos valores de TTRR pesadas, y alta relación Sr/Y.

Bajo estos criterios, también es posible discriminar dos grupos dentro de la población de muestras:

- *Bajo Ba-Sr*: Arévalo, Arroyo de las Piedras, Cerrezuelo, Cerro Chato, José Pedro Varela y María Albina. Estos cuerpos no superan las 500 ppm de Ba, y en los casos puntuales en los que ocurre, el Sr siempre se encuentra por debajo de las 250 ppm.



- Alto Ba-Sr: Arroyo los Molles, Arroyo Tapes Chico, Cañada de los Toros, Cerro de las Cuentas, Olimar Grande, Puntas del Arroyo Gutiérrez y Santa Clara de Olimar. Estos cuerpos poseen contenidos de Ba por encima de 650 ppm, hasta las 2900 ppm, y el Sr se encuentra en una abundancia superior a las 320 ppm, pudiendo alcanzar las 1229 ppm.

Debido al alto contenido de Rb (~170 ppm) en el granito Cañada del Cementerio, no es posible clasificarlo como granito de alto o bajo Ba-Sr.

En función del comportamiento mostrado por los cuerpos del sector centro-norte del del Dominio Oeste, en relación con estos parámetros (Sr/Y – anomalía de Eu – contenido Ba-Sr), se definen dos grupos:

- Grupo (A):
  - Los cuerpos que componen este grupo muestran claras anomalías negativas de Eu, son clasificados como granitos de bajo Ba-Sr, muestran baja relación Sr/Y ( $\leq 30$ ) y menor enriquecimiento en álcalis.
  - A este grupo lo componen los granitos Arévalo, Arroyo de las Piedras, Cerrezuelo, Cerro Chato, José Pedro Varela y María Albina.
- Grupo (B):
  - Los cuerpos que componen este grupo muestran ausencia de anomalías negativas de Eu, son clasificados como granitos de alto Ba-Sr, muestran alta relación Sr/Y ( $> 40$ ) y mayor enriquecimiento en álcalis.
  - A este grupo lo componen los granitos Arroyo los Molles, Arroyo Tapes Chico, Cerro de las Cuentas, Olimar Grande, Puntas del Arroyo Gutiérrez y Santa Clara de Olimar. La granodiorita Cañada de los Toros comparte más características con este grupo, y por lo tanto es incluido en él.

En la Tabla 10 se resumen las principales características de cada grupo.

Tabla 10. Resumen de las características de los dos grupos.

Grupo (A): anomalía de Eu – Bajo Ba-Sr			Grupo (B): Sin anomalía de Eu – Alto Ba-Sr		
Sr/Y	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Sr/Y	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Prom: 9,73	Prom: 3,33	Prom: 5,18	Prom: 126,97	Prom: 3,95	Prom: 5,45
Max: 31,65	Max: 3,83	Max: 5,91	Max: 300,22	Max: 5,91	Max: 7,43
Min: 1,83	Min: 2,86	Min: 4,15	Min: 29,87	Min: 2,80	Min: 3,25

El granito Cañada del Cementerio, que se encuentra en el *Dominio Este*, puede ser clasificado como del *Grupo (A)*.

Fort y Peel (2019) estudiaron los granitos Guazunambí, Policlínica y Yermal del noreste del CDF (*Dominio Oeste*) en Uruguay, caracterizándolos como granitos calcoalcalinos de alto K, peraluminosos, de *alto Ba-Sr* y sin anomalía negativa de Eu (~0,88). Por lo que estos tres cuerpos presentan características semejantes a los cuerpos del grupo B (ver Tabla 11).

**Guazunambí, Policlínica y Yermal**

Sr/Y	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Prom: 114,41	Prom: 3,73	Prom: 5,69
Max: 223,04	Max: 4,42	Max: 6,94
Min: 62,59	Min: 3,09	Min: 4,08

Tabla 11. Resumen de las características de los granitos Guazunambí, Policlínica y Yermal. (Fort y Peel, 2019)

Al contrastar estos dos grupos en un diagrama tipo spider normalizado a condrita (Figura 44) se puede observar que sistemáticamente el *Grupo (A)* muestra un enriquecimiento general de las TTRR respecto al *Grupo (B)*, siendo mayor esta diferencia en las TTRR pesadas. Asimismo, se evidencia más claramente la presencia de anomalía negativa de Eu en el *Grupo (A)*, y ausencia de la misma en el *Grupo (B)*.

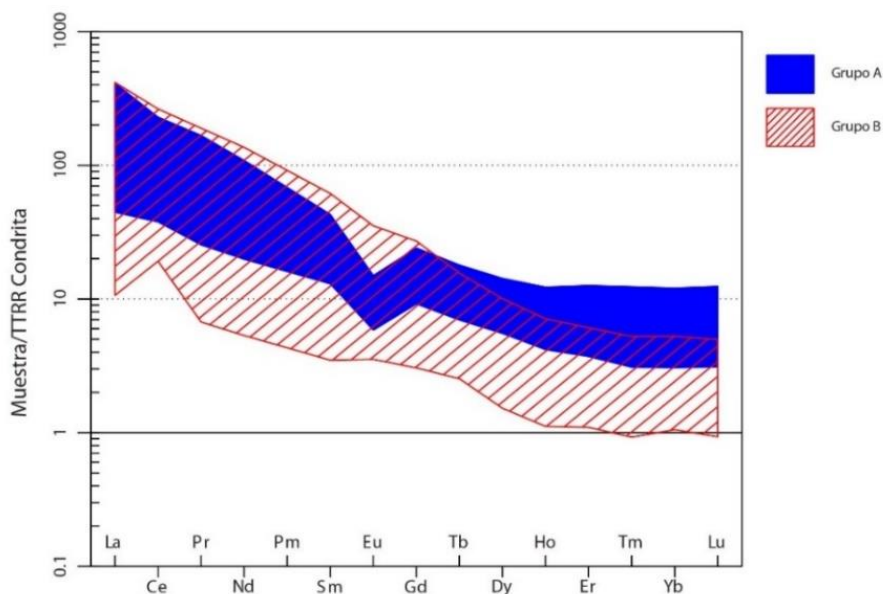


Figura 44. Diagrama tipo spider normalizado a condrita (Boynton, 1984).

Azul: Grupo (A).

Rojo: Grupo (B).

Las anomalías de Eu pueden deberse a cristalización fraccionada de plagioclasas, fusión parcial de rocas ya empobrecidas en Eu (así como empobrecidas en Sr, Ca y Na, que son sustituidos por Eu) o la fusión de feldespato potásico residual (Chappell, 1999; Chappell et al., 1998, 2012; Cullers y Graf, 1984). Por lo que, en la formación de los cuerpos del *Grupo (A)* todos o alguno de estos factores debieron jugar un rol importante.

La fuerte relación TTRR livianas/pesadas indicaría que la fuente de todos los cuerpos son productos provenientes de la fusión de corteza profunda (Cullers y Graf, 1984). Particularmente, los valores de Sr/Y y una mayor relación TTRR livianas/pesadas indicarían que para los cuerpos del *Grupo (B)* esto habría ocurrido en la presencia de granate y/o anfíbol residual en la roca fuente (Cullers y Graf, 1984; Moyén, 2009).

### 6.1. Material Fuente

Lograr determinar qué materiales dieron origen a rocas graníticas, es una tarea compleja que requiere la integración de datos petrográficos, litoquímicos y petrogenéticos. Chappell y White (1974) utilizando criterios mineralógicos, de campo, y químicos propusieron una subdivisión genética de las rocas graníticas, definiendo los granitos tipo-S (extraídos de protolitos sedimentarios) y granitos tipo-I (extraídos de protolitos ígneos). La mayor complejidad para determinar si se trata de granitos tipo-I o tipo-S se encuentra en que la composición química de los términos más félsicos de estos dos grupos tiende a converger hacia la temperatura mínima de composición (Tuttle y Bowen, 1958). Estos granitos, llamados haplogranitos por Tuttle y Bowen (1958), son caracterizados por aproximadamente igual cantidad de cuarzo, albita y ortosa normativos, y abundancias minerales similares de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa sódica, con menores cantidades de otros minerales. La composición mineral de estos granitos es independiente de los materiales precursores, por lo que la separación entre tipo-I o tipo-S en base a elementos mayores y abundancia mineral, generalmente no es posible (Chappell, 1999). La identificación del tipo dependerá de que estos granitos sean parte de una suite con componentes más máficos que permitan su asociación (Chappell, 1999; Chappell y White, 2001; Chappell et al., 2012). Esto no ocurre con las litologías estudiadas en este trabajo. De todas formas, aunque haya cierto solapamiento, según Chappell, (1999) hay algunas diferencias en términos de elementos mayores y trazas que se pueden analizar.

Existe una separación en base a los valores del índice de saturación de alúmina (ASI) entre los términos más fraccionados de granitos tipo-I y tipo-S, con un límite ASI = 1,1 entre ellos (Chappell, 1999). Sin embargo, para los términos más félsicos de ambos tipos existe un solapamiento en el rango de valores de ASI entre 1 a 1,1 (Chappell y White, 2001). Con el aumento del fraccionamiento los fundidos tipo-I se encuentran

cercanos a la saturación de aluminio, mientras que los tipo-S se vuelven progresivamente más peraluminosos, alcanzando incluso hasta un 4% de corindón normativo (Chappell, 1999; Chappell et al., 2012). Como consecuencia existe una concentración de fósforo en los fundidos de haplogranitos tipo-S, que aumenta con la evolución, mientras que en fundidos tipo-I ocurre lo contrario.

En general, los granitos tipo-S se encuentran empobrecidos en Na, Ca y Sr respecto a los tipo-I, debido a que estos elementos son perdidos en solución cuando los feldespatos son alterados a minerales de arcilla. A su vez, también contienen cantidades mayores de K, Rb y Pb, elementos que son incorporados a los minerales de arcilla (Chappell y White, 2001).

De acuerdo con Chappell (1999), es posible realizar inferencias sobre los materiales fuente de los granitos en base a algunos elementos trazas. Chappell (1999) emplea diagramas binarios, utilizando tanto  $\text{SiO}_2$  como Rb como factor de fraccionamiento de los cuerpos, contra la abundancia de corindón normativo (medido en %), y contra los porcentajes en peso de  $\text{P}_2\text{O}_5$  y Th. Los granitos tipo-S, muestran contenidos de corindón normativo generalmente por encima de ~2%, pudiendo superar el 4% en los términos más félsicos. Los granitos tipo-I, suelen poseer valores inferiores a ~2%, y mantenerse estable en esa abundancia durante la evolución del cuerpo. El contenido en  $\text{P}_2\text{O}_5$  tiende a aumentar con el fraccionamiento de los granitos tipo-S, mientras que para los granitos tipo-I tiende a disminuir o mantenerse constante (Chappell, 1999). Valores comúnmente encontrados en granitos tipo-S superan el 0,2% mientras que, para los granitos tipo-I este valor suele ser inferior, aunque existe cierto solapamiento en este parámetro (Chappell, 1999).

Elementos como Th, que ocurren en minerales fosfatados, muestran patrones contrastantes de evolución entre las rocas más evolucionadas de ambos tipos, I y S (Chappell, 1999). En general los granitos tipo-S muestran valores bajos de Th, y generalmente la tendencia es a empobrecerse con el aumento de la evolución del cuerpo. Por otro lado, los granitos tipo-I generalmente muestran abundancias superiores, tendiendo a aumentar con la evolución del cuerpo.

El comportamiento de los cuerpos estudiados en este trabajo para los parámetros anteriormente mencionados se presenta en la Figura 45. Se trata de cuerpos peraluminosos con un índice ASI de ~1,1, donde la mayoría de los cuerpos se encuentra en un rango de entre 1 y 1,2. El cálculo normativo permite determinar que la mayoría de los cuerpos ácidos tienen corindón normativo en el entorno de 0,3% a

2,5%. En el caso de los cuerpos con acidez intermedia, Arroyo Tapes Chico muestra valores dispares, desde 0% a 4,5%, mientras que en el caso de la granodiorita Cañada de los Toros no genera corindón a su vez, tanto el contenido y las tendencias que parecen seguir  $P_2O_5$  y Th son similares a las esperables para los granitos tipo-I.

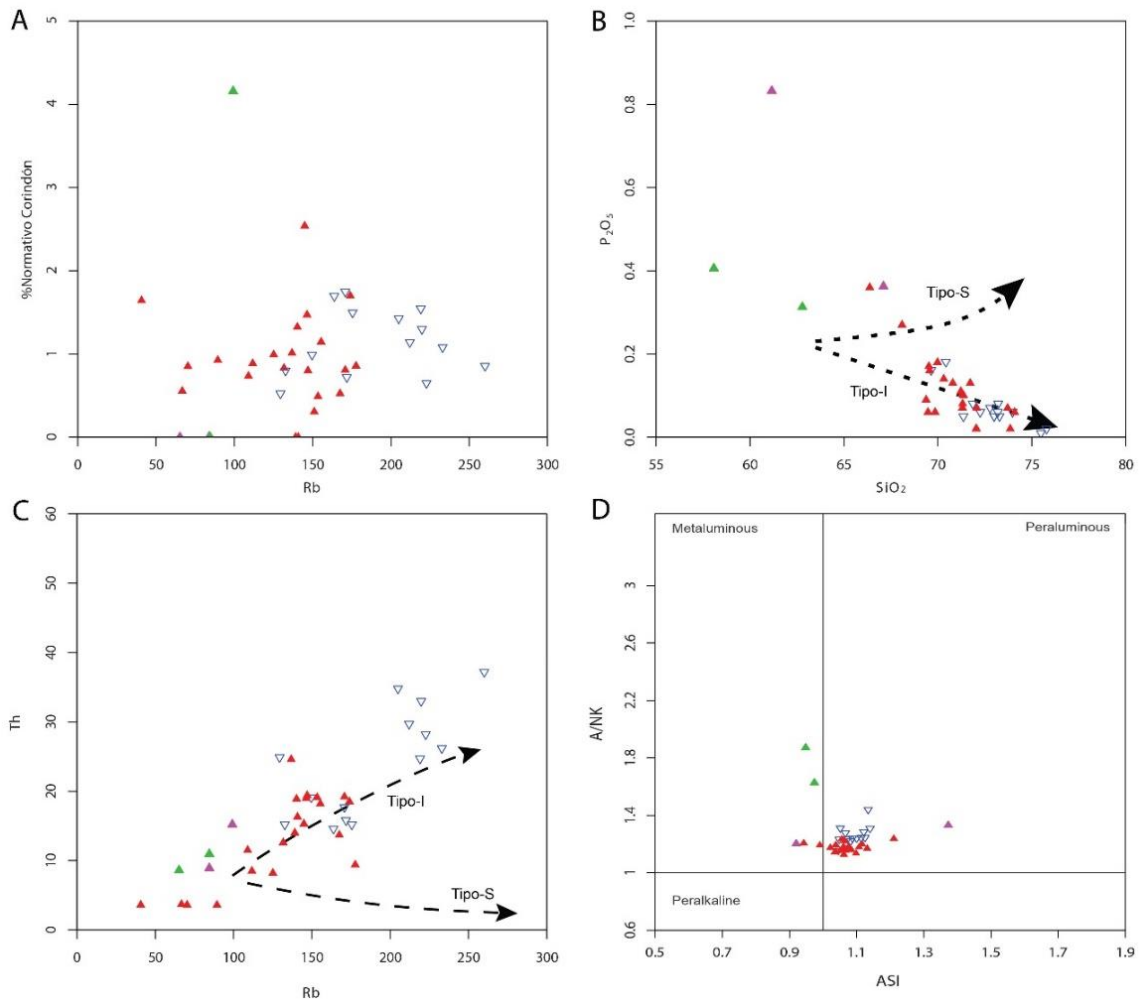


Figura 45. Diagramas binarios de: A) Rb vs % Corindón normativo. B)  $SiO_2$  vs  $P_2O_5$ . C) Rb vs Th. D) Índice ASI de Frost et al., 2001.  $\nabla$  Grupo (A).  $\blacktriangle$  Grupo (B). ( $\blacktriangle$  Granitos,  $\blacktriangle$  Arroyo Tapes Chico,  $\blacktriangle$  Cañada de los Toros)

Laurent et al. (2014) se basan en relaciones entre elementos mayores para distinguir fuente de rocas magmáticas y proponen un diagrama ternario para su discriminación. De la aplicación de este diagrama (Figura 46) surge que las fuentes de los granitoides estudiados corresponderían a rocas fuente metasedimentarias y tonalíticas. Según Laurent et al. (2014) estas dos fuentes son compartidas por granitos a biotita, granitos a dos micas ( $bt \pm ms$ ) y granitos híbridos.

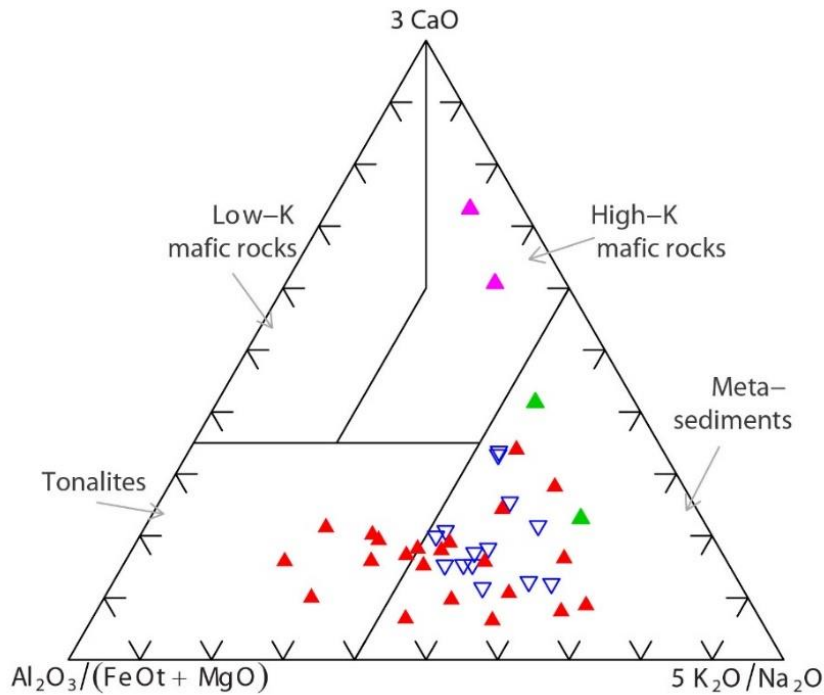


Figura 46. Diagrama ternario de Laurent et al. (2014).

▽ Grupo (A). ▲ Grupo (B). (▲ Granitos, ▲ Arroyo Tapes Chico, ▲ Cañada de los Toros)

Tuttle y Bowen (1958) sugieren que los fundidos de haplogranitos pueden originarse por refusión de rocas aluminosilicatadas, o por cristalización fraccionada de líquidos más básicos. A su vez, Chappell et al. (2012) proponen que la incorporación de componentes sedimentarios, ya sea durante la fusión parcial o mediante asimilación masiva, es un mecanismo por el cual se pueden generar composiciones peraluminosas en granitos tipo-I. En el mismo sentido, Chappell et al. (2012) y Patiño Douce (1999) sugieren la participación de rocas metasedimentarias con altos contenidos de  $K_2O$  y  $Na_2O$  en la fuente de granitos como forma de generar fundidos peraluminosos calco-alcalinos de alto potasio.

En base a los resultados químicos, queda de manifiesto que los cuerpos estudiados aquí tienen similitudes a los descritos por Chappell (1999), Chappell et al. (2012), Chappell y White (1974) como granitos tipo-I, con una fuente cortical ígnea profunda, e incorporación de materiales metasedimentarios que le confieren la característica peraluminosa y los altos contenidos de  $K_2O$  y  $Na_2O$  (Chappell et al., 2012; Laurent et al., 2014; Patiño Douce, 1999; Tuttle y Bowen, 1958).

Particularmente para los cuerpos incluidos en el *Grupo (A)*, la generación de estos magmas no muestra evidencias que indiquen fusión parcial con presencia de granate residual. A su vez, la segregación de plagioclasa y la fusión de materiales con alto contenido de feldespato potásico residual parece haber jugado un rol importante en la generación de estos magmas. Esto es indicado por la marcada anomalía negativa de



Eu, y los bajos contenidos de Ba y Sr, acentuados por la incorporación de metasedimentos, que parece haber ocurrido en mayor medida que en el *Grupo (B)*.

La generación de los magmas del *Grupo (B)* muestra evidencias de haber ocurrido en presencia de granate y/o anfíbol residual, disminuyendo su contenido de TTRR pesadas. La incorporación de metasedimentos en este grupo probablemente haya sido menor, permitiendo que los contenidos de Ba y Sr aumenten. No muestra evidencias de haber ocurrido una extensa o importante segregación de plagioclasa.

A su vez, los resultados obtenidos de las relaciones isotópicas Sr y Nd para los granitos Guazunambí, Policlínica y Yermal, arrojaron valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}}$  que varía entre 0,7115 y 0,7105 y  $\epsilon\text{Nd}_{(600)}$  que varía entre -18,44 y -16,83. Estos valores son consistentes con materiales fuente corticales, particularmente de corteza profunda (Figura 47). Además, los valores de  $T_{\text{DM}}$  y  $T_{\text{DM}^2}$  obtenidos (2,29Ga y 2,69Ga) indicarían que estos cuerpos son producto de retrabajo de corteza arqueana-paleoproterozoica (Figura 48).

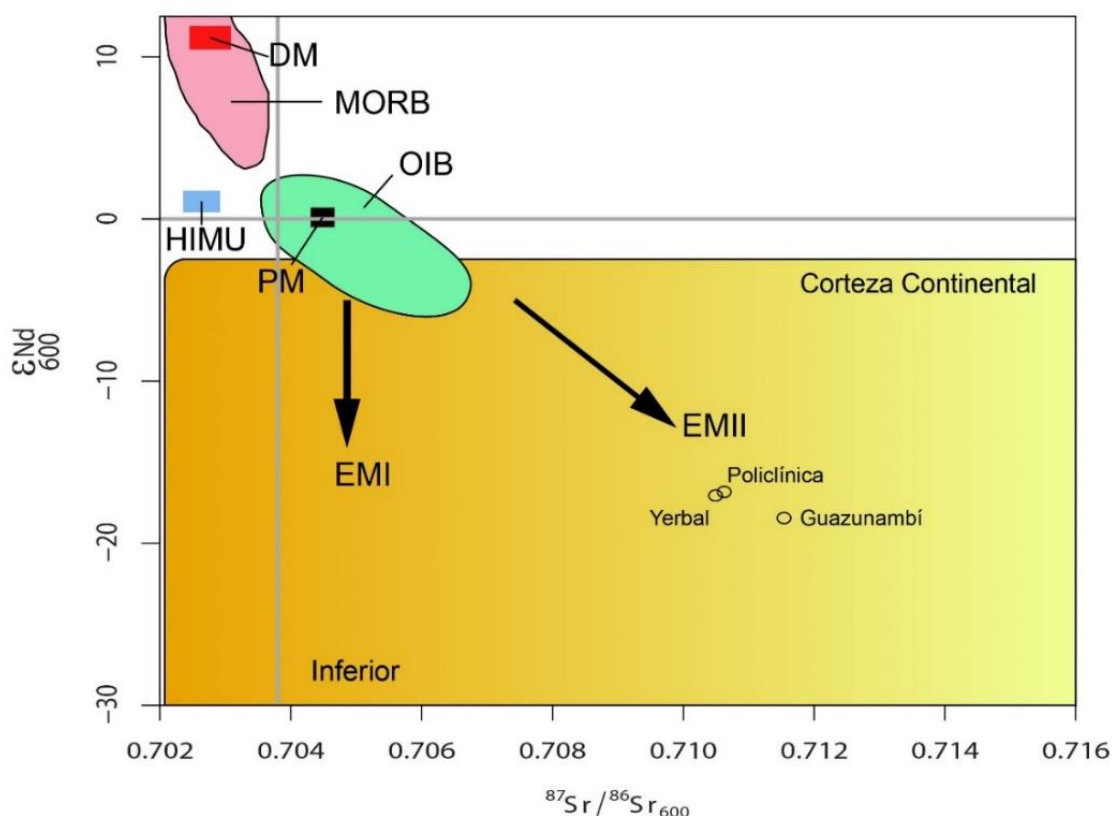


Figura 47. Diagrama  $\epsilon\text{Nd}-\text{Sr}(t)$  (Zindler y Hart, 1986) para los granitos Guazunambí, Policlínica y Yermal. MORB, Basalto de dorsal meso-atlántica; OIB, Basalto de isla oceánica; EM(I, II), Componentes de manto enriquecido; DM, Componentes de manto empobrecido; PM, Componentes de manto primitivo; HIMU, Componentes de manto de alto  $\mu$  ( $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ).

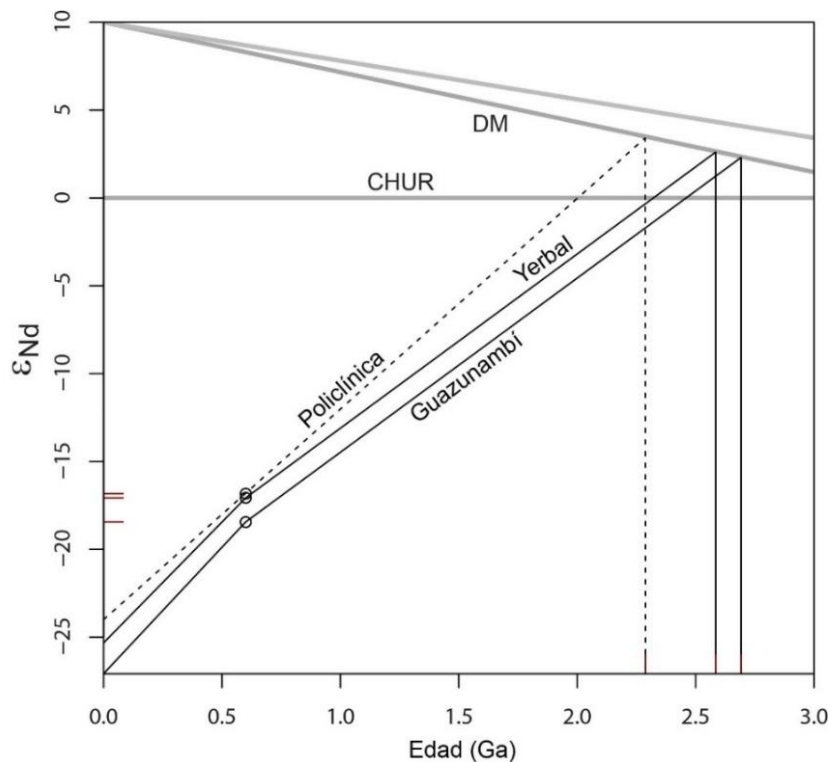


Figura 48.  $\epsilon_{Nd}$  (600 Ma) versus edades modelos (Ga) para los granitos Guazunambí, Policlínica y Yermal.

DM: Mando empobrecido.

CHUR: Reservorio condrítico uniforme.

Línea punteada indica  $T_{DM}$  en una etapa, línea continua en dos etapas.

Las edades obtenidas en este trabajo muestran también diferencias en la fuente de estos cuerpos. El granito Guazunambí arrojó una edad de cristalización magmática de  $619,6 \pm 1,7$  Ma, asociando su génesis a la evolución del Cinturón Dom Feliciano. La presencia de edades heredadas (ej. Figura 49) de  $3079 \pm 18$  Ma,  $2974 \pm 17$  Ma y  $2074 \pm 17$ , establece que la génesis de este cuerpo involucró rocas procedentes del terreno Nico Pérez, ya que este rango de edades se encuentra únicamente presente en este terreno (Hartmann et al., 2001; Santos et al., 2003; Oyhantçabal et al., 2012; Gaucher et al., 2014d; Oriolo et al., 2016; entre otros). Además, esto concuerda con la edad modelo ( $T_{DM}^2$ ) calculada para este granito, que también indica la participación de corteza arqueana profunda en la formación de este cuerpo.

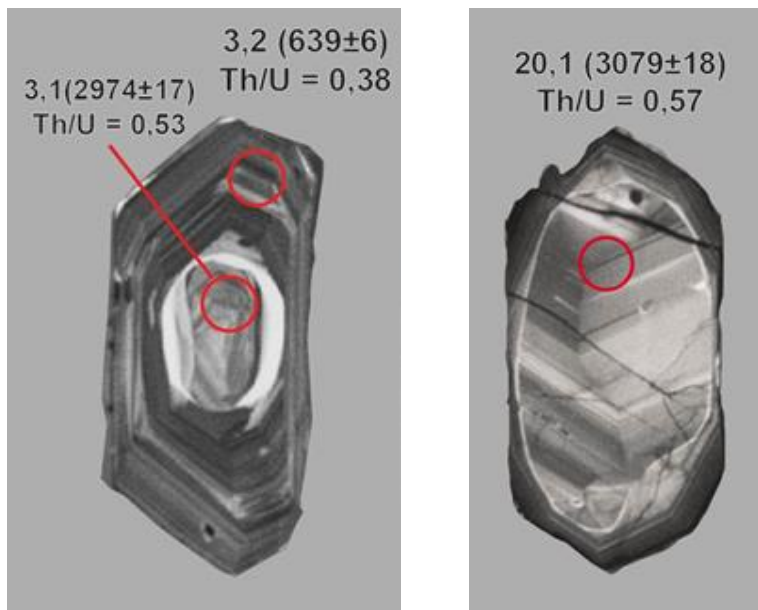


Figura 49. Imágenes de cátodoluminiscencia (CL) de dos cristales de circonio del granito Guazuñambí.

Ambos cristales tienen un núcleo heredado de edades arqueanas. La imagen de la derecha muestra un borde de cristalización magmático de edad neoproterozoica.

En el caso del granito Cerrezuelo, si bien se registraron edades mesoarqueanas en xenocristales (Figura 40, 50), también se reconocieron edades paleo-, meso-, y neoproterozoicas. Por lo que se sugiere aquí que la fuente para estos cuerpos también debió ser el terreno Nico Pérez. Otros dos granitos que ocurren en el área, Cerro de las Cuentas y Cerro Chato, presentan la misma herencia que el granito Cerrezuelo (Sánchez Bettucci et al – sometido), pero la edad de cristalización neoproterozoica de estos cuerpos es más joven ( $584,4 \pm 8,2$  y  $584,4 \pm 0,4$  Ma, respectivamente).

A diferencia de los granitos Guazuñambí y Cerrezuelo, el granito Puntas del Arroyo Gutiérrez no registra circones con edades heredadas (Figura 38, 39).

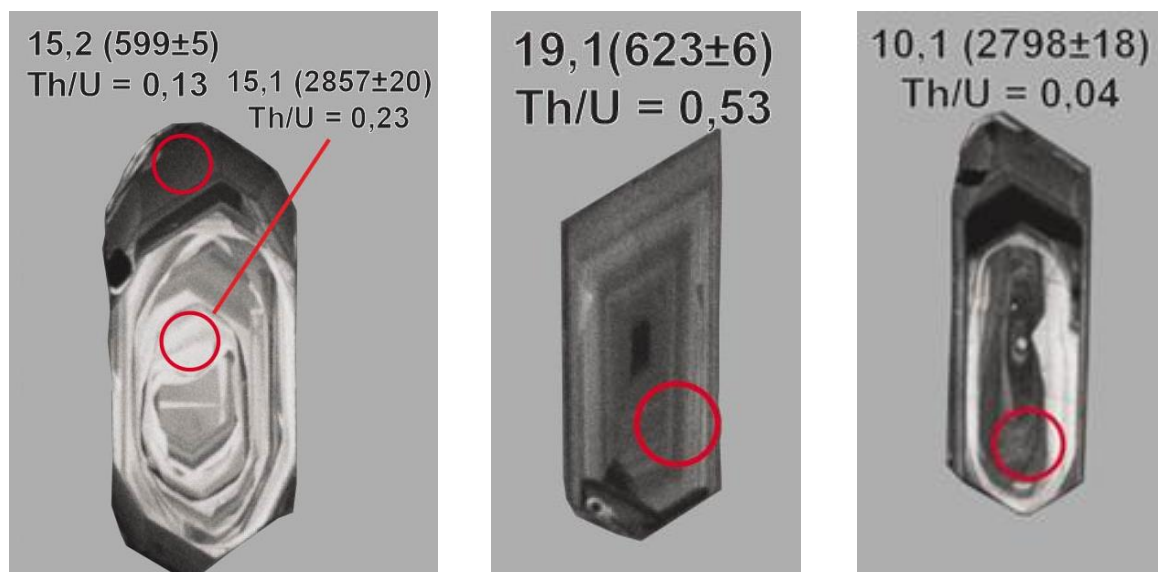


Figura 50. Imágenes de cátodoluminiscencia (CL) de cristales de circonio del granito Cerrezuelo. (A) Cristal con núcleo heredado de edad arqueana y un borde de edad neoproterozoica. (B) Cristal magmático de edad neoproterozoica. (C) Cristal con núcleo heredado de edad arqueana.

## 6.2. Ambiente de Emplazamiento

En base al comportamiento de las muestras, observado en los diagramas spider normalizado a NMORB (Sun y McDonough, 1989) y a ORG (Pearce et al., 1984), el R1-R2 de Batchelor y Bowden (1985) y el de discriminación tectónica de Pearce et al. (1984) modificado por Pearce (1995) (Figuras 51, 52, 53, 54), se propone aquí un ambiente tardi-a poscolisional para estos cuerpos.

Como es esperable, en el diagrama spider extendido normalizado a NMORB, rocas ácidas asociadas a un ambiente continental mostrarán un enriquecimiento general de todos los elementos frente al MORB, disminuyendo hacia los elementos más pesados. Por otro lado, anomalías negativas para los elementos Ta, Nb y Ti son características típicas de rocas asociadas a márgenes continentales activas (Brown, 1982; Brown et al., 1984). Todas estas características son compartidas por los granitoides estudiados, tanto para el *Grupo (A)* como para el *(B)* (Figura 51). Por otro lado, anomalías marcadas en Ba, Sr, Ti y P en los granitoides calcoalcalinos de arcos maduros, pueden ser explicadas en gran parte por el grado de fraccionamiento de feldespatos potásicos y plagioclasas, apatito y óxidos Fe-Ti de los líquidos magmáticos (Brown et al., 1984). En las rocas con anomalías de Eu marcadas, donde el fraccionamiento de plagioclasas juega un rol importante, estos elementos también se verán empobrecidos. Naturalmente en las rocas del *Grupo (A)*, estos elementos muestran una anomalía mucho más marcada que en las del *Grupo (B)*.

Al graficar los *Grupos* en el diagrama tipo spider ORG de Pearce et al. (1984) se puede observar que en general muestran un patrón concordante a los propuestos para granitos de ambiente de arco volcánico, sin-colisionales y post-colisionales, principalmente por los muy bajos contenidos de TTRR pesadas.

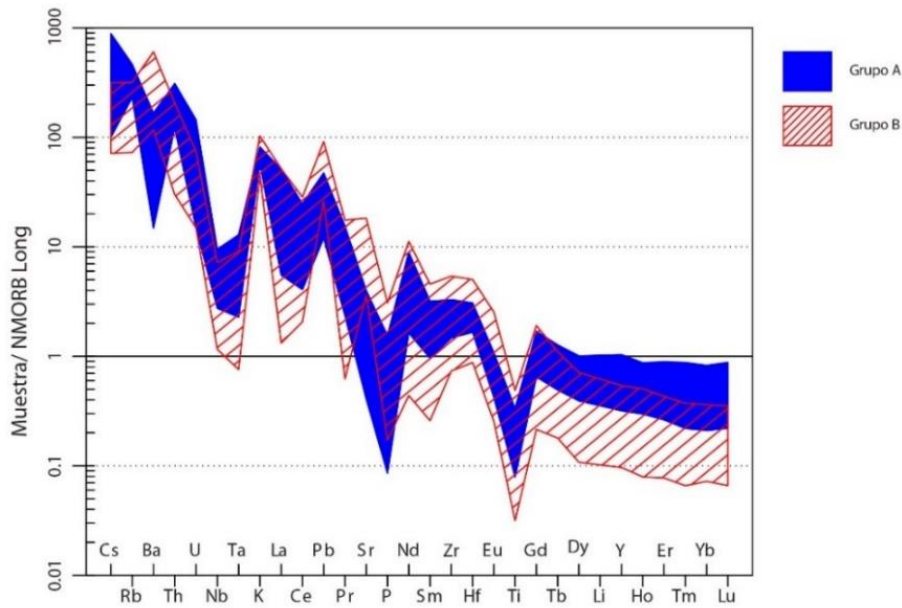


Figura 51. Diagrama tipo spider multielemento normalizado NMORB (Sun y McDonough, 1989).  
Azul: Grupo (A).  
Rojo: Grupo (B).

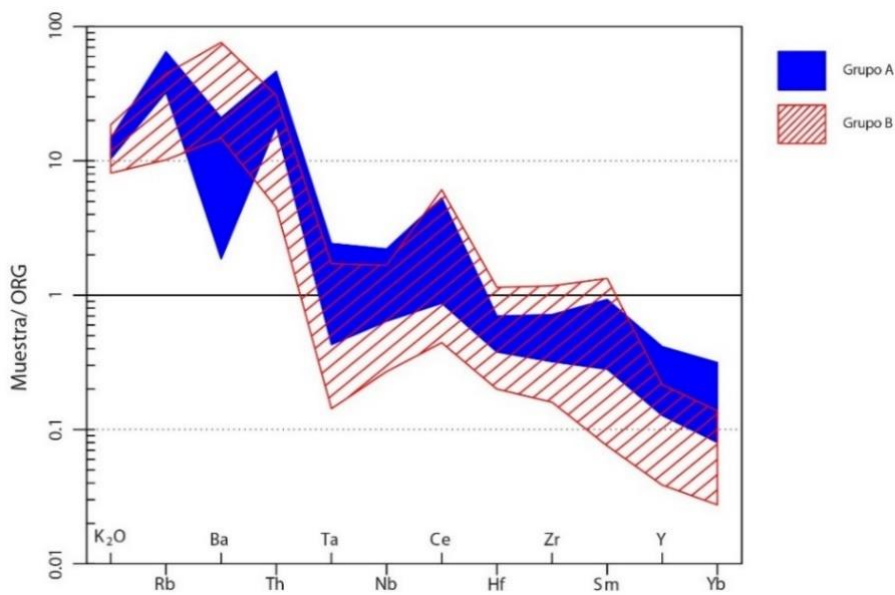


Figura 52. Diagrama tipo spider normalizado ORG (Pearce et al., 1984).  
Azul: Grupo (A).  
Rojo: Grupo (B).

El diagrama R1-R2 describe una tendencia general de evolución de las series magmáticas hacia el sector inferior derecho, donde disminuye el Ca y Mg y aumenta el contenido en Si. Al aplicar el diagrama R1-R2 a los *Grupos (A) y (B)* se observa una tendencia evolutiva de Tardi-Orogénico a Post-Orogénico. Particularmente el *Grupo (A)* tiende a encontrarse en el campo Sin-Colisional a Post-Orogénico. Mientras que, el *Grupo (B)* recorre el espectro desde Tardi-Orogénico a Sin-Colisional, concentrándose la mayoría de las muestras en este último campo.

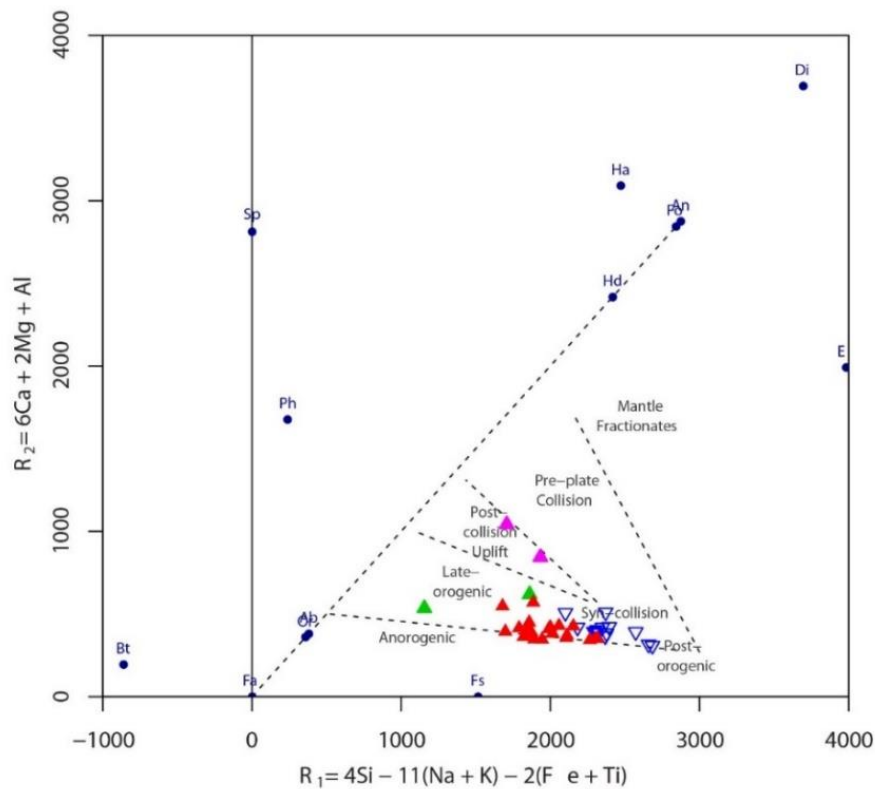


Figura 53. Diagrama R1-R2 de (Batchelor y Bowden, 1985) para los cuerpos estudiados.

- ▽ Grupo (A).
- ▲ Grupo (B).
- ▲ Granitos, Arroyo Tapes Chico,
- ▲ Cañada de los Toros

Por otro lado, estos Grupos graficados en el diagrama de Pearce et al. (1984) también reflejan una diferencia entre ellos. Los granitos del *Grupo (A)* tienden a concentrarse sobre el campo post-COLG, mientras que los del *Grupo (B)* se encuentran más dispersos desde VAG+syn-COLG a post-COLG.



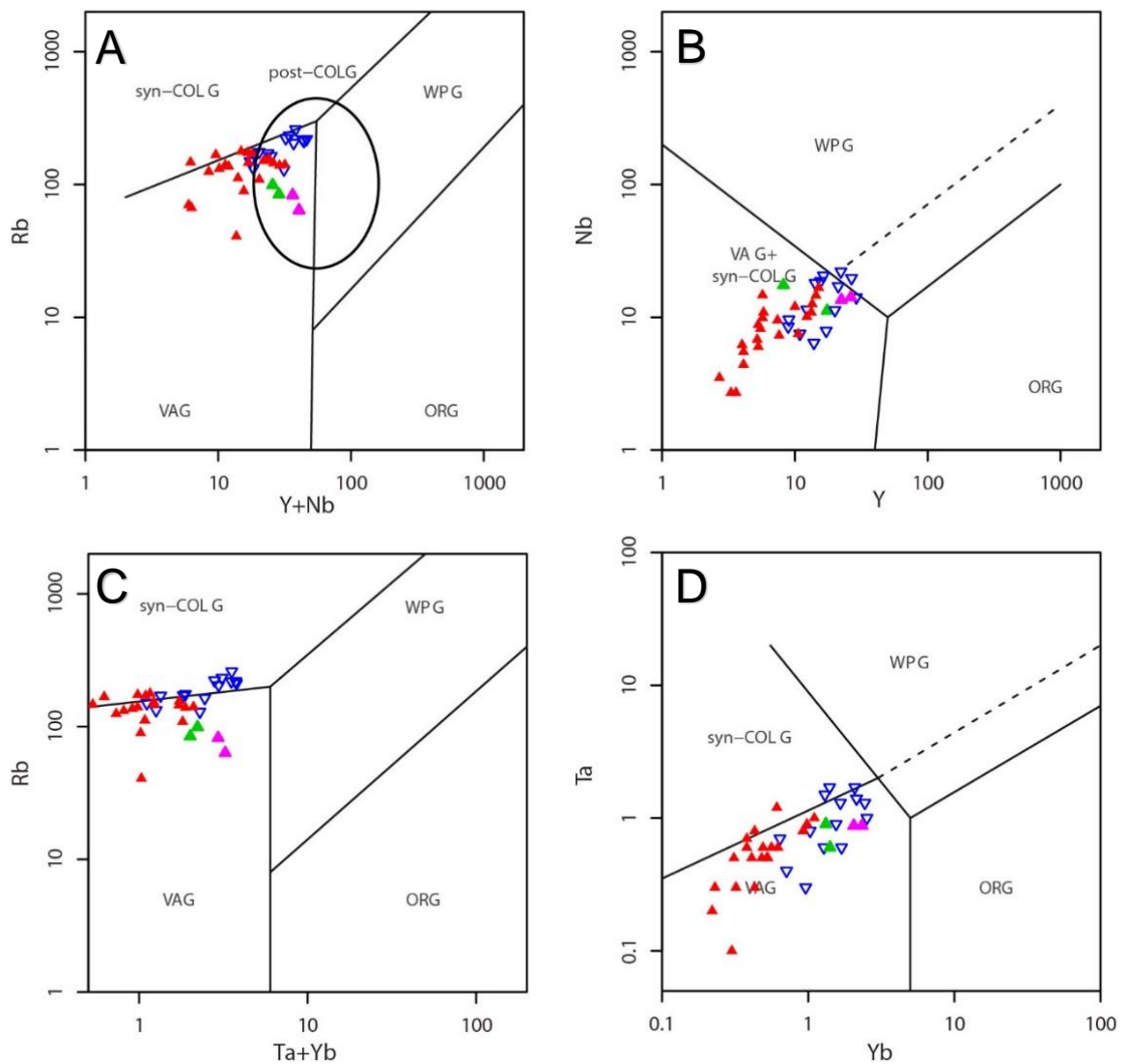


Figura 54. Diagrama de discriminación tectónica de (Pearce, 1995; Pearce et al., 1984). (A) Diagrama Rb vs Y+Nb. (B) Diagrama Nb vs Y. (C) Diagrama Rb vs Ta+Yb. (D) Diagrama Ta vs Yb.  $\nabla$  Grupo (A).  $\blacktriangle$  Grupo (B). ( $\blacktriangle$  Granitos,  $\blacktriangle$  Arroyo Tapes Chico,  $\blacktriangle$  Cañada de los Toros)

Teniendo en cuenta que la fuente de estos cuerpos concuerda con la fuentes de granitos tipo-I, y que el aporte de material metasedimentario en la fuente fue importante, es esperable que los cuerpos muestren características similares a los cuerpos generados en arcos volcánicos, así como a los generados en un ambiente de post-colisión (Pearce et al., 1984; Frost et al., 2001; Chappell et al., 2012; Laurent et al., 2014). Se puede observar que para los cuerpos en los cuales el aporte metasedimentario en la fuente fue mayor (*Grupo (A)*) la tendencia es a acercarse a los campos post-COLG (Pearce, 1995) y post orogénico (Batchelor y Bowden, 1985), mientras que los cuerpos con menor participación metasedimentaria en su fuente y menor (o nula) segregación de plagioclasa (*Grupo (B)*) tienden a encontrarse en los

campos VAG (Pearce et al., 1984) y Tardi-orogénicos/Sin-Colisional (Batchelor y Bowden, 1985).

Por lo que, a partir de los argumentos anteriormente mencionados se propone que el emplazamiento de estos cuerpos estaría restringido a un ambiente orogénico, particularmente a las etapas finales sin-colisionales y post-colisionales de la evolución del CDF.

### 6.3. Comparación con los Cuerpos Graníticos del Dominio Oeste

El magmatismo de la región NE del Uruguay, dentro de la porción central del Dominio Oeste del CDF, muestra similitudes con las características químicas estudiadas por otros autores para el resto del Dominio. En líneas generales, abarca granitoides calcoalcalinos de alto-K, mostrando un fraccionamiento de TTRR muy marcado, con predominancia de cuerpos tipo-I peraluminosos, generados a partir de fuentes profundas, siendo en el sur identificados también algunos cuerpos tipo-S y en menor medida tipo-A, predominando un ambiente de post-colisión para todos ellos (Sánchez Bettucci et al., 2003; Oyhantçabal et al., 2012; Lara et al., 2017, 2020).

La geoquímica elemental, los datos isotópicos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}}$  (0,707612 - 0,711541),  $\epsilon\text{Nd}$  (-13,8 a -20,2), y las edades  $T_{\text{DM}}$  (2,2 a 2,8 Ga) sugieren un retrabajamiento de corteza profunda arquena-paleoproterozoica. En la Figura 55 se contrastan los datos isotópicos de los sectores sur y centro-norte de este Dominio.

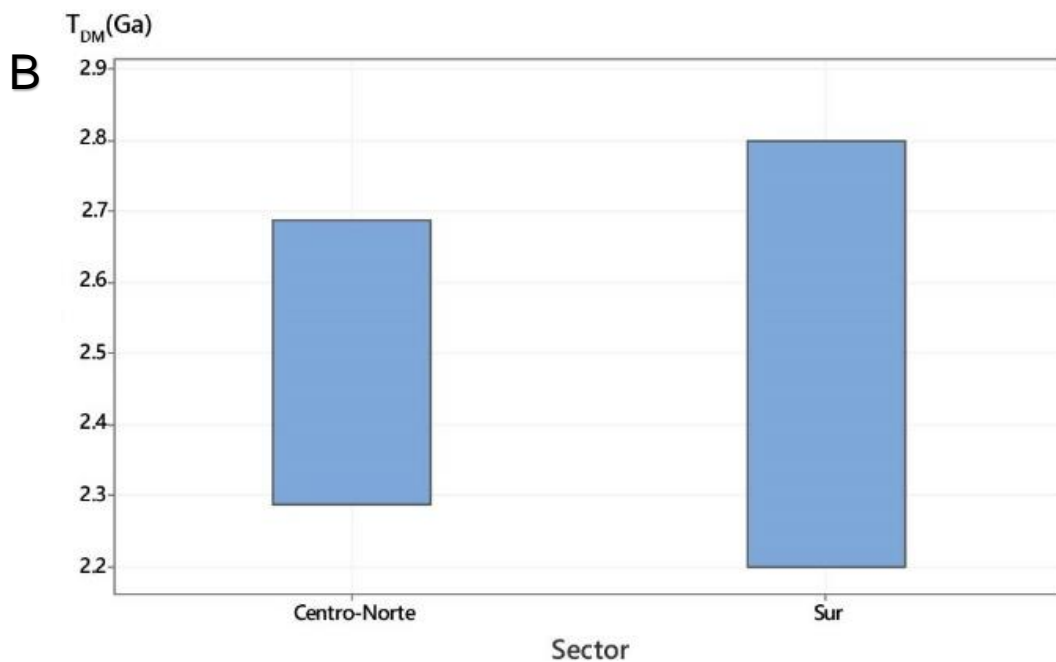
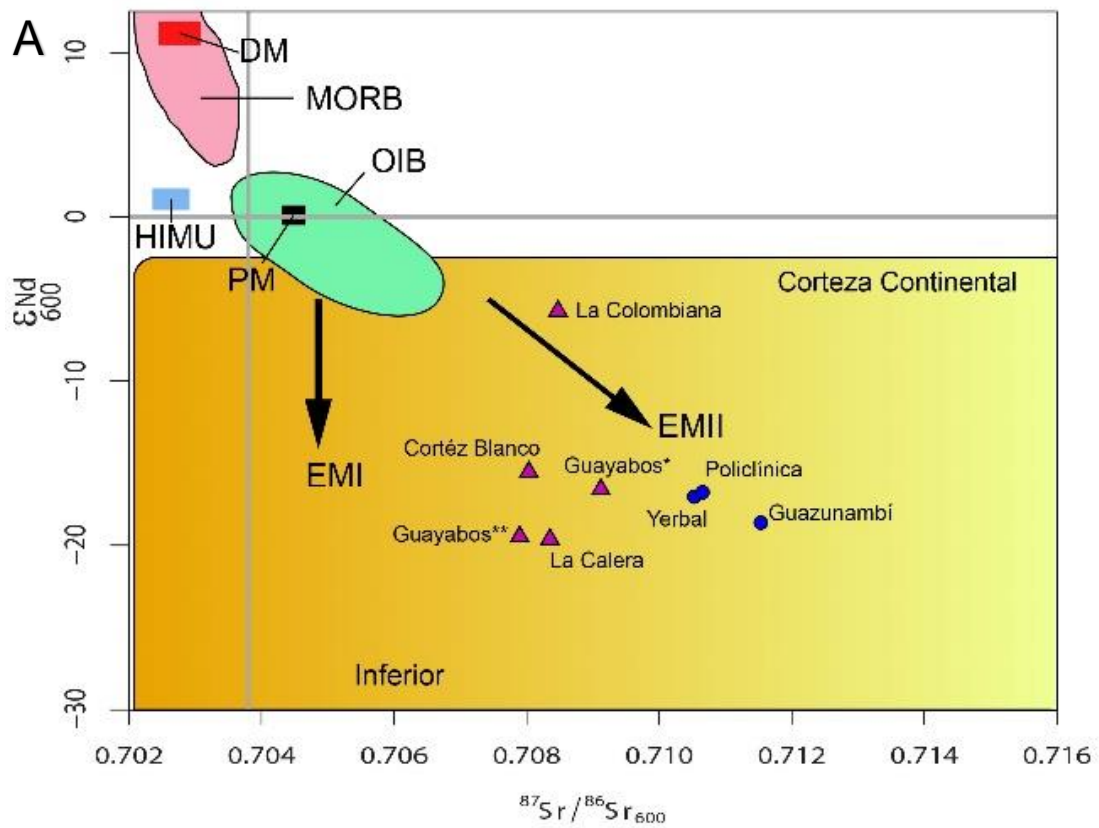


Figura 55. (A) Diagrama  $\epsilon\text{Nd-Sr}(t)$  (Zindler y Hart, 1986). (B) Gráfico comparativo de edades  $T_{\text{DM}}$  en los sectores Centro-Norte y Sur. MORB, Basalto de dorsal meso-atlántica; OIB, Basalto de isla oceánica; EM (I, II), Componentes de manto enriquecido; DM, Componentes de manto empobrecido; PM, Componentes de manto primitivo; HIMU, Componentes de manto de alto  $\mu$  ( $\mu = {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$ ). ● Granitos sector Centro-Norte. ▲ Granitos sector Sur (Lara et al., 2017, 2020). Guayabos\* - UYF28-3, Guayabos\*\* - UYF28-4 de Lara et al. (2017).

Al integrar otros cuerpos aflorantes del Dominio Oeste al estudio presentado aquí, es posible observar cómo siguen las mismas tendencias identificadas para los cuerpos en el centro-norte, separándose también en los dos *Grupos (A)* y *(B)*. Este hecho puede interpretarse como una tendencia que abarca a todo el magmatismo granítico del Dominio Oeste del CDF.

En el sector sur del Dominio Oeste, Lara et al. (2020) establecen que los cuerpos graníticos Cortez Blanco, Guayabos, La Calera, La Colombiana, Sierra de los Caracoles y Solís de Mataojo son clasificados como granitos de alto Ba-Sr, poseen una alta relación Sr/Y (>30 ppm), con anomalías negativa de Eu leves a positivas (>0,95), contenidos de álcalis elevados (Tabla 12) y relación TTRR livianas/pesadas muy pronunciada (Figura 56). Por lo que, estos granitos poseen características similares a las determinadas para el *Grupo (B)*.

Tabla 12. Resumen de las características de granitos del Sur del Dominio Oeste (Lara et al., 2020) asociados al *Grupo (B)*.

Cuerpo	Sr/Y	Na <sub>2</sub> O (wt%)	K <sub>2</sub> O (wt%)	Ba ppm	Sr ppm
<b>Solis de Mataojo</b>	71,95	3,84	1,74	1269,00	1367,00
<b>Guayabo</b>	55,77	4,47	3,18	705,00	619,00
<b>Cortez Blanco</b>	31,82	3,37	4,23	1109,00	623,00
<b>Sierra Caracoles</b>	33,13	4,87	3,54	1378,00	762,00
<b>La Calera</b>	205,31	4,45	3,73	2094,00	1121,00
<b>La Colombiana</b>	58,50	3,30	4,82	926,00	420,00

Por otro lado, los cuerpos Renegado y Perdido Chico, son clasificados como granitos de bajo Ba-Sr, poseen una relación baja Sr/Y (<5,35), con anomalías muy pronunciadas de Eu (0,26-0,51) y relación TTRR livianas/pesadas ligeramente menor respecto al *Grupo (A)* (Figura 56), siendo asimilables al mismo.

Tabla 13. Resumen de las características de granitos Renegado y Perdido Chico (Lara et al., 2020) asociados al *Grupo (A)*.

Cuerpos	Sr/Y	Na <sub>2</sub> O (wt%)	K <sub>2</sub> O (wt%)	Ba ppm	Sr ppm
<b>Renegado</b>	5,35	3,54	4,77	758,00	138,00
<b>Perdido Chico</b>	1,32	4,13	5,01	521,50	100,00

También en el sector sur Sánchez Bettucci, (1998) caracterizó al Complejo Carapé, donde incluye un conjunto de cuerpos graníticos calcoalcalinos de medio y alto potasio, hasta alcalinos, de metaluminosos a peraluminosos, emplazados en un

ambiente desde sin-orogénico a post-orogénico. Los granitos Sarandí, Minas y Cuchillita son clasificados como de alto Ba-Sr, no muestran anomalía negativa de Eu y muestran relación TTRR livianas/pesadas muy pronunciada. Por otro lado, el granito Águila no es posible clasificarlo como granito de alto Ba-Sr o bajo Ba-Sr, muestra anomalía negativa de Eu marcada y una relación TTRR livianas/pesadas menos pronunciada, mostrando enriquecimiento en TTRR pesadas. Preciozzi y Peel, (2005) analizan otro cuerpo incluido dentro del Complejo Carapé, el granito Dos Hermanos. Este cuerpo es clasificado como granito de bajo Ba-Sr, muestra anomalía negativa de Eu (0,41), relación Sr/Y muy baja (1,13) y presenta una relación TTRR livianas/pesadas poco pronunciada. A pesar, de que no es posible determinar la relación Sr/Y para los cuerpos analizados por Sánchez Bettucci (1998), los granitos Sarandí, Minas y Cuchillita muestran características similares a las del *Grupo (B)*, mientras que el granito Águila y Dos Hermanos muestran características similares a las del *Grupo (A)* (Figura 56). En la tabla 14 se resumen las características de estos cuerpos.

Tabla 14. Resumen de las características de la facies de granitos incluidos dentro del Complejo Carapé. Rojo: Cuerpos pertenecientes al *Grupo (B)*. Azul: Cuerpos pertenecientes al *Grupo (A)*.

Código	Granito	Na <sub>2</sub> O (wt%)	K <sub>2</sub> O (wt%)	Ba ppm	Sr ppm
579	Sarandí	6,11	3,14	3025,00	1745,00
526	Minas	3,48	4,09	1235,00	751,00
M20d	Cuchillita	4,43	3,09	975,00	424,00
665di	Cuchillita	5,20	3,98	2699,00	1110,00
665d	Cuchillita	5,39	3,66	2004,00	1068,00

Código	Granito	Sr/Y	Na <sub>2</sub> O (wt%)	K <sub>2</sub> O (wt%)	Ba ppm	Sr ppm
517	Águila	N/A	4,58	4,75	835,00	260,00
URPR70	Dos Hermanos	1,13	3,61	4,31	116,00	22,00

En el sector centro-sur de este dominio, Gallardo Silveira (2015) caracteriza a los granitos Mangacha, Barriga Negra y las diferentes facies del Complejo Polanco (*sensu* Preciozzi et al., 1981), como pertenecientes a la serie calco-alcalina de alto-K a alcalina, predominantemente peraluminosos (en menor proporción metaluminosos), que fueron emplazados en un ambiente de post-colisión.

Por un lado, el granito Mangacha, y las facies de Granitos Hornblendo-Biotíticos del Complejo Polanco son clasificados como granitos de alto Ba-Sr, poseen una alta

relación Sr/Y (>39,11), con anomalías negativa de Eu leves (>0,82) a positivas (alcanzando 1,24), contenidos de álcalis elevados y relación TTRR livianas/pesadas muy pronunciada (Tabla 15). Nuevamente, se establece que estos cuerpos poseen características similares a las establecidas para el *Grupo (B)* (Figura 56).

Tabla 15. Resumen de las características del granito Mangacha y facies de Granitos Hornblendo-Biotíticos (Gallardo Silveira, 2015) asociados al *Grupo (B)*.

Código	Muestra	Sr/Y	Na <sub>2</sub> O (wt%)	K <sub>2</sub> O (wt%)	Ba ppm	Sr ppm
PG-010	GrMang01	49,97	3,75	4,43	1504,00	664,60
PG-001	CP-HblBt01	39,11	3,44	4,17	1226,00	703,90
PG-002	CP-HblBt02	166,48	4,39	5,06	1418,00	482,80
PG-003	CP-HblBt03	41,24	3,52	4,18	1196,00	767,00
PG-008	CP-HblBt04	49,90	3,83	4,05	1342,00	843,30
PG-017	CP-HblBt05	178,34	4,13	4,85	1386,00	624,20

Por otro lado, el cuerpo Barriga Negra se asocia al *Grupo (A)* debido a que es clasificado por Gallardo Silveira (2015) como de bajo Ba-Sr, con una relación baja Sr/Y (<19,21), con anomalías negativas pronunciadas de Eu (0,59), aunque posee relaciones TTRR livianas/pesadas menos pronunciada que las del *Grupo (A)* (Figura 56).

Tabla 16. Resumen de las características del granito Barriga Negra y parte de la facies de Granitos Biotíticos (Gallardo Silveira, 2015) asociados al *Grupo (A)*.

Código	Muestra	Sr/Y	Na <sub>2</sub> O (wt%)	K <sub>2</sub> O (wt%)	Ba ppm	Sr ppm
PG-011	GrBarrNeg01	3,15	3,11	5,63	65,00	47,50
PG-015	GrBarrNeg02	19,21	2,57	7,47	835,00	205,50
PG-016	GrBarrNeg03	1,49	5,13	6,90	732,00	23,90

Dentro del Complejo de Polanco, la facies de Granitos Biotíticos caracterizada por Gallardo Silveira (2015), posee características de ambos *Grupos (A)* y *(B)* (Tabla 17). El reanálisis efectuado aquí permite distinguir que estos dos comportamientos ocurren separados geográficamente. Las muestras asociadas al *Grupo (A)* son clasificados como de bajo Ba-Sr, con una baja relación Sr/Y (<7,28), con anomalías negativas marcadas (en general <0,47) y cuyo patrón de TTRR muestra una relación TTRR livianas/pesadas positiva (Figura 56). Mientras que las muestras asociadas al *Grupo (B)* se clasifican como granitos de alto Ba-Sr, con alta relación Sr/Y (>148), con



anomalías de Eu de negativas leves (0,88) hasta positivas (1,94), contenidos de álcalis elevados y una relación TTRR livianas/pesadas positiva muy pronunciada (Figura 56).

Tabla 17. Resumen de las características de la facies de Granitos Biotíticos. Rojo: Cuerpos pertenecientes al *Grupo (B)*. Azul: Cuerpos pertenecientes al *Grupo (A)*.

Código	Muestra	Sr/Y	Na <sub>2</sub> O (wt%)	K <sub>2</sub> O (wt%)	Ba ppm	Sr ppm
PG-006	CP-Bt01	326,58	4,63	3,76	437,00	391,90
PG-013	CP-Bt04	148,50	4,31	4,30	382,00	445,50
PG-022	CP-Bt09	194,19	4,26	5,02	1758,00	835,00
PG-023	CP-Bt10	333,31	4,44	5,25	2492,00	1299,90
Código	Muestra	Sr/Y	Na <sub>2</sub> O (wt%)	K <sub>2</sub> O (wt%)	Ba ppm	Sr ppm
PG-007	CP-Bt02	0,37	3,53	4,87	85,00	24,80
PG-009	CP-Bt03	7,28	3,56	5,78	594,00	125,30
PG-018	CP-Bt05	3,73	3,21	4,91	488,00	103,40
PG-019	CP-Bt06	1,02	3,31	5,86	203,00	42,70
PG-020	CP-Bt07	2,68	3,58	5,28	654,00	127,30
PG-021	CP-Bt08	0,22	3,89	4,62	13,00	5,70

En el sector norte del Dominio Oeste únicamente han sido caracterizados los granitos Sobresaliente y Las Flores (Oyhantçabal et al., 2012; Lara et al., 2020). En base a lo reportado por Lara et al. (2020) (ver Tabla 18) estos dos granitos son clasificados como de alto Ba-Sr, presentan relaciones Sr/Y superiores a 50, no tienen anomalías de Eu (0,87 – 0,92), y poseen relaciones elevadas de TTRR livianas/pesadas, por lo que se integran al *Grupo (B)* (ver Figura 56).

Tabla 18. Resumen de las características de los granitos Las Flores y Sobresaliente (Lara et al., 2020) asociados al *Grupo (B)*.

Cuerpo	Sr/Y	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Ba	Sr
Las Flores	60,00	4,41	3,85	1052,00	564,00
Sobresaliente	50,86	4,23	3,18	2041,00	1002,00

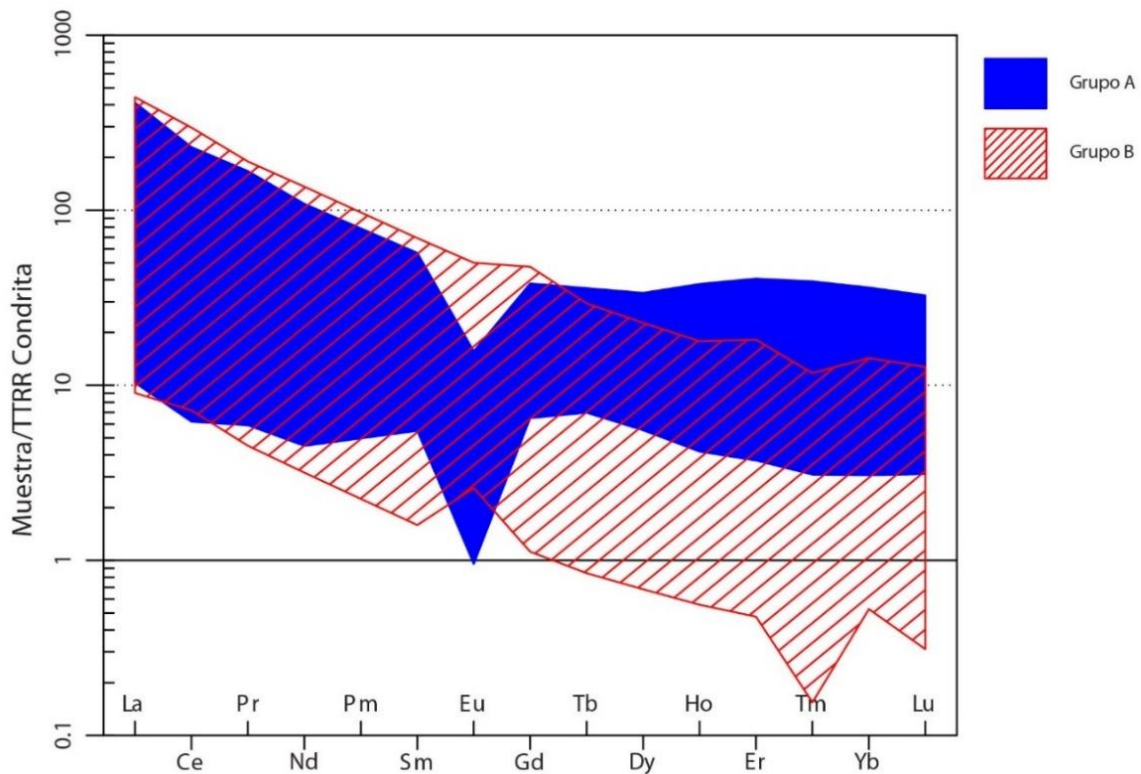


Figura 56. Diagrama de TTRR normalizado a condrita (Boynton, 1984) para los grupos (A) y (B) definidos en este trabajo en todo el Dominio Oeste.

Por un lado, como ya ha sido mencionado al inicio de este apartado, la mayor parte del magmatismo granítico neoproterozoico que integra el Dominio Oeste, ha sido clasificado como cuerpos tipo-I, y subordinadamente tipo-S y algunos tipo-A, predominando en todos ellos un ambiente de post-colisional (Fort y Peel, 2019; Gallardo Silveira, 2015; Lara et al., 2020, 2017; Oyhançabal et al., 2007; Sánchez Bettucci, 1998). Esto es confirmado al observar que todo este magmatismo muestra una tendencia general magnésiana (Figura 57A) que tiende a crecer de calco-alcalina a alcalina con el aumento de la acidez, tendencia característica de magmatismo de tipo-I (Figura 57B, C).

Por otro lado, al integrar todos los datos químicos del Dominio Oeste se observa más claramente la tendencia evolutiva de Tardi-Orogénico a Post-Orogénico (Figura 58A, B). Los cuerpos incluidos en el *Grupo (A)* parecen asociarse a las etapas tardías de la evolución del magmatismo respecto a los cuerpos asociados al *Grupo (B)*.

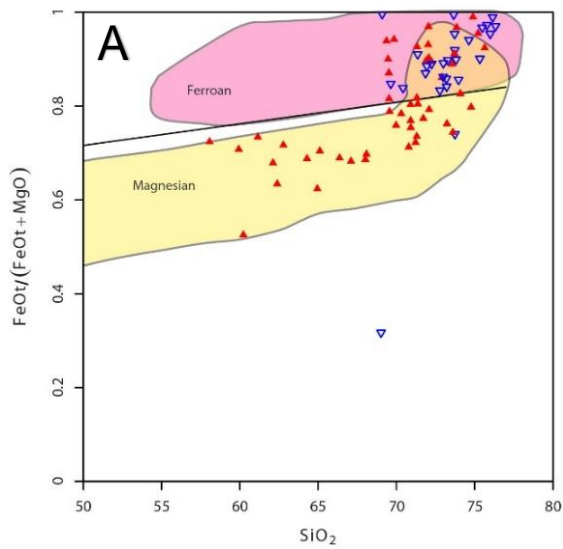


Figura 57. (A) Diagrama  $Fe^*$  vs Si (Indicados campos Magnesiano y Ferroan). (B) Diagrama  $Fe^*$  vs Si (Indicados campo de granitos Tipo-I). (C) Diagrama  $N_2O+K_2O-CaO$  vs  $SiO_2$  (Indicado campo de granitos Tipo-I). Campos de Frost et al., (2001).  $\nabla$  Grupo (A).  $\blacktriangle$  Grupo (B).

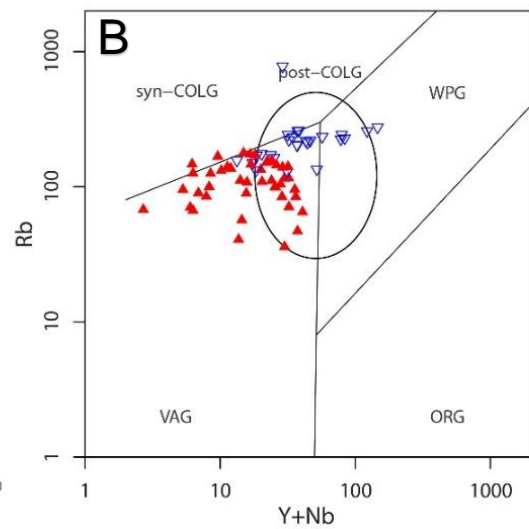
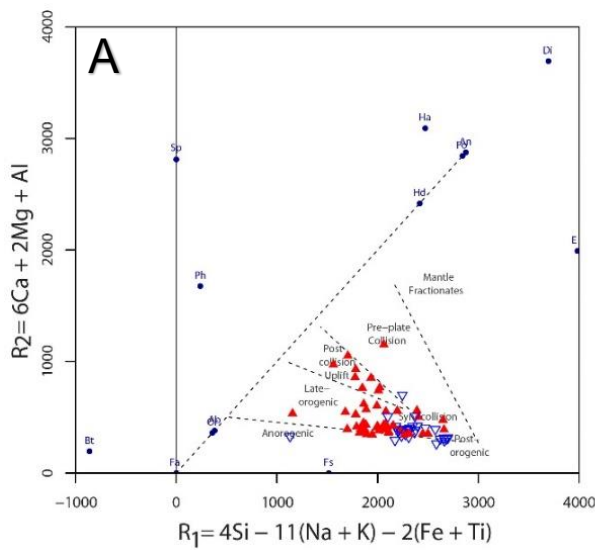
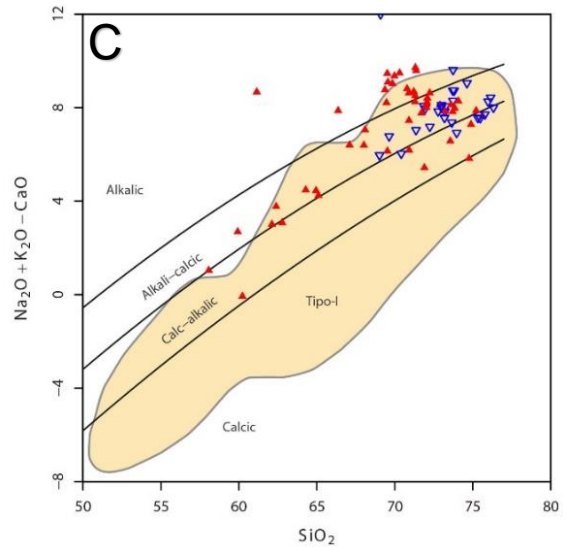
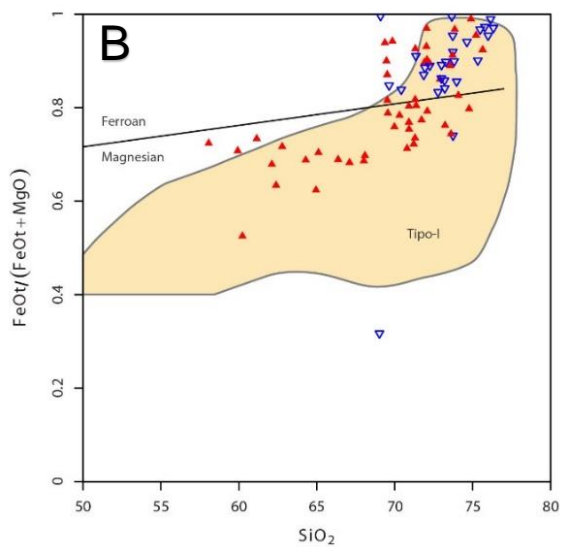


Figura 58. (A) Diagrama R1-R2 de Batchelor y Bowden, (1985). (B): Diagrama de discriminación tectónica Rb vs Y+Nb de Pearce, (1995).  $\nabla$  Grupo (A).  $\blacktriangle$  Grupo (B).

Otro aspecto para comparar dentro del Dominio Oeste son las edades del magmatismo granítico. Los granitos Guazunambí ( $619,6 \pm 1,7$  Ma), Puntas del Arroyo Gutiérrez ( $592,8 \pm 2,4$  Ma) y Cerrezuelo ( $619,2 \pm 3,2$  Ma), poseen edades de cristalización similares a las reportadas por otros autores para el CDF (Figura 59 y Tabla 19). En particular, Lara et al. (2017) sugieren que este magmatismo en el Dominio Oeste ocurrió en el intervalo 634 - 583 Ma y asociado a un ambiente postcolisional. De acuerdo con lo propuesto por varios autores (e.g. Basei et al., 2000; Chemale, 2000; Saalman et al., 2011; Philipp et al., 2014; Hueck et al., 2016), el magmatismo granítico del Dominio Oeste del Uruguay correspondería al evento Dom Feliciano definido entre 650 Ma y 550 Ma a finales del Ciclo Orogénico Brasileño.

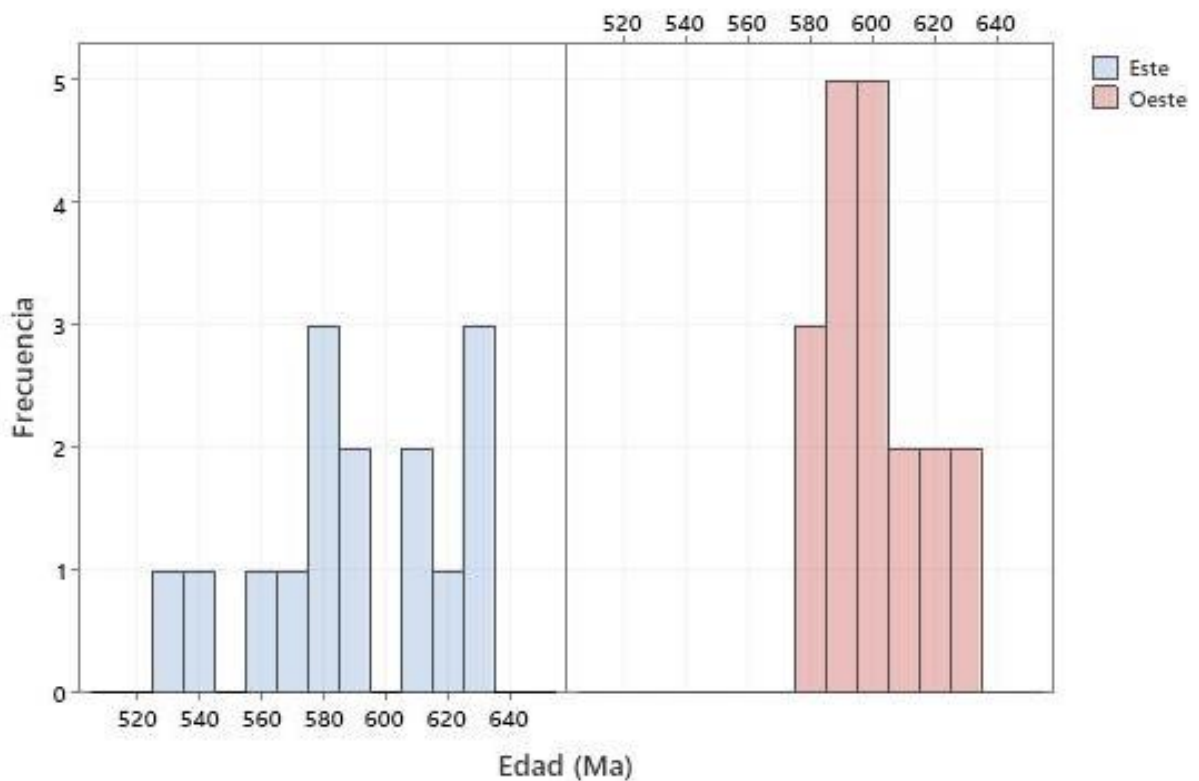


Figura 59. Histograma de edades del magmatismo granítico del CDF en Uruguay.

Tabla 19. Edades del magmatismo granítico neoproterozoico en Uruguay

Referencia	Formación - Cuerpo	Método	Edades (Ma)
Basei et al., 2000	Monzogranito de las Cañas	U-Pb Convencional	587 ± 16
Hartmann et al., 2002	Batolito Puntas de Santa Lucía	U-Pb SHRIMP	633 ± 8
Oyhantçabal et al., 2007	Granito Valdivia	Pb-Pb esfeno	614 ± 3
Gaucher et al., 2008	Granito A° Mangacha	U-Pb SIMS	583 ± 7
Oyhantçabal et al., 2009	Granito Maldonado	U-Pb SHRIMP	564 ± 7
Bossi y Gaucher, 2010	Granito Sarandí de Yaguarón	U-Pb SHRIMP	630 ± 8
Bossi y Gaucher 2010	Granito de Asperezas	U-Pb SHRIMP	580 ± 10
Basei et al., 2011b	Granito el Pintor	U-Pb TIMS	525 ± 9
Cingolani, et al., 2012	Granito de la Paz	LA-ICP-MS U-Pb	585 ± 4,0
Oyhantçabal et al., 2012	Granito Las Flores	U-Pb SHRIMP	586 ± 2.7
	Granito Sobresaliente	U-Pb SHRIMP	585 ± 2.5
Pecoits et al., 2012	Cuarzo Diorita de Tacuarí	U-Pb SHRIMP	585 ± 3
Basei et al., 2013	Granito Santa Teresa	U-Pb LAICPMS	543 ± 5
Gaucher et al., 2014a	Granito Lavaderos	U-Pb LAICPMS	610 ± 3
Gaucher et al. 2014a	Granito Arroyo Malo	U-Pb SIMS	625 ± 10
Gaucher et al. 2014a	Granito muscovítico deformado Cerro Amaro	U-Pb SIMS	631 ± 6
Gaucher et al. 2014a	Granito Cuchilla Dionisio	U-Pb SIMS	577 ± 2
Basei, com pers 2010 en Gaucher et al., 2014a.	Granito de la Sierra de Cabral	U-Pb SHRIMP	586 ± 11
Oriolo et al. 2016	Granito Amarillo	U-Pb LA-ICP-MS	596 ± 2.3
Lara et al., 2017	Granito Guayabos	LA-ICP-MS U-Pb	597 ± 3,6
	Granito Sierra de los Caracoles	LA-ICP-MS U-Pb	634 ± 3,6
	Granito Cortez Blanco	LA-ICP-MS	604 ± 3,0
Lara et al., 2020	Granito La Calera	LA-ICP-MS U-Pb	610 ± 3,7
	Granito Garzón	LA-ICP-MS U-Pb	579 ± 4,9
	Granito José Ignacio	LA-ICP-MS U-Pb	567 ± 4,1
	Granito Valdivia	LA-ICP-MS U-Pb	613 ± 4,3
	Granito Agua	LA-ICP-MS U-Pb	617 ± 2,8
	Granito La Colombiana	LA-ICP-MS U-Pb	601 ± 6,2
	Granito Renegado	LA-ICP-MS U-Pb	596 ± 5,1
Sánchez Bettucci et al – sometido.	Granito Cerro Chato	LA-ICP-MS U-Pb	584,4 ± 0,4
	Granito Cerro de las Cuentas	LA-ICP-MS U-Pb	584,4 ± 8,2
Este trabajo	Granito Puntas del A° Gutiérrez	LA-ICP-MS U-Pb	592,8 ± 2,4
	Granito Guazuambí	LA-ICP-MS U-Pb	619,6 ± 1,7
	Granito Cerrezuelo	LA-ICP-MS U-Pb	619,2 ± 3,1

Finalmente, queda de manifiesto, que el magmatismo neoproterozoico desarrollado en el Dominio Oeste, tiene muchas similitudes químicas, isotópicas y geocronológicas, desde el sur al norte, independientemente de que intruya en las secuencias meta-volcano-sedimentarias del CDF o en el basamento del TNP.

## 7. CONCLUSIONES

El estudio realizado en los plutones graníticos aflorantes en el sector centro-noreste del Cinturón Dom Feliciano en Uruguay permitió arribar a las siguientes conclusiones:

- El magmatismo granítico estudiado ocurrió entre 619 Ma y 592 Ma, ubicándose dentro del intervalo 634 Ma – 583 Ma definido para las etapas tardi a post-colisionales del Ciclo Orogénico Brasileño.
- Los cuerpos estudiados poseen dimensiones desde 3 km<sup>2</sup> hasta 188 km<sup>2</sup>, y presentan grados variables de exposición y meteorización.
- Las litologías predominantes son sienograníticas, subordinadamente ocurren monzogranitos, granitos álcali-feldespáticos, y granodioritas.
- Desde el punto de vista geoquímico son clasificados como granitoides tipo-I calco-alcálicos de alto-K a shoshoníticos, con afinidad peraluminosa. Estas características son similares a las presentadas por otros plutones que intruyen a las secuencias metavolcanosedimentarias o al basamento arqueano-paleoproterozoico del Dominio Oeste del CDF en Uruguay
- Fue posible distinguir dos comportamientos químicos principales para la magmatogénesis del Dominio Oeste del CDF en el Uruguay, que se resume a continuación:



<b>Grupo</b>	<b>Características</b>	<b>Cuerpos</b>
<b>A</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Anomalías negativas de Eu.</li> <li>• Granitos de bajo Ba-Sr.</li> <li>• Baja relación Sr/Y (<math>\leq 30</math>).</li> <li>• Menor enriquecimiento en álcalis.</li> </ul>	<p><u>Centro-Norte</u>: Arévalo, Arroyo las Piedras, Cerrezuelo, Cerro Chato, José Pedro Varela, María Albina.</p> <p><u>Centro-Sur</u>: Perdido Chico, Renegado Barriga Negra, Facies Granitos Biotíticos (parcial) (CP).</p>
<b>B</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Ausencia de anomalías negativas de Eu.</li> <li>• Granitos de alto Ba-Sr.</li> <li>• Alta relación Sr/Y (<math>&gt; 40</math>).</li> <li>• Mayor enriquecimiento en álcalis.</li> </ul>	<p><u>Norte</u>: Las Flores, Sobresaliente</p> <p><u>Centro Norte</u>: Arroyo los Molles, Arroyo Tapes Chico, Cañada de los Toros, Cerro de las Cuentas, Guazunambí, Olimar Grande, Policlínica, Puntas del Arroyo Gutiérrez, Santa Clara de Olimar, Yerbal.</p> <p><u>Centro-Sur</u>: Cortez Blanco, Guayabos, La Calera, La Colombiana, Sierra de los Caracoles, Solís de Mataojo, Mangacha, Facies Granitos Hornblendo-Biotítico (CP), Facies Granitos Biotíticos (parcial) (CP).</p>

CP: Complejo Polanco.

- En lo relativo al material fuente del magmatismo, se propone la participación de la corteza profunda con material metasedimentario subordinado, para ambos grupos. Además, se destaca un importante retrabajamiento de corteza arqueana-paleoproterozoica.
- El emplazamiento para los cuerpos que integran el *Grupo (A)* se asocia a etapas más tardías en la evolución del magmatismo respecto a los del *Grupo (B)*.
- Para el *Grupo (A)* la adición de material metasedimentario en la fuente, fue mayor.

## 8. BIBLIOGRAFÍA

- Almeida, F. F. M. (1971). Geochronological division of the Precambrian of South America. *Revista Brasileira de Geociências*, 1, 13–21.
- Almeida, F. F. M. (1977). O Cratón do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7, 349–364.
- Almeida, F. F. M., Amaral, G., Cordani, U. G., & Kawashita, K. (1973). The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of the Amazon River. In *The South Atlantic* (pp. 411–446). Boston: Springer.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B. de, & Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Science Reviews*, 17(1–2), 1–29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9).
- Arena, K. R., Hartmann, L. A., & Lana, C. (2017). Tonian emplacement of ophiolites in the southern Brasiliano Orogen delimited by U-Pb-Hf isotopes of zircon from metasomatites. *Gondwana Research*, 49, 296–332.
- Attewell, P. B., & Farmer, I. W. (1976). Composition of Rocks. In *Principles of Engineering Geology* (pp. 1–29). Dordrecht: Springer.
- Babinski, M., Chemale, F., Hartmann, L. A., Van Schmus, W. R., & Silva, L. C. (1997). U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(3–4), 263–274.
- Barbarin, B. (1990). Granitoids: Main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geological Journal*, 25(3–4), 227–238. <https://doi.org/10.1002/gj.3350250306>.
- Barbarin, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, (46), 602–626.
- Basei, M. A. S., Siga, J. O., Masquelin, H., Harara, O. M., Reis-Neto, J. M., & Preciozzi, F. (2000). *The Dom Feliciano Belt (Brazil-Uruguay) and its foreland (Rio de la Plata Craton): Framework, tectonic evolution and correlations with similar terranes of Southwestern Africa*. 311–334.
- Basei, M. A. S., Junior, S., Harara, O. M., Preciozzi, F., Sato, K., & Kaufuss, G. (2001). *Precambrian Terranes of African Affinities in the Southeastern Part of Brazil and Uruguay*. 98, 98–101.
- Basei, M. A. S., Campos Neto, M. D. C., Castro, N. A. de, Santos, P. R., Siga, J. O., & Passarelli, C. R. (2006). Mapa Geológico 1:100,000 das Folhas Brusque e Vidal Ramos, SC, Convênio USP-CPRM. *XLII Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju, SE*.
- Basei, M. A. S., Campos Neto, M. D. C., Castro, N. A. de, Nutman, A. P., Wemmer, K., Yamamoto, M. T., ... Passarelli, C. R. (2011a). Tectonic evolution of the Brusque group, Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4), 324–350. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.03.016>.
- Basei, M. A. S., Peel, E., Sánchez Bettucci, L., Preciozzi, F., & Nutman, A. P. (2011b). The basement

- of the Punta del Este Terrane (Uruguay): An African Mesoproterozoic fragment at the eastern border of the South American Río de La Plata craton. *International Journal of Earth Sciences*, 100(2), 289–304. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0623-1>.
- Basei, M. A. S., Sánchez Bettucci, L., Peel, E., & Muzio, R. (2013). Geocronología U-Pb LA-ICP-MS en circones del Complejo Granítico Santa Teresa, Terreno Punta del Este. *VII Congreso Uruguayo de Geología*, 30–31. Montevideo: Proceedings.
- Batchelor, R. A., & Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48(1–4), 43–55. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(85\)90034-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8).
- Bitencourt, M. de F., & Kruhl, J. H. (2000). Crustal-scale shearing, magmatism and the development of deformation structures: an example from Santa Catarina (Southern Brazil). *Zeitschrift Für Angewandte Geologie*, SH1, 229–236.
- Bitencourt, M. de F., & Nardi, L. V. S. (1993). Late-to post-collisional Brasiliano magmatism in southernmost Brazil. *Anais Da Academia Brasileira de Ciências*, 65(1), 3–6.
- Bitencourt, M. de F., & Nardi, L. V. S. (2000). Tectonic Setting and Sources of Magmatism Related To the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1), 186–189. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2000301186189>.
- Bitencourt, M. de F., Bongiolo, E. M., Philipp, R. P., Morales, L. F. G., Rubert, R. R., Melo, C. L., & Luft, J. L. (2008). Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na Região de Garopaba-Paulo Lopes, SC. *Pesquisas Em Geociências*, 35(1), 109. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.17898>.
- Borges, F. S., & White, S. H. (1980). Microstructural and chemical studies of sheared anorthosites, Roneval, South Harris. *Journal of Structural Geology*, 2(1–2), 273–280. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(80\)90060-7](https://doi.org/10.1016/0191-8141(80)90060-7).
- Bossi, J., & Campal, N. (1992). Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico inferior del Uruguay. En: *Gutiérrez, J; Saavedra, J. y Rábano, I. (Eds.) "Paleozoico Inferior de Ibero - América,"* 343–356.
- Bossi, J., & Ferrando, L. (2001). Carta geológica del Uruguay. Escala 1:500.000. *Geoeditores SRL (CD-ROM)*. Montevideo.
- Bossi, J., & Gaucher, C. (2010). Cabalgaduras cámbricas en el Terreno Cuchilla Dionisio (Uruguay). *VI Congreso Uruguayo de Geología*. Minas.
- Bossi, J., Preciozzi, F., & Campal, N. (1993). Predevoniano en el Uruguay, 1: Terreno Piedra Alta. *Dirección Nacional de Minería y Geología*, 1, 1–50.
- Bouvier, A., Vervoort, J. D. and Patchett, 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*, 273(1–2), pp. 48–57. doi:

10.1016/j.epsl.2008.06.010.

- Boynton, W. V. (1984). Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In *Developments in geochemistry* (Vol. 2, pp. 63–114). Elsevier.
- Brown, G. C. (1982). *Calc-alkaline intrusive rocks: Their diversity evolution, and realtion to volcanic arcs* (R. S. Thorpe, Ed.). John Wiley & Sons. 437 - 461.
- Brown, G. C., Thorpe, R. S., & Webb, P. C. (1984). The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society*, 141, 413–426. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.3.0413>.
- Camozzato, E., Lopes, R. C., & Philipp, R. P. (2012). *Mapa Geológico da Folha Hulha Negra (SH.22.Y-C-1), escala 1:100.000. Rio de Janeiro, Programa Levantamentos Geológicos, CPRM. 1, 128.*
- Camozzato, E., Philipp, R. P., & Chemale, F. (2013). Evolução Tectônica e Geocronologia U-Pb em zircão da terminação sul do Terreno Tijucas (RS, Brasil). *VII Congresso Uruguayo de Geología, Montevideo, Resúmenes Extendidos, 7.*
- Castro, N. A. de, Basei, M. A. S., & Crósta, A. P. (1999). The W(Sn-Mo) specialized Catinga and other intrusive granitoids in the Brusque group, Neoproterozoic of the state of Santa Catarina, southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(1), 17–26.
- Chappell, B. W. (1999). Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos*, 46(3), 535–551. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00086-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00086-3).
- Chappell, B. W., & White, A. J. R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geol*, (8), 173–174.
- Chappell, B. W., & White, A. J. R. (2001). Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4), 489–500. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>.
- Chappell, B. W., Bryant, C. J., & Wyborn, D. (2012). Peraluminous I-type granites. *Lithos*, 153, 142–153. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.07.008>
- Chappell, B. W., Bryant, C. J., Wyborn, D., & White, A. J. R. (1998). *High- and Low-Temperature I-type Granites*. 48(4), 225–235.
- Chemale, F. (2000). Evolução Geológica do Escudo Sul-Rio-Grandense. In M. Holz & L. F. De-Ros (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre* (pp. 13–52). UFRGS.
- Chemale, F., Mallmann, G., Bitencourt, M. de F., & Kawashita, K. (2012). Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil: implications for West Gondwana reconstruction. *Gondwana Research*, 22(1), 184–199.
- Cingolani, C., Basei, M. A. S., Bossi, J., Piñeyro, D., & Uriz, N. J. (2012). U–Pb (LA-ICP-MS) zircon age of the La Paz Granite (Pando Belt, Uruguay): an Upper Neoproterozoic magmatic event in the Rio de La Plata Craton. *8° South American Symposium on Isotope Geology*.
- Corfu, F., Hanchar, J., Hoskin, P., & Kinny, P. (2003). Atlas of Zircon Textures. In J. M. Hanchar & P.

- W. O. Hoskin (Eds.), *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. (pp. 469–500). Mineralogical Society of America.
- Cullers, R. L., & Graf, J. L. (1984). Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks. In P. Henderson (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry, Vol Development in Geochemistry*. (pp. 237–274). New York: Elsevier.
- DINAMIGE. (2015). Relevamiento Aerogeofísico de Magnetometría y Espectrometría de Rayos Gamma – Mapa Geofísico del Uruguay. *DINAMIGE*. Retrieved from <http://www.miem.gub.uy/mineria-y-geologia/mapa-geofisico>.
- Enrique, P. (2018) Clasificación normativa de las rocas plutónicas saturadas y sobresaturadas en sílice basada en la clasificación modal QAP: El diagrama 2Q - ( or + ab ) - 4an. *GEOGACETA*, (63), pp. 95–98.
- Faure, G. (1986). *Principles of Isotope Geology* (Second Edi). New York: John Wiley & Sons. 588.
- Fernandes, L. A. D., Tommasi, A., & Percher, C. C. (1992). Deformation Patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, (5), 77–96.
- Florisbal, L. M., Bitencourt, M. de F., Nardi, L. V. S., & Conceição, R. V. (2009). Early post-collisional granitic and coeval mafic magmatism of medium- to high-K tholeiitic affinity within the Neoproterozoic Southern Brazilian Shear Belt. *Precambrian Research*, 175(1–4), 135–148. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.09.003>.
- Florisbal, L. M., Bitencourt, M. de F., Janasi, V. de A., Nardi, L. V. S., & Heaman, L. M. (2012a). Petrogenesis of syntectonic granites emplaced at the transition from thrusting to transcurrent tectonics in post-collisional setting: Whole-rock and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry in the Neoproterozoic Quatro Ilhas and Mariscal Granites, Southern Brazil. *Lithos*, 153, 53–71. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.04.031>.
- Florisbal, L. M., de Assis Janasi, V., Bitencourt, M. de F., & Heaman, L. M. (2012b). Space-time relation of post-collisional granitic magmatism in Santa Catarina, southern Brazil: U-Pb LA-MC-ICP-MS zircon geochronology of coeval mafic-felsic magmatism related to the Major Gercino Shear Zone. *Precambrian Research*, 216–219, 132–151. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.06.015>.
- Fort, S., & Peel, E. (2019). Caracterización Petrográfica y Geoquímica de los granitos Guazunambí, Policlínica y Yermal, NE de Uruguay DE URUGUAY. *Revista Sociedad Uruguaya de Geología*, 22, 1–26. <https://doi.org/2730-485X>.
- Fort, S., Peel, E., & Gallardo, P. (2016). Caracterización geoquímica de los Granitos Guazunambí, Policlínica y Yermal. *VIII Congreso Uruguayo de Geología*. Montevideo: Actas.
- Fowler, M. B., Henney, P. J., Darbyshire, D. P. F., & Greenwood, P. B. (2001). Petrogenesis of high Ba–Sr granites: the Rogart pluton, Sutherland. *Journal of the Geological Society*, 158(3), 521–534. <https://doi.org/10.1144/jgs.158.3.521>.

- Fragoso Cesar, A. R. S. (1980). O Cráton do rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio – sul – riograndense. *XXXI Congresso Brasileiro de Geologia*, (5), 2879–2892.
- Frantz, J. C., McNaughton, N. J., Marques, J. C., Hartmann, L. A., Botelho, N. F., & Caravaca, G. (2003). SHRIMP U-Pb zircon ages of granitoids from southernmost Brazil: constrains on the temporal evolution of the Dorsal de Canguçu transcurrent Shear Zone and Eastern Dom Feliciano Belt. *IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, Short Papers*, 174–177.
- Frimmel, H. E., Hartnady, C. J. H., & Koller, F. (1996). Geochemistry and tectonic setting of magmatic units in the Pan-African Gariep Belt, Namibia. *Chemical Geology*, 130(1–2), 101–121. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00188-3](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00188-3).
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., & Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11), 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>.
- Gallardo Silveira, P. (2015). *Estudio geoquímico del complejo Polanco (Lavalleja, Uruguay)*. Tesis de Grado Licenciatura en Geología, Universidad de la Republica. 111.
- Gallardo, P., Peel, E., & Fort, S. (2016). Geoquímica del Complejo Granítico Polanco (Ediacárico-Cámbrico). *VIII Congreso Uruguayo de Geología*. Montevideo: Actas.
- Gapais, D. (1989). Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. *Geology*, 17(12), 1144–1147. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<1144:SSWDGM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<1144:SSWDGM>2.3.CO;2).
- Gates, A. E., & Glover, L. (1989). Alleghanian tectono-thermal evolution of the dextral transcurrent hylas zone, Virginia Piedmont, USA. *Journal of Structural Geology*, (11), 407–419.
- Gaucher, C., & Frei, R. (2016). Granito del Yerbal: Herencia y Edad U-Pb SIMS. *VIII Congreso Uruguayo de Geología*, 115–116.
- Gaucher, C., Finney, S. C., Poiré, D. G., Valencia, V. A., Grove, M., Blanco, G., ... Peral, L. G. (2008). Detrital zircon ages of Neoproterozoic sedimentary successions in Uruguay and Argentina: Insights into the geological evolution of the Río de la Plata Craton. *Precambrian Research*, 167(1–2), 150–170. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.07.006>.
- Gaucher, C., Sial, A. N., Frei, R., Ferreira, V. P., Frei, D., Bossi, J., & Cabrera, J. (2014a). Magmatismo anorogénico ediacárico. In J. Bossi & C. Gaucher (Eds.), *Geología del Uruguay, Predevónico*. (pp. 283–298).
- Gaucher, C., Frei, R., Sial, A. N., Castiglioni, E., & Ferreira, V. P. (2014b). Grupo Cebollatí. In J. Bossi & C. Gaucher (Eds.), *Geología del Uruguay, Predevónico* (pp. 283–298).
- Gaucher, C., Frei, R., Frei, D., & Blanco, G. (2014c). Edad, proveniencia y paleogeografía de la Formación San Carlos. In J. Bossi & C. Gaucher (Eds.), *Geología del Uruguay - Tomo 1: Predevónico*. Montevideo.
- Gaucher, C., Bossi, J., Martínez, G., Chigliano, L., Frei, R., & Sial, A. N. (2014d). Grupo Parque UTE. In



- J. Bossi & C. Gaucher (Eds.), *Geología del Uruguay, Predevónico*. (pp. 215–232).
- Gómez Rifas, C. (1995). A zona de cisalhamento sinistral “Sierra Ballena” no Uruguai - Tese de Doutorado. *Programa de Pós-Graduação Em Geotectônica. USP*, 1–262.
- Goscombe, B., Gray, D., Armstrong, R., Foster, D. A., & Vogl, J. (2005). Event geochronology of the Pan-African Kaoko Belt, Namibia. *Precambrian Research*, 140(3–4), 103.e1-103.e41. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2005.07.003>.
- Green, T. H. (1980). Island arc and continent-building magmatism - A review of petrogenic models based on experimental petrology and geochemistry. *Tectonophysics*, 63(1–4), 367–385. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(80\)90121-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(80)90121-3).
- Hartmann, L. A., Campal, N., Santos, J. O. S., McNaughton, N. J., Bossi, J., Schipilov, A., & Lafon, J. M. (2001). Archean crust in the Rio de la Plata Craton, Uruguay - SHRIMP U-Pb zircon reconnaissance geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(6), 557–570. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(01\)00055-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(01)00055-4).
- Hartmann, L. A., Santos, J. O. S., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., & McNaughton, N. J. (2002). Zircon and titanite U-Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Rio de la Plata Craton, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2), 229–236. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00030-5](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00030-5).
- Heilbron, M., & Machado, N. (2003). Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE, Brazil). *Precambrian Research*, 125(1–2), 87–112.
- Heilbron, M., Pedrosa-soares, A. C., Carlos, L., Allard, R., & Trouw, J. (2004). Província Mantiqueira. In V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, & B. B. de Brito Neves (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Beca Produções Culturais*. (pp. 203-234.). São Paulo.
- Hibbard, M. J. (1995). Mixed magma rocks. In *Petrography to petrogenesis*. (pp. 242–260). New Jersey: Prentice-Hall.
- Hoskin, P. W., & Schaltegger, U. (2003). The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In *Reviews in mineralogy and geochemistry* (1st ed., pp. 27–62).
- Hueck, M., Basei, M. A. S., & Castro, N. A. de. (2016). Origin and evolution of the granitic intrusions in the Brusque Group of the Dom Feliciano Belt, south Brazil: Petrostructural analysis and whole-rock/isotope geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, 69, 131–151. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.04.004>.
- Hueck, M., Oyhantçabal, P., Philipp, R. P., Basei, M. A. S., & Siegesmund, S. (2018). The Dom Feliciano Belt in Southern Brazil and Uruguay. In S. Siegesmund, M. A. S. Basei, P. Oyhantçabal, & S. Oriolo (Eds.), *Geology of Southwest Gondwana* (pp. 267–302). [https://doi.org/10.1007/978-3-319-68920-3\\_11](https://doi.org/10.1007/978-3-319-68920-3_11).
- Hutchison, C. S. (1974). *Laboratory handbook of petrographic techniques*. New York: John Wiley &

Sons.

- Hutchison, C. S. (1975). The norm, its variations, their calculation and relationships. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt*, (55), 243–256.
- Irvine, T. N., & Baragar, W. R. A. (1971). A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523–548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>.
- Janoušek, V., Farrow, C. M., & Erban, V. (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6), 1255–1259. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl013>.
- Jelinek, A. R., Bastos-Neto, A. C., Leite, J. A. D., Hartmann, L. A., & McNaughton, N. J. (2005). Shrimp U-Pb zircon dating of Pedras Grandes Suite, southern Santa Catarina State, Brazil. *Anais Da Academia Brasileira de Ciencias*, 77(1), 125–135. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652005000100010>.
- Koester, E., Fernandes, L. A. D., Soliani, E., Nardi, L. V. S., Kraemer, G., & Roisenberg, A. (2001a). Geologia e geoquímica de granitóides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, Encruzilhada do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(2), 141–154.
- Koester, E., Roisenberg, A., Fernandes, L. A. D., Soliani, E., Nardi, L. V. S., & Kraemer, G. (2001b). Petrologia dos granitóides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, Encruzilhada do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(2), 131–140.
- Koester, E., Soliani, E., Leite, J. A. D., Hartmann, L. A., Fernandes, L. A. D., McNaughton, N. J., ... Oliveira, L. D. (2001c). SHRIMP U-Pb age for the emplacement of the Santana Granite and reactivation of the Porto Alegre Suture, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 91–99.
- Lara, P., Oyhantçabal, P., & Dadd, K. (2016). Post-collisional, Late Neoproterozoic, High-Ba-Sr Granitic Magmatism from the Dom Feliciano Belt and its Cratonic Foreland, Uruguay. *VIII Congreso Uruguayo de Geología*.
- Lara, P., Oyhantçabal, P., & Dadd, K. (2017). Post-collisional, Late Neoproterozoic, high-Ba-Sr granitic magmatism from the Dom Feliciano Belt and its cratonic foreland, Uruguay: Petrography, geochemistry, geochronology, and tectonic implications. *LITHOS*, 277, 178–198. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.11.026>.
- Lara, P., Oyhantçabal, P., & Belousova, E. (2020). Two distinct crustal sources for Late Neoproterozoic granitic magmatism across the Sierra Ballena Shear Zone, Dom Feliciano Belt, Uruguay: Whole-rock geochemistry, zircon geochronology and Sr-Nd-Hf isotope evidence. *Precambrian Research*, (xxxx), 1–2. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105625>.
- Laurent, O., Martin, H., Moyen, J. F., & Doucelance, R. (2014). The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, 205, 208–235. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.06.012>.

- Liew, T. C., & Hofmann, A. W. (1988). Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(2), 129–138. <https://doi.org/10.1007/BF00402106>.
- Mallmann, G., Chemale, F., Ávila, J. N., Kawashita, K., & Armstrong, R. A. (2007). Isotope geochemistry and geochronology of the Nico Pérez Terrane, Rio de la Plata Craton, Uruguay. *Gondwana Research*, 12(4), 489–508. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2007.01.002>.
- Masquelin, H., Silva, H., Sánchez Bettucci, L., Núñez-Demarco, P., Pascual, S., Muzio, R., Peel, E., Scaglia, F. (2017). Lithologies, structure and basement-cover relationships in the schist belt of the Dom Feliciano Belt in Uruguay. *Brazilian Journal of Geology*, (March), 21–42. <https://doi.org/10.1590/2317>.
- Moyen, J. F. (2009). High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the “adakitic signature.” *Lithos*, 112(3–4), 556–574. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.04.001>.
- Moyen, J. F., Laurent, O., Chelle-Michou, C., Couzinié, S., Vanderhaeghe, O., Zeh, A., Vilaros, A., Gardien, V. (2017). Collision vs. subduction-related magmatism: Two contrasting ways of granite formation and implications for crustal growth. *Lithos*, 277, 154–177. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.09.018>.
- Muzio, R., & Artur, A. C. (1999). Petrological features of the Santa Teresa Granitic Complex Southeastern Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(5), 501–510. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(99\)00033-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(99)00033-4).
- Oliveira, D. S., Sommer, C. A., Philipp, R. P., Lima, E. S., & Basei, M. A. S. (2015). Post-collisional subvolcanic rhyolites associated to the Neoproterozoic Batholith Pelotas, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 63, 84–100.
- Oliveira, L. D., Koester, E., & Soliani, E. (2001). Geoquímica das rochas graníticas pós-transcorrentes da região de Porto Alegre e Viamão, RS. *Geochim Brasiliensis*, 15(2), 65–92.
- Oriolo, S., Hueck, M., Oyhantçabal, P., Goscombe, B., Wemmer, K., & Siegesmund, S. (2018). Shear Zones in Brasiliano-Pan-African Belts and Their Role in the Amalgamation and Break-Up of Southwest Gondwana. In S. Siegesmund, M. A. S. Basei, P. Oyhantçabal, & S. Oriolo (Eds.), *Geology of Southwest Gondwana* (pp. 593–613). Springer, Heidelberg.
- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Basei, M. A. S., Wemmer, K., & Siegesmund, S. (2016). The Nico Pérez Terrane (Uruguay): From Archean crustal growth and connections with the Congo Craton to late Neoproterozoic accretion to the Río de la Plata Craton. *Precambrian Research*, 280, 147–160. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.04.014>.
- Oyhantçabal, P. (2005). *The Sierra Ballena shear zone: kinematics, timing and its significance for the geotectonic evolution of southeast Uruguay*. Georg-August-Universität Göttingen.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., & Wemmer, K. (2010). The Río de la Plata Craton: A review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences*, 100(2), 201–220.

<https://doi.org/10.1007/s00531-010-0580-8>.

- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Frei, R., & Layer, P. (2007). Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Braziliano-Pan-African, Uruguay). *Lithos*, 98(1–4), 141–159. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.03.001>.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., & Layer, P. (2009a). The Sierra Ballena Shear Zone in the southernmost Dom Feliciano Belt (Uruguay): Evolution, kinematics, and deformation conditions. *International Journal of Earth Sciences*, 99(6), 1227–1246. <https://doi.org/10.1007/s00531-009-0453-1>.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Presnyakov, S., & Layer, P. (2009b). Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *Journal of the Geological Society*, 166(6), 1075–1084. <https://doi.org/10.1144/0016-76492008-122>
- Oyhantçabal, P., Wagner-Eimer, M., Wemmer, K., Schulz, B., Frei, R., & Siegesmund, S. (2012). Paleo and Neoproterozoic magmatic and tectonometamorphic evolution of the Isla Cristalina de Rivera (Nico Pérez Terrane, Uruguay). *International Journal of Earth Sciences*, 101(7), 1745–1762. <https://doi.org/10.1007/s00531-012-0757-4>.
- Passarelli, C. R., Basei, M. A. S., Siga, O., Reath, I. M., & Campos Neto, M. da C. (2010). Deformation and geochronology of syntectonic granitoids emplaced in the Major Gercino Shear Zone, southeastern South America. *Gondwana Research*, 17(4), 688–703. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.09.013>.
- Passarelli, C. R., Basei, M. A. S., Wemmer, K., Siga, O., & Oyhantçabal, P. (2011a). Major shear zones of southern Brazil and Uruguay: Escape tectonics in the eastern border of Rio de La plata and Paranapanema cratons during the Western Gondwana amalgamation. *International Journal of Earth Sciences*, 100(2), 391–414. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0594-2>.
- Passarelli, C. R., McReath, I., Basei, M. A. S., Siga, O., & da Costa Campos Neto, M. (2011b). Heterogeneity in syntectonic granitoids emplaced in a major shear zone, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4), 369–378. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.03.002>.
- Passchier, C. W., & Trouw, R. A. J. (2005). *Microtectonics*. 2nd edn. Berlin: Springer. 321.
- Patiño Douce, A. E. (1999). What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? *Geological Society, London, Special Publications*, 168(1), 55–75. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1999.168.01.05>
- Peacock, M. A. (1931). Classification of Igneous Rock Series. *The Journal of Geology - Published by: The University of Chicago Press*, 39(1), 54–67. <https://doi.org/10.1086/623788>
- Pearce, J. A. (1995). *Sources and Settings of Granitic Rocks*. 19, 120–125.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., & Tindle, A. G. (1984). Trace element distribution diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956–983.

<https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>

- Peccerillo, A., & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Katamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63–81.
- Pecoits, E., Konhauser, K. O., Aubet, N. R., Heaman, L. M., Veroslavsky, G., Stern, R. A., & Gingras, M. K. (2012). Bilaterian burrows and grazing behavior at >585 million years ago. *Science*, 336(6089), 1693–1696. <https://doi.org/10.1126/science.1216295>
- Peel, E., Muzio, R., & Basei, M. A. S. (2015). U-Pb zircon ages and Sr-Nd isotopic composition of neoproterozoic magmatism, Dionisio-Sierra de los Ríos block, NE Uruguay. *Goldschmidt Abstracts*, 2442.
- Peel, E., Sánchez Bettucci, L., & Basei, M. A. S. (2018). Geology and geochronology of Paso del Dragón Complex (northeastern Uruguay): Implications on the evolution of the Dom Feliciano Belt (Western Gondwana). *Journal of South American Earth Sciences*, 85, 250–262. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.05.009>
- Peternell, M., Bitencourt, M. de F., Kruhl, J. H., & Stüb, C. (2010). Macro and microstructures as indicators of the development of syntectonic granitoids and host rocks in the Camboriú region, Santa Catarina, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, (29), 738–750.
- Philipp, R. P., & Machado, R. (2005a). The Late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 19(4), 461–478. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2005.06.010>
- Philipp, R. P., & Machado, R. (2005b). The Neoproterozoic to Cambrian granitic magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. *J S Am Earth Sci*, 19, 461–478.
- Philipp, R. P., Mesquita, M. J. M., Gomes, M. E. B., & Almeida, D. P. M. (1993). Reconhecimento estrutural e geoquímico dos granitóides brasileiros da região de Pelotas-RS. *Pesquisas Em Geociências*, 20(1), 3–13.
- Philipp, R. P., Machado, R., Nardi, L. V. S., & Lafon, J. M. (2002). O magmatismo granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão de geocronologia regional. *Rev Brasil Geociênc*, 32(2), 277–290.
- Philipp, R. P., Machado, R., & Chemale, F. (2003). Reavaliação e novos dados geocronológicos (Ar/Ar, Rb/Sr e Sm/Nd) do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: implicações petrogenéticas e idade de reativação das zonas de cisalhamento. *Geol USP, Série Científica*, (3), 71–84.
- Philipp, R. P., Massonne, H. J., & de Campos, R. S. (2013). Peraluminous leucogranites of the Cordilheira Suite: A record of Neoproterozoic collision and the generation of the Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 43, 8–24. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.10.006>
- Philipp, R. P., Hartmann, L. A., Basei, M. A. S., & Santos, J. O. S. (2014). Oldest age of magmatism in the Passinho arc in the southwestern portion of Gondwana, Rio Grande do Sul, Brazil. *9th South*

- Philipp, R. P., Pimentel, M. M., & Chemale, F. (2016a). Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46(June), 83–104. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150016>
- Philipp, R. P., Bom, F. M., Pimentel, M. M., Junges, S. L., & Zvirtes, G. (2016b). SHRIMP U-Pb age and high temperature conditions of the collisional metamorphism in the Varzea do Capivarita Complex: implications for the origin of Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 66, 196–207.
- Philipp, R. P., Pimentel, M. M., & Basei, M. A. S. (2018). The Tectonic Evolution of the São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil: The Closure of the Charrua Ocean. In S. Siegesmund, M. A. S. Basei, P. Oyhantçabal, & S. Oriolo (Eds.), *Geology of southwest Gondwana* (pp. 243–265). Springer.
- Philpotts, A. R. (1989). *Petrography of igneous and metamorphic rocks*. Pearson College Division. 179.
- Porada, H. (1979). The damara-ribeira orogen of the Pan-Africanbrasiliano cycle in Namibia (Southwest Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision. *Tectonophysics*, 57(2–4), 237–265. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(79\)90150-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90150-1).
- Porada, H. (1989). Pan-African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and eastern Brazil. *Precambrian Research*, 44(2), 103–136. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(89\)90078-8](https://doi.org/10.1016/0301-9268(89)90078-8).
- Preciozzi, F., & Peel, E. (2005). *Informe Final del Proyecto Conicyt 6009 “El Cinturón Dom Feliciano y sus Relaciones con el Craton del Río de la Plata y el Terreno Punta Del Este – Geología y Geocronología”*. Unpublished report. Montevideo.
- Preciozzi, F., Spoturno, J., & Heinzen, W. (1979). *Carta Geoestructural Del Uruguay - Escala 1/2.000.000*. 63.
- Preciozzi, F., Pena, S., & Arrighetti, R. (1981). Síntesis geológica de la región Pan de Azúcar – Polanco. *Dirección Nacional de Minería y Geología (DINAMIGE) Uruguay*.
- Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W., & Rossi, P. (1985). Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000. *Ministerio de Industria y Energía, DINAMIGE*, 97.
- Preciozzi, F., Masquelin, H., & Basei, M. A. S. (1999). The Namaqua / Grenville Terrane of Eastern Uruguay. *Simpósio Sudamericano de Geología Isotópica – Villa Carlos Paz (Córdoba.)*, (October), 341–344.
- Preciozzi, F., Peel, E., Muzio, R., Ledesma, J., & Guerequiz, R. (2001). Dom Feliciano Belt and Punta del Este terrane: geochronological features. *2° South American Symposium on Isotope Geology*.
- Qian, Q., Chung, S.-L., Lee, T.-Y., & Wen, D.-J. (2003). Mesozoic high-Ba-Sr granitoids from North China: Geochemical characteristics and geological implications. *Terra Nova*, 15(4), 272–278. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2003.00491.x>



- Raymond, L. A. (1984). *Petrography laboratory manual, Volume 1, Handspecimen petrography*. Boone, North Carolina.: Geology Services International (GEOSI). SAND PACK.
- Rollinson, H. R. (1993). *Using geochemical data: evaluation. Presentation, Interpretation*. Longman Publishing Group. 380.
- Saalmann, K., Gerdes, A., Lahaye, Y., Hartmann, L. A., Remus, M. V.D., & Läufer, A. (2011). Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: The prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. *International Journal of Earth Sciences*, 100(2), 355–378. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0564-8>
- Sánchez Bettucci, L. (1998). *Evolución Tectónica del Cinturón Dom Feliciano en la región Minas-Piriápolis, República Oriental del Uruguay*. Universidad de Buenos Aires. 352.
- Sánchez Bettucci, L., & Oyhantçabal, P. (2003). PETROGRAFIA Y GEOQUÍMICA DEL MAGMATISMO GRANÍTICO DEL AREA MINAS - PAN DE AZUCAR (URUGUAY). *Revista Sociedad Uruguaya de Geología*, 1(Publicación Especial N°1), 68–84. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Sánchez Bettucci, L., Oyhantçabal, P., Page, S., & Ramos, V. A. (2003). Petrography and geochemistry of the Carapé Granitic Complex (Southeastern Uruguay). *Gondwana Research*, 6(1), 89–105. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70646-8](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70646-8)
- Sánchez Bettucci, L., Peel, E., & Masquelin, H. (2010a). Neoproterozoic tectonic synthesis of Uruguay. *International Geology Review*, 52(1), 51–78. <https://doi.org/10.1080/00206810903358095>
- Sánchez Bettucci, L., Peel, E., & Oyhantçabal, P. (2010b). Precambrian geotectonic units of the Río de La Plata craton. *International Geology Review*, 52(1), 32–50. <https://doi.org/10.1080/00206810903211104>
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., Piñeyro, D., & McNaughton, N. J. (2003). Duration of the Trans-Amazonian Cycle and Its Correlation within South America Based on U-Pb SHRIMP Geochronology of the La Plata Craton, Uruguay. *International Geology Review*, 45(1), 27–48. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.45.1.27>
- Sato, K., Basei, M. A. S., Siga, J. O., Sproesser, W., & Onoe, A. T. (2009). Excimer Laser (193nm) Acoplado ao ICP-MS NEPTUNE: Primeiros resultados de análises isotópicas “in situ” de U, Pb, Lu e Hf em zircão, monazita e xenotima no CPGEO-IGc-USP. *Boletim de Resumos Expandidos Simpósio 45 Anos de Geocronologia No Brasil*, 131–133.
- Sato, Kei, & Siga, J. O. (2000). Evidence of the Superproduction of the Continental Crust During Paleoproterozoic in South American Platform. Implications Regarding the Interpretative Value of the Sm-Nd Model Ages. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1), 126–129. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2000301126129>
- Shand, S. J. (1943). *Eruptive Rocks*. John Wiley and Sons. 444.
- Silva, L. C., Armstrong, R. A., Pimentel, M. M., Scandolara, J., Vasconcelos, A. M., Rizzoto, G., ... Rosa,

- A. L. Z. (2002). Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(4), 529–544.
- Silva, L. C., McNaughton, N. J., Hartmann, L. A., & Fletcher, I. R. (2003). CONTRASTING ZIRCON GROWTH PATTERNS IN NEOPROTEROZOIC GRANITES OF SOUTHERN BRAZIL REVEALED BY SHRIMP U – Pb ANALYSES AND SEM IMAGING: CONSEQUENCES FOR THE DISCRIMINATION OF EMPLACEMENT AND INHERITANCE AGES. *IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, Bahia, Brazil. Short Papers*, 687–690.
- Silva, L. C., McNaughton, N. J., Armstrong, R. A., Hartmann, L. A., & Fletcher, I. R. (2005a). The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U–Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, 136(3–4), 203–240.
- Silva, L. C., McNaughton, N. J., & Fletcher, I. R. (2005b). Reassessment on complex zircon populations from Neoproterozoic granites in Brazil, through SEM imaging and SHRIMP analysis: consequences for discrimination of emplacement and inherited ages. *Lithos*, 82(3–4), 503–525.
- Siivola, J. and Schmid, R. (2007) 'List of Mineral abbreviations', IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks, pp. 1–14.
- Souza, S. . (2009). Métodos Radiométricos Rb-Sr e Sm-Nd no CPGeo-IGc-USP. *Boletim de Resumos Expandidos Simpósio 45 Anos de Geocronologia No Brasil*, 137–139.
- Spoturno, J., Oyhantçabal, P., Loureiro, J., & Pascale, A. (2012). *Mapa geológico del Departamento de Maldonado escala 1:100.000*. Montevideo: Facultad de Ciencias (UdelaR)–Dirección Nacional de Minería y Geología (MIEM).
- Spoturno, J., Oyhantçabal, P., Faraone, M., Loureiro, J., Pascale, A., Martino, N., & Techera, J. (2019). *Mapa geológico del Departamento de Lavalleja escala 1:100.000*. Montevideo: Facultad de Ciencias (UdelaR)–Dirección Nacional de Minería y Geología (MIEM).
- Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society Special Publication*, 42(1), 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.
- Tarney, J., & Jones, C. E. (1994). Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. *Journal of the Geological Society*, 151(5), 855–868. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.151.5.0855>.
- Tullis, J., & Yund, R. A. (1991). Diffusion creep in feldspar aggregates: experimental evidence. *Journal of Structural Geology*, (13), 987–1000.
- Tuttle, O. F., & Bowen, N. L. (1958). Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> – KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> – SiO<sub>2</sub> – H<sub>2</sub>O. *Geological Society of America Mem.*, (74), 153.
- Umpierre, M., & Halpern, M. (1971). Edades. Sr-Rb del Sur de la República Oriental del Uruguay.

- Vermeesch, P. (2018). IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, 9(5), 1479–1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>.
- Vlach, S. R. F., Basei, M. A. S., & Castro, N. A. de. (2009). Idade U-Th-Pb de monazita por microsonda eletrônica do Granito Nova Trento, Grupo Brusque, SC. *Simpósio 45 Anos de Geocronologia No Brasil, São Paulo, Brasil., Annals*, 325–327.
- Will, T. M., Gaucher, C., Ling, X. X., Li, X. H., Li, Q. L., & Frimmel, H. E. (2019). Neoproterozoic magmatic and metamorphic events in the Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay, and possible correlations across the South Atlantic. *Precambrian Research*, 320(April 2018), 303–322. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.11.004>.
- Will, T. M., Höhn, S., Frimmel, H. E., Gaucher, C., le Roux, P. J., & Macey, P. H. (2020). Petrological, geochemical and isotopic data of Neoproterozoic rock units from Uruguay and South Africa: Correlation of basement terranes across the South Atlantic. *Gondwana Research*, 80, 12–32. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.10.012>.
- Zanini, L. F. P., Branco, P. D. M., Camozzato, E., & Ramgrab, G. E. (1997). *Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Florianópolis-Lagoa: folha SG. 22-ZDV-folha SG. 22-ZD-VI. 1:100.000. CPRM Porto Alegre.*
- Zindler, A., & Hart, S. (1986). Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14, 493–571.
- Zvirtes, G., Philipp, R. P., Camozzato, E., & Guadagnin, F. (2017). Análise estrutural do Metagranito Capané, Antiforme Capané, Complexo Porongos, Cachoeira do Sul, RS. *Pesquisas Em Geociencias*, 44(1), 5–23. <https://doi.org/https://doi.org/10.22456/1807-9806.78250>.

## ANEXO 1. COMPARADORES VISUALES EMPLEADOS

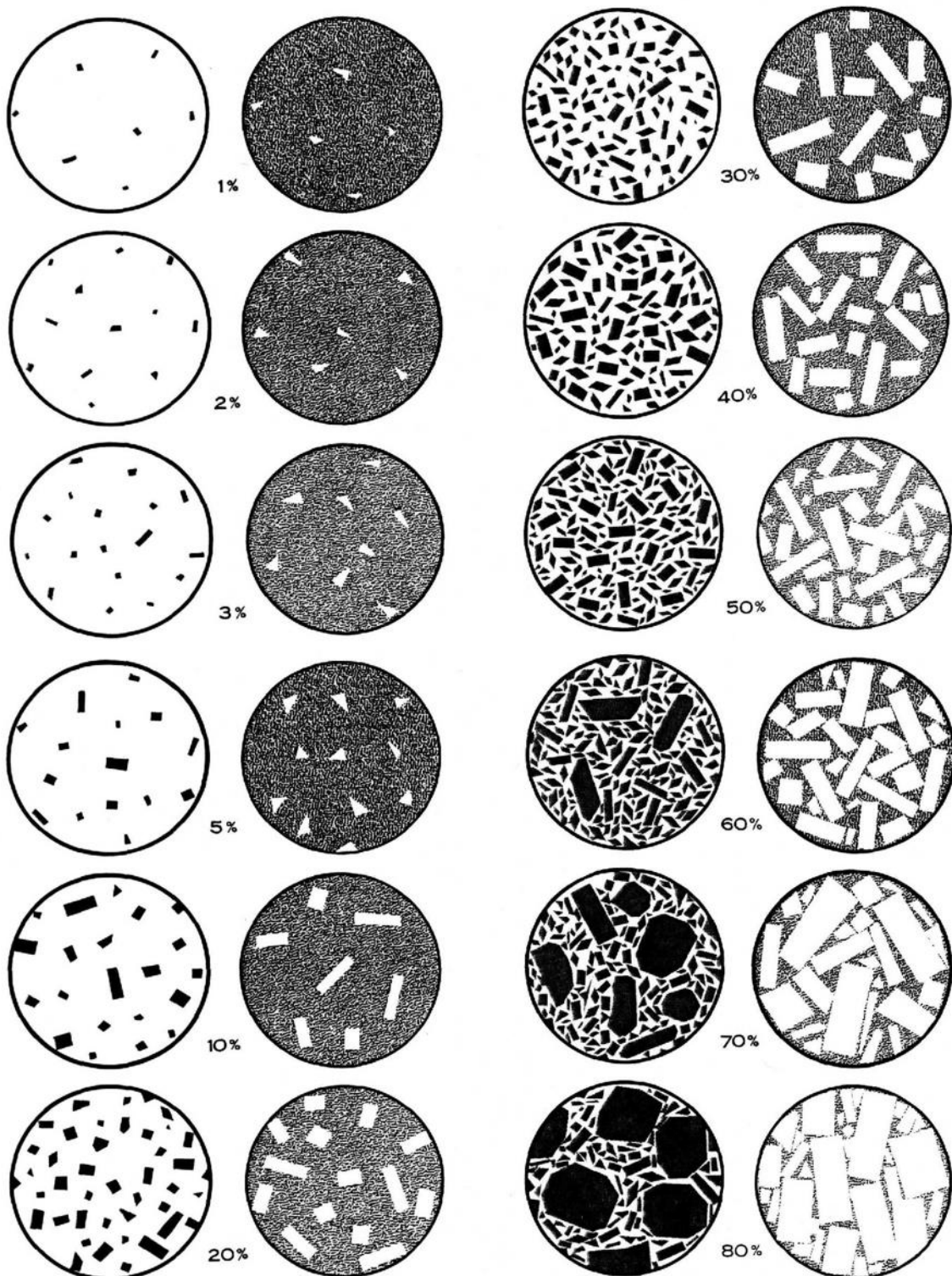


Chart for determining the approximate modal (volume) percentage of minerals in rocks.

Figura A1.1. Carta para la estimación visual de minerales (Philpotts, 1989).

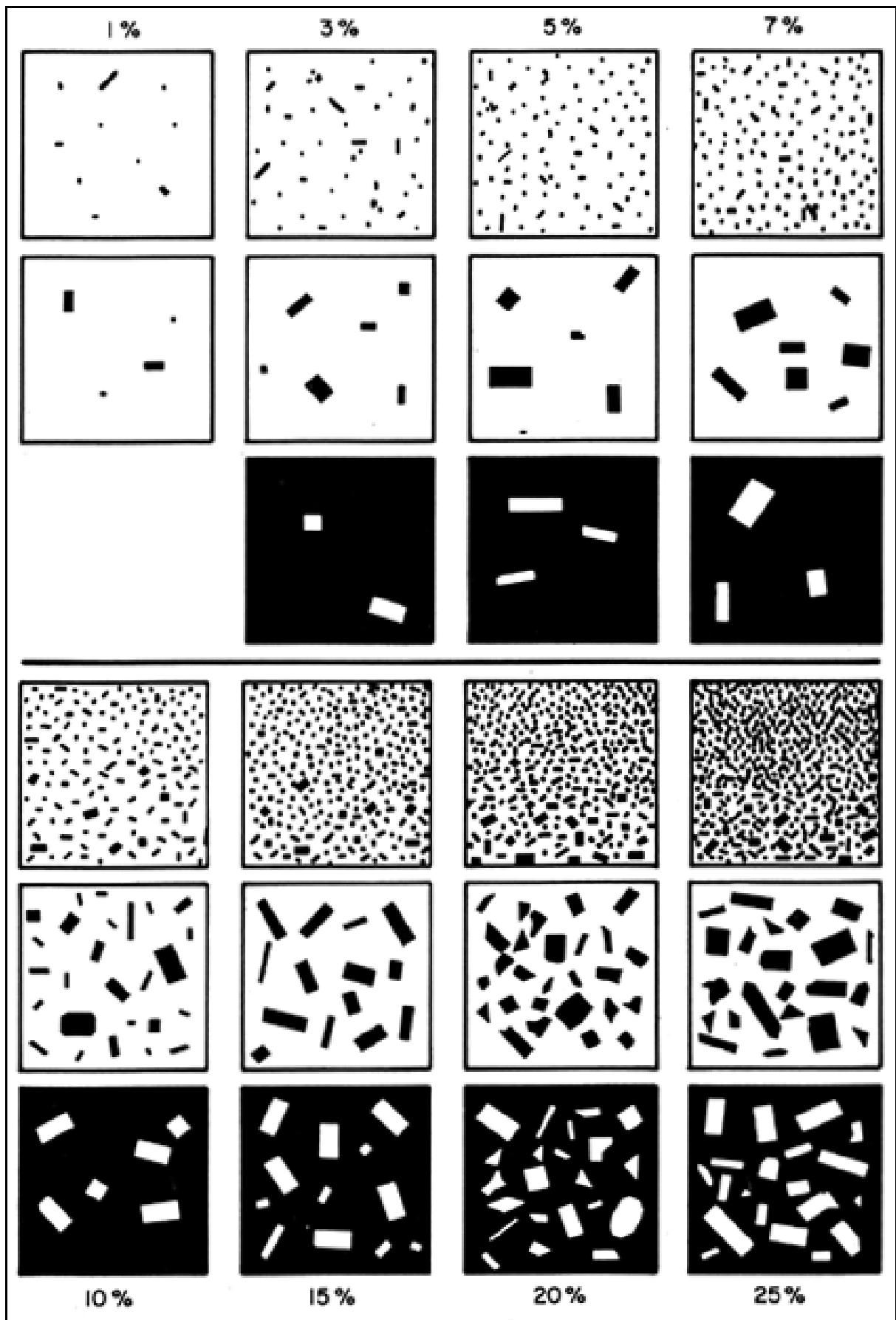


Figura A1.2. Carta para la estimación visual de minerales (Raymond, 1984).

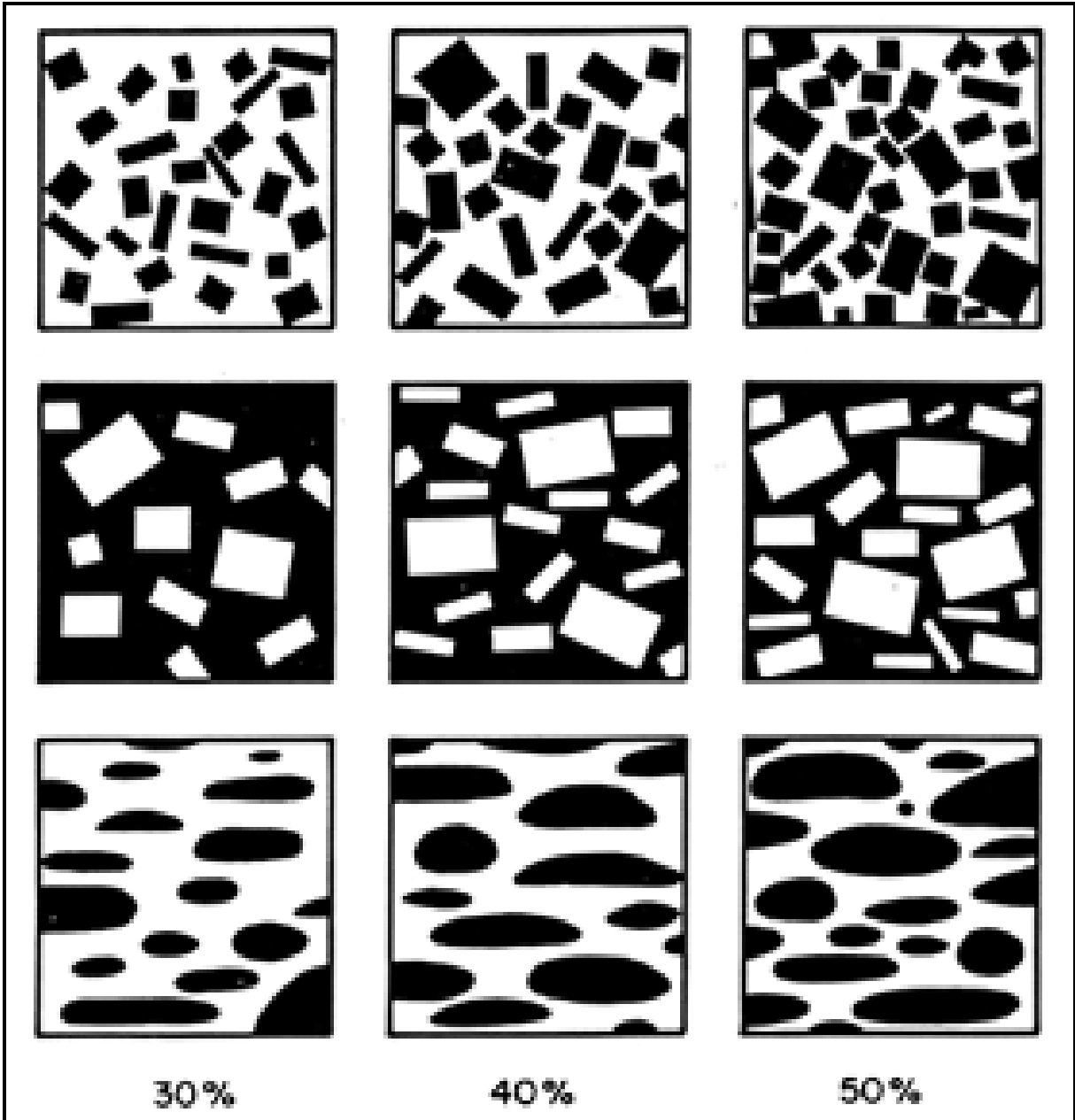


Figura A1.3. Carta para la estimación visual de minerales (Raymond, 1984).

## ANEXO 2. ANÁLISIS QUÍMICOS DE LOS CUERPOS ANALIZADOS.

Tabla A2.1. Resultados litoquímicos.

SAMPLE	CÓDIGO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ba	Ni	Sc	LOI	Sum
MSF003	C°Cha01	72,82	14,04	1,94	0,29	1,18	3,51	5,19	0,20	0,06	0,03	<0.002	697	<20	2,00	0,50	99,89
MSF004	C°Cha02	72,34	14,12	2,21	0,40	0,98	3,32	5,46	0,27	0,07	0,03	<0.002	683	<20	3,00	0,60	99,89
MSF005	C°Cha03	72,84	14,14	2,04	0,21	0,88	3,47	5,43	0,19	0,05	0,02	<0.002	687	<20	2,00	0,60	99,89
MSF006	C°Cha04	72,77	13,95	2,23	0,38	0,83	3,33	5,30	0,26	0,08	0,03	0,002	628	<20	3,00	0,60	99,87
MSF007	A°IsPi01	71,50	14,47	2,37	0,32	1,09	3,24	5,88	0,26	0,08	0,03	<0.002	1044	<20	2,00	0,50	99,87
MSF008	A°IsPi02	72,48	14,20	2,14	0,31	0,87	3,36	5,47	0,23	0,05	0,04	<0.002	650	<20	3,00	0,70	99,88
MSF009	CadCem01	70,00	14,69	3,67	0,64	1,75	3,24	4,50	0,42	0,18	0,04	<0.002	900	<20	4,00	0,60	99,88
MSF010	CadCem02	69,15	14,65	3,86	0,63	1,73	3,6	4,85	0,41	0,16	0,05	0,002	895	<20	4,00	0,70	99,86
MSF011	Arev01	71,96	13,71	3,31	0,37	1,25	2,89	5,52	0,30	0,06	0,04	<0.002	494	<20	3,00	0,40	99,88
MSF012	StaCla01	69,85	15,29	3,43	0,19	0,79	4,68	5,14	0,18	0,06	0,04	<0.002	1647	<20	<1	0	99,84
MSF013	StaCla02	73,70	13,94	2,62	0,08	0,61	4,78	3,78	0,04	0,02	0,04	<0.002	736	<20	2,00	0,20	99,91
MSF014	CadTo01	56,96	16,52	8,17	2,81	5,31	3,38	2,94	1,11	0,40	0,11	0,003	1210	<20	12,00	1,90	99,74
MSF015	CadTo02	61,77	15,47	6,34	2,25	3,97	3,25	3,75	0,91	0,31	0,08	0,004	1037	<20	10,00	1,60	99,78
MSF016	Czuelo01	75,48	12,08	3,26	0,10	0,62	2,86	5,31	0,15	0,01	0,04	<0.002	93	<20	2,00	0	99,91
MSF017	Czuelo02	75,63	12,61	2,38	0,06	0,61	3,14	5,16	0,10	0,02	0,02	0,002	146	<20	<1	0,20	99,94
MSF019	C°Cue01	69,47	15,26	3,70	0,37	1,23	3,82	5,62	0,23	0,06	0,04	0,002	842	<20	1,00	0	99,89
MSF024	OIGr01	70,88	15,80	1,88	0,38	0,65	5,87	3,23	0,17	0,07	0,02	<0.002	2130	<20	<1	0,60	99,81
MSF025	A°IsMo01	69,51	14,51	4,78	0,28	0,77	3,51	6,04	0,23	0,09	0,05	0,003	2020	<20	1,00	-0,2	99,81
MSF026	A°IsMo02	71,03	14,21	2,63	0,19	0,53	2,79	7,41	0,22	0,08	0,02	<0.002	2785	<20	1,00	0,40	99,84
MSF027	A°IsMo03	69,38	14,62	3,88	0,52	0,46	3,16	6,74	0,36	0,17	0,04	0,004	2544	<20	2,00	0,20	99,81
MSF028	JPV01	72,56	13,86	2,71	0,3	0,72	2,92	5,85	0,24	0,05	0,02	<0.002	675	<20	3,00	0,60	99,87
MSF029	MaAlb01	71,50	13,91	4,98	0,44	0,94	3,84	4,16	0,19	0,05	0,06	0,003	472	<20	3,00	-0,20	99,92
MSF030	MaAlb02	73,38	13,72	2,62	0,40	0,93	3,64	4,16	0,18	0,06	0,03	0,002	457	<20	3,00	0,80	99,93
MSF031	A°Gut01	71,98	14,82	2,80	0,08	0,81	5,04	3,93	0,08	0,02	0,03	<0.002	1384	<20	<1	0,10	99,87
MSF032	A°Gut02	71,74	15,14	1,93	0,13	1,08	5,11	3,94	0,10	0,02	0,03	<0.002	1770	<20	1,00	0,40	99,84
MSF033	A°TapCh01	59,50	16,28	6,73	2,20	0,86	3,87	5,42	1,15	0,81	0,06	0,01	1887	36	8,00	2,70	99,77
MSF034	A°TapCh02	66,63	13,72	4,27	1,79	2,40	3,43	5,33	0,74	0,36	0,06	0,007	2889	24,00	5,00	0,70	99,73



Tabla A2.2. Resultados litoquímicos continuación.

SAMPLE	CÓDIGO	Be	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y
MSF003	C°Cha01	<1	1,90	2,40	18,30	5,20	18,10	222,70	2,00	198,10	1,50	28,20	3,00	12,00	0,60	170,20	14,20
MSF004	C°Cha02	1,00	2,80	1,90	17,10	5,80	22,10	212,10	3,00	185,60	1,70	29,70	2,30	15,00	<0.5	231,90	22,20
MSF005	C°Cha03	4,00	1,60	3,50	17,40	4,80	18,70	233,00	3,00	183,40	1,70	26,20	2,80	<8	<0.5	163,70	15,60
MSF006	C°Cha04	2,00	2,80	1,60	16,90	5,80	20,60	205,00	2,00	181,80	1,30	34,80	2,30	17,00	0,60	217,10	16,40
MSF007	A°IsPi01	2,00	2,50	1,10	14,60	6,30	8,50	149,60	<1	281,70	0,40	19,10	0,70	12,00	10,40	243,90	8,90
MSF008	A°IsPi02	2,00	2,70	1,60	17,60	5,80	19,70	219,80	2,00	162,70	1,30	33,00	1,40	12,00	<0.5	207,60	26,70
MSF009	CadCem01	2,00	3,60	2,90	18,00	4,70	9,60	170,80	3,00	356,30	0,70	17,70	2,40	34,00	<0.5	171,00	9,00
MSF010	CadCem02	<1	3,90	3,70	16,40	4,80	11,40	171,80	3,00	358,50	0,80	15,80	1,70	27,00	<0.5	170,70	12,30
MSF011	Arev01	2,00	2,20	2,10	15,10	5,50	17,10	260,10	4,00	140,50	1,40	37,20	6,80	15,00	3,40	196,50	21,20
MSF012	StaCla01	<1	1,20	1,40	20,60	4,80	14,70	109,00	1,00	894,20	1,20	11,50	2,60	9,00	<0.5	149,80	5,70
MSF013	StaCla02	2,00	2,20	1,30	21,20	1,80	9,90	89,40	<1	536,20	0,50	3,60	2,10	<8	<0.5	54,30	5,70
MSF014	CadIto01	4,00	15,20	1,00	20,00	6,70	14,40	65,10	2,00	785,70	0,90	8,70	1,20	124,00	<0.5	262,60	26,30
MSF015	CadIto02	2,00	11,50	0,80	19,20	6,00	13,90	84,50	2,00	702,70	0,90	11,00	1,30	92,00	<0.5	237,20	22,40
MSF016	Czuelo01	3,00	0,90	1,10	12,70	4,90	11,30	129,40	2,00	36,70	0,60	24,90	1,20	<8	<0.5	157,40	20,00
MSF017	Czuelo02	6,00	0,60	0,70	12,60	3,70	7,50	132,70	<1	44,90	0,30	15,20	1,60	<8	<0.5	108,70	10,90
MSF019	C°Cue01	2,00	2,00	2,20	21,10	4,20	3,50	147,00	<1	324,00	0,30	19,40	3,50	11,00	0,60	150,20	2,70
MSF024	OIGr01	2,00	2,50	1,10	20,00	3,00	8,20	40,70	<1	1229,30	0,50	3,60	0,90	<8	0,50	102,60	5,50
MSF025	A°IsMo01	7,00	2,90	1,10	18,80	5,70	6,80	136,80	2,00	871,30	0,50	24,60	2,20	10,00	<0.5	177,20	5,20
MSF026	A°IsMo02	<1	1,40	0,60	16,30	5,60	6,20	131,70	1,00	781,90	0,50	12,60	0,90	11,00	<0.5	188,00	4,00
MSF027	A°IsMo03	8,00	2,90	1,70	18,90	7,40	10,90	174,00	1,00	756,90	0,50	18,50	1,90	13,00	<0.5	274,30	5,80
MSF028	JPV01	2,00	2,80	1,70	15,00	5,80	14,10	219,10	3,00	161,50	1,00	24,70	1,10	16,00	<0.5	200,40	29,00
MSF029	MaAlb01	4,00	1,80	6,20	16,70	3,50	6,40	175,50	3,00	113,80	0,60	15,20	2,10	9,00	<0.5	120,00	13,90
MSF030	MaAlb02	4,00	1,70	3,20	15,90	3,40	7,90	163,80	3,00	129,50	0,90	14,60	3,00	<8	<0.5	112,30	17,20
MSF031	A°Gut01	<1	1,00	0,50	19,40	3,20	2,70	70,30	1,00	907,70	0,20	3,60	0,70	<8	<0.5	84,80	3,30
MSF032	A°Gut02	3,00	1,10	0,50	18,60	3,00	2,70	66,70	1,00	1080,80	0,10	3,70	0,70	<8	<0.5	89,20	3,60
MSF033	A°TapCh01	3,00	14,10	0,50	19,90	12,50	17,50	99,20	3,00	389,20	0,90	15,20	2,50	65,00	<0.5	477,20	8,20
MSF034	A°TapCh02	1,00	9,10	0,70	17,90	7,40	11,20	84,50	2,00	1116,50	0,60	8,90	1,00	48,00	<0.5	298,70	17,50

Tabla A2.3. Resultados litoquímicos continuación.

SAMPLE	CÓDIGO	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	TOT/C	TOT/S
MSF003	C°Cha01	69,80	114,40	10,99	33,60	5,38	0,79	3,60	0,49	2,57	0,45	1,26	0,20	1,30	0,20	0,06	<0.02
MSF004	C°Cha02	22,70	100,80	4,72	16,40	4,44	0,80	4,43	0,76	4,18	0,77	2,30	0,32	2,08	0,29	0,02	<0.02
MSF005	C°Cha03	60,80	96,80	9,68	29,90	4,69	0,72	3,59	0,50	2,60	0,50	1,45	0,22	1,40	0,20	0,02	<0.02
MSF006	C°Cha04	78,80	156,50	13,68	43,40	6,50	0,97	4,62	0,59	3,09	0,60	1,59	0,25	1,66	0,25	0,06	<0.02
MSF007	A°IsPi01	96,10	157,60	13,98	41,60	5,25	1,06	3,39	0,38	1,85	0,31	0,79	0,11	0,71	0,11	<0.02	<0.02
MSF008	A°IsPi02	68,40	139,40	11,78	38,20	5,79	0,90	5,12	0,67	3,93	0,88	2,64	0,36	2,44	0,40	0,03	<0.02
MSF009	CadCem01	13,80	30,50	3,10	11,90	2,53	0,67	2,38	0,33	1,78	0,30	0,78	0,10	0,64	0,10	0,05	<0.02
MSF010	CadCem02	54,10	104,90	11,57	42,40	6,81	1,10	4,64	0,55	2,75	0,44	1,10	0,14	1,03	0,13	0,05	<0.02
MSF011	Arev01	48,40	108,60	9,33	31,60	5,36	0,82	4,15	0,65	3,65	0,73	2,13	0,30	2,14	0,31	0,07	<0.02
MSF012	StaCla01	8,50	50,30	2,05	7,90	1,84	0,59	1,60	0,24	1,13	0,17	0,51	0,08	0,61	0,06	0,10	<0.02
MSF013	StaCla02	3,30	15,50	0,82	3,20	0,68	0,26	0,79	0,12	0,75	0,13	0,49	0,08	0,52	0,09	0,06	<0.02
MSF014	CadITo01	61,90	129,50	14,49	53,10	9,29	2,30	7,34	0,99	4,94	0,97	2,64	0,38	2,34	0,35	0,21	<0.02
MSF015	CadITo02	63,10	117,50	12,84	48,10	7,82	1,78	6,40	0,82	4,23	0,76	2,27	0,31	2,04	0,30	0,07	<0.02
MSF016	Czuelo01	71,60	151,00	12,52	42,00	6,63	0,44	5,14	0,68	3,69	0,65	1,76	0,25	1,69	0,27	0,03	<0.02
MSF017	Czuelo02	42,60	65,60	9,25	31,60	4,87	0,43	3,59	0,45	2,10	0,40	1,14	0,17	0,96	0,17	0,03	<0.02
MSF019	C°Cue01	43,80	70,40	7,23	23,70	2,95	0,64	1,51	0,13	0,49	0,08	0,23	0,03	0,23	0,04	0,12	<0.02
MSF024	OIGr01	21,40	45,60	4,53	16,10	2,77	0,71	1,89	0,22	1,17	0,20	0,57	0,08	0,53	0,07	0,04	<0.02
MSF025	A°IsMo01	73,60	128,90	13,94	46,80	6,88	1,43	3,69	0,33	1,22	0,16	0,34	0,06	0,41	0,05	0,05	<0.02
MSF026	A°IsMo02	17,60	48,50	4,71	16,70	2,85	0,81	1,87	0,22	1,00	0,13	0,34	0,04	0,31	0,04	0,07	<0.02
MSF027	A°IsMo03	37,60	91,10	7,72	25,60	3,51	0,82	2,16	0,24	1,12	0,19	0,55	0,09	0,48	0,07	0,06	<0.02
MSF028	JPV01	127,50	185,20	20,40	65,20	8,37	0,99	6,23	0,85	4,59	0,87	2,65	0,40	2,52	0,38	0,04	<0.02
MSF029	MaAlb01	31,80	60,50	5,98	18,50	3,70	0,60	2,80	0,40	2,24	0,43	1,20	0,20	1,28	0,19	0,08	<0.02
MSF030	MaAlb02	21,00	53,20	3,92	13,80	2,68	0,52	2,70	0,45	3,10	0,56	1,65	0,24	1,55	0,23	0,07	<0.02
MSF031	A°Gut01	9,10	15,80	1,92	6,80	1,50	0,44	1,11	0,13	0,56	0,11	0,27	0,03	0,22	0,03	0,05	<0.02
MSF032	A°Gut02	14,40	25,00	2,78	10,20	1,98	0,57	1,48	0,17	0,75	0,12	0,30	0,05	0,30	0,04	0,04	<0.02
MSF033	A°TapCh01	28,20	239,20	6,12	22,40	4,03	1,08	2,94	0,40	2,09	0,38	1,19	0,19	1,32	0,21	0,06	<0.02
MSF034	A°TapCh02	105,20	181,50	19,11	67,30	10,16	2,49	7,00	0,78	3,68	0,60	1,53	0,20	1,41	0,19	0,03	<0.02

Tabla A2.4. Resultados litoquímicos continuación.

SAMPLE	CÓDIGO	Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	As	Cd	Sb	Bi	Ag	Au	Hg	Tl	Se
MSF003	C°Cha01	0,30	8,60	14,20	28,00	2,70	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	0,10	<0.5
MSF004	C°Cha02	0,40	9,90	6,40	31,00	4,50	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,70	<0.01	0,20	<0.5
MSF005	C°Cha03	0,40	12,80	10,00	30,00	3,40	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,60	<0.01	0,20	<0.5
MSF006	C°Cha04	0,60	14,90	7,00	34,00	6,00	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	0,20	<0.5
MSF007	A°IsPi01	0,30	13,80	7,40	37,00	2,90	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,80	<0.01	0,10	<0.5
MSF008	A°IsPi02	0,90	10,30	5,30	33,00	4,00	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	0,30	<0.5
MSF009	CadCem01	0,30	6,10	3,60	61,00	3,20	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	0,40	<0.5
MSF010	CadCem02	0,60	15,90	6,00	61,00	4,30	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	0,40	<0.5
MSF011	Arev01	2,00	12,50	12,10	43,00	3,00	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	0,40	<0.5
MSF012	StaCla01	0,80	10,30	14,30	51,00	5,10	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	0,20	<0.5
MSF013	StaCla02	0,40	3,70	20,40	31,00	3,10	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	0,10	<0.5
MSF014	CadIto01	0,60	26,80	4,80	91,00	8,70	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	0,20	<0.5
MSF015	CadIto02	0,50	11,50	6,80	54,00	8,30	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1,00	<0.01	<0.1	<0.5
MSF016	Czuelo01	0,40	5,50	6,90	35,00	2,30	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	0,10	<0.5
MSF017	Czuelo02	1,50	6,40	7,00	20,00	1,90	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
MSF019	C°Cue01	0,50	14,10	8,10	18,00	3,40	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	0,20	<0.5
MSF024	OIGr01	0,30	3,70	9,10	67,00	3,10	0,50	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	0,10	<0.5
MSF025	A°IsMo01	0,40	7,80	13,10	41,00	5,20	0,50	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	0,20	<0.5
MSF026	A°IsMo02	0,70	7,30	8,60	33,00	3,90	0,50	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	0,20	<0.5
MSF027	A°IsMo03	0,50	8,70	16,10	48,00	9,80	0,70	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	0,30	<0.5
MSF028	JPV01	0,40	6,20	6,20	24,00	4,00	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	0,20	<0.5
MSF029	MaAlb01	0,50	10,40	8,80	39,00	6,00	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	0,50	<0.5
MSF030	MaAlb02	0,60	7,40	9,10	28,00	4,90	<0.5	<0.1	<0.1	0,10	<0.1	<0.5	<0.01	0,40	<0.5
MSF031	A°Gut01	0,30	8,60	10,40	30,00	3,40	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
MSF032	A°Gut02	0,40	5,70	10,30	53,00	2,60	0,50	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,70	<0.01	<0.1	<0.5
MSF033	A°TapCh01	0,30	7,40	6,70	109,00	38,90	0,80	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
MSF034	A°TapCh02	0,40	10,00	5,40	67,00	21,10	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	0,20	<0.5

### ANEXO 3. CONTROL DE CALIDAD Y LÍMITE DE DETECCIÓN

Tabla A3.1. Control de calidad del laboratorio.

	Method	WGHT	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200
	Analyte	Wgt	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO	Cr2O3	Ba	Ni	Sc	LOI	Sum
	Unit	KG	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	PPM	PPM	PPM	%	%
	MDL	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	2	1	20	1	-5.1	0.01
<b>Pulp Duplicates</b>																		
<b>MSF020</b>	Rock	0.09	72.24	14.12	2.30	0.57	01.06	3.95	4.55	0.17	0.04	0.03	<0.002	818	<20	2	0.8	99.91
<b>MSF020</b>	REP																	
<b>MSF018</b>	Rock	0.09	74.59	12.67	3.23	0.17	0.94	2.96	5.29	0.10	0.02	0.03	<0.002	460	<20	<1	-0.1	99.94
<b>MSF018</b>	REP																	
<b>MSF002</b>	Rock	0.03	50.10	18.57	9.73	4.47	7.33	4.16	2.26	1.10	0.50	0.14	5	1318	<20	18	1.1	99.65
<b>MSF002</b>	REP		50.09	18.45	9.85	4.51	7.26	4.17	2.29	01.09	0.51	0.14	5	1330	<20	18	1.1	99.64
<b>MSF036</b>	Rock	0.05	54.87	16.51	8.95	04.08	5.93	3.87	2.51	0.90	0.44	0.12	17	890	32	16	1.4	99.69
<b>MSF036</b>	REP		54.84	16.55	8.86	4.11	5.97	3.86	2.53	0.90	0.44	0.12	17	903	33	16	1.4	99.69
<b>Reference Materials</b>																		
<b>STD GS311-1</b>	STD																	
<b>STD GS910-4</b>	STD																	
<b>STD GS311-1</b>	STD																	
<b>STD GS910-4</b>	STD																	
<b>STD OREAS45EA</b>	STD																	
<b>STD DS11</b>	STD																	
<b>STD OREAS45EA</b>	STD																	
<b>STD DS11</b>	STD																	
<b>STD SO-19</b>	STD		60.66	13.93	7.37	2.92	5.87	04.05	1.30	0.70	0.31	0.13	491	450	464	26	1.9	99.78
<b>STD SO-19</b>	STD		60.60	13.95	7.40	2.91	5.91	04.02	1.30	0.70	0.32	0.13	494	455	466	26	1.9	99.78
<b>STD SO-19</b>	STD		60.79	13.85	7.33	2.88	5.88	04.06	1.29	0.70	0.32	0.13	488	449	459	26	1.9	99.78
<b>STD SO-19</b>	STD		60.89	13.78	7.31	2.88	5.88	04.06	1.29	0.70	0.32	0.13	488	461	464	26	1.9	99.79
<b>BLK</b>	BLK																	
<b>BLK</b>	BLK																	
<b>BLK</b>	BLK																	
<b>BLK</b>	BLK																	
<b>BLK</b>	BLK		0.02	<0.01	<0.04	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.002	<1	<20	<1	0.0	0.03
<b>BLK</b>	BLK		0.03	<0.01	<0.04	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.002	<1	<20	<1	0.0	0.06
<b>Prep Wash</b>																		
<b>ROCK-VAN</b>	Prep Blank		70.53	14.10	3.37	0.99	2.19	4.74	1.63	0.36	0.10	0.10	<0.002	665	<20	7	1.7	99.92
<b>ROCK-VAN</b>	Prep Blank		70.84	14.05	3.33	0.96	2.14	4.80	1.63	0.35	0.10	0.10	<0.002	649	<20	7	1.5	99.92

Tabla A3.2. Control de calidad del laboratorio continuación.

Method	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	
Analyte	Be	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y	
Unit	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	
MDL	1	0.2	0.1	0.5	0.1	0.1	0.1	1	0.5	0.1	0.2	0.1	8	0.5	0.1	0.1	
<b>Pulp Duplicates</b>																	
<b>MSF020</b>	Rock	2	1.9	0.5	12.3	3.3	5.3	87.9	1	229.2	0.4	24.3	3.2	11	<0.5	117.1	7.0
<b>MSF020</b>	REP																
<b>MSF018</b>	Rock	3	1.6	0.4	12.5	2.1	1.5	128.3	<1	259.7	<0.1	5.2	1.0	13	<0.5	60.4	2.2
<b>MSF018</b>	REP																
<b>MSF002</b>	Rock	1	28.6	0.8	21.5	3.5	7.8	65.5	1	1131.1	0.3	1.1	0.2	186	<0.5	177.2	19.4
<b>MSF002</b>	REP	3	28.4	0.7	21.1	3.6	8.0	65.0	1	1139.4	0.3	1.2	0.2	191	<0.5	181.7	19.7
<b>MSF036</b>	Rock	<1	22.9	0.4	20.5	7.9	8.6	59.7	1	917.0	0.3	8.9	1.2	136	0.6	357.8	22.8
<b>MSF036</b>	REP	<1	22.5	0.4	20.8	8.1	8.3	59.2	1	911.8	0.4	8.8	1.5	132	<0.5	350.8	23.6
<b>Reference Materials</b>																	
<b>STD GS311-1</b>	STD																
<b>STD GS910-4</b>	STD																
<b>STD GS311-1</b>	STD																
<b>STD GS910-4</b>	STD																
<b>STD OREAS45EA</b>	STD																
<b>STD DS11</b>	STD																
<b>STD OREAS45EA</b>	STD																
<b>STD DS11</b>	STD																
<b>STD SO-19</b>	STD	13	21.8	4.5	15.3	2.8	65.3	18.6	18	302.3	4.3	13.2	19.3	162	10.0	105.0	35.7
<b>STD SO-19</b>	STD	22	23.3	4.4	14.9	2.9	66.2	19.0	17	303.4	4.2	13.2	18.1	164	10.1	105.4	34.6
<b>STD SO-19</b>	STD	20	21.4	4.2	14.9	3.4	64.1	18.9	17	301.3	4.5	13.1	19.7	162	9.7	104.4	34.8
<b>STD SO-19</b>	STD	20	23.6	4.5	15.7	2.9	65.3	18.7	18	306.6	4.4	13.9	20.4	158	9.9	105.0	35.0
<b>BLK</b>	BLK																
<b>BLK</b>	BLK																
<b>BLK</b>	BLK																
<b>BLK</b>	BLK																
<b>BLK</b>	BLK	<1	<0.2	<0.1	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<1	0.6	<0.1	<0.2	<0.1	<8	<0.5	0.1	<0.1
<b>BLK</b>	BLK	<1	<0.2	<0.1	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<1	<0.5	<0.1	<0.2	<0.1	<8	<0.5	0.3	<0.1
<b>Prep Wash</b>																	
<b>ROCK-VAN</b>	Prep Blank	<1	3.8	0.3	13.5	3.5	5.9	25.4	<1	183.5	0.5	3.0	1.3	33	<0.5	132.7	18.6
<b>ROCK-VAN</b>	Prep Blank	1	4.0	0.2	12.8	3.5	5.6	24.3	<1	179.7	0.4	2.7	1.4	34	<0.5	130.3	17.4

Tabla A3.3. Control de calidad del laboratorio continuación.

Method	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	TC000	TC000	
Analyte	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	TOT/C	TOT/S	
Unit	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	%	%	
MDL	0.1	0.1	0.02	0.3	0.05	0.02	0.05	0.01	0.05	0.02	0.03	0.01	0.05	0.01	0.02	0.02	
<b>Pulp Duplicates</b>																	
<b>MSF020</b>	Rock	40.9	67.6	6.66	20.8	3.46	0.71	2.50	0.31	1.62	0.27	0.69	0.09	0.56	0.10	0.09	<0.02
<b>MSF020</b>	REP															0.09	<0.02
<b>MSF018</b>	Rock	10.4	14.9	1.15	3.6	0.55	0.39	0.48	0.06	0.32	0.06	0.17	0.04	0.23	0.04	0.05	<0.02
<b>MSF018</b>	REP																
<b>MSF002</b>	Rock	52.3	94.3	10.43	40.0	6.75	02.08	5.58	0.72	3.79	0.72	2.15	0.26	1.67	0.24	0.05	0.12
<b>MSF002</b>	REP	53.9	97.4	10.70	39.7	6.89	2.14	5.76	0.71	3.61	0.72	1.91	0.26	1.58	0.24		
<b>MSF036</b>	Rock	72.1	123.1	12.37	44.4	07.09	1.89	6.13	0.82	4.45	0.85	2.65	0.35	2.12	0.35	0.10	<0.02
<b>MSF036</b>	REP	71.6	124.0	12.73	45.0	7.33	1.86	6.20	0.82	4.47	0.84	2.44	0.34	2.10	0.34		
<b>Reference Materials</b>																	
<b>STD GS311-1</b>	STD															01.01	2.31
<b>STD GS910-4</b>	STD															2.71	8.19
<b>STD GS311-1</b>	STD															1.00	2.30
<b>STD GS910-4</b>	STD															2.71	8.32
<b>STD OREAS45EA</b>	STD																
<b>STD DS11</b>	STD																
<b>STD OREAS45EA</b>	STD																
<b>STD DS11</b>	STD																
<b>STD SO-19</b>	STD	72.6	161.3	19.14	76.9	13.10	3.73	10.28	1.36	7.58	1.33	3.65	0.55	3.46	0.52		
<b>STD SO-19</b>	STD	72.0	158.6	19.08	73.4	12.74	3.72	10.42	1.37	7.30	1.37	3.90	0.52	3.46	0.52		
<b>STD SO-19</b>	STD	71.4	160.4	18.74	74.5	13.37	3.75	10.48	1.42	7.78	1.30	3.80	0.55	3.40	0.50		
<b>STD SO-19</b>	STD	71.2	161.5	19.33	77.5	13.26	3.77	10.56	1.41	7.84	1.38	4.26	0.56	3.13	0.53		
<b>BLK</b>	BLK															<0.02	<0.02
<b>BLK</b>	BLK															<0.02	<0.02
<b>BLK</b>	BLK																
<b>BLK</b>	BLK																
<b>BLK</b>	BLK	<0.1	<0.1	<0.02	<0.3	<0.05	<0.02	<0.05	<0.01	<0.05	<0.02	<0.03	<0.01	<0.05	<0.01		
<b>BLK</b>	BLK	<0.1	<0.1	<0.02	<0.3	<0.05	<0.02	<0.05	<0.01	<0.05	<0.02	<0.03	<0.01	<0.05	<0.01		
<b>Prep Wash</b>																	
<b>ROCK-VAN</b>	Prep Blank	16.0	27.9	3.21	13.1	2.60	0.77	2.69	0.43	2.73	0.61	02.05	0.32	1.98	0.37	0.10	0.07
<b>ROCK-VAN</b>	Prep Blank	15.1	25.2	03.08	12.2	2.67	0.70	2.66	0.44	2.64	0.60	1.80	0.30	2.18	0.36	0.10	0.07

Tabla A3.4. Control de calidad del laboratorio continuación.

Method	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200
Analyte	Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	As	Cd	Sb	Bi	Ag	Au	Hg	Tl	Se	
Unit	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPB	PPM	PPM	PPM	
MDL	0.1	0.1	0.1	1	0.1	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.5	0.01	0.1	0.5	
<b>Pulp Duplicates</b>															
<b>MSF020</b>	Rock	0.5	6.6	11.7	13	4.0	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
<b>MSF020</b>	REP														
<b>MSF018</b>	Rock	0.4	5.4	4.3	15	3.5	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.6	<0.01	<0.1	<0.5
<b>MSF018</b>	REP	0.5	4.9	4.4	15	3.7	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1.3	<0.01	<0.1	<0.5
<b>MSF002</b>	Rock	0.5	240.0	4.0	86	14.6	0.5	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	3.2	<0.01	0.3	<0.5
<b>MSF002</b>	REP														
<b>MSF036</b>	Rock	0.7	37.7	4.9	78	30.3	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.6	<0.01	0.2	<0.5
<b>MSF036</b>	REP														
<b>Reference Materials</b>															
<b>STD GS311-1</b>	STD														
<b>STD GS910-4</b>	STD														
<b>STD GS311-1</b>	STD														
<b>STD GS910-4</b>	STD														
<b>STD OREAS45EA</b>	STD	1.6	751.4	14.4	34	410.0	12.5	<0.1	0.3	0.3	0.3	52.2	0.01	<0.1	1.4
<b>STD DS11</b>	STD	13.8	161.5	135.2	362	88.4	39.8	2.6	7.0	11.4	1.8	52.2	0.26	4.7	2.7
<b>STD OREAS45EA</b>	STD	1.7	723.4	14.9	33	384.3	12.1	<0.1	0.3	0.3	0.3	54.3	<0.01	<0.1	1.1
<b>STD DS11</b>	STD	12.8	158.1	126.0	335	84.9	40.0	2.6	6.8	10.3	1.8	92.6	0.23	4.8	1.7
<b>STD SO-19</b>	STD														
<b>STD SO-19</b>	STD														
<b>STD SO-19</b>	STD														
<b>STD SO-19</b>	STD														
<b>BLK</b>	BLK														
<b>BLK</b>	BLK														
<b>BLK</b>	BLK	<0.1	<0.1	<0.1	<1	<0.1	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
<b>BLK</b>	BLK	<0.1	<0.1	<0.1	<1	<0.1	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
<b>BLK</b>	BLK														
<b>BLK</b>	BLK														
<b>Prep Wash</b>															
<b>ROCK-VAN</b>	Prep Blank	1.0	8.6	2.0	43	2.4	1.7	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	2.8	<0.01	<0.1	<0.5
<b>ROCK-VAN</b>	Prep Blank	1.1	8.6	1.5	42	3.2	1.8	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1.2	<0.01	<0.1	<0.5



Tabla A3.5. Límites de detección para cada parámetro analizado.

ELEMENTO	LIMITE DE DETECCIÓN	LIMITE SUPERIOR	ELEMENTO	LIMITE DE DETECCIÓN	LIMITE SUPERIOR
SiO <sub>2</sub>	0.01 %	100%	Pr	0,02 ppm	10.000 ppm
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01 %	100%	Rb	0,1 ppm	10.000 ppm
CaO	0.01 %	100%	Sc	1 ppm	10.000 ppm
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.002 %	100%	Sm	0,05 ppm	10.000 ppm
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04%	100%	Sn	1 ppm	10.000 ppm
K <sub>2</sub> O	0.01 %	100%	Sr	0,5 ppm	50.000 ppm
MgO	0.01 %	100%	Ta	0,1 ppm	50.000 ppm
MnO	0.01 %	100%	Tb	0,01 ppm	10.000 ppm
Na <sub>2</sub> O	0.01 %	100%	Th	0,2p ppm	10.000 ppm
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01 %	100%	Tm	0,01 ppm	10.000 ppm
TiO <sub>2</sub>	0.01 %	100%	U	0,1 ppm	10.000 ppm
Ba	5 ppm	5%	V	8 ppm	10.000 ppm
LOI	0.1 %	100%	W	0,5 ppm	10.000 ppm
Sum	0.01 %	100%	Y	0,1 ppm	50.000 ppm
Be	1 ppm	10.000 ppm	Yb	0,05 ppm	10.000 ppm
Ce	0,1 ppm	50.000 ppm	Zr	0,1 ppm	50.000 ppm
Co	0,2 ppm	10.000 ppm	Ag	0,1 ppm	100 ppm
Cs	0,1 ppm	10.000 ppm	As	0,5 ppm	10.000 ppm
Dy	0,05 ppm	10.000 ppm	Au	0,5 ppm	100.000 ppm
Er	0,03 ppm	10.000 ppm	Bi	0,1 ppm	2.000 ppm
Eu	0,2 ppm	10.000 ppm	Cd	0,1 ppm	2.000 ppm
Ga	0,5 ppm	10.000 ppm	Cu	0,1 ppm	10.000 ppm
Gd	0,05 ppm	10.000 ppm	Hg	0,01 ppm	50 ppm
Hf	0,1 ppm	10.000 ppm	Mo	0,1 ppm	2.000 ppm
Ho	0,02 ppm	10.000 ppm	Ni	0,1 ppm	10.000 ppm
La	0,1 ppm	50.000 ppm	Pb	0,1 ppm	10.000 ppm
Lu	0,01 ppm	10.000 ppm	Sb	0,1 ppm	2.000 ppm
Nb	0,1 ppm	50.000 ppm	Se	0,5 ppm	100 ppm
Nd	0,3 ppm	10.000 ppm	Tl	0,1 ppm	1.000 ppm
Ni	20 ppm	10.000 ppm	Zn	1 ppm	10.000 ppm

## ANEXO 4. COORDENADAS LITOGEOQUÍMICA

Tabla A4.1. Coordenadas de los análisis geoquímicos realizados en este trabajo.

SAMPLE	CÓDIGO	LATITUD	LONGITUD
MSF003	C°Cha01	33°6'29.43"S	55°6'28.34"W
MSF004	C°Cha02	33°6'29.99"S	55°6'28.00"W
MSF005	C°Cha03	33°7'30.51"S	55°7'45.98"W
MSF006	C°Cha04	33°6'29.99"S	55°6'28.00"W
MSF007	A°IsPi01	33°31'8.93"S	55°6'54.45"W
MSF008	A°IsPi02	33°31'35.48"S	55°6'5.60"W
MSF009	CadCem01	32°35'5.29"S	54°8'10.31"W
MSF010	CadCem02	32°35'0.86"S	54°8'11.97"W
MSF011	Arev01	32°45'54.17"S	54°59'56.19"W
MSF012	StaCla01	32°54'55.70"S	54°57'37.94"W
MSF013	StaCla02	32°55'40.39"S	54°59'27.38"W
MSF014	CadITo01	32°52'17.90"S	54°58'39.32"W
MSF015	CadITo02	32°51'32.38"S	54°59'30.98"W
MSF016	Czuelo01	32°47'21.24"S	55°7'4.19"W
MSF017	Czuelo02	32°46'15.22"S	55°8'34.84"W
MSF019	C°Cue01	32°40'20.85"S	54°36'41.09"W
MSF024	OIGr01	33°11'1.31"S	54°37'55.14"W
MSF025	A°IsMo01	33°16'45.39"S	54°37'14.37"W
MSF026	A°IsMo02	33°24'40.67"S	54°37'19.81"W
MSF027	A°IsMo03	33°24'16.77"S	54°37'35.23"W
MSF028	JPV01	33°19'13.63"S	54°31'45.30"W
MSF029	MaAlb01	33°22'45.09"S	54°41'27.76"W
MSF030	MaAlb02	33°22'54.67"S	54°41'9.86"W
MSF031	A°Gut01	33°34'56.72"S	54°47'39.78"W
MSF032	A°Gut02	33°34'59.47"S	54°47'21.04"W
MSF033	A°TapCh01	33°58'21.39"S	54°47'1.50"W
MSF034	A°TapCh02	33°57'34.44"S	54°47'17.72"W

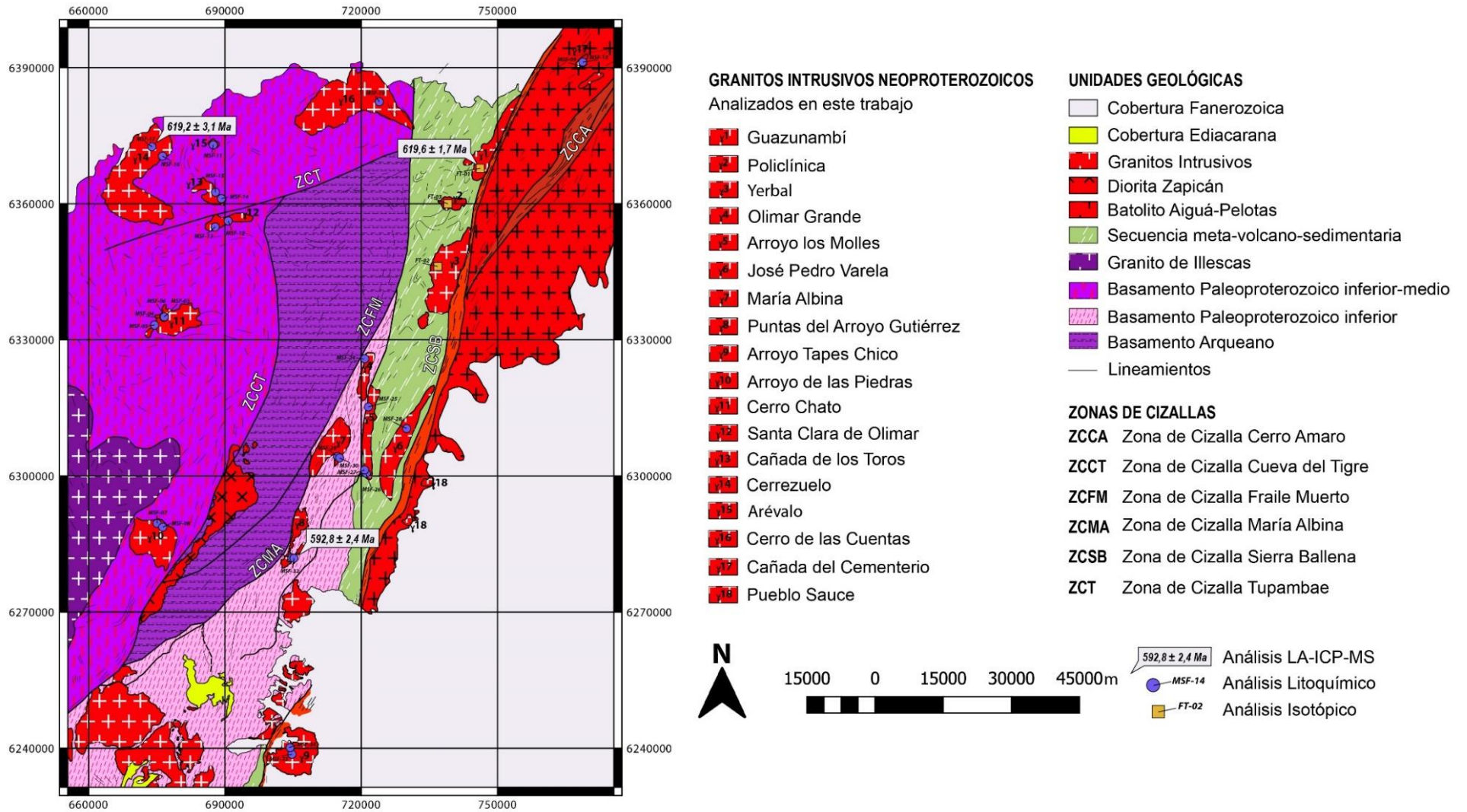


Figura A4.1. Mapa geológico del área de estudio, indicados los puntos de análisis (litogeoquímico, isotópico y geocronológico).

## ANEXO 5. ANÁLISIS ISOTÓPICOS.

Tabla A5.1. Resultados de análisis isotópicos de los granitos Guazunambí, Policlínica y Yermal.

	LITOLÓGÍA	Rb	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Error ( $2\sigma$ )	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}}$	Sm	Nd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Error ( $2\sigma$ )	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{inicial}}$	$\epsilon\text{Nd}(0)$	$\epsilon\text{Nd}_{(600)}$	$T_{\text{DM}}$	$T_{\text{DM}}^2$	EDAD GRANITO
<b>FT01</b>	Guazunambí	140,20	968,20	0,715129	0,000053	0,711541	5,53	39,90	0,511254	0,000004	0,510921	-27,00	-18,44	2,134 Ga	2,692 Ga	600
<b>FT02</b>	Yermal	155,40	1144,10	0,713858	0,000022	0,710494	12,00	81,70	0,511335	0,000003	0,510991	-25,41	-17,07	2,112 Ga	2,585 Ga	600
<b>FT03</b>	Policlínica	177,70	475,70	0,719889	0,000025	0,710628	2,50	14,60	0,511408	0,000004	0,511003	-24,00	-16,83	2,287 Ga	2,567 Ga	600

Tabla A5.2. Coordenadas de los análisis isotópicos.

SAMPLE	LITOLÓGÍA	LATITUD	LONGITUD
<b>FT01</b>	Guazunambí	32°47'59.80"S	54°22'14.10"W
<b>FT02</b>	Yermal	32°59'49.47"S	54°27'52.98"W
<b>FT03</b>	Policlínica	32°52'19.11"S	54°26'40.94"W

## ANEXO 6. RESULTADOS DEL ANÁLISIS U-Pb LA-ICP-MS EN CIRCÓN.

Tabla A6.1. Datos U-Pb LA-ICP-MS en circón para el granito Puntas del Arroyo Gutiérrez.

Sample	SPOT	RELACIONES											Pb total comum %	Pb rad ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	EDADES					Conc. 206/238	Conc. 206/238	
		207/235	1 sigma	206/238	1 sigma	coef. corr	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma						T <sub>206/238</sub>	1 sigma	T <sub>207/235</sub>	1 sigma	T <sub>207/206</sub>	1 sigma	207/235	207/206
MSF-32	17,1	0,7794	0,0614	0,0953	0,0013	0,21	10,4977	0,1476	0,0593	0,0047	0,3958	0,0572	5,56	25,5	179,1	169,7	1,055	0,587	0,008	0,585	0,035	0,579	0,167	100	101
MSF-32	20,1	0,7698	0,0495	0,0954	0,0012	0,30	10,4807	0,1299	0,0585	0,0037	0,2523	0,0381	3,94	36,6	368,4	294,2	1,252	0,587	0,007	0,58	0,028	0,549	0,133	101	106
MSF-32	7,1	0,7360	0,0371	0,0961	0,0012	0,17	10,4079	0,1308	0,0556	0,0027	0,2442	0,0212	5,04	35,9	239	277,8	0,86	0,591	0,007	0,56	0,021	0,435	0,104	105	136
MSF-32	3,1	0,8165	0,0451	0,0964	0,0008	0,95	10,3781	0,0868	0,0615	0,0040	0,3466	0,0879	2,03	71,4	686,5	383,9	1,788	0,593	0,005	0,606	0,025	0,655	0,142	97	90
MSF-32	8,1	0,7740	0,0585	0,0964	0,0013	0,87	10,3733	0,1376	0,0582	0,0046	0,2878	0,1809	4,15	19,7	111,3	144,9	0,768	0,593	0,008	0,582	0,036	0,538	0,158	101	110
MSF-32	2,1	0,7735	0,0712	0,0962	0,0010	0,31	10,3931	0,1077	0,0583	0,0053	0,5610	0,1093	7,17	19,7	143,8	134,7	1,068	0,592	0,006	0,582	0,041	0,541	0,197	101	109
MSF-32	18,1	0,8203	0,0538	0,0982	0,0011	0,68	10,1786	0,1179	0,0606	0,0039	0,2693	0,0762	8,58	32	293,1	218,4	1,342	0,604	0,007	0,608	0,031	0,624	0,135	99	96
MSF-32*	1,1	0,7487	0,0391	0,0866	0,0008	0,92	11,5458	0,1000	0,0627	0,0035	0,3750	0,0517	2,99	20,8	286,1	168,3	1,7	0,535	0,004	0,567	0,024	0,698	0,125	94	76
MSF-32*	12,1	0,6675	0,0352	0,0871	0,0010	0,92	11,4876	0,1327	0,0556	0,0032	0,4555	0,1848	5,64	33,2	284,9	278,9	1,021	0,538	0,006	0,519	0,023	0,437	0,114	103	123
MSF-32**	15,1	1,0500	0,0538	0,1003	0,0012	0,01	9,9705	0,1241	0,0759	0,0039	0,4159	0,2731	0	18,6	158,9	184,6	0,861	0,616	0,007	0,729	0,029	1,093	0,136	84	56
MSF-32**	10,1	0,2046	0,0784	0,0435	0,0006	0,43	22,9963	0,2925	0,0341	0,0131	0,3426	0,1028	0	5,2	102,1	85,3	1,196	0,274	0,003	0,189	0,06	0	0,238	145	
MSF-32**	21,1	0,6513	0,0401	0,0779	0,0009	0,86	12,8353	0,1441	0,0606	0,0040	0,6020	0,0370	7,36	53,4	888,5	364,8	2,435	0,484	0,005	0,509	0,025	0,626	0,138	94	77
MSF-32**	19,1	0,7588	0,0585	0,0912	0,0009	0,62	10,9639	0,1056	0,0603	0,0048	0,3504	0,0346	7,45	16,9	147,8	149,8	0,986	0,563	0,005	0,573	0,034	0,616	0,162	98	91
MSF-32**	5,1	0,6610	0,0421	0,0741	0,0007	0,88	13,4910	0,1248	0,0647	0,0045	0,3010	0,0660	8,08	29,6	695	307,4	2,261	0,461	0,004	0,515	0,027	0,764	0,155	89	60
MSF-32**	23,1	0,6905	0,0392	0,0829	0,0008	0,76	12,0570	0,1207	0,0604	0,0031	0,2468	0,0200	9,01	145,4	1187,3	1146,6	1,036	0,514	0,005	0,533	0,023	0,617	0,111	96	83
MSF-32**	13,1	0,7428	0,0488	0,0865	0,0012	0,60	11,5606	0,1642	0,0623	0,0042	0,3340	0,0898	9,61	15,1	204,2	119,5	1,709	0,535	0,007	0,564	0,03	0,684	0,152	94	78
MSF-32**	16,1	0,5952	0,0437	0,0706	0,0009	0,88	14,1548	0,1796	0,0611	0,0044	0,2908	0,0377	10,48	62	928,5	723,4	1,284	0,44	0,005	0,474	0,028	0,643	0,151	92	68
MSF-32**	22,1	0,7060	0,0710	0,0948	0,0011	0,37	10,5444	0,1174	0,0540	0,0053	0,6670	0,1991	11,91	25,2	208,2	185,4	1,123	0,584	0,006	0,542	0,044	0,371	0,159	107	157
MSF-32**	9,1	0,7062	0,0653	0,0880	0,0012	0,72	11,3580	0,1591	0,0582	0,0053	0,6418	0,0737	20,32	39,2	445,1	269,2	1,654	0,544	0,007	0,543	0,04	0,536	0,194	100	101
MSF-32**	11,1	0,4822	0,0353	0,0607	0,0010	0,73	16,4771	0,2793	0,0576	0,0042	0,3291	0,0405	23,24	69,9	446,6	627,1	0,712	0,38	0,006	0,4	0,023	0,515	0,157	95	73
MSF-32**	24,1	0,1548	0,0130	0,0203	0,0003	0,93	49,3378	0,6846	0,0554	0,0042	0,4866	0,0424	32,32	90,8	665,8	1321,7	0,504	0,129	0,002	0,146	0,011	0,428	0,152	88	30
MSF-32**	14,1	0,2151	0,0188	0,0254	0,0004	0,91	39,4394	0,5725	0,0615	0,0040	0,4958	0,0675	33,25	97,6	993,4	1018,7	0,975	0,161	0,002	0,198	0,015	0,658	0,152	81	24
MSF-32**	4,1	0,3014	0,0174	0,0409	0,0004	0,76	24,4739	0,2117	0,0535	0,0033	0,4650	0,0642	38,43	127,1	1056,1	1210,4	0,873	0,258	0,002	0,268	0,013	0,35	0,136	96	73
MSF-32**	6,1	0,7209	0,0367	0,0966	0,0011	0,67	10,3477	0,1149	0,0541	0,0029	0,4320	0,3059	57,83	32,3	187,4	110,3	1,699	0,595	0,006	0,551	0,021	0,375	0,115	107	158

MSF-32\* = No utilizados para cálculo de edad. MSF-32\*\* = No utilizados debido a alto Pb común o problemas analíticos.

Excimer Laser – 193 nm, 6 Hz, 7 mJ, 32 mm, ablation time – 40 s.

Tabla A6.2. Datos U-Pb LA-ICP-MS en circón para el granito Cerrezuelo.

Sample	SPOT	RELACIONES										EADADES									Conc.	Conc.				
		207/235	1 sigma	206/238	1 sigma	coef. corr	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma	Pb total	Pb rad	Th	U	Th/U	T <sub>206/238</sub>	1 sigma	T <sub>207/235</sub>	1 sigma	T <sub>207/206</sub>	1 sigma	206/238	207/235	207/206
													comum %	ppm	ppm	ppm										
MSF-17	1,1	0,8512	0,0356	0,1063	0,001	0,88	9,4112	0,0901	0,0581	0,0023	0,3751	0,0174	2,44	42,9	310,5	261,3	1,188	651	6	625	19	534	90	104	122	
MSF-17	19,1	0,8444	0,0364	0,1015	0,001	0,3	9,8542	0,0974	0,0603	0,0028	0,0969	0,0171	9,99	23,4	99,9	188,7	0,529	623	6	622	20	616	103	100	101	
MSF-17	15,2	0,8113	0,0271	0,0974	0,0008	0,65	10,2647	0,0806	0,0604	0,0021	0,0283	0,0061	6,14	55,4	65,2	507,6	0,128	599	5	603	15	618	78	99	96	
MSF-17*	7,1	15,3593	0,4194	0,5511	0,0049	0,84	1,8146	0,016	0,2021	0,0052	0,1032	0,0129	0,31	49,7	17,2	67	0,256	2830	20	2838	26	2844	42	99	99	
MSF-17*	15,1	15,701	0,4263	0,5577	0,0048	0,86	1,793	0,0155	0,2042	0,0056	0,0737	0,0163	0,38	50,7	16	68,3	0,234	2857	20	2859	26	2860	45	99	99	
MSF-17*	10,1	15,929	0,4182	0,5435	0,0044	0,39	1,8401	0,0149	0,2126	0,0052	0,0038	0,0035	0,94	35,9	2,2	53,2	0,041	2798	18	2873	25	2925	39	97	95	
MSF-17**	2,1	14,454	0,3657	0,5337	0,0042	0,79	1,8737	0,0146	0,1964	0,0047	0,0672	0,0113	0,42	71,9	20,2	104,4	0,193	2757	18	2780	25	2797	39	99	98	
MSF-17**	4,1	6,1246	0,3076	0,3581	0,0058	0,45	2,7922	0,0451	0,124	0,0065	0,184	0,0199	0,88	10	11,5	19,6	0,587	1973	27	1994	43	2015	90	98	97	
MSF-17**	12,1	14,2638	0,4364	0,5033	0,0054	0,99	1,9869	0,0215	0,2055	0,0061	0,0189	0,0099	1,07	21,6	8,7	37,5	0,232	2628	23	2767	29	2871	48	94	91	
MSF-17**	9,1	8,6368	0,2939	0,3929	0,0039	0,99	2,5453	0,025	0,1594	0,0046	0,0367	0,0181	4,71	24,3	37	52,2	0,708	2136	17	2300	26	2450	44	92	87	
MSF-17**	14,1	7,6957	0,2092	0,3516	0,0027	0,79	2,8438	0,0217	0,1587	0,0045	0,0169	0,0082	5,41	30,2	2,3	89	0,026	1942	13	2196	23	2442	44	88	79	
MSF-17**	5,1	3,9505	0,2452	0,2834	0,0052	0,82	3,5291	0,0643	0,1011	0,0069	0,2555	0,0298	0,8	7,4	19,6	24,4	0,802	1608	26	1624	50	1645	121	99	97	
MSF-17**	20,1	2,6698	0,5189	0,2264	0,0118	0,75	4,4163	0,2309	0,0855	0,0198	0,2043	0,0924	6,03	5,7	23,6	30,6	0,773	1316	62	1320	113	1327	353	99	99	
MSF-17***	21,1	1,2169	0,0906	0,1178	0,002	0,99	8,4883	0,1444	0,0749	0,006	0,1554	0,0532	8,87	13,7	16,9	37,2	0,454	718	12	808	36	1066	126	88	67	
MSF-17***	23,1	1,0321	0,0334	0,1062	0,0008	0,97	9,4152	0,0719	0,0705	0,0024	0,3426	0,0673	3,19	105,3	1351	583,9	2,314	651	5	720	16	942	66	90	69	
MSF-17***	3,1	7,0985	0,1613	0,2977	0,0023	1	3,3587	0,0255	0,1729	0,0044	0,0457	0,0118	10,55	30,3	45,7	145	0,316	1680	12	2124	25	2586	47	79	64	
MSF-17***	22,1	0,7697	0,0315	0,0987	0,0009	0,89	10,131	0,0908	0,0566	0,0026	0,0783	0,0089	11,95	34,6	92,9	273	0,34	607	5	580	18	474	99	104	127	
MSF-17***	13,1	0,8014	0,0414	0,1018	0,0011	0,48	9,8272	0,1075	0,0571	0,0032	0,0334	0,0184	16,64	18,5	53,8	166,8	0,322	625	7	598	23	496	122	104	125	
MSF-17***	6,1	8,2986	0,2529	0,37	0,0036	0,98	2,703	0,0263	0,1627	0,0047	0,0978	0,0759	19,07	16,1	36,2	39,8	0,909	2029	17	2264	27	2484	47	89	81	
MSF-17***	17,1	0,6837	0,0293	0,0922	0,0009	0,27	10,8506	0,1046	0,0538	0,0024	0,0398	0,0143	29,79	39,7	158,3	341,5	0,463	568	5	529	18	363	109	107	156	
MSF-17***	11,1	0,6724	0,0243	0,0863	0,0007	0,94	11,5915	0,0924	0,0565	0,0024	0,0585	0,0173	32,14	36,3	152,5	373,4	0,408	533	4	522	16	473	97	102	112	
MSF-17***	18,1	0,4402	0,0243	0,0509	0,0006	0,93	19,6338	0,2425	0,0627	0,0031	0,0765	0,0182	42,3	38,1	395,4	468,5	0,844	320	4	370	16	698	124	86	45	
MSF-17***	16,1	1,9289	0,0552	0,1259	0,001	0,89	7,9421	0,0628	0,1111	0,0036	0,0821	0,0124	49,25	39,8	353,3	291,6	1,212	765	6	1091	20	1818	58	70	42	
MSF-17***	8,1	0,2047	0,0178	0,0384	0,0005	0,95	26,0373	0,3526	0,0386	0,0022	0,1178	0,0436	96,48	21,1	121,2	243,6	0,498	243	3	189	14	0	18	128		

MSF-17\* = Edades Arqueanas. MSF-17\*\* = Edades Mesoarqueanas. MSF-17\*\*\* = No utilizados debido a alto Pb común o problemas analíticos.

Excimer Laser – 193 nm, 6 Hz, 7 mJ, 32 mm, ablation time – 40 s.

Tabla A6.3. Datos U-Pb LA-ICP-MS en circón para el granito Guazunambí.

Sample	SPOT	RELACIONES											EDADES									Conc. 206/238	Conc. 207/235		
		207/235	1 sigma	206/238	1 sigma	coef. corr	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma	Pb total comum %	Pb rad ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	T <sub>206/238</sub>	1 sigma	T <sub>207/235</sub>	1 sigma			T <sub>207/206</sub>	1 sigma
		207/235	207/235	206/238	206/238	coef. corr	238/206	238/206	207/206	207/206	208/206	208/206	Pb total comum %	Pb rad ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	T <sub>206/238</sub>	T <sub>206/238</sub>	T <sub>207/235</sub>	T <sub>207/235</sub>			T <sub>207/206</sub>	T <sub>207/206</sub>
FT-01	21,1	0,8115	0,032	0,098	0,0009	0,09	10,1996	0,0916	0,06	0,0024	0,1595	0,0168	0,3	20	66	164	0,402	603	5	603	18	605	86	99	99
FT-01	6,1	0,8133	0,0406	0,099	0,0009	0,62	10,0959	0,0919	0,0596	0,0032	0,2054	0,0189	3,5	30	132	228	0,58	609	5	604	24	588	122	100	103
FT-01	9,1	0,8212	0,0446	0,0998	0,001	0,64	10,022	0,0956	0,0597	0,0034	0,1301	0,0093	0,5	18	51	148	0,341	613	6	609	25	592	128	100	103
FT-01	13,1	0,867	0,0286	0,0999	0,0008	0,42	10,0138	0,0822	0,063	0,002	0,16	0,0151	0,0	26	89	205	0,432	614	5	634	16	707	73	96	86
FT-01	12,1	0,8319	0,0365	0,1011	0,001	0,29	9,8865	0,0962	0,0597	0,0026	0,123	0,0101	0,6	16	44	128	0,345	621	6	615	20	591	95	101	105
FT-01	4,1	0,8415	0,0436	0,1016	0,0009	0,3	9,8432	0,0916	0,0601	0,0033	0,14	0,0097	0,6	21	71	167	0,425	624	6	620	25	606	123	100	102
FT-01	18,1	0,834	0,0328	0,1018	0,0009	0,94	9,8203	0,0883	0,0594	0,0023	0,1339	0,0066	2,7	23	69	181	0,379	625	5	616	18	582	87	101	107
FT-01	2,1	0,8469	0,0408	0,1021	0,0009	0,71	9,7945	0,0859	0,0602	0,0031	0,2009	0,0512	1,7	25	79	192	0,41	627	5	623	23	609	110	100	102
FT-01	14,1	0,8335	0,0287	0,1025	0,0008	0,41	9,7567	0,0807	0,059	0,002	0,2089	0,0129	5,0	33	170	250	0,68	629	5	616	16	567	74	102	111
FT-01	15,1	0,8672	0,0332	0,1032	0,0009	0,98	9,6855	0,086	0,0609	0,0023	0,1187	0,0163	0,0	19	47	134	0,348	633	5	634	18	636	83	99	99
FT-01*	19,1	0,8044	0,027	0,0978	0,0008	0,79	10,2236	0,0819	0,0596	0,0019	0,1619	0,0086	0,0	28	93	221	0,421	602	5	599	15	591	71	100	101
FT-01*	11,1	0,8578	0,0313	0,1042	0,0009	0,13	9,5932	0,0832	0,0597	0,0022	0,1397	0,0097	3,3	23	82	176	0,466	639	5	629	17	592	81	101	107
FT-01*	1,1	6,8073	0,2515	0,3794	0,0036	0,46	2,6356	0,0253	0,1301	0,005	0,1111	0,0088	0,6	20	12	40	0,307	2074	17	2087	33	2100	68	99	98
FT-01*	3,1	17,4546	0,4506	0,5862	0,0042	0,92	1,7059	0,0123	0,2159	0,0057	0,1629	0,0122	0,2	51	32	61	0,53	2974	17	2960	26	2951	42	100	100
FT-01*	20,1	20,0147	0,4807	0,6121	0,0045	0,63	1,6336	0,0121	0,2371	0,0052	0,174	0,0054	0,2	57	36	64	0,572	3079	18	3092	23	3101	35	99	99
FT-01**	22,1	0,6193	0,0246	0,0766	0,0007	0,85	13,0547	0,1193	0,0586	0,0021	0,1869	0,0141	8,6	24	82	205	0,398	476	4	489	15	554	79	97	85
FT-01**	10,1	0,8228	0,0373	0,0993	0,0008	0,98	10,0657	0,0848	0,0601	0,0029	0,0928	0,0142	12,0	18	47	158	0,296	611	5	610	21	606	106	100	100
FT-01**	16,1	0,8177	0,0357	0,0999	0,001	0,18	10,0066	0,0952	0,0593	0,0026	0,1666	0,0141	15,3	29	128	215	0,594	614	6	607	19	580	90	101	105
FT-01**	17,1	0,8543	0,0351	0,1022	0,001	0,49	9,7829	0,0916	0,0606	0,0025	0,1506	0,0169	28,3	18	76	149	0,513	627	6	627	19	626	89	100	100
FT-01**	7,1	0,7933	0,0652	0,1026	0,0013	0,19	9,7467	0,125	0,0561	0,005	0,0963	0,016	6,7	14	47	115	0,407	630	8	593	38	455	216	106	138
FT-01**	3,2	0,8374	0,0448	0,1042	0,001	0,76	9,5942	0,0877	0,0583	0,0036	0,1595	0,0103	13,7	28	79	208	0,38	639	6	618	26	540	133	103	118
FT-01**	5,1	0,7792	0,0818	0,1074	0,0016	0,44	9,3127	0,1375	0,0526	0,0059	0,181	0,0201	10,9	18	68	128	0,528	658	9	585	46	313	197	112	210
FT-01**	8,1	4,0208	0,1399	0,1846	0,0017	0,97	5,416	0,0497	0,1579	0,0053	0,182	0,0159	3,8	37	61	115	0,531	1092	9	1638	25	2434	54	66	44
FT-01**	5,2	0,8034	0,0704	0,1032	0,0014	0,18	9,6906	0,1276	0,0565	0,0053	0,1807	0,0212	2,5	13	42	100	0,417	633	8	599	39	471	196	105	134

FT-01\* = No utilizados para cálculo de edad. FT-01\*\* = No utilizados debido a alto Pb común o problemas analíticos.

Excimer Laser – 193 nm, 6 Hz, 7 mJ, 32 mm, ablation time – 40 s.