

**Universidad Nacional de Río Negro**

**Sede Alto Valle – Valle Medio**

**Trabajo Final de la Licenciatura en Geología**

**PETROGRAFÍA Y FÁBRICA MAGNÉTICA DE LA  
GRANODIORITA VARVARCO Y PLUTONES ASOCIADOS,  
CRETÁCICO TARDÍO-PALEOCENO DE LOS ANDES  
NEUQUINOS**

**Autor: Omar Sebastian Assis**

**Directores: Claudia Zaffarana y Darío Orts**

## ÍNDICE

---

<b>1.0</b>	<b>RESUMEN .....</b>	<b>1</b>
<b>2.0</b>	<b>INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>2</b>
<b>3.0</b>	<b>MARCO GEOLÓGICO .....</b>	<b>3</b>
3.1.	CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO .....	3
3.2.	LOS GRANITOS DEL NORTE DE LA CORDILLERA DEL VIENTO .....	5
<b>4.0</b>	<b>AFLORAMIENTOS Y PETROGRAFÍA .....</b>	<b>7</b>
4.1.	INTRODUCCIÓN .....	7
4.2.	FORMACIÓN GUARACÓ NORTE .....	8
4.3.	GRANODIORITA VARVARCO .....	10
4.4.	GRANITO RADALES .....	17
4.5.	TONALITA BUTALÓN .....	20
4.6.	OTRAS UNIDADES DE LA ZONA DE ESTUDIO: EL GRUPO CHOIYOI Y LA ANDESITA CAYANTA .....	21
4.7.	DISCUSIÓN: EVIDENCIAS DE MEZCLA DE MAGMAS Y PREDOMINIO DE FÁBRICAS MAGMÁTICAS .....	24
<b>5.0</b>	<b>ESTUDIO MORFOLÓGICO Y GEOCRONOLÓGICO DE CIRCONES DE LA GRANODIORITA VARVARCO .....</b>	<b>26</b>
5.1.	INTRODUCCIÓN .....	26
5.2.	METODOLOGÍA .....	27
5.2.1.	<i>Preparación de las muestras .....</i>	<i>27</i>
5.2.2.	<i>Procesamiento de las Muestras.....</i>	<i>28</i>
5.2.3.	<i>Preparación de la muestra para su estudio morfológico mediante imágenes de electrones secundarios .....</i>	<i>29</i>
5.2.4.	<i>Geocronología .....</i>	<i>30</i>
5.3.	RESULTADOS .....	31
5.3.1.	<i>Morfología de los circones.....</i>	<i>31</i>
5.3.1.	<i>Cátodoluminiscencia.....</i>	<i>32</i>
5.3.2.	<i>Resultados Analíticos .....</i>	<i>32</i>
5.4.	DISCUSIÓN.....	34
5.4.1.	<i>Sobre la morfología de los circones de la Granodiorita Varvarco.....</i>	<i>34</i>
5.4.2.	<i>Velocidad de enfriamiento y adquisición de la fábrica magmática de la Granodiorita Varvarco y del Granito Radales .....</i>	<i>36</i>
<b>6.0</b>	<b>ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA .....</b>	<b>37</b>
6.1.	INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS .....	37
6.2.	BASE TEÓRICA DEL MÉTODO DE ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (ASM) .....	40
6.2.1.	<i>Estudios complementarios de magnetismo de rocas.....</i>	<i>43</i>
6.3.	ESTUDIO DE ASM EN LA GRANODIORITA VARVARCO .....	45
6.3.1.	<i>Planificación del trabajo de campo y extracción de especímenes .....</i>	<i>45</i>
6.3.2.	<i>Preparación y medición de especímenes .....</i>	<i>46</i>
6.3.3.	<i>Resultados: estudios de magnetismo de rocas .....</i>	<i>48</i>
6.3.4.	<i>Resultados: análisis de parámetros escalares y direccionales de ASM .....</i>	<i>55</i>
6.4.	DISCUSIÓN.....	60

<b>7.0 CONCLUSIONES GENERALES.....</b>	<b>64</b>
<b>8.0 AGRADECIMIENTOS.....</b>	<b>65</b>
<b>9.0 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>66</b>
<b>10.0 ANEXO I: DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE LAS MUESTRAS ANALIZADAS .....</b>	<b>72</b>
10.1. GRANODIORITA VARVARCO .....	72
10.2. TONALITA BUTALÓN .....	74
10.3. GRANITO RADALES .....	74
10.4. FORMACIÓN GUARACÓ NORTE .....	75
10.5. GRUPO CHOYOI Y ANDESITA CAYANTA.....	75
<b>11.0 ANEXO II: PARÁMETROS DE ASM DE CADA ESPECIMEN.....</b>	<b>76</b>
<b>12.0 ANEXO III: TABLA DE EDADES CALCULADAS PARA LOS CIRCONES DE LA MUESTRA VAR3 DE LA GRANODIORITA VARVARCO .....</b>	<b>79</b>

## INDICE DE TABLAS

---

Tabla 1: Sitios de muestreo tomados en la Granodiorita Varvarco, el Granito Radales, la Tonalita Butalón, la Formación Guaracó Norte, el Grupo Choyoi y la Andesita Cayanta. A cada sitio le corresponde una muestra para estudio petrográfico (señalada en la columna “cortes petrográficos”).....	8
Tabla 2: Medidas de la morfología de los circones y su relación largo/ancho. ....	31
Tabla 3: Ubicación, sitios y litología muestreada durante la campaña.....	46
Tabla 4: Parámetros vectoriales de los sitios estudiados. Los subfijos d e i en los ejes K1, K2 y K3 corresponden a la declinación e inclinación de cada eje respectivamente. Los valores Ca y Cb corresponden a los ejes de la elipse de confianza. ....	48
Tabla 5: Parámetros escalares de los sitios estudiados. Los parámetros aver son “average” o promedio e indican el promedio aritmético de los parámetros individuales de cada muestra y los parámetros “mean” son el promedio real de las muestras del sitio según la matemática tensorial. El Rumbo es el rumbo de la foliación magnética en el sitio y Inc hace referencia a la inclinación de la foliación en cada sitio. L es la lineación, F es la foliación, Pj es el grado de anisotropía corregido por Jelinek, (1981) y T es el parámetro de forma. ....	48
Tabla 6: Parámetros obtenidos de los diagramas de histéresis y campo magnético reverso, ilustrados en la Figura 27.....	49
Tabla 7: Parámetros de ASM por muestra dentro de cada sitio. Km: susceptibilidad magnética promedio, L: lineación magnética, F: foliación magnética, P: grado de anisotropía, Pj: grado de anisotropía mejorado según Jelinek (1981), T: parámetro de forma, K1 dec, K1 inc: declinación e inclinación magnética del eje K1 del espécimen en cuestión (lo mismo para K2 y para K3). K11, K22 son los semiejes de la elipse de confianza del eje K1. K33 y K12 son los semiejes de la elipse de confianza del eje K2 y K23 y K13 son los semiejes de la elipse de confianza de los ejes K13. ....	78
Tabla 8: Resultados de la datación de los circones de la Granodiorita Varvarco. En amarillo se resalta la medición del circón VAR3-23.1, el cual da un valor anómalo en cuanto a su edad y correspondería a un núcleo heredado.....	80

## INDICE DE FIGURAS

Figura 1: Mapa Geológico del área de estudio. Los recuadros rojos indican las áreas relevadas para los estudios de ASM. Basado en (Zanettini, 2001), Giacosa <i>et al.</i> (2014) y Sagripanti <i>et al.</i> (2014). .....	4
Figura 2: Vista de la Formación Guaracó Norte sobre el arroyo homónimo. A) Arroyo Guaracó Norte y vista de las metacuarcitas. B) Filitas de la Formación Guaracó Norte sobre el arroyo homónimo. C) Planos de falla sobre la Formación Guaracó Norte. D) Metacuarcitas sobre el arroyo Manzano. ....	9
Figura 3: Petrografía de la Formación Guaracó Norte en el arroyo Manzano. Se observan volcanitas ácidas que no son las secuencias típicas de esta unidad según la bibliografía (por ej., Zanettini 2001). A) Fenocristal de feldespato potásico alterado a arcillas inmerso en pasta microgranosa B) fenocristal de cuarzo inmerso en pasta microgranosa.....	9
Figura 4: A) Vista hacia el sureste desde el Puesto Hernández. Se observan los afloramientos de la Granodiorita Varvarco, el Granito Radales y la Formación Guaracó Norte en el arroyo Chacay. B) Detalle del contacto entre la Granodiorita Varvarco y el Granito Radales en el área mencionada. C) El Granito Radales intruye a la Granodiorita Varvarco. El afloramiento fue mojado para apreciar mejor las relaciones de corte. Las flechas rojas indican enclaves microgranulares máficos de la Granodiorita Varvarco cortados por el Granito Radales. ....	11
Figura 5: A) Afloramientos de la Granodiorita Varvarco a lo largo del Arroyo Matancillas. B) Veta de cuarzo en la Granodiorita Varvarco C) Diaclasas en la Granodiorita Varvarco aflorante en el Arroyo Matancillas D) Dique sinplutónico que intruye a la Granodiorita Varvarco en el área del Arroyo Chacay. E) Detalle de una veta granítica intruyendo a la Granodiorita Varvarco. F) Enclave máfico microgranular de bordes irregulares. G) Detalle de un enclave máfico microgranular circular, uno dentro de otro (dos generaciones de enclaves). H). Enjambre de enclaves microgranulares máficos sobre la Granodiorita Varvarco. ....	13
Figura 6: Afloramiento de la Granodiorita Varvarco sobre el arroyo Matancillas. La fábrica magmática pura, traducida como la orientación de los minerales de la roca, no se encuentra bien definida.....	13
Figura 7: Diagrama Ternario QAP indicando la clasificación de las muestras estudiadas.....	15
Figura 8: Cortes Petrográficos de la Granodiorita Varvarco. A) Fenocristales de plagioclasa con núcleos alterados a arcilla. B) Feldespato potásico intercrecido entre los cristales de plagioclasa. C) <i>Clot</i> de biotita y minerales opacos. D) Fenocristal poiquilítico de anfíbol, englobando cristales de plagioclasa. E) Relaciones de crecimiento entre feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa. F) Matriz más fina mostrando poligonización de los granos de cuarzo. ....	16
Figura 9: Petrografía de un dique sinplutónico que intruye a la Granodiorita Varvarco. A) Fenocristal de anfíbol poiquilítico con cristales de plagioclasa del tamaño de la matriz. B) Cristal de cuarzo incluido en un fenocristal de anfíbol, que presenta una corona de reacción. C) Fenocristales de plagioclasa en una matriz de menor tamaño compuesta por cristales de plagioclasa y minerales opacos. D) Ocelli de cuarzo (cuarzo ocelar) que presenta una corona de reacción de anfíboles. ....	17
Figura 10: Afloramientos del Granito Radales. A) Afloramientos del Granito Radales en el arroyo Manzano, en el que se destaca la presencia de diaclasas. B) Contacto neto a transicional entre el Granito Radales y la Formación Guaracó Norte, en el área del Arroyo Chacay. C) Dique asignable al Granito Radales que intruye a la Formación Guaracó Norte sobre el arroyo Manzano. D) Bloque de basamento (Formación Guaracó Norte) incluido dentro del Granito Radales. ....	18
Figura 11: Petrografía del Granito Radales. A) Minerales máficos agrupados en " <i>clots</i> ". B) Relaciones de borde entre granos de cuarzo, se pueden ver bordes aserrados e irregulares. C) Textura granofírica. D) Textura de intercrecimiento gráfico. E) y F) Fenocristal de plagioclasa alterado a arcillas. ....	19
Figura 12: Tonalita Butalón en la región de Butalón Norte. A) B) y C) Vetas Graníticas atravesando a la Tonalita Butalón. D) Enclaves microgranulares máficos (marcados con las flechas rojas). ....	20
Figura 13: Petrografía de la Tonalita Butalón. A) <i>Clot</i> de minerales máficos (anfíbol y biotita) y minerales opacos. B) Fenocristal de plagioclasa que presenta una zonalidad compleja. Su núcleo se encuentra alterado a arcillas. C) Fenocristal maclado y poiquilítico de anfíbol, englobando cristales de plagioclasa, biotita y cuarzo. D) Relación de crecimiento entre la plagioclasa, la biotita y el feldespato potásico intersticial.....	21

Figura 14: Vista al SO desde el Río Neuquén entre los arroyos Colimichicó y Buraló. Se interpretaron los contactos y se identificaron las litologías aflorantes. GV: Granodiorita Varvarco, TB: Tonalita Butalón, CH: Grupo Choiyoi, AP: Formación Arroyo Palao, IV: Formación Invernada Vieja, AQH: Andesita Quebrada Honda.....	22
Figura 15: A) Afloramientos de pórfiros riolíticos del Grupo Choiyoi en el Río Neuquén. B) Cristal de cuarzo con engolfamiento. C) Textura microgranosa del Grupo Choiyoi en la que se muestra cortado por una vena cuarzosa.....	23
Figura 16: Petrografía del Cinturón Andesítico Paleógeno Naunauco. A) Fenocristal de biotita con núcleo composicional, en contacto con cristales de plagioclasa maclados. B) Textura microgranosa con influencia de alteración hidrotermal evidenciada en la aparición de arcillas. ....	24
Figura 17: Esquema que muestra varios tipos de hibridación del magma como resultado de la inyección de magma máfico en magma félsico hospedante en diferentes etapas de cristalización del magma félsico. Tomada y modificada de Barbarin (2005), ya que las fotos pertenecen a distintas texturas de la Granodiorita Varvarco. ....	25
Figura 18: Equipos utilizados en la preparación de las muestras. A: Chancadora de Mandíbulas, B: equipo tamizador ZONYTEST EJR2000, C: Lavadora ultrasónica marca Testlab, modelo TB-010 TA. ....	28
Figura 19: Procesamiento de las muestras. A: Vaso de precipitado con el concentrado más pesado. B: Concentrado final filtrado para su secado. C: Separación bajo lupa binocular. D: Preparado de circón para utilizar en el MEB. ....	30
Figura 20: Imágenes de los circones de la Granodiorita Varvarco, obtenidas mediante SE.....	32
Figura 21: Estudio SHRIMP de circones de la Granodiorita Varvarco. A) Imágenes de catodoluminiscencia de granos de circón seleccionados de la muestra VAR3 de la Granodiorita Varvarco. B) y C) Diagramas de Wetherill de concordia corregido para plomo 204 (B) y plomo 208 (C).....	34
Figura 22: Representación del sistema tetragonal, mostrando la ubicación de los ejes cristalográficos sobre el circón A y su clasificación según Pupin (1980).....	35
Figura 23: Clasificación de los circones de la Granodiorita Varvarco en el diagrama de Pupin (1980). Modificado de Belousova <i>et al.</i> (2006). La denominación de los circones pertenece a los mostrados en la Figura 20. ....	36
Figura 24: Grado de acoplamiento de la fábrica de un pluton con su roca de caja: A = completamente desacoplado. B = parcialmente acoplado. C = completamente desacoplado. Extraída de Paterson <i>et al.</i> (1998).....	39
Figura 25: Tipos de magnetismo según la orientación de los dominios magnéticos. Modificada de Nédélec y Bouchez (2011). A) Magnetización de los minerales paramagnéticos y diamagnéticos a campo apagado. B) Magnetización de los minerales antiferromagnéticos. C) Magnetización de los minerales con ferromagnetismo puro. D) Magnetización de los minerales ferrimagnéticos.....	41
Figura 26: Relación entre la petrofábrica y la magnetofábrica. Tomada de Borradaile y Jackson (2010). ....	43
Figura 27: Obtención de parámetros de los diagramas de histéresis y campo magnético reverso. A - Diagrama de histéresis mostrando los principales parámetros obtenidos. Tomado y modificado de Borradaile y Jackson (2010). B – Diagrama de campo magnético reverso mostrando principales parámetros obtenidos. ....	44
Figura 28: Equipo de campo utilizado en la campaña. A) Perforación de la Granodiorita Varvarco mostrando la perforadora utilizada. B) Medición de un cilindro perteneciente a la Tonalita Butalón mediante orientador magnético. C) Preparación de la colección de cilindros para ser rebanados en el IIPG. ....	47
Figura 29: Diagramas de campo magnético reverso (backfield) y ciclos de histéresis de la Granodiorita Varvarco. ....	51
Figura 30: Diagramas de campo magnético reverso (backfield) y ciclos de histéresis del Granito Radales.....	51
Figura 31: Diagrama de Day et al. (1977) con las muestras analizadas. Las muestras V7-1B, V8-1B son de tipo dominio simple, mientras que el resto de las muestras se ubican en dominio pseudo-simple. La muestra V4-1 sería de dominio pseudo-simple, y la muestra V1-1 A da un valor anómalo, pero esperable que caiga dentro del dominio simple. ....	53
Figura 32: Comparación de la fábrica de ASM con la fábrica AARM de los sitios V1, V7 y V8. ....	55
Figura 33: Parámetros escalares de ASM de los sitios de muestreo. (A) Pj en función de Km (B) T en función de Pj. Pj = grado de anisotropía corregido (Jelinek, 1981); Km = susceptibilidad media; T = parámetro de forma de las fabricas magmáticas (Jelinek, 1981). Los distintos símbolos hacen referencia a las distintas litologías muestreadas: GV (Granodiorita Varvarco), TB (Tonalita Butalón), GN (Formación Guaracó Norte), GR (Granito Radales) y DM (Dique microgranular máfico). ....	55



Figura 34: A) Mapa de foliaciones magnéticas al que se le superpusieron los datos de foliación de Giacosa *et al.* 2014 tomadas en afloramientos (no corresponden a foliaciones magnéticas). B) Distribución del eje  $K_3$  en el área de estudio, que es el polo del plano de foliación. Aclaración: los afloramientos de la Fm. Guaracó Norte y del Granito Radales no se presentan en el mapa porque son demasiado pequeños como para ser mapeables..... 58

Figura 35: A) Mapa de lineaciones magnéticas en el área de estudio. B) Distribución del eje  $K_1$  en el área de estudio, equivalente a la lineación magnética. Las Referencias son las mismas del mapa anterior. .... 60

Figura 36: Resultados de ASM de la Tonalita Butalón. Al ser pocos sitios de esta litología y estar a mucha distancia de la Granodiorita Varvarco, no se los incluyó en los mapas de foliaciones y lineaciones magnéticas, por lo que se los muestra de esta forma. .... 60

Figura 37: Análisis de las fabricas magnéticas de los sitios estudiados. A) Sitios de la Granodiorita Varvarco y la Tonalita Butalón con orientaciones N/S. B) Sitios del Granito radales con orientaciones N/S. C) Sitios correspondientes a la Granodiorita Varvarco, la Tonalita Butalón y el Granito Radales que poseen orientaciones distintas de N/S y cuyos elipsoides son prolados ( $T > 0$ )..... 64

## 1.0 RESUMEN

La Granodiorita Varvarco es un intrusivo emplazado en un contexto estructural complejo en el límite Cretácico Tardío-Paleoceno en la Cordillera del Viento en los Andes Neuquinos. Hasta el momento el mismo no presentaba estudios petrológicos de detalle. Su roca de caja está constituida por las volcanitas del Grupo Choiyoi y por las metasedimentitas de la Formación Guaracó Norte. La estructura interna de la Granodiorita Varvarco y de sus facies asociadas (Granito Radales y Tonalita Butalón) fue relevada mediante petrografía y anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM). La Granodiorita Varvarco es un intrusivo somero que en los lugares en los que fue relevada por este estudio presenta composición tonalítica. Tanto la Granodiorita Varvarco como la Tonalita Butalón presentan fábricas predominantemente magmáticas. Se reconocieron texturas de hibridación de magmas en la Granodiorita Varvarco y en la Tonalita Butalón como por ejemplo 1) diques máficos sinplutónicos con cuarzo ocelar, 2) enclaves máficos microgranulares de diversas formas y tamaños, 3) oikocristales de ortosa con inclusiones de minerales máficos y plagioclasa, y 4) apatita de forma acicular. A partir de las texturas reconocidas en el afloramiento y en el corte delgado, se puede inferir que la mezcla de magmas es un proceso de origen profundo y de naturaleza episódica. El Granito Radales, intrusivo en la Granodiorita Varvarco, tiene texturas gráficas y granofíricas y no presenta evidencias de mezcla de magmas de diferente composición.

Se separaron los circones de la Granodiorita Varvarco y se estudió su morfología mediante el microscopio electrónico y mediante imágenes de cátodoluminiscencia. Se determinó una edad de cristalización U-Pb SHRIMP en circones de  $67,8 \pm 0,8$  Ma, que coincide parcialmente con las edades K/Ar y  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  previamente determinadas en la bibliografía. Se determinó una velocidad de enfriamiento de  $\sim 122$  °C/Ma.

La anisotropía de susceptibilidad magnética de la Granodiorita Varvarco y de la Tonalita Butalón está controlada por el contenido de magnetita. Las fábricas magnéticas de la Granodiorita Varvarco y de la Tonalita Butalón. La orientación predominante de las fábricas magnéticas, que se interpretan como fábricas magmáticas, de acuerdo con la textura predominante de las rocas, es subvertical y de rumbo N-S. Las lineaciones tienen inclinaciones variables. Este tipo de fábricas magnéticas de origen magmático es coherente con las estructuras N-S que se consideran como neoformadas durante el Ciclo Orogénico Andino. Por otro lado, numerosos sitios presentan fábricas magnéticas de origen magmático de tipo subvertical y de rumbo ESE-ONO. Ese tipo de fábricas presenta elipsoides de ASM de forma achatada. Se interpreta que el magma, en esos sitios, habría rellenado estructuras más antiguas, probablemente formadas durante el rift triásico o durante la compresión gondwánica. Su reactivación se habría logrado mediante un régimen de deformación transpresivo.

## 2.0 INTRODUCCIÓN

Los estudios geológicos y estructurales que se reportan en este trabajo final de licenciatura tienen la finalidad de determinar la estructura magnética interna de la Granodiorita Varvarco, intrusivo emplazado en un contexto estructural complejo en el límite Cretácico Tardío-Paleoceno en la Cordillera del Viento. En la Cordillera del Viento se registran estructuras de tipo N-S de origen Andino que no estarían relacionadas con la reactivación de fallas previas (Sagripanti *et al.*, 2014). Estas estructuras andinas exhuman geometrías sinextensionales en secciones del Triásico Tardío de rumbo ONO y NO que se comportarían como zonas contraccionales de transferencia que acomodarían la inversión tectónica del sistema de rift permo-triásico (Sagripanti *et al.*, 2014). Este trabajo pretende ayudar a dilucidar qué rol jugaron las estructuras andinas y pre-andinas (Sagripanti *et al.*, 2014; Giacosa *et al.*, 2014) en el emplazamiento de la Granodiorita Varvarco y de otros intrusivos asignados al Cretácico Tardío-Paleoceno (la Tonalita Butalón y el Granito Radales, los cuales también fueron muestreados para este trabajo final de licenciatura).

Para este trabajo se confeccionó un mapa geológico de la región de la Cordillera del Viento que compila toda la información geológica recabada por los trabajos previos de la zona. En el **Capítulo 3.0** se presenta el mapa de la región estudiada, así como una breve descripción de las unidades geológicas y de la evolución tectónica de esta unidad morfoestructural.

La estructura interna de la Granodiorita Varvarco y de sus facies asociadas fue relevada mediante estudios petrográficos (microestructurales, siguiendo el método de Paterson *et al.* 1998 y mediante el método de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM), el cual es muy pertinente para determinar la actitud de foliaciones y lineaciones en rocas con deformación débil, no visible a simple vista (de tipo magmático). Se trató de ubicar los sitios tanto sobre la granodiorita como dentro de su roca de caja (Formación Guaracó Norte). A efectos de establecer comparaciones, se realizaron también algunos sitios de ASM sobre los intrusivos cretácicos de la región de Butalón. Las fábricas magnéticas obtenidas se compararon con la orientación predominante de las fábricas paleozoicas y andinas de la región. En el **Capítulo 4.0** se caracterizan los afloramientos y la petrografía de las unidades estudiadas, haciendo un especial énfasis en la Granodiorita Varvarco. Este cuerpo intrusivo presenta, al igual que la Tonalita Butalón y el Granito Radales, fábricas predominantemente magmáticas, así como también características meso- y microscópicas de mezcla inhomogénea de magmas (“*magma mingling*”). Además, en este trabajo se presenta una descripción de los afloramientos y la petrografía de otras unidades que afloran en el área de estudio, como el Grupo Choiyoi y andesitas terciarias como la Andesita Cayanta.

La Granodiorita Varvarco tiene dos determinaciones de edades de enfriamiento, una mediante el método K/Ar en roca total ( $64,7 \pm 3,2$  Ma en el área de Butalón, edad de la J.I.C.A./M.M.A.J., 2000, documentada por Franchini *et al.*, 2003) y otra edad  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  en biotita de  $69,09 \pm 0,13$  Ma en el área de Varvarco (Kay *et al.*, 2006). Como las edades argón-argón y potasio-argón se consideran edades de enfriamiento, y dado que, además, el sistema isotópico potasio-argón

es plausible de ser abierto por eventos metamórficos o hidrotermales posteriores a la cristalización del plutón, se decidió separar circones de la Granodiorita Varvarco para datarlo mediante el método U-Pb. Además, se realizó un estudio morfológico de los circones mediante un microscopio electrónico, y los resultados de ese estudio se presentan en el **Capítulo 5.0**.

El **Capítulo 6.0** presenta el estudio de ASM y de magnetismo de rocas de la Granodiorita Varvarco y sus facies asociadas (Tonalita Butalón y Granito Radales). La estructura interna de los plutones, cuando se la determina mediante la combinación de estudios microestructurales con estudios de ASM puede utilizarse como un marcador de la deformación regional.

Por último, en las Conclusiones del **Capítulo 7.0** se integra toda la información recabada en este trabajo final de licenciatura.

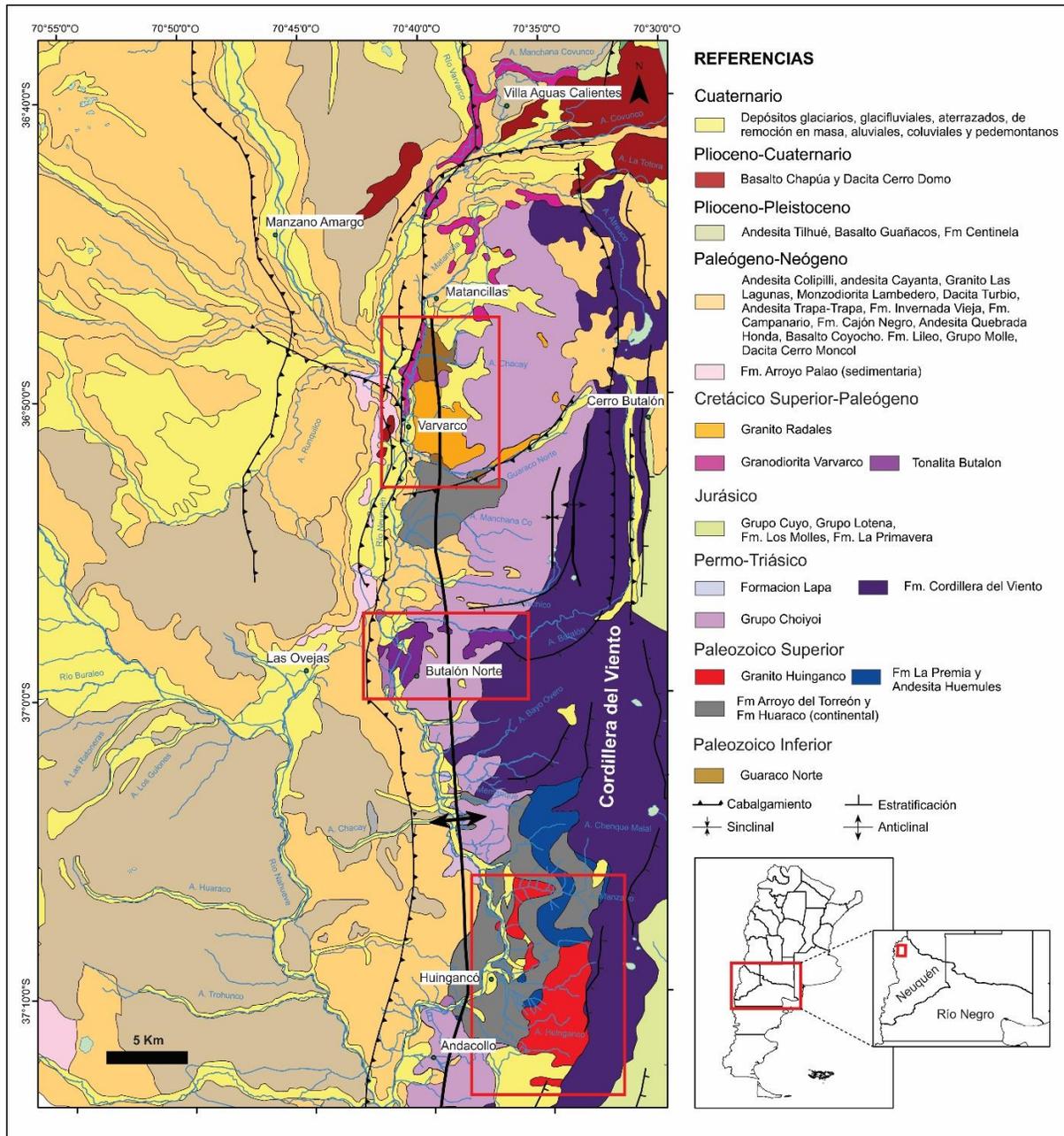
### 3.0 MARCO GEOLÓGICO

#### 3.1. Características generales del área de estudio

La zona de estudio se ubica en la Cordillera del Viento, rasgo morfoestructural desarrollado entre los 36°45'S y 37°20'S de latitud durante la Orogenia Andina. Al oeste, la Cordillera del Viento se encuentra separada de la Cordillera Principal por la Fosa de Loncopué, al este por la faja plegada y corrida de Chos Malal, y al sur por el Lineamiento Cortaderas. Forma un alto estructural que corresponde a un anticlinal y se extiende a lo largo de 40 km (Giacosa *et al.*, 2014; Turienzo *et al.*, 2018, **Figura 1**).

Las rocas más antiguas de la región son las metamorfitas de bajo grado denominadas Ectinita Guaracó Norte, cuyo protolito es de edad Silúrico-Devónica (Zappettini *et al.*, 1987). En el Pérmico Superior, estas rocas fueron cubiertas en discordancia angular por las volcanitas del Grupo Choiyoi (Groeber, 1929; Stipanovic, 1965; Kay *et al.* 1989), cuya localidad tipo es la Cordillera del Viento. Ambas unidades están intruidas por los plutones silíceos del Grupo El Portillo, de edad Triásica Inferior a Media (Llambías *et al.*, 1993). La Ectinita Guaracó Norte aflora en el Lago Varvarco Campos y corresponden a esquistos y pizarras también expuestas en el arroyo Guaracó Norte, arroyo Chacay y Varvarco. La intruyen las plutonitas Varvarco, Radales y Collipilli (Zanettini, 2001).

La Formación Guaracó Norte compone el basamento expuesto en el área de la Cordillera del Viento y corresponde a un bloque levantado y elevado posteriormente en el Cretácico Tardío (Giacosa *et al.* 2014). La Cordillera del Viento es el mejor lugar donde se pueden apreciar rocas del basamento de la Cuenca Neuquina (Giacosa *et al.* 2014). La parte superior del basamento se encuentra integrado por rocas volcánicas de la Formación Arroyo del Torreón y en su parte superior por la Formación Huaraco, de carácter continental (Giacosa *et al.*, 2014). Estas últimas dos Formaciones se encuentran expuestas al sur del área de estudio, en la región de Huinganco y Andacollo y componen el Grupo Andacollo (Llambías *et al.*, 2007).



**Figura 1:** Mapa Geológico del área de estudio. Los recuadros rojos indican las áreas relevadas para los estudios de ASM. Basado en (Zanettini, 2001), Giacosa *et al.* (2014) y Sagripanti *et al.* (2014).

Llambías *et al.*, (2007) definió en la misma área al Complejo Volcánico-Plutónico Huigancó, de edad Paleozoica Superior, que se compone de rocas extrusivas e intrusivas. Las rocas extrusivas pertenecen a la Formación La Premia, conformada por ignimbritas silíceas gris verdosas, y las intrusivas corresponden al Granito Huigancó, descrito en detalle en la sección siguiente. Las unidades Permo-Triásicas corresponden a las volcanitas del Grupo Choiyoi, diferenciadas en tres partes: la parte inferior formada por andesitas, brechas

volcánicas y tobas andesíticas violáceas, verde grisáceas y verdosas; una parte superior compuesta por riolitas, pórfidos y tobas riolíticas blanco-rosadas, pardo-rojizas y gris claro a oscuro; y entre estas dos partes hay intercalaciones de pórfidos andesíticos gris verdoso a oscuro (Zanettini, 2001).

Diferenciándose del Grupo Choiyoi, también de edad Triásica media a Tardía y depositándose sobre superficies erosionadas del Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó, se desarrollan los mantos andesíticos a basálticos de la Formación Cordillera del Viento (*sensu* Groeber, 1946). Estas unidades Permo-Triásicas culminan con los depósitos continentales fluvio-lacustres de la Formación Lapa que constan de tobas, pelitas, lavas y areniscas (Zanettini, 2001).

El Jurásico en la zona se encuentra representado por formaciones marinas pertenecientes a la Cuenca Neuquina, como el Grupo Cuyo (Dellapé *et al.* 1978), el Grupo Lotena (*sensu* Dellapé *et al.* 1978) y la Formación La Primavera (Suarez y De la Cruz, 1997). Las Formaciones del Cretácico Tardío correspondientes a los intrusivos estudiados se verán en detalle en la sección siguiente.

Las unidades de edad Paleógena-Neógena de la zona de estudio incluyen numerosas formaciones que comprenden series andesíticas y plutónicas. Incluyen a la Andesita Colipilli, Andesita Cayanta, Granito Las Lagunas, Monzodiorita Lambederas, Dacita Turbio, Andesita Trapa-Trapa, Formación Invernada Vieja, Formación Campanario, Formación Cajón Negro, Andesita Quebrada Honda, Basalto Coyocho, Formación Lileo, Grupo Molle y Dacita Cerro Moncol. La única formación sedimentaria de esta edad está representada por la Formación Arroyo Palao, formada por arcilitas calcáreas y areniscas (Zanettini, 2001; Rovere *et al.*, 2004). Si bien estas formaciones no fueron el objetivo de estudio, algunas de ellas pueden verse en la **Figura 14** de la **Sección 4.6**.

En particular, la Andesita Cayanta fue reconocida en la zona de estudio, y por eso se la describe aquí con más detalle. Fue instituida como unidad por Rapela y Llambías (1985). Se trata de dos secciones volcánicas de diferente coloración, una sección inferior de tonos oscuros y otra superior de tonos más claros. La sección inferior, que es la que aflora en el área de Varvarco, está compuesta por coladas andesíticas, tobas líticas y aglomerados volcánicos de composición andesítica (Zanettini, 2001).

Cubren a estas unidades lavas andesíticas y basaltos del Plioceno-Pleistoceno como la Andesita Tilhue, el basalto Guañacos y la Formación Centinela; y del Plioceno-Cuaternario como el Basalto Chapúa y la Dacita Cerro Domo. Finalmente se desarrollan depósitos cuaternarios de origen glaciario, glacifluvial y de remoción en masa (Zanettini, 2001; Rovere *et al.*, 2004).

### **3.2. Los granitos del norte de la Cordillera del Viento**

El Granito Huingancó (Digregorio, 1972) es un plutón neopaleozoico que aflora en las proximidades de la localidad homónima en la Cordillera del Viento y que está dentro del

Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó (Llambías *et al.*, 2007). Intruye al Grupo Andacollo (Digregorio 1972; Llambías *et al.*, 2007). El Granito Huingancó consta de dos facies bien diferenciadas: una facies granodiorita, que fue datada en  $283 \pm 1$  Ma (U-Pb SHRIMP en circón), y una facies monzogranito, datada en  $259 \pm 9$  Ma (U-Pb SHRIMP en circón, Sato *et al.* 2008). Además, dos edades U-Pb SHRIMP en circones para este granito han sido publicadas por Hervé *et al.* (2013) y por Ramos *et al.* (2011) ( $283 \pm 2$  Ma y  $281.8 \pm 2.1$  Ma, respectivamente). Por otra parte, la Formación Arroyo del Torreón del Grupo Andacollo (*sensu* Llambías *et al.*, 2007) cuenta con dos edades U-Pb SHRIMP en circón de  $326 \pm 3$  Ma (Hervé *et al.*, 2013) y de  $327.9 \pm 2$  Ma (Suárez *et al.*, 2008). Datos Lu-Hf del Granito Huingancó sugieren que es más juvenil que el resto de los granitos Gondwánicos, con valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  mayormente en el rango de 0 a -2 (Hervé *et al.*, 2013).

Los granitos del ciclo orogénico Andino se formaron desde el Jurásico Medio en adelante por la subducción hacia el este del piso del océano Pacífico a lo largo de la trinchera chilena (Barazangi y Isacks, 1979). La intrusión del Batolito Patagónico Norte es testigo de este proceso (Parada *et al.*, 2001; Pankhurst *et al.*, 1999; Rolando *et al.*, 2002; Castro *et al.*, 2011). Si bien la mayor parte del Batolito Patagónico se emplazó entre el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano (136-127 Ma), en el Cretácico Tardío-Paleógeno se intruyeron cuerpos plutónicos satélite, más pequeños y que presentan un  $\epsilon_{\text{Nd}}$  más positivo que los intrusivos que pertenecen al grueso del Batolito Patagónico (Hervé *et al.*, 2007). Este cambio en la química de los fundidos precursores hacia el Cretácico Tardío-Paleógeno refleja que la fuente de los cuerpos satélite es más profunda, y que al atravesar la corteza sufrieron una menor contaminación con material cortical debido a que su enfriamiento fue más rápido (Hervé *et al.*, 2007).

La Granodiorita Varvarco, la Tonalita y Butalón y el Granito Radales pertenecen a ese conjunto de intrusivos satélite de edad cretácica tardía-paleocena ("Cinturón andesítico paleógeno Nanauco", de Llambías y Aragón, 2011 y a la Formación Colipilli de Llambías y Rapela, 1989). La ubicación de este cinturón magmático cretácico-paleógeno, a unos ~100 a 140 km hacia el este del eje del arco magmático actual, ha sido adjudicada a una somerización de la losa subductada (Spagnuolo *et al.*, 2012).

La Granodiorita Varvarco fue reconocida por Pesce (1981), y denominada Plutonita Varvarco. En esa denominación, se incluían también al Granito Radales y la Tonalita Butalón. La Granodiorita Varvarco está integrada por granodioritas y tonalitas de color blanco grisáceo a gris, de estructura granosa mediana a gruesa, destacándose los fenocristales de anfíbol. En la zona de contacto con la roca de caja la granodiorita se torna de grano mediano a fino (Zanettini, 2001). La Granodiorita Varvarco tiene una edad de enfriamiento K/Ar en roca total  $64,7 \pm 3,2$  Ma en el área de Butalón (edad de la J.I.C.A./M.M.A.J., 2000, documentada por Franchini *et al.*, 2003) y una edad de enfriamiento  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  en biotita de  $69,09 \pm 0,13$  Ma en el área de Varvarco (Kay *et al.*, 2006). La Granodiorita Varvarco intruye a las volcanitas del Grupo Choiyoi (Zöllner y Amos, 1973) y a las metasedimentitas de la Formación Guaracó Norte (Zappettini *et al.*, 1987). En el área de Butalón, la geoquímica de la Granodiorita Varvarco ha

sido estudiada por (Casé *et al.*, 2008), quienes señalan que se trata de rocas sub-volcánicas principalmente calcoalcalinas meta- a peraluminosas, con bajo a mediano contenido de potasio.

## 4.0 AFLORAMIENTOS Y PETROGRAFÍA

### 4.1. Introducción

Se presentan aquí las características principales de los plutones Varvarco, Radales y Butalón, tanto en afloramiento como al microscopio. También se mencionan brevemente las características petrográficas y de los afloramientos del Grupo Choiyoi, la Formación Guaracó Norte y la Andesita Cayanta (**Tabla 1**). Para ello, se realizaron 23 cortes delgados que están listados en la **Tabla 1**. Como criterio de trabajo, se preparó un corte delgado de cada sitio de ASM, con el fin de poder clasificar la fábrica como magmática o de estado sólido de alta o de baja temperatura. La descripción detallada de cada uno de ellos puede verse en el material suplementario presentado en el ítem **10.0**.

Granodiorita Varvarco		
GPS	Sitio	Corte Petrográfico
Lat: 36°48'36.1" S; Long: 70°40'14.6" O	V1	VAR1
Lat: 36°48'36.3" S; Long: 70°40'09.5" O	V2	VAR2
Lat: 36°48'36.4" S; Long: 70°40'04.3" O	V3	FF1
Lat: 36°48'35.8" S; Long: 70°40'05.4" O	V4	D2
Lat: 36°48'23.8" S; Long: 70°40'03.2" O	V6	VAR3
Lat: 36°48'15.7" S; Long: 70°39'55.0" O	V7	VAR4-A
Lat: 36°48'58.7" S; Long: 70°40'20.2" O	V8	VAR5
Lat: 36°48'47.8" S; Long: 70°40'15.1" O	V9	VAR7
Lat: 36°49'11.1" S; Long: 70°40'26.1" O	V17	VAR6
Lat: 36°48'25.4" S; Long: 70°39'59.5" O	-	GV
Granito Radales		
Lat: 36°48'36.8" S; Long: 70°40'02.3" O	V5	GN1
Lat: 36°50'42.1" S; Long: 70°40'14.0" O	V10	GR2
Lat: 36°50'42.1" S; Long: 70°40'14.0" O	V11	GN4
Lat: 36°50'46.3" S; Long: 70°39'45.3" O	V12	GR4
Guaracó Norte		
Lat: 36°50'48.5" S; Long: 70°39'54.5" O	V13	GN6
Tonalita Butalón		
Lat: 36°57'46.0" S; Long: 70°41'12.0" O	V14	BU1
Lat: 36°58'16.3" S; Long: 70°40'57.7" O	V15	BU2
Lat: 36°59'03.2" S; Long: 70°41'24.9" O	V16	BU4
Grupo Choiyoi		
Lat: 36°57'14.2" S; Long: 70°41'40.9" O	-	CH1
Lat: 36°59'03.2" S; Long: 70°41'24.9" O	-	CH2

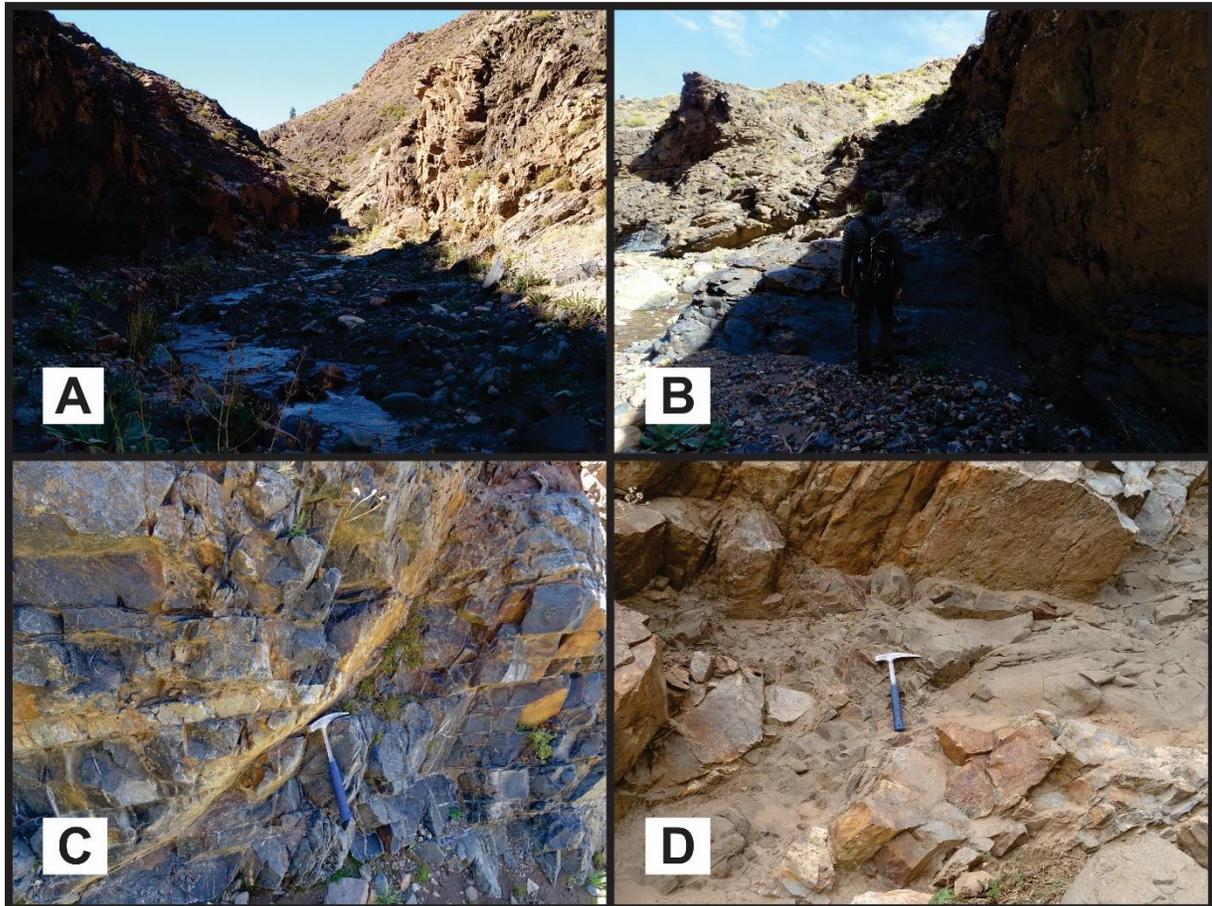
<b>Andesita Cayanta</b>		
Lat: 36°51'02.6" S; Long: 70°40'54.2" O	-	SA1
Lat: 36°51'42.6" S; Long: 70°40'23.7" O	-	SA2
Lat: 36°52'05.9" S; Long: 70°40'30.1" O	-	SA4

**Tabla 1:** Sitios de muestreo tomados en la Granodiorita Varvarco, el Granito Radales, la Tonalita Butalón, la Formación Guaracó Norte, el Grupo Choiyoi y la Andesita Cayanta. A cada sitio le corresponde una muestra para estudio petrográfico (señalada en la columna "cortes petrográficos").

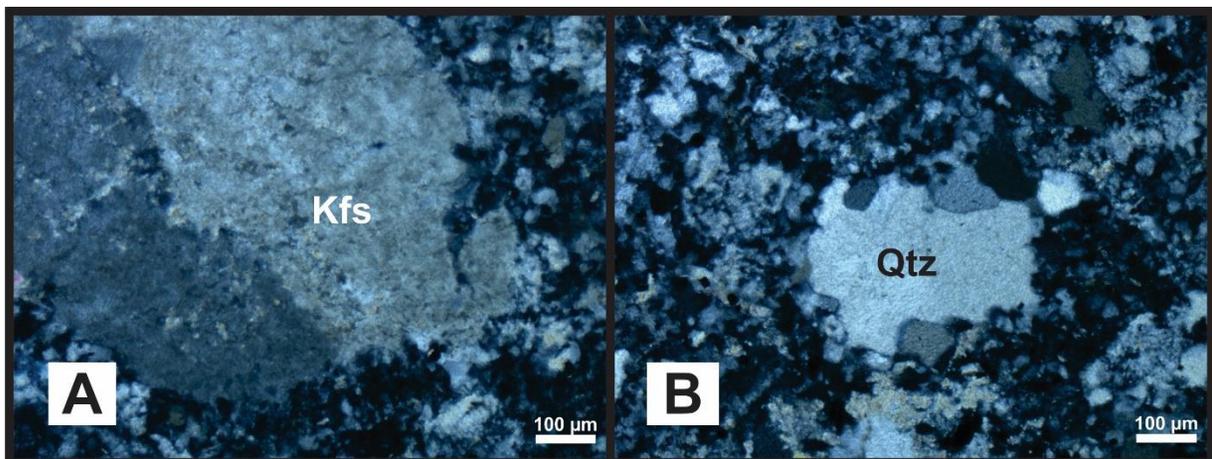
#### 4.2. Formación Guaracó Norte

La Formación Guaracó Norte se la observó en cuatro localidades: en el arroyo Chacay, en el arroyo Matancillas, en el arroyo Guaracó Norte y el arroyo Manzano. En el arroyo Chacay, esta formación se presenta como metacuarcitas de bajo grado, gris claro, de grano fino y abundante cuarzo. Cerca del contacto con la Granodiorita Varvarco presenta estratificación S0 de orientación 215°/80° (medida como rumbo/buzamiento). En el Arroyo Matancillas, también cerca del contacto con la Granodiorita Varvarco, la estratificación S0 de las metacuarcitas es de 14°/65°, y las metacuarcitas están atravesadas por vetas graníticas de dirección 23°/55°. En el área del Arroyo Guaracó Norte, ubicado más al sur, más alejado de la Granodiorita Varvarco (**Figura 2-A**), también predominan las metacuarcitas, con actitudes medidas del plano de foliación S1 de 17°/80°, 32°/62°, 210°/67°. En esa localidad también aparecen pizarras y filitas, gris oscuras a negras, de grano fino y con alta equistosidad (**Figura 2-B**) en menor medida, con un marcado clivaje S0 de actitud 5°/22°. En esa zona, la Formación Guaracó Norte está atravesada por varias fallas de rumbo oscilante entre NNO y NNE (192°/65°, 56°/70°, 275°/30° y 140°/60°) de las cuales no se pudieron identificar indicadores cinemáticos que indicaran su desplazamiento. (**Figura 2-C**). En el arroyo Manzano, también lejos del contacto con la granodiorita, las metacuarcitas (**Figura 2-D**) presentan foliación S0 de 337°/52° (este dato de campo puede verse en el mapa de la **Figura 35**), atravesadas por un plano de falla de orientación 18°/55° sin indicadores cinemáticos que indiquen su desplazamiento.

Las rocas, de color gris claro y textura de grano fino, son metavolcanitas ácidas (**Figura 3**), con textura porfírica con fenocristales de feldespato potásico (**Figura 3-A**) y cuarzo (**Figura 3-B**) inmersos en una pasta microgranosa. Sin embargo, hasta el momento en la bibliografía (por ejemplo, Zanettini 2001) no se registra la presencia de este tipo de protolito en las rocas de la Formación Guaracó Norte.



**Figura 2:** Vista de la Formación Guaracó Norte sobre el arroyo homónimo. A) Arroyo Guaracó Norte y vista de las metacuarcitas. B) Filitas de la Formación Guaracó Norte sobre el arroyo homónimo. C) Planos de falla sobre la Formación Guaracó Norte. D) Metacuarcitas sobre el arroyo Manzano.

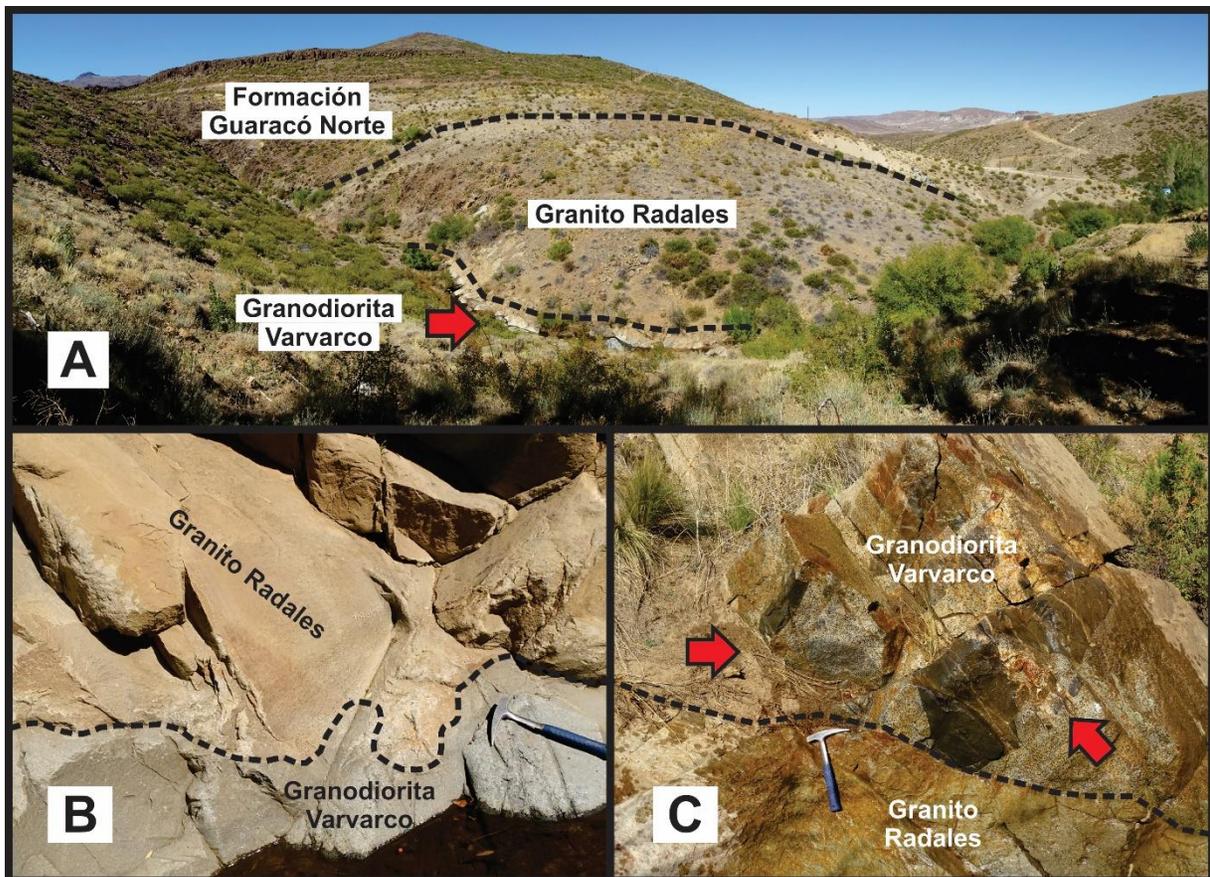


**Figura 3:** Petrografía de la Formación Guaracó Norte en el arroyo Manzano. Se observan volcanitas ácidas que no son las secuencias típicas de esta unidad según la bibliografía (por

ej., Zanettini 2001). A) Fenocristal de feldespato potásico alterado a arcillas inmerso en pasta microgranosa B) fenocristal de cuarzo inmerso en pasta microgranosa.

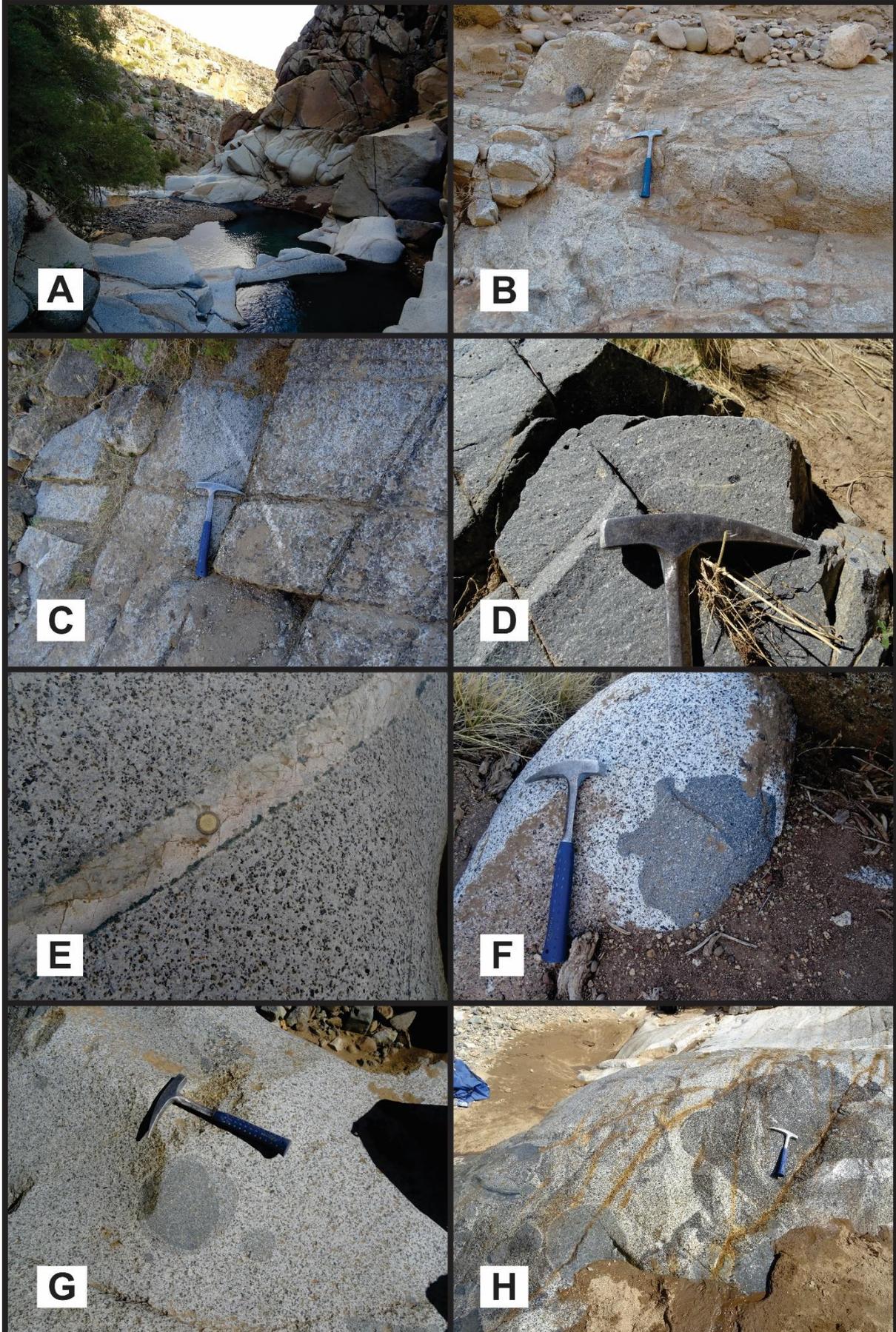
### 4.3. Granodiorita Varvarco

La Granodiorita Varvarco aflora principalmente en los arroyos y quebradas de la zona de Varvarco (**Figura 1**), donde se la encuentra bien fresca, especialmente a lo largo de las quebradas atravesadas por los arroyos Chacay (**Figura 4-A**) y Matancillas (**Figura 5-A**). En todos los lugares en los que se la estudió, la Granodiorita Varvarco presenta fábricas magmáticas con foliaciones magmáticas débilmente definidas (**Figura 6**). En el área del Arroyo Matancillas, se midió una foliación magmática de rumbo norte-sur y de inclinación moderada hacia el E-SE ( $8^\circ/45^\circ$ ), en la localidad que corresponde al sitio V8 de ASM que coincide con la foliación magnética que luego se determinó para este sitio (ver datos de ASM, **Tabla 5**). En este último, se encuentra atravesada por vetas cuarzosas con orientaciones  $195^\circ/75^\circ$  y  $230^\circ/65^\circ$  (**Figura 5-B**). También se describieron numerosas diaclasas en los afloramientos de esta localidad, con un set de orientación NNO y un segundo set de orientación NNE (**Figura 5-C**). En la región del Arroyo Chacay, la Granodiorita Varvarco se encuentra atravesada por diques máficos sinplutónicos (**Figura 5-D**) y venas y vetas aplíticas graníticas y cuarzosas (**Figura 5-E**).



**Figura 4:** A) Vista hacia el sureste desde el Puesto Hernández. Se observan los afloramientos de la Granodiorita Varvarco, el Granito Radales y la Formación Guaracó Norte en el arroyo Chacay. B) Detalle del contacto entre la Granodiorita Varvarco y el Granito Radales en el área mencionada. C) El Granito Radales intruye a la Granodiorita Varvarco. El afloramiento fue mojado para apreciar mejor las relaciones de corte. Las flechas rojas indican enclaves microgranulares máficos de la Granodiorita Varvarco cortados por el Granito Radales.

En todas las zonas relevadas, la Granodiorita Varvarco presenta múltiples enclaves microgranulares máficos. Algunos de estos enclaves poseen bordes irregulares (**Figura 5-F**), otros son esféricos englobando a otros más pequeños (**Figura 5-G**) y en algunos casos, la densidad de estos hace que se acumulen en “enjambres” que suelen formar posteriormente diques (**Figura 5-H**). En el Arroyo Chacay, pudo identificarse el contacto de tipo irregular entre la Granodiorita Varvarco y el Granito Radales (**Figura 4-B**). Este último intruye a la Granodiorita Varvarco y, a diferencia de esta última, no presenta enclaves microgranulares máficos (**Figura 4-C**).



**Figura 5:** A) Afloramientos de la Granodiorita Varvarco a lo largo del Arroyo Matancillas. B) Veta de cuarzo en la Granodiorita Varvarco C) Diaclasas en la Granodiorita Varvarco aflorante en el Arroyo Matancillas D) Dique sinplutónico que intruye a la Granodiorita Varvarco en el área del Arroyo Chacay. E) Detalle de una veta granítica intruyendo a la Granodiorita Varvarco. F) Enclave máfico microgranular de bordes irregulares. G) Detalle de un enclave máfico microgranular circular, uno dentro de otro (dos generaciones de enclaves). H). Enjambre de enclaves microgranulares máficos sobre la Granodiorita Varvarco.

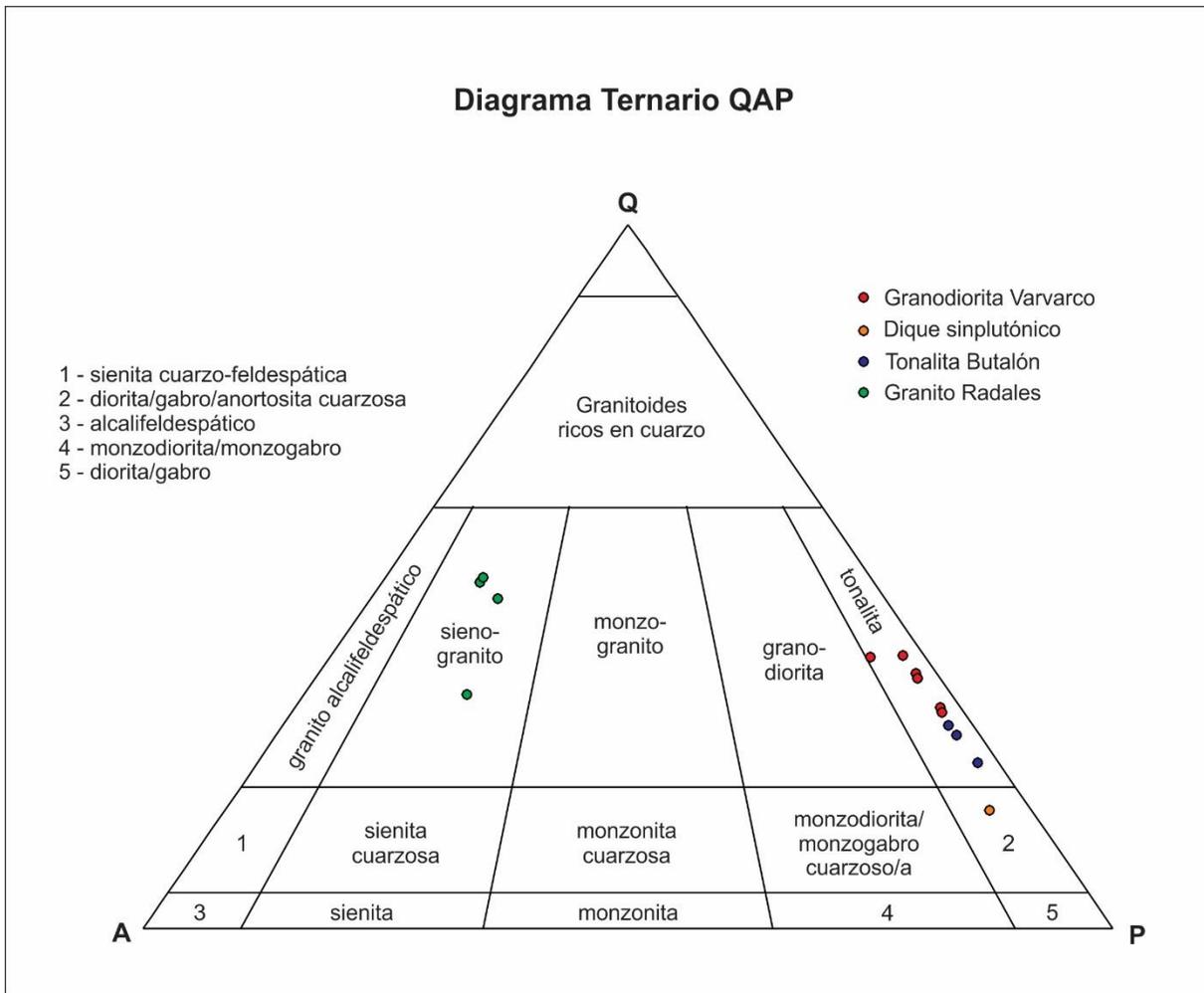


**Figura 6:** Afloramiento de la Granodiorita Varvarco sobre el arroyo Matancillas. La fábrica magmática pura, traducida como la orientación de los minerales de la roca, no se encuentra bien definida.

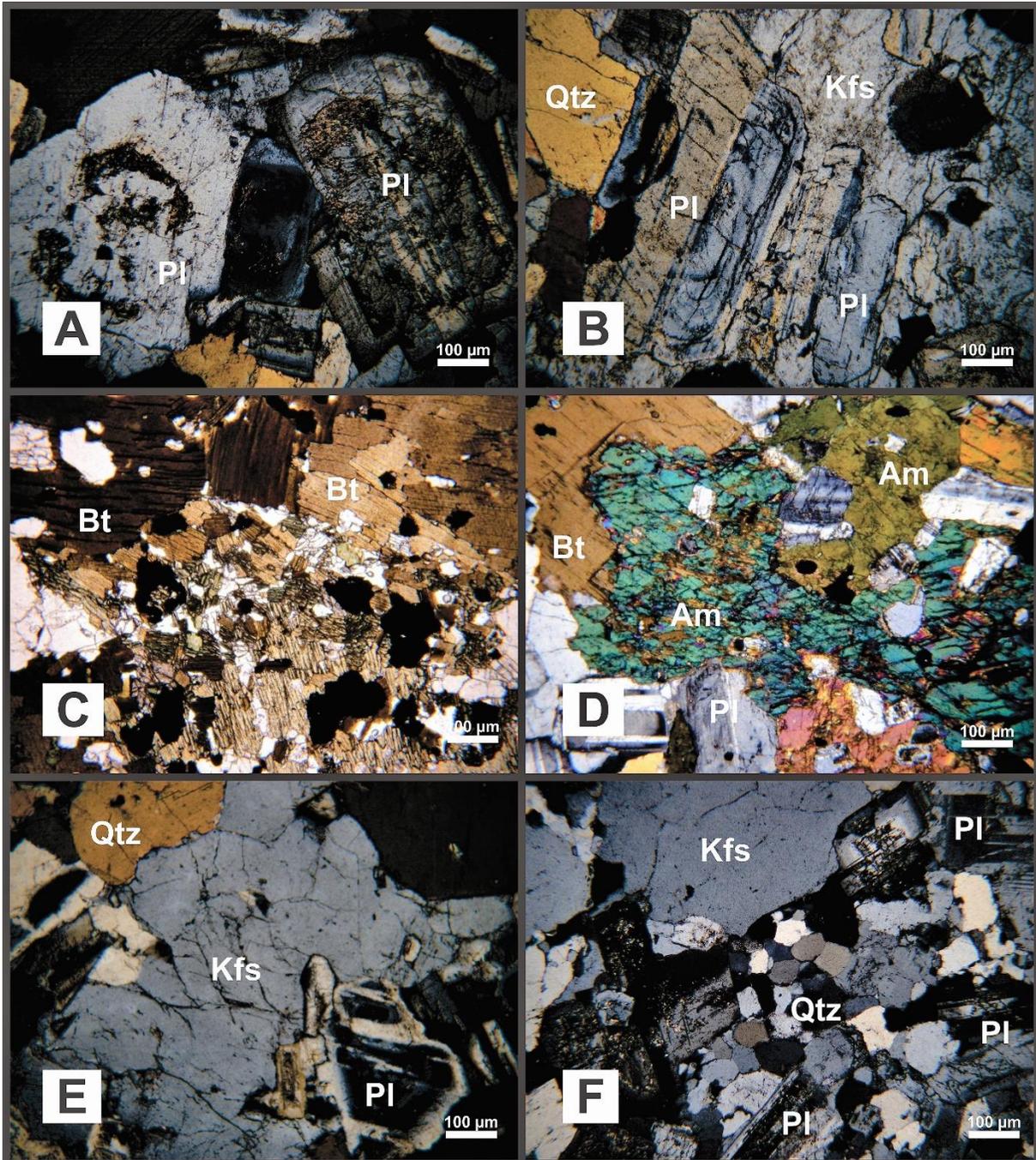
En la zona relevada en este trabajo, la Granodiorita Varvarco está representada por tonalitas compuestas por plagioclasa (50%), cuarzo (30%), anfíbol (10%), biotita (5%), ortosa (4%), titanomagnetita, titanita, apatita y circón (1%) (**Figura 7**). Cabe aclarar que, por los estudios de magnetismo de rocas del **Capítulo 6.0**, se sabe que el mineral opaco predominante de la Granodiorita Varvarco es titanomagnetita, es por eso que en la petrografía ya se lo identifica de esta manera.

La textura de las tonalitas pertenecientes a la Granodiorita Varvarco es granosa mediana a fina, con una tendencia porfírica. El cuarzo y la ortosa son intersticiales (**Figura 8-E**). Se observan megacristales de hornblenda (el mineral máfico predominante) de hasta 2 cm, con textura poiquilítica (**Figura 8-D**). La ortosa tiene tendencia poiquilítica también, formando oikocristales (*sensu* Vernon *et al.* 2011) con inclusiones de cristales de menor tamaño de hornblenda, plagioclasa y titanomagnetita. Las plagioclasas tienen zonalidad compleja y maclas polisintéticas. La apatita es frecuentemente acicular. En todos los casos se han observado texturas magmáticas, caracterizadas por bordes rectos entre minerales. A veces se observan contactos poligonales en los granos de cuarzo (**Figura 8-F**), lo que sugiere que la roca experimentó recristalización estática por calentamiento.

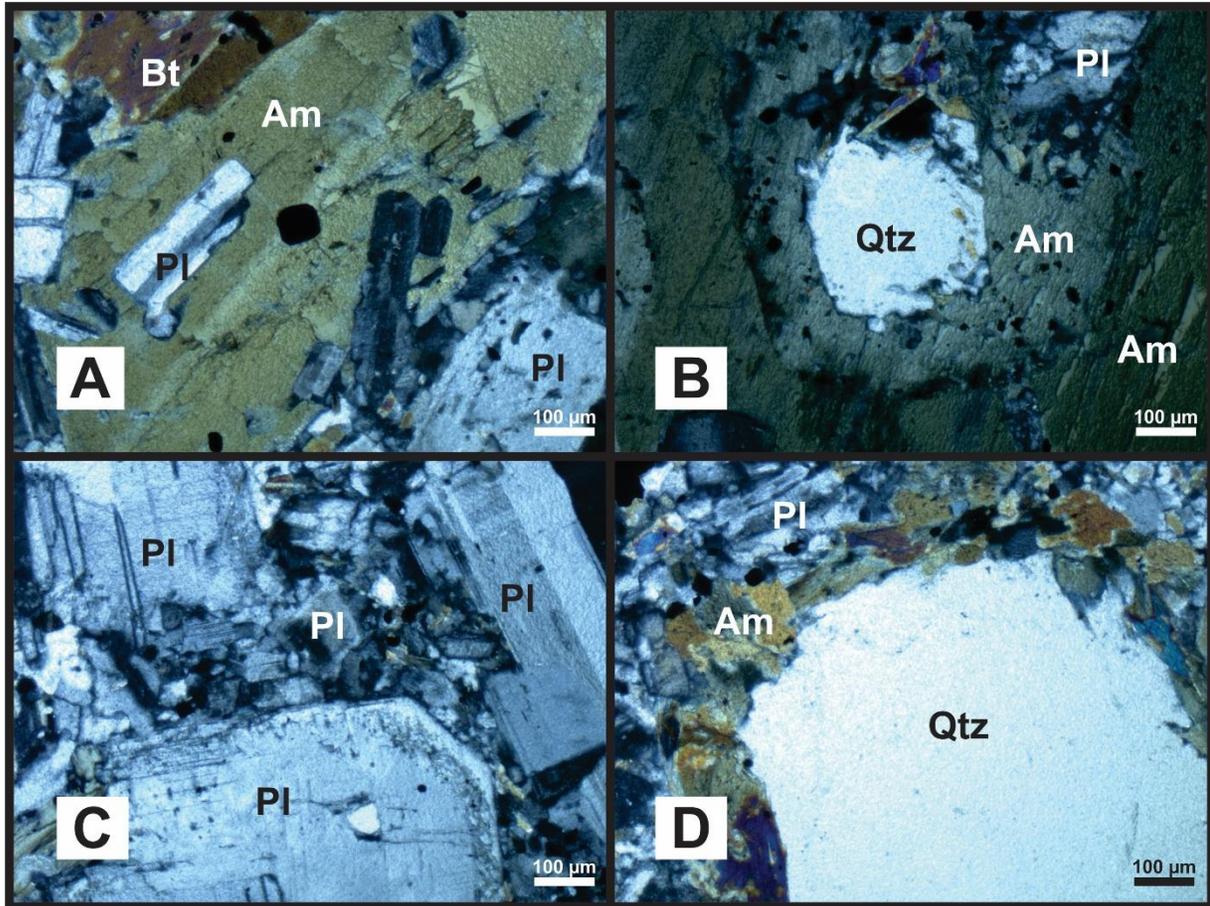
Los enclaves microgranulares máficos de la Granodiorita Varvarco presentan diversos tamaños y texturas. Están compuestos por hornblenda verde, biotita amarronada y minerales opacos de menor tamaño de grano que en la granodiorita hospedante. Además, se han observado texturas de enclave en enclave (**Figura 5-F**), o sea enclaves con distintos niveles de mezcla de magmas. La Granodiorita Varvarco está atravesada por diques sinplutónicos de composición cuarzo-diorítica (**Figura 7**), compuestos por fenocristales de plagioclasa y hornblenda verde inmersos en una matriz de menor tamaño de grano compuesta por plagioclasa, hornblenda y minerales máficos. Los fenocristales de hornblenda son frecuentemente poiquilíticos, con inclusiones de plagioclasa y cuarzo subredondeado. Los diques presentan cuarzo ocelar (**Figura 9-D**), que son cristales de cuarzo de aspecto redondeado rodeados por una corona de reacción de minerales máficos.



**Figura 7:** Diagrama Ternario QAP indicando la clasificación de las muestras estudiadas.



**Figura 8:** Cortes Petrográficos de la Granodiorita Varvarco. A) Fenocristales de plagioclasa con núcleos alterados a arcilla. B) Feldespato potásico intercrecido entre los cristales de plagioclasa. C) *Clot* de biotita y minerales opacos. D) Fenocristal poiquilítico de anfíbol, englobando cristales de plagioclasa. E) Relaciones de crecimiento entre feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa. F) Matriz más fina mostrando poligonización de los granos de cuarzo.

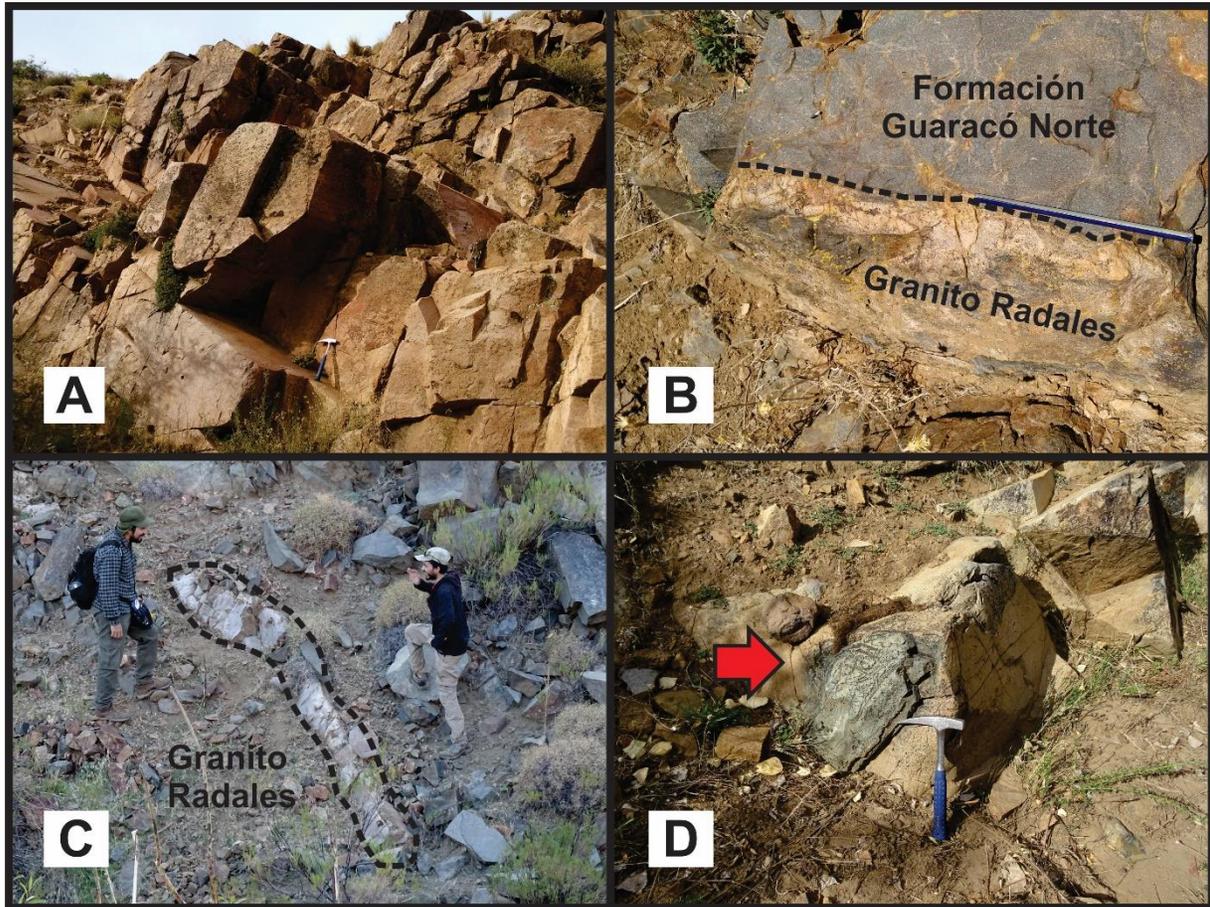


**Figura 9:** Petrografía de un dique sinplutónico que intruye a la Granodiorita Varvarco. A) Fenocristal de anfíbol poiquilítico con cristales de plagioclasa del tamaño de la matriz. B) Cristal de cuarzo incluido en un fenocristal de anfíbol, que presenta una corona de reacción. C) Fenocristales de plagioclasa en una matriz de menor tamaño compuesta por cristales de plagioclasa y minerales opacos. D) Ocelli de cuarzo (cuarzo ocelar) que presenta una corona de reacción de anfíboles.

#### 4.4. Granito Radales

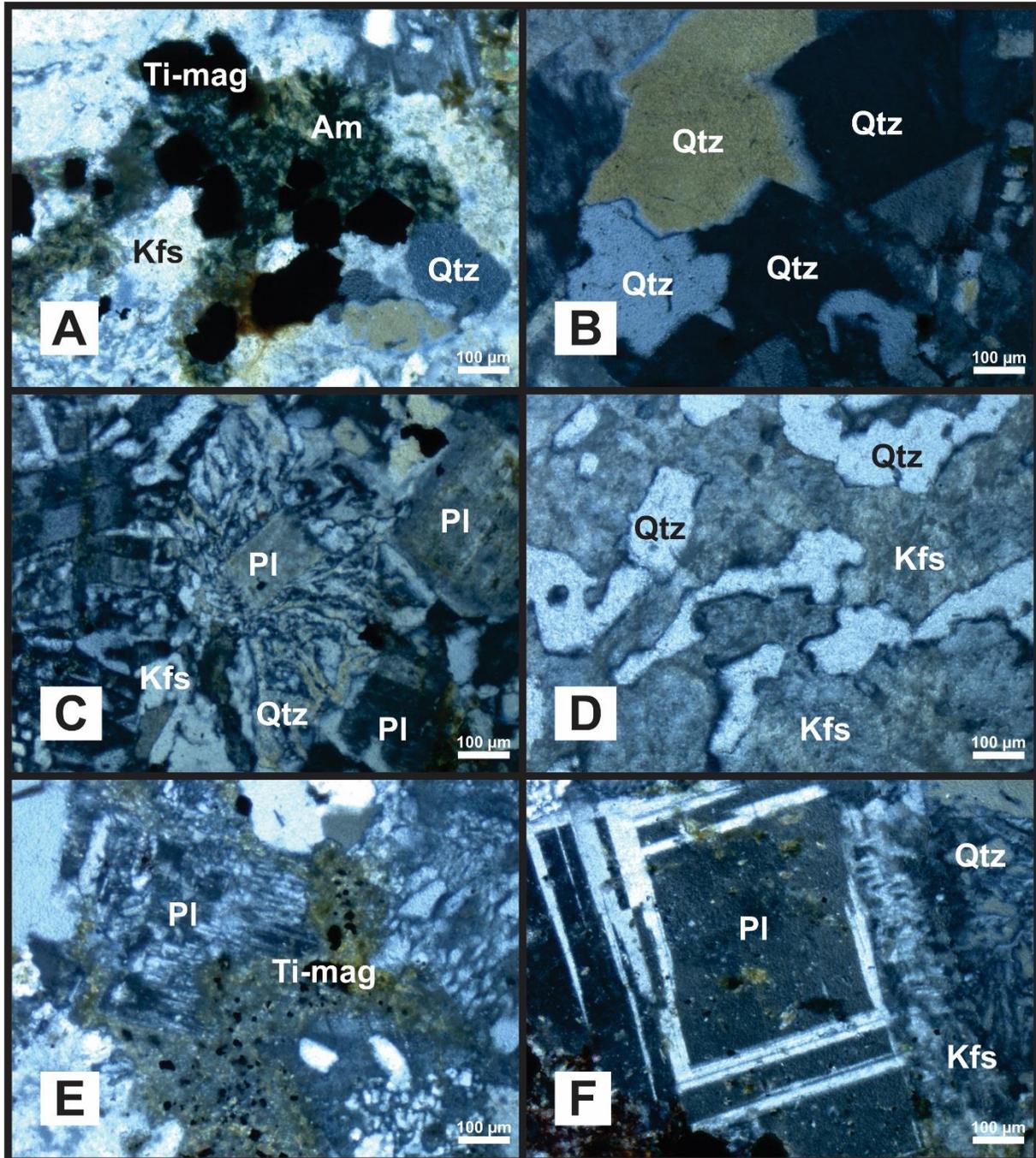
El Granito Radales es un granito de grano fino, de color rosado claro y textura aplítica, que aflora en la zona de Varvarco (**Figura 1**), tanto en el arroyo Manzano, como en el Arroyo Chacay (donde se encuentra en contacto con la Granodiorita Varvarco, **Figura 4**). En la primera localidad se midió en el campo la presencia de un set de diaclasas principales de orientación  $190^{\circ}/27^{\circ}$  y  $296^{\circ}/74^{\circ}$ , y otro secundario con orientaciones de  $38^{\circ}/51^{\circ}$ ,  $224^{\circ}/86^{\circ}$  y  $56^{\circ}/31^{\circ}$  (**Figura 10-A**). Diques graníticos homologables al Granito Radales también aparecen intruyendo a la Formación Guaracó Norte en el arroyo Manzano. Los diques tienen una orientación de  $83^{\circ}/33^{\circ}$  (**Figura 10-C**). En la zona del Arroyo Chacay, el Granito Radales tiene un contacto neto a transicional con la Formación Guaracó Norte (**Figura 10-B**). También se

observaron bloques de la Formación Guaracó Norte dentro del Granito Radales, los contactos de estos son difusos, sugiriendo su parcial disolución (**Figura 10-D**).



**Figura 10:** Afloramientos del Granito Radales. A) Afloramientos del Granito Radales en el arroyo Manzano, en el que se destaca la presencia de diaclasas. B) Contacto neto a transicional entre el Granito Radales y la Formación Guaracó Norte, en el área del Arroyo Chacay. C) Dique asignable al Granito Radales que intruye a la Formación Guaracó Norte sobre el arroyo Manzano. D) Bloque de basamento (Formación Guaracó Norte) incluido dentro del Granito Radales.

Petrográficamente, el Granito Radales se clasifica como un sienogranito, de textura granosa mediana a fina, con fenocristales de plagioclasa (12%) (**Figura 11-C**) inmersos en una matriz de cuarzo (43%) y feldespato potásico (40%) con texturas de intercrecimiento gráfico (**Figura 7** y **Figura 11-D**). Los minerales máficos (5%) se agrupan en “clots” (**Figura 11-A**) y algunos granos de cuarzo presentan bordes serrados e irregulares (**Figura 11-C**). Generalmente se encuentra leve a moderadamente alterado, mostrando alteración de las plagioclasas a arcillas y cloritas (**Figura 11-E** y **Figura 11-F**).

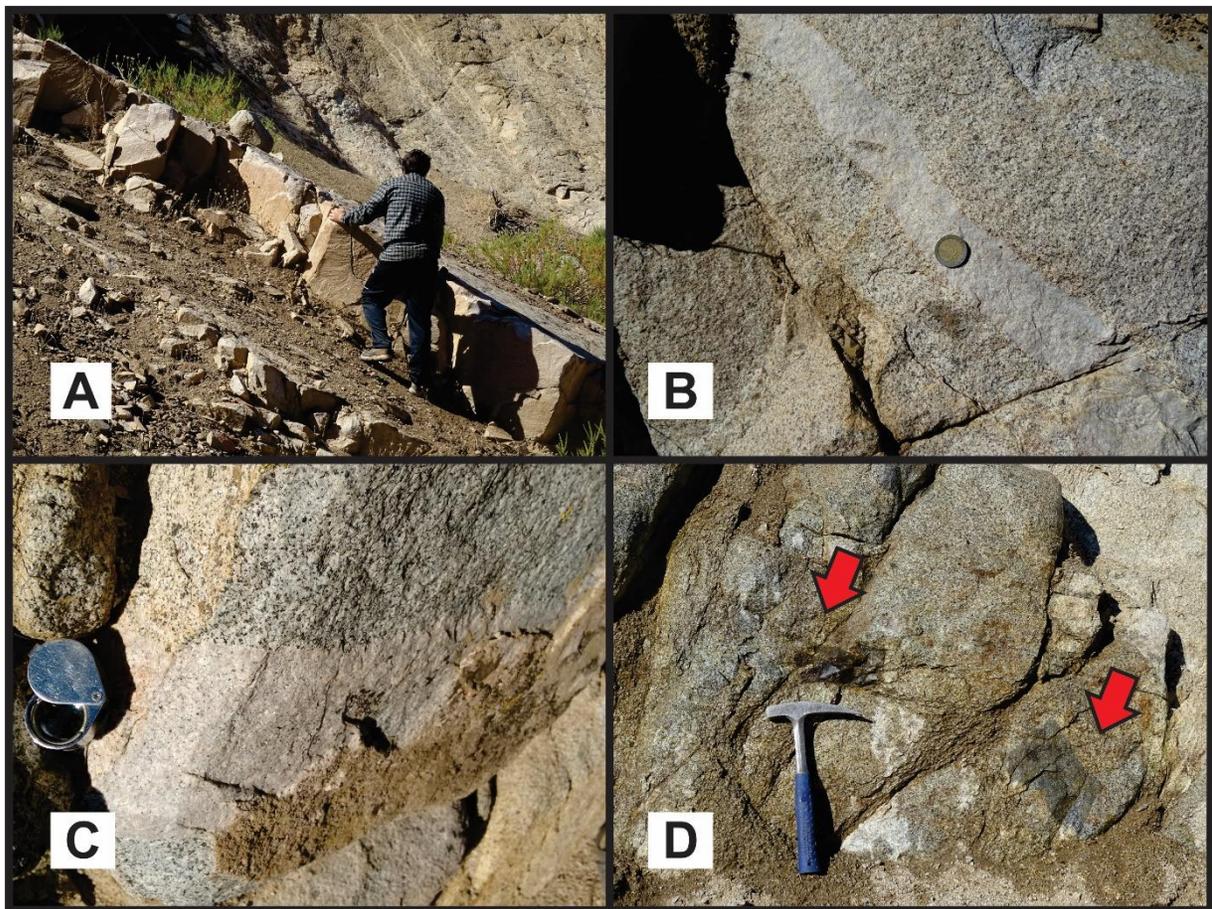


**Figura 11:** Petrografía del Granito Radales. A) Minerales máficos agrupados en “clots”. B) Relaciones de borde entre granos de cuarzo, se pueden ver bordes aserrados e irregulares. C) Textura granofírica. D) Textura de intercrecimiento gráfico. E) y F) Fenocristal de plagioclasa alterado a arcillas.

#### 4.5. Tonalita Butalón

La Tonalita Butalón aflora en la localidad de Butalón Norte, al sur de la localidad de Varvarco (**Figura 1**). Tiene características similares a la Granodiorita Varvarco, ya que tiene un color gris verdoso muy similar, y una composición mineralógica similar. Sin embargo, el tamaño de grano de la Tonalita Butalón es menor que el de la Granodiorita Varvarco.

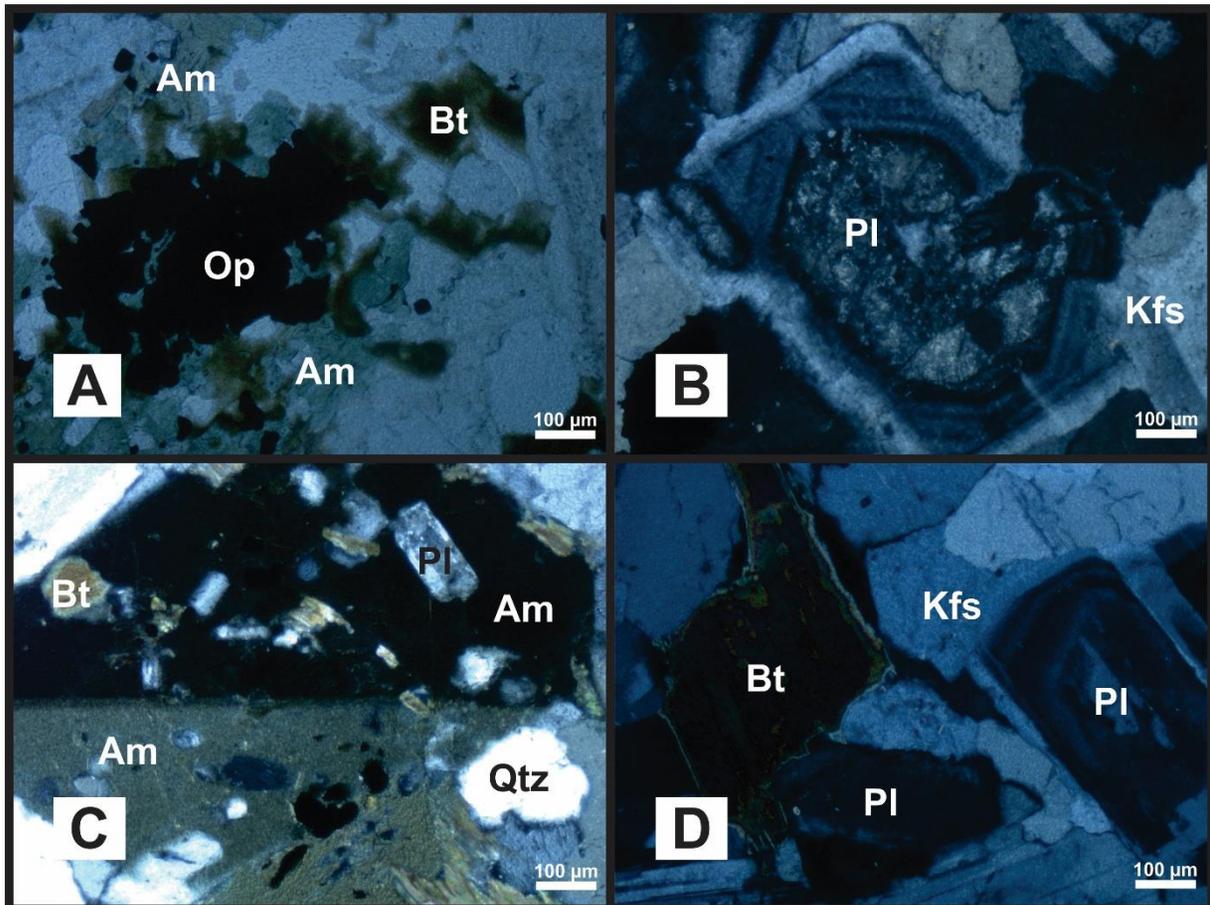
Está atravesada por numerosas venas y vetas graníticas, que varían en tamaño, desde vetas de 1m (**Figura 12-A**) hasta vetas de 2 cm (**Figura 12-B**) a 5 cm (**Figura 12-C**). Las orientaciones de estas vetas y venas son tanto NO ( $153^{\circ}/29^{\circ}$ ,  $95^{\circ}/48^{\circ}$ ) como NE ( $220^{\circ}/53^{\circ}$ ,  $210^{\circ}/67^{\circ}$ ,  $75^{\circ}/60^{\circ}$ ). Al igual que la Granodiorita Varvarco, presenta enclaves microgranulares máficos (**Figura 12-D**).



**Figura 12:** Tonalita Butalón en la región de Butalón Norte. A) B) y C) Vetas Graníticas atravesando a la Tonalita Butalón. D) Enclaves microgranulares máficos (marcados con las flechas rojas).

La Tonalita Butalón está compuesta por plagioclasa (63%), cuarzo (23%), hornblenda y biotita (12%) y ortosa (2%) y un pequeño porcentaje repartido entre minerales opacos, la hornblenda y la biotita se agrupan formando “clots” de manera similar a

lo que sucede con la Granodiorita Varvarco (**Figura 13-A**). Los minerales máficos consisten principalmente en fenocristales de hornblenda poiquilítica que engloban cristales de biotita y plagioclasa (**Figura 13-C**). Las plagioclasas presentan una zonalidad compleja y núcleos alterados a arcilla (**Figura 13-B**), mientras que el feldespato potásico se encuentra de manera intersticial, rellenando espacios entre el resto de los minerales (**Figura 13-D**). La apatita es frecuentemente acicular.

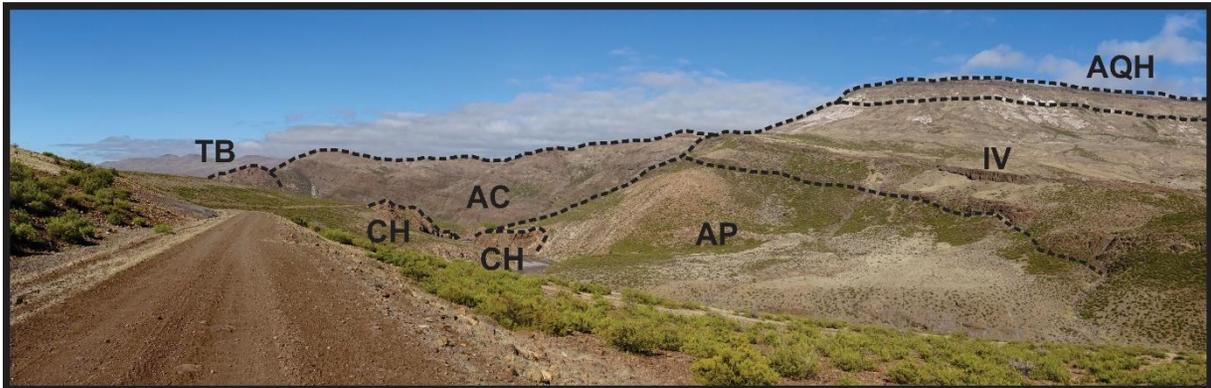


**Figura 13:** Petrografía de la Tonalita Butalón. A) *Clot* de minerales máficos (anfíbol y biotita) y minerales opacos. B) Fenocristal de plagioclasa que presenta una zonalidad compleja. Su núcleo se encuentra alterado a arcillas. C) Fenocristal maclado y poiquilítico de anfíbol, englobando cristales de plagioclasa, biotita y cuarzo. D) Relación de crecimiento entre la plagioclasa, la biotita y el feldespato potásico intersticial.

#### 4.6. Otras unidades de la zona de estudio: el Grupo Choiyoi y la Andesita Cayanta

El Grupo Choiyoi de edad Triásica es roca de caja de la Granodiorita Varvarco. No se la pudo muestrear para ASM debido a que los afloramientos cerca del contacto con la granodiorita eran inaccesibles. Sin embargo, se pudo reconocer a esta unidad en el área del Río Neuquén, entre los Arroyos Colimichicó y Buraló (**Figura 14**), donde se tomó una foto panorámica hacia

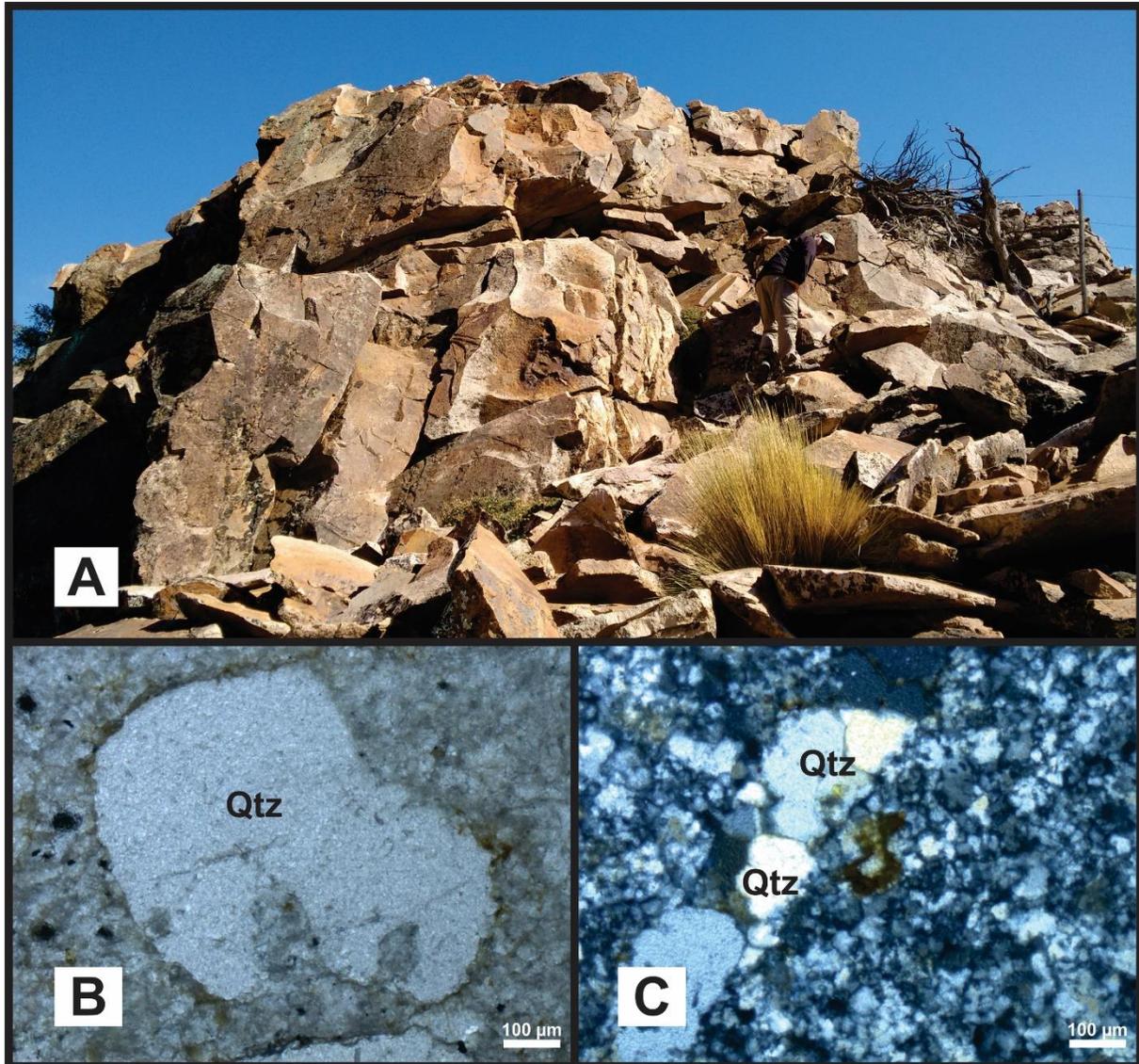
el SO de este punto, que abarca a varias de las unidades geológicas de la Cordillera del Viento (**Figura 1**).



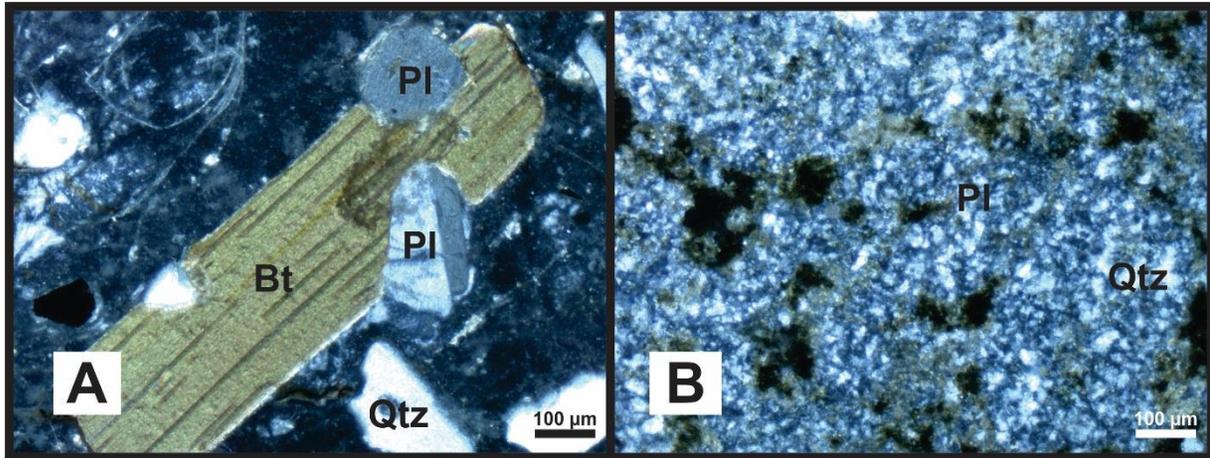
**Figura 14:** Vista al SO desde el Río Neuquén entre los arroyos Colimichicó y Buraló. Se interpretaron los contactos y se identificaron las litologías aflorantes. GV: Granodiorita Varvarco, TB: Tonalita Butalón, CH: Grupo Choiyoi, AP: Formación Arroyo Palao, IV: Formación Invernada Vieja, AQH: Andesita Quebrada Honda.

El Grupo Choiyoi en la zona relevada (**Figura 1** y **Figura 15**) está compuesto por lavas y pórfiros riolíticos de color rosado claro (**Figura 15-A**). En un corte delgado perteneciente a los pórfiros riolíticos se observan fenocristales de cuarzo con engolfamientos (**Figura 15-B**) y de feldespato potásico alterado a arcillas inmersos en una pasta de textura microgranosa (**Figura 15-C**). Las rocas presentan un intenso grado de alteración a arcillas.

La Andesita Cayanta también fue reconocida en la misma localidad de la **Figura 13**, está compuesta por andesitas con fenocristales de plagioclasa y minerales máficos (posible biotita o anfíbol) inmersos en una pasta de textura microgranosa (**Figura 16**).



**Figura 15:** A) Afloramientos de pórfiros riolíticos del Grupo Choyoi en el Río Neuquén. B) Cristal de cuarzo con engolfamiento. C) Textura microgranosa del Grupo Choyoi en la que se muestra cortado por una vena cuarzosa.

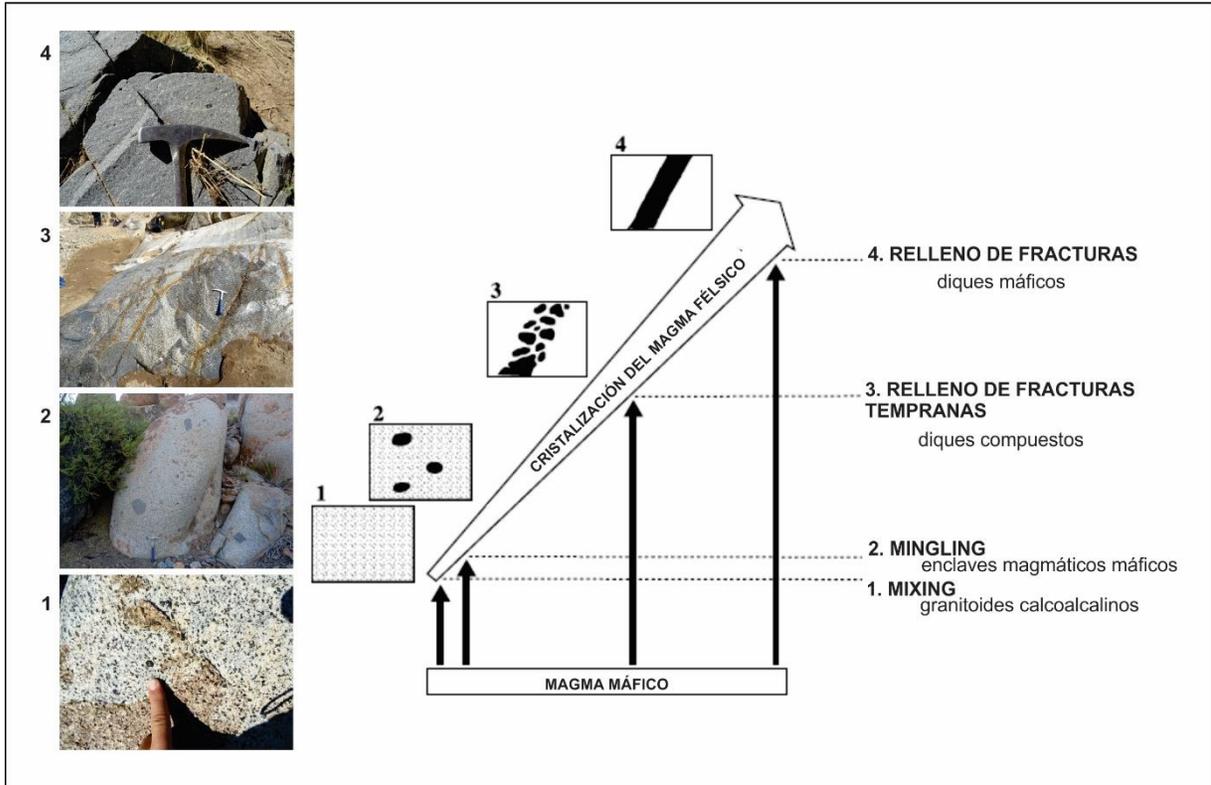


**Figura 16:** Petrografía del Cinturón Andesítico Paleógeno Naunauco. A) Fenocristal de biotita con núcleo composicional, en contacto con cristales de plagioclasa maclados. B) Textura microgranosa con influencia de alteración hidrotermal evidenciada en la aparición de arcillas.

#### 4.7. Discusión: evidencias de mezcla de magmas y predominio de fábricas magmáticas

Tanto en el afloramiento como en los cortes delgados se han observado numerosas evidencias de mezcla inhomogénea de magmas de diferente composición (máfico y félsico, el proceso se llama “magma mingling”, véase por ej. Vernon, 1991; Barbarin 2005; Janousek *et al.*, 2001; (Zaffarana *et al.* 2014). Los plutones calcoalcalinos, cordilleranos de tipo “I” de Chappell y White (2001) frecuentemente tienen este tipo de texturas, y en su origen siempre se invoca tanto una componente máfica de origen mantélico como una componente félsica de origen cortical. Las rocas de la Tonalita Butalón fueron interpretadas por Casé *et al.*, (2008) como calcoalcalinos en base a la geoquímica de roca total, metaluminosos a peraluminosos y de tipo “I”, generados en márgenes activos y en condiciones de alta fugacidad de oxígeno. La presencia de titanomagnetita en la Granodiorita Varvarco (véase el ítem 6.3.3) ratifica la alta fugacidad de oxígeno de los magmas.

Las evidencias mesoscópicas de mezcla de magmas son la presencia de a) enclaves microgranulares máficos (incluso de varias generaciones de enclaves, como el enclave en enclave de la **Figura 5-F**) y b) diques máficos sinplutónicos. Los representantes de ese magma más máfico tienen grano más fino que las rocas félsicas hospedantes. La inyección de magma máfico en distintos estadios de cristalización del magma félsico hospedante forman estas texturas (**Figura 17**).



**Figura 17:** Esquema que muestra varios tipos de hibridación del magma como resultado de la inyección de magma máfico en magma félsico hospedante en diferentes etapas de cristalización del magma félsico. Tomada y modificada de Barbarin (2005), ya que las fotos pertenecen a distintas texturas de la Granodiorita Varvarco.

Como evidencias microscópicas de mezcla de magmas (una revisión se puede encontrar en Vernon (1991) y en Vernon *et al.* (2011)), se puede mencionar a) la presencia de cuarzo ocelar en el dique máfico sinplutónico, b) el agrupamiento de minerales máficos en clots, c) la tendencia poiquilítica que muestran la hornblenda y la ortosa (oikocristales), d) la presencia de apatita acicular y e) la zonalidad compleja de las plagioclasas. A continuación, se pasa a explicar cada una de estas texturas.

El magma máfico que forma los diques sinplutónicos, en su fuente, atrapó cristales de cuarzo (proceso mecánico), que luego experimentaron disolución parcial. Además, se formó una corona de reacción de minerales máficos. Este tipo de textura es típica de *mingling* en un contexto en el que hay líquidos predominantes (Vernon, 1990; Hibbard, 1991, la predominancia de líquido indica que el proceso es profundo). Cabe destacar que la presencia de varias generaciones de enclaves, así como la presencia de cuarzo ocelar en el dique sinplutónico sugiere que el proceso de hibridación es un proceso profundo, que ocurrió por debajo del nivel de emplazamiento (véase por ej. Bateman, 1995). La presencia de esta microtextura en los diques implica que su magma parental ya había experimentado mezcla de magmas de diferente composición para el momento en el que intruyó a la roca hospedante

que ya estaba solidificada. Esta observación, junto con la textura de enclave en enclave, sugiere que el proceso de mezcla de magmas (o hibridación de magmas) fue de tipo multiepisódico.

Los *clots* se considera que provienen de la desagregación de gotas de magma máfico que originalmente tenían mayor tamaño (por ej. Barbarin 2005). Además, se observa que los cristales de ortosa y de hornblenda de la Granodiorita Varvarco y de la Tonalita Butalón tienen una tendencia poquilítica, ya que tienen inclusiones de cristales de plagioclasa y de hornblenda de menor tamaño, además de ser anhedrales y por ende de cristalización tardía. La presencia de pequeños cristales de minerales máficos y de plagioclasa englobados por cuarzo y ortosa, al igual que la presencia de apatita acicular, sugiere el enfriamiento brusco del magma máfico al entrar en contacto con el félsico, de menor temperatura (proceso de “magma quenching”, Vernon 1991; Castro *et al.* 1991). La zonalidad compleja de los cristales de plagioclasa también puede reflejar su cristalización en una cámara magmática en la cual se mezclaron magmas de diferente composición y temperatura (Barbarin 2005).

Por último, se destaca que la Granodiorita Varvarco presenta fábricas o texturas predominantemente magmáticas, ya que no han sido observadas evidencias de recristalización en estado sólido, más allá de algunos granos poligonales de cuarzo. Estos últimos se pueden adjudicar a recristalización estática producida durante un evento de calentamiento posterior a la cristalización, como puede ser, por ejemplo, la intrusión del Granito Radales. El Granito Radales, intrusivo en la Granodiorita Varvarco, presenta los minerales máficos concentrados en *clots*, esta última característica también se puede adjudicar a hibridación de magmas. Las características de hibridación de magmas del Granito Radales son menos marcadas que las de la Granodiorita Varvarco, ya que, además de los minerales máficos concentrados en *clots*, no presenta las otras características descritas en esta última (diques máficos sinplutónicos, cuarzo ocelar, etc). Por último, cabe destacar que el Granito Radales presenta textura magmática en todos los sitios en los que se lo muestreo. Es un granito con textura gráfica y enfriamiento en condiciones subvolcánicas. La presencia de textura gráfica sugiere que ese granito experimentó un mayor grado de sobreenfriamiento que la Granodiorita Varvarco (Vernon *et al.* 2011).

## **5.0 ESTUDIO MORFOLÓGICO Y GEOCRONOLÓGICO DE CIRCONES DE LA GRANODIORITA VARVARCO**

### **5.1. Introducción**

El circón ( $ZrSiO_4$ ) es un mineral accesorio muy común en las rocas ígneas, especialmente en las rocas plutónicas ácidas como los granitos, granodioritas, sienitas y monzonitas. Cristalizan en el sistema tetragonal y generalmente se presentan como una combinación sencilla de prisma y bipirámide de segundo orden (Klein y Hurlbut, 1996). Este sistema cristalino se caracteriza por tener un eje de simetría cuaternario que, al momento de orientar los cristales, se hace coincidir con el eje cristalográfico c, el cual generalmente es paralelo al mayor alargamiento del cristal.

En el circón, las diferencias en el desarrollo de los prismas y de las bipirámides ha sido asociada a cambios en las condiciones de origen de los cristales, en particular, a cambios en la temperatura a la que estuvieron sometidos (véase por ej. Pupin, 1980). Es por eso que este mineral es muy utilizado para determinar la historia térmica de las rocas, además de su conocida utilidad como geocronómetro. Esta última se basa en sus altas concentraciones de isótopos de U, Hf y REE, en sus altas temperaturas de cierre (cerca a los 900 °C, Cherniak y Watson, 2001), y a su alta resistencia a perturbaciones tardías como metamorfismo o alteración hidrotermal. El circón posee dos geocronómetros: el sistema  $^{235}\text{U} - ^{207}\text{Pb}$  y el  $^{238}\text{U} - ^{206}\text{Pb}$ , que pueden ser analizados mediante análisis puntuales de Q-ICP-MS (quadropole and multiple-collector inductively-coupled-plasma mass spectrometer), entre otros métodos, para obtener las edades de cristalización del magma (Yuan *et al.*, 2008).

Como hasta el momento solamente se cuenta con una edad de enfriamiento  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  en biotita para la Granodiorita Varvarco ( $69,09 \pm 0,13$  Ma; Kay *et al.*, 2006), es importante discriminar la edad de cristalización de este intrusivo debido a que el sistema isotópico Ar-Ar es susceptible a ser perturbado por eventos térmicos/metasomáticos posteriores. En cambio, el sistema U-Pb es mucho más resistente que el sistema  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  a este tipo de eventos posteriores a la cristalización de las rocas, y por ello las edades de cristalización obtenidas sobre cristales de circón son mucho más confiables.

Se concentraron y analizaron los circones de la Granodiorita Varvarco en el Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (IIPG), donde también se hicieron estudios complementarios de la morfología externa de los circones. Para ello, se utilizará la clasificación de Pupin (1980), que relaciona la morfología externa de los cristales de circón con la temperatura y la relación Al/(Na+K) con la cual cristalizaron los circones. La datación de los circones se llevó a cabo en la Universidad del País Vasco (España) para que sus cristales sean datados mediante el método U-Pb SHRIMP.

## 5.2. Metodología

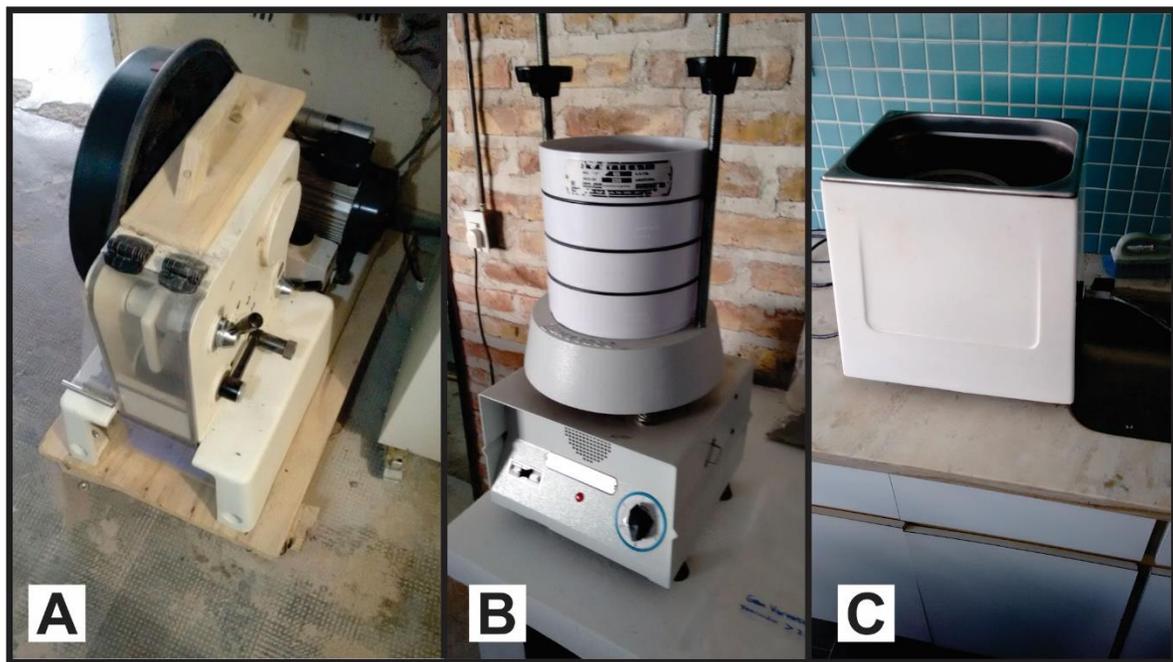
### 5.2.1. Preparación de las muestras

Las muestras de mano de la Granodiorita Varvarco fueron molidas, en una primera instancia, mediante una chancadora de mandíbulas (**Figura 18-A**). Para que puedan ser procesadas por esta maquinaria, tienen que tener un tamaño aproximado de 10x10 cm. La chancadora tiene un sistema que regula la distancia entre sus mandíbulas, por lo que el procedimiento consiste en hacer pasar la muestra dos veces en cada medida, comenzando por la separación más grande. El proceso se repite varias veces achicando la distancia entre los dientes de la chancadora, hasta llegar a la menor separación. De este modo, se garantiza que la muestra fue molida uniformemente.

Una vez triturada la muestra, debe tamizarse para separar las distintas fracciones granulométricas de interés. Esto se hizo en un equipo tamizador ZONYTEST EJR2000 (**Figura**

**18-B)**, al cual se le colocan tamices de malla N° 60, 120 y 230 (250, 125 y 62  $\mu\text{m}$  respectivamente).

Una o dos cucharadas de muestra molida se colocan sobre el tamiz con la mayor abertura, y se la procesa en el equipo aproximadamente 3 minutos. Se realiza el procedimiento hasta consumir la totalidad de la muestra. Así, se obtienen los separados de 4 granulometrías distintas: > 250  $\mu\text{m}$ , 250-125  $\mu\text{m}$ , 125-62  $\mu\text{m}$  y < 62  $\mu\text{m}$ . Debe destacarse además que tanto antes como después de utilizar estos equipos, los mismos fueron limpiados cuidadosamente para evitar cualquier tipo de contaminación de la muestra y evitar su deterioro con los sucesivos usos. La chancadora fue acondicionada mediante una pistola de aire para retirar el polvo fino y luego se utilizó alcohol etílico y algodón para su limpieza. Los tamices se limpiaron mediante un pincel y solución jabonosa, para quitar los restos de muestra que pueden haber quedado incrustados en la malla y una lavadora ultrasónica marca Testlab, modelo TB-010 TA (**Figura 18-C**), durante aproximadamente 30 minutos por tamiz.



**Figura 18:** Equipos utilizados en la preparación de las muestras. A: Chancadora de Mandíbulas, B: equipo tamizador ZONYTEST EJ2000, C: Lavadora ultrasónica marca Testlab, modelo TB-010 TA.

### **5.2.2. Procesamiento de las Muestras**

La fracción que presenta una granulometría entre 125 y 250  $\mu\text{m}$  se utilizó para concentrar minerales pesados con métodos hidráulicos. En primera instancia, se coloca la muestra en un vaso de precipitado, se lo llena completamente con agua y se agita durante aproximadamente un minuto. En este método, conocido como sedimentación, el material fino queda en suspensión gracias a las fuerzas de rozamiento y el empuje vertical, mientras que los

minerales pesados de interés, quedan en el fondo del recipiente gracias a las fuerzas de gravedad (Ley de Stokes) (**Figura 19-A**).

Esta fracción más pesada, se coloca en un recipiente con anillos concéntricos que funcionan como trampa para los minerales pesados (a modo de sombrero chino) y se sumerge parcialmente en una pileta con agua. Mediante suaves movimientos tipo vibratorios, se agita la muestra bajo agua hasta concentrar los minerales más pesados. El material concentrado se reserva para la posterior selección mineral (**Figura 19-B**). A continuación, se separan los minerales magnéticos mediante el uso de imanes de neodimio.

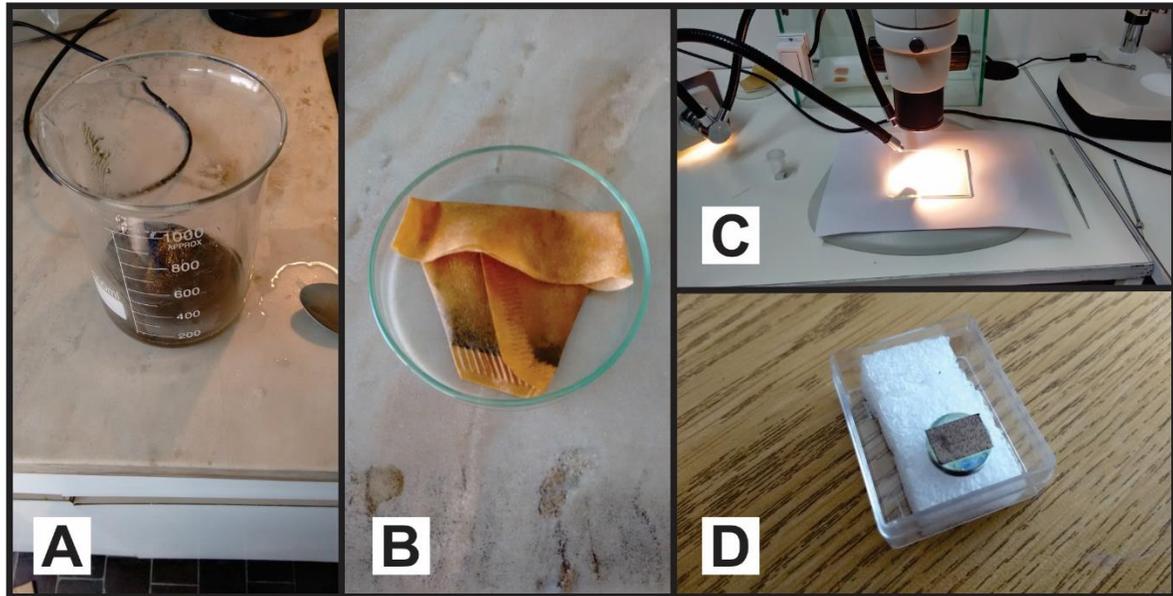
De esta manera, los circones quedan comprendidos dentro de la fracción no magnética. La selección de los cristales de circón se realizó bajo lupa binocular, seleccionando aquellos circones que presenten menor cantidad de inclusiones y fracturas (**Figura 19-C**). Para esta tarea, de selección o “picking” se utiliza un pincel, donde los cristales de circón se adhieren por estática y son depositados en una probeta plástica.

El concentrado de circones se dividió en dos muestras conteniendo aproximadamente 120 y 40 circones cada una. Una de las muestras se envió a la Universidad del País Vasco para que sus cristales sean analizados (datados) mediante U-Pb SHRIMP. El otro frasco de circones se destinó para el análisis morfológico de los cristales. Esto se realizó por medio de imágenes de electrones secundarios (SE por sus siglas en inglés) generadas por el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) marca ZEISS, modelo EVO MA 15, con el que cuenta el IIPG. Las imágenes de electrones secundarios se logran mediante un acelerador de electrones basada en una diferencia de potencial. Estos electrones acelerados salen del cañón en forma de haz y se focalizan en la muestra. Cuando el haz de luz incide sobre un material, hay interacciones entre los electrones incidentes y los átomos que componen la muestra. La dispersión de electrones producida por las interacciones electrón-átomo se denomina scattering. Parte de la energía cinética del electrón se transferirá como calor a la muestra y una pequeña parte de la energía escapará en forma de rayos x o electrones secundarios. Un generador de barrido es el responsable del movimiento del haz, de manera que barra la muestra punto por punto. De las interacciones entre electrones-átomos se generan señales, las cuales pueden ser captadas con detectores específicos y convertidas en una señal electrónica que es proyectada en la pantalla (Lozano *et al.*, 2014).

### **5.2.3. Preparación de la muestra para su estudio morfológico mediante imágenes de electrones secundarios**

Los cristales destinados al análisis morfológico mediante MEB fueron separados de la muestra principal bajo lupa binocular, luego fueron montados sobre cinta de carbono y recubiertos con una capa de oro de 30  $\mu\text{m}$  de espesor. Este procedimiento es necesario para que la muestra conduzca efectivamente la electricidad y los electrones no se concentren en su superficie y dificulten la observación (**Figura 19-D**). También se separó otro preparado de 10 circones sobre una pequeña bandeja de aluminio que fue recubierta con oro, por el mismo motivo. Este

último se realizó a fines de encontrar un método alternativo a la cinta de carbono que mejore el contraste de las imágenes.



**Figura 19:** Procesamiento de las muestras. A: Vaso de precipitado con el concentrado más pesado. B: Concentrado final filtrado para su secado. C: Separación bajo lupa binocular. D: Preparado de circón para utilizar en el MEB.

#### 5.2.4. Geocronología

Los circones se separaron mediante un barrido, primero en agua y luego en etanol. El concentrado se purificó por extracción manual. Aproximadamente 50–100 granos de circón de cada muestra, más varios granos estándares, se moldearon en una montura epoxi (*megamount*) de 3,5 cm de diámetro, se pulieron y documentaron utilizando microscopía electrónica de barrido (electrones secundarios y cátodoluminiscencia) y óptica (luz reflejada y transmitida). Después de una limpieza y secado exhaustivos, los montajes se recubrieron con oro ultrapuro (8 a 10 nm de espesor) y se insertaron en el SHRIMP para su análisis. Cada punto seleccionado se rasterizó con el haz primario durante 120 s antes del análisis y luego se analizaron 6 exploraciones, siguiendo la secuencia de picos de isótopos  $^{196}\text{Zr}_2\text{O}$ ,  $^{204}\text{Pb}$ ,  $^{204.1}\text{background}$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{248}\text{ThO}$ ,  $^{254}\text{UO}$ . Cada masa en cada exploración se mide secuencialmente 10 veces con los siguientes tiempos totales de conteo por exploración: 2 s para la masa 196; 5 s para las masas 238, 248 y 254; 15 s para las masas 204, 206 y 208; y 20 s para la masa 207. El haz primario, compuesto por 16O16O+, se ajusta a una intensidad de aproximadamente 5 nA, con una apertura de Kohler de 120  $\mu\text{m}$ , que genera 17 puntos elípticos de 20 micrones en el objetivo. La ranura de salida del haz secundario se fija en 80  $\mu\text{m}$ , logrando una resolución de aproximadamente 5000 a una altura de pico del 1%.

Todos los procedimientos de calibración se realizan en los estándares incluidos en el mismo soporte. La calibración de masa se realiza en el circón REG (ca. 2.5 Ga, muy alto contenido

de U, Th y plomo común). Cada sesión analítica comenzó midiendo el circón SL13, que se utiliza como un estándar de concentración (238 ppm U). El zircón TEMORA-2 ( $416.8 \pm 1.1$  Ma, Black *et al.*, 2003), utilizado como estándar de relaciones de isótopos, se midió cada 4 incógnitas. La reducción de datos y los cálculos de edad se realizaron con el software SHRIMPTOOLS (disponible en [www.ugr.es/fbea](http://www.ugr.es/fbea)).

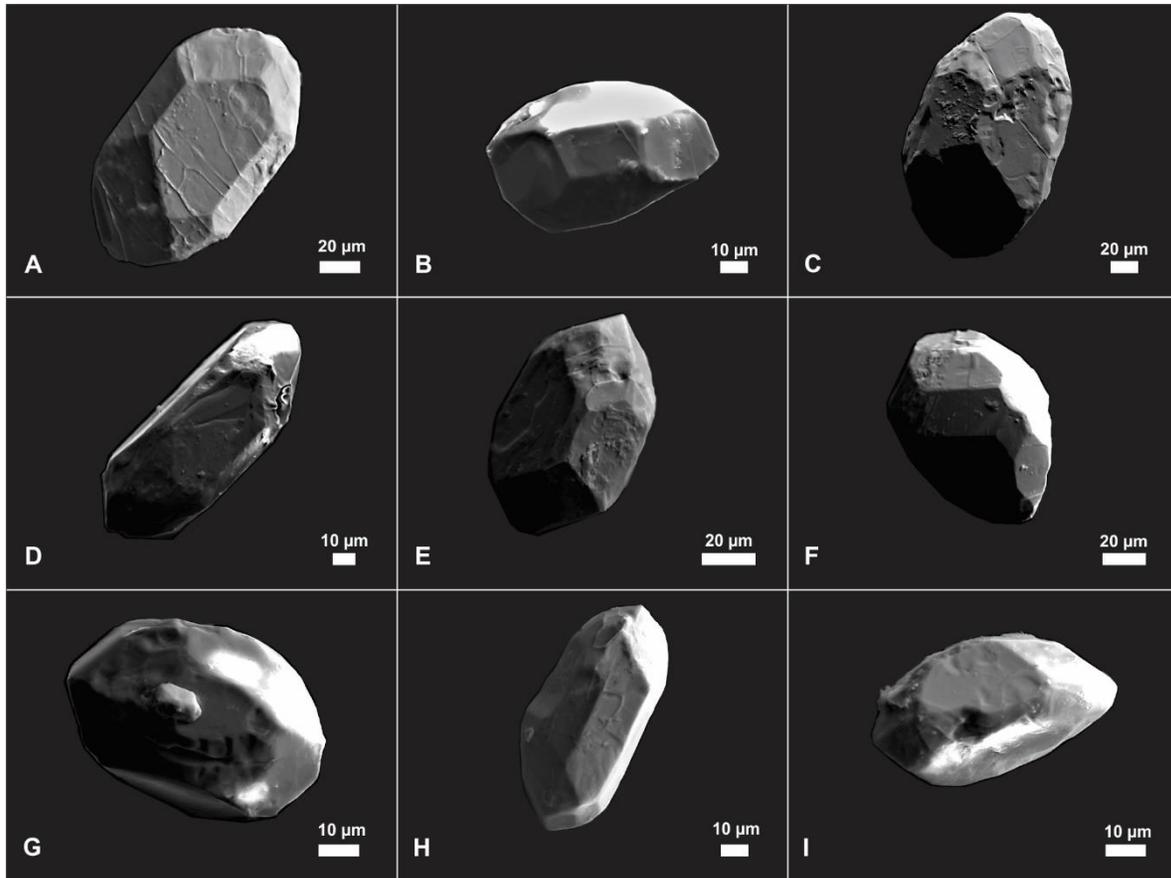
### 5.3. Resultados

#### 5.3.1. Morfología de los circones

Se obtuvieron imágenes de la morfología de 9 cristales de circón mediante el SEM (**Figura 20**). Las mediciones de los circones (largo, ancho y relación entre caras cristalinas) se ilustran en la **Tabla 2**. Los tamaños de los circones de la Granodiorita Varvarco varían entre los 60 y 198  $\mu\text{m}$  en su eje mayor. Se pueden distinguir dos poblaciones de circones en base a la relación cristalina (eje de mayor alargamiento dividido por el eje transversal o de menor alargamiento, **Tabla 2**): cristales más elongados, con una relación axial 2:1 y cristales más redondeados, con una relación 1:1.

Morfología de los Circones			
Circón	Largo ( $\mu\text{m}$ )	Ancho ( $\mu\text{m}$ )	Relación Cristalina
A	142	82	2:1
B	85	56	1:1
C	198	116	2:1
D	131	53	2:1
E	92	56	2:1
F	102	74	1:1
G	69	49	1:1
H	93	44	2:1
I	60	37	2:1

**Tabla 2:** Medidas de la morfología de los circones y su relación largo/ancho.



**Figura 20:** Imágenes de los circones de la Granodiorita Varvarco, obtenidas mediante SE.

### 5.3.1. *Cátodoluminiscencia*

Se realizaron 30 análisis de U-Pb en circones de la muestra VAR3 mediante SHRIMP. En las imágenes de catodoluminiscencia se pueden observar que los circones corresponden a cristales euhedrales con una zonación bien definida y alta catodoluminiscencia. Algunos anillos se ven oscuros. Solamente un cristal muestra un núcleo muy oscuro sin zonación, heredado, de bordes irregulares y rodeado por un borde más claro y zonación débilmente marcada. El punto analizado corresponde a ese reborde (**Figura 21-A**; análisis VAR3-23.1). La mayoría de los cristales son traslúcidos, mientras que este cristal se ve opaco.

### 5.3.2. *Resultados Analíticos*

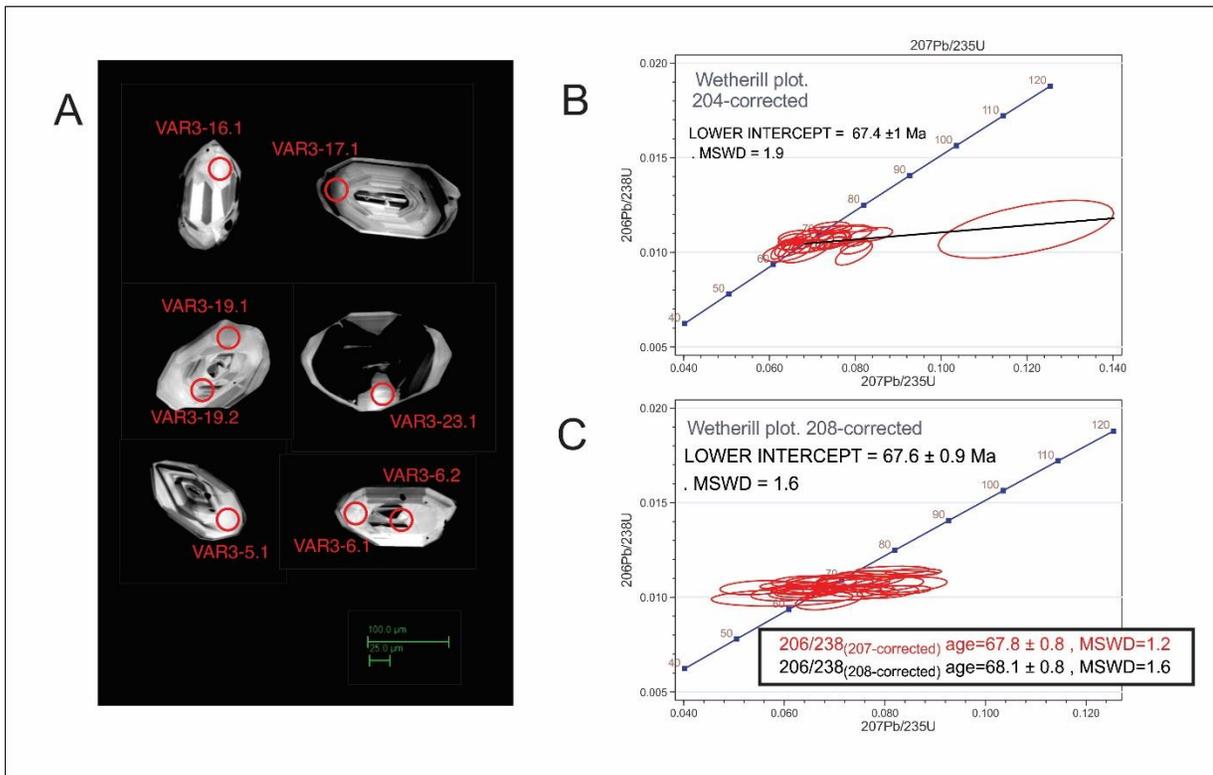
El contenido de U y Th de los circones analizados es moderado (U = 54,2-575,9 y Th = 22,1-684,6 ppm con una media de relación Th/U = 0,5) y tienen también una cantidad moderada de plomo común ( $f_{206} < 11,8\%$ ; ver el Anexo III en el ítem **12.0**). En su mayor parte, los puntos analizados corresponden a núcleos y a bordes de los cristales zonales, pero uno de los cristales analizados corresponde a ese cristal de núcleo oscuro en las imágenes de catodoluminiscencia (análisis 23.1; ver el Anexo III en el ítem **12.0**). En los diagramas Wetherill

(Figura 21-B y C) se han representado todos los resultados excepto el análisis 23.1 (el Anexo III en el ítem 12.0) que proporciona una edad más antigua que el resto.

En el diagrama Wetherill corregido para plomo 204 (Figura 21-B), buena parte de los análisis son ligeramente discordantes y definen una línea de discordia con una intersección inferior de  $67.4 \pm 1$  Ma con un MSWD = 1.9. Ploteando los resultados en un nuevo diagrama Wetherill (esta vez, corregidos para el plomo 208, Figura 21-C), se obtiene una intersección inferior de  $67.6 \pm 0.9$  Ma con un MSWD = 1.6 que coincide con la obtenida a partir de la línea de discordia de la Figura 21-B. Los circones analizados proporcionan una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  (corregido para Pb 207) de  $67.8 \pm 0.8$  Ma con un MSWD=1.2, y una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  (corregido para Pb 208) de  $68.1 \pm 0.8$  con un MSWD=1.

De acuerdo con las indicaciones del laboratorio donde se han realizado los análisis, para rocas tan jóvenes, la edad más adecuada es la obtenida mediante la corrección del plomo 207, o sea la edad de  $67.8 \pm 0.8$  Ma (resaltada en rojo en la Figura 21-C). Además, esta edad coincide con las edades de intersección inferior (Figura 21-B y C), y es la que tiene menor error y menor MSWD.

Generalmente no presentan circones heredados o restíticos (más allá de ese grano de circón anómalo que tiene una edad de 182 Ma) y como las edades de los núcleos y de los bordes coinciden se infiere que la mayoría de los circones se formaron en el mismo episodio magmático de edad Cretácica Tardía.



**Figura 21:** Estudio SHRIMP de circones de la Granodiorita Varvarco. A) Imágenes de catodoluminiscencia de granos de circón seleccionados de la muestra VAR3 de la Granodiorita Varvarco. B) y C) Diagramas de Wetherill de concordia corregido para plomo 204 (B) y plomo 208 (C).

## 5.4. Discusión

### 5.4.1. Sobre la morfología de los circones de la Granodiorita Varvarco

Los circones de la Granodiorita Varvarco tienen relaciones cristalinas 1:1 a 2:1, las cuales son típicas de cristales con hábito prismático corto, característicos de la cristalización en ambiente plutónico (véase por ej. Naipauer *et al.*, 2010). El buen desarrollo de las caras de los circones es concordante con una fuente magmática, debido a que los circones de origen sedimentario, en cambio, tienen formas más redondeadas y caras pulidas. Por lo tanto, el tipo de circones presente en Granodiorita Varvarco parece ser primario, propio del ciclo intrusivo que originó a la granodiorita (Cretácico Tardío). Sin embargo, al no poderse estudiar todavía la morfología interna de los circones (ya que no se pudieron analizar imágenes de catodoluminiscencia), no se pudo evaluar si los circones presentan núcleos internos heredados de ciclos ígneos/metamórficos previos, como por ejemplo pertenecientes al ciclo de intrusivos pérmicos o al basamento de la Cordillera del Viento.

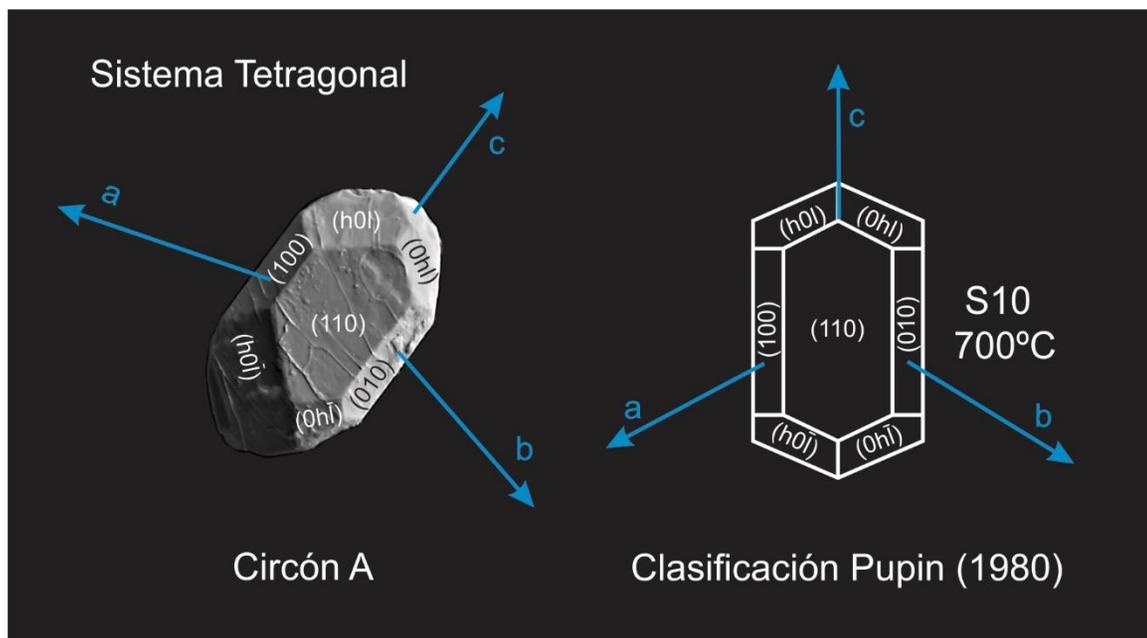
Por otra parte, la morfología de los cristales se puede caracterizar mediante la clasificación de Pupin (1980). Esta clasificación se basa en dos índices: A y T. El índice A refleja la relación  $Al/(Na+K)$ , que controla el desarrollo de las pirámides del circón, mientras que el índice T relaciona la temperatura con el desarrollo de los prismas (Pupin 1980). La ubicación en la clasificación se realizó con distintos grados de certeza, siendo el circón A (el de la **Figura 20-A** y que está expuesto en detalle en la **Figura 22**) aquél en el cual se pudo definir mejor la relación con los ejes cristalográficos.

Los circones pertenecen a las formas G1, P1, P2, S10, S14 y S15 (**Figura 23**). El circón A (**Figura 20-A**) posee más desarrollada la bipirámide (0hl) que la (hhl), y el prisma (110) más que el (100); de esta forma se lo clasifica como perteneciente a la forma S10 de Pupin (1980). Existen dudas de si podría pertenecer a la forma S7, pero como esta posee dos juegos de bipirámides, es más probable la primera. En los circones B (**Figura 20-B**) e I (**Figura 20-I**) se mantiene la misma relación con respecto al desarrollo de las pirámides, con la diferencia de que los prismas (110) y (100) tienen igual desarrollo, característico de la forma S15 de Pupin (1980). Los circones C (**Figura 20-C**) y E (**Figura 20-E**) tienen características intermedias entre las formas S10 y S15. Los circones D (**Figura 20-D**) y H (**Figura 20-H**) tienen bien desarrollada la pirámide (101) y varían en el mayor desarrollo del prisma (110) respecto del (100). Por esto se clasifican de manera intermedia entre las formas G1, P1 y P2 de Pupin (1980). Finalmente, los circones F (**Figura 20-F**) y G (**Figura 20-G**) tienen más desarrollada la pirámide (101) que la (211) y un igual desarrollo de los prismas (100) y (110); clasificándolos, así, como pertenecientes a la forma S14 de Pupin (1980).

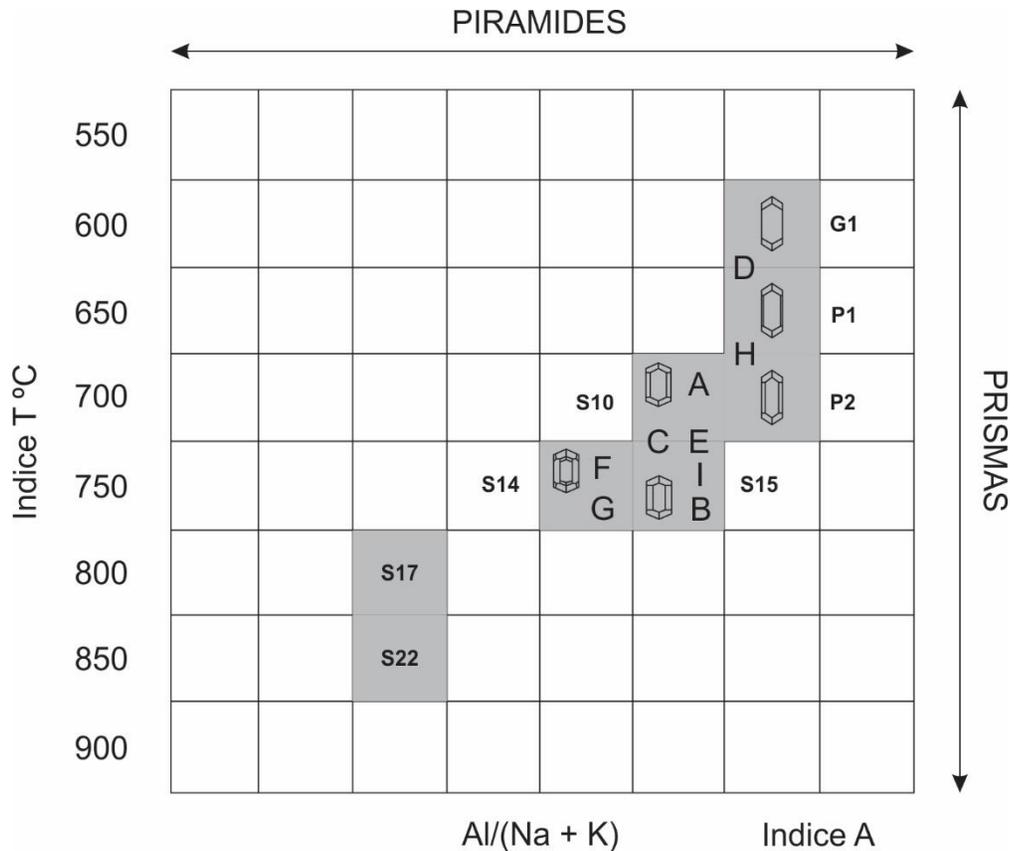
De acuerdo a esta clasificación morfológica, los circones de la Granodiorita Varvarco habrían cristalizado a temperaturas de entre 600°C y 750°C, típicas temperaturas de cristalización de los circones en los sistemas ígneos calcoalcalinos (Pupin 1980; Belousova *et al.*, 2006). Son temperaturas un poco más bajas que las temperaturas de cierre del sistema isotópico del circón (cerca de 900°C, Cherniak y Watson, 2001). Las formas G1, P1 y P2 son típicas de tonalitas, mientras que las formas S10, S14 y S15 son comunes en monzogranitos y granodioritas (Pupin 1980; Belousova *et al.* 2006), lo cual es coherente con la procedencia de las muestras. Las formas S17 y S22 también son típicas de tonalitas (Pupin 1980; Belousova *et al.* 2006), pero no fueron encontradas en la Granodiorita Varvarco. Sin embargo, quedan dudas acerca de si los circones F y G podrían pertenecer a estas formas de mayor temperatura (**Figura 23**).

Como dato adicional, los circones de la Granodiorita Varvarco tienen características muy similares a la Granodiorita Sidobre, un cuerpo ígneo calcoalcalino de composición granodiorítica-monzogranítica, intruido en el Macizo Central Francés durante el Pérmico ( $285 \pm 13$  Ma; Pupin 1980, Hamet y Allègre, 1976).

Por último, el estudio morfológico de los circones de la Granodiorita Varvarco demuestra que tienen relaciones axiales 1:1 y 2:1, con tamaños que varían desde 60 a 198  $\mu\text{m}$  en su eje mayor. Poseen un hábito prismático corto, típico de cristalización primaria en rocas ígneas plutónicas calcoalcalinas, en concordancia con el estudio geoquímico de Casé *et al.* (2008) de la Tonalita Butalón. Los circones de la Granodiorita Varvarco habrían cristalizado en un rango de temperaturas de entre 660°C y 750°C.



**Figura 22:** Representación del sistema tetragonal, mostrando la ubicación de los ejes cristalográficos sobre el circón A y su clasificación según Pupin (1980).



**Figura 23:** Clasificación de los circones de la Granodiorita Varvarco en el diagrama de Pupin (1980). Modificado de Belousova *et al.* (2006). La denominación de los circones pertenece a los mostrados en la Figura 20.

#### 5.4.2. Velocidad de enfriamiento y adquisición de la fábrica magmática de la Granodiorita Varvarco y del Granito Radales

La Granodiorita Varvarco tiene edades K/Ar en roca total de  $64,7 \pm 3,2$  Ma y una edad  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  de  $69,09 \pm 0,13$  Ma que son prácticamente coincidentes con la edad U-Pb SHRIMP de  $67,8 \pm 0,8$  Ma. Si se considera que la temperatura de cierre del sistema K/Ar en la biotita es de  $\sim 373$  °C (McDougall y Harrison, 1999), y que la temperatura de cierre del sistema U-Pb en el circón es mayor a 800 °C (Lee *et al.*, 1997), se puede calcular la curva de enfriamiento para la Granodiorita Varvarco. Tomando la edad K/Ar en biotita de la Granodiorita Varvarco de 67 Ma como la edad para ese sistema isotópico, y una temperatura de 750°C para la temperatura de cierre del circón (teniendo en cuenta la temperatura a la cual habrían cristalizado los circones según el estudio morfológico realizado), se obtiene una velocidad de enfriamiento de aproximadamente 122°C/Ma. Esta tasa de enfriamiento es similar a un poco menor que la tasa de enfriamiento obtenida, por ejemplo, en el plutón de Tianmenshan en China (200 °C/Ma para el intervalo comprendido entre la temperatura de cierre del circón y de la biotita, Qingtao *et al.* 2008). De todas formas, a partir del análisis de las texturas magmáticas, se puede decir que el enfriamiento de la Granodiorita Varvarco ha sido un poco más lento que el enfriamiento del

Granito Radales, ya que este último presenta texturas gráficas y granofíricas que indican que ese granito tuvo un mayor grado de sobreenfriamiento (Vernon *et al.*, 2011).

Para la interpretación de las fábricas de ASM es importante destacar nuevamente aquí que la fábrica de los granitos estudiados es magmática pura, sin indicios de sobreimposición de procesos tectónicos.

## 6.0 ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

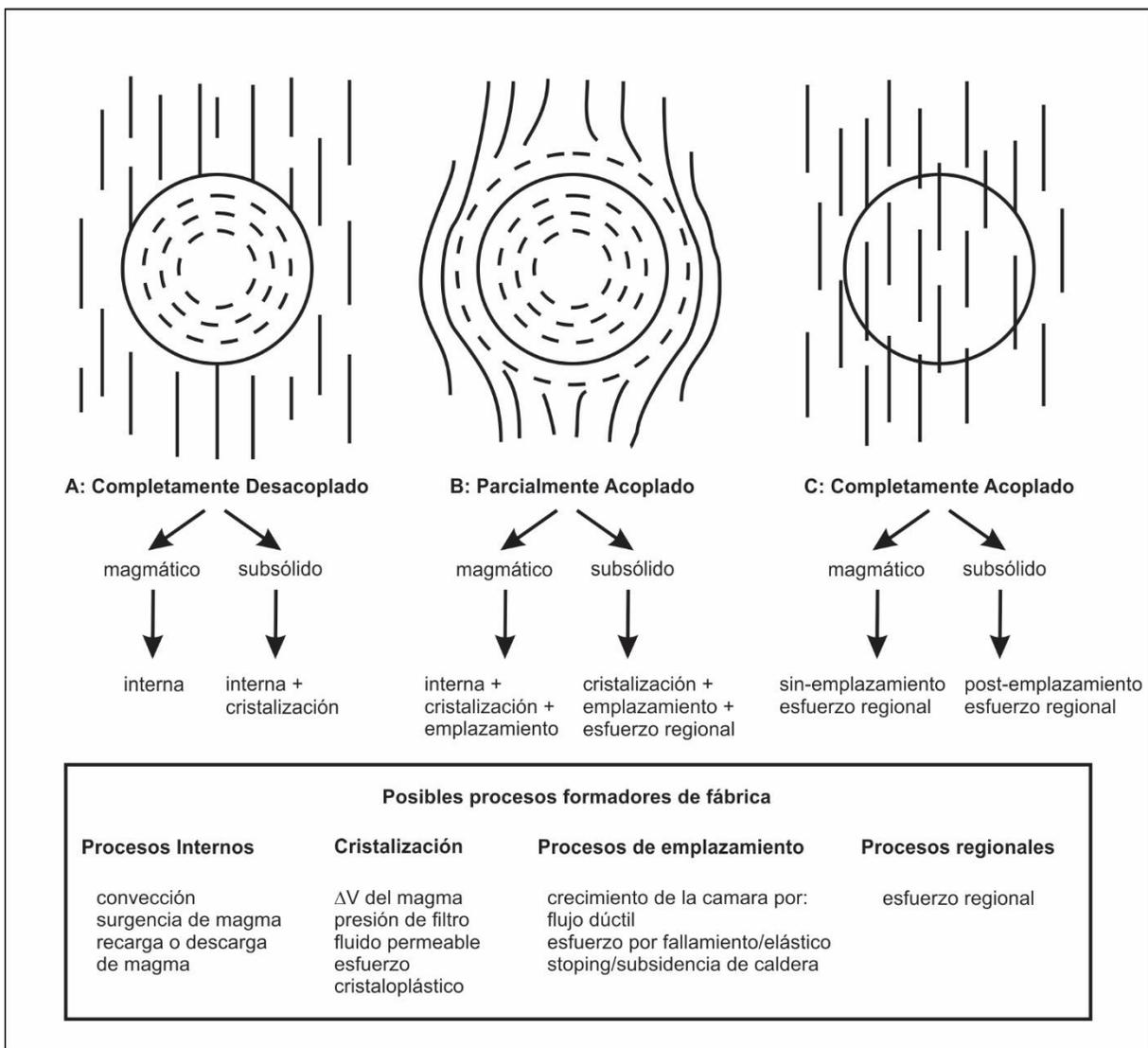
### 6.1. Introducción y objetivos

En esta sección se analiza el patrón estructural que involucra a la Granodiorita Varvarco y a su roca de caja. Este tipo de patrón ha sido relevado a través de la recopilación de datos estructurales puntuales que surgen tanto de observaciones a ojo desnudo como de la combinación con estudios de ASM (anisotropía de susceptibilidad magnética) y microestructurales.

Según Pinotti *et al.*, (2010) (y sus referencias allí citadas), para interpretar el momento de formación de la fábrica en los plutones, es muy importante establecer si sus estructuras planares y lineares se deben a 1) procesos propios de la dinámica de la cámara magmática, como producto de la alineación hidrodinámica de cristales suspendidos en un fundido, 2) si estos procesos están relacionados, en cambio, a una deformación progresiva desde el estadio magmático al estado sólido de alta y baja temperatura, debido a la actividad de la estructura que generó espacio para su emplazamiento, 3) procesos que ocurren en un estadio de “*mush*” magmático, que pueden ser locales y que posiblemente en muchas ocasiones borran estructuras generadas en estadios anteriores 4) procesos de deformación totalmente posteriores a la cristalización, y relacionados con la deformación regional.

Estos procesos han sido revisados también por Paterson *et al.* (1998), quienes dividen a la fábrica de los granitos en dos casos extremos y una situación intermedia. Por un lado, la fábrica de los granitos puede ser el fiel reflejo de la dinámica de la cámara magmática, y por ende puede no estar afectada por deformación regional, por otra parte, la fábrica original de un granito puede haber sido completamente sobreimpuesta por deformación regional (y no reflejar nada de la dinámica de la cámara), o la fábrica de los granitos puede ser el resultado de una situación intermedia entre estos dos extremos. La relación entre los patrones de fábrica en el plutón y su roca de caja tiene que ver con estas tres situaciones antedichas (**Figura 24**). En el primer caso, las fábricas internas de los granitos son estilo cebolla, es decir, tienen un patrón de flujo que no es paralelo a la deformación regional en la roca encajante (**Figura 24-A**), y se dice que los granitos se encuentran totalmente desacoplados de la caja. En el segundo caso, las fábricas dentro y fuera del plutón son paralelas y se encuentran completamente acopladas (**Figura 24-C**), tanto en la etapa magmática como durante la historia de enfriamiento del plutón (fábricas de estado sólido también paralelas a las fábricas magmáticas, y paralelas al patrón producido por los esfuerzos regionales). Finalmente, pueden existir casos intermedios, en los que las fábricas del plutón y de la caja se encuentran parcialmente acoplados (**Figura 24-B**).

En todos los casos, determinar el “*timing*” o momento de formación de la fábrica en los granitos requiere realizar observaciones microestructurales para evaluar la temperatura de formación de la fábrica, es decir, en qué momento ésta es adquirida: si es durante el emplazamiento o si es post-emplazamiento. Como la deformación magmática “no tiene memoria” de las etapas previas a la solidificación del magma, los plutones conservan sólo el último incremento de esfuerzo antes de que cristalice el magma, entonces las fábricas pre-emplazamiento nunca se preservan en los cuerpos graníticos (Paterson *et al.* 1998). Las microestructuras de los granitos fueron revisadas en el trabajo de Paterson *et al.* (1989). Según estos autores, a los cuales seguimos en este trabajo, la fábrica de las rocas graníticas se clasifica como magmática pura, con deformación de estado sólido de alta temperatura y con deformación de estado sólido de baja temperatura.



**Figura 24:** Grado de acoplamiento de la fábrica de un plutón con su roca de caja: A = completamente desacoplado. B = parcialmente acoplado. C = completamente desacoplado. Extraída de Paterson *et al.* (1998).

Cuando la fábrica de los granitos fue adquirida en la etapa magmática a submagmática (deformación de estado sólido de alta temperatura), los plutones se presentan como rocas aparentemente isótropas en las cuales es difícil determinar parámetros estructurales como foliación y la lineación. La mayoría de las veces, aun cuando determinar la foliación es posible, la determinación de la lineación es prácticamente imposible de hacer a ojo desnudo. Sin embargo, Bouchez (1997) ha demostrado que fábricas cristalinas coherentes y bien organizadas están siempre presentes en las rocas graníticas, aun cuando los granitos se muestren como rocas aparentemente isótropas. Ese trabajo ha sentado precedente, también, con respecto a la utilidad del método de ASM para averiguar la foliación y la lineación en rocas débilmente foliadas, como es el caso de un granito con fábrica puramente magmática. La ASM viene aplicándose con éxito en el mapeo de la estructura interna de plutones (Bouchez 1997; 2000 y referencias allí señaladas). En particular, tres trabajos han sido pioneros en el tema, como el de la estructura interna del plutón hercínico de Cauterets–Panticosa (Pirineos, Gleizes *et al.* 1998), el del plutón cretácico de Mono-Creek en California, Saint Blanquat y Tikoff, (1997), y el de los granitos estratoides panafricanos de Madagascar, (Nédélec *et al.*, 1994). La gran utilidad del método de ASM para mapear la estructura interna de las rocas graníticas se basa en la homogeneidad estructural que tiene este tipo de rocas, la que va desde la escala de la muestra de mano hasta la escala del afloramiento (Bouchez, 2000). Esto es así debido a que, como se dice más arriba en el texto, la adquisición de la fábrica es un proceso tardío, que se produce durante el emplazamiento, o un poco posterior a él (Paterson *et al.* 1998).

En este trabajo se evalúa la estructura interna de la Granodiorita Varvarco haciendo un muestreo detallado del plutón y de su roca de caja. En general, para este tipo de estudios se realizan muestreos según grillas en las que se ubican estaciones de medición de 1km por 1km (Gleizes *et al.* 1998, con 300 sitios o estaciones de medición, Nédélec *et al.* 1994 con 86 sitios, Saint Blanquat y Tikoff 1997, con 187 sitios). Así, se pueden realizar mapas de foliación y lineación de las rocas, y se evalúa el patrón de foliaciones y lineaciones tanto en el plutón como en su roca de caja.

Si bien para este trabajo se había contemplado la realización de un muestreo exhaustivo según una grilla como se dijo anteriormente, ese muestreo no pudo seguirse con exactitud debido a que la Granodiorita Varvarco presenta un alto grado de alteración en muchos sectores, y además el acceso a la mayor parte de los afloramientos era difícil debido al relieve escarpado de la Cordillera del Viento. Por estos motivos, se relevaron los datos principalmente a lo largo de quebradas y arroyos donde afloraba el plutón y su roca de caja, lugares en los que se lo encontraba libre de alteración. De esta forma, se trató de caracterizar la fábrica y para evaluar si la misma fue controlada por estructuras neoformadas durante el ciclo Andino (predominantemente estructuras N-S, Giacosa *et al.*, 2014; Sagripanti *et al.*, 2014), o si fue

controlada por estructuras previas adjudicadas a la orogenia Gondwánica paleozoica, que genera patrones de fábrica NO-SE (Giacosa *et al.*, 2014; Sagripanti *et al.*, 2014).

Como se vio en el capítulo 4.0, la Granodiorita Varvarco, la Tonalita Butalón y el Granito Radales presentan fábrica magmática pura, sin ningún indicio de recristalización en estado sólido, más allá de algunos granos de cuarzo poligonales en la Granodiorita Varvarco. Estos últimos pueden deberse a recristalización estática producidos por un evento local de calentamiento que podría relacionarse con la intrusión posterior del Granito Radales. De todas formas, las fábricas son magmáticas y reflejan el estado de los esfuerzos que controlaron el emplazamiento del magma a medida que el mismo se enfriaba.

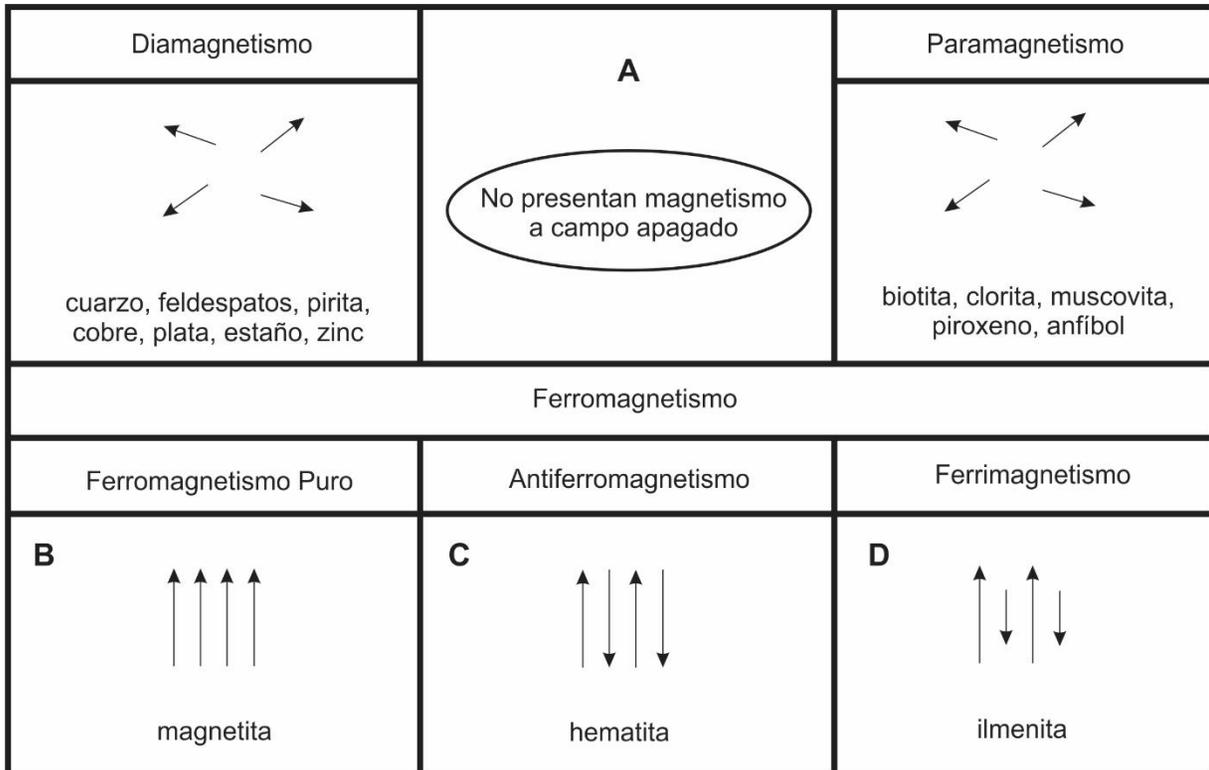
## 6.2. Base teórica del método de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM)

La ASM analiza una propiedad física de las rocas que es la susceptibilidad magnética. Esta propiedad es direccional, o sea que varía dentro de un material según la dirección en la que se la analice. La susceptibilidad magnética se expresa matemáticamente como un tensor de segundo grado que relaciona el campo inductor (H) con la magnetización (M), por la expresión  $M = K \times H$  y es representado matemáticamente por una matriz de 3x3 en la cual se expresan los vectores que forman el elipsoide de fábrica con sus respectivas direcciones y módulos (Nédélec y Bouchez, 2011).

El tensor que describe la susceptibilidad magnética de un material está representado gráficamente mediante un elipsoide cuyos tres ejes principales son la susceptibilidad magnética máxima (K1), intermedia (K2) y mínima (K3). Estos tres ejes de susceptibilidad máxima, intermedia y mínima son los tres autovectores que diagonalizan el tensor de susceptibilidad magnética del material. Se define como susceptibilidad magnética promedio  $K_m$  al parámetro definido por el promedio del módulo de los vectores K1, K2 y K3:  $K_m = (K1+K2+K3) / 3$ . Este parámetro es adimensional y tiene significado composicional, ya que, como se describe a continuación, la susceptibilidad magnética de las rocas está directamente relacionada con su composición mineralógica.

La susceptibilidad magnética está determinada por el aporte de todos los minerales magnéticos que forman la roca (dia-, para- y ferromagnéticos). Si bien todos estos minerales aportan a la susceptibilidad total de las rocas, los minerales ferromagnéticos como la magnetita son los más importantes para la ASM, ya que son los que poseen la susceptibilidad magnética más alta. Por su parte, los minerales diamagnéticos en presencia de un campo magnético aplicado se magnetizan, pero con una débil intensidad y en dirección opuesta al campo magnético aplicado (magnetización pequeña y negativa). Un ejemplo de estos minerales son el cuarzo, feldespatos, pirita, cobre, plata, estaño, zinc, etc. En los minerales paramagnéticos, los momentos magnéticos tienden a colocarse paralelos a los del campo magnético aplicado, pero se orientan aleatoriamente en ausencia de este campo ( $0 < k < 0,001$  SI; magnetización pequeña pero positiva). Ejemplos de minerales paramagnéticos pueden ser la biotita, clorita, muscovita, piroxeno, anfíbol, etc. El ferromagnetismo, en cambio, se caracteriza por una alta

susceptibilidad magnética a campos bajos. La magnetización de los minerales diamagnéticos y paramagnéticos solo existe en presencia de campo magnético aplicado, o sea que cuando se apaga el campo la magnetización del mineral desaparece (**Figura 25-A**). En cambio, los minerales ferromagnéticos presentan magnetismo remanente, es decir, que en ausencia de campo magnético aplicado todavía siguen estando magnetizados (**Figura 25-B a D**). Se pueden distinguir tres tipos distintos de comportamiento ferromagnético: ferromagnetismo puro, antiferromagnetismo y ferrimagnetismo (Nédélec y Bouchez, 2011), según cómo se comporten los electrones dentro de los dominios magnéticos. En el ferromagnetismo puro (como por ejemplo en la magnetita, **Figura 24-B**), los dominios magnéticos se orientan paralelos al campo aplicado, lo que le confiere al material una alta susceptibilidad magnética. En el antiferromagnetismo, en cambio, hay dominios magnéticos de la misma magnitud, pero orientados en sentidos opuestos, lo que le confiere un magnetismo casi nulo (por ejemplo, la hematita, **Figura 25-C**). Por último, el ferrimagnetismo hace referencia a dominios magnéticos opuestos, pero de distinta magnitud, lo que hace que tengan alta susceptibilidad, pero menor que los ferromagnéticos puros (por ejemplo, la ilmenita, **Figura 25-D**).



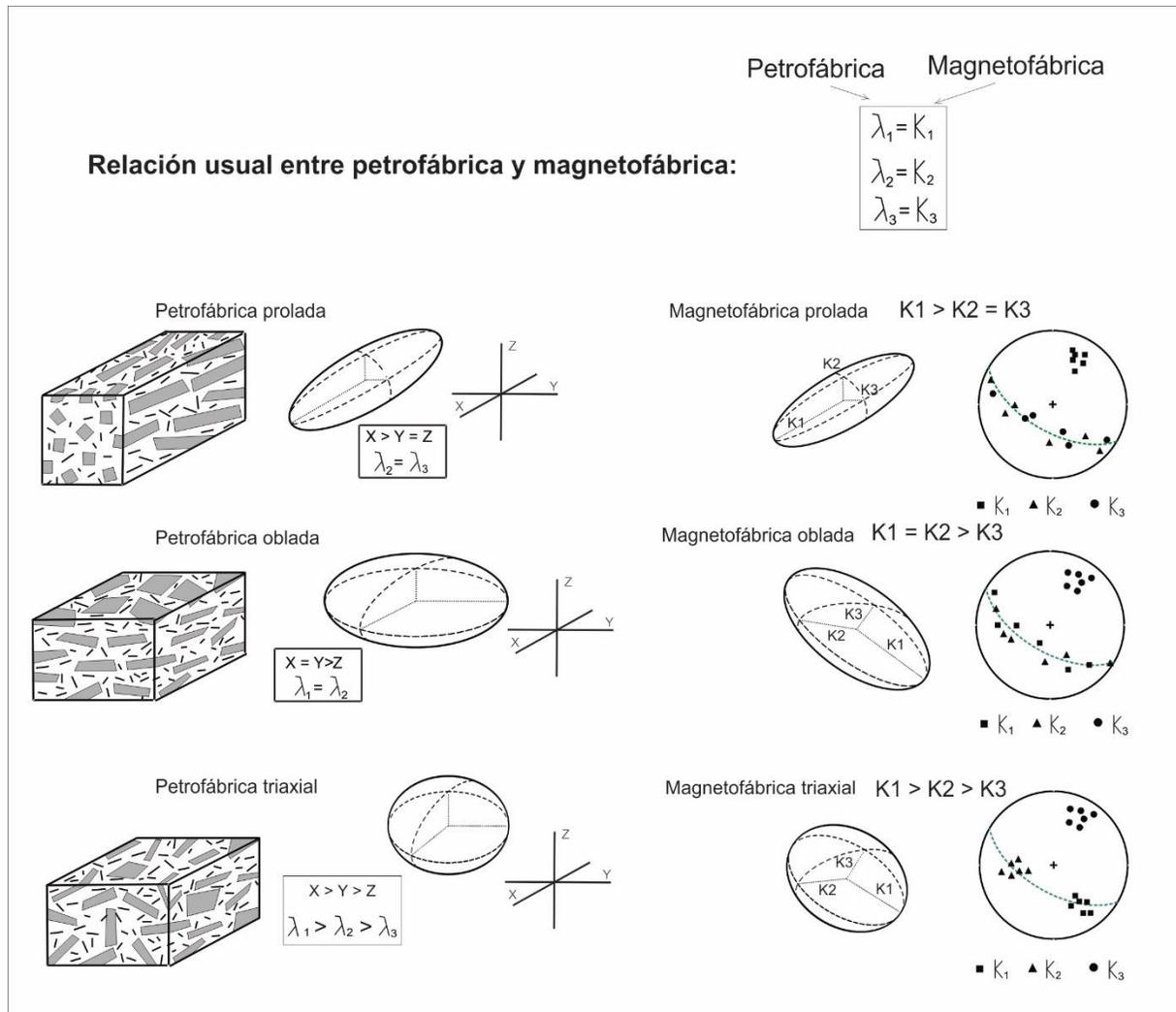
**Figura 25:** Tipos de magnetismo según la orientación de los dominios magnéticos. Modificada de Nédélec y Bouchez (2011). A) Magnetización de los minerales paramagnéticos y diamagnéticos a campo apagado. B) Magnetización de los minerales antiferromagnéticos. C) Magnetización de los minerales con ferromagnetismo puro. D) Magnetización de los minerales ferrimagnéticos.

Como se desprende de los párrafos anteriores, la susceptibilidad magnética de las rocas está directamente relacionada con su composición mineralógica. Así, cuando el valor de la susceptibilidad magnética total de un material ( $K_m$ , el promedio de las susceptibilidades magnéticas máximas y mínimas del material) es mayor que  $4 \times 10^{-4}$  SI, la roca se considera “ferromagnética”, o sea que su comportamiento magnético estaría controlado principalmente por minerales ferromagnéticos como la magnetita. Por otro lado, si el valor de susceptibilidad magnética  $K_m$  es menor a ese valor, la roca está compuesta principalmente por materiales paramagnéticos (Bouchez, 2000).

Es muy importante también hacer la conexión entre los ejes de anisotropía de susceptibilidad magnética máximo, intermedio y mínimo ( $K_1$ ,  $K_2$  y  $K_3$ , respectivamente), y los ejes de deformación máxima, intermedia y mínima de las rocas ( $\lambda_1$ ,  $\lambda_2$  y  $\lambda_3$ , respectivamente; **Figura 26**). Así, en realidad cuando se mapea la susceptibilidad magnética se mapea también la deformación (Borradaile y Jackson, 2010). El eje  $K_1$  representa la lineación, mientras que el  $K_3$  el polo del plano de foliación, y entre ellos constituyen la fábrica magnética (Borradaile y Jackson, 2010).

Además de este parámetro  $K_m$ , existen dos parámetros para caracterizar las fábricas:  $P_j$  y  $T$ . El parámetro  $P_j$  (Jelinek, 1981) describe la intensidad de la deformación, e indica el grado de anisotropía de la fábrica. Está definido por  $P_j = 2^{1/2} \{[\ln(K_1/K_m)]^2 + [\ln(K_2/K_m)]^2 + [\ln(K_3/K_m)]^2\}^{1/2}$ . El parámetro  $T$  (Jelinek, 1981) describe la forma del elipsoide, la cual puede variar entre oblada (forma de panqueque) y prolada (forma de lápiz). El parámetro  $T$  donde  $T = (\ln F - \ln L) / (\ln F + \ln L)$  (Jelinek, 1981) es una forma de describir a este elipsoide, donde  $L$  es la lineación magnética ( $K_1/K_3$ ) y  $F$  es la foliación magnética ( $K_2/K_3$ ). El elipsoide magnético es oblado para  $0 \leq T \leq 1$  y prolado para  $-1 \leq T \leq 0$ . En general, elipsoides con  $T$  entre  $-0.5$  y  $0.5$  se suelen describir como triaxiales.

Como los parámetros escalares  $K_m$ ,  $P_j$  y  $T$  están ligados a la mineralogía de los cuerpos plutónicos, suelen hacerse mapas de distribución de estos parámetros, los cuales nos pueden dar indicios de zonaciones composicionales dentro del mismo cuerpo, que no pueden distinguirse a simple vista (por ej. Zaffarana *et al.*, 2017).



**Figura 26:** Relación entre la petrofábrica y la magnetofábrica. Tomada de Borradaile y Jackson (2010).

### 6.2.1. Estudios complementarios de magnetismo de rocas

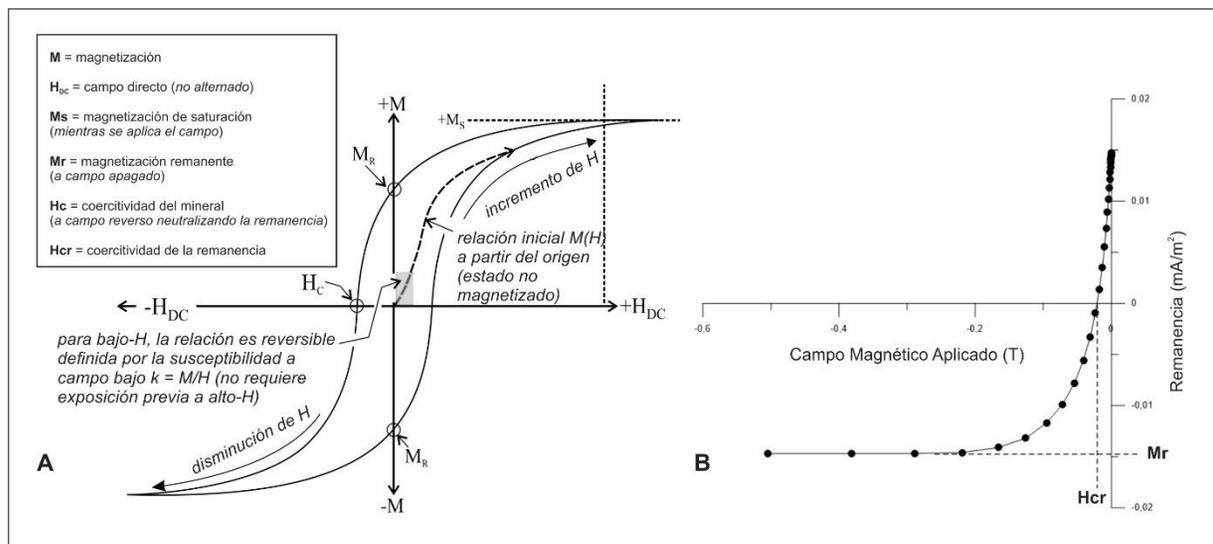
La magnetita, un mineral importante para los estudios de fábrica magnética, no suele presentarse de la misma forma en todas las rocas. La magnetita puede ser de dominio simple cuando los granos son pequeños (*single-domain* o SD), de dominio múltiple cuando los granos son de mayor tamaño (*multi-domain* o MD), y de dominio pseudo-simple cuando la magnetita tiene un tamaño intermedio entre dominio simple y dominio múltiple (*pseudo-single domain* o PSD). La importancia de determinar el tamaño de grano de la magnetita radica en que la magnetita SD puede generar fábricas magnéticas inversas, es decir, fábricas en las que los ejes de susceptibilidad  $K_1$  y  $K_3$  estén invertidos (Rochette, 1988).

Para conocer el tamaño de grano de la magnetita y determinar, además, qué minerales controlan la fábrica magnética de las rocas es necesario realizar estudios complementarios de

mineralogía magnética. Estos estudios son los ciclos de histéresis y el campo magnético reverso o *backfield*. Los ciclos de histéresis corresponden a mediciones del momento magnético  $M$  en función del campo magnético aplicado. Según la forma de la curva de histéresis obtenida, se distingue cualitativamente qué minerales son los que más aportan a la susceptibilidad de la roca, ya sean diamagnéticos, paramagnéticos o ferromagnéticos.

Además, de los ciclos de histéresis se pueden obtener distintos parámetros magnéticos como la magnetización de saturación ( $M_s$ ), que es el valor de momento magnético para el cual la muestra ya no puede magnetizarse más (se dice que se llega a la saturación magnética, lo cual se expresa en el gráfico a través de una curva asintótica, y el valor de la asíntota es la  $M_s$ , la magnetización remanente ( $M_r$ ), que es la magnetización espontánea de la muestra al desaparecer el campo (a campo cero) y la coercitividad ( $H_c$ ) que es la resistencia que opone un material ferromagnético a desmagnetizarse luego de haber sido llevado a la saturación (**Figura 27-A**).

Las curvas de campo magnético reverso o "*backfield*", se construyen llevando la muestra hasta la saturación y aplicándole pulsos de campo magnético de sentido opuesto, hasta que la magnetización llegue a cero. De este diagrama es importante obtener el parámetro  $H_{cr}$ , que determina la coercitividad de la remanencia (**Figura 27-B**).



**Figura 27:** Obtención de parámetros de los diagramas de histéresis y campo magnético reverso. A - Diagrama de histéresis mostrando los principales parámetros obtenidos. Tomado y modificado de Borradaile y Jackson (2010). B – Diagrama de campo magnético reverso mostrando principales parámetros obtenidos.

Los parámetros obtenidos anteriormente de las curvas de histéresis ( $M_s$ ,  $M_r$  y  $H_c$ ) y campo magnético reverso ( $H_{cr}$ ) se utilizan para la construcción del Diagrama de Day *et al.* (1977), el cual suele utilizarse para determinar el tamaño de grano de la magnetita. Dicho diagrama está delimitado en campos según el tamaño de los granos de magnetita en las muestras (SD, PSD

y MD descriptos anteriormente). Cabe aclarar que este diagrama puede utilizarse únicamente en el caso de que se determine que la susceptibilidad magnética de un material está dominada por magnetita.

Si los granos de magnetita resultan ser de tipo dominio simple, se puede recurrir a otro método para saber si la fábrica magnética está invertida o no. Para esto, se utiliza el método de anisotropía de la remanencia magnética anhisterética (AARM). Los elipsoides de remanencia magnética anhisterética son similares a los de ASM, pero, a diferencia de los elipsoides de ASM, los elipsoides de AARM expresan solamente la remanencia de los minerales ferromagnéticos, por lo que aíslan la respuesta de los minerales ferromagnéticos de la del resto de los minerales para y diamagnéticos (Jackson, 1991; Raposo *et al.*, 2012). Entonces, se compara la orientación de los elipsoides de ASM con los de AARM, y si ambas fábricas coinciden, se puede decir que la fábrica magnética debido a la magnetita no está invertida (por ej. Raposo *et al.* 2012 y Somoza *et al.*, 2015).

### 6.3. Estudio de ASM en la Granodiorita Varvarco

#### 6.3.1. Planificación del trabajo de campo y extracción de especímenes

En primera instancia, se obtuvieron imágenes satelitales, imágenes ASTER, modelos de elevación digital (DEM), mapas topográficos y compilación de bibliografía sobre el área. Las imágenes satelitales ASTER son de acceso libre y se obtuvieron desde la página del USGS (<https://earthexplorer.usgs.gov/>) y fueron procesadas mediante el programa ENVI 5.0. La compilación de la cartografía anteriormente descrita fue procesada para la confección de un mapa mediante la combinación del software Global Mapper 17 y ArcGIS 10.5. Todos los datos de las mediciones posteriores como susceptibilidad magnética, foliación y lineación magnética también se volcaron en la base de datos geográfica para la confección de mapas de fábrica magnética.

También se utilizó ese procedimiento para ver si resaltaban rocas con características afines en la zona (afloramientos no mapeados), o sea para intentar refinar el mapeo de la zona mediante la utilización de estas imágenes.

Los trabajos de campo tuvieron lugar en marzo de 2017. Se tomaron puntos GPS, se recolectaron muestras de mano, se extrajeron testigos paleomagnéticos mediante perforadora portátil (**Figura 28-A**) y se las retiró orientadas mediante un orientador magnético (**Figura 28-B**). Se registró todo el trabajo realizado mediante notas y fotografías. La ubicación de los sitios de muestreo se presenta en la Tabla 3.

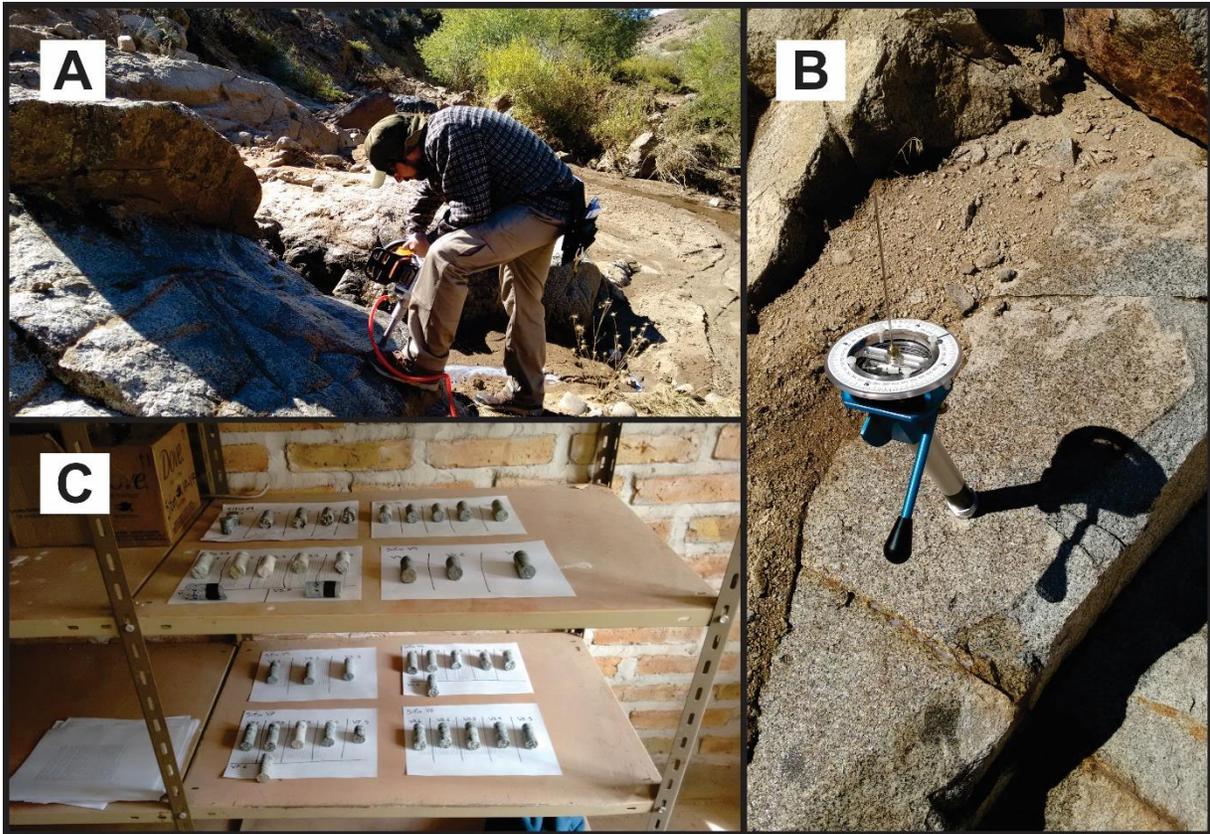
Se realizaron estudios ASM en 17 sitios, de los cuales 14 comprenden a la Granodiorita Varvarco, a sus facies asociadas y a su roca de caja (Formación Guaracó Norte), y 3 sitios pertenecen a la Tonalita Butalón. En cada uno de los sitios se tomaron como mínimo 5 cilindros orientados, mediante el uso de una perforadora portátil adaptada para tal fin. En total fueron recolectados 95 cilindros orientados sobre 5 litologías distintas (**Tabla 3**).

GPS	Sitio	Litología
Lat: 36°48'36.1" S; Long: 70°40'14.6" O	V1	Granodiorita Varvarco
Lat: 36°48'36.3" S; Long: 70°40'09.5" O	V2	Granodiorita Varvarco
Lat: 36°48'36.4" S; Long: 70°40'04.3" O	V3	Granodiorita Varvarco
Lat: 36°48'35.8" S; Long: 70°40'05.4" O	V4	Dique sinplutónico en Varvarco
Lat: 36°48'36.8" S; Long: 70°40'02.3" O	V5	Granito Radales
Lat: 36°48'23.8" S; Long: 70°40'03.2" O	V6	Granodiorita Varvarco
Lat: 36°48'15.7" S; Long: 70°39'55.0" O	V7	Granodiorita Varvarco
Lat: 36°48'58.7" S; Long: 70°40'20.2" O	V8	Granodiorita Varvarco
Lat: 36°48'47.8" S; Long: 70°40'15.1" O	V9	Granodiorita Varvarco
Lat: 36°50'42.1" S; Long: 70°40'14.0" O	V10	Granito Radales
Lat: 36°50'42.1" S; Long: 70°40'14.0" O	V11	Granito Radales
Lat: 36°50'46.3" S; Long: 70°39'45.3" O	V12	Granito Radales
Lat: 36°50'48.5" S; Long: 70°39'54.5" O	V13	Guaracó Norte
Lat: 36°57'46.0" S; Long: 70°41'12.0" O	V14	Tonalita Butalón
Lat: 36°58'16.3" S; Long: 70°40'57.7" O	V15	Tonalita Butalón
Lat: 36°59'03.2" S; Long: 70°41'24.9" O	V16	Tonalita Butalón
Lat: 36°49'11.1" S; Long: 70°40'26.1" O	V17	Granodiorita Varvarco

**Tabla 3:** Ubicación, sitios y litología muestreada durante la campaña.

### 6.3.2. Preparación y medición de especímenes

La preparación de la colección de cilindros se realizó en el Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (IIPG) de General Roca, Provincia de Río Negro (**Figura 28-C**). Los cilindros fueron rebanados a un largo de 2,2 cm. La medición de ASM se realizó en el Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA) utilizando un susceptibilímetro Kappabridge MFK-1B bajo una frecuencia de 200 Hz. El equipo aplica un campo magnético de baja frecuencia que produce una magnetización inducida, y el vector campo aplicado (H) y el vector magnetización inducida (Mi) son paralelos. Los elipsoides de susceptibilidad magnética se calcularon para un mínimo de cinco especímenes por sitio utilizando técnicas de promedio de matrices (Jelínek, 1978) mediante el programa Anisoft 4.2 (Chadima y Jelinek, 2009). En cada caso, la representación de los elipsoides de susceptibilidad magnética corresponde a proyecciones equiareales en el hemisferio inferior. Los estudios de magnetismo de rocas fueron realizados en el Ludwig-Maximilians, Department of Earth and Environmental Sciences de la Universidad de Munich en Alemania con un equipo llamado "sushi-bar" (<https://www.geophysik.uni-muenchen.de/research/magnetism/facilities>).



**Figura 28:** Equipo de campo utilizado en la campaña. A) Perforación de la Granodiorita Varvarco mostrando la perforadora utilizada. B) Medición de un cilindro perteneciente a la Tonalita Butalón mediante orientador magnético. C) Preparación de la colección de cilindros para ser rebanados en el IIPG.

A continuación, se presentan los datos vectoriales (**Tabla 4**) y escalares (**Tabla 5**) de ASM relevados por este estudio. Los resultados completos de las mediciones de cada espécimen puede verse en el ítem 11.0 de este trabajo, ya que la misma constituye un anexo o material suplementario.

Sitio	Litología	N	K1d	K1i	C1a	C1b	K2d	K2i	C2a	C2b	K3d	K3i	C3a	C3b
V1	Granodiorita Varvarco	5	143,2	74,5	8,3	3,5	337,7	15,1	9,9	2,9	246,7	3,7	6,6	4,1
V2	Granodiorita Varvarco	5	137,2	47,8	23,9	19,5	5,2	31,2	32,4	20,5	258,6	25,3	32,7	15,9
V3	Granodiorita Varvarco	7	323,2	3,5	20,8	9,9	53,8	8,6	21,0	8,5	211,2	80,7	10,9	7,9
V4	Dique Sinplutónico	5	119,7	38,3	12,0	3,8	329,5	47,7	13,5	3,6	222,1	15,2	10,2	5,6
V5	Granito Radales	5	152,7	50,6	20,2	7,1	318,2	38,5	20,7	10,2	53,9	7,2	12,0	8,3
V6	Granodiorita Varvarco	6	68,7	59,2	18,6	6,7	338,0	0,4	33,5	8,4	247,7	30,8	31,9	6,2
V7	Granodiorita Varvarco	6	63,7	61,2	11,0	4,9	306,1	14,3	49,5	10,4	209,4	24,4	49,5	5,1
V8	Granodiorita Varvarco	5	124,9	53,5	21,6	10,3	28,3	4,9	21,6	16,4	294,7	36,1	18,9	3,3
V9	Granodiorita Varvarco	7	135,9	53,3	30,0	13,0	353,4	30,6	34,1	14,7	252,1	18,3	25,6	9,4
V10	Granito Radales	5	120,0	33,5	30,4	12,1	261,7	49,9	46,0	12,7	16,5	19,4	43,6	8,0

V11	Granito Radales	5	19,3	40,2	3,0	1,0	154,7	40,1	16,5	2,7	267,0	24,2	16,5	1,4
V12	Granito Radales	5	135,5	30,2	22,1	4,1	4,2	48,7	21,8	6,4	241,5	25,4	11,3	3,2
V13	Guaracó Norte	5	92,4	63,6	55,2	6,2	331,2	14,5	55,4	10,6	235,3	21,6	15,1	6,0
V14	Tonalita Butalón	5	305,5	64,7	6,7	2,8	105,6	24,0	9,0	5,0	199,0	7,6	9,2	4,8
V15	Tonalita Butalón	5	191,5	14,9	46,7	7,2	64,3	66,2	46,7	15,2	286,5	18,1	15,4	7,1
V16	Tonalita Butalón	5	129,5	65,0	11,5	2,2	269,2	19,6	15,0	9,2	4,6	14,9	13,5	2,3
V17	Granodiorita Varvarco	6	119,1	50,6	40,1	4,9	219,8	8,7	39,5	11,9	316,6	38,1	12,9	10,1

**Tabla 4:** Parámetros vectoriales de los sitios estudiados. Los subfijos d e i en los ejes K1, K2 y K3 corresponden a la declinación e inclinación de cada eje respectivamente. Los valores Ca y Cb corresponden a los ejes de la elipse de confianza.

Sitio	Litología	N	Kaver	K1	K2	K3	Lmean	Fmean	Pmean	Pjmean	Tmean	Rumbo	Inc
V1	Granodiorita Varvarco	5	5,98E-02	1,087	0,982	0,931	1,107	1,055	1,167	1,170	-0,312	336,7	86,3
V2	Granodiorita Varvarco	5	1,86E-02	1,023	0,997	0,980	1,026	1,017	1,044	1,044	-0,189	348,6	64,7
V3	Granodiorita Varvarco	7	1,15E-02	1,019	0,999	0,982	1,019	1,018	1,037	1,037	-0,051	301,2	9,3
V4	Dique Sinplutónico	5	4,74E-02	1,048	1,005	0,946	1,043	1,063	1,108	1,108	0,185	312,1	74,8
V5	Granito Radales	5	2,37E-03	1,025	1,004	0,971	1,021	1,033	1,055	1,055	0,220	143,9	82,8
V6	Granodiorita Varvarco	6	4,70E-02	1,050	0,986	0,963	1,065	1,024	1,091	1,094	-0,457	337,7	59,2
V7	Granodiorita Varvarco	6	1,23E-02	1,069	0,980	0,951	1,090	1,031	1,124	1,129	-0,478	299,4	65,6
V8	Granodiorita Varvarco	5	4,20E-02	1,049	1,017	0,934	1,031	1,089	1,123	1,128	0,479	384,7	53,9
V9	Granodiorita Varvarco	7	6,49E-02	1,039	1,004	0,957	1,035	1,049	1,086	1,086	0,154	342,1	71,7
V10	Granito Radales	5	9,53E-04	1,016	0,998	0,986	1,018	1,013	1,031	1,031	-0,151	106,5	70,6
V11	Granito Radales	5	3,16E-02	1,066	0,983	0,951	1,084	1,034	1,121	1,125	-0,420	357,0	65,8
V12	Granito Radales	5	2,80E-02	1,015	1,006	0,979	1,009	1,029	1,037	1,039	0,533	331,5	64,6
V13	Guaracó Norte	5	4,40E-04	1,008	1,005	0,987	1,003	1,018	1,021	1,023	0,681	325,3	68,4
V14	Tonalita Butalón	5	3,74E-02	1,037	1,006	0,957	1,031	1,051	1,084	1,084	0,250	289,0	82,4
V15	Tonalita Butalón	5	4,39E-02	1,013	1,005	0,982	1,008	1,024	1,032	1,034	0,522	376,5	71,9
V16	Tonalita Butalón	5	4,94E-02	1,038	1,005	0,957	1,033	1,050	1,084	1,084	0,202	94,6	75,1
V17	Granodiorita Varvarco	6	4,35E-02	1,035	1,014	0,951	1,020	1,067	1,088	1,093	0,524	406,6	51,9

**Tabla 5:** Parámetros escalares de los sitios estudiados. Los parámetros aver son “average” o promedio e indican el promedio aritmético de los parámetros individuales de cada muestra y los parámetros “mean” son el promedio real de las muestras del sitio según la matemática tensorial. El Rumbo es el rumbo de la foliación magnética en el sitio y Inc hace referencia a la inclinación de la foliación en cada sitio. L es la lineación, F es la foliación, Pj es el grado de anisotropía corregido por Jelinek, (1981) y T es el parámetro de forma.

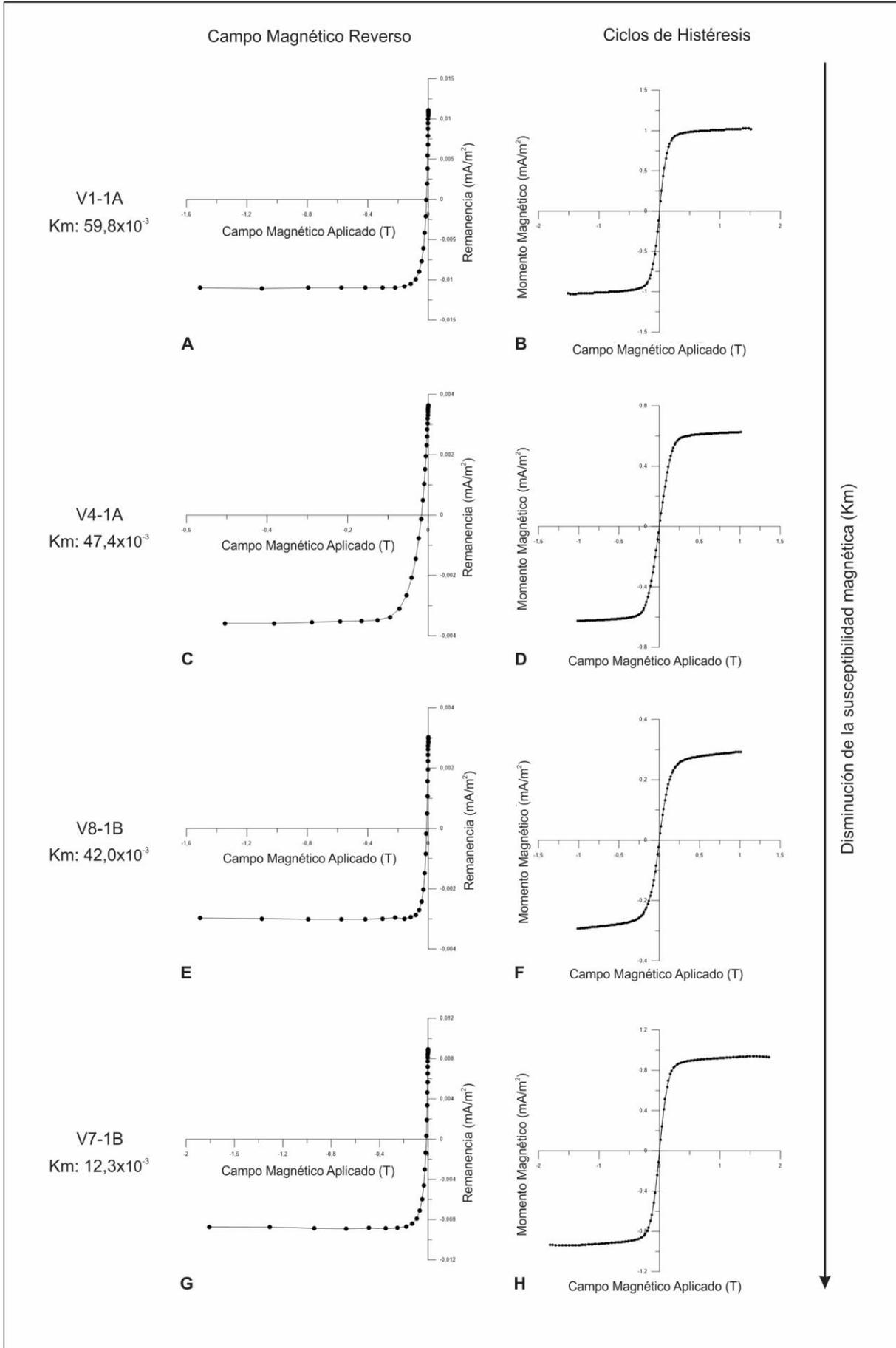
### 6.3.3. Resultados: estudios de magnetismo de rocas

El propósito de esta sección es determinar los minerales que controlan la ASM, esto es importante porque la magnetita dominio simple puede registrar una fábrica magnética inversa, en la cual haya que invertir los ejes K1 y K3 al momento de interpretar la fábrica (**Sección**

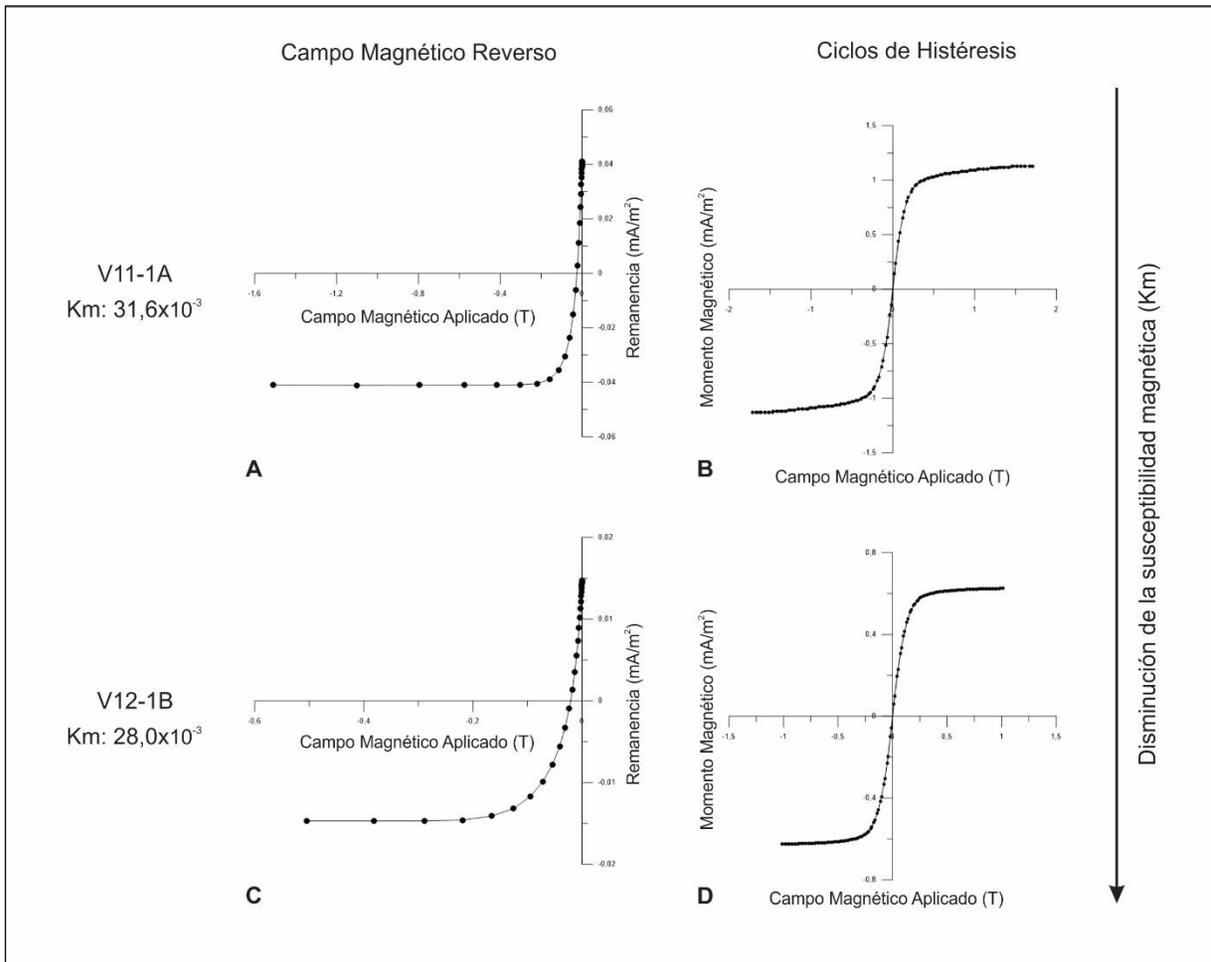
**6.2.1).** Así, se separaron 6 muestras representativas de las litologías analizadas para realizar estudios de campo magnético reverso e histéresis. Los resultados se presentan en las **Figura 29** y **Figura 30** y en la **Tabla 6**. Las muestras V1-1a, V7-1b y V8-1b pertenecen a la Granodiorita Varvarco en los sitios V1, V7 y V8, la V4-1 pertenece a un dique máfico en la Granodiorita Varvarco en el sitio V4 (**Figura 29**). Las muestras V11-1a y V12-1b representan al Granito Radales en los sitios V11 y V12 (**Figura 30**).

Sitios	Jrs	Js	Hrc	Hc	Jrs/Js	Hrc/Hc
V12.1B	5,97E-05	6,26E-04	2,11E-02	1,02E-02	9,53E-02	2,07E+00
V11.1A	4,32E-04	1,20E-03	2,57E-02	1,53E-02	3,61E-01	1,68E+00
V8-1B	-1,50E-04	2,93E-04	1,11E-02	1,02E-02	5,12E-01	1,09E+00
V7-1B	-5,14E-04	9,32E-04	1,39E-02	1,84E-02	5,52E-01	7,54E-01
V4-1	-3,05E-04	6,26E-04	1,68E-02	-2,01E-02	4,87E-01	8,36E-01
V1-1A	1,20E-04	1,03E-03	1,19E-02	-7,09E-01	1,17E-01	1,67E-02

**Tabla 6:** Parámetros obtenidos de los diagramas de histéresis y campo magnético reverso, ilustrados en la **Figura 27**.



**Figura 29:** Diagramas de campo magnético reverso (backfield) y ciclos de histéresis de la Granodiorita Varvarco.



**Figura 30:** Diagramas de campo magnético reverso (backfield) y ciclos de histéresis del Granito Radales.

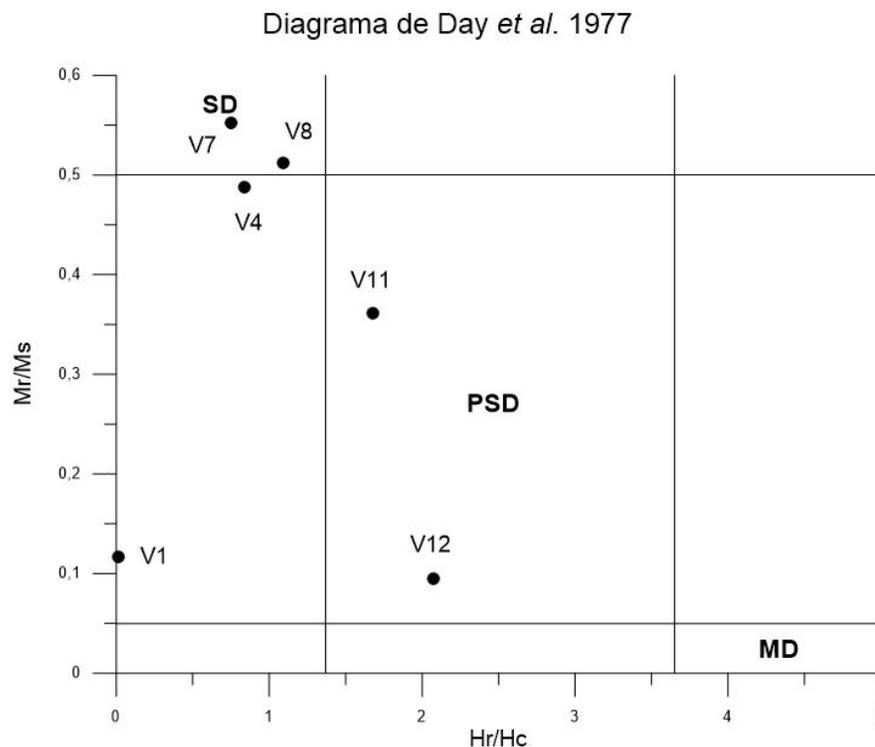
Las curvas de campo magnético reverso de todas las muestras de todas las litologías analizadas sugieren que la remanencia está dominada por magnetita. En otras palabras, esto quiere decir que la magnetita es el principal mineral ferromagnético de todas las muestras. Esto se ve en la tendencia a la saturación (valor de  $M_{rs}$ ) que presentan las curvas de campo magnético reverso (**Figura 29** y **Figura 30**).

Si bien la susceptibilidad magnética de las rocas está dominada por la magnetita, en los ciclos de histéresis, en cambio, se puede ver la respuesta de los minerales ferromagnéticos, paramagnéticos y diamagnéticos. Sin embargo, en los ciclos de histéresis queda claro también que la anisotropía de susceptibilidad de todas las rocas analizadas está dominada por la magnetita. Eso se ve por la forma de “S” que tienen las curvas de histéresis, en las que se alcanza una magnetización de saturación  $M_{rs}$ . Solo en el caso del sitio V8 perteneciente a la

Granodiorita Varvarco (**Figura 29-F**) se puede ver una ligera tendencia hacia la falta de saturación a campos magnéticos altos, lo que indica que los minerales paramagnéticos como la biotita y el anfíbol también pueden tener una mayor influencia o participación en la anisotropía de susceptibilidad magnética de estas rocas. Pero, en general, se ve que la fábrica magnética de todas las litologías analizadas está dominada por magnetita.

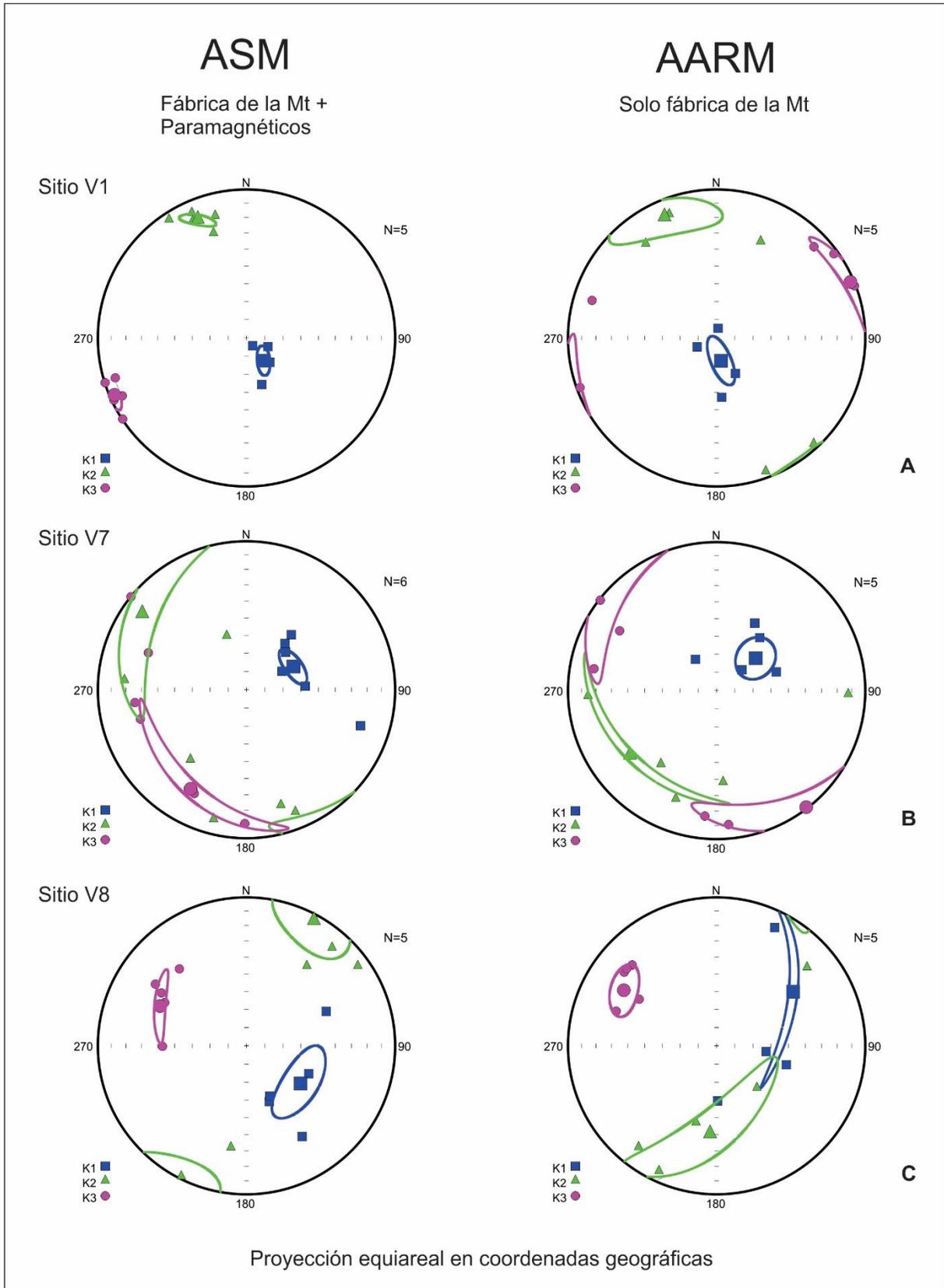
Con los parámetros obtenidos de los estudios anteriores ( $M_s$ ,  $M_r$ ,  $H_s$  y  $H_{cr}$ ) se construyó el Diagrama de Day *et al.* (1977) (**Figura 31**). En este diagrama se puede visualizar el tamaño de grano de la magnetita en función de esos cuatro parámetros determinados en las curvas de campo magnético reverso y de histéresis. Además, cabe destacar que el diagrama de Day *et al.* (1977) puede realizarse porque la magnetita es el principal mineral ferromagnético de las rocas, ya que, si hubiera también hematita, el mismo no podría emplearse.

En el diagrama de Day *et al.* (1977) se observa que la mayoría de las muestras analizadas posee granos de magnetita de dominio pseudosimple (PSD), en los cuales, según Rochette, (1988) y Rochette *et al.*, (1999) la interpretación de la fábrica magnética es directa y simple. En cambio, en las muestras de los sitios V7 y V8, los granos de magnetita son más pequeños o dominio simple (**Figura 31**), es por eso que la interpretación de la fábrica magnética puede ser invertida. La muestra V1 obtuvo un valor raro de  $H_{cr}/H_c$ , porque el valor de  $H_c$  medido fue erróneo, es por eso que dio en un campo raro dentro del diagrama de Day *et al.* (1977). Si analizamos el valor de  $H_c$  en su ciclo de histéresis, debería caer en el campo de SD.



**Figura 31:** Diagrama de Day et al. (1977) con las muestras analizadas. Las muestras V7-1B, V8-1B son de tipo dominio simple, mientras que el resto de las muestras se ubican en dominio pseudo-simple. La muestra V4-1 sería de dominio pseudo-simple, y la muestra V1-1 A da un valor anómalo, pero esperable que caiga dentro del dominio simple.

A los sitios V7, V8 y V1 de la granodiorita Varvarco se les midió entonces la anisotropía de la remanencia anhisterética y se puede ver que la fábrica de AARM (fábrica de la magnetita) coincide con la fábrica o elipsoide de ASM (fábrica de todos los minerales magnéticos de la roca, **Figura 32**). Por eso se determina que no es necesario invertir los ejes K1 y K3 en esos sitios de medición.

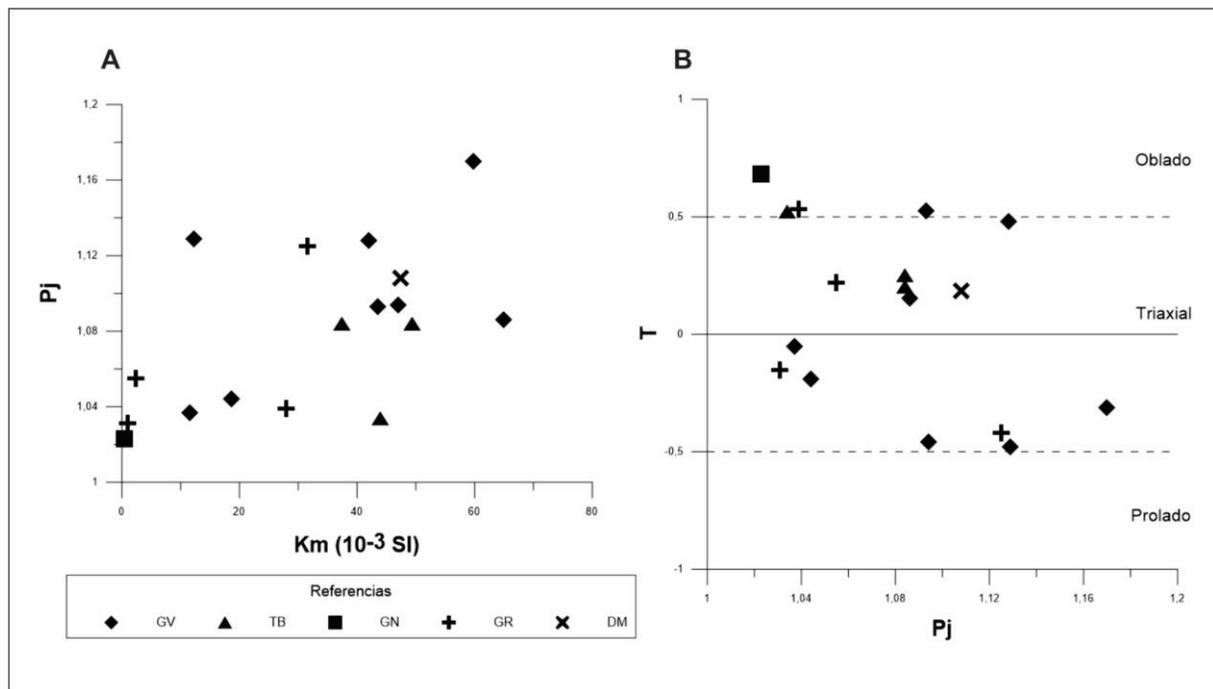


**Figura 32:** Comparación de la fábrica de ASM con la fábrica AARM de los sitios V1, V7 y V8.

### 6.3.4. Resultados: análisis de parámetros escalares y direccionales de ASM

La susceptibilidad magnética promedio (Km) de la Granodiorita Varvarco es de  $38,56 \times 10^{-3}$  SI, por lo tanto, puede clasificarse como ferromagnético. La Km del Granito Radales es de  $15,73 \times 10^{-3}$  SI, mucho menor, de acuerdo con su carácter más ácido. Este valor de susceptibilidad permite clasificarlo como granito paramagnético según la clasificación de Bouchez (2000). La Formación Guaracó Norte tiene una Km de  $0,44 \times 10^{-3}$  SI. La Tonalita Butalón tiene una Km de  $43,57 \times 10^{-3}$  SI, comparable a la de la Granodiorita Varvarco.

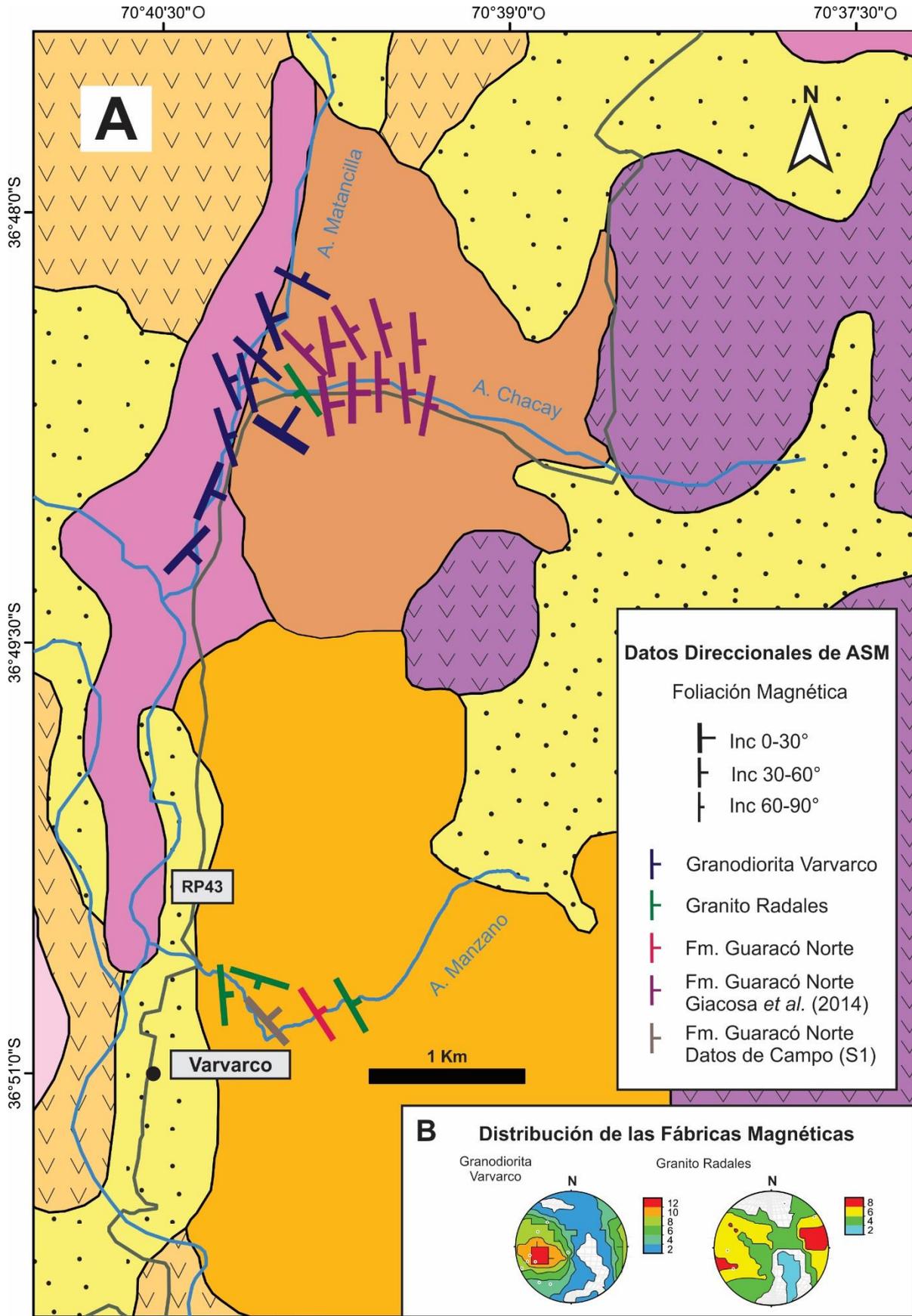
En la Granodiorita Varvarco, la correlación directa y positiva de Km con el parámetro Pj sugiere que el grado de deformación está gobernado por la presencia de magnetita (**Figura 33-A**). El parámetro T, oscila entre -0,5 y 0,5 para la Granodiorita Varvarco, y no se correlaciona con el Km ni con el grado de deformación Pj. Los valores de T sugieren que los elipsoides son predominantemente triaxiales en todas las unidades estudiadas, o sea que se obtienen buenos valores tanto de foliación como de lineación magnética (**Figura 33-B**).

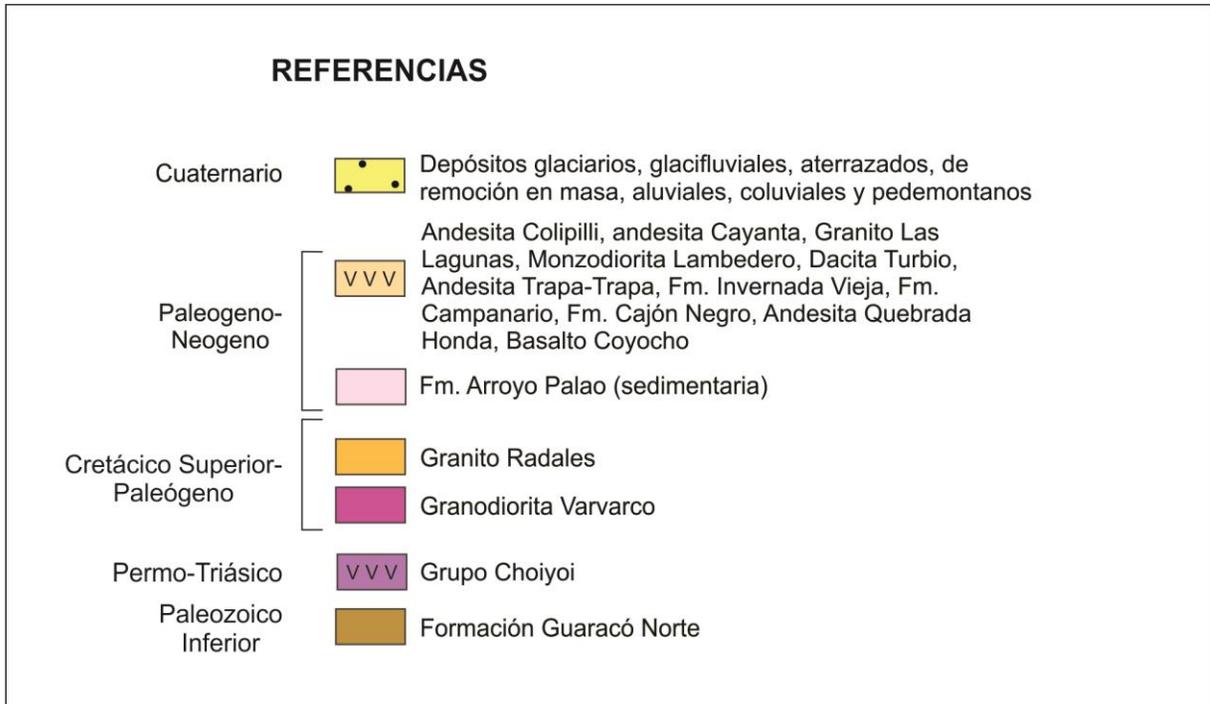


**Figura 33:** Parámetros escalares de ASM de los sitios de muestreo. (A) Pj en función de Km (B) T en función de Pj. Pj = grado de anisotropía corregido (Jelinek, 1981); Km = susceptibilidad media; T = parámetro de forma de las fabricas magmáticas (Jelinek, 1981). Los distintos símbolos hacen referencia a las distintas litologías muestreadas: GV (Granodiorita Varvarco), TB (Tonalita Butalón), GN (Formación Guaracó Norte), GR (Granito Radales) y DM (Dique microgranular máfico).

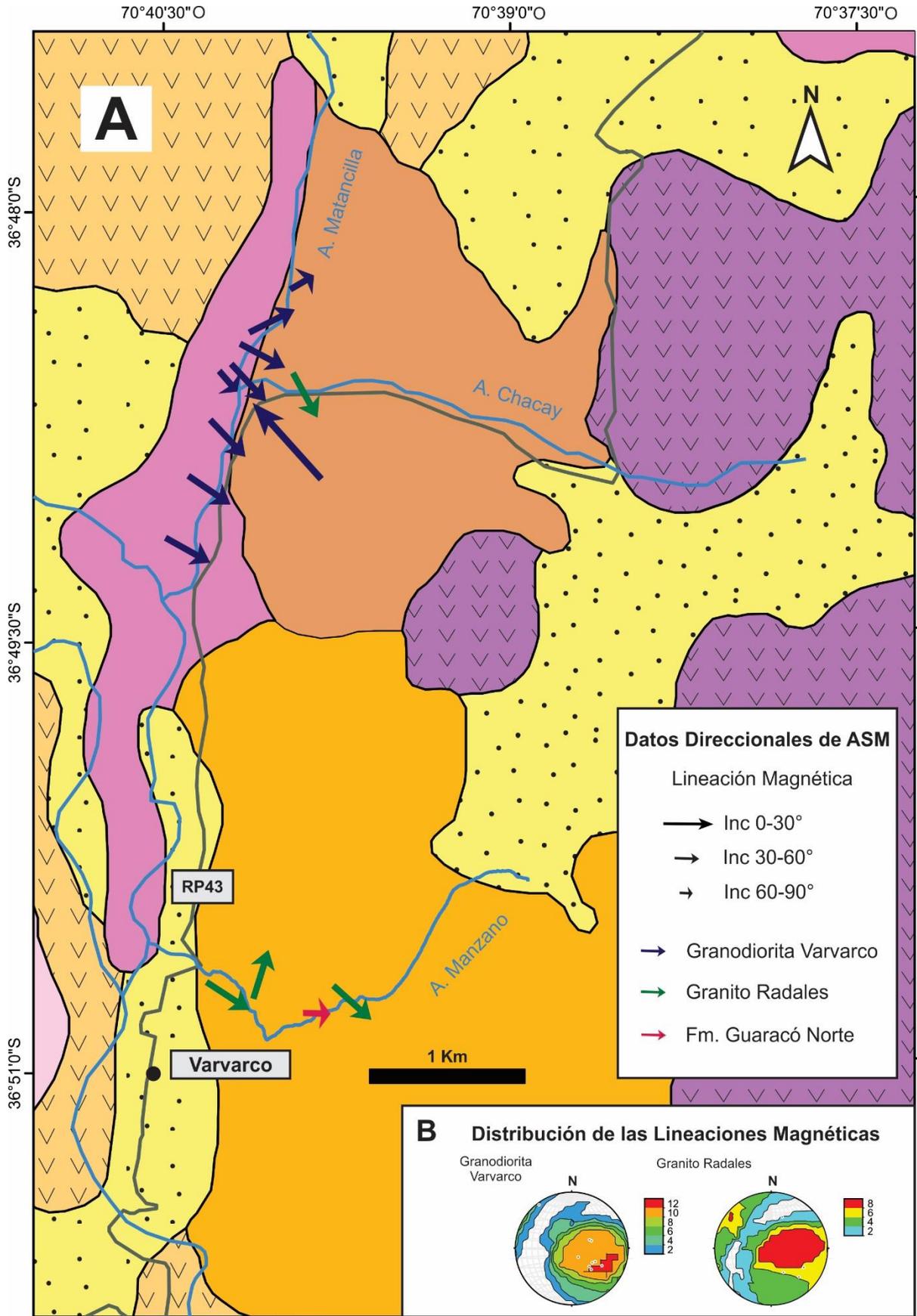
Los parámetros direccionales de la anisotropía de susceptibilidad magnética fueron volcados en el software ArcGIS para la confección de dos mapas, uno de foliación magnética y otro de lineación magnética (**Figura 34** y **Figura 35**). Además, para completar el mapa de la **Figura 34-A**, se representaron también los datos de foliación metamórfica de la Formación Guaracó Norte tomados del trabajo de Giacosa *et al.* (2014).

La foliación magnética de la Granodiorita Varvarco tiene rumbo oscilante entre NNO y NNE, y las inclinaciones son altas a intermedias (**Figura 34-A**). Se observa un cierto grado de paralelismo entre la foliación magnética de la Granodiorita Varvarco y la de la Formación Guaracó Norte, ya que esta última tiene rumbo N-S a NNO e inclinaciones medias a altas (Giacosa *et al.*, 2014). Las lineaciones magnéticas de la Granodiorita Varvarco tienen buzamiento alto a intermedio (**Figura 35-A**). Las foliaciones del Granito Radales oscilan desde NNO a N-S con inclinaciones intermedias. Y Butalón tiene foliación NO-SE con inclinación alta, y lineaciones con inclinaciones intermedias a bajas. Como esta última área está muy alejada de Varvarco, y se trata de solo 3 sitios, se muestran los datos de ASM en la **Figura 36**.

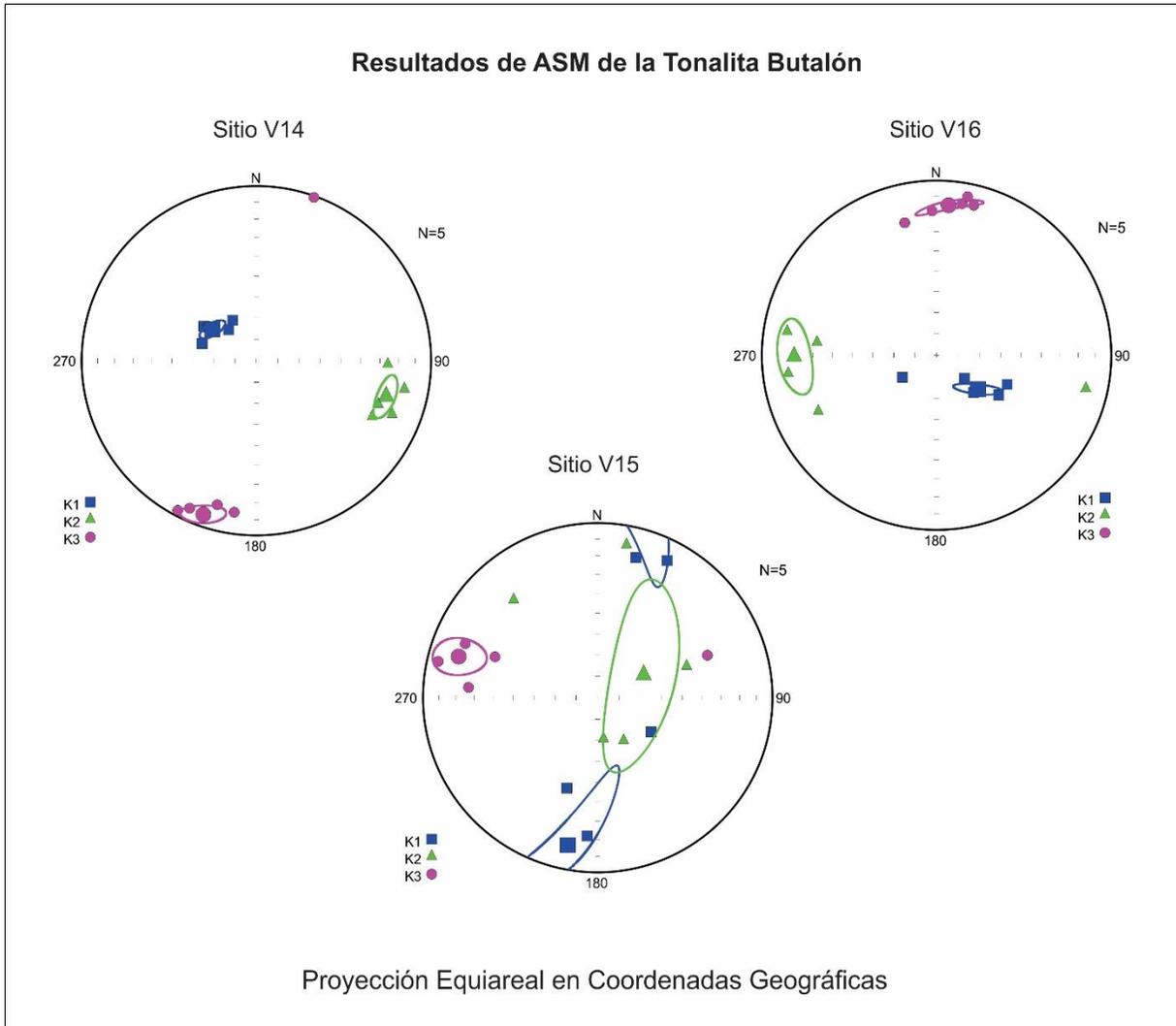




**Figura 34:** A) Mapa de foliaciones magnéticas al que se le superpusieron los datos de foliación de Giacosa *et al.* 2014 tomadas en afloramientos (no corresponden a foliaciones magnéticas). B) Distribución del eje  $K_3$  en el área de estudio, que es el polo del plano de foliación. Aclaración: los afloramientos de la Fm. Guaracó Norte y del Granito Radales no se presentan en el mapa porque son demasiado pequeños como para ser mapeables.



**Figura 35:** A) Mapa de lineaciones magnéticas en el área de estudio. B) Distribución del eje  $K_1$  en el área de estudio, equivalente a la lineación magnética. Las Referencias son las mismas del mapa anterior.



**Figura 36:** Resultados de ASM de la Tonalita Butalón. Al ser pocos sitios de esta litología y estar a mucha distancia de la Granodiorita Varvarco, no se los incluyó en los mapas de foliaciones y lineaciones magnéticas, por lo que se los muestra de esta forma.

#### 6.4. Discusión

El Grupo Andacollo del Carbonífero temprano a tardío es parte del ciclo orogénico Gondwánico (Giacosa *et al.* 2014). Su acumulación tuvo lugar mediante el relleno de estructuras extensionales de tipo hemigraben (Giacosa *et al.* 2014). Durante el Pérmico Temprano (fase San Rafael del ciclo orogénico Gondwánico) se produjo el cambio hacia un régimen contraccional, debido a una subducción subhorizontal (García-Sansegundo *et al.* 2014), pero que no habría tenido lugar a la latitud de la Cordillera del Viento, sino más al norte (Giacosa *et*

*al.* 2014). El final de la orogenia San Rafael estaría marcado, en la Cordillera del Viento, por la intrusión del Granito Huingancó, de tipo post-orogénico, a los 287-282 Ma (Ramos *et al.*, 2011) De esta manera, la deformación Gondwánica tendría una edad pérmica temprana en la Cordillera del Viento. Durante esta orogenia se produjeron pliegues de rumbo NO, así como corrimientos asociados con vergencia hacia el SO, así como estructura retro-vergentes (Giacosa *et al.* 2014).

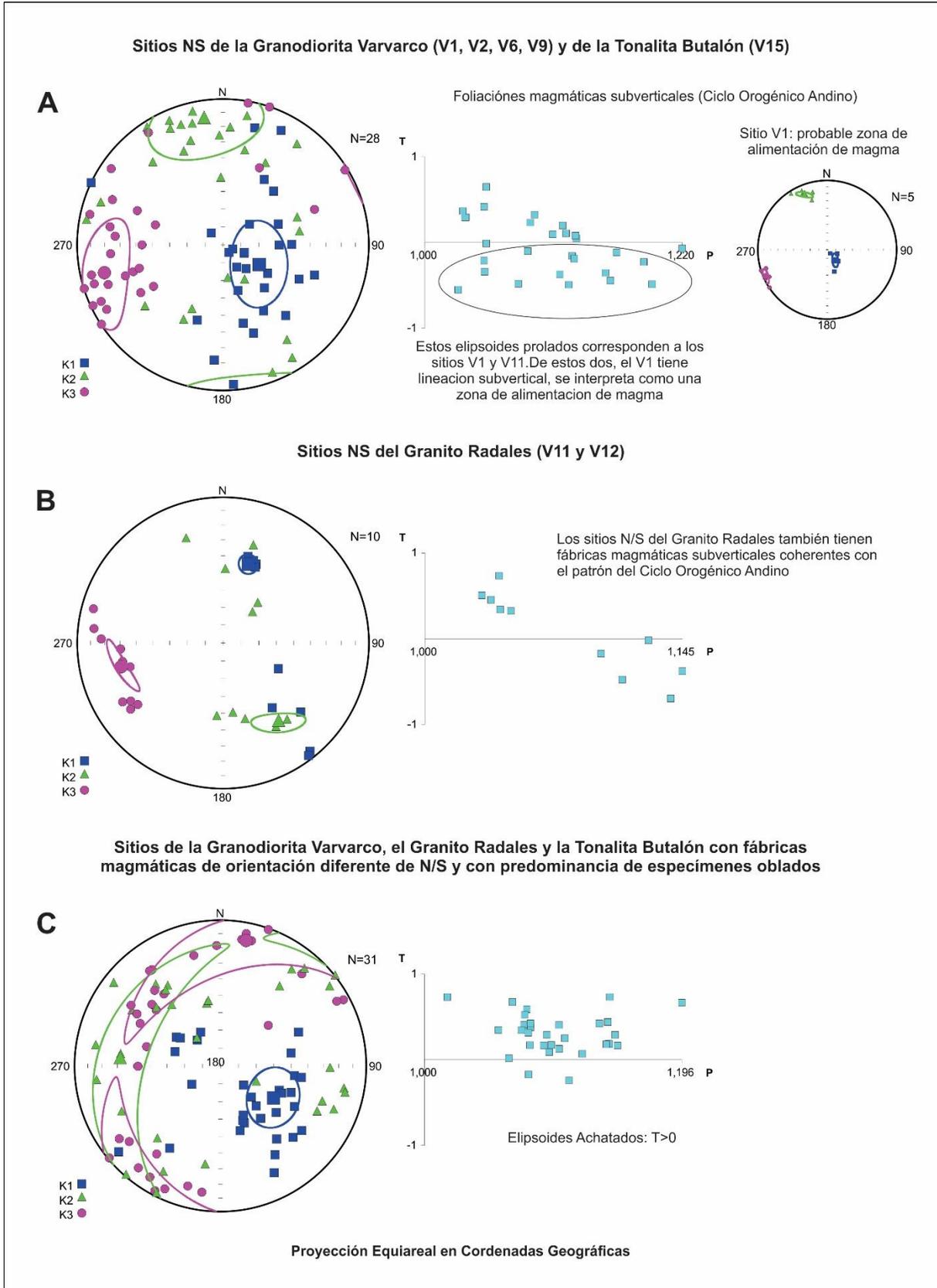
Con posterioridad al ciclo orogénico Gondwánico, durante la etapa de rifting del Triásico Tardío, las estructuras de rumbo O-NO y NO de significado regional están segmentadas por estructuras menores de rumbo NE que limitan depocentros y altos estructurales del sistema de rift, el cual está representado por el ciclo Precuyano de la Cuenca Neuquina (Sagripanti *et al.* 2014).

Después de la orogenia San Rafael, se instaló una nueva zona de subducción en el margen, que es la zona de subducción actual, y ahí comienza el ciclo Orogénico Andino (Giacosa *et al.* 2014). Durante el ciclo orogénico Andino se produjo el levantamiento de la Cordillera del Viento como parte del sector interno de la faja plegada y corrida de Chos Malal, la cual tiene vergencia hacia el este (Giacosa *et al.* 2014). Además, durante el Cretácico Tardío-Paleógeno el eje del arco magmático andino migra hacia el antepaís, ubicándose en la Cordillera del Viento debido a la somerización de la losa subductada (Spagnuolo *et al.* 2012; Giacosa *et al.* 2014). El ciclo orogénico Andino reactiva estructuras previas de rumbo O-NO a NO a la manera de zonas de transferencia (Sagripanti *et al.* 2014) o como zonas transcurrentes (Giacosa *et al.* 2014). Las estructuras de origen andino en la Cordillera del Viento tienen un rumbo predominante N-S, e inclinación alta (Sagripanti *et al.*, 2014). Estas estructuras contraccionales no respetan la arquitectura del rift triásico, ya que cortan depocentros (marcados por anomalías magnéticas) y pueden exhumar geometrías sinextensionales (Sagripanti *et al.* 2014).

El análisis de las fábricas magnéticas de la Granodiorita Varvarco y de la Tonalita Butalón muestra que predominan las fábricas magmáticas N-S de inclinación alta (**Figura 35-A y B**), que son más típicas del ciclo orogénico Andino (Sagripanti *et al.* 2014). En la Figura 37-A se muestran los sitios que tienen esas foliaciones N-S. Allí se ve que estos sitios tienen tanto especímenes oblados como especímenes prolados. Cuando se mira con más detenimiento a los especímenes prolados, se puede ver que éstos pertenecen sobre todo a los sitios V1 y V11. De estos dos, el sitio V1 tiene, además, una lineación subvertical, que, como la fábrica de este sitio es magmática, se puede interpretar como una dirección de flujo de magma. Entonces, se considera que en este sitio podría encontrarse una zona de alimentación del magma (flujo vertical de magma, véase por ej. Vigneresse y Bouchez 1997).

Además, se plotearon aparte las fabricas N-S del Granito Radales (**Figura 37-B**). Allí se puede observar que también tienen fábricas magmáticas subverticales coherentes con el patrón del Ciclo Orogénico Andino y con las de su roca encajonante.

Por último, en la **Figura 37-C** se hizo un nuevo filtrado de las fábricas de los granitos estudiados. Se representaron los sitios de la Granodiorita Varvarco, el Granito Radales y la Tonalita Butalón con fábricas magmáticas de orientación diferente de N-S y con predominancia de especímenes oblados. Se hizo este filtrado para determinar si las foliaciones resultantes eran subverticales o no, para tratar de buscar evidencias de transpresión. La transpresión se define con elipsoides de deformación achatados ( $T > 0$ ) y subverticales (Fossen *et al.* 1994, de Saint Blanquat *et al.* 1998). Como resultado, se observan foliaciones magmáticas subverticales de rumbo promedio ESE-ONO. La orientación de estas fábricas es coherente con las estructuras que controlaban el sistema de rift Triásico (Sagripanti *et al.* 2014) y el plegamiento asociado a la compresión Gondwánica en la región de la Cordillera del Viento (Giacosa *et al.* 2014). Es posible, entonces, que el magma cretácico haya sido canalizado por estas estructuras que se reactivaron de forma transpresiva en el Ciclo Orogénico Andino. Los resultados de este trabajo están de acuerdo con las observaciones de Giacosa *et al.* (2014) y de Sagripanti *et al.* (2014).



**Figura 37:** Análisis de las fábricas magnéticas de los sitios estudiados. A) Sitios de la Granodiorita Varvarco y la Tonalita Butalón con orientaciones N/S. B) Sitios del Granito radales con orientaciones N/S. C) Sitios correspondientes a la Granodiorita Varvarco, la Tonalita Butalón y el Granito Radales que poseen orientaciones distintas de N/S y cuyos elipsoides son prolados ( $T > 0$ ).

Cabe destacar que si bien las fábricas en la Granodiorita Varvarco, la Tonalita Butalón y el Granito Radales parecen estar controladas por las estructuras andinas, el carácter un poco oscilante de las fábricas, así como sus microestructuras puramente magmáticas, demuestran que las mismas estuvieron influenciadas también por la dinámica de la cámara magmática.

## 7.0 CONCLUSIONES GENERALES

En este Trabajo Final de Licenciatura se realizó un mapa geológico de la región de Varvarco y Butalón, en el núcleo de la Cordillera del Viento en la Cordillera Principal neuquina. Para ello, se compiló toda la información previa disponible y se trabajó con imágenes satelitales tomadas de Google y de tipo ASTER.

Se visitaron los afloramientos y se tomaron muestras para petrografía y cilindros orientados para ASM. Se preparó la colección de especímenes y se los midió en la Universidad de Buenos Aires. Se interpretaron las mediciones y se estudió la colección de cortes petrográficos asociados a esos especímenes. Se separaron circones de una muestra de la Granodiorita Varvarco y se los estudió mediante el microscopio electrónico y se realizaron imágenes de catodoluminiscencia. Se dataron los circones estudiados mediante el método U-Pb SHRIMP, obteniéndose una edad de cristalización de  $67,8 \pm 0.8$  Ma. Esta edad coincide bastante bien con las edades de enfriamiento determinadas previamente mediante los métodos K/Ar en roca total y  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  en biotita. Se calculó tentativamente una velocidad de enfriamiento de  $\sim 122$  °C/Ma.

El análisis petrográfico demuestra que la Granodiorita Varvarco y la Tonalita Butalón presentan fábricas magmáticas y evidencias de mezcla de magmas ("*magma mingling*"). Este tipo de proceso está en concordancia con su carácter calcoalcalino, cordillerano y de tipo "I". Otras evidencias que lo asocian a este origen son sus óxidos de hierro dominados por magnetita (Ishihara, 1977), lo que indica que los magmas tenían una alta fugacidad de oxígeno. El Granito Radales, intrusivo en la Granodiorita Varvarco, también presenta fábrica magmática y características de *mingling* menos marcadas. Es un granito con texturas gráficas y granofíricas y que se enfrió en condiciones subvolcánicas.

La ASM de los plutones estudiados está controlada por magnetita y en menor medida por los minerales paramagnéticos (biotita y anfíbol). El grado de anisotropía está determinado por la cantidad de magnetita y no por el grado de deformación que presentan las rocas. La orientación predominante de las fábricas magnéticas, que se interpretan como fábricas magmáticas, de acuerdo con la textura predominante de las rocas, es subvertical y de rumbo N-S. Las lineaciones tienen inclinaciones variables. Este tipo de fábricas magnéticas de origen

magmático es coherente con las estructuras N-S que se suelen describir como neofomadas por el Ciclo Orogénico Andino. Además, se vio que numerosos sitios presentan fábricas magnéticas de origen magmático de tipo subvertical y de rumbo ESE-ONO. Ese tipo de fábricas presenta elipsoides de ASM de forma achatada. Se interpreta que el magma, en esos sitios, habría rellenado estructuras más antiguas (probablemente formadas durante el rift triásico o durante la compresión gondwánica) mediante un régimen de deformación transpresiva.

## 8.0 AGRADECIMIENTOS

Fueron muchas las personas que estuvieron durante la realización de este Trabajo Final de Licenciatura. Quiero agradecer a mi Directora Claudia Zaffarana y a mi Codirector Darío Orts por el apoyo brindado durante la elaboración de este Trabajo Final de Licenciatura. También a todo el equipo de trabajo que aportó sus conocimientos en distintas disciplinas del mismo: La Dra Samanta Serra Varela del Instituto de investigación en Paleobiología y Geología CONICET-UNRN (IIPG), por instruirme en la separación y preparación de los circones para geocronología. Al Dr Pablo González, por la información del área proporcionada para la planificación de la campaña.

A Víctor Ruiz González y Carla Puigdomenech de la Universidad de Buenos Aires, quienes hicieron las mediciones de ASM en el Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGeBA). A Gloria Gallastegui, del Instituto Geológico Minero de España, quien gestionó la datación U-Pb de la Granodiorita Varvarco.

A los Jurados, el Dr Santiago González y el Dr Gerson Greco (también pertenecientes al IIPG), cuyos aportes en la corrección de este trabajo sirvieron para mejorarlo enormemente.

Al Consejo Interuniversitario Nacional (CIN), por otorgarme por dos años consecutivos la Beca CIN para desarrollarme en la investigación de este trabajo. A los proyectos PI de la UNRN 40A-466, 40A-547 y 40A-631 con los que se solventó este trabajo. A la Universidad Nacional de Río Negro, que me permitió estudiar esta carrera en mi localidad.

A mi amigo y compañero Enzo Martínez, por acompañarme durante el trabajo de campo. A todos los compañeros que estuve y conocí durante estos 5 años. A la enorme cantidad de gente que pude conocer gracias a los viajes y actividades con otras universidades como la UBA, Unpsjb, UNComa, UNC, UNLaR y UNSJ.

Y por último a mi familia, que gracias a su apoyo incondicional pude estudiar y recibirme de la Licenciatura en Geología.

## 9.0 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Barazangi, M. y Isacks, B. L. 1979. Subduction of the Nazca plate beneath Peru : evidence from spatial distribution of earthquakes. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 57, 537–555.
- Barbarin, B. 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith , California: nature , origin , and relations with the hosts. *Lithos*, 80, 155–177. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.05.010>
- Bateman, R. 1995. The interplay between crystallization, replenishment and hybridization in large felsic magma chambers. *Earth-Science Reviews*, 39, 91–106.
- Belousova, E. A., Griffin, W. L. y O'Reilly, S. Y. 2006. Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for oetrogenetic modelling: Examples from Eastern Australian granitoids. *Journal of Petrology*, 47(2), 329–353. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi077>
- Black, L. P., Kamo, S. L., Allen, C. M., Aleinikoff, J. N., Davis, D. W., Korsch, R. J. y Foudoulis, C. 2003. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology. *Chemical Geology*, 200, 155–170. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(03\)00165-7](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(03)00165-7)
- Borradaile, G. J. y Jackson, M. 2010. Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM). *Journal of Structural Geology*, 32(10), 1519–1551. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.09.006>
- Bouchez, J. C. 1997. Granite is Never Isotropic : An Introduction to AMS Studies of Granitic Rocks. In J. L. Bouchez, D. H. W. Hutton y W. E. Sthepens (Eds.), *Granite: from Segregation of Melt to Emplacement Fabrics* (pp. 95–112). Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. <https://doi.org/10.1007/978-94-017-1717-5>
- Bouchez, J. L. 2000. Anisotropie de susceptibilite magnetique et fabrique des granites. *Comptes Rendus de l'Academie de Sciences - Serie Ila: Sciences de La Terre et Des Planetes*, 330(1), 1–14. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)00120-8](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)00120-8)
- Casé, A. M., López-Escobar, L., Danieli, J. C. y A, S. (2008). Butalón igneous rocks, Neuquén, Argentina: Age, stratigraphic relationships and geochemical features. *Journal of South American Earth Sciences*, 26, 188–203. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.11.001>
- Castro, A., Moreno-Ventas, I. y De la Rosa, J. D. 1991. Multistage crystallization of tonalitic enclaves in granitoid rocks (Hercynian belt, Spain): implications for magma mixing. *Geol. Rundsch.*, 80, 109–120.
- Castro, A., Moreno-Ventas, I., Fernández, C., Vujovich, G., Gallastegui, G., Heredia, N., ... Liu, D. Y. 2011. Journal of South American Earth Sciences Petrology and SHRIMP U e Pb zircon geochronology of Cordilleran granitoids of the Bariloche area , Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4), 508–530. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.03.011>
- Chadima, M. y Jelinek, V. 2009. Anisoft 4.2: anisotropy data browser for windows. *Agico*.

- Chappell, B. W. y White, A. J. R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48, 489–499.
- Cherniak, D. J. y Watson, E. B. 2001. Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*, 172(1–2), 5–24. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00233-3](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00233-3)
- Day, R., Fuller, M. y Schmidt, V. A. 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 13(4), 260–267.
- de Saint Blanquat, M. y Tikoff, B. 1997. Development of Magmatic to Solid-State Fabrics during Syntectonic Emplacement of the Mono Creek Granite, Sierra Nevada Batholith. *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*, 8, 231–252. <https://doi.org/10.1113/jphysiol.2009.172601>
- de Saint Blanquat, M., Tikoff, B., Teyssier, C. y Vigneresse, J. L. 1998. Transpressional kinematics and magmatic arcs, in Holdsworth, R.E., Strachan, R.A. and Dewey, J.F., eds., Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. *Geological Society of London Special Publication 135*, 327.340.
- Dellapé, D. A., Pando, G. A., Uliana, M. A. y Musacchio, E. A. 1978. Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la ruta 40 (provincia del Neuquén, Argentina) con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. *Actas 7º Congreso Geológico Argentino*, 2, 489–507.
- Digregorio, J. H. 1972. Neuquén. In *Leanza, A.F. (ed.) Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias* (pp. 435–505). Córdoba.
- Fossen, H., Tikoff, B. y Teyssier, C. 1994. Strain modeling of transpressional and transtensional deformation. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 74, 134–145.
- Franchini, M., Schalamuk, I. B. A., Meinert, L. y López-Escobar, L. 2003. Magmatic characteristics of the Paleocene Cerro Nevazón region and other Late Cretaceous to Early Tertiary calc-alkaline subvolcanic to plutonic units in the Neuquén Andes, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(5), 399–421. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00103-2](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00103-2)
- Giacosa, R., Allard, J., Foix, N. y Heredia, N. 2014. Stratigraphy, structure and geodynamic evolution of the Paleozoic rocks in the Cordillera del Viento (37°S latitude), Andes of Neuquén, Argentina). *Journal of Iberian Geology*, 40(2), 331–348.
- Gleizes, G., Leblanc, D., Santana, V., Olivier, P. y Bouchez, J. L. 1998. Sigmoidal structures featuring dextral shear during emplacement of the Hercynian granite complex of Causerets-Panticosa (Pyrenees). *Journal of Structural Geology*, 20(9–10), 1229–1245. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00060-1](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00060-1)
- Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. *Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín 58*, 109.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°.1. Hoja Chos Malal. *Revista de La Sociedad Geológica Argentina*, 1(3), 177–208.

- Hamet, J. y Allègre, C. J. 1976. Hercynian orogeny in the Montagne Noire (France): Application of Rb87-Sr87 systematics. *Bulletin of the Geological Society of America*, 87(10), 1429–1442. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1976\)87<1429:HOITMN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1976)87<1429:HOITMN>2.0.CO;2)
- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, C. M., Pankhurst, R. J. y Godoy, E. 2013. Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons. *Gondwana Research*, 23, 1122–1135. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.06.016>
- Hervé, F., Pankhurst, R. J., Fanning, C. M., Calderón, M. y Yaxley, G. M. 2007. The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos*, 97, 373–394. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.01.007>
- Hibbard, M. J. 1991. Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. In: Didier, J., Barbarin, B. (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology*, 431–444.
- Ishihara, S. 1977. The Magnetite-series and Ilmenite-series Granitic Rocks. *Mining Geology*, 27, 293–305.
- Jackson, M. 1991. Anisotropy of magnetic remanence: a brief review of mineralogical sources, physical origins, and geological applications, and comparison with susceptibility anisotropy. *Pure and Applied Geophysics*, 136(1), 1–28. <https://doi.org/10.1007/BF00878885>
- Janousek, V., Bowes, D. R., Braithwaite, C. J. R. y Rogers, G. 2001. Microstructural and mineralogical evidence for limited involvement of magma mixing in the petrogenesis of a Hercynian high-K calc-alkaline intrusion: the Koz\_arovice granodiorite, Central Bohemian Pluton, Czech Republic. *Transactions of the Royal Society Edinburgh Earth Sciences*, 91, 15–26.
- Jelinek, V. 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79(3–4), 63–67. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90110-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90110-4)
- Jelínek, V. y Kropáček, V. 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 22(1), 50–62. <https://doi.org/10.1007/BF01613632>
- Kay, S. M., Burns, W. M. y Copeland, P. 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. *Geological Society of America*, 2407(02), 19–60. [https://doi.org/10.1130/2006.2407\(02\)](https://doi.org/10.1130/2006.2407(02)).
- Kay, S. M., Ramos, V. A., Mpodozis, C. y Srouga, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to Middle Proterozoic in North America? *Geology*, 17, 324–328.
- Klein, C. y Hurlbut, C. S. 1996. *Manual de mineralogía* (Reverté).
- Lee, J. K. W., Williams, I. S. y Ellis, D. J. 1997. Pb, U and Th diffusion in natural zircon. *Nature*, 390, 159–161.

- Llambías, E. J. y Aragón, E. 2011. Volcanismo Paleógeno. In *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén* (pp. 265–274).
- Llambías, E. J., Leanza, H. A. y Carbone, O. 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico temprano en la Cordillera del Viento (37°05'S - 37°15'S): nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la cuenca Neuquina. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*, 62(2), 217–235.
- Llambías, E. J. y Rapela, C. 1989. Las volcánitas de Colipilli, Neuquén, y su relación con otras unidades paleógenas de la Cordillera. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*, 44(1–4), 224–236.
- Llambías, E., Kleiman, L. E. y Salvarredi, J. A. 1993. El magmatismo gondwánico. En V. Ramos (Ed.): Geología y recursos naturales de Mendoza. *Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1(6), 53–64.
- Lozano, V., Yañez, M. J. y Morales, A. 2014. *Principios y práctica de la microscopía electrónica. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)*.
- McDougall, I. y Harrison, T. M. 1999. *Geochronology and Thermochronology by the <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Method*. (O. U. Press, Ed.). New York.
- Naipauer, M., Vujovich, G. I., Cingolani, C. A. y McClelland, W. C. 2010. Detrital zircon analysis from the Neoproterozoic-Cambrian sedimentary cover (Cuyania terrane), Sierra de Pie de Palo, Argentina: Evidence of a rift and passive margin system? *Journal of South American Earth Sciences*, 29(2), 306–326. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.10.001>
- Nédélec, A. y Bouchez, J. L. 2011. *Granites: petrology, structure, geological setting, and metallogeny*. OUP Oxford.
- Nédélec, A., Paquette, J.-L., Bouchez, J.-L., Olivier, P. y Ralison, B. 1994. Stratoid granites of Madagascar: structure and position in the Panafri- can orogeny. *Geodinamica Acta*, 7, 48–56.
- Pankhurst, R. J., Weaver, S. D., Hervé, F. y Larrondo, P. 1999. Mesozoic – Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysén , southern Chile, 156, 673–694.
- Parada, M. A., Lahsen, A. y Palacios, C. 2001. Ages and geochemistry of Mesozoic-Eocene back-arc volcanic rocks in the Aysén region of the Patagonian Andes, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 28(1), 25–46.
- Paterson, S. R., Fowler, T. K., Schmidt, K. L., Yoshinobu, A. S., Yuan, E. S. y Miller, R. B. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, 44(1-2), 53–82.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H. y Tobisch, O. T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11(3), 349–363. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90074-6](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90074-6)
- Pesce, A. H. 1981. Estratigrafía de las nacientes del río Neuquén y Nahuever, Provincia del Neuquén. *Actas 8° Congreso Geológico Argentino*, 3, 439–455.
- Pinotti, L. P., Deramo, F. J., Demartis, M., Coniglio, J. E. y Tubía Martínez, J. M. 2010.

Estructuras Magmáticas en Granitos, 67(4), 562–572.

Pupin, J. P. 1980. Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73(3), 207–220. <https://doi.org/10.1007/BF00381441>

Qingtao, Z., Jianren, M., Qing, H., Zhao, X. y Haimin, Y. 2008. Chronology and cooling history of the Tianmenshan pluton in South Jiangxi Province and their geological significance. *Chinese Journal of Geochemistry*, 27, 276–284.

Ramos, V. A., Mosquera, A., Folguera, A. y García Morabito, E. 2011. Evolución tectónica de los Andes y del engolfamiento neuquino adyacente. In: H.A. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J.C. Danielli and J.M. Vallés (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Relatorio 18º Congreso Geológico Argentino, Neuquén*, 335–344.

Ramos, V., Mosquera, A., Folguera, A. y García Morabito, E. 2011. Evolución tectónica de los Andes y del engolfamiento neuquino adyacente. *Relatorio Del 18º Congreso Geológico Argentino, Neuquén*, 335–348.

Rapela, C. ., y Llambías, E. J. 1985. La secuencia andesítica terciaria de Andacollo, Neuquén, Argentina. *Actas 4º Congreso Geológico Chileno*, 3(4), 458–488.

Raposo, M. I. B., Pressi, L. F. y de Assis Janasi, V. 2012. Magnetic fabrics and their relationship with the emplacement of the Piracaia pluton, SE Brazil. *International Journal of Earth Sciences*, 101(3), 773–786. <https://doi.org/10.1007/s00531-011-0696-5>

Rochette, P. 1988. Inverse magnetic fabric in carbonate-bearing rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 90, 229–237.

Rochette, P., Aubourg, C. y Perrin, M. 1999. Is this magnetic fabric normal? A review and case studies in volcanic formations. *Tectonophysics*, 307(1–2), 219–234. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00127-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00127-4)

Rolando, A. P., Hartmann, L. A., Santos, J. O. S., Fernandez, R. R., Etcheverry, R. O., Schalamuk, I. A. y McNaughton, N. J. 2002. SHRIMP zircon U ± Pb evidence for extended Mesozoic magmatism in the Patagonian Batholith and assimilation of Archean crustal components. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 267–283.

Rovere, E. I., Caselli, A., Tourn, S., Leanza, H. A., Hugo, A., Folguera, A., ... Danielli, J. C. 2004. *Hoja Geológica 3772- IV, Andacollo, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino (Vol. 298)*. Buenos Aires.

Sagripani, L., Folguera, A., Giménez, M., Vera, E. A. R., Fabiano, J. J. y Molnar, N. 2014. Geometry of Middle to Late Triassic extensional deformation pattern in the Cordillera del Viento (Southern Central Andes): A combined field and geophysical study. *Journal of Iberian Geology*, 40(2), 349–366.

Somoza, R., Tomlinson, A. J., Zaffarana, C. B., Singer, S. E., Puigdomenech Negre, C. G., Raposo, M. I. B. y Dilles, J. H. 2015. Tectonic rotations and internal structure of Eocene plutons in Chuquicamata, northern Chile. *Tectonophysics*, 654, 113–130. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.05.005>

- Spagnuolo, M. G., Folguera, A., Litvak, V., Rojas Vera, E. A. y Ramos, V. A. 2012. Late Cretaceous arc rocks in the Andean retroarc region at 36.5°S: Evidence supporting a Late Cretaceous slab shallowing. *Journal of South American Earth Sciences*, 38, 44–56. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.05.002>
- Stipanovic, P. N. 1965. El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo Divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*, 20(4), 403–478.
- Suarez, M. y De la Cruz, R. 1997. Volcanismo pliniano del Lías durante los inicios de la cuenca de Neuquén, Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. *7º Congreso Geológico Chileno, Actas 1*, 266–270.
- Suárez, M., De La Cruz, R., Fanning, M. y Etchart, H. 2008. Carboniferous, Permian and Toarcian Magmatism in Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina: first U/Pb shrimp dates and tectonic implications. *17º Congreso Geológico Argentino, Actas, 2*, 906–907.
- Turienzo, M., Sanchez, N., Lebinson, F. y Dimieri, L. 2018. The Structure of the Southern Central Andes (Chos Malal Fold and Thrust Belt). In Folguera, A., Contreras-Reyes, E., Heredia, N., Encinas, A., Iannelli, S., Oliveros, V., Dávila, F., Collo, G., Giambiagi, L., Maksymowicz, A., Iglesia Llanos, M. P., Turienzo, M., Naipauer, M., Orts, D., Litvak, V., Alvarez, O., Arriagada, C. Olguera, , 411–441.
- Vernon, R. H. 1990. Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural evidence. *Journal of Geophysical Research*, 95, 17849–17859.
- Vernon, R. H. 1991. Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves. In: Didier, J., Barbarin, B. (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology, Developments in Petrology*. Elsevier, 277–291.
- Vernon, R. H., Forster, I. E. M. A. y Gerald, J. D. 2011. Granites Really Are Magmatic : Using Microstructural Evidence to Refute Some Obstinate Hypotheses Granites Really Are Magmatic : Using Microstructural Evidence to Refute Some Obstinate Hypotheses. *Journal of the Virtual Explorer*, 35, 1–36.
- Yuan, H. L., Gao, S., Dai, M. N., Zong, C. L., Günther, D., Fontaine, G. H., ... Diwu, C. R. 2008. Simultaneous determinations of U-Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS. *Chemical Geology*, 247(1–2), 100–118. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.10.003>
- Zaffarana, C. B., Somoza, R. y López de Luchi, M. 2014. Journal of South American Earth Sciences The Late Triassic Central Patagonian Batholith: Magma hybridization , 40Ar/39Ar ages and thermobarometry. *Journal of South American Earth Sciences*, 55, 94–112. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.06.006>
- Zaffarana, C. B., Somoza, R., Orts, D. L., Mercader, R., Boltshauser, B., González, V. R. y Puigdomenech, C. 2017. Internal structure of the Late Triassic Central Patagonian batholith at Gastre , southern Argentina : Implications for pluton emplacement and the “ Gastre fault system .” *Geosphere*, 13(6), 95–112. <https://doi.org/10.1130/GES01493.1>
- Zanettini, C. M. 2001. *Hoja Geológica 3772-II, Las Ovejas. provincia de Neuquén. Instituto de*

*Geología y Recursos Minerales SEGEMAR* (Vol. 263). Buenos Aires.

Zappettini, E., Méndez, V. y Zanettini, J. C. 1987. Metasedimentitas mesopaleozoicas en el noroeste de la Provincia del Neuquén. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*, 42(1-2), 20-207.

Zöllner, W. y Amos, A. J. 1973. Descripción geológica de la Hoja 32b Chos Malal, Provincia del Neuquén. Boletín del Servicio Geológico Minero Nacional, Buenos Aires, vol. 143, p. 109. *Boletín Del Servicio Geológico Minero Nacional*, 143, 109.

## **10.0 ANEXO I: DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE LAS MUESTRAS ANALIZADAS**

### **10.1. Granodiorita Varvarco**

#### *Muestra VAR1*

Compuesta por plagioclasa (62%), cuarzo (29%), máficos (7%) y feldespato potásico (2%). Posee una textura granosa media. La plagioclasa posee zonalidad compleja y núcleos alterados a arcillas. Los minerales máficos (anfíbol y biotita) se agrupan en *clots* y el feldespato potásico se encuentra en menor medida intersticial entre los demás componentes.

#### *Muestra VAR2*

Compuesta por plagioclasa (52%), cuarzo (30%), máficos (17%) y feldespato potásico (2%). Posee una textura granosa media. La plagioclasa aparece frecuentemente como fenocristales ehedrales bien definidos y zonados. Los minerales máficos corresponden a anfíbol poiquilítico y biotita, que comúnmente se agrupan en *clots*.

#### *Muestra VAR3*

Compuesta por plagioclasa (60%), cuarzo (29%), máficos (7%) y feldespato potásico (2%). Posee una textura granosa media. La textura es magmática con presencia de *clots* máficos. Los cristales de plagioclasa poseen una zonalidad compleja. El cuarzo posee extinción ondulosa en la que predominan los bordes rectos. La biotita es anhedral y los anfíboles poiquilíticos. La ortosa tiende a ser de anhedral a poiquilítica, englobando cristales de plagioclasa y hornblenda (oicocristales).

#### *Muestra VAR4b*

Compuesta por plagioclasa (58%), cuarzo (34%), máficos (6%) y feldespato potásico (2%). Posee una textura granosa media. Los cristales de plagioclasa se encuentran alterados. Los cristales de cuarzo son de menor tamaño y presentan puntos triples. Los minerales máficos corresponden a anfíbol y biotita agrupados en *clots*, además de minerales opacos que

corresponden a titanomagnetita. El feldespato potásico es anhedral y se presenta de manera intersticial.

#### *Muestra VAR5*

Compuesta por plagioclasa (52%), cuarzo (34%), máficos (12%) y feldespato potásico (2%). Posee una textura granosa media. Cristales poiquilíticos de anfíbol. Intercrecimiento de biotita y anfíbol. Los cristales de plagioclasa se encuentran alterados. Los cristales de cuarzo son de menor tamaño y presentan puntos triples. Los minerales máficos corresponden a anfíbol y biotita agrupados en *clots*. El feldespato potásico es anhedral y se presenta de manera intersticial.

#### *Muestra VAR6*

Compuesta por plagioclasa (49%), cuarzo (34%), máficos (12%) y feldespato potásico (5%). Posee una textura granosa media. El anfíbol es el mineral máfico principal y se encuentra formando *clots*. Tiene una textura similar a la muestra VAR5.

#### *Muestra VAR7*

Compuesta por plagioclasa (52%), cuarzo (30%), máficos (16%) y feldespato potásico (2%). Posee una textura granosa media. Los cristales de plagioclasa se encuentran zonados y junto con el anfíbol forman *clots*. También hay cantidades menores de titanomagnetita, biotita y apatito.

#### *Muestra FF1*

Posee una textura granosa media a fina. Compuesta por plagioclasa (56%), cuarzo (26%), máficos (16%) y feldespato potásico (2%). El cuarzo se encuentra en forma de subgranos con contactos poligonales. La clorita se presenta de manera fibrosa y radial.

#### *Muestra GV*

Compuesta por plagioclasa (53%), cuarzo (26%), máficos (19%) y feldespato potásico (2%). La textura es granosa media. El anfíbol es poiquilítico y junto con la biotita se agrupan formando *clots*.

#### *Muestra D2*

Compuesta por plagioclasa (53%), cuarzo (26%), máficos (19%) y feldespato potásico (2%). De textura porfírica. El cual el cuarzo se encuentra redondeado y oscelar, rodeado de un reborde de minerales máficos. Los anfíboles se presentan en forma acicular y en cristales poiquilíticos. También presentan una zonación composicional.

## 10.2. Tonalita Butalón

### *Muestra BU1*

Compuesta por plagioclasa (59%), cuarzo (25%), máficos (14%) y feldespato potásico (2%). Tiene una textura granosa media a fina. Los minerales máficos son anfíbol y biotita y se agrupan en *clots* de manera similar a Varvarco.

### *Muestra BU2*

Compuesta por plagioclasa (60%), cuarzo (24%), máficos (14%) y feldespato potásico (2%). El cuarzo presenta bordes indentados. Los minerales máficos son anfíbol y biotita y se agrupan en *clots* de manera similar a Varvarco.

### *Muestra BU4*

Compuesta por plagioclasa (69%), cuarzo (22%), máficos (6%) feldespato potásico (2%) y apatito (1%). Los cristales de plagioclasa son grandes, pudiéndose tratar de xenocristales. El apatito es grueso.

## 10.3. Granito Radales

### *Muestra GN1*

Compuesta por cuarzo (47%), feldespato potásico (39%), plagioclasa (10%) y máficos (4%). Posee una textura granofírica, con cuarzo de bordes indentados. El feldespato se encuentra maclado y de forma acicular. El mineral máfico corresponde a anfíbol y se encuentra formando *clots* junto con minerales opacos.

### *Muestra GN4*

Compuesta por cuarzo (45%), feldespato potásico (15%), plagioclasa (30%). La textura es granofírica.

### *Muestra GR2*

Compuesta por cuarzo (50%), feldespato potásico (40%), plagioclasa (10%). Posee una textura marcadamente gráfica.

### *Muestra GR4*

Compuesta por cuarzo (44%), feldespato potásico (38%), plagioclasa (12%) y máficos (6%). La textura gráfica. El anfíbol se encuentra intercrecido con inclusiones de minerales opacos.

#### **10.4. Formación Guaracó Norte**

*Muestra GN6*

Presenta textura porfírica con fenocristales de feldespato potásico inmersos en una pasta microgranosa. El feldespato muestra inclusiones de minerales opacos.

#### **10.5. Grupo Choiyoi y Andesita Cayanta**

*Muestras CH1y CH2*

Volcanita acida (pófido riolítico) con fenocristales de cuarzo engolfado y de feldespato potásico inmersos en una pasta de textura microgranosa.

*Muestras SA1, SA2 y SA4 (Andesita Cayanta)*

Roca volcánica con textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y minerales máficos muy alterados a óxidos de hierro. Pasta de textura microgranosa. Intensa alteración propilítica (cloritas, minerales opacos y carbonatos).

## 11.0 ANEXO II: PARÁMETROS DE ASM DE CADA ESPECIMEN

Name	Unidad	Km	L	F	P	Pj	T	K1dec	K1inc	K2dec	K2inc	K3dec	K3inc	K11	K22	K33	K12	K23	K13
V1-1A	Granodiorita Varvarco	58339.32	1.0880	1.0690	1.1640	1.1640	-0.1150	112.0000	77.4000	336.4000	9.1000	245.0000	8.7000	0.9816	0.9442	1.0742	-0.0256	0.0260	-0.0029
V1-2A		60066.60	1.1020	1.0470	1.1540	1.1580	-0.3540	141.9000	84.6000	326.8000	5.4000	236.8000	0.5000	0.9687	0.9507	1.0806	-0.0208	0.0061	-0.0072
V1-3A		59022.45	1.1110	1.0680	1.1870	1.1890	-0.2270	148.3000	75.4000	335.3000	14.5000	244.9000	1.7000	0.9783	0.9349	1.0868	-0.0274	0.0157	-0.0219
V1-4A		59712.21	1.1120	1.0420	1.1580	1.1640	-0.4450	161.9000	63.0000	342.5000	27.0000	252.4000	0.2000	0.9934	0.9432	1.0635	-0.0179	0.0139	-0.0420
V1-5		61707.75	1.1410	1.0470	1.1940	1.2020	-0.4860	136.2000	71.5000	345.6000	16.3000	253.1000	8.6000	0.9725	0.9369	1.0906	-0.0186	0.0346	-0.0278
V2-1A	Granodiorita Varvarco	24438.75	1.0480	1.0580	1.1090	1.1090	0.0950	148.5000	45.8000	13.1000	34.7000	265.4000	23.7000	1.0191	0.9627	1.0181	-0.0141	0.0329	-0.0189
V2-2A		9387.27	1.0140	1.0360	1.0500	1.0520	0.4170	108.3000	34.3000	358.1000	26.9000	239.1000	43.7000	1.0029	1.0023	0.9948	-0.0109	0.0212	0.0067
V2-3A		9192.38	1.0300	1.0200	1.0500	1.0510	-0.2120	113.9000	84.2000	279.9000	5.7000	10.0000	1.4000	0.9778	0.9960	1.0262	-0.0034	0.0027	-0.0017
V2-4B		37782.84	1.0340	1.0550	1.0900	1.0910	0.2330	165.5000	43.7000	27.9000	37.7000	279.1000	22.6000	1.0215	0.9640	1.0145	0.0026	0.0225	-0.0193
V2-5B		12423.43	1.0340	1.0170	1.0510	1.0520	-0.3410	295.3000	0.0000	205.3000	48.8000	25.3000	41.2000	0.9928	1.0201	0.9871	-0.0166	-0.0034	-0.0072
V3-1B	Granodiorita Varvarco	434.45	1.0160	1.0130	1.0290	1.0290	-0.1210	359.9000	3.3000	92.1000	34.6000	265.1000	55.2000	1.0147	0.9948	0.9905	-0.0004	0.0058	0.0014
V3-2B		6373.76	1.0050	1.0330	1.0390	1.0420	0.7370	29.5000	2.6000	120.0000	10.9000	286.1000	78.7000	1.0129	1.0093	0.9779	0.0025	0.0061	-0.0015
V3-3		239.44	1.0140	1.0070	1.0210	1.0220	-0.3430	316.5000	7.0000	219.5000	44.7000	53.4000	44.5000	1.0037	1.0019	0.9944	-0.0086	-0.0039	-0.0008
V3-4		5612.33	1.0160	1.0240	1.0410	1.0410	0.1870	307.3000	1.4000	37.3000	1.0000	161.3000	88.3000	1.0084	1.0128	0.9787	-0.0080	-0.0006	0.0009
V3-5A		401.14	1.0100	1.0180	1.0280	1.0290	0.2620	319.5000	36.5000	62.5000	16.9000	172.6000	48.6000	0.9987	1.0051	0.9962	-0.0023	-0.0043	0.0124
V3-6A		58242.73	1.1090	1.0180	1.1290	1.1400	-0.7060	318.1000	0.8000	221.5000	82.9000	48.2000	7.1000	1.0215	1.0083	0.9702	-0.0610	-0.0026	-0.0003
V3-7B		8961.31	1.0270	1.0360	1.0640	1.0640	0.1540	33.1000	11.1000	302.3000	3.8000	193.8000	78.2000	1.0195	1.0104	0.9701	0.0114	0.0044	0.0111
V4-1A	Dique máfico sinplutónico	49794.68	1.0180	1.0580	1.0770	1.0800	0.5230	98.1000	43.3000	326.3000	35.2000	215.9000	26.3000	0.9835	1.0065	1.0100	-0.0224	0.0218	0.0165
V4-2A		53947.89	1.0590	1.0830	1.1470	1.1480	0.1650	118.6000	41.7000	320.7000	46.2000	218.8000	11.2000	0.9684	1.0023	1.0293	-0.0503	0.0351	-0.0026
V4-3B		48315.55	1.0540	1.0630	1.1200	1.1210	0.0680	134.6000	30.8000	347.4000	54.6000	234.2000	15.6000	1.0026	0.9858	1.0116	-0.0460	0.0295	-0.0079
V4-2B		42463.22	1.0490	1.0910	1.1450	1.1470	0.2890	110.7000	47.1000	311.7000	40.9000	212.3000	10.6000	0.9561	1.0084	1.0356	-0.0447	0.0315	0.0041
V4-3A		42254.88	1.0460	1.0320	1.0790	1.0800	-0.1730	128.5000	29.5000	349.2000	53.3000	230.3000	19.8000	0.9973	1.0000	1.0026	-0.0303	0.0229	-0.0059
V5-1B	Granito Radales	4156.11	1.0330	1.0460	1.0800	1.0810	0.1700	157.2000	55.1000	301.6000	29.5000	41.5000	16.8000	0.9901	0.9877	1.0222	-0.0240	-0.0022	-0.0234
V5-2B		602.29	1.0020	1.0150	1.0170	1.0190	0.7310	229.8000	9.6000	115.4000	67.8000	323.3000	19.9000	0.9967	1.0008	1.0025	0.0075	0.0026	-0.0041
V5-3B		1700.45	1.0310	1.0320	1.0640	1.0640	0.0170	153.3000	19.1000	318.3000	70.3000	61.7000	4.7000	1.0153	0.9816	1.0031	-0.0241	0.0021	-0.0098
V5-1A		3760.85	1.0370	1.0520	1.0910	1.0910	0.1670	138.3000	59.9000	321.1000	30.1000	230.4000	1.2000	0.9892	0.9789	1.0319	-0.0291	0.0115	-0.0113
V5-3A		1630.93	1.0110	1.0560	1.0670	1.0720	0.6730	163.2000	51.7000	323.6000	36.7000	60.9000	9.6000	1.0057	0.9748	1.0194	-0.0233	-0.0062	-0.0093
V6-1B	Granodiorita Varvarco	52147.43	1.0580	1.0200	1.0800	1.0830	-0.4810	69.4000	56.7000	231.2000	31.9000	326.4000	8.4000	0.9762	0.9966	1.0272	0.0145	0.0263	0.0070
V6-2B		44272.68	1.0600	1.0660	1.1290	1.1290	0.0470	109.6000	77.4000	288.6000	12.6000	18.6000	0.2000	0.9456	0.9969	1.0575	-0.0196	0.0119	-0.0045
V6-3A		46997.50	1.0520	1.0650	1.1210	1.1210	0.1070	32.3000	46.0000	146.5000	21.6000	253.2000	36.1000	1.0177	0.9735	1.0088	0.0003	0.0419	0.0305
V6-4		45054.20	1.0710	1.0510	1.1260	1.1260	-0.1570	90.2000	58.3000	347.0000	8.0000	252.3000	30.4000	0.9893	0.9795	1.0312	-0.0105	0.0516	0.0063
V6-5A		44106.70	1.0460	1.0690	1.1180	1.1180	0.1990	89.7000	51.1000	340.5000	14.9000	239.8000	35.0000	0.9953	0.9919	1.0128	-0.0188	0.0487	0.0155
V6-6A		49569.16	1.0900	1.0300	1.1230	1.1280	-0.4940	43.3000	48.1000	207.3000	40.8000	304.3000	8.0000	0.9920	0.9795	1.0284	0.0326	0.0334	0.0299

Name	Unidad	Km	L	F	P	Pj	T	K1dec	K1inc	K2dec	K2inc	K3dec	K3inc	K11	K22	K33	K12	K23	K13
V7-1B	Granodiorita Varvarco	20419.67	1.0190	1.0590	1.0800	1.0830	0.4990	39.8000	56.7000	163.4000	20.0000	263.4000	25.4000	1.0152	0.9692	1.0156	-0.0024	0.0275	0.0095
V7-2B		16564.05	1.0730	1.0570	1.1340	1.1340	-0.1200	46.0000	60.1000	158.2000	12.3000	254.5000	26.8000	0.9993	0.9635	1.0372	-0.0019	0.0432	0.0274
V7-3B		2610.35	1.1170	1.1670	1.3030	1.3040	0.1660	62.3000	68.1000	274.5000	18.8000	180.7000	10.8000	0.8734	1.0216	1.1050	0.0050	0.0364	0.0456
V7-4A		17051.17	1.0810	1.0290	1.1130	1.1170	-0.4660	39.1000	50.5000	218.7000	39.5000	308.9000	0.2000	0.9911	0.9787	1.0302	0.0294	0.0249	0.0304
V7-5		15137.61	1.1130	1.0530	1.1720	1.1760	-0.3490	86.5000	57.5000	194.2000	11.0000	290.7000	30.1000	0.9750	0.9791	1.0459	0.0142	0.0703	-0.0045
V7-6A		1837.17	1.0170	1.1770	1.1970	1.2200	0.8110	107.5000	20.7000	339.8000	58.4000	206.7000	22.9000	0.9412	1.0338	1.0250	-0.0581	0.0309	0.0485
V8-1B	Granodiorita Varvarco	51619.91	1.0300	1.1610	1.1960	1.2120	0.6650	148.5000	29.2000	37.1000	33.2000	269.7000	42.9000	1.0549	0.9667	0.9784	-0.0111	0.0787	-0.0111
V8-2A		39114.18	1.0370	1.0990	1.1400	1.1450	0.4390	66.6000	41.2000	188.7000	31.3000	301.9000	33.0000	1.0032	0.9896	1.0072	0.0367	0.0528	-0.0146
V8-3B		37510.47	1.0370	1.0930	1.1330	1.1380	0.4230	114.1000	52.2000	206.5000	1.8000	297.9000	37.8000	1.0069	0.9859	1.0072	0.0171	0.0536	-0.0270
V8-4A		42006.27	1.0420	1.0510	1.0950	1.0950	0.0880	157.8000	56.7000	54.4000	8.7000	318.9000	31.8000	0.9931	0.9888	1.0181	0.0128	0.0216	-0.0343
V8-5A		39634.93	1.0550	1.0800	1.1390	1.1390	0.1790	155.2000	59.5000	41.1000	13.5000	304.1000	26.8000	0.9995	0.9684	1.0322	0.0220	0.0349	-0.0387
V9-1A	Granodiorita Varvarco	42194.24	1.0740	1.0500	1.1280	1.1280	-0.1890	315.2000	80.7000	148.8000	9.0000	58.5000	2.2000	0.9794	0.9580	1.0626	-0.0219	-0.0098	0.0074
V9-2A		48767.74	1.1120	1.0970	1.2200	1.2200	-0.0700	136.1000	56.3000	336.9000	31.9000	240.9000	9.6000	0.9897	0.9437	1.0667	-0.0532	0.0482	-0.0299
V9-3B		40580.49	1.0770	1.0350	1.1150	1.1180	-0.3700	161.0000	36.0000	358.1000	52.7000	257.1000	8.3000	1.0286	0.9600	1.0114	-0.0225	0.0165	-0.0333
V9-4B		173478.70	1.0310	1.0610	1.0940	1.0950	0.3250	175.7000	4.4000	81.1000	45.9000	269.9000	43.8000	1.0397	0.9789	0.9814	-0.0023	0.0292	-0.0023
V9-5B		56917.86	1.0100	1.0220	1.0320	1.0330	0.3660	138.5000	35.4000	36.6000	16.1000	286.4000	50.0000	1.0069	0.9986	0.9945	-0.0010	0.0134	-0.0066
V9-6A		44971.41	1.0570	1.0670	1.1290	1.1290	0.0800	114.3000	42.2000	3.5000	21.3000	254.3000	40.2000	1.0046	0.9939	1.0015	-0.0214	0.0561	-0.0033
V9-7A		47143.44	1.0470	1.0390	1.0880	1.0880	-0.1000	52.3000	71.3000	159.1000	5.6000	250.9000	17.8000	0.9948	0.9697	1.0355	-0.0080	0.0215	0.0123
V10-1A	Granito Radiales	756.56	1.0700	1.0410	1.1130	1.1150	-0.2550	111.9000	38.8000	232.6000	32.5000	348.4000	34.4000	0.9704	1.0250	1.0046	-0.0093	0.0349	-0.0303
V10-2B		1097.14	1.0140	1.0120	1.0260	1.0260	-0.0770	116.4000	31.7000	307.3000	57.8000	209.5000	4.9000	0.9924	1.0045	1.0031	-0.0090	0.0061	-0.0019
V10-3A		1095.02	1.0160	1.0100	1.0260	1.0260	-0.2460	142.1000	53.3000	236.3000	3.1000	328.6000	36.5000	0.9969	0.9983	1.0048	0.0000	0.0071	-0.0100
V10-4A		988.93	1.0470	1.0030	1.0510	1.0570	-0.8590	307.7000	30.5000	204.8000	20.8000	86.0000	51.8000	0.9985	1.0060	0.9955	-0.0168	-0.0178	0.0123
V10-2A		828.38	1.0100	1.0150	1.0260	1.0260	0.2020	153.1000	46.8000	282.0000	30.6000	29.8000	27.3000	0.9965	0.9997	1.0038	-0.0070	-0.0008	-0.0098
V11-1A	Granito Radiales	35280.09	1.0810	1.0280	1.1110	1.1150	-0.4770	22.6000	41.0000	184.8000	47.6000	284.7000	9.0000	1.0192	0.9648	1.0160	0.0225	0.0191	0.0353
V11-2B		39896.88	1.0620	1.0600	1.1260	1.1260	-0.0180	20.3000	39.6000	140.7000	31.4000	255.5000	34.6000	1.0281	0.9667	1.0052	0.0027	0.0361	0.0352
V11-3B		29660.53	1.1160	1.0200	1.1380	1.1500	-0.6960	16.0000	38.2000	172.1000	49.3000	276.4000	12.0000	1.0328	0.9562	1.0110	0.0204	0.0188	0.0521
V11-1B		31201.15	1.0980	1.0430	1.1450	1.1480	-0.3780	17.7000	40.8000	164.1000	44.0000	271.9000	17.5000	1.0314	0.9499	1.0187	0.0171	0.0260	0.0448
V11-2A		22096.87	1.0570	1.0400	1.0990	1.1000	-0.1740	23.0000	43.0000	148.2000	31.7000	259.5000	30.5000	1.0185	0.9711	1.0104	0.0058	0.0274	0.0291
V12-1B	Granito Radiales	38740.85	1.0160	1.0320	1.0480	1.0490	0.3250	131.7000	29.4000	1.8000	48.7000	237.8000	26.1000	1.0033	0.9939	1.0028	-0.0173	0.0155	0.0019
V12-2A		16462.20	1.0140	1.0280	1.0420	1.0430	0.3410	142.9000	43.6000	17.5000	31.4000	266.6000	30.3000	1.0091	0.9868	1.0041	-0.0047	0.0161	-0.0048
V12-3A		37539.55	1.0050	1.0360	1.0420	1.0450	0.7360	115.0000	55.6000	340.3000	25.7000	239.6000	21.2000	1.0024	0.9886	1.0090	-0.0141	0.0126	0.0050
V12-1A		11151.41	1.0080	1.0240	1.0320	1.0330	0.5070	141.2000	5.3000	41.7000	60.8000	234.1000	28.7000	1.0037	0.9964	0.9999	-0.0124	0.0085	0.0053
V12-1C		36022.42	1.0100	1.0270	1.0370	1.0380	0.4550	142.9000	3.4000	44.9000	66.7000	234.3000	23.0000	1.0042	0.9944	1.0014	-0.0154	0.0081	0.0051

Name	Unidad	Km	L	F	P	Pj	T	K1dec	K1inc	K2dec	K2inc	K3dec	K3inc	K11	K22	K33	K12	K23	K13
V13-1A	Fm. Guaracó Norte	100.32	1.0060	1.0100	1.0160	1.0160	0.2460	130.1000	46.1000	13.2000	23.5000	265.7000	34.5000	1.0024	0.9964	1.0012	-0.0019	0.0068	-0.0016
V13-2B		126.40	1.0180	1.0140	1.0320	1.0320	-0.1220	339.6000	54.0000	120.7000	29.5000	221.8000	18.7000	0.9972	0.9939	1.0089	-0.0082	-0.0002	0.0111
V13-3		1598.41	1.0070	1.0480	1.0550	1.0600	0.7450	107.3000	49.6000	333.5000	30.5000	228.5000	23.8000	0.9963	0.9940	1.0097	-0.0202	0.0161	0.0103
V13-2A		267.20	1.0050	1.0090	1.0140	1.0140	0.3220	127.1000	45.3000	349.1000	36.3000	241.5000	22.3000	1.0005	0.9970	1.0025	-0.0044	0.0046	0.0001
V13-1B		107.19	1.0070	1.0070	1.0140	1.0140	0.0310	154.1000	48.2000	16.5000	33.5000	271.0000	22.0000	1.0026	0.9945	1.0029	-0.0011	0.0040	-0.0031
Name	Unidad	Km	L	F	P	Pj	T	K1dec	K1inc	K2dec	K2inc	K3dec	K3inc	K11	K22	K33	K12	K23	K13
V14-1B	Tonalita Butalón	35976.38	1.0220	1.0530	1.0760	1.0780	0.4080	303.3000	60.5000	91.7000	25.8000	188.3000	13.4000	0.9641	1.0123	1.0236	-0.0094	-0.0063	0.0166
V14-2A		40026.98	1.0240	1.0550	1.0810	1.0830	0.3790	318.2000	70.6000	111.7000	17.5000	204.3000	8.1000	0.9680	1.0018	1.0303	-0.0207	-0.0021	0.0125
V14-3B		39679.55	1.0440	1.0570	1.1030	1.1030	0.1260	304.8000	62.5000	115.8000	27.2000	207.7000	3.7000	0.9644	0.9980	1.0375	-0.0264	-0.0131	0.0132
V14-4A		33976.24	1.0240	1.0490	1.0740	1.0750	0.3430	329.7000	68.1000	100.9000	14.8000	195.2000	15.7000	0.9695	1.0056	1.0249	-0.0125	-0.0010	0.0190
V14-5B		37306.34	1.0390	1.0560	1.0970	1.0970	0.1710	287.4000	63.3000	109.9000	26.7000	19.4000	1.0000	0.9583	1.0059	1.0358	-0.0188	-0.0153	0.0039
Name	Unidad	Km	L	F	P	Pj	T	K1dec	K1inc	K2dec	K2inc	K3dec	K3inc	K11	K22	K33	K12	K23	K13
V15-1B	Tonalita Butalón	45936.43	1.0090	1.0430	1.0520	1.0560	0.6480	15.2000	18.0000	172.0000	70.5000	282.9000	7.2000	1.0165	0.9725	1.0111	0.0110	0.0057	0.0014
V15-2B		47898.62	1.0120	1.0230	1.0350	1.0360	0.2940	122.8000	60.3000	10.7000	12.1000	274.5000	26.7000	1.0041	0.9879	1.0081	0.0000	0.0133	-0.0036
V15-3B		42366.27	1.0260	1.0260	1.0520	1.0520	-0.0120	26.8000	13.1000	149.0000	66.5000	292.2000	19.2000	1.0162	0.9856	0.9982	0.0178	0.0098	0.0022
V15-4B		38265.25	1.0220	1.0060	1.0290	1.0300	-0.5500	198.9000	44.5000	319.2000	27.2000	68.8000	33.2000	1.0042	0.9921	1.0037	0.0019	-0.0062	-0.0114
V15-5B		44996.19	1.0120	1.0220	1.0340	1.0350	0.2920	184.3000	21.7000	70.7000	45.2000	291.7000	36.8000	1.0117	0.9913	0.9971	0.0056	0.0094	-0.0080
Name	Unidad	Km	L	F	P	Pj	T	K1dec	K1inc	K2dec	K2inc	K3dec	K3inc	K11	K22	K33	K12	K23	K13
V16-1B	Tonalita Butalón	68320.82	1.0180	1.0380	1.0560	1.0580	0.3470	237.2000	71.1000	102.7000	13.5000	9.6000	13.0000	0.9730	1.0065	1.0205	-0.0048	-0.0060	-0.0109
V16-2B		44348.81	1.0290	1.0710	1.1030	1.1050	0.4050	122.6000	55.3000	276.0000	31.8000	13.9000	12.5000	0.9550	1.0156	1.0294	-0.0194	0.0083	-0.0213
V16-3B		48618.46	1.0320	1.0590	1.0930	1.0950	0.2900	112.5000	54.0000	244.5000	25.9000	346.5000	23.1000	0.9645	1.0149	1.0206	0.0069	0.0190	-0.0257
V16-4A		42094.85	1.0670	1.0400	1.1100	1.1110	-0.2430	135.2000	65.5000	262.9000	15.5000	358.2000	18.4000	0.9618	0.9963	1.0419	-0.0046	0.0180	-0.0293
V16-5A		43662.86	1.0260	1.0510	1.0790	1.0800	0.3160	129.7000	73.2000	278.9000	14.6000	11.1000	8.3000	0.9620	1.0071	1.0309	-0.0102	0.0043	-0.0116
Name	Unidad	Km	L	F	P	Pj	T	K1dec	K1inc	K2dec	K2inc	K3dec	K3inc	K11	K22	K33	K12	K23	K13
V17-1	Granodiorita Varvarco	38398.38	1.0390	1.0660	1.1070	1.1080	0.2500	129.9000	48.8000	220.6000	0.6000	311.1000	41.2000	0.9995	0.9976	1.0029	0.0091	0.0381	-0.0327
V17-2B		48580.70	1.0160	1.0620	1.0780	1.0830	0.5890	142.5000	36.8000	36.9000	19.7000	284.6000	46.5000	1.0189	0.9920	0.9891	0.0019	0.0330	-0.0134
V17-3A		40160.44	1.0560	1.0810	1.1410	1.1420	0.1790	97.4000	47.6000	208.0000	17.8000	312.0000	36.9000	0.9854	1.0048	1.0098	0.0206	0.0545	-0.0278
V17-4A		49637.90	1.0230	1.0570	1.0810	1.0830	0.4220	211.6000	34.1000	307.5000	8.6000	49.8000	54.6000	1.0143	1.0042	0.9816	-0.0020	-0.0252	-0.0257
V17-5B		42675.64	1.0550	1.0810	1.1400	1.1410	0.1870	79.7000	49.2000	220.5000	33.8000	324.6000	20.1000	0.9632	1.0073	1.0295	0.0356	0.0410	-0.0150
V17-6B		41341.90	1.0180	1.1210	1.1410	1.1540	0.7320	142.5000	52.7000	52.1000	0.3000	321.9000	37.3000	0.9917	1.0067	1.0016	0.0310	0.0386	-0.0494

**Tabla 7:** Parámetros de ASM por muestra dentro de cada sitio. Km: susceptibilidad magnética promedio, L: lineación magnética, F: foliación magnética, P: grado de anisotropía, Pj: grado de anisotropía mejorado según Jelinek (1981), T: parámetro de forma, K1 dec, K1 inc: declinación e inclinación magnética del eje K1 del espécimen en cuestión (lo mismo para K2 y para K3). K11, K22 son los semiejes de la elipse de confianza del eje K1. K33 y K12 son los semiejes de la elipse de confianza del eje K2 y K23 y K13 son los semiejes de la elipse de confianza de los ejes K13.

## 12.0 ANEXO III: TABLA DE EDADES CALCULADAS PARA LOS CIRCONES DE LA MUESTRA VAR3 DE LA GRANODIORITA VARVARCO

SHRIMPTOOLS data processing; IBERSIMS laboratory, University of Granada, Spain													
Errors are at one sigma level. The error in 206/238 averaging the standard has been already propagated													
Point-to-point errors, calculated on replicates of the TEMORA standard, are: 0.21 % for 206Pb/238U, 0.04 % for 207Pb/235U													
id	U (ppm)	Th (ppm)	206Pb (ppm)	f206_4	f206_8	Th/U	208-corrected isotope ratios						
							207Pb/206Pb	±err	206Pb/238U	±err	207Pb/235U	±err	rho_Scor
VAR3-1.1	76.7	31.9	0.7	0.8	1.1	0.43	0.04549	0.00436	0.01029	0.00029	0.06453	0.00644	0.202
VAR3-1.2	80.0	36.4	0.7	0.7	1.1	0.47	0.04334	0.01009	0.00997	0.00043	0.05959	0.01412	0.132
VAR3-10.1	217.8	138.7	2.0	0.4	-0.1	0.65	0.04839	0.00390	0.01073	0.00027	0.07162	0.00606	0.216
VAR3-11.1	131.9	49.8	1.2	0.5	0.0	0.39	0.05272	0.00417	0.01037	0.00032	0.07536	0.00640	0.258
VAR3-12.1	155.4	73.3	1.4	0.5	-0.4	0.48	0.05725	0.00520	0.01066	0.00039	0.08414	0.00823	0.266
VAR3-13.1	222.7	124.2	2.0	-0.8	0.7	0.57	0.04418	0.00228	0.01037	0.00018	0.06319	0.00345	0.227
VAR3-14.1	106.3	44.0	1.0	0.7	0.2	0.42	0.05462	0.00447	0.01070	0.00035	0.08057	0.00712	0.269
VAR3-14.2	134.4	77.2	1.2	-1.1	0.0	0.59	0.05681	0.00395	0.01028	0.00031	0.08055	0.00612	0.286
VAR3-15.1	274.6	143.2	2.6	0.5	0.8	0.53	0.04218	0.00358	0.01083	0.00028	0.06297	0.00559	0.209
VAR3-16.1	78.4	41.1	0.7	0.6	1.2	0.54	0.04640	0.00463	0.01044	0.00019	0.06678	0.00679	0.131
VAR3-17.1	121.5	60.3	1.3	8.1	11.8	0.51	0.04718	0.00682	0.01087	0.00032	0.07070	0.01042	0.143
VAR3-18.1	85.9	37.3	0.8	0.2	-0.6	0.45	0.05487	0.00346	0.01133	0.00017	0.08569	0.00557	0.169
VAR3-19.1	54.2	22.1	0.5	0.6	0.0	0.42	0.05174	0.00455	0.01143	0.00021	0.08154	0.00734	0.146
VAR3-19.2	91.7	45.2	0.9	0.7	0.5	0.51	0.05200	0.00628	0.01126	0.00015	0.08072	0.00982	0.081
VAR3-2.1	90.5	44.3	0.8	0.0	0.6	0.50	0.05055	0.00465	0.01041	0.00015	0.07257	0.00676	0.108
VAR3-20.1	96.2	49.0	0.9	6.8	0.8	0.52	0.04217	0.00438	0.01061	0.00022	0.06169	0.00654	0.139
VAR3-21.1	97.9	52.6	0.9	1.4	0.2	0.55	0.05775	0.00440	0.01038	0.00023	0.08266	0.00657	0.203
VAR3-21.2	153.1	90.0	1.4	0.0	0.1	0.60	0.05060	0.00412	0.01068	0.00027	0.07450	0.00636	0.217
VAR3-22.1	107.0	52.7	1.0	1.0	2.0	0.51	0.04837	0.00396	0.01085	0.00024	0.07235	0.00615	0.189
VAR3-23.1	293.4	131.3	7.4	0.1	0.1	0.46	0.05011	0.00169	0.02928	0.00039	0.20231	0.00740	0.265
VAR3-3.1	227.2	118.4	2.1	0.2	0.3	0.53	0.04557	0.00383	0.01059	0.00018	0.06655	0.00571	0.142
VAR3-3.2	70.7	32.1	0.7	0.7	0.9	0.47	0.04986	0.00546	0.01094	0.00041	0.07523	0.00870	0.231
VAR3-4.1	94.3	40.2	0.9	0.3	0.4	0.44	0.04558	0.00428	0.01077	0.00032	0.06765	0.00668	0.219
VAR3-5.1	77.4	34.5	0.7	0.0	0.9	0.46	0.05066	0.00427	0.00986	0.00047	0.06888	0.00668	0.354
VAR3-6.1	101.2	54.7	0.9	0.0	1.8	0.55	0.03775	0.00501	0.01051	0.00036	0.05470	0.00750	0.182
VAR3-6.2	575.9	684.6	5.1	0.2	-0.5	1.22	0.04959	0.00899	0.01021	0.00039	0.06984	0.01294	0.149
VAR3-7.1	97.8	35.7	0.9	0.5	0.8	0.37	0.04335	0.00522	0.01022	0.00039	0.06106	0.00772	0.219
VAR3-7.2	526.3	381.2	4.8	0.3	0.4	0.74	0.04444	0.00444	0.01046	0.00029	0.06413	0.00665	0.190
VAR3-8.1	121.3	50.9	1.1	-0.2	0.5	0.43	0.04736	0.00285	0.01044	0.00028	0.06820	0.00451	0.294
VAR3-9.1	88.5	44.4	0.8	0.6	0.7	0.51	0.04537	0.00519	0.01039	0.00025	0.06498	0.00760	0.148

SHRIMPTOOLS data processing; IBERSIMS laboratory, University of Granada, Spain													
Errors are at one sigma level. The error in 206/238 averaging the standard has been already propagated													
Point-to-point errors, calculated on replicates of the TEMORA standard, are: 0.21 % for 206Pb/238U, 0.04 % for 207Pb/235U													
id	U (ppm)	Th (ppm)	206Pb (ppm)	f206_4	f206_8	Th/U	208-corrected ages (Ma)						
							207Pb/206Pb	±err	206Pb/238U	±err	207Pb/235U	±err	% discord.
VAR3-1.1	76.7	31.9	0.7	0.8	1.1	0.43	0.0	188.1	66.0	1.9	63.5	6.2	-4.0
VAR3-1.2	80.0	36.4	0.7	0.7	1.1	0.47	0.0	347.1	64.0	2.8	58.8	13.6	-8.8
VAR3-10.1	217.8	138.7	2.0	0.4	-0.1	0.65	118.3	179.6	68.8	1.7	70.2	5.7	2.0
VAR3-11.1	131.9	49.8	1.2	0.5	0.0	0.39	316.9	170.6	66.5	2.0	73.8	6.1	9.8
VAR3-12.1	155.4	73.3	1.4	0.5	-0.4	0.48	501.3	188.4	68.3	2.4	82.0	7.7	16.8
VAR3-13.1	222.7	124.2	2.0	-0.8	0.7	0.57	0.0	0.0	66.5	1.1	62.2	3.3	-7.0
VAR3-14.1	106.3	44.0	1.0	0.7	0.2	0.42	396.7	173.8	68.6	2.3	78.7	6.7	12.8
VAR3-14.2	134.4	77.2	1.2	-1.1	0.0	0.59	484.1	146.6	66.0	2.0	78.7	5.8	16.2
VAR3-15.1	274.6	143.2	2.6	0.5	0.8	0.53	0.0	0.0	69.4	1.8	62.0	5.3	-12.0
VAR3-16.1	78.4	41.1	0.7	0.6	1.2	0.54	0.0	242.5	66.9	1.2	65.6	6.4	-2.0
VAR3-17.1	121.5	60.3	1.3	8.1	11.8	0.51	0.0	371.1	69.7	2.1	69.4	10.0	-0.4
VAR3-18.1	85.9	37.3	0.8	0.2	-0.6	0.45	406.9	135.2	72.6	1.1	83.5	5.2	13.0
VAR3-19.1	54.2	22.1	0.5	0.6	0.0	0.42	273.7	190.2	73.3	1.4	79.6	6.9	8.0
VAR3-19.2	91.7	45.2	0.9	0.7	0.5	0.51	285.5	255.0	72.2	1.0	78.8	9.2	8.4
VAR3-2.1	90.5	44.3	0.8	0.0	0.6	0.50	220.5	200.2	66.8	1.0	71.1	6.4	6.0
VAR3-20.1	96.2	49.0	0.9	6.8	0.8	0.52	0.0	0.0	68.0	1.3	60.8	6.3	-11.8
VAR3-21.1	97.9	52.6	0.9	1.4	0.2	0.55	520.3	158.8	66.6	1.5	80.6	6.1	17.4
VAR3-21.2	153.1	90.0	1.4	0.0	0.1	0.60	222.5	178.0	68.5	1.8	73.0	6.1	6.2
VAR3-22.1	107.0	52.7	1.0	1.0	2.0	0.51	117.5	182.4	69.6	1.6	70.9	5.8	1.8
VAR3-23.1	293.4	131.3	7.4	0.1	0.1	0.46	200.3	76.6	186.0	2.4	187.1	6.3	0.6
VAR3-3.1	227.2	118.4	2.1	0.2	0.3	0.53	0.0	166.9	67.9	1.1	65.4	5.4	-3.8
VAR3-3.2	70.7	32.1	0.7	0.7	0.9	0.47	188.5	236.6	70.2	2.6	73.6	8.2	4.6
VAR3-4.1	94.3	40.2	0.9	0.3	0.4	0.44	0.0	188.5	69.0	2.0	66.5	6.4	-3.8
VAR3-5.1	77.4	34.5	0.7	0.0	0.9	0.46	225.3	184.2	63.3	3.0	67.6	6.3	6.4
VAR3-6.1	101.2	54.7	0.9	0.0	1.8	0.55	0.0	0.0	67.4	2.3	54.1	7.3	-24.6
VAR3-6.2	575.9	684.6	5.1	0.2	-0.5	1.22	175.7	375.8	65.5	2.5	68.5	12.3	4.4
VAR3-7.1	97.8	35.7	0.9	0.5	0.8	0.37	0.0	127.3	65.5	2.5	60.2	7.4	-8.8
VAR3-7.2	526.3	381.2	4.8	0.3	0.4	0.74	0.0	142.3	67.1	1.8	63.1	6.4	-6.4
VAR3-8.1	121.3	50.9	1.1	-0.2	0.5	0.43	0.0	205.1	67.0	1.8	67.0	4.3	0.0
VAR3-9.1	88.5	44.4	0.8	0.6	0.7	0.51	0.0	220.7	66.6	1.6	63.9	7.2	-4.2



**Tabla 8:** Resultados de la datación de los circones de la Granodiorita Varvarco. En amarillo se resalta la medición del circón VAR3-23.1, el cual da un valor anómalo en cuanto a su edad y correspondería a un núcleo heredado.