



**FaIn·UNCo**  
Facultad de Ingeniería

Departamento de Geología y Petróleo - Licenciatura en Ciencias Geológicas

**Trabajo Final de Licenciatura**

**LA FORMACIÓN CORDILLERA DEL VIENTO EN LOS  
ALREDEDORES DE VARVARCO, LADERA  
NOROCCIDENTAL DE LA CORDILLERA DEL VIENTO,  
PROVINCIA DE NEUQUÉN**



**Autor:** Fernández de la Rúa, Luis María

**Directora:** de la Puente, Graciela Susana

**Codirector:** Danieli, Juan Carlos

Neuquén

Año 2020

## Resumen

La Formación Cordillera del Viento (Triásico Medio a Superior) en el noroeste neuquino ha sido definida en el extremo austral del cordón homónimo y constituye mayormente los filos más elevados de esta cordillera. En los alrededores de Varvarco, sector noroccidental de la Cordillera del Viento, han sido descritos afloramientos de esta unidad entre los cursos medios de las quebradas de los arroyos El Auque (al Norte) y Chacay (al Sur), objeto de estudio en este trabajo. La secuencia estudiada comprende unidades que abarcan edades desde el Carbonífero hasta el Jurásico Inferior. La Formación Arroyo del Torreón (Carbonífero; 284 m de espesor) está constituida principalmente por bancos tabulares de areniscas ocreas, tobas y vulcanitas intercaladas. Una discontinuidad, vinculada a la Discordancia Huárpica en la región, la separa del resto de la secuencia asignada a la Formación Cordillera del Viento (1500 m de espesor) compuesta por diques de porfiritas mesosilíceas, tobas silicificadas, vulcanitas mesosilíceas, brechas monomícticas, ignimbritas y, más raramente, por vulcanitas ácidas. Esta secuencia es indicativa de un vulcanismo predominantemente mesosilíceo a silíceo a diferencia de la sección tipo de la formación que es definida como compuesta por mantos de brechas y lavas andesíticas a basálticas e ignimbritas riolíticas. Además, se describe por primera vez en el área de estudio un cuerpo intrusivo circular tonalítico (90 m de diámetro) que corta estratigráficamente la secuencia volcanoclástica asignada a la Formación Cordillera del Viento y cuya composición y textura permiten correlacionarlo con la Granodiorita Varvarco (Cretácico Superior-Paleoceno). La secuencia es sucedida por una nueva discontinuidad, vinculada a la Discordancia Tunuyánica en la región, que la separa de la Formación Colomichicó (Jurásico Inferior) constituida en su base por conjuntos de brechas polimícticas, autobrechas y coladas basálticas. En las brechas polimícticas se encuentran bloques de características texturales y composicionales idénticas a las del cuerpo intrusivo tonalítico y, por lo tanto, posiblemente correlacionados con la Granodiorita Varvarco. Esto genera inconsistencias en las asignaciones estratigráficas por lo que se discuten posibles alternativas a las interpretaciones conocidas en el área.

## Abstract

In northwestern Neuquén, the Cordillera del Viento Formation (Middle to Upper Triassic) has previously been defined in the southern end of the Cordillera del Viento range. This formation is exposed along the top of the range. In the Varvarco area, in the northwest of the Cordillera del Viento range, the Cordillera del Viento Formation has also been described between the El Auque (to the North) and Chacay (to the South) creeks. The later outcrop includes sequences ranging from the Carboniferous to the Lower Jurassic, which are studied here. The Arroyo del Torreón Formation (Carboniferous; 284 m thick) is mainly composed of ochres-sandstone tabular banks, tuffs and interbedded volcanic rocks. This unit is overlain by the Cordillera del Viento Formation through an unconformity related to the Huárpica Discordance in this region. The Cordillera del Viento Formation (1500 m thick) is composed of mesosilicic porphyritic dikes, mesosilicic silicified tuffs, mesosilicic volcanic rocks, monomictic breccias, ignimbrites, and less common, by volcanic acid rocks. It is suggested to be a product of mesosilicic to silicic volcanism. In contrast the Cordillera del Viento Formation is described in its type

section to the South, as consisting of breccias, andesitic to basaltic lava and rhyolitic ignimbrites. A tonalitic intrusive stock (90 m diameter) is described for the first time in the studied area, which intrudes the volcanoclastic sequence assigned to the Cordillera del Viento Formation. The tonalitic stock is related to the Granodiorita Varvarco (Upper Cretaceous-Paleocene) stratigraphic unit, based on its mineral and textural features. The Cordillera del Viento Formation assigned levels are covered through an unconformity linked to the Tunuyánica Discordance, by the Colomichicó Formation (Lower Jurassic). The Colomichicó Formation in this area is composed of polymictic breccias, autobreccias and basaltic lava flow. The polymictic breccias contain igneous blocks of similar composition and texture to the tonalitic stock, and therefore similar to the Granodiorita Varvarco. The stratigraphic inconsistencies are discussed as alternative geological interpretations.

Palabras clave: Neopaleozoico, Eomesozoico, Triásico, rocas volcanoclásticas, depósitos piroclásticos, cuerpos intrusivos, Noroeste Neuquino.

Keywords: Neopalaeozoic, Eomesozoic, Triassic, volcanoclastic rocks, pyroclastics rocks, intrusive rocks, Cordillera del Viento, northwestern Neuquén.

### **Agradecimientos y dedicatorias**

En primer lugar, debo agradecer a mi Directora y Co-Director: Susana de la Puente y Juan Carlos Danieli, con especial mención a Susana por haber aceptado el desafío de realizar este trabajo final, por haber sacrificado de su tiempo y recursos para que el trabajo sea terminado en tiempo y forma y por mostrarme la clase de profesional y de persona a la que aspiro formarme. Su apoyo, conocimientos, observaciones en el viaje de campo y la calidad y detalle de sus correcciones y sugerencias han sido fundamentales para la realización del trabajo.

A Gonzalo Suárez, por hacer las largas caminatas bajo el sol y en pendiente mucho más amenas y por su colaboración en el trabajo de campo y gabinete.

A Eduardo Canales, técnico del Laboratorio Petrocalcográfico del AUZA, por sus rápidos y óptimos resultados en la realización de las secciones delgadas.

Al jurado: Gisela Pettinari, Luis Mas y Alberto Garrido por ser parte de la revisión de este trabajo. Se agradece profundamente la pronta y correcta revisión del trabajo, destacando que comprendiendo las circunstancias en las cuales se realizó este Trabajo Final de Licenciatura, hicieron lo posible para que pueda finalizar en tiempo y forma la carrera.

A la Universidad Nacional del Comahue por haber sido mi segundo hogar todos estos años.

A todos los profesores de la carrera por la transmisión de sus conocimientos.

Al Estado Nacional por brindarme la oportunidad de estudiar una carrera de grado.

A mi madre y padre por haberme apoyado moral y económicamente durante el transcurso de la carrera y haberme infundido los principios y valores que hoy me definen como persona.

A mis hermanas y hermanos por su apoyo incondicional, siempre.

A mis amigos de la Universidad por haberme acompañado en el día a día durante la cursada, por las fiestas, los viajes, los asados y por haber estado en los mejores y peores momentos. Sin dudas, lo mejor que me llevo de esta etapa.

A mis amigos de la vida, que, si bien la distancia o las circunstancias nos alejan, están siempre presentes.

A Camila, mi musa y compañera, por su amor, por motivarme a ser la mejor persona que puedo ser y por su compañía y apoyo incondicional en el difícil proceso de recuperación.

A Norma, que sin duda alguna estaría orgullosa de mis logros.

Dedico especialmente este trabajo a Amelia, mi pequeño *Ikigai*.

## **Índice**

CAPÍTULO I.....	1
I.1. Introducción.....	1
I.1.a. Fundamentación .....	1
I.1.b. Ubicación de la zona de estudio.....	2
I.2. Objetivos.....	3
I.2.a. Objetivo general .....	3
I.2.b. Objetivos específicos .....	3
I.3. Metodología.....	3
I.4. Factibilidad .....	4
CAPÍTULO II.....	5
II.1. Antecedentes .....	5
II.2. Marco Geológico.....	10
II.2.a. Estratigrafía.....	12
II.2.b. Estructura.....	18
CAPÍTULO III .....	24
III.1. Estratigrafía.....	24
CAPÍTULO IV .....	43
IV.1. Petrografía .....	43
CAPÍTULO V .....	53
V.1. Discusiones .....	53
V.2. Conclusiones .....	54
Bibliografía.....	57

## **CAPÍTULO I**

### **I.1. Introducción**

#### **I.1.a. Fundamentación**

La Formación Cordillera del Viento (Leanza *et al.*, 2005) en el noroeste neuquino, y equivalente estratigráfico del Choiyolitense definido por Groeber (1946), ha sido definida en el extremo austral del cordón homónimo y constituye mayormente los filos más elevados de esta cordillera. La unidad está compuesta en su parte basal por conglomerados, fanglomerados y areniscas arcósicas que cubren unidades ígneas pérmicas del Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó (Llambías *et al.*, 2007). Estas epiclastitas basales pasan abruptamente a abundantes brechas andesíticas, lavas basáltico-andesíticas, intercalaciones de escasos filones capa andesíticos, lacolitos andesíticos e ignimbritas riolíticas. El contacto basal de esta unidad es interpretado como indicativo de la Discordancia Huárpica (Llambías *et al.*, 2007). Los clastos dominantes de las unidades basales incluyen chert gris blanquecino, cuarzo hidrotermal, areniscas con pirita y volcanitas afaníticas silíceas, similares a las de las unidades carboníferas previas del Grupo Andacollo (Llambías *et al.*, 2007) y las brechas contienen clastos de los intrusivos pérmicos (Llambías *et al.*, 2007). En el área de Andacollo-La Primavera la Formación Cordillera del Viento es sucedida estratigráficamente por la Formación Milla Michicó a través de la Discordancia Tunuyánica (Freytes, 1969 en Digregorio, 1972). A su vez, esta última unidad es cubierta por la Formación La Primavera (Suárez y De la Cruz, 1997) de edad pliensbachiana, por lo que la Formación Cordillera del Viento se asigna al Triásico Medio a Superior (Llambías *et al.*, 2007).

En el sector noroccidental de la Cordillera del Viento, en los alrededores de Varvarco, la Formación Cordillera del Viento ha sido reinterpretada (Zappettini *et al.*, 2018) como sucedida por la Formación Colomichicó (Zappettini y Dalponte, 2009). Esta última unidad, limitada a un paleoambiente de escasa extensión, se caracteriza por incluir en su secuencia volcanoclástica a depósitos de jaspilita (Zappettini y Dalponte, 2009; Quintana, 2018; Zappettini *et al.*, 2018).

Estudios de detalle han sido realizados recientemente en los alrededores de Varvarco (Giacosa *et al.*, 2014; Zappettini *et al.*, 2018). Particularmente, en las quebradas de los arroyos El Auque, Chacay y Guaraco Norte los afloramientos de la Formación Cordillera del Viento mapeados en estos trabajos difieren en cuanto a su delimitación. Afloramientos asignados a la Formación Cordillera del Viento por Zappettini *et al.* (2018) fueron previamente atribuidos a la Formación La Premio, sección efusiva del Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó, por Giacosa *et al.* (2014). Afloramientos asignados a la Formación Cordillera del Viento por estos últimos autores, son incluidos en la Formación Colomichicó, según Zappettini *et al.* (2018).

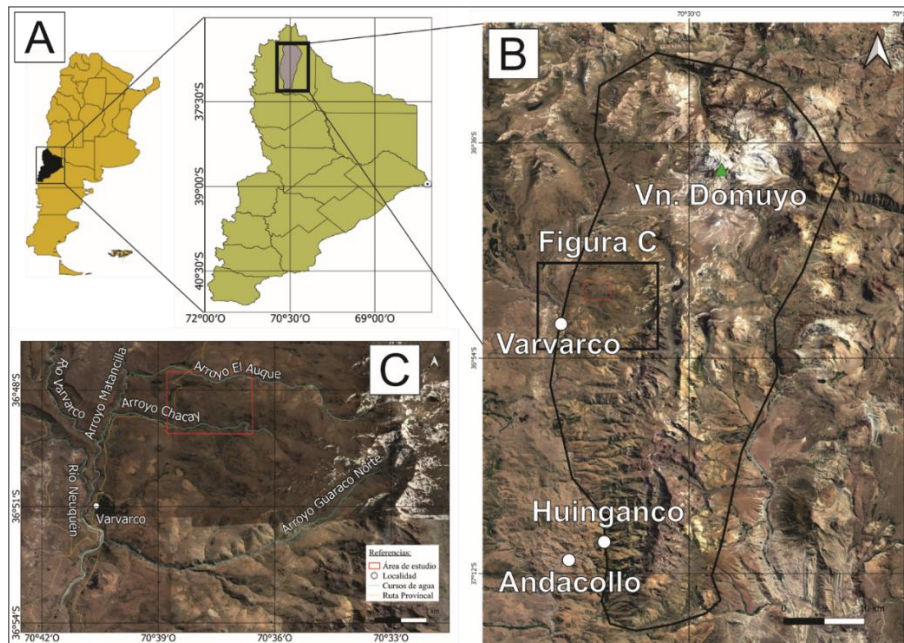
En el presente estudio se propone reconocer la naturaleza de los afloramientos expuestos entre los cursos medios de las quebradas de los arroyos El Auque y Chacay. El estudio

litológico-estratigráfico de estos depósitos puede aportar al reconocimiento de los límites de la Formación Cordillera del Viento en el sector noroccidental de esta cordillera.

Las unidades paleozoicas y mesozoicas basales (triásicas) de la región neuquina han sido tradicionalmente menos estudiadas en comparación con las meso-cenozoicas de la Cuenca Neuquina, conocidas por su importancia hidrocarburífera y fosilífera. Sin embargo, en el noroeste neuquino, las unidades paleozoicas y eomesozoicas constituyen la roca de caja de mineralizaciones que constituyen por ejemplo el Distrito Minero Andacollo. Las unidades permotriásicas constituyen para los estudios hidrocarburíferos el basamento técnico de la cuenca productiva. En el extremo austral de la Cordillera del Viento (alrededores de Andacollo) estas unidades han sido recientemente diferenciadas (Leanza *et al.*, 2005) aunque su conocimiento en escasos kilómetros hacia el Norte (alrededores de Varvarco) es aún dispar (Giacosa *et al.*, 2014; Zappettini *et al.*, 2018). Se espera que los estudios de los depósitos en cuestión, considerados por algunos autores como Formación Cordillera del Viento en los alrededores de Varvarco (*e.g.* Zappettini *et al.*, 2018), aporten al conocimiento litológico-petrográfico de la unidad en este sector donde no hay hasta el momento estudios de detalle.

### **I.1.b. Ubicación de la zona de estudio**

El área de estudio se encuentra en la región noroccidental de la Cordillera del Viento en el Noroeste de la Provincia de Neuquén (Figs. 1. A-B). La misma se halla al Noreste de la localidad de Varvarco, entre los arroyos El Auque y Chacay y hacia el Este del Puesto Castillo y de la Ruta Provincial N° 43, entre las latitudes  $36^{\circ}47'56,70''S$  y  $36^{\circ}49'9,26''S$  y las longitudes  $70^{\circ}38'45,42''O$  y  $70^{\circ}38'46,72''O$  (Figs. 1. B-C).



**Figura 1. A)** Ubicación de la provincia de Neuquén en la República Argentina y de la Cordillera del Viento en la Provincia de Neuquén. **B)** Detalle de la Cordillera del Viento mostrada en A con las localidades geográficas principales e indicación del área de estudio. **C)** Detalle indicado en B con la ubicación del área de estudio.

## **I.2. Objetivos**

### **I.2.a. Objetivo general**

El objetivo general de este Trabajo Final de Licenciatura es realizar observaciones estratigráficas de la Formación Cordillera del Viento de edad triásica media a superior en los alrededores de la localidad de Varvarco en la ladera noroccidental de la Cordillera del Viento.

### **I.2.b. Objetivos específicos**

- Realizar el reconocimiento y relevamiento estratigráfico de la Formación Cordillera del Viento entre las quebradas de los arroyos El Auque y Chacay.
- Realizar el muestreo litológico y, si correspondiere, palinológico y fosilífero de la unidad en estudio.
- Realizar el estudio petrográfico y, si correspondiere, paleopalinológico y fosilífero de la unidad.
- Realizar el análisis estratigráfico de la unidad estudiada considerando estructuras tectónicas, discontinuidades y relaciones estratigráficas con las unidades en contacto.
- Realizar la comparación de los afloramientos de la unidad de estudio con los afloramientos de la unidad en su sector más conocido, extremo austral de la Cordillera del Viento.

## **I.3. Metodología**

Para la realización de este trabajo se efectuó en primera instancia el análisis de antecedentes bibliográficos y de la cartografía existente como fotografías aéreas e imágenes satelitales en base a la bibliografía y material disponible en la cátedra de Geología de Argentina, bibliotecas universitarias y electrónicas y los aportados por los directores.

Por otro lado, en cuanto al trabajo realizado en el campo, las determinaciones estratigráficas y estructurales se realizaron mediante el relevamiento del afloramiento en estudio con la utilización de GPS y brújula geológica, en una escala de 1:20.000.

El mapa geológico en escala 1:20.000 se construyó sobre la base de imágenes satelitales de la zona de Varvarco y alrededores en un área aproximada de 18 km<sup>2</sup>, entre las latitudes 36°47'17,55"S y 36°49'21,17"S y longitudes 70°38'45,99"O y 70°35'33,60"O, utilizando programas de Sistema de Información Geográfica-SIG (ArcGIS y QGIS).



El muestreo litológico implicó el uso de bolsas de muestreo resistentes rotuladas adecuadamente. Se obtuvieron 14 muestras de mano de roca, a partir de las cuales se realizaron secciones delgadas.

El estudio petrográfico, que incluyó la determinación mineralógica y textural de las muestras, se realizó mediante el análisis de secciones delgadas de las 14 muestras bajo microscopio binocular y petrográfico. Las rocas ígneas se determinaron sobre la base de las clasificaciones de la IUGS y sus actualizaciones (Le Bas y Streckeisen, 1991; Le Maitre *et al.*, 2005). Para la determinación de las rocas sedimentarias clásticas se utilizaron las clasificaciones basadas en Folk (1974).

Los esquemas geológicos y columnas estratigráficas se ilustraron con programa de diseño (Corel Draw).

#### **I.4. Factibilidad**

El plan propuesto se desarrolló en el marco del Proyecto de Investigación financiado por la Universidad, PIN I248, en el cual se llevaron a cabo los trabajos de campo y laboratorio. Las tareas de gabinete se realizaron en la Cátedra de Geología de Argentina, instalaciones del Edificio de Geología J. Vallés. La fuente bibliográfica fue aportada por esta cátedra, la Biblioteca de Geología de la Universidad, Bibliotecas Electrónicas (MINCyT) y los directores del trabajo. Las imágenes satelitales, fotografías aéreas, cartografía geológica y programas informáticos de diseño y procesamiento de datos fueron aportados por la directora del trabajo, así como los instrumentos de medición y registro en el campo (GPS, brújula geológica, elementos de muestreo, cámara fotográfica, etc.). Las secciones delgadas para microscopía se elaboraron en el Laboratorio Petrocalcográfico del Asentamiento Universitario Zapala, FaIn-UNCo, y su costo estuvo a cargo de la directora del trabajo. Las observaciones petrográficas se realizaron en el Aula de Microscopía del Departamento de Geología y Petróleo (microscopios petrográficos BIOTRAZA XP-607 LPT).

## CAPÍTULO II

### II.1. Antecedentes

A continuación, se detalla una revisión de los antecedentes de estudios estratigráficos existentes en el área de la Cordillera del Viento, sintetizados en la figura 2, tanto a nivel regional como a nivel del área de estudio.

		Cordillera del Viento Sur			Cordillera del Viento Norte				
Edad		Groeber (1946)	Zollner y Amos (1973)	Llambías <i>et al.</i> (2007)	Zanettini (2001)	Giacosa <i>et al.</i> (2014)	Zappettini <i>et al.</i> (2018)		
Jurásico	Toarciano	Cuyano Inferior	Liásico Tobáceo	Gpo. Cuyo	Gpo. Cuyo	Gpo. Cuyo	Fm. Los Molles		
	Pliensbachiano						Fm. La Primavera	Fm. Colomichicó	
	Sinemuriano			Fase Diastrófica Rioatuélica			Fase Diastrófica Tunuyánica	Correlacionable con Fm. La Primavera	
	Hettangiano			Fm. Milla Michicó				Fase Diastrófica Rioatuélica	Correlacionable con Fm. Milla Michicó
Triásico	Superior	Basamento Cristalino	Serie Porfírica	Fase Diastrófica Tunuyánica	Fm. Lapa	Fm. Cordillera del Viento	Fm. Cordillera del Viento		
	Medio			Fm. Cordillera del Viento	Fase Diastrófica Tunuyánica				
	Inferior			Fase Diastrófica Huárpica	Granito Radales-Tonalita Butalón				
	Pérmico			Complejo Plutónico-Volcánico Huigancó	Granodiorita Varvarco			Fm. La Premia	Afloramientos no verificados por geocronología
Carbonífero	Devónico	Serie Andacollo	Gpo. Andacollo	Fm. Huaraco	Gpo. El Portillo	Complejo Plutónico-Volcánico Huigancó	Fm. Arroyo del Torreón		
								Fm. Arroyo del Torreón	Fase Orogénica San Rafael
								Fase Orogénica Chánica	
Silúrico				Ectinita Guaraco Norte	Fm. Guaraco Norte	Fm. Guaraco Norte			

**Figura 2.** Esquema estratigráfico comparativo de los sectores austral y septentrional de la Cordillera del Viento.

Las rocas aflorantes más antiguas conocidas en la Cordillera del Viento corresponden a la Formación Guaraco Norte (Zappettini *et al.*, 1987) y conforman el basamento metamórfico paleozoico de la región del noroeste neuquino. Las filitas que la componen fueron mencionadas por primera vez por Groeber (1929, 1946) en la zona de la laguna Varvarco Campos al Norte de la Cordillera del Viento, quien citaba a descripciones previas de Backlund (1923). Posteriormente, Zappettini *et al.* (1987) reconocieron el hallazgo de metamorfitas de bajo grado comprendidas dentro de la facies de esquistos verdes aflorantes en el arroyo Guaraco Norte, al Sur de la localidad de Varvarco. Estos autores propusieron la denominación formal de Formación Guaraco Norte, asignándole un ambiente marino sublitoral. Además, infieren una edad silúrico-devónica por correlacionarla con la Ectinita Piedra Santa (Franzese, 1995) aflorante hacia el Sur, en el suroeste neuquino. En el área de estudio, Zanettini y Deza (1990) hallaron nuevas exposiciones de la unidad en el arroyo Chacay y en cercanías de la localidad de Varvarco. En el curso medio del arroyo El Auque, Zappettini y Dalponte (2009) describieron esquistos pirofiliticos que denominaron Formación Arroyo El Auque y correlacionaron con la Formación Guaraco Norte. Entre los estudios más recientes, se destacan los trabajos de Zappettini *et al.* (2012), quienes dataron a la Formación Guaraco Norte como devónica superior (374 Ma) a través del método U-Pb SHRIMP, y de Giacosa *et al.* (2014), quienes describieron la estratigrafía, estructura y evolución geodinámica de esta unidad en la zona de estudio. Más recientemente, Agüero *et al.* (2017) y Agüero (2018) describieron por primera vez la presencia de rocas metamórficas de alto grado expuestas a lo largo del arroyo Chacay en la Cordillera del Viento y les atribuyeron una edad tentativa pre-devónica en base a que subyacen a la Formación Guaraco Norte mediante una discordancia. A su vez, también describieron rocas ígneas pre-orogénicas con respecto a la Orogenia Chánica.

En el sector noroccidental de la Cordillera del Viento, los depósitos carboníferos del Grupo Andacollo (según Llambías *et al.*, 2007), compuestos por las formaciones Arroyo del Torreón (Méndez *et al.*, 1995) y Huaraco (Zöllner y Amos, 1955, 1973), han sido reconocidos por Zappettini *et al.* (2012, 2018). La Formación Arroyo del Torreón fue identificada en un reducido afloramiento en el arroyo Chacay, como compuesta por capas tobáceas amarillentas y verdosas, intercaladas con areniscas y afectadas por metamorfismo de bajo grado. Las dataciones realizadas en circones ígneos de meta-tufitas arrojaron unos  $383 \pm 6$  Ma (U-Pb SHRIMP) y son interpretadas como máxima edad de depositación (Zappettini *et al.*, 2012). En el área de Andacollo, extremo sudoccidental de la Cordillera del Viento, esta unidad fue asignada al Carbonífero inferior por Suárez *et al.* (2008) en base a edades U-Pb SHRIMP,  $327,9 \pm 2,0$  Ma, lo cual se condice con el contenido de invertebrados y flora de la unidad suprayacente (Herrero Ducloux, 1946; Amos, 1972). En cuanto a la Formación Huaraco, Zappettini *et al.* (2012, 2018) identificaron dos afloramientos en la quebrada del arroyo Guaraco Norte, constituido por una secuencia de 100 m de areniscas y limolitas grisáceas a verdosas y grisáceas a negras intruidas y cubiertas a través de una discordancia por rocas volcánicas triásicas.

En el área de Andacollo, intruyendo y suprayaciendo al Grupo Andacollo, se encuentra un conjunto de rocas ígneas intrusivas, -Granito Huingancó- y extrusivas, -Formación La Premia-, descritas originalmente por Digregorio (1972) y Méndez *et al.* (1995) respectivamente. Posteriormente, Llambías *et al.* (2007) propusieron la denominación de Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó para el conjunto, interpretando que el mismo

está integrado por un ciclo ígneo donde los afloramientos reflejan la transición entre las intrusiones y las extrusiones. De acuerdo a lo señalado por Zöllner y Amos (1973), la Formación La Premio, denominada "Tobas Superiores" por estos autores, se apoya mediante discordancia angular sobre las sedimentitas de la Formación Huaraco, probablemente en relación a la Fase Orogénica Sanrafaélica (Llambías *et al.*, 2007). Esta unidad ha sido cartografiada ampliamente en la ladera noroccidental de la Cordillera del Viento por Giacosa *et al.* (2014), incluyendo el área de estudio en las cercanías de Varvarco. Por otro lado, el conjunto del Complejo Volcánico-Plutónico Huigancó es cubierto de forma discordante por las rocas volcánicas triásicas de la Formación Cordillera del Viento, probablemente asociado a la acción de la Fase Diastrófica Huárpica (Llambías *et al.*, 2007). En base a dataciones K/Ar del Granito Huigancó que arrojaron edades entre  $260 \pm 10$  Ma (Llambías, 1986),  $259 \pm 18$  Ma (JICA, 1992) y  $287 \pm 9$  Ma (Suárez y de La Cruz, 1997) y relaciones estratigráficas, la edad es acotada al Pérmico inferior-Triásico Inferior. Esto permite correlacionar al Complejo Volcánico-Plutónico Huigancó con el Grupo Choiyoi (*sensu* Roller y Criado Roqué, 1970), dejando en evidencia la quizás poco apropiada denominación de "Grupo Choiyoi" para las unidades triásicas suprayacentes que constituyen parte del relleno de *sinrift* de la región de la Cordillera del Viento.

La unidad que constituye el objeto de estudio de este trabajo, denominada actualmente Formación Cordillera del Viento (Leanza *et al.*, 2005), fue incluida originalmente por Groeber (1946) en el "Choiyolitense", denominación proveniente de "Choiyoi Mahuida", nombre con el cual los pobladores del lugar conocían a la Cordillera del Viento. Este término reemplazó al previo "Serie Porfírica Supratriásica" (Groeber, 1929) para la unidad en las áreas de Domuyo y Chacay Melehue, entre otras, utilizado para describir un conjunto de rocas volcánicas de composición principalmente ácida.

Posteriormente, Zöllner y Amos (1973), en el extremo sur de la Cordillera del Viento, incluyeron a esta unidad en la denominada "Serie Porfírica", la que describieron comienza con mantos brechosos o elaborados y redepositados. Estos autores reconocieron en la base fanglomerados, conglomerados y brechas con fragmentos de granito y granodiorita de rocas paleozoicas infrayacentes en varios puntos de las laderas occidentales de la Cordillera del Viento. A su vez, observaron que esta "serie de rocas efusivas" yace sobre una superficie cortada por la erosión hasta los niveles inferiores del Carbonífero y hasta el granito pérmico, con fuerte discordancia angular. Autores como Stipanovic *et al.* (1968), Turner y Cazau (1978), Digregorio y Uliana (1980), Zanettini (2001) y Rovere *et al.* (2004) incluyeron a la unidad de estudio en el denominado Grupo Choiyoi.

En el sector noroccidental de la Cordillera del Viento, Zanettini (2001) reconoce dos secciones, separadas por una discordancia, del conjunto de rocas que componen el denominado Ciclo Choiyoi según este autor. La sección inferior se dispondría en discordancia angular sobre un paleorrelieve de rocas paleozoicas y estaría compuesta por vulcanitas calcoalcalinas mesosilíceas de colores violáceos, verde grisáceo y gris claro a oscuro, entre las que predominarían andesitas, brechas volcánicas y tobas andesíticas. Por otro lado, la sección superior estaría constituida por rocas silíceas de colores blanco rosado, pardo rojizo y gris claro a oscuro, conformadas principalmente por riolitas, pórfiros riolíticos, tobas riolíticas y lítico-cristalinas.

Rovere *et al.* (2004) describieron en el Grupo Choiyoi, del sector austral de la Cordillera del Viento, tres secciones diferenciadas en: inferior, media y superior. La inferior estaría compuesta casi en su totalidad por brechas, tobas, ignimbritas andesíticas y dacíticas con intercalaciones de andesitas, localmente basaltos, tufitas, areniscas y conglomerados. También reconocieron en las nacientes de los arroyos Huingancó y Huaraco la base de la sección, la cual presenta delgados bancos de conglomerados y brechas con rodados de granitos y granodioritas de los cuerpos intrusivos del Paleozoico inferior, coincidentes con los registrados por Zöllner y Amos (1973). Por encima, la sección media apoyaría de forma concordante sobre la inferior y estaría compuesta por riolitas-dacitas, ignimbritas y tobas líticas riolíticas, con intercalaciones locales de riolitas, dacitas, brechas, escasos basaltos y cuarcitas (Rovere *et al.*, 2004). Por último, la sección superior cubre de forma concordante a la sección media y está compuesta por una alternancia de andesitas y riolitas. La misma se compone de una alternancia de andesitas y riolitas (Rovere *et al.*, 2004). Según estos autores esta última sección sería equivalente a los "Pórfidos Cuarcíferos Superiores" de Zöllner y Amos (1973).

Leanza *et al.* (2005) propusieron la denominación Formación Cordillera del Viento para esta unidad aflorante desde el extremo sur de la cordillera homónima hasta la latitud del Cerro Domuyo. La razón de la nueva denominación fue asociada al criterio recomendado por el Léxico de Estratigrafía del Triásico (Stipanovic y Marsicano, 2002) y al hecho de que el concepto de "Choiyoilite" de Groeber (1946) fue variando con el tiempo. Actualmente se suele utilizar el término "Ciclo Choiyoi" en el sentido de Rolleri y Criado Roqué (1970), vinculándolo a las masas ígneas permotriásicas de la Cordillera Frontal, Bloque de San Rafael y provincia de La Pampa (Llambías y Stipanovic, 2002). Cabe resaltar que Llambías *et al.* (2007) destacaron también que existe una diferencia geotectónica entre estas dos denominaciones: el "Ciclo Choiyoi" *sensu* Rolleri y Criado Roqué (1970) es post-orogénico con respecto a la Fase Orográfica Sanrafaélica, mientras que el "Choiyoilite" *sensu* Groeber (1946), que incluiría a la Formación Cordillera del Viento, está asociado al régimen extensional que generó los numerosos *rifts* característicos del Triásico de Argentina.

La Formación Cordillera del Viento es descripta como un conjunto de rocas volcánicas extrusivas de naturaleza mesosilíceas a silíceas, caracterizadas por tonalidades rojizas, verdes o más frecuentemente moradas, a las cuales se asocian diques y cuerpos subvolcánicos vinculados genéticamente (Leanza *et al.*, 2005). Asignan un espesor aproximado de 1300 m para la unidad en el extremo austral de la cordillera. Estos autores también reconocen la presencia de discordancias que limitarían a la Formación Cordillera del Viento en la base y en el techo, asignándole las denominaciones informales "d1" y "d2", sugiriendo una relación con las discordancias "Intratriásica" (Azcuy y Caminos, 1987) y "Supratriásica" (Riccardi y Gulisano, 1992) respectivamente.

En el extremo sur de la Cordillera del Viento, Llambías *et al.* (2007), describieron a la Formación Cordillera del Viento como una unidad constituida principalmente por mantos andesíticos a basálticos, ignimbritas riolíticas y escasos filones capa/lacolitos. A su vez, como otros autores mencionados previamente (Zöllner y Amos, 1973; Rovere *et al.*, 2004), destacaron la presencia de delgados mantos discontinuos de conglomerados y areniscas en la base de la unidad. Estos autores vinculan la discordancia sobre la cual se depositan las vulcanitas de la Formación Cordillera del Viento a la Fase Diastrófica

Huárpica, correlacionable con la “d1” de Leanza *et al.* (2005), que generó la exhumación de los plutones pérmicos. En cuanto a la discordancia que limita a la Formación Cordillera del Viento en el techo, Llambías *et al.* (2007) la vincularon a la generada durante la Fase Diastrófica Tunuyánica, considerándola de menor jerarquía, posiblemente asociada a un cambio en la velocidad de apertura del *rift*. Esta discordancia se correlacionaría con la “d2” de Leanza *et al.* (2005). En este sector de la Cordillera del Viento, la Formación Cordillera del Viento es sucedida a través de un contacto discordante por la Formación Milla Michicó (Freytes 1969, en Digregorio 1972). Esta última unidad es asignada al Triásico Superior alto por relaciones estratigráficas. Por estas razones, Leanza *et al.* (2005) asignaron a la Formación Cordillera del Viento una edad acotada en el Triásico Medio y el Triásico Superior temprano, coincidente con la edad propuesta por Groeber (1946).

Freytes (1969 en Digregorio, 1972) describieron la Formación Milla Michicó como un conjunto de rocas que suprayacen a la Formación Cordillera del Viento a través de una discordancia. La misma incluye a los “Pórfidos Cuarzóferos Superiores” de Zöllner y Amos (1973) aflorantes en el flanco oriental del extremo sur de la Cordillera del Viento. La unidad ha sido descrita con un espesor de hasta 695 m y como compuesta por un miembro basáltico, uno riolítico, uno andesítico y otro tufítico. Originalmente, Groeber (1929) ya mencionaba la posibilidad de que los pórfidos cuarzóferos del techo de la Serie Porfirítica Supratriásica sean ajenos a la misma, lo cual es confirmado posteriormente por Zöllner y Amos (1973) al reconocer la discordancia que las separa, exponiendo que “*yacen con ligera discordancia sobre las porfiritas y están parcialmente cortados por la erosión anterior a la sedimentación liásica*”. Leanza *et al.* (2005) confirmaron las observaciones realizadas por estos autores y describieron a la unidad como vulcanitas mesosilíceas y básicas que se diferencian de la Formación Cordillera del Viento por su composición mayormente basáltica y capas fuertemente estratificadas. En la región austral de la Cordillera del Viento, Llambías *et al.* (2007) describieron a la Formación Milla Michicó como una unidad compuesta por lavas basálticas a basalto-andesíticas oscuras, con intercalaciones de escasos y delgados lentes brechosos. Estos autores interpretaron a la unidad en base a la abundancia y amplia extensión lateral de las lavas y la vincularon a la coalescencia de varios escudos volcánicos. La discordancia que limita a la Formación Milla Michicó en su techo es denominada “d3” por Leanza *et al.* (2005) y Llambías *et al.* (2007) la vincularían a la Fase Diastrófica Rioatuélica (Stipanovic y Rodrigo, 1968). Si bien no existen hasta el momento dataciones radimétricas ni hallazgos fósiles, Leanza *et al.* (2005) la correlacionaron con la Formación Lapa (Leanza, 1992), aflorante en otros depocentros hacia el Sur como los de Chachil y Chacaico, por estar limitada en base y techo por las mismas discordancias. Es importante destacar también que Zanettini (2001) reconoció en la región septentrional de la Cordillera del Viento, al Norte y Noreste de la villa Aguas Calientes, una asociación sedimentario-volcánica constituida por tobas, basaltos, areniscas y pelitas que fue asociada a la Formación Lapa. La misma presentaría aquí un espesor de 1000 m y correspondería a depósitos fluvio-lacustres de relleno de depresiones tafrogénicas que cubrirían de forma discordante a la Granodiorita Varvarco, y serían cubiertos de igual manera por la Formación Los Molles y otras unidades cenozoicas.

En base al hallazgo de jaspilitas (formaciones de hierro bandeado) en el sector noroccidental de la Cordillera del Viento (Zappettini y Dalponte, 2009, 2010), Zappettini

y Dalponte (2009, 2010) y Zappettini *et al.* (2011, 2018) identificaron una secuencia volcano-sedimentaria asignada a la sección superior del Ciclo Precuyano (Gulisano y Pando, 1981; Gulisano *et al.*, 1984). Estos autores denominaron al conjunto como Formación Colomichicó y, en base a edades Pb-Pb en los niveles de jaspilitas y datos preliminares U-Pb de los niveles de vulcanitas, le asignaron una edad pliensbachiana-toarciana inferior (Zappettini *et al.*, 2011). La misma cubriría en discordancia angular a las vulcanitas de la Formación Cordillera del Viento y estaría constituida por una sección inferior de vulcanitas bimodales con intercalaciones subordinadas de niveles piroclásticos y sedimentarios. Entre estos últimos niveles es donde reconocieron sedimentos de origen químico, en los cuales destacaron la presencia de un “nivel guía” de jaspilita, correspondiente al techo de la sección inferior, que grada lateralmente a jaspes o chert hematíticos. Por otra parte, la sección superior estaría constituida por vulcanitas y piroclastitas de un volcanismo ácido explosivo y cuerpos subvolcánicos (filones capa y lacolitos). En base a las edades obtenidas, Zappettini *et al.* (2011, 2018) correlacionaron la Formación Colomichicó con la Formación La Primavera (Suárez y de la Cruz, 1997), de igual edad (Llambías *et al.*, 2007). Por otro lado, la sección inferior de la Formación Colomichicó, donde predominan las vulcanitas básicas a mesosilíceas, ha sido correlacionada con la Formación Milla Michicó, aflorante en el sector austral de la Cordillera del Viento. Estos autores, mediante estudios petrológicos y petrogenéticos a partir de elementos traza e isótopos, sugieren una predominante componente mantélica para la actividad magmática e indican su generación en un ambiente de arco volcánico.

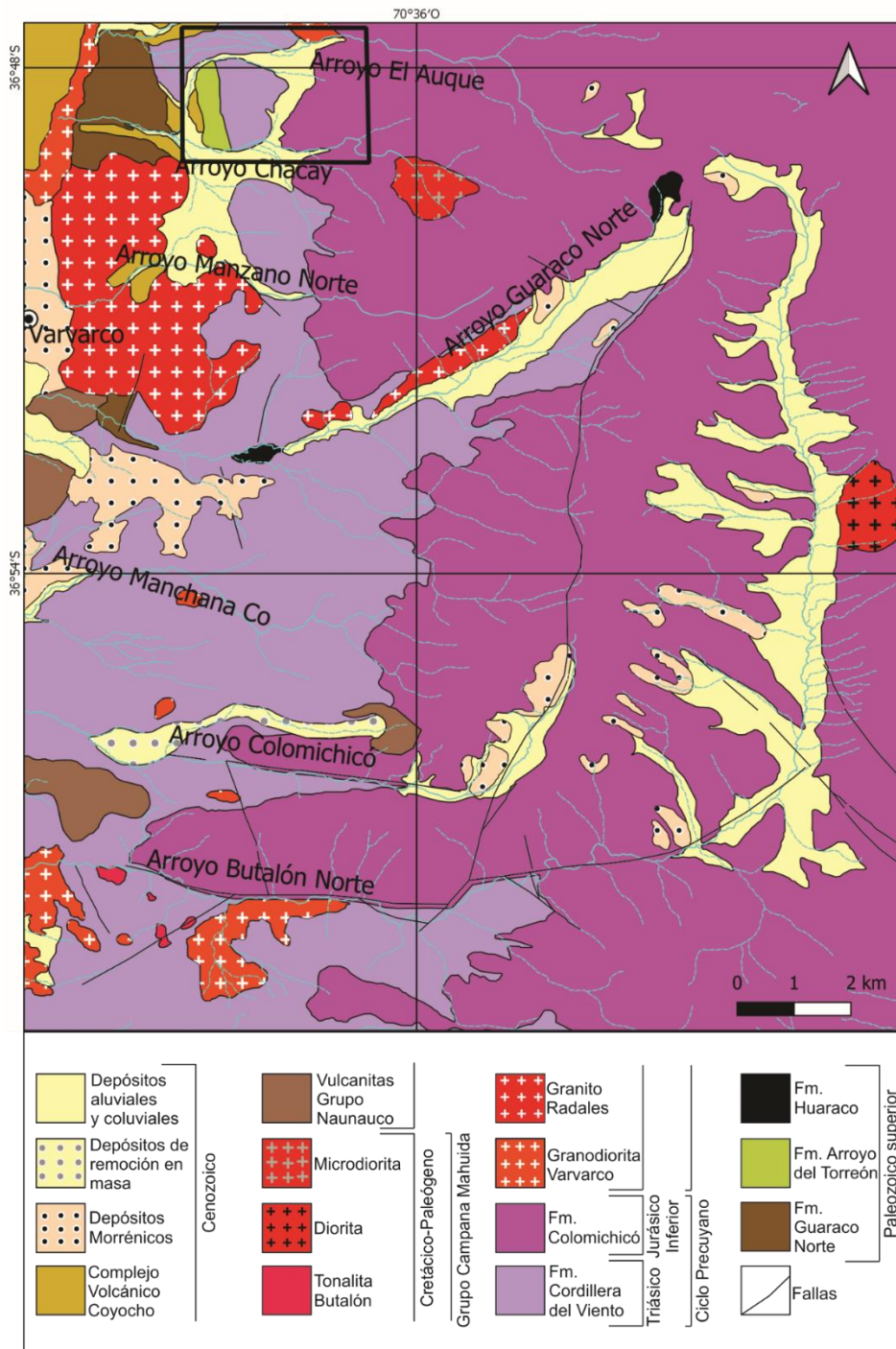
El Grupo Cuyo (Dellapé *et al.* 1978) en la Cordillera del Viento está representado por las formaciones La Primavera, Los Molles y Tábanos. La Formación La Primavera, expuesta en los sectores austral y oriental de la Cordillera del Viento, fue originalmente descrita por Zöllner y Amos (1973) como “Serie del Cerro Bigú” o “Liásico Tobáceo”, mientras que Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995) la describieron sin denominación (“*Unnamed Unit*”) y la asignaron al Pliensbachiano y Toarciano inferior en base a su contenido fosilífero. Suárez y de la Cruz (1997) definieron la Formación La Primavera como una sucesión volcanoclástica con niveles de fósiles marinos con intercalaciones de basaltos tabulares concordantes con la estratificación que se apoyan de forma discordante sobre la Formación Milla Michicó. En un estudio más reciente, Zappettini *et al.* (2018), siguiendo el criterio de Leanza (2009), incluyeron a la Formación La Primavera en el Ciclo Precuyano, en contraste a Llambías *et al.* (2007), quienes la asignaron a la base del Grupo Cuyo.

La Formación Los Molles ha sido descrita hacia el Este de la Cordillera del Viento como una sucesión de pelitas negras anóxicas cuya edad se extiende desde el Toarciano al Calloviano inferior en base a su contenido fosilífero (Riccardi, 1993; Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995; Leanza *et al.* 2005). En el extremo septentrional de la Cordillera del Viento, Zanettini (2001) describió afloramientos de la Formación Los Molles como constituidos por pelitas calcáreas color gris oscuro con alternancia de margas y areniscas.

## **II.2. Marco Geológico**

El área de estudio (Fig. 3) está emplazada en la vertiente occidental de la Cordillera del Viento, estructura mayor que presenta una orientación general Norte-Sur con alturas

promedio que superan las elevaciones que presenta, a la misma latitud, el cordón montañoso de los Andes Principales. Esta unidad morfoestructural expone desde una de las secuencias más antiguas de la región (Paleozoico inferior a medio) hasta la actualidad, involucrando depósitos minerales variados asociados, así como los inicios del relleno mesozoico de la Cuenca Neuquina.



**Figura 3.** Geología regional del sector noroccidental de la Cordillera del Viento. El recuadro negro representa el área de estudio. Basado en Zanettini (2001), Casé *et al.* (2008), Giacosa *et al.* (2014) y Zappettini *et al.* (2018).

A continuación se sintetizan los marcos estratigráficos y estructurales del presente estudio.



**II.2.a. Estratigrafía**

La unidad de estudio es parte de una secuencia que involucra desde un basamento ígneo-metamórfico a unidades clásticas y volcanoclásticas siendo las vulcanitas y depósitos piroclásticos, intrusivos y mineralizaciones característicos en la región.

Se describen las unidades litoestratigráficas del área de estudio y se esquematizan las correspondientes al Paleozoico y Mesozoico propuestas por diferentes autores en la región septentrional de la Cordillera del Viento (Fig. 4).

Edad	Zanettini (2001)	Giacosa et al. (2014)	Agüero (2018)	Zappettini et al. (2018)	Assis (2019)		
Cretácico	Superior	Granito Varvarco Tonalita Butalón	No incluido en su área de estudio	No incluido en su área de estudio	Granito Radales Tonalita Butalón Granodiorita Varvarco		
	Inferior	No incluido en su área de estudio			No incluido en su área de estudio		
Jurásico	Superior	Gpo. Mendoza			Gr. Lotena	Fm. Los Molles Fm. Colomichicó	No incluido en su área de estudio
	Medio	Fm. Auquileo Fm. La Manga Fm. Lotena					
	Inferior	Fm. Tábanos Fm. Los Molles Fm. La Primavera					
Triásico	Superior	Fm. Lapa	Fm. Cordillera del Viento	Fm. Cordillera del Viento	Gpo. Choiyoi		
	Medio	Granito Radales-Tonalita Butalón					
	Inferior	Granodiorita Varvarco Granito Varvarco Tapia					
Pérmico	Gpo. Choiyoi	Granito Huingancó	Granito Radales	Afloramientos no verificados por geocronología			
Carbonífero		Fm. Huaraco Fm. Arroyo del Torreón	Granito Granatífero Fm. Guaraco Norte	Fm. Huaraco Fm. Arroyo del Torreón			
Devónico	Ectinita Guaraco Norte	Fm. Guaraco Norte		Fm. Guaraco Norte	Fm. Guaraco Norte		
Silúrico			Basamento Pre-Devónico				

Discordancia Chánica

Discordancia Huárpica

Discordancia Rioatuélica

Discordancia Sanrafaélica

Discordancia Tunuyánica

Ciclo Precuyano

**Figura 4.** Síntesis de los esquemas estratigráficos del Paleozoico al Mesozoico propuestos para el sector septentrional de la Cordillera del Viento.

## **Fm. Guaraco Norte**

La Fm. Guaraco Norte (Figs. 3 y 4), correspondiente al Devónico Superior (Zappettini *et al.*, 2012) aflora en el área de estudio cerca de Varvarco e inmediatamente al Norte, Este y Sur de esta localidad, en los arroyos Chacay y Guaraco Norte.

Zappettini *et al.* (1987) diferencian dos secciones en un afloramiento ubicado en el arroyo Guaraco Norte al Sur de la localidad de Varvarco: una inferior, de tonalidad oscura, integrada por filitas de color gris oscuro, casi negro, marcadamente esquistosas, y una sección superior gris verdosa compuesta por pizarras de estructura granosa fina con fisilidad que pasan hacia arriba a esquistos cuarzosos de estructura granosa muy fina gris oscuro. Zanettini (2001) describe esquistos color gris oscuro a claro de estructura granosa fina para el afloramiento del arroyo Chacay, esquistos cuarzo-biotíticos gris oscuro para la zona de Varvarco, en la confluencia de los ríos Neuquén y Varvarco y refiere filitas, pizarras y esquistos cuarzosos de color gris oscuro, casi negro, para las manifestaciones del curso inferior del arroyo Guaraco Norte.

El protolito correspondería a pelitas y areniscas de un ambiente proximal de sedimentación nerítica. El metamorfismo regional, que alcanza a la facies de esquistos verdes es reconocible por la fisilidad en todos los afloramientos. La esquistosidad presenta un rumbo variable entre 310° y 340° y una inclinación de 35° NE a vertical (Zanettini, 2001). El espesor estimado es de unos 1800 m integrando distintos afloramientos en el área septentrional de la Cordillera del Viento.

Agüero (2018) describe exposiciones a lo largo del arroyo Chacay de rocas metamórficas de alto y bajo grado intruidas por granitoides pre-orogénicos con respecto a la Fase Diastrófica Chánica. Las metamorfitas de alto grado son denominadas "Basamento Pre-Devónico" y están constituidas por esquistos grisáceos a verdosos, de grano fino a medio, equigranular planar; un paragneis grisáceo de grano medio, equigranular planar; y ortogneis milonitizados grisáceos oscuros a negros, de grano fino a medio, equigranular. Estas son cubiertas en discordancia por las metasedimentitas de la Fm. Guaraco Norte. A su vez, describe la intrusión de un dique de granito granatífero, blanco grisáceo, de grano medio y foliado y pre-orogénico con respecto a la Fase Diastrófica Chánica.

La base de la unidad no ha sido observada y es cubierta en discordancia angular a través de una superficie erosiva por el denominado "Grupo Choiyoi" por Zanettini (2001) o por las tobas y areniscas volcánicas de la Fm. Arroyo del Torreón (Zappettini *et al.*, 2012), el Basalto Coyocho y depósitos glacifluviales. A su vez, es intruida por las plutonitas Varvarco, Radales y Collipilli.

## **Grupo Andacollo**

### **Fm. Arroyo del Torreón**

El Grupo Andacollo, de edad carbonífera, está constituido por las formaciones Arroyo del Torreón y Huaraco y tiene sus mayores exposiciones a lo largo del faldeo occidental de la región austral de la Cordillera del Viento.

En la zona de estudio, la Fm. Arroyo del Torreón presenta un solo afloramiento reconocido por Zappettini *et al.* (2012) en el arroyo Chacay (Figs. 3 y 4). Allí se describen capas tobáceas de colores amarillentos a verdosos, con intercalaciones de areniscas afectadas por metamorfismo de bajo grado.

#### Fm. Huaraco

En la zona de estudio, Zappettini *et al.* (2012) reconocen dos afloramientos para esta unidad (Figs. 3 y 4). El afloramiento principal se encuentra en el valle del arroyo Guaraco Norte, donde se describe una secuencia de 100 m de espesor de color gris a verde de areniscas y limolitas, intruidas y cubiertas en forma discordante por rocas volcánicas triásicas. Estos depósitos son descritos como constituidos por cuarzo de grano fino en una matriz de arcillas, sericita, clorita, minerales opacos y ocasionalmente circón; presentando esquistosidad paralela a la estratificación y un incipiente clivaje desarrollado de forma oblicua a las superficies S<sub>0</sub>-S<sub>1</sub>. El segundo afloramiento fue identificado en la cabecera del arroyo Guaraco Norte, donde la secuencia toma un color gris a negro (Zappettini *et al.*, 2012).

### **Complejo Plutónico Volcánico Huigancó**

#### Fm. La Premia

Giacosa *et al.* (2014) describen depósitos asignados a la Fm. La Premia en el área de estudio. Sin embargo, para Zappettini *et al.* (2018) en la zona norte de la Cordillera del Viento no existen afloramientos de la unidad verificados por geocronología (Fig. 4).

Para la región sur de la cordillera, Llambías *et al.* (2007) describen a la unidad como compuesta por un conjunto de mantos masivos de ignimbritas silíceas intensamente soldadas gris verdosas a negras ocasionalmente intruidos por diques de riolita-pórfido riolítico, probablemente vinculados a la intrusión de monzogranito del Granito Huigancó. Esta unidad extrusiva presentaría unos 500 m de espesor.

### **Ciclo Precuyano**

#### Fm. Cordillera del Viento

La Fm. Cordillera del Viento (Figs. 3 y 4) en la región austral de la cordillera homónima está compuesta principalmente por rocas volcánicas extrusivas de composición mesosilíceas a silíceas de tonalidades rojizas, verdes o moradas, en asociación a diques y cuerpos subvolcánicos vinculados genéticamente (Leanza *et al.*, 2005). La base de la

unidad se caracteriza por presentar fanglomerados y/o conglomerados, ocasionalmente compuestos por rodados de granitos y granodioritas (Zöllner y Amos, 1955, 1973). Leanza *et al.* (2007) describen a los mantos epiclásticos basales como de carácter lenticular con espesores de hasta 15 m en las cabeceras del arroyo Huaraco. Describen en ellos clastos bien redondeados con diámetros de hasta 20 cm. Entre los clastos dominantes, mencionan *chert* gris blanquecino con agregados de cuarzo hidrotermal, areniscas con piritita y volcanitas afaníticas silíceas similares a las del Grupo Andacollo en las zonas en las que ha sido intruido por los domos riolíticos del Complejo Huingancó. Estiman que estas epiclastitas se depositaron sobre un relieve moderadamente ondulado.

Estas epiclastitas pasan abruptamente hacia arriba a mantos de lavas basáltico-andesíticas y brechas andesíticas con clastos y matriz de igual composición, que constituyen una espesa y monótona secuencia (Llambías *et al.*, 2007). Estos últimos autores interpretan las brechas como flujos hiperdensos asociados a flujos de bloques y cenizas. Entre ellos se intercalan brechas polimícticas con clastos de andesitas, también asociadas a flujos densos. Entre las brechas se intercalan también lavas andesíticas y mantos ignimbríticos caracterizados por *fiammes* muy achatados, indicando un alto grado de soldamiento. Entre estos últimos, Llambías *et al.* (2007) describen la presencia de cuerpos lenticulares intrusivos andesíticos, probablemente vinculados a filones capa o lacolitos. A su vez, estos autores destacan la intensa alteración de las andesitas y basaltos.

En la región septentrional de la Cordillera del Viento, la unidad de estudio es incluida por Zanettini (2001) en el Grupo Choiyoi (*sensu* Stipanovic, 1965) y estaría compuesta por vulcanitas calcoalcalinas que se acidifican hacia los términos más jóvenes. A su vez, divide a la unidad en una sección inferior mesosilíceas y una superior silíceas, separadas por una discordancia erosiva (Digregorio, 1972). La sección inferior es predominante en los afloramientos de esta región y está constituida por andesitas, brechas volcánicas y tobas andesíticas de colores violáceo, verde grisáceo y gris claro a oscuro. La sección superior se manifiesta entre la localidad de Varvarco y la de Las Ovejas y está compuesta por riolitas, pórfiros riolíticos, tobas riolíticas y lítico-cristalinas de colores blanco rosado, pardo rojizo y gris claro a oscuro. También son descriptos diques riolíticos asociados a facies hipabisales de la formación. Se estima para la unidad un espesor de 880 m en esta comarca (Pesce, 1981; Zanettini, 2001).

En el sector austral, la Fm. Cordillera del Viento, con un espesor de unos 1300 m, se apoya en forma discordante sobre el conjunto del Complejo Plutónico-Volcánico Huingancó, a través de una superficie denominada informalmente "d1" por Leanza *et al.* (2005) que ha sido vinculada a la Discordancia Huárpica (Llambías *et al.*, 2007). Por encima, la unidad es limitada también por una discordancia que la separa de la Fm. Milla Michicó, denominada informalmente "d2" por Leanza *et al.* (2005) y asociada a la Fase Diastrófica Tunuyánica por Llambías *et al.* (2007).

Por otro lado, en el extremo norte de la Cordillera del Viento, Zanettini (2001) reconoce que la unidad de estudio se dispone en discordancia angular sobre la Fm. Guaraco Norte, cubriendo un paleorrelieve. A su vez, es cubierta de igual manera por las vulcanitas Cayanta y Coyocho, la Fm. Invernada Vieja y depósitos glacifluviales e intruida por las plutonitas Varvarco, Radales y Butalón y por la Andesita Collipilli.

De esta manera, la edad de la Fm. Cordillera del Viento queda definida por las discordancias en su base y techo, siendo asignada al Triásico Medio a Superior por Llambías *et al.* (2007).

### Fm. Colomichicó

La Fm. Colomichicó (Figs. 3 y 4), pliensbachiana a toarciana inferior (Zappettini *et al.*, 2011), se compone de una secuencia volcano-sedimentaria que aflora en la parte media y alta del sector norte de la Cordillera del Viento, cubriendo en discordancia angular a la Fm. Cordillera del Viento.

Zappettini *et al.* (2018) dividen esta unidad en una sección inferior y una superior, cuyo límite está marcado por la presencia de niveles exhalativos. La sección inferior estaría constituida por vulcanitas composicionalmente bimodales con intercalaciones de niveles piroclásticos y sedimentarios, mientras que la sección superior estaría formada principalmente por vulcanitas y piroclastitas que caracterizan un vulcanismo ácido explosivo, así también como intrusiones de cuerpos subvolcánicos, probablemente filones capa y lacolitos (Zappettini *et al.*, 2018).

Las vulcanitas de la sección inferior están compuestas por basaltos, andesitas y riolitas, presentando mayor abundancia las primeras dos. A su vez, registran la presencia de niveles piroclásticos de tobas y tobas lapillíticas tanto de depósitos de caída como de flujo, descritas como chonitas e ignimbritas respectivamente, así también como brechas andesíticas. Para las intercalaciones clásticas se describen grauvacas y brechas depositadas durante períodos inter-eruptivos. En el techo de la sección inferior se encuentra un nivel de jaspilita de hasta 30 m de espesor (Zappettini *et al.*, 2018).

La sección superior está compuesta por tobas, mayormente ignimbritas, lavas ácidas riodacíticas/dacíticas, pórfiros y aglomerados volcánicos. En forma subordinada, se registran niveles volcánicos básicos a mesosilíceos. La sección superior presenta intrusiones subvolcánicas formadas por filones capa y lacolitos, aflorantes en las paredes del valle superior del arroyo Butalón Norte y en las cumbres de la Cordillera del Viento (Zappettini *et al.*, 2018).

La sección inferior de esta unidad es correlacionada por Zappettini *et al.* (2018) con la Fm. Milla Michicó, aflorante en el extremo austral de la Cordillera del Viento, considerando que la base de la unidad alcanza el Sinemuriano alto y que ambas unidades presentan características geoquímicas similares. Por otro lado, la sección superior es correlacionada con la Fm. La Primavera. La base y la sección media de esta última están constituidas por conglomerados con intercalaciones de lavas basálticas y su sección superior por dacitas y riolitas de un vulcanismo explosivo.

Esta unidad cubre mediante una discordancia angular a la Fm. Cordillera del Viento y en su techo es limitada por la Discordancia Rioatuélica (Zappettini *et al.*, 2018) que la separa del Grupo Cuyo.

La Fm. Colomichicó es interpretada por Zappettini *et al.* (2018) como un conjunto de centros volcánicos controlados por el fallamiento extensional propio de la etapa de *sinrift*

del Ciclo Precuyano. En cuanto al ambiente de formación, correspondería a un ciclo, en parte continental, con registros de ambiente marino restringido.

## **Grupo Cuyo**

### **Fm. Los Molles**

La Fm. Los Molles (Fig. 4), datada como toarciana-calloviana inferior hacia el Este de la Cordillera del Viento (Riccardi, 1993; Gulisano y Gutierrez Pleimling, 1995), aflora al Norte del área de estudio (Zanettini, 2001). La misma está constituida predominantemente por pelitas calcáreas de color gris oscuro, con alternancia subordinada de margas grises y bancos de areniscas gris verdosos, que reflejan un ambiente de depositación de baja energía en plataforma marina.

## **Grupo Campana Mahuida**

En el sector norte de la Cordillera del Viento afloran diversos cuerpos intrusivos de edad cretácica-paleógena (Figs. 3 y 4) agrupados dentro del Grupo Campana Mahuida (Howell *et al.*, 2005).

Entre estos cuerpos intrusivos se encuentra la Granodiorita Varvarco, que incluye stocks y diques tonalíticos o granodioríticos que intruyen a las formaciones Guaraco Norte y Cordillera del Viento en las inmediaciones de la localidad de Varvarco y en el arroyo Guaraco Norte, entre otros lugares de la zona (Casé *et al.*, 1998, 2001, 2008). Determinaciones de edades de enfriamiento sobre la Granodiorita Varvarco han sido realizadas mediante el método K/Ar en roca total, reflejando una edad de  $64,7 \pm 3,2$  Ma en el área de Butalón (JICA/MMAJ, 2000, mencionado en Franchini *et al.*, 2003) y  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  en biotita con una edad de  $69,09 \pm 0,13$  Ma en el área de Varvarco (Kay *et al.*, 2006). Estas edades Ar-Ar y K-Ar son consideradas como edades de enfriamiento, siendo posible que el sistema isotópico K-Ar sea afectado por eventos metamórficos o hidrotermales posteriores a la cristalización del cuerpo ígneo. Más recientemente, Assis (2019) dató circones de la Granodiorita Varvarco mediante el método U-Pb SHRIMP, obteniendo una edad de cristalización de  $67,8 \pm 0,8$  Ma. En base a estas dataciones (Franchini *et al.*, 2003; Kay *et al.*, 2006; Assis, 2019), se asigna a estos cuerpos intrusivos una edad cretácica superior-paleocena.

El Granito Radales (Zanettini, 2001) está constituido por granitos gráficos de grano fino y textura aplítica (Assis, 2019) que afloran en la zona de la localidad de Varvarco, en los arroyos Manzano y Chacay. En este último el granito de esta unidad intruye a la Granodiorita Varvarco (Zanettini, 2001; Assis, 2019). Por esta razón el Granito Radales es considerado más joven que la Granodiorita Varvarco.

Por otro lado, también se hayan afloramientos de la Tonalita Butalón constituidos por intrusivos formados por stocks y diques tonalíticos y dioríticos que intruyen a la Granodiorita Varvarco. El stock de mayores dimensiones presenta un área cercana a los  $0,5 \text{ km}^2$ , aflorando en el arroyo Butalón Norte (Casé *et al.*, 2008). Si bien no se cuenta

con determinaciones radiométricas para definir su edad, se la asigna al Paleoceno-Eoceno por intruir a la Granodiorita Varvarco (Franchini *et al.*, 2003; Casé *et al.*, 2008; Assis, 2019).

Cabe destacar que en el área de estudio Zanettini (2001) asigna para este conjunto de cuerpos intrusivos en base a relaciones estratigráficas una edad triásica “post-Choiyolitense”, incluyéndolos en el Grupo El Portillo, constituido por la Granodiorita Varvarco, el Granito Varvarco Tapia, el Granito Radales y la Tonalita Butalón.

### **Unidades cenozoicas**

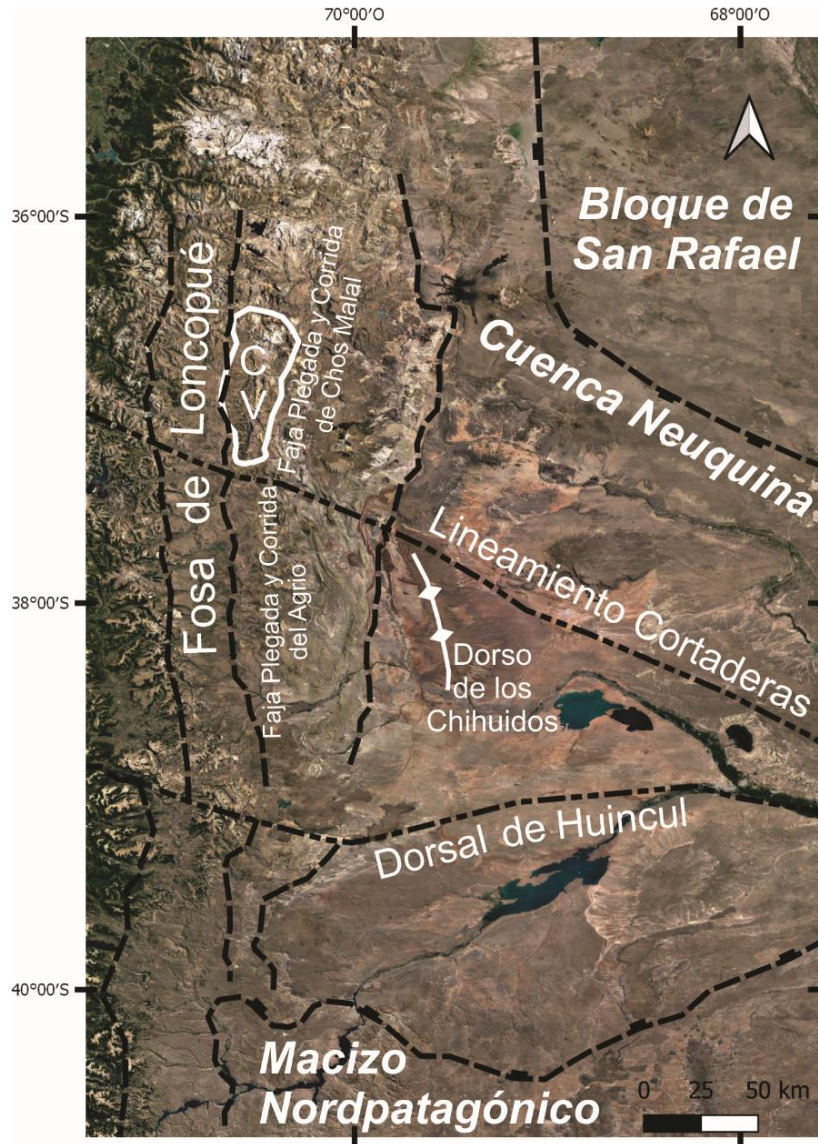
La secuencia cenozoica comienza con el Grupo Molle (Yrigoyen, 1972), constituido por las subvulcanitas de la Andesita Collipilli (Llambías y Rapela, 1989) y las rocas efusivas de la Andesita Cayanta (Rapela y Llambías, 1985) de edad paleógena. Estas dos unidades afloran en el área de estudio inmediatamente al Sur de la localidad de Varvarco. Zappettini *et al.* (2018) vinculan este afloramiento a las vulcanitas del Grupo Naunauco (Zamora Valcarce, 2006) de edad eocena (Fig. 3).

Desde fines del Mioceno superior hasta el Plioceno superior, los productos volcanogénicos y básicos del Basalto Coyucho (Yrigoyen, 1972) se extendieron en gran parte del área. La actividad efusiva básica a silíceo continuó durante el Plioceno superior y Pleistoceno medio. Hacia el techo de la columna estratigráfica de la región, para tiempos del Pleistoceno superior, se encuentran los depósitos morénicos y glaciales que reflejan el englazamiento de la región. La estratigrafía se completa con depósitos cuaternarios aterrazados, de remoción en masa, aluviales, coluviales y pedemontanos (Zanettini, 2001).

### **II.2.b. Estructura**

La Cordillera del Viento constituye un rasgo morfoestructural de orientación N-S generado durante la Orogenia Andina. La misma se encuentra localizada entre las latitudes 36°45' S y 37°20' S, en el Noroeste de la provincia de Neuquén, formando parte de la Precordillera Neuquina Norte (*sensu* Ramos *et al.*, 2011).

Este rasgo montañoso presenta unas dimensiones aproximadas de 60 km de largo y 25 km de ancho, con un relieve estructural de aproximadamente 3000 m, alcanzando hasta los 4707 m de altura en el Cerro Domuyo, un edificio volcánico neógeno que exhibe el relieve de mayor altura de la Patagonia argentina. Este cordón cordillerano se encuentra separado de la Cordillera Principal por la Fosa de Loncopué de 40 km de ancho (Fig. 5).

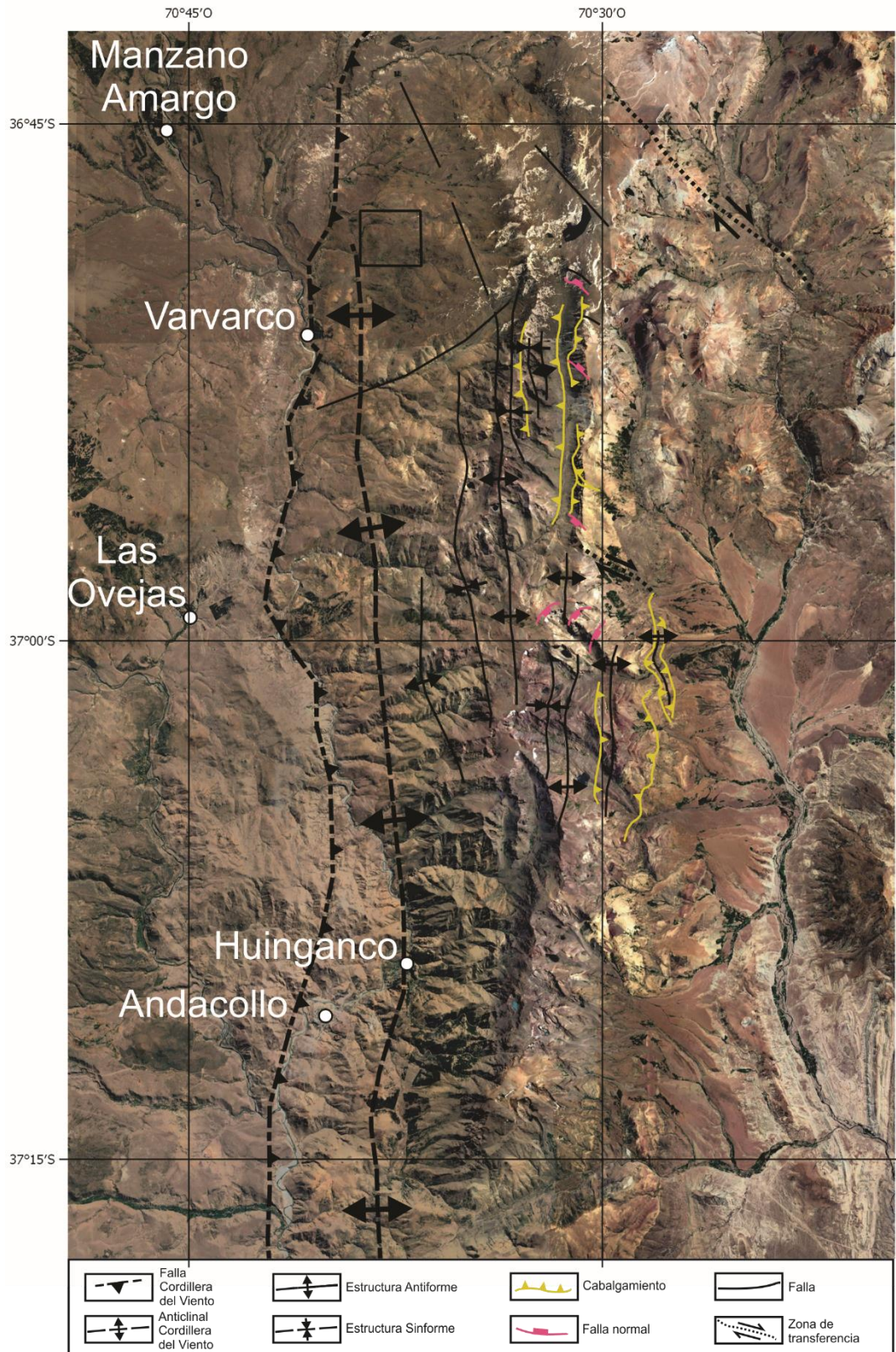


**Figura 5.** Principales estructuras a nivel regional, regiones geológicas y unidades morfoestructurales con ubicación de la Cordillera del Viento. Basado en Giacosa *et al.* (2014).

Originalmente, Groeber (1947) describió a la Cordillera del Viento como un braquianticlinal asimétrico de rumbo N-S cuyo extremo norte se hunde a la altura del arroyo Atreuco, al Norte del área de estudio. Zanettini (2001) vinculó la génesis de este braquianticlinal con un esfuerzo vertical que fracturó el núcleo paleozoico y plegó a la sucesión sedimentaria mesozoica adosada al flanco oriental del mismo. El flanco occidental del anticlinal ha sido totalmente erosionado (Zanettini, 2001). En estudios estructurales más recientes en el área de estudio, Giacosa *et al.* (2014) también caracterizaron a la Cordillera del Viento como un alto estructural asociado a un gran pliegue ándico de orientación N-S, denominado Anticlinal Cordillera del Viento (Zöllner y Amos, 1973), donde afloran rocas del basamento paleozoico y mesozoico de la Cuenca Neuquina. Este cordón montañoso representaría el borde occidental y sector interno de la Faja Plegada y Corrida de Chos Malal (Zapata y Folguera, 2005), la cual constituye la prolongación hacia el Norte de la Faja Plegada y Corrida del Agrio (Zamora Valcarce *et al.*, 2006) (Fig. 5).



Giacosa *et al.* (2014) determinaron que entre las estructuras compresivas andinas más importantes de la región se encuentran la Falla Cordillera del Viento y el Anticlinal Cordillera del Viento (Fig. 6). La primera, acorde a Giacosa (2011), se correspondería con el Sistema de Fallas Andacollo/Loncopué (Cobbold y Rosello, 2003). Esta estructura constituyó originalmente una falla normal buzante hacia el E que controló la depositación de las rocas permotriásicas y jurásicas. La Falla Cordillera del Viento fue incluida por Vergani *et al.* (1995) en un sistema de fallas N-S denominado "Sistema Tres Chorros-Cordillera del Viento", que controló la sedimentación del *sinrift* de los depocentros durante el Triásico Superior hasta la iniciación del Grupo Cuyo. Durante la Orogenia Andina, el sistema extensional habría sido invertido, por lo cual la Falla Cordillera del Viento fue invertida exhumando rocas paleozoicas en la parte occidental formando el Anticlinal Cordillera del Viento. El hecho de que las rocas volcánicas de la Fm. Cayanta cubran a la Falla Cordillera del Viento y se apoyen formando un *onlap* sobre el núcleo del Anticlinal Cordillera del Viento, permite sugerir una edad pre-eocena para esta actividad tectónica (Giacosa *et al.*, 2014, entre otros).



**Figura 6.** Principales estructuras de la Cordillera del Viento (imagen satelital de Google Earth, 2020). El recuadro negro representa el área de estudio. Basado en Zanettini (2001), Giacosa *et al.* (2014) y Sagripanti *et al.* (2014).

Por otro lado, el Anticlinal Cordillera del Viento (Groeber, 1947; Zöllner y Amos, 1973) constituye un pliegue N-S asimétrico buzante hacia el S y con vergencia O, asociado a la Falla Cordillera del Viento (Giacosa *et al.*, 2014). La terminación sur del anticlinal coincide con el Lineamiento Cortaderas de orientación O-NO (Cobbold y Rosello, 2003; Kay *et al.*, 2006; Ramos y Kay, 2006; Zamora Valcarce *et al.*, 2006), el cual constituye el borde austral de la Faja Plegada y Corrida de Chos Malal y el límite septentrional de la Faja Plegada y Corrida del Agrio (Fig. 5).

Hacia el sector norte de la Cordillera del Viento, Zanettini (2001) describió estructuras de fallamiento, resaltando que los lineamientos regionales N-S no son tan abundantes, sino que se destaca el sistema de fracturación NO y su conjugado NE (Fig. 6), sistemas que regulan los bloques y afloramientos de las metamorfitas mesopaleozoicas y de las eruptivas permotriásicas. A su vez, mencionan un sistema E-O subordinado. Este autor infirió los lineamientos N-S como fallas compresivas de alto ángulo manifestadas principalmente en las unidades paleozoicas. Estas estructuras habrían sido reactivadas en el Mioceno superior durante la Fase Quéchuica. Los sistemas de rumbo NO y NE son interpretados como líneas de debilidad del basamento pre-jurásico inferior, asociadas a esfuerzos compresivos provenientes desde el Oeste, que fueron reactivadas durante el Paleógeno-Neógeno como fracturas de desplazamiento horizontal. A su vez, estas estructuras habrían servido de alivio tensional influyendo en la localización de las mineralizaciones, alteración hidrotermal y actividad volcánica cenozoica de la zona (Zanettini, 2001).

Giacosa *et al.* (2014) reconocieron en las rocas paleozoicas estructuras contraccionales y extensionales que atribuyeron a las deformaciones ocurridas durante los ciclos orogénicos Chánico, Gondwánico y Andino (ver Ramos, 1988 y los trabajos allí citados). Estos ciclos culminaron en las orogenias Chánica (Devónico tardío-Carbonífero temprano), Sanrafaélica (Carbonífero tardío-Pérmico temprano) y Andina (Cretácico Tardío-Reciente) lo cual se refleja en el área de estudio en las discordancias asociadas a ellas. En estas latitudes de los Andes, la orogenia Chánica estaría vinculada a una colisión de tipo continental (placas continentales), mientras que las otras dos serían no colisionales de tipo andino (placa oceánica-placa continental). El levantamiento de la Cordillera del Viento estaría vinculado a la Orogenia Andina durante el Cretácico Tardío.

Durante el Ciclo Chánico, el régimen compresivo imperante deformó las rocas de la Fm. Guaraco Norte bajo condiciones de metamorfismo de bajo grado generando dos clivajes asociados a pliegues vergentes hacia el O y cabalgamientos (Giacosa *et al.*, 2014). En cuanto al Ciclo Gondwánico, se generaron en las rocas carboníferas dos conjuntos de estructuras bajo diferentes condiciones, definidas por un lado como fallas normales sinsedimentarias sincrónicas con actividad volcánica y, por otro lado, cabalgamientos con vergencia SO y pliegues de orientación NO asociados a la Orogenia Sanrafaélica del Pérmico temprano. Por último, vinculado al Ciclo Andino, las rocas del Pérmico-Triásico Inferior en la Cordillera del Viento se caracterizan por la presencia de numerosas fallas normales asociadas al desarrollo de una cuenca extensional que controló la intrusión del Granito Huingancó y la acumulación volcánica de la Fm. La Premia.

En el sector septentrional de la cordillera, las fallas presentan una orientación predominante N-S, mientras que las de tendencia E-O a ENE-OSO son interpretadas

como zonas de transferencia, formando parte de un sistema extensional generalizado de fallas con orientación N. Por otro lado, en la región austral de la cordillera, Giacosa *et al.* (2014) describieron fallas normales pérmicas E-O a ENE-OSO que deforman al Grupo Andacollo, probablemente asociadas a una importante zona de transferencia en el sistema extensional pérmico, que posteriormente son reactivadas y mineralizadas en el Cretácico Tardío-Paleógeno durante la Orogenia Andina y pasan a formar zonas transtensivas y transpresivas.

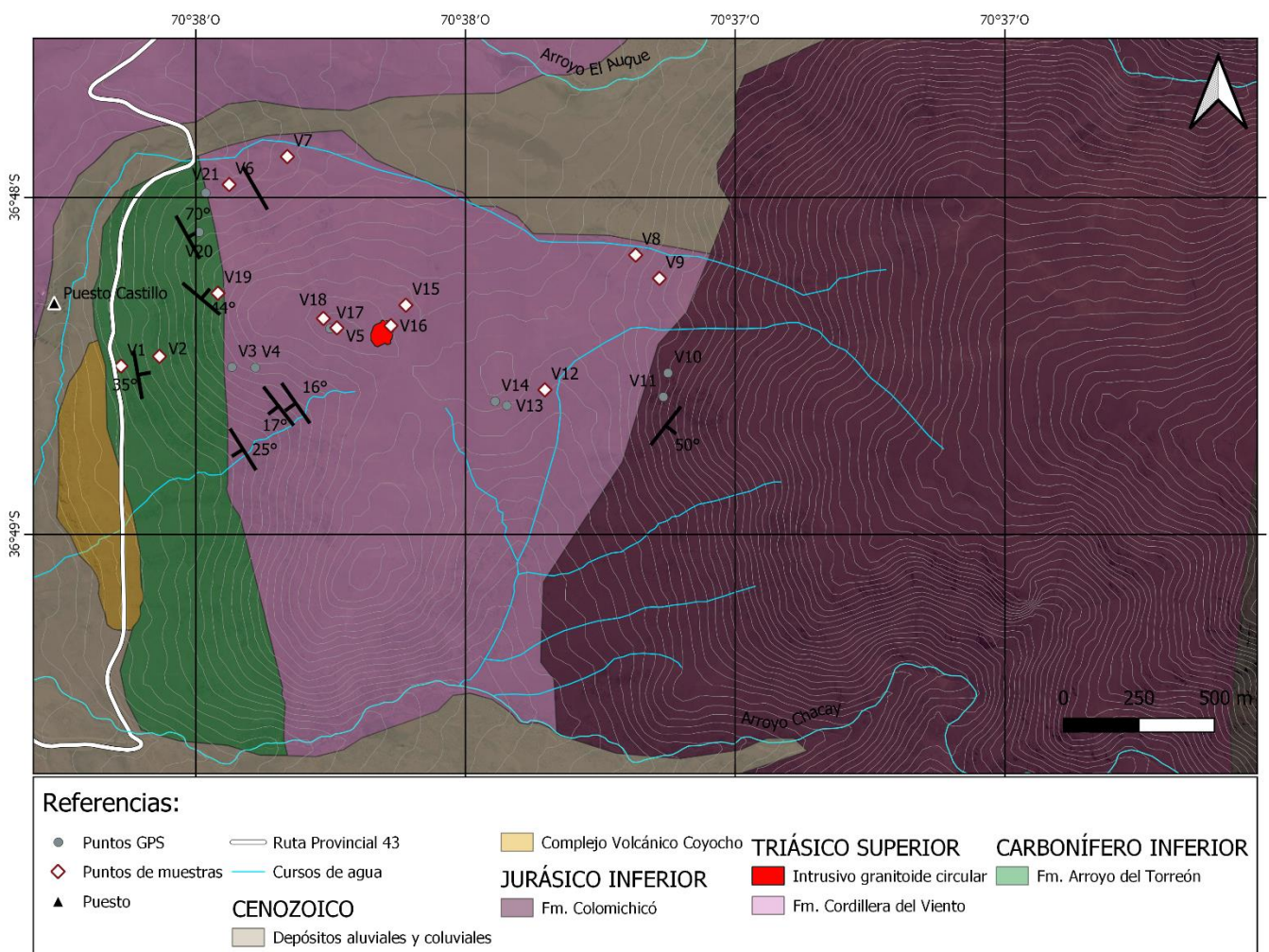
La geometría de los patrones de deformación extensional triásica-tardía en la Cordillera del Viento ha sido estudiada por Sagripanti *et al.* (2014). Allí se describen cabalgamientos de orientación predominante N-S asociados a la Orogenia Andina que exhuman geometrías sinextensionales en secuencias triásicas-tardías. Las estructuras contraccionales N-S no estarían asociadas directamente con la inversión tectónica de las fallas normales del *sinrift*. La arquitectura interna de los bloques fallados del *sinrift* exhibe un patrón de segmentación definido por estructuras extensionales de orientación O-NO a NO y NE que controlaron los espesores del relleno del *sinrift* del Triásico Superior (Fig. 6).

De esta manera, las estructuras contraccionales andinas N-S no estarían asociadas a la reactivación de las fallas normales previas, sino que constituyen una serie de cabalgamientos que cortan la arquitectura del rift triásico. Por otro lado, las estructuras asociadas al régimen extensional triásico habrían sido reactivadas selectivamente como fallas contraccionales (estructuras de orientación NE) y fallas transformantes (estructuras de orientación O-NO a NO). Por lo tanto, el modelo propuesto por Sagripanti *et al.* (2014) indica que el rifting triásico-superior habría tenido una geometría elongada según las estructuras O-NO a NO, que limitarían depocentros y altos estructurales (Zonas de Transferencia Tucuyo y Curileuvú, al Sur y Norte respectivamente en la Fig. 6) y estaría segmentado por estructuras menores de orientación NE.

## CAPÍTULO III

### III.1. Estratigrafía

A continuación se detalla la información litológica y estratigráfica obtenida del trabajo de campo en el área de estudio ubicada entre los arroyos El Auque y Chacay en los alrededores de Varvarco como se detalló en los capítulos previos. El trabajo de campo consistió en el recorrido de los afloramientos, el reconocimiento de la litología expuesta incluyendo el muestreo cuando ha sido necesario y el registro de datos estratigráficos y estructurales. Los resultados se representan en un mapa geológico en escala 1:20.000 (Fig. 7) y en perfiles estratigráficos (Fig. 8) integrados además en una columna estratigráfica general inferida (Fig. 28).



**Figura 7.** Mapa geológico de la zona de estudio donde se muestran puntos de control y unidades estratigráficas reconocidas (basadas en Zappettini *et al.*, 2012, 2014) con indicación de rumbo y buzamiento.

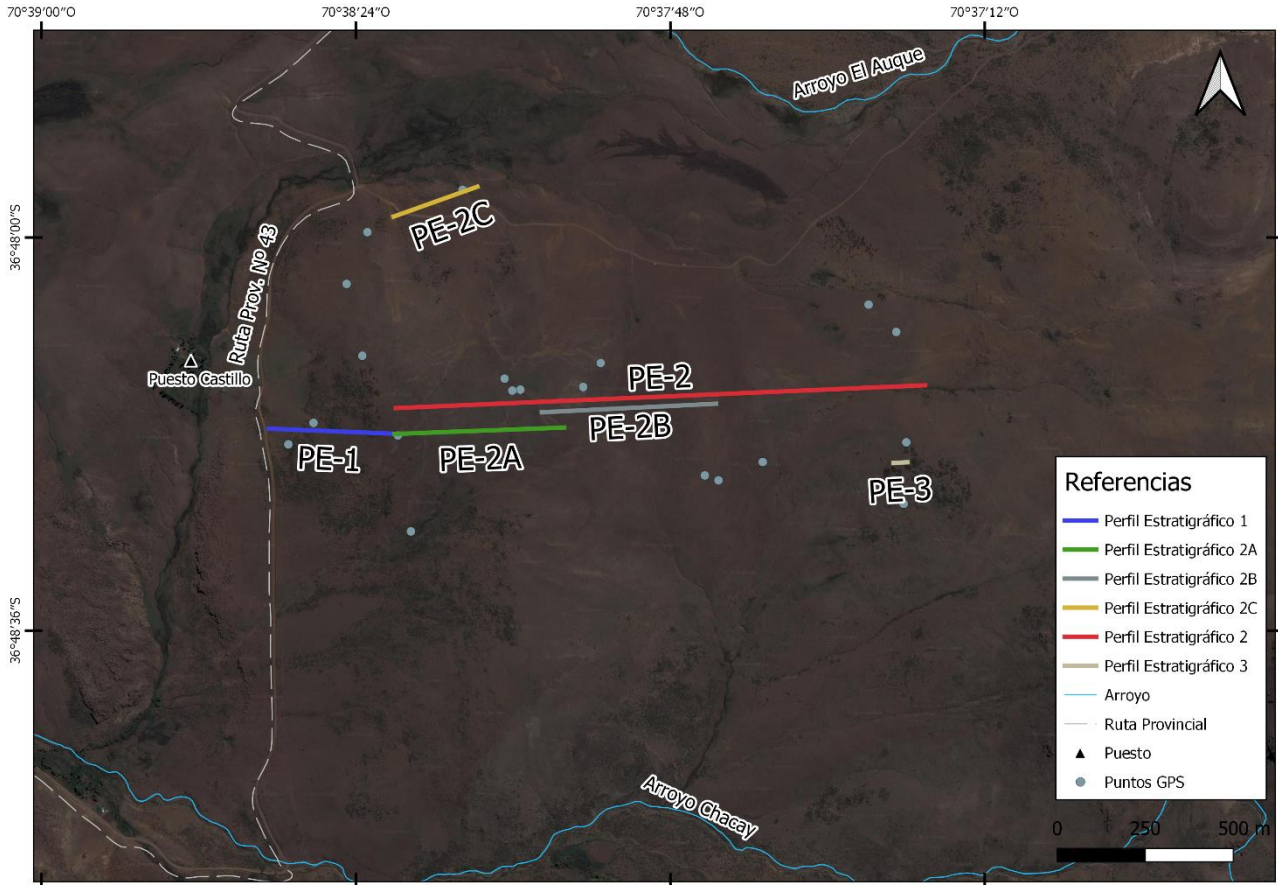
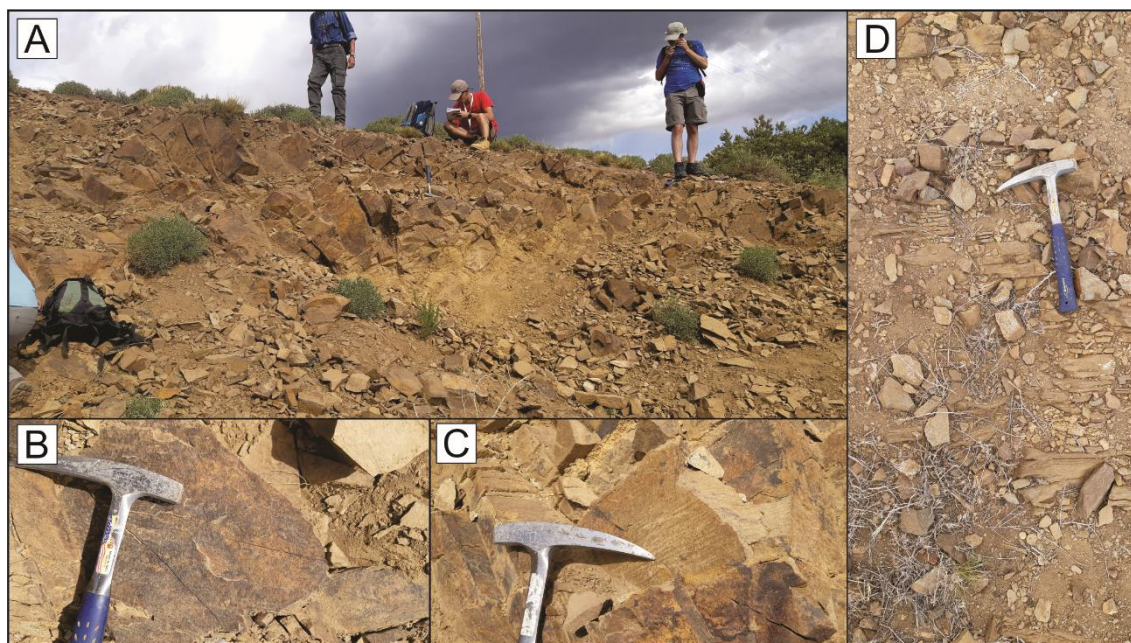


Figura 8. Mapa de ubicación de los perfiles estratigráficos (PE) realizados.

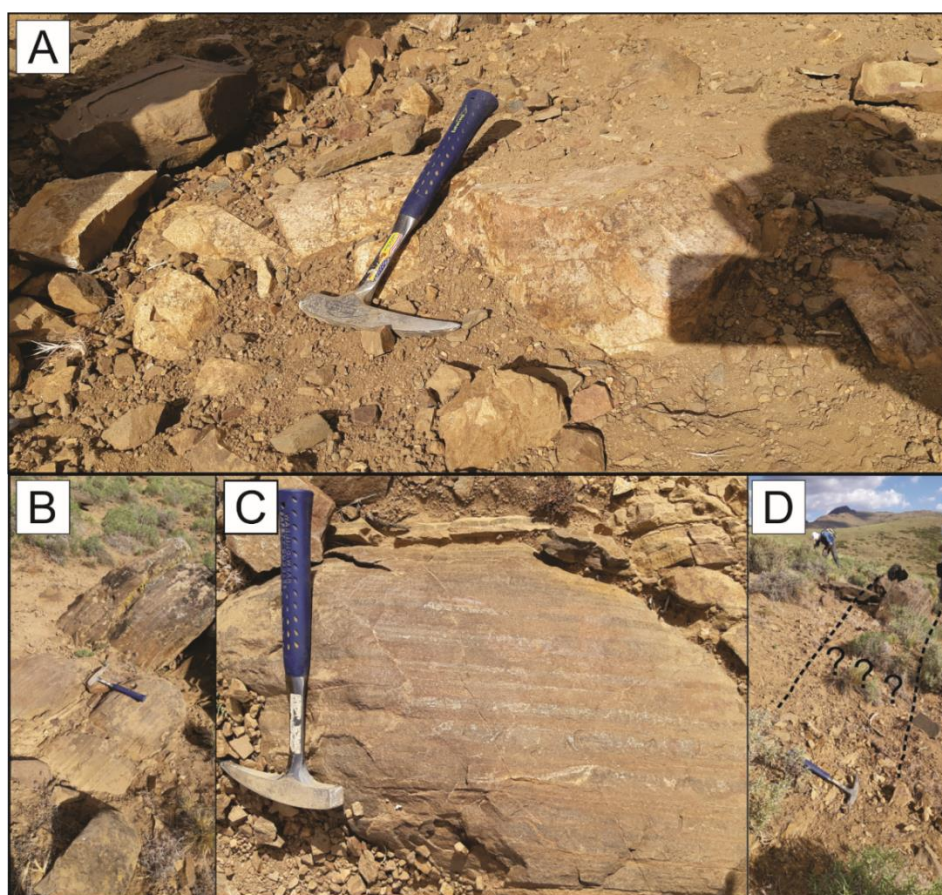
Hacia el Oeste, en las cercanías de la Ruta Provincial 43 (Figs. 7 y 8) se registran unos 5 m de espesor de bancos tabulares de areniscas ocre en superficie de meteorización y grises en superficie fresca (V1 en Fig. 7; Fig. 9. A). El tamaño de grano es medio a fino, con buena selección, laminación paralela y, en algunos niveles, ondulitas (Figs. 9. B-C). Estos cuerpos psamíticos presentan un abundante diaclasado en múltiples direcciones. El plano de estratificación ( $S_0$ ) posee un rumbo y buzamiento de  $N10^{\circ}O/35^{\circ} NE$ .

Alrededor de 30 m estratigráficamente hacia arriba en el perfil, se encuentran delgados niveles de tobas arenosas grises intercaladas entre los bancos psamíticos (Fig. 9. D) y aumenta ligeramente el buzamiento de los estratos. Estos niveles tobáceos se caracterizan por presentar cristales tabulares blancos por alteración en una matriz grisácea. A su vez, es posible distinguir ondulitas entre los niveles arenosos (Fig. 9. D).

En niveles superiores se destaca, entre los depósitos psamíticos-tobáceos, un banco tabular de vulcanitas silicificadas y alteradas de 4 m de espesor y rumbo  $N30^{\circ}O$  (V2 en Fig. 7; Fig. 10. A).



**Figura 9.** A) Banco tabular de areniscas color ocre (V1). B y C) Laminación paralela en las areniscas. D) Areniscas con ondulitas e intercalaciones de tobas arenosas.

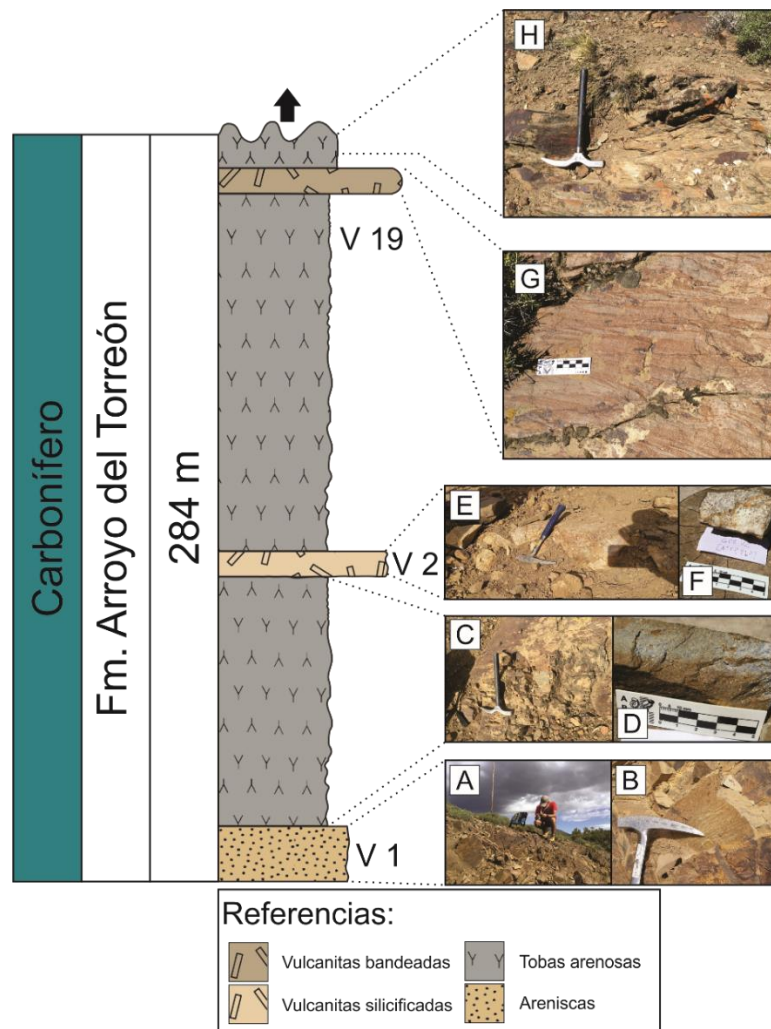


**Figura 10.** A) Nivel de vulcanitas silicificadas color blanquecino (V2). B) Cuerpos tabulares bandeados resistentes. C) Bandeamiento presente en este banco tabular. D) Vista del afloramiento al SSE donde se observa la gradación lateral del cuerpo bandeado, en el SSE, a las tobas arenosas, en el NNO donde se encuentra la piqueta.

Escasos metros hacia arriba estratigráficamente aflora un conjunto de rocas bandeadas de color oscuro y geometría tabular que constituyen cuerpos duros y resistentes a la erosión (Figs. 10. B-C). Los mismos gradan lateralmente a las tobas arenosas grises (V19 en Fig. 7), reflejando el carácter aislado de estos cuerpos (Fig. 10. D). La secuencia continúa con las epiclastitas tobáceas.

En síntesis, los depósitos descritos con un espesor total aproximado de 284 m y representados en el perfil PE-1 (Fig. 11) consisten principalmente en areniscas con ondulitas e intercalaciones de depósitos piroclásticos de caída. Entre estas epiclastitas y piroclastitas se observan también bancos de vulcanitas tabulares, algunas de las cuales presentan estructuras de bandeamiento por flujo.

Las características de estos depósitos indican un ambiente de depositación marino de transición predominantemente epiclástico con una importante actividad volcánica relativamente cercana que produjo un influjo casi constante de cenizas y ocasionalmente de algunos flujos lávicos. Estos depósitos volcánicos y volcanoclásticos son atribuidos a la Formación Arroyo del Torreón (Zappettini *et al.*, 2012, 2018).

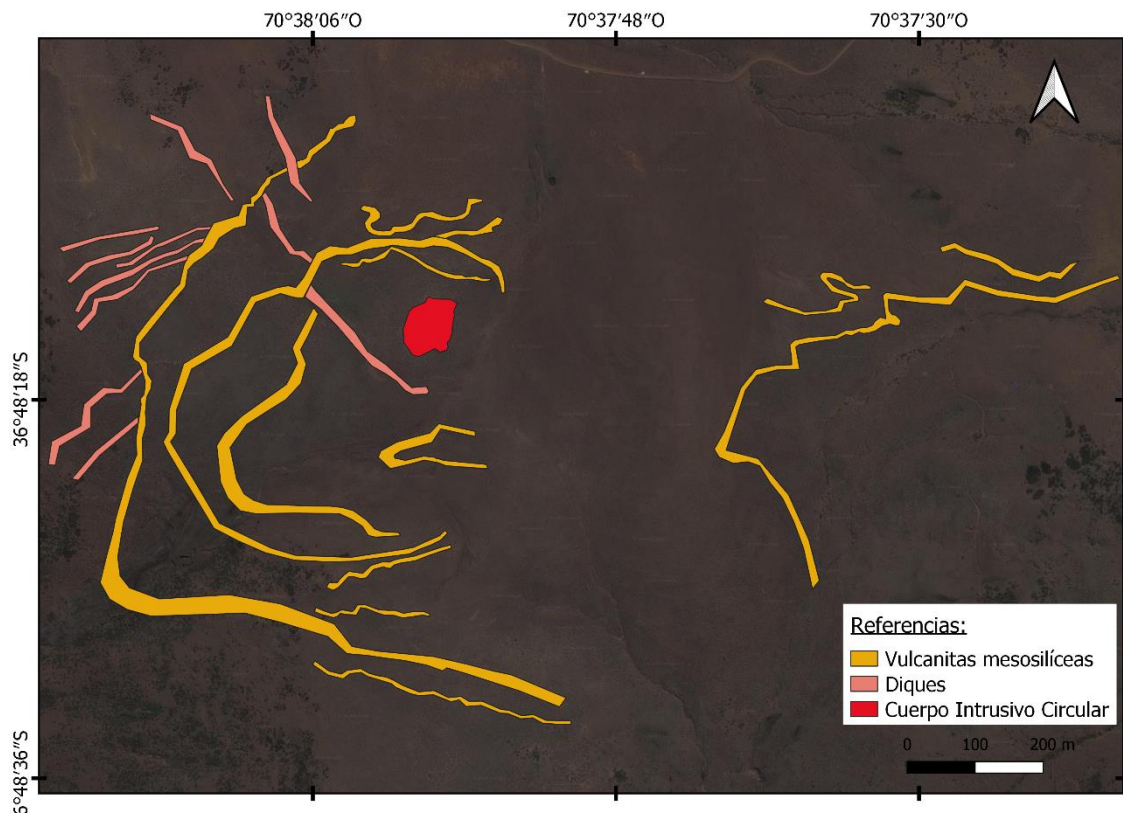


**Figura 11.** Perfil estratigráfico PE-1. **A) y B)** Areniscas tabulares ocreas. **C)** Tobas arenosas. **D)** Muestra de mano de tobas arenosas. **E)** Vulcanitas silicificadas blanquecinas. **F)** Muestra de mano de vulcanita silicificada blanquecina. **G)** Cuerpos con bandeamiento por flujo. **H)** Tobas arenosas con estructuras sedimentarias.



Por encima de la secuencia epiclástica y volcániclastica descrita se apoya -discordancia mediante- una acumulación de porfiritas mesosilíceas y depósitos de flujos piroclásticos atravesados por cuerpos de vulcanitas de similar composición. Aunque los contactos están mayormente cubiertos, la discordancia angular en la base de estos niveles es inferida por el fuerte contraste entre las litologías de ambas unidades y el cambio de rumbo y buzamiento de las capas.

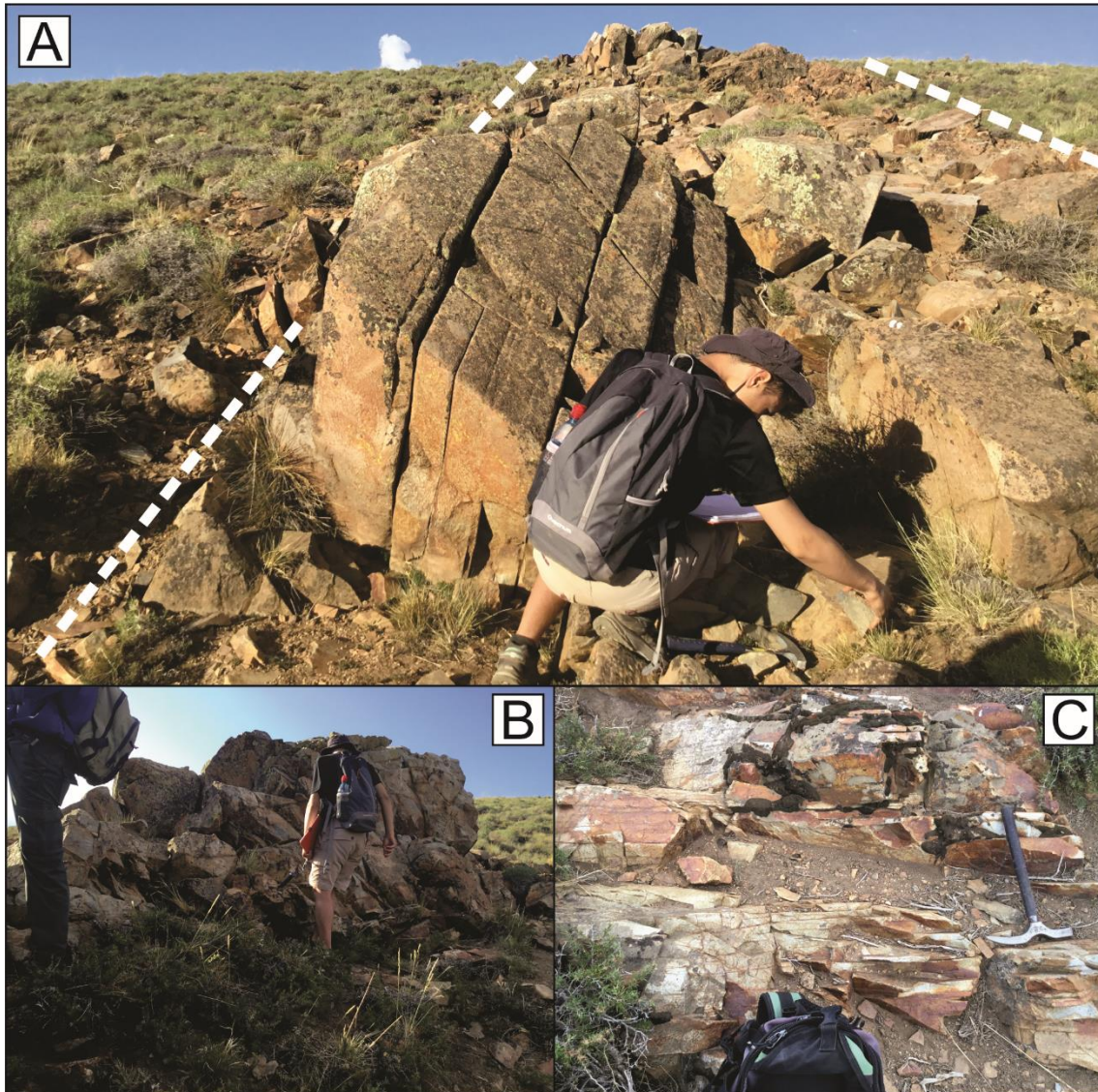
Las vulcanitas, piroclastitas y cuerpos subvolcánicos de esta sucesión exhiben un complejo arreglo multidireccional observable en el mapeo realizado en base a imágenes satelitales (Fig.12). Hacia el Oeste en la figura 12 se observan los cuerpos interpretados como diques de orientación NE-SO con los que comienza la unidad. Estos culminan abruptamente en cuerpos correspondientes a vulcanitas mesosilíceas de orientación N35°O y buzamiento de 19°SO. En contraste, un conjunto de porfiritas mesosilíceas de orientación NO-SE cortan a los cuerpos de vulcanitas, razón por la cual son consideradas posteriores. A su vez, se destaca la presencia de un cuerpo intrusivo granitoide circular de 90 m de diámetro que intruye a la secuencia.



**Figura 12.** Mapeo de cuerpos volcánicos y subvolcánicos en el área de estudio (V3-V9, V12-V18 en Fig. 7) (imagen satelital de base de Google Earth, 2020).

La secuencia se compone de una serie de cuerpos porfiríticos de orientación N30°E con bordes bien definidos y un diaclasado paralelo a los mismos (V3 en Fig.7; Fig. 13. A) que suman una longitud aproximada de 130 a 200 m y un espesor de 5 a 10 m. Estos cuerpos son interpretados como una serie de cuerpos subvolcánicos paralelos a subparalelos, probablemente diques.

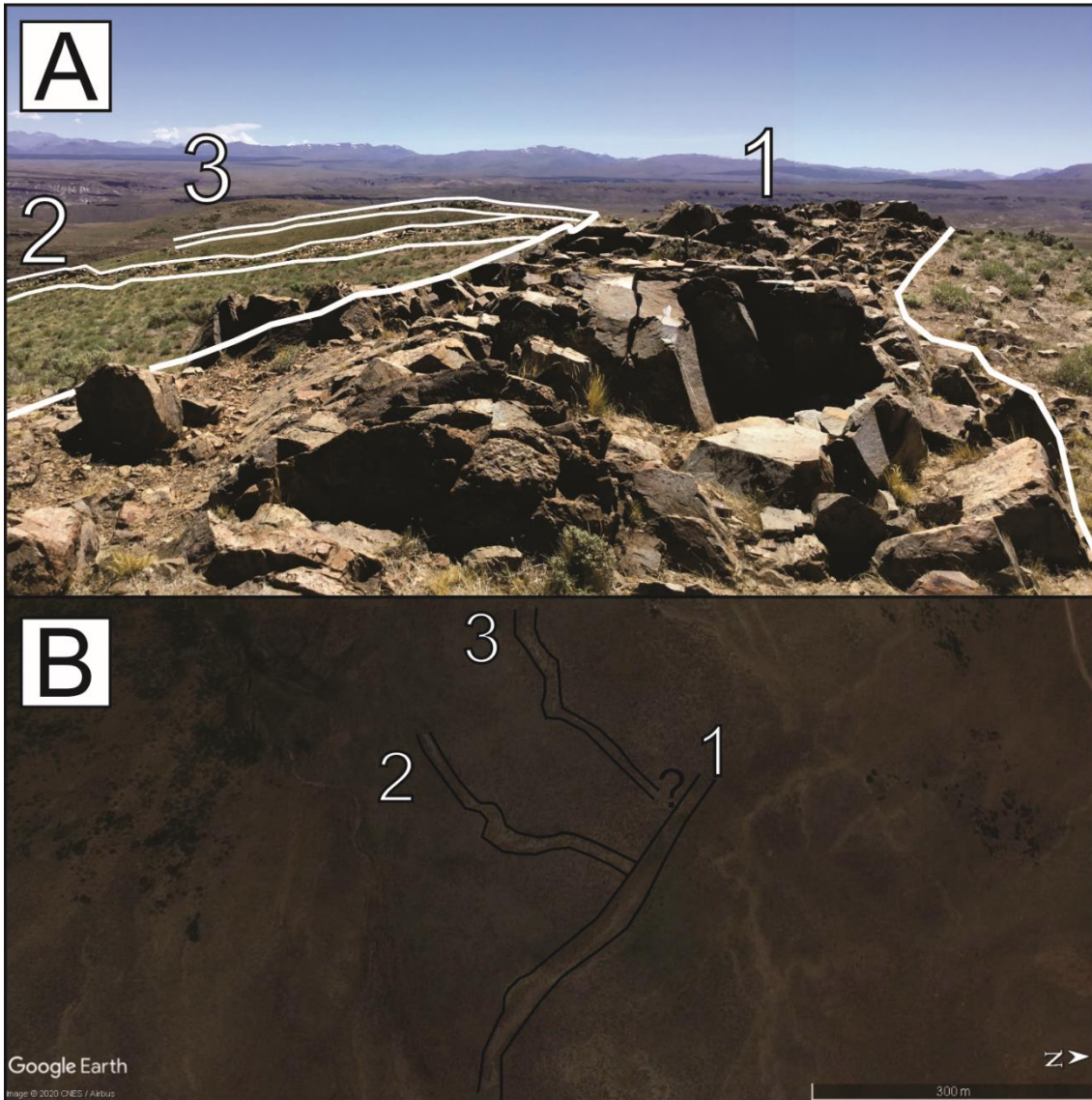
Este conjunto de diques culmina en cuerpos de tobas silicificadas sinuosas (V4 en Fig. 7; Figs. 13. B-C) con continuidad de 180 a 200 m con rumbo N32°O y buzamiento de 25°O. Estas tobas podrían estar asociadas a depósitos de flujos piroclásticos teniendo en cuenta su espesor variable y estructuras de flujo (Figs. 13. B-C.).



**Figura 13.** A) Vista hacia el N de uno de los diques (V3) donde se observa el diaclasado. B) Tobas silicificadas (V4) que completan la secuencia. C) Detalle de las tobas silicificadas con aparentes estructuras de flujo.

Estratigráficamente por encima, se encuentran dos cuerpos sinuosos subparalelos de porfiritas silicificadas muy alteradas. Estos cuerpos presentan valores de rumbo y buzamiento de N35°O/17°SO (V18 en Fig. 7; 2 y 3 en Fig. 14). Estas vulcanitas son cortadas por porfiritas mesosilíceas de orientación NO-SE (1 en Fig. 8; Figs. 14. A-B).

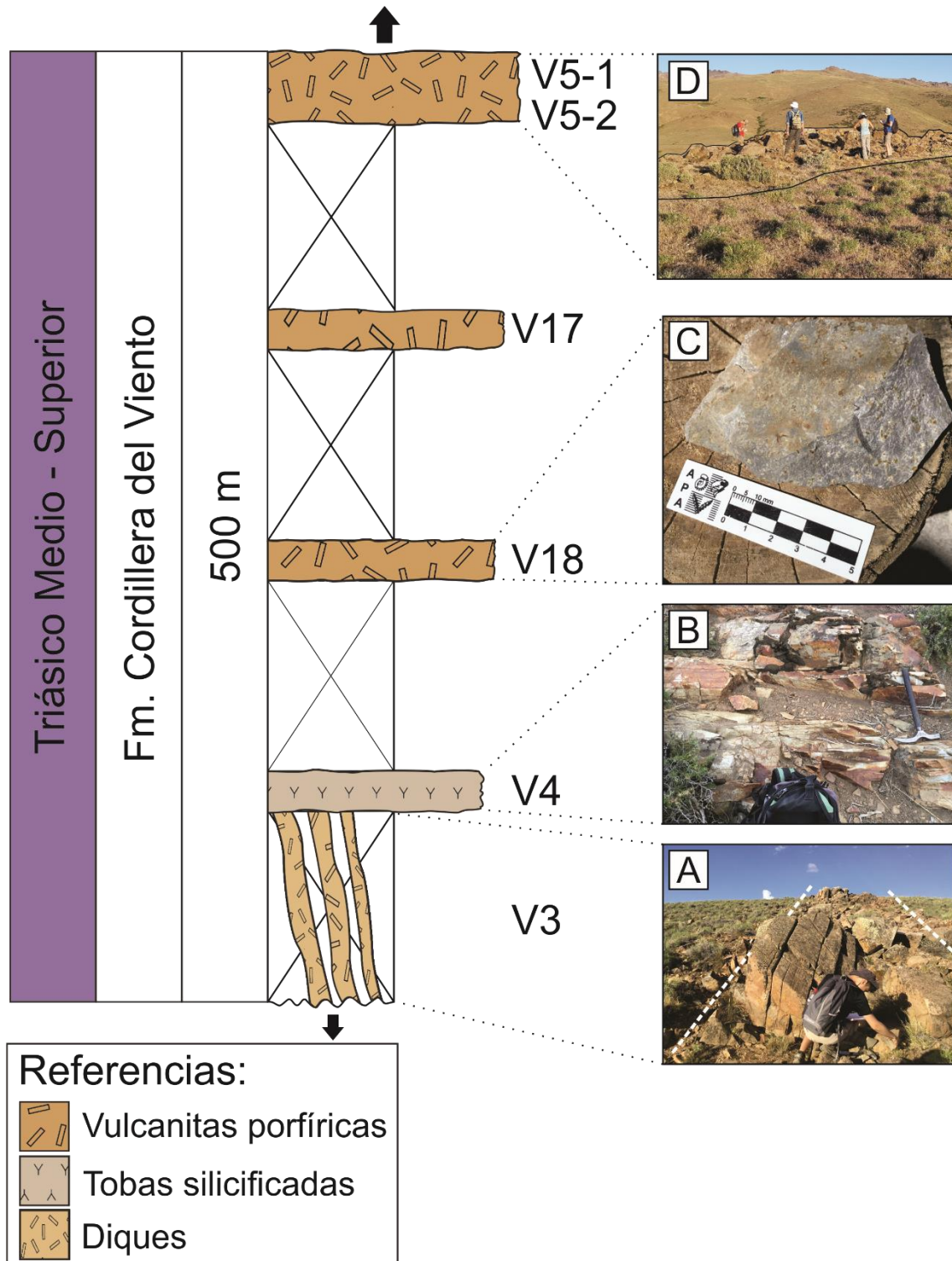
De esta forma, se observa un brusco cambio en la orientación de los cuerpos aflorantes apareciendo una serie de porfiritas de orientación predominante NO-SE (“1” en Fig. 12; Figs. 16. A-B), cortando de forma oblicua a las tobas silicificadas (Figs. 13. B-C) y a las vulcanitas sinuosas (2 y 3 en Fig. 14).



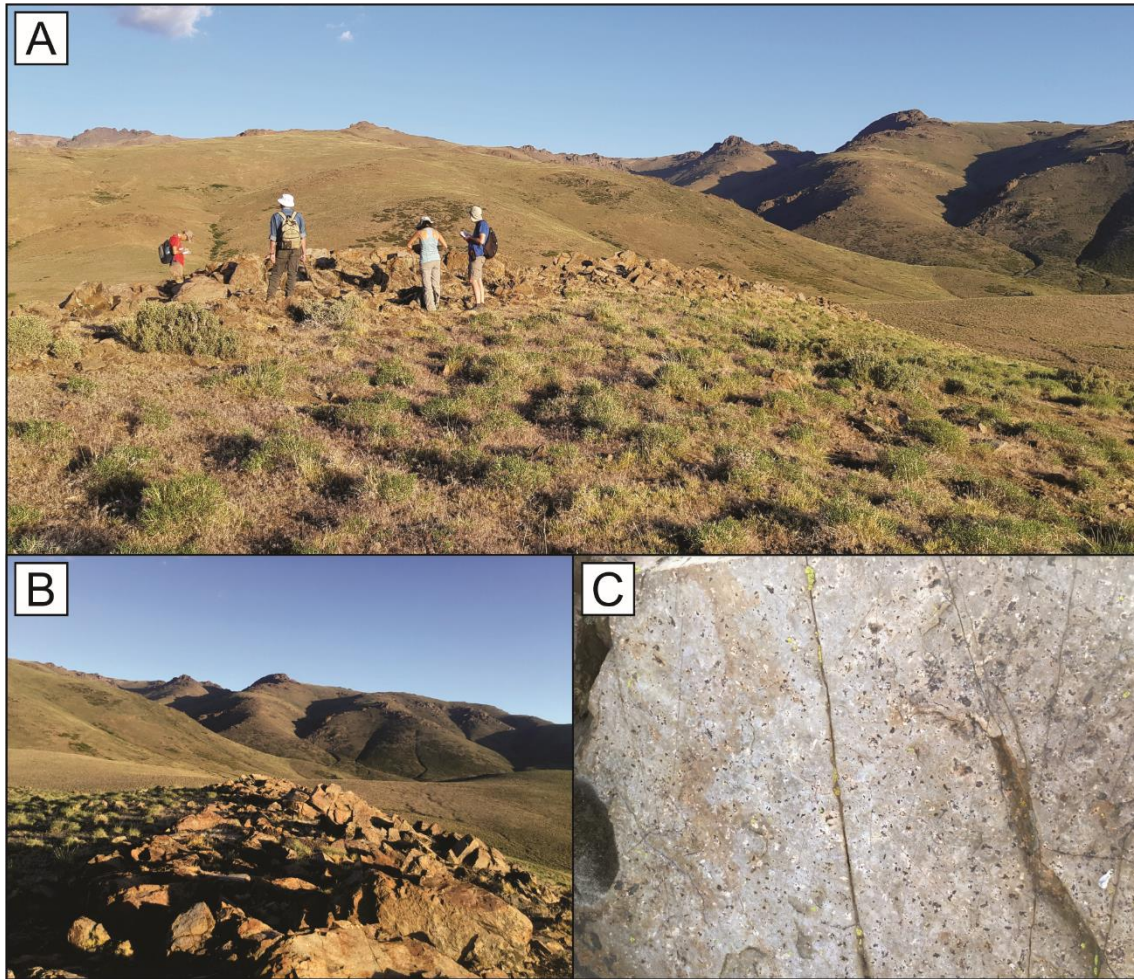
**Figura 14.** **A)** Intersección de vulcanitas en afloramiento (V17 y V18 con V5). **B)** Cuerpos de A) en planta (imagen satelital de Google Earth, 2020).

Las porfiritas que forman los cuerpos de orientación NO-SE (muestras V5-1 y V5-2; Fig. 15) presentan una superficie de alteración baya (Figs. 16. A-B), un color gris oscuro casi negro en fractura fresca y una textura porfírica (Fig. 16. C) con fenocristales de feldespato muy alterados de hasta 4 mm en su longitud mayor rodeados por una pasta afanítica microcristalina de color oscuro. Los cuerpos presentan una continuidad promedio de 170 m, espesores de entre 7 y 10 m y una orientación N50°O.

Este tramo de la secuencia se esquematiza en el perfil estratigráfico PE-2. A (Fig. 15).



**Figura 15.** Perfil estratigráfico PE-2. A. A) Dique (V3). B) Toba silicificada (V4). C) Porfirita (V18). D) Porfirita ocre (V5-1 y V5-2)

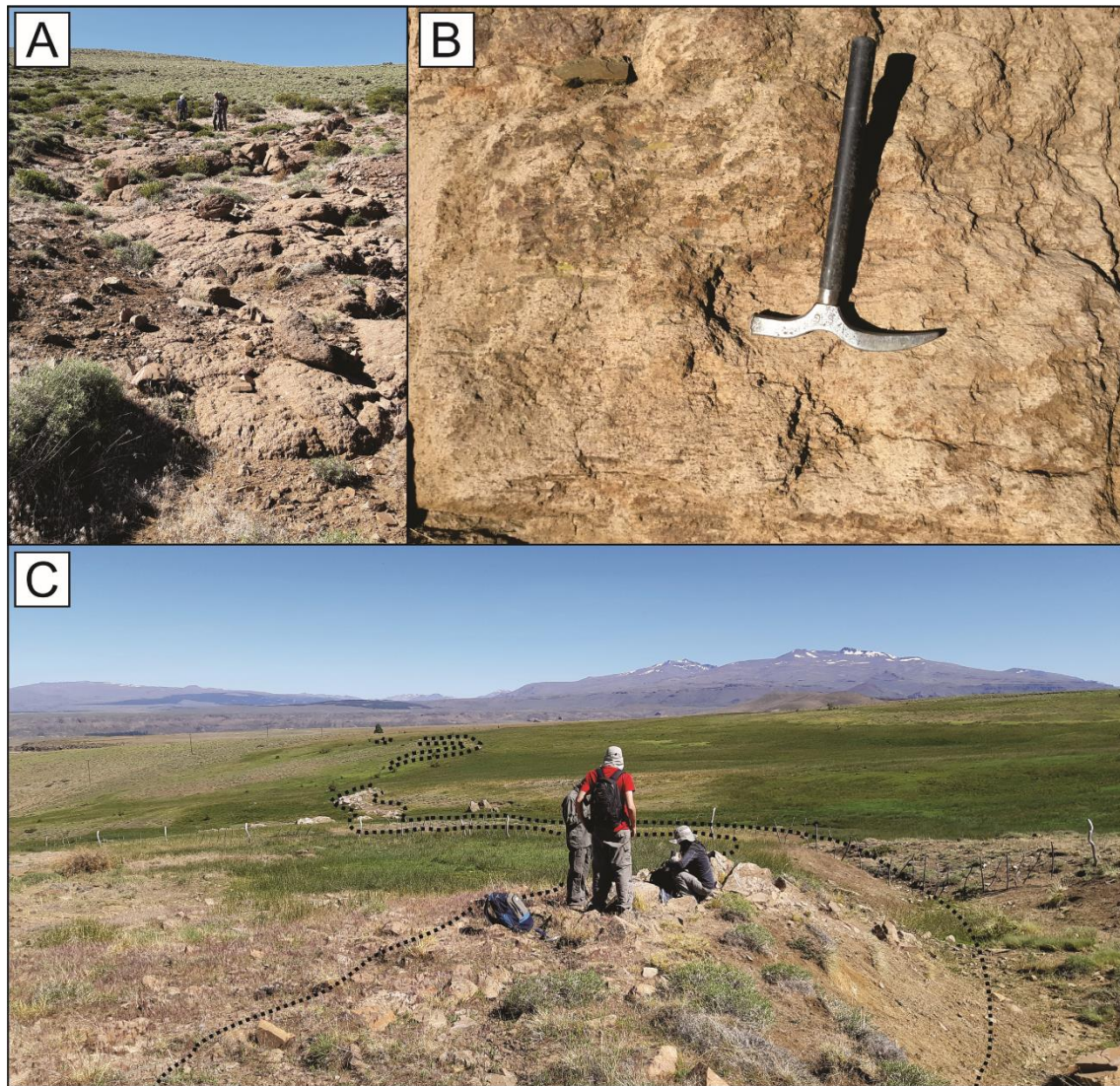


**Figura 16.** A) Vista hacia el E de las porfiritas bayas. B) Vista hacia el SE de la porfiritas bayas. C) Detalle de la textura porfírica.

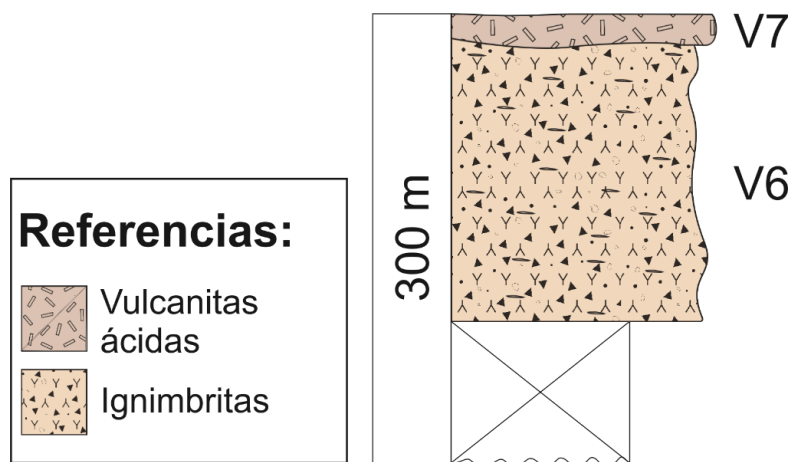
Lateralmente, los cuerpos de porfiritas pasan a una espesa secuencia de ignimbritas cristalito-litoclásticas grisáceas con abundantes vesículas oblongas y *fiammes* muy achatados (V6 en Fig. 7; Figs. 17. A-B; Fig. 18). El rumbo aproximado del flujo es N40°O. El espesor aproximado de esta secuencia es de 200 m.

Se interpreta que las vulcanitas y los depósitos de ignimbritas se depositaron sobre un relieve moderadamente irregular en base a la sinuosidad de las vulcanitas y su cambio lateral a las acumulaciones de depósitos de flujos piroclásticos densos, probablemente encausados en un paleovalle.

Por encima de los depósitos ignimbríticos se apoyan vulcanitas cristalinas rosadas porfiríticas riolíticas con fenocristales de feldespato de hasta 5 mm en una pasta microgranosa. Estas vulcanitas podrían formar parte de coladas lávicas riolíticas sinuosas probablemente vinculadas a la existencia de un paleorrelieve (V7 en Fig. 7; Fig. 17. C).

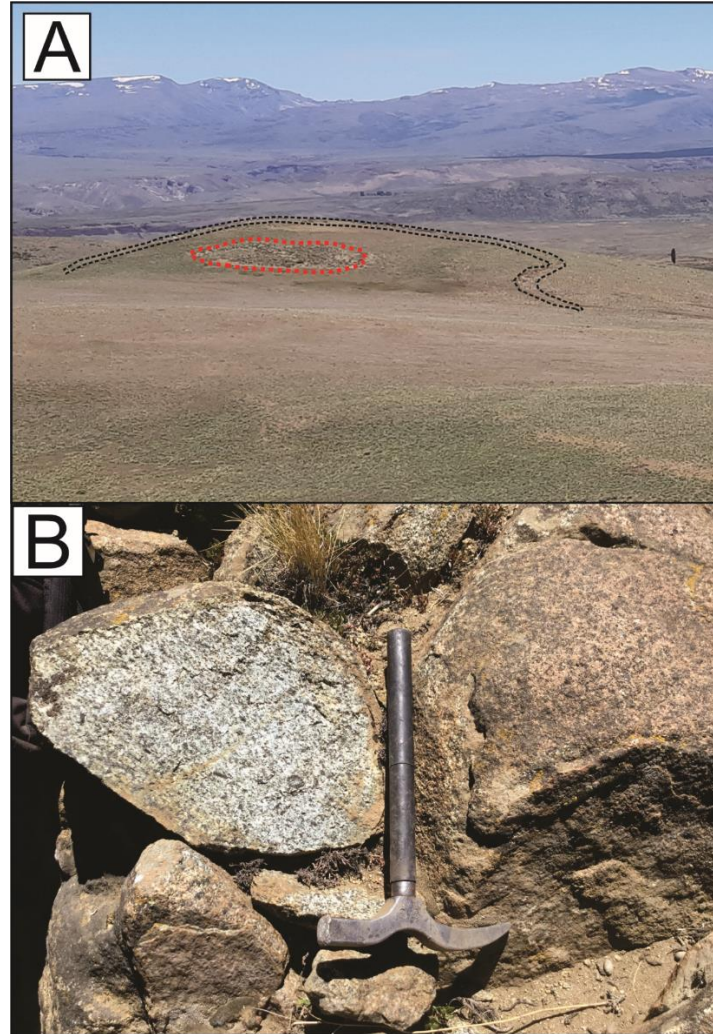


**Figura 17.** A) Vista hacia el O de las ignimbritas en afloramiento. B) Ignimbritas con *fiammes* achatados prácticamente planos (V6). C) Vista hacia el N mostrando los cuerpos sinuosos de vulcanitas ácidas suprayacentes (V7).



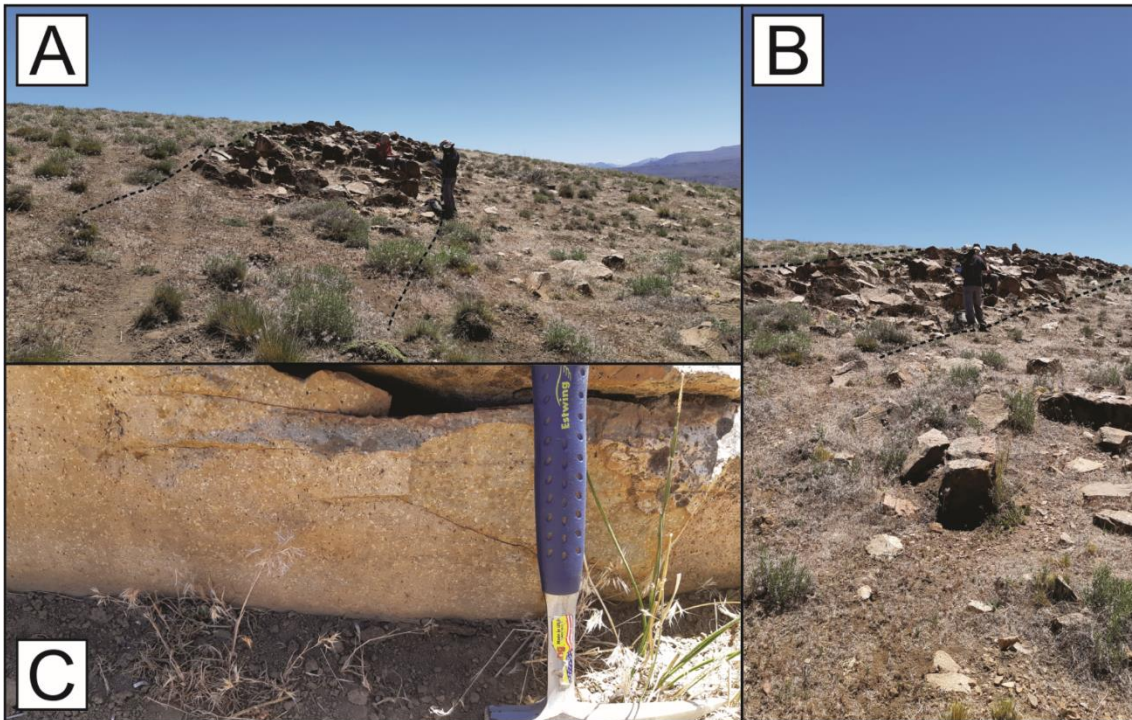
**Figura 17'.** Perfil estratigráfico PE-2. B.

Un cuerpo ígneo intrusivo aproximadamente circular de 90 m de diámetro (V16 en Fig. 7; Figs. 19. A-B) atraviesa la secuencia de vulcanitas mesoslíceas. Este intrusivo se caracteriza por presentar una textura fanerítica mediana a gruesa, equigranular, holocristalina, con fenocristales de anfíbol, biotita, cuarzo y plagioclasa entre sus constituyentes (Fig. 19. B). Estas características texturales reflejan un bajo contraste térmico entre el cuerpo ígneo y la roca de caja y un enfriamiento lento y progresivo, lo cual contrasta con los cuerpos ígneos extrusivos descritos previamente.



**Figura 18.** **A)** Vista desde el E hacia el O. En rojo: Cuerpo ígneo plutónico circular (V16). En negro: Vulcanita sinuosa (V15). **B)** Detalle mostrando la textura fanerítica de grano grueso del cuerpo plutónico.

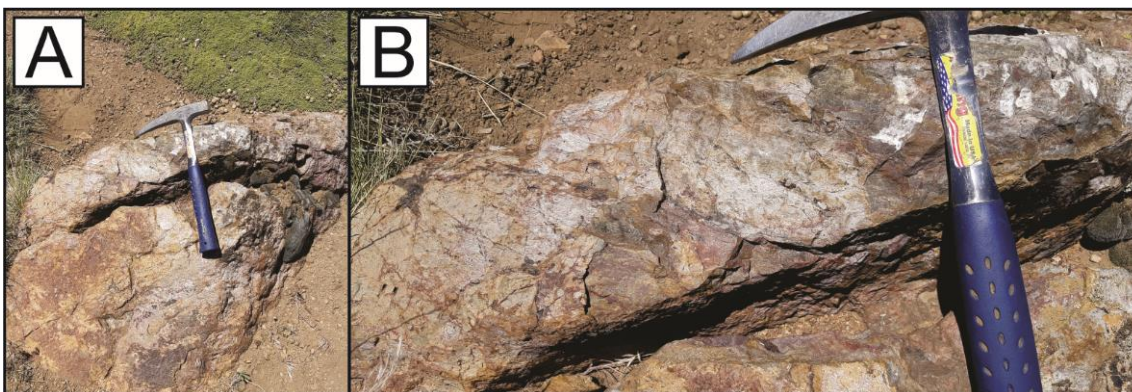
En las proximidades del cuerpo intrusivo se encuentran cuerpos de porfiritas color gris blanquecino en fractura fresca con fenocristales blancos tabulares de hasta 3 mm en una pasta afanítica cristalina (V15-1 y V15-2 en Fig. 7; Figs. 19. A-C). Este cuerpo sinuoso sobresale como un crestón resistente a la erosión, presenta 5 m espesor y una orientación aproximada de N50°O.



**Figura 19.** **A)** Vista hacia el NO donde se observa el cuerpo de vulcanita (V15). **B)** Fotografía donde se muestra la continuidad lateral hacia el NO de la vulcanita. **C)** Detalle ilustrando la textura porfírica de la vulcanita.

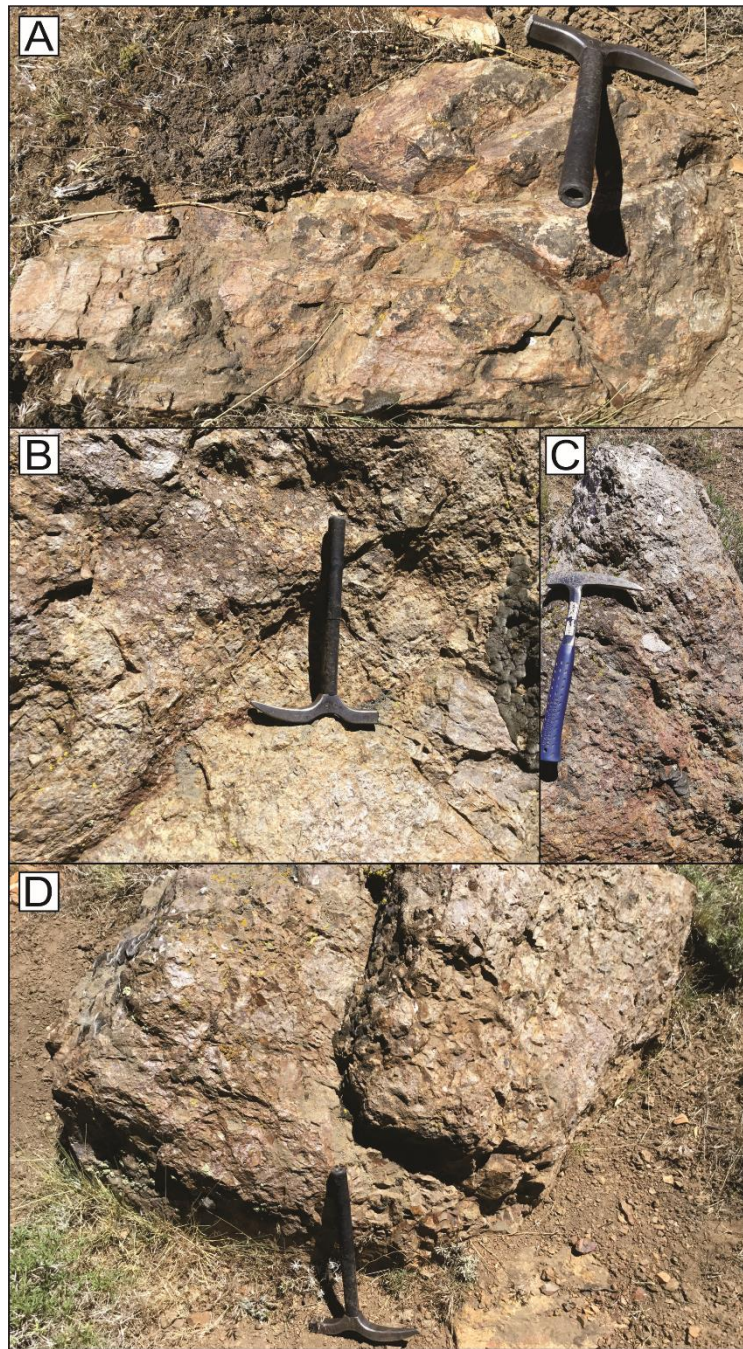
La secuencia se encuentra en su mayor parte cubierta por sedimentos aluviales y coluviales. A los 300 m se registran nuevos afloramientos que continúan con la misma tendencia de cuerpos porfiríticos, pero asociados a cuerpos de brechas monomícticas.

Esta sección del perfil se encuentra constituida por una serie de vulcanitas porfíricas alteradas en la que es posible observar estructuras de bandeamiento por flujo (V14 en Fig. 7; Figs. 20. A-B). Estos cuerpos forman asomos aislados por encontrarse mayormente cubiertos y en total suman una potencia aproximada de 50 m.



**Figura 20.** **A)** Vulcanita blanquecina (V14). **B)** Detalle de la vulcanita blanquecina donde se observan líneas de flujo.

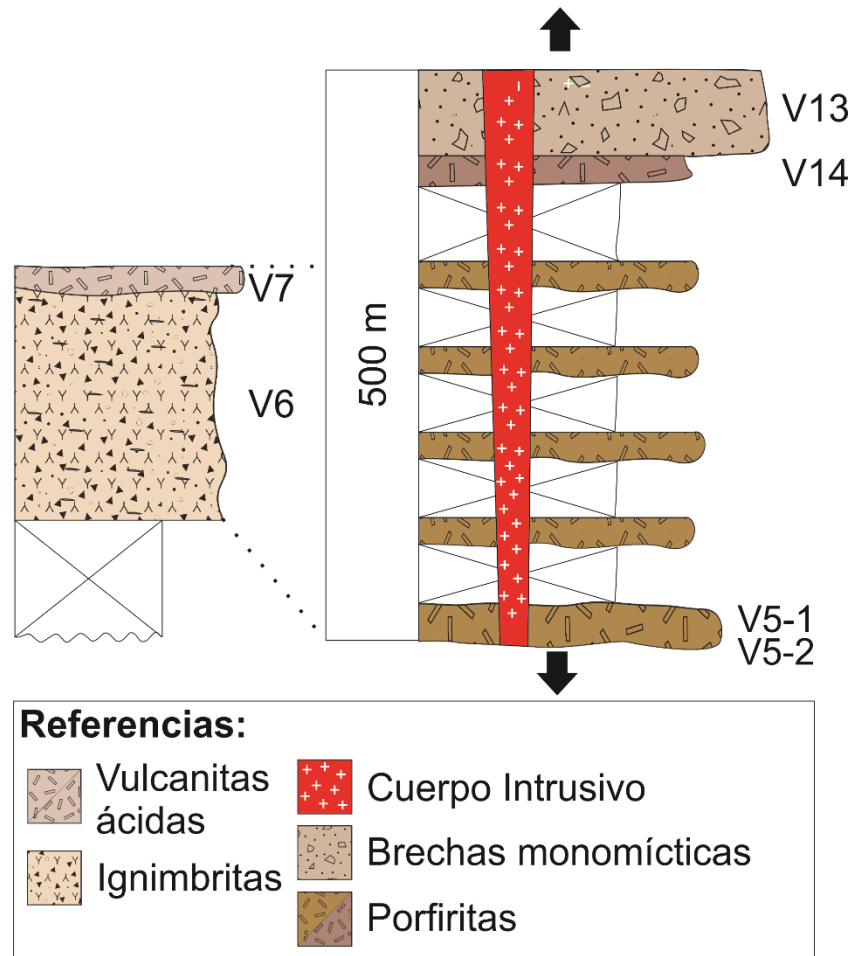




**Figura 21.** **A)** Brechas monomícticas en reducidos asomos. **B y C)** Brechas monomícticas (V13). **D)** Ignimbritas alteradas de grano muy fino (V12).

Inmediatamente por encima de las vulcanitas con estructuras de líneas de flujo se encuentran cuerpos de brechas monomícticas (V13 en Fig. 7) que suman un espesor aproximado de 30 m. Las mismas presentan clastos angulosos y matriz de la misma composición (Figs. 21. A-C).

Hacia arriba estratigráficamente, se observa un banco de ignimbritas producto de depósitos de flujos piroclásticos color rojizo en superficie de alteración y color blanquecino ligeramente verdoso en superficie fresca, con abundantes *fiammes*, a escala microscópica, recristalizadas a cuarzo y plagioclasa (V12 en Fig. 7; Fig. 21. D).



**Figura 22.** Perfil estratigráfico PE-2.C (derecha) y correlación con los depósitos ignimbríticos del perfil PE-2. B (izquierda).

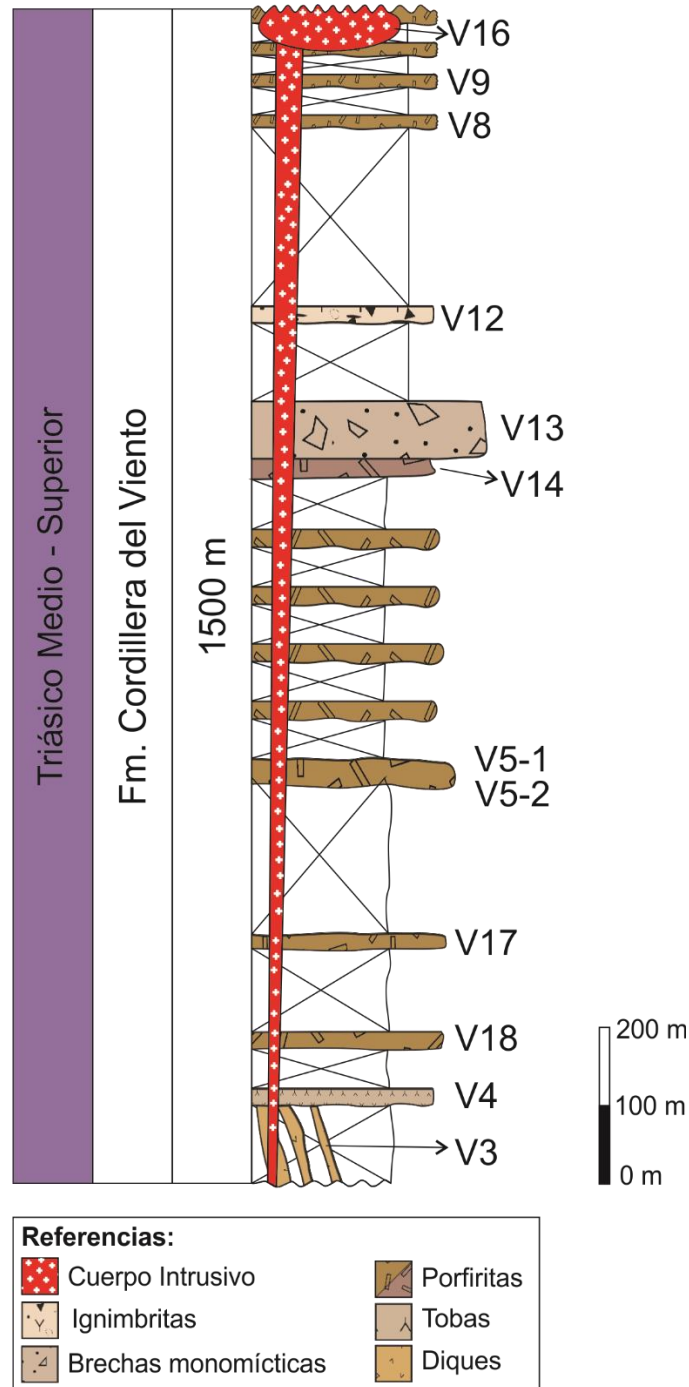
En la parte superior del perfil PE-2 se encuentra un banco de pocos metros de espesor de porfiritas marrón-grisáceas con fenocristales de cuarzo de hasta 1 cm y minerales metálicos de grano muy fino diseminados (V8 en Fig. 7; Figs. 23. A-B). Este banco es seguido de otro banco de porfiritas gris oscuras a negras de grano fino a muy fino (<0,5 mm) con fenocristales de hasta 0,5 mm de feldspatos muy alterados en una pasta afanítica de color gris oscuro a negro verdoso (V9 en Fig. 7; Fig. 23. C).



**Figura 23.** A, B y C) Porfiritas de la parte superior del perfil PE-2.

En síntesis, el perfil estratigráfico PE-2 comprende una potencia máxima de 1500 m y está constituido por un conjunto de sucesivas vulcanitas porfiríticas y probables cuerpos subvolcánicos asociados que presentan un complejo arreglo multidireccional observable en planta (Fig. 12). El mapeo de las porfiritas (Fig. 12) permite inferir la ubicación aproximada del centro emisor. Dado que la mayoría de estos cuerpos de porfiritas aparentan un arreglo relacionado al cuerpo intrusivo circular, es posible plantear que este último probablemente esté situado en el área del centro volcánico de emisión.

Esta espesa secuencia volcánica es asignada a la Fm. Cordillera del Viento.



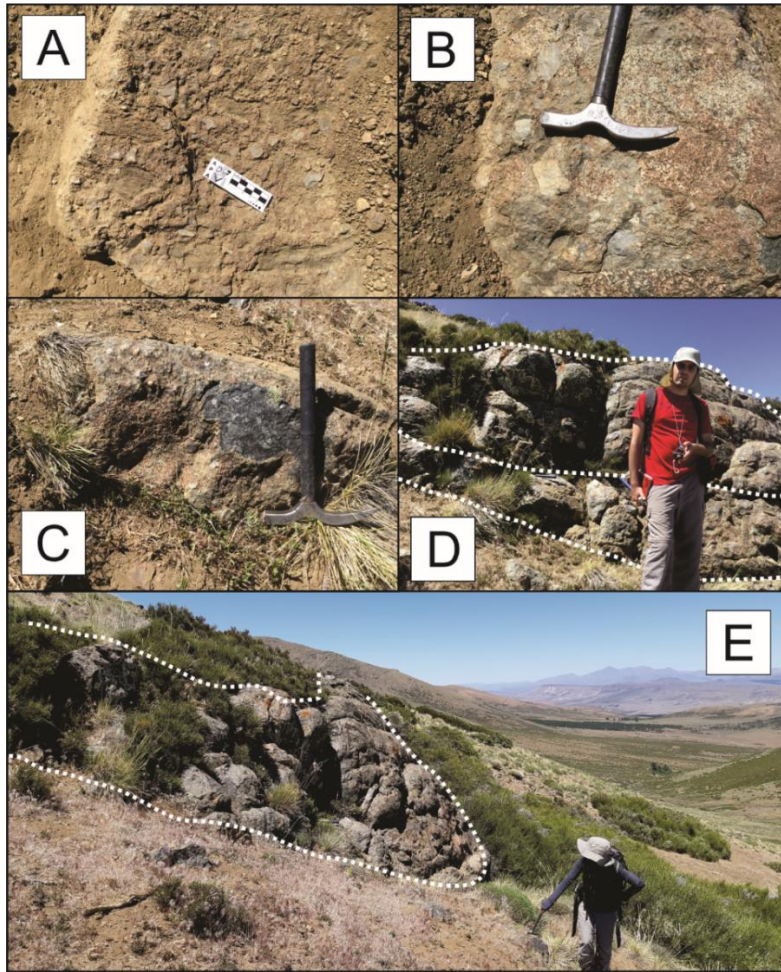
**Figura 24.** Perfil estratigráfico PE-2 que integra a los perfiles PE-2. A, B y C (Figs. 15, 17' y 22 respectivamente).

Se registran además un conjunto de brechas que subyacen a cuerpos lobulares de coladas lávicas basálticas. Este conjunto se apoya mediante una discordancia angular sobre la secuencia de porfiritas mesosilíceas descriptas anteriormente. Esta discordancia es interpretada por el abrupto cambio en los buzamientos de las vulcanitas mesosilíceas subyacentes ( $17^{\circ}\text{SO}$ ) y los cuerpos de brechas y coladas basálticas ( $50^{\circ}\text{SE}$ ).

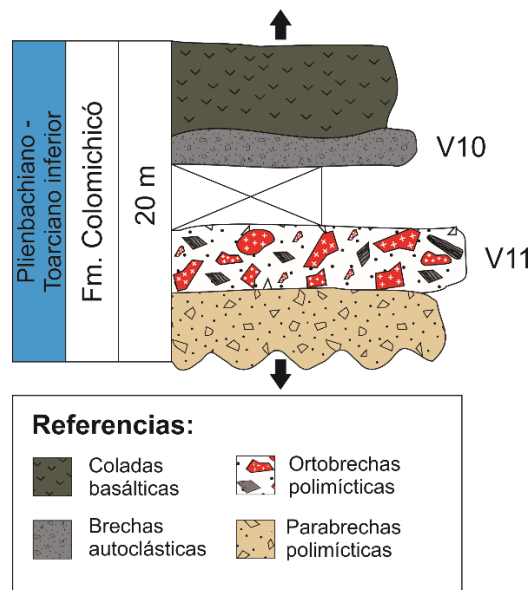
Los primeros cuerpos psefíticos consisten en parabrechas polimícticas matriz-sostén con clastos y bloques angulosos a subredondeados, con mala selección y diámetros de hasta 13 cm (Fig. 25. A). Los clastos se componen en un 30% de porfiritas con bandeamiento por flujo, 30% de porfiritas de color claro y 20% de porfiritas de color oscuro; la matriz constituye un 20%. El  $S_0$  de estos cuerpos es de  $\text{N}38^{\circ}\text{E}/50^{\circ}\text{SE}$ .

La secuencia, de unos 5 m, continúa por otros 5 m de espesor con ortobrechas polimícticas clasto-sostén (V11 en Fig. 7) con clastos y bloques muy angulosos a subredondeados, muy mala selección y diámetros de hasta 20 cm (Fig. 25. B; Fig. 27. B). Los clastos están compuestos por un 60% de granitoides, 20% de porfiritas oscuras con bandeamiento por flujo y 10% de porfiritas color claro; la matriz constituye el 10%. Los bloques de mayor tamaño están constituidos por granitoides de textura fanerítica equigranular con cristales de anfíbol, biotita, cuarzo y feldespato. Estos fragmentos predominantes presentan mala selección con clastos de tamaños que oscilan entre 6 y 20 cm, de muy angulosos a subredondeados, reflejando un escaso retrabajo y una fuente de detritos cercana. Cabe destacar que los bloques de granitoides incluidos en las brechas presentan una gran similitud tanto textural como composicional con el cuerpo intrusivo descrito previamente. Por otro lado, hay clastos de ignimbritas que se asemejan a los depósitos ignimbríticos por debajo estratigráficamente.

Estratigráficamente por encima, la litología cambia a brechas monomícticas (V10 en Fig. 7; Fig. 25 C) que se encuentran inmediatamente por debajo y en contacto de cuerpos lobulares basálticos, formando parte de la brecha autoclástica asociada a estos flujos lávicos básicos (Figs. 25. D-E). El perfil estratigráfico esquemático para esta secuencia se representa en la figura 26.



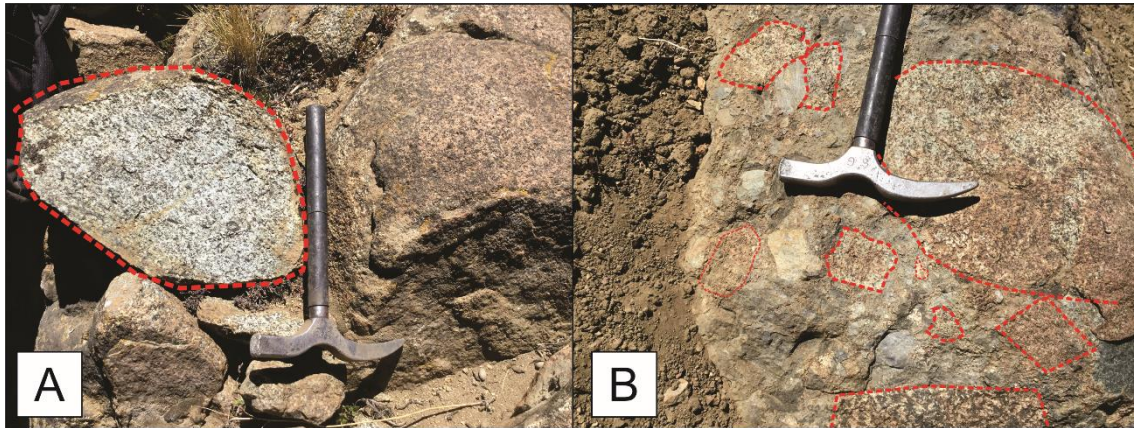
**Figura 25.** A) Brechas polimícticas. B) Brechas polimícticas con abundantes fragmentos de granitoide y porfiritas con bandeamiento (V11). C) Brechas autoclásticas debajo de la colada basáltica (V10). D) Lóbulos de colada basáltica. E) Colada basáltica de geometría lobular.



**Figura 26.** Perfil estratigráfico PE-3.

Los cuerpos de brechas y coladas basálticas descriptos han sido asignados a la Fm. Colomichicó de edad pliensbachiana a toarciana inferior por Zappettini *et al.* (2018). Esta discontinuidad es interpretada como indicativa de la discordancia angular que separa a las formaciones Cordillera del Viento y Colomichicó, asignada tentativamente a la Fase Tunuyánica (Stipanovic y Riccardi, 2002). Otra evidencia de este contacto discordante es la presencia de bloques de porfiritas con estructuras de bandeamiento de flujo y granitoides en las brechas basales de la Fm. Colomichicó. Estos clastos son muy similares textural y composicionalmente a las vulcanitas y al cuerpo intrusivo circular descriptos en la unidad infrayacente. A su vez, el poco retrabajo exhibido por estos fragmentos es indicativo de una fuente cercana.

El hecho de que las brechas descriptas, asignadas a niveles basales de la Fm. Colomichicó (Zappettini *et al.*, 2018), presenten clastos del cuerpo intrusivo granítico circular (Fig. 27) permite hacer inferencias acerca de la edad de este último considerando estas relaciones estratigráficas. Así, el cuerpo intrusivo granítico tendría una edad acotada entre el Triásico Superior y el Pliensbachiano, debido a que tiene como roca de caja más joven a la Fm. Cordillera del Viento y es cortado por la Fm. Colomichicó.



**Figura 27.** **A)** Cuerpo intrusivo granitoide circular con textura fanerítica equigranular (V16). **B)** Clastos de granitoides del cuerpo intrusivo circular en la brecha basal de la Fm. Colomichicó (V11).

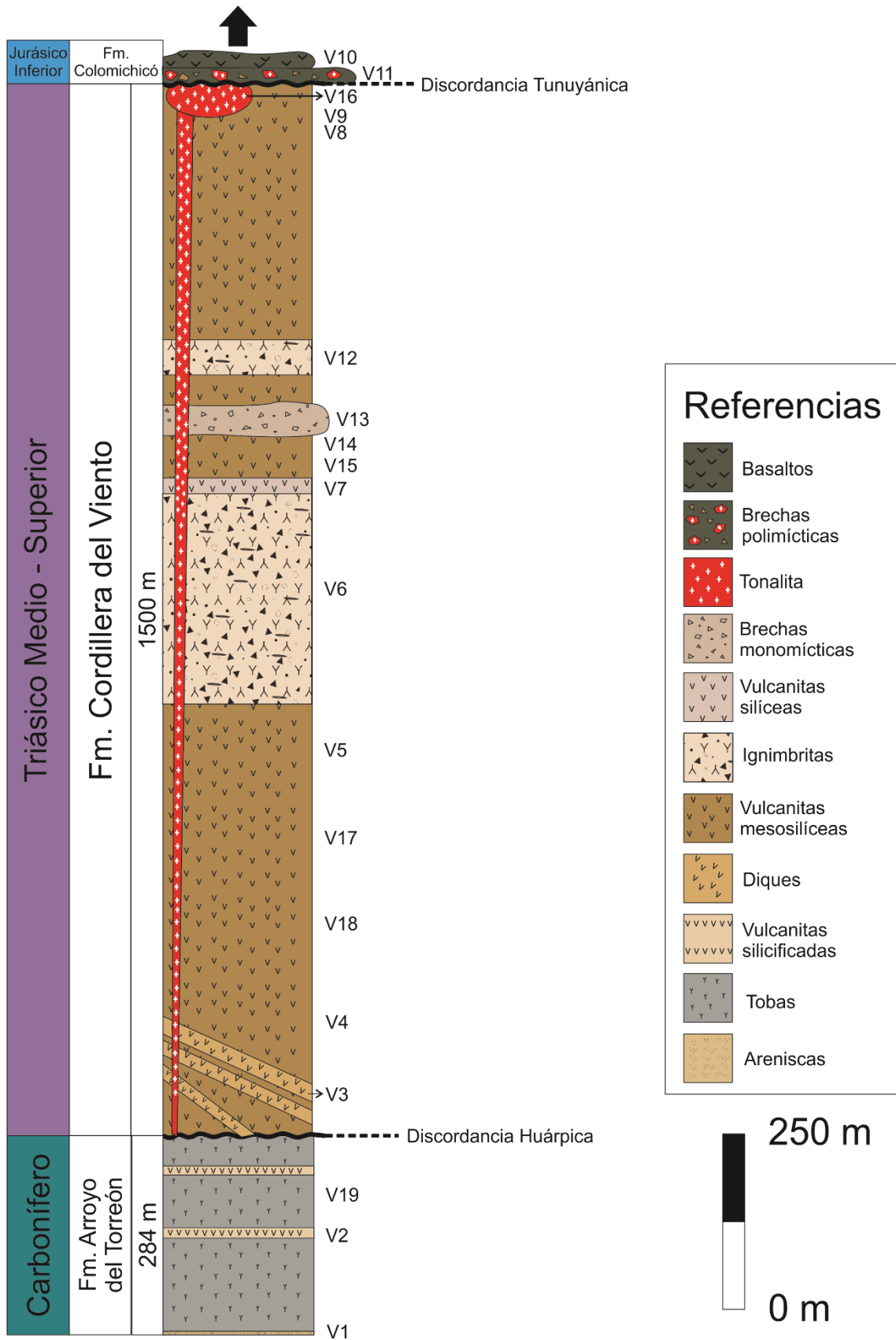


Figura 28. Perfil estratigráfico esquemático general para el área de estudio.

## **CAPÍTULO IV**

### **IV.1. Petrografía**

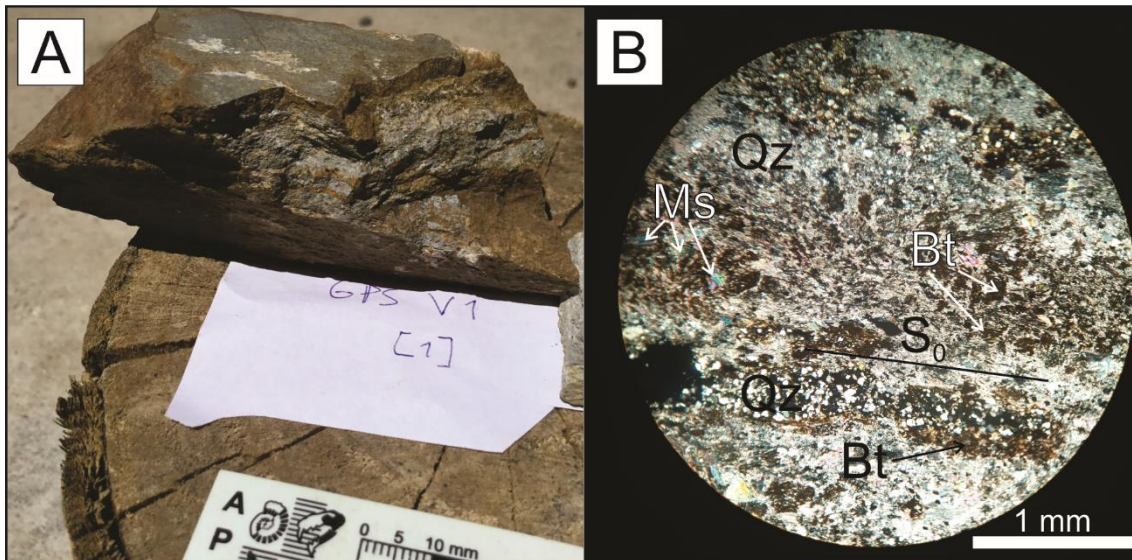
En este capítulo se incluyen las descripciones petrográficas tanto a escala mesoscópica como microscópica de las muestras recolectadas en el trabajo de campo (Fig. 7). La nomenclatura utilizada en las ilustraciones de las figuras corresponde a: Qz = cuarzo, Ms = muscovita, Fsp = feldespato, Kfs = feldespato potásico, Pl = plagioclasa, Px = piroxeno, Bt = biotita, Ep = epidoto, Chl = clorita, Ser = sericita, Ap = apatito, Op = mineral opaco, Óx = óxido, Hbl = hornblenda, Ol = olivino, Cal = calcita.

En relación a las rocas volcánicas descriptas, como suele ser en este tipo de litologías, la clasificación se realiza en base a la composición mineralógica de los fenocristales por lo que esta puede diferir ante clasificaciones basadas en análisis químicos totales. Estos últimos, a su vez, serían también tentativos considerando la moderada a elevada alteración mineralógica que presentan estas rocas, también común por sus características composicionales-texturales (el vidrio volcánico es sumamente inestable en condiciones ambientales). En consiguiente, la determinación litológica propuesta aquí debe ser entendida teniendo en cuenta estas consideraciones.

### **MUESTRA VI**

Arenisca gris clara en fractura fresca de fábrica clástica de grano fino a muy fino, con buena selección, laminación paralela (Figs. 9. A-C; Fig. 29. A) y en algunos niveles ondulítica (Fig. 9. D). Presenta sectores pardos por la presencia de óxidos producto de la alteración selectiva con respecto a la laminación. Entre los minerales observables en muestra de mano se encuentran granos de cuarzo (45%), cristales de muscovita (20%) y biotita (15%) en una matriz de grano muy fino (20%) (Fig. 29. A). A escala microscópica se observan granos de cuarzo subredondeados a redondeados, biotita y muscovita de hábito laminar que forman laminaciones bien marcadas asociadas a su depositación ( $S_0$ ) (Fig. 29. B); en algunos niveles se concentran el cuarzo y la muscovita y en otros la biotita y muscovita. La matriz de grano fino está constituida por cuarzo y muscovita, de forma tal que se presentan dos modas para el cuarzo. También se observa un mineral claro criptocristalino abundante en la matriz, probablemente argilominerales.

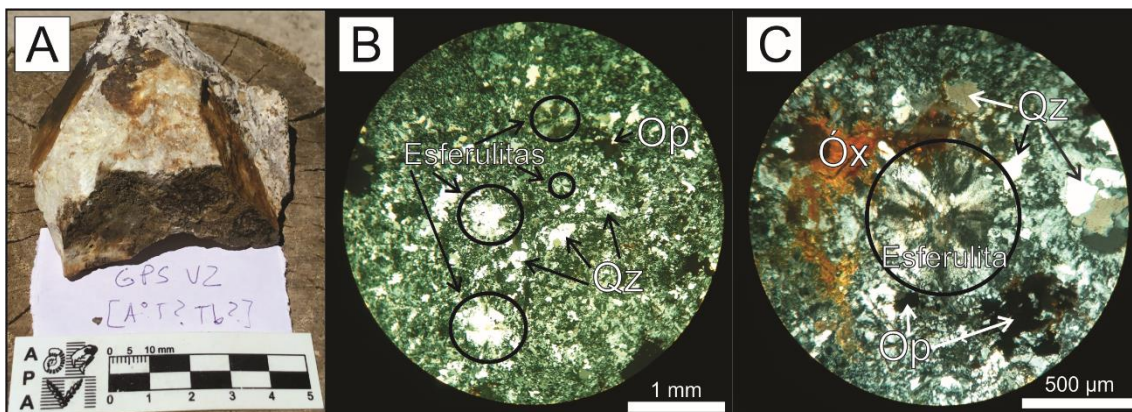




**Figura 29.** Arenisca fina (V1). **A)** Muestra de mano. Textura clástica y pátinas de oxidación. **B)** Textura clástica con indicación de minerales constituyentes y del plano de depositación ( $S_0$ ). Microfotografía a nicols cruzados.

### MUESTRA V2

Riolita blanquecina, holocristalina, altamente silicificada, con sectores pardos de oxidación (Figs. 10. A; Fig. 30. A). Está compuesta mayoritariamente por sílice intersticial recristalizada, esferulitas y cristales diseminados de un mineral metálico. La matriz presenta textura esferulítica; se encuentra recristalizada casi en su totalidad por cuarzo anhedral (50%), que también forma esferulitas, feldespatos muy alterados (30%), biotita cloritizada (15%), óxidos que se encuentran rellenando intersticios (4%) y minerales opacos (1%).

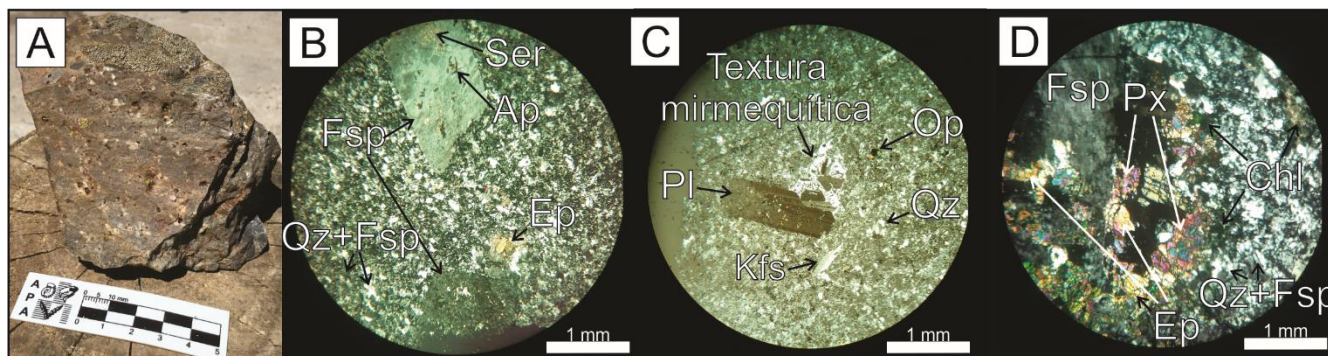


**Figura 30.** Vulcanita riolítica (V2). **A)** Muestra de mano. Vulcanita silicificada (desvitrificación). **B) y C)** Microfotografías a nicols cruzados. **B)** Textura esferulítica y recristalización. **C)** Textura esferulítica, minerales de recristalización y óxidos.

### MUESTRA V5-1

Andesita gris oscura a negra (Fig. 16. A-C) holocristalina de textura glomeroporfírica con fenocristales claros en una pasta afanítica oscura (Fig. 31. A). Entre los fenocristales se encuentran glomérulos de feldespatos de tamaño medio (2-4 mm) (35%), cuarzo de grano

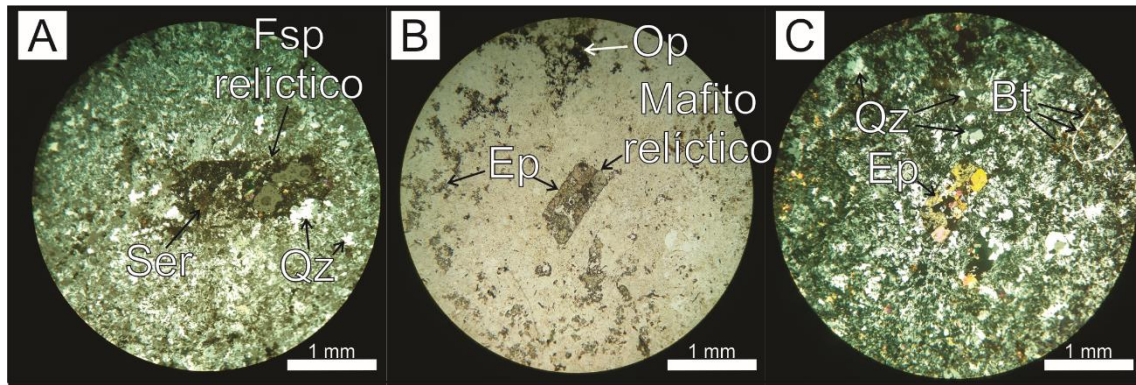
fino (<1 mm) (35%), cristales de epidoto secundario (5%) y de ortopiroxenos (5%). En sección delgada se observan los glomérulos de feldespatos alterados parcialmente a epidoto y sericita (5%) (Fig. 31. B), algunos con textura mirmequítica (Fig. 31. C), y piroxenos parcialmente alterados a epidoto y clorita (5%) (Fig. 31. D); la pasta es microcristalina producto de desvitrificación formada por cristales anhedrales de cuarzo y subhedrales de feldespatos de grano fino (Fig. 31. B-D). Entre los fenocristales de feldespatos predominan los feldespatos potásicos sobre las plagioclasas de menor tamaño. Entre los minerales accesorios se encuentran cristales de apatita (1%) que se hallan incluidos en oikocristales de feldespatos constituyendo una textura poiquilítica (Fig. 30. B). También se observan minerales opacos diseminados (2%).



**Figura 31.** Vulcanita andesítica (V5-1). **A)** Muestra de mano. Vulcanita porfírica alterada porosa. **B), C) y D)** Microfotografías a nicoles cruzados. **B)** Textura poiquilítica donde cristales de apatita se hallan incluidos en oikocristales de feldespatos. **C)** Textura mirmequítica en feldespatos. **D)** Textura glomeroporfírica con feldespatos y piroxenos mostrando alteración.

### MUESTRA V5-2

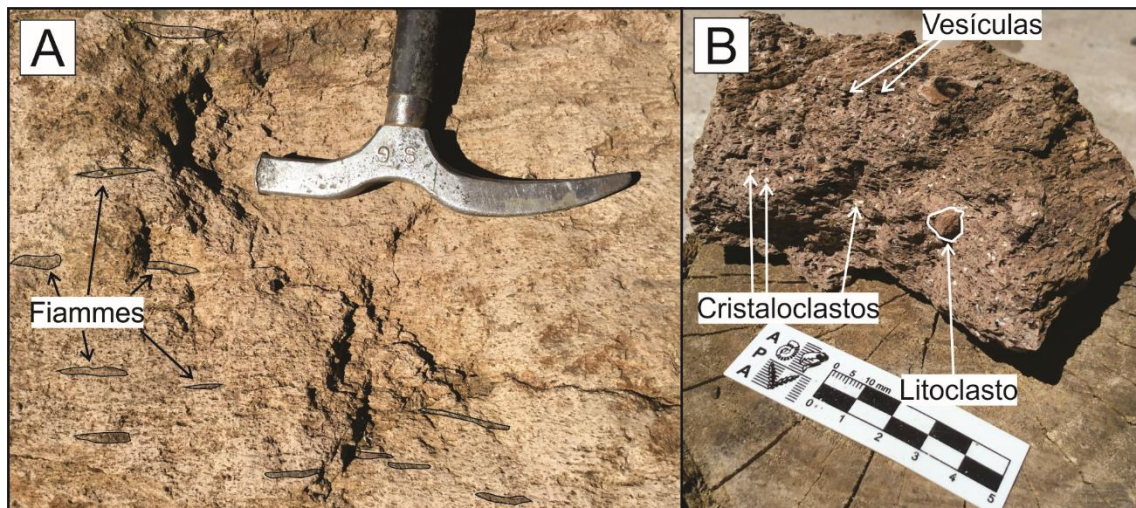
Andesita dacítica que proviene del mismo banco que la muestra V5-1 pero que presenta color gris verdoso. Es holocristalina, con textura porfírica de grano fino (Fig. 16. A-C) en la que no se observan glomérulos de feldespatos sino cristales de grano más fino y homogéneo en una pasta afanítica desvitrificada de color ligeramente más claro. Los fenocristales corresponden a feldespatos de hasta 1 mm en su longitud mayor (35%) (Fig. 32. A) y ortopiroxenos relícticos alterados a epidoto (8%) (Fig. 32. B y C); además se encuentra biotita de grano muy fino (10%) alterando a clorita (10%) (Fig. 32. C). Algunos fenocristales de feldespato están sericitizados (Fig. 32. A). La pasta es clara, holocristalina, se encuentra desvitrificada y se compone de microcristales en forma de tablillas de feldespato y agregados anhedrales de cuarzo por recristalización (Fig. 32. A-C). Presenta escasos minerales opacos (1%) de forma cúbica diseminados y venillas de óxidos (1%).



**Figura 32.** Vulcanita andesítico-basáltica (V5-2). **A)** Textura porfírica con fenocristal relíctico de feldespato sericitizado. Microfotografía a nicols cruzados. **B) y C)** Cristal de mineral máfico relíctico alterado a epidoto. Microfotografías a nicols paralelos (B) y cruzados (C).

### MUESTRA V-6

Ignimbrita pumícea cristalito-litoclástica color gris rosáceo/rojizo con abundantes *fiammes* y vesículas oblongas achatadas (20%) (Figs. 17. A-B; Fig. 33. A-B). Está constituida casi enteramente por pómez. Presenta litoclastos de gran tamaño con respecto a la matriz (Fig. 33. B). Entre los cristaloclastos se encuentran clastos de cuarzo de 1 mm en su diámetro mayor, y de plagioclasa blanquecina muy alterada a minerales arcillosos (Fig. 33. B). Ambas especies minerales se encuentran en una proporción del 20% cada una. A su vez, se observan en menor proporción (5%) cristales de color negro, hábito prismático y buena exfoliación, probablemente anfíbol. También se observan pátinas de óxidos tapizando las cavidades. Los litoclastos (5%) llegan a presentar hasta 1 cm de diámetro mayor, son muy angulosos y de color rojizo (Fig. 33. B).

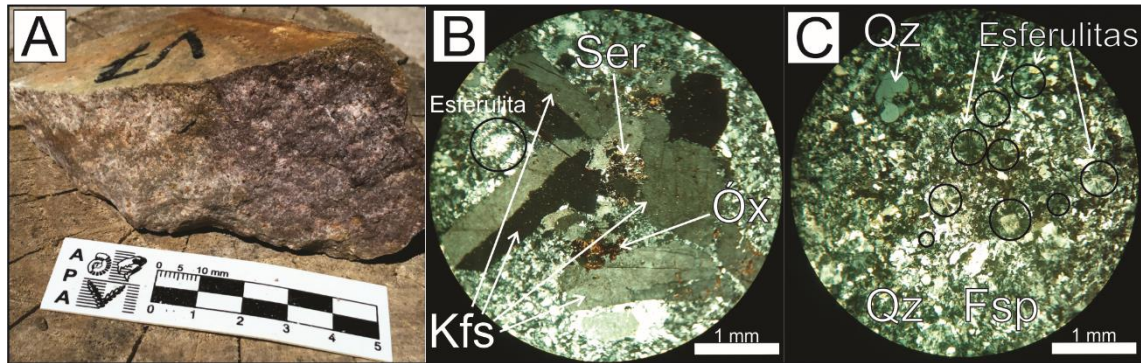


**Figura 33.** Ignimbrita (V6). **A)** Detalle en afloramiento mostrando abundantes *fiammes*. **B)** Muestra de mano. Indicación de los componentes texturales.

### MUESTRA V7

Fenorriolita holocristalina de textura porfírica con fenocristales de feldespato potásico de hasta 5 mm en su longitud mayor (20%) y de cuarzo de hasta 2 mm (10%) en una pasta

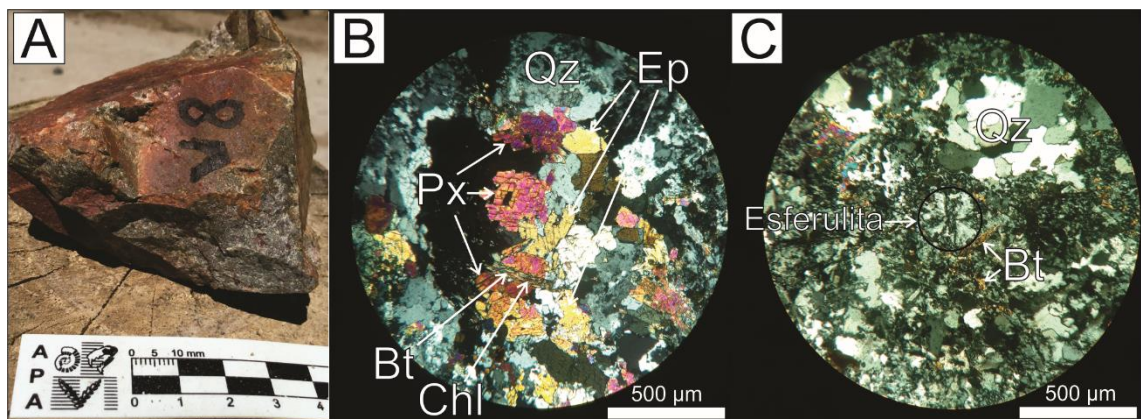
microcristalina desvitrificada (Fig. 17. C; Fig. 34 A). En sección delgada exhibe una textura porfírica con fenocristales de feldespato alcalino en una pasta microcristalina esferulítica cuarzosa (Figs. 34. B-C). Los fenocristales de feldespato alcalino están alterados parcialmente a sericita (10%) (Fig. 34. B) y están atravesados por venillas rellenas de óxidos. La pasta está formada por microcristales de cuarzo (25%) y feldespato (25%) y presenta abundantes esferulitas. También se presentan agregados anhedrales de cuarzo por recristalización. A lo largo de la muestra se observan óxidos color pardo (5%).



**Figura 34.** Fenorriolita (V7) **A)** Muestra de mano. Textura porfírica. **B) y C)** Microfotografías a nicols cruzados. **B)** Fenocristales con indicación de su alteración. **C)** Detalle de la textura esferulítica en matriz holocrystalina (desvitrificación).

## MUESTRA V8

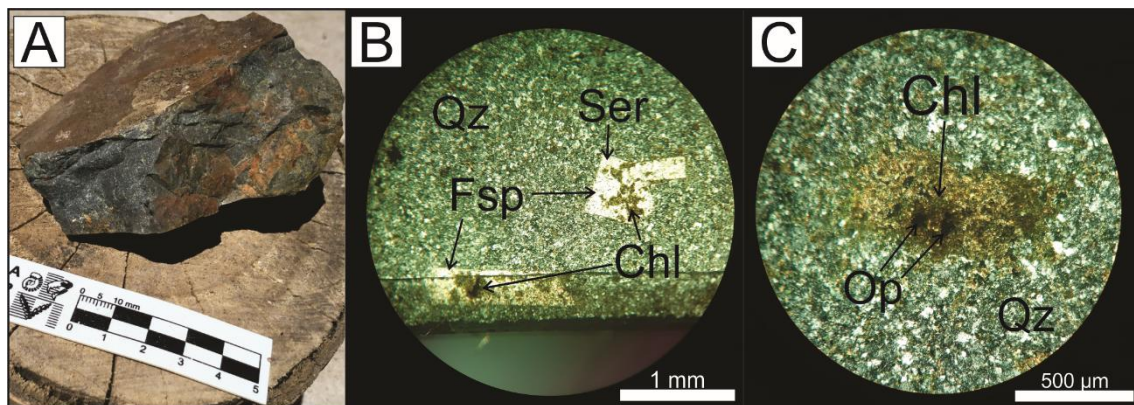
Andesita gris oscura holocrystalina de grano fino con fenocristales de cuarzo y de piroxenos (Figs. 23. A-B; Fig. 35. A). En sección delgada se observa una textura porfírica con fenocristales de piroxenos euédrales (15%) alterados a epidoto (10%) y clorita (7%), feldspatos relícticos muy alterados (25%) y cristales automorfos de biotita cloritizada (15%) en una pasta esferulítica de grano más fino (Fig. 35. B). Cuarzo anhedral de formas redondeadas se encuentra principalmente en la pasta desvitrificada (25%). Presenta abundantes esferulitas (Fig. 35. C) y minerales opacos diseminados (1%). Esta roca es más máfica en contraste con las anteriormente descritas.



**Figura 35.** Vulcanita andesítica (V8). **A)** Muestra de mano. Textura porfírica. **B) y C)** Microfotografías a nicols cruzados. **B)** Fenocristales de piroxeno, cristales de biotita y sus alteraciones. **C)** Detalle de la matriz esferulítica desvitrificada.

MUESTRA V9

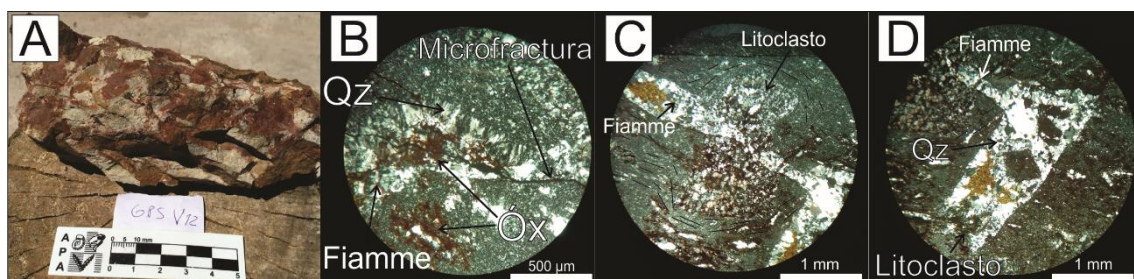
Andesita dacítica gris oscura a negra de grano fino a muy fino (<0,5 mm) con fenocristales de feldespato, cuarzo de grano muy fino y cristales de brillo metálico diseminados (Fig. 23. C; Fig. 36. A). En sección delgada presenta una textura porfírica de grano fino con mafitos relícticos (20%) totalmente reemplazados por biotita secundaria (20%) y clorita (15%), y escasos glomérulos de fenocristales euhedrales tabulares de feldespatos (10%) totalmente sericitizados y cloritizados; la pasta es afanítica (20%) microcristalina fina de cuarzo subhedral (20%) que, a diferencia de las anteriores, no presenta evidencias de desvitrificación (Fig. 36. B). También se observan escasos minerales opacos diseminados (2%) (Fig. 36. C).



**Figura 36** Vulcanita andesítico-dacítica (V9). **A**) Muestra de mano. Vulcanita de grano muy fino. **B**) y **C**) Microfotografías a nicoles cruzados. **B**) Detalle de la textura porfírica de grano fino con escasos glomérulos de fenocristales de feldespatos totalmente sericitizados; pasta muy fina de cuarzo. **C**) Cúmulos de alteración sobre relícticos de minerales máficos.

MUESTRA V12

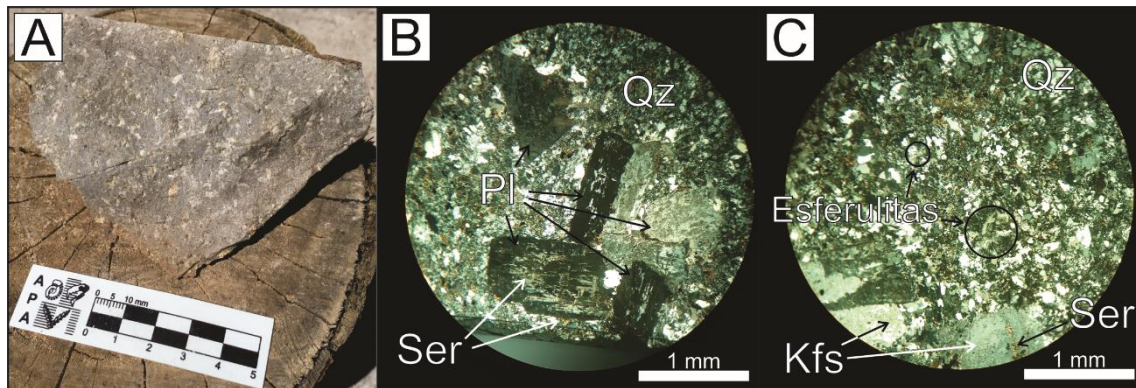
Ignimbrita lito-cristaloclástica blanquecina muy alterada con textura eutaxítica (Fig. 21. D; Fig. 37. A). Presenta *fiammes* muy achatados recristalizados a cuarzo (35%) y plagioclasa (35%) subhedrales. La matriz presenta estructuras de flujo y refleja un grado de soldamiento moderado a alto y está totalmente recristalizada a cuarzo y feldespato subhedrales (Figs. 37. A-D). Presenta abundantes microfrazuras rellenas de óxidos (10%) a las cuales se asocia clorita (Fig. 37. B). Los óxidos también se encuentran diseminados (Fig. 37. A-D).



**Figura 37.** Ignimbrita lito-cristaloclástica (V12). **A**) Muestra de mano. **B**), **C**) y **D**) Microfotografías a nicoles cruzados. **B**) Detalle de textura eutaxítica y microfrazura. **C**) *Fiammes* recristalizados y litoclasto cuarzo. **D**) Litoclasto recristalizado.

### MUESTRA V15-1

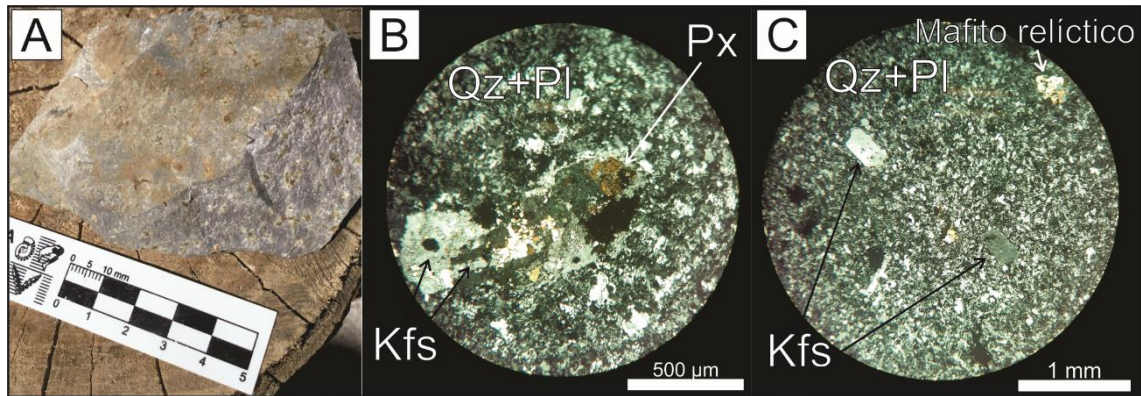
Dacita gris blanquecina holocristalina de textura porfírica con fenocristales de feldespato de hasta 3 mm (40%), de cuarzo de tamaño y proporción similar a los feldespatos, y cristales de brillo metálico de grano fino (1%) en una pasta afanítica microcristalina (Figs. 19. A-C; Fig. 38. A). En sección delgada se observa una textura porfírica con glomérulos de fenocristales de feldespato potásico (25%) y plagioclasa (15%), cristales de biotita (10%) diseminada en una pasta esferulítica de cuarzo anhedral recrystalizado (30%) (Figs. 38. B-C). Los feldespatos se encuentran parcialmente sericitizados (5%) y la biotita cloritizada (10%). Se observan también minerales opacos diseminados (1%).



**Figura 38.** Vulcanita dacítica (V15-1). **A)** Muestra de mano. Textura porfírica. **B y C)** Microfotografías a nicols cruzados. **B)** Glomérulos de fenocristales de feldespatos alterados en una pasta recrystalizada de cuarzo anhedral. **C)** Detalle de la matriz mostrando esferulitas.

### MUESTRA V15-2

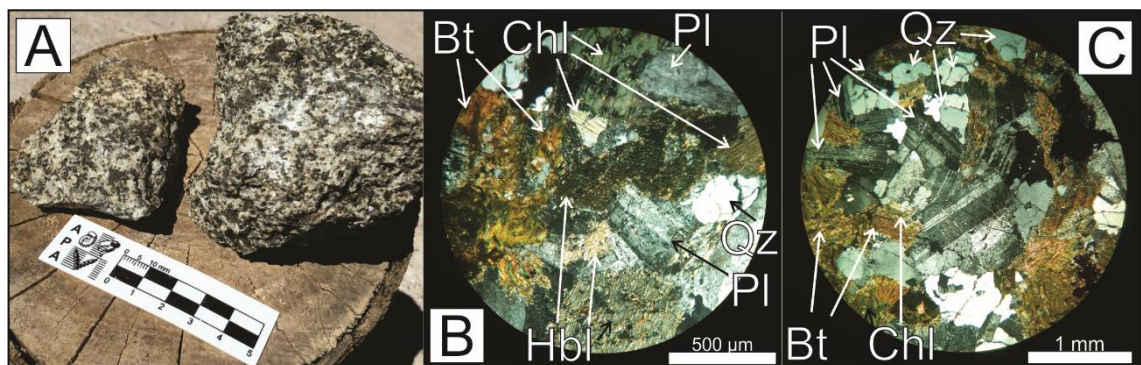
Andesita dacítica que proviene del mismo banco que la muestra V15-1; es de coloración gris blanquecina, holocristalina, de textura porfírica con cristales de piroxeno (5%) alterados a epidoto (5%) y fenocristales de feldespato potásico (25%) en una pasta microcristalina (50%) formada por cristales pequeños de plagioclasa euhedral, cuarzo anhedral y feldespato potásico con maclas de contacto (Figs. 19. A-C; Figs. 39. A-C). Los cristales de feldespato potásico son más abundantes que los de plagioclasa. No presenta los glomérulos de feldespatos de la V15-1 y los fenocristales de feldespato son de menor tamaño (Fig. 39. B-C). A su vez se observan minerales opacos en una proporción del 2%.



**Figura 39.** Vulcanita andesítico-dacítica (V15-2). **A)** Muestra de mano. Textura porfírica. **B y C)** Microfotografías a nicoles cruzados. **B)** Fenocristales en matriz holocrystalina. **C)** Fenocristales en matriz holocrystalina de menor tamaño medio de grano que muestra V15-1.

### MUESTRA V16

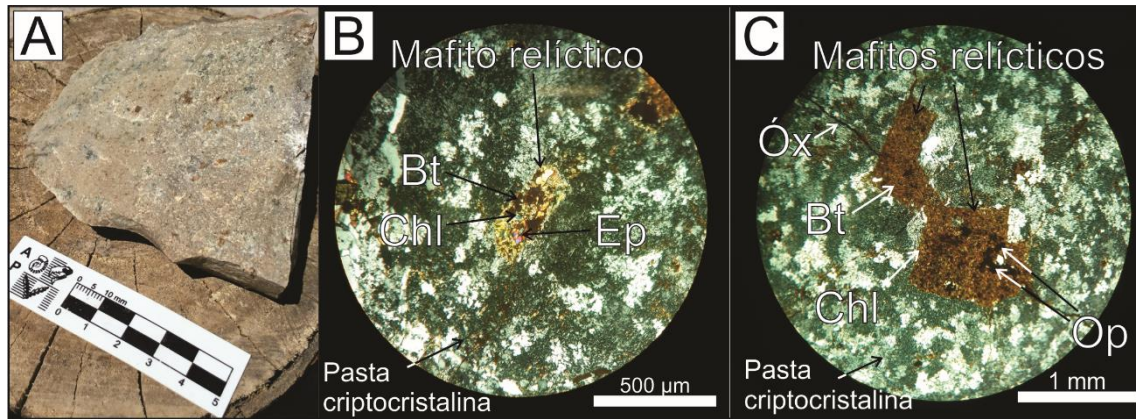
Roca intrusiva holocrystalina de textura fanerítica equigranular con abundantes cristales euhedrales de plagioclasa sericitizada (45%), euhedrales de biotita cloritizada (15%), anhedrales a subhedrales de cuarzo (30%) y cristales euhedrales de hornblenda (5%) (Figs. 18. A-B; Fig. 40. A). Su composición mineral modal recalculada refleja una proporción del 60% de plagioclasa y 40% de cuarzo por lo cual es clasificada como una tonalita (Figs. 40. B-C). Las plagioclasas presentan maclas polisintéticas (Fig. 40. C).



**Figura 40.** Tonalita (V16). **A)** Muestra de mano. Textura fanerítica equigranular. **B) y C)** Microfotografías a nicoles cruzados. **B)** Componentes minerales principales y de alteración. **C)** Componentes minerales principales reflejando su proporción relativa; cristales de plagioclasa con maclas polisintéticas.

### MUESTRA V18

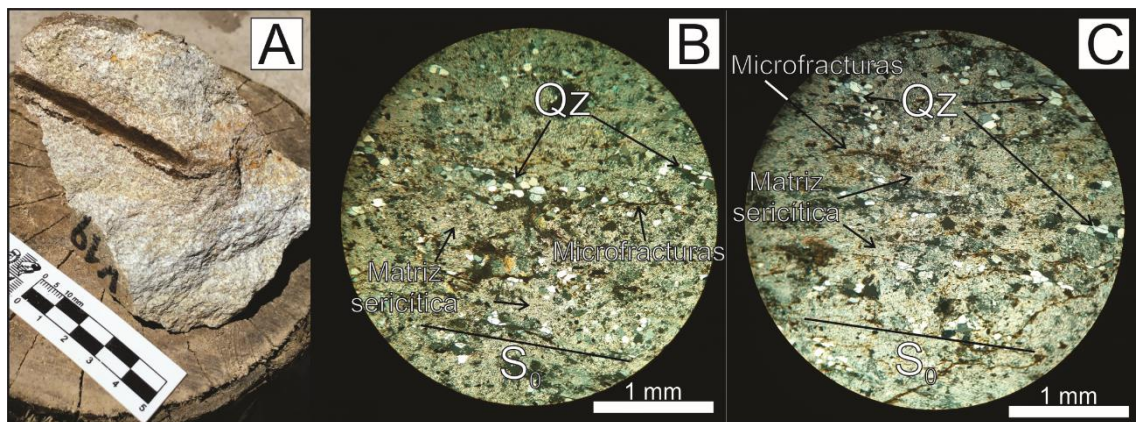
Andesita dacítica color rosado claro/verdoso con textura porfírica con glomérulos de minerales máficos relícticos de hasta 6 mm (25%) y feldespatos relícticos (10%), piroxenos (5%), cristales de biotita (15%) alterando a biotita (10%) de hasta 3 mm en una pasta afanítica formada por cristales anhedrales de feldespato y cuarzo (Figs. 14. A-B; Fig. 41. A). En sección delgada se observa que los fenocristales de minerales máficos han sido totalmente reemplazados por biotita y clorita (Figs. 41. B-C). Presenta minerales opacos diseminados (1%) y abundantes venillas de óxidos (2%) y cuarzo (10%) (Fig. 41. C).



**Figura 41.** Vulcanita andesítico-dacítica (V18). **A)** Muestra de mano. Textura porfírica. **B) y C)** Microfotografías a nicoles cruzados. **B)** Relicto euhedral a subhedral de mineral máfico reemplazado por biotita, clorita y epidoto. **C)** Relictos euhedrales a subhedrales de minerales máficos completamente reemplazados; se observan venillas de óxido.

### MUESTRA V19

Arenisca gris-blanquecina con fábrica clástica (Fig. 10. D; Fig. 42. A) que consiste en granos finos a medios subredondeados a redondeados de cuarzo (35%), euhedrales de muscovita (25%) y feldespatos relicticos totalmente alterados en una matriz de grano fino de alto color de interferencia, probablemente argilominerales (30%), formando una laminación según  $S_0$  (Figs. 42. B-C). Se observan abundantes microfracturas paralelas a  $S_0$  rellenas de óxidos (5%) y la presencia de minerales opacos (2%) (Figs. 42. B-C).



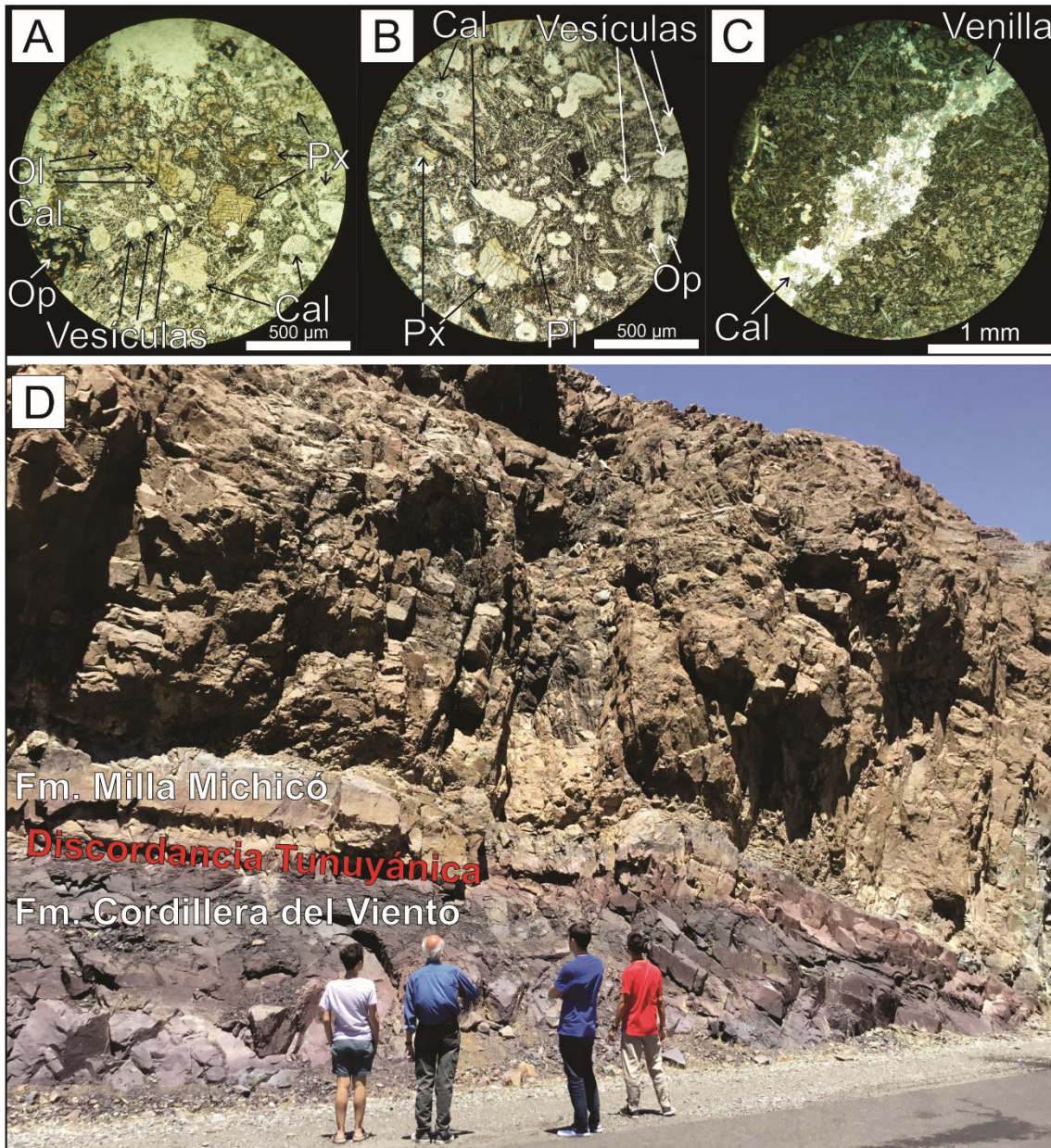
**Figura 42.** Arenisca fina a media (V19). **A)** Muestra de mano. Textura clástica. **B) y C)** Microfotografías a nicoles cruzados. Indicación del plano de deposición ( $S_0$ ), matriz sericítica y microvenillas.

### MUESTRA CV

Andesita basáltica color gris oscura holocristalina con textura afanítica integranular en la que se observan cristales de olivino (15%) y piroxeno euhedrales (15%) (Fig. 43. A) en una pasta de microcristales tabulares euhedrales de plagioclasa (40%) con abundantes vesículas rellenas de vidrio alterando a carbonato (Fig. 43. B) y con abundantes minerales opacos de grano muy fino (3%) (Figs. 43. A-C). Presenta abundantes venillas de entre 0,08 y 0,88 mm de ancho de calcita secundaria (20%) y cuarzo en menor proporción (7%).



También se observan cristales de calcita subhedral secundaria y muy escasos cristales subhedrales a anhedrales de cuarzo y cuarzo policristalino.



**Figura 43.** Colada andesítico-basáltica (CV) del techo de la sección tipo de la Fm. Cordillera del Viento en el extremo austral de la Cordillera del Viento. **A)** y **B)** Microfotografías a nicoles paralelos. Minerales componentes y de alteración y elementos texturales. **C)** Microfotografía a nicoles cruzados. Detalle de venillas con abundante carbonato. **D)** Afloramiento de la Fm. Cordillera del Viento (CV) donde se observa su contacto discordante (Discordancia Tunuyánica) con la Fm. Milla Michicó suprayacente.

## CAPÍTULO V

### V.1. Discusiones

A continuación, se plantean las discusiones acerca de determinadas incógnitas que surgieron durante y como resultado de la realización de este trabajo.

En primer lugar, la interpretación de las porfiritas mesosilíceas de la Fm. Cordillera del Viento como coladas y diques (Figs. 7-8, 28) ha sido enteramente en base a relaciones de corte estratigráficas, donde los cuerpos interpretados como diques (V3; Figs. 7-8, 28) cortan a las vulcanitas (V18, V5; Figs. 7-8, 28), y apoyada en información obtenida a través del estudio petrográfico. Sin embargo, no ha sido posible encontrar evidencias que permitan definir si las vulcanitas atravesadas forman parte de cuerpos ígneos subvolcánicos o coladas lávicas. Por esta razón se plantea la posibilidad de un estudio de detalle de estos cuerpos ígneos para definir su naturaleza.

En segundo lugar, se reconoce la posibilidad de que los depósitos ignimbríticos descritos e incluidos en este trabajo en la Fm. Cordillera del Viento (V6; Figs. 7-8, 28) puedan corresponder a los depósitos producto del vulcanismo ácido neogondwánico de la Fm. La Premio (Méndez *et al.*, 1995), perteneciente al Complejo Plutónico-Volcánico Huigancó (Llambías *et al.*, 2007) de edad permotriásica. La razón de esta incógnita se asocia a la composición de los depósitos ignimbríticos (V6; Figs. 7-8, 28; Cap. IV) y de las vulcanitas (V7; Figs. 7-8, 28; Cap. IV) que se apoyan inmediatamente por encima ya que ambas reflejan un vulcanismo más ácido en comparación al de las vulcanitas mesosilíceas (V8-V9; Figs. 7-8, 28; Cap. IV). Sin embargo, el carácter ácido y explosivo que reflejan estos depósitos ignimbríticos y vulcanitas ácidas podría estar vinculado al vulcanismo bimodal descrito por algunos autores dentro de la Fm. Cordillera del Viento (Leanza *et al.*, 2005).

En tercer lugar, resulta de importancia la determinación de la procedencia de los bloques de granitoides incluidos en las brechas basales de la Fm. Colomichicó (Zappettini *et al.*, 2018) reconocidas en este trabajo (V11; Figs. 7-8, 27, 28). El cuerpo intrusivo tonalítico descrito aquí (V16; Figs. 7-8, 28; Cap. IV) que intruye a la Fm. Cordillera del Viento fue comparado petrográficamente con la Granodiorita Varvarco descrita por Agüero (2018) y aflorante en el Arroyo Chacay, inmediatamente al Oeste del área de estudio. Desde el punto de vista textural y composicional, los bloques de granitoides incluidos en la base de la Fm. Colomichicó (V11; Figs. 7-8, 27, 28) podrían corresponder al cuerpo intrusivo (V16; Figs. 7-8, 28; Cap. IV). El hecho de que estos bloques correspondan al cuerpo intrusivo circular es relevante en el conocimiento de la geología de la zona. La presencia de los bloques de granitoide de textura fanerítica gruesa en las brechas basales de la Fm. Colomichicó implica la existencia de un hiatus importante entre la intrusión del cuerpo ígneo y la depositación de las brechas, que debe haber llevado a la exhumación del cuerpo ígneo plutónico y su posterior erosión. Este hiatus estaría vinculado a la Discordancia Tunuyánica (Stipanovic y Riccardi, 2002) y el intrusivo sería post-triásico superior a pre-pliensbachiano por estar acotado entre estas dos unidades litoestratigráficas. En base a estas edades se desvincularía al cuerpo intrusivo granitoide del Granito Huigancó (Digregorio, 1972), perteneciente al Complejo Plutónico-

Volcánico Huingancó, así como también de los cuerpos intrusivos cretácicos-paleocenos del Grupo Campana Mahuida (Zanettini, 1979) compuesto por la Granodiorita Varvarco, Granito Radales y la Tonalita Butalón (Pesce, 1981).

En base a esta problemática, se plantea también la posibilidad de que el conjunto de porfiritas mesosilíceas y depósitos ignimbríticos incluidos en la Fm. Cordillera del Viento en la zona de estudio, puedan ser vinculados a la Fm. La Premia, hipótesis coincidente con el mapeo de Giacosa *et al.* (2014) realizado en la zona de estudio, y el cuerpo intrusivo granitoide a la intrusión del Granito Huingancó. Esto implicaría que la unidad a la cual pertenecen las brechas que contienen los bloques granitoides podría corresponder a la Fm. Cordillera del Viento, lo cual coincidiría con los mantos brechosos basales con fragmentos de granito y granodiorita descritos originalmente por Zöllner y Amos (1973) para la zona de Andacollo. De esta forma, el hiatus que separaría a estas unidades se vincularía a la Discordancia Huárpica (Azcuy y Caminos, 1987).

Una inferencia alternativa podría basarse en el arreglo estructural que pueda haber afectado la disposición estratigráfica normal de las secuencias. Así, podría existir la posibilidad de que las brechas basales no correspondan en este sector a la Fm. Colomichicó sino que correspondan a una posición estratigráfica más elevada y que la secuencia haya sido invertida a través de corrimientos con vergencia Oeste. Este tipo de estructuras se reconocen en el área por ejemplo hacia el Sur, en niveles equivalentes expuestos en el arroyo Colomichicó (Quintana, 2018).

Por otro lado, se destaca la comparación de secciones delgadas de las vulcanitas de la Fm. Cordillera del Viento del área de estudio (Figs. 7-8, 28; Cap. IV) con una muestra del techo de la secuencia tipo aflorante en el extremo austral de la Cordillera del Viento (CV; Fig. 43; Cap. IV) que reflejó una diferencia composicional y en el tipo de alteración. La muestra proveniente del sector sur de la Cordillera del Viento presenta una composición andesítico-basáltica con abundantes vesículas e intensa alteración carbonática, en contraste con las vulcanitas desvitrificadas mesosilíceas con alteración de tipo propilítica (clorita, epidoto) descritas en el área de estudio.

Las importantes implicancias que presentan las incógnitas aquí expuestas para el conocimiento de la estratigrafía de la región justifican la realización de estudios de detalle ante la posibilidad de que se deban redefinir las unidades litoestratigráficas descriptas previamente en el área, así como sus límites y/o los modelos geológicos propuestos hasta el momento.

## **V.2. Conclusiones**

Como resultado del trabajo de campo y de gabinete realizado, se ha reconocido la naturaleza de los afloramientos expuestos entre los cursos medios de las quebradas de los arroyos El Auque y Chacay. Se ha definido litológica y estratigráficamente las unidades aflorantes, determinado los límites de las mismas, y se han confeccionado un mapa geológico 1:20.000 (Fig. 7) y un perfil estratigráfico generalizado para la zona de estudio (Fig. 28).

La secuencia estudiada comprende unidades que abarcan edades desde el Carbonífero hasta el Jurásico Inferior, según antecedentes de estudio en el área. La Fm. Arroyo del Torreón, de edad carbonífera, ha sido reconocida en la parte occidental del área de estudio y está constituida principalmente por 284 m de bancos tabulares de areniscas ocre, tobas y vulcanitas intercaladas. Hacia el techo, esta unidad presenta un cambio brusco en las litologías de los afloramientos y en los buzamientos de las mismas. Esta discontinuidad es vinculada a la Discordancia Huárpica generada como resultado de la Fase Diastrófica Huárpica que generó una superficie cortada por la erosión hasta los niveles del Grupo Andacollo carbonífero.

Por encima de los niveles carboníferos y de la Discordancia Huárpica se describe una espesa secuencia volcánica de aproximadamente 1500 m asignada en este trabajo a la Fm. Cordillera del Viento, en base a los antecedentes de estudio en el área. Esta unidad está constituida por diques de porfiritas mesosilíceas, tobas silicificadas, vulcanitas mesosilíceas, brechas monomícticas, ignimbritas y más raramente por vulcanitas más ácidas. Toda la unidad ha sufrido importantes procesos de silicificación y de alteración de tipo propilítica que ha dificultado la determinación composicional original de las rocas. Cabe destacar que, si bien en los cuerpos de vulcanitas se observan variaciones texturales, composicionales y en la proporción relativa de minerales máficos, no hay evidencias de un vulcanismo básico, sino que tienden a un profuso vulcanismo predominantemente mesosilíceo a silíceo. Por esta razón, las litologías descritas en este trabajo no guardan semejanzas evidentes con la secuencia tipo descrita en el extremo austral de la Cordillera del Viento por diferentes autores constituida por: mantos de brechas y lavas andesíticas a basálticas e ignimbritas riolíticas. Este hecho es confirmado a través de la comparación petrográfica de las vulcanitas de la Fm. Cordillera del Viento del área de estudio y las correspondientes al techo de la secuencia tipo aflorante en el extremo austral de la Cordillera del Viento que refleja la diferencia composicional y en el tipo de alteración. Asimismo, se ha reconocido y mapeado por primera vez un cuerpo intrusivo circular tonalítico de 90 m de diámetro que corta a la secuencia triásica-superior de la Fm. Cordillera del Viento. Este intrusivo fue comparado petrográficamente con la Granodiorita Varvarco aflorante en el Arroyo Chacay y coinciden tanto textural como composicionalmente, por lo cual es correlacionado con esta unidad (ver apartado V.1. Discusiones). Las diferencias litofaciales y composicionales entre el área de estudio y las exposiciones aflorantes en el extremo sur de esta cordillera puede ser explicada por la complejidad que presentan desde el punto de vista estructural los depocentros de *rift*. De esta forma, estructuras más profundas conectarían reservorios magmáticos profundos que generarían un vulcanismo básico, mientras que estructuras más someras conectarían cámaras magmáticas superficiales responsables del vulcanismo mesosilíceo a silíceo.

Hacia la parte superior de la Fm. Cordillera del Viento se observa un cambio en las litologías y en los buzamientos de las capas. Esta discontinuidad es vinculada a la Discordancia Tunuyánica, considerando a la unidad suprayacente como correspondiente a la Fm. Colomichicó, constituida en su base por conjuntos de brechas polimícticas, autobrechas y coladas basálticas. En las brechas polimícticas se encuentran bloques de características texturales y composicionales idénticas a las del cuerpo intrusivo tonalítico. Esto genera una inconsistencia debido a la edad más joven de la Granodiorita Varvarco (cretácica-paleocena) registrada por diversos autores en la región. Se plantean posibles

explicaciones (ver apartado V.1. Discusiones), que estudios específicos futuros podrían desarrollar y completar así la historia geológica de esta región.

## **Bibliografía**

- Agüero, A.E., 2018.** Evolución tectono-metamórfica del basamento del extremo noroeste de la Cordillera del Viento, Neuquén. Trabajo Final de Licenciatura en Ciencias Geológicas (inédito), FaIn, UNCo, Neuquén: 40 pp.
- Agüero, A.E., González, P.D. & de la Puente, G.S., 2017.** Caracterización geológico-metamórfica del basamento del extremo noroeste de la Cordillera del Viento, Neuquén. XX Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán. Actas: 7-9.
- Amos, A.J., 1972.** Las cuencas carbónicas y pérmicas de Argentina. Simposio Internacional, Sistema Carbónico-Pérmico América do Sul. Anales de la Academia Brasileira de Ciencias 44 (Supl.): 27–36.
- Assis, O.S., 2019.** Petrografía y fábrica magnética de la Granodiorita Varvarco y plutones asociados, Cretácico Tardío-Paleoceno de los Andes Neuquinos. Trabajo Final de Licenciatura en Geología (inédito), Sede Alto Valle-Valle Medio, UNRN, Gral. Roca: 80 pp.
- Azcuy, C.L. & Caminos, R., 1987.** Diastrofismo. En: S. Archangelsky (Ed.), El Sistema Carbonífero en la República Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba: 239-251.
- Backlund, H., 1923.** Der magmatische Anteil der Cordillere von Süd Mendoza. Acta Academiae Aboensis. Mathematica et Physica 2: 1-298.
- Casé, A.M., Giusiano, A. & Schalamuck, I., 1998.** Geología y geoquímica de Au y Ag del Grupo Choiyoi, flanco Oeste de la Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. IV Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca. MINMET 98 EDIUNS: 33-41.
- Casé, A.M., López Escobar, L., Danieli, J.C. & Schalamuk, I., 2008.** Butalón igneous rocks, Neuquén, Argentina: Age, stratigraphic relationships and geochemical features. Journal of South American Earth Sciences 26: 188–203.
- Casé, A.M., Mas, G., Bengoechea, L., Danieli, J.C., Schalamuck, I. & Impiccini, A., 2001.** Brechas hidrotermales en Butalón: mineralogía y geoquímica. XV Congreso de Geología Económica, Salta. Actas, 1p.
- Cobbold, P. & Rossello, E., 2003.** Aptian to Recent compressional deformation in the foothills of the Neuquén basin Argentina. Marine and Petroleum Geology 20 (5): 429-443.
- Dellapé, D.A., Pando, G.A., Uliana, M.A. & 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. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 489-507.
- Digregorio, J.H., 1972.** Neuquén. En: A.F. Leanza (Ed.), Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 439-505.

- Digregorio, J.H. & Uliana, M.A., 1980.** Cuenca Neuquina. En: J.C. Turner (Ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba: 985-1032.
- Folk, R.L., 1974.** *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Co.: 170 pp.
- Franchini, M., Schalamuk, I. B. A., Meinert, L. & 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.
- Franzese, J.R., 1995.** El Complejo Piedra Santa (Neuquén, Argentina): parte de un cinturón metamórfico neopaleozoico del Gondwana suroccidental. *Revista Geológica de Chile*, 22(2): 193-202.
- Freytes, E., 1969.** Estratigrafía y relaciones de contacto de los afloramientos del Grupo Choiyoi (Serie Porfirítica) en el sur de Mendoza, norte de Neuquén y sudoeste de La Pampa. YPF (informe inédito), Buenos Aires: 79 pp.
- Giacosa, R., Allard, J., Foix, F. & 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: 331-348.
- Groeber, P., 1929.** Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Geología y Minería, Publicación 58: 1-109.
- Groeber, P., 1946.** Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 1: 177-208.
- Gulisano, C.A. & Pando G.A., 1981.** Estratigrafía y facies de los depósitos jurásicos entre Piedra del Águila y Sañicó, Departamento Collón Curá, Provincia del Neuquén. 8° Congreso Geológico Argentino, San Luis. Actas 3: 553-577.
- Gulisano, C.A. & Gutiérrez Pleimling, A., 1995.** Field guide: The Jurassic of the Neuquén Basin. a) Neuquén province. *Asociación Geológica Argentina, Serie E* 2: 1-111.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R. & Digregorio, R.E., 1984.** Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del Oeste de la provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, Bariloche. Actas 1: 236-259.
- Herrero Ducloux, A., 1946.** Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extrandino. *Boletín de Informaciones Petroleras* 23 (226): 1-39.
- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A. & Veiga, G.D., 2005.** The Neuquén Basin: an overview. *Geological Society Special Publications* 252: 1-14.
- JICA (Japan International Cooperation Agency) 1992.** Interim report on the northern Neuquén geothermal development project. Japan International Cooperation Agency, Tokio y Ente Provincial de Energía de la Provincia del Neuquén (informe inédito), Neuquén.
- JICA/M.M.A.J., 2000.** Report on regional survey for mineral resources in the southern Andes of the Argentine Republic. Phase 1 (inédito).

- Kay, S.M., Burns, M. & Copeland, P., 2006.** Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. En: S.M. Kay & V.A. Ramos (Eds.), Evolution of an Andean Margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35-39°S). Geological Society of America, Special Paper, 407: 19-60.
- Le Bas, M.J. & Streckeisen, A.L., 1991.** The IUGS systematics of igneous rocks. Journal of the Geological Society, 148: 825-833.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B. & Bateman, P., 2005** (Eds.). Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Cambridge University Press, 2° edition: 266 pp.
- Leanza, H.A., 1992.** Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los movimientos intermálmicos en la comarca del cerro Chachil, provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 45: 272-299.
- Leanza, H.A., Llambías, E.J. & Carbone, O., 2005.** Unidades estratigráficas limitadas por discordancias en los depocentros de la cordillera del Viento y la sierra de Chacaicó durante los inicios de la Cuenca Neuquina. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata. Trabajos Técnicos, Versión CD ROM.
- Llambías, E.J., 1986.** Intrusivos pérmicos del sur de la cordillera del Viento, provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 41: 22-32.
- Llambías, E.J. & Rapela, C.W., 1989.** Las vulcanitas de Collipilli, Neuquén, y su relación con otras unidades paleógenas de la Cordillera. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 44: 224-236.
- Llambías, E.J. & Stipanovic, P.N., 2002.** Grupo Choiyoi. En Léxico Estratigráfico de la Argentina, 8: Triásico, Asociación Geológica Argentina, Serie B, 26: 89-91.
- Llambías, E.J., Leanza, H.A. & 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: 217-235.
- Méndez, V., Zanettini J.C.M. & Zappettini, E.O., 1995.** Geología y metalogénesis del Orógeno Andino Central, República Argentina. Dirección Nacional de Servicio Geológico, Anales 23: 1-190.
- Pesce, A.H., 1981.** Estratigrafía de las nacientes del río Neuquén y Nahueve, Provincia del Neuquén. 8° Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires. Actas 3: 439-455.
- Quintana J.M., 2018.** Nuevas observaciones geológicas sobre los depósitos de Jaspilita (Formación Colomichicó) en el área de Varvarco, Cordillera del Viento, Provincia de Neuquén. Trabajo Final de Licenciatura en Ciencias Geológicas (inédito), FaIn, UNCo, Neuquén, 93 pp.
- Ramos, V.A., 1988.** The tectonic of the Central Andes: 30° to 33°S latitude. En: S. Clark & D. Burchfiel (Eds.), Processes in Continental Litospheric Deformation. Geological Society of America, Special Paper 218: 31-54.



- Ramos, V. & Kay, S., 2006.** Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°-39°S latitude). En: S.M. Kay & V.A. Ramos (Eds.), Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat). Geological Society of America, Special Paper 407: 1-17.
- Ramos, V.A., Folguera, A. & García Morabito, E., 2011.** Las provincias geológicas del Neuquén. En: H.A. Leanza, C.D Arregui, O. Carbone, J.C. Danieli & J.M. Vallés (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén, Relatorio: 317-326.
- Rapela, C.W. & Llambías, E.J., 1985.** La secuencia andesítica terciaria de Andacollo, Neuquén, Argentina. IV Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Actas 3: 458-488.
- Riccardi, A.C., 1993.** Formación Los Molles. En: A.C. Riccardi & S.E. Damborenea (Eds.) Léxico Estratigráfico de la Argentina, 9: Jurásico, Asociación Geológica Argentina, Serie B, 21: 239-243.
- Riccardi, A.C. & Gulisano, C., 1992.** Unidades limitadas por discontinuidades: su aplicación al Jurásico Andino. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 45: 346-364.
- Rovere, E.I., Caselli, A., Tourn, S., Leanza, H.A., Hugo, C. A., Folguera, A., Escosteguy, L. & Geuna, S., 2004.** Hoja Geológica 3772-IV, Andacollo, provincia del Neuquén. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina a escala 1: 250.000. Servicio Geológico Mínero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 298: 104 pp.
- Rolleri, E.O. & Criado Roqué, P., 1970.** Geología de la provincia de Mendoza. IV Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 1-60.
- Sagripanti, L., Folguera, A., Gimenez, M., Rojas Vera, E.A., Fabiano, J.J., Molnar, N., Fennell, L. & Ramos, V.A., 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: 349-366.
- Stipanivic, 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: 403-478.
- Stipanivic, P.N. & Marsicano, C., 2002.** Léxico Estratigráfico de la Argentina, 8: Triásico. Asociación Geológica Argentina, Serie B, 26: 370 pp.
- Stipanivic, P.N. & Riccardi, A.C., 2002.** Fase diastrófica Tunuyán. En: P.N. Stipanivic & C. Marsicano (Eds.), Léxico Estratigráfico de la Argentina. Volumen 8, Triásico. Asociación Geológica Argentina, Serie B, 26: 289-290.
- Stipanivic, P.N. & Rodrigo, F., 1968.** The Jurassic and Neocomian diastrophism in Argentina and Chile. XXII<sup>o</sup> International Geological Congress, Praga. Abstracts.
- Stipanivic, P.N., Rodrigo, F., Baulés, O.L. & Martínez, C.G., 1968.** Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23: 367- 388.

- Suárez, M. & De la Cruz, R., 1997.** Volcanismo pliniano del Lías durante los inicios de la cuenca de Neuquén, Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. VII Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 266-270.
- Suárez, M., De la Cruz, R., Fanning, M. & Etchart, H., 2008.** Carboniferous, Permian and Toarcian magmatism in Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina: First U–Pb Shrimp dates and tectonic implications. XVII Congreso Geológico Argentino, S. S. de Jujuy. Actas: 906–907.
- Turner, J.C.M. & Cazau, L.B., 1978.** Estratigrafía del pre-Jurásico. En: Geología y recursos naturales del Neuquén. Relatorio 7° Congreso Geológico Argentino: 25-36.
- Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J. & Welsink, H.J., 1995.** Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 383-402.
- Yrigoyen, M.R., 1972.** Cordillera Principal. En: A.F. Leanza (Ed.), Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba: 345-364.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T.R., Delpino, D. & Ansa, A., 2006.** Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold and-thrust belt. En: S.M. Kay & V.A. Ramos (Eds.), Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén basin (35° - 39°S lat). Geological Society of America, Special Paper 407: 125-145.
- Zanettini, J.C.M., 1979.** Geología de la comarca de Campana Mahuida, provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 34: 61-68.
- Zanettini, J.C.M., 2001.** Hoja Geológica 3772-II Las Ovejas, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 263: 1-44.
- Zanettini, J.C.M. & Deza, M.A., 1990.** Prospección geológico-minera en el área de reserva Varvarco, Provincia del Neuquén, 2ª parte. Corporación Minera del Neuquén-Dirección General de Fabricaciones Militares (inédito): 9 pp.
- Zanettini, J.C.M., Méndez, V. & Zappettini, E.O., 1987.** El Mesozoico y Cenozoico sedimentarios de la comarca de Los Miches, Provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 42: 338-348.
- Zapata, T. & Folguera, A., 2005.** Tectonics evolution of the Andean Fold and Thrust Belt of the southern Neuquén Basin, Argentina. En: G. Veiga, L. Spalletti, J. Howell & E. Schwarz (Eds.), The Neuquén Basin, Argentina. A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics. Geological Society, London, Special Publication 252: 37- 56.
- Zappettini, E.O. & Dalponte, M., 2009.** Hallazgo de hierro bandeado en el basamento del sector noroccidental de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén: aspectos estratigráficos y metalogénicos. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 64: 550-554.
- Zappettini, E.O. & Dalponte, M., 2010.** Lower Jurassic Algoma-Type BIF Mineralization at Cordillera del Viento, NW Neuquén, Argentina. XIII Quadrennial IAGOD Symposium, Adelaida Australia: 278-279.

- Zappettini, E.O., Dalponte, M., Leanza, H., Lagorio, S.L. & Santos, J.O.S., 2011.** Edad y correlación de la Formación Colomichicó, sector septentrional de la Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. 18° Congreso Geológico Argentino, Neuquén. Actas CD ROM.
- Zappettini, E.O., Chernicoff, C., Santos, S., Dalponte, M., Belousova, E. & McNaughton, N., 2012.** Retrowedge-related Carboniferous units and coeval magmatism in the northwestern Neuquén province, Argentina. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 101: 2083–2104.
- Zappettini, E. O., Lagorio, S. L., Dalponte, M., Santos, J. O. & Belousova, E., 2018.** Evidencias de magmatismo precuyano (Pliensbachiano-Toarciano) en el norte de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén: geoquímica, caracterización isotópica e implicancias tectónicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 75: 533-558.
- Zöllner, W. & Amos, A.J., 1955.** Acerca del Paleozoico superior y Triásico del cerro La Premia, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 10: 127-135.
- Zöllner, W. & Amos, A.J., 1973.** Descripción geológica de la Hoja 32b, Chos Malal, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 143: 91 pp.