



Universidad Nacional de Río Negro  
Sede Alto Valle – Valle Medio

Carrera de Licenciatura en Geología  
Trabajo final de grado

**Análisis estructural de rocas del Complejo Volcánico  
Marifil en los alrededores del establecimiento Don  
Raúl, sureste de Valcheta, Río Negro**

Autora: Martina Wiejski López

[martinawiejskil@hotmail.com](mailto:martinawiejskil@hotmail.com)

Director: Gerson Alan Greco

Co-Director: Santiago Nicolás González

General Roca, Río Negro

Marzo 2023

## ÍNDICE

RESUMEN .....	4
<i>ABSTRACT</i> .....	4
1. INTRODUCCIÓN .....	6
Ubicación del área de estudio .....	6
Objetivos .....	8
Objetivos generales .....	8
Objetivos específicos .....	8
2. MARCO TECTÓNICO .....	8
3. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL DEL MACIZO NORPATAGÓNICO ORIENTAL .....	11
4. ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO .....	11
Paleozoico .....	12
Formación Nahuel Niyeu .....	12
Plutón Don Raúl .....	14
Mesozoico .....	15
Complejo Volcánico Marifil .....	15
Formación Puesto Piris .....	16
Rocas piroclásticas y volcánicas ácidas .....	17
Formación Aguada del Bagual .....	19
Cretácico superior - Paleógeno .....	19
Formación Arroyo Barbudo .....	19
Cenozoico .....	20
Formación Somuncurá .....	20
Depósitos Neógenos-Cuaternarios .....	20
5. METODOLOGÍA DE ESTUDIO .....	21
Trabajos de gabinete previos al campo .....	21
Trabajo de campo .....	21
Trabajos de gabinete posteriores al campo .....	22
6. RESULTADOS .....	23
Dominio A .....	24
Dominio B .....	28

Otras fallas del área .....	32
7. DISCUSIONES E INTERPRETACIONES .....	34
Deformación en los alrededores del Establecimiento Don Raúl .....	34
Comparaciones regionales y edades de deformación .....	35
8. CONCLUSIONES .....	41
AGRADECIMIENTOS .....	43
BIBLIOGRAFÍA .....	44
ANEXO .....	53

## **RESUMEN**

El Trabajo Final de Grado se desarrolló en los alrededores del establecimiento Don Raúl, ubicado a 20 km al SE de la localidad rionegrina de Valcheta, entre las coordenadas  $40^{\circ}44'16,07''S$  -  $66^{\circ} 00'55,72''O$  y  $40^{\circ}47'21,04''S$  -  $65^{\circ}56'33,05''O$ . El área de estudio se encuentra dentro de la región oriental del Macizo Norpatagónico.

El presente trabajo tiene como objetivo cartografiar y analizar, geométrica y cinemáticamente, fallas que se encuentran afectando a los afloramientos del Complejo Volcánico Marifil. Dentro del área de estudio se distinguieron dos dominios: Dominio A y Dominio B, de los cuales se obtuvieron los principales ejes de deformación a partir del análisis cinemático de las fallas menores con el *software* Faultkin. Para cada dominio, en función de las estructuras analizadas se definieron: 4 poblaciones cinemáticas para el Dominio A y 3 poblaciones cinemáticas para el Dominio B.

Las poblaciones cinemáticas y su deformación asociada definidas para el área de estudio serían comparables a nivel regional con los descriptos para el Jurásico Temprano-Cretácico Temprano de la Cuenca Neuquina y Los Menucos, ubicadas al noroeste y oeste, respectivamente, de la región estudiada en este trabajo.

**Palabras clave:** Macizo Nordpatagónico oriental - Complejo Volcánico Marifil - Tectónica Mesozoica - Estructuras.

## **ABSTRACT**

The work was carried in the surrounding of Don Raul Establishment, located 20 km southeast of the town of Valcheta, Rio Negro, between the coordinates  $40^{\circ}44'16.07''S$  -  $66^{\circ} 00'55.72'' W$  and  $40^{\circ}47'21.04''S$  -  $65^{\circ}56'33.05'' W$ . The study area is located within the eastern region of the North Patagonian Massif.

The objective of this work is to map and analyze, geometrically and kinematically, faults that are affecting the outcrops of the Marifil Volcanic Complex. Within the study area, two domains were distinguished: Domain A and Domain B, of which the main deformation axes were obtained from the kinematic analysis of minor faults in the Faultkin software. For each domain, based on the structures analyzed, were defined: 4 deformation regimes for Domain A and 2 deformation regimes for Domain B.

The deformation regimes identified in the study area were found to be similar to those observed in the Lower Jurassic-Lower Cretaceous of the Neuquén Basin and Los Menucos regions, located northwest and west of the study area, respectively.

**Keywords:** Eastern North Patagonian Massif - Marifil Volcanic Complex - Mesozoic Tectonics - Structures.

## 1. INTRODUCCIÓN

### Ubicación del área de estudio

El trabajo final de grado se desarrolló en la región noreste del Macizo Norpatagónico (MNP) (Fig. 1A), en los alrededores del Establecimiento Don Raúl, a 20 km al sureste de la localidad de Valcheta, Río Negro, entre las coordenadas 40°44'16,07"S- 66° 0'55,72"O y 40°47'21,04"S- 65°56'33,05"O (Fig. 1B).

El MNP se encuentra limitando al norte con la Cuenca del Colorado, al sur con la Cuenca de Cañadón Asfalto y la Cuenca del Golfo San Jorge, al noroeste con la Cuenca Neuquina y al oeste con la Precordillera Patagónica, al suroeste con la Cuenca del Ñirihuau y al este con el Océano Atlántico (Ramos, 1999; Klinger *et al.*, 2010; Gómez Dacal *et al.*, 2013, 2017; Figari *et al.*, 2015; Fig. 1A). También se encuentra delimitado por cuatro lineamientos morfo-estructurales denominados Limay, Gastre, Los Chacays y El Gualicho, delimitando la altiplanicie como un bloque tectónicamente independiente (Aragón *et al.*, 2011; Gómez Dacal *et al.*, 2017).

La región oriental del MNP se caracteriza por grandes bloques, relacionados con el régimen extensional que marcó la apertura del océano Atlántico sur (Ramos, 1999). Su basamento se compone de diferentes unidades metamórficas de alto y bajo grado e intrusivos granitoides asociados (González *et al.*, 2014).

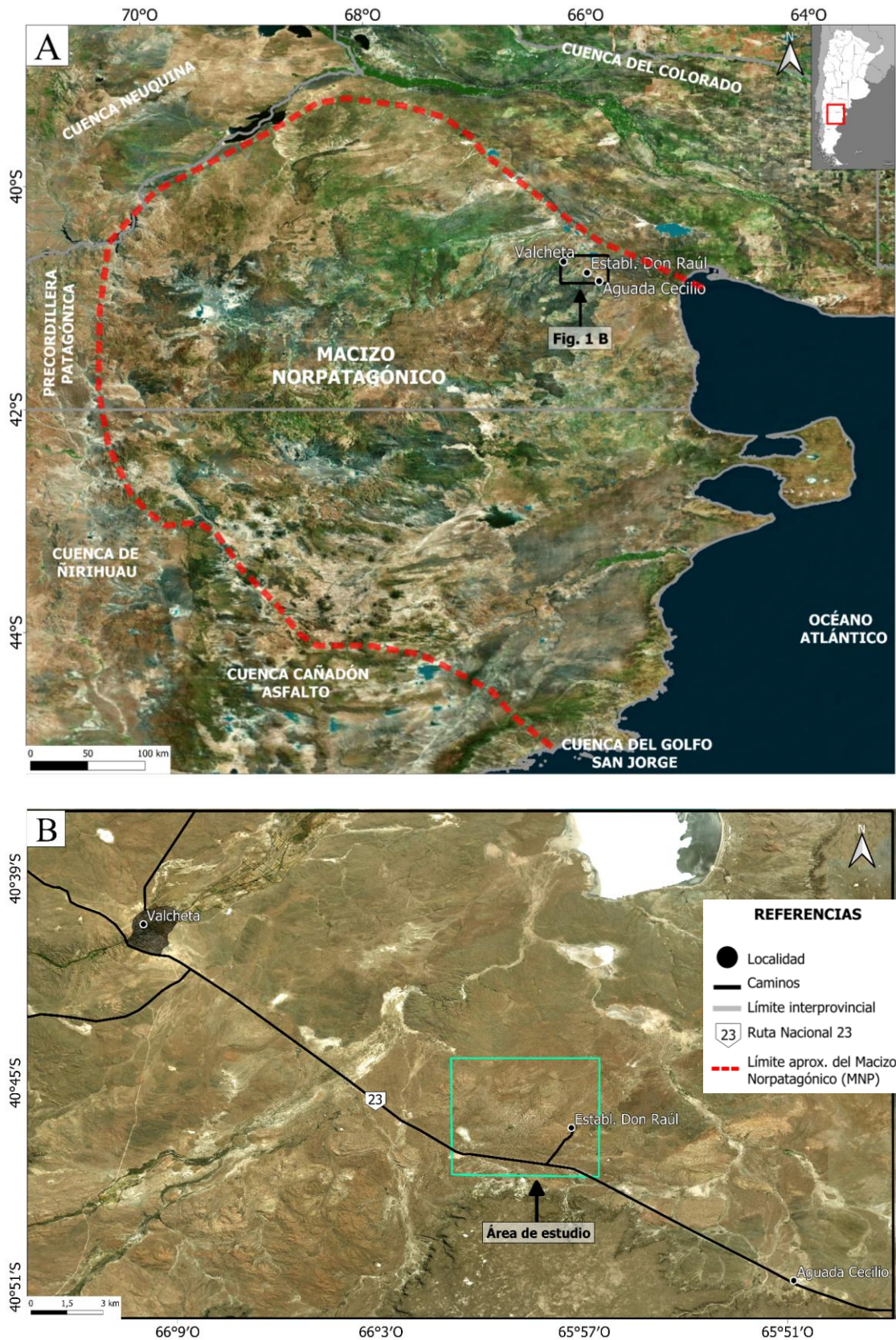


Fig. 1: A) Ubicación del MNP (línea punteada según Ramos, 1999). B) Área de Valcheta-Aguada Cecilio. Con un recuadro verde se indica el área de estudio en los alrededores del Establecimiento Don Raul y el acceso a la misma desde ruta 23.

## **Objetivos**

### ***Objetivo general***

El objetivo general de este trabajo, es contribuir al estudio de la deformación de las rocas mesozoicas que componen el sector oriental del MNP.

### ***Objetivos específicos***

- Analizar geométrica y cinemáticamente las estructuras desarrolladas sobre las unidades del Complejo Volcánico Marifil, a partir de análisis de imágenes satelitales e información de campo.

- Realizar un análisis tectónico de la zona, determinando las fases de deformación que ocurrieron durante el Mesozoico y que modificaron estructuralmente a la misma, hasta llegar a la configuración tectónica actual.

- Confeccionar un nuevo mapa geológico-estructural de la zona.

## **2. MARCO TECTÓNICO**

La evolución tectono-metamórfica de la región oriental del MNP durante el Paleozoico está representada por estructuras de carácter dúctil y frágil-dúctil (González *et al.*, 2020; Giacosa *et al.*, 2021), asociadas a dos eventos de deformación y metamorfismo principales. El primer evento tectono-metamórfico se asigna al Ordovícico Temprano, el cual deformó las rocas de las cuencas cámbricas, generando así las rocas metamórficas. Este evento asimismo contribuyó al emplazamiento de los granitoides ordovícicos, que junto a las rocas metamórficas, componen el basamento igneo-metamórfico (Caminos y Llambías, 1984; Giacosa, 1994; Giacosa y Paredes, 2001; von Gosen, 2002; Greco *et al.*, 2015; González *et al.*, 2018). El segundo evento, habría ocurrido durante el Pérmico, afectando tanto al basamento como a la cobertura sedimentaria silúrica-devónica (Busteros *et al.*, 1998; Giacosa y Paredes, 2001; Japas, 2001; von Gosen, 2002; Greco *et al.*, 2015; González *et al.*, 2008; González *et al.*, 2022).

Durante el Triásico Tardío, se inició una etapa de rifting intracontinental de larga duración que comenzó con los procesos de ruptura y separación de Pangea (Mpodozis y Ramos, 2008; Giacosa, 2020). Esta fragmentación estuvo acompañada de extensión generalizada (Aubouin *et al.*, 1973; Mpodozis y Ramos, 1990).

Durante el Jurásico Temprano se produjo un nuevo evento de extensión, asociado a una anomalía térmica del manto, conocida como pluma del manto Karoo, generando el



emplazamiento de la gran provincia ígnea Karoo-Ferrar-Chon Aike (Kay *et al.*, 1989; Pankhurst *et al.*, 1998; Uliana *et al.*, 1985; Uliana y Biddle, 1987; Encarnación *et al.*, 1996; Pángaro y Ramos, 2012; Navarrete *et al.*, 2019) (Fig. 2). A este evento se le asocia el inicio de la separación entre Gondwana Occidental y Oriental y el inicio de la subducción en el margen occidental de América del Sur (Mpodozis y Ramos, 2008). Las cuencas formadas durante este proceso estuvieron acompañadas de un régimen tectónico extensional con abundante vulcanismo y sedimentación subordinada (Figari *et al.*, 1999, 2015; Ranalli *et al.*, 2011; Giacosa *et al.*, 2020). La formación de estas cuencas estuvo controlada por una fábrica estructural heredada del basamento, con orientación noroeste (Uliana y Biddle, 1987; Mpodozis y Ramos, 2008; Giacosa *et al.*, 2020; González *et al.*, 2021), que provocó zonas adelgazamiento de la corteza y su posterior ruptura (Pángaro y Ramos, 2012), desencadenando así subsidencia térmica y el emplazamiento de grandes provincias ígneas (González *et al.*, 2023).

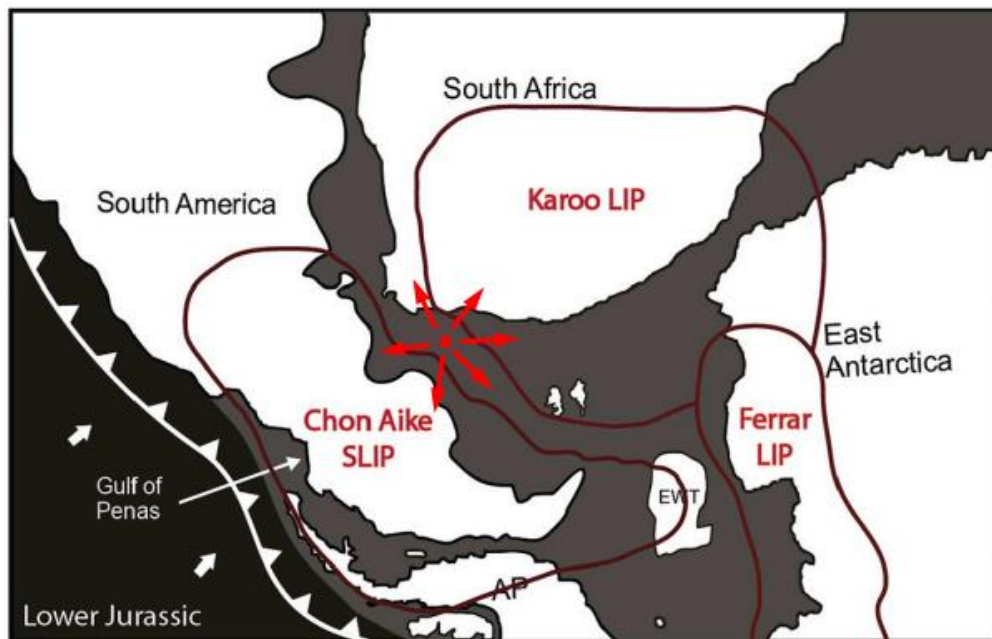


Fig. 2: Evento de extensión asociado al emplazamiento de la gran provincia ígnea Karoo-Ferrar-Chon Aike, el cual se asocia a la ruptura y separación de Gondwana occidental y oriental (Jurásico Temprano). Tomada y modificada de Navarrete *et al.*, 2019.

La fase de evolución posterior a la ruptura de Gondwana y la apertura del Océano Atlántico, que se extiende desde el Cretácico Temprano hasta el presente, ha estado dominada por la actividad relacionada con la subducción a lo largo del margen occidental de América del Sur (Uliana y Biddle, 1987). Entre el Toarciense y el

Valanginiano se habría producido la primera etapa del primer estadio de deformación. La deformación se concentró a lo largo de una zona de debilidad cortical, correspondiente a la Dorsal de Huincul (Silvestro y Zubiri, 2008), y habría estado asociada a un campo regional de esfuerzos principal con dirección NO-NNO (Mosquera y Ramos, 2006; Silvestro y Zubiri, 2008). Esta dorsal, de orientación O-E, separa dos bloques de características reológicas diferentes, en el sector sur el MNP y hacia el norte de la misma una corteza anisótropa y atenuada. La interacción entre ambos bloques, durante este período de deformación, dio lugar al desarrollo de estructuras compresivas y transcurrentes (Silvestro y Zubiri, 2008), reactivando en forma selectiva depocentros extensionales y corrimientos (Mosquera *et al.*, 2011).

Folguera y Ramos (2011), propusieron tres episodios compresivos principales dentro de la placa sudamericana para el ciclo ándico: durante el Cretácico Tardío, el Oligoceno-Mioceno temprano y el Mioceno tardío, que interpretaron en términos de las variaciones en el ángulo de la losa subductada debajo del margen continental sudamericano y de la oblicuidad del vector de subducción (Fig. 3).



Fig. 3: Configuración tectónica durante A) Cretácico superior temprano. B) Cretácico Superior tardío a Mioceno tardío. C) Mioceno tardío al presente. Modificado de Pardo-Casas y Molnar (1987). Las flechas verdes indican dirección de subducción.

Durante el Paleógeno el bloque correspondiente a la Meseta de Somún Curá experimentó un levantamiento litosférico de 1200 m, sin deformación interna significativa, formando así una región morfo-estructural elevada, a la que conocemos como MNP (Aragón *et al.*, 2011; Gómez Dacal *et al.*, 2017, 2021). Gómez Dacal *et al.*, 2021 determinaron que la elevación del mismo podría ser el resultado de la interacción entre el calentamiento de la corteza por ascenso del manto, generando una anomalía térmica y un aporte térmico significativo por parte del decaimiento radiogénico de los elementos radiactivos de la corteza. Asociado a la formación de este relieve positivo se

da uno de los rasgos más importantes del Macizo, que es la existencia de volcanismo basáltico (Ardolino, 1981).

### **3. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL DEL MNP ORIENTAL**

El MNP Oriental se encuentra compuesto principalmente por un basamento metamórfico de bajo y alto grado, intruído por plutonitas ordovícicas no deformadas y que son cubiertas en no conformidad por depósitos epiclásticos de edad silúrica-devónica (Caminos y Llambías, 1984; Chernicoff y Caminos, 1996; Ramos, 1999), en discordancia angular (Caminos, 1999).

Las rocas ígneas pre-jurásicas que afloran en esta región se asocian en complejos plutónicos-volcánicos (Caminos, 1983; Llambías y Rapela, 1984; Pankhurst *et al.*, 1993). Estos complejos se encuentran emplazados en rocas de basamento del pre-Carbonífero (Pankhurst *et al.*, 2006) y en rocas plutónicas asignadas al Pérmico tardío (Chernicoff *et al.*, 2013).

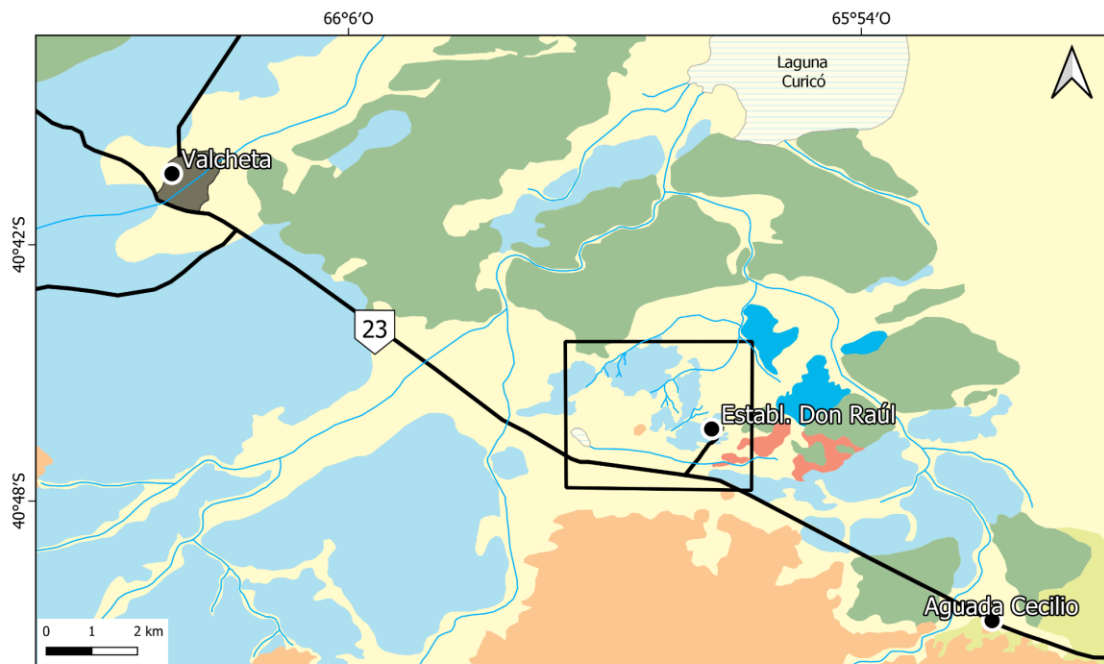
Desde el Triásico Medio hasta el Cretácico Temprano, predominó un régimen extensional (Ramos, 1999), el cual estuvo acompañado por la efusión, hasta el jurásico medio, de un volumen muy importante de rocas volcánicas, subvolcánicas y volcanitas predominantemente silíceas (Márquez *et al.*, 2011). Luego fueron cubiertas por una fina capa de sedimentos marinos y continentales cretácicos/cenozoicos (Gómez Dacal *et al.*, 2013).

Durante el Cenozoico se produjeron en el Macizo episodios basálticos tipo plateau (Ardolino, 1981). Se separan dos etapas para este magmatismo, una oligoceno-miocena correspondiente a la etapa de plateau y otra etapa post-plateau de edad Miocena (Kay *et al.*, 2004).

Completan la geología del Macizo los Rodados Patagónicos pliocenos y los depósitos aluviales y coluviales pleistoceno-holocenos (Márquez *et al.*, 2011).

### **4. ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA VALCHETA-AGUADA CECILIO**

En el área de estudio afloran diferentes unidades geológicas (Fig. 4), las cuales se pueden agrupar en: rocas paleozoicas, rocas del Jurásico Inferior, rocas del Cretácico Superior al Paleógeno y depósitos del Neógeno al Cuaternario.



#### Referencias

Referencias		
	Área de estudio	
	Cursos de agua	
	Cuerpos de agua/Salitral	
	Localidades	
	Caminos	
	Ruta Nac. 23	
Geología		
	Depósitos Neógenos-Cuaternarios	Cretácico-Paleógeno
	Formación Somún Curá	
	Formación Arroyo Barbudo	Jurásico
	Complejo Volcánico Marifil	
	Formación Puesto Piris	Paleozoico
	Plutón Don Raúl	
	Formación Nahuel Niyeu	

#### Ubicación del área



Fig. 4: Mapa geológico del área de Valcheta - Aguada Cecilio basado en Martínez *et al.*, 2001, Ramos, 2022, González *et al.*, 2022, e interpretación de imagen satelital a partir de datos tomados en el campo.

## Paleozoico

### Formación Nahuel Niyeu

La Formación Nahuel Niyeu (Caminos, 1983), es una unidad metamórfica de bajo grado que forma parte del basamento Paleozoico de la región oriental del MNP. Esta unidad, principalmente metasedimentaria, está compuesta por metagrauvacas, lutitas pizarreñas y filitas (Fig. 5) (Chernicoff y Caminos, 1996; Caminos *et al.*, 2001) con intercalaciones menores de metareniscas, metaconglomerados y rocas metaígneas básicas (Giacosa, 1999; Caminos *et al.*, 2001; Greco *et al.*, 2015, 2017).





Fig. 5: Afloramientos de la Formación Nahuel Niyeu al noreste del establecimiento Don Raúl (40° 46,17" S - 65° 54,1" O).

La edad máxima de depositación de los protolitos siliciclásticos, está indicada por edades U-Pb en circones detríticos entre 516 y 507 Ma (Pankhurst *et al.*, 2006; Rapalini *et al.*, 2013; Greco *et al.*, 2017). Combinando estas edades, con la edad de cristalización de sills pre cinemáticos ( $513,6 \pm 3,3$  Ma) intercalados en las litofacies metasedimentarias, se limitó la deposición de los protolitos siliciclásticos, en el área de Aguada Cecilio, a la edad entre 516,8-516,2 Ma y 513,6 Ma (Greco *et al.*, 2017).

En su techo descansan discordantemente la Formación Puesto Piris (Nuñez *et al.*, 1975) al norte del Establecimiento Don Raúl (ex Puesto Piris), Marifil al noroeste y norte de Aguada Cecilio y Formación Arroyo Barbudo (Lizuaín y Sepúlveda, 1978), en los alrededores de Aguada Cecilio (Martínez *et al.*, 2001). También se encuentra intruído en varios lugares por plutones, cuyo efecto térmico ha originado aureolas de metamorfismo de contacto (Caminos *et al.*, 2001).

Esta formación exhibe una historia tectono-metamórfica compleja desarrollada, principalmente durante el Paleozoico temprano y el Pérmico tardío (Von Gosen, 2003; Greco *et al.*, 2018, 2021, 2022). Se distinguieron estructuras que definen una fábrica estructural dúctil y penetrativa la cual se compone principalmente por pliegues isoclinales a apretados con superficies axiales fuertemente inclinadas (65-80°, principalmente hacia

el NO y SE), ejes de moderado buzamiento (30-60° hacia el OSO, SO y NE) y longitudes de onda entre 200 y 100 metros. Estos pliegues afectan a una foliación de transposición penetrativa relíctica que es paralela a una foliación continua previa y al bandeamiento litológico (Greco *et al.*, 2018, 2021, 2022).

Durante el Toarciano-pre-Cretácico Tardío se habría desarrollado una etapa final de deformación (Von Gosen, 2003; Greco *et al.*, 2018, 2021, 2022). Asociada a esta etapa se distinguieron estructuras de características frágiles-dúctiles que afectaron a las estructuras desarrolladas entre el Paleozoico temprano y el Pérmico tardío, controlando su orientación (Greco *et al.*, 2018, 2021, 2022). Este grupo de estructuras está representado por pliegues y fracturas. Los pliegues son apretados, con planos axiales subverticales de rumbo NE-SO, ejes buzantes al SO y NE, longitudes de onda entre 900 y 250 metros. Fallas de hasta 2,5 kilómetros de largo están asociadas a los pliegues de mayor longitud de onda y son aproximadamente paralelas a sus trazas axiales. Entre Valcheta y Aguada Cecilio se reconocen pliegues con trazas axiales de rumbo NE-SO, que resultan compatibles con una contracción NO-SE desarrollada probablemente durante esta última etapa de deformación del Toarciano-pre-Cretácico Tardío (Greco *et al.*, 2021a).

### **Plutón Don Raúl**

El Plutón Don Raúl es una unidad magmática intrusiva compuesta principalmente por dos facies, una granítica con texturas granosa a porfiroide y otra granodiorítica con textura granosa (Greco *et al.*, 2022).

El plutón intruye a la Formación Nahuel Niyeu y en el contacto con esta Formación, presenta foliación magmática marcada y paralela a la fábrica estructural dúctil y penetrativa de la caja. En las rocas de la Fm. Nahuel Niyeu, próximas al contacto, se reconoció una aureola térmica de aproximadamente 1 km de espesor, relacionada con dicha intrusión (Greco *et al.*, 2022).

Greco *et al.*, (2022) obtuvieron edades absolutas según el método U-Pb, en circones de la facies granodiorítica del plutón. Las poblaciones estudiadas dan un pico de edad de 279 Ma y otra de 270 Ma, siendo esta última la más joven y se interpreta como la edad de cristalización del Plutón Don Raúl (Greco *et al.*, 2022).

Por su litología, edad y relaciones estratigráficas, este cuerpo sería producto del magmatismo desarrollado sobre el borde sudoeste de Gondwana durante el Pérmico, en esta región del MNP (Greco *et al.*, 2022).

## Mesozoico

### Complejo Volcánico Marifil

El Complejo Volcánico Marifil (CVM) (Cortés, 1981) es una unidad con amplia distribución areal en el MNP Oriental. Está compuesta principalmente por rocas ígneas volcánicas, subvolcánicas y piroclásticas, con menor participación de rocas sedimentarias (Nuñez *et al.*, 1975; Cortés, 1981). La base de esta unidad se encuentra por encima de rocas pre-triásicas (metamorfitas del Paleozoico temprano, sedimentitas siluro-devónicas o granitoides pérmicos) (González *et al.*, 2017) y está representada por la Formación Puesto Piris (Cortés, 1981; Strazzere *et al.*, 2019). De manera discordante, se hallan rocas piroclásticas y volcánicas ácidas, intercalados con rocas clásticas. Toda la secuencia se encuentra intruída por rocas subvolcánicas ácidas correspondientes a la Formación Aguada del Bagual (Cortés, 1981) que corresponde a la facies hipabisal de este complejo (Malviccini y Llambías, 1974; Nuñez *et al.*, 1975; Cortés, 1981; Giacosa, 1993; Busteros *et al.*, 1998; Martínez *et al.*, 2001; Márquez *et al.*, 2010, 2011).

Según Greco *et al.*, (2021), rocas aflorantes de este complejo entre Valcheta y Aguada Cecilio, se encuentran deformadas generando estructuras anticlinales-sinclinales con longitudes de onda de 1,5 km. Tanto los anticlinales como los sinclinales tienen ejes moderadamente buzantes al NE, con superficies axiales verticales, y trazas axiales con rumbo NE-SO. Las estructuras descritas son geoméricamente comparables a pliegues de la tercera fase de deformación del basamento metamórfico, perteneciente a la Formación Nahuel Niyeu. También se encuentran fallas con rumbo ONO-ESE y rechazos dextrales, que cortan y se asocian a los pliegues.

González *et al.*, (2022) obtuvieron dataciones U-Pb de circones de una ignimbrita de estas rocas aflorantes entre Valcheta y Aguada Cecilio. Consideraron la edad U-Pb de 184,4 Ma, obtenida de circones provenientes de una ignimbrita del Complejo Volcánico Marifil, como la edad de erupción y la deposición de la misma.

Las rocas sedimentarias pertenecientes a este complejo, ubicadas al sur del Establecimiento Don Raúl, fueron datadas a partir de su contenido fósil. Se hallaron restos de plantas del género *Otozamites*, *Dictyozamites* y *Ptilophyllum*, por lo cual permite asignar una edad Jurásica Inferior a Media (Nuñez *et al.*, 1975).



### **Formación Puesto Piris**

La Formación Puesto Piris se encuentra interdigitada con los flujos de lava (riolítica y traquítica) y tobas del CVM. Esto sugiere que ambas unidades son coetáneas (Cortés, 1981; Strazzere *et al.*, 2019) y que aquella representa los estratos basales de dicho complejo (Cortés, 1981; Strazzere *et al.*, 2019).

Esta unidad yace mediante discordancia angular sobre Formación Nahuel Niyeu. Está compuesta por una sucesión de conglomerados, areniscas conglomerádicas, areniscas calcáreas, tobas y calizas (Nuñez *et al.*, 1975) (Fig. 6). Los clastos de los conglomerados son redondeados a subredondeados y pertenecen a fragmentos de rocas graníticas, vulcanitas básicas y riolíticas. Además, Martínez *et al.*, (2001) reconocieron clastos provenientes de las rocas del basamento metamórfico y fragmentos de rocas sedimentarias.



Fig. 6: Afloramientos de la Formación Puesto Piris en el área de estudio (40° 45' 54.3" S - 65° 55' 22.6" O)

La edad U-Pb de 193,4 $\pm$ 3,1 Ma, obtenida para un flujo de lava traquítica, sugiere que la sedimentación y el vulcanismo son Sinemurianos (Strazzere *et al.*, 2019).

Al sur de la laguna Curicó, los afloramientos de esta unidad se encuentran en bancos fuertemente inclinados al este, los cuales corresponderían a flancos de pliegues con ejes aproximadamente norte sur (Martínez *et al.*, 2001). Esta misma unidad, en un área adyacente a la zona de estudio de este trabajo, se encuentra plegada. Strazzere *et al.*,



(2019) vinculan estos pliegues con un evento de deformación relacionado con una dirección de compresión N-S o NO-SE, posterior a la depositación de la Fm. Puesto Piris.

### **Rocas piroclásticas y volcánicas ácidas**

Estas rocas corresponden a un conjunto de rocas predominantemente ácidas de origen volcánico y de edad mesozoica (Jurásico), que afloran en el sector oriental del MNP (Busteros *et al.*, 1998; Caminos *et al.*, 2001). Estas pertenecen al CVM, el cual forma parte de la Gran Provincia Ígnea de Chon Aike (Pankhurt *et al.*, 1998, 2000).

Afloran en los terrenos cortados por los arroyos Valcheta y Pajalta. Desde allí se extienden, en afloramientos mucho más amplios, hacia el sur y sudeste (Caminos *et al.*, 2001).

Esta facies piroclástica-extrusiva con intercalaciones de rocas clásticas (Fig. 7) posee una gran extensión areal y está constituida por ignimbritas (Fig. 8) con diferentes grados de desvitrificación y *fiammes*. También se compone de tobas de color rosado blanquecino con textura porfiroclástica (Martínez *et al.*, 2001), estas aparecen como bancos relativamente delgados (intercalados en las ignimbritas y lavas riolíticas y riolacíticas). Por último lavas riolacíticas y riolíticas (Fig. 9), de colores generalmente claros, rosados, ocasionalmente con tonalidades violáceas o grisáceas pálidas, las cuales constituyen la parte más potente y extensa de la secuencia volcánica (Caminos *et al.*, 2001). Al oeste de Aguada Cecilio, se encuentran bancos de areniscas tobáceas intercaladas en ignimbritas aglomerádicas. Por encima de estas alternan areniscas de grano medio y conglomerádicas, areniscas grises y areniscas conglomerádicas duras (Nuñez *et al.*, 1975).

Por encima de los bancos de areniscas tobáceas intercaladas en ignimbritas y la sucesión de areniscas alternadas, al oeste de Aguada Cecilio, se hallan brechas volcánicas y mantos de riolitas (Nuñez *et al.*, 1975).

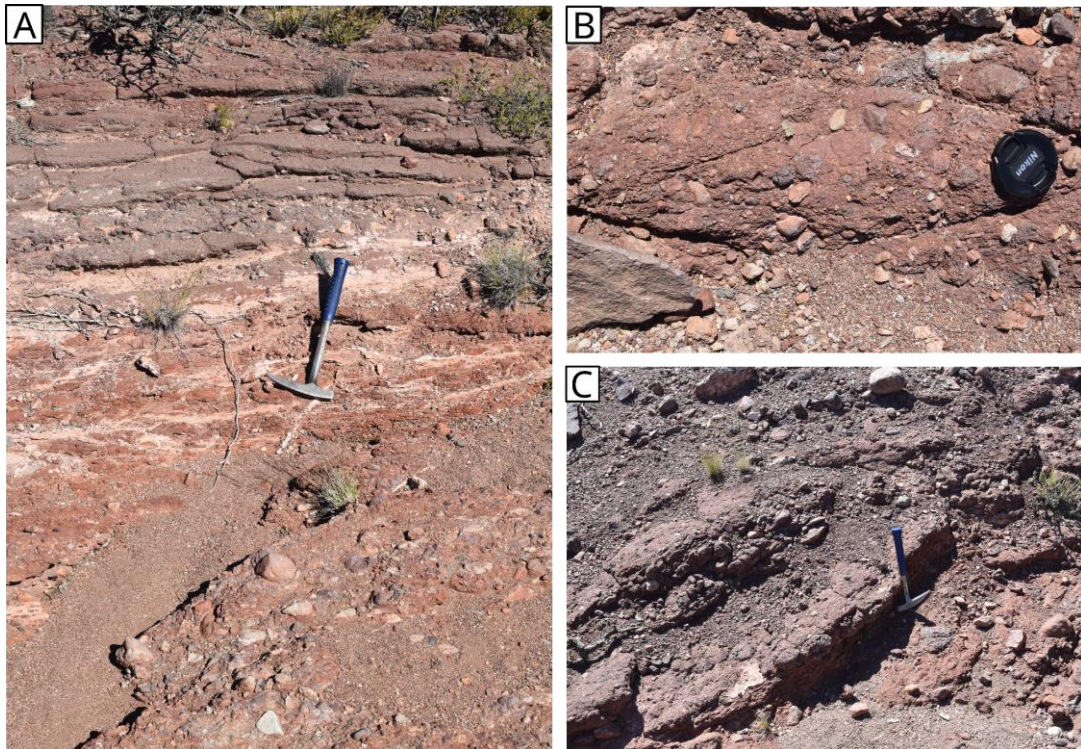


Fig. 7: Afloramientos de rocas sedimentarias pertenecientes al CVM ( $40^{\circ} 44' 45.6''\text{S} - 65^{\circ} 59' 31.2''\text{O}$ ). A) intercalación de areniscas rojas con conglomerados rojizos con gran aporte volcánico. B) Conglomerado rojizo polimíctico con gran aporte volcánico. C) Estratos de conglomerado rojizo (RBZ:  $133^{\circ}/38^{\circ}$ ).



Fig. 8: Afloramientos de ignimbritas pertenecientes al CVM al noreste del establecimiento Don Raúl ( $40^{\circ} 44' 49.8''\text{S} - 65^{\circ} 57' 54.7''\text{O}$ ).



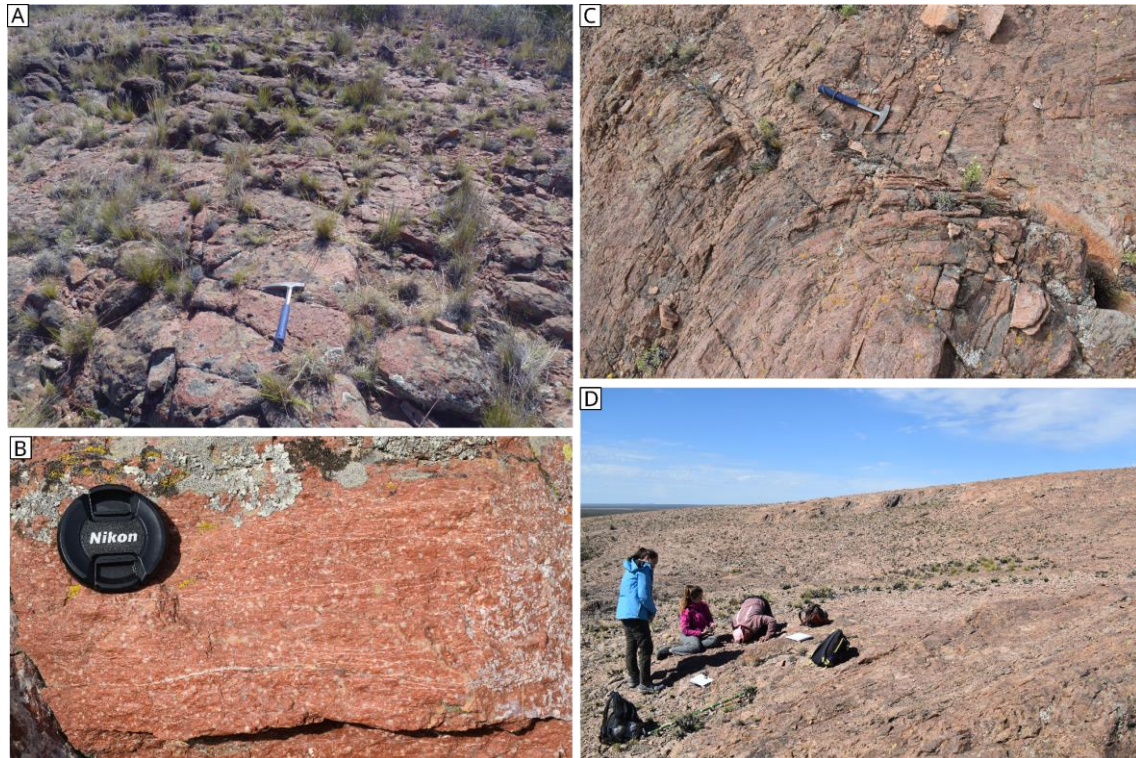


Fig. 9: Rocas de composición riolítica en el área de estudio pertenecientes al CVM. A) Afloramiento con múltiples fracturas (40° 45' 0.8" S - 65° 58' 52.9" O); B) Riolita rojiza con venillas de cuarzo (40° 44' 53" S - 65° 59' 13" O); C) Mantos de riolita con foliación marcada como consecuencia del flujo magmático cortado por fracturas (40° 46' 13.5" S - 65° 57' 29" O); D) Afloramientos de bajo relieve, la gran mayoría al ras del suelo (40° 44' 50.9" S - 65° 57' 50" O).

### **Formación Aguada del Bagual**

Representa la facies hipabisal del CVM y está compuesta principalmente por diques riolíticos y riodacíticos emplazados en los mantos efusivos dacíticos y riolítico-riodacíticos. Al sur y sudoeste de Valcheta se destacan, por sus colores rosados o rojizos, sobre el fondo oscuro de los bancos dacíticos. Al este y norte de Valcheta están alojados en el basamento metamórfico de grado bajo (Camino *et al.*, 2001). También cuerpos subvolcánicos riolíticos de esta unidad intruyen al plutón Don Raúl (Greco *et al.*, 2022). Esta formación se considera de edad jurásica temprana,  $186 \pm 5$  Ma (Cortés, 1981).

### **Cretácico Superior - Paleógeno**

#### **Formación Arroyo Barbudo**

La Formación Arroyo Barbudo incluye un grupo de sedimentitas marinas (arcilitas, areniscas y coquinas) de edad maastrichtiana-daniana, diferenciando dos miembros, uno inferior transgresivo y uno superior regresivo.

El miembro inferior, llamado Aguada Cecilio, de edad maastrichtiana, está compuesto por areniscas finas a medias, limolitas y arcilitas con calizas y margas intercaladas (Martínez *et al.*, 2001), la sucesión culmina con un banco de lumachella blanca amarillenta, de un metro de espesor, compuesta por restos de gasterópodos, bivalvos y cefalópodos (Caminos *et al.*, 2001).

El miembro superior, El Fuerte, de edad daniana, está compuesto por la lumachella inferior, seguida por areniscas de grano fino en parte arcillosa, areniscas limosas y arcilitas (Martínez *et al.*, 2001). La unidad en su conjunto se presenta en forma subhorizontal. Se apoya, en forma discordante sobre la Formación Nahuel Niyeu y sobre las riolitas del Complejo Volcánico Marifil en los sectores oeste y sudoeste de Aguada Cecilio, siendo cubierta en discordancia por la Formación Somún Curá (Martínez *et al.*, 2001).

## **Cenozoico**

### **Formación Somún Curá**

Está constituida por un conjunto de rocas volcánicas de composición basáltica, con amplia distribución en el noroeste y este del inmenso campo de lava que constituye la meseta de Somún Curá (Martínez *et al.*, 2001). Las rocas consisten en basaltos olivínicos de grano fino a medio, de color gris a gris oscuro, con abundantes motas castaño - rojizas y numerosas vesículas y en algunos lugares, entre las coladas se intercalan lentes de basalto escoriáceo. También es común observar intercalaciones blanquecinas de niveles calcáreos arcillosos de origen hidrotermal (Martínez *et al.*, 2001). Apoyado en numerosas dataciones (Marshall *et al.*, 1976; Ardolino, 1981; Remesal, 1988; Orgeira y Remesal, 1993), se señalaron dos subagrupamientos isotópicos, uno en el Oligoceno medio y otro en el Oligoceno superior, lo que podría indicar dos períodos de actividad magmática. Por lo tanto, las rocas de esta unidad, se consideran que son de una edad Oligocena (Martínez *et al.*, 2001).

### **Depositos neógenos-cuaternarios**

La columna estratigráfica se completa con depósitos aluviales y coluviales pertenecientes al Neógeno-Cuaternario. Estas rocas cubren en discordancia angular a todas las unidades previamente descriptas (Caminos *et al.*, 2001; Martínez *et al.*, 2001).

## **5. METODOLOGÍA DE ESTUDIO**

### **Trabajos de gabinete previos al campo**

En primera instancia, se comenzó con una búsqueda y recopilación de antecedentes bibliográficos y cartográficos publicados de la región y zonas contiguas, para comprender la geología local y regional de la zona de estudio.

Luego se procedió a estudiar la zona en detalle, a partir de imágenes satelitales obtenidas del servidor SASplanet ([www.sasgis.org](http://www.sasgis.org)), el cual permite obtener imágenes satelitales de alta resolución y georreferenciadas. Las mismas se obtuvieron a través del servidor Bing, el cual es uno de los tantos servidores que proporciona este programa para la descarga de imágenes satelitales..

Estas imágenes, se obtuvieron georreferenciadas con el sistema de coordenadas geográficas WGS84 y se cargaron en el *software* Qgis ([www.qgis.org](http://www.qgis.org)) para cartografiar estructuras (lineamientos, pliegues, etc.) y determinar puntos de interés. Sobre estas imágenes georreferenciadas y a partir del análisis de imágenes Landsat con diferentes combinaciones de bandas (RGB 432: color natural, da una apariencia que se aproxima al color real de las coberturas ante la vista humana. RGB 741: Resalta los materiales arcillosos y salinos en tonos claros a blancos. RGB 764: Permite destacar formaciones rocosas, como también distinguir áreas urbanas), se diferenciaron litologías y contactos utilizando los colores de respuestas. Las imágenes Landsat, fueron obtenidas del servicio de la USGS “*earth explorer*” ([www.earthexplorer.usgs.gov](http://www.earthexplorer.usgs.gov)).

El análisis de las imágenes satelitales, conjuntamente con el estudio de los antecedentes de la región permitió realizar una correlación del sector con las zonas aledañas y ayudar a entender su evolución estructural.

El producto final del análisis de toda esta información, fue un mapa preliminar general y tres mapas de detalle dentro de la misma (donde se concentran los principales conjuntos de estructuras). Estos mapas se utilizaron posteriormente en el campo para estudiar, analizar, corroborar y tomar datos para el desarrollo del presente trabajo.

### **Trabajo de campo**

El trabajo de campo se realizó en una campaña de 7 días de duración. Durante el mismo, se utilizaron los mapas y un GPS *Garmin* eTrex 64, para llegar a los puntos de interés determinados en las tareas previas a la salida de campo y añadir nuevos. En todos los puntos de control se recolectó información sobre las estructuras (inclinación, rumbo,

buzamiento, cinemática) y los tipos de litología, así como también se documentaron fotográficamente las estructuras observadas.

Los días de campaña se dividieron en las diferentes zonas de interés dentro del área de estudio, de manera que sea posible recorrer y cubrir la mayor cantidad de espacio y recolectar datos estructurales para la realización de este trabajo.

Los datos estructurales de fallas, pliegues y datos de foliaciones y lineaciones de las rocas, se obtuvieron utilizando una brújula Brunton.

Se tomaron datos cinemáticos de las fallas a partir de la observación de diferentes indicadores cinemáticos como estrías, marcas de arrastre/ *tool marks* (surcos), fracturas de tensión (fracturas estriadas alunadas), estructuras secundarias asociadas (sistema de Riedel) y desplazamiento de bloques.

Cada uno de estos datos permitió, a partir de su análisis cinemático, obtener la orientación de los tres ejes principales del elipsoide de deformación ( $\lambda_1$ ,  $\lambda_2$  y  $\lambda_3$ ) para cada estación de medición (Twiss *et al.*, 1991; Zalohar y Vrabec, 2008).

Se tomaron muestras de las rocas que contenían estructuras y se observaron con lupa de mano para determinar su composición litológica.

### **Trabajos de gabinete posteriores al campo**

Con posterioridad al trabajo de campo, se reunió toda la información obtenida durante la campaña para poder desarrollar la base geológica estructural de la zona a partir de su análisis en conjunto con la información previa.

En primera instancia, se clasificaron y ordenaron los datos por estaciones. Dentro de estas se encuentran los puntos de interés marcados durante las tareas de gabinete previas a la campaña y también los puntos nuevos generados durante la campaña. Son 12 estaciones, donde se tomaron datos estructurales y litológicos, los cuales fueron analizados luego en diferentes programas para obtener un mapa base geológico estructural.

Los datos obtenidos de litologías, fueron cargados al programa Qgis para corregir la cartografía preliminar. En este *software* también se utilizaron los datos de fallas tomados, para poder obtener mediante un diagrama de rosas, el rumbo predominante de fallamiento en cada estación.

Los datos estructurales obtenidos se clasificaron en una tabla, primero por estaciones y luego según el tipo de estructura en cada estación: falla, foliación (S0, S1),

pliegue. Los datos de foliación S0 principalmente se utilizaron para determinar la dirección de inclinación de las capas en el terreno. Por su parte los datos de fallas, se utilizaron para el análisis cinemático de las diferentes estaciones.

Para el análisis cinemático de fallas, se utilizó el programa FaultKin ([www.rickallmendinger.net/faultkin](http://www.rickallmendinger.net/faultkin)) (Allmendinger, 2015). A partir de los datos de orientaciones de las fallas y de sus vectores de deslizamiento, se pudo determinar la posición de los ejes P (acortamiento) y T (extensión) para cada falla, como así también, se pudo determinar los tres ejes principales (X, Y, Z) del elipsoide de deformación, para cada estación, usando el método gráfico basado en la distribución estadística de *Bingham statistical Distribution*.

Los datos obtenidos por estación fueron graficados en conjunto. La comparación de los resultados obtenidos en las diferentes estaciones se utilizó para evaluar la deformación del área de estudio y caracterizar el movimiento de las fallas mayores asociadas.

Los diagramas obtenidos a partir del ploteo y análisis cinemático de los datos de cada estación, fueron ubicados en un mapa general, para observar si los ejes de deformación de las diferentes estaciones pueden correlacionarse.

## **6. RESULTADOS**

Se analizaron datos de rumbo, inclinación e indicadores cinemáticos de fallas menores o secundarias (<400 m de longitud) en 12 estaciones. Estas fallas menores se encuentran en las zonas de daño de fallas mayores o primarias (>400 m de longitud), las cuales fueron separadas en dos dominios estructurales dentro del área de estudio (Fig. 10). La definición de los dominios estructurales se realizó sobre la base de la orientación preferente de las fallas mayores.

A continuación se describen las características geométricas y cinemáticas tanto de las fallas mayores como menores. Además, se presentan diagramas de orientación de las estructuras y esquemas que representan sus relaciones geométricas y cinemáticas.

Finalmente, se realizó un análisis de la deformación para cada dominio estructural teniendo en cuenta los datos obtenidos en las diferentes estaciones de medición.. Todos los datos analizados se encuentran en la tabla 1 del anexo.



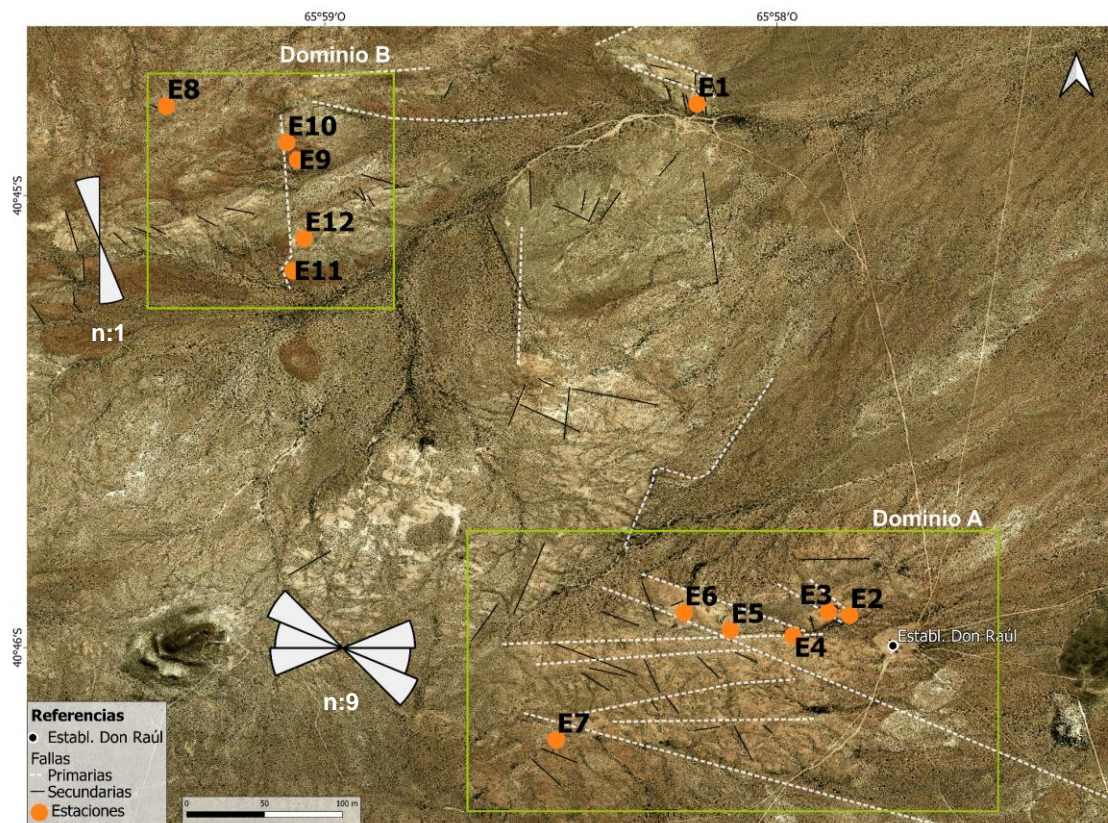


Fig. 10: Distribución de estaciones en la zona de estudio, asociadas a la zona de daño de las fallas mayores. Estas fallas tienen orientaciones predominantes NO-SE y O-E para el dominio A y N-S para el dominio B, como se observan en los respectivos diagramas de rosas. Con un recuadro verde se marcan los dos dominios principales (A y B).

### Dominio A

El dominio A está caracterizado por fallas mayores con direcciones dominantes NO-SE y O-E (Fig. 10), que se encuentran afectando a rocas de composición riolítica del CVM. Estas fallas poseen longitudes de 0,4 - 1,7 km. En las imágenes satelitales, se observó que algunas de estas estructuras desplazan, según una cinética aparente dextral, las rocas del CVM (Fig. 11). Estas fallas mayores son subparalelas entre sí y se encuentran separadas por distancias entre 80 y 140 m. Estas fallas presentan continuidad hacia el sudeste, fuera de los límites del área de trabajo.

Las estaciones de muestreo estructural (E2 a E7) están ubicadas sobre las trazas de las fallas mayores o bien en sus zonas de daño. En cada estación se caracterizaron fallas menores, las cuales fueron separadas en tres grupos: 1) fallas con dirección NNE-SSO y ENE-OSO, con alto ángulo de inclinación ( $65^{\circ}$ - $85^{\circ}$ ) y desplazamiento mayormente dextral y en menor medida desplazamiento de rumbo sinistral. También se encuentran fallas en esta misma dirección con inclinaciones intermedias a altas ( $45^{\circ}$ - $80^{\circ}$ ) y



desplazamiento oblicuo inverso (Fig. 12); 2) fallas E-O, poseen ángulos de inclinación intermedios ( $35^{\circ}$ - $65^{\circ}$ ), predominan las fallas de rumbo dextral y minoritariamente sinistral. Otras fallas de rumbo E-O poseen desplazamiento oblicuo normales (Fig. 13); 3) fallas con dirección NNO-SSE, poseen alto ángulo y algunas son subverticales-verticales ( $65^{\circ}$ - $90^{\circ}$ ), domina el desplazamiento de rumbo, tanto dextral como sinistral. También se reconocieron fallas con inclinaciones de  $30^{\circ}$ -  $60^{\circ}$  y otras con inclinaciones de  $65^{\circ}$ - $85^{\circ}$ , que presentan desplazamientos oblicuo dextral y normal, (Fig. 14). Las fallas menores de las estaciones de muestreo poseen longitudes de hasta 30 m.

A partir del análisis de los datos estructurales, utilizando el *software* Faultkin, se pudieron determinar para este dominio estructural 4 poblaciones cinemáticas distintas (Fig. 15). Por un lado, la población cinemática 1, indica transcurrencia asociada a direcciones de contracción NO-SE y de extensión NE-SO; esta cinemática se reconoce en las estaciones 2, 3, 4 5 y 6, y es la más representativa de este dominio. La población cinemática 2 se caracteriza por contracción según NE-SO y extensión NO-SE, y se reconoce en las estaciones 4 y 5. La población cinemática 3 es de carácter extensional con dirección NE-SO y puede identificarse en fallas de la estación 6. Finalmente, la población cinemática 4 posee dirección de contracción NO-SE, reconocida en la estación 7. Estos dos últimos tipos de deformación están menos representados en los datos obtenidos.



Fig. 11: Sobre las fallas mayores se reconocieron, mediante imágenes satelitales, desplazamientos de las unidades de roca que podrían indicar una tectónica con componente de rumbo dextral como se muestra en esta figura. Se observan fallas con dirección NO-SE con componente de rumbo dextral, se encuentran afectando a rocas riolíticas del CVM.

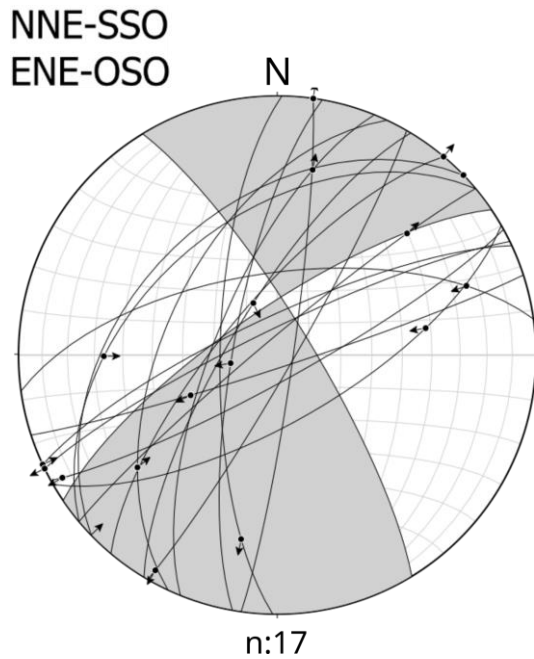


Fig. 12: Fallas NNE-SSO y ENE-OSO, alto ángulo de inclinación. Domina el desplazamiento de rumbo dextral y en menor medida desplazamiento de rumbo sinistral. También fallas con inclinaciones intermedias a altas y desplazamiento oblicuo inverso.

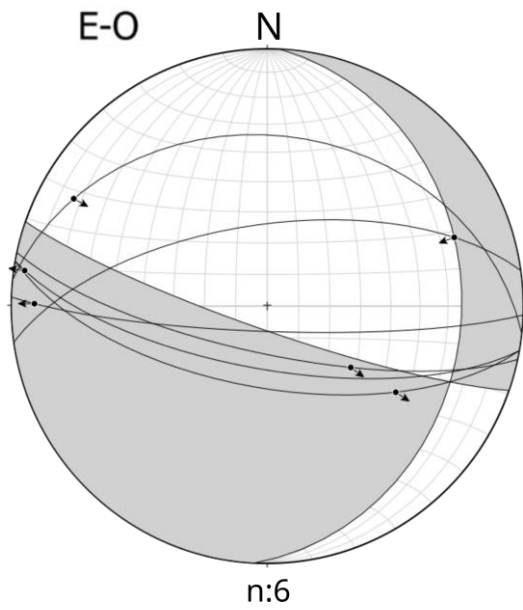


Fig. 13: Fallas E-O, con ángulos de inclinación intermedios, dominan las fallas de rumbo dextral y minoritariamente sinistral. También fallas con desplazamiento oblicuo normales.

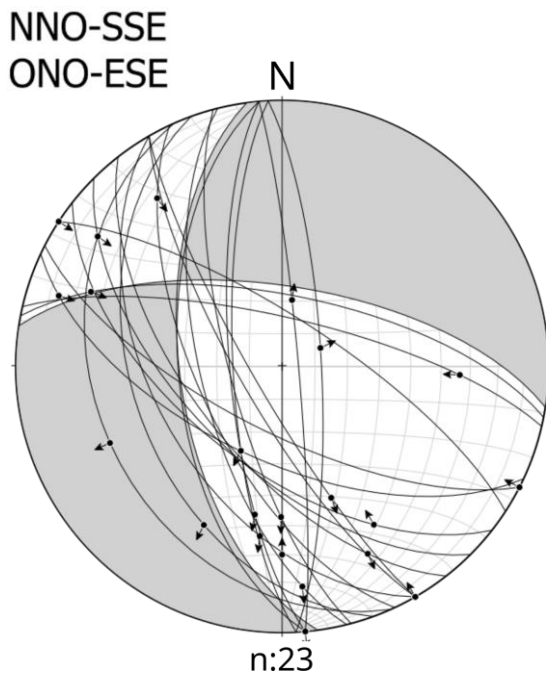


Fig. 14: Fallas con dirección NNO-SSE y ONO-ESE, inclinaciones de alto ángulo y algunas subverticales-verticales, domina el desplazamiento de rumbo dextral y sinistral. También fallas con inclinaciones que van de ángulo bajo a intermedio hasta de alto ángulo a subverticales. Estas fallas poseen desplazamiento oblicuo y desplazamiento de inclinación normal.



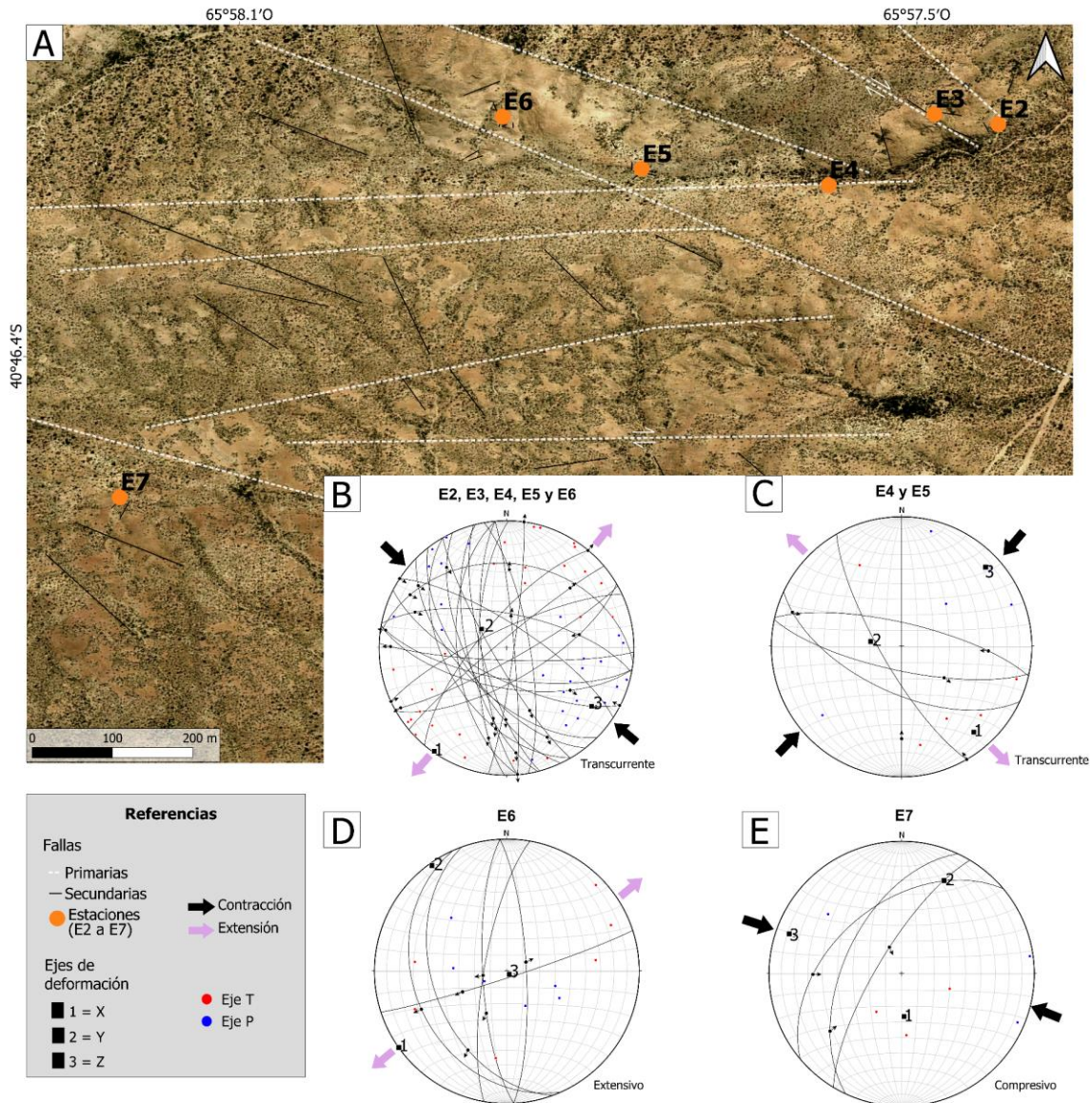


Fig. 15: A) fallas mayores que componen el Dominio A, cada una de ellas está asociada a una o más estaciones (E2 a E7); B) población cinemática 1, transcurrente con dirección de contracción NO-SE y extensión NE-SO; C) población cinemática 2, transcurrente con dirección de contracción NE-SO y extensión NO-SE; D) población cinemática 3, extensional con dirección de extensión NE-SO; E) población cinemática 4, compresional con dirección de compresión NO-SE.

## Dominio B

El dominio B se encuentra constituido por una falla mayor de rumbo N-S (Fig. 10). Esta se encuentra afectando a riolitas, rocas volcanoclásticas y clásticas del CVM. Los afloramientos de riolitas se encuentran de forma masiva, las rocas volcanoclásticas representadas por ignimbritas moradas y grises poseen un rumbo NE-SO y un buzamiento entre los 20 y los 25° hacia el NO. La falla mayor posee una longitud de 900 m. Sobre la

misma, mediante imagen satelital se puede identificar un desplazamiento horizontal de 220 m aproximadamente, de las unidades de roca que afecta. Este desplazamiento aparentemente indicaría una componente de rumbo dextral. Además, sobre esta falla hacia su extremo sur se puede observar una curvatura, que genera un segmento oblicuo en la misma con dirección NE-SO (Fig. 16).

Las estaciones de muestreo estructural (E8 a E12) están ubicadas sobre la traza de la falla mayor o bien su zona de daño. A partir de la caracterización de las fallas menores, se pudieron separar las mismas en 2 grupos: 1) fallas con dirección NE-SO y NNE-SSO, con inclinaciones de  $65^{\circ}$ - $85^{\circ}$ . Predominan las fallas de rumbo con desplazamiento dextral y también con desplazamiento de inclinación normal (Fig. 17); 2) fallas con dirección NNO-SSE, poseen inclinaciones de medio a alto ángulo y subverticales ( $50^{\circ}$ - $85^{\circ}$ ). Predominan las fallas con rumbo dextral y minoritariamente sinistral, también se encuentran fallas con desplazamiento oblicuo inversas (Fig. 18).

Las fallas menores de las estaciones de muestreo poseen longitudes de hasta 20 m.

A partir del análisis de los datos estructurales en el *software* Faultkin, para este dominio se pudieron definir 3 poblaciones cinemáticas (Fig. 19). La población 1 es de carácter transcurrente, asociado a una contracción con dirección NNE-SSO y extensión ONO-ESE; este se reconoce en las estaciones 8, 9, 10 y 11. Por otro lado, la población 2 también indica transcurrente, con dirección de contracción E-O y extensión N-S, esta se reconoce en la estación 9. Por último, una población cinemática 3 de carácter extensivo con dirección NE-SO, reconocida en la estación 12.



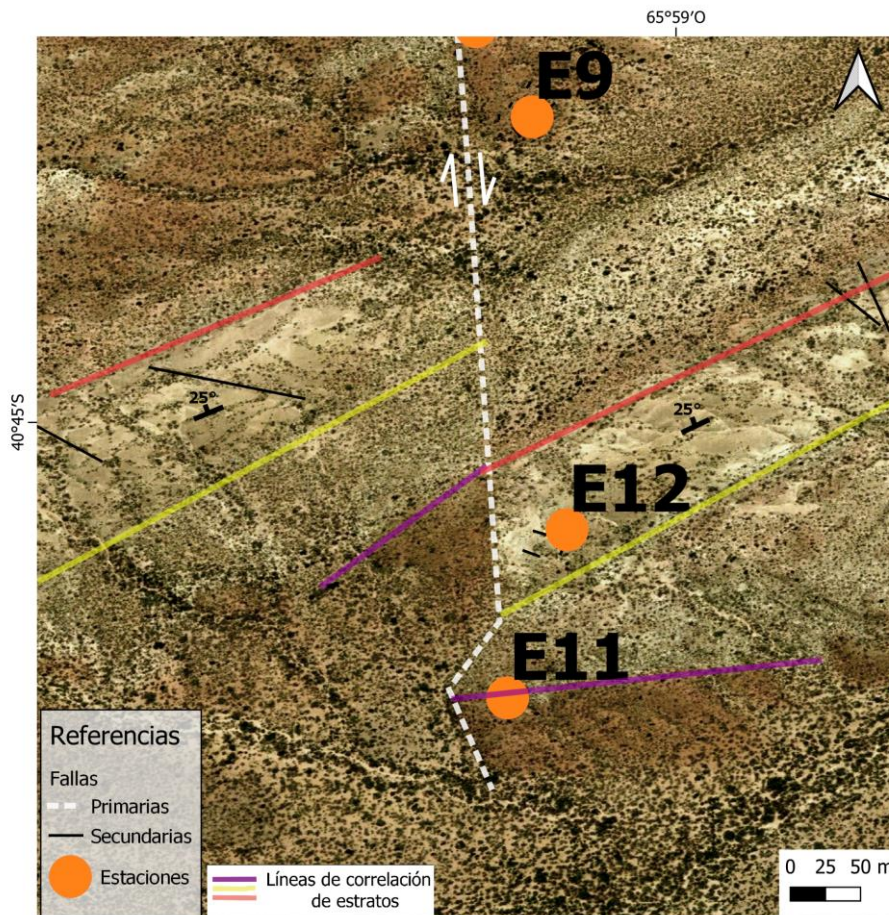


Fig. 16: Interpretación sobre imagen satelital de los desplazamientos de bloques generados a ambos lados del plano de falla, correspondiente a la falla 4, a la altura de las estaciones 11 y 12. Las líneas de colores se utilizaron para realizar una correlación entre los estratos desplazados y así poder observar con mejor claridad el desplazamiento dextral de los bloques.

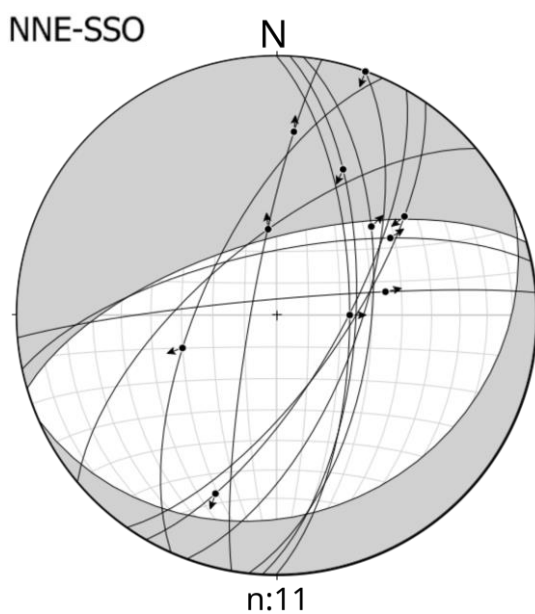


Fig. 17: Fallas con dirección NNE-SSO e inclinaciones de alto ángulo a subveticiales donde dominan las fallas de rumbo dextral y también con desplazamiento de inclinación normal.

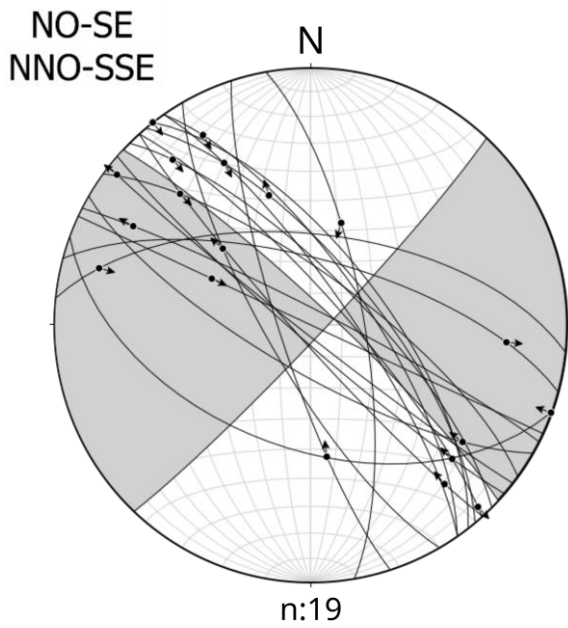


Fig. 18: 2) Fallas con dirección NO-SE y NNO-SSE, inclinaciones de medio a alto ángulo y subverticales. Fallas de rumbo dextral y minoritariamente sinistral. También fallas con desplazamiento oblicuo inversas.

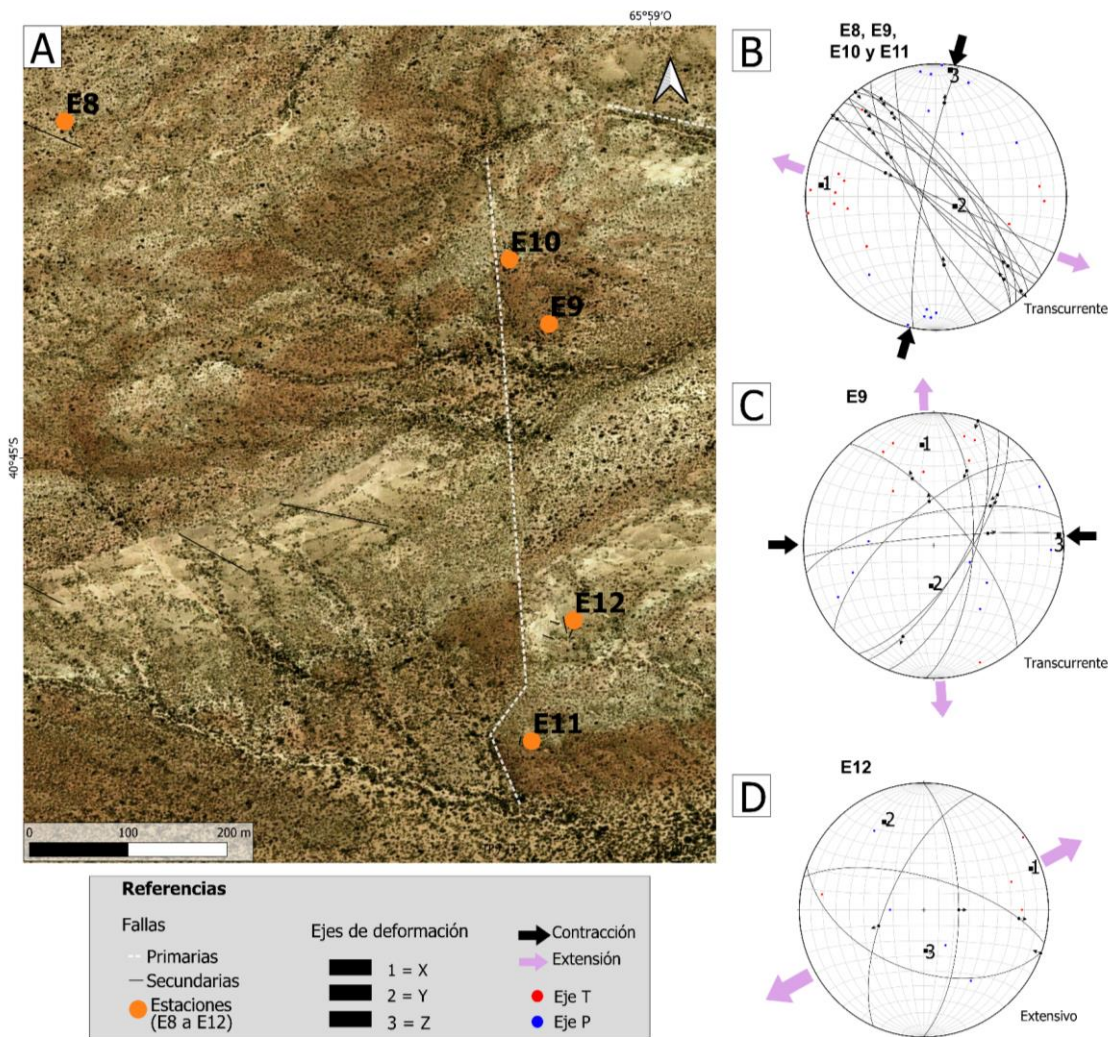


Fig. 19: A) Falla mayor del Dominio B, está asociada a 5 estaciones; B) Población cinemática 1, transcurrente asociada a una contracción NNE-SSO y extensión ONO-ESE; C) población cinemática 2, de



carácter transcurrente, con dirección de contracción E-O y extensión N-S; D) población 3, indica extensión con dirección NE-SO.

### **Otras fallas del área**

Las fallas mayores que se encuentran al norte dentro del área de estudio (Fig. 10) corresponden a un sistema de fallas paralelas con orientaciones NO-SE. Algunas de estas fallas se encuentran rellenas con vetillas de cuarzo. Estas fallas mayores tienen una longitud entre 200 y 300 m aproximadamente y se encuentran cortadas por las fallas menores (Fig. 20 C y D). Las fallas mayores no superan los 400 m de longitud, según lo observado en las imágenes satelitales, pero se clasifican como tal debido a la similitud geométrica y cinemática con las fallas mayores del Dominio A.

La estación asociada a estas fallas mayores es la E1 (Fig. 20). Las fallas menores se encuentran en la zona de daño de la falla mayor, poseen una orientación NNO-SSE (Fig. 20A) y tienen longitudes de hasta 100 m aproximadamente. Poseen inclinaciones de 50 a 70°, corresponden a fallas con desplazamiento oblicuo normal-sinistral. Para estas fallas se pudo observar, como indicador cinemático, el desplazamiento de bloques a ambos lados del plano de falla, a partir del desplazamiento de las fallas mayores (Fig. 20B y C).

Las vetillas de cuarzo tienen un espesor entre 5 y 8 cm, y presentan zonas dilatantes compatibles con un movimiento de rumbo dextral (Fig. 21A). El análisis cinemático de las fallas menores indican un tipo de deformación transcurrente con dirección de contracción NO-SE y extensión NE-SO (Fig. 20A).



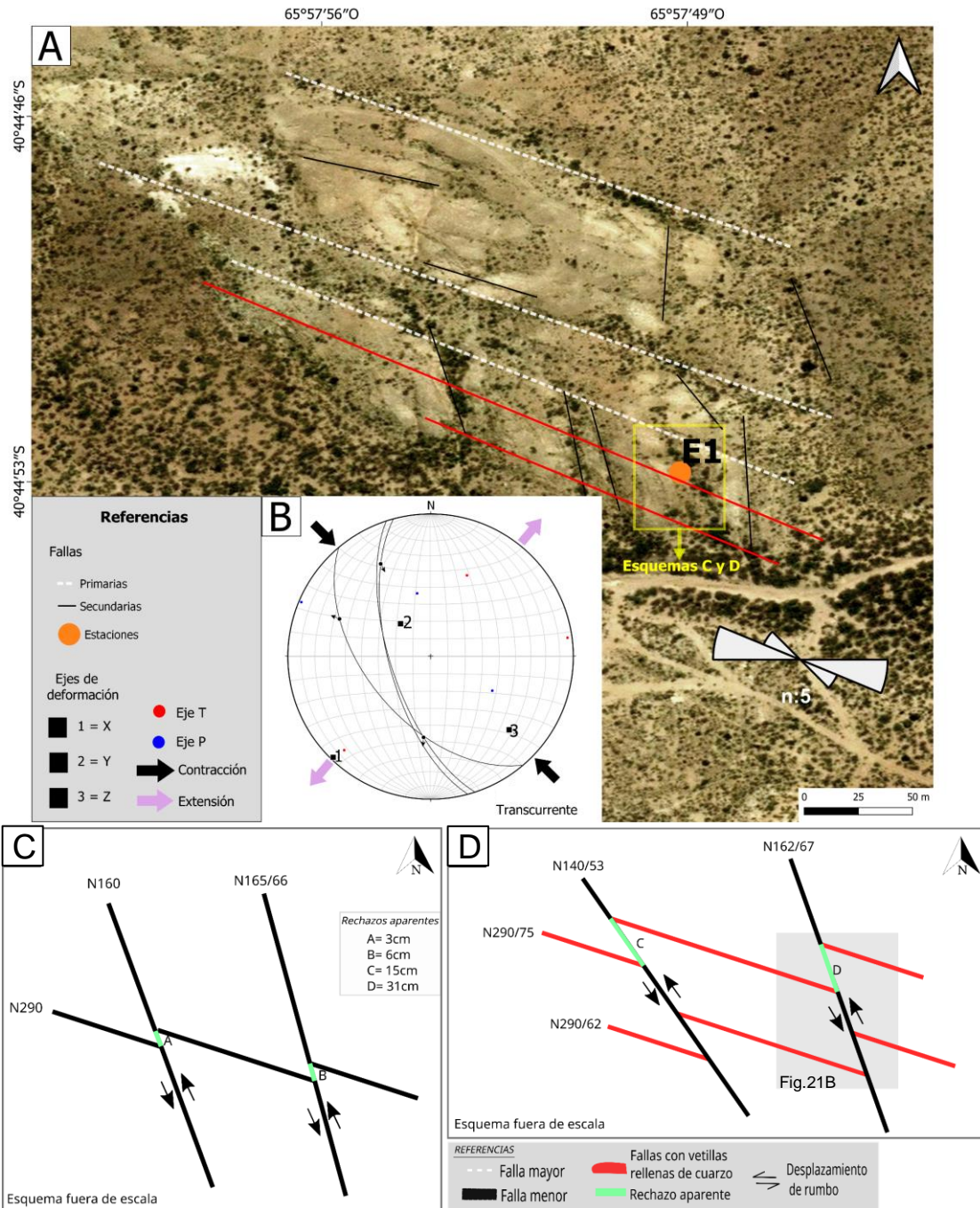


Fig. 20: A) Se observa a partir de una imagen satelital la relación entre fallas menores de la estación 1, que tienen direcciones de rumbo predominantes NNO-SSE como se muestra en el diagrama de rosas, y fallas y vetillas mayores correspondientes a las fallas 8 y 9. B) El análisis de las fallas menores dio como resultado una deformación transcurrente con dirección de contracción NO-SE. C) Esquema representativo de lo visto en el afloramiento. Desplazamiento horizontal sobre el plano de falla de la fractura mayor, con movimiento sinistral, generando un rechazo aparente de entre 3 y 6 cm. D) Esquema representativo de lo visto en el afloramiento. Desplazamientos horizontales sobre el plano de falla de las fracturas rellenas de vetillas de cuarzo con movimiento sinistral y rechazo aparente entre 15 y 31 cm. El recuadro gris representa el detalle de la Fig. 21B.

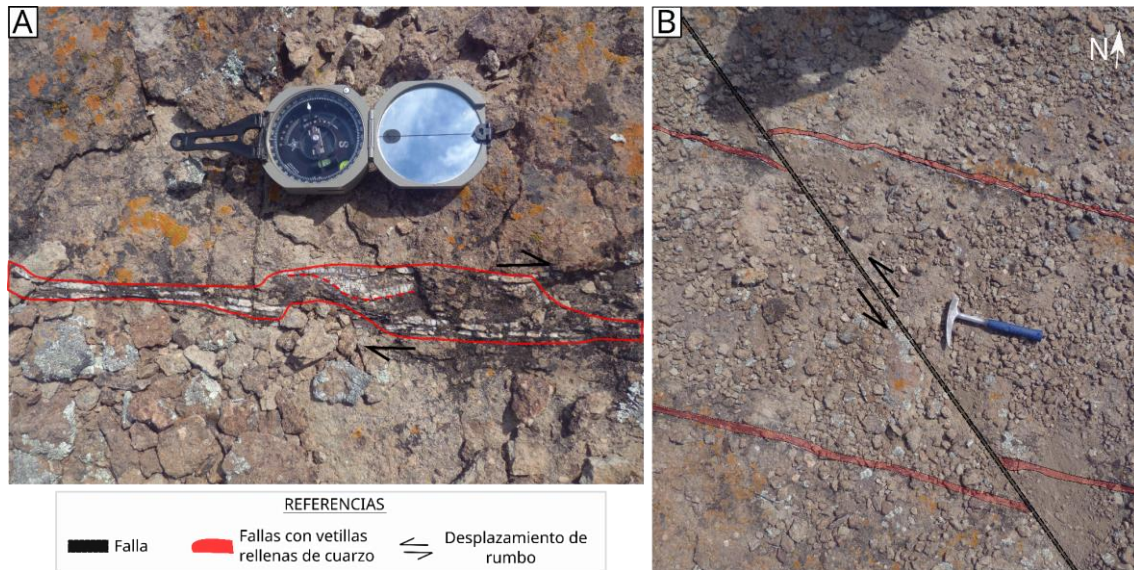


Fig. 21: A) fracturas rellenas de vetillas de cuarzo, estas vetillas poseen un espesor entre 5 y 8cm, de orientación aproximadamente E-O, asociada a una zona dilatante con movimiento de rumbo dextral. B) vetillas con dirección E-O, cortada por una falla de rumbo menor de dirección NO-SE, con movimiento sinistral. Se puede observar el desplazamiento de las vetillas de cuarzo a ambos lados del plano de falla de la falla menor.

## 7. DISCUSIONES E INTERPRETACIONES

### Deformación en los alrededores del Establecimiento Don Raúl

Se identificaron en el sector de estudio dos dominios estructurales, para los cuales se obtuvieron diferentes poblaciones cinemáticas a partir del análisis estructural de fallas menores.

A partir de analizar las poblaciones cinemáticas obtenidas en cada dominio, se pudieron definir 4 poblaciones cinemáticas generales para el área de estudio: 1) población A, indica transurrencia relacionada a direcciones de contracción y extensión NO-SE y NE-SO, respectivamente; 2) población B, de carácter transcurrente con dirección de contracción NNE-SSO/NE-SO y extensión ONO-ESE/NO-SE; 3) población C, extensional indicando dirección de extensión NE-SO; 4) población D, contraccional asociada a una dirección de contracción NO-SE. Estos dos últimos están menos representados en las estaciones de muestreo relevadas.

A partir del análisis de las poblaciones cinemáticas podríamos interpretar que las direcciones de extensión y contracción de las diferentes poblaciones cinemáticas son compatibles geométrica y cinemáticamente con los desplazamientos aparentes observados mediante imágenes satelitales en varias de las fallas mayores. Las direcciones

de contracción y extensión de las poblaciones A, C y D, son compatibles con los desplazamientos dextrales de las fallas mayores de rumbo NO-SE y O-E del Dominio A. Así mismo, las direcciones de contracción y extensión de la población B son compatibles con los movimientos dextrales de rumbo N-S del Dominio B.

Las estructuras de deformación registradas afectan a las rocas del CVM del Jurásico Temprano, por lo tanto la deformación asociada a las poblaciones cinemáticas descriptas habrían ocurrido durante el Jurásico Temprano o con posterioridad.

Dado que las relaciones de corte entre las estructuras medidas y diferenciadas en cada dominio no pudieron ser determinadas, se recurrirá a una comparación regional para tratar de establecer una posible temporalidad para ellas.

### **Comparaciones regionales y edades de deformación**

Entre las localidades de Valcheta y Aguada Cecilio, se han descripto en una secuencia piroclástica-clástica del CVM pliegues suaves a abiertos con superficies axiales verticales y con rumbo NE-SO, asociados espacialmente a fallas ONO-ESE y desplazamientos relativos dextrales de superficie (Greco *et al.*, 2021c). Asimismo, se reconocieron pliegues abiertos, buzantes en alto ángulo y con trazas axiales de rumbo NE-SO que se sobreponen a la fábrica dúctil, penetrativa y de alto ángulo de la Formación Nahuel Niyeu desarrollada durante el Paleozoico temprano y tardío (Greco *et al.*, 2018, 2021b). Algunos de los pliegues en el basamento se asocian a fallas de acomodación que cortan a las rocas del CVM. Las estructuras en el CVM y en la Formación Nahuel Niyeu son consideradas comparables en base a su geometría y relaciones de corte y se habrían desarrollado durante el Toarciense - pre-Cretácico Tardío en un contexto de contracción general NO-SE (Greco *et al.*, 2018, 2021a). El límite temporal inferior de la deformación está dado por la edad U-Pb en circones de ca. 184 Ma de una capa de ignimbrita de la secuencia plegada del CVM (González *et al.*, 2022), mientras que el límite superior lo dan las secuencias horizontales del Cretácico Tardío del área de estudio (Greco *et al.*, 2021a). Por su edad y orientación, la contracción NO-SE fué relacionada con la deformación registrada durante el Jurásico Temprano a Tardío unos, 300 kilómetros al noroeste en el ámbito de la cuenca Neuquina descripta por Silvestro y Zubiri (2008) (Greco *et al.*, 2021a) (Fig. 22).

En los alrededores de Aguada Cecilio, Greco *et al.*, (2015) describen pliegues tardíos, locales y de tipo kink en la Formación Nahuel Niyeu, asociados a los estadios finales de deformación de esta unidad. Ellos reconocen un juego de rumbo NE-SO que es

cortado por otro de rumbo NNO-SSE, los cuales estarían asociados a una contracción NO-SE definido por los autores como estadio D4 y ~E-O definido como estadio D5, respectivamente. La deformación asociada a estas estructuras fue asignada temporalmente al Pérmico tardío o post-Pérmico Tardío (Greco *et al.*, 2015) (Fig. 22).

Vera *et al.*, (2021) describieron fallas que afectan a rocas tentativamente asignadas al Triásico Superior, ubicadas a 6 km al NE de la localidad de Los Menucos, que son parcialmente equivalentes a las cartografiadas por Giacosa *et al.*, (2007). A partir del análisis cinemático que realizó de las mismas obtuvo dos eventos cinemáticos principales (C1 y C2), los cuales corresponderían a dos fases de deformación sucesivas: una fase D1 que estaría vinculada con un régimen transcurrente con direcciones de contracción y extensión ONO a NO y NNE a NE, respectivamente. Por otra parte, la fase D2 que tendría un carácter transpresivo relacionado a un acortamiento general NE-SO. La edad asignada a la fase D1 es jurásica temprana y se la vinculó a la deformación jurásica temprana a tardía descrita por Silvestro y Zubiri (2008), para el ámbito de la cuenca Neuquina; a la fase D2, se le asignó una edad Jurásica Tardía-Cretácica Temprana debido a que las rocas del Cretácico Superior no muestran evidencias de deformación tectónica (Vera *et al.*, 2021) (Fig. 22).

Los estadios nombrados anteriormente pueden estar estrechamente relacionados con las estructuras del área de estudio.

El estadio D4 descrito por Greco *et al.*, (2015) para el basamento, podría estar relacionado con el estadio D1 descrito por Vera *et al.*, (2021), y las estructuras descritas en Greco *et al.*, (2021a, 2021b y 2021c), debido a la similitud de los regímenes de deformación y las estructuras generadas. Además, el estadio D5 descrito por Greco *et al.*, (2015) podría relacionarse con el estadio D2 descrito por Vera *et al.*, (2021). Por lo tanto, los estadios descritos por Greco *et al.*, (2015), podrían tener una temporalidad más joven que la propuesta por estos autores, asociándose a los eventos de deformación de inicios del Mesozoico.

A partir de los eventos de deformación mencionados anteriormente, de los trabajos realizados en sectores cercanos al área de estudio, en rocas equivalentes estratigráficamente, se pueden comparar y definir tentativamente las edades de los diferentes eventos de deformación que se obtuvieron para este trabajo.

Las poblaciones cinemáticas A, C y D estarían relacionadas a una misma fase de deformación (F1) transcurrente con direcciones de contracción NO-SE y extensión NE-SO, equivalente regionalmente a las fases definidas por Vera *et al.*, (2021) como D1,

Greco *et al.*, (2015) como D4, y las deformaciones descritas por Greco *et al.*, (2021a, 2021b y 2021c) para sectores aledaños al área de estudio. Por lo tanto, estas tres poblaciones cinemáticas que se habían definido para el área de estudio, se podrían vincular a un mismo evento de deformación regional de edad Toarcense-pre Cretácico Tardío (Cuadro 1).

Por otra parte, la población cinemática B, de carácter transcurrente con direcciones de contracción y extensión NNE-SSO y ONO-ESE, respectivamente, estaría relacionada con la fase de deformación D2, definida por Vera *et al.*, (2021) y con la fase de D5, definida por Greco *et al.*, (2015) para el sector central del Macizo Norpatagónico. Esta fase de deformación (F2) se habría producido, al igual que las deformaciones D2 y D5, relacionadas anteriormente, durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Greco *et al.*, 2015; Vera *et al.*, 2021) (Cuadro 1).

Mosquera y Ramos (2005, 2006) relacionan la orientación de los campos de esfuerzos activos durante el Jurásico y Cretácico en la cuenca Neuquina, con la evolución de la subducción en el margen pacífico y el reordenamiento de las losas subductadas. Asociado también a la evolución de la subducción, se encuentra la dorsal de Huincul (Mosquera y Ramos 2005, 2006; Mosquera *et al.*, 2011). Esta dorsal es un lineamiento estructural de 300 km de longitud, que se ubica a la altura de la latitud 39°S con una orientación E-O, cuya actividad tectónica durante el Jurásico, Cretácico y en menor medida el Cenozoico, controló la sedimentación del margen sur de la Cuenca Neuquina (Silvestro y Zubiri, 2008).

El origen y evolución tectónica de la dorsal neuquina también se relaciona a la apertura atlántica, la cual provoca una reactivación de debilidades corticales, como zonas de transferencias relacionadas a eventos tectónicos paleozoicos, de orientación E-W (Silvestro y Zubiri, 2008). Las estructuras de la Cuenca Neuquina han permitido detectar la orientación de los vectores de deformación y correlacionar estos con los vectores de convergencia entre las diferentes placas pacíficas y la placa de América del Sur desde el Jurásico Temprano (Mosquera *et al.*, 2011). Los eventos de deformación ocurridos con posterioridad a la etapa de rifting del Triásico Superior-Jurásico Inferior, que provocó un régimen extensivo, continuó una etapa relacionada a la subsidencia térmica desarrollada a partir del Toarciano. Luego comienzan las primeras evidencias de estructuración compresiva y transcurrente (Silvestro y Zubiri, 2008).

Las deformaciones que generaron estos eventos en la dorsal neuquina, podrían estar relacionadas a las deformaciones que actuaron sobre el MNP en zonas aledañas al área



de estudio durante el Mesozoico como se describen en los trabajos de Vera *et al.*, 2021, Greco *et al.*, (2021a, 2021b y 2021c). Las deformaciones que actuaron sobre el área de estudio, coinciden con las deformaciones de los trabajos anteriormente nombrados, por lo tanto, estas también se podrían asociar a las deformaciones registradas durante el Jurásico Temprano a Tardío en la cuenca Neuquina, descrita por Silvestro y Zubiri, 2008 (Fig. 22).

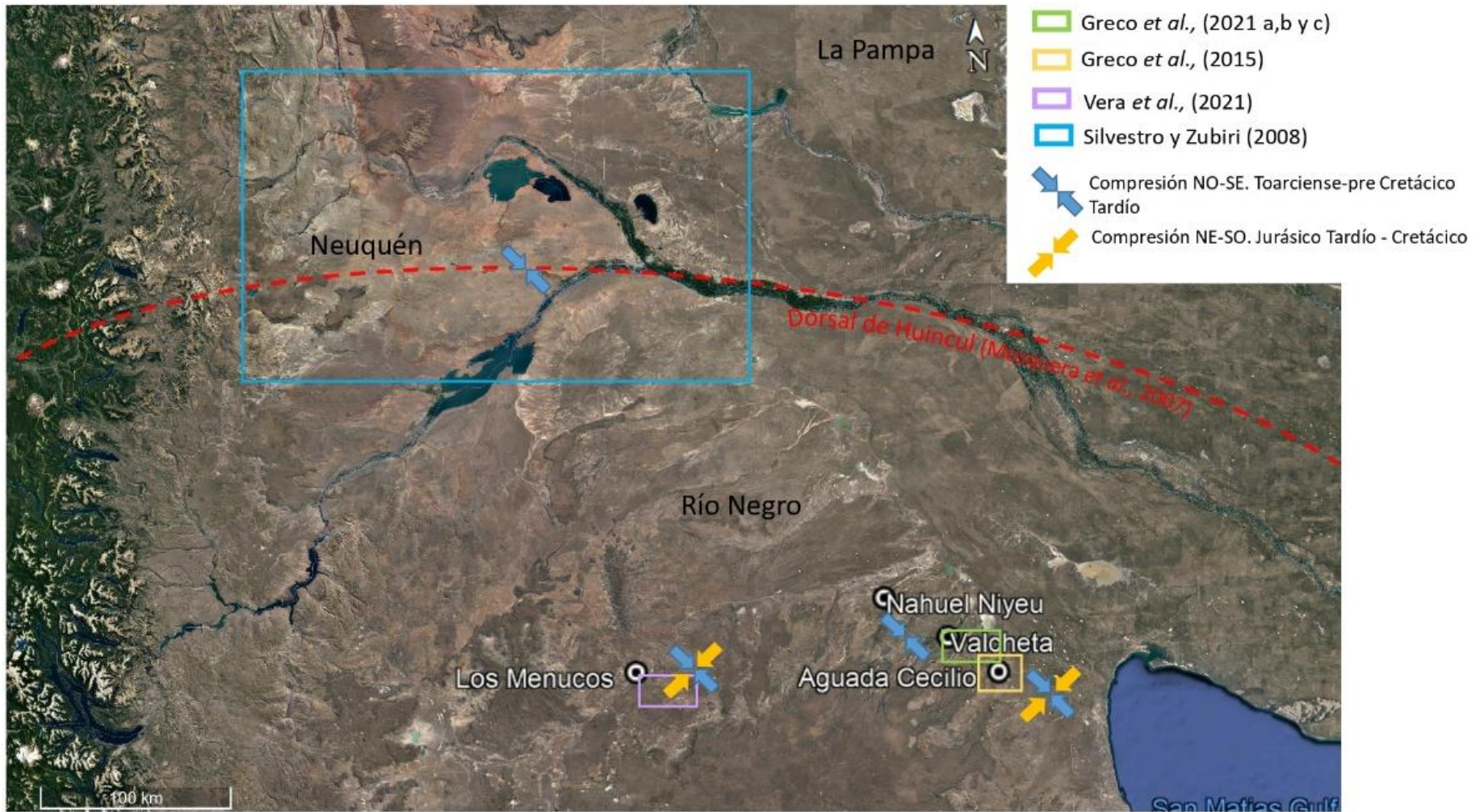


Fig. 22: comparación regional de trabajos de la región y edades de deformación. Los estadios propuestos por cada autor se pueden visualizar en el Cuadro 1.

Deformación y estructuras regionales				Edad	Resultados de esta contribución		
Autor	Fase de deformación	Dirección de contracc./ext	Estructuras y cinemática		Fase de deformación	Población cinemática	Dirección de contracc./ext
Greco <i>et al.</i> , 2015	D5	~E-O contracc.	Pliegues con rumbo NNO-SSE	Jurásico Tardío - Cretácico Temprano	F2	B	Transcurrente con contracción NNE-SSO y extensión ONO-ESE
Vera <i>et al.</i> , 2021	D2	NE-SO contracc.	Fallas E-O con variaciones ONO-ESE/ ENE-OSO, sinestrales Fallas NE-SO a NS, dextrales Fallas de alto ángulo normales-sinestrales de rumbo NO-SE a ONO-ESE con inversión positiva parcial.				
	D1	ONO/NO contracc. NNE/NE ext.	Fallas E-O con variaciones ONO-ESE/ ENE-OSO y fallas NE-SO a NS, dextrales Fallas de alto ángulo NO-SE a ONO-ESE, sinestrales-normales	Toarciense - pre Cretácico Tardío	F1	A, C y D	Transcurrente con contracción NO-SE y extensión NE-SO
Greco <i>et al.</i> , 2021a, b y c	-	NO-SE contracc.	Pliegues con rumbo NE-SO Fallas ONO-ESE, dextrales				
Greco <i>et al.</i> , 2015	D4	NO-SE contracc.	Pliegues con rumbo NE-SO				
Silvestro y Zuribi, 2008	-	NO-SE Contracc.					

Cuadro 1: Comparación de fases deformacionales regionales y sus edades, con las fases de deformación obtenidos para el área de estudio de este trabajo.



## 8. CONCLUSIONES

Sobre la base del análisis geométrico-cinemático de fallas en las rocas del CVM aflorantes en la zona de estudio, las poblaciones cinemáticas obtenidas y las comparaciones regionales de las mismas, se arribaron a las siguientes conclusiones:

- Se realizó un análisis cinemático de fallas menores y mayores. A partir del análisis de las fallas menores se obtuvo un total de 4 poblaciones cinemáticas: poblaciones A, B, C y D. La población A, indica transurrencia asociada a direcciones contracción y extensión NO-SE y NE-SO, respectivamente; la población B, transcurrente con dirección de contracción NNE-SSO/NE-SO y extensión ONO-ESE/NO-SE; la población C, de carácter extensional indica dirección de extensión NE-SO; la población D, indica contracción asociada a una dirección de contracción NO-SE.

- Se constató que existe compatibilidad geométrica y cinemática entre las direcciones de contracción y extensión de las diferentes poblaciones cinemáticas y el desplazamiento aparente observado en las fallas mayores en las imágenes satelitales.

- En base a las comparaciones regionales se determinó que las 4 poblaciones cinemáticas se habrían originado en vinculación con dos eventos tectónicos regionales identificados por Vera *et al.*, (2021) y Greco *et al.*, (2015; 2021b y c) en el ámbito del Macizo Nordpatagónico oriental y central.

- Las poblaciones cinemáticas A, C y D estarían vinculadas con las fases de deformación D1 y D4, determinadas por Vera *et al.* (2021) y Greco *et al.* (2015), respectivamente, también con las deformaciones que generaron las estructuras determinadas por Greco *et al.*, (2021b y c). Estas fases de deformación estarían relacionadas con un régimen transcurrente asociado a direcciones de contracción y extensión NO-SE y NE-SO, respectivamente.

-La población cinemática B, estaría vinculada con las fases de deformación D2 y D5, determinadas por Vera *et al.*, (2021) y Greco *et al.*, (2015), respectivamente. Estas fases de deformación estarían relacionadas con un régimen transcurrente vinculado a direcciones de contracción NNE-SSO y extensión NNO-SSE

-Las fases de deformación registradas en el área de estudio, al igual que las fases de deformación de las zonas aledañas, se pueden vincular tanto cinemáticamente como temporalmente, con las deformaciones registradas durante el Jurásico Temprano a Tardío

en la cuenca Neuquina, las cuales fueron producto de la evolución de la subducción en el margen pacífico.

-La primera fase de deformación, con dirección de contracción NO-SE y extensión NE-SO, posiblemente ocurrió entre el Toarciense y el Jurásico Tardío. La segunda fase de deformación, con direcciones de contracción NNE-SSO con extensión ONO-ESE, podría haberse dado durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano.

## **AGRADECIMIENTOS**

A mis directores, Gerson y Santiago, por su dedicación y paciencia.

A la Universidad Nacional de Río Negro, por darme la posibilidad de formarme como profesional y proveer una educación pública, gratuita y de calidad.

A Paolo, Belu y Marco, por lo compartido y la ayuda en el trabajo de campo.

A mis amigxs y compañerxs de carrera que me han acompañado durante todos estos años. Especialmente a Belu, mi amiga y compañera desde el inicio.

A toda mi familia, especialmente a mi mamá y mi papá por haberme dado la posibilidad de elegir la carrera que me gusta y apoyarme siempre en cada decisión. A mis hermanxs Carola y Alejo por estar siempre para mi. A mi abuela Elba que siempre me ayuda y me acompaña en todo. A mi abuelo Roberto, que hoy estaría orgulloso de ver donde estoy.

A Berni, mi ahijado.

A mi pareja, Tomi, por el aguante, la compañía en todo momento y el incentivo constante.

Se agradece a la Universidad Nacional de Río Negro y a la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica, por el financiamiento otorgado a los proyectos PI-UNRN 40-A-865, PI-UNRN 40-A-914 y PICT-2018-00825, que fueron necesarios para poder realizar este trabajo.

## BIBLIOGRAFÍA

- Allmendinger, R.W., 2015. Modern Structural Practice. A structural geology laboratory manual for the 21st Century. 339p. v.1.9.0. <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/structure-lab-manual/structure-lab-manual-300.pdf>
- Aragón E., Tassara, A., Tocho, C., Mendoza, L.P.M., Spackman, W., Rabbia, O., Perdomo, R., Bertotto, W.G., 2011. Upper Mantle geodynamic constrains beneath the North Patagonian Massif. Argentina. 18° Congreso Geológico Argentino. Simposio S6: Evolución Tectono-Magmática Cenozoica del Macizo Norpatagónico. Actas: 350-351.
- Ardolino, A. A., 1981. El vulcanismo cenozoico del borde suroriental de la meseta de Somún Curá. VIII Congreso Geológico Argentino, San Luis. Actas, 3: 7-23.
- Aubouin, J., Chotin, P., Borrello, A.V., Cecioni, G., Charrier, R., Frutos, J., Vicente, J.C., Thiele, R., 1973. Esquisse paleogeographique et structurale des Andes meridionales. Revue de Geographie Physique et de Geologie Dynamique, 15(1-2): 11-72.
- Busteros, A., Giacosa, R., Lema, H., Zubia, M., 1998. Hoja Geológica 4166-IV Sierra Grande. Provincia de Río Negro. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 241, 85p.
- Caminos, R., 1983. Descripción Geológica de las Hojas 39g, Cerro Tapiluke y 39h, Chipauquil, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional. 41 p. Buenos Aires. (inédito)
- Caminos, R., Llambías, E. J., 1984. El basamento cristalino. Instituto de Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro. IX Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche. Relatorio I (2): 37-63.
- Caminos, R., 1999. Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires. Anales 29: 796 p.
- Caminos, R., Chernicoff, C.J., Fauqué, L., Franchi, M., 2001. Hoja Geológica 4166-I, Valcheta. Provincia de Río Negro. 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 310: 73 p.



- Chernicoff, C. J., Caminos, R., 1996. Estructura y relaciones estratigráficas de la Formación Nahuel Niyeu, Macizo Norpatagónico oriental, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51(3), 201-212.
- Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., Belousova, E., 2013. Combined U–Pb SHRIMP and Hf isotope study of the Late Paleozoic Yaminué Complex, Río Negro province, Argentina: Implications for the origin and evolution of the Patagonia composite terrane. *Geoscience Frontiers*, 4: 37–56
- Cortés, J. M., 1981. El sustrato pre-cretácico del extremo nordeste de la provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36 (3):217-235.
- Encarnación, J., Fleming, T. H., Elliot, D. H., Eales, H. V., 1996. Synchronous emplacement of Ferrar and Karoo dolerites and the early breakup of Gondwana. *Geology*, 24(6), 535-538.
- Figari, E. G., Strelkov, E., Laffitte, G., Cid de La Paz, M. S., Courtade, S. F., Celaya, J., Villar, H. J., 1999. Los sistemas petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge: síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. In 4 Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos 197-237p.
- Figari, E. G., Scasso, R. A., Cúneo, R. N., Escapa, I., 2015. Estratigrafía y evolución geológica de la Cuenca de Cañadón Asfalto, Provincia del Chubut, Argentina. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 22(2), 135-169.
- Folguera, A., Ramos, V.A., 2011. Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: A revision to the long-term pattern of Andean uplift and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences* 32: 531-546.
- Giacosa, R., 1993. El ciclo eruptivo gondwánico en el área de Sierra Pailemán, Macizo Nordpatagónico, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires y 2º Congreso Nacional de Hidrocarburos. Actas 4: 113-119 p.
- Giacosa, R., 1994. Geología y petrología de las rocas pre-Cretácicas del área arroyo Salado-arroyo Tembrao, sector oriental del Macizo Norpatagónico, Río Negro. Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Tesis Doctoral Inédita. Comodoro Rivadavia, 160 p.
- Giacosa, R., 1999. Tectónica del basamento metamórfico y milonitas gondwanicas en el sector oriental del Macizo Norpatagónico, Río Negro. Informe final PI. 212. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de la Patagonia. 50 p. Comodoro Rivadavia. (Inédito)

- Giacosa, R., Paredes, J., 2001. Estructura de las metamorfitas del Paleozoico temprano en el arroyo Salado. Macizo Nordpatagónico, Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56 (2): 141-149.
- Giacosa, R., Lema, H., Busteros, A., Zubia, M., Cucchi, R., Di Tommaso, I., 2007. Estructura del Triásico en la región norte del Macizo Norpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62 (3): 355-365.
- Giacosa, R., 2020. Basement control, sedimentary basin inception and early evolution of the Mesozoic basins in the Patagonian foreland. *Journal of South American Earth Sciences*. 97: 102407 p.
- Giacosa, R. E., González, P. D., Bilmes, A., Hernando, I. N., Orts, D. L., 2021. Estructura y tectónica del Macizo Nordpatagónico, Precordillera Patagónica y Cordillera Patagónica Septentrional en Chubut.
- Gómez Dacal, M.L., Tocho, C., y Aragón, E., 2013. Adaptación de un modelo gravimétrico tridimensional al área del Macizo Norpatagónico. *Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. GEOACTA* 38(2): 153-167.
- Gómez Dacal, M.L., Tocho, C., Aragón, E., Sippel, J., Scheck-Wenderoth, M., Ponce, A., 2017. Modelado 3D de la gravedad litosférica utilizando restricciones de densidad del manto superior: Hacia una caracterización de la configuración de la corteza en el área del Macizo Patagónico Norte, Argentina. *Tectonofísica* , 700: 150-161.
- Gómez Dacal, M.L., Scheck-Wenderoth, M., Aragón, E., Bott, J., Cacace, M., · Tocho, C., 2021. Unravelling the lithospheric-scale thermal field of the North Patagonian Massif plateau (Argentina) and its relations to the topographic evolution of the area. *International Journal of Earth Sciences*. 110: 2315–2331.
- González, P.D., Varela, R., Sato, A.M., Llambías, E.J., González, S.N., 2008. Dos fajas estructurales distintas en el Complejo Mina Gonzalito, Río Negro. En: 17° Congreso Geológico Argentino. *Actas*, 847-848. San Salvador de Jujuy.
- González, P. D., Sato, A.M., Naipauer, M., Varela, R., Basei, M., Sato, K., Llambías, E., Chemale, F., Castro Dorado, A., 2018. Patagonia-Antarctica Early Paleozoic conjugate margins: Cambrian synsedimentary silicic magmatism, U-Pb dating of K-bentonites, and related volcanogenic rocks. *Gondwana Research*, 63: 186-225.
- González, P.D., Naipauer, M., Sato, A.M., Varela, R., Basei, M., Cávana, M.C., Vlach, S., Arce, M., Parada, M., 2020. Early Paleozoic structural and metamorphic

- evolution of the Transpatagonian Orogen related to Gondwana assembly. *International Journal of Earth Sciences*, <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01939-0>
- González, P.D., Giacosa, R.E., Lagorio, S., Justiniano, C.B., Sato, A.M., Cábana, M.C., Nieto, D.S., 2021. Geocronología U-Pb de las rocas metavolcánicas de la Sierra de Calcatapul: implicaciones para el vulcanismo sin-rift del Triásico Medio y la evolución tectónica del norte de la Patagonia extraandina. *Revista de Ciencias de la Tierra de América del Sur*, 108, 103170.
- González, P. D., Zaffarana, C. B., Oriolo, S., Tommasi, A., González, V., Cábana, M.C., Giacosa, R.E., Herazo, L., y Aramendía, B., 2023. Unravelling the Jurassic Intraplate Tectono-Magmatic Evolution of Northern Patagonia During the Initial Breakup of Southwestern Gondwana. Disponible en SSRN: <https://ssrn.com/abstract=4278209>
- González, S. N., Greco, G. A., González, P. D., Sato, A. M., Llambías, E. J., Varela, R., Basei, M. A., 2014. Geología, petrografía y edad u-pb de un enjambre longitudinal NO-SE de diques del macizo nordpatagónico oriental, Río negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71(2): 174-183.
- González, S.N., Greco, G.A., Sato, A.M., González, P.D., Llambías, E.J., Díaz-Martínez, I., de Valais, S., Serra-Varela, S., 2017. Revisión estratigráfica del Complejo Volcánico Marifil. X Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán, Argentina. Sesión técnica 1, estratigrafía, 72-77p. <http://rid.unrn.edu.ar/handle/20.500.12049/4072>
- González, S. N., Greco, G. A., Giacosa, R. E., 2022. Superposición de estructuras contraccionales Paleozoicas y Mesozoicas en el Complejo Mina Gonzalito, Macizo Nordpatagónico Oriental. XXI Congreso Geológico Argentino, Puerto Madryn, Argentina. Simposio 10. <http://rid.unrn.edu.ar/handle/20.500.12049/8655>
- González, S. N., Greco, G. A., Galetto, A. T., Bordese, S., Giacosa, R. E., Stipp Basei, M. A., 2021. Geocronología de una ignimbrita del complejo volcánico Marifil en Aguada Cecilio (Río Negro), macizo nordpatagónico oriental. XXI Congreso Geológico Argentino, Puerto Madryn, Chubut.
- Greco, G. A., González, P. D., González, S. N., Sato, A. M., Basei, M. A., Tassinari, C. C., Llambías, E. J., 2015. Geology, structure and age of the Nahuel Niyeu

- formation in the Aguada Cecilio area, North Patagonian Massif, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 62: 12-32.
- Greco, G.A., González, S.N., Sato, A.M., González, P.D., Basei, M.A., Llambías, E.J., Varela, R., 2017. La cuenca del Nahuel Niyeu: una cuenca de antearco cámbrico en el macizo norpatagónico oriental. *Revista de Ciencias de la Tierra Sudamericanas*. 79: 111-136.
- Greco, G. A., González, S. N., Giacosa, R. E., Serra Varela, S., Melo, M., Ison, J. I., 2018. Estructuras de deformación del Paleozoico y Mesozoico en la Formación Nahuel Niyeu, basamento del este del Macizo Norpatagónico, Río Negro. XVII Reunión de Tectónica, La Rioja, Argentina.
- Greco, G. A., González, S. N., Vera, D., Giacosa, R. E., 2021a. Contracción no-se del toarciense-pre cretácico tardío en el este del macizo norpatagónico. XVIII Reunión de Tectónica, San Luis, Argentina.
- Greco, G.A, González, S.N., Vera, D.R., Giacosa, R.E., 2021b. El antiforame Arroyo Pajalta: un pliegue mesozoico con fallas de acomodación en la Formación Nahuel Niyeu, basamento del este del Macizo Norpatagónico. XVIII Reunión de Tectónica, San Luis, Argentina.
- Greco, G.A., González, S.N., Vera, D.R., Giacosa, R.E., 2021c. Pliegues tectónicos en el Complejo Volcánico Marifil, este del Macizo Norpatagónico, Río Negro. XVIII Reunión de Tectónica, San Luis, Argentina.
- Greco, G. A., González, S. N., Giacosa, R. E., Bordese, S., Aguirre, F. A., Ramos, G. A., Rozzi, N. E., 2022. El Plutón Don Raúl: evidencias de magmatismo pérmico entre Valcheta y Aguada Cecilio, Río Negro. XXI Congreso Geológico Argentino Puerto Madryn, Argentina. Simposio 15.
- Japas, M.S., 2001. Modelo cinemático neopaleozoico para el sector nororiental del Macizo Norpatagónico, Argentina. *Journal of Iberian Geology* 27: 91-121.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C., Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology* 17: 324–328.
- Kay, S.M., Gorring, M., Ramos, V.A., 2004. Magmatic sources, setting and causes of Eocene to Recent Patagonian plateau magmatism (36°S to 52°S latitude). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* , 59 (4): 556-568.



- Klinger, F. L., Martinez, P., Rapalini, A. E., Gimenez, M. E., Luchi, M. G., Croce, F. A., Ruiz, F., 2010. Modelo gravimétrico en el borde noreste del Macizo Norpatagónico. *Revista Brasileira de Geofísica*, 28, 463-472.
- Llambías, E. J., Rapela, C. W., 1984. Geología de los complejos eruptivos de La Esperanza, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39(3-4), 220-243.
- Lizuaín, A., Sepúlveda, E., 1978. Geología del Gran Bajo del Gualicho (Provincia de Río Negro). VII Congreso Geológico Argentino. *Actas 7*: 407-422 p.
- Malvicini, L., Llambías, E., 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia de Chubut. V Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires. 2(Actas): 185-202 p.
- Márquez, M. J., Massafarro, G. I., Fernández, M. I., 2010. El volcanismo del complejo Marifil en Arroyo Verde, vertiente suroriental del Macizo de Somún Cura, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66(3): 314-324 p.
- Márquez, M.J., Massafarro, G.I., Fernández, M.I., Menegatti, N., Navarrete, C.R., 2011. El centro volcánico Sierra Grande: caracterización petrográfica y geoquímica del magmatismo extensional liásico, noroeste de la Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 68(4): 555-570.
- Martínez, H., Náñez, C., Lizuaín, A., Dal Molin, C.N., Turel, A.V., 2001. Hoja Geológica 4166-II San Antonio Oeste. Provincia de Río Negro. 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Boletín* 254.
- Marshall, L., Pascual, R., Curtis, G., Drake, R., 1976. South American Geochronology: Radiometric time scale for middle to late Tertiary Mammal-Bearing Horizons in Patagonia. *Science*, 195.
- Mosquera, A., Ramos V.A., 2005. Intraplate foreland deformation in the Neuquén embayment. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, *Actas en CD*, 28 p. Mar del Plata.
- Mosquera. A., Ramos, V.A., 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. En: Kay S. Ramos, V. (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*: 97-123.

- Mosquera, A., Silvestro, J., Ramos, V. A., Alarcón, M., Zubiri, M., 2011. La estructura de la Dorsal de Huincul. XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén. 8: 385-397p.
- Mpodozis, C., Ramos, V.A., 1990. The Andes of Chile and Argentina. En Ericksen, G.E., M.T. Cañas Pinochet y J.A. Reinemud (eds.) *Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series 11: 59-90, Houston.
- Mpodozis, C., Ramos, V. A., 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones?. *Revista de la Asociación geológica Argentina*, 63(4): 481-497.
- Navarrete, C., Gianni, G., Encinas, A., Márquez, M., Kamerbeek, Y., Valle, M., Folguera, A., 2019. Triassic to Middle Jurassic geodynamic evolution of southwestern Gondwana: From a large flat-slab to mantle plume suction in a rollback subduction setting. *Earth-science reviews*, 194: 125-159 p.
- Nuñez, E., De Bachmann E., Ravazzoli, I., Britos, M., Franchi, M., Lizuaín, A., Sepúlveda, E., 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo Somuncurá, provincia de Río Negro, República Argentina. II Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas IV: 247 - 266. Buenos Aires.
- Orgeira, M. J., Remesal, M., 1993. Estudio paleomagnético del Complejo Volcánico Somuncurá, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Buenos Aires. 48 (3-4): 257-264 p.
- Pángaro, F., Ramos, V. A., 2012. Paleozoic crustal blocks of onshore and offshore central Argentina: New pieces of the southwestern Gondwana collage and their role in the accretion of Patagonia and the evolution of Mesozoic south Atlantic sedimentary basins. *Marine and Petroleum Geology*, 37(1), 162-183.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Márquez, M., 1993. Geocronología y petrogénesis de los granitoides jurásicos del noreste del Macizo del Deseado. XII Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 134- 141.
- Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J., Pascua, I. Fanning, C. M., 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early-to-Middle Ordovician continental arc on the Gondwana margin. In Pankhurst, R. J. Rapela, C. W. (eds) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, Special Publications of the Geological Society of London 142, 343–67.

- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., Márquez, M., 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Herat Science Reviews* 76: 235-257.
- Pardo-Casas, F., Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3), 233-248.
- Ramos, G. A., 2022. Caracterización geológica del área del establecimiento “Don Raúl”, departamento de Valcheta, provincia de Río Negro, Argentina. Universidad Nacional del Comahue, trabajo final de licenciatura. Neuquén.
- Ramos, V. A., 1999., Evolución tectónica de la Argentina. *Geología Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires: Anales 29: 715-784.
- Ranalli, J., Peroni, G., Boggetti, D., Manoni, R., 2011. Cuenca Cañadón Asfalto, modelo tectosedimentario. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Buenos Aires. Instituto Argentino del Petróleo y Gas. Simposio Cuencas Argentinas, visión actual: 185-215 p.
- Rapalini, A. E., de Luchi, M. L., Tohver, E., Cawood, P. A., 2013. The South American ancestry of the North Patagonian Massif: geochronological evidence for an autochthonous origin? *Terra Nova*, 25(4), 337-342.
- Remesal, M. B., 1988. Geología y petrología de los Basaltos de la meseta de Somuncura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires.  
[http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis\\_2135\\_Remesal.pdf](http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_2135_Remesal.pdf)
- Silvestro, J., Zubiri, M., 2008. Convergencia oblicua: modelo estructural alternativo para la dorsal Neuquina (39°S) - Neuquén. *Revista Asociación Geológica Argentina* 63(1): 49-64.
- Strazzere, L., Gregori, D.A., Benedini, L., Marcos, P., Barros, M.V., Geraldés, M.C., Pavon Pivetta, C., 2019. The Puesto Piris Formation: evidence of basin-development in the North Patagonian Massif during crustal extension associated with Gondwana breakup. *Geoscience Frontiers*, 10: 299 - 314.
- Twiss, R. J., Protzman, G. M., Hurst, S. D., 1991. Theory of slickenline patterns based on the velocity gradient tensor and microrotation. *Tectonophysics*, 186(3-4): 215-239.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T., Phelps, D.W., Gust, D.A., 1985. Significado Del Vulcanismo Y Extensión Meso Jurásicos En El Extremo Meridional De Sudamérica. *Revista Asociación Geológica Argentina*. 40 (3-4): 231-253.

- Uliana, M.T., Biddle, K.T., 1987. Evolución del Pérmico al Cenozoico Superior del norte de la Patagonia: principales eventos tectónicos, actividad magmática y tendencias depositacionales. *Gondwana seis: estructura, tectónica y geofísica*. 40: 271-286.
- Vera, D., Giacosa, R., Greco, G., González, S.N., González, P.D., 2021. Caracterización cinemática de fallas en el Mesozoico del puesto Llancaqueo, Macizo Nordpatagónico, Provincia de Río Negro. XVIII Reunión de Tectónica, San Luis. Libro de Resúmenes, p. 87.
- Von Gosen, W., 2002. Polyphase structural evolution in the northeastern segment of the North Patagonian Massif (southern Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 15: 591-623.
- Von Gosen, W., 2003. Thrust tectonics in the North Patagonian Massif (Argentina): implications for a Patagonia plate. *Tectonics*, 22 (1): 1005. doi:10.1029/2001TC90103
- Zalohar, J., Vrabec, M., 2008. Combined kinematic and paleostress analysis of fault-slip data: the Multiple-slip method. *Journal of Structural Geology* 30: 1603-1613 p.

## ANEXO

<b>Estación y coordenadas</b>	<b>Datos estructurales</b>	<b>Rumbo</b>	<b>Inclinación</b>	<b>Rake (RHR)</b>	<b>Cinemática</b>
<b>E1</b> 40° 44' 52" S 65° 57' 48" O	Falla	165	66	150	Sinistral
	Falla	140	53	139	Dextral
	Falla	162	67	47	Normal
	Veta rellena de cuarzo	290	75	-	
	Veta rellena de cuarzo	290	62	-	
	Falla	290	-	-	
<b>E2</b> 40° 46' 14" S 65° 57' 24" O	Falla	220	73	180	dextral
	Falla	100	64	45	normal
	Falla	150	81	47	normal
	Falla	155	64	155	sinistral
	Pliegue magmático	180	48	-	
	Pliegue magmático	210	62	-	
	Pliegue magmático	201	75	-	
	Pliegue magmático	170	65	-	
	Foliación magmática	90	85	-	
<b>E3</b>	Falla	142	62	27	sinistral
	Falla	135	60	161	sinistral
	Falla	262	64	154	sinistral
	Falla	276	34	27	dextral
	Foliación magmática	90	85	-	
<b>E4</b> 40° 46' 17" S 65° 57' 33" O	Falla	165	74	45	normal
	Falla	128	59	38	dextral
	Falla	150	50	50	normal
	Falla	245	78	0	dextral
	Falla	60	69	45	inversa



	Falla	117	70	0	dextral
	Falla	100	70	175	dextral
	Falla	102	75	60	normal
	Falla	115	61	165	sinestral
	Falla	175	74	45	normal
	Falla	175	58	0	sinestral
	Falla	303	75	0	dextral
	Falla	355	85	70	normal
	Falla	8	85	0	sinestral
	Falla	350	75	40	sinestral
	Foliación magmática	300	90	-	-
<b>E5</b> 40° 46' 16" S 65° 57' 43" O	Falla	230	85	148	dextral
	Falla	281	68	26	dextral
	Falla	283	75	145	sinestral
	Falla	150	77	0	dextral
	Falla	180	90	30	dextral
<b>E6</b> 40° 46' 13" S 65° 57' 50" O	Falla	156	30	90	normal
	Falla	160	43	55	normal
	Falla	166	65	20	sinestral
	Falla	202	70	150	dextral
	Falla	181	72	30	sinestral
	Falla	177	75	65	normal
	Falla	190	76	85	normal
	Falla	357	78	85	normal
	Falla	61	82	175	dextral
	Falla	244	82	0	sinestral
	Falla	92	82	170	dextral
Falla	30	85	175	dextral	

	Falla	72	86	120	normal
	Estratificación riolitas	230	47	-	
<b>E7</b>  40° 46' 33" S 65° 58' 11" O	Falla	205	54	40	dextral
	Falla	230	46	50	inversa
	Falla	211	75	100	inversa
	Estratificación riolitas	245	44	-	
<b>E8</b>  40° 44' 52" S 65° 59' 13" O	Falla	120	75	27	dextral
	Falla	138	85	20	dextral
	Falla	131	85	25	dextral
	Falla	162	80	48	inversa
<b>E9</b>  40° 44' 58" S 65° 58' 54" O	Falla	30	70	150	normal
	Falla	35	69	41	dextral
	Falla	318	80	176	normal
	Falla	325	72	17	dextral
	Falla	20	64	0	dextral
	Falla	6	60	60	normal
	Falla	230	67	105	normal
	Falla	295	90	55	inversa
	Falla	128	87	175	dextral
	Falla	265	85	125	normal
	Falla	258	70	130	normal
	Falla	322	67	0	dextral
	Falla	325	78	30	dextral
	Falla	3	65	43	dextral
	Falla	320	70	50	normal
<b>E10</b>  40° 45' 1" S 65° 58' 52" O	Falla	315	74	18	dextral
	Falla	306	74	30	dextral
	Falla	150	76	125	normal

<b>E11</b> 40° 45' 19" S 65° 58' 53" O	Falla	190	82	150	dextral
	Falla	276	61	18	dextral
	Falla	297	85	22	sinestral
<b>E12</b> 40° 45' 14" S 65° 58' 51" O	Falla	285	69	154	dextral
	Falla	0	67	90	normal
	Falla	350	73	60	inversa
	Falla	204	66	69	normal
	Falla	110	50	0	dextral

Tabla 1: datos estructurales de todas las estaciones (E1 a E12).

