



**UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES**  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
Departamento de Ciencias Geológicas

**Fracturamiento natural sobre la Formación Vaca Muerta.  
Caracterización y modelado.**

Tesis presentada para optar por el título de Doctora de la Universidad de  
Buenos Aires en el área de Ciencias Geológicas

**Lic. Clara Correa Luna**

Director: Dr. Daniel L. Yagupsky

Director Adjunto: Dr. Jeremías Likerman

Consejero de estudios: Dr. Matías C. Ghiglione

Lugar de trabajo: Instituto de Estudios Andinos “Don Pablo Groeber” (IDEAN).  
Universidad de Buenos Aires (UBA) – Consejo Nacional de Investigaciones  
Científicas y Técnicas (CONICET).

Buenos Aires, 2023.



# Fracturamiento natural sobre la Formación Vaca Muerta. Caracterización y modelado.

## RESUMEN

La presencia de fracturas naturales es el resultado de procesos de deformación frágil en la corteza terrestre. Su caracterización es importante para entender los procesos que las originan, sus condicionamientos mecánicos y su potencial influencia sobre el flujo de fluidos. Esto último es de particular interés en la producción de reservorios de hidrocarburos, tanto en reservorios naturalmente fracturados como en reservorios no convencionales impermeables, como *shale oil* y *shale gas*, así como también en acuíferos de agua subterránea, sistemas geotermales y almacenamiento subterráneo de CO<sub>2</sub>. En Argentina, dentro de la Cuenca Neuquina, la Formación Vaca Muerta es considerada la principal roca generadora de hidrocarburos y una de las más importantes a nivel internacional por su potencial recurso y su calidad como reservorio no convencional. Está compuesta por una sucesión naturalmente fracturada de pelitas negras, ricas en materia orgánica, margas y calizas, resultantes de una ingresión marina ocurrida durante el Jurásico Tardío al Cretácico Temprano. En esta tesis se presenta un relevamiento de fracturas naturales llevado a cabo en la zona del anticlinal Sierra de la Vaca Muerta, ubicada en el sector sur de la Faja Plegada y Corrida del Agrio, en una zona de transición con el sistema de la Dorsal de Huincul, al norte de Zapala en la provincia de Neuquén. Se eligió esta zona debido a las características que presentan los afloramientos del Miembro Los Catutos, un intervalo dominado por carbonatos, formado por una alternancia de margas y calizas dentro de la Formación Vaca Muerta. Allí se realizó una caracterización del patrón de fracturas combinando datos de campo con datos obtenidos de la interpretación de trazas de fracturas en imágenes aéreas y la detección semi-automática de planos en una nube de puntos, ambas adquiridas a través de un relevamiento con un vehículo aéreo no tripulado. Se reconocieron cuatro familias de fracturas subperpendiculares a los bancos, con orientaciones ONO-ESE, N-S, NO-SE y NE-SO. Utilizando el método de máxima verosimilitud se analizaron las longitudes de las fracturas y se obtuvieron las probabilidades de ajuste para distintas distribuciones. Además, utilizando un martillo de Schmidt, se determinaron *in-situ* variaciones en la resistencia de las rocas de la

secuencia y se reconoció un fuerte contraste mecánico entre los bancos de margas y calizas. El sistema de fracturas fue clasificado como *stratabound*, es decir que la propagación de las fracturas está limitada por los bancos. Además, se seleccionaron otras zonas de muestreo, cubriendo la Faja Plegada y Corrida del Agrio y el sector sur de la Faja Plegada y Corrida de Chos Malal. La zona de Huncal, ubicada al este de la localidad de Loncopué donde se encuentran los cerros Mocho y Mulichinco, el anticlinal La Yesera ubicado al este de Chos Malal, y la zona de Rahueco hacia el oeste de la misma localidad. De esta manera, se realizó una cobertura regional del fracturamiento de la unidad, en distintos niveles estratigráficos de su columna. Los resultados fueron integrados en el contexto regional, contemplando las características estructurales particulares de cada zona y sus controles tectónicos de primer orden. Se reconoció la presencia de una familia de fracturas transversal a la dirección principal de las estructuras de primer orden, la cual varía entre las direcciones ENE a ONO, pero que está presente en todos los sitios analizados. Se estableció una cronología relativa entre las familias de fracturas reconocidas, y se asoció su origen con el primer pulso de deformación de la faja plegada y corrida de Neuquén definido para el Cretácico Tardío al Paleógeno. Para ello se tuvo en cuenta la dirección del esfuerzo horizontal máximo y la ubicación de las zonas relevadas respecto al frente orogénico planteado para ese periodo de tiempo, así como también el desarrollo de estructuras de primer orden y la influencia de estructuras del basamento en cada sector. Por último, los parámetros obtenidos a partir del estudio de las fracturas naturales fueron utilizados para confeccionar un modelo de red de fracturas discretas, o *DFN* de carácter bidimensional. Los resultados obtenidos demuestran que la conectividad y permeabilidad del sistema se encuentran fuertemente condicionadas por las fracturas de mayor longitud. También se consideró la presencia de estructuras de mayor escala, como corredores de fractura, y el comportamiento de la red respecto a la dirección de máximo esfuerzo horizontal para evaluar las variaciones que se producen en la conectividad de la red y, en consecuencia, la permeabilidad del sistema.

**Palabras clave:** Fracturas Naturales, Formación Vaca Muerta, Cuenca Neuquina, modelo de red de fracturas discretas.

# Natural fracturing on the Vaca Muerta Formation. Characterization and modeling.

## **ABSTRACT**

The existence of natural fractures in rocks is the result of brittle deformation processes in the Earth's crust. Their characterization is important to understand the processes that originate them, their mechanical conditions, and their potential influence on fluid flow. The latter is of particular interest in the production of naturally fractured reservoirs and unconventional reservoirs, such as shale oil and shale gas, as well as in groundwater aquifers, geothermal systems, and CO<sub>2</sub> storage. In Argentina, within the Neuquén Basin, the Vaca Muerta Formation is considered the main hydrocarbon source rock and a world-class unit due to its quality and potential as an unconventional reservoir. It is composed of a naturally fractured succession of organic-rich shales, marl, and limestone, derived from a marine transgression that occurred during the Late Jurassic to Early Cretaceous. This thesis presents a natural fractures survey carried out in the Sierra de la Vaca Muerta anticline area, located in the southern sector of the Agrio fold and thrust belt, in a transition zone with the Huincul system, north of Zapala city in the Neuquén province. This area was chosen due to its outcrop characteristics of the Los Catutos Member, a carbonate-dominated interval, formed by tabular micritic limestones intercalated with marls within the Vaca Muerta Formation. The characterization of the fracture pattern was carried out by combining field data with the interpretation of fracture traces in aerial images and the semi-automatic detection of planes in a point cloud, both acquired through a survey with an unmanned aerial vehicle or drone. Four main sub-perpendicular to the bedding fracture sets were identified, trending WNW-ESE, N-S, NW-SE, and NE-SW. The fracture length distribution was analyzed using the maximum likelihood method, and the fitting probabilities for different distribution laws were obtained. In addition, using a Schmidt hammer, *in-situ* rock resistance variations were determined, and a strong mechanical contrast was recognized between the marl and limestone beds. The fracture system was classified as stratabound, meaning that the fracture propagation is limited by the beds. In addition, other sampling areas were selected, covering the Agrio fold and thrust belt and the southern sector of the Chos Malal fold and thrust belt. The Huncal

area is located to the east of Loncopué city where the Mocho and Mulichinco hills are located, the La Yesera anticline area is located to the east of Chos Malal city, and the Rahueco area is to the west of the same city. In this way, a regional coverage of the Vaca Muerta fractures was accomplished at different stratigraphic levels. The results were integrated into the regional context, considering the local structural configuration of each area and the first-order tectonic controls. The presence of a fracture set transverse to the main direction of the first-order structures, which varies between ENE and WNW, was recognized in all the analyzed sites. Also, a relative chronology between the recognized fracture sets was established, and its origin was associated with the first deformational event of the Neuquén fold and thrust belt during the Late Cretaceous to the Paleogene. The direction of the maximum horizontal stress and the location of the surveyed areas regarding the orogenic front proposed for that event were considered, as well as the development of first-order structures and the influence of basement structures in each sector. Finally, the parameters obtained from the study of natural fractures were used to build a bidimensional DFN (discrete fracture network) model. The results show that the connectivity and permeability of the fracture network are strongly conditioned by the largest fractures. The presence of large-scale structures, such as fracture corridors, and the behavior of the network regarding the maximum horizontal stress direction were also considered to evaluate the connectivity and permeability variations.

**Keywords:** Natural Fractures, Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, discrete fracture network model.

# Índice general

Resumen

Abstract

Índice de figuras .....	5
Capítulo 1: Introducción .....	15
1.1. Introducción .....	15
1.2. Objetivos.....	17
1.3. Metodología general .....	18
1.4. Ubicación de las zonas relevadas .....	19
1.5. Organización de la tesis.....	20
Capítulo 2: Introducción a las fracturas naturales .....	23
2.1. Estructuras de deformación frágil.....	23
2.2. Clasificación de fracturas .....	23
2.3. Espaciado entre fracturas .....	25
2.4. Patrones de fracturas.....	27
2.5. Arreglos de fracturas en secuencias estratificadas .....	28
2.6. Temporalidad entre las familias de fracturas.....	29
2.7. Aplicaciones del estudio de fracturas .....	31
Capítulo 3: Marco geológico .....	33
3.1. Marco tectónico regional .....	33
3.2. Evolución tectonoestratigráfica de la Cuenca Neuquina .....	36
3.3. La Formación Vaca Muerta.....	41
3.4. El registro de fracturas naturales en la Cuenca Neuquina.....	44
Capítulo 4: Metodología .....	51
4.1. Relevamiento de campo y análisis de los datos .....	51
4.1.1. Recolección de los datos de fracturas .....	51
4.1.2. Análisis de los datos de fracturas .....	54
4.1.3. Medición de las propiedades mecánicas de la roca.....	56

4.2. Relevamiento aéreo .....	58
4.2.1. Imagen aérea .....	58
4.2.2. Nube de puntos .....	61
Capítulo 5: Análisis del patrón de fracturas en la Sierra de la Vaca Muerta .....	65
5.1. Contexto geológico de la Sierra de la Vaca Muerta.....	65
5.2. Fracturas naturales en la Formación Vaca Muerta.....	70
5.2.1. Orientaciones de fracturas.....	70
Fracturas relevadas en el campo .....	70
Fracturas en la imagen aérea.....	76
Fracturas en nube de puntos.....	78
5.2.2. Análisis de la distribución de longitudes .....	79
5.2.3. Cronología relativa de fracturas.....	82
5.3. Análisis de la estratigrafía mecánica .....	83
5.4. Fracturas relevadas sobre la Formación Tordillo en la Sierra de la Vaca Muerta .....	85
5.5. Integración de los resultados y caracterización del patrón de fracturas.....	88
Capítulo 6: Relevamiento de fracturas naturales de la Formación Vaca Muerta en otros sectores de las fajas plegadas y corridas del Agrio y Chos Malal .....	93
6.1. Zona Huncal .....	93
6.2. Zona del anticlinal La Yesera .....	101
Estratigrafía mecánica en Puerta Curaco .....	106
6.3. Zona Rahueco .....	107
6.4. Integración de los sectores relevados.....	111
Capítulo 7: Interpretación del origen de las fracturas naturales de la Formación Vaca Muerta .....	113
7.1. Integración de los resultados obtenidos .....	113
7.2. Interpretación del origen de las fracturas .....	119
Capítulo 8: Modelado de la red de fracturas discretas .....	127
8.1. Introducción .....	127
8.2. Metodología .....	131
8.3. Modelo DFN original .....	133
8.4. Influencia de estructuras mayores .....	136
8.5. Influencia del régimen de esfuerzos.....	140
8.6. Discusión y conclusiones .....	146
Capítulo 9: Conclusiones .....	149
9.1. Sierra de la Vaca Muerta .....	149



9.2. Zonas relevadas a lo largo de la faja plegada y corrida .....	150
9.3. Contexto regional evolutivo del fracturamiento.....	151
9.4. Modelo de la red de fracturas discretas .....	152
9.5. Consideraciones finales .....	154
Bibliografía.....	155
Apéndice.....	177
1. Sierra de la Vaca Muerta.....	177
2. Huncal.....	178
3. La Yesera.....	179
4. Rahueco.....	179



# Índice de figuras

Figura 1.1. Mapa de ubicación de las zonas relevadas (SVM – Sierra de la Vaca Muerta, HUN – Huncal, LY – La Yesera, RA – Rahueco) .....	19
Figura 2.1. Clasificación de fracturas según el desplazamiento relativo entre las superficies de ruptura, tomado de Fossen (2010). .....	24
Figura 2.2. Esquemas de fracturas sistemáticas (izquierda) y no sistemáticas (derecha), tomado de Martínez Catalán (2003).....	25
Figura 2.3. Esquema que muestra la distribución del espaciado (S) entre fracturas de una misma familia en un estrato de espesor T, la línea A-A' representa la distancia entre una fractura y la otra y el punto 0 indica el sector central entre ambas fracturas donde se generaría una nueva fractura si la relación S/T está por encima del valor crítico, modificado de Bai y Pollard (2000). .....	26
Figura 2.4. Esquemas de distintos tipos de patrones de fracturas en función de su geometría, (a, b, c) patrones ortogonales y (d, e y f) conjugados, tomado de Pollard y Aydin (1988). .....	27
Figura 2.5. Diagramas esquemáticos de sistemas de fracturas (a) <i>stratabound</i> y (b) <i>non-stratabound</i> , tomado de Odling <i>et al.</i> (1999) .....	28
Figura 2.6. Relación temporal entre dos familias de fracturas A y B. Las fracturas A terminan contra las B lo que indica que las A son posteriores a las B, tomado de Martínez Catalán (2003). .....	30
Figura 3.1. Mapa de América del Sur con la clasificación de los Andes según Gansser (1973) y la división de los Andes Centrales, tomado de Ramos (2009).....	34
Figura 3.2. Ubicación geográfica y principales estructuras de la Cuenca Neuquina. Modificado de Vergani <i>et al.</i> (1995), Mosquera y Ramos (2006), Ramos <i>et al.</i> (2011), García Morabito y Ramos (2012) y Horton <i>et al.</i> (2016). .....	35
Figura 3.3. Columna estratigráfica tipo de la Cuenca Neuquina, se incluyen las etapas tectónicas y los vectores de convergencia del margen Pacífico (Brissón y Veiga, 1999; Zapata <i>et al.</i> , 1999; Mosquera y Ramos., 2006). .....	38
Figura 3.4. (a) Esquema estratigráfico del Sistema Vaca Muerta-Quintuco. (b, c, d) Reconstrucciones paleogeográficas desde el Tithoniano inferior al Valanginiano	

inferior, modificados de Gulisano *et al.* (1984), Legarreta y Uliana (1991), Leanza *et al.* (2011), Legarreta y Villar (2015)..... 42

Figura 3.5. Mapa de la Cuenca Neuquina con la ubicación de los trabajos que incluyen resultados de mediciones de fracturas en subsuelo (1- Fantín *et al.*, 2014; 2- Lombardo, 2022; 3- Hernández-Bilbao, 2016; 4- Marchal *et al.*, 2016; 5- Estrada *et al.*, 2018) y en afloramiento (6- Turienzo *et al.*, 2012; 7- Branellec *et al.*, 2015; 8- Ciancio *et al.*, 2022 y López Ordines *et al.*, 2022; 9- Frías Saba, *et al.*, 2021; 10- Lebinson *et al.*, 2017; 11- Giacosa, 2020; 12- Ukar *et al.*, 2017b, 2020 y Cruset *et al.*, 2021). Se indica una reciente publicación cuyos resultados se desarrollarán en la presente tesis (13- Correa-Luna *et al.*, 2022)..... 45

Figura 4.1. Esquema de un *scanline* lineal y uno circular. Se indica el espaciado real (S) entre fracturas de una misma familia, el espaciado aparente ( $S_a$ ) medido sobre la línea de observación, y el ángulo formado entre la familia de fracturas y el *scanline* ( $\alpha$ ). En el *scanline* circular, los círculos rojos corresponden a las intersecciones de las fracturas con la circunferencia (n) y los triángulos verdes corresponden a las terminaciones de las fracturas dentro de la ventana circular (m). ..... 52

Figura 4.2. (a) *Scanline* lineal realizado sobre un banco de calizas del Miembro Los Catutos en la Sierra de la Vaca Muerta. (b) Estructura plumosa preservada en una superficie de fracturación. .... 53

Figura 4.3. Ejemplo del procesamiento de datos de fracturas tomados en el campo; (a) planos de fracturas, (b) polos y contornos de fracturas junto con la actitud del banco donde fueron relevadas (línea punteada), (c) polos y contornos de las fracturas luego de la corrección estructural, (d) polo medio y (e) plano medio de las familias de fracturas diferenciadas por color. Los planos de fracturas son representados en redes estereográficas de igual ángulo, o de Wulf, y los polos de fracturas a redes de igual área, o de Schmidt..... 55

Figura 4.4. (a) Martillo de Schmidt, la herramienta mide valores de rebote (R) de la roca entre 10 y 100 con una resolución de 2 (b) Utilización del martillo en el campo. (c) Tablas de corrección para mediciones inclinadas. .... 57

Figura 4.5. (a) Imagen aérea (ortomosaico) del área de Mallín de los Caballos en el Sierra de la Vaca Muerta con una resolución de 1.7 cm/píxel y (b) detalle de un pavimento aflorante en la imagen aérea. (c) Modelo de elevación digital (DEM) del área con una resolución de 3.3 cm/píxel y (d) un perfil de elevación correspondiente a la línea blanca trazada en (c). .... 59

Figura 4.6. (a) Sector de la nube de puntos obtenida en el área de Mallín de los Caballos donde se observa el afloramiento de un paredón de 10 m de altura. (b) Nube de puntos analizada con el programa DSE con las principales orientaciones diferenciadas por color. (c) Principales planos de fractura identificados luego de filtrar las orientaciones correspondientes a superficies de derrubio y vegetación, el estereograma indica la densidad de polos de los planos identificados..... 62

- Figura 5.1. Mapa de la Cuenca Neuquina con las principales unidades morfoestructurales de la zona. El recuadro verde señala el área Sierra de la Vaca Muerta (SVM) estudiada en este trabajo (Figura 5.2)..... 66
- Figura 5.2. Mapa geológico del área de la Sierra de la Vaca Muerta, modificado de Leanza *et al.* (2001), Repol (2006); ver ubicación del recuadro verde en la Figura 5.1. El afloramiento de Mallín de los Caballos está ubicado en el sitio de muestreo 2. (b) Sección estructural esquemática (A - A') basada en la sección presentada por Repol (2006), ver ubicación en el mapa. .... 68
- Figura 5.3. (a) Perfil sedimentario tomado de Rodríguez Blanco *et al.* (2020) realizado en el área de Mallín de los Caballos (Sitio 2 - Figura 5.2), (b,c) fotografías de afloramientos del Miembro Los Catutos en el área de Mallín de los Caballos. .... 69
- Figura 5.4. Histograma de frecuencia de fracturas según su rumbo; las orientaciones contemplan la corrección estructural. El tamaño de los intervalos se define en función del tamaño de la muestra siguiendo los criterios de Sanderson y Peacock (2020). 71
- Figura 5.5. Resultados de la medición en el campo para cada sitio de muestreo y mapa de ubicación (ver referencias del mapa en la Figura 5.2a). Arriba: proyección del hemisferio inferior de igual área con los polos de fracturas y sus contornos de densidades; el círculo máximo en línea punteada corresponde al rumbo e inclinación de los bancos en el sitio de muestreo. Centro: polos de fracturas y contornos de densidad luego de la corrección estructural. Abajo: proyección del hemisferio inferior de igual ángulo mostrando los círculos máximos que corresponden a los planos medios de Fisher de las familias identificadas en los sitios luego de la corrección estructural, y los diagramas de roseta asociados, el tamaño de los intervalos se define en función al tamaño de la muestra según Sanderson y Peacock (2020). .... 72
- Figura 5.6. (a) Foto de un paredón aflorante del Miembro Los Catutos donde pueden observarse las fracturas de la Familia I subperpendiculares a los bancos de caliza. (b) Estructura plumosa preservada sobre un plano de fractura de la Familia II. .... 74
- Figura 5.7. Pavimento aflorante en la localidad de Mallín de los Caballos en la Sierra de la Vaca Muerta (izquierda) y su interpretación (derecha) que muestra un *ladder pattern* formado por las fracturas de la Familia I de mayor longitud y las fracturas ortogonales de la familia II, más cortas. .... 74
- Figura 5.8. Histogramas de la frecuencia de fracturas por rumbo en el sitio Mallín de los Caballos a partir de (a) las mediciones en el campo, (b) la interpretación de trazas de fracturas en la imagen aérea (ver Figura 5.9) y, (c) la detección semi-automática de planos en la nube de puntos (Figura 5.10). .... 75
- Figura 5.9. (a, c) Detalles de la imagen aérea donde se observan pavimentos aflorantes en el área de Mallín de los Caballos y (b, d) su interpretación; las zonas en gris corresponden a zonas cubiertas. .... 77

Figura 5.10. (a,c) Detalle en planta de sectores analizados de la nube de puntos, las líneas blancas corresponden a la orientación de los paredones aflorantes y las rosetas muestran los resultados obtenidos en esos paredones. (b,d) Se muestran los planos detectados en cada paredón luego del procesamiento de la nube de puntos. .... 78

Figura 5.11. Resultados del análisis de la longitud de las trazas de fracturas de las familias I (ONO-ESE), II (N-S) y IV (NE-SO). Los datos observados corresponden a las trazas interpretadas en la imagen aérea y se graficaron de acuerdo con las distribuciones *power law*, exponencial y lognormal para cada familia (los cuadrados verdes corresponden a cada dato observado y la línea que los une cubre el rango de datos incompleto). La línea negra discontinua corresponde a la función de densidad acumulada estimada (teórica) calculada para cada distribución a través de la máxima verosimilitud, luego de realizar los descartes necesarios para lograr el mejor ajuste. En la caja se muestra el resultado de la probabilidad de que los datos observados ajusten a la ley de distribución teórica (luego de 2500 pruebas de Kolmogorob-Smirnoff, K-S) y los respectivos parámetros estimados ( $\alpha$ ,  $x_{min}$ ,  $\lambda$ ,  $\mu$  y  $\sigma$ ). Notar que el eje vertical en estos gráficos corresponde a la probabilidad de que el valor 'x' tome valores iguales o mayores a x..... 81

Figura 5.12. Perfiles realizados en el sitio 2 (a) y en el sitio 4 (b). En los perfiles se observa la variación del módulo de Young obtenida a partir del martillo de Schmidt, puede notarse que la respuesta mecánica en los bancos de marga es muy baja o incluso inferior al límite de resolución del instrumento. .... 84

Figura 5.13. Afloramiento de la Formación Tordillo en el sitio de muestreo 7 (ver ubicación en la Figura 5.2)..... 85

Figura 5.14. Resultados de las mediciones en el campo sobre la Formación Tordillo para los sitios 6, 7 y 8 y mapa de ubicación de los mismos (ver referencias del mapa en la Figura 5.2a). Arriba: Proyección del hemisferio inferior de igual área con los contornos de densidades de los polos de fracturas; la actitud de los bancos se indica con el círculo máximo en línea punteada. Centro: Contornos de densidad y polos luego de la corrección estructural. Abajo: proyección del hemisferio inferior de igual ángulo mostrando los círculos máximos que corresponden a los planos medios de Fisher de las familias de fracturas identificadas en los sitios luego de la corrección estructural, y los diagramas de roseta asociados, el tamaño de los intervalos se define en función al tamaño de la muestra según Sanderson y Peacock (2020). .... 87

Figura 5.15. (a) Interpretación de lineamientos realizada sobre los afloramientos de la Formación Tordillo, se observan los contactos con la Formación La Manga hacia el oeste y con la Formación Vaca Muerta hacia el Este y también se observan los sitios de muestreo en el campo 1, 2 (Mallín de los Caballos) y 3 de la Formación Vaca Muerta y el sitio 7 de la Formación Tordillo (ver ubicación en la Figura 5.2). (b) Roseta de igual área ponderada por la longitud de los lineamientos interpretados en la Formación Tordillo a partir de la imagen satelital. (c) Sector de la imagen satelital donde se observa como los lineamientos ENE-ONO presentes en la Formación Tordillo no se propagan hacia la Formación Vaca Muerta, que aflora hacia el este. 88

- Figura 5.16. (a, b) Afloramiento del Miembro Los Catutos en Mallín de los Caballos donde se observa que las fracturas se encuentran confinadas en los bancos de caliza (capas competentes), terminándose o desplazándose al propagarse por los bancos de margas (capas incompetentes). ..... 90
- Figura 6.1. Mapa de la Cuenca Neuquina, los recuadros indican la ubicación de los sectores relevados (LY – anticlinal La Yesera, R – Rahuco, HUN – Huncal y SVM – Sierra de la Vaca Muerta). ..... 94
- Figura 6.2. (a) Mapa geológico del área denominada Huncal, modificado de Leanza *et al.* (2003), Zamora Valcarce *et al.* (2009), Rojas Vera *et al.* (2015) y Ukar *et al.* (2017b). Ver ubicación del área en la Figura 6.1. (b) Sección estructural esquemática (B - B') tomada de Rojas Vera *et al.* (2015), ver ubicación en el mapa. .... 95
- Figura 6.3. (a) Perfil estratigráfico de la zona de Huncal tomado de Leanza *et al.* (2003), en rojo se indican los sectores relevados (ver ubicación de los sitios en la Figura 6.2). (b) Imagen del afloramiento de la Formación Vaca Muerta donde se observa una vena de calcita paralela a la estratificación o *beef* intercalada entre las pelitas características de la unidad en esta zona de la cuenca. (c) Pelitas de la Formación Vaca Muerta con intercalaciones de bancos calcáreos más resistentes. .... 96
- Figura 6.4. (a) Histograma de frecuencia de fracturas según su rumbo luego de la corrección estructural en la zona de Huncal. (b) Resultados obtenidos en la zona de Huncal para cada sitio de muestreo (ver ubicación en la Figura 6.2). Arriba: proyección del hemisferio inferior de igual área con los polos de fracturas y sus contornos de densidades; el círculo máximo en línea punteada corresponde al rumbo e inclinación de los bancos en el sitio de muestreo. Centro: polos de fracturas y contornos de densidad luego de la corrección estructural. Abajo: proyección del hemisferio inferior de igual ángulo mostrando los círculos máximos que corresponden a los planos medios de Fisher de las familias identificadas en los sitios luego de la corrección estructural, y los diagramas de rosa asociados con el tamaño de los intervalos definido en función al tamaño de la muestra (Sanderson y Peacock, 2020). ..... 98
- Figura 6.5. (a) Imagen de un afloramiento del Sitio 2 donde se observa que las fracturas orientadas en dirección NNE-SSO presentes en las pelitas, no se propagan hacia el *beef* que se encuentra por encima. (b) Imagen de un afloramiento en el Sitio 3 donde se observa que la mayoría de las fracturas NNO-SSE en las pelitas no se propagan hacia el banco dolomítico suprayacente. .... 99
- Figura 6.6. Resultados del relevamiento de fracturas en los intrusivos presentes en el Sitio 1. En la fotografía se observa una estructura plumosa sobre un plano de una fractura ENE-OSO ..... 100
- Figura 6.7. (a) Mapa geológico de la zona del anticlinal La Yesera modificado de Holmberg *et al.* (1975), Rojas Vera *et al.* (2015) y Turienzo *et al.* (2020) (ver ubicación en la Figura 6.1). El sitio de muestreo 1 en este caso corresponde a la localidad tipo

de la Formación Vaca Muerta denominada Puerta Curaco. (b) Sección estructural esquemática (C - C') tomada de Turienzo *et al.* (2020), ver ubicación en el mapa. 102

Figura 6.8. (a) Perfil sedimentario tomado de Capelli *et al.* (2018) realizado en el área de Puerta Curaco (Sitio 1 – Figura 6.7), se indica en rojo la sección relevada. (b, c) Fotografías de afloramientos de la Formación Vaca Muerta en el área de Puerta Curaco. .... 103

Figura 6.9. (a) Histograma que muestra los resultados de la frecuencia de fracturas por el rumbo luego de la corrección estructural en la zona del anticlinal La Yesera. (b) Resultados obtenidos en el área Anticlinal La Yesera para cada sitio de muestreo (ver ubicación en la Figura 6.7). Arriba: proyección del hemisferio inferior de igual área con los polos de fracturas y sus contornos de densidades; el círculo máximo en línea punteada corresponde al rumbo e inclinación de los bancos en el sitio de muestreo. Centro: polos de fracturas y contornos de densidad luego de la corrección estructural. Abajo: proyección del hemisferio inferior de igual ángulo mostrando los círculos máximos que corresponden a los planos medios de Fisher de las familias identificadas en los sitios luego de la corrección estructural, y los diagramas de rosa asociados con el tamaño de los intervalos definido en función al tamaño de la muestra (Sanderson y Peacock, 2020). .... 105

Figura 6.10. Perfil realizado con el martillo de Schmidt en Puerta Curaco, sitio 1. Pueden observarse bajos valores del módulo de Young en los bancos con mayor contenido calcáreo y valores por debajo del umbral de resolución del instrumento en los bancos de grano más fino. .... 106

Figura 6.11. (a) Mapa Geológico de la zona Rahueco modificado de Rojas Vera *et al.* (2015), Sánchez *et al.* (2018), y Turienzo *et al.* (2020) (ver ubicación en la Figura 6.1). (b) Sección estructural esquemática (D-D') tomada de Lebinson *et al.* (2015) y Turienzo *et al.* (2020), ver ubicación en el mapa. .... 108

Figura 6.12. (a) Perfil sedimentológico de la Formación Vaca Muerta en la zona de Rahueco tomado de Spalletti *et al.* (2008). Fotografías de los afloramientos relevados en el (b) Sitio 1 y (c) Sitio 2 (ver ubicación en el mapa de la Figura 6.11). .... 109

Figura 6.13. (a) Histograma que muestra los resultados de la frecuencia de fracturas por el rumbo luego de la corrección estructural en la zona de Rahueco. (b) Resultados obtenidos en el área Rahueco para cada sitio de muestreo (ver ubicación en la Figura 6.11). Izquierda: proyección del hemisferio inferior de igual área con los polos de fracturas y sus contornos de densidades, el círculo máximo en línea punteada corresponde al rumbo e inclinación de los bancos en el sitio de muestreo. Centro: polos de fracturas y contornos de densidad luego de la corrección estructural. Derecha: proyección del hemisferio inferior de igual ángulo mostrando los círculos máximos que corresponden a los planos medios de Fisher de las familias identificadas en los sitios luego de la corrección estructural, y los diagramas de rosa asociados con el tamaño de los intervalos definido en función al tamaño de la muestra (Sanderson y Peacock, 2020). .... 110



Figura 7.1. Ubicación de las zonas relevadas (SVM – Sierra de la Vaca Muerta, HUN – Huncal, R – Rahueco y LY – anticlinal La Yesera) en (a) un esquema estratigráfico del Sistema Vaca Muerta-Quintuco, y (b, c, d) en las reconstrucciones paleogeográficas desde el Tithoniano inferior al Valanginiano inferior modificados de Gulisano *et al.* (1984), Legarreta y Ulian (1991), Leanza *et al.* (2011), Legarreta y Villar (2015). ..... 114

Figura 7.2. Mapa con la ubicación de los sectores relevados (LY – anticlinal La Yesera, RA – Rahueco, HUN – Huncal y SVM – Sierra de la Vaca Muerta). Las rosetas muestran los resultados obtenidos en cada zona, en sombreado naranja se indica la familia de fracturas que sistemáticamente muestran trazas más largas y persistentes; son además caracterizadas como las más antiguas del sistema. La amplitud angular de los pétalos de las rosetas se estableció en función del “n”. Las cruces violetas indican bloques en el subsuelo con datos de fracturas publicados (FM – Filo Morado, Fantín *et al.*, 2014; ET – El Trapial, Lombardo, 2022; LJ – Loma Jarillosa, Hernández-Bilbao, 2016; AP – Aguada Pichana, Estrada *et al.*, 2018). También se incluyen las estructuras del basamento mapeadas por Cristallini *et al.* (2009) en la zona del Engolfamiento Neuquino y los lineamientos del subsuelo que plantean Turienzo *et al.* (2020) en la zona del anticlinal la Yesera..... 117

Figura 7.3. Ubicación de las zonas relevadas respecto (a) al frente orogénico inferido para el Cretácico Tardío-Paleoceno por Rojas Vera *et al.* (2015); (b) al frente orogénico actual. .... 120

Figura 7.4. Etapas de deformación sinorogénicas de las fajas plegadas y corridas y la configuración del campo de esfuerzos en cada sector (Tavani *et al.*, 2015). Arriba se indican los dominios del sistema orogénico (DeCelles y Giles, 1996). ..... 122

Figura 7.5. (a) Mapa esquemático del frente orogénico del Cretácico Tardío-Paleoceno con la dirección de los esfuerzos horizontales según las etapas de deformación de Tavani *et al.* (2015). El frente presenta una curvatura y la dirección de los esfuerzos extensionales (flechas azules) se adaptan a esta a lo largo de su rumbo en el sector de la antifosa (Tavani *et al.*, 2019). Se indican las zonas relevadas y las fracturas asociadas en este trabajo al evento de deformación Cretácico Tardío-Paleoceno. (b) Formación de fracturas asociadas a la evolución del plegamiento (Stearns y Friedman, 1972). (c) Diagramas esquemáticos del patrón de fracturas en la zona de la Sierra de la Vaca Muerta. Primero, se forman las fracturas sistemáticas ONO-ESE y las fracturas ortogonales N-S respondiendo a una etapa de extensión a lo largo del rumbo en el dominio de la antifosa (arriba) que habría ocupado este sector durante el Cretácico Tardío-Paleoceno; luego se forman las familias de fracturas NO-SE y NE-SO, respondiendo a la reconfiguración de los esfuerzos al progresar la deformación hacia el antepaís, con el  $\sigma_1$  horizontal y perpendicular al rumbo del frente orogénico en una etapa de acortamiento paralelo a las capas (Figura 7.4). ..... 124

Figura 8.1. Modelo DFN original logrado con los parámetros de la Tabla 8.1 (izquierda) y roseta de igual área ponderada por la longitud de las fracturas sintéticas generadas (derecha). ..... 134

Figura 8.2. (a) Densidad de intersecciones en el modelo DFN realizado, la escala de colores indica la cantidad de intersecciones por unidad de área. (b) Mapa de *clusters* generados a partir de fracturas interconectadas; la escala de color indica la cantidad de fracturas que componen el *cluster*. Distribución de la (c) frecuencia de la longitud sumada de fracturas pertenecientes a cada *cluster* y (d) proporción de la longitud de fracturas pertenecientes a cada *cluster*, según la sumatoria total de las longitudes de las fracturas. Este gráfico permite visualizar la importancia relativa de cada *cluster*.  
..... 135

Figura 8.3. Tensor de permeabilidad obtenido para el modelo DFN (Figura 8.1) .. 136

Figura 8.4. Modelo DFN con la incorporación de corredores ONO-ESE. (a) Densidad de intersecciones de trazas de fracturas, la escala de colores indica la cantidad de intersecciones por unidad de área. (b) Mapa de *clusters* generados a partir de fracturas interconectadas, la escala de color indica la cantidad de fracturas que componen el *cluster*. (c) Roseta de igual área ponderada por la longitud de las fracturas sintéticas. (d) Tensor de permeabilidad obtenido para el modelo. .... 137

Figura 8.5. Distribución de la frecuencia de la longitud sumada de fracturas pertenecientes a cada *cluster* (arriba); y proporción de la longitud de fracturas pertenecientes a cada *cluster* (abajo) según la sumatoria total de las longitudes de las fracturas en: (a) modelo DFN original, (b) modelo DFN original agregando corredores ONO-ESE y (c) modelo DFN original agregando corredores ENE-OSO. .... 138

Figura 8.6. Modelo DFN con la incorporación de corredores ENE-OSO. (a) Densidad de intersecciones de trazas de fracturas, la escala de colores indica la cantidad de intersecciones por unidad de área. (b) Mapa de *clusters* generados a partir de fracturas interconectadas, la escala de color indica la cantidad de fracturas que componen el *cluster*. (c) Roseta de igual área ponderada por la longitud de las fracturas sintéticas. (d) Tensor de permeabilidad obtenido para el modelo. .... 139

Figura 8.7. Tensores de permeabilidad normalizados según el valor máximo obtenido para los modelos DFN original y DFNs con los corredores orientados en dirección ONO-ESE y ESE-OSO. .... 140

Figura 8.8. Comportamiento de las fracturas según su dirección frente a un esfuerzo máximo horizontal y regional N089°. Rosetas escaladas por área donde se observa (a) la tendencia de las fracturas al deslizamiento (Ts), y (b) la tendencia de las fracturas a dilatación (Td). .... 142

Figura 8.9. Mapa de *clusters* e histogramas de frecuencia de la longitud sumada de fracturas pertenecientes a cada *cluster* (arriba) y proporción de la longitud de fracturas pertenecientes a cada *cluster* (abajo) según la sumatoria total de las longitudes de las fracturas para (a) el modelo DFN y (b) para el modelo DFN luego de la eliminación de la familia N-S (baja Td y baja Ts). .... 143

Figura 8.10. Mapa de *clusters* e histogramas de frecuencia de la longitud sumada de fracturas pertenecientes a cada *cluster* (arriba) y proporción de la longitud de fracturas

pertenecientes a cada *cluster* (abajo) según la sumatoria total de las longitudes de las fracturas para (a) el modelo DFN con corredores ONO-ESE y (b) para el mismo modelo luego de la eliminación de la familia N-S (baja Td y baja Ts)..... 144

Figura 8.11. Mapa de *clusters* e histogramas de frecuencia de la longitud sumada de fracturas pertenecientes a cada *cluster* (arriba) y proporción de la longitud de fracturas pertenecientes a cada *cluster* (abajo) según la sumatoria total de las longitudes de las fracturas para (a) el modelo DFN con corredores ENE-OSO y (b) para el mismo modelo luego de la eliminación de la familia N-S (baja Td y baja Ts)..... 145

Figura 8.12. Tensores de permeabilidad normalizados según el valor máximo obtenido para los modelos DFN sin la Familia N-S. .... 146



# Capítulo 1

## Introducción

### 1.1. Introducción

La presencia de fracturas naturales es el resultado de procesos de deformación frágil en la corteza terrestre. Estas estructuras sirven como indicadores de orientaciones de paleoesfuerzos y se han utilizado a lo largo de los años para mapear las trayectorias del campo de esfuerzos regional (Engelder y Geiser, 1980; Hancock, 1985; Pollard y Aydin, 1988; Hancock, 1991; Arlegui y Simón, 2001). En los últimos años, su estudio y análisis se ha incrementado debido al progresivo interés de varias actividades, en especial de la industria petrolera en reservorios no convencionales. La caracterización de las redes de fracturas naturales es fundamental en la producción de reservorios de baja o nula permeabilidad debido a la influencia que ejercen sobre el flujo de fluidos (e.g., Aguilera, 2000; Larsen y Gudmundsson, 2010; Hardebol *et al.*, 2015) y a su interacción con los tratamientos de estimulación hidráulica (e.g., Economides y Nolte, 2000; Weng *et al.*, 2011). Su análisis es fundamental, tanto para reservorios de hidrocarburos como para acuíferos de agua subterránea y sistemas geotérmicos, ya que su caracterización es indispensable para la potencial explotación del recurso.

El muestreo y caracterización de la red de fracturas utilizando datos de subsuelo suele tener limitaciones debido a la baja cobertura espacial de los pozos, sumado al sesgo en el muestreo asociado a su orientación, y al hecho de que las fracturas de mesoescala se encuentran por debajo de la resolución de los métodos sísmicos (Sanderson, 2016). El análisis de fracturas en afloramientos puede mitigar este problema al proporcionar mediciones de atributos de fractura, tales como la longitud, las relaciones de corte, la conectividad y la distribución espacial, características

difíciles de observar con las técnicas de subsuelo. De esta manera, para mejorar la caracterización de un reservorio, puede utilizarse el análisis de fracturas naturales en afloramientos como análogo de los que sucede en profundidad (e.g., Panza *et al.*, 2016; Gutmanis *et al.*, 2018; Lepillier *et al.*, 2019; Giuffrida *et al.*, 2020; Ciancio *et al.*, 2022).

En la Cuenca Neuquina, la Formación Vaca Muerta es considerada la principal roca generadora de hidrocarburos. Está compuesta por una sucesión naturalmente fracturada de margas y calizas con alto contenido orgánico (Uliana *et al.*, 1999) y corresponde a depósitos de cuenca asociados a una marcada ingresión marina durante el Jurásico Superior al Cretácico Inferior (Legarreta y Villar, 2012). Esta unidad tiene impacto mundial por sus recursos y su calidad como reservorio no convencional, resaltando la importancia de la caracterización de las fracturas naturales que la afectan para la producción del reservorio. La presencia de fracturas provoca variaciones en las propiedades geomecánicas de la roca, lo cual puede influir en la geometría y el tamaño de las fracturas inducidas durante la producción y/o estimulación del reservorio no convencional (Teufel y Clark, 1984; Warpinski y Teufel, 1987; Lazzari *et al.*, 2015). Existen numerosos trabajos que se enfocan en comprender la fracturación de la unidad a través de información obtenida en afloramientos y subsuelo (Fantín *et al.*, 2014; Sagasti *et al.*, 2014; Branellec *et al.*, 2015; Lazzari *et al.*, 2015; Hernandez-Bilbao, 2016; Marchal *et al.*, 2016; Ukar *et al.*, 2017b; Estrada *et al.*, 2018; Zarian *et al.*, 2018; Giacosa, 2020; Ukar *et al.*, 2020; Lombardo, 2022). En todos estos trabajos se trata de realizar una caracterización del reservorio no convencional, evaluar las variaciones de las propiedades geomecánicas en la unidad, confeccionar modelos de la red de fracturas y validar mapas de probabilidad de fracturamiento, entre otros. Esta tesis pretende realizar un aporte al conocimiento del fracturamiento de la Formación Vaca Muerta a partir de la caracterización de la red de fracturas en diversos afloramientos de la unidad en la faja plegada y corrida, donde pueden definirse características de la red que son difíciles de observar a partir de la información obtenida en el subsuelo. Además, se realiza una integración de estas estructuras a nivel regional a partir de los datos relevados en este trabajo y de información publicada a lo largo de la cuenca.

## 1.2. Objetivos

Los objetivos principales de este trabajo consisten en realizar una caracterización del patrón de fracturas naturales en afloramientos de la Formación Vaca Muerta localizados en diferentes posiciones de la cuenca, integrar los resultados en un modelo tectónico evolutivo y simular una red de fracturas que refleje esta caracterización y permita entender la sensibilidad de diferentes elementos estructurales sobre el comportamiento hidráulico resultante de la unidad. Para ello, el análisis se basó fundamentalmente en los afloramientos de la unidad presentes en el sector de la Sierra de la Vaca Muerta, y se relevaron otros afloramientos a lo largo de la faja plegada y corrida de Neuquén con el objetivo de diferenciar características regionales de las locales del fracturamiento.

Se analizan mediciones realizadas en el campo y se interpretan imágenes aéreas y una nube de puntos adquiridas a partir de un relevamiento con un vehículo aéreo no tripulado (UAV) o dron en un sector de la Sierra de la Vaca Muerta. A partir del relevamiento aéreo se extraen las longitudes de las fracturas para analizar el ajuste con distintas leyes de distribución, un parámetro clave para la realización del modelo de la red de fracturas discretas.

Los resultados de cada zona se integran considerando la estructura regional y la historia tectónica de la Cuenca Neuquina con el objetivo de evaluar la existencia de un patrón de fracturas regional. Luego, se propone un modelo evolutivo que explique la cronología y distribución de las fracturas, su vínculo con la estructuración y geodinámica de la cuenca.

Por último, con los resultados obtenidos se realiza un modelo de la red de fracturas discretas (DFN por sus siglas en inglés: Discrete Fracture Network) bidimensional para evaluar la incidencia de elementos particulares en la conectividad y permeabilidad de fractura presente en la unidad analizada.

Es importante mencionar que este estudio pretende aportar un abordaje científico a un tema aplicado en la industria hidrocarburífera y de interés económico, sobre el cual la información accesible es parcial y el conocimiento no se encuentra totalmente disponible ni integrado. No se plantea aquí un enfoque ingenieril al problema estudiado, sino una aproximación centrada en aspectos geométricos de la

fracturación, su vinculación con el marco tectónico regional, y un aporte a su comprensión y análisis geomecánico.

### 1.3. Metodología general

En primer lugar, se realizó una recopilación y análisis bibliográfico sobre el relevamiento y caracterización de fracturas en afloramientos, y sobre el procesamiento de datos obtenidos a partir de la interpretación de imágenes aéreas. Se recopilaron los estudios de fracturas en la Cuenca Neuquina, más específicamente en la Formación Vaca Muerta, tanto en afloramiento como en subsuelo.

Se realizaron campañas a la provincia de Neuquén con el fin de relevar fracturas naturales en los afloramientos de la Formación Vaca Muerta. Las fracturas fueron medidas sobre los estratos aflorantes utilizando la técnica de medición de trazas denominada *scanlines* tanto lineales como circulares (Priest y Hudson, 1981; Mauldon *et al.*, 2001; Rohrbaugh Jr *et al.*, 2002). Asimismo, fueron relevadas *in-situ* las propiedades mecánicas de los bancos utilizando el martillo de Schmidt. También se obtuvieron imágenes aéreas y una nube de puntos de un afloramiento ubicado en la Sierra de la Vaca Muerta.

Luego del análisis de los datos obtenidos en el campo, la interpretación manual de trazas de fracturas en la imagen aérea y la interpretación semi-automática de la nube de puntos, se realizó la integración de los resultados para la Sierra de la Vaca Muerta, y para los otros afloramientos relevados a lo largo de la faja.

Posteriormente, los resultados obtenidos para cada zona relevada a lo largo de la faja plegada y corrida de Neuquén se integraron con otros estudios de fracturamiento natural tomados de la literatura, y fueron utilizados conjuntamente para la confección de un modelo evolutivo de la fracturación en el contexto estructural y tectónico de la Cuenca Neuquina.

Por último, a partir de los resultados obtenidos se realizó un DFN, utilizando softwares de uso libre y código abierto, se evaluó la conectividad y el tensor de permeabilidad de la red de fracturas considerando distintos escenarios. Además, se evaluó la tendencia de las fracturas a deslizarse o dilatarse frente a la dirección actual conocida del campo de esfuerzos regional, lo que puede producir variaciones en la conectividad y en el tensor de permeabilidad del sistema de fracturas.



#### 1.4. Ubicación de las zonas relevadas

Las fracturas fueron relevadas sobre afloramientos de la Formación Vaca Muerta ubicados a lo largo de las fajas plegadas y corridas del Agrio y Chos Malal. Se abordaron cuatro zonas, entre las latitudes 37°S y 39°S, en el ámbito de la Sierra de la Vaca Muerta, el pueblo de Huncal, el anticlinal La Yesera y la localidad de Rahueco (Figura 1.1).

La Sierra de la Vaca Muerta se encuentra entre los 38° 30' y 38° 54' de latitud sur y los 70° y 70° 20' de longitud oeste (Figura 1.1). Se ubica al norte de la ciudad de Zapala, sobre la ruta nacional N°40. Representa una localidad clásica donde aflora la Formación Vaca Muerta y el afloramiento tipo denominado Mallín de los Caballos. En la zona se encuentra la comunidad de Cheuquel, y la Escuela Primaria 75 Albergue Don Enrique Cheuquel.

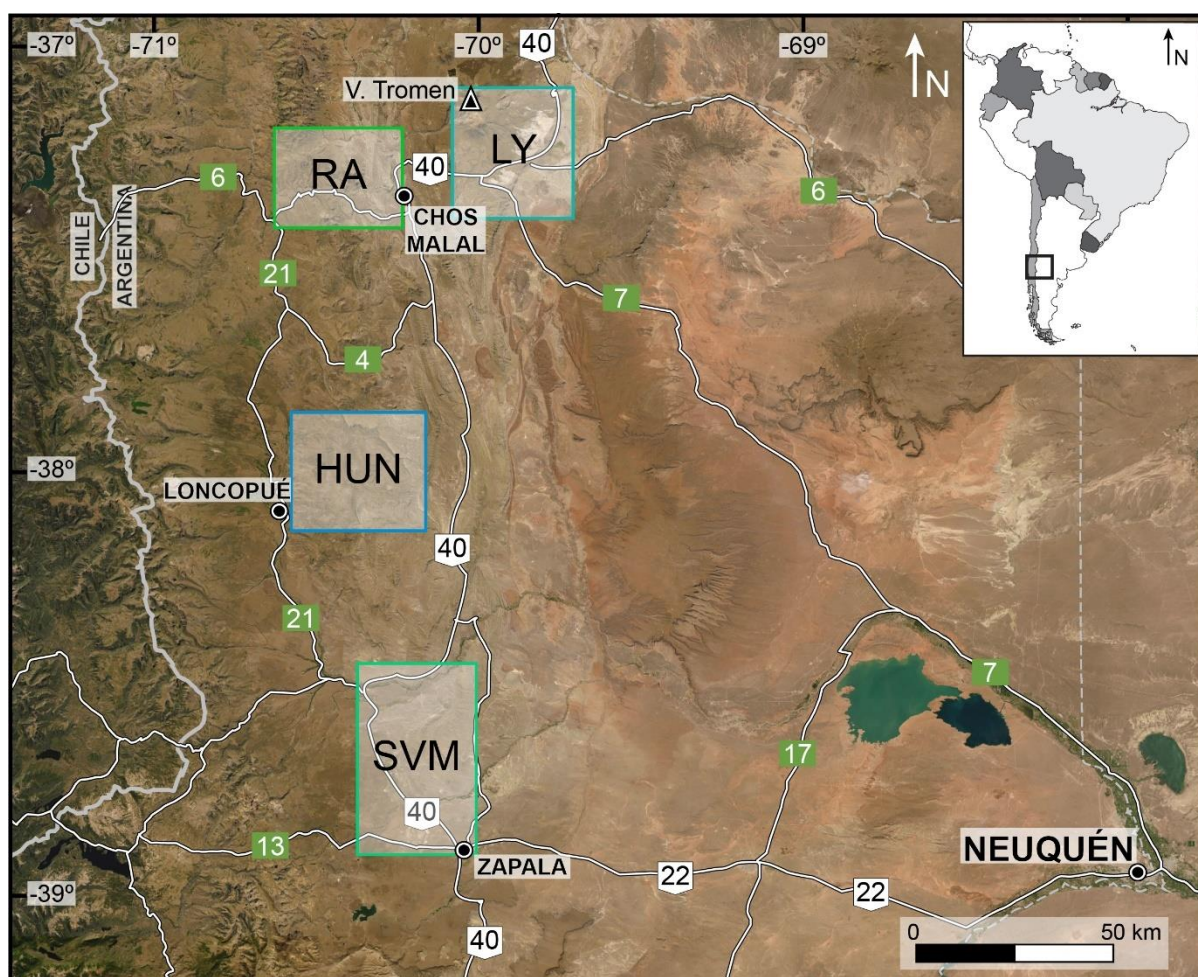


Figura 1.1. Mapa de ubicación de las zonas relevadas (SVM – Sierra de la Vaca Muerta, HUN – Huncal, LY – La Yesera, RA – Rahueco)

El sector homónimo a la localidad de Huncal, en el ámbito del Cerro Mocho está ubicado entre 37° 50' y 38° 10' de latitud sur y 70° 10' y 70° 35' de longitud oeste (Figura 1.1). Esta zona se encuentra al este de la localidad de Loncopué y entre la ruta nacional N°40 al este y la ruta provincial N°21 al oeste. La zona lleva este nombre por la presencia del afloramiento del Miembro Huncal de la Formación Vaca Muerta.

La zona de la Yesera se ubica al sudeste del Volcán Tromen, entre los 37°10' y 37° 25' de latitud sur y los 69° 50' y 70° 05' de longitud oeste y es atravesada por la ruta nacional N°40 (Figura 1.1). Se la denomina así ya que los afloramientos relevados de la Formación Vaca Muerta se ubican a lo largo del anticlinal La Yesera. La localidad tipo de la Formación Vaca Muerta denominada Puerta Curaco queda comprendida dentro del área.

Por último, la zona de Rahueco se ubica entre los 37° 15' y 37° 30' de latitud sur y los 70° 15' y 70° 35' de longitud oeste, al oeste de la localidad de Chos Malal (Figura 1.1). Hacia el noroeste se encuentra la Cordillera del Viento y hacia el noreste el Volcán Tromen. Recibe este nombre por la cercanía con el anticlinal Rahueco ubicado al sudoeste del área.

## 1.5. Organización de la tesis

*Capítulo 1: Introducción.* Se presenta la temática y los objetivos a abordar en el presente trabajo. Se hace una breve descripción de la metodología a utilizar, se describe la ubicación de las zonas relevadas y se resume el contenido de los siguientes capítulos.

*Capítulo 2: Introducción a las fracturas naturales.* Se realiza una introducción teórica de las características de las fracturas naturales y las redes que forman. También se mencionan las aplicaciones del análisis de fracturas.

*Capítulo 3: Marco geológico.* Se realiza una descripción de la geología de la Cuenca Neuquina y sus provincias geológicas. Se incluye una recopilación bibliográfica de los estudios de fracturas realizados en la Formación Vaca Muerta.

*Capítulo 4: Metodología.* Se describen las metodologías utilizadas para el relevamiento de fracturas, en el campo, a partir de interpretación de imágenes aéreas, y determinadas a partir de nubes de puntos generadas por medio de vuelos de dron.

*Capítulo 5: Fracturas en la Sierra de la Vaca Muerta.* Se presentan los resultados obtenidos en la Sierra de la Vaca Muerta en el campo, en las imágenes aéreas y en la nube de puntos. Se realiza una caracterización del patrón de fracturas en la zona. Se incluyen resultados propios y bibliográficos de las fracturas presentes en las formaciones Tordillo y La Manga.

*Capítulo 6: Relevamiento de fracturas naturales de la Formación Vaca Muerta en otros sectores de la faja plegada y corrida de Neuquén.* Se describen los resultados de mediciones de fracturas realizadas sobre afloramientos de la Formación Vaca Muerta ubicados a lo largo de la Faja Plegada y Corrida del Agrio y la parte sur de la Faja Plegada y Corrida de Chos Malal.

*Capítulo 7: Interpretación del origen de las fracturas naturales en la Formación Vaca Muerta.* Se realiza una integración regional de los resultados obtenidos en los distintos sectores de la faja plegada y corrida, y se analiza la temporalidad y distribución de las fracturas enmarcando los resultados en la evolución estructural y tectónica de la cuenca.

*Capítulo 8: Modelado de la red de fracturas discretas.* Se realiza un modelo de la red de fracturas discretas a partir de los resultados obtenidos y se evalúa la conectividad y permeabilidad del sistema de fracturas en base a diversos escenarios y contemplando la tendencia de las fracturas a dilatarse o deslizarse en función del campo de esfuerzos actual.

*Capítulo 9: Conclusiones.* Se resumen las principales conclusiones obtenidas en este trabajo y se señalan posibles líneas de trabajo futuras.



## Capítulo 2

# Introducción a las fracturas naturales

### 2.1. Estructuras de deformación frágil

La deformación de las rocas corresponde a cambios en la posición o en la relación entre la posición de las partículas como consecuencia de la aplicación de un campo de esfuerzos. En particular, cuando los esfuerzos producen rotura y pérdida de continuidad en la roca se habla de deformación frágil. Este tipo de deformación incluye la rotación, fracturación y reorganización de las partículas, y el deslizamiento friccional entre estas (Twiss y Moores, 1992; Martínez Catalán, 2003; Fossen, 2010).

Las estructuras que se producen en respuesta a la deformación dependen principalmente del medio sobre el cual actúan los esfuerzos. En rocas que presentan baja porosidad suelen producirse fracturas que corresponden a superficies de ruptura planares o semiplanares (Fossen, 2010). Estas estructuras representan discontinuidades donde las rocas o minerales se rompen debido a la pérdida de cohesión (eg. Twiss y Moores, 1992), y pueden generar espacios libres donde se acumulan fluidos (Fossen, 2010). No están vinculadas únicamente a esfuerzos tectónicos, sino que también existen fracturas que se originan como respuesta a cambios de temperatura, desecación, entre otros procesos (Martínez Catalán, 2003).

### 2.2. Clasificación de fracturas

Las fracturas se clasifican en base al desplazamiento relativo que tiene lugar entre las superficies generadas por la ruptura. La clasificación más utilizada, distingue tres tipos de fracturas denominados Modo I, Modo II y Modo III (Figura 2.1) (Twiss y

Moore, 1992; Fossen, 2010); cuando estos modos se encuentran combinados se denominan fracturas híbridas (Hancock, 1985).

Las fracturas de Modo I corresponden a fracturas de tensión o extensión (Figura 2.1 Modo I). También son denominadas diaclasas, cuando se encuentran vacías, o venas, cuando presentan rellenos minerales. El desplazamiento de apertura es perpendicular a las paredes de la fractura y paralelo a la dirección de menor esfuerzo,  $\sigma_3$ . Generan espacios que pueden ser ocupados por minerales o fluidos. En muchos casos, este tipo de fracturas suele presentar estructuras plumosas en sus superficies que pueden utilizarse como indicadores del modo de fracturación (Engelder, 1987; Pollard y Aydin, 1988; Hancock, 1985; Ferrill *et al.*, 2020).

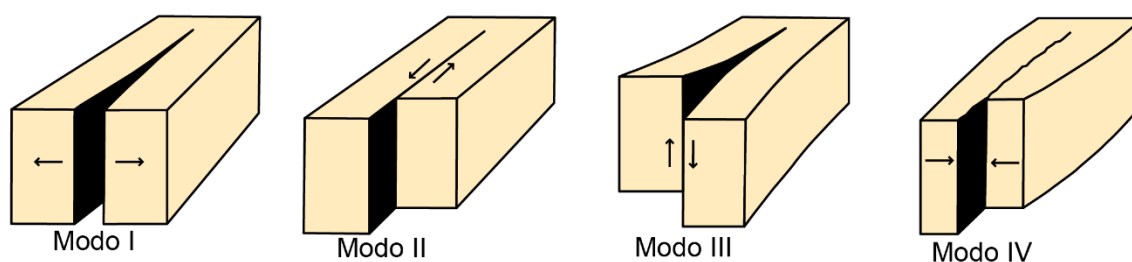


Figura 2.1. Clasificación de fracturas según el desplazamiento relativo entre las superficies de ruptura, tomado de Fossen (2010).

Las fracturas de Modo II y III son fracturas de cizalla (*shear fractures*). En este caso, el movimiento es paralelo a las superficies de fracturación. La diferencia se encuentra en que el desplazamiento se da a lo largo de las fracturas en el caso de las de Modo II (Figura 2.1 Modo II), y como un movimiento de tijera paralelo al frente de las fracturas en las de Modo III, conocidas como fracturas de desgarre (Figura 2.1 Modo III). Suelen desarrollarse en condiciones de temperatura y presión de confinamiento más altas que las de Modo I, a un ángulo de menos de  $45^\circ$  respecto a la dirección de máxima compresión,  $\sigma_1$ . Este tipo de fracturas suele reconocerse por los movimientos de cizalla paralelos a las fracturas y por la presencia de indicadores como fracturas de Riedel o estrías (Mandl, 2005; Ferrill *et al.*, 2020).

Algunos autores incluyen en la clasificación fracturas de Modo IV (*e.g.*, Fossen, 2010), reconocidas como fracturas de contracción o de cierre (Figura 2.1 Modo IV). En este caso los desplazamientos son contraccionales y las fracturas son rellenadas con residuos inmóviles de la roca, como en el caso de las estilolitas.

Muchas fracturas presentan evidencias que muestran la combinación de dos o más modos de fracturación, los cuales pueden haber ocurrido sincrónica o secuencialmente (Peacock *et al.*, 2018). Sin embargo, en muchos casos es difícil determinar el modo de fracturación debido a que las características diagnósticas, como las estructuras plumosas o las marcas de desplazamiento, pueden estar ausentes o son difíciles de identificar (Pollard y Aydin, 1988; Singhal y Gupta, 2010). Para evitar interpretaciones incorrectas, debido a la falta de evidencias del modo de fracturación se hace referencia a estas estructuras como 'fracturas' (Pollard y Aydin, 1988).

Las fracturas no se disponen de manera aislada, sino que, por lo general, se encuentran formando grupos o familias que pueden ser sistemáticas o no (Figura 2.2, Martínez Catalán, 2003). Las fracturas sistemáticas son paralelas o subparalelas entre sí y mantienen un espaciado regular (Figura 2.2). Por el contrario, son denominadas fracturas no sistemáticas cuando presentan una distribución espacial irregular, sus formas tienden a ser menos planares y no son paralelas entre sí (Figura 2.2). Ambas pueden desarrollarse en un mismo afloramiento.

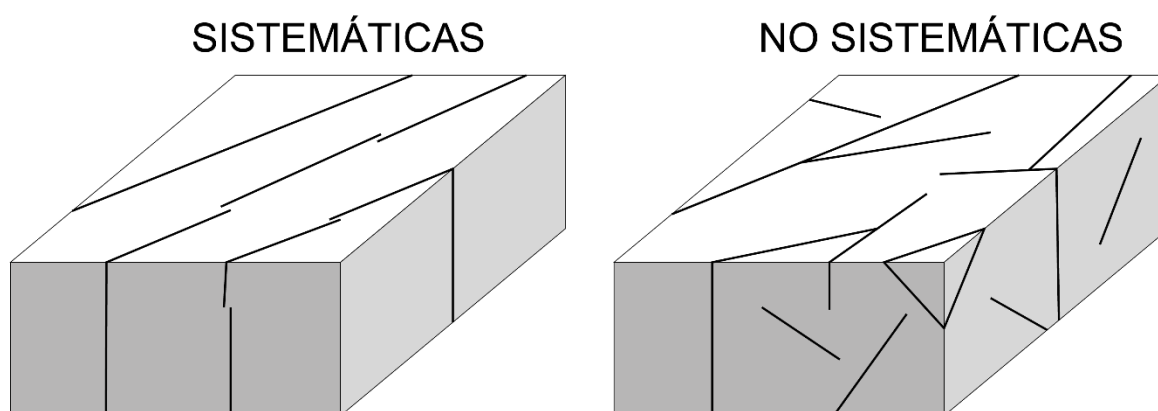


Figura 2.2. Esquemas de fracturas sistemáticas (izquierda) y no sistemáticas (derecha), tomado de Martínez Catalán (2003).

### 2.3. Espaciado entre fracturas

Se denomina espaciado entre fracturas a la distancia media perpendicular a las superficies contiguas de una misma familia (Figura 2.3), cuando las fracturas son sistemáticas. Este parámetro suele estar condicionado por la litología, la reología y el espesor de los bancos donde se generan las fracturas (Stearns y Friedman, 1969; Fossen, 2010). Hay estudios que demuestran que el espaciado entre fracturas de una

misma familia sigue una distribución lognormal (Narr y Suppe, 1991; Gross, 1993), esto quiere decir que es una distribución continua no aleatoria que está controlada por los mecanismos que generan las fracturas. También existen trabajos que demuestran que las fracturas de una familia sistemática se generan de manera secuencial debido a la reducción de esfuerzos alrededor de las fracturas que se forman (Hobbs, 1967; Rives *et al.*, 1992; Bai y Pollard, 2000).

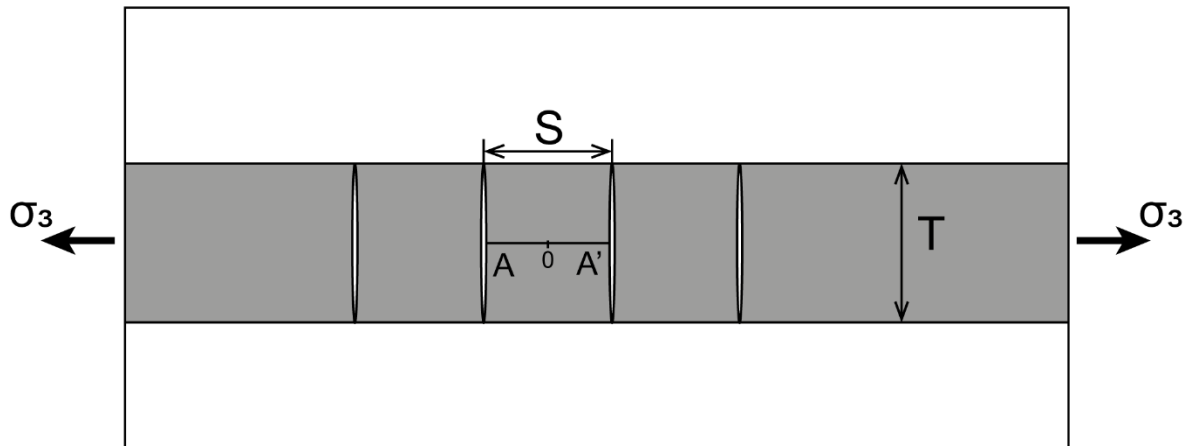


Figura 2.3. Esquema que muestra la distribución del espaciado (S) entre fracturas de una misma familia en un estrato de espesor T, la línea A-A' representa la distancia entre una fractura y la otra y el punto 0 indica el sector central entre ambas fracturas donde se generaría una nueva fractura si la relación S/T está por encima del valor crítico, modificado de Bai y Pollard (2000).

Al generarse una fractura, los esfuerzos tensionales a su alrededor disminuyen, provocando que la próxima fractura se genere a cierta distancia de la anterior, fuera de lo que se denomina sombra de reducción de esfuerzos (*stress shadow*) que la rodea, determinando así el espaciado entre las mismas (Bai y Pollard, 2000; Martínez Catalán, 2003). Por lo tanto, a mayor espesor del estrato mayor será el tamaño de las fracturas, la sombra de reducción de esfuerzos y, por ende, el espaciado. Bai y Pollard (2000) demuestran que existe un valor crítico para la relación entre el espaciado de las fracturas y el espesor del banco (S/T). Cuando la relación se encuentra por encima de este valor crítico el estrés será tensional en el sector central entre las fracturas, o sea en el medio de la línea A-A' (Figura 2.3), y cuando está por debajo, el estrés será compresivo a lo largo de toda la línea A-A' (Figura 2.3). Este valor crítico suele ser aproximadamente igual a 1.0, pero puede variar en función de diversos factores, como el módulo de Young y el coeficiente de Poisson de la capa fracturada y las capas vecinas, así como el estrés por sobrecarga (Bai y Pollard, 2000).



## 2.4. Patrones de fracturas

Es común que en la naturaleza se desarrolle más de una familia de fracturas y formen un patrón. Esos patrones se definen a partir de las interacciones entre las distintas familias formando ángulos más o menos constantes donde las fracturas de las distintas familias pueden cortarse entre sí o terminar contra las otras (Figura 2.4; Pollard y Aydin, 1988; Singhal y Gupta, 2010; Peacock y Sanderson, 2018).

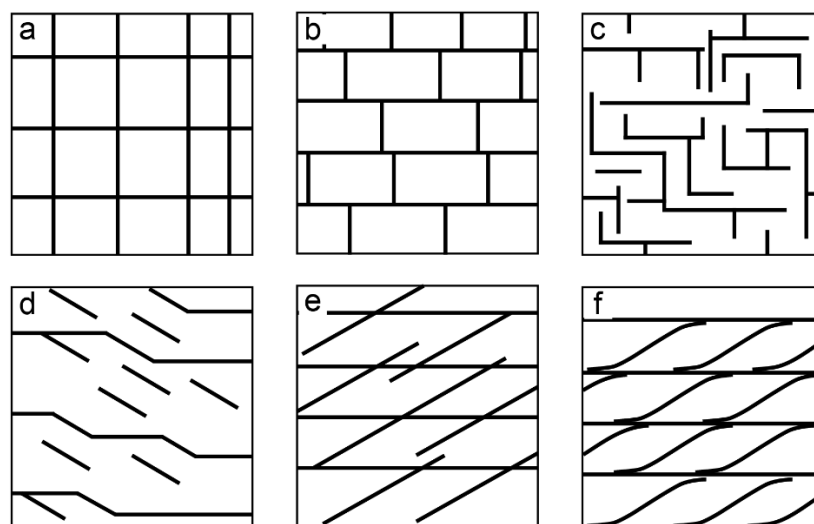


Figura 2.4. Esquemas de distintos tipos de patrones de fracturas en función de su geometría, (a, b, c) patrones ortogonales y (d, e y f) conjugados, tomado de Pollard y Aydin (1988).

Los patrones pueden clasificarse como ortogonales (Figura 2.4a, b y c), cuando las familias forman ángulos de  $90^\circ$ , o conjugados (Figura 2.4d, e y f), si el valor del ángulo está entre  $30^\circ$  y  $60^\circ$  (Pollard y Aydin, 1988; Martínez Catalán, 2003). Las terminaciones de las fracturas pueden ser rectas o curvarse hacia las fracturas que abaten (Figura 2.4). Las intersecciones entre las familias y la distribución espacial definirán el tipo de patrón desarrollado. Existen varios términos para describir la geometría de los patrones de fracturas: fracturas aisladas, *ladder*, radial, concéntrico y aleatorios (Peacock y Sanderson, 2018). En particular, el patrón denominado *ladder* está formado por una familia de fracturas largas predominante y una familia ortogonal formada por fracturas más cortas, cuyas longitudes se encuentran limitadas por el espaciado de las primeras (Figura 2.4b, Rawnsley *et al.*, 1992; Rives *et al.*, 1994; Ruf *et al.*, 1998; Bai *et al.*, 2002; Olson *et al.*, 2007). Este patrón es típico de sistemas de fracturas en secuencias de rocas estratificadas donde las fracturas suelen estar limitadas a las capas (Bai *et al.*, 2002).

## 2.5. Arreglos de fracturas en secuencias estratificadas

En secuencias de rocas estratificadas se reconocen dos tipos de sistemas de fracturas principales, denominados *stratabound* y *non-stratabound* (Figura 2.5, e.g., Gillespie *et al.*, 1999; Odling *et al.*, 1999; Guerreiro *et al.*, 2015; Giuffrida *et al.*, 2020). Estos sistemas hacen referencia a la propagación o no de las fracturas a través de las capas de roca. Cuando las fracturas están limitadas a bancos individuales se desarrollan sistemas *stratabound* (Figura 2.5a). En cambio, cuando en una secuencia de rocas las fracturas atraviesan las capas se desarrollan sistemas *non-stratabound* (Figura 2.5b).

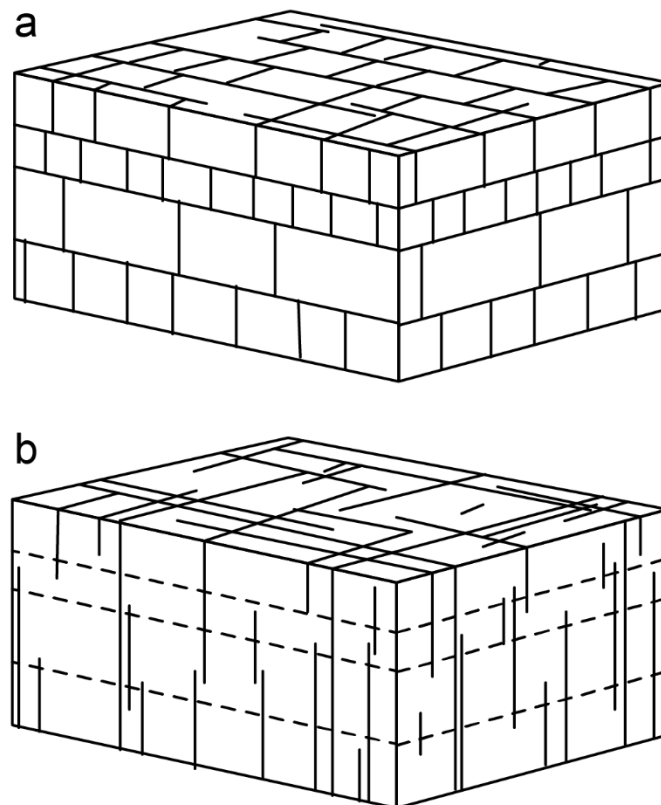


Figura 2.5. Diagramas esquemáticos de sistemas de fracturas (a) *stratabound* y (b) *non-stratabound*, tomado de Odling *et al.* (1999)

En los sistemas *stratabound* (Figura 2.5a) las fracturas terminan contra las superficies de estratificación, y la orientación, densidad y geometría del patrón de fracturas es propio de cada estrato (Gillespie *et al.*, 1999; Odling *et al.*, 1999). La distribución de longitudes de las fracturas suele ser lognormal o exponencial, que corresponden a leyes de distribución limitadas por la escala o *scale-limited* (Gillespie *et al.*, 1999; Odling *et al.*, 1999; Bonnet *et al.*, 2001). El espaciado entre las fracturas

tiende a ser regular y las familias de fracturas suelen formar patrones del tipo *ladder* (Odling *et al.*, 1999; Bai *et al.*, 2002). Estos sistemas suelen desarrollarse en secuencias de fracturas que se encuentran mecánicamente desacopladas, como en el caso de las secuencias donde alternan margas y calizas, o areniscas bien estratificadas (Gillespie *et al.*, 1999; Odling *et al.*, 1999; Cooke *et al.*, 2006). Por lo tanto, el patrón de fracturas desarrollado en cada capa es independiente del que se encuentra en las capas vecinas y así, la red de fracturas es esencialmente 2D dado que el espesor de las capas mecánicas es bajo respecto a su extensión lateral en cada capa. El sistema de fracturas en 3D se alcanza a partir del apilamiento de varias capas, cada una con su patrón (Odling *et al.*, 1999).

Por otro lado, cuando la secuencia de rocas es masiva, por ejemplo, en secuencias de areniscas donde los límites entre las capas son indefinidos o no se producen importantes contrastes mecánicos, el sistema de fracturas ocurre a lo largo de un rango de grandes tamaños y es *non-stratabound* (Figura 2.5b; Gillespie *et al.*, 1999; Odling *et al.*, 1999). Estos son sistemas verticalmente persistentes y tridimensionales. En general, no presentan espaciados regulares y la distribución de longitudes de fracturas suele ser *power law*: independiente de la escala y con patrones fractales (Gillespie *et al.*, 1999; Odling *et al.*, 1999; Bonnet *et al.*, 2001).

## 2.6. Temporalidad entre las familias de fracturas

La relación geométrica entre las familias de fracturas provee las bases para evaluar su temporalidad relativa. Cuando existe más de una familia de fracturas, su temporalidad puede ser definida observando las relaciones de corte entre ellas. La familia de fracturas más joven termina contra una familia de fracturas anterior (Figura 2.6; Hancock, 1985). Esto se debe a que estas estructuras no pueden propagarse a través de una superficie libre. Muchas veces, las terminaciones de las fracturas posteriores se curvan tomando orientaciones perpendiculares o paralelas al acercarse a fracturas existentes (Twiss y Moores, 1992; Peacock *et al.*, 2018).

Sin embargo, existen casos en que estas relaciones no se reconocen a simple vista y se genera cierta ambigüedad a la hora de definir su temporalidad. Esto sucede, por ejemplo, cuando una fractura se encuentra cementada; en este caso deja de actuar como una superficie libre y las fracturas más jóvenes pueden cortarla. También puede ocurrir que dos fracturas se nucleen en un mismo punto que coincide con una

fractura ya existente, considerando a esas dos fracturas nuevas como una sola (Martínez Catalán, 2003).

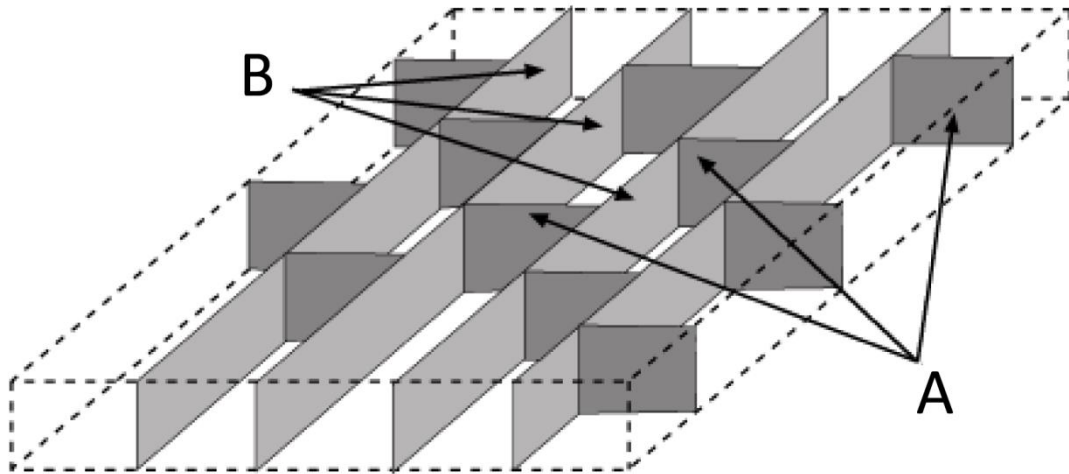


Figura 2.6. Relación temporal entre dos familias de fracturas A y B. Las fracturas A terminan contra las B lo que indica que las A son posteriores a las B, tomado de Martínez Catalán (2003).

Asimismo, en ocasiones un mismo patrón de fracturas puede generarse por distintos procesos que generan las mismas familias de fracturas con distinta temporalidad. Este es el caso del patrón de fracturas *ladder*, donde la interpretación más común es que las fracturas ortogonales más cortas se producen por una rotación de  $90^\circ$  del estrés principal regional luego de la formación de las fracturas sistemáticas más largas. Sin embargo, algunos estudios demuestran que con frecuencia la formación de este patrón de fracturas está asociado a un mismo evento de deformación (Bai *et al.*, 2002; Olson *et al.*, 2007). Se interpreta que este se produciría por una rotación local del campo de esfuerzos cuando el espaciado entre las fracturas sistemáticas más largas alcanza un valor crítico y el estrés entre fracturas adyacentes es compresivo y perpendicular a las mismas (Bai y Pollard, 2000). De esta manera, la formación de las familias de fracturas es sincrónica y, en ocasiones, puede haber múltiples generaciones de fracturas ortogonales (Olson *et al.*, 2007). Para identificar el proceso que generó este patrón pueden observarse otras estructuras presentes en el afloramiento que indiquen una rotación regional de los esfuerzos o, por el contrario, en el caso en que las fracturas ortogonales se dispongan selectivamente entre fracturas sistemáticas que presentan menor espaciado y no entre las fracturas más espaciadas, puede interpretarse que no hubo una rotación tectónica regional de los esfuerzos (Bai *et al.*, 2002).

## 2.7. Aplicaciones del estudio de fracturas

Las fracturas son estructuras que se encuentran en una amplia variedad de rocas y ambientes tectónicos. Debido a su desarrollo sistemático, han sido ampliamente utilizadas para el mapeo de trayectorias del campo de esfuerzos regional (e.g., Engelder y Geiser, 1980; Hancock, 1985; Hancock, 1991; Arlegui y Simón., 2001), al ser marcadores sensibles a sus cambios y reflejar sus variaciones locales asociadas a la presencia de estructuras mayores (Rawnsley *et al.*, 1992; Homberg *et al.*, 2004; Maerten *et al.*, 2016). Al determinar la relación entre las fracturas y otras estructuras en una región, es posible mapear diferentes episodios de deformación frágil en el tiempo, y contribuir al entendimiento de la evolución estructural de una zona (Pollard y Aydin, 1988).

El estudio de fracturas naturales es un campo de investigación en constante crecimiento debido a su aplicación en el estudio de sistemas de fracturas que pueden influir en el flujo de fluidos y las propiedades mecánicas de las rocas de la corteza, entre otras aplicaciones (Wang, 1991; Bear *et al.*, 1993; Tsang y Neretnieks, 1998; Bonnet *et al.*, 2001; Berkowitz, 2002; Olson *et al.*, 2009; de Dreuzy *et al.*, 2012). Por esta razón, entender la presencia de redes de fracturas puede aportar al manejo de la producción de hidrocarburos o de fluidos calientes en la energía geotérmica; el flujo de agua subterránea y transporte de contaminantes; el almacenamiento seguro de CO<sub>2</sub> y residuos peligrosos; el desarrollo de obras de ingeniería; entre otros (e.g., Nelson, 1985; Pollard y Aydin, 1988; Sibson, 1996; Adler y Thovert, 1999; Odling *et al.*, 1999; Bonnet *et al.*, 2001; Cilona *et al.*, 2016; García-Luna *et al.*, 2019).

En rocas que presentan baja permeabilidad, la red de fracturas puede servir como vía principal para el flujo de fluidos (Nelson, 1985). Entender la distribución espacial de la red de fracturas en un reservorio es fundamental para identificar los posibles vectores de permeabilidad para el flujo de fluidos. Al estudiar la orientación, espaciado, longitud, densidad e interacciones geométricas entre las fracturas que componen la red, se puede analizar la conectividad del sistema que condicionará la permeabilidad de fractura resultante de la roca (Cacas *et al.*, 1990; Bour y Davy 1997; de Dreuzy *et al.*, 2001; Odling *et al.*, 1999).

Particularmente, en reservorios de hidrocarburos el muestreo y caracterización de la red de fracturas suele obtenerse a partir de datos de subsuelo adquiridos

principalmente de registros de pozos y coronas. Sin embargo, estos métodos no proveen la información para describir de manera continua la red de fracturas, su geometría o conectividad. Por esta razón, el estudio de afloramientos ayuda a mejorar el entendimiento de los reservorios (Gross, 1993; Gross *et al.*, 1995; Hanks *et al.*, 1997; Wennberg *et al.*, 2006; Lacombe *et al.*, 2011; Storti *et al.*, 2011; Barbier *et al.*, 2012; Lavenu *et al.*, 2013; Bisdom *et al.*, 2016; Zambrano *et al.*, 2016; Burberry y Peppers 2017, Ciancio *et al.*, 2022; López Ordines *et al.*, 2022). En la actualidad, a partir de la determinación de los parámetros estadísticos diagnósticos de una red de fracturas en afloramientos y datos de subsuelo, se realizan modelos discretos que sirven para simular la red de fracturas en un volumen de roca determinado y así poder evaluar la conectividad y permeabilidad de fracturas (Lei *et al.*, 2016).

## Capítulo 3

### Marco geológico

#### 3.1. Marco tectónico regional

Las zonas de estudio se encuentran localizadas en la provincia de Neuquén, en el sector centro-oeste de la Argentina. Este sector está ubicado en los Andes Centrales (Figura 3.1, Gansser, 1973; Ramos, 1999a), que se extienden desde el Golfo de Guayaquil ( $04^{\circ} 00'S$ ) hasta el Golfo de Penas ( $46^{\circ} 30'S$ ). Es el resultado de la subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana, constituyendo un orógeno de tipo Andino (Ramos, 2009).

A partir de las variaciones en la geometría de la zona de subducción, los Andes Centrales se subdividen en cuatro sectores, de norte a sur: el *Flat Slab* Peruano, la Zona Volcánica Central, el *Flat Slab* Pampeano y la Zona Volcánica Sur (Figura 3.1; Barazangi y Isacks, 1976; Ramos, 1999a). Los sectores de *flat slab* corresponden a regiones donde la subducción es subhorizontal, mientras que en las zonas volcánicas el ángulo de subducción es de aproximadamente  $30^{\circ}$  (Jordan *et al.*, 1983).

El área de estudio se encuentra ubicada dentro del sector sur de los Andes Centrales (Figura 3.1) en el ámbito de las fajas plegadas y corridas del Agrio y Chos Malal, y se enmarca en el ámbito de la Cuenca Neuquina, entre los  $32^{\circ}$  y  $40^{\circ}$  de latitud sur (Figura 3.2). La cuenca abarca aproximadamente la totalidad de la provincia de Neuquén, la parte sudoccidental de la provincia de Mendoza y el sector occidental de las provincias de Río Negro y La Pampa. Cubre un área de más de  $120.000 \text{ km}^2$  (Yrigoyen, 1991) y contiene un registro estratigráfico de más de 7000 metros de espesor que incluye rocas de origen marino y continental (Legarreta y Uliana, 1991; Howell *et al.*, 2005; Mosquera y Ramos, 2006). La Cuenca Neuquina es considerada

en la actualidad como una super cuenca por su importante espesor sedimentario y la superposición de varios sistemas petroleros (Veiga *et al.*, 2020).



Figura 3.1. Mapa de América del Sur con la clasificación de los Andes según Gansser (1973) y la división de los Andes Centrales, tomado de Ramos (2009).



Se trata de una cuenca de retroarco (Vergani *et al.*, 1995) que posee una forma triangular y se encuentra limitada al oeste por el arco volcánico andino, al noreste por la Sierra Pintada y al sudeste por el Macizo Nordpatagónico, las últimas dos corresponden a estructuras de naturaleza cratónica (Figura 3.2).

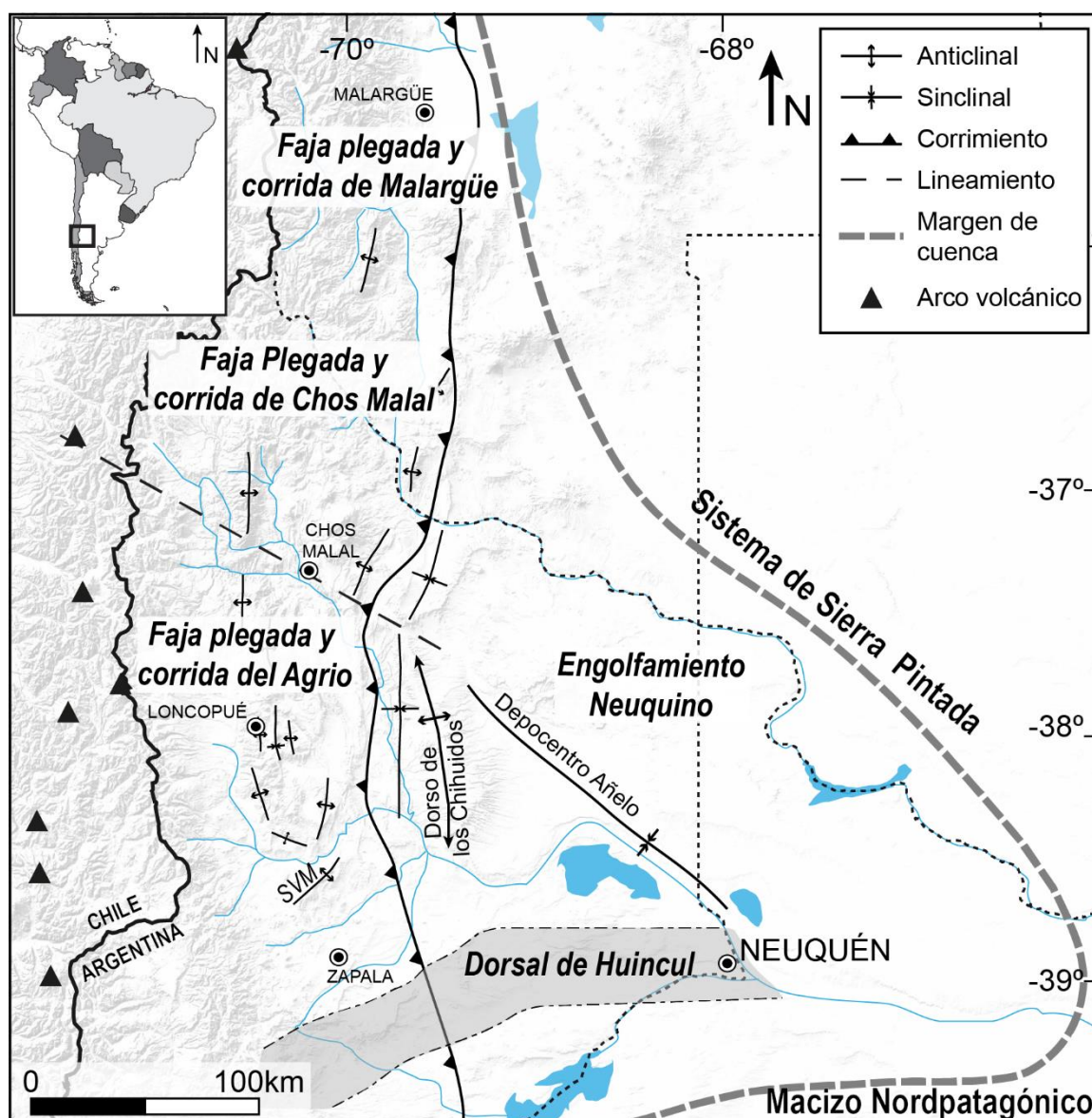


Figura 3.2. Ubicación geográfica y principales estructuras de la Cuenca Neuquina. Modificado de Vergani *et al.* (1995), Mosquera y Ramos (2006), Ramos *et al.* (2011), García Morabito y Ramos (2012) y Horton *et al.* (2016).

Actualmente, la cuenca puede dividirse en 3 sectores principales (Figura 3.2): 1) el sector de la faja plegada y corrida hacia el oeste, afectado por deformación contraccional cretácico-cenozoica con una orientación predominante N-S; 2) el Engolfamiento Neuquino hacia el este donde se encuentran la mayor parte de los yacimientos de hidrocarburos; 3) la Dorsal de Huincul, un lineamiento estructural de

300 km de longitud que atraviesa los dos sectores anteriores a los 39° S con una orientación aproximadamente E-O, cuya actividad tectónica controló la sedimentación del margen sur de la Cuenca Neuquina (Vergani *et al.*, 1995; Mosquera y Ramos, 2006; Silvestro y Zubiri, 2008; Mosquera *et al.*, 2011).

### 3.2. Evolución tectonoestratigráfica de la Cuenca Neuquina

La Cuenca Neuquina tiene una historia compleja, controlada por cambios tectónicos en el margen occidental de Gondwana. Su evolución suele dividirse en tres etapas principales: una etapa inicial de rift entre el Triásico y el Jurásico Temprano, seguida de una etapa de *sag* o post-rift térmico durante el Jurásico al Cretácico Temprano relacionada al inicio de la subducción en el margen occidental de Gondwana, y finaliza con una etapa de cuenca de antepaís desde el Cretácico Tardío en adelante (Figura 3.3; Howell *et al.*, 2005).

El basamento de la cuenca está formado por rocas de edad pre-jurásica entre las que se encuentra el Grupo Choiyoi (Figura 3.3), un complejo magmático andesítico a riolítico constituido principalmente por vulcanitas y plutones de edad permo-triásica asociado al colapso extensional del Orógeno Gondwánico y vinculado a una importante actividad magmática (Mpodozis y Kay, 1992; Llambías *et al.*, 2003).

Durante el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano se instaló en el área un régimen extensional de intraplaca relacionado al desmembramiento de Pangea, el cual actuó sobre zonas de debilidad preexistentes del basamento (Gulisano *et al.*, 1984; Franzese y Spalletti, 2001; Ramos y Folguera, 2005, Mosquera y Ramos, 2006). La deformación en el área se caracteriza por la presencia de una serie de depocentros aislados con forma de hemigrábenes, estrechos y elongados, orientados en sentido general noroeste (Vergani *et al.*, 1995; Howell *et al.*, 2005; Mosquera y Ramos, 2006; Cristallini *et al.*, 2009). Estos fueron rellenados por una sucesión predominantemente continental con importante aporte volcánico y volcanoclástico, conocida informalmente como Precuyano, o Grupo Precuyo según Gulisano *et al.* (1984) (Figura 3.3).

Posteriormente, comenzó una etapa de *post-rift* asociada a un entorno de retroarco, que se extendió desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico Temprano (Vergani *et al.*, 1995; Howell *et al.*, 2005; Ramos y Folguera, 2005). Esta etapa estuvo caracterizada por una subsidencia térmica regional que conectó los depocentros

discretos generados durante el *rifting*, formando una gran cuenca ubicada al este del arco volcánico andino (Vergani *et al.*, 1995; Franzese y Spalletti, 2001). La cuenca fue rellenada por depósitos marinos vinculados a una serie compleja de ciclos marinos transgresivos-regresivos desde el Pacífico (Legarreta y Uliana, 1996). Las variaciones entre condiciones marinas y continentales de estos ciclos estuvieron controladas por una combinación entre la tectónica, las oscilaciones del nivel del mar y la actividad del arco volcánico (Legarreta y Uliana, 1996; Spalletti *et al.*, 2000; Howell *et al.*, 2005).

El primer ciclo corresponde al Grupo Cuyo (Figura 3.3). Incluye pelitas con variable contenido de materia orgánica de origen marino profundo denominadas Formación Los Molles, cubiertas por depósitos marino-someros a deltaicos de la Formación Lajas. Este ciclo comenzó a desarrollarse en el Jurásico Inferior y registra un proceso de regresión marina que duró hasta el Jurásico Medio cuando se originaron los niveles evaporíticos de la Formación Tábanos (Gulisano *et al.*, 1984; Legarreta y Uliana, 1996; Zavala y González, 2001; Arregui *et al.*, 2011a).

El segundo ciclo se asocia al Grupo Lotena (Jurásico Medio-Superior) (Figura 3.3) y está conformado por sedimentitas clásticas de origen marino-somero de la Formación Lotena, seguido por las calizas arrecifales de la Formación La Manga. Finalmente se deposita una sucesión evaporítica formada por yeso y anhidrita que corresponden a la Formación Auquilco y marcan un episodio de desecación de la cuenca asociado a un brusco descenso del nivel de base (Legarreta y Guliasiano, 1989; Leanza, 1992; Arregui *et al.*, 2011b).

El Grupo Mendoza corresponde al tercer ciclo de la cuenca (Figura 3.3). Este ciclo comienza con una continentalización registrada por la depositación de areniscas continentales de facies aluviales, fluviales y eólicas de la Formación Tordillo (Stipanovic, 1966; Legarreta y Gulisano, 1989). Luego, durante el Tithoniano temprano, una ingresión marina de gran extensión generó los depósitos del Sistema Vaca Muerta-Quintuco. La Formación Vaca Muerta se caracteriza por una alternancia rítmica de margas, pelitas y calizas depositadas en un ambiente de cuenca a rampa externa (Spalletti *et al.*, 2000; Scasso *et al.*, 2002) que pasan transicionalmente a depósitos carbonáticos y clásticos de ambiente marino somero de la Formación Quintuco (Weaver, 1931; Legarreta y Uliana, 1996; Leanza *et al.*, 2011). Posteriormente, producto de un importante descenso del nivel del mar, se registran

facies clásticas continentales que gradan hacia facies marino-someras hacia el tope, asignadas a la Formación Mulichinco (Weaver, 1931; Schwarz, 1999; Schwarz *et al.*, 2011). El ciclo finaliza con una nueva transgresión marcada por los depósitos marinos, clásticos y carbonáticos de la Formación Agrio (Weaver, 1931; Leanza *et al.*, 2001, entre otros).

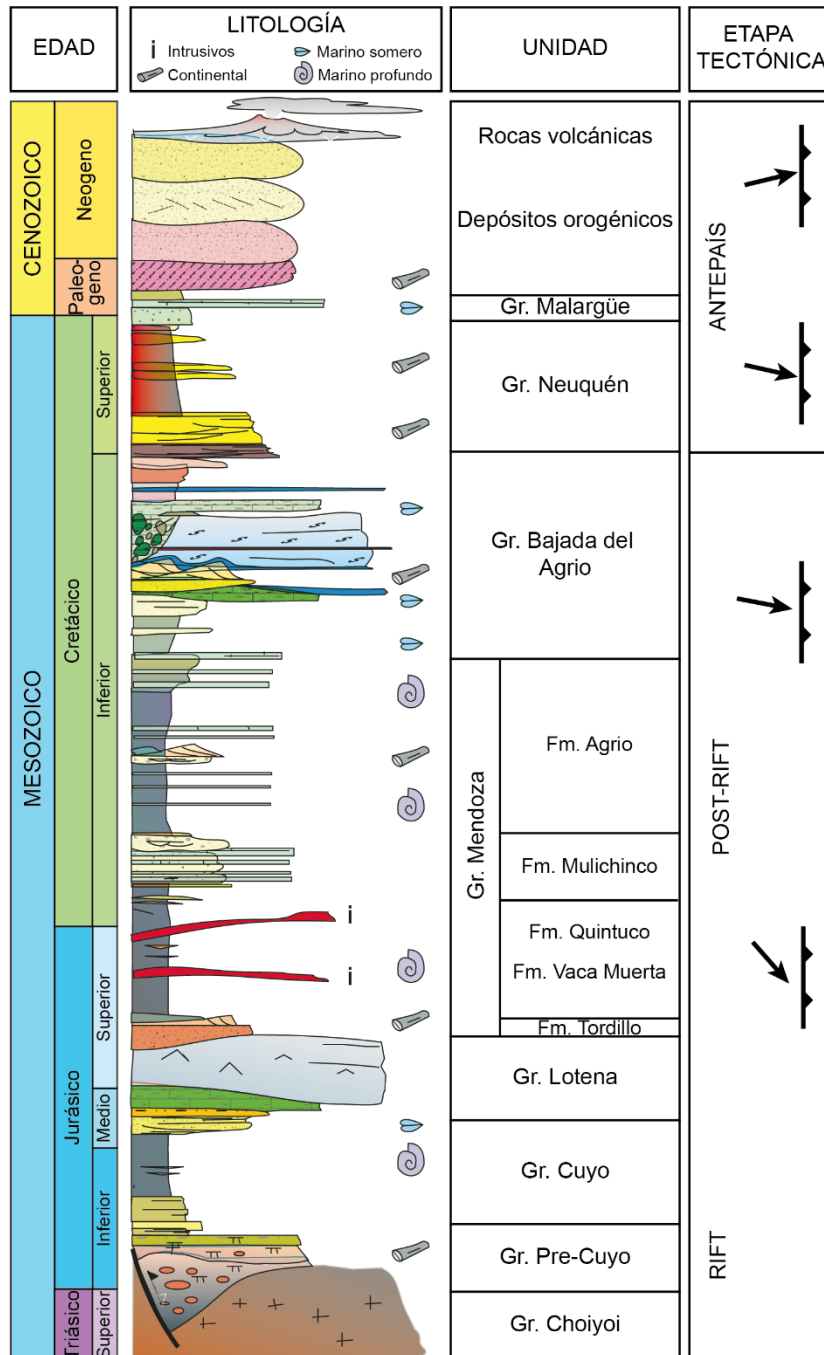


Figura 3.3. Columna estratigráfica tipo de la Cuenca Neuquina, se incluyen las etapas tectónicas y los vectores de convergencia del margen Pacífico (Brissón y Veiga, 1999; Zapata *et al.*, 1999; Mosquera y Ramos., 2006).

El último ciclo de esta secuencia recibe el nombre de Grupo Bajada del Agrio (Figura 3.3; Méndez *et al.*, 1995) e incluye los sedimentos continentales, marino-someros y evaporíticos de las formaciones Huitrín y Rayoso depositados hacia el fin del Cretácico Inferior (Leanza 2003; Zavala y Ponce, 2011).

Paralelamente a la depositación de estos ciclos, algunos sectores de la cuenca comenzaban a ser deformados. En el Jurásico Temprano el vector de convergencia entre las placas de Aluk y Sudamericana tenía una dirección NO-SE, oblicua al margen continental (Figura 3.3; Mosquera y Ramos, 2006). En este período, la deformación en el área estaba concentrada principalmente en el sector de la Dorsal de Huincul (Figura 3.2; Silvestro y Zubiri, 2008; Mosquera *et al.*, 2011). Hacia el fin de esta etapa, durante el Cretácico Temprano, el vector de convergencia rota de NO a casi ortogonal al margen (Figura 3.3), provocando una disminución en la intensidad de la deformación en la Dorsal de Huincul y el colapso extensional en ambos extremos de la estructura (Mosquera y Ramos, 2006; Mosquera *et al.*, 2011).

Posteriormente, en el Cretácico Tardío comenzó un régimen tectónico compresivo en el área vinculado con cambios en la tasa de extensión del Atlántico Sur y a una reorganización de las placas oceánicas del Pacífico (Vergani *et al.*, 1995; Howell *et al.*, 2005). Desde el Cretácico Tardío hasta la actualidad, el sector occidental de la cuenca fue deformado en episodios discretos, asociados a variaciones en la velocidad de las placas y el ángulo de subducción, lo que produjo cambios en la posición del arco volcánico (Ramos y Folguera, 2005; Zamora Valcarce *et al.*, 2006), alcanzando un acortamiento cortical de 45-57 km (Introcaso *et al.*, 1992; Vergani *et al.*, 1995; Ramos, 1999b; Howell *et al.*, 2005; Ramos y Folguera, 2005; Mosquera y Ramos, 2006). Durante este período se formó la faja plegada y corrida (Figura 3.2) y la cuenca continuó rellenándose con los depósitos sinorogénicos de antepaís del Grupo Neuquén de edad Cretácico Superior (Figura 3.3; Ramos y Folguera, 2005; Tunik *et al.*, 2010). Por encima, se encuentran las sedimentitas clásticas y carbonáticas de ambiente marino somero del Grupo Malargüe, depositadas durante la primera transgresión del Atlántico en la cuenca (Parras *et al.*, 1998; Aguirre-Urreta *et al.*, 2011). El registro se completa con depósitos sinorogénicos del Eoceno al Mioceno y rocas volcánicas pliocenas y cuaternarias (Figura 3.3; Mosquera y Ramos, 2006; Zamora Valcarce *et al.*, 2006, Messenger *et al.*, 2010).

Las fajas plegadas y corridas del Agrio y Chos Malal se dividen en dos sectores (Ramos 1978, 1998, Zapata *et al.* 2002, Zamora Valcarce *et al.*, 2006; 2009). La zona occidental de la faja, denominado sector interno, está caracterizada por una serie de altos de basamento y estructuras braquianticlinales relacionadas a estructuras de basamento y a la inversión, al menos parcial, de estructuras previas (*e.g.*, Zamora Valcarce *et al.*, 2009; Rojas Vera *et al.*, 2015; Turienzo *et al.*, 2020). Por otro lado, en el sector externo, correspondiente a la zona oriental de la faja, los pliegues presentan longitudes de onda menores (Rojas Vera *et al.*, 2015). Algunos despegan de las evaporitas de la Formación Auquilco y en las pelitas de la Formación Vaca Muerta, pero también hay evidencias del subsuelo que muestran participación del basamento en algunas estructuras (*e.g.*, Kozlowski *et al.*, 1996; Zamora Valcarce *et al.*, 2009; Sánchez *et al.*, 2018; Turienzo *et al.*, 2020).

Se definen dos eventos de deformación principales para la formación de la faja plegada y corrida (Figura 3.2). El primero a partir del Cretácico Tardío, que continuó ininterrumpidamente hasta el Paleogeno, algunos autores lo proponen hasta el Paleoceno (Rojas Vera *et al.*, 2015) y otros lo extienden hasta el Eoceno (Cobbold y Rossello, 2003; Ramos y Folguera, 2005); el segundo durante el Mioceno medio a tardío (Ramos y Folguera, 2005; Mosquera y Ramos, 2006; Zamora Valcarce *et al.*, 2006; Rojas Vera *et al.*, 2015; Sánchez *et al.*, 2018). Estos eventos generaron la faja plegada y corrida orientada en sentido N-S en el sector central de la provincia de Neuquén, deformando el sector occidental de la cuenca y exponiendo excelentes afloramientos de la sucesión mesozoica (Figura 3.2).

La orientación del vector de convergencia varió a lo largo del periodo de contracción Andino. Se infiere que durante el Cretácico Tardío la dorsal entre la placa de Aluk y la de Farallón se encontraba a los 20°S de latitud y migró hacia el sur, alcanzando 45°S durante el Eoceno (Somoza y Ghidella, 2012; Wright *et al.*, 2016). Durante este período se infiere una convergencia ESE (Mosquera y Ramos, 2006; Somoza y Ghidella, 2012; Wright *et al.*, 2016), seguida por un período corto de convergencia NE-SW entre el Eoceno al Oligoceno (Somoza y Ghidella, 2012). Wright *et al.* (2016) proponen una variación hacia el ESE a los 35 Ma en la Patagonia. Finalmente, desde el Neógeno a la actualidad, la convergencia tomó una dirección ENE-OSO asociada a la ruptura de la placa de Farallón en las placas de Cocos y

Nazca (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Mosquera y Ramos, 2006; Somoza y Ghidella, 2012; Wright *et al.*, 2016).

### 3.3. La Formación Vaca Muerta.

La Formación Vaca Muerta fue definida por primera vez por Weaver (1931). Está formada por pelitas negras con alto contenido de materia orgánica, margas y calizas depositadas a partir de una rápida transgresión marina ocurrida durante el Tithoniano (Mitchum y Uliana, 1985; Leanza *et al.*, 2011; Legarreta y Villar, 2015; Kietzmann *et al.*, 2016). La inundación de la cuenca produjo un ambiente marino anóxico de baja energía, favorable para la acumulación y preservación de materia orgánica (Legarreta y Villar, 2012; García *et al.*, 2013).

La edad de la Formación Vaca Muerta se define a partir de fósiles de amonites, que abarcan desde la última parte del Tithoniano inferior hasta el Valanginiano inferior (Leanza y Wiedmann, 1989; Leanza *et al.*, 2001; Leanza *et al.*, 2011). Durante este período, el margen occidental de Gondwana evolucionaba como un margen convergente. La Cuenca Neuquina estaba controlada por un régimen de subsidencia termal (Ramos *et al.*, 2019), y la conexión con el océano Pacífico se daba a través del arco volcánico activo que se encontraba hacia el oeste (Legarreta y Uliana, 1991; Howell *et al.*, 2005; Legarreta y Villar, 2015). Debido a la cercanía con dicho arco la presencia de niveles de ceniza volcánica es muy importante y ha sido utilizada para establecer las edades de los depósitos (Naipauer *et al.*, 2015; Ramos *et al.*, 2019).

El Sistema Vaca Muerta-Quintuco corresponde a un conjunto progradante desde el sector sureste de la cuenca hacia el sector noroeste (Figura 3.4; Leanza *et al.*, 2011; Domínguez *et al.*, 2017). El contacto entre ambas formaciones es diacrónico y se hace más joven hacia el noroeste (Lazzari *et al.*, 2015). Debido a las variaciones en la secuencia estratigráfica a lo largo de la cuenca, la unidad se divide en distintas secciones en base a la geometría de los reflectores sísmicos y a los cambios litológicos como resultado de las variaciones en el ambiente sedimentario producto de la geometría de la cuenca, su dinámica y las oscilaciones del nivel del mar (*e.g.*, Domínguez *et al.*, 2014; Sagasti *et al.*, 2014; Desjardins *et al.*, 2016; Stinco y Barredo, 2016; Domínguez *et al.*, 2017).

La sección inferior corresponde a depósitos de ambiente de cuenca con clinofomas tipo *bottomset*. Le siguen una sección donde las clinofomas, tipo *foreset*, desarrollan mayores pendientes correspondientes a depósitos de talud, evidencias de flujos gravitatorios o derrumbes y un mayor aporte de material silicoclástico. Por encima, se definen clinofomas *topset*, de bajo ángulo de inclinación, correspondientes a zonas de plataforma externa y media, con depósitos carbonáticos y clásticos de aguas más someras (Spalletti *et al.*, 2000; García *et al.*, 2013; Domínguez *et al.*, 2014; Kietzmann *et al.*, 2014a; Desjardins *et al.*, 2016).

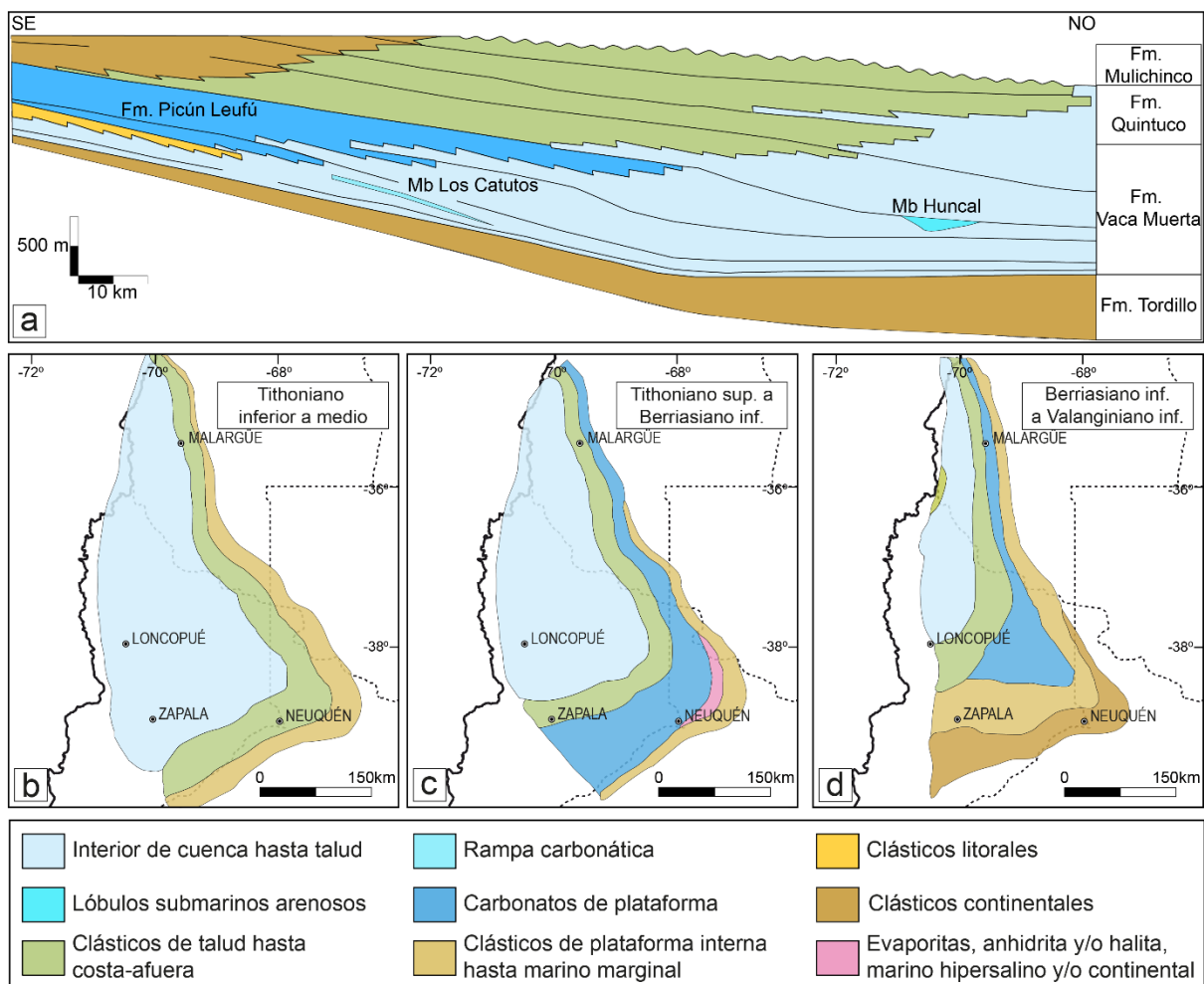


Figura 3.4. (a) Esquema estratigráfico del Sistema Vaca Muerta-Quintuco. (b, c, d) Reconstrucciones paleogeográficas desde el Tithoniano inferior al Valanginiano inferior, modificados de Gulisano *et al.* (1984), Legarreta y Uliana (1991), Leanza *et al.* (2011), Legarreta y Villar (2015).

También se realiza otra subdivisión de la secuencia en dos intervalos marcados principalmente por la variación del contenido de materia orgánica (COT). Vaca Muerta Inferior, conformado por pelitas orgánicas depositadas en un ambiente de cuenca y con alto COT, y Vaca Muerta Superior que comprende pelitas calcáreas, margas y



calizas micríticas con un contenido de COT variable, asociadas a un ambiente de rampa distal (Sagasti *et al.*, 2014; Lazzari *et al.*, 2015).

En el intervalo Vaca Muerta Inferior aflorante en las cercanías de Zapala se observa una sucesión de calizas litográficas denominado Miembro Los Catutos (Figura 3.4a), ubicado hacia el tope de Vaca Muerta Inferior, cuyos afloramientos se encuentra en las cercanías de Zapala (Leanza y Zeiss, 1990; Scasso *et al.*, 2005; Kietzmann *et al.*, 2014b). Otro intervalo de interés está compuesto por areniscas correspondientes al Miembro Huncal que aflora al este de la localidad de Loncopué en el ámbito del Cerro Mocho (Leanza *et al.*, 2003; Leanza *et al.*, 2011). A su vez, en la región suroriental de la cuenca se registran depósitos calcáreos por encima de las pelitas de la Formación Vaca Muerta, denominados Formación Picún Leufú, que corresponden a un ambiente marino poco profundo de aguas templadas y oxigenadas en una plataforma carbonática (Legarreta y Uliana, 1991; Leanza *et al.*, 2011).

Como consecuencia de la geometría del cuerpo progradante y de la cuenca, el espesor de la Formación Vaca Muerta presenta variaciones (Figura 3.4), desde muy pocos metros en el sector sudeste hasta 700 metros en el sector central (Leanza *et al.*, 2011; García *et al.*, 2013). Sus afloramientos se encuentran ampliamente extendidos a lo largo de las fajas plegadas y corridas del Agrio, Chos Malal y Malargüe en las provincias de Neuquén y Mendoza. Asimismo, la unidad puede encontrarse a más de 3000 metros de profundidad en el sector del Engolfamiento Neuquino, donde la profundidad de prospección de las pelitas es de 2500 metros promedio (García *et al.*, 2013).

Es importante mencionar que la Formación Vaca Muerta corresponde a una de las principales rocas generadoras de hidrocarburos en la Cuenca Neuquina y del país. Sus valores de COT varían entre 3 y 8%, con picos de hasta 10-12% (Legarreta y Villar, 2012; García *et al.*, 2013). El kerógeno es de tipo I y II, con contribución algal y participación muy escasa a nula de elementos terrestres (Legarreta y Villar, 2012). Corresponde a una unidad ampliamente estudiada en el país en cuanto a su estratigrafía, sedimentología, geoquímica y, debido a sus características mecánicas que le confieren muy buenas propiedades como reservorio no convencional, en los últimos años se han publicado muchos trabajos que aportan información sobre las

variaciones de las propiedades geomecánicas (e.g., Convers *et al.*, 2017; AlDajani *et al.*, 2017; Sosa Massaro *et al.*, 2017; 2018).

### 3.4. El registro de fracturas naturales en la Cuenca Neuquina

La red de fracturas naturales presentes en la Formación Vaca Muerta ha sido un tema de interés en las últimas décadas debido a que esta unidad es considerada como el mayor yacimiento no convencional de petróleo y gas de América Latina, y como el segundo y cuarto respectivamente a nivel mundial. Las fracturas naturales influyen notablemente en las propiedades geomecánicas de las rocas y consecuentemente controlan la geometría y el tamaño de las fracturas hidráulicamente inducidas y su consecuente potencial de producción (Teufel y Clark, 1984; Warpinski y Teufel, 1987; Lazzari *et al.*, 2015). Los trabajos que abordan esta temática analizan tanto datos de subsuelo como afloramientos, y se encuentran distribuidos en distintos sitios de la cuenca (Figura 3.5; Tabla 3.1). Existe una diferenciación en la bibliografía entre dos tipos de fracturas reconocidos en la unidad; las fracturas o venas paralelas a la estratificación, y las fracturas perpendiculares u oblicuas a esta.

En un principio, los estudios se focalizaron en analizar la presencia de las fracturas paralelas a la estratificación, rellenas de calcita fibrosa. Este tipo de fracturas recibe el nombre de *beef*, suelen ser comunes en pelitas negras ricas en materia orgánica a lo largo de distintas cuencas sedimentarias en el mundo y se vinculan con la generación y expulsión de hidrocarburo (Rodrigues *et al.*, 2009; Cobbold *et al.*, 2013). Particularmente, en la Formación Vaca Muerta los *beefs* se concentran en la sección basal de la unidad, donde el contenido de materia orgánica es mayor y el de carbonato de calcio menor (Rodrigues *et al.*, 2009; Cobbold *et al.*, 2013; Zanella *et al.*, 2015; Ukar *et al.*, 2017a; de Barrio *et al.*, 2018; Palacio *et al.*, 2018).

El otro tipo de fracturas analizado en la Formación Vaca Muerta, son las fracturas naturales que se presentan de manera perpendicular u oblicua a la estratificación y están generalmente asociadas a procesos tectónicos. La mayor cantidad de trabajos que analizan estas estructuras, lo hacen a partir de información obtenida en subsuelo como imágenes de pozo, testigos corona, microsísmica y atributos estructurales sísmicos en el sector del Engolfamiento Neuquino (Figura 3.2). En general, los objetivos de los trabajos están vinculados con la caracterización del reservorio no

convencional (Hernández-Bilbao, 2016; Marchal *et al.*, 2016), las variaciones de las propiedades geomecánicas en la unidad (Sagasti *et al.*, 2014; Lombardo, 2022), la confección de modelos de la red de fracturas (Fantín *et al.*, 2014; Estrada *et al.*, 2018; Ukar *et al.*, 2020) y la validación de mapas de probabilidad de fracturamiento (Lazzari *et al.*, 2015).

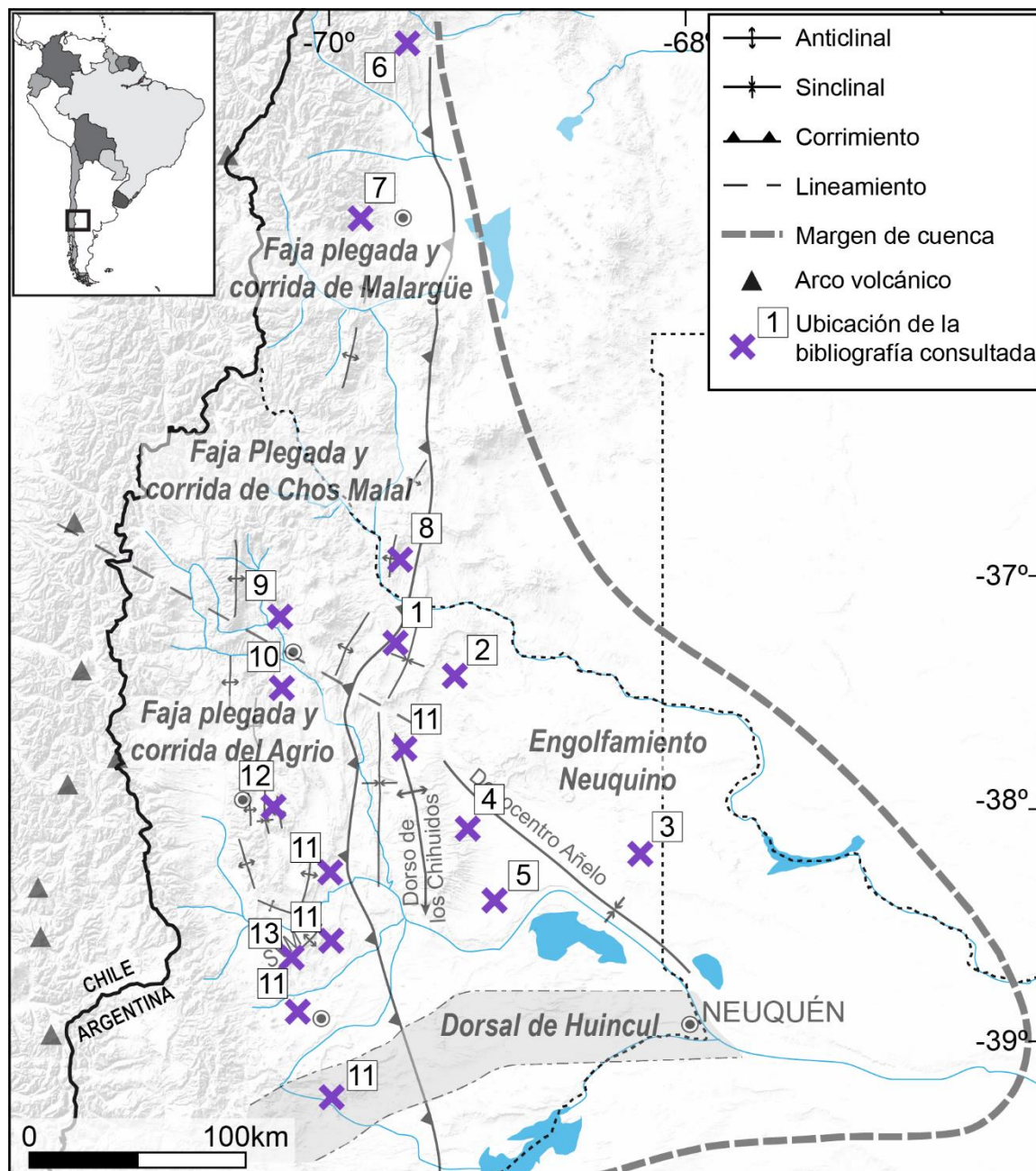


Figura 3.5. Mapa de la Cuenca Neuquina con la ubicación de los trabajos que incluyen resultados de mediciones de fracturas en subsuelo (1- Fantín *et al.*, 2014; 2- Lombardo, 2022; 3- Hernández-Bilbao, 2016; 4- Marchal *et al.*, 2016; 5- Estrada *et al.*, 2018) y en afloramiento (6- Turienzo *et al.*, 2012; 7- Branellec *et al.*, 2015; 8- Ciancio *et al.*, 2022 y López Ordines *et al.*, 2022; 9- Frías Saba, *et al.*, 2021; 10- Lebinson *et al.*, 2017; 11- Giacosa, 2020; 12- Ukar *et al.*, 2017b, 2020 y Cruset *et al.*, 2021). Se indica una reciente publicación cuyos resultados se desarrollarán en la presente tesis (13- Correa-Luna *et al.*, 2022).

Tabla 3.1. Cuadro resumen de trabajos con resultados de fracturas en la Formación Vaca Muerta.

Trabajo	Ubicación	Tipo de datos	Unidad relevada	Orientaciones	Características de fracturas
Branellec <i>et al.</i> , 2015	FPC Malargüe	Afloramiento	Gr. Cuyo a Gr. Malargüe	E-O, NO-SE, NE-SO, N-S	Fracturación regional como respuesta a procesos de gran escala. N-S sincrónicas al plegamiento
Estrada <i>et al.</i> , 2018	Aguada Pichana	Coronas, imágenes de pozo, atributos sísmicos, microsísmica	Vaca Muerta Inf.	N100°	Verticales, la mayoría con rellenos calcáreos
Fantín <i>et al.</i> , 2014	Filo Morado	Imágenes de pozo y coronas	Vaca Muerta Sup.	N020°, N070°, N160°	Bajo a alto ángulo de inclinación, la mayoría con rellenos calcáreos
Gale <i>et al.</i> , 2014	Faja plegada y corrida	Imágenes de pozo y coronas	Vaca Muerta y Mulichinco	NNO, ENE O-E	Rellenos de calcita. Las aperturas de fracturas ajustan con una distribución <i>power-law</i>
Giacosa, 2020	Faja plegada y corrida	Afloramiento	Vaca Muerta		Planares, subverticales. Algunas selladas y otras parcialmente abiertas
Hernandez-Bilbao, 2016	FPC del Agrio Dorsal de Huinca Dorsal de los Chihuinos	Afloramiento	Gr. Cuyo a parte inferior del Gr. Neuquén	Longitudinales y transversales Diagonales	Dominantes, trazos rectilíneos. aperturas constantes. Extensionales e intraestratales Importante longitud, pero bajo peso estadístico
Lazzari <i>et al.</i> , 2015	Loma Jarillosa	Coronas	Vaca Muerta Inferior	E-O	Microfracturas subverticales rellenas de calcita. No son registradas en el intervalo superior de la Fm.
Lombardo, 2022	Engolfamiento Neuquino	Imágenes de pozo acústicas y resistivas	Vaca Muerta Inferior	ENE, ONO, N-S, NE-SO, otras NE-ENE	No diferencian entre fracturas abiertas y cerradas Principalmente abiertas, cortas, equidistantes y de alta densidad
Marchal <i>et al.</i> , 2016	El Trapial	Perfiles e imágenes de pozo, atributos sísmicos, coronas, microsísmica	Vaca Muerta	NNO-NO, NNE	Más largas y continuas, más frecuentes hacia la sección basal de la Formación Vaca Muerta.
Sagasti <i>et al.</i> , 2014	Sierra Chata	Coronas	Vaca Muerta		Verticales, rellenas de calcita, aperturas menores al milímetro, longitud máxima de 0.5 m.
Ukar <i>et al.</i> , 2017b y 2020	Engolfamiento Neuquino	Imágenes ultrasónicas y de resistividad en pozos	Vaca muerta		Fracturas de apertura. Mayor intensidad de fracturas hacia el tope de Vaca Muerta superior.
Zarian <i>et al.</i> , 2018	E de Loncopué (FPC Agrio)	Afloramiento	Vaca Muerta	E-O, NO-SE, NE-SO, N-S	Fracturas y microfracturas, aperturas ajustan a distribución <i>power-law</i> y exponencial, edad de formación paleocena.
	Faja Plegada y Corrida	Afloramiento, atributos sísmicos, imágenes de pozo	Vaca Muerta	ENE, NE, NNO, ONO	Consideran a las fracturas ENE como las dominantes.

En el ámbito del Engolfamiento Neuquino, Sagasti *et al.* (2014) reportan una cantidad del orden de decenas de fracturas, mayormente de apertura, en imágenes de pozos verticales, observando una mayor intensidad en el sector superior de la Formación Vaca Muerta. Lazzari *et al.* (2015) en tanto publican datos de la porción inferior del Sistema Vaca Muerta-Quintuco a partir de imágenes acústicas y resistivas de 9 pozos verticales. Observan una gran variedad de orientaciones entre las que destacan direcciones ENE, ONO, N-S y NE-SO.

En la región de Filo Morado (Figura 3.5), Fantín *et al.* (2014) reconocieron fracturas con orientaciones NNO, ENE y E-O a partir de imágenes de 2 pozos y 2 coronas en el Sistema Vaca Muerta-Quintuco. También reportan que la mayoría de las fracturas en las coronas presentan rellenos de calcita y que los gráficos de frecuencia acumulada vs apertura de las fracturas presentan un muy buen ajuste con una distribución *power law*. Hacia el este, en el bloque de El Trapial (Figura 3.5) Lombardo (2022) reconoce tres familias de fracturas utilizando coronas, imágenes (acústicas y microresistivas) en pozos verticales y horizontales, atributos sísmicos estructurales y microsísmica. La familia NE-ENE presenta fracturas principalmente abiertas, cortas, equidistantes y de alta densidad y las familias NNO-NO y NNE son fracturas más largas y continuas, más frecuentes hacia la sección basal de la Formación Vaca Muerta.

Además, Hernández-Bilbao (2016) reporta fracturas subverticales en la sección inferior de la Formación Vaca Muerta a partir del análisis de coronas del pozo 1010 en el bloque de Loma Jarillosa Este (Figura 3.5). Las describe como microfracturas con rellenos de calcita, orientadas en sentido E-O, que cortan los bancos con inclinaciones de  $71^{\circ}$  a  $77^{\circ}$  N y presentan evidencias de cizalla. Las longitudes van de centímetros a decenas de centímetros y la densidad de fracturas aumenta hacia el tope del intervalo. Por otro lado, no reporta microfracturas en el intervalo superior de la Formación Vaca Muerta, al que llama intervalo rico en carbonatos.

Entre las fracturas observadas por Marchal *et al.* (2016) en coronas extraídas en el yacimiento de Sierra Chata (Figura 3.5) se reconocieron fracturas verticales, con paredes planas, rellenas de calcita, aperturas menores a 1 mm y longitudes máximas reconocidas de 0.5 metros. Hacia el sudeste de Sierra Chata se encuentra el bloque de Aguada Pichana (Figura 3.5), donde Estrada *et al.* (2018) reconocen en coronas e

imágenes de pozos verticales y horizontales, fracturas verticales en las facies de cuenca de la Formación Vaca Muerta con una orientación N100°, y fracturas de bajo a alto ángulo de inclinación con mayor variedad de orientaciones (N20°, N70° y N160°). Sugieren que la mayoría de las fracturas presentan rellenos calcáreos y definen tres familias de fracturas críticamente estresadas: las N100° de Modo I, que son fracturas subparalelas al esfuerzo máximo horizontal, y las N70° y N140° de Modo II.

También existen trabajos que aportan mediciones de fracturas sobre los afloramientos de la Formación Vaca Muerta en la faja plegada y corrida, sin especificar los sectores relevados. Gale *et al.* (2014), comparan mediciones de fracturas naturales en distintos afloramientos de pelitas a lo largo del mundo y en la Formación Vaca Muerta reconocen fracturas subverticales planares y selladas, y otras parcialmente abiertas. Por otro lado, Zarian *et al.* (2018) reconoce cuatro familias de orientaciones de fracturas ENE, NE, NNO y ONO en el campo, las cuales compara con información de subsuelo para realizar modelos de estimulación hidráulica planteando distintos escenarios de configuración de los esfuerzos y espesores de las capas.

En el ámbito de la Faja Plegada y Corrida de Malargüe (Figura 3.5), Branellec *et al.*, (2015) realizan un relevamiento de fracturas en cuatro afloramientos del sur de Mendoza (Las Leñas, Mallín Largo, Pincheira y Anticlinal Malargüe), que afectan a las secuencias desde el Grupo Cuyo hasta el Grupo Malargüe. Así, definen la existencia de cuatro familias de fracturas con orientaciones E-O, NO-SE, NE-SO y N-S. Interpretan estas familias como respuesta a esfuerzos regionales de origen tectónico, siendo las familias E-O, NO-SE y NE-SO previas al plegamiento andino de la secuencia, mientras que la familia N-S habría sido sincrónica al mismo y subparalela a los ejes de los pliegues. Resultados similares fueron obtenidos por Turienzo *et al.* (2012) hacia el norte en la zona del Río Diamante (Figura 3.5), donde relevaron fracturas en afloramientos de rocas sedimentarias del Jurásico al Cretácico, en filones capa cenozoicos y en rocas del basamento.

Giacosa (2020) realizó un relevamiento de fracturas a lo largo de diversas estructuras ubicadas en la Faja Plegada y Corrida del Agrío, la Dorsal de Huincul y el Dorso de los Chihuidos (Figura 3.5). A partir del relevamiento, presenta una

descripción sobre las características generales de las fracturas naturales en los afloramientos de rocas desde el Grupo Cuyo hasta el sector inferior del Grupo Neuquén. En primer lugar, reporta que los juegos de fractura dominantes tienen trazos rectilíneos y aperturas constantes y las clasifica como fracturas tensionales. En general observó que predominan dos juegos de fracturas que forman ángulos de  $75^{\circ}$  a  $80^{\circ}$  entre sí y un tercer juego que es diagonal a los anteriores que suele tener una longitud importante, pero bajo peso estadístico. A estas diaclasas dominantes las define como longitudinales y transversales, o sea paralelas y perpendiculares a los ejes de los pliegues que las contienen, e indica que su formación es diacrónica al plegamiento. También señala que en general las fracturas son intraestratales, lo que significa que están limitadas por los bancos sin atravesar los contactos entre los estratos.

En la región ubicada al este del pueblo de Loncopué (Figura 3.5), Ukar *et al.* (2017b) realizaron un relevamiento de fracturas sobre dos afloramientos de la Formación Vaca Muerta. Las fracturas fueron medidas sobre bancos pelíticos y también sobre *beefs* y dolomitas. En estas últimas litologías también relevaron microfracturas que se encuentran ausentes en los bancos pelíticos. Definen cuatro familias de fracturas. Las más importantes son las orientadas en sentido E-O y N-S, interpretando las últimas como las más jóvenes y asociadas al plegamiento. Reconocen a las familias NO-SE y NE-SO sólo presentes en algunos *beefs*. También determinaron la distribución estadística en función de las aperturas de las fracturas, tema que será abordado posteriormente en el capítulo 5 de esta tesis. En un trabajo más reciente, Ukar *et al.* (2020), comparan los resultados obtenidos en la zona de Huncal con resultados de fracturas obtenidos de datos de subsuelo. Observan que las fracturas con orientación E-O parecen dominar tanto en los afloramientos como en el subsuelo, al menos en los sectores analizados. Interpretan que las fracturas N-S están asociadas al plegamiento en los sectores de la faja plegada y corrida, lo que explicaría la ausencia de esta familia en la información obtenida en subsuelo. Asimismo, definen que la formación de las fracturas tuvo lugar durante el Paleoceno, en base al estudio de inclusiones fluidas en rellenos combinado con el análisis de los modelos de la historia termal y de soterramiento de la cuenca, tras la formación de los *beefs* en el Cretácico Tardío (Ukar *et al.*, 2017a, 2017b, 2020). También se obtuvieron edades del Cretácico Tardío al Paleoceno tardío a partir de dataciones U-

Pb realizadas sobre los rellenos de las fracturas subperpendiculares a los bancos por Cruset *et al.* (2021)

Existen también otros trabajos que realizaron mediciones de fracturas en otras unidades, como el de Repol (2006) en las calizas de La Manga en la Sierra de la Vaca Muerta, Frías Saba *et al.* (2021) en la Fm Mulichinco en la Faja Plegada y Corrida de Chos Malal (Figura 3.5), Ciancio *et al.* (2022) y López Ordines *et al.* (2022) en afloramientos de la Formación Huitrín en la zona de la Sierra de Cara Cura (Figura 3.5) y datos de subsuelo en el yacimiento La Ramadita en Mendoza, y Lebinson *et al.* (2017) en el extremo septentrional de la Faja Plegada y Corrida del Agrio (Figura 3.5) sobre afloramientos de la formaciones Mulichinco, Agrio, Huitrín y Rayoso. Por su parte, Witte *et al.* (2012) midieron fracturas en filones capa andesíticos intruidos durante el Mioceno tardío en el Grupo Mendoza. Definen cuatro familias de orientaciones de fracturas, pero no pueden diferenciar entre fracturas tectónicas y fracturas producidas por el enfriamiento del cuerpo magmático.



## Capítulo 4

# Metodología

Como se presentó en el Capítulo 1, en este trabajo se combina el relevamiento de fracturas en el campo con la interpretación de fracturas realizadas sobre imágenes aéreas y sobre una nube de puntos adquirida utilizando un vehículo aéreo no tripulado o UAV (*unmanned aerial vehicle*), también conocido como dron. El objetivo principal del relevamiento de datos es caracterizar la geometría y la distribución espacial del patrón de fracturas de la Formación Vaca Muerta, principalmente en la zona de la Sierra de la Vaca Muerta, ubicada en el sector central de la provincia de Neuquén, al norte de Zapala. Además, con el fin de ampliar el área de cobertura, se realizaron mediciones de fracturas en otros sectores de la cuenca donde también aflora esta unidad (ver Figura 1.1).

A continuación, se describirán las metodologías utilizadas para el relevamiento de fracturas en el campo, el procesamiento e interpretación de las imágenes aéreas y nube de puntos, y para llevar a cabo el subsiguiente análisis de los datos obtenidos.

### 4.1. Relevamiento de campo y análisis de los datos

#### 4.1.1. Recolección de los datos de fracturas

El relevamiento de fracturas en el campo fue realizado utilizando el método de *scanlines*, tanto lineales como circulares (Figura 4.1). A través de esta metodología se pueden realizar muestreos sistemáticos de la orientación y espaciado de las fracturas y registrar características propias de cada una de ellas, como la apertura, la longitud y el modo de fracturación. Junto con los datos de fracturas obtenidos, se toma la orientación y el espesor de los bancos donde fueron realizados los *scanlines*. Los datos obtenidos son utilizados para calcular parámetros como el espaciado, la

densidad y el coeficiente de varianza, que serán abordados en el próximo subapartado.

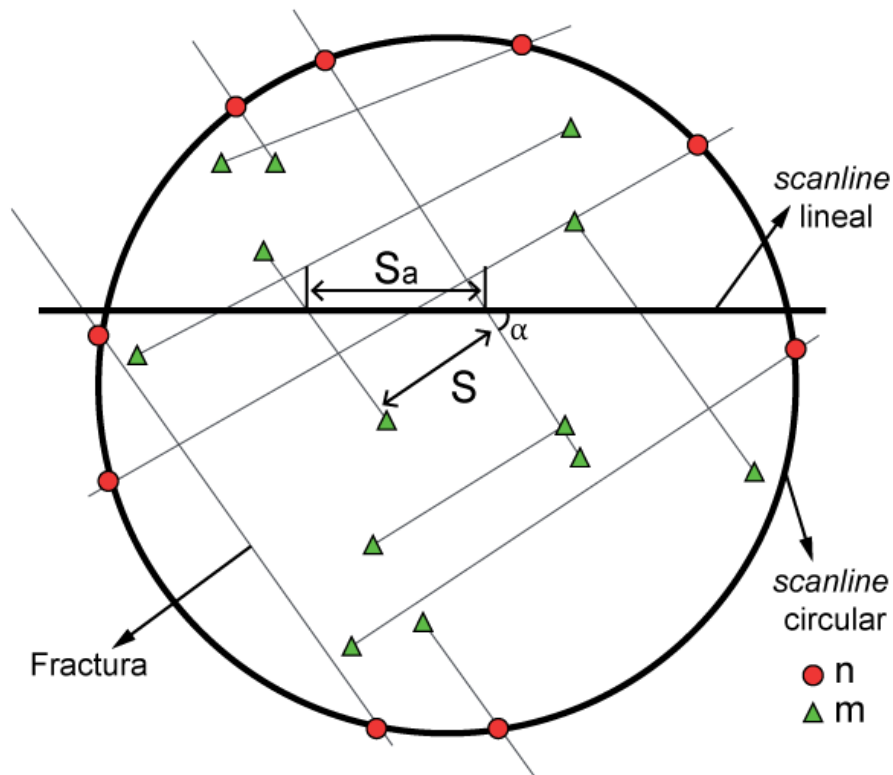


Figura 4.1. Esquema de un *scanline* lineal y uno circular. Se indica el espaciado real ( $S$ ) entre fracturas de una misma familia, el espaciado aparente ( $S_a$ ) medido sobre la línea de observación, y el ángulo formado entre la familia de fracturas y el *scanline* ( $\alpha$ ). En el *scanline* circular, los círculos rojos corresponden a las intersecciones de las fracturas con la circunferencia ( $n$ ) y los triángulos verdes corresponden a las terminaciones de las fracturas dentro de la ventana circular ( $m$ ).

Los *scanlines* lineales son líneas de observación de determinada longitud que se marcan sobre el terreno (Figura 4.2a), imagen o mapa. La orientación de la línea suele tomarse perpendicular a los planos que se quieren medir. Todas las fracturas, o estructuras de interés, que intersecan dicha línea fueron relevadas (Priest y Hudson, 1981). De cada fractura se tomó el rumbo e inclinación, su posición en la línea y, dependiendo de las características del afloramiento o la preservación de las superficies de fractura, se registra longitud, apertura, relleno y características que puedan ser útiles para identificar el modo de fracturación. Por ejemplo, al observar estructuras plumosas preservadas (Figura 4.2b) la fractura puede clasificarse como de apertura o Modo I. Es importante resaltar que en muchos casos el modo de fracturación es difícil de determinar, debido a la ausencia de evidencias de cizalla, apertura o rellenos minerales, cuya preservación suele ser ocasional en los

afloramientos debido a la meteorización y erosión de las superficies aflorantes. Por este motivo, en muchos casos esta propiedad genética fue extrapolada a una familia en función de las evidencias identificadas en algunas de las fracturas que la componen, donde sí fue posible reconocer estos rasgos.

Este tipo de técnica representa un método rápido para el muestreo de fracturas, pero se debe tener en cuenta que los resultados se encuentran condicionados por la orientación de la línea, ya que las fracturas con orientaciones subparalelas a esa dirección no serán relevadas o estarán subrepresentadas. También, debe considerarse que, cuando la línea no es trazada perpendicular a la familia de fracturas, los espaciados medidos sobre la línea corresponderán a espaciados aparentes ( $S_a$ ), en los casos donde la orientación del *scanline* no sea perpendicular a las fracturas de interés. Para corregir este valor y obtener el espaciado real ( $S$ ) se debe considerar el ángulo ( $\alpha$ ) que se forma entre la fractura y el *scanline* (Figura 4.1; Terzaghi, 1965).

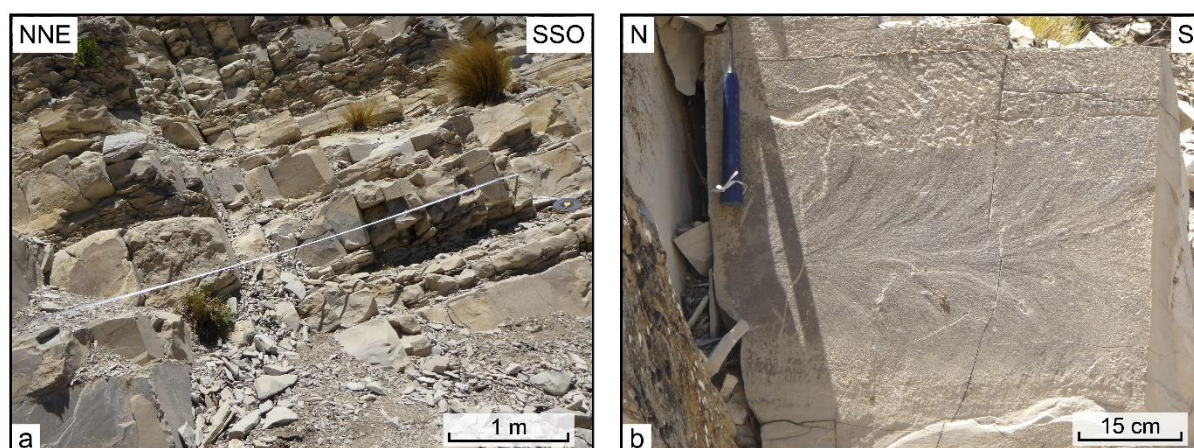


Figura 4.2. (a) *Scanline* lineal realizado sobre un banco de calizas del Miembro Los Catutos en la Sierra de la Vaca Muerta. (b) Estructura plumosa preservada en una superficie de fracturación.

Por otro lado, el *scanline* circular es una técnica que consiste en el relevamiento de fracturas a través de círculos de variado diámetro trazados sobre la superficie rocosa (Mauldon *et al.*, 2001); al igual que los lineales, este método puede realizarse también sobre mapas e imágenes aéreas. El área comprendida dentro del *scanline* se denomina ventana circular. Serán relevadas tanto las fracturas que quedan comprendidas dentro de la ventana, como las que intersecan el círculo trazado. Gracias a esta técnica se puede eliminar el sesgo producido por la orientación de la línea de medición de los *scanlines* lineales. Aun así, presenta una limitación que está

asociada a la disponibilidad de superficies aflorantes adecuadas para la realización de la ventana circular.

Una vez trazado el círculo, se tomaron el rumbo e inclinación y las características observables de cada fractura. También se registraron sus terminaciones (*end points*) definidas como “m”, cuando el punto de terminación se encuentra dentro de la ventana, y “n”, cuando la fractura interseca la circunferencia (Figura 4.1). Estos valores pueden ser utilizados para calcular los parámetros de intensidad, densidad y longitud de las trazas (Mauldon *et al.*, 2001). Asimismo, se tomaron las relaciones de corte entre las fracturas comprendidas dentro del círculo.

#### 4.1.2. Análisis de los datos de fracturas

En primer lugar, utilizando el programa *Stereonet* (Allmendinger *et al.*, 2013; Cardozo y Allmendinger, 2013), se representaron los planos de fractura obtenidos en el campo en redes estereográficas de igual ángulo, o de Wulf (Figura 4.3a) y su representación polar en redes de igual área, o de Schmidt (Figura 4.3b). Luego, se realizó una corrección estructural de los polos para evaluar el grado de agrupamiento de las fracturas y la cronología respecto con la deformación (ej. plegamiento). Este paso consiste en rotar los polos de las fracturas según el rumbo e inclinación del banco donde se realizó el relevamiento. De esta manera, cuando los planos de fracturas son subperpendiculares a los bancos y se tornan subverticales luego de la rotación (Figura 4.3c), se asume un origen previo o coetáneo a los estadios iniciales del plegamiento (Hancock, 1985).

Para definir y evaluar el grado de agrupamiento de las principales familias de fracturas se utilizó el programa *Win-Tensor* (Delvaux, 1993; Delvaux y Sperner, 2003). Una familia de fracturas corresponde a un grupo de fracturas con características geométricas comunes (Angelier, 1994). Basándose en el procedimiento de separación de datos de Huang y Charlesworth (1989), el programa forma las familias separando las concentraciones de datos que se observan en la proyección estereográfica y que presentan información homogénea. Inicialmente el usuario selecciona la cantidad de familias a separar en base a una inspección visual y el programa define los núcleos, que corresponden a la orientación media estimada para cada familia. Por último, a partir de un ángulo de cono límite definido por el usuario, agrupa a las fracturas que se encuentran alrededor de ese núcleo.

Una vez definidas las familias, se evaluó la dispersión de las orientaciones de fracturas dentro de una misma familia a partir del análisis estadístico de Fisher (Fisher, 1987). Este análisis asume una simetría circular alrededor de un punto y calcula el vector resultante del conjunto de polos que definirá el polo medio de esa familia. También, define los parámetros de confianza  $\alpha_{95}$  y  $k$ , este último corresponde al factor de concentración que varía de cero, para valores uniformemente distribuidos, a infinito, para un conjunto de datos perfectamente agrupados. Por último, a partir de los polos obtenidos (Figura 4.3d), se representaron los planos medios de las familias en redes estereográficas de igual ángulo para una mejor visualización (Figura 4.3e).

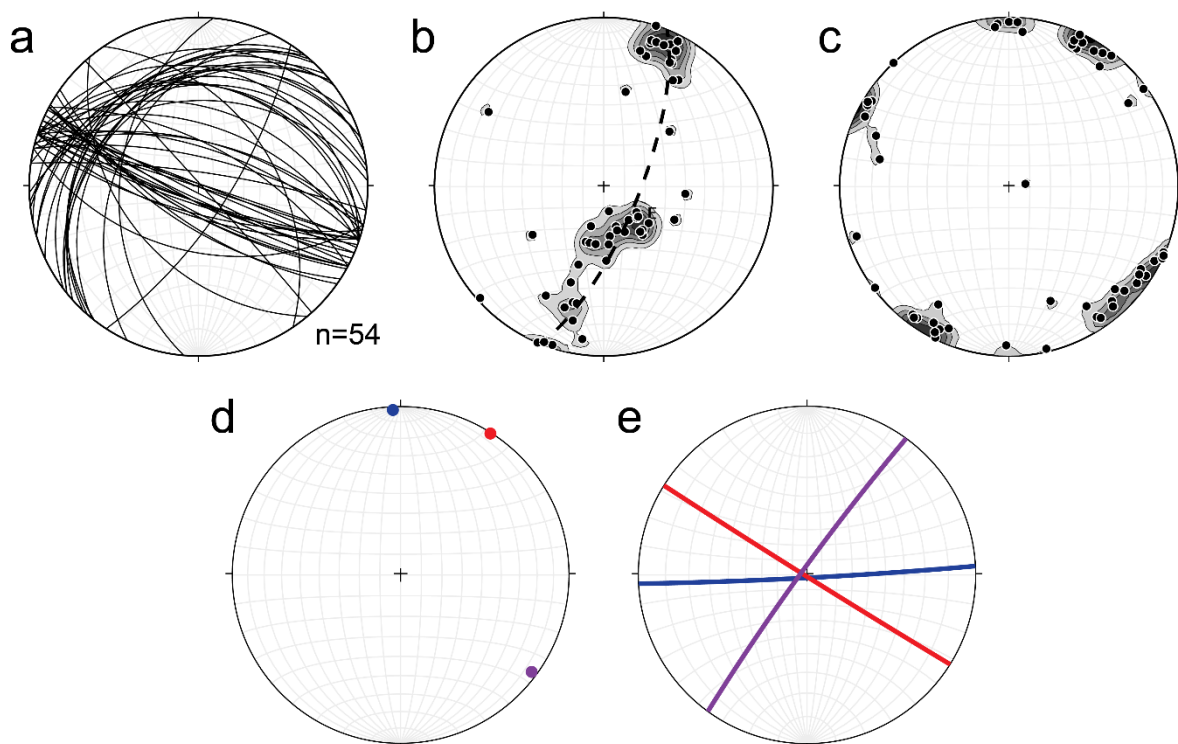


Figura 4.3. Ejemplo del procesamiento de datos de fracturas tomados en el campo; (a) planos de fracturas, (b) polos y contornos de fracturas junto con la actitud del banco donde fueron relevadas (línea punteada), (c) polos y contornos de las fracturas luego de la corrección estructural, (d) polo medio y (e) plano medio de las familias de fracturas diferenciadas por color. Los planos de fracturas son representados en redes estereográficas de igual ángulo, o de Wulf, y los polos de fracturas a redes de igual área, o de Schmidt.

Una vez definidas las familias de fracturas, se analizó su cronología relativa en base a las relaciones de corte presentes entre las fracturas que las componen, considerando que las fracturas más jóvenes terminan contra fracturas anteriores (Hancock, 1985). Se determinó una cronología relativa confiable cuando las relaciones de corte son consistentes y sistemáticas entre los individuos de las familias

de fracturas analizadas. Asimismo, se evaluó la presencia de patrones de fracturas cuando las familias forman redes geométricas sistemáticas.

Por último, se determinaron los parámetros estadísticos de espaciado, densidad y coeficiente de varianza. El espaciado es la distancia perpendicular entre las fracturas de una misma familia, la densidad de fracturas corresponde al número de fracturas por unidad de longitud, área o volumen (Dershowitz y Herda, 1992; Rohrbaugh *et al.*, 2002) y el coeficiente de varianza es la relación entre la desviación estándar y el promedio del espaciado utilizado para determinar el grado de agrupamiento de las fracturas a lo largo de una línea (Gillespie *et al.*, 1999). El espaciado y la densidad de cada familia fueron calculados utilizando el programa Visual\_Scanline3D (Markovaara-koivisto y Laine, 2012), que realiza la representación de *scanlines* lineales en tres dimensiones y el posterior análisis estadístico de los datos. El programa realiza la corrección de los espaciados aparentes medidos en los *scanlines* y obtiene los espaciados reales (S) entre las fracturas de cada familia (ver Figura 4.1), el espaciado medio y la densidad para cada familia de fracturas. Luego, se obtuvo el coeficiente de varianza (Cv) dividiendo la desviación estándar del espaciado real por el espaciado medio de la familia. Este valor indica si las fracturas se encuentran distribuidas aleatoriamente (Cv=1), espaciadas regularmente (Cv<1) o formando grupos o *clusters* (Cv>1) (Cox y Lewis, 1966; Gillespie *et al.*, 1999). Cabe aclarar, que los valores obtenidos para estos parámetros estadísticos fueron tomados como soporte para el análisis de la red de fracturas, ya que en algunos casos la cantidad de datos disponibles para calcularlos eran escasos.

#### 4.1.3. Medición de las propiedades mecánicas de la roca

Con el objetivo de realizar una caracterización de las propiedades mecánicas de las rocas donde fueron relevadas las fracturas, se realizaron mediciones *in situ* utilizando un martillo de Schmidt (Figura 4.4). Esta herramienta se desarrolló inicialmente para testear concreto de una manera no destructiva, y luego se utilizó para la medición de las propiedades mecánicas de las rocas en afloramientos, principalmente para estimar el esfuerzo compresivo uniaxial (UCS), el módulo de Young (E) y la densidad (D) de los materiales rocosos (Aydin y Basu, 2005).

Cuando el martillo de Schmidt es presionado de manera ortogonal contra una superficie rocosa, se libera un pistón automáticamente. Parte de la energía del

impacto del pistón contra la superficie se consume, principalmente por absorción y transformación en calor y sonido. La energía restante representa la resistencia de la superficie a la penetración del impacto, lo que permite que el pistón rebote. Cuanto más resistente sea la superficie, o sea a mayor dureza de la roca, menor será la penetración y mayor será el rebote. El valor de rebote o *rebound value* (R) corresponde a la distancia recorrida por el pistón luego de rebotar (Figura 4.4a) y es considerado un índice de la dureza de la superficie (Basu y Aydin, 2004; Aydin y Basu, 2005). La herramienta registra valores de rebote entre  $10 \text{ a } 100 \pm 2$ .

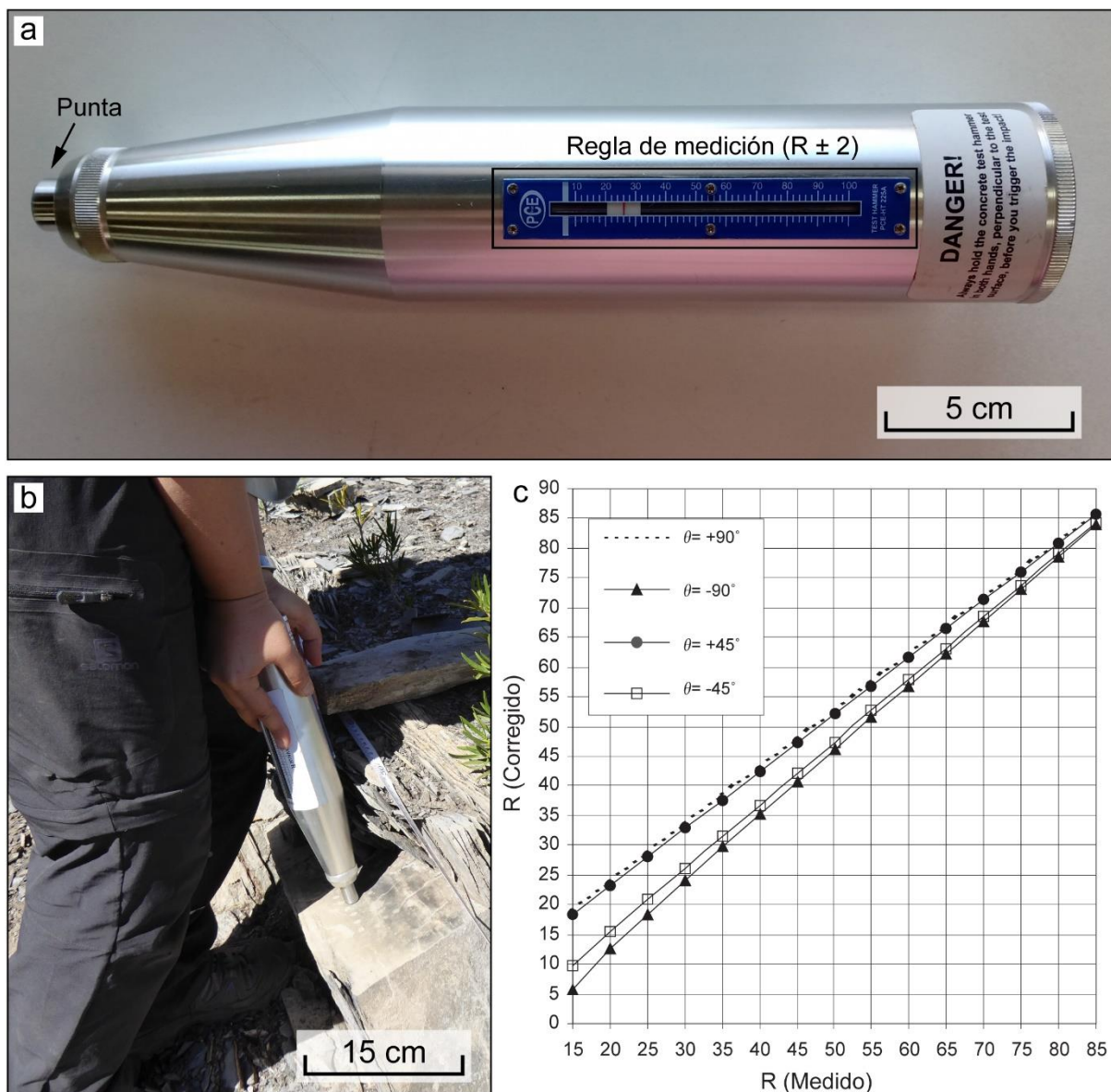


Figura 4.4. (a) Martillo de Schmidt, la herramienta mide valores de rebote (R) de la roca entre 10 y 100 con una resolución de 2 (b) Utilización del martillo en el campo. (c) Tablas de corrección para mediciones inclinadas.

En este trabajo se utilizó un martillo de concreto modelo HT-225A realizado por la empresa PCE con una energía de impacto de  $2.207 \pm 0.1$  J (Figura 4.4). Se realizaron diez lecturas de impactos en cada capa relevada, descartando aquellos valores que se alejaban del valor de rebote promedio por más de 7 unidades y promediando los restantes. Las lecturas tomadas con el martillo en direcciones no horizontales fueron normalizadas usando las tablas de corrección otorgadas por el fabricante (Figura 4.4c).

En base al martillo utilizado y las rocas estudiadas, se empleó una relación empírica (Katz *et al.*, 2000) para convertir el valor de rebote promedio obtenido en cada capa en el esfuerzo compresivo uniaxial (UCS), el módulo de Young (E) y la densidad (D) de la roca aplicando las siguientes ecuaciones,

- $UCS \text{ (en MPa)} = 2.208 * e^{0.067 * R} \text{ (} r^2 = 0.964 \text{)}$
- $E \text{ (en GPa)} = 0.00013 * R^{3.09074} \text{ (} r^2 = 0.994 \text{)}$
- $D \text{ (en kg m}^{-3}\text{)} = 1308.2 * \ln(R) - 2873.9 \text{ (} r^2 = 0.913 \text{)}$

donde R es el valor de rebote promedio de la capa y  $r^2$  es el error estándar para la estimación de la variable.

## 4.2. Relevamiento aéreo

El relevamiento aéreo fue realizado durante el mes de diciembre de 2017 en el área de Mallín de los Caballos en el Sierra de la Vaca Muerta (ver Figura 1.1). Los productos obtenidos cubren un área total de  $0.07 \text{ km}^2$  y comprenden un ortomosaico georeferenciado (nombrado imagen aérea en este trabajo) de  $1.7 \text{ cm/píxel}$  de resolución (Figura 4.5a y b), un DEM con una resolución de  $3.3 \text{ cm/píxel}$  (Figura 4.5c y d) y una nube de puntos formada por  $1.03 \times 10^8$  puntos. Debido a que los bancos en el área relevada presentan baja inclinación, fue posible correlacionar las fracturas medidas en afloramiento con las trazas y planos interpretados en los productos obtenidos.

### 4.2.1. Imagen aérea

Las trazas de fracturas en la imagen aérea (Figura 4.5a y b) fueron interpretadas manualmente. Su definición depende de la longitud y ancho, así como también del



contraste entre los píxeles, que puede variar debido a los efectos de la topografía y la presencia de sectores con sombra (Hardebol *et al.*, 2015). En este caso, la resolución de la imagen y las condiciones de luminosidad permitieron interpretar trazas de fracturas mayores a 20 cm de longitud.

A partir de la interpretación realizada, se obtuvieron datos de dirección, longitud y distribución de las trazas de fracturas. Las familias de trazas de fracturas fueron definidas en base a las orientaciones predominantes y, debido a que las fracturas reconocidas en el campo son subverticales, fue posible correlacionar las trazas interpretadas en la imagen aérea con las familias identificadas en el campo. El espaciado, la densidad y el coeficiente de varianza (Cv) de las trazas de fracturas fueron calculados trazando *scanlines* lineales sobre la imagen generada. Las líneas fueron distribuidas a lo largo de los pavimentos aflorantes de manera perpendicular a la orientación promedio de las familias, evitando los sectores parcialmente cubiertos para reducir errores.

## Mallín de los Caballos

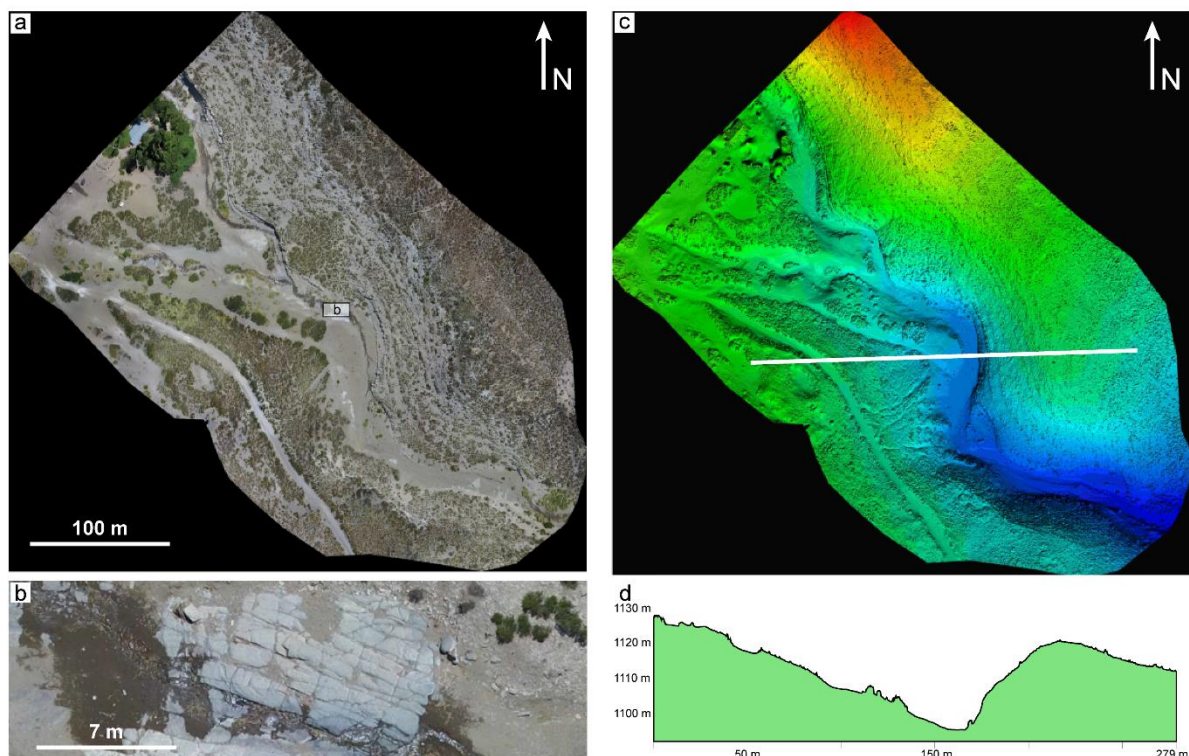


Figura 4.5. (a) Imagen aérea (ortomosaico) del área de Mallín de los Caballos en el Sierra de la Vaca Muerta con una resolución de 1.7 cm/píxel y (b) detalle de un pavimento aflorante en la imagen aérea. (c) Modelo de elevación digital (DEM) del área con una resolución de 3.3 cm/píxel y (d) un perfil de elevación correspondiente a la línea blanca trazada en (c).

Dada la importante cantidad de trazas interpretadas ( $n$  total = 665) incluyendo la determinación de sus longitudes, se utilizó esta base de datos para evaluar la ley de distribución de longitudes que mejor se ajusta a cada familia. Esto es importante ya que la distribución de las longitudes tiene implicancias en la conectividad de la red de fracturas y presenta una relación teórica con las aperturas (Olson *et al.*, 2003), de manera que se trata de un parámetro relevante en la construcción de modelos de fracturas (Odling *et al.*, 1999; Hardebol *et al.*, 2015; Rizzo *et al.*, 2017). Encontrar la distribución estadística que mejor ajusta a los datos es útil para predecir tendencias de los atributos de las fracturas a distintas escalas, como la longitud (Rizzo *et al.*, 2017).

La distribución de las longitudes de las trazas fue evaluada utilizando un análisis estadístico basado en la estimación por máxima verosimilitud (MLE, por sus siglas en inglés) (Wasserman, 2004; Newman, 2005; Clauset *et al.*, 2009; Rizzo *et al.*, 2017). Se utilizó el programa FracPaQ (Healy *et al.*, 2017) que evalúa el ajuste de los datos observados con las distribuciones *power law*, exponencial y lognormal. El programa estima los parámetros que gobiernan cada distribución (Tabla 4.1) y realiza una prueba de Kolmogorob-Smirnoff, la cual mide las diferencias entre los datos observados y una cantidad de datos teóricos generados siguiendo los parámetros estimados, para calcular el porcentaje de ajuste de cada distribución (Clauset *et al.*, 2009; Healy *et al.*, 2017; Rizzo *et al.*, 2017). Esta metodología proporciona una herramienta estadística poderosa y confiable para estimar los parámetros que controlan las leyes de distribución de los atributos de fracturas (*e.g.* longitud) y luego calcular la probabilidad de ajuste para cada distribución. Por lo tanto, cuando se desconoce la distribución subyacente de un atributo de fracturas, esta técnica cuantifica estadísticamente la bondad de ajuste para diferentes distribuciones utilizando los datos obtenidos. Por el contrario, la técnica de regresión lineal por cuadrados mínimos requiere mínimas suposiciones de distribución y no tiene base para probar cuantitativamente la hipótesis de que el modelo elegido es el que mejor se ajusta a los datos observados (Clauset *et al.*, 2009; Rizzo *et al.*, 2017).

Para definir la distribución que mejor ajusta a los datos se consideran los resultados de probabilidad de ajuste de las tres distribuciones analizadas y el parámetro  $x_{min}$ . Este parámetro corresponde al valor mínimo a partir del cual la distribución se ajusta al modelo, descartando los valores menores a este. Por lo tanto,

para determinar cuál es la distribución que mejor describe el comportamiento de los datos, no solo se valoró el porcentaje de ajuste obtenido, sino también la porción de datos considerada para el análisis.

Tabla 4.1. Fórmulas para las funciones de verosimilitud de las distribuciones *power law*, lognormal y exponencial, y de las estimaciones de los parámetros, tomado de Rizzo *et al.* (2017).

Distribución	Función de verosimilitud	Parámetros
<i>Power law</i>	$\mathcal{L}(\alpha x) = n \ln x_{min} - \alpha \sum_{i=1}^n \ln \frac{x_i}{x_{min}}$	$\hat{\alpha} = 1 + n \left[ \sum_{i=1}^n \ln \frac{x_i}{x_{min}} \right]^{-1}$
Lognormal	$\mathcal{L}(\mu, \sigma x) = \prod_{i=1}^n \left( \frac{1}{X_i} \right) f(\ln x   \mu, \sigma)$	$\hat{\mu} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln X_i; \hat{\sigma}^2 = \sum_{i=1}^n (\ln X_i - \hat{\mu})^2$
Exponencial	$\mathcal{L}(\lambda x) = \lambda^n e^{-\lambda n \bar{x}}$	$\hat{\lambda} = \frac{1}{\bar{x}}$

#### 4.2.2. Nube de puntos

La nube de puntos (Figura 4.6a) fue procesada semiautomáticamente para obtener información sobre las discontinuidades presentes en los paredones aflorantes en el área. Para ello se utilizó el DSE (*Discontinuity Set Extractor*), un programa de código libre para identificar de manera semiautomática puntos que conforman superficies planas a partir de una nube de puntos (Riquelme *et al.*, 2014). Este proceso se acompañó con el uso del programa CloudCompare, como herramienta de visualización de la nube de puntos y de los planos extraídos.

El análisis realizado por el DSE se basa en un *test* de coplanaridad entre puntos vecinos de la nube, que identifica y define los diferentes planos existentes (Riquelme *et al.*, 2014). Para cada punto de la nube, se buscan los *knn* vecinos más cercanos, y se lleva a cabo un test de coplanaridad, el cual evalúa la existencia o no de una superficie plana alrededor de ese punto. En el caso en que exista una superficie, se calcula el vector normal de los puntos con sus vecinos. El programa permite definir la cantidad de vecinos (*knn*) que se puede tomar para realizar la prueba y un valor de tolerancia. En este trabajo se utilizó un valor *knn* de 30 y una tolerancia de 0.2, que son los valores sugeridos por el desarrollador del programa.

Posteriormente, el programa calcula la densidad de los vectores normales asociados a los puntos y define las principales orientaciones identificadas en la nube de puntos. En este paso, el programa genera un archivo para visualizar la nube de

puntos con las principales orientaciones diferenciadas por color (Figura 4.6b). Así, puede evaluarse el análisis realizado por el DSE y diferenciar las orientaciones que corresponden a planos de fracturas o planos de estratificación, de las que corresponden a superficies de derrubios, las cuales serán filtradas. De esta manera, quedan definidas las principales familias de discontinuidades a partir de las orientaciones de los planos (Figura 4.6c), que podrán analizarse para definir los parámetros de distribución, como el espaciado y la densidad, de la red de fracturas.

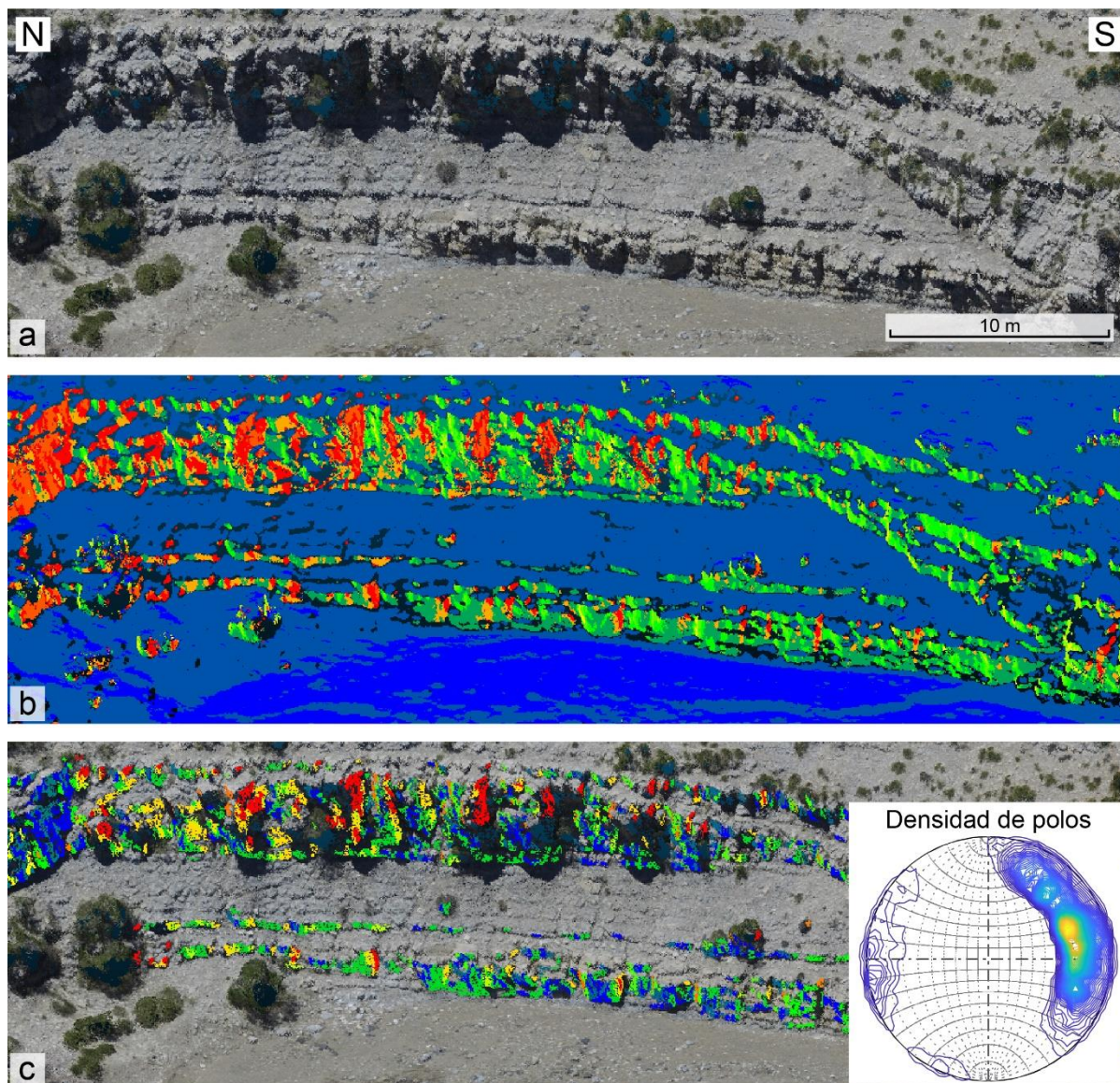


Figura 4.6. (a) Sector de la nube de puntos obtenida en el área de Mallín de los Caballos donde se observa el afloramiento de un paredón de 10 m de altura. (b) Nube de puntos analizada con el programa DSE con las principales orientaciones diferenciadas por color. (c) Principales planos de fractura identificados luego de filtrar las orientaciones correspondientes a superficies de derrubio y vegetación, el estereograma indica la densidad de polos de los planos identificados.

Es importante aclarar, que la eficiencia de la extracción de los planos de discontinuidades está fuertemente condicionada por la orientación principal de los paredones aflorantes, las irregularidades en la densidad de la nube de puntos y la presencia de zonas de sombra como resultado de las condiciones de luz al momento de realizar el vuelo. Estas dificultades se incrementan con la presencia de derrubios y vegetación en los afloramientos analizados. Por esta razón, para analizar la nube de puntos relevada en este trabajo, se tomaron las porciones de afloramiento con mayor visibilidad y se trabajó en fracciones más pequeñas de la nube para poder diferenciar con mayor precisión las orientaciones que efectivamente correspondían a planos de fracturas aflorantes.



## Capítulo 5

# Análisis del patrón de fracturas en la Sierra de la Vaca Muerta

En este capítulo se incluyen resultados publicados en el trabajo “*Natural fracture characterization of the Los Catutos Member (Vaca Muerta Formation) in the southern sector of the Sierra de la Vaca Muerta, Neuquén Basin, Argentina*” publicado en el *Journal of South American Earth Science* (Correa-Luna *et al.*, 2022)

### 5.1. Contexto geológico de la Sierra de la Vaca Muerta

La Sierra de la Vaca Muerta está ubicada en el sector sur de la Faja Plegada y Corrida del Agrio, en una zona de transición con el sistema de la Dorsal de Huincul (Mosquera y Ramos, 2006; Ramos *et al.*, 2011), al norte de Zapala, provincia de Neuquén (Figura 5.1). Los primeros trabajos en la zona son de Burckhardt (1899), Windhausen (1914) y Groeber (1921), siendo la Sierra de la Vaca Muerta una localidad clásica donde afloran unidades del Jurásico argentino (Leanza *et al.*, 2001).

Los trabajos realizados en la sierra incluyen principalmente aspectos sedimentológicos, bioestratigráficos, mineros y paleontológicos. Sin embargo, a pesar de ser una localidad reconocida de la Cuenca Neuquina, la información estructural y referida a los procesos tectónicos que afectaron la zona son escasos. Lambert (1956) realizó una de las primeras descripciones de los principales rasgos que caracterizan la deformación y realizó los primeros aportes sobre la evolución estructural de la región. Posteriormente, Zavala y González (2001) presentaron un mapa completo de las distribuciones de facies, a partir de un análisis tectono-estratigráfico. Teniendo en cuenta las relaciones geológicas, en estos trabajos se infirió la presencia de una falla

de rumbo a lo largo del núcleo del anticlinal de la Sierra de la Vaca Muerta. Leanza *et al.* (2001) asocia la formación del pliegue a la inversión de un bloque del basamento y Repol (2006) realizó un análisis de la evolución cinemática del pliegue.

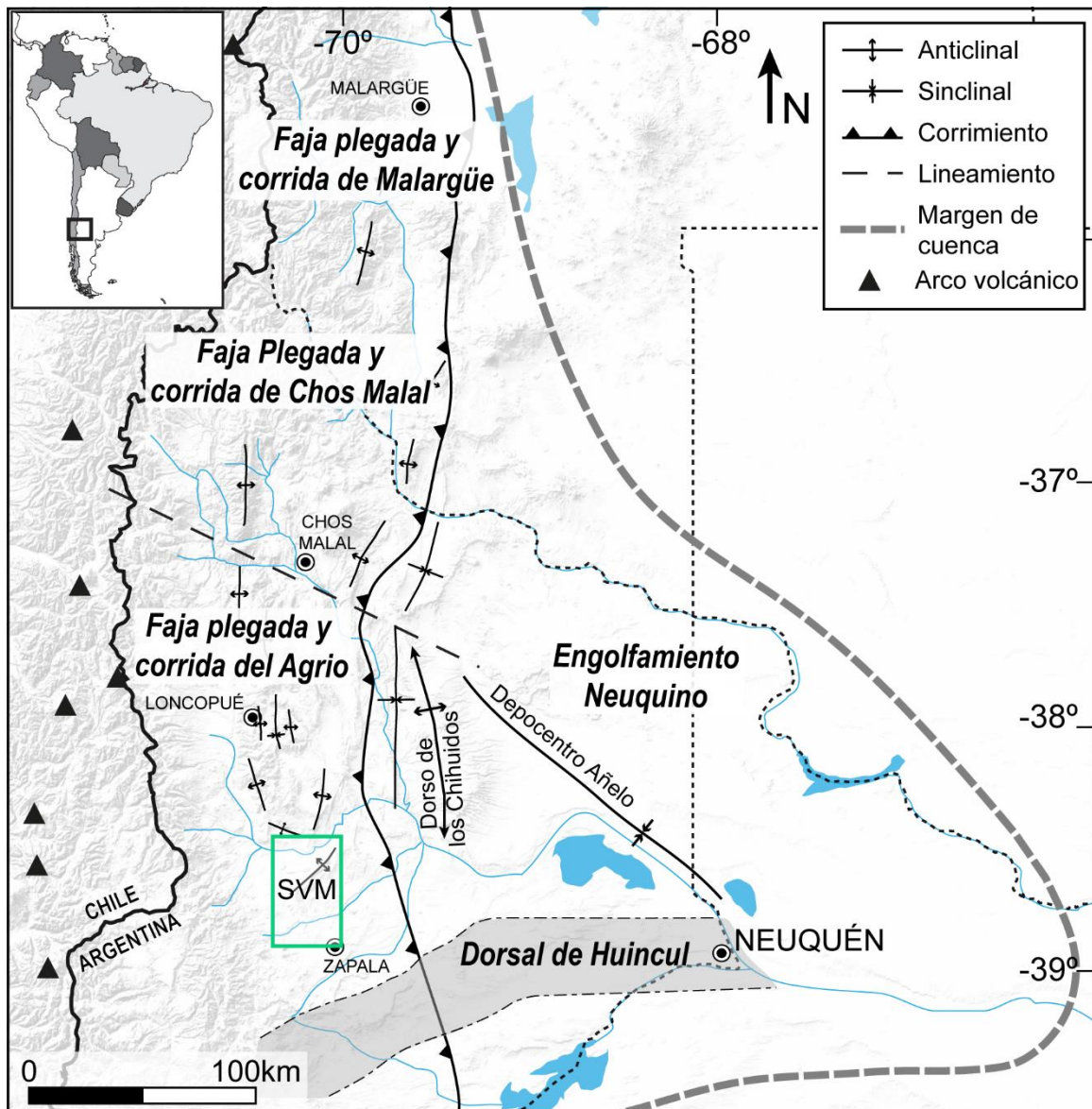


Figura 5.1. Mapa de la Cuenca Neuquina con las principales unidades morfoestructurales de la zona. El recuadro verde señala el área Sierra de la Vaca Muerta (SVM) estudiada en este trabajo (Figura 5.2).

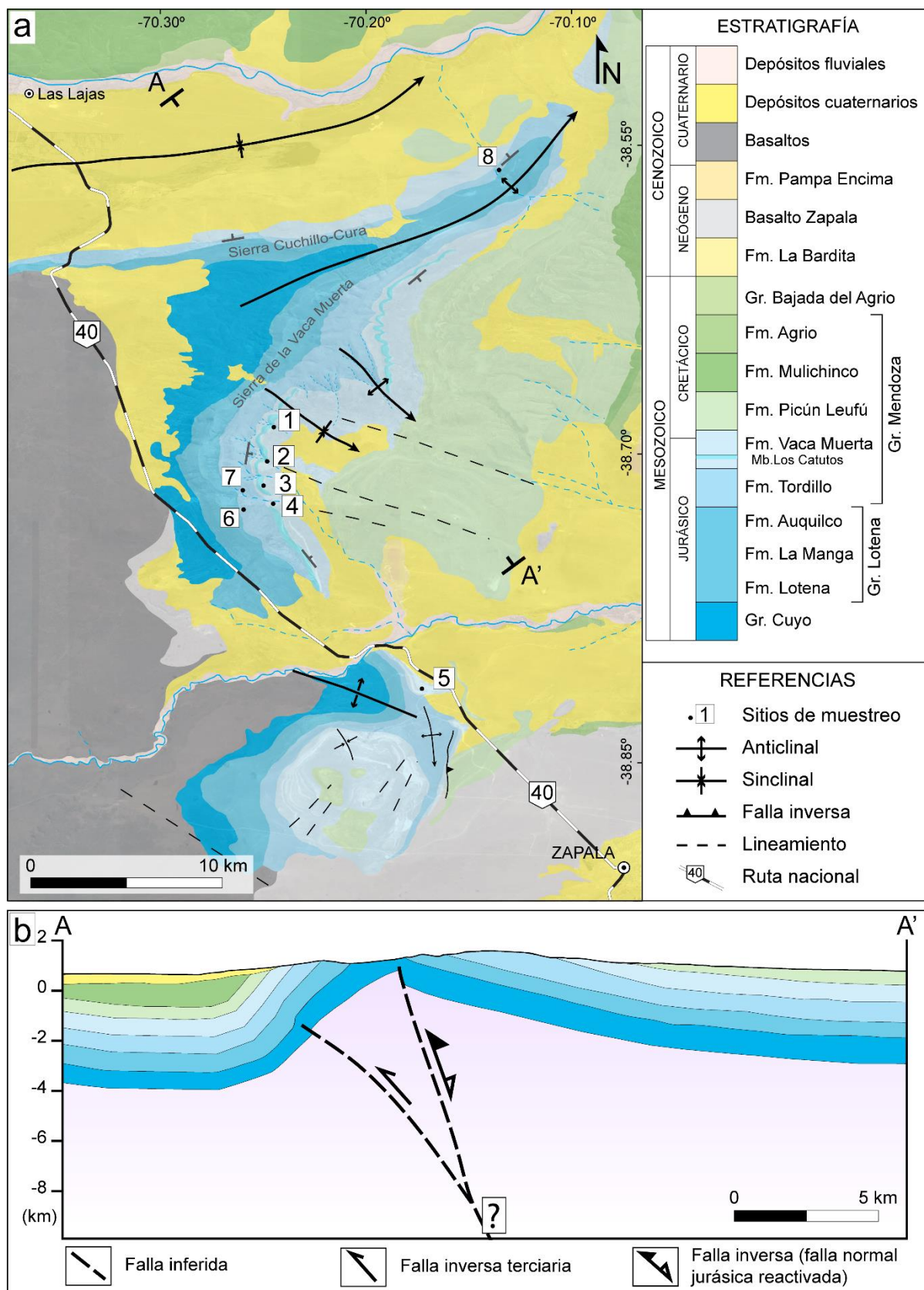
El anticlinal Sierra de la Vaca Muerta corresponde a un pliegue asimétrico (Figura 5.2) generado por la propagación de una falla inversa del basamento combinada con una componente de rumbo variable (Repol, 2006). El eje del pliegue está orientado en sentido NE-SO y buza levemente hacia el noreste, siendo oblicuo a las principales estructuras que componen la faja plegada y corrida de dirección aproximadamente N-S. Esta oblicuidad fue interpretada como el resultado de la reactivación de estructuras



extensionales del Jurásico (Figura 5.2b; Vergani *et al.*, 1995; Repol, 2006). El flanco norte, denominado Sierra Chuchillo-Cura, es recto y presenta inclinaciones altas hacia el NNO, alcanzando la verticalidad en algunos sectores. Por otro lado, la Sierra de la Vaca Muerta, que corresponde al flanco sudeste del pliegue, inclina suavemente hacia el este con algunas desviaciones de rumbo a lo largo del flanco hacia el ENE o ESE. Estas desviaciones dan lugar a suaves pliegues secundarios con orientaciones aproximadamente noroeste, delimitados por lineamientos de 15 a 20 kilómetros de largo con orientaciones ONO-ESE (Figura 5.2a). De oeste a este de la sierra se pueden observar afloramientos de las sedimentitas de los grupos Cuyo, Lotena y Mendoza (Figura 5.2).

Según Repol (2006), esta estructura es el resultado de una superposición de al menos dos etapas compresivas: la primera durante el Eoceno, la cual coincide con el primer pulso de deformación de la Faja Plegada y Corrida del Agrio, propuesto desde el Cretácico Tardío al Paleogeno (*e.g.*, Cobbold y Rossello, 2003; Ramos y Folguera, 2005; Mosquera y Ramos, 2006; Zamora Valcarce *et al.*, 2006; Rojas Vera *et al.*, 2015; Sanchez *et al.*, 2018), y la segunda durante el Mioceno, coincidente con la edad que reportan Mosquera y Ramos (2006), Mosquera *et al.*, (2011) y Rojas Vera *et al.*, (2015) para el segundo pulso de deformación en la zona.

La Sierra de la Vaca Muerta es considerada como una localidad tipo de la Formación Vaca Muerta (Leanza, 1973). El límite inferior de esta unidad forma un contacto neto y concordante con los depósitos fluviales de la Formación Tordillo (Leanza *et al.*, 2011; Kietzmann *et al.*, 2014b). La sección basal de la Formación Vaca Muerta se caracteriza por una asociación de lutitas negras de ambiente marino profundo con alto contenido de materia orgánica y abundantes concreciones calcáreas (Figura 5.3a; Uliana *et al.*, 1999; Leanza *et al.*, 2011; Rodríguez Blanco *et al.*, 2020). Hacia el techo, se superpone un intervalo carbonático denominado Miembro Los Catutos (Figura 5.3). Se le asigna una edad del Tithoniano medio-superior, definida por la presencia de amonites pertenecientes a la biozona denominada *Windhausenicerias internispinosum* (Leanza y Zeiss, 1990; Scasso *et al.*, 2002).



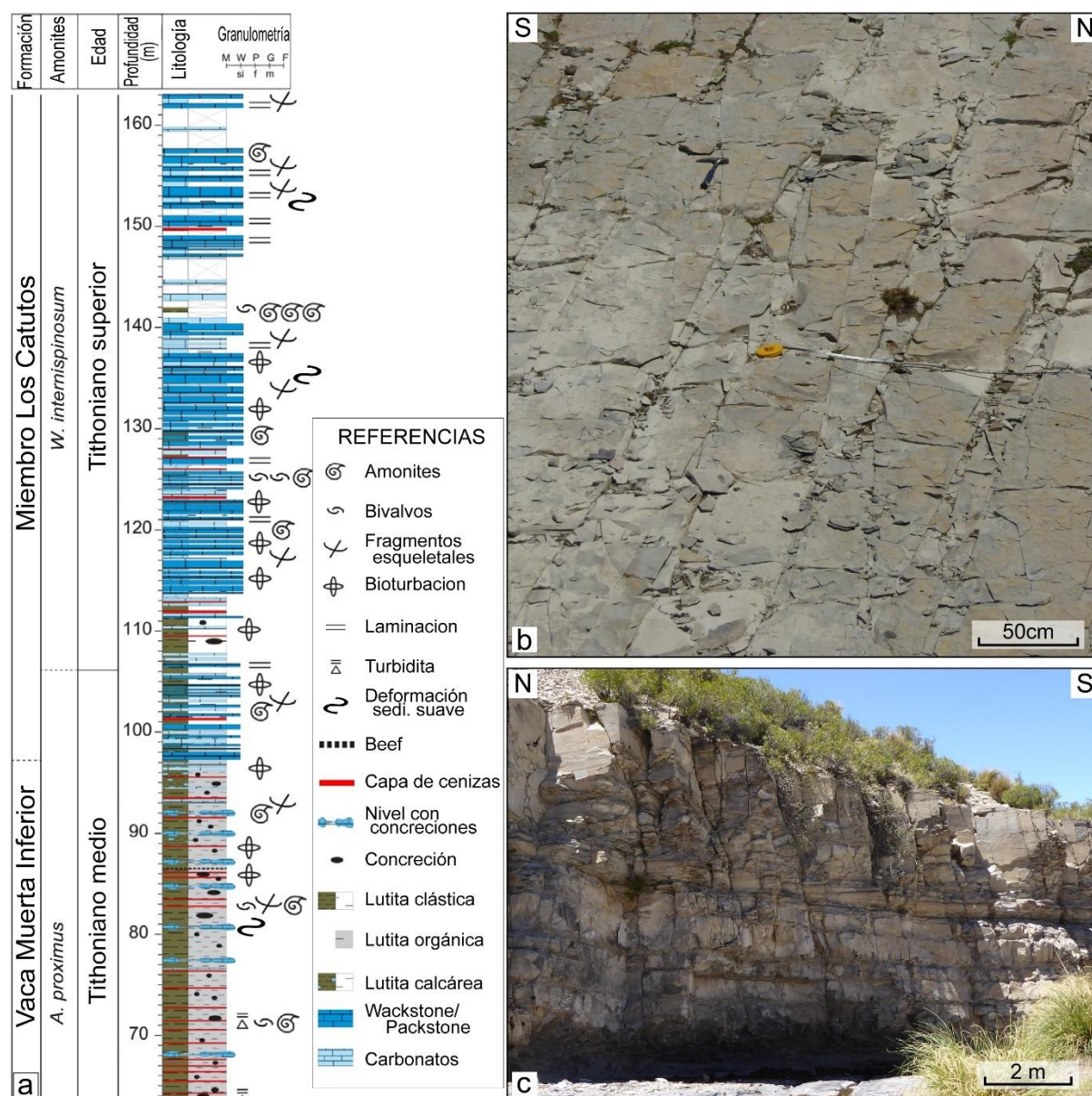


Figura 5.3. (a) Perfil sedimentario tomado de Rodríguez Blanco *et al.* (2020) realizado en el área de Mallín de los Caballos (Sitio 2 - Figura 5.2), (b,c) fotografías de afloramientos del Miembro Los Catutos en el área de Mallín de los Caballos.

El Miembro Los Catutos está compuesto por calizas micríticas tabulares intercaladas por margas y lutitas (Figura 5.3b y c; Leanza y Zeiss, 1990; Scasso *et al.*, 2005; Kietzmann *et al.*, 2014b; Rodríguez Blanco *et al.*, 2020). La secuencia se encuentra localmente afectada por estructuras sedimentarias de gran escala como *slumps*, y pequeños canales que cortan la sucesión en algunos sectores (Kietzmann *et al.*, 2014b; Reijenstein *et al.*, 2017; Rodríguez Blanco *et al.*, 2020). Este intervalo se asocia a una somerización de la cuenca, y se lo interpreta como ritmitas (alternancia de caliza y margas) que se habrían depositado en condiciones marinas abiertas, en profundidades de agua de 30 a 50 metros (Leanza y Zeiss, 1990; Scasso

*et al.*, 2002). Otros autores lo definen como depósitos producidos en un ambiente de periplataforma, que corresponde a una zona donde se depositan lodos carbonatados que fueron transportados desde su lugar de origen en un sector de alta productividad de carbonatos en aguas superficiales (Rodríguez Blanco *et al.*, 2020). En la cantera El Ministerio (Sitio 5, Figura 5.2a), el Miembro Los Catutos tiene un espesor de 70 metros y se adelgaza hacia el norte de la Sierra de la Vaca Muerta, alcanzando 50 metros de espesor en el área de Mallín de los Caballos (Sitio 2, Figura 5.2a; Leanza y Zeiss, 1990; Rodríguez Blanco *et al.*, 2020).

## 5.2. Fracturas naturales en la Formación Vaca Muerta

### 5.2.1. Orientaciones de fracturas

#### *Fracturas relevadas en el campo*

Las fracturas fueron relevadas en el campo a lo largo de cinco sitios de muestreo sobre los afloramientos de la Formación Vaca Muerta (Figura 5.2a). Los sitios 1 al 4 están ubicados en la Sierra de la Vaca Muerta, donde la secuencia inclina uniformemente 20° hacia el este. El sitio 5 está localizado al sur en la cantera El Ministerio, localidad tipo del Miembro Los Catutos, donde la secuencia inclina 10° hacia el noreste. Se midieron un total de 585 fracturas y se reconocieron cuatro familias principales (Tabla 5.1, Figuras 5.4 y 5.5).

Tabla 5.1. Familias de fracturas reconocidas en cada sitio de muestreo en el campo. De cada familia se incluye el número de fracturas (N), el rumbo e inclinación del plano medio de Fisher (R/I), y los parámetros de confianza  $\alpha_{95}$  y k. Ver ubicación de los sitios en la Figura 5.2.

Sitios	Familia I (ONO-ESE)				Familia II (N-S)				Familia III (NO-SE)				Familia IV (NE-SO)			
	N	R/I	$\alpha_{95}$	k	N	R/I	$\alpha_{95}$	k	N	R/I	$\alpha_{95}$	k	N	R/I	$\alpha_{95}$	k
Sitio 1	9	102°/85°	5.7	82.5	17	000°/89°	6	36.4	-	-	-	-	52	045°/80°	2.7	54.6
Sitio 2 MDC	81	100°/90°	1.8	79.5	43	011°/79°	3.3	45.9	18	337°/77°	6.2	32.3	17	248°/86°	4.8	56.9
Sitio 3	9	283°/81°	8.2	40.2	4	006°/85°	3.6	669.8	7	338°/80°	8.6	49.8	5	052°/86°	11	47.6
Sitio 4	14	283°/87°	5.9	45.9	51	014°/84°	1.8	119.7	120	138°/85°	1.4	83.7	25	054°/90°	4.3	47.3
Sitio 5	2	110°/88°	-	-	37	025°/84°	2.3	108.8	5	141°/90°	7.4	106.8	32	070°/87°	2.7	90.2

En los cinco sitios de muestreo se observa un patrón sistemático, formado por una familia de fracturas principal con orientaciones ONO-ESE (Familia I) acompañada por una familia ortogonal secundaria, con orientaciones N-S a NNE-SSO (Familia II) (Figuras 5.4 y 5.5). Las fracturas de la Familia II suelen terminar contra las de la Familia I (Figura 5.7). Las fracturas de la Familia I son perpendiculares a los estratos

(Figura 5.6a), sus trazas son largas, alcanzando los 6 metros de longitud, y su orientación varía entre  $N090^{\circ}$  y  $N110^{\circ}$  (Tabla 5.1, Figuras 5.4 y 5.5). Se clasifican como fracturas tensionales o de Modo I, ya que se observan estructuras plumosas preservadas en algunas de las superficies de fracturación. La densidad de fracturas varía de 1.7 a 3.4 fracturas/metro, y el espaciado promedio entre 0.30 y 0.55 metros (Tabla 5.2). El Cv generalmente toma valores menores a 1, sugiriendo que las fracturas están regularmente espaciadas, excepto en el sitio 4 (Figura 5.2). Esta familia fue reconocida en los cinco sitios de muestreo, aunque en algunos casos no son estadísticamente representativas (Tabla 5.1, Figura 5.5). Por ejemplo, en el sitio 5 solo se midieron dos fracturas en el *scanline* circular realizado; esto es producto del importante espaciado de las fracturas respecto al tamaño del afloramiento. Sin embargo, como se observa que las fracturas son sistemáticas, tienen grandes longitudes y todas las otras familias abaten contra estas, no pueden ser ignoradas y se decidió considerarlas para el análisis.

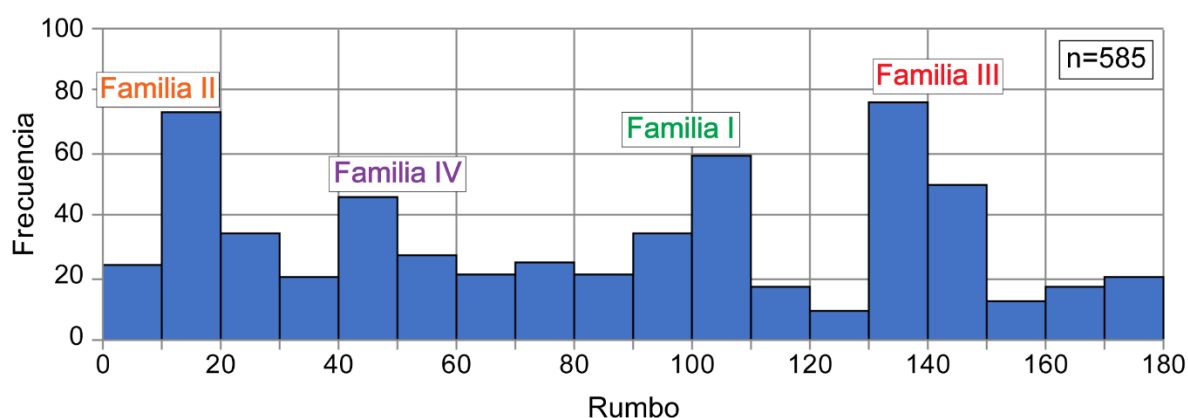


Figura 5.4. Histograma de frecuencia de fracturas según su rumbo; las orientaciones contemplan la corrección estructural. El tamaño de los intervalos se define en función del tamaño de la muestra siguiendo los criterios de Sanderson y Peacock (2020).

Las fracturas de la Familia II, con rumbos que varían de N-S a  $N025^{\circ}$  (Tabla 5.1, Figuras 5.4 y 5.5), presentan longitudes de traza menores a las de la Familia I, ya que se encuentran usualmente limitadas por estas. También son subperpendiculares a los estratos y se las clasifica como fracturas tensionales ya que, al igual que las fracturas de la Familia I, se observan estructuras plumosas preservadas (Figura 5.6b). La densidad de facturas es mayor que la de la Familia I, alcanzando 8.4 fracturas/metro en el sitio 1; su espaciado medio varía entre 0.12 a 0.21 metros (Tabla 5.2). En este caso, el valor medio del Cv presenta importantes variaciones entre los sitios 1 y 2, siendo 0,74 y 1.26 respectivamente.

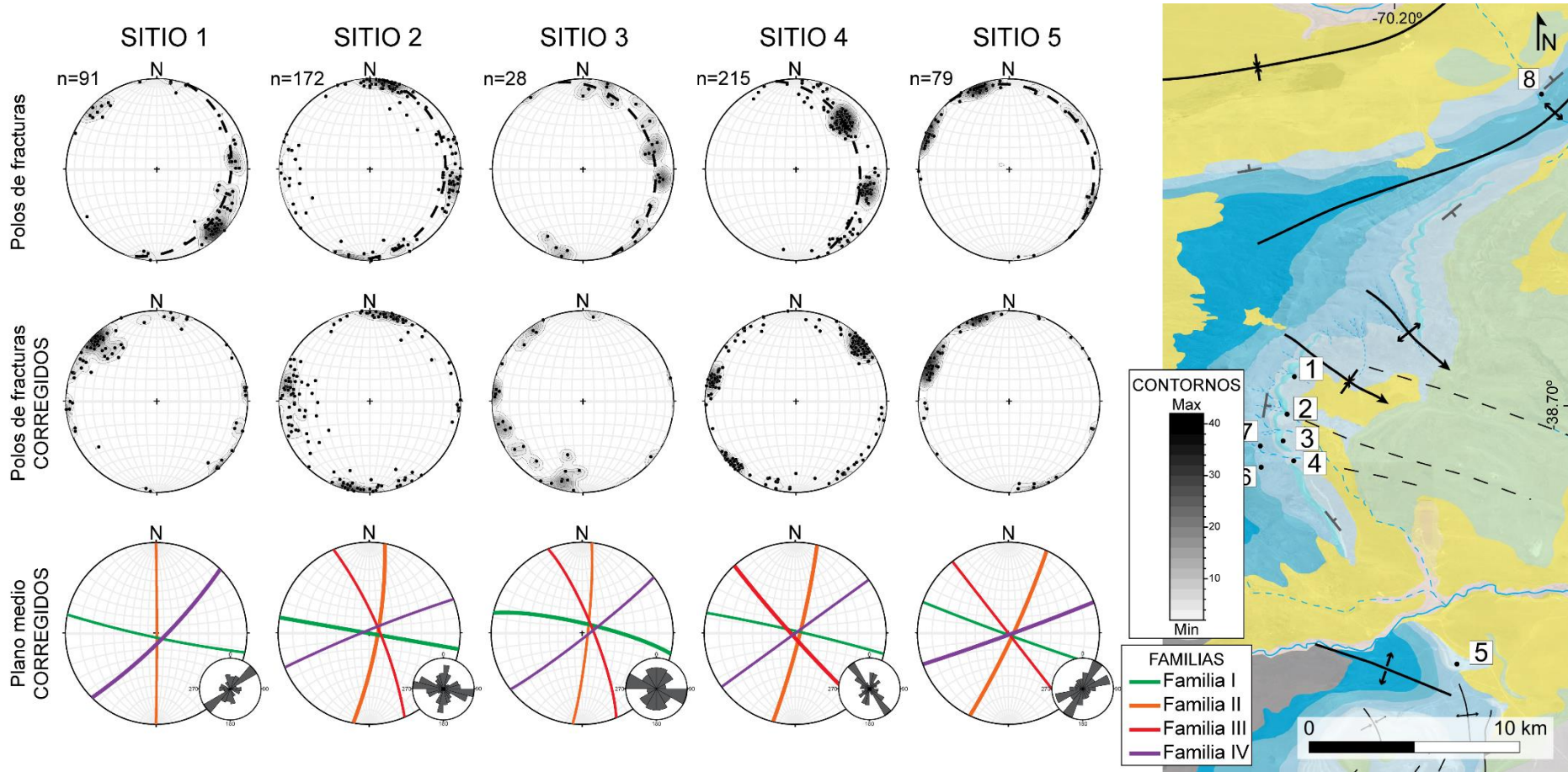


Figura 5.5. Resultados de la medición en el campo para cada sitio de muestreo y mapa de ubicación (ver referencias del mapa en la Figura 5.2a). Arriba: proyección del hemisferio inferior de igual área con los polos de fracturas y sus contornos de densidades; el círculo máximo en línea punteada corresponde al rumbo e inclinación de los bancos en el sitio de muestreo. Centro: polos de fracturas y contornos de densidad luego de la corrección estructural. Abajo: proyección del hemisferio inferior de igual ángulo mostrando los círculos máximos que corresponden a los planos medios de Fisher de las familias identificadas en los sitios luego de la corrección estructural, y los diagramas de roseta asociados, el tamaño de los intervalos se define en función al tamaño de la muestra según Sanderson y Peacock (2020).

Tabla 5.2. Resultados de los *scanlines* lineales realizados en la Sierra de la Vaca Muerta. Ubicación de los *scanlines* (Sitio; ver en Figura 5.2), nombre del *scanline* (SL), longitud del *scanline* (Longitud SL), familia de fracturas (Flia.), cantidad de fracturas (N), rumbo e inclinación del plano medio de Fisher (R/I), densidad, espaciado medio, desviación estándar y coeficiente de varianza (Cv).

Sitio	SL	Longitud SL (m)	Flia.	N	R/I (°)	Densidad (1/m)	Espaciado medio (m)	Desviación estándar (m)	Cv
Sitio 1	SL07	9.2	I	9	102/85	3.35	0.30	0.15	0.50
Sitio 1	SL07	9.2	IV	13	047/68	2.68	0.37	0.37	0.98
Sitio 1	SL08-1	3.8	II	5	356/90	7.78	0.13	0.10	0.77
Sitio 1	SL08-1	3.8	IV	16	044/83	4.90	0.20	0.19	0.94
Sitio 1	SL08-2	5.4	II	11	002/89	8.37	0.12	0.08	0.71
Sitio 1	SL08-2	5.4	IV	23	045/84	6.02	0.17	0.23	1.39
Sitio 2	SL02	6.0	II	9	356/59	6.78	0.15	0.18	1.22
Sitio 2	SL02	6.0	III	11	337/77	3.19	0.31	0.31	0.98
Sitio 2	SL03	6.0	I	9	106/86	1.71	0.58	0.23	0.39
Sitio 2	SL03	6.0	II	5	005/80	4.81	0.21	0.27	1.30
Sitio 2	SL04	7.0	I	7	266/85	2.81	0.36	0.31	0.88
Sitio 2	SL04	7.0	IV	8	248/82	2.86	0.35	0.28	0.81
Sitio 3	SL06	7.0	I	6	284/84	2.72	0.37	0.31	0.84
Sitio 3	SL06	7.0	III	7	338/80	1.23	0.81	0.37	0.46
Sitio 3	SL06	7.0	IV	4	051/87	3.05	0.33	0.25	0.76
Sitio 4	SL10	10.0	I	4	098/87	1.97	0.51	0.49	0.96
Sitio 4	SL10	10.0	III	23	139/77	2.88	0.35	0.36	1.04
Sitio 4	SL10	10.0	IV	7	240/85	3.48	0.29	0.15	0.53
Sitio 4	SL11	10.0	I	4	107/84	2.39	0.42	0.47	1.13
Sitio 4	SL11	10.0	III	20	138/82	2.97	0.34	0.22	0.66
Sitio 4	SL11	10.0	IV	13	233/90	3.36	0.30	0.26	0.89

La distribución de las familias III y IV es irregular comparado con las familias I y II. La mayor parte de las fracturas de la Familia III fueron relevadas en el sitio 4, y están ausentes en el sitio 1 (Tabla 5.1; Figura 5.5). Esta familia está formada por fracturas subperpendiculares a los estratos con orientaciones NO-SE (N135° a N160°). La densidad de fracturas generalmente está cerca de las 3 fracturas/metro, con 0.3 metros de espaciado (Tabla 5.2). El valor medio del Cv es de 0.79. Las fracturas de la Familia IV tienen orientaciones NE-SW (N045° a N070°) con un espaciado promedio que varía de 0.17 a 0.37 metros y densidades entre 2.7 y 6 fracturas/metro (Tablas 5.1 y 5.2, Figura 5.5). Son subperpendiculares a la estratificación y su abundancia es mayor en los sitios 1 y 5. El Cv es frecuentemente menor a 1, excepto en el sitio 1, donde es igual 1 o incluso mayor. El modo de

fracturación de estas dos familias no pudo ser establecido debido a la falta de evidencias de desplazamiento de cizalla o apertura.

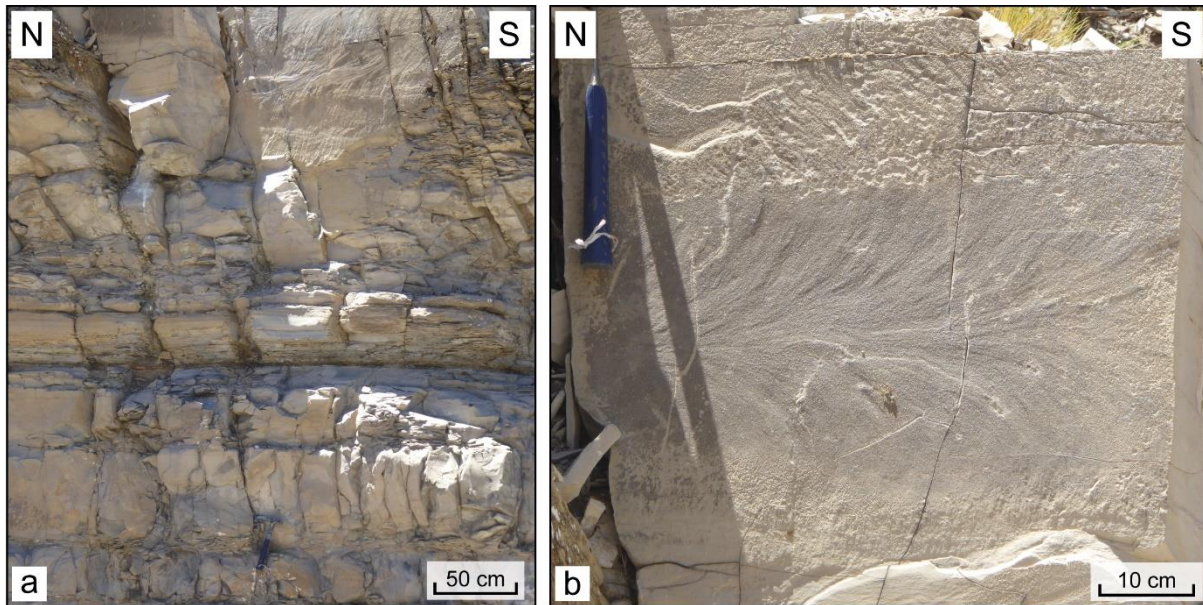


Figura 5.6. (a) Foto de un paredón aflorante del Miembro Los Catutos donde pueden observarse las fracturas de la Familia I subperpendiculares a los bancos de caliza. (b) Estructura plumosa preservada sobre un plano de fractura de la Familia II.

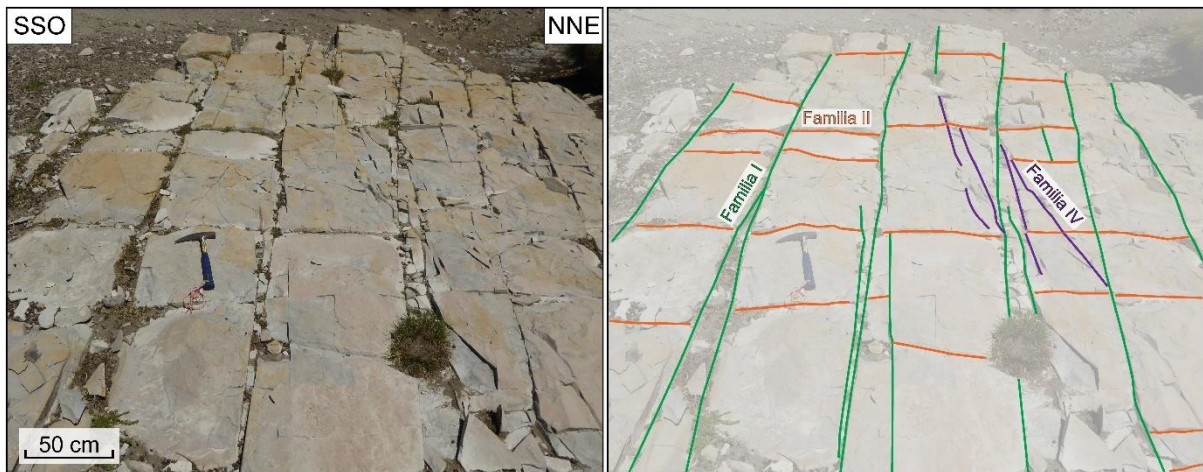


Figura 5.7. Pavimento aflorante en la localidad de Mallín de los Caballos en la Sierra de la Vaca Muerta (izquierda) y su interpretación (derecha) que muestra un *ladder pattern* formado por las fracturas de la Familia I de mayor longitud y las fracturas ortogonales de la familia II, más cortas.

Particularmente, en el afloramiento de Mallín de los Caballos (Sitio 2; Figura 5.2) y gracias a los pavimentos aflorantes, se puede reconocer un arreglo sistemático de las fracturas conocido como “*ladder-like pattern*” o patrón en escalera (Figuras 5.7 y 5.8a). Este patrón está formado por fracturas largas y continuas de la Familia I ( $100^{\circ}/90^{\circ}$ ), y por las fracturas de la Familia II ( $011^{\circ}/79^{\circ}$ ) que son más cortas y ortogonales a las primeras (Figura 5.7). Las fracturas de la Familia II se cortan contra



las fracturas sistemáticas más largas de la Familia I. Este patrón puede generarse por una rotación de  $90^\circ$  del campo de esfuerzos regional asociado a cambios en la tectónica del área luego de la formación de la familia de fracturas sistemáticas (Bai *et al.*, 2002). Sin embargo, también podría generarse de manera local dentro de un mismo evento de deformación. En este caso las fracturas ortogonales se producen por una rotación local del esfuerzo principal cuando el espaciado entre las fracturas sistemáticas y largas alcanza un valor crítico (Ruf *et al.*, 1998; Bai y Pollard, 2000; Bai *et al.*, 2002; Olson *et al.*, 2007).

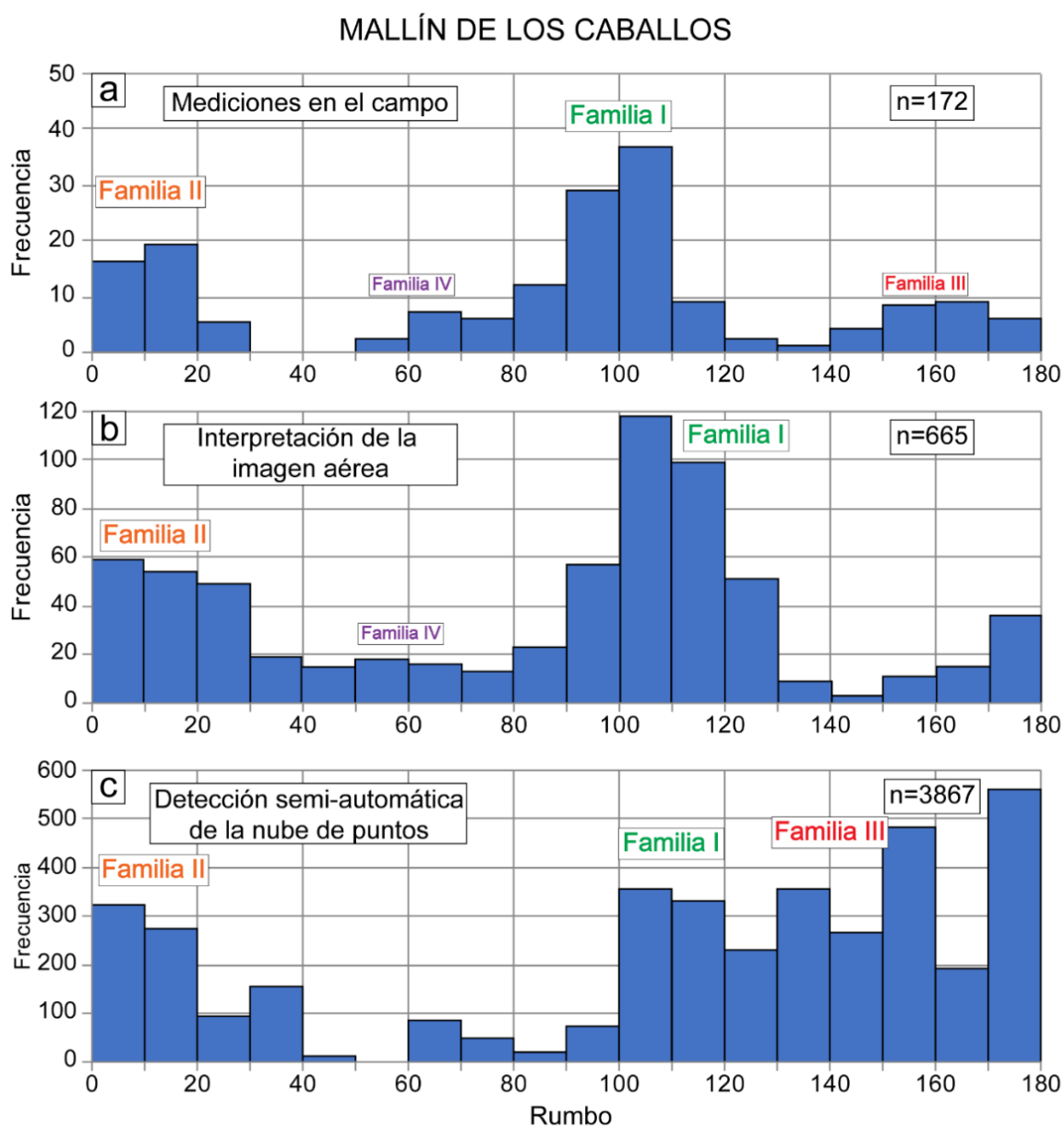


Figura 5.8. Histogramas de la frecuencia de fracturas por rumbo en el sitio Mallín de los Caballos a partir de (a) las mediciones en el campo, (b) la interpretación de trazas de fracturas en la imagen aérea (ver Figura 5.9) y, (c) la detección semi-automática de planos en la nube de puntos (Figura 5.10).

### Fracturas en la imagen aérea

Se interpretaron 665 trazas de fracturas sobre la imagen aérea; la distribución de sus orientaciones muestra la presencia de dos familias principales: ONO-ESE y N-S. Debido a que la secuencia de rocas presenta baja inclinación, las fracturas subperpendiculares a los bancos son también subverticales por lo que es posible correlacionar las trazas interpretadas en la imagen con las familias I y II identificadas en el campo (Figura 5.8a y b).

La orientación con mayor cantidad de fracturas corresponde a las ONO-ESE de la Familia I, con rumbos entre los N095° y N125° (Figura 5.8b). Son fracturas largas, entre 0.22 a 9 metros, y los resultados de espaciado y densidad son similares a los obtenidos en el análisis de las fracturas medidas en el campo, con valores de densidad que varían de 1.13 a 2.7 fracturas/metro y espaciado promedio de 0.37 a 0.88 metros con un valor promedio de 0.67 metros (Tabla 5.3). El valor promedio del Cv es de 0.51.

Tabla 5.3. Resultados de las líneas trazadas sobre la interpretación de fracturas realizada en la imagen aérea de Mallín de los Caballos (Sitio 2 en Figura 5.2). Líneas de muestreo (Líneas), longitud de las líneas de muestreo (Longitud), Familias de fracturas muestreadas (Familia), cantidad de trazas (N), orientación media de las trazas relevadas (Rumbo), densidad, espaciado medio, desviación estándar y coeficiente de varianza (Cv).

Línea	Longitud (m)	Familia	N	Rumbo	Densidad (1/m)	Espaciado medio (m)	Desviación estándar (m)	Cv
Línea 1	2.60	I	8	120°	2.70	0.37	0.21	0.55
Línea 2	4.95	I	10	109°	1.86	0.54	0.22	0.40
Línea 3	6.71	I	10	105°	1.47	0.68	0.39	0.57
Línea 4	13.42	I	20	105°	1.43	0.70	0.44	0.63
Línea 5	10.86	I	14	113°	1.21	0.83	0.40	0.48
Línea 6	7.10	I	9	106°	1.13	0.88	0.36	0.40
Línea 7	9.67	II	10	185°	0.93	1.07	0.35	0.33
Línea 8	5.40	II	5	188°	0.74	1.35	0.50	0.37
Línea 9	5.26	II	6	189°	0.96	1.04	0.32	0.31
Línea 10	2.59	II	6	188°	1.93	0.52	0.25	0.48
Línea 11	10.03	II	9	204°	0.89	1.13	0.38	0.34

Las fracturas N-S presentan longitudes menores a las ONO-ESE, el rumbo varía entre N-S a N030° (Figura 5.8b) y fueron también reconocidas en el campo (Familia II). La densidad de fracturas varía entre 0.74 a 1.93 fracturas/metro y el espaciado promedio de 0.52 a 1.35 metros (Tabla 5.3). El Cv es menor a 1, con un promedio de 0.37. Estos resultados son diferentes de los obtenidos en el campo donde el rango de

espaciado promedio varía de 0.12 a 0.21 metros y el Cv es mayor a 1 en Mallín de los Caballos. Una posible explicación para esta diferencia podría estar asociada con una subrepresentación de las fracturas N-S en la interpretación de la imagen aérea producida por la relación entre la longitud de las fracturas y la resolución de la imagen.

Al igual que en el campo, en algunos sectores de la imagen se reconoce con claridad un *'ladder-like pattern'* formado por la combinación de fracturas largas orientadas en dirección ONO-ESE y las fracturas ortogonales con orientación N-S asociadas (Figura 5.9).

La familia secundaria de orientaciones NE-SO (Familia IV) identificada en el campo (Figura 5.4), pudo ser reconocida también en base a la interpretación de la imagen relevada. Estas fracturas están generalmente abatiendo contra las fracturas de la Familia I, ONO-ESE. Finalmente, la Familia III con orientaciones NO-SE reconocida en el campo, está ausente en la interpretación de trazas de la imagen aérea.

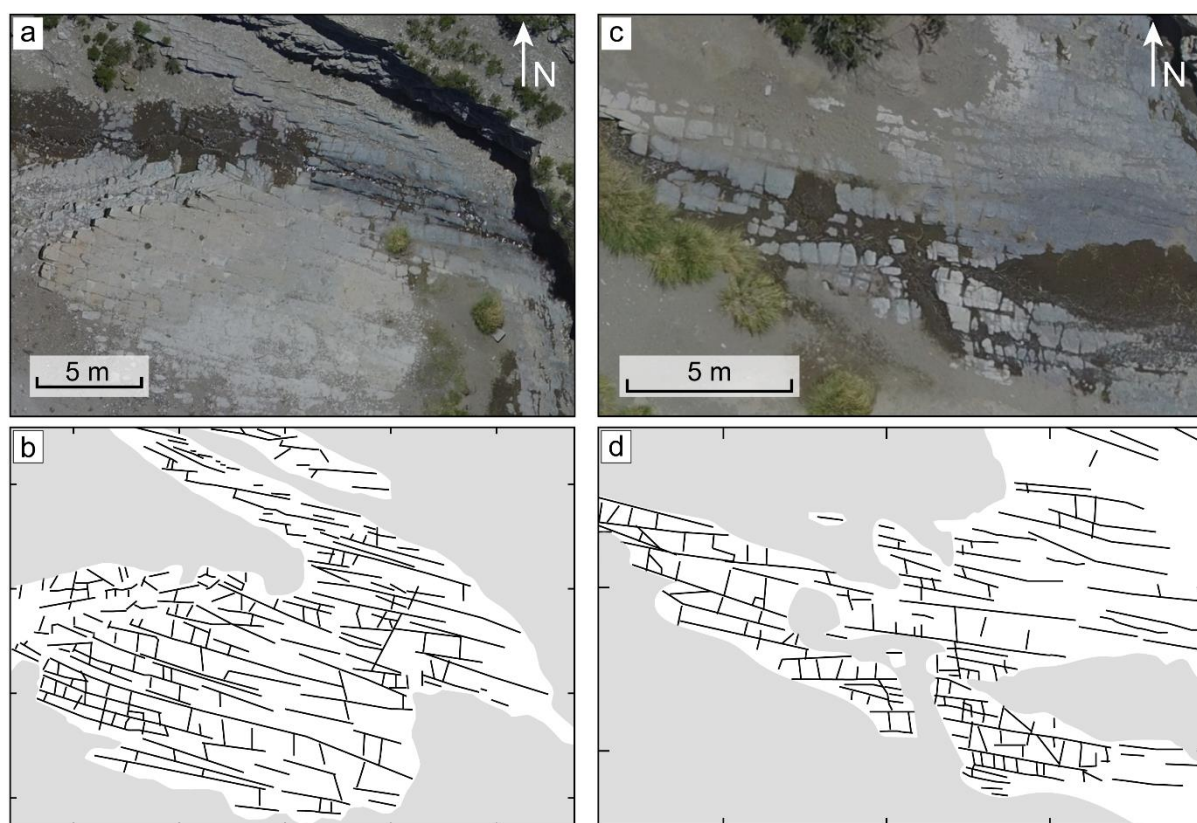


Figura 5.9. (a, c) Detalles de la imagen aérea donde se observan pavimentos aflorantes en el área de Mallín de los Caballos y (b, d) su interpretación; las zonas en gris corresponden a zonas cubiertas.

### Fracturas en nube de puntos

A partir de la detección semi-automática de planos de la nube de puntos se detectaron 3867 superficies planares sobre los paredones aflorantes en el área de Mallín de los Caballos. Se reconocieron dos orientaciones bien definidas: ONO-ESE (N100° a N120°) y N-S (N170° a N200°), que son compatibles con las familias reportadas en el campo como I y II respectivamente (Figuras 5.8c y 5.10). También fueron detectados algunos planos con orientaciones NE-SO, correspondiente a la Familia IV en el campo, pero con menor frecuencia (Figura 5.8c). Por último, se observa una dispersión alta de planos detectados entre N120° a N170°.

Con estos resultados se confirma la relevancia de la Familia I (ONO-ESE) y la Familia II (N-S), ya reconocidas en las mediciones directas en el campo y la interpretación de trazas en la imagen aérea. Por otro lado, se reconocen una importante cantidad de fracturas con orientaciones NO-SE, que no fueron reconocidas con la misma claridad con los otros métodos de medición en Mallín de los Caballos.

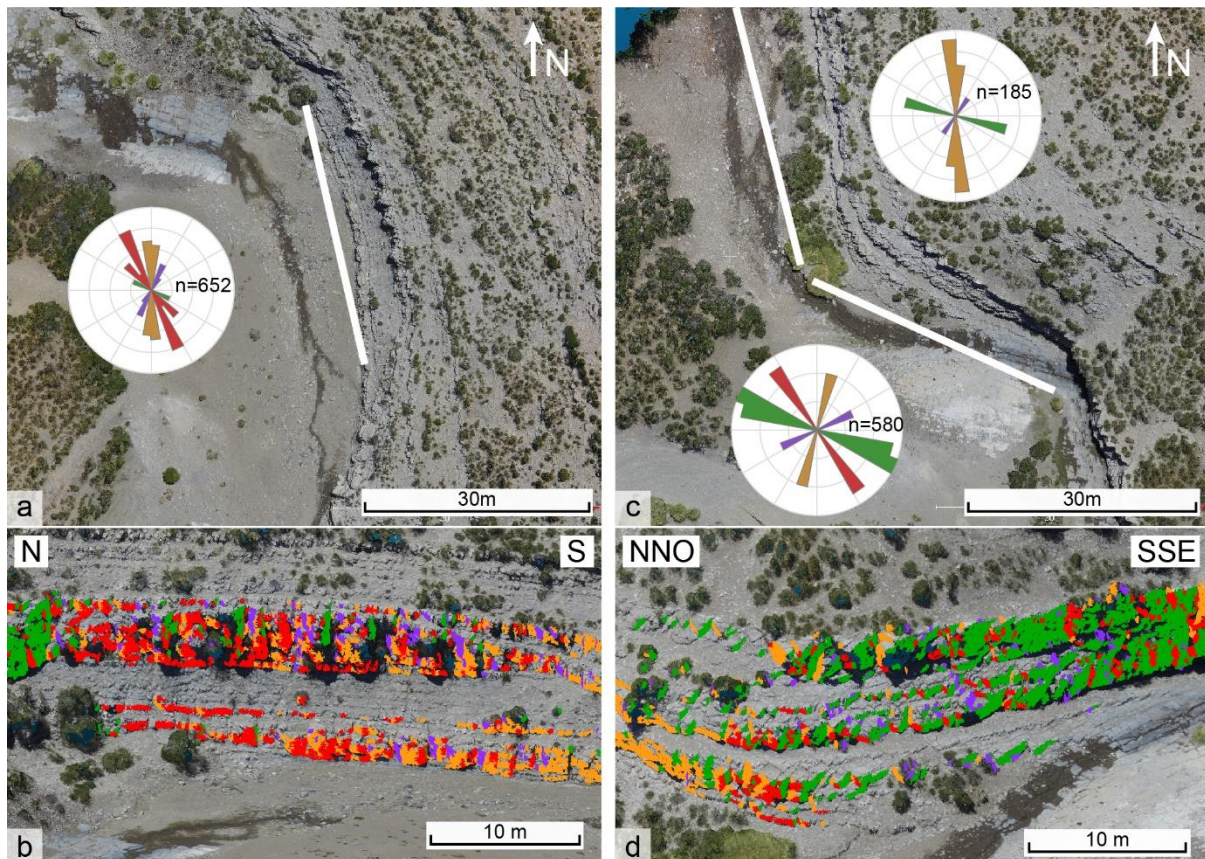


Figura 5.10. (a,c) Detalle en planta de sectores analizados de la nube de puntos, las líneas blancas corresponden a la orientación de los paredones aflorantes y las rosetas muestran los resultados obtenidos en esos paredones. (b,d) Se muestran los planos detectados en cada paredón luego del procesamiento de la nube de puntos.

Algunas de las posibles causas para la sobre o subrepresentación de ciertas orientaciones pueden estar asociadas con: (a) la orientación de los paredones, en este caso suelen estar orientados en direcciones NO-SE a NNO-SSE lo cual favorecería la detección de planos con este mismo rumbo y podría inhibir el reconocimiento de planos perpendiculares, como se observa en la Figura 5.10, de esta manera se explica el aumento en la frecuencia de la Familia III (ver Figura 5.8c); (b) la cantidad de derrubio que cubre parcialmente el afloramiento debido a la progresiva erosión de los materiales ubicados en la parte superior de la pendiente; y (c) la densidad irregular de la nube de puntos asociada a la presencia de sectores en sombra como resultado de las condiciones de luz durante los vuelos. Es importante considerar estos aspectos cuando se evalúan los resultados, ya que, si bien las orientaciones detectadas fortalecen las mediciones realizadas en el campo, la litología y orientación de los afloramientos analizados pueden perjudicar el proceso de detección semi-automática. Por lo tanto, en este caso, los resultados obtenidos a partir de la nube de puntos fueron utilizados como complemento de los métodos tradicionales ya mencionados.

#### 5.2.2. Análisis de la distribución de longitudes

El análisis de la distribución de las longitudes de fracturas fue realizado utilizando el programa FracPaQ (Healy *et al.*, 2017), para las tres orientaciones principales de fracturas reconocidas en la interpretación de la imagen aérea. Se utiliza el método de máxima verosimilitud que calcula las probabilidades de ajuste de los datos con las distribuciones lognormal, *power law* y exponencial. Se aplicó un corte del 5% de la cola de las fracturas cortas para cada familia antes de realizar el ajuste de los datos. Esto se hizo para evitar sesgos debido a la subestimación de las fracturas pequeñas en la interpretación (Rouleau y Gale, 1985; Villaescusa y Brown, 1992). Posteriormente, como se explicó en el Capítulo 4, el programa aplica un nuevo corte al seleccionar el  $\hat{x}_{min}$  para lograr el mejor ajuste para las distribuciones *power law* y exponencial. En la Tabla 5.4 se presenta un resumen de los resultados obtenidos.

Como se describió en los apartados anteriores, la Familia I está formada por trazas largas con orientaciones ONO-ESE. Su longitud varía de 0.22 a 9.92 metros, con un valor medio de 2.36 metros y mediana de 1.99 metros (Tabla 5.4). Al analizar las estimaciones obtenidas para la distribución de longitudes, se puede observar que,

la distribución lognormal adquiere la mayor probabilidad de ajuste, mientras que para lograr altas probabilidades de ajuste para la distribución *power law*, es necesario descartar un 70% de los datos, estableciendo un  $\hat{x}_{min}$  de 2.94 metros, y un 26% de los datos para la distribución exponencial, descartando valores menores a  $\hat{x}_{min} = 1.25$  metros (Tabla 5.4 y Figura 5.11). Por lo tanto, al considerar que la distribución *power law* requiere descartar una porción importante de la población para obtener un buen ajuste, se concluye que la distribución lognormal es la que mejor describe la longitud de trazas de fracturas de la Familia I (ONO-ESE), mostrando un excelente ajuste con una probabilidad de 99.36%, seguida por la distribución exponencial aunque esta requiera un cierto descarte de datos para el ajuste (Tabla 5.4 y Figura 5.11).

Tabla 5.4. Resultados de los parámetros estadísticos y del análisis de los estimadores de máxima verosimilitud de la longitud de trazas para las familias I (ONO-ESE), II (N-S) y IV (NE-SO) interpretadas en la imagen aérea.

		Familia I (ONO-ESE)	Familia II (N-S)	Familia IV (NE-SO)	
Trazas	Número de trazas	327	200	70	
	Longitud mínima (m)	0.22	0.2	0.24	
	Longitud máxima (m)	9.92	4.57	4.58	
	Longitud media (m)	2.36	0.85	1.13	
	Longitud mediana (m)	1.99	0.67	0.93	
	Desviación estándar (m)	1.52	0.61	0.81	
Estimaciones de máxima verosimilitud	Power law	Probabilidad de ajuste para <i>power law</i>	98.32%	99.76%	99.72%
		$\hat{\alpha}$	4.04	3.59	4.14
		$\hat{x}_{min}$	2.96	0.99	1.43
		Porcentaje de datos descartados	71%	73%	70%
	Exponencial	Probabilidad de ajuste para exponencial	96.64%	96.80%	99.32%
		$\hat{\lambda}$	0.62	1.89	1.26
		$\hat{x}_{min}$	1.25	0.37	0.42
		Porcentaje de datos descartados	26%	8%	9%
	Lognormal	Probabilidad de ajuste para lognormal	99.36%	82.56%	99.48%
		$\hat{\mu}$	0.73	-0.28	-0.03
		$\hat{\sigma}$	0.58	0.51	0.61
		Porcentaje de datos descartados	5%	5%	5%

La Familia II con orientaciones N-S, está formada por trazas con longitudes menores a la Familia I que varían de 0.2 a 4.57 metros, con una media de 0.85 metros y una mediana de 0.67 metros (Tabla 5.4). En este caso, la distribución *power law* presenta una alta probabilidad de ajuste desestimando el 73% de los datos, que corresponden a las fracturas menores a  $\hat{x}_{min} = 0.99$  metros (Tabla 5.4 y Figura 5.11).

Para el caso de las distribuciones lognormal y exponencial, en cambio, se obtuvieron altas probabilidades de ajuste descartando una pequeña porción de las fracturas menores, correspondientes al 5% y 8% respectivamente (Tabla 5.4 y Figura 5.11). Por lo tanto, ambas distribuciones son adecuadas para describir el comportamiento de la longitud de las fracturas, descartando la distribución *power law*.

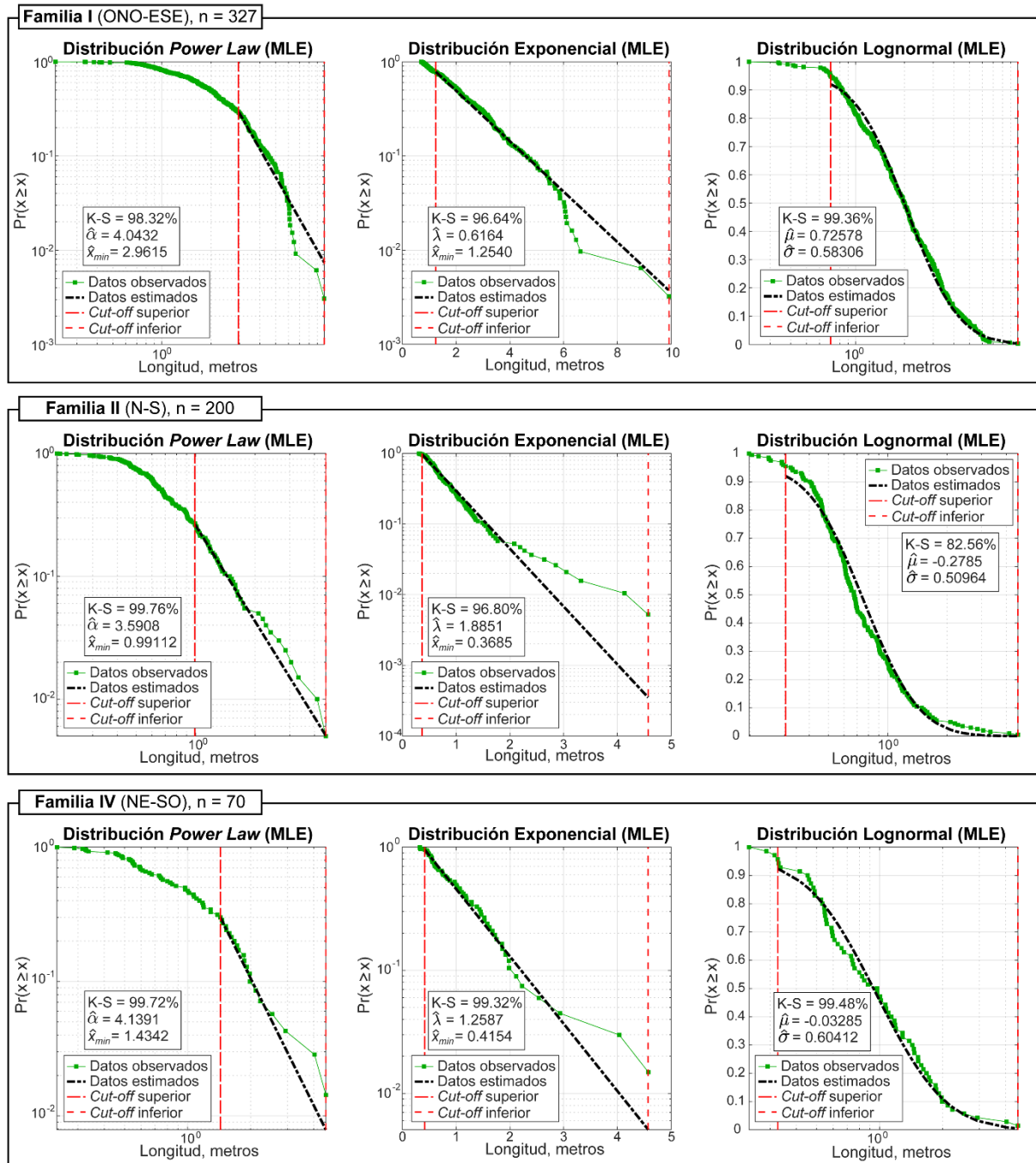


Figura 5.11. Resultados del análisis de la longitud de las trazas de fracturas de las familias I (ONO-ESE), II (N-S) y IV (NE-SO). Los datos observados corresponden a las trazas interpretadas en la imagen aérea y se graficaron de acuerdo con las distribuciones *power law*, exponencial y lognormal para cada familia (los cuadrados verdes corresponden a cada dato observado y la línea que los une cubre el rango de datos incompleto). La línea negra

discontinua corresponde a la función de densidad acumulada estimada (teórica) calculada para cada distribución a través de la máxima verosimilitud, luego de realizar los descartes necesarios para lograr el mejor ajuste. En la caja se muestra el resultado de la probabilidad de que los datos observados ajusten a la ley de distribución teórica (luego de 2500 pruebas de Kolmogorob-Smirnoff, K-S) y los respectivos parámetros estimados ( $\hat{\alpha}$ ,  $\hat{x}_{min}$ ,  $\hat{\lambda}$ ,  $\hat{\mu}$  y  $\hat{\sigma}$ ). Notar que el eje vertical en estos gráficos corresponde a la probabilidad de que el valor 'x' tome valores iguales o mayores a x.

Finalmente, el valor medio de longitud de las trazas de fracturas de la Familia IV es de 1.13 metros, con una mediana de 0.93 metros y trazas que varían de 0.24 a 4.58 metros. La probabilidad de ajuste para las tres distribuciones es de 99% (Tabla 5.4). Sin embargo, se descarta el ajuste de la distribución *power law* ya que el  $\hat{x}_{min}$  toma un valor de 1.43 metros dejando afuera el 70% de los datos (Figura 5.11). Por otro lado, el ajuste para la distribución exponencial toma  $\hat{x}_{min}$  de 0.42 metros descartando únicamente el 9% de los datos menores. Con todos estos datos queda confirmado que la distribución lognormal es la que mejor describe el comportamiento de esta población, descartando solamente 5% de los datos, seguida por la distribución exponencial (Figura 5.11). Estos resultados deben ser interpretados con cuidado debido a que el tamaño de la muestra de la Familia IV es pequeño, cercano al valor límite que sugieren Clauset *et al.* (2009) para extraer parámetros estimados confiables ( $n \geq 50$ ).

En resumen, utilizando los estimadores de máxima verosimilitud se evaluó el ajuste de las trazas de fracturas de las familias I, II y IV para las distribuciones *power law*, lognormal y exponencial. La mayor probabilidad de ajuste para las tres familias, descartando solo una porción menor de los datos, se obtiene con las distribuciones lognormal y exponencial. En todos los casos la distribución *power law* requiere descartar una porción considerable de los datos para lograr buenos ajustes, por lo que resulta inadecuada para caracterizar las familias de fracturas analizadas.

### 5.2.3. Cronología relativa de fracturas

La mayoría de las fracturas relevadas en la zona son subperpendiculares a los bancos y adoptan posiciones subverticales luego de la corrección estructural. Esto sugiere que las fracturas se formaron probablemente en condiciones previas o en los estadios más primitivos del plegamiento, durante una etapa de formación temprana de la Sierra de la Vaca Muerta. Esto habría ocurrido hacia el Paleógeno, según la propuesta de Repol (2006).



En cuanto a la cronología relativa de las familias de fracturas identificadas, al analizar las relaciones de corte observadas, se puede interpretar que la Familia I (ONO-ESE) fue la primera en desarrollarse. La formación de estas fracturas fue seguida por las fracturas ortogonales de la Familia II (N-S) que generalmente abaten contra las fracturas de la Familia I (Figuras 5.7 y 5.9), creando así un patrón “*ladder-like*” formado por ambas familias (Hancock, 1985; Bai *et al.*, 2002) fuertemente dominado por las fracturas ONO-ESE. Es probable que este patrón resulte de un único campo de esfuerzos localmente perturbado en respuesta a la generación de la primera familia de fracturas sistemáticas, como se plantea en los modelos numéricos de Bai *et al.* (2002). Esta interpretación será abordada nuevamente en el Capítulo 7.

La cronología entre las familias III y IV no es clara ya que las relaciones de corte entre ellas no son sistemáticas en todos los sitios. En el sitio 5, las fracturas de la Familia III abaten contra las fracturas de la Familia IV, pero en el sitio 4 esa relación es inversa. Las relaciones de corte señalan que ambas familias son posteriores a las familias I y II.

### 5.3. Análisis de la estratigrafía mecánica

Para establecer la estratigrafía mecánica de las capas de roca relevadas (calizas y margas), se realizaron determinaciones *in-situ* de las propiedades mecánicas utilizando el martillo de Schmidt. Se midieron las capas donde fueron realizados los *scanlines* y también se realizaron dos perfiles, uno en el sitio 2 y otro en el sitio 4 (Figura 5.12).

En general puede observarse una importante diferencia entre los resultados obtenidos para las capas de caliza respecto a las capas de grano más fino como las margas (Figura 5.12). En las capas de caliza los valores de rebote (R) suelen variar entre 34 y 62 con un promedio de 52. El valor promedio del módulo de Young es de 27.6 GPa, con valores mínimos de 7 - 11 GPa y máximos de 42 - 44 GPa. El estrés compresivo uniaxial (UCS) de los bancos relevados varía entre 21.5 MPa y 136.1 MPa con un promedio de 78.4 MPa. La densidad promedio de las rocas obtenida para los bancos de caliza fue de 2284.9 kg\*m<sup>-3</sup>, variando desde un valor mínimo de 1739.3 kg\*m<sup>-3</sup> a un valor máximo de 2516.1 kg\*m<sup>-3</sup>.

Por otro lado, en los bancos de margas se obtuvieron los valores de rebote más bajos, incluso iguales a 0 en la mayoría de los casos (Figura 5.12). Esto se debe a que las capas de marga presentan poca resistencia y no producen valores de rebote registrables por el martillo de Schmidt, así demuestra que su rigidez se encuentra por debajo de la resolución del instrumento en el afloramiento. En los casos en que fue posible registrar un rebote, se obtuvieron valores menores a los registrados en los bancos de caliza, entre 18 a 29 con una media de 26. Esto se traduce en valores del módulo de Young entre 0.9 GPa a 4.5 GPa, con un promedio de 3.2 GPa, un promedio de estrés compresivo uniaxial (UCS) de 12.7 MPa, con un mínimo de 7.2 MPa y un máximo de 15.8 MPa. Por último, los valores de densidad de los bancos de margas en los que se obtuvo una respuesta del martillo varían entre  $882.8 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$  a  $1550.4 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$  con una densidad promedio de  $1349.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ .

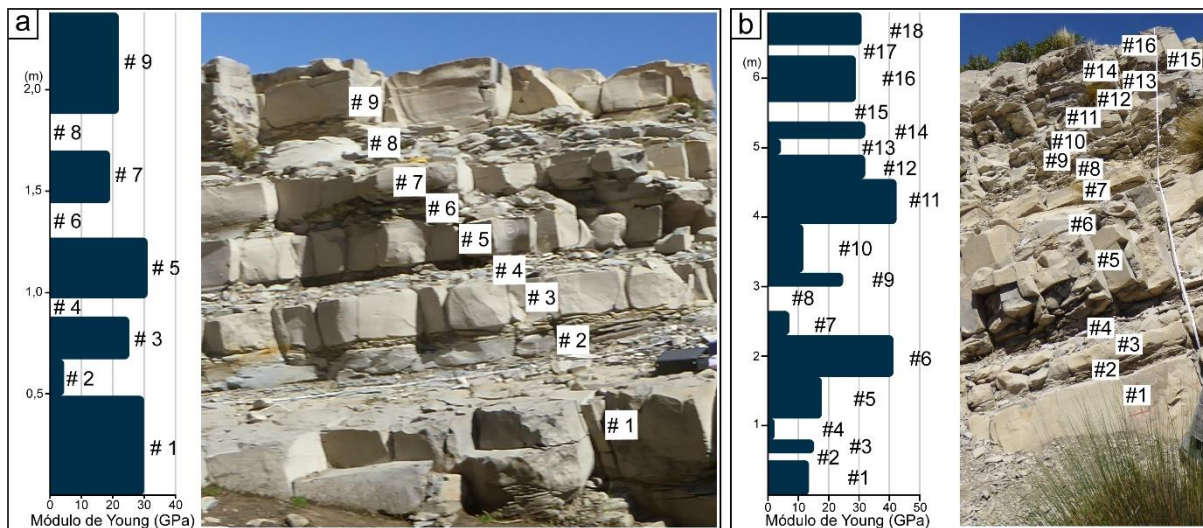


Figura 5.12. Perfiles realizados en el sitio 2 (a) y en el sitio 4 (b). En los perfiles se observa la variación del módulo de Young obtenida a partir del martillo de Schmidt, puede notarse que la respuesta mecánica en los bancos de marga es muy baja o incluso inferior al límite de resolución del instrumento.

La relación entre el módulo de Young y la composición de las margas y pelitas ha sido abordada en algunos estudios (*e.g.*, Kumar *et al.*, 2012). El módulo de Young decrece con el aumento del contenido de arcillas, TOC y porosidad, mientras que aumenta a mayor contenido de carbonatos y cuarzo.

Los valores típicos de módulo de Young medidos en laboratorio por Ambrose (2014) para las pelitas de la Formación Vaca Muerta paralelo y perpendicular a la estratificación son de 26.8 y 16.9 GPa respectivamente. Mientras que Convers *et al.* (2017) estima a partir del análisis de inversión sísmica valores entre 20 GPa, para las

litologías menos competentes con mayor contenido de materia orgánica y menor de carbonatos a 30 GPa, para litologías más competentes con menor contenido de materia orgánica y mayor de carbonatos. Estos valores son consistentes con las estimaciones del módulo de Young obtenidas a partir de las mediciones en los afloramientos, principalmente para los bancos calcáreos.

A partir de los resultados obtenidos, puede observarse que existe un fuerte desacople mecánico entre las capas de margas y calizas del Miembro Los Catutos. El impacto que produce la estratigrafía mecánica en la propagación de fracturas a través de los bancos será abordado en el subapartado 5.5 donde se realiza la caracterización del patrón de fracturas de la secuencia analizada.

#### 5.4. Fracturas relevadas sobre la Formación Tordillo en la Sierra de la Vaca Muerta

Con el objetivo de realizar una observación de la red de las fracturas sobre otras unidades aflorantes en la Sierra de la Vaca Muerta, se realizó un relevamiento de las fracturas presentes en la Formación Tordillo. Se tomaron datos de fracturas en el campo (Figura 5.13) y la información obtenida fue ampliada a través de la interpretación de lineamientos visibles en la imagen satelital (Figura 5.15a).

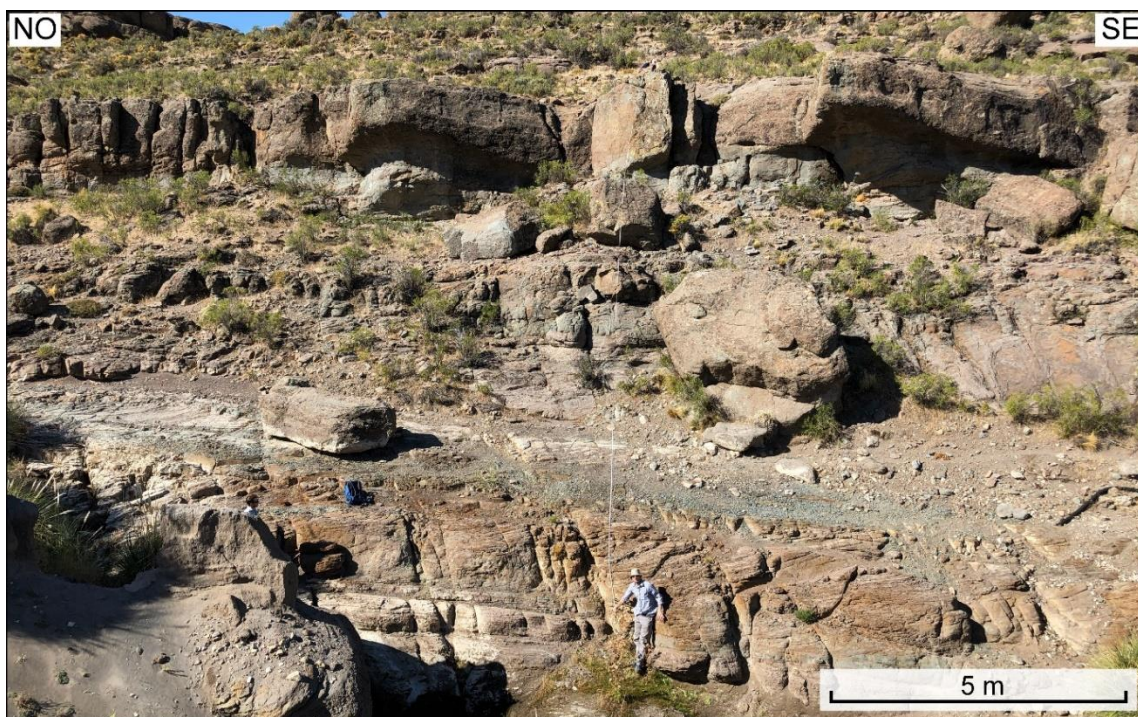


Figura 5.13. Afloramiento de la Formación Tordillo en el sitio de muestreo 7 (ver ubicación en la Figura 5.2).

Se relevaron 196 fracturas en el campo sobre las areniscas de la Formación Tordillo en los sitios 6 y 7, ubicados sobre el flanco sudoriental del anticlinal, y el Sitio 8 ubicado hacia el noreste en la zona de cierre del pliegue anticlinal, donde los bancos presentan una inclinación de 42° hacia el NNE (Figuras 5.2 y 5.14). Se identificaron tres orientaciones principales de fracturas: NE-SO, E-O y NO-SE (Tabla 5.5 y Figura 5.14).

Tabla 5.5. Familias de fracturas reconocidas sobre los afloramientos de la Formación Tordillo en cada sitio de muestreo en el campo luego de la corrección estructural. Al igual que para las familias de la Formación Vaca Muerta, de cada orientación se incluye el número de fracturas (N), el rumbo e inclinación del plano medio de Fisher (R/I), y los parámetros de confianza  $\alpha_{95}$  y k.

Sitios	NE-SO				E-O				NO-SE			
	N	R/I	$\alpha_{95}$	k	N	R/I	$\alpha_{95}$	k	N	R/I	$\alpha_{95}$	k
Sitio 6	41	217°/86°	2.9	61.1	24	264°/80°	4.5	43.6	31	309°/73°	3.5	55.3
Sitio 7	31	037°/88°	2.5	109	3	278°/78°	13.7	81.7	-	-	-	-
Sitio 8	31	040°/86°	2.4	115.4	4	282°/86°	10.6	76.3	10	124°/75°	5.1	90.3

La medición de fracturas en el campo sobre la Formación Tordillo es más compleja debido a la litología de la unidad. Se trata de areniscas y conglomerados que suelen presentar estratificación entrecruzada (Figura 5.13), provocando interrupciones y desviaciones del plano al atravesar la estratificación o ante la presencia de grandes clastos. En consecuencia, las fracturas observadas sobre esta unidad en general son de mayor escala a las observadas en la Formación Vaca Muerta.

La orientación NE-SO, con planos medios de N037° y N040°, agrupa la mayor cantidad de fracturas relevadas. Junto con la orientación E-O, con rumbos de N080° a N100°, están representadas en los tres sitios de muestreo. En cambio, la orientación NO-SE con planos medios de N124° y N129° no fue registrada en el sitio de muestreo 7 (Figura 5.14).

Por otro lado, a partir del análisis de la imagen satelital Ikonos 1:35000 se reconocieron 625 lineamientos en la Formación Tordillo. La interpretación fue realizada sobre los afloramientos del sector sur de la Sierra de la Vaca Muerta (Figura 5.15a). Como se puede observar en la roseta de la Figura 5.15b, la mayoría de los lineamientos interpretados tienen orientaciones ENE-OSO con rumbo medio N070°. La longitud de las fracturas varía de 4.70 a 458.26 metros, con una media de 59.09 metros y una mediana de 37.34 metros.

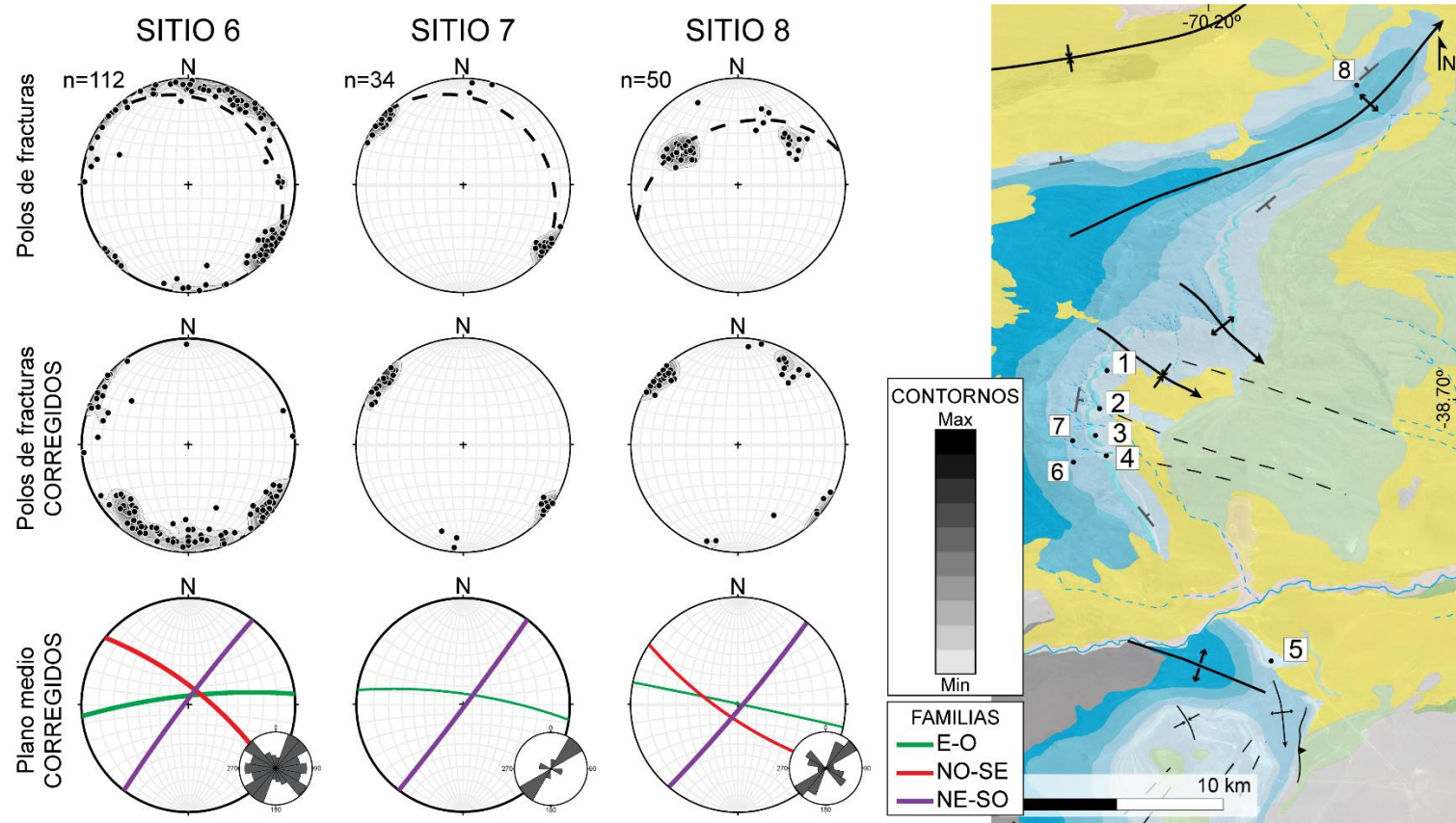


Figura 5.14. Resultados de las mediciones en el campo sobre la Formación Tordillo para los sitios 6, 7 y 8 y mapa de ubicación de los mismos (ver referencias del mapa en la Figura 5.2a). Arriba: Proyección del hemisferio inferior de igual área con los contornos de densidades de los polos de fracturas; la actitud de los bancos se indica con el círculo máximo en línea punteada. Centro: Contornos de densidad y polos luego de la corrección estructural. Abajo: proyección del hemisferio inferior de igual ángulo mostrando los círculos máximos que corresponden a los planos medios de Fisher de las familias de fracturas identificadas en los sitios luego de la corrección estructural, y los diagramas de roseta asociados, el tamaño de los intervalos se define en función al tamaño de la muestra según Sanderson y Peacock (2020).

Cabe destacar, que en la imagen de este sector de la Sierra de la Vaca Muerta los lineamientos sólo se observan sobre los afloramientos de la Formación Tordillo y que no se distingue la presencia de estos sobre los afloramientos de la Formación Vaca Muerta hacia el este del contacto (Figura 5.15c).

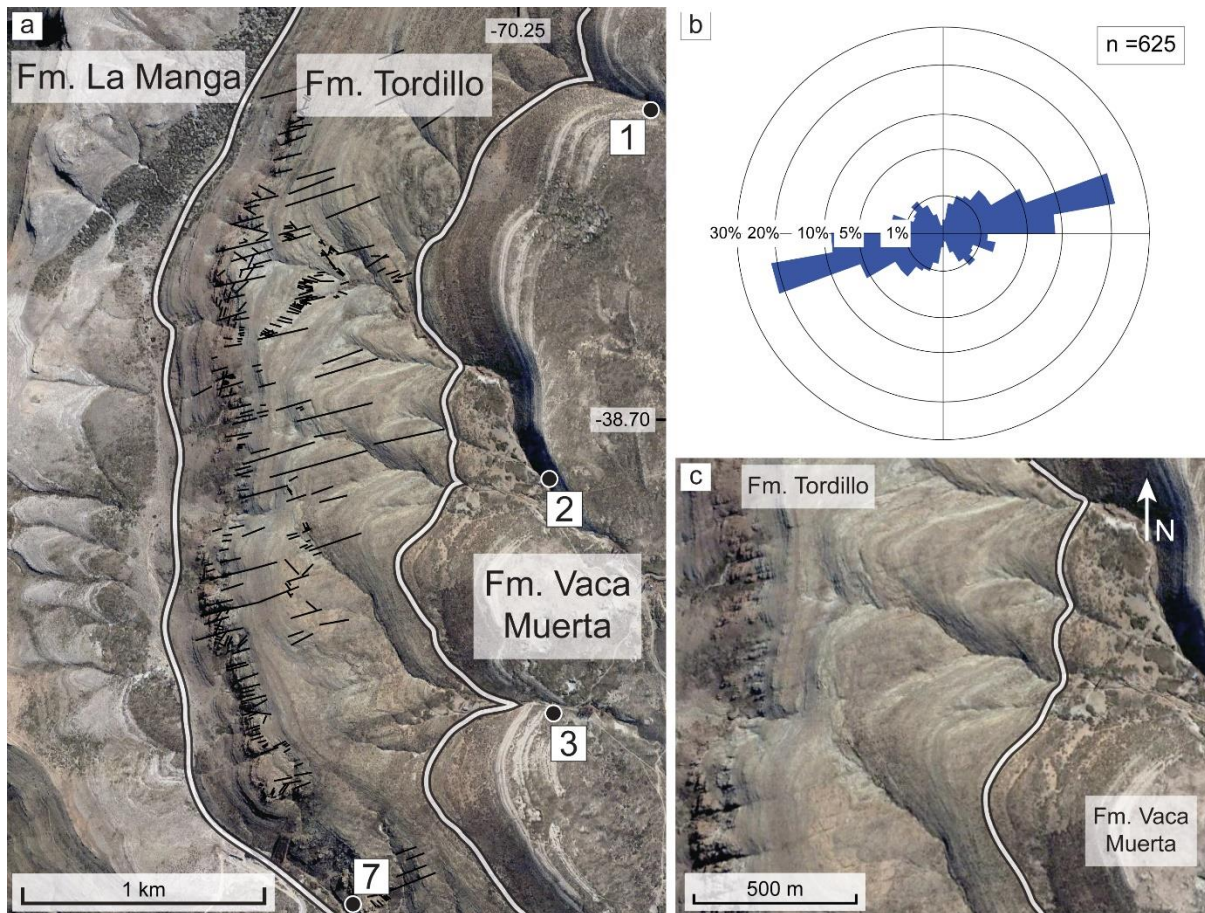


Figura 5.15. (a) Interpretación de lineamientos realizada sobre los afloramientos de la Formación Tordillo, se observan los contactos con la Formación La Manga hacia el oeste y con la Formación Vaca Muerta hacia el Este y también se observan los sitios de muestreo en el campo 1, 2 (Mallín de los Caballos) y 3 de la Formación Vaca Muerta y el sitio 7 de la Formación Tordillo (ver ubicación en la Figura 5.2). (b) Roseta de igual área ponderada por la longitud de los lineamientos interpretados en la Formación Tordillo a partir de la imagen satelital. (c) Sector de la imagen satelital donde se observa como los lineamientos ENE-ONO presentes en la Formación Tordillo no se propagan hacia la Formación Vaca Muerta, que aflora hacia el este.

### 5.5. Integración de los resultados y caracterización del patrón de fracturas

Debido a los excelentes afloramientos del Miembro Los Catutos, tanto de pavimentos como paredones, es posible realizar un estudio en tres dimensiones de diferentes aspectos del patrón de fracturas presente en este intervalo. Para ello se utilizan los datos de la distribución espacial, la geometría, las longitudes y las relaciones de corte entre las familias de fracturas reconocidas. Cabe destacar, que la

litología del Miembro Los Catutos se caracteriza por su mayor contenido de carbonatos comparado con la unidad productiva caracterizada por pelitas bituminosas y margas con menos intercalaciones de bancos de caliza.

En particular, en el área de la Sierra de la Vaca Muerta, se reconocieron dos familias de fracturas importantes presentes en las mediciones de campo y en la interpretación aérea. Una familia de fracturas principal con orientación ONO-ESE, subperpendiculares a los bancos, distribuida de una manera sistemática, con espaciados regulares y una longitud promedio de 2.36 metros. Luego, se observa una familia de fracturas más cortas, con una longitud promedio de 0.85 metros, también subperpendiculares a los bancos y una orientación N-S. La longitud de esta familia de fracturas se encuentra condicionada por el espaciado entre las fracturas sistemáticas ONO-ESE. Estas dos familias se encuentran formando un patrón conocido como “*ladder-like pattern*”.

También se reconocieron otras dos familias de fracturas más jóvenes, con orientaciones NO-SE y NE-SO. Estas familias no se encuentran regularmente distribuidas en los distintos sitios de muestreo, destacándose que las fracturas NO-SE se encuentran ausentes en la interpretación de la imagen aérea de Mallín de los Caballos.

La longitud de trazas de fractura para las familias I (ONO-ESE), II (N-S) y IV (NE-SO) en el área de Mallín de los Caballos, presentan una muy buena probabilidad de ajuste con las leyes de distribución lognormal y exponencial. Este tipo de distribuciones de longitudes suelen darse en patrones de fracturas *ladder-like* (Long *et al.*, 2019) y se asocian generalmente con sistemas de fracturas limitados por la escala (*scale-limited*) (Dershowitz y Einstein, 1988; Odling *et al.*, 1999; Bonnet *et al.*, 2001; Hardebol *et al.*, 2015; Rizzo *et al.*, 2017). Estos sistemas son típicos de secuencias de rocas que presentan fuertes desacoples mecánicos entre las capas desarrolladas (Odling *et al.*, 1999; Bonnet *et al.*, 2001), como la secuencia de margas y calizas que afloran en el área estudiada. Los resultados obtenidos confirman que la estratigrafía mecánica tiene una gran influencia en la propagación de fracturas, configurando un sistema de fracturas limitadas por las capas (*stratabound fracture system*) (Pollard y Aydin, 1988; Odling *et al.*, 1999).

El espaciado entre las fracturas suele ser regular, es decir, no-clusterizado con  $Cv < 1$  (Odling *et al.*, 1999) y las mediciones de esfuerzo y resistencia de la roca *in-situ*, mostraron altos contrastes del módulo de Young entre las calizas (competentes) y las margas (incompetentes) reforzando la interpretación anterior. Asimismo, se puede observar que algunos contactos inhiben la propagación de fracturas, deteniéndolas o desplazándolas hacia arriba al atravesar una capa incompetente (Figura 5.16).

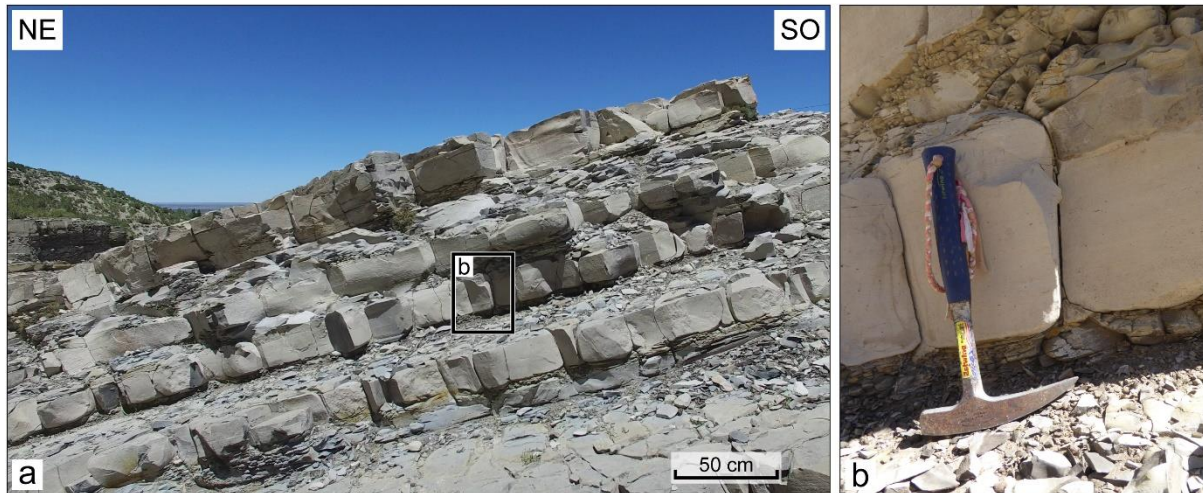


Figura 5.16. (a, b) Afloramiento del Miembro Los Catutos en Mallín de los Caballos donde se observa que las fracturas se encuentran confinadas en los bancos de caliza (capas competentes), terminándose o desplazándose al propagarse por los bancos de margas (capas incompetentes).

Al observar la distribución de fracturas naturales en la Formación Tordillo en la Sierra de la Vaca Muerta, resalta la presencia de una familia de fracturas E-O a ONO-ESE en los afloramientos relevados en el campo (Figura 5.14). Esta orientación es consistente con la Familia I (ONO-ESE) registrada en los afloramientos del Miembro Los Catutos (Figura 5.4). Además, se observa una importante familia de fracturas orientada en dirección NE-SO que podría asociarse a la Familia IV (Figura 5.4), aunque su desarrollo en el Miembro Los Catutos es menor.

Por otro lado, en la imagen satelital de la Sierra de la Vaca Muerta resalta la presencia de lineamientos orientados en dirección ENE-OSO que presentan importantes longitudes, alcanzando decenas de metros. Estas estructuras también fueron reconocidas en la zona por Giacosa (2020), quien las describe como corredores o enjambres de fracturas con orientación  $N070^\circ$  de escala hectométrica. Hacia el este de la Sierra de la Vaca Muerta, en el bloque de Aguada Pichana ubicado en la zona del Engolfamiento Neuquino, esta orientación es reconocida en el subsuelo



a partir del mapa de curvatura mínima correspondiente al tope de la Formación Tordillo (Estrada *et al.*, 2018). El mapa muestra la presencia de lineamientos orientados en dirección N070° y Estrada *et al.* (2018) indican que estas estructuras afectan a las formaciones Vaca Muerta y Quintuco que se encuentran por encima. Sin embargo, al observar la imagen satelital de la Figura 5.15 estas estructuras no son visibles más allá del contacto con la Formación Vaca Muerta, y tampoco fueron reconocidas en el relevamiento de fracturas realizado en el campo.



## Capítulo 6

# Relevamiento de fracturas naturales de la Formación Vaca Muerta en otros sectores de las fajas plegadas y corridas del Agrio y Chos Malal

Con el objetivo de estudiar la distribución y arreglo a escala regional del patrón de fracturas naturales de la Formación Vaca Muerta, se realizaron mediciones sobre afloramientos de la unidad distribuidos a lo largo de las fajas plegadas y corridas del Agrio y Chos Malal (Figura 6.1). Las zonas relevadas fueron denominadas como: Huncal, que corresponde a la zona ubicada al este de la localidad de Loncopué, donde se definió el Miembro Huncal perteneciente a la Formación Vaca Muerta; La Yesera, correspondiente a la zona ubicada hacia el SE del volcán Tromen donde se encuentra el anticlinal La Yesera, que abarca la zona sur del anticlinal La Yesera e involucra a una localidad tipo de la Formación Vaca Muerta denominada Puerta Curaco; y Rahueco, que corresponde a dos afloramientos relevados al oeste de la localidad de Chos Malal.

A continuación, se describirán los relevamientos en cada una de estas zonas. Se inicia cada apartado con una breve descripción geológica de cada sector analizado.

### 6.1. Zona Huncal

La zona de Huncal se encuentra ubicada al este de la localidad de Loncopué en el sector centro-oeste de la provincia de Neuquén (Figuras 6.1 y 6.2). Forma parte de la zona interna de la Faja Plegada y Corrida del Agrio, caracterizada por estructuras

que involucran al basamento y dan lugar a una serie de braquianticlinales con vergencia oriental, producto de la inversión parcial de estructuras previas (Zamora Valcarce *et al.*, 2009; Rojas Vera *et al.*, 2015; entre otros).

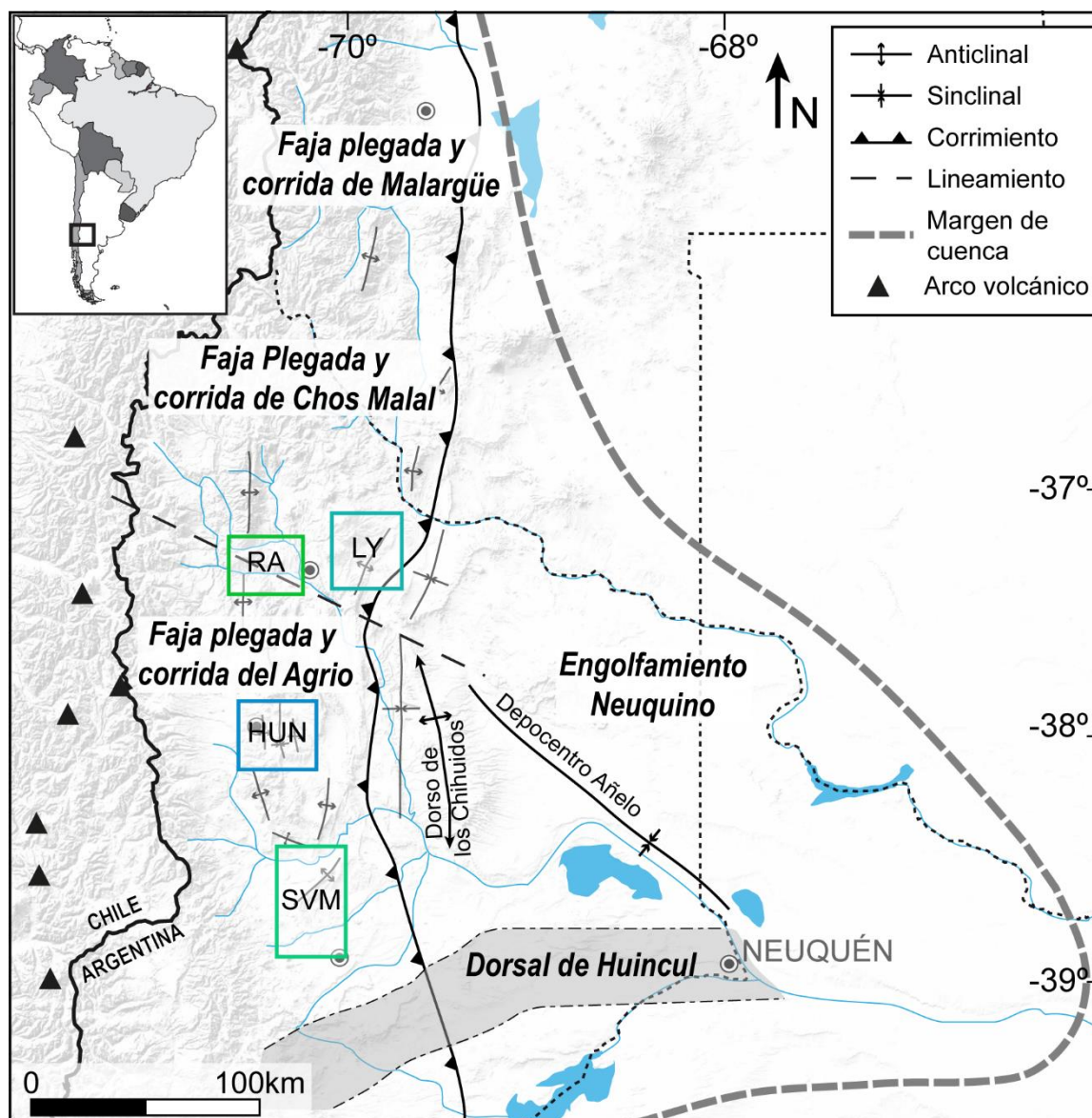


Figura 6.1. Mapa de la Cuenca Neuquina, los recuadros indican la ubicación de los sectores relevados (LY – anticlinal La Yesera, R – Rahueco, HUN – Huncal y SVM – Sierra de la Vaca Muerta).

El primer evento de deformación registrado para el sector interno de la Faja Plegada y Corrida del Agrio se define para el Cretácico Tardío al Paleógeno con una segunda etapa de reactivación durante el Mioceno (Cobbold y Rossello, 2003; Ramos y Folguera, 2005; Mosquera y Ramos, 2006; Zamora Valcarce *et al.*, 2006; Mosquera *et al.*, 2011; Rojas Vera *et al.*, 2015; Sanchez *et al.*, 2018). En la zona de Huncal (Figura 6.2), el primer evento de deformación produjo la reactivación de estructuras

del basamento que generaron los anticlinales Cerro Mocho y Mulichinco. Estos fueron reactivados nuevamente durante el segundo pulso de deformación durante el Mioceno (Rojas Vera *et al.*, 2015).

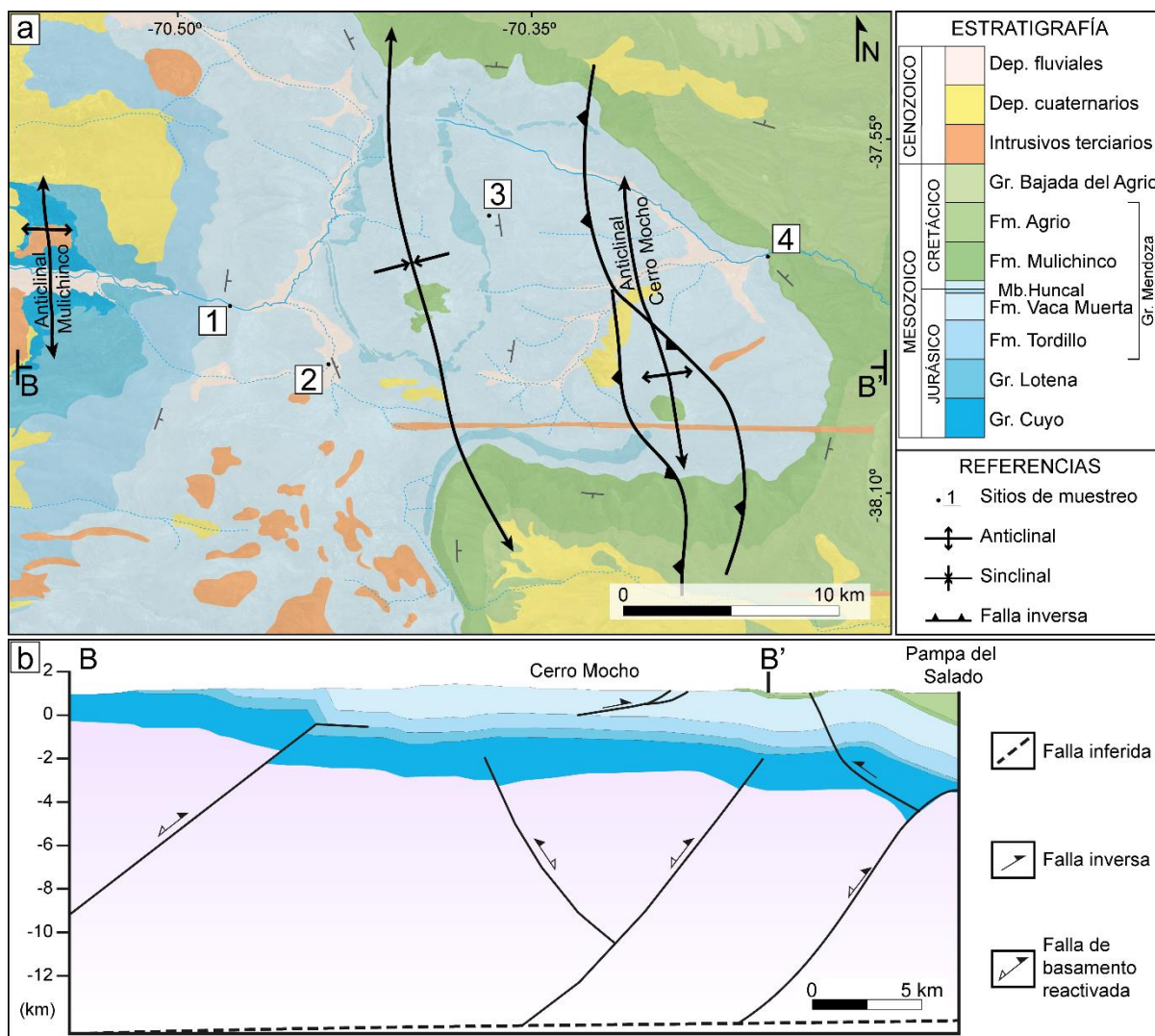


Figura 6.2. (a) Mapa geológico del área denominada Huncal, modificado de Leanza *et al.* (2003), Zamora Valcarce *et al.* (2009), Rojas Vera *et al.* (2015) y Ukar *et al.* (2017b). Ver ubicación del área en la Figura 6.1. (b) Sección estructural esquemática (B - B') tomada de Rojas Vera *et al.* (2015), ver ubicación en el mapa.

En el sector occidental del mapa, el anticlinal Mulichinco corresponde a una estructura de basamento con vergencia oriental (Figura 6.2a; Rojas Vera *et al.*, 2015), donde se expone parte de la secuencia del Grupo Cuyo del Jurásico Inferior. Hacia el este se observa otra estructura que involucra al basamento denominada anticlinal Cerro Mocho (Figura 6.2a). Se trata de un pliegue doble-vergente con una longitud de onda de más de 10 kilómetros (Rojas Vera *et al.*, 2015). Estudios de subsuelo en el área muestran una falla que levanta el anticlinal del Cerro Mocho y genera un resalto

de 2000 metros respecto a la Pampa del Salado ubicada hacia el este (Figura 6.2b; Zamora Valcarce *et al.*, 2006; 2009). Esta falla se inserta en las evaporitas de la Formación Auquilco y transfiere el acortamiento hacia la zona externa de la Faja Plegada y Corrida del Agrío.

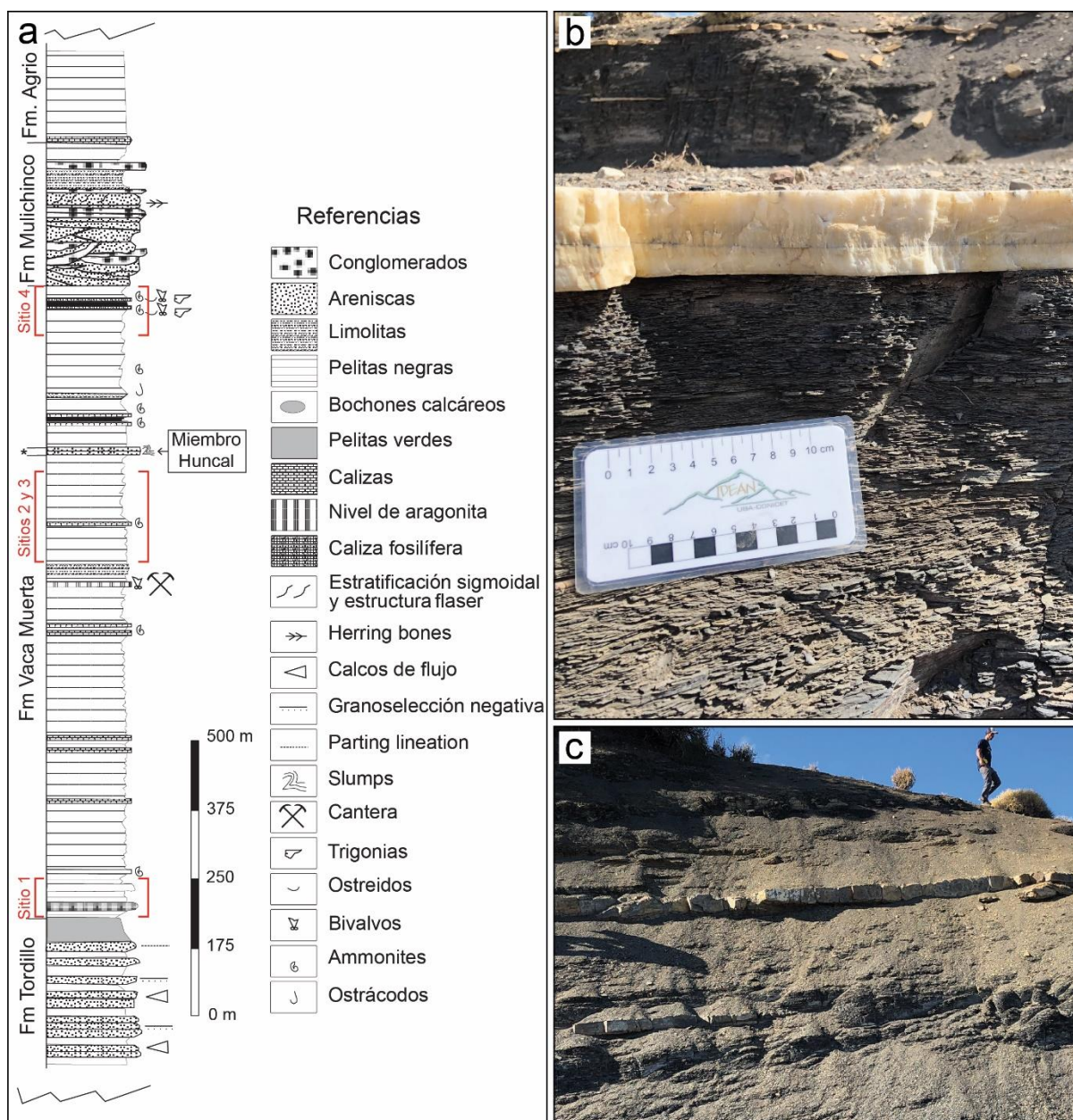


Figura 6.3. (a) Perfil estratigráfico de la zona de Huncal tomado de Leanza *et al.* (2003), en rojo se indican los sectores relevados (ver ubicación de los sitios en la Figura 6.2). (b) Imagen del afloramiento de la Formación Vaca Muerta donde se observa una vena de calcita paralela a la estratificación o *beef* intercalada entre las pelitas características de la unidad en esta zona de la cuenca. (c) Pelitas de la Formación Vaca Muerta con intercalaciones de bancos calcáreos más resistentes.

En la zona de Huncal pueden observarse muy buenas exposiciones de afloramientos de la Formación Vaca Muerta (Figura 6.3). La unidad alcanza un

espesor aproximado de 1250 metros (Figura 6.3a), compuesto por pelitas de ambiente marino de *offshore* que presenta venas de calcita paralelas a la estratificación, o *beef* (Figura 6.3b), e intercalaciones de bancos calcáreos más resistentes (Figura 6.3c). Dentro de la unidad se reconoce el registro de un episodio turbidítico del Berriasiano: el Miembro Huncal (Figura 6.3a; Leanza *et al.*, 2003), que da nombre a la zona. Se trata de un horizonte de 15 a 20 metros de espesor de areniscas finas de color gris amarillento, con alto nivel de litificación, formando bancos tabulares con estratificación *hummocky* y onduladas de corriente asociado a procesos turbidíticos y *slumps* (Leanza *et al.*, 2003; 2011; Naipauer *et al.*, 2020).

Se definieron cuatro sitios de muestreo de fracturas distribuidos en la zona de Huncal (Figura 6.2) que abarcan distintos niveles de la columna estratigráfica. El Sitio 1 se ubica hacia la base de la unidad, cerca del contacto con la Formación Tordillo (Figura 6.3a). Los sitios 2 y 3 corresponden a afloramientos del sector medio de la Formación Vaca Muerta. Hacia el tope de la formación, cerca del contacto con la Formación Mulichinco, se encuentra el afloramiento del Sitio 4 (Figura 6.3a).

Se relevaron un total de 425 fracturas, 209 sobre bancos pelíticos y 216 sobre estratos calcáreos masivos que presentan mayor resistencia. Sobre ambas litologías se reconocieron tres orientaciones predominantes de fracturas, la principal y más importante tiene una dirección ENE-OSO a E-O y las otras dos NNO-SSE y NNE-SSO (Tabla 6.1, Figura 6.4). Por último, se reconoció una orientación de fracturas secundarias ONO-ESE a NO-SE en el sitio de medición 4.

Tabla 6.1. Familias de fracturas reconocidas en cada sitio de muestreo de la zona de Huncal. Se incluye el número de fracturas de cada familia (N), el rumbo e inclinación del plano medio de Fisher (R/I), y los parámetros de confianza  $\alpha_{95}$  y k. Ver ubicación de cada sitio en la Figura 6.2.

Sitios	Familia ENE-OSO				Familia NNE-SSO				Familia NNO-SSE				Familia ONO a NO-SE			
	N	R/I	$\alpha_{95}$	k	N	R/I	$\alpha_{95}$	k	N	R/I	$\alpha_{95}$	k	N	R/I	$\alpha_{95}$	k
Sitio 1	41	081°/87°	1.9	139.8	-	-	-	-	70	351°/85°	1.9	80.6	-	-	-	-
Sitio 2	28	255°/87°	3.8	51.3	28	016°/86°	3.3	70.7	16	344°/88°	4.8	60.9	-	-	-	-
Sitio 3	49	265°/87°	2	102	31	200°/89°	3.2	66.5	40	356°/85°	2.7	71.1	-	-	-	-
Sitio 4	35	263°/90°	3.1	61.7	21	016°/85°	2.8	126.1	17	162°/80°	5.8	38.7	19	302°/86°	5.3	41.8

Las fracturas orientadas en sentido ENE-OSO a E-O se encuentran bien representadas en los cuatro sitios de muestreo (Figura 6.4b). Se trata de fracturas subperpendiculares a los estratos, con rumbos que varían entre N070° y N090°.

Presentan trazas persistentes y se encuentran presentes en las dos litologías relevadas. La intensidad promedio calculada en bancos calcáreos es de 1.47 fracturas/metro, con espaciados que varían de 0.29 a 2.50 metros.

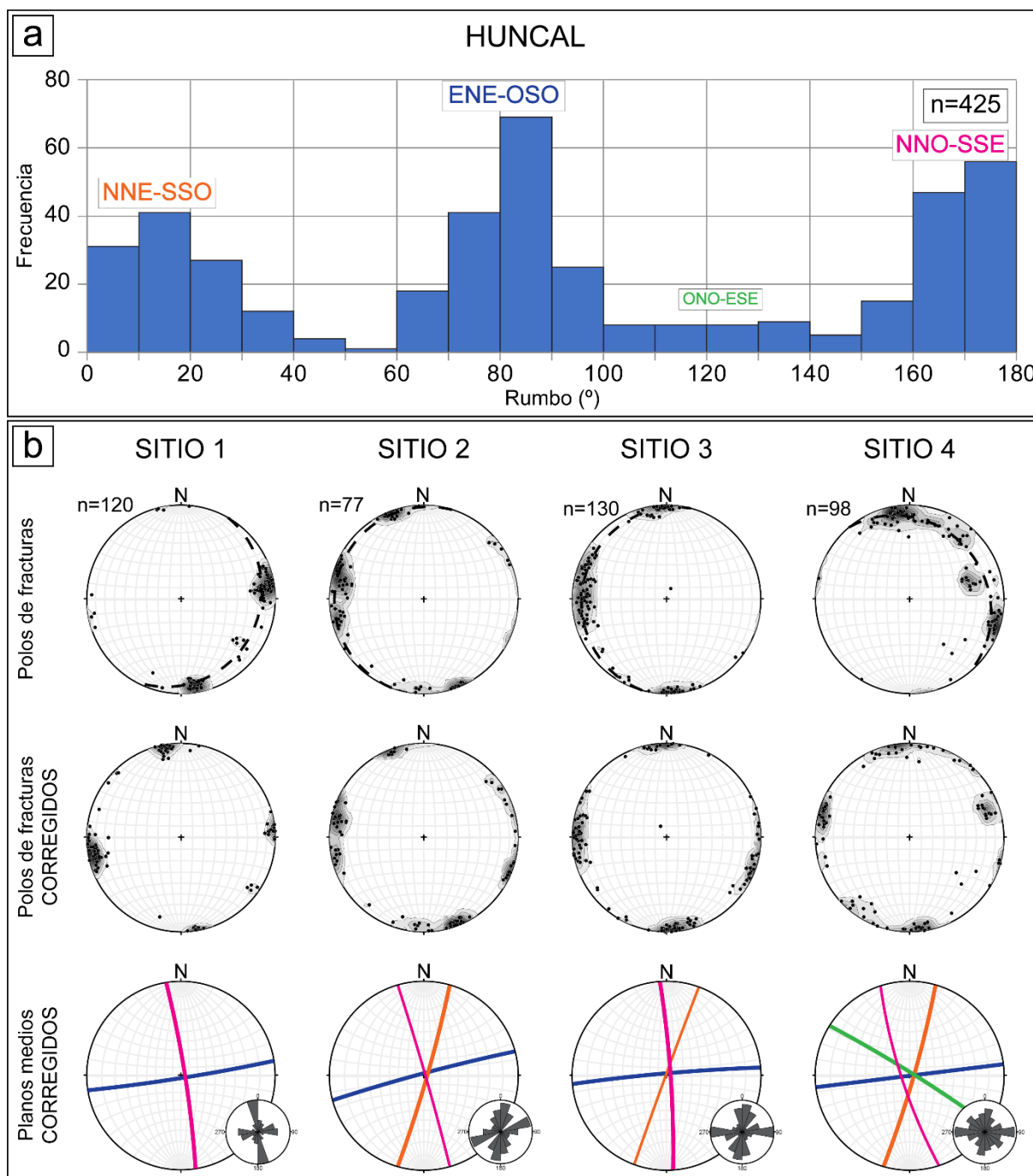


Figura 6.4. (a) Histograma de frecuencia de fracturas según su rumbo luego de la corrección estructural en la zona de Huncal. (b) Resultados obtenidos en la zona de Huncal para cada sitio de muestreo (ver ubicación en la Figura 6.2). Arriba: proyección del hemisferio inferior de igual área con los polos de fracturas y sus contornos de densidades; el círculo máximo en línea punteada corresponde al rumbo e inclinación de los bancos en el sitio de muestreo. Centro: polos de fracturas y contornos de densidad luego de la corrección estructural. Abajo: proyección del hemisferio inferior de igual ángulo mostrando los círculos máximos que corresponden a los planos medios de Fisher de las familias identificadas en los sitios luego



de la corrección estructural, y los diagramas de rosa asociados con el tamaño de los intervalos definido en función al tamaño de la muestra (Sanderson y Peacock, 2020).

Existen dos familias submeridionales, con orientaciones NNE-SSO y NNO-SSE, las cuales fueron reconocidas en los cuatro sitios de medición, a excepción de la Familia NNE-SSO que no fue relevada en el Sitio 1 (Figura 6.4b). Ambas familias están formadas por fracturas subperpendiculares a los bancos. La Familia NNE-SSO está formada por fracturas con rumbos que varían entre N-S y N030° y las fracturas de la Familia NNO-SSE entre N160° y N180°. En los sitios 1 y 3 la Familia NNO-SSE es más numerosa y en los sitios 2 y 4 domina la Familia NNE-SSO (Tabla 6.1). Las fracturas suelen ser numerosas en los bancos pelíticos y muchas veces no se propagan hacia bancos con mayor dureza (Figura 6.5). En las pelitas, la intensidad de las fracturas de la Familia NNO-SSE es de 3.39 fracturas/metro, con un espaciado de 0.3 metros, mientras que en bancos calcáreos, con mayor dureza, la intensidad promedio es de 1.42 fracturas/metro y el espaciado promedio es de 0.9 metros, similar a la obtenida para la Familia NNE-SSO de 1.21 fracturas/metro y 0.88 metros de espaciado.

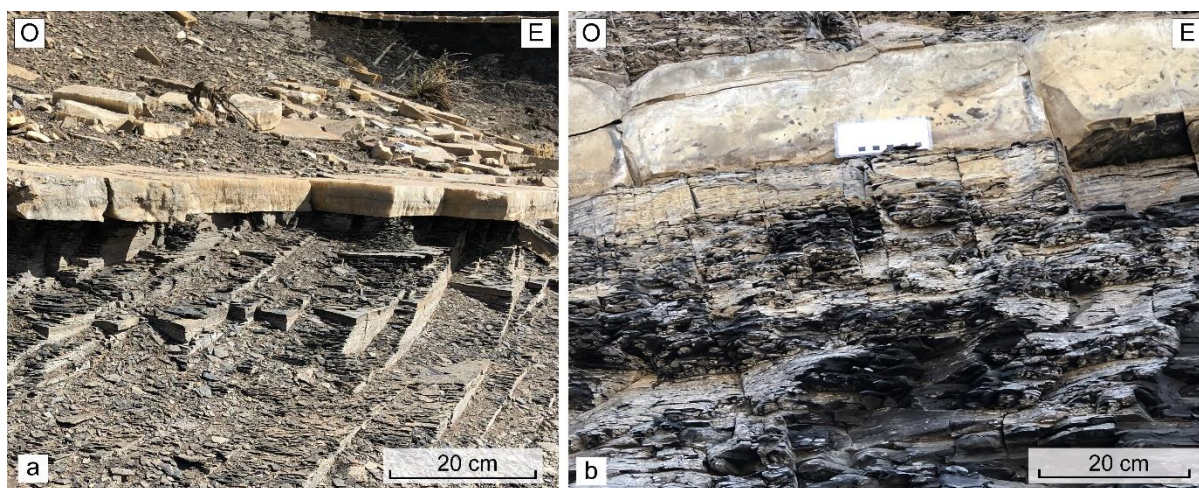


Figura 6.5. (a) Imagen de un afloramiento del Sitio 2 donde se observa que las fracturas orientadas en dirección NNE-SSO presentes en las pelitas, no se propagan hacia el *beef* que se encuentra por encima. (b) Imagen de un afloramiento en el Sitio 3 donde se observa que la mayoría de las fracturas NNO-SSE en las pelitas no se propagan hacia el banco dolomítico suprayacente.

Por último, en el sitio de muestreo 5 (Figura 6.2), hacia el tope de la Formación Vaca Muerta y cerca del contacto con la Formación Mulichinco, se relevó una familia de fracturas con orientaciones ONO-ESE a NO-SE (Tabla 6.1 y Figura 6.4b). El rumbo de las fracturas de esta familia varía entre N110° y N133°, y son subperpendiculares a los bancos.

Hacia la base de la Formación Vaca Muerta, en el sitio de muestreo 1 (Figura 6.2), se observaron algunos intrusivos formando filones capa (Figura 6.6). Estos presentan un módulo de Young de 61.0 GPa obtenido a partir de mediciones realizadas con el martillo de Schmidt. No se encontraron registros sobre estos intrusivos tipo filón capa en la bibliografía. Sin embargo, los diques verticales que cortan la estructura del Cerro Mocho y marcan el inicio de la deformación en la zona han arrojado una edad de 100 Ma (Zamora Valcarce *et al.*, 2009).

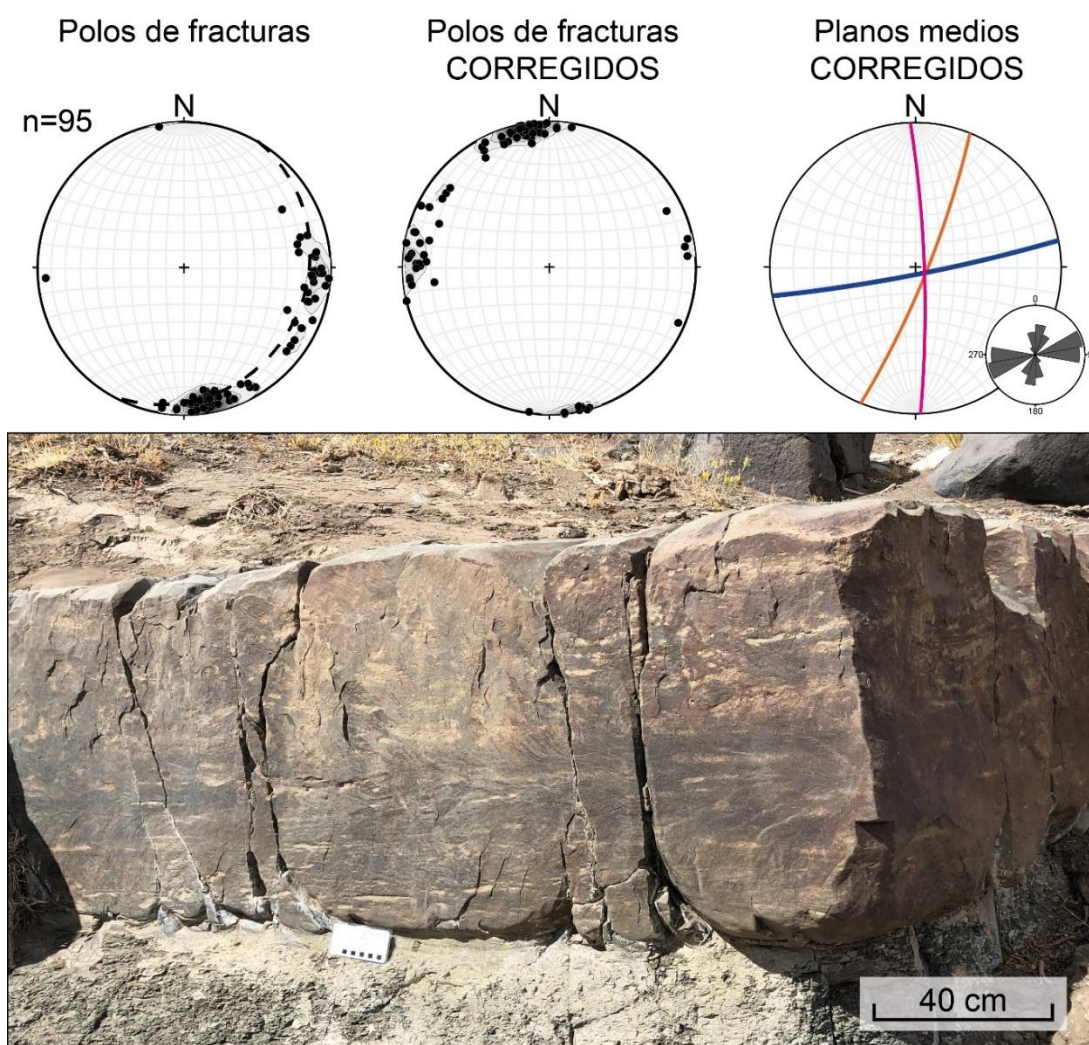


Figura 6.6. Resultados del relevamiento de fracturas en los intrusivos presentes en el Sitio 1. En la fotografía se observa una estructura plumosa sobre un plano de una fractura ENE-OSO

Se registraron 95 fracturas sobre dos intrusivos en el sitio y se reconocieron tres familias, una predominante ENE-OSO y dos secundarias NNE-SSO y NNO-SSE (Figura 6.6). Las tres familias relevadas coinciden con las reconocidas en la zona de Huncal (Figura 6.4). La familia más numerosa, con 65 fracturas, tiene un plano medio de Fisher de  $079^{\circ}/85^{\circ}$  (ENE-OSO). La intensidad de fracturas es de 1.71

fracturas/metro, con un espaciado medio de 0.58 metros. Se observaron estructuras plumosas sobre los planos de fractura (Figura 6.6), por lo que se las interpreta como diaclasas (Modo I). Las otras dos familias relevadas son menores, la Familia NNE-SSO está formada por 12 fracturas con un plano medio de  $022^{\circ}/81^{\circ}$ , y la Familia NNO-SSE tiene un plano medio de  $358^{\circ}/83^{\circ}$  y agrupa 17 fracturas (Figura 6.6). Ambas familias submeridionales abaten contra las fracturas de la Familia ENE-OSO.

Al realizar la corrección estructural en las tres litologías se observa que las fracturas se tornan subverticales (Figuras 6.4b y 6.6), por lo que se infiere un origen previo o coetáneo a los estadios primitivos del basculamiento de los bancos afectados. La cronología relativa entre las familias de fracturas es difícil de definir debido a las características de los afloramientos, con escasas exposiciones continuas de pavimentos rocosos. Aun así, se observaron algunas relaciones de corte sobre los bancos con litologías más resistentes que indican que las fracturas ENE-ONO son anteriores a las NNE-SSO y NNO-SSE.

## 6.2. Zona del anticlinal La Yesera

El anticlinal La Yesera está ubicado en el sector norte de la provincia de Neuquén, aproximadamente 30 kilómetros al este de la localidad de Chos Malal (Figuras 6.1 y 6.7). Se encuentra dentro de la zona externa del sector sur de la Faja Plegada y Corrida de Chos Malal y el sector norte de la del Agrio. Forma parte de una serie de pliegues anticlinales de rumbo general N-S, generados por fallas inversas de vergencia oriental que involucran al basamento (Kozłowski *et al.*, 1996; Sánchez *et al.*, 2015). A la zona externa de la faja plegada y corrida se le asigna una edad de deformación del Mioceno tardío a partir del estudio de trazas de fisión en apatitas (Rojas Vera *et al.*, 2015; Sánchez *et al.*, 2018).

El eje del anticlinal La Yesera presenta buzamientos leves hacia el norte y el sur, generando un braquianticlinal (Figura 6.7). El pliegue está orientado en dirección aproximadamente NNE-SSO con algunas variaciones en el rumbo asociadas a la presencia de lineamientos reconocidos en el subsuelo, con orientación ONO-ESE (Turienzo *et al.*, 2020). Esta estructura se caracteriza por presentar un espesor anómalo de yeso de la Formación Auquilco, lo cual se interpreta como producto de una migración de la unidad hacia la cresta del pliegue (Zamora Valcarce *et al.*, 2006; Rojas Vera *et al.*, 2015). Su flanco oriental inclina  $60^{\circ}$  hacia el este y sobre él se

encuentra la sección denominada Puerta Curaco que corresponde a una localidad tipo de la Formación Vaca Muerta (Figuras 6.7 y 6.8).

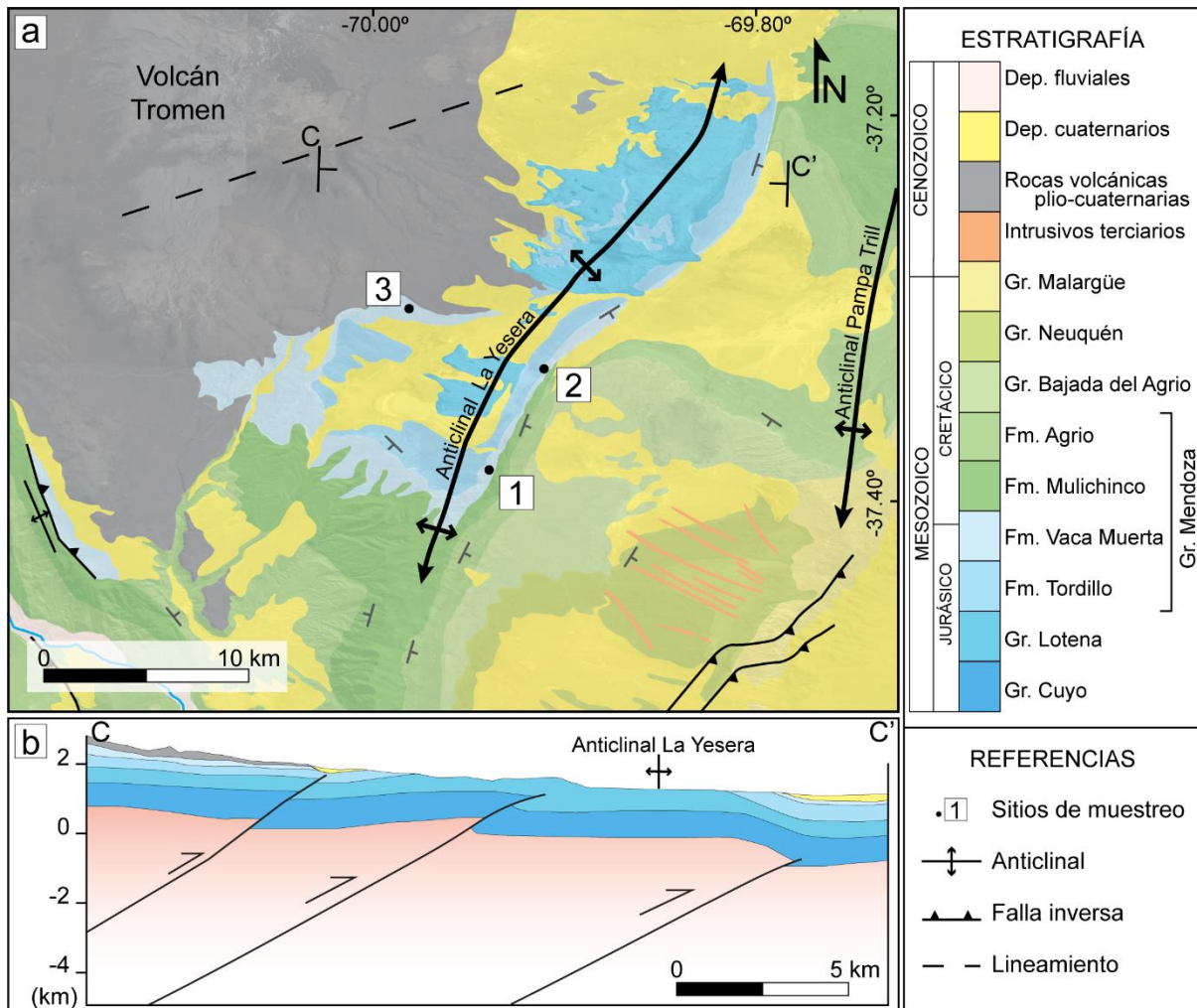


Figura 6.7. (a) Mapa geológico de la zona del anticlinal La Yesera modificado de Holmberg *et al.* (1975), Rojas Vera *et al.* (2015) y Turienzo *et al.* (2020) (ver ubicación en la Figura 6.1). El sitio de muestreo 1 en este caso corresponde a la localidad tipo de la Formación Vaca Muerta denominada Puerta Curaco. (b) Sección estructural esquemática (C - C') tomada de Turienzo *et al.* (2020), ver ubicación en el mapa.

En el área de Puerta Curaco (Sitio 1, Figuras 6.7 y 6.8), la Formación Vaca Muerta tiene un espesor de 407 metros (Capelli *et al.*, 2018). Está formada por una sucesión de pelitas, margas y calizas, y presenta venas calcíicas paralelas a la estratificación, o *beefs*, y niveles intercalados de tobas (Kietzmann *et al.*, 2016). Hacia el tope de la unidad aumentan las intercalaciones carbonáticas y decrece el contenido de materia orgánica (Capelli *et al.*, 2018; Rodríguez Blanco *et al.*, 2020). Se interpreta que los depósitos de la unidad en este sector corresponden a un ambiente de rampa carbonática que presenta una transición hacia un ambiente de plataforma mixta de la Formación Quintuco (Capelli *et al.*, 2018).

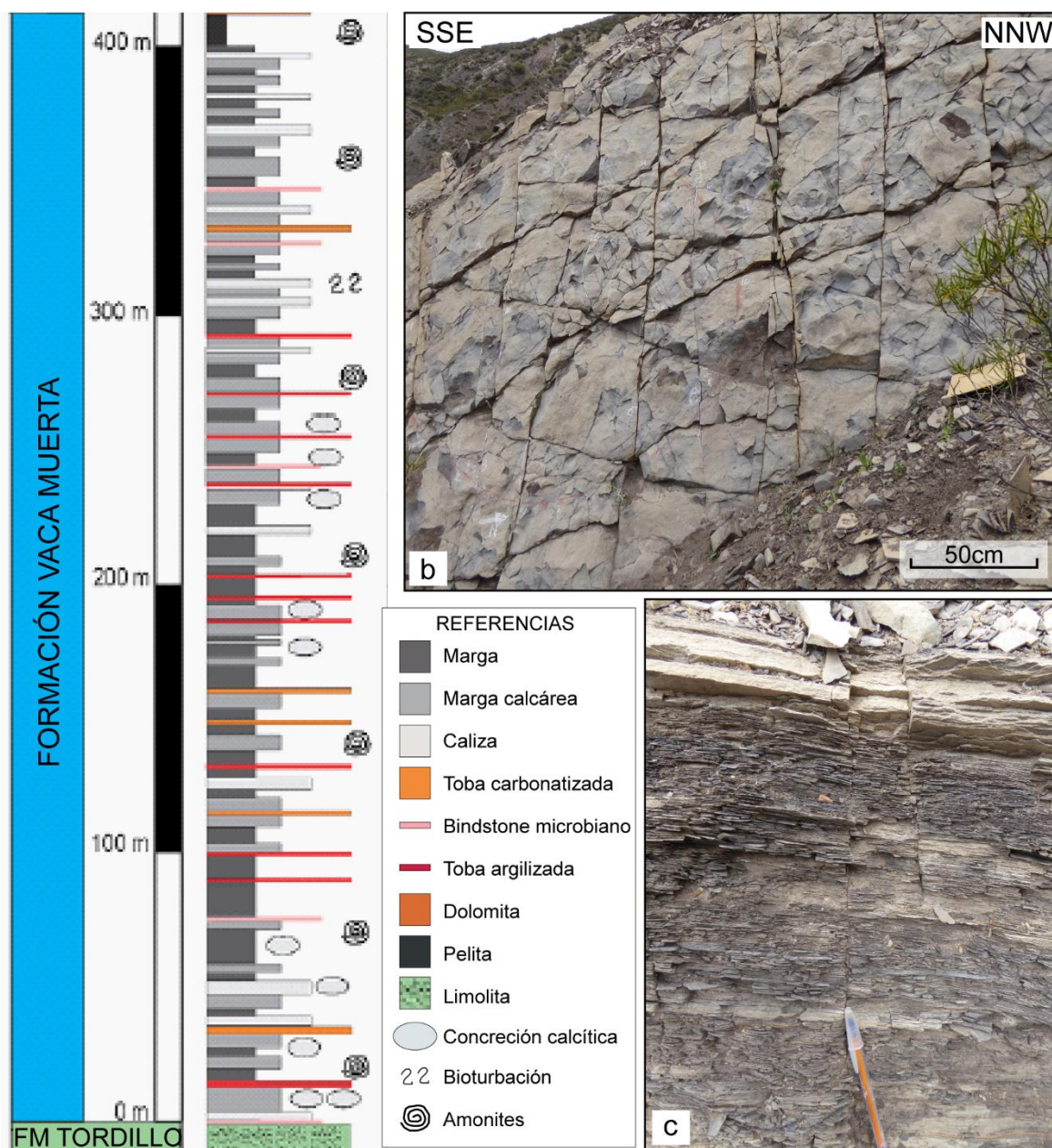


Figura 6.8. (a) Perfil sedimentario tomado de Capelli *et al.* (2018) realizado en el área de Puerta Curaco (Sitio 1 – Figura 6.7), se indica en rojo la sección relevada. (b, c) Fotografías de afloramientos de la Formación Vaca Muerta en el área de Puerta Curaco.

Se midieron un total de 182 fracturas en los sitios ubicados en el ámbito del anticlinal La Yesera (Figura 6.7), principalmente hacia el tope de la unidad (Figura 6.8a). Se reconocieron tres orientaciones de fracturas principales: ENE-OSO, ONO-ESE y NE-SO, y una secundaria NO-SE (Tabla 6.2 y Figura 6.9).

La familia de fracturas con orientaciones ENE-OSO comprende la mayor cantidad de fracturas relevadas en la zona (Figura 6.9a), aunque no fue reconocida en el Sitio 3, esto puede deberse a la orientación E-O de los afloramientos en el sitio. Se encuentra bien desarrollada en el Sitio 1, que corresponde al afloramiento de Puerta

Curaco (Figuras 6.7 y 6.9b). Está formada por fracturas perpendiculares a los bancos, con rumbos que varían de N060° a N090°. En el Sitio 2 presentan orientaciones que varían de N085° a N095° (Figura 6.9b). La densidad y espaciado medio de esta familia de fracturas varía fuertemente dependiendo de la litología, por ejemplo, en bancos de caliza el espaciado medio es de 0.43 metros con una densidad de 2.3 fracturas/metro, mientras que en margas el espaciado medio es de 0.045 metros con una densidad de 22.2 fracturas/metro. El Cv de esta familia de fracturas suele ser menor a 1, entre 0.27 y 0.79.

Tabla 6.2. Familias de fracturas reconocidas en cada sitio del área del Anticlinal La Yesera. De cada familia se incluye el número de fracturas (N), el rumbo e inclinación del plano medio de Fisher (R/I), y los parámetros de confianza  $\alpha_{95}$  y k. Ver ubicación de los sitios en la Figura 6.7.

Sitios	Familia ENE-OSO				Familia ONO-ESE				Familia NE-SO				Familia NO-SE			
	N	R/I	$\alpha_{95}$	k	N	R/I	$\alpha_{95}$	k	N	R/I	$\alpha_{95}$	k	N	R/I	$\alpha_{95}$	k
<b>Sitio 1 PC</b>	76	076°/89°	1.8	83.9	-	-	-	-	11	230°/88°	6.8	45.6	6	316°/87°	8.5	62.8
<b>Sitio 2</b>	6	087°/88°	7	91.6	18	120°/89°	3.7	87.2	19	217°/86°	5	46.1	-	-	-	-
<b>Sitio 3</b>	-	-	-	-	3	113°/87°	15.1	67.7	17	049°/87°	6.6	30.6	-	-	-	-

Las fracturas con orientaciones NE-SO (Figura 6.9), poseen rumbos que varían entre N030° y N060°. También son fracturas dispuesta de manera subperpendicular a los bancos y en este caso el espaciado varía desde 0.11 a 0.64 metros, con densidades de 1.57 a 9.16 fracturas/metro y, en algunos casos, el valor de cv es mayor a 1 alcanzando 1.37.

También se reconoce una familia con fracturas orientadas en sentido ONO-ESE (Figura 6.9), con rumbos que varían entre N110° y N128°. Se trata de fracturas dispuestas subperpendiculares a los bancos con espaciados medios que varían desde 0.30 y 0.89 metros y densidad de 1.12 y 3.37 fracturas/metro. El valor de cv es igual a 1 en uno de los *scanlines* e igual a 0.62 en el otro.

Por último, en el Sitio 1, Puerta Curaco, se reconoce una familia de fracturas subperpendiculares a los bancos, orientada en sentido NO-SE con rumbos que varían entre N130° y N143° (Figura 6.9b).

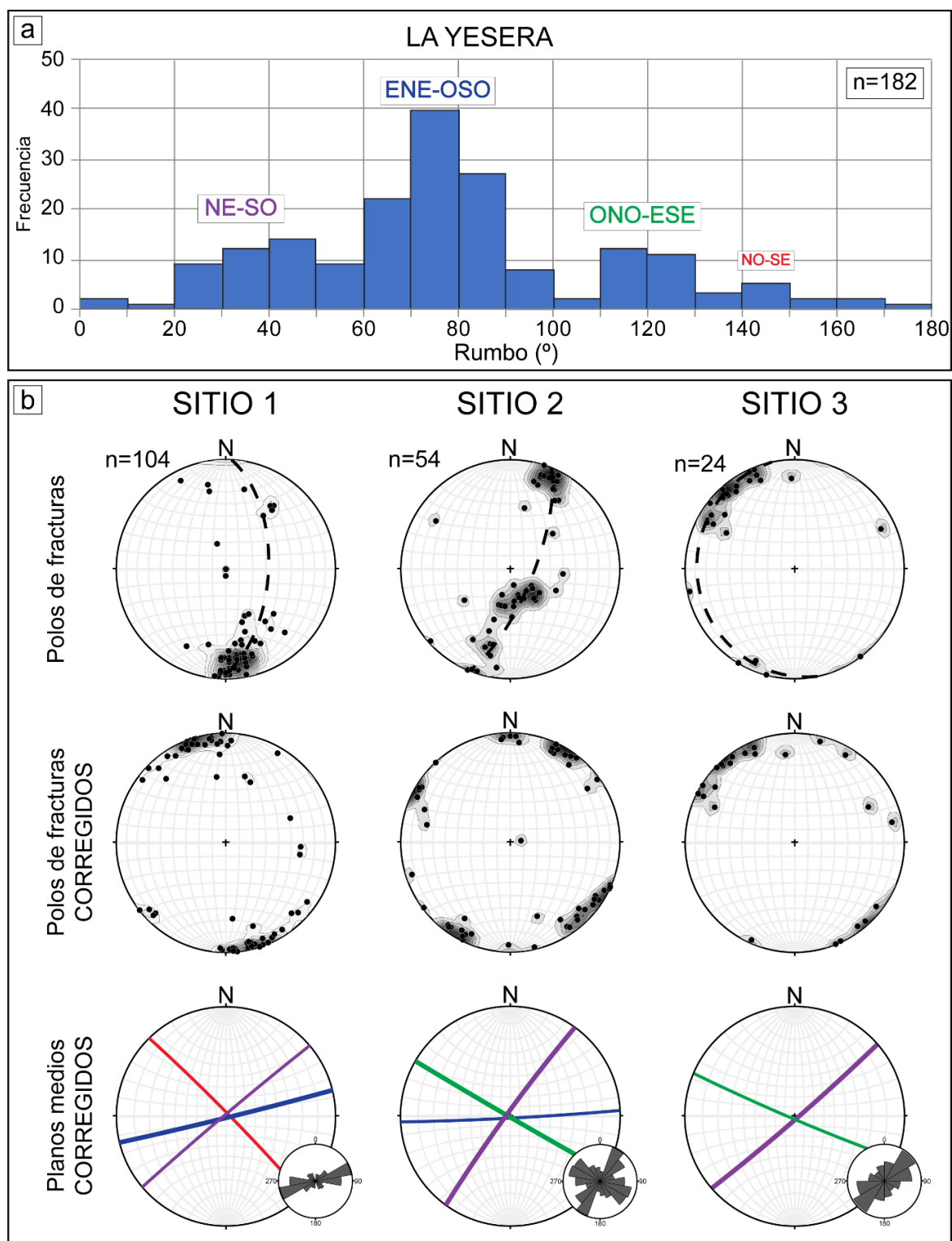


Figura 6.9. (a) Histograma que muestra los resultados de la frecuencia de fracturas por el rumbo luego de la corrección estructural en la zona del anticlinal La Yesera. (b) Resultados obtenidos en el área Anticlinal La Yesera para cada sitio de muestreo (ver ubicación en la Figura 6.7). Arriba: proyección del hemisferio inferior de igual área con los polos de fracturas y sus contornos de densidades; el círculo máximo en línea punteada corresponde al rumbo e inclinación de los bancos en el sitio de muestreo. Centro: polos de fracturas y contornos de densidad luego de la corrección estructural. Abajo: proyección del hemisferio inferior de igual ángulo mostrando los círculos máximos que corresponden a los planos medios de Fisher de las familias identificadas en los sitios luego de la corrección estructural, y los diagramas de

rosa asociados con el tamaño de los intervalos definido en función al tamaño de la muestra (Sanderson y Peacock, 2020).

La mayoría de las fracturas se torna subvertical al realizar la corrección estructural de las tres familias, por lo que puede interpretarse que el origen de estas es previo o coetáneo a los estadios iniciales del plegamiento de las rocas. Las relaciones de corte entre las fracturas de las familias ENE-OSO y ONO-ESE son ambiguas lo que hace difícil establecer una cronología relativa confiable entre estas familias. Lo mismo para ente las fracturas ENE-OSO y NO-SE en el sitio 1. Sin embargo, puede establecerse una cronología entre ellas y la familia de fracturas orientada en sentido NE-SO, ya que éstas generalmente terminan contra las otras familias, por lo que se interpreta que las fracturas NE-SO son posteriores.

*Estratigrafía mecánica en Puerta Curaco*

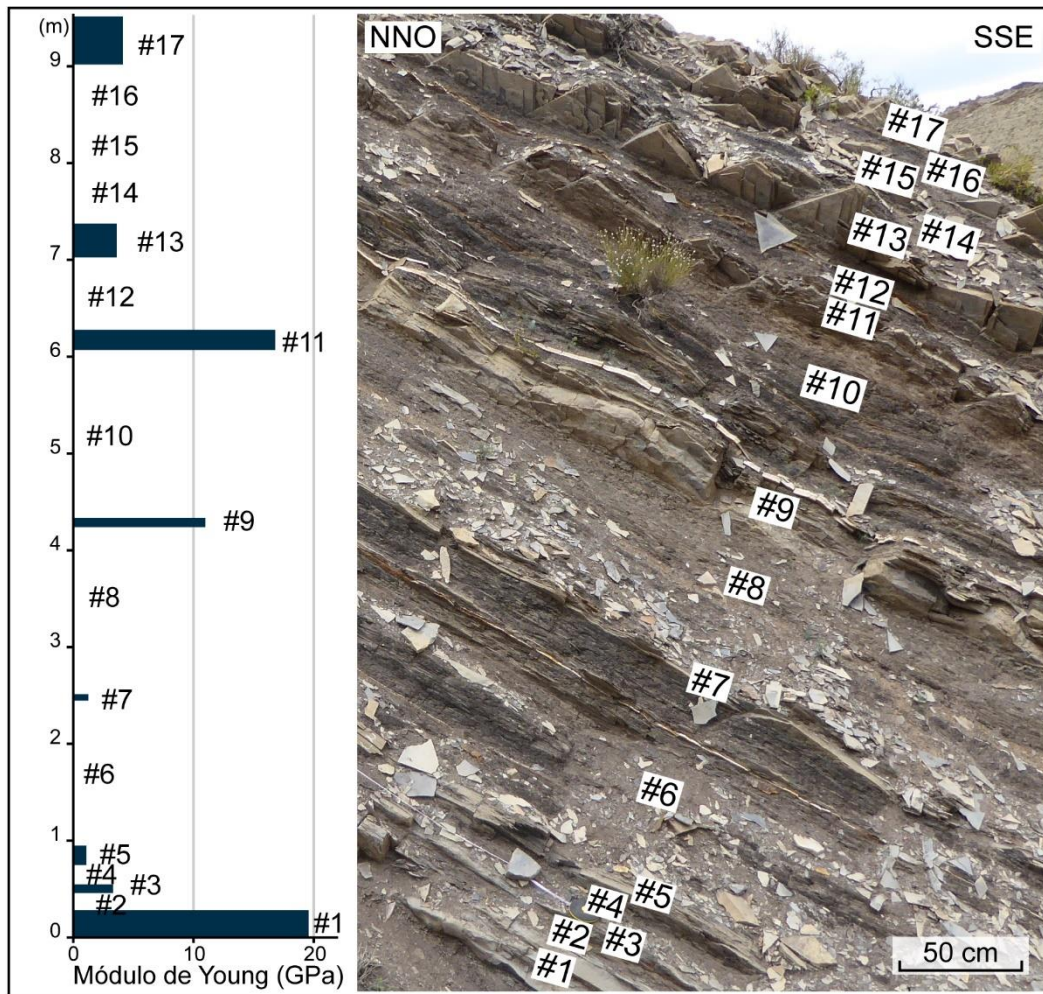


Figura 6.10. Perfil realizado con el martillo de Schmidt en Puerta Curaco, sitio 1. Pueden observarse bajos valores del módulo de Young en los bancos con mayor contenido calcáreo y valores por debajo del umbral de resolución del instrumento en los bancos de grano más fino.



En esta zona también se utilizó el martillo de Schmidt para determinar la estratigrafía mecánica de la Formación Vaca Muerta (Figura 6.10). Entre los resultados obtenidos para los bancos de caliza, puede observarse que los valores de módulo de Young no alcanzan los 20 GPa y en general son menores a 10 GPa. La densidad de la roca varía de 928 a 2172 kg\*m<sup>-3</sup>, con una densidad promedio de 1562 kg\*m<sup>-3</sup>, y el estrés compresivo uniaxial (UCS) mínimo es de 7.5 MPa y llega hasta los 52.4 MPa, con un promedio de 23.1 MPa. Por otro lado, no se obtuvieron valores de rebote con el Martillo de Schmidt en los bancos de margas debido a su baja resistencia (Figura 6.10). Por lo tanto, se observa un fuerte contraste mecánico entre los bancos de margas, que en ocasiones superan el metro de espesor, y los de calizas, que no superan los 30 cm de espesor.

### 6.3. Zona Rahueco

El área denominada Rahueco se encuentra ubicada al oeste de la localidad de Chos Malal (Figuras 6.1 y 6.11), dentro del sector interno de la faja plegada y corrida, en la transición entre la Faja Plegada y Corrida del Agrio y la de Chos Malal, al oeste de la zona La Yesera. Al igual que en la zona de Huncal, para este sector se determinó un primer pulso de deformación durante el Cretácico Tardío al Paleógeno y un segundo pulso durante el Mioceno medio a tardío (Rojas Vera *et al.*, 2015; Sánchez *et al.*, 2018).

Hacia el sur de la zona relevada se encuentra el anticlinal Rahueco, el cual expone rocas del Grupo Cuyo en el núcleo (Figura 6.11). Este pliegue doble buzante tiene una vergencia oriental y es interpretado como un anticlinal por flexión de falla de primer orden (Lebinson *et al.*, 2015). Por otro lado, hacia el noroeste de la zona se encuentra la Cordillera del Viento, una estructura de primer orden que se describe como un gran anticlinal que involucra al basamento en el núcleo (Figura 6.11). Está orientado en sentido N-S con una longitud de 30 kilómetros, alcanzando los 3000 metros de altura (*e.g.*, Braccini, 1970; Giacosa *et al.*, 2014; Sánchez *et al.*, 2015).

La zona recibe el nombre de Rahueco debido a la presencia de una sucesión que alcanza los 90 metros de espesor ubicada por encima de las lutitas y margas anóxicas típicas de la Formación Vaca Muerta, constituida principalmente por fangolitas masivas y laminadas, intercaladas por delgados horizontes de areniscas finas (Figura 6.12; Spalletti *et al.*, 2008). A lo largo de la secuencia se registraron siete cuerpos

tabulares de areniscas medianas (Figura 6.12a; Spalletti *et al.*, 2008). Los depósitos de esta unidad son interpretados como de ambiente de cuenca a rampa externa, los cuales se intercalan con depósitos turbidíticos (e.g., Kietzmann *et al.*, 2016; Spalletti *et al.*, 2008).

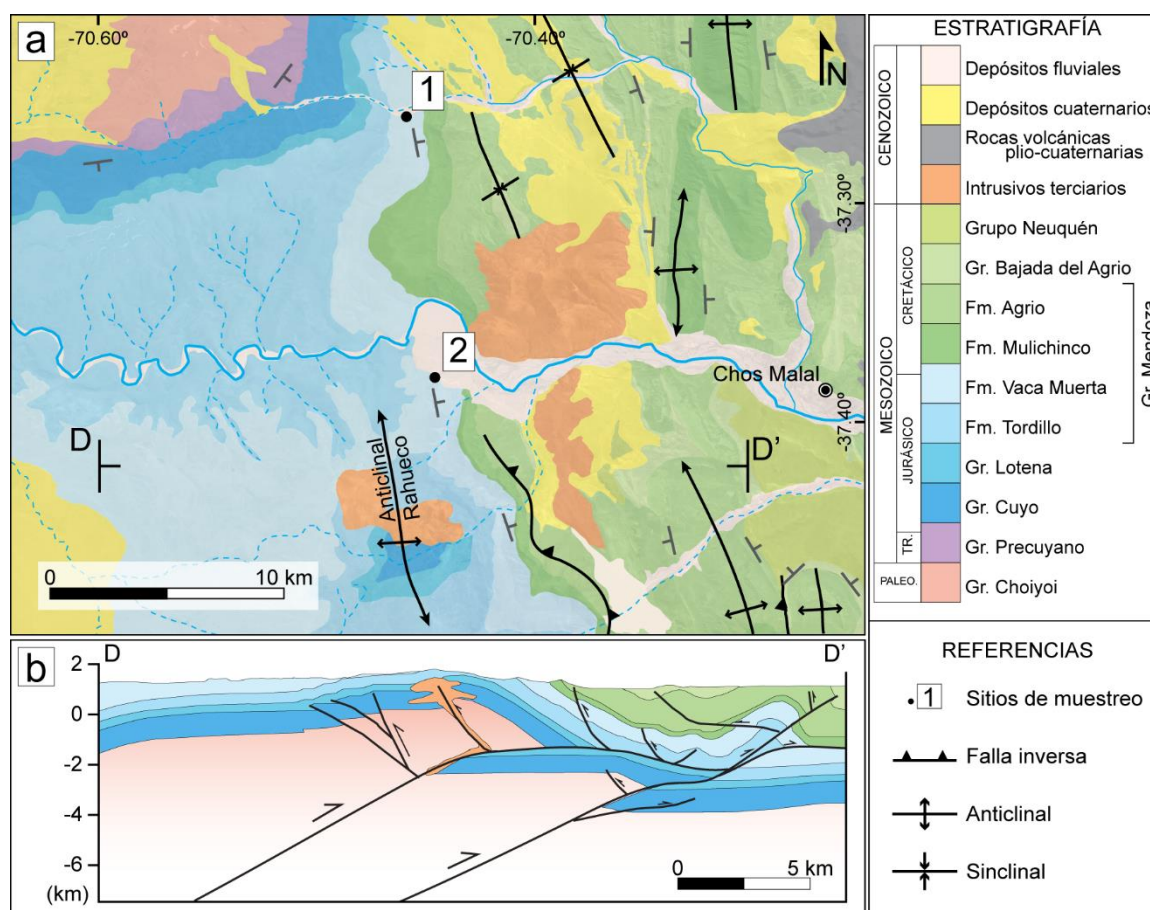


Figura 6.11. (a) Mapa Geológico de la zona Rahueco modificado de Rojas Vera *et al.* (2015), Sánchez *et al.* (2018), y Turienzo *et al.* (2020) (ver ubicación en la Figura 6.1). (b) Sección estructural esquemática (D-D') tomada de Lebinson *et al.* (2015) y Turienzo *et al.* (2020), ver ubicación en el mapa.

Las mediciones de fracturas en esta zona se realizaron a lo largo de dos sitios de muestreo (Figura 6.11). Se tomaron los datos de 101 fracturas y se reconoció una orientación principal: ONO-ESE, y tres orientaciones secundarias: N-S, NE-SO y ENE-OSO (Tabla 6.3 y Figura 6.13).

En ambos sitios de muestreo se reconocieron fracturas subperpendiculares a los bancos con una orientación ONO-ESE (Tabla 6.3 y Figura 6.13). Algunas de estas fracturas cortan toda la secuencia aflorante y otras se encuentran confinadas a los bancos. En el sitio 1, las fracturas fueron relevadas sobre un banco calcáreo (Figura 6.12b) con un valor de R=37 obtenido con el martillo de Schmidt, a partir del cual se

calcula un módulo de Young de 9 GPa. Mientras que el sitio 2 las fracturas fueron registradas principalmente sobre bancos de grano más fino (Figura 6.12c), que no registran rebote con el martillo.

Tabla 6.3. Familias de fracturas reconocidas en ambos sitios de la zona Rahueco. De cada familia se incluye el número de fracturas (N), el rumbo e inclinación del plano medio de Fisher (R/I), y los parámetros de confianza  $\alpha_{95}$  y k. Ver ubicación de los sitios en la Figura 6.11.

Sitios	Familia ONO-ESE				Familia N-S				Familia NE-SO				Familia ENE-OSO			
	N	R/I	$\alpha_{95}$	k	N	R/I	$\alpha_{95}$	k	N	R/I	$\alpha_{95}$	k	N	R/I	$\alpha_{95}$	k
Sitio 1	25	116°/90°	4.9	35.2	22	003°/87°	6	27.8	3	224°/88°	18.5	45.4	4	079°/84°	9.6	92.9
Sitio 2	11	273°/87°	6.8	45.5	9	015°/81°	7.6	46.4	12	056°/72°	7.3	36.2	-	-	-	-

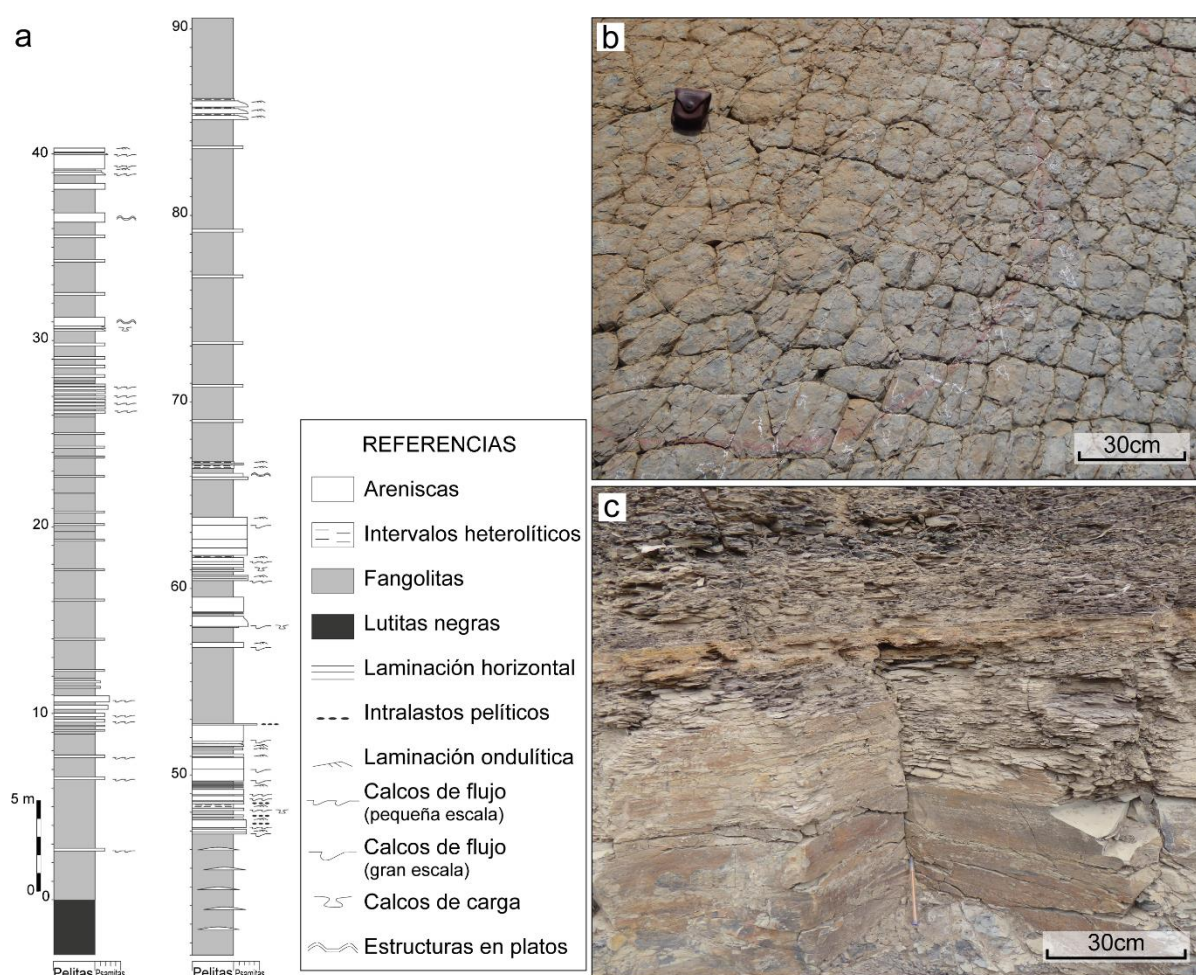


Figura 6.12. (a) Perfil sedimentológico de la Formación Vaca Muerta en la zona de Rahueco tomado de Spalletti *et al.* (2008). Fotografías de los afloramientos relevados en el (b) Sitio 1 y (c) Sitio 2 (ver ubicación en el mapa de la Figura 6.11).

La Familia N-S fue registrada en ambos sitios de muestreo, siendo más numerosa en el Sitio 1. Las relaciones de corte que presenta con la Familia ONO-ESE son variables, es decir, sin registrar una relación sistemática. También en ambos sitios,

se registró una familia de fracturas con orientación NE-SO (Tabla 6.3 y Figura 6.13), con rumbos que varían entre  $N040^\circ$  a  $N070^\circ$ . Las fracturas de esta familia son más numerosas en el Sitio 2 y suelen terminar contra las fracturas orientadas en sentido N-S en el Sitio 1.

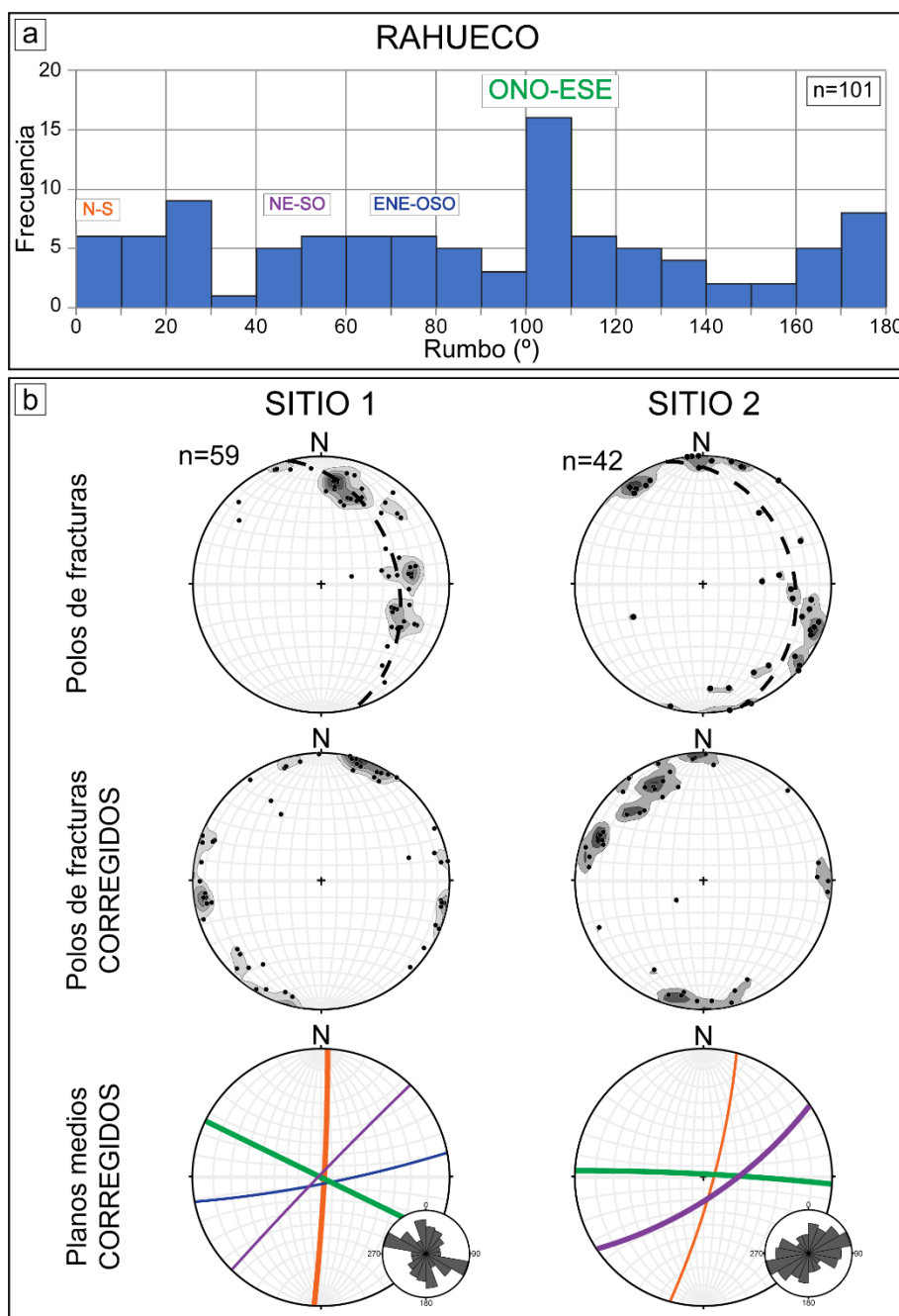


Figura 6.13. (a) Histograma que muestra los resultados de la frecuencia de fracturas por el rumbo luego de la corrección estructural en la zona de Rahueco. (b) Resultados obtenidos en el área Rahueco para cada sitio de muestreo (ver ubicación en la Figura 6.11). Izquierda: proyección del hemisferio inferior de igual área con los polos de fracturas y sus contornos de densidades, el círculo máximo en línea punteada corresponde al rumbo e inclinación de los bancos en el sitio de muestreo. Centro: polos de fracturas y contornos de densidad luego de la corrección estructural. Derecha: proyección del hemisferio inferior de igual ángulo mostrando los círculos máximos que corresponden a los planos medios de Fisher de las

familias identificadas en los sitios luego de la corrección estructural, y los diagramas de rosa asociados con el tamaño de los intervalos definido en función al tamaño de la muestra (Sanderson y Peacock, 2020).

Por último, en el Sitio 1 también se registró una familia de fracturas menor con direcciones ENE-OSO (Tabla 6.3 y Figura 6.13), con un plano medio de  $079^{\circ}/84^{\circ}$  y subperpendicular al banco donde fueron medidas.

Al igual que en las otras zonas relevadas, las fracturas de la zona de Rahueco se tornan subverticales al realizar la corrección estructural, por lo que es posible que su origen sea previo o coetáneo a los estadios primitivos de la basculación de los bancos. Las relaciones de corte observadas no permiten establecer una cronología relativa confiable entre todas las familias, pero si se puede establecer que las fracturas con orientaciones NE-SO son posteriores a las N-S y a las ONO-ESE.

#### 6.4. Integración de los sectores relevados

Aunque cada zona presenta rasgos propios del fracturamiento, pueden reconocerse algunas características comunes. En principio, todas las fracturas se tornan subverticales luego de la corrección estructural. Se infiere que, a pesar de la distancia entre ellas y su pertenencia a distintas regiones morfoestructurales, la fracturación es previa o sincrónica al comienzo del plegamiento de los bancos en cada sector. Asimismo, en las tres zonas relevadas predomina una familia de fracturas que presenta una mayor jerarquía en cuanto a su distribución, tamaño y relaciones de corte, con orientaciones que varían entre ENE-OSO y ONO-ESE.

Las secciones relevadas de la Formación Vaca Muerta en los distintos sectores están formadas predominantemente por bancos de margas y pelitas, sobre los cuales se obtienen valores de resistencia muy bajo o nulos, con intercalaciones de bancos que presentan mayor resistencia. Estos últimos corresponden a calizas, dolomitas y *beefs*, en los cuales se relevaron las mismas familias de fracturas reconocidas en los bancos menos resistentes, aunque en muchos casos también funcionan como barreras de propagación de fracturas (Figura 6.5). También se reconocieron en la zona de Huncal, intrusivos tipo filón capa hacia la base de la formación sobre los cuales se identificaron las mismas familias de fracturas reconocidas sobre la secuencia sedimentaria, esto indicaría que el origen de las fracturas es posterior al emplazamiento de los intrusivos y que la litología no ejerció un fuerte control.

En el siguiente capítulo se realiza una integración regional de los resultados obtenidos en las cuatro zonas relevadas (Sierra de la Vaca Muerta, Huncal, La Yesera y Rahueco) y se analiza el origen y temporalidad de las fracturas a partir de la evolución tectónica y geodinámica de la cuenca.

## **Capítulo 7**

# **Interpretación del origen de las fracturas naturales de la Formación Vaca Muerta**

En este capítulo se presenta una integración de las zonas estudiadas con el objetivo de evaluar la existencia de un patrón de fracturamiento regional que trascienda las particularidades de las áreas relevadas. Posteriormente, se analiza la temporalidad de la formación de las fracturas para luego enmarcarla en la evolución estructural y tectónica de la cuenca.

### **7.1. Integración de los resultados obtenidos**

A partir de los resultados obtenidos sobre los afloramientos de la Formación Vaca Muerta a lo largo de la faja plegada y corrida de Neuquén, se realiza una comparación de las características del fracturamiento de la unidad. Debe considerarse que, como ya fue abordado en el marco geológico (Capítulo 3), la Formación Vaca Muerta junto con la Formación Quintuco componen un sistema progradante de sudeste a noroeste, lo cual produce variaciones en la secuencia a lo largo de la cuenca (Figura 7.1; Leanza *et al.*, 2011; Dominguez *et al.*, 2017). En particular, en la Sierra de la Vaca Muerta las fracturas fueron relevadas sobre el Miembro Los Catutos, que corresponde a un intervalo dominado por carbonatos (Leanza y Zeiss, 1990; Scasso *et al.*, 2005; Kietzmann *et al.*, 2014b; Rodríguez Blanco *et al.*, 2020). Este miembro está ubicado estratigráficamente por encima de la sección inferior de la Formación Vaca Muerta y corresponde a depósitos asociados a una somerización de la cuenca. Las características de los afloramientos de esta litología permiten relevar rasgos que son difíciles de observar en rocas de grano más fino predominantes en la sección inferior

de la Formación Vaca Muerta, como el tipo y la longitud de las fracturas. Por otro lado, en la zona de Huncal, la Formación Vaca Muerta se compone principalmente por pelitas de ambiente marino de *offshore*, y los sitios de medición están distribuidos a lo largo de toda la columna. Hacia el norte, en la zona del anticlinal La Yesera la unidad está formada por una sucesión de pelitas negras, margas y calizas correspondientes a un ambiente de rampa. En esta zona las fracturas fueron relevadas en un intervalo con mayor contenido de carbonatos ubicado hacia el tope de la unidad, cerca de la transición con la Formación Quintuco. Por último, en la zona de Rahueco, las fracturas fueron relevadas en el sector medio de la unidad donde predominan las pelitas bituminosas y margas oscuras con algunas intercalaciones de calizas, asociadas a un ambiente de cuenca a rampa externa (Figura 7.1).

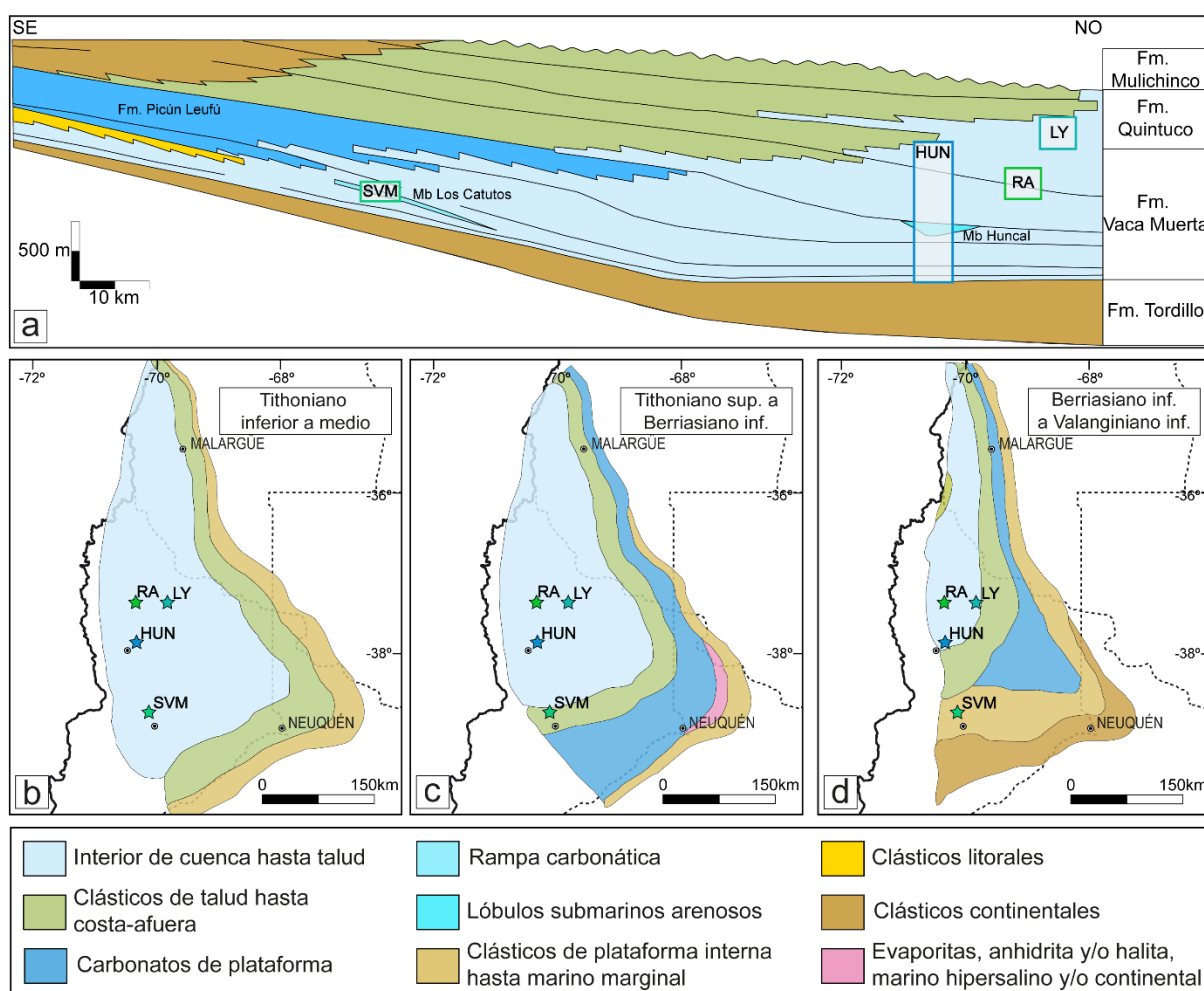


Figura 7.1. Ubicación de las zonas relevadas (SVM – Sierra de la Vaca Muerta, HUN – Huncal, R – Rahueco y LY – anticlinal La Yesera) en (a) un esquema estratigráfico del Sistema Vaca Muerta-Quintuco, y (b, c, d) en las reconstrucciones paleogeográficas desde el Tithoniano inferior al Valanginiano inferior modificados de Gulisano *et al.* (1984), Legarreta y Ulian (1991), Leanza *et al.* (2011), Legarreta y Villar (2015).



A pesar de las diferencias litológicas entre los sectores relevados, pueden observarse algunos rasgos comunes en los resultados obtenidos. En primer lugar, cabe resaltar que la mayoría de las fracturas relevadas en las cuatro zonas estudiadas son fracturas subperpendiculares a los bancos que se verticalizan al realizar la corrección estructural. Esto sugiere que su origen habría sido previo o sincrónico a los estadios primitivos de plegamiento (Hancock, 1985).

En cuanto a las familias de fracturas definidas en este trabajo, se observó que en los sitios estudiados existe una familia que siempre predomina, compuesta por fracturas que presentan las mayores longitudes, trazas persistentes y en general fueron interpretadas como las más antiguas debido a las relaciones de corte halladas. Aunque su orientación es levemente variable en las distintas zonas, se encuentra siempre dentro de un rango aproximadamente E-O, transversal al tren dominante del sistema orogénico. En la Sierra de la Vaca Muerta adopta una orientación ONO-ESE, con rumbos que varían entre N090° y N110° (Figura 7.2). Esta orientación es similar a la observada en la zona de Rahueco, ubicada hacia el norte en la Faja Plegada y Corrida de Chos Malal, donde la familia dominante está formada por fracturas con rumbos entre N100° y N120° (Figura 7.2). Por otro lado, en la zona de Huncal, la familia principal presenta una orientación ENE-OSO a E-O, con rumbos que varían entre N070° y N090° (Figura 7.2); también se identificó una familia secundaria hacia el tope de la Formación Vaca Muerta, con rumbos que varían entre N110° y N130°. Lo mismo ocurre en la zona del anticlinal La Yesera, donde la familia de fracturas más numerosa es ENE-OSO presentando rumbos entre N060° y N090° (Figura 7.2), pero también se registra una familia con rumbos que varían entre N110° y N128° (ONO-ESE).

En la bibliografía también se destaca la presencia de una familia principal de fracturas con orientaciones aproximadas E-O en el ámbito de la Cuenca Neuquina, afectando a distintas unidades. Branellec *et al.* (2015) reconocen una importante familia de fracturas de apertura con una orientación E-O (N080°-N100°) en la Faja Plegada y Corrida de Malargüe (Figura 7.2), también reconocida por Turienzo *et al.* (2012). Estas fracturas afectan a las unidades comprendidas entre el Grupo Cuyo y el Grupo Malargüe. Estos autores le asignan un origen previo al plegamiento durante una etapa temprana de la fracturación del área y las reconocen como las primeras en formarse debido a sus relaciones de corte. A demás, se registra una dirección ENE

en la Formación Huitrín tanto en pozos del Yacimiento La Ramadita en Mendoza, como en afloramientos en la Sierra de Cara Cura (Ciancio *et al.*, 2022; López Ordines *et al.*, 2022). Hacia el sur, sobre la Faja Plegada y Corrida del Agrio, Giacosa (2020) reconoce un importante desarrollo de fracturas aproximadamente E-O y N-S. Este autor interpreta el origen de estas fracturas como respuesta a la evolución y crecimiento de los pliegues ya que guardan una estrecha relación con la orientación de sus ejes N-S en las zonas relevadas a lo largo de la Faja Plegada y Corrida del Agrio. En particular, en el Sistema Quintuco-Vaca Muerta reconoce que predominan las diaclasas transversales verticales con rumbos N080° y N110°, y también registra una orientación predominante de fracturas entre N110° y N130° para esta unidad en la charnela del anticlinal de la Sierra de la Vaca Muerta. A su vez, destaca la presencia de corredores o enjambres de fracturas verticales que atraviesan las secuencias relevadas con orientaciones principales N110° y algunos N065° - N075° en los afloramientos de la Formación Mulichinco ubicados en el sector de Río Salado, hacia el norte de la Sierra de la Vaca Muerta, y con rumbos N070° en los afloramientos de la Formación Tordillo en el sector de la charnela del anticlinal de la Sierra de la Vaca Muerta.

Los trabajos más detallados realizados sobre afloramientos de la Formación Vaca Muerta disponibles en la literatura son los de Ukar *et al.* (2017b; 2020). En ellos reportan micro y macro fracturas verticales observadas en los afloramientos de la zona de Huncal. En ambas escalas de medición reconocen una familia de fracturas E-O presente en bancos de pelitas y en bancos más resistentes (dolomitas y *beefs*). Interpretan que son las primeras fracturas en desarrollarse, debido a sus longitudes y relaciones de corte. También reconocen otra familia importante con orientaciones N-S, y dos familias menores NO-SE y NE-SO, solo presentes en los bancos más resistentes. Para establecer la edad de las fracturas verticales, estos autores realizaron estudios de microtermometría en inclusiones fluidas preservadas en los rellenos calcáreos de las diferentes familias de fracturas. Estos datos fueron correlacionados con curvas de historia térmica y de soterramiento de un pozo cercano a los afloramientos relevados. De esta manera, para las familias E-O, NO-SE y N-S, establecieron una edad de formación paleocena (60-56 Ma). No pudieron estimar una edad para la familia NE-SO por la falta de inclusiones fluidas en los rellenos, aunque también le asignaron una edad paleocena a partir de las relaciones de corte. Además,

proponen que estas cuatro familias de fracturas verticales son posteriores a los *beefs* para los cuales se define una edad de formación cretácica superior, entre 94 y 62 Ma, utilizando la misma metodología (Ukar *et al.*, 2017a; 2020).

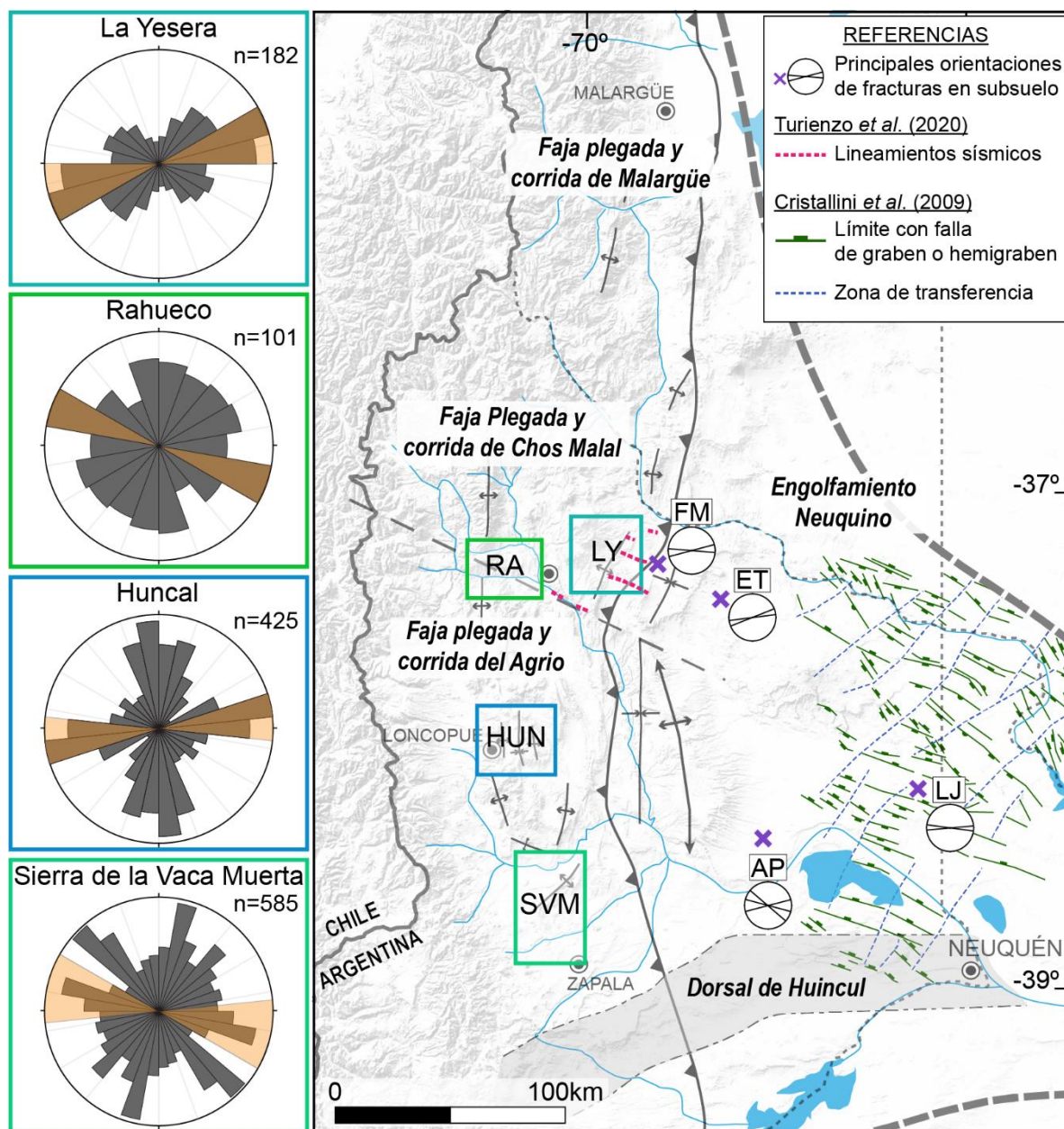


Figura 7.2. Mapa con la ubicación de los sectores relevados (LY – anticlinal La Yesera, RA – Rahueco, HUN – Huncal y SVM – Sierra de la Vaca Muerta). Las rosetas muestran los resultados obtenidos en cada zona, en sombreado naranja se indica la familia de fracturas que sistemáticamente muestran trazas más largas y persistentes; son además caracterizadas como las más antiguas del sistema. La amplitud angular de los pétalos de las rosetas se estableció en función del “n”. Las cruces violetas indican bloques en el subsuelo con datos de fracturas publicados (FM – Filo Morado, Fantín *et al.*, 2014; ET – El Trapial, Lombardo, 2022; LJ – Loma Jarillosa, Hernández-Bilbao, 2016; AP – Aguada Pichana, Estrada *et al.*, 2018). También se incluyen las estructuras del basamento mapeadas por Cristallini *et al.* (2009) en la zona del Engolfamiento Neuquino y los lineamientos del subsuelo que plantean Turienzo *et al.* (2020) en la zona del anticlinal la Yesera.

Posteriormente, también en la zona de Huncal, Cruset *et al.* (2021) reconocen las familias de fracturas similares a las reportadas en este trabajo y en los de Ukar *et al.* (2017b; 2020). Estos autores realizaron dataciones U-Pb en los rellenos de fracturas subperpendiculares a los bancos obteniendo edades del Cretácico Tardío al Paleoceno tardío desde  $72.8 \pm 22.4$  Ma a  $60.9 \pm 10.4$  Ma.

Examinando los trabajos publicados acerca del fracturamiento de la Formación Vaca Muerta en el subsuelo, también se reconoce la presencia de una familia de fracturas predominante con una orientación aproximadamente E-O. Hernández-Bilbao (2016) registra en coronas del pozo 1010 en el sector de Loma Jarillosa (LJ en la Figura 7.2) una familia de microfracturas con orientaciones E-O en la sección inferior de la unidad, con una densidad de 1.22 fracturas por metro.

En el sector de Aguada Pichana (AP en Figura 7.2), Estrada *et al.* (2018) reconocen una familia con fracturas verticales y rumbos de N090° a N110° a partir de imágenes de pozos horizontales de la sección inferior de la Formación Vaca Muerta, y una orientación N070° a N090° en imágenes de pozos horizontales de las facies de talud correspondientes a la sección superior de la Formación Vaca Muerta. También reconocen corredores de fractura de mayor escala con una dirección N070° para los cuales definen un espaciado de 250 metros a partir de eventos microsísmicos. Por último, los autores reconocen los planos de fracturas críticamente estresados en función de la orientación e inclinación de los mismos respecto al esfuerzo horizontal máximo en un régimen *strike-slip*, y los subdividen en tres familias de acuerdo a su orientación: las fracturas de apertura subparalelas al esfuerzo horizontal máximo N110°, y dos familias de fracturas de Modo II N070° y N140°.

Hacia el norte, en el sector de Filo Morado (FM en Figura 7.2), Fantín *et al.* (2014) también describen dos familias con orientaciones E-O y ENE-OSO a partir de imágenes de pozo en las formaciones Vaca Muerta y Mulichinco; Lombardo (2022) en la región de El Trapial (ET en Figura 7.2) define una familia de fracturas NE-ENE principalmente abiertas y con altas densidades a partir de coronas e imágenes de pozos horizontales y verticales, apoyados por el análisis de atributos sísmicos y microsísmica. También Zarian *et al.* (2018) describen la presencia de fracturas ENE y ONO a partir de mediciones en afloramientos y subsuelo, pero no especifican la zona relevada.

En función de lo mencionado hasta aquí y como se muestra en el mapa de la Figura 7.2, existen características dominantes del fracturamiento que afecta a la Formación Vaca Muerta que se repiten regionalmente en distintos sectores de la cuenca. Tanto en afloramiento como en datos de subsuelo, se reconoce la presencia de una familia de fracturas predominante, interpretadas como las primeras en formarse, que presentan orientaciones aproximadas E-O con ciertas variaciones a lo largo de la cuenca, entre ENE-OSO a ONO-ESE. Estas fracturas en ocasiones conforman corredores importantes de escala hectométrica a kilométrica, que atraviesan varias capas de roca (Estrada *et al.*, 2018; Giacosa, 2020). Se discutirá a continuación una propuesta en cuanto a la edad y origen de las fracturas, integrando estas estructuras en el marco tectónico regional y de los esfuerzos asociados. Su relevancia en cuanto a la circulación de fluidos e impacto en la conectividad de la red de fracturas se analizará mediante modelos numéricos en el siguiente capítulo.

## 7.2. Interpretación del origen de las fracturas

Las fajas plegadas y corridas del Agrio y Chos Malal están formadas por estructuras de piel fina y gruesa con rumbos principalmente N a NNO. Ambas fajas se encuentran separadas por el Lineamiento Cortaderas, que corresponde a una estructura del basamento orientada en sentido ONO, interpretado como una falla normal que inclina hacia el sur y que registraría una ligera inversión (Ramos, 1978; Cobbold y Rossello, 2003; Ramos y Kay, 2006; Turienzo *et al.*, 2020). También se reconocieron otros lineamientos paralelos a este (Figura 7.2) que producen desviaciones a lo largo del rumbo de algunas estructuras, como los anticlinales de La Yesera y Pampa Tril (Turienzo *et al.*, 2020). Las orientaciones de estos lineamientos son similares a las estructuras del basamento interpretadas por Cristallini *et al.* (2009) en el sector del Engolfamiento Neuquino, que corresponden a estructuras del Triásico Tardío al Jurásico Temprano con direcciones NO y ONO y zonas de transferencia NE-SO. Por lo tanto, se observa que estas direcciones estructurales transversales a la faja plegada y corrida se encuentran bien representadas en el basamento de la cuenca en distintos dominios (Figura 7.2), y ejercen un rol importante en el proceso de deformación andino.

A partir de aportes de diferentes autores, se establecieron dos eventos de compresión que formaron la faja plegada y corrida de Neuquén. El primero durante el

Cretácico Tardío al Paleógeno y el segundo durante el Mioceno medio a tardío (Cobbold y Rossello, 2003; Ramos y Folguera, 2005; Mosquera y Ramos, 2006; Zamora Valcarce *et al.*, 2006; Rojas Vera *et al.*, 2015; Sánchez *et al.*, 2018; Fennell *et al.*, 2020). Se interpreta que el primer evento compresivo produjo el levantamiento y deformación del sector occidental o interno (Figura 7.3a) y que el segundo evento deformó el sector oriental o externo (Figura 7.3b) acompañado por la reactivación de algunas estructuras en el sector interno (Rojas Vera *et al.*, 2015; Sánchez *et al.*, 2018).

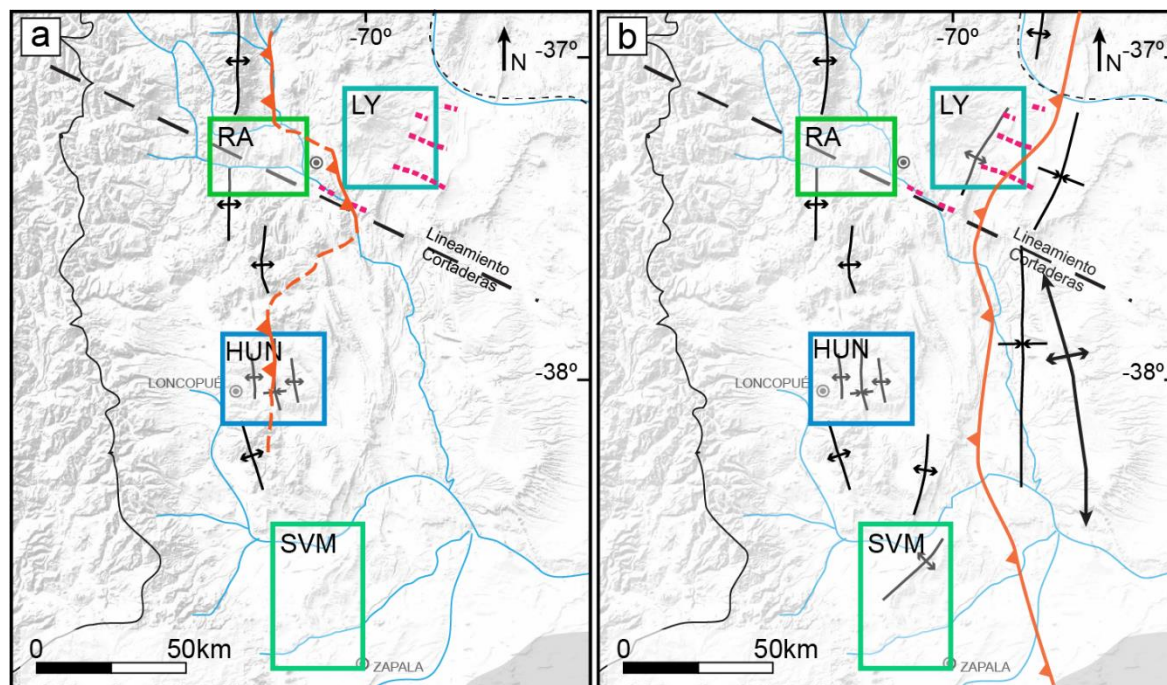


Figura 7.3. Ubicación de las zonas relevadas respecto (a) al frente orogénico inferido para el Cretácico Tardío-Paleoceno por Rojas Vera *et al.* (2015); (b) al frente orogénico actual.

Entonces, si se considera que las fracturas son previas, o coetáneas a los estadios iniciales del plegamiento, y teniendo en cuenta la edad cretácico tardía-paleocena para la formación de fracturas propuesta por Ukar *et al.* (2017b; 2020) y Cruset *et al.* (2021), puede asociarse el origen del fracturamiento con el primer pulso de deformación compresivo regional cuando la dirección de convergencia era ONO-ESE (Mosquera y Ramos, 2006; Somoza y Ghidella, 2012; Wright *et al.*, 2016). Al ubicar las zonas relevadas respecto al frente orogénico planteado para Cretácico Tardío-Paleoceno por Rojas Vera *et al.* (2015) basándose en el análisis de trazas de fisión en apatitos (Figura 7.3a), se observa que las zonas de Rahueco y Huncal estarían ya afectadas por el sistema de deformación, ya que se encuentran sobre el frente o hacia el oeste del mismo. En cambio, la zona de La Yesera está ubicada hacia el este del frente orogénico, en el sector donde se habría desarrollado el dominio

de la antefosa. La reconstrucción del frente orogénico no se extiende hacia el sur, pero la información disponible para el anticlinal de la Sierra de la Vaca Muerta sugiere que el pliegue se formó por un primer pulso durante el Eoceno y un pulso posterior durante el Mioceno (Repol, 2006), por lo que podría interpretarse que la zona también formaba parte de la antefosa durante el Cretácico Tardío-Paleoceno y que el anticlinal Sierra de la Vaca Muerta comenzó a formarse hacia fines del primer evento compresivo.

El patrón de deformación en una faja plegada y corrida se simplifica esquemáticamente en seis etapas que presentan distintas configuraciones del campo de esfuerzos y se ubican en los distintos dominios del sistema orogénico (Tavani *et al.*, 2015). Estas etapas se denominan: flexura del antepaís (*foreland flexuring*) que tiene lugar en el dorso periférico y en el sector más externo de la antefosa; extensión a lo largo del rumbo (*along-strike stretching*) desarrollada en la antefosa; acortamiento paralelo a las capas (*layer-parallel shortening*) en el sector más interno de la antefosa y en el tope de cuña o *wedge-top*; deformación sincrónica con el plegamiento (*syn-folding deformation sensu stricto*), que ocurre durante el crecimiento de los anticlinales vinculados con los corrimientos; etapa tardía del plegamiento (*late stage fold tightening*); y deformación extensional impulsada por la gravedad (*gravity-driven extensional deformation*) (Figura 7.4; Tavani *et al.*, 2015). A partir de esta clasificación, se plantea un modelo de génesis del sistema de fracturas donde se explica la formación de las distintas familias relevadas, vinculándolas al escenario tectónico y al régimen de esfuerzos que domina en cada sector. Así, en función de la reconstrucción del sistema orogénico de Rojas Vera *et al.* (2015) para el Cretácico Tardío - Paleoceno, se asume que las zonas de Rahueco y Huncal estaban ubicadas en la cuña orogénica, mientras que La Yesera y la Sierra de la Vaca Muerta pertenecían al dominio de la antefosa (Figuras 7.4 y 7.5a). Como además las estructuras de basamento pueden ejercer controles en la estructuración (Cristallini *et al.*, 2009; Turienzo *et al.*, 2020) y perturbaciones en el campo de esfuerzos, tornándolo paralelo o perpendicular a las mismas (Rawnsley *et al.*, 1992; Homberg *et al.*, 1997, 2004; Maerten *et al.*, 2016, 2018), se las consideró en cada zona.

En la zona de Huncal, la estructuración tiene una orientación principal N-S. Se observa un buen desarrollo de fracturas E-O y de fracturas N-S que suelen abatir contra las primeras (Figura 7.5a). Teniendo en cuenta la ubicación de la zona respecto

al frente orogénico, puede interpretarse que el fracturamiento en este sector responde a una etapa de acortamiento paralelo a las capas del esquema evolutivo propuesto por Tavani *et al.* (2015), con el esfuerzo máximo  $\sigma_1$  ubicado en la horizontal (Figura 7.4). Las fracturas E-O a ENE-OSO son, por lo tanto, perpendiculares a los ejes de los pliegues Cerro Mocho y Mulichinco que dominan en el área y podrían estar alterando levemente al  $\sigma_1$  inferido para el Cretácico Tardío-Paleoceno ONO-ESE, el cual se torna perpendicular a los ejes de los pliegues desarrollados (Figura 7.5b). Posteriormente, cuando se invierten localmente el  $\sigma_1$  y el  $\sigma_3$  producto del comienzo de la curvatura de los bancos (Stearns y Friedman, 1972), se forman las fracturas N-S paralelas al eje del anticlinal Cerro Mocho y a los otros pliegues de la zona (Figura 7.5a y b). Esta interpretación es similar a la que plantea Ukar *et al.* (2020) para la misma zona.

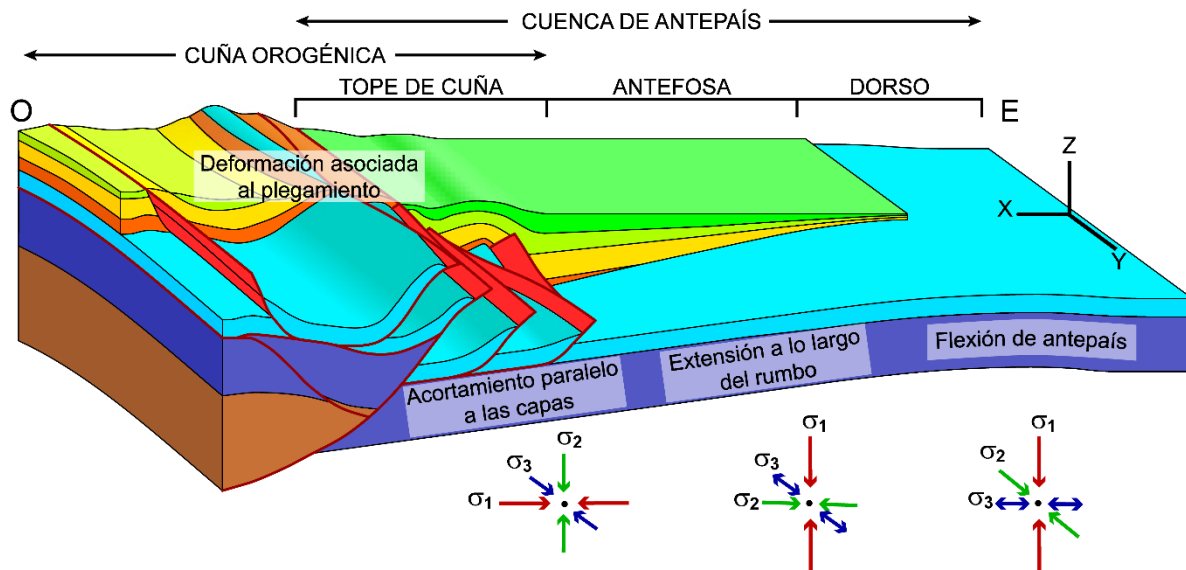


Figura 7.4. Etapas de deformación sinorogénicas de las fajas plegadas y corridas y la configuración del campo de esfuerzos en cada sector (Tavani *et al.*, 2015). Arriba se indican los dominios del sistema orogénico (DeCelles y Giles, 1996).

En la zona de Rahueco, las orientaciones de fracturas relevadas en el campo presentan mayor dispersión, aunque resalta una familia orientada en sentido ONO-ESE. Debido a su posición respecto al frente orogénico puede inferirse que el origen del fracturamiento en la zona estaría vinculado con la etapa de acortamiento paralelo a las capas con esfuerzo máximo  $\sigma_1$  en la horizontal (Figura 7.4). Los sitios de muestreo se encuentran sobre una secuencia homoclinal que inclina hacia el este, atravesada por el Lineamiento Cortaderas (Figura 7.3). Esta estructura presenta una dirección ONO-ESE, es decir coaxial a la familia dominante reconocida (Figura 7.5a).



Esto sugiere que la presencia del lineamiento podría favorecer la generación de fracturas con esta misma orientación, alterando levemente la dirección esperada para el régimen de esfuerzos regional existente. Es importante mencionar que el Lineamiento Cortaderas ejerce un control de primer orden en el arreglo estructural del área, como lo reflejan los trabajos de Ramos (1978), Cobbold y Rossello (2003), Turienzo *et al.* (2020), entre otros. Sumado a esto, la dirección de convergencia planteada para el período entre el Cretácico Tardío al Eoceno es ONO-ESE (Mosquera y Ramos, 2006; Somoza y Ghidella, 2012; Wright *et al.*, 2016), lo que favorece la expresión de esta dirección estructural en el desarrollo de fracturas. De todo esto se concluye que la orientación de las fracturas predominantes en la zona de Rahueco puede estar vinculada con la orientación del esfuerzo horizontal máximo presente en la región e influenciada por el Lineamiento Cortaderas.

Mientras se deforma de manera compresiva el sector más interno de la faja plegada y corrida, hacia el este en el sector de la antifosa el régimen de esfuerzos esperable responde a la etapa definida por Tavani *et al.* (2015) como extensión a lo largo del rumbo (Figura 7.4). Durante esta etapa, se produce un estiramiento a lo largo del rumbo de la antifosa que presenta un perfil curvo asociado a la variabilidad lateral y los bordes del sistema orogénico. Durante esta etapa el  $\sigma_3$  se orienta paralelo a las capas y al frente orogénico (Quintà y Tavani, 2012). A su vez, hay un fuerte control ejercido por la subsidencia, ya que el esfuerzo máximo  $\sigma_1$  se ubica en la vertical y cuanto mayor es la subsidencia, mayor es la extensión a lo largo del rumbo de la antifosa. De esta manera, suelen desarrollarse principalmente fracturas de apertura perpendiculares al frente orogénico. Cuando el frente presenta inflexiones y curvaturas, el  $\sigma_3$  se perturbará en respuesta a ellas disponiéndose subparalelo al mismo (Figura 7.5a); por lo tanto, la orientación de las estructuras de mesoescala que se generan en la antifosa en respuesta a esta etapa puede variar a lo largo de este dominio (Tavani *et al.*, 2019).

Como puede observarse en la Figura 7.3, la zona de La Yesera habría pertenecido al sector de la antifosa para la reconstrucción del Cretácico Tardío-Paleoceno. Este sitio es adyacente a un resalto considerable del frente orogénico reconstruido hacia el antepaís (Rojas Vera *et al.*, 2015). Se interpreta entonces que las fracturas principales orientadas en sentido E-O a ENE-OSO se originaron por la extensión paralela a dicho frente durante una etapa de extensión a lo largo del rumbo

(Figura 7.4) y, considerando su inflexión respecto a la traza meridional dominante, adoptando un rumbo NNO-SSE (Figuras 7.3 y 7.5a). También se relevó en la zona una familia menor de fracturas ONO-ESE que podría estar vinculada con el control que ejerce el Lineamiento Cortaderas y los otros lineamientos del basamento reconocidos en la zona (Turienzo *et al.*, 2020), al igual que en la zona de Rahueco (Figura 7.5a).

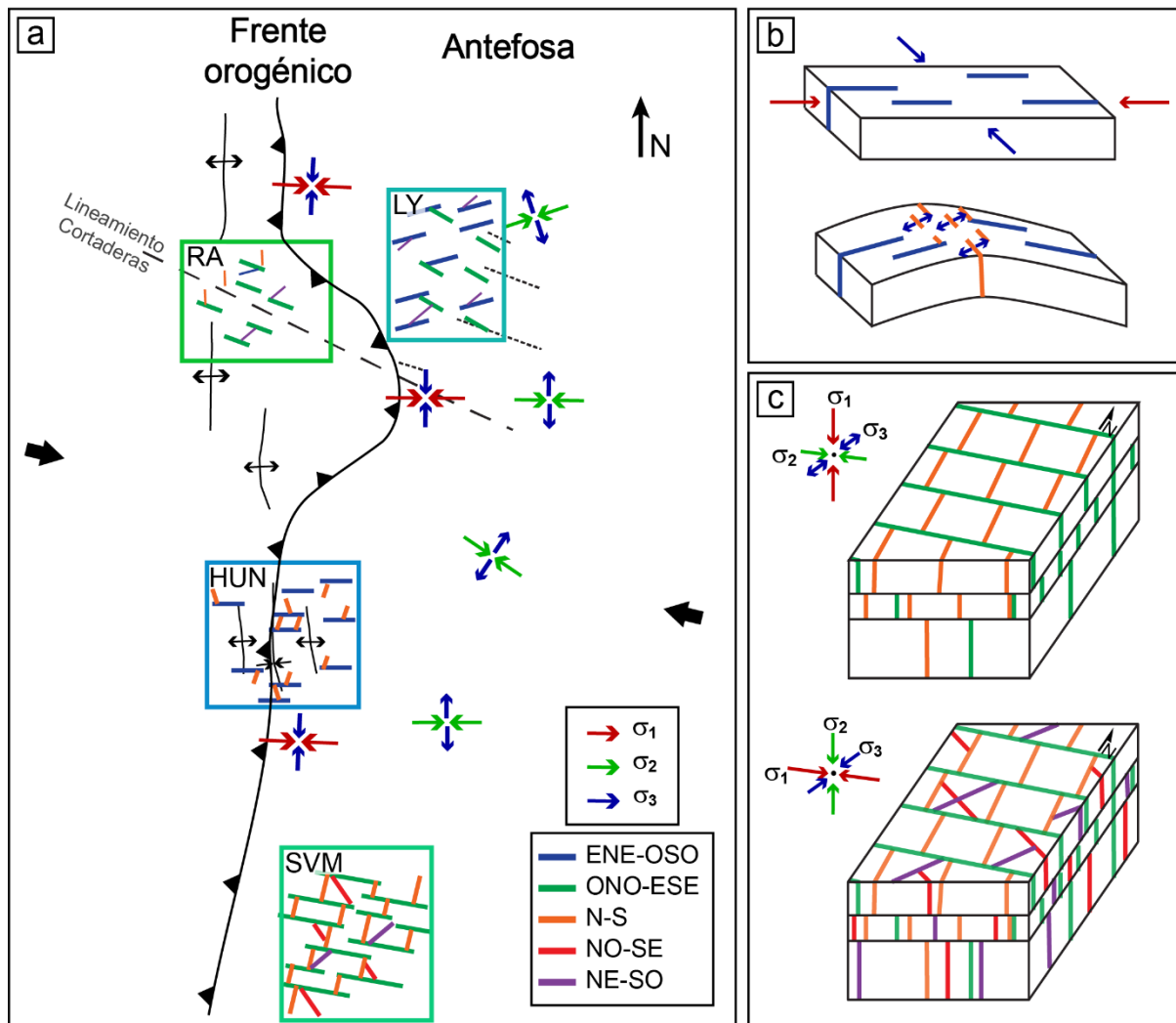


Figura 7.5. (a) Mapa esquemático del frente orogénico del Cretácico Tardío-Paleoceno con la dirección de los esfuerzos horizontales según las etapas de deformación de Tavani *et al.* (2015). El frente presenta una curvatura y la dirección de los esfuerzos extensionales (flechas azules) se adaptan a esta a lo largo de su rumbo en el sector de la antefosa (Tavani *et al.*, 2019). Se indican las zonas relevadas y las fracturas asociadas en este trabajo al evento de deformación Cretácico Tardío-Paleoceno. (b) Formación de fracturas asociadas a la evolución del plegamiento (Stearns y Friedman, 1972). (c) Diagramas esquemáticos del patrón de fracturas en la zona de la Sierra de la Vaca Muerta. Primero, se forman las fracturas sistemáticas ONO-ESE y las fracturas ortogonales N-S respondiendo a una etapa de extensión a lo largo del rumbo en el dominio de la antefosa (arriba) que habría ocupado este sector durante el Cretácico Tardío-Paleoceno; luego se forman las familias de fracturas NO-SE y NE-SO, respondiendo a la reconfiguración de los esfuerzos al progresar la deformación

hacia el antepaís, con el  $\sigma_1$  horizontal y perpendicular al rumbo del frente orogénico en una etapa de acortamiento paralelo a las capas (Figura 7.4).

Por último, considerando la edad eocena propuesta por Repol (2006) para el inicio de la estructuración de la Sierra de la Vaca Muerta, este sector también habría pertenecido al dominio de la antifosa para el Cretácico Tardío – Paleoceno (Figuras 7.3 y 7.5a). Aquí se definieron cuatro familias de fracturas, dos se encuentran representadas en todos los sitios de muestreo y corresponden a las primeras fracturas en formarse (ONO-ESE y N-S), y las otras dos familias son posteriores y se encuentran distribuidas de manera irregular (NO-SE y NE-SO). Considerando el vector ONO-ESE de convergencia reconstruido para este período (Mosquera y Ramos, 2006; Somoza y Ghidella, 2012; Wright *et al.*, 2016), el área habría experimentado extensión en una dirección aproximada N-S a NNE-SSO durante una etapa de extensión a lo largo del rumbo (ver Figura 7.4). En este escenario se habrían generado las fracturas ONO-ESE, que presentan las mayores longitudes y fueron las primeras en formarse según las relaciones de corte. Asociada a esta familia, se propone el desarrollo de las fracturas ortogonales orientadas en sentido N-S, las cuales se encuentran limitadas por el espaciado de las primeras (ver Figura 7.5c). Ambas familias forman un patrón conocido como '*ladder-like pattern*', una geometría que se desarrolla generalmente en sistemas de fracturas limitadas por los bancos (*stratabound*) (Odling *et al.*, 1999), similar a lo observado en el Miembro Los Catutos. Como se describe en el Capítulo 2, Bai *et al.* (2002) explican que este patrón de fracturas puede generarse mediante una rotación de 90° del campo de esfuerzos regional luego de la formación de la primera familia de fracturas. Sin embargo, esta hipótesis no es consistente con la configuración y evolución tectónica cenozoica conocida para el caso estudiado. La alternativa que explica este arreglo podría responder a una rotación local de los esfuerzos cuando el espaciado entre las primeras fracturas en formarse alcanza un valor crítico, bajo el mismo campo de esfuerzos regional (Bai *et al.*, 2002; Olson *et al.*, 2007). Además, no se reconocen estructuras orientadas en sentido N-S como en el caso de Huncal donde la curvatura del plegamiento propicia la formación de fracturas axiales. Se propone entonces que la explicación más consistente para la génesis de las fracturas N-S es la perturbación local del estrés vinculada a la generación de la familia ONO-ESE (Figura 7.5c).

Las otras familias relevadas en la Sierra de la Vaca Muerta tienen orientaciones NO-SE y NE-SO y son posteriores a las familias ya mencionadas. Su origen se asocia con la etapa de acortamiento paralelo a las capas, que sucede a la etapa de extensión a lo largo del rumbo. Este ocurre en el sector más interno de la antefosa, cuando el  $\sigma_1$  se torna subhorizontal y perpendicular al frente orogénico (Figuras 7.4 y 7.5c). Entonces, se interpreta que las familias NO-SE y NE-SO están formadas por fracturas conjugadas originadas por la aproximación del frente orogénico con el esfuerzo máximo  $\sigma_1$  en la horizontal, antes de que comience a formarse el anticlinal de la Sierra de la Vaca Muerta durante el Eoceno.

## Capítulo 8

# Modelado de la red de fracturas discretas

### 8.1. Introducción

Conocer la red de fracturas, su distribución geométrica y conectividad en un volumen de roca determinado es fundamental para entender la transmisibilidad y las vías que podrían seguir los fluidos (Cacas *et al.*, 1990; Bour y Davy 1997, 1998; de Dreuzy *et al.*, 2001; Fadakar Alghalandis *et al.*, 2015). No obstante, alcanzar un nivel de conocimiento de las redes de fracturas que permita lograr simulaciones realistas del comportamiento de los fluidos en el sistema fracturado es muy complejo. Los datos disponibles para caracterizarlas son acotados y en ocasiones dispersos. Las estrategias existentes para abordar estas dificultades consisten en realizar distintos tipos de simulaciones que permiten estudiar la percolación de fluidos a través de un volumen de roca fracturado. Uno de los enfoques son los modelos estocásticos de redes de fracturas discretas, o DFN por sus siglas en inglés (*discrete fracture network*), los cuales se realizan a partir de información estadística sobre muestras limitadas de la red (e.g., Lei *et al.*, 2017). Esta técnica permite representar las propiedades geométricas de las fracturas individuales (e.g., orientación, posición, tamaño, apertura y densidad) y, en algunos casos, las relaciones entre las familias de fracturas, recurriendo a sus distribuciones estadísticas (Panza *et al.*, 2015; Lei *et al.*, 2017), lo permite calcular direcciones de máxima permeabilidad basadas en la distribución geométrica de las fracturas a partir del método de ODA (Oda *et al.*, 1985; 1987; Suzuki *et al.*, 1998; Brown y Bruhn, 1998). Los datos derivan de mediciones en el terreno (*scanlines*) o bien de imágenes de pozo, coronas y atributos sísmicos en el subsuelo. El análisis de las fracturas en superficie puede nutrir significativamente la

interpretación de la información de subsuelo (Cacas *et al.*, 2001; Maffucci *et al.*, 2015; Casini *et al.*, 2016; Gutmanis *et al.*, 2018), ya que los afloramientos permiten realizar observaciones de algunas características de la red que son difíciles de obtener a partir de la información de subsuelo: longitud de las fracturas, interacción entre las distintas familias, relación con la estratificación, entre otras.

Estos modelos suelen desarrollarse en 2D o 3D dependiendo de la naturaleza del estudio y de los objetivos a alcanzar. Cuando el sistema de fracturas está limitado por los bancos, es decir que las fracturas terminan contra las superficies de estratificación, el sistema de fracturas puede aproximarse a un modelo en 2D (Odling *et al.*, 1999). Esto se debe a que el espesor de los estratos suele ser pequeño con relación a la extensión lateral del sistema de fracturas, por lo que el sistema tridimensional estará compuesto por el apilamiento de los distintos bancos, cada uno con su propio sistema de fracturas (Odling *et al.*, 1999). Por otro lado, en rocas masivas, donde no existe un fuerte desacople mecánico entre los estratos, las fracturas se desarrollan verticalmente y no se encuentran limitadas por los bancos. De esta manera, los sistemas *non-stratabound* de fracturas son verticalmente persistentes y su geometría en 3D es indispensable para su caracterización. Sin embargo, es probable que se observen en la naturaleza secuencias de roca donde estos sistemas coexistan a distintas escalas (Odling *et al.*, 1999).

Los modelos DFNs simulan la red de fracturas naturales y permiten evaluar la conectividad y permeabilidad del sistema fracturado (Lei *et al.*, 2017). La conectividad de un sistema de fracturas está caracterizada por las interacciones de fracturas individuales que forman una red, y depende de la orientación, longitud, densidad y distribución espacial de las fracturas que la componen (Odling *et al.*, 1999). Cuando la matriz de la roca presenta baja permeabilidad, el flujo de los fluidos estará condicionado por la conectividad de la red de facturas (e.g., Aguilera, 2000; Economides y Nolte, 2000; Larsen y Gudmundsson, 2010). En ese caso, la permeabilidad se define como un tensor constante según la ley de Darcy que representa al flujo de fluidos en un medio heterogéneo (Zhang *et al.*, 1996; Renard y de Marsily, 1997; Lei *et al.*, 2017).

La permeabilidad de un volumen de roca fracturada es fuertemente dependiente de la geometría de la red de fracturas que la afecta y de las condiciones del campo

de esfuerzos bajo el cual está sometido (Zhang *et al.*, 1996; Lei *et al.*, 2017). La apertura de las fracturas puede variar en función de la dirección y magnitud de los esfuerzos. Algunas fracturas permanecerán cerradas y otras tendrán tendencia a deslizarse o dilatarse, lo que puede modificar el tensor de permeabilidad y condicionar el flujo de fluidos.

En este trabajo se construyeron DFNs basados en los datos recolectados en el terreno con el objetivo de lograr un modelo estocástico bidimensional de fracturas para evaluar la incidencia de elementos particulares en la permeabilidad de fractura resultante de la red. Se seleccionó como prototipo para realizar los modelos el sitio de Mallín de los Caballos en la Sierra de la Vaca Muerta. La calidad de exposición de los afloramientos permitió obtener mayor cantidad de información y calcular parámetros geométricos con mayor confianza gracias al relevamiento aéreo realizado. Cuando la porosidad y permeabilidad efectiva de la matriz de la roca es baja o el fluido presenta baja transmisibilidad, el flujo del fluido quedará limitado a la presencia de fracturas en la roca. En tales condiciones, las vías de circulación estarán mayormente controladas por la geometría de la red de fracturas. Este es el caso de la sección inferior de la Formación Vaca Muerta, que presenta una permeabilidad de la matriz de aproximadamente  $10^{-15} \text{ m}^2$  (Herrero *et al.*, 2014; Salem *et al.*, 2022) y es considerada impermeable a los métodos de producción comerciales de hidrocarburo. Es importante resaltar que variables como la rugosidad de las paredes de fractura y las características del flujo influyen en la permeabilidad del fluido (e.g., Méhuest y Schmittbuhl, 2000; Olsson y Barton, 2001; Boutt *et al.*, 2006; Lee *et al.*, 2014; Liu *et al.*, 2016; Viswanathan *et al.*, 2022). Sin embargo, estas variables no fueron incorporadas en los modelos realizados que pretenden una aproximación de primer orden al proceso estudiado.

Al ser un sistema de fracturas limitado por los estratos o *stratabound* debido al fuerte desacople mecánico entre las capas de margas y calizas, y teniendo en cuenta que las fracturas relevadas son perpendiculares a la estratificación y mayormente confinadas en las capas individuales, se abordó como primera aproximación el modelo de la red de fracturas discretas en 2D. Esta aproximación se mantiene también contemplando que el flujo de fluidos a través de las capas tiende a inhibirse, por lo cual la permeabilidad de la roca será más alta sobre planos paralelos a la estratificación (Odling, 1997). Sin embargo, si existieran estructuras que atraviesan

toda la secuencia y conecten las distintas capas fracturadas, el escenario podría variar. Es importante mencionar también que la secuencia sobre la que se basaron los DFNs son alternancias de margas y calizas propias del Miembro Los Catutos, cuya reología es diferente a la sección pelítica basal de la unidad de interés para la producción de hidrocarburos. Además, debe considerarse que en el reservorio las condiciones de estrés y las aperturas resultantes son distintas y, por lo tanto, la caracterización lograda con las simulaciones basadas en los datos de afloramiento no tiene un poder predictivo directo. No obstante, son relevantes a la hora de evaluar la sensibilidad de un sistema complejo como el estudiado, donde existen familias de fracturas con diferentes orientaciones y longitudes, corredores de fracturas, estructuras mayores, entre otras. Se evalúa particularmente el rol de los corredores de fracturas reconocidos y del régimen de esfuerzos actuante. Esta sección de la tesis pretende señalar y ponderar estos elementos y así definir su rol en la permeabilidad del sistema de fracturas, en base a lo observado en superficie y en lo que se conoce del subsuelo a partir de la información publicada.

Dado que las discontinuidades de primer orden de la Cuenca Neuquina interactúan fuertemente con sistemas de fracturas, es importante destacar algunos de sus rasgos. Las principales estructuras a escala de cuenca desarrollan dos orientaciones predominantes, algunas se reconocen formando lineamientos o corredores de facturas en superficie y otras corresponden a estructuras del basamento que deforman la cobertura. Una de las orientaciones reconocidas es ONO-ESE, presente en la Sierra de la Vaca Muerta donde se registran lineamientos que afectan a la Formación Picún Leufú (Figura 5.2). Esta orientación también fue reconocida por Giacosa (2020) formando corredores o enjambres de fracturas de escala decamétrica en la Formación Mulichinco hacia el norte de la Sierra de la Vaca Muerta, en una zona denominada Río Salado. A su vez, esta orientación es consistente con los lineamientos reconocidos en los sectores de La Yesera y Rahueco (Turienzo *et al.*, 2020) y en la región del Engolfamiento Neuquino (Cristallini *et al.*, 2009), que corresponden a estructuras del basamento orientadas en dirección NO-SE y ONO-ESE y que se propagan hacia la cobertura mesozoica (Figura 7.2). La otra orientación de estructuras de mayor escala registrada es ENE-OSO, también reconocida en la zona de la Sierra de la Vaca Muerta. En este caso, se reconocen sobre la Formación Tordillo corredores o enjambres de fracturas hectométricas con



orientaciones N070° (Figura 5.14 en este trabajo, y Giacosa, 2020). Hacia el este, en el bloque de Aguada Pichana, el mapa de curvatura mínima correspondiente al tope de la Formación Tordillo presentado por Estrada *et al.* (2018), muestra la presencia de lineamientos orientados en dirección N070° que afectan a las formaciones Vaca Muerta y Quintuco, los cuales son descritos como corredores de fracturas verticales alineados con eventos microsísmicos cuyos mecanismos focales indican desplazamiento de rumbo. Estos corredores están compuestos por fracturas críticamente estresadas durante la estimulación hidráulica.

A partir de lo descrito en el párrafo anterior, se sabe que existen discontinuidades estructurales de diferente escala y penetración a lo largo de la cuenca con orientaciones principales ONO-ESE y ENE-OSO. Teniendo en cuenta este patrón, se plantea el ejercicio de incorporar corredores en ambas direcciones para evaluar su efecto sobre la conectividad y el tensor de permeabilidad de la red simulada. Además, se analiza el comportamiento de la red de fracturas frente a la incorporación del esfuerzo regional actuante en la zona.

## 8.2. Metodología

El modelo DFN que, como fue explicado, se basa en los parámetros de fracturas obtenidos en Mallín de los Caballos (ver Sitio 2, Figura 5.2), fue realizado utilizando el programa Alghalandis Discrete Fracture Network Engineering (ADFNE), un paquete de código abierto escrito en Matlab para realizar modelos DFNs (Fadakar Alghalandis, 2017). Al ser un código abierto, permite monitorear el desarrollo del modelo y adaptar el código en caso de que sea necesario. En este trabajo, se modeló la arquitectura de las fracturas a partir de las mediciones realizadas en el campo y de la interpretación de la imagen aérea.

Se definió un área de 4270 m<sup>2</sup> representativa del sitio, y se incluyeron las tres familias reconocidas en la interpretación de la imagen aérea, las familias I, II y IV (ONO-ESE, N-S y NE-SO). La Familia III (NO-SE) no se consideró para construir el DFN dado que no fue reconocida en la imagen aérea. Los parámetros utilizados para realizar el modelo fueron el azimut, el parámetro  $k$  de Fisher, la longitud mínima, máxima y media de las trazas de fracturas y la cantidad de fracturas ( $n$ ) calculada para el área seleccionada a partir de la densidad obtenida de la interpretación de cada familia (Tabla 8.1). Las tres familias presentan altas probabilidades de ajuste para las

distribuciones lognormal y exponencial, no así para la distribución *power law* que requiere de un importante descarte de datos para lograr un buen ajuste. Considerando estos resultados, para poblar el DFN se utilizó la distribución exponencial de las longitudes de trazas dado que se encuentra ya implementada en el programa. Una vez construido el modelo, se confeccionaron mapas que muestran la densidad de las interacciones entre las trazas de fracturas simuladas y los *clusters*, que corresponden a grupos de fracturas interconectadas, útiles para evaluar el grado de conectividad del sistema.

Tabla 8.1. Parámetros utilizados en la realización del modelo DFN para cada familia de fracturas.

	<b>Familia I (ONO-ESE)</b>	<b>Familia II (N-S)</b>	<b>Familia IV (NE-SO)</b>
Azimut	110°	011°	049°
<i>k</i> (Fisher)	74.7	58.7	44
<i>n</i>	1525	2100	700
Longitud mínima (m)	0.22	0.2	0.24
Longitud máxima (m)	9.92	4.57	4.58
Longitud media (m)	2.36	0.85	1.13

Posteriormente, el DFN obtenido fue analizado en el programa FracPaQ (Healy *et al.*, 2017) mediante el cual se obtuvo el tensor de permeabilidad del sistema. La permeabilidad es calculada por el programa utilizando el método de Oda *et al.* (1985, 1987), Suzuki *et al.* (1998) y Brown y Bruhn (1998), basado en las propiedades geométricas de las fracturas. Es posible establecer una relación entre la apertura (*A*) y la longitud de traza (*L*) utilizando la ecuación general  $A = a \cdot L^b$ , donde 'a' es un valor constante de apertura ( $1 \times 10^{-3}$  m) y 'b' es un exponente de distribución *power law*, siguiendo los lineamientos de Olson (2003) que establece una relación entre apertura y longitud de fracturas. Se adoptó un valor  $b = 0.5$  propuesto por diversos autores (Vermilye y Scholz, 1995; Olson, 2003; Schultz *et al.*, 2008; Scholz, 2010). Como se mencionó previamente, existen características propias de la red de fracturas, como la presencia de rellenos y la rugosidad de sus superficies, así como también características propias del fluido, que pueden influir significativamente en la permeabilidad de las fracturas y no fueron incorporadas en este modelo. Este modelo pretende ser una aproximación al problema donde se obtiene un tensor de permeabilidad de fracturas en condiciones ideales para un fluido monofásico.

Por último, se realizó un análisis de las tendencias al deslizamiento y a la dilatación de la red de fracturas sintéticas frente a la configuración de esfuerzos de la zona para explorar el rol de las distintas familias de fracturas simuladas sobre la migración de fluidos. La tendencia al deslizamiento ( $T_s$ ) y a la dilatación ( $T_d$ ) corresponden a la probabilidad de un plano a deslizarse o dilatarse bajo un estado de tensión aplicado, lo que afecta a la transmisibilidad de los fluidos (Morris *et al.*, 1996; Ferrill *et al.*, 1999; Lisle y Srivastava, 2004; Ferrill *et al.*, 2020). Los valores de  $T_s$  y  $T_d$  varían entre 0 y 1; las fracturas perpendiculares al esfuerzo horizontal mínimo tienen las  $T_d$  más altas y son las que presentan mayor probabilidad a transmitir fluidos (Siler *et al.*, 2016). El análisis de las tendencias se basa en la descomposición y proyección de los esfuerzos principales  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$  sobre los planos de fractura, despreciando las variaciones del campo de esfuerzos local. El equivalente en dos dimensiones de  $T_s$  y  $T_d$  se calculó con el FracPaQ (Healy *et al.*, 2017) considerando la dirección del esfuerzo horizontal máximo ( $Sh_{max}$ ) regional, tomada de Guzmán *et al.* (2007). Posteriormente, para analizar la variación de la permeabilidad y conectividad de la red de fracturas frente a este esfuerzo, se eliminaron las fracturas que presentan baja  $T_s$  y  $T_d$  (valores menores a 0.4) para simular un escenario en el cual no aportan espacio a la circulación de fluidos, ya que permanecerían cerradas bajo el régimen de esfuerzos actuante, y se observaron las variaciones en los mapas de *clusters* y la permeabilidad de la red de fracturas activas, respecto a la red de fracturas original.

Las simulaciones realizadas fueron ejecutadas 100 veces para cada escenario con el fin de comprobar la reproducibilidad de los resultados. A modo de síntesis, en este trabajo se tomó un ejemplo representativo (Figura 8.1) que reúne sus principales características y se lo denominó DFN original. Este fue generado con los parámetros de la Tabla 8.1 y se tomó como modelo base para la posterior incorporación de las estructuras de mayor escala.

### 8.3. Modelo DFN original

El modelo DFN original está formado por las familias I, II y IV identificadas en la imagen aérea (Tabla 8.1 y Figura 8.1). La Familia I presenta orientaciones ONO-ESE y comprende a las fracturas con mayores longitudes que alcanzan los 9 metros. La Familia II es la más numerosa y está formada por fracturas de menor longitud, entre

0.2 y 4.5 m, con orientaciones N-S a NNE-SSO. Por último, la Familia IV, con una orientación NE-SO presenta longitudes similares a la Familia II, pero una menor densidad. La red generada cuenta con un total de 4325 fracturas sintéticas.

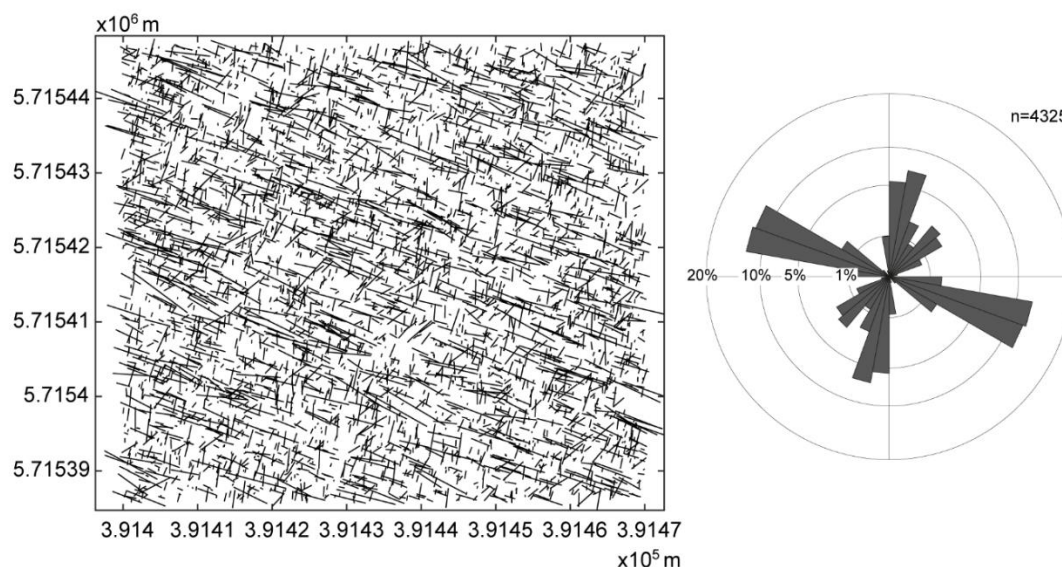


Figura 8.1. Modelo DFN original logrado con los parámetros de la Tabla 8.1 (izquierda) y roseta de igual área ponderada por la longitud de las fracturas sintéticas generadas (derecha).

El mapa de densidad de intersecciones de las fracturas sintéticas muestra que, más allá de la densidad de fracturamiento, las conexiones entre las fracturas son las que aportan conectividad al sistema. A partir de este mapa pueden definirse dos orientaciones de mayor densidad (Figura 8.2a). Una orientación principal y más elongada con direcciones ONO-ESE, consistente con la Familia I formada por las fracturas más largas, y una orientación secundaria en dirección NNE-SSO a NE-SO, comprendida entre las familias II y IV (Tabla 8.1; Figura 8.2a).

En la Figura 8.2b se diferencian los *clusters* de fracturas sintéticas por color en función de la cantidad de trazas que contienen. Las trazas grises corresponden a las fracturas aisladas. En términos generales, la red tiene baja conectividad. Puede observarse que la mayoría de los *clusters* están formados por menos de 20 trazas y presentan tamaños menores, con longitudes de trazas sumadas por *cluster* menores a 20 m (Figura 8.2b y c). Aproximadamente el 40% de la red está formada por fracturas aisladas o por *clusters* pequeños (Figura 8.2d), donde la suma de las longitudes de las fracturas que los componen alcanza los 40 metros. El resto de la red está formada por *clusters* que presentan variados tamaños y agrupan mayores cantidades de fracturas, entre 60 y 120 trazas aproximadamente. Estos presentan

formas elongadas en sentido ONO-ESE, que coinciden con las fracturas más largas de la Familia I y con la orientación principal observada en el mapa de densidad de intersecciones (Figura 8.2a). El *cluster* más grande presenta una longitud sumada de trazas de 320-340 m, representando solo un 5% de la red (Figura 8.2c y d).

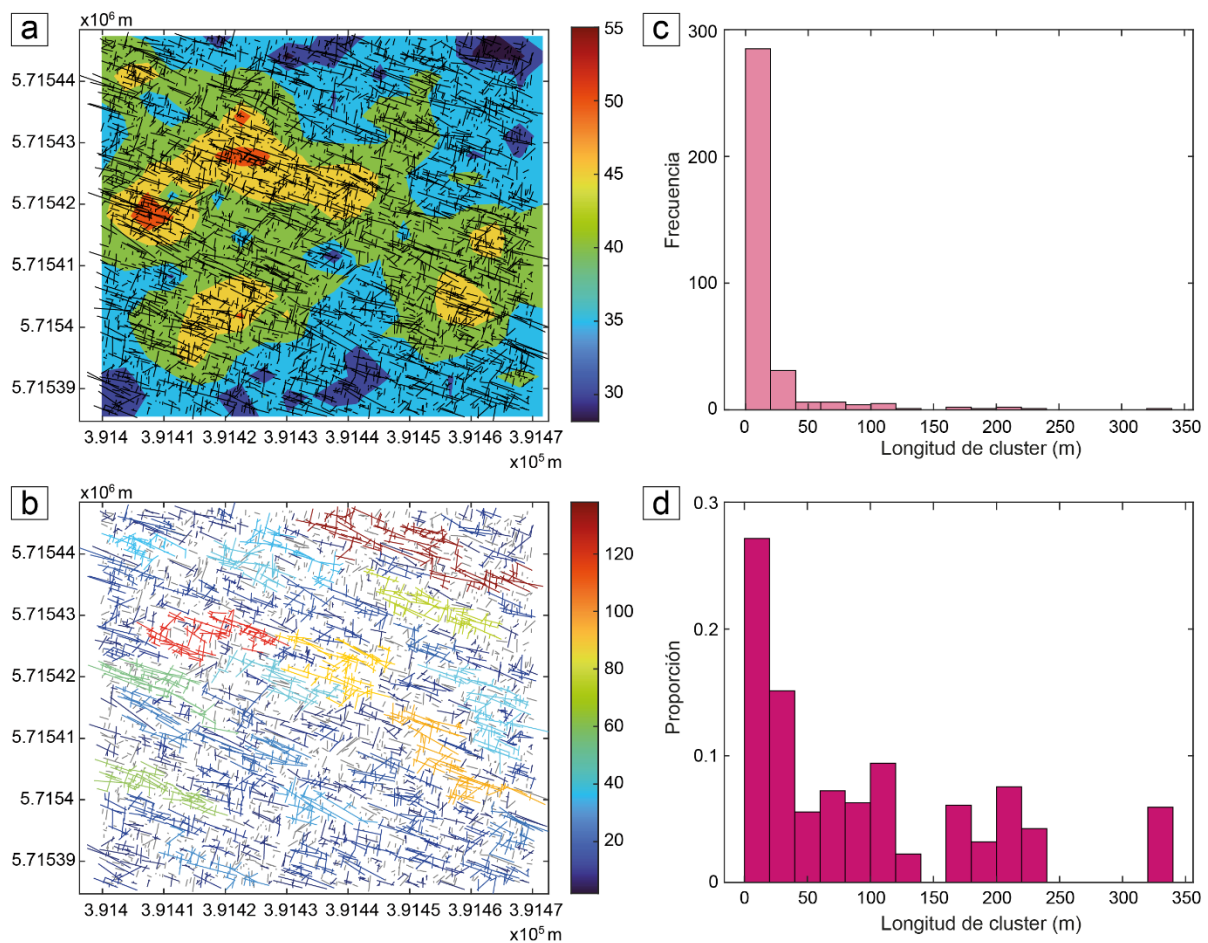


Figura 8.2. (a) Densidad de intersecciones en el modelo DFN realizado, la escala de colores indica la cantidad de intersecciones por unidad de área. (b) Mapa de *clusters* generados a partir de fracturas interconectadas; la escala de color indica la cantidad de fracturas que componen el *cluster*. Distribución de la (c) frecuencia de la longitud sumada de fracturas pertenecientes a cada *cluster* y (d) proporción de la longitud de fracturas pertenecientes a cada *cluster*, según la sumatoria total de las longitudes de las fracturas. Este gráfico permite visualizar la importancia relativa de cada *cluster*.

El DFN presenta un tensor de permeabilidad con su eje máximo de  $6.7 \times 10^{-11} \text{ m}^2$  orientado en sentido ONO-ESE (Figura 8.3), coincidente con las direcciones de los *clusters* y con la anomalía de máxima densidad de intersecciones (Figura 8.2). El eje mínimo del tensor de permeabilidad presenta una magnitud de  $1.2 \times 10^{-11} \text{ m}^2$  en la dirección perpendicular (Figura 8.3). La anisotropía de permeabilidad de fractura aparece controlada por las fracturas más largas (Familia I).

Los resultados del modelo DFN realizado muestran que la red de fracturas sintéticas, obtenida a partir de los parámetros del prototipo de Mallín de los Caballos, se encuentra pobremente conectada. Los grupos o *clusters* de fracturas más grandes, que solo alcanzan la decena de fracturas, tienen formas elongadas en sentido ONO-ESE sin llegar a atravesar la totalidad del modelo en ninguna dirección. Además, la mayor parte del sistema se encuentra desconectado formando *clusters* pequeños. La dirección del tensor de permeabilidad del sistema está controlada por las fracturas de mayor longitud ONO-ESE.

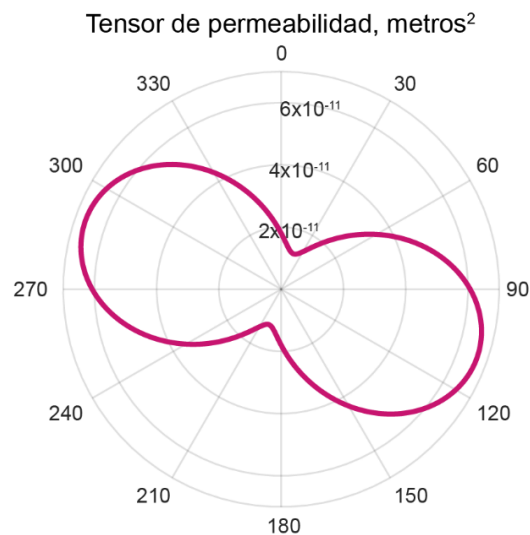


Figura 8.3. Tensor de permeabilidad obtenido para el modelo DFN (Figura 8.1)

#### 8.4. Influencia de estructuras mayores

Considerando los corredores de fracturas reportados por Giacosa (2020), lineamientos sobre Picún Leufú (ver Figura 5.2) y Tordillo (ver Figura 5.15) reconocidos en este trabajo en la Sierra de la Vaca Muerta, y lo reconocido en subsuelo (Aguada Pichana, Estrada *et al.*, 2018), se simuló la presencia de estructuras de mayor escala y se modeló la misma red agregando 10 trazas de mayor longitud (entre 50 y 70 m) ubicadas aleatoriamente. Este método no contempla las complejidades propias de un corredor, pero permite introducir vías de circulación de mayor orden en la red simulada. Se plantean dos escenarios posibles: el primero incluye la presencia de corredores ONO-ESE (Figura 8.4) y el segundo incluye la presencia de corredores ENE-OSO (Figura 8.6).

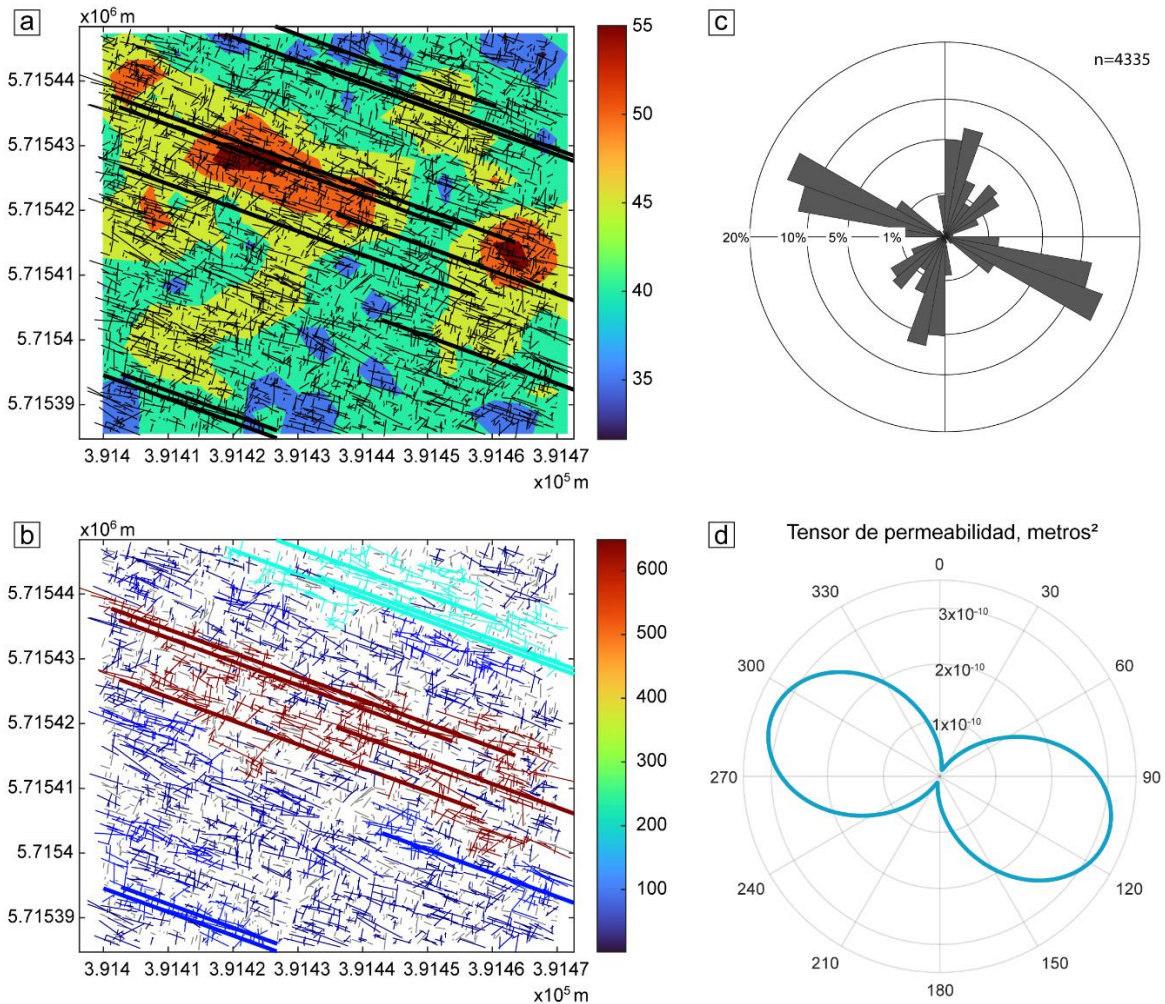


Figura 8.4. Modelo DFN con la incorporación de corredores ONO-ESE. (a) Densidad de intersecciones de trazas de fracturas, la escala de colores indica la cantidad de intersecciones por unidad de área. (b) Mapa de *clusters* generados a partir de fracturas interconectadas, la escala de color indica la cantidad de fracturas que componen el *cluster*. (c) Roseta de igual área ponderada por la longitud de las fracturas sintéticas. (d) Tensor de permeabilidad obtenido para el modelo.

Al incorporar las fracturas sintéticas ONO-ESE de mayor escala (Figura 8.4), el nuevo mapa de densidad de intersecciones muestra direcciones de máxima densidad similares a las del DFN original (Figura 8.2a) con un leve aumento en la magnitud de la anomalía máxima (ONO-ESE). En este caso, los corredores conectan *clusters* que se encontraban antes desconectados en el modelo original (Figura 8.2a), generando nuevos *clusters* que llegan a agrupar hasta cinco veces más facturas, alcanzando las 600 trazas y atravesando el modelo de este a oeste (Figura 8.4b). La mayoría de los *clusters* de la red sintética son pequeños y la suma de las fracturas que los conforman no alcanzan los 50 m de longitud (Figura 8.5b). Sin embargo, existen dos *clusters* mayores, de 650 m y 1550 m de longitud, que representan cerca del 40% del sistema

(Figura 8.5b). Este es un cambio significativo respecto al escenario modelado inicialmente, sin los corredores (Figura 8.5a).

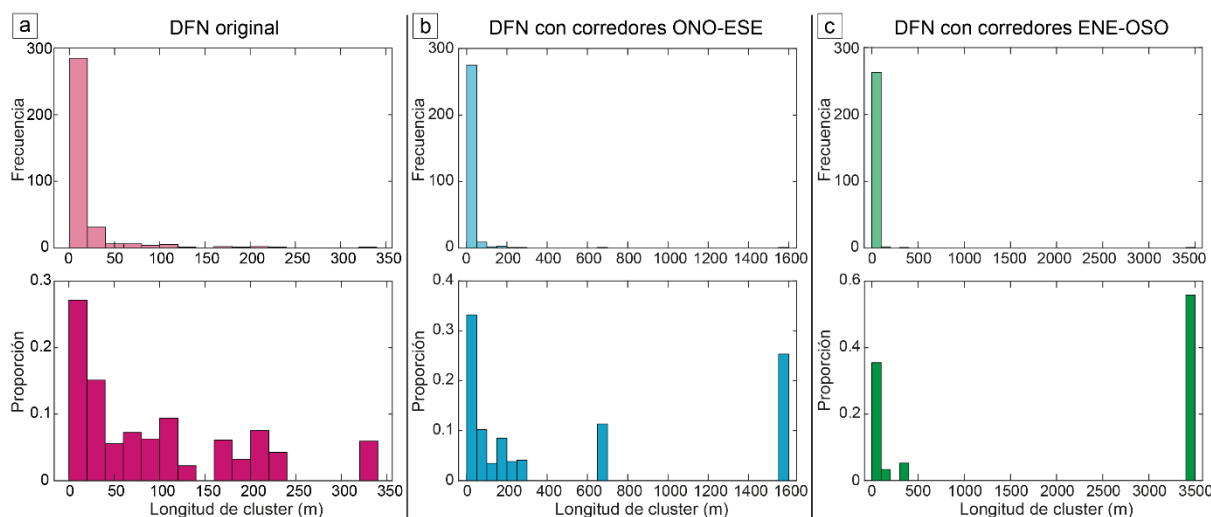


Figura 8.5. Distribución de la frecuencia de la longitud sumada de fracturas pertenecientes a cada *cluster* (arriba); y proporción de la longitud de fracturas pertenecientes a cada *cluster* (abajo) según la sumatoria total de las longitudes de las fracturas en: (a) modelo DFN original, (b) modelo DFN original agregando corredores ONO-ESE y (c) modelo DFN original agregando corredores ENE-OSO.

La nueva configuración conserva la misma orientación del tensor de permeabilidad que en el DFN original (Figura 8.4d), donde la permeabilidad máxima es paralela a las fracturas de mayor longitud y a los nuevos corredores insertados, que son paralelos entre sí. Sin embargo, el valor de permeabilidad máxima aumenta 5 veces respecto al modelo original y el valor mínimo se mantiene constante.

Cuando se incorporan corredores orientados en dirección ENE-OSO, el escenario cambia drásticamente (Figura 8.6). La elongación de la dirección de mayor densidad de intersecciones ONO-ESE se encuentra menos marcada, y por el contrario se intensifica la orientación NE-SO (Figura 8.6a). En la Figura 8.6b se observa que la forma y tamaño de los *clusters* presentan importantes variaciones. Los nuevos corredores atraviesan de manera oblicua a los *clusters* originales (Figura 8.2b), conectando a una mayor cantidad de fracturas y formando un *cluster* principal que abarca la mayor parte del mapa, agrupando cerca de 1400 fracturas sintéticas, aproximadamente 12 veces mayor que los *clusters* del modelo original. A pesar de que los *clusters* más numerosos no sobrepasan los 100 m de longitud de trazas sumadas, cerca del 60% del sistema está interconectado por este *cluster* principal, en el cual la sumatoria de las longitudes de las fracturas que lo componen alcanza los 3500 metros (ver Figura 8.5c).



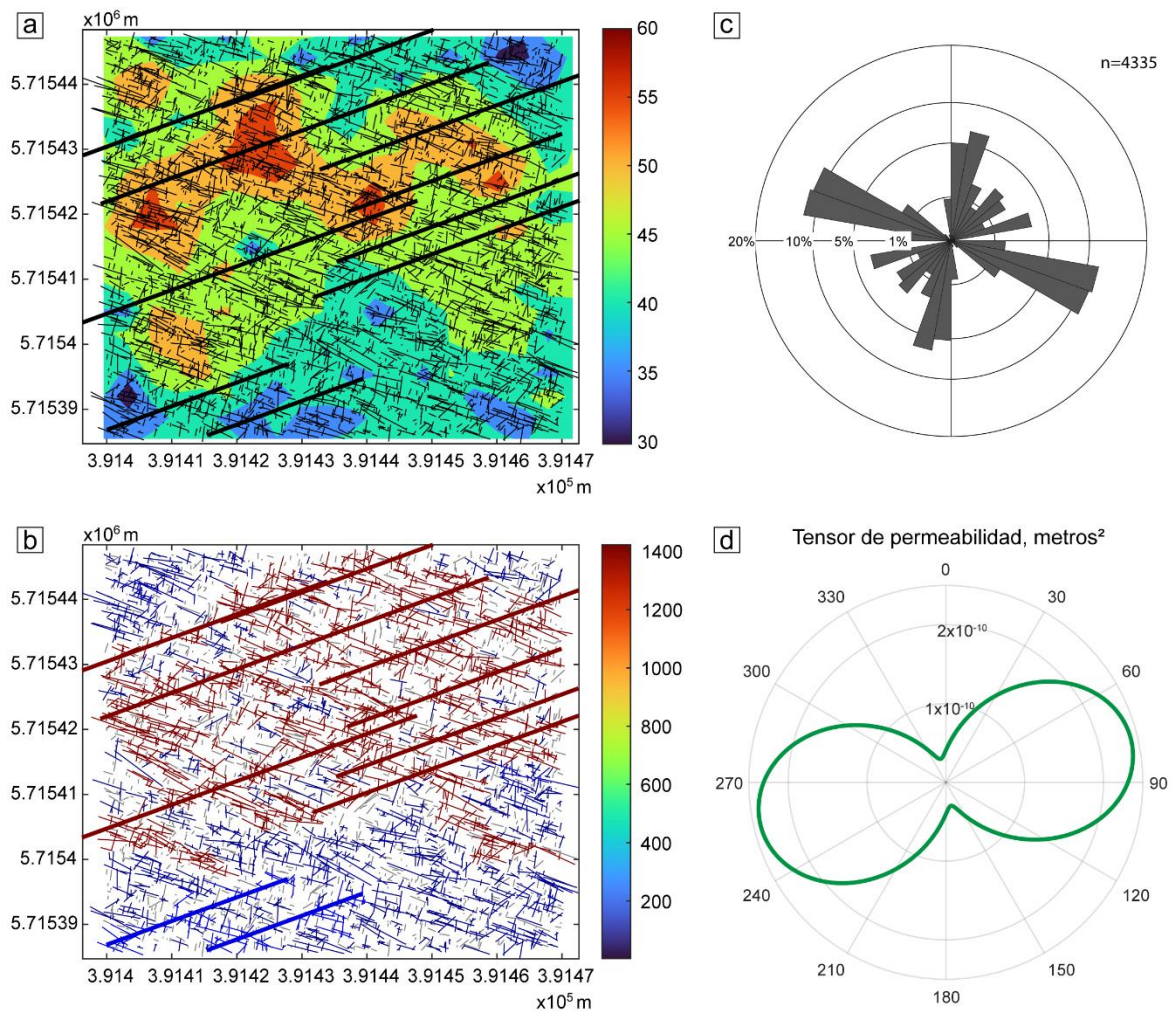


Figura 8.6. Modelo DFN con la incorporación de corredores ENE-OSO. (a) Densidad de intersecciones de trazas de fracturas, la escala de colores indica la cantidad de intersecciones por unidad de área. (b) Mapa de *clusters* generados a partir de fracturas interconectadas, la escala de color indica la cantidad de fracturas que componen el *cluster*. (c) Roseta de igual área ponderada por la longitud de las fracturas sintéticas. (d) Tensor de permeabilidad obtenido para el modelo.

Se observa además, un importante cambio en las direcciones del tensor de permeabilidad. La dirección de máxima permeabilidad en este caso es paralela a los corredores ENE-OSO incorporados, con una magnitud máxima 3.6 veces mayor al modelo original. La dirección de mínima permeabilidad es perpendicular a la anterior y su magnitud es 2.5 veces mayor a la del modelo original.

La simulación de estos escenarios muestra la perturbación que los corredores de fracturas introducen en la conectividad de la red y por consiguiente en su potencial como canales de migración de fluidos. Al incorporar las trazas largas que simulan corredores de fracturas, la conectividad en el sistema aumenta drásticamente, generando *clusters* que agrupan una mayor cantidad de fracturas, abarcando áreas

más grandes del modelo (Figuras 8.4, 8.5 y 8.6). La presencia de estos corredores aumenta la permeabilidad de la roca y condiciona fuertemente la dirección de máxima permeabilidad, reflejando las estructuras de mayor escala (Figura 8.7). Sin embargo, a pesar de que los corredores ENE-OSO generan una mayor conectividad de la red de fracturas, la permeabilidad es mayor cuando los corredores son paralelos a la familia de fracturas más largas del DFN, o sea ONO-ESE (Figura 8.7).

En la naturaleza, es probable encontrar combinaciones ente sistemas de fracturas limitados o no por las capas, *stratabound* y *non-stratabound*, que pueden generarse con distintas escalas en una misma secuencia de rocas (Odling *et al.*, 1999). En consecuencia, podría interpretarse que la presencia de estos corredores no solo impacta en la permeabilidad y conectividad de la red de fracturas en 2D, sino que también podrían conectar al sistema de manera vertical generando la interacción entre las redes de fracturas de cada estrato.

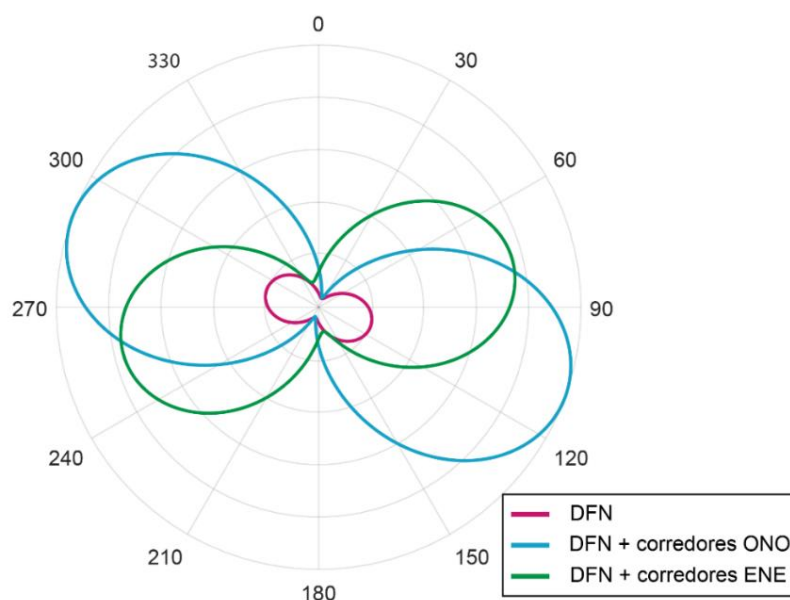


Figura 8.7. Tensores de permeabilidad normalizados según el valor máximo obtenido para los modelos DFN original y DFNs con los corredores orientados en dirección ONO-ESE y ESE-OSO.

### 8.5. Influencia del régimen de esfuerzos

La conectividad de un sistema de fracturas no solo depende de las interacciones geométricas entre fracturas, sino que también está influenciado por el régimen de esfuerzos actuante en la zona ya que, la apertura de las fracturas es susceptible a las condiciones de esfuerzos dominante (Zhang *et al.*, 1996; Lei *et al.*, 2017). Por esta razón, el régimen de esfuerzos aplicado tiene efectos considerables sobre la

permeabilidad resultante, como lo demuestran los trabajos de Raven y Gale (1985) y Tao *et al.* (2009). La información obtenida a partir de *breakout* de pozos para la Cuenca Neuquina presenta una dirección de esfuerzo horizontal máximo ( $Sh_{max}$ ) regional N089° (Guzmán *et al.*, 2007). Debe considerarse que la presencia de estructuras locales o efectos topográficos pueden generar perturbaciones locales del campo de esfuerzos que podrían inducir variaciones respecto a esta dirección regional (Guzman *et al.*, 2007). Dado que no es el objetivo de este capítulo un análisis aplicado a una zona particular, la estrategia más adecuada es considerar el  $Sh_{max}$  regional (N089°) para la evaluación del comportamiento de la red de fracturas modelada y su sensibilidad frente a las variables analizadas; no se contemplan, por lo tanto, sus alteraciones locales. En el abordaje bidimensional del presente estudio, la relación entre el esfuerzo horizontal máximo y mínimo utilizada es de 1.23 (Sanz Perl y Delucchi, 2017).

En la Figura 8.8 se muestra el comportamiento de las fracturas sintéticas modeladas al someter a la red al régimen de esfuerzos mencionado. Los colores cálidos representan mayores tendencias al deslizamiento ( $T_s$ ) (Figura 8.8a) y a la dilatación ( $T_d$ ) (Figura 8.8b), mientras que los colores fríos indican que la tendencia a que las fracturas se reactiven es baja o nula. Puede observarse que las fracturas con mayor  $T_s$  tienen orientaciones NE-SO y NO-SE (Figura 8.8a), y las fracturas con mayor  $T_d$  son E-O (Figura 8.8b), subparalelas al  $Sh_{max}$ . Por lo tanto, las fracturas de la Familia IV (NE-SO) tienen altos valores de  $T_s$ , al igual que las fracturas de la Familia I (ONO-ESE). Esta última familia presenta además alta  $T_d$ , por lo cual su orientación es la más favorable de la red para la transmisibilidad de fluidos (Morris *et al.*, 1996; Ferrill *et al.*, 1999; Lisle y Srivastava, 2004; Siler *et al.*, 2016; Ferrill *et al.*, 2020). Esta dirección coincide con el eje máximo del tensor de permeabilidad obtenido a partir del modelo DFN original (Figura 8.3). Esta coincidencia reafirma la capacidad de canalizar el flujo en las fracturas de la Familia I, que son además las de mayor longitud del sistema.

Tanto los corredores ONO-ESE y como los ENE-OSO son levemente oblicuos respecto a la dirección del  $Sh_{max}$ , por lo cual se encuentran dentro del rango de direcciones que presentan altas  $T_d$  y  $T_s$ . Estas estructuras tendrían un rol fundamental en la permeabilidad del sistema ya que podrían funcionar como vías abiertas para el flujo de fluidos.

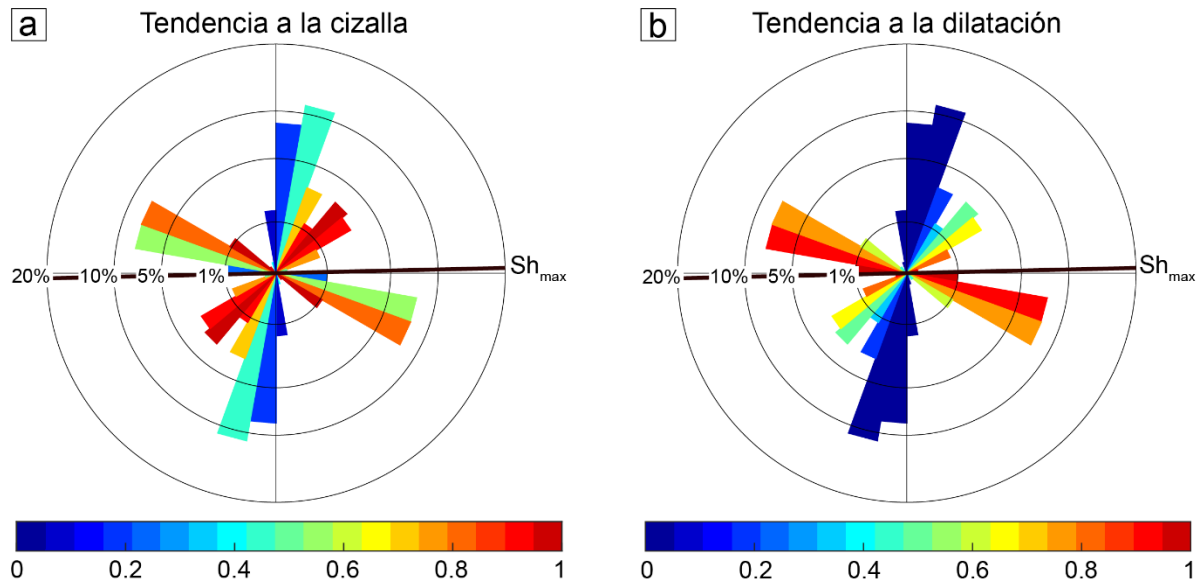


Figura 8.8. Comportamiento de las fracturas según su dirección frente a un esfuerzo máximo horizontal y regional N089°. Rosetas escaladas por área donde se observa (a) la tendencia de las fracturas al deslizamiento (Ts), y (b) la tendencia de las fracturas a dilatación (Td).

Las fracturas N-S presentan valores bajos de Ts y Td (Figura 8.8), entonces es probable que su participación en el flujo de fluidos sea baja o nula, bajo el campo de esfuerzos actual. Por consiguiente, para evaluar de qué manera esto incide en la permeabilidad y conectividad del sistema, se analiza la red de fracturas eliminando la Familia II (N-S, N170°-200°) (Figuras 8.9, 8.10 y 8.11).

Ante la ausencia de las fracturas sintéticas N-S se observan importantes diferencias en la conectividad del sistema. Las formas de los *clusters* siguen siendo elongadas y condicionadas por las fracturas más largas, pero el tamaño relativo de los *clusters* desciende considerablemente (Figura 8.9). La cantidad de fracturas sintéticas que componen los *clusters* es tres veces menor a la de los *clusters* del DFN original. Al igual que en el modelo original, la mayoría de los *clusters* presentan tamaños menores a 20 metros, pero en este caso el *cluster* más grande es de 100 m aproximadamente, tres veces menor al *cluster* de mayor longitud del modelo original (Figura 8.9a), ocupando menos del 5% de la red (Figura 8.9b). Los *clusters* más numerosos y que ocupan un mayor porcentaje de la red presentan longitudes entre 5 y 20 metros. Es decir que el aporte de la familia N-S en la conectividad es relevante para la red de fracturas modelada, aunque se encuentre conformada por fracturas relativamente cortas.

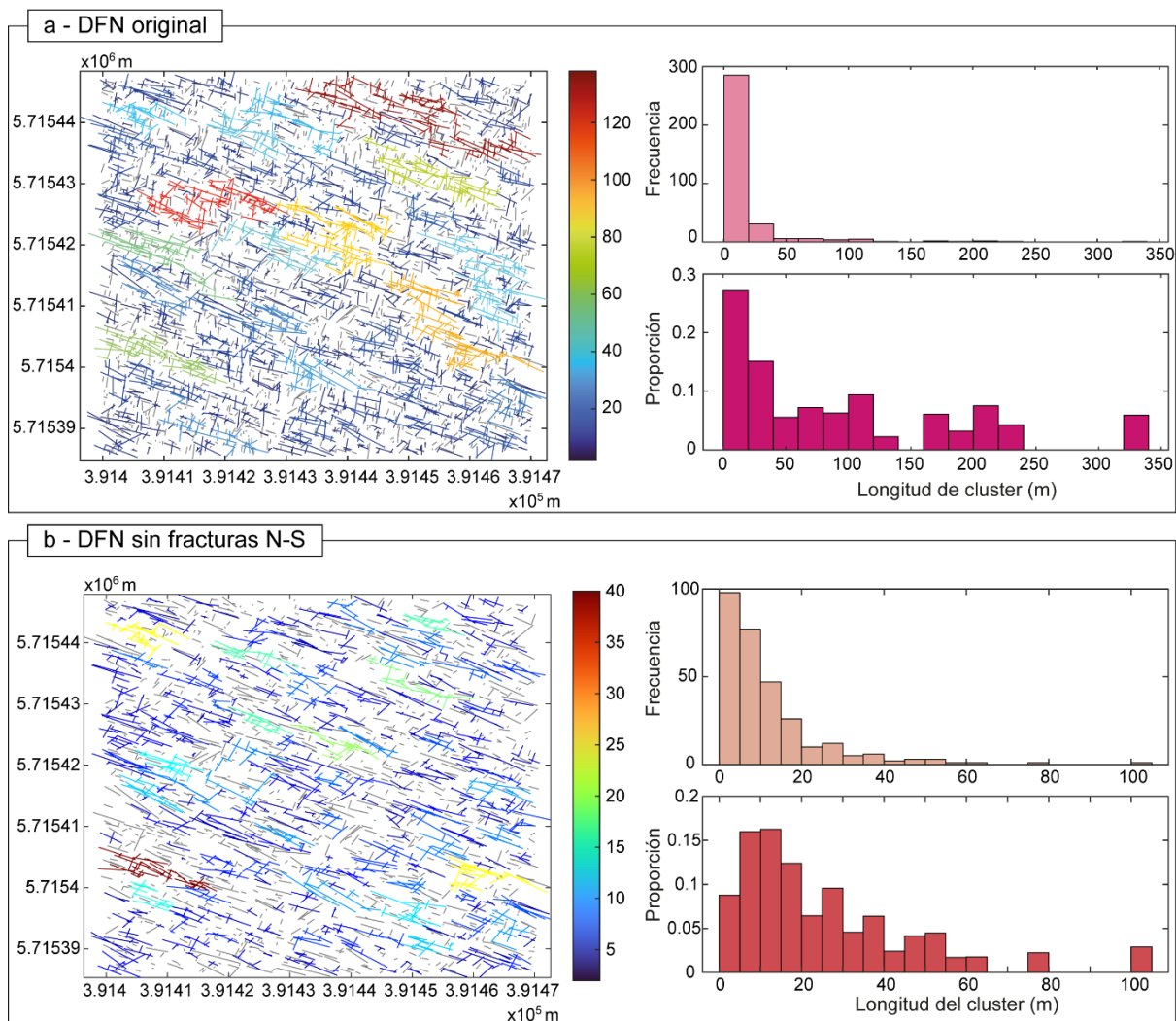


Figura 8.9. Mapa de *clusters* e histogramas de frecuencia de la longitud sumada de fracturas pertenecientes a cada *cluster* (arriba) y proporción de la longitud de fracturas pertenecientes a cada *cluster* (abajo) según la sumatoria total de las longitudes de las fracturas para (a) el modelo DFN y (b) para el modelo DFN luego de la eliminación de la familia N-S (baja Td y baja Ts).

Quando a esta misma configuración se le incorporan corredores se reconocen variaciones significativas en la conectividad. En ambos casos, tanto en el DFN con corredores ONO-ESE (Figura 8.10) como el de corredores ENE-OSO (Figura 8.11), la cantidad de fracturas sintéticas que forman los *clusters* desciende significativamente al retirar las fracturas que presentan valores de Ts y Td bajos. En el caso de los corredores ONO-ESE (Figura 8.10b), el *cluster* más grande agrupa 5.5 veces menos fracturas en comparación con el del modelo original (Figura 8.10a). La mayor cantidad de los *clusters* presentan longitudes sumadas menores a 20 m, y los *clusters* aislados que presentan mayores longitudes sumadas alcanzan los 380-400 m (Figura 8.10b), casi 4 veces menos que en el modelo original (Figura 8.10a). Como consecuencia, resultan sectores de alto contraste en la conectividad de la red.

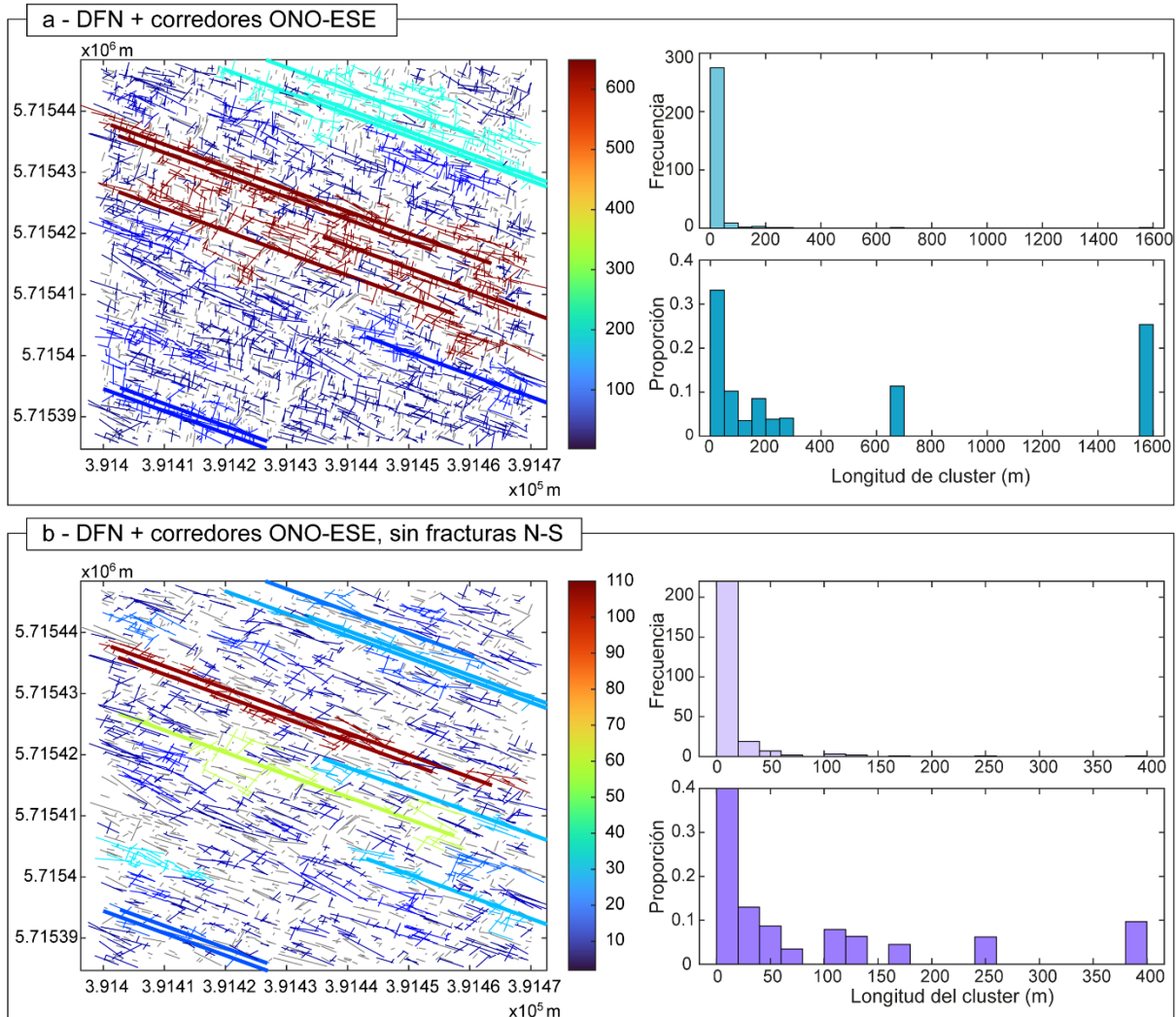


Figura 8.10. Mapa de *clusters* e histogramas de frecuencia de la longitud sumada de fracturas pertenecientes a cada *cluster* (arriba) y proporción de la longitud de fracturas pertenecientes a cada *cluster* (abajo) según la sumatoria total de las longitudes de las fracturas para (a) el modelo DFN con corredores ONO-ESE y (b) para el mismo modelo luego de la eliminación de la familia N-S (baja Td y baja Ts).

Por otro lado, el modelo con corredores ENE-OSO (Figura 8.11), sigue formando los *clusters* más grandes, agrupando hasta 160 fracturas (Figura 8.11b). Esta cantidad es considerablemente inferior a la del modelo original, donde existía un *cluster* de gran tamaño que abarcaba gran parte del modelo y agrupaba casi 9 veces más fracturas con una longitud total de 3500 metros (Figura 8.11a). Sin embargo, entre los tres modelos realizados extrayendo a la Familia N-S, este modelo con corredores ENE-OSO presenta la mayor conectividad del sistema, con *clusters* mayores a 200 metros de longitud que ocupan el 45% del modelo (Figura 8.11b). También se observan importantes contrastes de conectividad en los diferentes sectores del modelo.

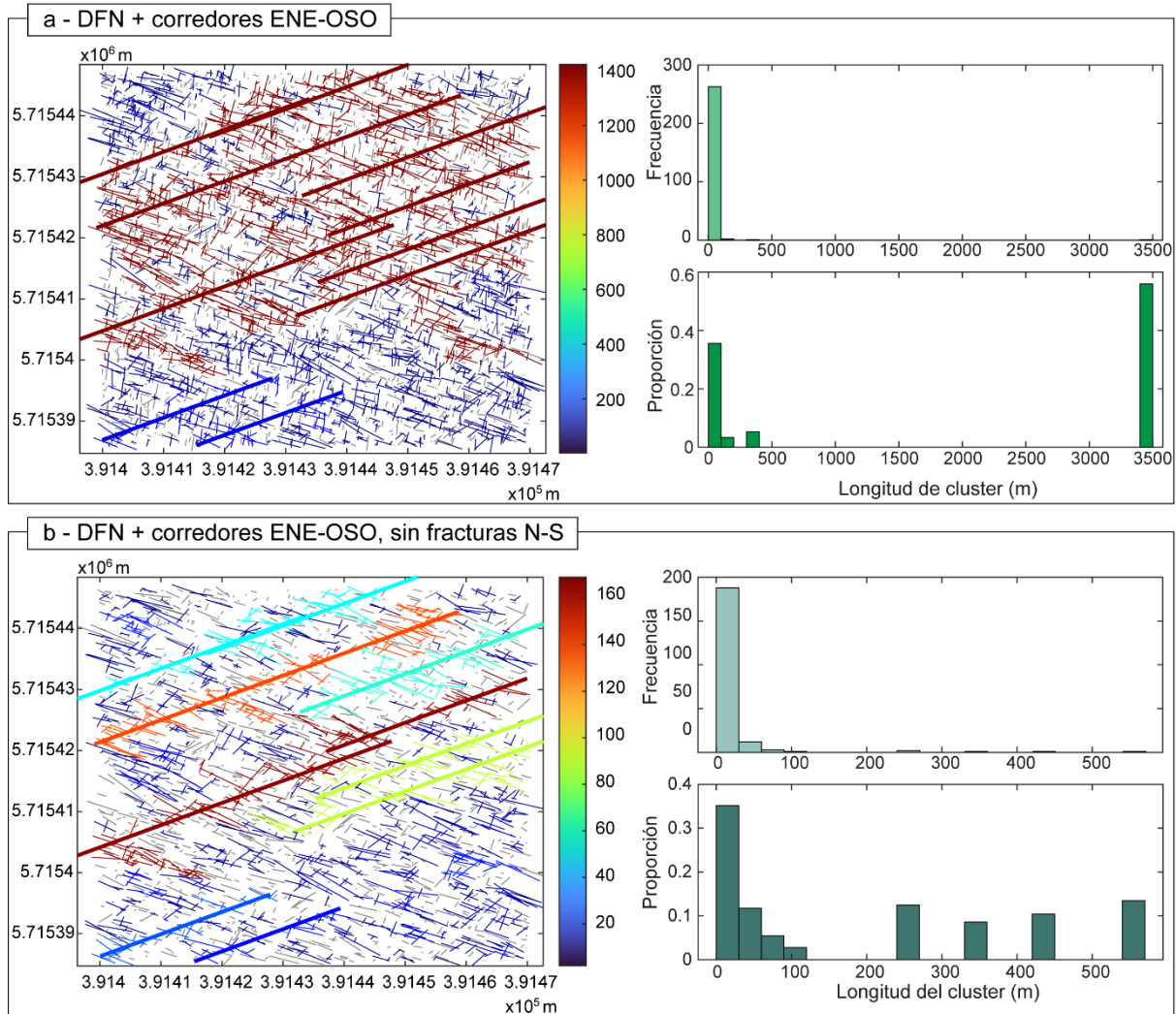


Figura 8.11. Mapa de *clusters* e histogramas de frecuencia de la longitud sumada de fracturas pertenecientes a cada *cluster* (arriba) y proporción de la longitud de fracturas pertenecientes a cada *cluster* (abajo) según la sumatoria total de las longitudes de las fracturas para (a) el modelo DFN con corredores ENE-OSO y (b) para el mismo modelo luego de la eliminación de la familia N-S (baja  $T_d$  y baja  $T_s$ ).

Los tensores de permeabilidad de los tres escenarios presentan algunas variaciones menores respecto a la configuración original con fracturas sintéticas N-S (Figuras 8.7 y 8.12). En los modelos DFN y DFN con corredores ONO-ESE el valor de permeabilidad mínima desciende casi un 60% respecto a los modelos con fracturas sintéticas N-S. Esto se debe a que la dirección de permeabilidad mínima es subparalela a las fracturas extraídas de la Familia N-S. En el caso del modelo con corredores ENE-OSO la permeabilidad mínima desciende cerca de un 20%.

Por otro lado, los valores de permeabilidad máxima no presentan grandes variaciones entre los modelos originales y los que no incluyen a Familia N-S, y la dirección de los tensores de permeabilidad se mantiene constante (Figura 8.12). Este

resultado es esperable ya que la dirección de máxima permeabilidad está condicionada principalmente por las estructuras más largas y, en los tres casos, las direcciones de máxima permeabilidad son subperpendiculares a la dirección de fracturas extraída en el modelo.

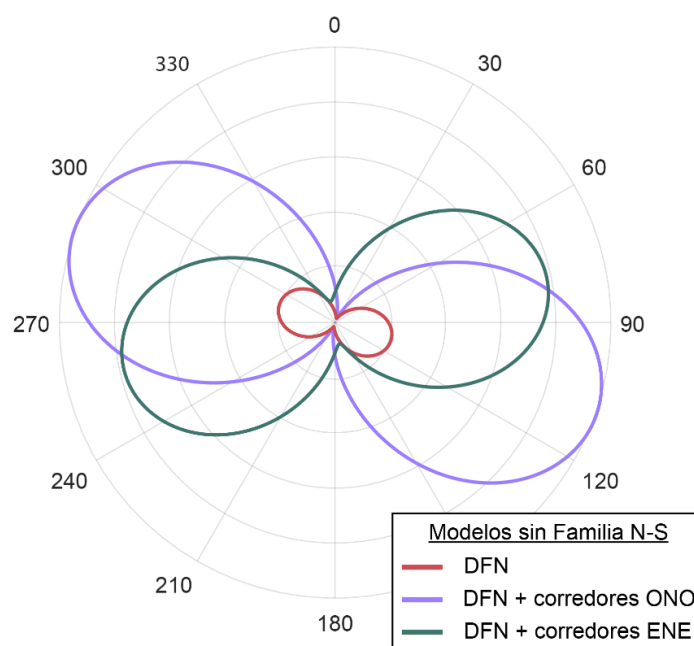


Figura 8.12. Tensores de permeabilidad normalizados según el valor máximo obtenido para los modelos DFN sin la Familia N-S.

## 8.6. Discusión y conclusiones

A partir de los resultados obtenidos se puede concluir que la conectividad y permeabilidad del sistema de fracturas generado a partir de los datos de superficie recolectados en la Sierra de la Vaca Muerta están fuertemente condicionadas por las fracturas más largas del modelo DFN, de orientación ONO-ESE. Los *clusters* de fracturas tienen formas elongadas en sentido ONO-ESE y coinciden con la dirección máxima del tensor de permeabilidad. Al incorporar aquellas estructuras mayores identificadas en datos de subsuelo, trabajos regionales y observaciones propias obtenidas en superficie (corredores de fracturas y fallas ONO-ESE o ENE-OSO), la conectividad del sistema y los valores de permeabilidad aumentan considerablemente en ambos casos, ya que estas estructuras interconectan *clusters* antes aislados. Es importante destacar que los corredores de fracturas fueron incorporados a los modelos simplificándolos como fracturas discretas de mayor tamaño que componen la red. No se consideró su complejidad geométrica, sus características topológicas de



menor escala, su potencial cementación parcial y procesos químicos asociados, entre otras variables que inciden en su capacidad de canalizar flujo. Estas particularidades de los corredores de fracturas son aún poco conocidas, y su comprensión requiere aun de mayores esfuerzos (e.g., Questiaux *et al.*, 2010; Laubach *et al.*, 2018). Así, en los modelos construidos se asumen que los corredores funcionan como canales activos para la circulación de fluidos.

La mayor conectividad de la red se logra con la incorporación de las estructuras mayores orientadas en dirección ENE-OSO. Su incorporación lleva al sistema al límite del umbral de percolación, aumenta la permeabilidad y direcciona al eje máximo paralelo a los corredores incorporados. Sin embargo, la permeabilidad máxima es mayor cuando se incorporan los corredores ONO-ESE. Esto se debe a que la dirección de estos corredores coincide con las fracturas sintéticas más largas que dominan en el sistema.

Estas conclusiones parciales, ya que aún no fue incorporada en el análisis la variable de los esfuerzos, establecen un primer punto importante de aplicabilidad al caso de estudio para un desarrollo óptimo de las fracturas hidráulicas: el daño estructural asociado a los lineamientos estructurales reconocidos en la zona tanto ONO-ESE (presentes en la Formación Picún Leufú en la Sierra de la Vaca Muerta y, hacia el norte, en la Formación Mulichinco en la zona del Río Salado) y ENE-OSO (en la Formación Tordillo en la Sierra de la Vaca Muerta) favorecen marcadamente la conectividad y permeabilidad del reservorio, dadas las características topológicas de la red de fracturas que afectan. Estas orientaciones están representadas también en el Engolfamiento Neuquino, donde se registran evidencias de estructuras del basamento NO y ONO, generadas durante la etapa de rift, que ejercen un fuerte control sobre el fallamiento en la cobertura mesozoica (Cristallini *et al.*, 2009; Mazzoni *et al.*, 2022), y también fallas ENE-OSO subverticales con desplazamiento de rumbo, reconocidas en mapas de curvatura mínima del tope de Tordillo que afectan al Sistema Vaca Muerta - Quintuco (Estrada *et al.*, 2018). En ausencia de las estructuras de mayor escala, el sistema se caracteriza por una red de baja conectividad, dominado por *clusters* de fracturas que aparecen aislados en una matriz de baja permeabilidad.

Al evaluar el comportamiento de las fracturas frente al campo de esfuerzos tectónico regional, se observa que las fracturas ONO-ESE y NE-SO presentan tendencias altas a la dilatación y al deslizamiento, así como también los corredores ONO-ESE y ENE-OSO, mientras que las fracturas N-S tienen muy bajas  $T_d$  y  $T_s$  o incluso nulas. Por lo tanto, si estas fracturas N-S se comportan como fracturas cerradas en la red con baja participación en el flujo de fluidos frente a la configuración actual de los esfuerzos tectónicos, el sistema se desconectaría significativamente (Figuras 8.9, 8.10 y 8.11). El tensor de permeabilidad resultante en este escenario mantiene aun así su dirección y magnitud máxima (Figura 8.12), a pesar del descenso de la conectividad, evidenciando la relevancia de la familia de fracturas más largas de la red sintética. En este trabajo se contempló el esfuerzo remoto obtenido a partir de datos de *breakout* de pozos (Guzmán *et al.*, 2007), consistente con la dirección de convergencia de placas actual. No obstante, este régimen presenta perturbaciones locales, cuyo efecto impacta en la respuesta de las discontinuidades afectadas en su potencial capacidad de funcionar o no como canales de migración de fluidos. Como se demostró a lo largo de este capítulo, si una familia de fracturas, aunque no sea dominante (fracturas de corta longitud), es poco eficiente como vía de migración, puede desconectar un sistema que de otra manera sería altamente conectivo y posiblemente eficiente.

## Capítulo 9

# Conclusiones

A continuación, se enumeran las principales conclusiones a las que se arribó en este trabajo:

### 9.1. Sierra de la Vaca Muerta

El Miembro Los Catutos en la Formación Vaca Muerta se caracteriza por una red de fracturas formada por cuatro familias con orientaciones ONO-ESE, N-S a NNE-SSO, NO-SE y NE-SO. Los resultados de la detección semi-automática de planos a partir de la nube de puntos generada mediante fotogrametría y la interpretación de trazas en la imagen aérea verificaron estas orientaciones características.

La observación de fracturas en la imagen aérea permitió realizar un análisis de la distribución de longitudes de las familias de fracturas reconocidas en la localidad de Mallín de los Caballos. Utilizando el método de máxima verosimilitud, se concluye que las longitudes de las fracturas de las familias ONO-ESE, N-S y NE-SO presentan un muy buen ajuste, tanto con leyes de distribución lognormal como exponencial, en tanto la distribución *power law* no describe efectivamente las poblaciones. Esta metodología permitió evaluar las probabilidades de ajuste de los datos obtenidos con las tres distribuciones mencionadas sin realizar suposiciones previas, a diferencia de la metodología generalmente utilizada, donde suele asumirse *a priori* una distribución *power law*, y calcular sus parámetros extrayendo la pendiente de la recta mediante regresión lineal por mínimos cuadrados.

Se reconoce un arreglo sistemático del tipo *ladder-pattern* formado por fracturas largas ONO-ESE acompañadas por una familia de fracturas ortogonales N-S a NNE-SSO formado bajo un mismo evento de deformación. Este patrón es anterior al

desarrollo de las fracturas NO-SE y NE-SO, que no se encuentran distribuidas uniformemente a lo largo de la Sierra de la Vaca Muerta.

Las leyes de distribución de longitudes obtenidas, la tendencia a desarrollar un espaciado regular de las diferentes familias, y el patrón de fracturas reconocido confirman la observación que señala a los contactos litológicos de la secuencia estudiada como barreras mecánicas para la propagación vertical de fracturas, dando lugar a un sistema de fracturas limitado por los bancos o *stratabound*. Esto es consistente con el alto contraste mecánico obtenido entre las capas de margas y calizas del Miembro Los Catutos a partir de mediciones *in-situ* realizadas con el martillo de Schmidt.

Respecto a la cronología relativa de los episodios de deformación registrados en el área, los análisis geométricos realizados plantean que las fracturas son previas o coetáneas a los estadios primitivos del plegamiento, durante una etapa de formación temprana de la Sierra de la Vaca Muerta.

## 9.2. Zonas relevadas a lo largo de la faja plegada y corrida

En la zona de Huncal se reconocieron tres orientaciones predominantes de fracturas medidas en el sector inferior, medio y superior de la unidad. La orientación principal y más importante es ENE-OSO a E-O y las otras dos NNO-SSE y NNE-SSO. Se infiere un origen de las fracturas previo o sincrónico a los estadios primitivos de la formación del anticlinal Cerro Mocho y los otros pliegues de la zona. Las fracturas ENE-ONO son anteriores a las NNE-SSO y NNO-SSE.

En la zona de La Yesera se reconocieron tres orientaciones de fracturas principales: ENE-OSO, ONO-ESE y NE-SO, y una secundaria NO-SE. Las fracturas NE-SO son posteriores a las otras familias reconocidas. Se interpreta que el origen del fracturamiento de la zona es previo o coetáneo al comienzo de la formación del anticlinal La Yesera. En esta zona se comprobó un fuerte contraste mecánico entre los bancos de marga y calizas de la sección superior de la Formación Vaca Muerta a partir de mediciones con el martillo de Schmidt.

En la zona de Rahueco se reconoció una orientación principal: ONO-ESE, y tres orientaciones secundarias: N-S, NE-SO y ENE-OSO. Se infiere a partir de los análisis geométricos realizados que la formación de las fracturas fue previa o sincrónica al

basculamiento de los bancos y asociada al crecimiento de las estructuras de la zona. Las relaciones de corte observadas no permiten establecer una cronología relativa confiable entre todas las familias, pero sí se puede establecer que las fracturas con orientaciones NE-SO son posteriores a las N-S y a las ONO-ESE.

### 9.3. Contexto regional evolutivo del fracturamiento

Existe una familia de fracturas predominante con una orientación que varía en las distintas zonas entre ENE-OSO y ONO-ESE. Estas orientaciones son consistentes con corredores de fracturas de escala decamétrica reconocidos en el campo, y también en estudios de subsuelo en el sector del Engolfamiento Neuquino.

Se considera que estas fracturas son previas, o eventualmente sincrónicas, a los estadios primitivos de plegamiento en cada área estudiada asociados al primer pulso de deformación compresivo de la faja plegada y corrida de Neuquén definido para el Cretácico Tardío al Paleógeno, siendo la orientación del vector de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana ONO-ESE. La edad de generación de las fracturas relevadas es interpretada como cretácico tardío a paleoceno, en base a las edades obtenidas por Ukar *et al.* (2017b; 2020) a partir de estudios de microtermometría en inclusiones fluidas preservadas en los rellenos de fracturas y su correlación con las curvas de historia térmica y soterramiento de un pozo cercano a la zona relevada, y por Cruset *et al.* (2021) a partir de dataciones U-Pb también de los rellenos de las fracturas subperpendiculares a los bancos.

En función de esta edad, e integrando los resultados obtenidos, se presenta un modelo que permite explicar las poblaciones de fracturas en las distintas zonas relevadas, en el contexto de los dominios tectónicos correspondientes reconstruidos para el Cretácico Tardío-Paleoceno, asociados al crecimiento de la cuña orogénica y sus sistemas de antepaís asociado.

Las zonas de Huncal y Rahueco se encontraban sobre el frente orogénico del Cretácico Tardío-Paleoceno, por lo que se interpreta que el origen de las fracturas está vinculado con el acortamiento paralelo a las capas y su plegamiento resultante, con un  $\sigma_1$  horizontal. Además, en la zona de Rahueco se propone que el Lineamiento Cortaderas podría haber favorecido la generación de las fracturas ONO-ESE, es decir

subparalelas al mismo, considerando que la dirección de convergencia era también coaxial a este rasgo de primer orden durante este periodo.

En cambio, las zonas de La Yesera y Sierra de la Vaca Muerta se encontraban, para el mismo momento, en el sector de la antefosa. Este dominio tectónico habría estado fuertemente condicionado por una etapa de extensión a lo largo de su rumbo, siendo el  $\sigma_1$  vertical y el  $\sigma_3$  horizontal. Además, el  $\sigma_3$  adoptara direcciones subparalelas al frente orogénico considerando sus variaciones a lo largo del rumbo. En la zona de La Yesera la curvatura del frente orogénico explicaría la dirección NNO del  $\sigma_3$  vinculado a la formación de las fracturas ENE-OSO, mientras que en la Sierra de la Vaca Muerta la familia principal adopta un rumbo ONO-ESE. La Sierra de la Vaca Muerta muestra un arreglo sistemático del tipo *ladder-pattern*, conjugando una familia N-S a la familia principal ya descrita. Se propone que ambas familias se formaron durante el mismo evento, lo cual es coherente con estudios teóricos que explican estos patrones *ladder* como respuesta a perturbaciones locales de los esfuerzos regionales vinculadas con el espaciado entre las familias sistemáticas. Posteriormente, y asociado al acercamiento del frente orogénico, se formaron las fracturas de las familias NO-SE y NE-SO por el proceso de *layer parallel shortening* con un  $\sigma_1$  horizontal, antes de que comience a formarse el anticlinal Sierra de la Vaca Muerta durante el Eoceno.

#### 9.4. Modelo de la red de fracturas discretas

Se realizaron modelos DFN considerando los resultados obtenidos en la Sierra de la Vaca Muerta utilizando un programa de uso libre y código abierto. A partir de los modelos realizados, se concluye que la conectividad y permeabilidad del sistema de fracturas están fuertemente condicionadas por las fracturas que presentan mayor longitud, de rumbo ONO-ESE. Las intersecciones entre las fracturas modeladas generan grupos de fracturas, o *clusters*, que presentan geometrías elongadas en dirección ONO-ESE; el eje máximo del tensor de permeabilidad calculado coincide también con esta dirección.

Al considerar estructuras de mayor escala, como corredores o lineamientos ONO-ESE y ENE-OSO presentes en la Cuenca Neuquina, la conectividad del sistema aumenta notablemente y la dirección máxima del tensor de permeabilidad adopta una dirección paralela a estas estructuras mayores. Esto se debe a que las estructuras de

mayor escala interconectan *clusters* que se encontraban aislados en su ausencia, favoreciendo la conectividad del sistema.

Los corredores ENE-OSO aportan la mayor conectividad al sistema, y aumentan las posibilidades de tener una dirección de máxima permeabilidad paralela a los mismos. Sin embargo, los valores máximos de permeabilidad son obtenidos al incorporar los corredores ONO-ESE, ya que su dirección coincide con la de la familia de fracturas más largas que dominan el sistema. Este punto destaca la importancia de estas estructuras, en ocasiones visibles en sísmica, en sus atributos estructurales y reconocibles mediante microsísmica, como vías favorables para la circulación de fluidos y también como contribuyentes fundamentales a la conectividad de la red.

Cuando se considera el comportamiento de las fracturas respecto al campo de esfuerzos tectónico regional (contemplando la aproximación bidimensional realizada bajo ciertas premisas) se observa que las fracturas ONO-ESE y NE-SO presentan altas tendencias a dilatarse y deslizarse, mientras que estas tendencias son bajas o nulas para las fracturas N-S, y así se comportarían como fracturas cerradas y no contribuirían a la conectividad de la red ni participarían en el flujo frente a la condición de esfuerzos tectónicos actual. Cuando se simula la red sin estas fracturas, se reduce de manera significativa su conectividad, aún con la incorporación de estructuras de mayor escala. Aunque no se altera la dirección del tensor de permeabilidad, sí se obtiene un descenso de su magnitud en la dirección paralela a las fracturas cerradas. Por lo tanto, esta familia, aunque de menor magnitud, juega un rol importante en la conectividad y en la permeabilidad de fractura resultante.

En resumen, el modelo realizado permitió evaluar la conectividad y permeabilidad de la red de fracturas bajo distintos escenarios. Sin embargo, deben mencionarse ciertas limitaciones en la realización del modelo ya que no se consideraron características que pueden producir variaciones en los resultados obtenidos, como la rugosidad de las fracturas, las características del flujo o las complejidades de las estructuras de mayor escala, además del enfoque bidimensional adoptado en este trabajo.

## 9.5. Consideraciones finales

Debido al valor que tiene la Formación Vaca Muerta como reservorio no convencional a nivel mundial, el análisis de sus fracturas naturales es esencial para el desarrollo de los yacimientos, ya que la interacción de estas con los métodos de estimulación hidráulica durante la producción del reservorio juega un rol primordial. El estudio de estas estructuras se basa principalmente en la caracterización de la red de fracturas a partir de datos de subsuelo obtenidos de coronas, imágenes de pozos, atributos sísmicos y micro sísmica. Sin embargo, el muestreo presenta limitaciones debido a la baja cobertura espacial de los métodos utilizados para el estudio de la formación en el subsuelo. Por esta razón, el análisis del fracturamiento en los sectores aflorantes de la unidad proveen información útil para definir mejor su distribución y generar un marco integrador para las observaciones y datos aún dispersos y/o no disponibles en la literatura del fracturamiento natural de la unidad de interés. Las dificultades propias de su litología, los escasos trabajos publicados en superficie, y la confidencialidad de parte de la información de subsuelo, son limitaciones evidentes; pero también plantean desafíos a futuro para entender y aprender más de este caso natural único y estratégico para la Argentina.



## Bibliografía

- Adler, P. M., y Thovert, J. F. 1999. *Fractures and Fracture Networks*. Springer Science & Business Media, 429 p., Dordrecht.
- Aguilera, R. 2000. Well Test Analysis of Multi-Layered Naturally Fractured Reservoirs. *Journal of Canadian Petroleum Technology*, 39(07): 31–37.
- Aguirre-Urreta, B., Tunik, M., Naipauer, M., Pazos, P., Ottone, E., Fanning, M., y Ramos, V. A. 2011. Malargüe Group (Maastrichtian–Danian) deposits in the Neuquén Andes, Argentina: Implications for the onset of the first Atlantic transgression related to Western Gondwana break-up. *Gondwana Research*, 19(2): 482-494.
- AIDajani, O. A., Morgan, S. P., Germaine, J. T., y Einsten, H. H. 2017. Vaca Muerta Shale – Basic Properties , Specimen Preparation , and Fracture Processes. 51st US Rock Mechanics/Geomechanics Symposium. American Rock Mechanics Association: 0784, San Francisco.
- Allmendinger, R. W., Cardozo, N. C., y Fisher, D. 2013. *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*. Cambridge University Press, 289 p., Cambridge.
- Ambrose, J. 2014. Failure of Anisotropic Shales under Triaxial Stress Conditions. Tesis doctoral, Imperial College London (inérita), 265 pp., London.
- Angelier, J., Manoussis, S., 1980. Classification automatique et distinction des phases superposées en tectonique de faille. *Compte rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 290(10):651-654.
- Arlegui, L., y Simón, J. L. 2001. Geometry and distribution of regional joint sets in a non-homogeneous stress field: case study in the Ebro basin (Spain). *Journal of Structural Geology*, 23(2-3): 297–313.
- Arregui, C., Carbone, O., Martínez, R. S., y Martínez, R. 2011a. El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano-Medio) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Daniela J.C. y Vallés, J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 77-89, Buenos Aires.
- Arregui, C., Carbone, O., y Sattler, F. 2011b. El Grupo Lotena (Jurásico Medio-Tardío) en la Cuenca Neuquina. . En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Daniela J.C. y Vallés, J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 91-98, Buenos Aires.
- Aydin, A., y Basu, A. 2005. The Schmidt hammer in rock material characterization. *Engineering Geology*, 81(1): 1–14.

- Bai, T., Maerten, L., Gross, M. R., y Aydin, A. 2002. Orthogonal cross joints: do they imply a regional stress rotation? *Journal of Structural Geology*, 24(1): 77–88.
- Bai, T., y Pollard, D. D. 2000. Fracture spacing in layered rocks: a new explanation based on the stress transition. *Journal of Structural Geology*, 22(1): 43–57.
- Barazangui, M., y Isacks, B. L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4(11): 686–692.
- Barbier, M., Hamon, Y., Callot, J., Floquet, M., y Daniel, J.-M. 2012. Sedimentary and diagenetic controls on the multiscale fracturing pattern of a carbonate reservoir: The Madison Formation (Sheep Mountain, Wyoming, USA). *Marine and Petroleum Geology*, 29(1): 50–67.
- Basu, A., y Aydin, A. 2004. A method for normalization of Schmidt hammer rebound values. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 41(7): 1211–1214.
- Bear, J., Tsang, C.-F., y De Marsily, G. 1993. Flow and contaminant transport in fractured rock. Academic Press, 561 p., San Diego.
- Berkowitz, B. 2002. Characterizing flow and transport in fractured geological media: A review. *Advances in Water Resource*, 25(8-12): 861–884.
- Bisdorn, K., Bertotti, G., y Nick, H. M. 2016. The impact of in-situ stress and outcrop-based fracture geometry on hydraulic aperture and upscaled permeability in fractured reservoirs. *Tectonophysics*, 690: 63–75.
- Bonnet, E., Bour, O., Odling, N. E., Davy, P., Main, I., Cowie, P., y Berkowitz, B. 2001. Scaling of fracture systems in geological media. *Reviews of Geophysics*, 39(3): 347–383.
- Bour, O. y Davy, P. 1997. Fault Length Distribution. *Water Resources*, 33(7): 1567–1583.
- Bour, O. y Davy, P. 1998. On the connectivity of three-dimensional fault networks. *Water Resources Research*, 34(19): 2611–2622.
- Boutt, D. F., Grasselli, G., Fredrich, J. T., Cook, B. K., y Williams, J. R. 2006. Trapping zones: the effect of fracture roughness on the directional anisotropy of fluid flow and colloid transport in a single fracture. *Geophysical Research Letters*, 33(21).
- Braccini, O. 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25(2): 275-284., Buenos Aires.
- Branellec, M., Callot, J. P., Nivière, B., y Ringenbach, J. C. 2015. The fracture network, a proxy for mesoscale deformation: Constraints on layer parallel shortening history from the Malargüe fold and thrust belt, Argentina. *Tectonics*, 34(4): 623–647.
- Brissón, I. y Veiga, R. 1999. Gira de campo. Informe inédito Repsol YPF, Buenos Aires, Argentina.
- Brown, S. R., y Bruhn, R. L. 1998. Fluid permeability of deformable fracture networks. *Journal of Geophysical Research*, 103(B2): 2489–2500.

- Burberry, C. M., y Peppers, M. H. 2017. Fracture characterization in tight carbonates: An example from the Ozark Plateau, Arkansas. *AAPG Bulletin*, 101(10): 1675–1696.
- Burckhardt, C., 1899. Rapport préliminaire sur une expedition géologique dans la region andine situèe entre Las Lajas (Argentina) et Curacautín (Chili). (38°-39° latitude Sud). *Revista Museo La Plata*, 9:197-219.
- Cacas, M. C., Daniel, J. M., y Letouzey, J. 2001. Nested geological modelling of naturally fractured reservoirs. *Petroleum Geoscience*, 7(S): S43–S52.
- Cacas, M. C., Ledoux, E., de Marsily, G., Tillie, B., Barbreau, A., Durand, E., Feuga, B., y Peaudecerf, P. 1990. Modeling fracture flow with a stochastic discrete fracture network: Calibration and validation: 1. The Flow Model. *Water Resources Research*, 26(3): 479–489.
- Capelli, I. A., Scasso, R. A., Kietzmann, D. A., Cravero, F., Minisini, D., y Catalano, J. P. 2018. Mineralogical and geochemical trends of the Vaca Muerta-Quintuco system in the Puerta Curaco Section, Neuquén Basin. *Revista de la Asociacion Geologica Argentina*, 75(2): 210–228.
- Cardozo, N., y Allmendinger, R. W. 2013. Spherical projections with OSXStereonet. *Computers & Geosciences*, 51: 193–205.
- Casini, G., Hunt, D. W., Monsen, E., y Bounaim, A. 2016. Fracture characterization and modeling from virtual outcrops. *AAPG Bulletin*, 100(1): 41–61.
- Ciancio, L., López, R. G., Rojas Vera, E. A., Ordines, M. A., y BARberis, R. C. 2022. Integración de información de subsuelo y afloramiento análogo para la caracterización del reservorio huirín fracturado. 11º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. *Geología Estructural y Tectónica*: 85–105, Mendoza.
- Cilona, A., Aydin, A., Likerman, J. J., Parker, B., y Cherry, J. 2016. Structural and statistical characterization of joints and multi-scale faults in an alternating sandstone and shale turbidite sequence at the Santa Susana Field Laboratory: Implications for their effects on groundwater flow and contaminant transport. *Journal of Structural Geology*, 85: 95–114.
- Clauset, A., Shalizi, C. R., y Newman, M. E. J. J. 2009. Power Law Distributions in Empirical Data. *SIAM Review*, 51(4): 661–703.
- Cobbold, P. R., y Rossello, E. A. 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 20(5): 429–443.
- Cobbold, P. R., Zanella, A., Rodrigues, N., y Løseth, H. 2013. Bedding-parallel fibrous veins (beef and cone-in-cone): Worldwide occurrence and possible significance in terms of fluid overpressure, hydrocarbon generation and mineralization. *Marine and Petroleum Geology*, 43: 1–20.
- Convers, C., Hanitzsch, C., Curia, D., Davis, T., y Tura, A. 2017. Elastic parameter estimation for the identification of sweet spots, Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, Argentina. *The Leading Edge*, 36(11): 948a1-948a10.
- Cooke, M. L., Simo, J. A., Underwood, C. A., y Rijken, P. 2006. Mechanical

- stratigraphic controls on fracture patterns within carbonates and implications for groundwater flow. *Sedimentary Geology*, 184(3-4): 225–239.
- Correa-Luna, C., Yagupsky, D. L., Likerman, J., y Barcelona, H. 2022. Natural fracture characterization of the Los Catutos Member (Vaca Muerta Formation) in the southern sector of the Sierra de la Vaca Muerta, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 120: 104081.
- Cox, D. R., y Lewis, P. A. W. 1966. *The statistical analysis of series of events*. Springer, 285 p., Dordrecht.
- Cristallini, E., Tomezzoli, R., Pando, G., Gazzera, C., Martínez, J. M., Quiroga, J., Buhler, M., Bechis, F., Barredo, S., y Zambrano, O. 2009. Controles Precuyanos en la estructura de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(2): 248–264.
- Cruset, D., Vergés, J., Rodrigues, N., Belenguer, J., Pascual-Cebrian, E., Almar, Y., Pérez-Cáceres, I., Macchiavelli, C., Travé, A., Beranoaguirre, A., Albert, R., Gerdes, A., y Messenger, G. 2021. U–Pb dating of carbonate veins constraining timing of beef growth and oil generation within Vaca Muerta Formation and compression history in the Neuquén Basin along the Andean fold and thrust belt. *Marine and Petroleum Geology*, 132: 105204.
- de Barrio, A., Ferraresi, P., Köhler, G., Marchal, D., y Blanco, S. 2018. Estudio comparativo de testigos corona de las dos secciones enriquecidas de la Formación Vaca Muerta en la zona de shale gas, noroeste del engolfamiento Neuquino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 75(2): 243–252.
- de Dreuzy, J.-R., Davy, P., y Bour, O. 2001. Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following a power law length distribution 2. Permeability of networks based on lognormal distribution of apertures. *Water Resources Research*, 37(8): 2079–2095.
- de Dreuzy, J.-R., Méheust, Y., y Pichot, G. 2012. Influence of fracture scale heterogeneity on the flow properties of three-dimensional discrete fracture networks (DFN). *Journal of Geophysical Research*, 117(B11): 1–21.
- DeCelles, P. G., y Giles, K. A. 1996. Foreland basin systems. *Basin Research* 8(2):105–123.
- Delvaux, D. 1993. The TENSOR program for paleostress reconstruction: examples from the east African and the Baikal rift zones. *TERRA nova*, 5(1): 216.
- Delvaux, D., y Sperner, B. 2003. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. *Geological Society, London, Special Publications*, 212(1): 75–100.
- Dershowitz, W. S., y Einsten, H. H. 1988. Characterizing rock joint geometry with joint system models. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 21: 21–51.
- Dershowitz, W. S., y Herda, H. H. 1992. Interpretation of fracture spacing and intensity. En: Tillerson, J. R. y Wawersik, W. R. (eds.), *Proceedings of the 33rd U.S. Symposium on Rock Mechanics*, Santa Fe, New Mexico.
- Desjardins, P. R., Fantín, M., González Tomassini, F., Reijenstein, H., Sattler, F., Domínguez, F., Kietzmann, D. A., Bande, A., Benoit, S., Borgnia, M., Vittore, F.,

- Simo, T., y Minisini, D. 2016. Capítulo 2: estratigrafía sísmica regional. En: González, G., Vallejo, M.D., Kietzmann, D.A., Marchal, D., Desjardins, p., Gonzalez Tomassini, F. Gómez Rivarola, L. y Domínguez, R.F. (eds.), *Transecta Regional de la Formación Vaca Muerta. Integración de sísmica, registro de pozos, coronas y afloramientos*. Instituto Argentino del Petróleo y el Gas - Asociación Geológica Argentina: 5-22, Buenos Aires.
- Domínguez, R. F., Paulin, S., Continanzia, M. J., Askenazi, A. D., y Seoane, F. N. 2014. Estratigrafía del intervalo Vaca Muerta-Quintuco en el sector central de la Cuenca Neuquina. 9º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio de Recursos No Convencionales: Ampliando el Horizonte Energético: 231–250, Mendoza.
- Domínguez, R. F., Reijenstein, H., Kohler, G., Sattler, F., Moreno, M. J., Gomez Rivarola, L., y Borgnia, M. 2017. Distribución regional de quiebres de clinofomas del Sistema Vaca Muerta-Quintuco. 20º Congreso Geológico Argentino, Geología de la Formación Vaca Muerta: 38–45. San Miguel de Tucumán.
- Economides, M. J., y Nolte, K. G. 2000. *Reservoir Stimulation*. Wiley, 808 p., New York.
- Engelder, T. 1987. Joints and shear fractures in rock. *Fracture Mechanics of Rocks*, 2: 27–69.
- Engelder, T., y Geiser, P. 1980. On the use of regional joint sets as trajectories of paleostress fields during the development of the Appalachian Plateau, New York. *Journal of Geophysical Research*, 85(B11): 6319–6341.
- Estrada, S., Delucchi, D., Sanz Perl, Y., Vidal Gilbert, S., y Gauthier, B. D. M. 2018. Caracterización multi-escala de fracturas naturales para la evaluación del volumen de roca estimulado en la Fm. Vaca Muerta, Aguada Pichana Este, provincia de Neuquén. 10º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio de Recursos No Convencionales: Hacia una Nueva Convención, 543–556, Mendoza.
- Fadakar Alghalandis, Y. 2017. ADFNE: Open source software for discrete fracture network engineering, two and three dimensional applications. *Computers and Geosciences*, 102: 1–11.
- Fadakar Alghalandis, Y., Dowd, P. A., y Xu, C. 2015. Connectivity Field: a Measure for Characterising Fracture Networks. *Mathematical Geosciences*, 47(1): 63–83.
- Fantín, J., Manceda, R., Palacio, B., López, R., Mykietiuik, K., y Barberis, R. 2014. Caracterización de las fracturas naturales de las formaciones Vaca Muerta y Mulichinco en la estructura Filo Morado, Cuenca Neuquina, Argentina. 9º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 541–561, Mendoza.
- Fennell, L., Borghi, P., Martos, F., Rosselot, E. A., Naipauer, M., y Folguera, A. 2020. The Late Cretaceous Orogenic System: Early Inversion of the Neuquén Basin and Associated Synorogenic Deposits (35°–38° S). En: Kietzmann, D. A. y Folguera, A. (eds.), *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*, Springer Earth System Sciences, 303–322.
- Ferrill, D. A. 1999. Stressed rock strains groundwater at Yucca Mountain, Nevada.

- GSA Today, 9(5): 1–8.
- Ferrill, D. A., Smart, K. J., y Morris, A. P. 2020. Fault failure modes, deformation mechanisms, dilation tendency, slip tendency, and conduits v. seals. Geological Society, London, Special Publications, 496(1): 75–98.
- Fisher, N. I., Lewis, T., y Embleton, B. J. J. 1987. Statical analysis of spherical data. Cambridge University Press, 230 p., Cambridge.
- Fossen, H., 2010. Structural Geology. Cambridge University Press, 463 p., New York.
- Franzese, J. R., y Spalletti, L. A. 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. Journal of South American Earth Sciences, 14(3): 257–270.
- Frías Saba, R. C., Sánchez, N. P., Turienzo, M. M., y Lebinson, F. O. 2021. Análisis geométrico y cinemático del anticlinal Chos Malal, provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 78(4): 594-612.
- Gale, J. F. W. W., Laubach, S. E., Olson, J. E., Eichhubl, P., y Fall, A. 2014. Natural fractures in shale: A review and new observations. AAPG bulletin, 98(11): 2165–2216.
- Gansser, A. 1973. Facts and theories on the Andes. Journal of the Geological Society of London, 129(2): 93–131.
- García, M. N., Sorenson, F., Bonapace, J. C., Motta, F., Bajuk, C., y Stockman, H. 2013. Vaca muerta shale reservoir characterization and description: The starting point for development of a shale play with very good possibilities for a successful project. Unconventional Resources Technology Conference, URTeC 1508336: 863–899, Denver.
- García-Luna, R., Senent, S., Jurado-Piña, R., y Jimenez, R. 2019. Structure from Motion photogrammetry to characterize underground rock masses: Experiences from two real tunnels. Tunnelling and Underground Space Technology, 83: 262–273.
- García Morabito, E., y Ramos, V. A. 2012. Andean evolution of the Aluminé fold and thrust belt, Northern Patagonian Andes (38°30'–40°30'S). Journal of South American Earth Sciences, 38: 13–30.
- Giacosa, R. E. 2020. Discontinuidades Estructurales en las Sedimentitas de la Cuenca Neuquina. Fracturas, venas, vetas y bandas de deformación en la faja plegada del Agrio, dorsal de Huincul y dorso de Los Chihuidos, provincia de Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Serie de Contribuciones Técnicas Geología N°7, 64 p., Buenos Aires.
- Giacosa, R., Allard, J., Foix, N., Heredia, N. 2014. Stratigraphy, structure and geodynamic evolution of the Paleozoic rocks in the Cordillera del Viento (37° S latitude, Andes of Neuquén, Argentina). Journal of Iberian Geology, 40 (2): 331–348.
- Gillespie, P. A., Johnston, J. D., Loriga, M. A., McCaffrey, K. J. W., Walsh, J. J., y Watterson, J. 1999. Influence of layering on vein systematics in line samples. Geological Society, London, Special Publications, 155(1): 35–56.

- Giuffrida, A., Agosta, F., Rustichelli, A., Panza, E., La Bruna, V., Eriksson, M., Torrieri, S., y Giorgioni, M. 2020. Fracture stratigraphy and DFN modelling of tight carbonates, the case study of the Lower Cretaceous carbonates exposed at the Monte Alpi (Basilicata, Italy). *Marine and Petroleum Geology*, 112: 104045.
- Groeber, P., 1921. Algunas observaciones referentes a la estratigrafía y tectónica del Jurásico al sud del río Agrío cerca de Las Lajas (Territorio del Neuquén). *Boletín de la Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Serie F 4:13-17*, Buenos Aires.
- Gross, M. R., y Coastline, S. B. 1993. The origin and spacing of cross joints: examples from the Monterey Formation, Santa Barbara Coastline, California. *Journal of Structural Geology*, 15(6): 737–751.
- Gross, M. R., Fischer, M. P., Engelder, T., y Greenfield, R. J. 1995. Factors controlling joint spacing in interbedded sedimentary rocks: integrating numerical models with field observations from the Monterey Formation, USA. *Geological Society, London, Special Publications*, 92(1): 215–233.
- Gulisano, C. A., Gutierrez Pleimling, A. R., y Digregorio, R. E. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica al oeste de la provincia del Neuquén. *En 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 236-259*.
- Gutmanis, J., Ardèvol i Oró, L., Díez-Canseco, D., Chebbihi, L., Awdal, A., y Cook, A. 2018. Fracture analysis of outcrop analogues to support modelling of the subseismic domain in carbonate reservoirs, south-central Pyrenees. *Geological Society, London, Special Publications*, 459(1): 139–156.
- Guzmán, C., Cristallini, E., y Bottesi, G. 2007. Contemporary stress orientations in the Andean retroarc between 34°S and 39°S from borehole breakout analysis. *Tectonics*, 26(3): 1–13.
- Hancock, P. L. 1991. Determining contemporary stress directions from neotectonic joint systems. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 337: 29–40.
- Hancock, P. L. 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, 7(3-4): 437–457.
- Hanks, C. L., Lorenz, J., Teufel, L., y Krumhardt, A. P. 1997. Lithologic and Structural Controls on Natural Fracture Distribution and Behavior Within the Lisburne Group, Northeastern Brooks Range and North Slope Subsurface, Alaska. *AAPG bulletin*, 81(10): 1700–1720.
- Hardebol, N. J., Maier, C., Nick, H., Geiger, S., Bertotti, G., y Boro, H. 2015. Multiscale fracture network characterization and impact on flow: A case study on the Latemar carbonate platform. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120: 8197–8222.
- Healy, D., Rizzo, R. E., Cornwell, D. G., Farrell, N. J. C., Watkins, H., Timms, N. E., Gomez-Rivas, E., y Smith, M. 2017. FracPaQ: A MATLAB™ toolbox for the quantification of fracture patterns. *Journal of Structural Geology*, 95: 1–16.
- Hernández-Bilbao, E. 2016. High-resolution chemostratigraphy, sequence stratigraphic correlation, porosity and fracture characterization of the Vaca Muerta

- Formation, Neuquén Basin, Argentina. Tesis doctoral, Colorado School of Mines (inédita), 195 pp., Golden
- Herrero, F., Maschio, L., y Maria, S. 2014. Production Analysis and Forecasting of Vaca Muerta Shale Wells in Argentina: Case History-Based. SPE/AAPG/SEG Unconventional Resources Technology Conference, URTeC: 1965548, Denver.
- Hobbs, D. W. 1967. The Formation of Tension Joints in Sedimentary Rocks: An Explanation. *Geological Magazine*, 104(6): 550–556.
- Holmberg, E. 1975. Descripción geológica de la hoja 32c Buta Ranquil (Provincia Mendoza- Neuquén). Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 152: 71 pp. Buenos Aires.
- Homberg, C., Angelier, J., Bergerat, F., y Lacombe, O. 2004. Using stress deflections to identify slip events in fault systems. *Earth and Planetary Science Letters*, 217(3-4): 409–424.
- Homberg, C., Hu, J. C., Angelier, J., Bergerat, F., y Lacombe, O. 1997. Characterization of stress perturbations near major fault zones: insights from 2-D distinct-element numerical modelling and field studies (Jura mountains). *Journal of Structural Geology*, 19(5): 703–718.
- Horton, B. K., Fuentes, F., Boll, A., Starck, D., Ramirez, S. G., y Stockli, D. F. 2016. Andean stratigraphic record of the transition from backarc extension to orogenic shortening: A case study from the northern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 71: 17–40.
- Howell, J. A., Schwarz, E., Spalletti, L. A., Veiga, G. D., y Plata, L. 2005. The Neuquén Basin: an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 252(1): 1–14.
- Huang, Q. y Charlesworth, H. 1989. A FORTRAN-77 program to separate a heterogeneous set of orientations into subsets. *Computer and Geosciences* 15(1), 1-7.
- Introcaso, A., Pacino, M. C., y Fraga, H. 1992. Gravity, isostasy and Andean crustal shortening between latitudes 30 and 35°S. *Tectonophysics*, 205(1-3): 31–48.
- Jordan, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., y Ando, C. J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94(3): 341–361.
- Katz, O., Reches, Z., y Roegiers, J.-C. 2000. Evaluation of mechanical rock properties using a Schmidt Hammer. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 37(4): 723–730.
- Kietzmann, D. A., Ambrosio, A. L., Suriano, J., Alonso, M. S., González Tomassini, F., Depine, G., y Repol, D. 2016. The Vaca Muerta–Quintuco system (Tithonian–Valanginian) in the Neuquén Basin, Argentina: A view from the outcrops in the Chos Malal fold and thrust belt. *AAPG Bulletin*, 100(5): 743–771.
- Kietzmann, D. A., Ambrosio, A. L., Suriano, J., Alonso, S., Vennari, V. V., Aguirre-Urreta, M. B., Depine, G., y Repol, D. 2014a. Análisis sedimentológico y estratigráfico secuencial de las Formaciones Vaca Muerta Y Quintuco en el área de Chos Malal, Cuenca Neuquina. 9º Congreso de Exploración y Desarrollo de



- Hidrocarburos, 269–288, Mendoza.
- Kietzmann, D. A., Ambrosio, A. L., Suriano, J., Alonso, S., Vennari, V. V., Aguirre-Urreta, M. B., Depine, G., y Repol, D. G. 2014b. Variaciones de facies de las secuencias basales de la Formación Vaca Muerta en su localidad tipo (Sierra de la Vaca Muerta), Cuenca Neuquina. 9º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 299–317, Mendoza.
- Kozlowski, E. E., Cruz, C. E., y Sylwan, C. A. 1996. Geología estructural de la zona de Chos Malal, cuenca Neuquina, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino, 13(1): 15-26, Buenos Aires.
- Kumar, V., Sondergeld, C. H., y Rai, C. S. 2012. Nano to Macro Mechanical Characterization of Shale. SPA Annual Technical Conference and Exhibition, SPE 159804: 1-23, San Antonio.
- Lacombe, O., Bellahsen, N., y Mouthereau, F. 2011. Fracture patterns in the Zagros Simply Folded Belt (Fars, Iran): constraints on early collisional tectonic history and role of basement faults. *Geological Magazine*, 148(5-6): 940–963.
- Lambert, L. R. 1956. Descripción geológica de la Hoja 35b. Zapala. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 83:1-93, Buenos Aires.
- Larsen, B., y Gudmundsson, A. 2010. Linking of fractures in layered rocks: Implications for permeability. *Tectonophysics*, 492(1-4): 108–120.
- Laubach, S. E., Lamarche, J., Gauthier, B. D., Dunne, W. M., y Sanderson, D. J. 2018. Spatial arrangement of faults and opening-mode fractures. *Journal of Structural Geology*, 108: 2-15.
- Lavenu, A. P. C. C., Lamarche, J., Gallois, A., y Gauthier, B. D. M. 2013. Tectonic versus diagenetic origin of fractures in a naturally fractured carbonate reservoir analog (Nerthe anticline, Southeastern France). *AAPG Bulletin*, 97(12): 2207–2232.
- Lazzari, P. V., Hryb, D., Manceda, R., y Foster, M. 2015. Predicción de fracturas naturales en la Fm Vaca Muerta. *Petrotecnia*, 64–77.
- Leanza, H. A., 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico - Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 28(2): 97-132, Buenos Aires.
- Leanza, H.A. 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45 (3-4): 272-299.
- Leanza, H. A. 2003. Las sedimentitas huitrinianas y rayosianas (Cretácico Inferior) en el ámbito central y meridional de la cuenca Neuquina, Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Serie Contribuciones Técnicas - Geología N°2 31p., Buenos Aires.
- Leanza, H. A., Hugo, C. A., Repol, D. G., González, R., Danieli, J. C., y Lizuaín, A. 2001. Hoja geológica 3969-I, Zapala, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Boletín, 275: 1-

134, Buenos Aires.

- Leanza, H. A., Hugo, C. A., Repol, D. G., y Salvarredy Aranguren, M. 2003. Miembro Huncal (Berriasiano inferior): un episodio turbidítico en la Formación Vaca Muerta, Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58(2): 248–254.
- Leanza, H. A., Sattler, F., Martínez, R. S., y Carbone, O. 2011. La Formación Vaca Muerta y equivalentes (Jurásico Tardío-Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Daniela J.C. y Vallés, J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 113-129, Buenos Aires.
- Leanza, H. A., y Wiedmann, J. 1989. Nuevos ammonites del Berriasiano/Valanginiano (Cretácico Inferior) del Neuquén, Argentina. En: Wiedmann, J. (ed.), *Cretaceous of the western Tethys. Proceedings International Cretaceous System Symposium*. No. 3: 793-810, Stuttgart.
- Leanza, H., y Zeiss, A. 1990. Upper Jurassic Lithographic Limestones from Argentina (Neuquén Basin): Stratigraphy and Fossils. *Facies*, 22(1): 169–185.
- Lebinson, F., Turienzo, M., Sánchez, N., Araujo, V., y Dimieri, L. V. 2015. Geometría y cinemática de las estructuras tectónicas en el extremo septentrional de la Faja Corrida y Plegada del Agrio, Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 72(3): 299–313.
- Lebinson, F. O., Turienzo, M. M., Frisicale, M. C., Sánchez, N. P., Araujo, V. S., y Dimieri, L. V. 2017. Caracterización petrológica, geoquímica y estructural de diques subvolcánicos y sus relaciones con la deformación de la faja corrida y plegada del Agrio, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 74(2): 239–253.
- Lee, S. H., Lee, K. K., y Yeo, I. W. 2014. Assessment of the validity of Stokes and Reynolds equations for fluid flow through a rough-walled fracture with flow imaging. *Geophysical Research Letters*, 41(13), 4578–4585.
- Legarreta, L., y Gulisano, C. A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). *Cuencas sedimentarias argentinas*, 6(19): 221–243.
- Legarreta, L., y Uliana, M. A. 1991. Jurassic—Marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes. En: Macdonald, D. I. (Ed.), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy. Sea level Changes at Active Plate Margins*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 12:429-450, Oxford.
- Legarreta, L., y Uliana, M. A. 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120(3-4): 303–330.
- Legarreta, L., y Villar, H. J. 2012. Las facies generadoras de hidrocarburos de la Cuenca Neuquina. *Petrotecnica*. agosto: 14–37.
- Legarreta, L., y Villar, H. J. 2015. Vaca Muerta Formation (Late Jurassic - Early Cretaceous): sequences, facies and source rock characteristics. 3rd

- Unconventional Resources Technology Conference, URTeC: 2170906, San Antonio.
- Lei, Q., Latham, J. P., y Tsang, C. F. 2017. The use of discrete fracture networks for modelling coupled geomechanical and hydrological behaviour of fractured rocks. *Computers and Geotechnics*, 85: 151–176.
- Lepillier, B., Daniilidis, A., Doonechaly Gholizadeh, N., Bruna, P.-O., Kummerow, J., y Bruhn, D. 2019. A fracture flow permeability and stress dependency simulation applied to multi-reservoirs, multi-production scenarios analysis. *Geothermal Energy*, 7(1): 24.
- Lisle, R. J., y Srivastava, D. C. 2004. Test of the frictional reactivation theory for faults and validity of fault-slip analysis. *Geology*, 32(7): 569–572.
- Liu, R., Li, B., Jiang, Y., y Huang, N. 2016. Mathematical expressions for estimating equivalent permeability of rock fracture networks. *Hydrogeology Journal*, 24(7), 1623–1649.
- Llambías, E. J., Quenardelle, S., y Montenegro, T. 2003. The Choiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(4): 243–257.
- Lombardo, E. 2022. Caracterización de fracturas naturales mediante atributos sísmicos, imágenes de pozo y microsísmica. Formación Vaca Muerta. Yacimiento El Trapial. 11º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Simposio de Desarrollo de Vaca muerta: 61–80, Mendoza.
- López Ordines, M. A. , Ciancio, L., Rojas Vera, E. A. , y López, R. G. 2022. Structural development in the frontal Malargüe fold and thrust belt, Neuquén Basin, Argentina. En Zamora, G., y Mora, A. (eds.), *Andean Structural Styles. A seismic Atlas*. Elsevier: 423-431.
- Maerten, L., Maerten, F., y Lejri, M. 2018. Along fault friction and fluid pressure effects on the spatial distribution of fault-related fractures. *Journal of Structural Geology*, 108: 198–212.
- Maerten, L., Maerten, F., Lejri, M., y Gillespie, P. 2016. Geomechanical paleostress inversion using fracture data. *Journal of Structural Geology*, 89: 197–213.
- Maffucci, R., Bigi, S., Corrado, S., Chiodi, A., Di Paolo, L., Giordano, G., y Invernizzi, C. 2015. Quality assessment of reservoirs by means of outcrop data and “ discrete fracture network ” models: The case history of Rosario de La Frontera (NW Argentina) geothermal system. *Tectonophysics*, 647–648: 112–131.
- Mandl, G. 2005. *Rock Joints. The Mechanical Genesis*. Springer, 221 p., Meppel.
- Marchal, D., Sattler, F., y Köhler, G. 2016. Capítulo 14: Sierra Chata. En: González, G., Vallejo, M.D., Kietzmann, D.A., Marchal, D., Desjardins, p., Gonzalez Tomassini, F. Gómez Rivarola, L. y Domínguez, R.F. (eds.), *Transecta Regional de la Formación Vaca Muerta. Integración de sísmica, registro de pozos, coronas y afloramientos*. Instituto Argentino del Petróleo y el Gas - Asociación Geológica Argentina: 155-167, Buenos Aires.
- Markovaara-koivisto, M., y Laine, E. 2012. MATLAB script for analyzing and

- visualizing scanline data. *Computers & Geosciences*, 40: 185–193.
- Martínez Catalán, J. R. 2003. *Geología estructural y dinámica global*. Curso 2002/2003, Departamento de geología de la Universidad de Salamanca (inédito), 429 p., Salamanca.
- Mauldon, M., Dunne, W. M., y Rohrbaugh Jr., M. B. 2001. Circular scanlines and circular windows: new tools for characterizing the geometry of fracture traces. *Journal of Structural Geology*, 23(2): 247–258.
- Mazzoni, J. M., Yagupsky, D., y Cristallini, E. O. 2022. Análisis de la deformación en la región del Engolfamiento Neuquino a partir de sísmica 3D. 11º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. *Geología Estructural y Tectónica*: 241–261, Mendoza.
- Méheust, Y. y Schmittbuhl, J. 2000. Flow enhancement of a rough fracture. *Geophysical Research Letters*, 27(18), 2989–2992.
- Méndez, V., Zanettini, J. C. M., y Zappettini, E. O. 1995. *Geología y metalogénesis del orógeno Andino central*. Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, 133 p., Buenos Aires.
- Messenger, G., Nivière, B., Martinod, J., Lacan, P., y Xavier, J. P. 2010. Geomorphic evidence for Plio-Quaternary compression in the Andean foothills of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Tectonics*, 29(4).
- Mitchum, R. M. y Uliana, M. A. 1985. Seismic Stratigraphy of Carbonate Depositional Sequences, Upper Jurassic-Lower Cretaceous, Neuquen Basin, Argentina: Chapter 15. En: Berg, O. R. y Woolverton, D. G. (eds.), *Seismic stratigraphy II: An integrated approach to hydrocarbon exploration*. AAPG Memoir 39: 255-274, Tulsa.
- Morris, A., Ferrill, D. A., y Brent Henderson, D. 1996. Slip-tendency analysis and fault reactivation. *Geology*, 24(3): 275–278.
- Mosquera, A., y Ramos, V. A. 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. En: Kay, S. M. y Ramos, V. A. (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, 97–123, Boulder.
- Mosquera, A., Silvestro, J., Ramos, V. A., Alarcón, M., y Zubiri, M. 2011. La estructura de la dorsal de huinul. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Daniela J.C. y Vallés, J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 385-398, Buenos Aires.
- Mpodosis, C., y Kay, S. M. 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S). *Geological Society of America Bulletin*, 104(8): 999–1014.
- Naipauer, M., Tunik, M., Marques, J. C., Rojas Vera, E. A., Vujovich, G. I., Pimentel, M. M., y Ramos, V. A. 2015. U–Pb detrital zircon ages of Upper Jurassic continental successions: implications for the provenance and absolute age of the Jurassic–Cretaceous boundary in the Neuquén Basin. *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1): 131–154.
- Naipauer, M., Comerio, M., Lescano, M. A., Vennari, V. V., Aguirre-Urreta, B.,

- Pimentel, M. M., y Ramos, V. A. 2020. The Huncal Member of the Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin of Argentina: Insight into biostratigraphy, structure, U-Pb detrital zircon ages and provenance. *Journal of South American Earth Sciences*, 100: 102567.
- Narr, W., y Suppe, J. 1991. Joint spacing in sedimentary rocks. *Journal of Structural Geology*, 13(9): 1037–1048.
- Nelson, R.A., 1985. *Geological Analysis of Naturally Fractured Reservoirs*. Gulf Publishing Company, 320 p., Houston.
- Newman, M. E. J. 2005. Power laws, Pareto distributions and Zipf's law. *Contemporary Physics*, 46(5): 323–351.
- Oda, M. 1985. Permeability tensor for discontinuous rock masses. *Géotechnique*, 35(4): 483–495.
- Oda, M., Hatsuyama, Y., y Ohnishi, Y. 1987. Numerical Experiments on Permeability Tensor and Its Application to Jointed Granite at Stripa Mine, Sweden. *Journal of Geophysical Research*, 92(B8): 8037–8048.
- Odling, N. E. 1997. Scaling and connectivity of joint systems in sandstones from western Norway. *Journal of Structural Geology*, 19(10): 1257–1271.
- Odling, N. E., Gillespie, P., Bourguine, B., Castaing, C., Chilés, J. P., Christensen, N. P., Fillion, E., Genter, A., Olsen, C., Thrane, L., Trice, R., Aarseth, E., Walsh, J. J., y Watterson, J. 1999. Variations in fracture system geometry and their implications for fluid flow in fractures hydrocarbon reservoirs. *Petroleum Geoscience*, 5(4): 373–384.
- Olson, J. E. 2003. Sublinear scaling of fracture aperture versus length: An exception or the rule? *Journal of Geophysical Research*, 108(B9): 1-11.
- Olson, J. E., Laubach, S. E., y Lander, R. H. 2007. Combining diagenesis and mechanics to quantify fracture aperture distributions and fracture pattern permeability. *Geological Society, London, Special Publications*, 270(1): 101–116.
- Olson, J. E., Laubach, S. E., y Lander, R. H. 2009. Natural fracture characterization in tight gas sandstones: Integrating mechanics and diagenesis. *AAPG Bulletin*, 93(11): 1535–1549.
- Olsson R., y Barton N. 2001. An improved model for hydromechanical coupling during shearing of rock joints. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 38(3):317–329.
- Palacio, J. P., Hryb, D. E., y González Tomassini, F. 2018. Predicción de la distribución de beefs en la Formación Vaca Muerta. Un análisis integrado. 10º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Simposio de Recursos No Convencionales: Hacia una Nueva Convención: 181–192, Mendoza.
- Panza, E., Agosta, F., Rustichelli, A., Zambrano, M., Tondi, E., Prosser, G., Giorgioni, M., y Janiseck, J. M. 2016. Fracture stratigraphy and fluid flow properties of shallow-water, tight carbonates: The case study of the Murge Plateau (southern Italy). *Marine and Petroleum Geology*, 73: 350–370.
- Panza, E., Agosta, F., Zambrano, M., Tondi, E., Prosser, G., Giorgioni, M., y Janiseck,

- J. M. 2015. Structural architecture and discrete fracture network modelling of layered fractured carbonates (Altamura Fm., Italy). *Italian Journal of Geosciences*, 134(3): 409–422.
- Pardo-Casas, F., y Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3): 233–248.
- Parras, A. M., Casadío, S., y Pires, M. 1998. Secuencias depositacionales del Grupo Malargüe y el límite Cretácico-Paleógeno, en el sur de la provincia de Mendoza, Argentina. *Asociación Paleontológica Argentina*, 5: 61–69.
- Peacock, D. C. P., y Sanderson, D. J. 2018. Structural analyses and fracture network characterisation: Seven pillars of wisdom. *Earth-Science Reviews*, 184: 13–28.
- Peacock, D. C. P., Sanderson, D. J., y Rotevatn, A. 2018. Relationships between fractures. *Journal of Structural Geology*, 106(): 41–53.
- Pollard, D. D., y Aydin, A. 1988. Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin*, 100: 1181–1204.
- Ponce, J. J., Montagna, A. O., y Carmona, N. 2015. Geología de la Cuenca Neuquina y sus sistemas petroleros: una mirada integradora desde los afloramientos al subsuelo. Fundación YPF y Universidad Nacional de Río Negro, 153 p., Buenos Aires.
- Priest, S. D., y Hudson, J. A. 1981. Estimation of discontinuity spacing and trace length using scanline surveys. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 18: 183–197.
- Questiaux, J. M., Couples, G. D., y Ruby, N., 2010. Fractured reservoirs with fracture corridors. *Geophysical Prospecting*, 58: 279-295.
- Quintà, A., y Tavani, S. 2012. The foreland deformation in the south-western Basque–Cantabrian Belt (Spain). *Tectonophysics*, 576–577: 4–19.
- Ramos, V., 1978. Estructura. In: In: Yrigoyen, M.R. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales del Neuquén*, 7° Congreso Geológico argentino, Relatorio: 99–118, Buenos Aires.
- Ramos, V. A. 1999a. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, 22(3): 183–190.
- Ramos, V. A. 1999b. Evolución tectónica de la Argentina. En: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino, 715–784, Buenos Aires.
- Ramos, V. A. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. En: Kay, S. M., Ramos, V. A., y Dickinson, W. R. (eds.), *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*. Geological Society of America. Memoir 204: 31–65, Boulder.
- Ramos, V. A., y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En Veiga, G. D., Spalletti, L. A., Howell, J. A., y Schwarz, E. (eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*.

- Geological Society of London, Special Publications, 252:15–35.
- Ramos, V. A., y Kay, S. M. 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: Backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics*, 205: 261–282.
- Ramos, V. A., Mosquera, A., Folguera, A., y García Morabito, E. 2011. Evolución tectónica de los Andes y del Engolfamiento Nuequino adyacente. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Daniela J.C. y Vallés, J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 335-348, Buenos Aires.
- Ramos, V. A., Naipauer, M., Leanza, H. A., y Sigismondi, M. E. 2019. The Vaca Muerta Formation of the Neuquén Basin: An Exceptional Setting along the Andean Continental Margin. En: Minisini, D., Fantín, M., Lanusse, I., y Leanza, H. (eds.), *Integrated geology of unconventional: The case of the Vaca Muerta play, Argentina*. AAPG Memoir 120: 1–13.
- Raven, K. G., y Gale, J. E. 1985. Water flow in a natural rock fracture as a function of stress and sample size. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 22(4): 251–261.
- Rawnsley, K. D., Rives, T., Petti, J.-P., Hencher, S. R., y Lumsden, A. C. 1992. Joint development in perturbed stress fields near faults. *Journal of Structural Geology*, 14(8-9): 939–951.
- Reijenstein, H. M., Lanusse, I., Oviedo, P., Licitra, D., Sotelo, D., Vittore, F., Quiroga, J., y González Tomassini, F. 2017. ¿Deslizamientos en Vaca Muerta? Observaciones e integración de datos sísmicos, pozos y coronas en el Yacimiento Loma Campana, Cuenca Neuquina, Argentina. 20° Congreso Geológico Argentino. *Geología de la Formación Vaca Muerta*: 122–129, San Miguel de Tucumán.
- Renard, P., y de Marsily, G. 1997. Calculating equivalent permeability: a review. *Advances in Water Resource*, 20(5-6): 253–278.
- Repol, D. G. 2006. *Structural Geology and Tectonics in the southern extent of the Agrio Fold and Thrust Belt, Neuquen Basin, Argentina*. Tesis de maestría, University of Calgary (inédita), 181 p., Calgary.
- Riquelme, A. J., Abellán, A., Tomás, R., y Jaboyedoff, M. 2014. A new approach for semi-automatic rock mass joints recognition from 3D point clouds. *Computers and Geosciences*, 68: 38–52.
- Rives, T., Rawnsley, K. D., y Petit, J.-P. 1994. Analogue simulation of natural orthogonal joint set formation in brittle varnish. *Journal of Structural Geology*, 16(3): 419–429.
- Rizzo, R. E., Healy, D., y De Siena, L. 2017. Benefits of maximum likelihood estimators for fracture attribute analysis: Implications for permeability and up-scaling. *Journal of Structural Geology*, 95: 17–31.
- Rodrigues, N., Cobbold, P. R., Loseth, H., y Ruffet, G. 2009. Widespread bedding-parallel veins of fibrous calcite ('beef') in a mature source rock (Vaca Muerta Fm, Neuquén Basin, Argentina): evidence for overpressure and horizontal

- compression. *Journal of the Geological Society, London*, 166: 695–709.
- Rodríguez Blanco, L., Eberli, G. P., Weger, R. J., Swart, P. K., Tenaglia, M., Rueda Sanchez, L. E., y McNeill, D. F. 2020. Periplatform ooze in a mixed siliciclastic-carbonate system - Vaca Muerta Formation, Argentina. *Sedimentary Geology*, 396: 105521.
- Rohrbaugh Jr., M. B., Dunne, W. M., y Mauldon, M. 2002. Estimating fracture trace intensity, density, and mean length using circular scan lines and windows. *AAPG Bulletin*, 86(12): 2089–2104.
- Rojas Vera, E. A., Mescua, J., Folguera, A., Becker, T. P., Sagripanti, L., Fennell, L., Orts, D., y Ramos, V. A. 2015. Evolution of the Chos Malal and Agrio fold and thrust belts, Andes of Neuquén: Insights from structural analysis and apatite fission track dating. *Journal of South American Earth Sciences*, 64: 418–433.
- Rouleau, A., y Gale, J. E. 1985. Statistical Characterization of the Fracture System in the Stripa Granite, Sweden. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 22(6): 353–367.
- Ruf, J. C., Rust, K. A., y Engelder, T. 1998. Investigating the effect of mechanical discontinuities on joint spacing. *Tectonophysics*, 295: 245–257.
- Sagasti, G., Foster, M., Hryb, D., Ortiz, A., y Lazzari, V. 2014. Understanding Geological Heterogeneity to Customize Field Development: An Example from the Vaca Muerta Unconventional Play, Argentina. *SPE/AAPG/SEG Unconventional Resources Technology Conference, URTeC: 1923357: 797 - 816*, Denver.
- Salem, A. C., Naruk, S. J., y Solum, J. G. 2022. Impact of natural fractures on production from an unconventional shale: The Delaware Basin Wolfcamp shale. *AAPG Bulletin*, 106(1): 1–20.
- Sánchez, N. P., Coutand, I., Turienzo, M., Lebinson, F., Araujo, V., y Dimieri, L. 2018. Tectonic Evolution of the Chos Malal Fold-and-Thrust Belt (Neuquén Basin, Argentina) From (U-Th)/He and Fission Track Thermochronometry. *Tectonics*, 37(7): 1907–1929.
- Sánchez, N., Turienzo, M., Lebinson, F., Araujo, V., Coutand, I., y Dimieri, L. V. 2015. Structural style of the Chos Malal fold and thrust belt, Neuquén basin, Argentina: Relationship between thick- and thin-skinned tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*, 64: 399–417.
- Sanderson, D. J. 2016. Field-based structural studies as analogues to sub-surface reservoirs. *Geological Society, London, Special Publications*, 436(1): 207–217.
- Sanderson, D. J., y Peacock, D. C. P. 2020. Making rose diagrams fit-for-purpose. *Earth-Science Reviews*, 201: 103055.
- Sanz Perl, Y., y Delucchi, D. 2017. Stress Organization along Neuquen Basin in Vaca Muerta Formation and their Impact in Microseismic Response. 1st EAGE Latin-American Seminar in Unconventional Resources, UR28, México.
- Scasso, R. A., Alonso, M. S., Lanés, S., Villar, H. J., y Laffitte, G. 2005. Geochemistry and petrology of a Middle Tithonian limestone-marl rhythmite in the Neuquén Basin, Argentina: depositional and burial history. *Geological Society, London, Special Publications*, 252(1): 207–229.



- Scasso, R. A. R. A., Alonso, M. S., Lanés, S., Villar, H. J., y Lippai, H. 2002. Petrología y geoquímica de una ritmita marga-caliza del Hemisferio Austral: El Miembro Los Catutos (Formación Vaca Muerta, Tithoniano medio de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57(2): 143–159.
- Scholz, C. H. 2010. A note on the scaling relations for opening mode fractures in rock. *Journal of Structural Geology*, 32(10): 1485–1487.
- Schultz, R. A., Soliva, R., Fossen, H., Okubo, C. H., y Reeves, D. M. 2008. Dependence of displacement-length scaling relations for fractures and deformation bands on the volumetric changes across them. *Journal of Structural Geology*, 30(11): 1405–1411.
- Schwarz, E. 1999. Facies sedimentarias y modelo deposicional de la Formación Mulichinco (Valanginiano), cuenca Neuquina septentrional. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 6(1-2): 37–59.
- Schwarz, E., Spalletti, L., y Veiga, G. D. 2011. La Formación Mulichinco (Cretácico temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Daniela J.C. y Vallés, J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 131-144, Buenos Aires.
- Sibson, H. 1996. Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. *Journal of Structural Geology*, 18(8): 1031–1042.
- Siler, D. L., Faulds, J. E., Mayhew, B., y McNamara, D. D. 2016. Analysis of the favorability for geothermal fluid flow in 3D: Astor Pass geothermal prospect, Great Basin, northwestern Nevada, USA. *Geothermics*, 60: 1–12.
- Silvestro, J. y Zubiri, M. 2008. Convergencia oblicua: Modelo estructural alternativo para la dorsal Neuquina (39°S) - Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(1): 49–64.
- Singhal, B. B. S., y Gupta, R. P. 2010. *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks*. Springer Netherlands, 408 p., Dordrecht.
- Somoza, R. y Ghidella, M. E. 2012. Late Cretaceous to recent plate motions in western South America revisited. *Earth and Planetary Science Letters*, 331–332: 152–163.
- Sosa Massaro, A., Espinoza, D. N., Frydman, M., Barredo, S., y Cuervo, S. 2017. Analyzing a suitable elastic geomechanical model for Vaca Muerta Formation. *Journal of South American Earth Sciences*, 79: 472–488.
- Sosa Massaro, A., Frydman, M., y Barredo, S. 2018. Estratigrafía mecánica de detalle aplicada al modelado geomecánico elástico anisotrópico en la Formación Vaca Muerta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 75(2): 258–268.
- Spalletti, L. A., Franzese, J. R., Matheos, S. D., y Schwarz, E. 2000. Sequence stratigraphy of a tidally dominated carbonate-siliciclastic ramp; the Tithonian-Early Berriasian of the southern Neuquen Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society*, 157(2): 433–446.
- Spalletti, L. L. A., Veiga, G. D., Schwarz, E., y Franzese, J. 2008. Depósitos de flujos gravitacionales subácueos de sedimentos en el flanco activo de la Cuenca

- Neuquina durante el Cretácico Temprano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(3): 442–453.
- Stearns, D. W., y Friedman, M. 1972. Reservoirs in Fractured Rock. *AAPG Memoir* 16: 82–106.
- Stinco, L. P., y Barredo, S. P. 2014. Vaca Muerta Formation: An Example of Shale Heterogeneities Controlling Hydrocarbon Accumulations. *Unconventional Resources Technology Conference, Extended Abstracts: 2854-2868*, Denver.
- Stipanovic, P. N. 1966. El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20(4): 403–478.
- Storti, F., Balsamo, F., Cappanera, F., y Tosi, G. 2011. Sub-seismic scale fracture pattern and in situ permeability data in the chalk atop of the Krempe salt ridge at Lägerdorf, NW Germany: Inferences on synfolding stress field evolution and its impact on fracture connectivity. *Marine and Petroleum Geology*, 28(7): 1315–1332.
- Suzuki, K., Oda, M., Yamazaki, M., y Kuwahara, T. 1998. Permeability changes in granite with crack growth during immersion in hot water. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 35(7): 907–921.
- Tao, Q., Ehlig-Economides, C. A., y Ghassemi, A. 2009. Investigation of stress-dependent permeability in naturally fractured reservoirs using a fully coupled poroelastic displacement discontinuity model. *SPE Annual Technical Conference and Exhibition, New Orleans*.
- Tavani, S., Corradetti, A., De Matteis, M., Iannace, A., Mazzoli, S., Castelluccio, A., Spanos, D., y Parente, M. 2019. Early-orogenic deformation in the Ionian zone of the Hellenides: Effects of slab retreat and arching on syn-orogenic stress evolution. *Journal of Structural Geology*, 124: 168–181.
- Tavani, S., Storti, F., Lacombe, O., Corradetti, A., Muñoz, J. A., y Mazzoli, S. 2015. A review of deformation pattern templates in foreland basin systems and fold-and-thrust belts: Implications for the state of stress in the frontal regions of thrust wedges. *Earth-Science Reviews*, 141: 82–104.
- Terzaghi, R. D. 1965. Sources of Error in Joint Surveys. *Géotechnique*, 15(3): 287–304.
- Teufel, L. W., y Clark, J. A. 1984. Hydraulic Fracture Propagation in Layered Rock: Experimental Studies of Fracture Containment. *Society of Petroleum Engineers journal*, 24(1): 19–32.
- Tsang, C., y Neretnieks, I. 1998. Flow channeling in heterogeneous fractures rocks. *Reviews of Geophysics*, 36(2): 275–298.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M., y Ramos, V. A. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: constraints on the Andean uplift from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics*, 489(1-4), 258–273.
- Turienzo, M., Dimieri, L., Frisicale, C., Araujo, V., y Sánchez, N. 2012. Cenozoic structural evolution of the Argentinean Andes at 34° 40'S: A close relationship

- between thick and thin-skinned deformation. *Andean Geology*, 39(2): 317-357.
- Turienzo, M., Sánchez, N., Lebinson, F., Peralta, F., Araujo, V., Irastorza, A., y Dimieri, L. 2020. Basement-cover interaction in the mountain front of the Northern Neuquén fold and thrust belt (37°10' – 37°40' S), Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 100: 102560.
- Twiss, R. J., y Moores, E. M. 1992. *Structural Geology*. WH Freeman and Company, 532 p., New York.
- Ukar, E., López, R. G., Hryb, D., Gale, J. F. W., Manceda, R., Fall, A., Brisson, I., Hernandez-Bilbao, E., Weger, R. J., Marchal, D. A., Zanella, A., y Cobbold, P. R. 2020. Natural Fractures: From Core and Outcrop Observations to Subsurface Models. En: Minisini, D., Fantín, M., Lanusse Noguera, I., y Leanza, H. A. (eds.), *Integrated geology of unconventional: The case of the Vaca Muerta play, Argentina*. AAPG Memoir 121: 377–416.
- Ukar, E., Lopez, R., Gale, J. F. W., Laubach, S. E., y Manceda, R. 2017a. New type of kinematic indicator in bed-parallel veins, Late Jurassic–Early Cretaceous Vaca Muerta Formation, Argentina: E-W shortening during Late Cretaceous vein opening. *Journal of Structural Geology*, 104: 31–47.
- Ukar, E., Lopez, R. G., Laubach, S. E., Gale, J. F. W., Manceda, R., y Marrett, R. 2017b. Microfractures in bed-parallel veins (beef) as predictors of vertical macrofractures in shale: Vaca Muerta Formation, Agrio Fold-and-Thrust Belt, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 79: 152–169.
- Uliana, M. A., Legarreta, L., Laffitte, G. A., y Villar, H. J. 1999. Estratigrafía y geoquímica de las facies generadoras de hidrocarburos en las cuencas petrolíferas de Argentina. 4º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas 1:1-61, Mar del Plata.
- Veiga, R. D., Vergani, G. D., Brissón, I. E., Macellari, C. E., y Leanza, H. A. 2020. The Neuquén super basin. *AAPG Bulletin*, 104(12): 2521-2555.
- Vergani, G. D., Tankard, A. J., Belotti, H. J., y Welsink, H. J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén basin, Argentina. En: Tankard, A. J., Suárez Soruco, R., y Welsink, H. J. (eds.), *Petroleum Basins of South America*. AAPG Memoir 62: 383–402, Tulsa.
- Vermilye, J. M., y Scholz, C. H. 1995. Relation between vein length and aperture. *Journal of Structural Geology*, 17(3): 423–434.
- Villaescusa, E., y Brown, E. T. 1992. Maximum likelihood estimation of joint size from trace length measurements. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 25(2): 67–87.
- Viswanathan, H. S., Ajo-Franklin, J., Birkholzer, J. T., Carey, J. W., Guglielmi, Y., Hyman, J. D., Karra, S., Pyrak-Nolte, L. J., Rajaram, H., Srinivasan, G., y Tartakovsky, D. M. 2022. From fluid flow to coupled processes in fractured rock: Recent advances and new frontiers. *Reviews of Geophysics*, 60(1), e2021RG000744.
- Wang, J. S. Y. 1991. Flow and transport in fractured rocks. *Reviews of Geophysics*, 29(S1): 254–262.

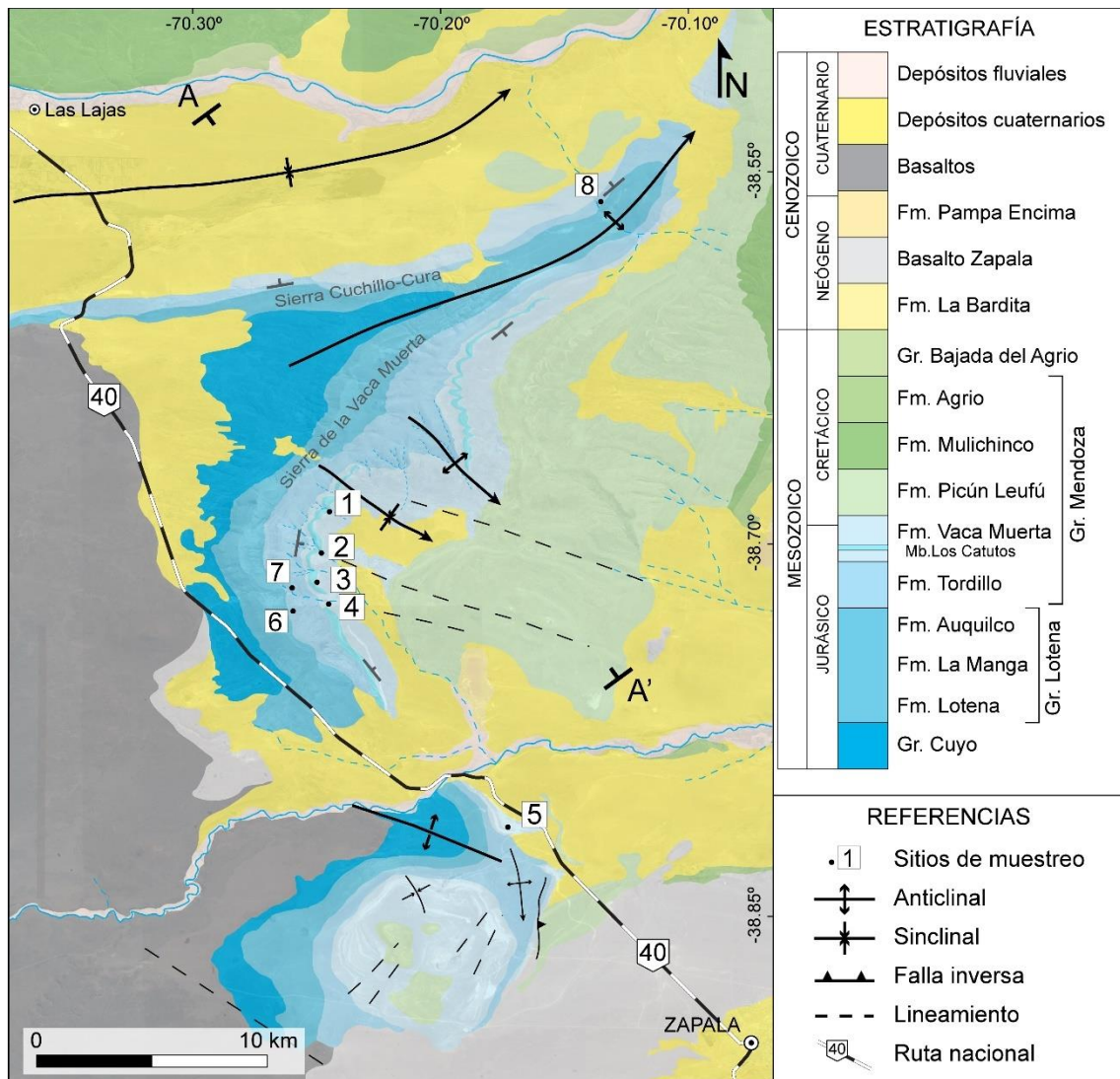
- Warpinski, N. R., y Teufel, L. W. 1987. Influence of Geologic Discontinuities on Hydraulic Fracture Propagation. *Journal of Petroleum Technology*, 39(2): 209–220.
- Wasserman, L. 2004. *All of statistics: a concise course in statistical inference*. Springer, 261 p., New York.
- Weaver, C. E. 1931. *Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina*. Memoir University of Washington 1, 469 p., Seattle.
- Weng, X., Kresse, O., Cohen, C., Wu, R., y Gu, H. 2011. Modeling of hydraulic-fracture-network propagation in a naturally fractured formation. *SPE Production & Operations*, 26(4): 368–380.
- Wennberg, O. P., Svånå, T., Azizzadeh, M., Aqrawi, A. M. M., Brockbank, P., Lyslo, K. B., y Ogilvie, S. 2006. Fracture intensity vs. mechanical stratigraphy in platform top carbonates: the Aquitanian of the Asmari Formation, Khaviz Anticline, Zagros, SW Iran. *Petroleum Geoscience*, 12: 235–246.
- Windhausen, A., 1914. Contribución al conocimiento geológico de los territorios del Neuquén y Río Negro, con un estudio de la región petrolífera de la parte central del Neuquén (Cerro Lotena y Covunco). Ministerio de Agricultura Sección Geología, Mineralogía y Minería, *Anales* 10(1): 21-37, Buenos Aires.
- Witte, J., Bonora, M., Carbone, C., y Oncken, O. 2012. Fracture evolution in oil-producing sills of the Rio Grande Valley , northern Neuquén Basin , Argentina. *AAPG Bulletin*, 96(7): 1253–1277.
- Wright, N. M., Seton, M., Williams, S. E., y Müller, R. D. 2016. The Late Cretaceous to recent tectonic history of the Pacific Ocean basin. *Earth-Science Reviews*, 154: 138–173.
- Yrigoyen, M. R. 1991. Hydrocarbon resources from Argentina. *Petrotecnica*, 13th. World Petroleum Congress, Special Issue: 38- 54. Buenos Aires.
- Zambrano, M., Tondi, E., Korneva, I., Panza, E., Agosta, F., Janiseck, J. M., y Giorgioni, M. 2016. Fracture properties analysis and discrete fracture network modelling of faulted tight limestones, Murge Plateau, Italy. *Italian Journal of Geosciences*, 135(1): 55–67.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., del Pino, D., y Ansa, A. 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt. En: Kay, S.M., and Ramos, V.A. (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.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Ramos, V. A., Rodríguez, F., y Bernardo, L. M. 2009. Evolución tectónica del frente andino en Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(1): 192–203.
- Zanella, A., Cobbold, P. R., Ruffet, G., y Leanza, H. A. 2015. Geological evidence for fluid overpressure, hydraulic fracturing and strong heating during maturation and migration of hydrocarbons in Mesozoic rocks of the northern Neuquén Basin, Mendoza Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 62: 229–242.

- Zapata, T., Brissón, I., y Dzelalija, F. 1999. The role of basement in the Andean fold and thrust belt of the Neuquén Basin. *Thrust tectonics*, 99, 122-124.
- Zapata, T.R., Córscico, S., Dzelalija, F., y Zamora Valcarce, G. 2002. La faja plegada y corrida del Agrio: Análisis estructural y su relación con los estratos terciarios de la Cuenca Neuquina, Argentina. 5º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Actas digitales, Mar del Plata.
- Zarian, P., Ortega, O. J., Hosseinpour, H., Samake, D., y Sanchez Ferrer, F. 2018. Testing hydraulic fracturing simulation scenarios in a conceptual discrete fracture network model of Vaca Muerta play, Neuquen basin, Argentina. 10º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Simposio de Recursos No Convencionales: Hacia una Nueva Convención: 583–594, Mendoza.
- Zavala, C. y González, R. 2001. Estratigrafía del Grupo Cuyo (Jurásico inferior-medio) en la Sierra de la Vaca Muerta, Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 65: 40–54.
- Zavala, C. y Ponce, J. J. 2011. La Formación Rayoso (Cretácico Temprano) en La Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Daniela J.C. y Vallés, J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 205-222, Buenos Aires.
- Zhang, X., Sanderson, D. J., Harkness, R. M., y Last, N. C. 1996. Evaluation of the 2-D permeability tensor for fractured rock masses. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 33(1): 17–37.



# Apéndice

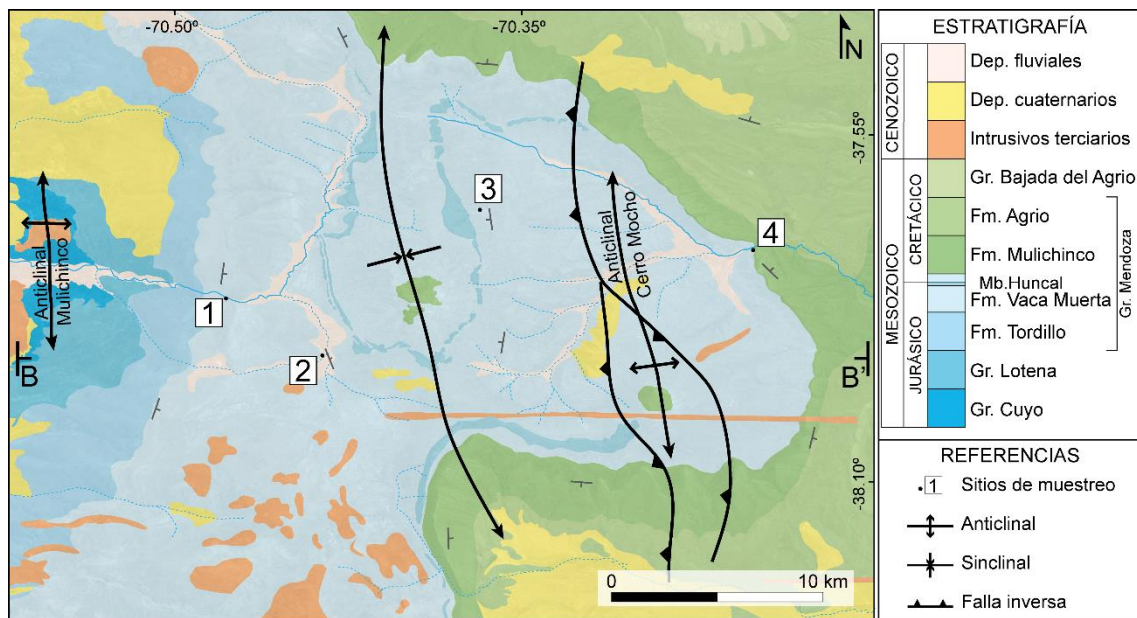
## 1. Sierra de la Vaca Muerta



Sitio	Referencia	Tipo de medición	Fecha	GPS
<a href="#">Sitio 1</a>	SL07	Scanline lineal	11/12/2017	38°41'16.28"S; 70°14'33.36"O
	SL08-1	Scanline lineal	11/12/2017	38°41'13.12"S; 70°14'40.39"O
	SL08-2	Scanline lineal	11/12/2017	38°41'13.12"S; 70°14'40.39"O
<a href="#">Sitio 2</a>	SL01	Scanline circular	10/12/2017	38°42'11.49"S; 70°14'55.40"O
	SL02	Scanline lineal	10/12/2017	38°42'11.49"S; 70°14'55.40"O
	SL03	Scanline lineal	10/12/2017	38°42'11.49"S; 70°14'55.40"O
	SL04	Scanline lineal	10/12/2017	38°42'12.02"S; 70°14'54.74"O

	SL05	Scanline circular	10/12/2017	38°42'11.82"S; 70°14'54.89"O
	AI01	Mediciones aleatorias	10/12/2017	38°42'12.92"S; 70°14'52.85"O
	AI02	Mediciones aleatorias	10/12/2017	38°42'16.72"S; 70°14'49.47"O
	P-01	Perfil con martillo	10/12/2017	38°42'11.49"S; 70°14'55.40"O
<b>Sitio 3</b>	SL06	Scanline lineal	11/12/2017	38°43'02.56"S; 70°14'57.84"O
	AI03	Mediciones aleatorias	11/12/2017	38°42'41.18"S; 70°14'59.88"O
<b>Sitio 4</b>	SL10	Scanline lineal	17/12/2017	38°43'27.45"S; 70°14'42.15"O
	SL11	Scanline lineal	17/12/2017	38°43'27.45"S; 70°14'42.15"O
	AI-2019	Mediciones aleatorias	09/03/2019	38°43'27.45"S; 70°14'42.15"O
	P-02	Perfil con martillo	17/12/2017	38°43'27.45"S; 70°14'42.15"O
<b>Sitio 5</b>	SL09	Scanline circular	12/12/2017	38°48'50.27"S; 70°10'22.86"O
	AI04	Mediciones aleatorias	12/12/2017	38°48'54.22"S; 70°10'09.79"O
	AI05	Mediciones aleatorias	12/12/2017	38°47'00.86"S; 70°12'24.54"O
<b>Sitio 6</b>	Td-Sector1	Mediciones aleatorias	08/03/2019	38°43'32.76"S; 70°15'27.40"O
	Td-Sector2	Mediciones aleatorias	08/03/2019	38°43'34.49"S; 70°15'32.22"O
	Td-Sector3	Mediciones aleatorias	08/03/2019	38°43'31.63"S; 70°15'11.92"O
<b>Sitio 7</b>	Td	Mediciones aleatorias	08/03/2019	38°43'12.69"S; 70°15'36.41"O
<b>Sitio 8</b>	Td-eje	Mediciones aleatorias	09/03/2019	38°33'35.30"S; 70° 08'13.90"O

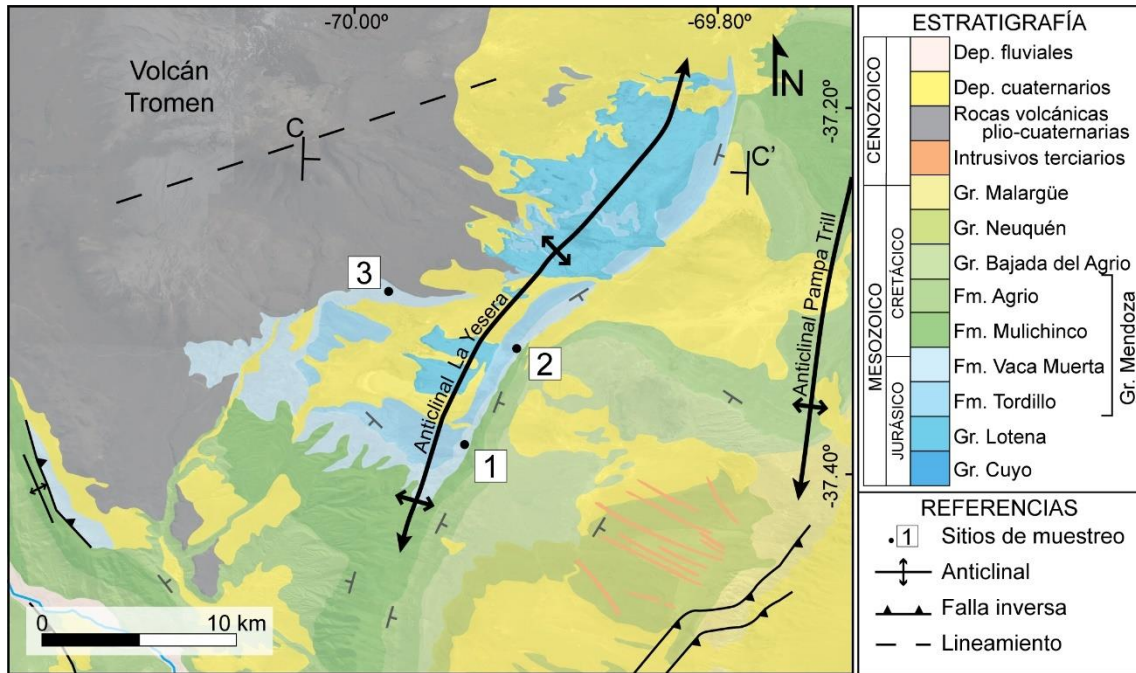
2. Huncal



Sitio	Referencia	Tipo de medición	Fecha	GPS
<b>Sitio 1</b>	Intrusivo1	Mediciones aleatorias	10/03/2019	38°01'16.45"S; 70°28'35.84"O
	Intrusivo2	Scanline lineal	10/03/2019	38°01'16.45"S; 70°28'35.84"O
	Pelitas	Scanline lineal	10/03/2019	38°01'16.45"S; 70°28'35.84"O
	VM-1	Mediciones aleatorias	10/03/2019	38°01'16.45"S; 70°28'35.84"O
	VM-2	Mediciones aleatorias	10/03/2019	38°01'16.45"S; 70°28'35.84"O
<b>Sitio 2</b>	VM-p	Mediciones aleatorias	10/03/2019	38°02'46.14"S; 70°26'07.02"O
<b>Sitio 3</b>	VM	Mediciones aleatorias	10/03/2019	37°58'59.96"S; 70°21'53.74"O
	VMpuesto	Scanline lineal	10/03/2019	37°58'59.96"S; 70°21'53.74"O
	VMpuesto1	Mediciones aleatorias	10/03/2019	37°58'59.27"S; 70°21'57.78"O
	VMpuesto2	Scanline lineal	10/03/2019	37°59'01.18"S; 70°22'03.32"O
	VMpuesto3	Scanline lineal	10/03/2019	37°59'00.63"S; 70°22'05.13"O
<b>Sitio 4</b>	VM1	Scanline lineal	11/03/2019	37°59'55.44"S; 70°14'48.46"O
	VM2	Mediciones aleatorias	11/03/2019	37°59'55.44"S; 70°14'48.46"O

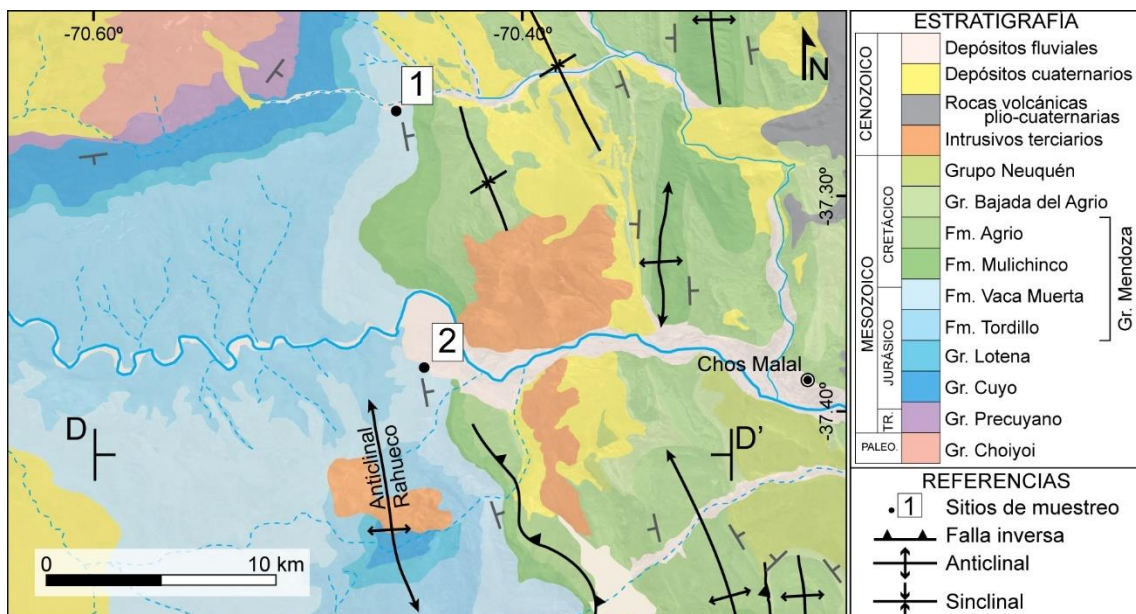


### 3. La Yesera



Sitio	Referencia	Tipo de medición	Fecha	GPS
<b>Sitio 1</b>	SL12	Scanline lineal	14/12/2017	37°22'58.68"S; 69°56'26.78"O
	SL13	Scanline lineal	14/12/2017	37°22'57.58"S; 69°56'24.96"O
	SL14	Scanline lineal	14/12/2017	37°22'57.58"S; 69°56'24.96"O
	SL15	Scanline circular	14/12/2017	37°22'57.58"S; 69°56'24.96"O
	P-03	Perfil con martillo	14/12/2017	37°22'57.58"S; 69°56'24.96"O
<b>Sitio 2</b>	SL17	Scanline lineal	15/12/2017	37°19'44.69"S; 69°54'38.01"O
	SL18	Scanline lineal	15/12/2017	37°20'00.59"S; 69°54'48.51"O
<b>Sitio 3</b>	SL16	Scanline lineal	15/12/2017	37°18'04.06"S; 69°58'52.77"O

### 4. Rahueco



<b>Sitio</b>	<b>Referencia</b>	<b>Tipo de medición</b>	<b>Fecha</b>	<b>GPS</b>
<a href="#">Sitio 1</a>	SL19	Scanline circular	16/12/2017	37°15'36.22"S; 70°27'30.52"O
<a href="#">Sitio 2</a>	AI06	Mediciones aleatorias	16/12/2017	37°22'15.59"S; 70°26'41.89"O
	AI07	Mediciones aleatorias	16/12/2017	37°22'54.39"S; 70°26'36.21"O

Para tener acceso al material complementario enviar un mensaje a la dirección de mail: [clara@gl.fcen.uba.ar](mailto:clara@gl.fcen.uba.ar).