



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

**Análisis estructural y morfotectónico de la faja plegada y corrida de
Guañacos en el sector interno de la faja plegada neuquina**

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

Lic. Lucía Jagoe

Director: Dr. Martín Turienzo

Directora Adjunta: Dra. Lucía Sagripanti

Consejero de estudios: Dr. Andrés Folguera Telichevsky

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, 2025.

Análisis estructural y morfotectónico de la faja plegada y corrida de Guañacos en el sector interno de la faja plegada neuquina

RESUMEN

Esta tesis se centra en la Faja Plegada y Corrida (FPC) de Guañacos ($\sim 36^{\circ}$ - 38° S), ubicada en la Cordillera Principal en los Andes Centrales del Sur, con el objetivo de analizar su evolución tectónica durante el Cenozoico. Esta faja expone rocas de edades oligo?-miocenas a cuaternarias y se destaca por una excepcional exposición de las secuencias volcano-sedimentarias de la Formación Cura Mallín, que forman parte del relleno de la cuenca homónima. Los depósitos de esta cuenca se distribuyen longitudinalmente entre los $\sim 36^{\circ}$ y 39° S, abarcando sectores de la Cordillera Principal tanto en territorio chileno como argentino.

La Formación Cura Mallín se compone de una sección volcánica inferior y una sección sedimentaria superior. Las edades de ambas secciones están bien documentadas en territorio chileno, pero en el argentino están siendo revisadas. Trabajos recientes, del 2024, han encontrado edades más jóvenes de lo registrado por trabajos previos. Esta tesis presenta dos nuevas edades U-Pb de máxima depositación para esta unidad: $18,6 \pm 0,5$ Ma para la sección inferior, la primera edad U-Pb para la sección volcánica de la Formación Cura Mallín, y $15,5 \pm 0,3$ Ma para la sección superior, que data la porción basal de la secuencia sedimentaria aflorante en el valle del río Lileo.

Las condiciones tectónicas que dieron origen a esta cuenca y la edad de deformación de sus depósitos han sido objeto de debate. Existen tres modelos contrastantes en la literatura reciente: uno extensional, uno compresivo, y un modelo híbrido-secuencial con una fase inicial extensional a los ~ 20 Ma, seguida de una fase de cuenca de antepaís a los $\sim 18,7$ Ma. Para esclarecer las condiciones de depositación y deformación de estas secuencias, esta tesis presenta un análisis cinemático y las primeras secciones balanceadas para la FPC de Guañacos.

El análisis cinemático se enfocó en la sección volcánica inferior, que aflora al norte de los $\sim 37^{\circ}$ S. Los resultados indican una etapa de extensión de moderada intensidad, con un eje principal de extensión orientado E-O. Los perfiles balanceados, por otro lado, abarcan la

sección sedimentaria superior, aflorante al sur de los $\sim 37^{\circ}\text{S}$. El modelo estructural propuesto asume que toda la deformación de estas secuencias es posterior a su depositación. El análisis estructural reveló un estilo de deformación de piel fina, con acortamientos de entre 24% y 29% en transectas de aproximadamente 25 km. Esto sugiere que gran parte de la contracción andina en estas latitudes fue absorbida por la FPC de Guañacos. Además, el análisis de los conjuntos de fracturas asociadas a plegamientos mostró que el esfuerzo compresivo máximo (σ_1) estaba orientado en dirección $\sim\text{E-O}$.

Adicionalmente, algunas de las estructuras miocenas principales registran reactivación durante el Cuaternario. Aunque la actividad neotectónica en esta faja ha sido descrita por otros autores, este trabajo presenta novedosos análisis morfométricos para estudiar la evolución del paisaje durante este último pulso orogénico. Mediante la identificación de anomalías en la red de drenaje y su correlación con las estructuras neotectónicas y las unidades geomorfológicas principales, se evaluó la contribución de cada uno de los agentes geomórficos actuantes, y su rol en la evolución reciente de la faja. Este análisis mostró que los principales agentes modeladores del paisaje fueron las glaciaciones y los procesos de remoción en masa posteriores. Las señales neotectónicas, aunque presentes, son enmascaradas por los procesos erosivos glaciales, fluviales y de remoción en masa.

Palabras claves: Andes Centrales del Sur, Secciones balanceadas, Análisis cinemáticos, Evolución del paisaje, Cenozoico

Structural and morphotectonic analysis of the Guañacos fold and thrust belt in the inner sector of the Neuquén fold belt.

ABSTRACT

This thesis focuses on the Guañacos Fold and Thrust Belt (FTB) ($\sim 36^{\circ}$ - 38° S), located in the Main Cordillera of the South Central Andes, to analyze its tectonic evolution during the Cenozoic. This belt exposes rocks of Oligo?-Miocene to Quaternary ages and is notable for an exceptional exposure of the volcano-sedimentary sequences of the Cura Mallín Formation, which are part of the infill of the homonymous basin. The deposits of this basin are distributed longitudinally between $\sim 36^{\circ}$ and 39° S, encompassing sectors of the Main Cordillera in both Chilean and Argentine territory.

The Cura Mallín Formation is composed of a lower volcanic section and an upper sedimentary section. The ages of both sections are well documented in Chilean territory, but in Argentina, they are being revised, and it has recently been found that they are younger than previously believed. This thesis presents two new U-Pb maximum deposition ages for this unit: 18.6 ± 0.5 Ma for the lower section, the first U-Pb age for the volcanic section of the Cura Mallín Formation, and 15.5 ± 0.3 Ma for the upper section, which dates the basal portion of the sedimentary sequence outcropping in the Lileo River valley.

The tectonic conditions that gave rise to this basin and the age of deformation of its deposits have been subject of debate. There are three contrasting models in the recent literature: an extensional one, a compressive one, and a hybrid-sequential model with an initial extensional phase at ~ 20 Ma, followed by a foreland basin phase at ~ 18.7 Ma. To clarify the deposition and deformation conditions of these sequences, this thesis presents a kinematic analysis and the first balanced cross-sections for the Guañacos FTB.

The kinematic analysis focused on the lower volcanic section, which outcrops north of $\sim 37^{\circ}$ S. The results indicate a stage of moderate extension, with a main tension axis oriented E-W. The balanced cross-sections, on the other hand, cover the upper sedimentary section, outcropping south of $\sim 37^{\circ}$ S. The proposed structural model assumes that all the deformation of these sequences is posterior to their deposition. The structural

analysis revealed a thin-skinned deformation style, with shortenings of 24% to 29% in ~25 km transects. This suggests that a large part of the Andean contraction at these latitudes was absorbed by the Guañacos FTB. Furthermore, the analysis of fracture sets associated with folding showed that the maximum compressive stress (σ_1) was oriented in an ~E-W direction.

Additionally, some of the main Miocene structures record reactivation during the Quaternary. Although neotectonic activity in this belt has been described by other authors, this work presents novel morphometric analyses to study the landscape evolution during this last orogenic pulse. By identifying anomalies in the drainage network and correlating them with neotectonic structures and main geomorphological units, the contribution of each of the acting geomorphic agents, and their role in the recent evolution of the belt, was evaluated. This analysis showed that the main landscape modeling agents were glaciations and subsequent mass removal processes. Neotectonic signals, although present, are masked by glacial, fluvial, and mass removal erosive processes.

Keywords: South Central Andes, Balanced cross-sections, Kinematic analysis, Landscape evolution, Cenozoic.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Base de datos radiométrica de las formaciones Cura-Mallín, Trapa-Trapa, Cajón Negro y Mitrauquén en la zona axial andina sobre un MED SRTM-30m (Muñoz y Niemeyer, 1984; Suárez y Emparan, 1988, 1995, 1997; Jordan et al., 2001; Burns et al., 2006; Herriott, 2006; Glodny et al., 2008; Pedroza et al., 2017; Encinas et al., 2024). Modificado de Rosselot et al. (2020). Se indican las zonas de trabajo de la presente tesis (recuadros a y b).....3

Figura 1.2: Cuencas extensionales del Oligoceno tardío al Mioceno temprano desarrolladas en los Andes Centrales del Sur y Patagónicos. Se indican los afloramientos de las cuencas de Abanico, Cura-Mallín, y Ventana. Modificado de Rosselot et al. (2020).6

Figura 1.3: Ubicación de las zonas de estudio, dentro del Departamento de Minas, Neuquén. En blanco se indican los nombres de los ríos y de los principales accidentes geográficos en Chile y Argentina. Las rutas provinciales y localidades se destacan en color amarillo, tomadas de la web del Instituto Geográfico Nacional (www.ign.gob.ar). El polígono naranja indica el límite del Área Natural Protegida Epulafquen, tomado del Sitio Oficial del Gobierno de la Provincia de Neuquén (www.anp.gob.ar). Las zonas de estudio se delimitan con un polígono rojo: A) Zona Norte (Área de Lagunas de Epulafquen y río Buraleo), B) Zona Sur (Área de los ríos Lileo, Guañacos, Reñileuvú y Picunleo, y los arroyos Ñireco y Butalón).....10

Figura 2.1: Mapa topográfico y batimétrico de Sudamérica, entre los 10° y 60°S, con los principales elementos tectónicos. Se indican las divisiones de los Andes según Gansser (1973) y Ramos (1999), señalando las zonas volcánicas activas y los segmentos de subducción de tipo andino y subhorizontal. El recuadro muestra la ubicación de la Figura 2.2. Modificado de Ramos (2009).....15

Figura 2.2: Contexto tectónico regional. Se indican las principales unidades morfotectónicas dentro de los Andes Centrales del Sur, sobre un modelo de elevación digital SRTM de 90 m de resolución (modificado de Melnick et al., 2006 y Colavitto et al.,

2020). Los recuadros rojos indican las zonas de estudio de esta tesis. Ver ubicación en Figura 2.1.....16

Figura 2.3: Mapa geológico de la FPC de Guañacos de la zona sur de estudio, entre los ríos Lileo y Reñileuvú (~37°15'S). Ver Figura 1.3 para ubicación. Los dominios interno (occidental) y externo (oriental) mencionados en el texto están indicados (modificado de Colavitto 2019).....19

Figura 2.4: Fotografías de afloramientos representativos de la Formación Cayanta en el área de estudio. a) Vista al sur en el valle del río Neuquén. Al oeste del río se observan afloramientos de la Formación Cayanta inclinando suavemente al oeste. b) y c) Vista al norte de la ladera occidental de la Cordillera del Viento. Nuevamente, niveles de la Formación Cayanta mostrando una ligera inclinación al oeste.....21

Figura 2.5: Cuadro estratigráfico comparativo. Se muestran las distintas propuestas de columnas estratigráficas para cada sector de la Cuenca de Cura Mallín. Modificado en Encinas et al. (2024).....22

Figura 2.6: Mapa geológico de la zona norte de la FPC de Guañacos, en la ladera oriental de los Andes, abarcando el área de las Lagunas de Epulafquen y el río Buraleo. Se indican las ubicaciones de las fotografías de la Figura 2.7. Ver Figura 1.3 para ubicación.....24

Figura 2.7: Fotografías de afloramientos representativos de las secuencias volcanoclásticas basales de la Formación Cura Mallín en el sector norte del área de estudio. a) Ladera sur del valle del río Buraleo, se observan bancos de andesitas, basaltos e ignimbritas. b) Ladera sur de las Lagunas de Epulafquen, secuencia dominada por brechas volcánicas, con intercalaciones sedimentarias y lavas. c) Ladera oeste del valle del arroyo Lumabia, observar el corrimiento repitiendo secuencias compuestas por brechas volcánicas e ignimbritas. d) Valle del río Buraleo, observar el dique plegado cortando la secuencia compuesta por andesitas y brechas volcánicas, que luego hacia arriba pasa a filón capa. e) y f) Ladera oeste del valle del Arroyo Las Nalcas, secuencia compuesta por intercalaciones de andesitas y niveles arenosos y conglomerádicos monomícticos, con clastos de andesita. Ver ubicaciones en la Figura 2.6.....25

Figura 2.8: Fotografías de afloramientos representativos de las secuencias sedimentarias superiores de la Formación Cura Mallín en el sector sur del área de estudio. a) y b) Ladera sur del sector medio del valle del río Lileo, las secuencias se componen principalmente de pelitas de colores oscuros con intercalaciones de bancos de areniscas y calizas de colores claros. c) Ladera norte del valle del río Guañacos, pelitas finamente estratificadas con intercalaciones conglomerádicas. d) Ladera sur del río Guañacos, bancos de areniscas y calizas en la base, y niveles más finos en el sector superior. e) y f) Ladera sur del sector inferior del valle del río Lileo, secuencias dominadas por pelitas de colores pardos oscuros, con algunas intercalaciones de brechas sedimentarias de colores claros. Ver ubicaciones en la Figura 2.3.....27

Figura 2.9: Fotografías de campo de los afloramientos de la Formación Mitrauquén en el valle del río Reñileuvú. a) Contacto concordante entre una secuencia clástica de la Formación Mitrauquén, dominada por areniscas y conglomerados, y los flujos lávicos de la Formación Cola de Zorro. b) Intensa deformación de los niveles conglomerádicos, evidenciada por pliegues con un flanco casi vertical. c) Pliegue anticlinal con un limbo frontal que inclina 85° al este, y un limbo dorsal que inclina 32° al oeste. d) Canales erosivos rellenos de arena, desarrollados dentro de una secuencia conglomerádica. Ver ubicaciones en la Figura 2.3.....31

Figura 2.10: Fotografías de campo de los afloramientos de la Formación Cola de Zorro en los valles del río Reñileuvú y el arroyo Butalón. a) Relación de discordancia angular entre la secuencia clástica deformada de la Formación Cura Mallín y los flujos lávicos horizontales de la Formación Cola de Zorro, ladera norte del río Reñileuvú. Ver ubicación en Figura 2.3. b) Pliegue monoclinial Chacayco afectando a la Formación Cola de Zorro en la ladera norte del río Reñileuvú. Ver ubicación en Figura 2.3. c) y d) Detalle textural de las ignimbritas fenocristales, líticos y fiammes de hasta 4 cm de longitud, valle del arroyo Butalón. e) y f) Detalle textural de las brechas volcánicas, compuestas por una matriz fina y clastos angulosos de hasta 4 cm de diámetro, valle del arroyo Butalón.....33

Figura 2.11: Fotografía de campo del volcán Guañacos, emplazado sobre niveles horizontales de la Formación Cola de Zorro, ladera sur del río Lileo. Ver ubicación en Figura 2.3.....34

Figura 2.12: a) y b) Secciones transversales a los ríos Lileo y Reñileuvú extraídas del MDE SRTM de 30 m. Las curvas azules representan los perfiles en planta y longitudinales de los ríos. Los perfiles topográficos rojos muestran la geometría de los valles. Nótese los amplios valles glaciales en forma de U aguas arriba y los valles fluviales en forma de V aguas abajo. c) y e) Imágenes de Google Earth mostrando los valles glaciales en forma de “U”. c) y d) Fotografías de campo de terrazas aluviales (verde claro). Notar el valle en forma de “V” en d) evidenciando erosión fluvial. Ver ubicaciones de las imágenes satelitales y fotografías en los paneles a) y b).....36

Figura 2.13: Fotografías de campo interpretadas de depósitos de remoción en masa en la zona sur del área de estudio. a,b,c) Avalancha de rocas de gran escala en la margen sur del río Lileo. Ver ubicación en la figura 2.3. b) Deslizamiento en el sector superior del arroyo Ñireco, inmediatamente al sur del río Reñileuvú. El deslizamiento provocó el endicamiento del cauce y la generación de la Laguna Lauquén Mallín aguas arriba.....38

Figura 3.1: Determinación de los componentes del esfuerzo en superficies con diferentes orientaciones. La magnitud del esfuerzo σ sobre un plano de área **A** es igual a la fuerza (**F**) dividida por el área (**A**). a) La fuerza y el esfuerzo son perpendiculares a la superficie, por lo que no hay esfuerzo de cizalla. b) En un plano inclinado con ángulo θ , el esfuerzo se descompone en una componente normal (σ_n), y una componente tangencial (σ_s). Modificado de Twiss y Moores (2007).....42

Figura 3.2: Relaciones entre la orientación de los esfuerzos principales (regímenes de esfuerzo) y regímenes tectónicos de acuerdo a Anderson (1951).....44

Figura 3.3: Análisis cinemático de fallas. a) Block diagrama en donde se representa una falla normal y su plano de falla conjugado. b) Stereonet donde se representa el plano de falla, la lineación y el sentido del movimiento. Se muestra el plano de cizalla complementario orientado a 90° respecto al plano de falla. Los ejes T y P bisectan estos dos planos. Modificado de Fossen (2010).....45

Figura 3.4: a) Detalle de un plano de falla (*slikenside*) donde se observan estrías (*slikenlines*) indicando la dirección del movimiento. b) a e) Ejemplos de indicadores

cinemáticos sobre el plano de falla que indican el sentido del movimiento: b) crecimiento de fibras minerales, c) fracturas tensionales, d) fracturas de Riedel, e) marcas de herramientas. Modificado de Petit (1987).....46

Figura 3.5: Imágenes satelitales de las zonas de las Lagunas Epulafquen (a), Río Buraleo (b), y ríos Lileo y Guañacos (c). Los círculos naranjas indican la ubicación de las estaciones cinemáticas, las estrellas amarillas las muestras para dataciones U-Pb, y las líneas amarillas las secciones estructurales. Ver ubicaciones en Figura 1.3.....48

Figura 3.6: Diagrama ternario para la clasificación de mecanismos de falla entre normal, contraccional, de rumbo o mixto, según Frohlich y Apperson (1992).....49

Figura 3.7: Conjuntos teóricos de fracturas formados en una capa plegada. Modificado de Twiss y Moores (2007).....50

Figura 3.8: Perfiles topográficos extraídos de un modelo digital de elevación SRTM de 30 m de resolución, a lo largo de los ríos Lileo (A-A'), Guañacos (B-B') y Buraleo (C-C') (ver ubicación de los perfiles en la figura 3.5). Las líneas azules representan los datos de buzamiento medidos en campo. A partir de estos datos, se han delimitado dominios estructurales, representados por líneas rojas, que han servido de base para la interpretación geológica y la reconstrucción estructural. La geología y la estructura subyacentes se interpretan esquemáticamente.....53

Figura 3.9: Cuencas analizadas mediante análisis morfométricos en la zona sur de estudio. En color violeta se observan las tres cuencas principales, de mayor área de drenaje, y en color verde claro las tres cuencas de menor extensión areal. La línea roja oscura señala la traza del perfil topográfico swath (D-D'), con un ancho de 5 km indicado con el polígono rojo sombreado. Las líneas punteadas azules indican las trazas de los perfiles topográficos perpendiculares a los valles de los ríos Lileo y Reñileuvú, mientras que la línea punteada negra indica el avance máximo de los glaciares.....55

Figura 3.10: Ejemplos representativos de histogramas de elevación y curvas hipsométricas de cuencas con diferentes grados de glaciación. Las líneas punteadas indican las altitudes de la línea de equilibrio regional moderna (discontinua) y del Último

Máximo Glacial (punteada) para la cordillera de Sierra Nevada (Burbank, 1991). Observar cómo el aumento del grado de glaciación provoca un desplazamiento de la distribución de frecuencias a mayores elevaciones, lo que se corresponde con un aumento de la integral hipsométrica. Modificado de Brocklehurst y Whipple (2004).....57

Figura 3.11: Concavidad e índice de empinamiento en canales fluviales. a) Canales con diferentes índices de concavidad ($\theta=m/n$). Observar en el recuadro los cambios en la pendiente del canal en función del área de drenaje para diferentes concavidades. b) A pesar de tener los mismos valores de concavidad (ver recuadro), estos canales presentan diferentes pendientes, como lo reflejan los valores de k_s . Modificado de Burbank y Anderson (2011).....59

Figura 3.12: Caracterización de *knickpoints* en perfiles longitudinales fluviales y su representación gráfica mediante diagramas log-log de pendiente (S) versus área (A). A_c : Área crítica de la cuenca, definida como la zona que se extiende por encima de la cabecera del canal fluvial. Modificado de Burbank y Anderson (2011).....60

Figura 3.13: Cuencas y perfiles fluviales en equilibrio y desequilibrio. A) y B) Cambio de tamaño y forma de dos cuencas de drenaje que comparten una divisoria común a medida que evolucionan desde (A) en estado de desequilibrio a (B), en estado estacionario. C) y D) Evolución de la elevación de dos canales que comparten divisoria, en C) con respecto a χ , y en D) en relación a la distancia. Modificado de Willett et al. (2014).....64

Figura 4.1: Imágenes satelitales de las Lagunas Epulafquen (a) y el valle del Buraleo (b) mostrando la ubicación de la muestra RB2 (estrella amarilla), las fotografías de campo interpretadas en este capítulo (fotos de detalle de litologías en amarillo, fotos de estructuras en blanco), el perfil estructural esquemático en el valle del río Buraleo (C-C'), y las estaciones cinemáticas (círculos naranjas). Ver ubicaciones en la Figura 1.3.....67

Figura 4.2: Ejemplos de las litologías más representadas en los afloramientos de la sección inferior de la Formación Cura Mallín en la zona norte de estudio. a) Andesita porfírica con cristales de plagioclasa. b) Ignimbrita masiva, con fiammes alineados de 2-3 cm, de color blanquecino, reemplazados por carbonatos. c) Brecha volcánica matriz

sostén, monomíctica, con clastos andesíticos muy angulosos de hasta 40 cm. d) Brecha volcánica polimíctica con clastos angulosos de 2-3 cm, se observaron líticos y cristales de plagioclasa. e) Banco clástico laminado, con intercalaciones de tamaños de arena y conglomerado fino, matriz sostén, con clastos de andesita en una matriz blanquecina. f) Contacto entre una roca volcánica de color verdoso y el blanco clástico de color claro expuesto en e). Ver ubicaciones en la Figura 4.1.....69

Figura 4.3: Datos geocronológicos. a) Histograma de frecuencias y diagrama de densidad de probabilidad relativa para las edades U-Pb de la muestra RB2, mostrando un claro pico centrado alrededor de ~19 Ma, con edades que oscilan entre 12 y 20 Ma. b) Edad U-Pb calculada utilizando el método TuffZirc (Ludwig y Mundil, 2002). Ver ubicación de la muestra en la figura 4.1.....71

Figura 4.4: Mapa geológico de la zona norte de estudio. Se muestran los datos de actitudes de bancos medidos en campo, la muestra RB2, el perfil estructural esquemático (C-C') y los ejes principales de compresión (flechas azules) y extensión (flechas blancas) para cada una de las estaciones analizadas.....73

Figura 4.5: Fotografías de campo interpretadas mostrando secuencias deformadas pertenecientes a la sección volcánica inferior de la Formación. Cura Mallín. a) Vista al sur desde las Lagunas Epulafquen. Se observa un corrimiento que levanta capas que inclinan 44° sobre otras que inclinan 15°/20° al oeste. b) Vista al norte desde el valle del Buraleo, sector frontal. Se observa un pliegue anticlinal apretado. c) Vista al norte desde el valle del Buraleo, se observa una secuencia homoclinal con inclinaciones de entre 23° y 36° al SO. d) Vista al norte desde el valle del Buraleo, desembocadura de la Quebrada Las Nalcas. Se interpreta la falla Cajón Chico a lo largo de la quebrada, levantando una secuencia de unos 800 m de espesor. Ver ubicaciones en Figura 4.1.....74

Figura 4.6: Perfil estructural esquemático en la ladera norte del río Buraleo. Se muestran las principales estructuras afectando a la sección basal de la Formación Cura Mallín. Ver ubicación en las Figuras 4.1 y 4.4.....76

Figura 4.7: Fotografías de campo interpretadas mostrando estructuras de mesoescala afectando a las secuencias de la sección basal de la Formación Cura Mallín. a)

Corrimiento en la ladera occidental del arroyo Lumabia. b) Corrimientos en la ladera occidental de la quebrada Las Nalcas. Ver ubicaciones en Figura 4.1.....77

Figura 4.8: Fallas normales en la Formación Cura Mallín. Ver ubicación en Figura 4.1. a) Fotografía de campo de un afloramiento de la sección basal de la Formación Cura Mallín en el margen sur del río Buraleo. b) Interpretación de la fotografía de campo en (a). La red estereográfica ubicada en la parte superior izquierda de la fotografía muestra la actitud de la falla *B* y el banco *e*.....78

Figura 4.9: Fallas normales en secuencia homoclinal de la sección basal de la Formación Cura Mallín en la margen norte del río Buraleo. a) Fotografía de campo interpretada mostrando los contactos estratigráficos desplazados por fallas de bajo rechazo. En línea punteada blanca se indica la falla normal que controlaría los cambios de espesor del banco de brechas. Ver ubicación en Figura 4.5. b) Foto de campo de detalle de una de las fallas normales rotadas. El estereograma muestra las fallas menores y su cinemática, indicando una componente de extensión. c) Foto del plano de falla con la zona de daño.....80

Figura 4.10: Ejemplos de indicadores cinemáticos en planos de diferentes estaciones. Los estereogramas muestran la representación gráfica de los datos estructurales obtenidos en cada estación, incluyendo la orientación de los planos de falla y la dirección de las lineaciones. Las fotos corresponden a crecimientos de fibras minerales y los escalones. Las flechas negras indican la dirección de movimiento del bloque faltante....81

Figura 4.11: Diagramas estereográficos mostrando las soluciones de los mecanismos de falla para cada uno de los 25 subconjuntos identificados a partir de los datos medidos en campo, separados en categorías según si representan un mecanismo de contracción, extensión, rumbo o mixto. Los diagramas se realizaron empleando el software libre FaultKin (Marret y Almendinger, 1990). Los principales ejes P (puntos azules) y T (puntos rojos) están indicados. El número superior izquierdo identifica la estación, y las letras (a-b) las familias dentro de cada estación. El número inferior izquierdo indica la cantidad de datos por subconjunto del total de datos tomados en la estación. Ver la tabla de datos en el material anexo.....83

Figura 4.12: Diagramas ternarios tipo Frohlich (Frohlich y Apperson, 1992) para visualizar la distribución de los mecanismos de falla en cada subconjunto. Cada vértice del triángulo representa un tipo de mecanismo (rumbo, extensión, compresión) y la posición de cada punto dentro del triángulo indica la proporción relativa de cada tipo de mecanismo en cada subconjunto. a) Mecanismos de falla iniciales en 25 subconjuntos (datos de campo). b) Mecanismos de falla finales en 25 subconjuntos tras la horizontalización de estaciones extensionales y mixtas.....84

Figura 4.13: Diagramas estereográficos mostrando las soluciones de los mecanismos de falla para cada uno de los 25 subconjuntos luego de realizar la horizontalización de las estaciones extensionales y mixtas. Los mecanismos se separan en categorías según si representan un mecanismo de contracción, rumbo, extensión, o mixto. Los diagramas se realizaron empleando el software libre FaultKin (Marret y Almendinger, 1990). Los principales ejes P (puntos azules) y T (puntos rojos) están indicados. El número superior izquierdo indica el número de estaciones, y las letras (a-b) las familias dentro de cada estación. El número inferior izquierdo indica la cantidad de datos por subconjunto del total de datos tomados en la estación. Ver la tabla de datos en el material anexo.....86

Figura 4.14: Diagramas de rosa (bins de 20°) que ilustran las direcciones preferenciales de los ejes principales de tensión (T) y compresión (P) para cada uno de los mecanismos de falla identificados (contracción, extensión, rumbo y mixtas).....88

Figura 4.15: Imagen satelital de los ríos Lileo, Guañacos y Reñileuvú mostrando la ubicación de la muestra RL2 (estrella amarilla), las fotografías de campo interpretadas en este capítulo (fotos de detalle de litologías en amarillo, fotos de estructuras en blanco), las secciones balanceadas a lo largo de cada uno de los valles (A-A' y B-B'), y las estaciones de medición de fracturas (círculos naranjas). Ver ubicación regional en la Figura 1.3.....89

Figura 4.16: Ejemplos de las litologías más representadas en los afloramientos de la sección superior de la Formación Cura Mallín en la zona sur de estudio. a) Pelitas laminadas de colores pardo amarillento a negro, de aproximadamente 10 metros de espesor. b) Brecha volcaniclastica color gris verdoso con cristales y clastos de volcanitas de hasta 2 cm de largo. c) Intercalaciones de pelitas laminadas y areniscas de grano fino. d) Arenisca de grano fino con tronco fósil. e) Pelitas laminadas de colores pardos con

intercalaciones finas de calizas. f) Banco conglomerádico sobre pelitas laminadas de color oscuro. Ver ubicaciones en la Figura 4.15.....90

Figura 4.17: Datos de U-Pb en circones detríticos. a) Histograma de frecuencia y diagrama de densidad de probabilidad relativa para las edades U-Pb de la muestra RL2, mostrando un pico centrado alrededor de los 15 Ma, con edades comprendidas entre los 12 y los 19 Ma. b) Edad U-Pb calculada utilizando el método TuffZirc (Ludwig y Mundil, 2002) para la muestra RL2, resultando una edad media de $15,47 \pm 0,28$ Ma.....92

Figura 4.18: Mapa geológico de la zona sur de estudio. Se muestran los datos de actitudes de bancos medidos en campo, las edades U-Pb obtenidas por Encinas et al. (2024), la muestra RL2, y la ubicación de las secciones balanceadas (A-A' y B-B'). En el recuadro inferior-izquierdo se muestran los ejes del anticlinal y sinclinal Lileo calculados mediante el software libre Stereonet (Allmendinger et al., 2013; Cardozo y Allmendinger, 2013). Ver ubicación en Figura 1.3.....94

Figura 4.19: Sector occidental de la transecta del Río Lileo. a) Foto de campo mirando hacia el sur, con la interpretación estratigráfica de la Formación Cura Mallín afectada por anticlinales y sinclinales, y la Formación Cola de Zorro yaciendo en discordancia. Ver Figura 4.15 para ubicación. Se indican las actitudes de los bancos. Las abreviaturas son AT: Anticlinal Trohunco; ST: Sinclinal Trohunco; AL: Anticlinal Lileo; SL: Sinclinal Lileo. b) Foto de campo del limbo dorsal del Anticlinal Trohunco afectando la Formación Cura Mallín, cubierta en discordancia por la Formación Cola del Zorro. c) Discordancia angular entre las Formaciones Cola del Zorro y Cura Mallín. d) Foto de campo del Anticlinal y el Sinclinal Lileo. e) Pliegues de meso-escala desarrollados en pelitas en el núcleo del Anticlinal Lileo.....96

Figura 4.20: Sectores central y oriental de la transecta del Río Lileo. a) Foto de campo mirando hacia el sur, con la interpretación estratigráfica de las Formaciones Cura Mallín, Cola de Zorro y el Volcán Guañacos, afectados por la Falla Chacayco. Se indican las actitudes de los bancos. La estrella blanca indica la ubicación de la muestra RL2. b) Foto de campo mirando hacia el sur con la interpretación estratigráfica de la Formación Cura

Mallín, afectada por la Falla Chochoy Mallín, y la Formación Cola de Zorro, en discordancia angular sobre la primera. Se indican las actitudes de los bancos. Ver Figura 4.15 para ubicaciones.....98

Figura 4.21: Arriba: Sección estructural sobre el valle del río Lileo (ver Figura 4.15 para ubicación). Las abreviaciones son: AT: Anticlinal Trohunco; ST: Sinclinal Trohunco; FC: Falla Convento; FCh: Falla Chacayco; FG: Falla Guañacos; FCM: Falla Chochoy Mallín. Las estrellas rojas y amarillas representan las ubicaciones aproximadas de las edades de Encinas et al. (2024) y la muestra RL2 de este trabajo, respectivamente. Abajo: Sección restaurada mostrando un acortamiento horizontal de 9,6 km (29%).....100

Figura 4.22: Arriba: Sección estructural sobre el valle del río Guañaco (ver Figura 4.15 para ubicación). Las abreviaturas son AT: Anticlinal Trohunco; ST: Sinclinal Trohunco; FC: Falla Convento; FCh: Falla Chacayco; FG: Falla Guañacos. Abajo: Sección estructural restaurada mostrando un acortamiento horizontal de 8,5 km (24%).....101

Figura 4.23: Ubicación de las estaciones de medición de fracturas en la Formación Cura Mallín. Ver ubicación en Figura 4.15. En cada estación, los datos de fracturas se restituyeron a su posición inicial mediante rotación sobre el rumbo de los planos de estratificación, representados con una línea roja en los gráficos presentes.....104

Figura 4.24: Interpretación y ejemplos de conjuntos de fracturas. a) Diagrama de rosas mostrando la orientación de todas las fracturas medidas. Se indican la orientación de cada conjunto de fracturas y la dirección estimada del esfuerzo compresivo máximo (σ_1). b) Principales familias de fracturas teóricas formadas en una capa plegada (modificado de Twiss y Moores, 2007). c) y d) Fotografías de estaciones de fracturas con los conjuntos de fracturas interpretados. Ver ubicaciones en Figura 4.15.....106

Figura 4.25: Ejemplos de indicadores cinemáticos en familias de fracturas interpretadas como conjuntos de cizalla conjugada. a) y b) Superficies que muestran estrías y crecimientos minerales que revelan movimientos de cizalla sinistral, c) fracturas de cizalla conjugada, d) zoom a la foto en c) que muestra fracturas pinnadas asociadas a una

fractura de cizalla sinistral. Las estereonetes muestran las mediciones estructurales en las respectivas estaciones de fractura. Ver ubicaciones en Figura 4.15.....107

Figura 5.1: a) Mapa geomorfológico de la zona sur de estudio en la FPC de Guañacos, entre los ríos Lileo y Picun Leo. Modificado de Penna et al. (2011), Jagoe et al., (2021) y Colavitto (2019). Ver ubicación en la figura 1.3. b) Cuencas fluviales principales dentro del área sur de estudio. Las cuencas de mayor extensión se muestran en naranja, mientras que las más pequeñas se representan en verde claro. La línea punteada negra indica el avance máximo de los glaciares.....110

Figura 5.2: Depósito de remoción de masa relacionado con endicamientos de ríos y desarrollo de *knickpoints*. a) Avalancha de rocas en el Río Lileo, b) *knickpoint* asociado a la avalancha de rocas, c) depósito de avalancha de rocas y terraza sobre él, d) depósito lacustre encima de la avalancha de rocas.....112

Figura 5.3: Perfil topográfico *swath* (D-D'), atravesando todas las cuencas con orientación N-S. Ver Figura 5.1 para ubicación.....113

Figura 5.4: a) Distribuciones de frecuencia de las elevaciones de las seis cuencas analizadas. La línea punteada representa la elevación media del límite del máximo avance glacial en la FPC de Guañacos. b) Curvas e integrales hipsométricas (*HI*) de cada cuenca.....114

Figura 5.5: Perfiles longitudinales de los ríos principales y tributarios de las seis cuencas analizadas (en azul), con su correspondiente perfil *swath* (en gris). Los círculos negros representan las posiciones de los *knickpoints* con su correspondiente altitud. Las flechas negras apuntan al sector donde los ríos comienzan a erosionar la meseta volcánica. Debajo de cada perfil se muestra el gráfico log-log de pendiente vs. área de drenaje, con las regresiones lineales en azul y los parámetros de concavidad (θ) y empinamiento (k_{sn}) correspondientes a cada segmento.....116

Figura 5.6: Índice de empinamiento normalizado (k_{sn}) de la red de drenaje en el sector sur de la FPC de Guañacos, plotado sobre un mapa de sombras. En negro se muestran las principales estructuras neotectónicas, modificadas de Colavitto et al. (2020). Los círculos de colores representan la posición de los *knickpoints*, y cada color corresponde al origen asignado al *knickpoint* (ver Tabla 1 para detalles).....121

Figura 5.7: Mapa de χ calculado en la red de drenaje del sector sur de la FPC de Guañacos (Izquierda), ver ubicación en la Figura 1.3. a), b) y c): detalle de las zonas de interés delimitadas en el mapa de χ . Vista de planta (izquierda) y perspectiva (derecha). Las líneas blancas corresponden a los límites de las cuencas, y las flechas blancas indican la dirección de migración esperada de la divisoria.....123

Figura 6.1: Afloramientos de las secciones basal (volcánica) y superior (sedimentaria) de la Formación Cura Mallín, y de las Formaciones Trapa Trapa, Mitrauquén y Cajón Negro en la zona de Laguna del Laja en Chile y Lileo en Argentina. Se muestran las dataciones obtenidas por Jordan et al. (2001), Burns et al. (2006), Herriot (2006), Flynn et al. (2008), Encinas et al. (2024) y esta tesis (estrellas rojas). Los recuadros indican las zonas de estudio de esta tesis, a) zona norte, b) zona sur.....131

Figura 6.2: Cuadro estratigráfico comparativo entre la zona de Laguna del Laja en Chile, y la FPC de Guañacos en Argentina, ambas a las mismas latitudes. Se muestran las columnas estratigráficas representando el relleno de la Cuenca de Cura Mallín sobre la base de las edades presentadas por diferentes autores (Burns et al., 2006; Herriot, 2006; Flynn et al., 2008; Encinas et al., 2024). CMV: sección volcánica de la Formación Cura Mallín, CMS: sección sedimentaria de la Formación Cura Mallín, TT: Formación Trapa Trapa, MT: Formación Mitrauquén, CN: Formación Cajón Negro. RL2 y RB2 indican las edades U-Pb de las muestras presentadas en esta tesis.....135

Figura 6.3: Interpretaciones de la línea sísmica perteneciente a la empresa YPF, ubicada 20 km al norte del río Lileo. a) Jordan et al. (2001). b) Espinach et al. (2009). c) Folguera et al. (2010).....139

Figura 6.4: Interpretación de estratos de crecimiento compresivos en los pliegues del valle del río Lileo. a) Cobbold et al. (2008). b,c) Encinas et al. (2024).....	140
Figura 6.5: Sección estructural regional de los Andes Centrales del Sur, desde la Faja Plegada y Corrida de Guañacos en la ladera andina oriental, hasta la zona triangular del Filo Morado en el antepaís.....	143
Figura 6.6: Recopilación de edades de enfriamiento en los Andes Centrales del Sur de Argentina, entre 35°45'S y 38°30'S, junto con las principales unidades litológicas. Los autores infieren que estas edades son evidencias de deformación compresiva (Muñoz, 1996; Jordan et al., 2001; Burns, 2002; Burns et al., 2006; Zamora Valcarce et al., 2009; Thomson et al., 2010; Folguera et al., 2015; Rojas Vera et al., 2015; Di Giulio et al., 2017; Sánchez et al., 2018, 2020, 2024; Orts et al., 2024). Modificado de Galetto et al. (2021). Los recuadros indican las zonas de estudio de esta tesis.....	145
Figura 6.7: Secciones transversales esquemáticas, desde el área de Laguna del Laja hasta la Faja Plegada y Corrida de Chos Malal, ilustrando la evolución tectono-sedimentaria durante el Cenozoico (Jagoe et al., 2025).....	147

ÍNDICE

RESUMEN

ABSTRACT

ÍNDICE DE FIGURAS

INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Motivación y estado actual del conocimiento.....	1
1.2. Objetivos generales y particulares.....	8
1.3. Marco geográfico.....	9
1.4. Estructura de la tesis.....	11
MARCO GEOLÓGICO.....	13
2.1. Contexto tectónico regional.....	13
2.2. Estratigrafía de la Faja Plegada y Corrida de Guañacos.....	17
2.3. Unidades aflorantes en la zonas de estudio.....	20
2.3.1. Formación Cayanta.....	20
2.3.2. Formación Cura Mallín.....	21
2.3.3. Granito Las Lagunas.....	28
2.3.4. Granodiorita Cerro Columpios.....	29
2.3.5. Formación Cajón Negro.....	29
2.3.6. Formación Mitrauquén.....	30
2.3.7. Formación Cola de Zorro.....	32
2.3.8. Formación Guañacos.....	34
2.4. Geomorfología.....	35
FUNDAMENTOS TEÓRICOS Y MÉTODOS.....	39
3.1. Mapeo geológico y geomorfológico.....	40
3.2. Análisis geocronológicos.....	40
3.3. Modelo estructural.....	41
3.3.1. Esfuerzo y Deformación.....	42
3.3.1.1 Análisis cinemático.....	44
3.3.1.2. Análisis de fracturas asociadas al plegamiento.....	49
3.3.2. Secciones balanceadas.....	51
3.4. Análisis morfométrico.....	53
3.4.1. Perfiles topográficos swath.....	55
3.4.2. Hipsometría.....	56
3.4.3. Perfiles longitudinales de ríos e identificación de knickpoints.....	58
3.4.4. Índice de empinamiento normalizado (ksn).....	62
3.4.5. Chi (χ).....	63
ANÁLISIS ESTRUCTURAL Y CINEMÁTICO DE LA FORMACIÓN CURA MALLÍN.....	66
4.1. Sector Norte: Sección volcánica inferior de la Formación Cura Mallín.....	66
4.1.1. Caracterización litológica de los afloramientos.....	67
4.1.2. Edad geocronológica.....	70
4.1.3. Análisis estructural.....	71
4.2. Sector Sur: Sección sedimentaria superior de la Formación Cura Mallín.....	88
4.2.1. Caracterización litológica de los afloramientos.....	89

4.2.2. Edad geocronológica.....	91
4.2.3. Análisis estructural.....	92
4.2.4. Secciones estructurales balanceadas.....	98
4.2.5. Sistema de esfuerzos: Análisis de fracturas asociadas al plegamiento.....	103
ANÁLISIS MORFOMÉTRICO: NEOTECTÓNICA Y EVOLUCIÓN CUATERNARIA DEL PAISAJE.....	108
5.1. Relieve y geomorfología de valles.....	109
5.2. Análisis hipsométrico.....	113
5.3. Perfiles longitudinales de ríos y clasificación de knickpoints.....	115
5.4. Índice de empinamiento normalizado (ksn).....	120
5.5. Mapa de Chi (χ).....	122
5.6. Integración de los resultados.....	124
DISCUSIONES.....	129
6.1. Edad de la Formación Cura Mallín.....	130
6.2. Evolución estructural de la Cuenca de Cura Mallín.....	137
6.3. Modelo estructural de Faja Plegada y Corrida de Guañacos.....	142
6.4. Evolución tectónica de la Faja Plegada y Corrida de Guañacos.....	144
CONCLUSIONES.....	150
BIBLIOGRAFÍA.....	154

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN

1.1. Motivación y estado actual del conocimiento

La Faja Plegada y Corrida (FPC) de Guañacos (36° - 38° S; $70^{\circ}30'$ - $71^{\circ}10'O$) se encuentra en el sector interno de los Andes del Norte neuquino. Esta porción de la Cordillera Principal expone rocas de edades que abarcan desde el Eoceno hasta el Cuaternario. La presente tesis se centra en el análisis de la evolución tectónica y geomorfológica de la FPC de Guañacos durante el Cenozoico, con el objetivo de ampliar el conocimiento geológico y estructural de esta región.

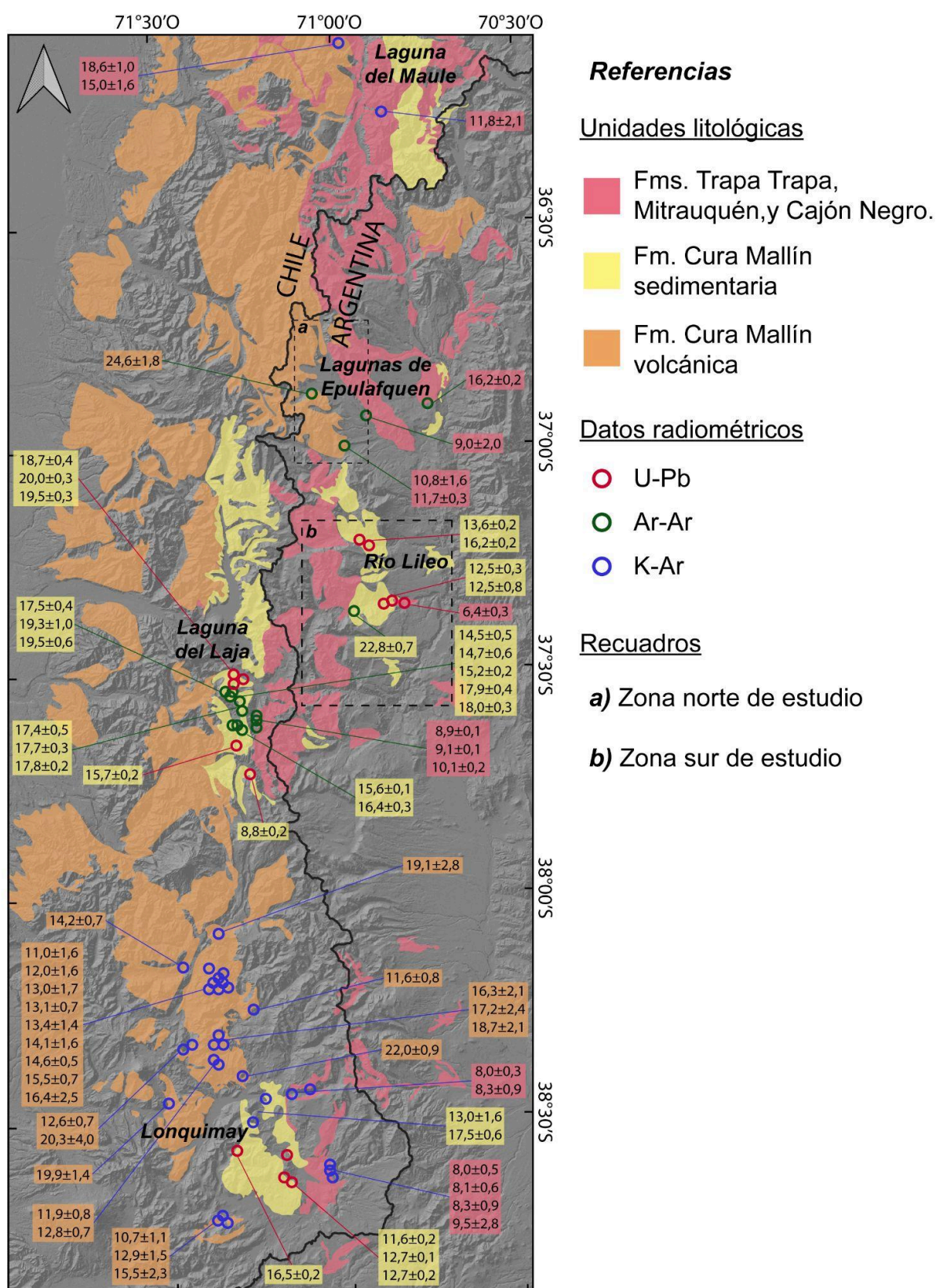
El área de estudio reviste especial interés debido a dos factores principales: por un lado, expone extensas secuencias neógenas pertenecientes a la Cuenca de Cura Mallín, que ofrecen una oportunidad única para comprender la evolución de esta cuenca; por otro lado, la presencia de actividad neotectónica indica una compleja historia geológica reciente. A través de este trabajo, se busca contribuir a una mejor comprensión de la estructuración y los procesos geodinámicos que han moldeado el paisaje actual.

Los depósitos asociados a la Cuenca de Cura Mallín se distribuyen longitudinalmente, abarcando las regiones de intra-arco y retroarco entre los 36° y los 39° S, en la Cordillera Principal de Chile y Argentina (Figura 1.1). Esta cuenca se desarrolló sobre un basamento poco conocido, del cual se identificaron afloramientos limitados de rocas volcánicas y sedimentarias del Jurásico, Cretácico y Paleógeno (Rapela y Llambías, 1985; De la Cruz y Suárez, 1997; Suárez y Emparán, 1997). El relleno de la cuenca está compuesto por espesas secuencias continentales de origen volcánico y sedimentario (Jordan et al., 2001; Burns et al., 2006; Folguera et al., 2006). La base está conformada por la Formación Cura

Mallín, asignada al Oligoceno Superior-Mioceno Medio, que alcanza los 3.000 m de espesor y consiste en un miembro volcanoclástico inferior y un miembro sedimentario superior (González y Vergara, 1962; Niemeyer y Muñoz, 1983; Radic et al., 2002; Burns et al., 2006; Encinas et al., 2024). Por encima de esta unidad se disponen, en discordancia, secuencias volcanoclásticas continentales del Mioceno Superior, que reciben diferentes denominaciones locales según el sector de la cuenca pero que son lateralmente equivalentes; Formaciones Trapa Trapa, Mitrauquén y Cajón Negro (Niemeyer y Muñoz, 1983; Suárez y Emparán, 1997; Zanettini et al., 2001).

La Formación Cura Mallín ha sido ampliamente estudiada en ambos lados de la Cordillera de los Andes. En Chile, los sectores de Laguna del Maule (36°-37°S), Laguna del Laja (37°-38°S) y Lonquimay (38°-39°S) han proporcionado valiosos afloramientos, mientras que en Argentina, los sectores de Lagunas de Epulafquen (36°30'-37°00'S) y Río Lileo (37°00'-37°30'S) han sido objeto de numerosos trabajos (Figura 1.1). En todos estos sectores, se han reconocido unidades compuestas por dos miembros principales. El miembro inferior, de carácter volcánico, está dominado por rocas piroclásticas y lavas andesíticas, interpretadas como depósitos proximales a centros volcánicos. El miembro superior, en cambio, es principalmente sedimentario, con areniscas y pelitas que se interpretan como depósitos de ambientes lacustres y fluviales (Figura 1.1) (Niemeyer y Muñoz, 1983; Suárez y Emparán, 1997; Burns et al., 2006; Encinas et al., 2024).

Si bien existen detalladas descripciones estratigráficas de la Formación Cura Mallín a ambos lados de la Cordillera, la correlación estratigráfica de esta unidad ha sido históricamente dificultada por discrepancias en las edades asignadas. La escasez de datos geocronológicos en la vertiente argentina, en comparación con Chile, ha obstaculizado el establecimiento de una cronología precisa y coherente para toda la cuenca (Figura 1.1). Hasta hace algunos años, sólo se contaba con dos edades Ar-Ar para la Formación Cura Mallín en territorio argentino, presentadas por Jordan et al. (2001). Una correspondiente al miembro volcanoclástico inferior de $24,6 \pm 1,8$ Ma en la zona de Lagunas de Epulafquen y otra perteneciente al miembro sedimentario superior de $22,8 \pm 0,7$ Ma en la zona del Río Lileo (Figura 1.1). Sin embargo, estas edades no son confiables, debido a errores metodológicos durante los análisis, como discute Rosselot et al. (2020). Estudios recientes de Encinas et al. (2024) han proporcionado nuevas edades U-Pb para el miembro sedimentario de la Formación Cura Mallín en el sector del Río Lileo, acotándolo entre los $16,2 \pm 0,2$ y $12,5 \pm 0,8$ Ma (Figura 1.1).



Niemeyer, 1984; Suárez y Emparan, 1988, 1995, 1997; Jordan et al., 2001; Burns et al., 2006; Herriott, 2006; Glodny et al., 2008; Pedroza et al., 2017; Encinas et al., 2024). Modificado de Rosselot et al. (2020). Se indican las zonas de trabajo de la presente tesis (recuadros *a* y *b*).

En territorio chileno, por otro lado, Herriot (2006) y Flynn et al. (2008) presentaron edades Ar-Ar para el miembro sedimentario de la Formación Cura Mallín en la zona de Laguna del Laja, resultando en un rango de edades entre $19,5 \pm 0,6$ y $14,5 \pm 0,5$ Ma. En el mismo lugar, Encinas et al. (2024) realizaron nuevas dataciones U-Pb que revelaron edades más jóvenes, llegando hasta los $8,8 \pm 0,2$ Ma (Figura 1.1).

Al sur de los 38° S, la Formación Cura Mallín solo aflora en territorio chileno, en la zona de Lonquimay, donde Suárez y Emparán (1995, 1997) presentaron numerosas dataciones K-Ar en ambos miembros de esta unidad. Estos autores encontraron un solapamiento en las edades de los dos miembros y propusieron, por lo tanto, una interdigitación entre los mismos, con el miembro volcanoclástico datado entre los $20,3 \pm 4,0$ y $10,7 \pm 1,1$ Ma, y el miembro sedimentario entre $17,5 \pm 0,6$ y $13,0 \pm 1,6$ Ma (Figura 1.1). Posteriormente, Pedroza et al. (2017) obtuvieron nuevas edades U-Pb entre $16,5 \pm 0,2$ y $11,6 \pm 0,2$ Ma para el miembro sedimentario en esta región (Figura 1.1).

A pesar de los numerosos estudios tectónicos sobre la Cuenca de Cura Mallín, los mecanismos y la edad de la deformación de sus secuencias continentales aún son objeto de debate. Tradicionalmente, se han propuesto dos modelos principales para explicar la génesis y evolución de esta cuenca. El primer modelo plantea que la formación de la cuenca se inscribe en un contexto regional de extensión cortical durante el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano, que afectó una extensa porción del margen continental sudamericano entre los 33° y 43° S, y que se relaciona a un empinamiento de la losa oceánica en un contexto de convergencia ortogonal entre las placas de Farallón (Nazca) y Sudamericana entre los 28 y 26 Ma (Burns et al., 2006). Este evento extensional dio lugar a la generación de numerosas cuencas de intra-arco y retroarco caracterizadas por espesos rellenos volcanoclásticos, entre las que se encuentran la Cuenca de Abanico (33° - 36° S), Cura Mallín (36° - 38° S) y Ventana (39° - 43° S) (Jordan et al, 2001) (Figura 1.2). Posteriormente, durante el Mioceno Medio-Tardío, estas cuencas experimentaron inversión tectónica, pasando a un régimen compresivo que condujo a la deformación y exhumación de sus rellenos (Jordan et al., 2001; Burns et al., 2006). Los depósitos de

estas cuencas se encuentran expuestas en la Cordillera Principal, tanto en territorio chileno como argentino (Figura 1.2).

Por otro lado, existe un segundo modelo que sugiere que la depositación de las secuencias sedimentarias ocurrió en un contexto comprensivo desde el inicio, con acortamiento horizontal y construcción de relieve (Cobbold y Rosello, 2003; Cobbold et al., 2008). Cobbold et al. (2008) describieron cambios aparentes en el espesor e inclinación de las capas de la Formación Cura Mallín que se encuentran formando los limbos de los pliegues en el valle del río Lileo, interpretando estas secuencias como estratos de crecimiento contraccionales.

La falta de secciones balanceadas y de determinaciones precisas de la edad de la Formación Cura Mallín ha dificultado la resolución del debate sobre la evolución de la cuenca. Sin embargo, los recientes datos geocronológicos presentados por Encinas et al. (2024) han proporcionado nuevas evidencias para comprender dicha evolución. A partir de observaciones estructurales, estratigráficas y sedimentológicas, estos autores proponen un nuevo modelo evolutivo para la cuenca. Sugieren que solo la parte inferior de la Formación Cura Mallín fue depositada en un contexto extensional, como lo indica la presencia de una cuña extensional invertida de ~20 millones de años en la zona de Laguna del Laja. Por el contrario, la parte media y superior de la formación fueron depositadas en un escenario de contracción, asociado a acortamiento, que comenzó en la Cordillera Principal chilena a los 18,7 Ma, evidenciado por la presencia de estratos de crecimiento en rocas de esta edad (Encinas et al., 2024).

Todos los antecedentes aquí mencionados carecen de un análisis estructural de detalle, basándose en secciones esquemáticas y con enfoques regionales. En este contexto, esta tesis presenta el primer análisis estructural de detalle de la FPC de Guañacos, una región que ofrece excelentes exposiciones de la Formación Cura Mallín, con secuencias continuas tanto de la sección volcanoclástica basal en el área de las Lagunas Epulafquen, como de la sección sedimentaria superior en el área del Río Lileo (Figura 1.1). En esta tesis se realizó un análisis cinemático detallado y se construyeron secciones balanceadas poniendo el foco en la Formación Cura Mallín. Además, se han obtenido nuevas dataciones geocronológicas para la vertiente argentina que, junto con los datos estructurales, permiten una mejor comprensión de la evolución de la cuenca y facilitan la correlación estratigráfica a escala regional.

Como resultado, se propone un nuevo modelo estructural para la FPC de Guañacos, caracterizando la estructuración cenozoica que afectó a esta porción de los Andes.

Mediante la correlación de estas estructuras con los perfiles balanceados existentes para la Faja de Chos Malal en el retroarco y los datos estructurales disponibles para Chile, se pretende enmarcar la evolución tectónica de esta región en un contexto regional más amplio, contribuyendo así a una mejor comprensión de la deformación andina durante el Cenozoico para estas latitudes.

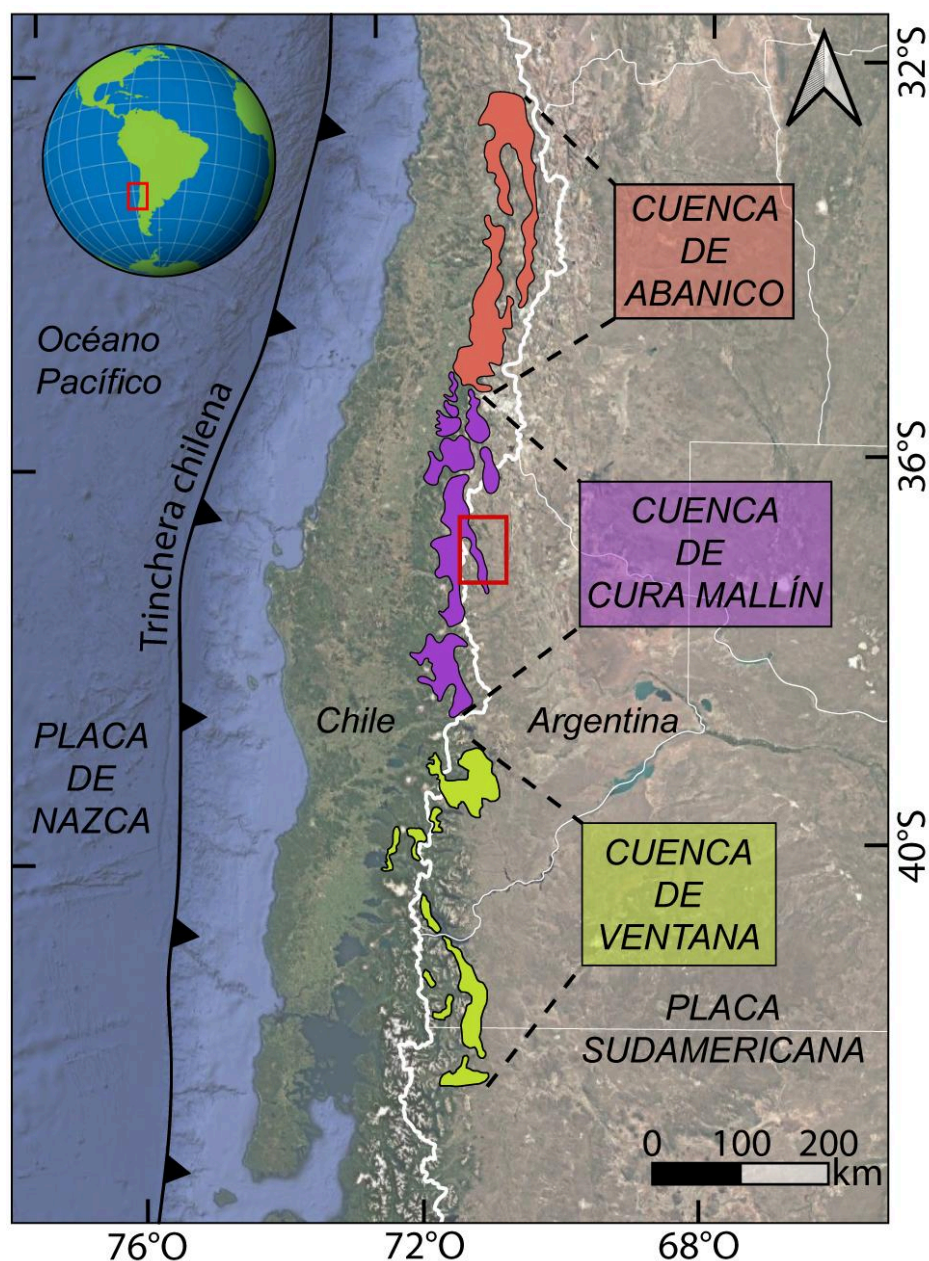


Figura 1.2: Cuencas extensionales del Oligoceno tardío al Mioceno temprano desarrolladas en los Andes Centrales del Sur y Patagónicos. Se indican los afloramientos de las cuencas de Abanico, Cura-Mallín, y Ventana. El recuadro rojo indica la zona de estudio de esta tesis. Modificado de Rosselot et al. (2020).

Adicionalmente, la FPC de Guañacos ha experimentado una intensa actividad tectónica en los últimos 2 Ma asociada al levantamiento orogénico iniciado en el Neógeno (Folguera et al., 2004). En particular, el área del río Lileo muestra evidencias claras de esta actividad, con destacados rasgos morfotectónicos. Estudios previos han identificado diversos elementos neotectónicos, como escarpas de fallas y pliegues con rumbo N-S, y han propuesto diferentes modelos para explicar la evolución tectónica cuaternaria en la zona. Estos modelos incluyen enfoques morfológicos y estructurales, y presentan mecanismos tanto compresivos, como extensionales y de rumbo. Sin embargo, la coexistencia de estos mecanismos ha generado un intenso debate (Folguera et al., 2004; Penna et al., 2011; Sagripanti et al., 2018; Colavitto et al., 2020). Colavitto et al. (2020) realizaron un análisis detallado de la deformación reciente en la FPC de Guañacos y propusieron que el régimen tectónico dominante fue compresivo. A partir de este análisis, Colavitto et al. (2020) calcularon tasas de acortamiento muy bajas (0,04-0,06 mm/a), lo que sugiere una deformación lenta y continua, en contraste con modelos previos que favorecen un régimen de rumbo (Folguera et al., 2004). Folguera et al. (2004) postularon que el extremo norte del sistema de fallas dextrales Liquiñe-Ofqui, ubicado en el intra-arco chileno al sur de los 38°S, se conecta con las estructuras de la FPC de Guañacos. Investigaciones paleomagnéticas recientes, realizadas por Pérez et al. (2025) en rocas pleistocenas de la FPC de Guañacos, han revelado rotaciones horarias, apoyando el régimen de rumbo propuesto por Folguera et al. (2004).

Es importante destacar que la actividad tectónica cuaternaria en la región ha ocurrido en un contexto complejo, con la influencia de otros procesos geomorfológicos como avalanchas de rocas, volcanismo y erosión fluvial y glacial. Estos procesos han dificultado el reconocimiento del efecto de la tectónica cuaternaria sobre la topografía y han contribuido a la diversidad en los modelos tectónicos propuestos. En esta tesis se pretende comprender la interacción entre los procesos geomorfológicos y tectónicos que han moldeado la FPC de Guañacos durante el Cenozoico. A través de un análisis detallado de los rasgos morfotectónicos, buscamos cuantificar la influencia relativa de cada proceso en la evolución del paisaje. Los resultados de esta investigación permitirán establecer una relación entre los procesos tectono-sedimentarios y geomorfológicos. A través de un análisis integrado de datos geológicos, estructurales, geocronológicos y geomorfológicos, se busca comprender los procesos que controlan la deformación y la

generación de relieve en esta región, y establecer su relación con la evolución tectónica regional de los Andes.

1.2. Objetivos generales y particulares

Esta tesis doctoral tiene como objetivo general realizar un análisis integral de la estructuración neógena a cuaternaria de la FPC de Guañacos, enmarcándola en un esquema estructural más amplio que abarque el sector axial de la Cordillera Principal hasta la Faja Plegada y Corrida (FPC) de Chos Malal, en el sector de retroarco (Figura 1.3). Así, se busca contribuir en el conocimiento de la evolución tectónica Cenozoica de la región, centrándose en la caracterización de la deformación sufrida por la Formación Cura Mallín, relleno de la cuenca homónima.

Se busca cuantificar los acortamientos y analizar los sistemas de esfuerzos que controlaron la deformación de la Formación Cura Mallín mediante la aplicación de análisis cinemáticos y la construcción de perfiles balanceados. Además, a partir de la presentación de nuevos datos estructurales y geocronológicos se aspira a ampliar el conocimiento de los procesos tectónicos que actuaron en la cuenca de Cura Mallín desde su formación.

A partir de la caracterización de las secuencias volcanoclásticas y sedimentarias de la Formación Cura Mallín, se busca identificar las condiciones tectónicas que controlaron su deposición, evaluando los regímenes extensional, compresivo o de rumbo. Adicionalmente, se pretende ajustar las edades de las unidades estratigráficas y establecer correlaciones con las secuencias aflorantes en territorio chileno. Además, para lograr un análisis integral de la evolución de la FPC de Guañacos, se evalúa la relación entre la estructura neógena y la neotectónica, aspirando a plantear una evolución tectónica en tiempo y espacio que explique la deformación polifásica que caracteriza la zona, así como identificar los procesos responsables de la configuración actual del relieve y el paisaje en esta faja. Se quiere integrar perfiles estructurales preexistentes realizados en la FPC de Chos Malal, al este de la zona de estudio, con los producidos en este trabajo, y de esta forma obtener un perfil estructural regional desde el límite argentino-chileno hasta el sector de antepaís. Con los resultados obtenidos, se busca proponer un modelo regional de evolución de la cuenca que integre ambos flancos de la cordillera, lo que permitiría una mayor comprensión de los procesos geológicos que han actuado en la región.

Los objetivos específicos planteados para la presente tesis doctoral son:

- a) Proponer un modelo estructural de detalle del segmento orogénico ubicado entre los 36° y 38°S, mediante la realización de un mapeo estructural y la construcción de secciones balanceadas, enfocándose en las estructuras que afectan a las unidades miocenas a cuaternarias.
- b) Establecer nuevas edades U-Pb para las secuencias basal y superior de la Formación Cura Mallín aflorantes en Argentina.
- c) Caracterizar los regímenes de esfuerzos extensionales y compresivos que controlaron la depositación de la Formación Cura Mallín y la estructuración miocena, a través del análisis cinemático de fracturas y fallas de mesoescala.
- d) Analizar la relación entre la actividad neotectónica, los procesos geomorfológicos y su interacción en la evolución del paisaje de la FPC de Guañacos.
- e) Integrar los resultados obtenidos con los trabajos previos tanto de índole estructural como neotectónicos, en la zona de la FPC de Chos Malal (Figura 1.3), para conseguir una visión regional integral de la estructuración de la cuña orogénica en estas latitudes y comprender la relación entre los distintos frentes de deformación reciente.

1.3. Marco geográfico

El área de estudio se ubica en el sector norte de la provincia de Neuquén, dentro del departamento de Minas, cuya localidad principal es la ciudad de Andacollo. La zona de estudio se encuentra delimitada por el límite internacional con Chile al oeste y la Cordillera del Viento al este (Figura 1.3). El relieve es predominantemente montañoso, con elevaciones que varían entre los 2.000 y 3.000 m s. n. m.

Dentro del área se trabajó en dos zonas de estudio diferentes. La primera, de aquí en más denominada zona norte, abarca los sectores de las Lagunas de Epulafquen y el valle del río Buraleo. La segunda, denominada zona sur, incluye los valles de los ríos Lileo, Guañacos, Reñileuvú y Picunleo, y los arroyos Ñireco y Butalón (Figuras 1.1 y 1.3).

El acceso a la zona norte es posible a través de la ruta provincial 43, que conecta la localidad de Andacollo con Las Ovejas hacia el norte. Desde esta última localidad, se accede al área protegida Epulafquen a través de la ruta provincial 45 (Figura 1.3). Por su parte, el acceso a la zona sur se realiza mediante la ruta provincial 38, que conduce a la localidad de Los Miches, y las rutas provincial 57 y nacional 6, que recorren el valle del río

Reñileuvú y llevan al paso internacional Pichachen (Figura 1.3). El acceso a los lugares más remotos se llevó a cabo por caminos vecinales y, en algunos casos, a pie.

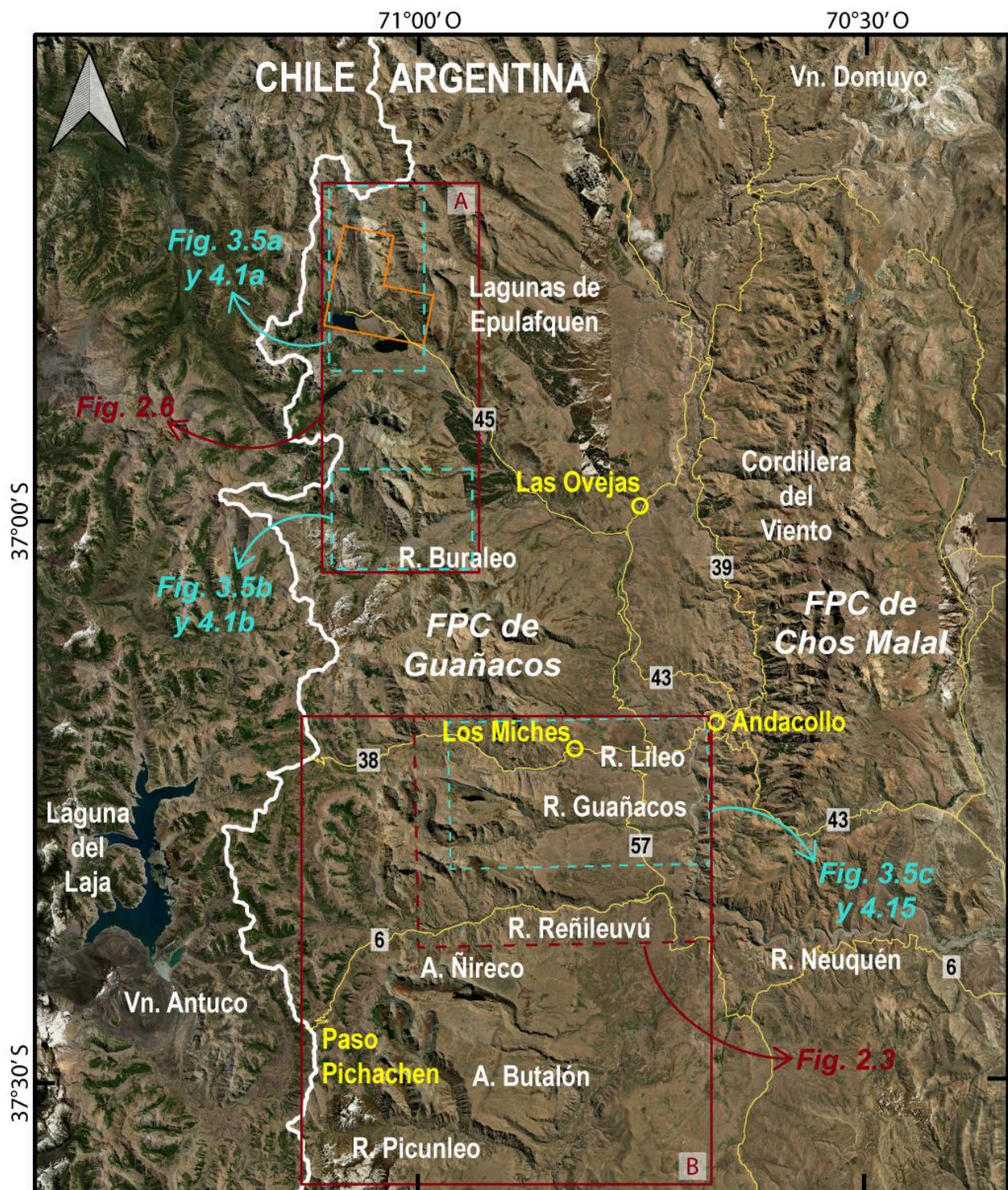


Figura 1.3: Ubicación de las zonas de estudio, dentro del Departamento de Minas, Neuquén. En blanco se indican los nombres de los ríos y de los principales accidentes geográficos en Chile y Argentina. Las rutas provinciales y localidades se destacan en

color amarillo, tomadas de la web del Instituto Geográfico Nacional (www.ign.gob.ar). El polígono naranja indica el límite del Área Natural Protegida Epulafquen, tomado del Sitio Oficial del Gobierno de la Provincia de Neuquén (www.anp.gob.ar). Las zonas de estudio se delimitan con un polígono rojo: A) Zona Norte (Área de Lagunas de Epulafquen y río Buraleo), B) Zona Sur (Área de los ríos Lileo, Guañacos, Reñileuvú y Picunleo, y los arroyos Ñireco y Butalón).

1.4. Estructura de la tesis

A continuación, se presenta la estructura general de esta tesis. Esta organización ha sido diseñada para facilitar la comprensión de los diferentes aspectos abordados y para guiar al lector a través de un recorrido lógico, desde el planteamiento del problema hasta la presentación de las conclusiones finales. Se explica brevemente el enfoque y el propósito de cada sección, destacando la manera en que contribuyen al desarrollo del objetivo principal de la investigación.

El capítulo 1, titulado *"Introducción"*, ofrece una descripción de la ubicación de la zona de estudio, revisa los trabajos previos en el área, identifica las problemáticas a resolver y expone los objetivos principales de esta tesis.

El capítulo 2, titulado *"Marco Geológico"*, describe el contexto tectónico, estratigráfico y geomorfológico de la zona de estudio. Primero, se sitúa la región dentro de un contexto regional más amplio y, posteriormente, se abordan las características específicas del área de trabajo.

El capítulo 3, titulado *"Fundamentos Teóricos y Métodos"*, presenta las teorías que respaldan las metodologías seleccionadas para el desarrollo de este trabajo y detalla los procedimientos empleados en el análisis de los datos.

Los resultados se presentan en dos capítulos. El capítulo 4, titulado *"Análisis Estructural y Cinemático de la Formación Cura Mallín"*, se divide en dos apartados principales. En el primero, **(4.1 Sector Norte: Sección volcánica inferior de la Formación Cura Mallín)**, se abordan los análisis cinemáticos realizados en la zona norte, donde afloran las secuencias volcanoclásticas basales de la Formación Cura Mallín. En el segundo, **(4.2 Sector Sur: Sección sedimentaria superior de la Formación Cura Mallín)** se presentan los modelos estructurales elaborados en el sector sur, donde se encuentra expuesta la secuencia sedimentaria superior de la misma formación. Es importante

destacar que los resultados presentados en este apartado fueron publicados en Jagoe et al. (2025).

El capítulo 5, titulado “**Análisis morfométrico: Neotectónica y evolución cuaternaria del paisaje**”, presenta la aplicación de variados índices morfométricos en la zona sur para luego analizar y comparar la influencia de los procesos tectónicos frente a los procesos exógenos en la evolución del paisaje desde el Pleistoceno hasta la actualidad. Este capítulo fue publicado en Jagoe et al. (2021).

El capítulo 6, titulado “**Discusiones**”, integra todos los resultados obtenidos en esta tesis para analizar la evolución tectónica de la Faja Plegada y Corrida de Guañacos desde el Mioceno hasta la actualidad, y la incorpora en un contexto evolutivo regional que abarca desde el límite chileno-argentino al sector de retroarco.

Por último, el capítulo 7, titulado “**Conclusiones**”, delinea los principales aportes realizados por esta tesis en cuanto a la caracterización de la Cuenca de Cura Mallín y la evolución tectónica de la FPC de Guañacos.

Capítulo 2

MARCO GEOLÓGICO

2.1. Contexto tectónico regional

La cadena montañosa de los Andes constituye el mayor sistema orogénico desarrollado por subducción de corteza oceánica por debajo de corteza continental (Ramos, 2009). El margen occidental de América del Sur se caracteriza por la subducción de las placas oceánicas de Nazca y Antártica por debajo de la placa continental Sudamericana (Figura 2.1) (Mpodozis y Ramos, 1989). A lo largo de los Andes, las variaciones en las condiciones de subducción generan una diversidad de segmentos con características tectónicas, orogénicas y volcánicas distintivas. Entre los factores más influyentes propuestos para explicar esta segmentación se encuentran el ángulo de subducción de la placa oceánica, el ángulo y velocidad de convergencia entre ambas placas, la estructuración previa de la placa Sudamericana, y la presencia de anomalías térmicas (Jordan et al. 1983, Kley et al. 1999, Cembrano et al. 2002, Ramos y Kay 2006, Ramos 2010, Folguera y Ramos 2011, Burd et al. 2014, Folguera et al. 2015). La alternancia de segmentos con diferentes ángulos de subducción de la losa resulta en configuraciones de subducción subhorizontal (*flat-slab*) asociadas a la ausencia de volcanismo, y zonas con ángulos de hasta 30° que presentan actividad volcánica (Figura 2.1) (Ramos, 1999). Sobre la base de los diferentes procesos tectónicos actuando a lo largo de la cadena andina, Gansser (1973) propuso una división en tres segmentos principales; los Andes del Norte, los Andes Centrales y los Andes del Sur (Figura 2.1).

El área de estudio se encuentra en los Andes del Norte Neuquino (36°-38°S) (Ramos et al., 2011), segmento sur de los Andes Centrales (Figura 2.1). En este sector, los Andes se dividen en una serie de unidades morfoestructurales con rumbo N-S, siendo de oeste a este: la Cordillera de la Costa y el Valle Central en el lado chileno del orógeno; la Cordillera Principal a lo largo del límite internacional; la Fosa de Loncopué y las FPC de Guañacos, Chos Malal y Agrio en la región de retroarco en los Andes argentinos (Figura 2.2). Este segmento de los Andes se caracteriza por una evolución tectónica marcada por la alternancia de fases contraccionales y extensionales, atribuidas según diversos autores a variaciones en la velocidad o el ángulo de subducción (Jordan et al., 2001; Kay et al., 2006; Burns et al., 2006; Ramos, 2010). El análisis de datos tectono-estratigráficos, geocronológicos y termocronológicos, ha permitido delinear la historia de exhumación del cordón montañoso y acotar los distintos pulsos orogénicos.

En este sector de los Andes, se ha propuesto que la deformación compresiva inició durante el Cretácico Tardío, tanto en Chile como en Argentina (Cobbald y Rossello, 2003; Ramos y Folguera, 2005; Ramos y Kay, 2006; Charrier et al., 2007; Boyce et al., 2020; Fennell et al., 2020). Este evento contraccional se asocia, según algunos autores, al aumento en la tasa de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana (Somoza, 1998; Ramos, 2009; Somoza y Zaffarana, 2008). En el sector argentino, se han registrado evidencias geológicas, estructurales y geocronológicas de este primer pulso orogénico en los sectores internos de las FPC de Chos Malal y Agrio (Figura 2.2) (Cobbald y Rossello, 2003; Tunik et al., 2010; Ramos y Folguera, 2005; Di Giulio et al., 2017; Gómez et al., 2019; Fennel et al., 2020). En la última década, datos termocronológicos de baja temperatura respaldan este evento compresivo, indicando un período de exhumación entre ~110 y 50 Ma (Folguera et al 2015, Rojas Vera et al., 2015; Sánchez et al., 2018, 2020, 2024; Galetto et al 2021; Orts et al 2024).

Durante el Oligoceno Tardío y el Mioceno Temprano, una fase de extensión tectónica afectó las regiones de intraarco y retroarco, lo que llevó a la formación de varias cuencas, incluida la Cuenca de Cura Mallín en la zona de estudio, sin embargo las evidencias de extensión en Argentina son escasas y controversiales (Jordan et al., 2001; Charrier et al., 2015). Se ha propuesto como mecanismo desencadenante de la extensión un aumento en el ángulo de subducción de la placa de Farallón (Nazca) (Burns et al., 2006). Posteriormente al período extensional, un nuevo pulso orogénico tuvo lugar durante el Mioceno Medio-Tardío, documentado mediante evidencias geológicas y geocronológicas

(Kay y Copeland, 2006; Zamora Valcarce et al., 2006; Folguera et al., 2007; Sagripanti et al., 2011; Spagnuolo et al., 2012; Dyhr et al., 2013; Güreter et al., 2016; Cruset et al., 2021) y datos de termocronología de baja temperatura (Folguera et al., 2015; Sánchez et al., 2018, 2020, 2024) en los sectores interno y externo de las FPCs de Chos Malal y Agrio (Figura 2.2).

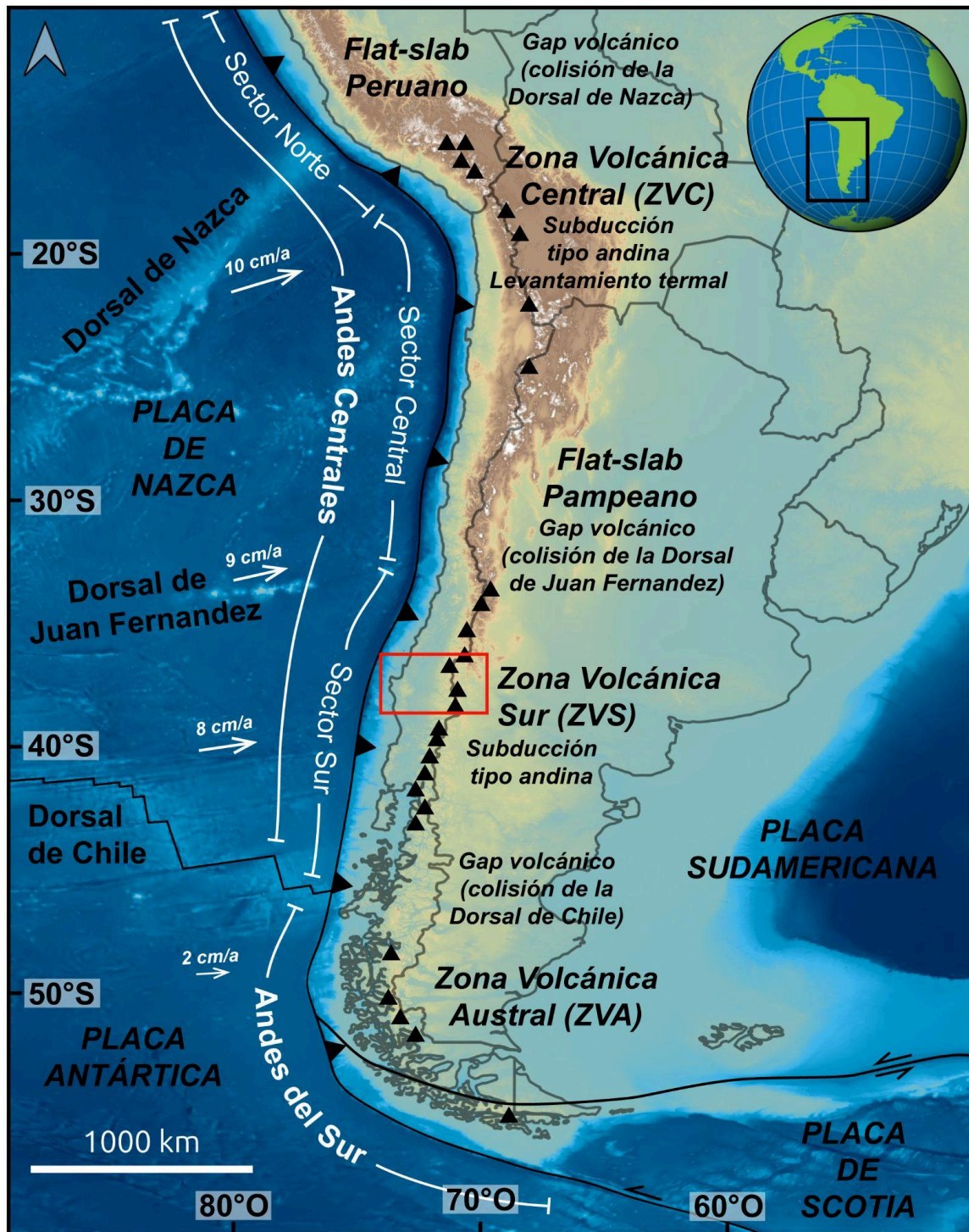


Figura 2.1: Mapa topográfico y batimétrico de Sudamérica, entre los 10° y 60°S, con los principales elementos tectónicos. Se indican las divisiones de los Andes según Gansser (1973) y Ramos (1999), señalando las zonas volcánicas activas y los segmentos de subducción de tipo andino y subhorizontal. El recuadro muestra la ubicación de la Figura 2.2. Modificado de Ramos (2009).

Para el período Plio-Pleistoceno, diversos autores han propuesto una nueva etapa extensional afectando las áreas de arco y retroarco, asociada al desarrollo de extenso volcanismo (Folguera et al., 2005; Ramos y Kay, 2006; Rojas Vera et al., 2014; Galetto et al., 2018;). Sin embargo, también se han encontrado evidencias de deformación compresiva en la región durante el mismo período (Galland et al., 2007; Messenger et al., 2010; Sagripanti et al., 2015; Colavitto et al., 2020).

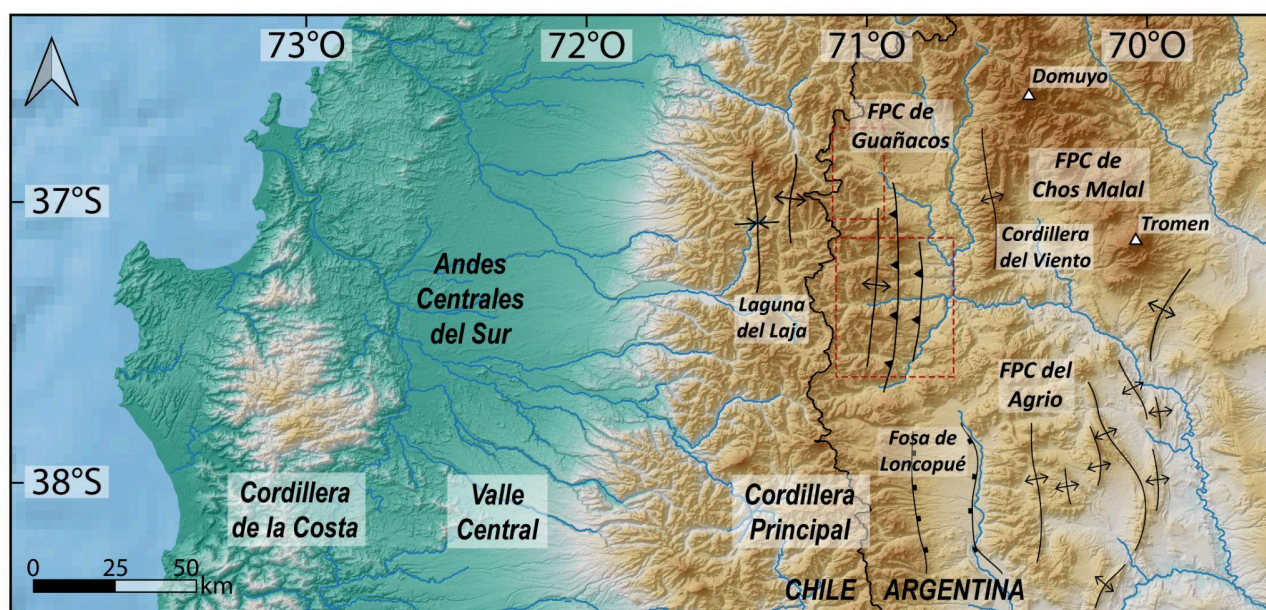


Figura 2.2: Contexto tectónico regional. Se indican las principales unidades morfotectónicas dentro de los Andes Centrales del Sur, sobre un modelo de elevación digital SRTM de 90 m de resolución (modificado de Melnick et al., 2006 y Colavitto et al., 2020). Los recuadros rojos indican las zonas de estudio de esta tesis. Ver ubicación en Figura 2.1.

2.2. Estratigrafía de la Faja Plegada y Corrida de Guañacos

Esta tesis se desarrolla en la FPC de Guañacos (36°-38°S), parte interna de la Cordillera Principal (Figura 2.2). Al oeste, está limitada por el arco volcánico, mientras que el límite oriental está marcado por la Cordillera del Viento, que representa la expresión más occidental de la FPC de Chos Malal (Figura 2.2).

La unidad más antigua expuesta en el área es la Formación Cayanta (56,9–48,9 Ma, ^{40}Ar - ^{39}Ar en hornblenda, Jordan et al., 2001), aflorando en la ladera occidental de la Cordillera del Viento. Hacia el oeste, la FPC de Guañacos levanta y expone espesas secuencias oligo-miocenas depositadas en la Cuenca de Cura Mallín (Jordan et al., 2001; Radic et al., 2002; Burns et al., 2006; Rosselot et al., 2020). En el área de estudio, la Formación Cura Mallín sobreyace a la Formación Cayanta. Aunque el contacto entre ambas unidades no se encuentra expuesto, se observa que ambas formaciones presentan una actitud similar en la confluencia del río Lileo con el río Neuquén. La Formación Cayanta, junto con las unidades inferiores, forma el basamento de la Cuenca de Cura Mallín en el sector oriental de la FPC de Guañacos. No obstante, su continuidad hacia el oeste es incierta debido a que estas unidades no afloran en el sector occidental de la faja. En territorio chileno, en el sector norte de la cuenca, la Formación Cura Mallín sobreyace directamente sobre niveles marinos de edades jurásicas-cretácicas correspondientes a las Formaciones Nacientes del Teno y Estratos del Estero Cristales (Muñoz y Niemeyer, 1984), mientras que en el sector sur se dispone en discordancia sobre granitoides cretácicos y rocas sedimentarias y volcánicas jurásicas pertenecientes a la Formación Nacientes del Bío Bío (Suárez y Emparán, 1995).

La Formación Cura Mallín está compuesta por secuencias volcánicas y sedimentarias continentales de edad oligo-miocena (Carpinelli, 2000; Jordan et al., 2001; Burns et al., 2006; Radic et al., 2002; Folguera et al., 2006). Dentro de la FPC de Guañacos, la Formación Cura Mallín muestra variaciones laterales en su estratigrafía. Mientras que al norte de los 37°S aflora la sección basal de naturaleza volcanoclástica, al sur de esa latitud dominan los afloramientos de la sección superior sedimentaria (Figuras 1.1 y 2.2). Si bien la sección superior ha sido objeto de numerosos estudios estratigráficos y paleoambientales (Gutiérrez Pleimling y Minitti, 1985; Radic et al., 2002; Leanza et al., 2002), la sección basal, particularmente en la vertiente argentina, ha sido menos estudiada (Utgé et al., 2009), lo que dificulta la comprensión acabada de la evolución geológica de esta región durante el Cenozoico.

Durante el Mioceno Superior, la Formación Cura Mallín sufrió deformación compresiva con dirección predominante E-O, definiendo pliegues y corrimientos principales con rumbo N-S (Folguera et al., 2006, 2007) (Figura 2.2). Posteriormente, estas capas plegadas fueron cubiertas en discordancia por las secuencias volcánicas y sedimentarias del Mioceno Tardío asignadas a las Formaciones Trapa Trapa, Mitrauquén y Cajón Negro definidas de esta forma en distintos sectores de la cuenca, pero correlacionables entre sí (Figura 1.1) (Niemeyer y Muñoz, 1983; Suárez y Emparán, 1997; Zanettini et al., 2001).

Durante el Plioceno-Cuaternario, extensas erupciones volcánicas dieron lugar a las formaciones Cola de Zorro y Guañacos, las cuales cubrieron discordantemente las secuencias miocenas plegadas; tal como se observó en el sector sur estudiado en esta tesis (Figura 2.3). Las lavas basálticas y andesíticas, depositadas horizontalmente sobre las rocas más antiguas, originaron extensas planicies volcánicas que predominan en el sector externo (oriental) de la FPC de Guañacos (Figura 2.3). En este contexto, las unidades miocenas quedan relegadas a los sectores más profundos de los valles fluviales (Figura 2.3).

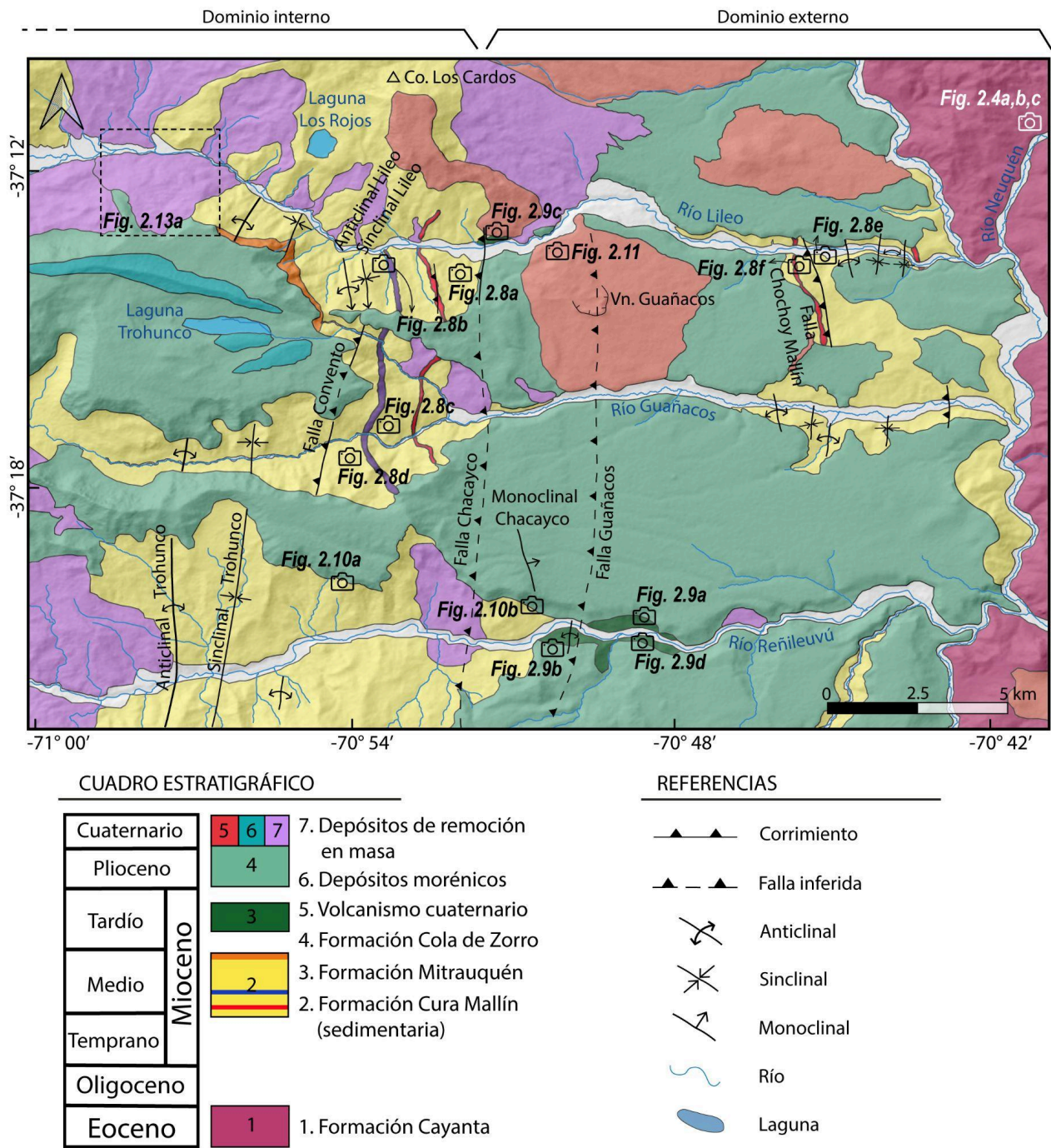


Figura 2.3: Mapa geológico de la FPC de Guañacos de la zona sur de estudio, entre los ríos Lileo y Reñileuvú (~37°15'S). Ver Figura 1.3 para ubicación. Las líneas azul y roja dentro de la Formación Cura Mallín representan niveles guía mapeados en esta tesis utilizados para realizar la reconstrucción estructural. Los dominios interno (occidental) y externo (oriental) mencionados en el texto están indicados (modificado de Colavitto, 2019).

2.3. Unidades aflorantes en la zonas de estudio

A continuación se presenta una descripción de las unidades geológicas identificadas en las zonas de estudio. La descripción se basa tanto en la revisión de trabajos previos como en las observaciones realizadas durante los trabajos de campo.

2.3.1. Formación Cayanta

La Formación Cayanta es la unidad más antigua dentro de la FPC de Guañacos, sus afloramientos se encuentran en la zona sur de estudio. Fue definida por Rapela y Llambías (1985), y reúne las facies extrusivas del Grupo Molle (Rovere et al., 2004). Fue datada por Jordan et al. (2001) mediante los métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y trazas de fisión en apatitos y circones en $56,9 \pm 1,1$ a $48,9 \pm 2,7$ Ma, representando una edad eocena temprana. Corresponde al basamento de la Cuenca de Cura Mallín en la vertiente argentina de los Andes, y se dispone en discordancia sobre secuencias neopaleozoicas y sedimentitas mesozoicas asociadas a la Cuenca Neuquina (Rovere et al., 2004).

Los afloramientos correspondientes a esta unidad se encuentran en la ladera occidental de la Cordillera del Viento, al este de la zona sur de estudio (Figura 2.3), y presentan colores rojizos a pardo amarillentos (Figura 2.4). Se componen de coladas de andesitas, andesitas basálticas, tobas, conglomerados y cuerpos intrusivos como filones capa y lacolitos de composición andesítica, dioritas y domos dacíticos (Rovere et al., 2004). El espesor máximo alcanzado es de 2.300 m al oeste del río Neuquén (Figura 2.3) (Rovere et al., 2004).

En base a estudios geoquímicos de elementos mayores y trazas en roca total, Burns (2002) y Zamora Valcarce et al. (2006) interpretaron estas secuencias como rocas de arco emplazadas sobre una corteza delgada.

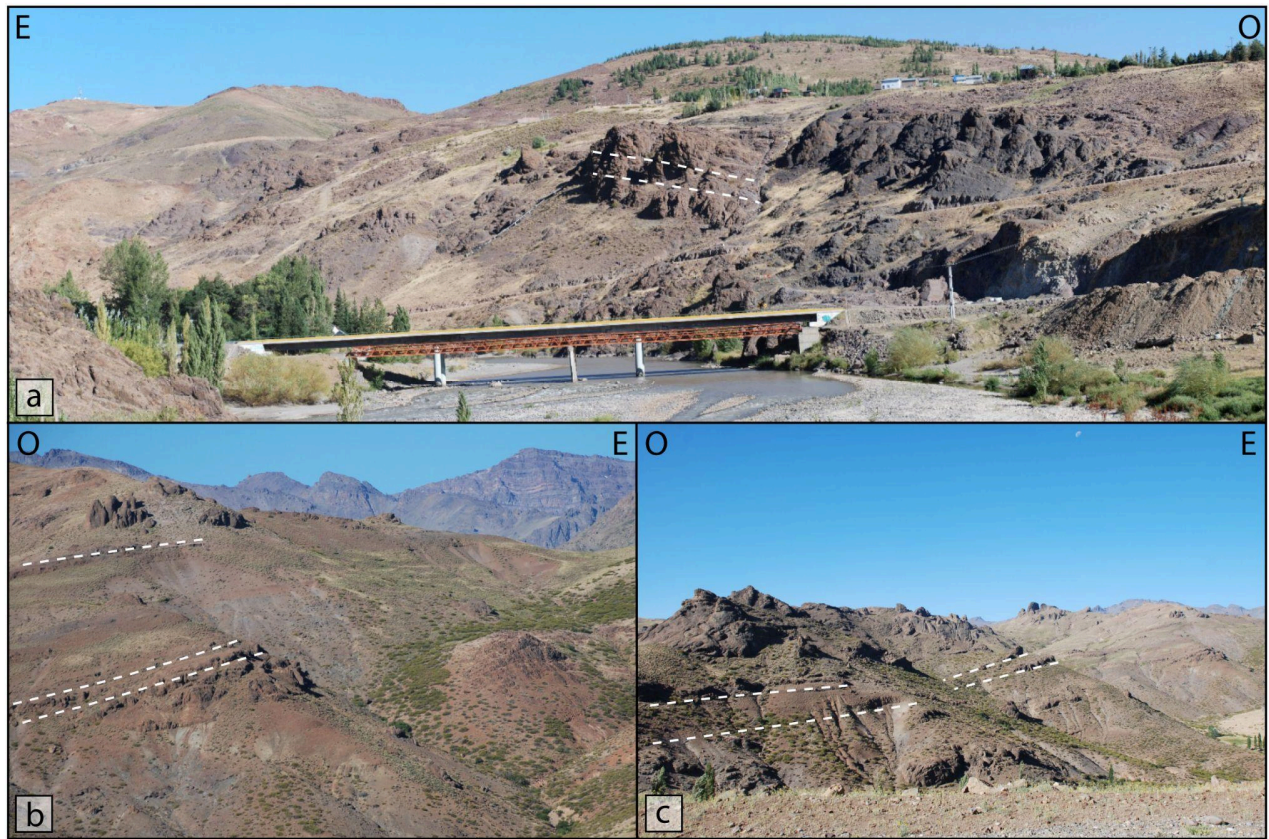


Figura 2.4: Fotografías de afloramientos representativos de la Formación Cayanta en el área de estudio. a) Vista al sur en el valle del río Neuquén. Al oeste del río se observan afloramientos de la Formación Cayanta inclinando suavemente al oeste. b) y c) Vista al norte de la ladera occidental de la Cordillera del Viento. Nuevamente, niveles de la Formación Cayanta mostrando una ligera inclinación al oeste.

2.3.2. Formación Cura Mallín

La Formación Cura Mallín aflora en la Cordillera Principal de Chile y Argentina (Figura 1.1). Fue definida por González y Vergara (1962) en la zona de Laguna del Laja en los Andes chilenos como una secuencia sedimentaria con algunas intercalaciones volcánicas. En los diversos estudios realizados sobre la Formación Cura Mallín, se ha observado una secuencia estratigráfica en la que se logran reconocer dos miembros principales: uno basal, con predominio de material volcánico, y otro superior, de naturaleza sedimentaria. Sin embargo, la nomenclatura asignada a cada miembro ha variado según la región estudiada, de acuerdo a características locales. Aunque no existen afloramientos continuos, se reconoce una correlación entre las subdivisiones existentes en cada sector.

En los sectores de Laguna del Maule y Laguna del Laja de la vertiente chilena de los Andes (36°-38°S), Niemeyer y Muñoz (1983) y Muñoz y Niemeyer (1984) denominaron al miembro volcánico como Río Queuco y al sedimentario como Malla Malla. Por su parte, Suárez y Emparán (1997), en el sector de Lonquimay (38°-39°S), utilizaron los términos Miembro Guapitrío y Miembro Río Pedregoso, respectivamente (Figura 2.5).

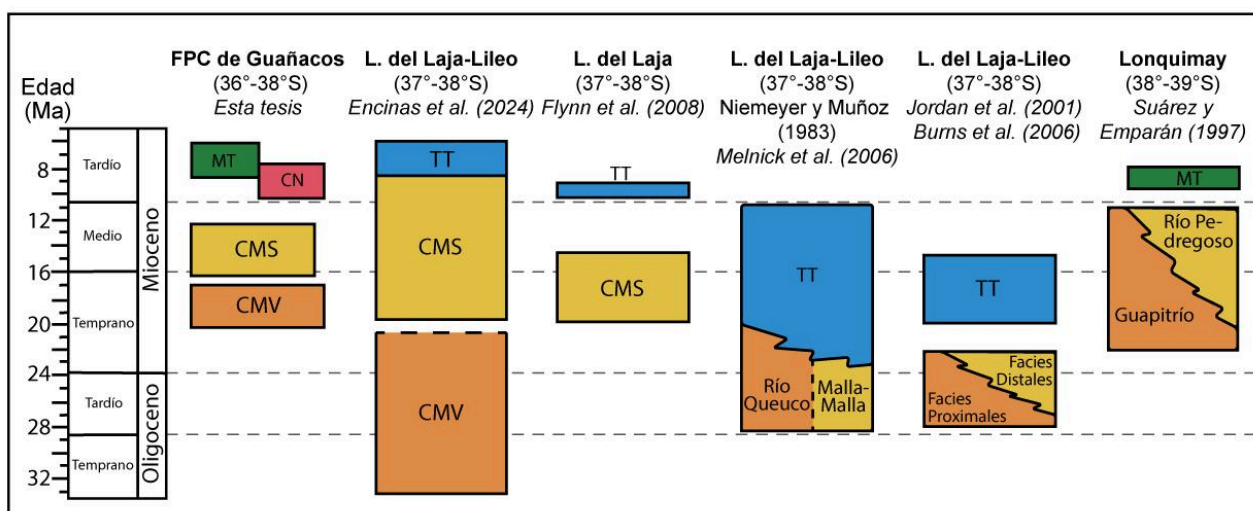


Figura 2.5: Cuadro estratigráfico comparativo. Se muestran las distintas propuestas de columnas estratigráficas para cada sector de la Cuenca de Cura Mallín. Modificado en Encinas et al. (2024). CMV: Fm. Cura Mallín volcánica; CMS: Fm. Cura Mallín sedimentaria; MT: Fm. Mitrauquén; CN: Fm. Cajón Negro; TT: Fm. Trapa Trapa.

En el sector argentino no existe una subdivisión formal en miembros para esta formación. Sin embargo, Burns et al. (2006) reconocieron dos facies depositacionales asociadas a volcanismo de arco reflejando la distancia variable a los centros eruptivos. En este esquema, los autores identificaron facies volcánicas proximales que afloran predominantemente al norte de los ~37°S (zona norte de estudio, Figuras 1.1 y 2.2), y facies volcanoclásticas distales al sur de los ~37°S (zona sur de estudio, Figuras 1.1 y 2.2). Burns et al. (2006) sugirieron que las dos facies son contemporáneas basándose en edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que datan a ambas facies entre los 28 y 22 Ma (Jordan et al., 2001; Burns et al., 2006). No obstante, como se señaló en el capítulo de Introducción, estas edades son poco confiables debido a errores metodológicos (Rosselot et al., 2020). Además, la transición entre las facies proximales y distales no se ha observado en ningún sector de la vertiente Argentina de los Andes.

Miembro volcanoclástico inferior:

Equivalencias: Miembro Río Queuco, Miembro Guapitrío, Facies Volcánicas Proximales

En territorio chileno es el miembro de mayor exposición y distribución, mientras que en Argentina sus afloramientos están restringidos al norte de los 37°S, en la zona norte de estudio. En el área de Lonquimay, en Chile, Suárez y Emparán (1995, 1997) dataron a este miembro mediante análisis K-Ar entre los $20,3 \pm 4,0$ y $10,7 \pm 1,1$ Ma. A pesar de la discontinuidad de los afloramientos, las correlaciones estratigráficas permitieron estimar un espesor total de unos 1500 m (Suárez y Emparán, 1997).

Está compuesto por una asociación volcánica de carácter intermedio a ácido, principalmente piroclástica, con intercalaciones de lavas y rocas sedimentarias continentales (Niemeyer y Muñoz, 1983; Muñoz y Niemeyer, 1984; Suárez y Emparán, 1997; Burns et al., 2006). Dentro de este miembro se incluyen diques y cuerpos hipabisales de composiciones andesíticas (Suárez y Emparán, 1997). En la zona norte de estudio, las litologías más representadas son tobas, ignimbritas, andesitas, brechas y, subordinadamente, areniscas y conglomerados (Figuras 2.6 y 2.7).

Estos depósitos, interpretados como productos de erupciones proximales y flancos de estratovolcanes, evidencian una intensa actividad volcánica efusiva. Las tobas, asociadas a depósitos de caída y flujos piroclásticos, sugieren una rápida depositación en un ambiente continental (Suárez y Emparán, 1997; Burns et al., 2006) (Figura 2.7).

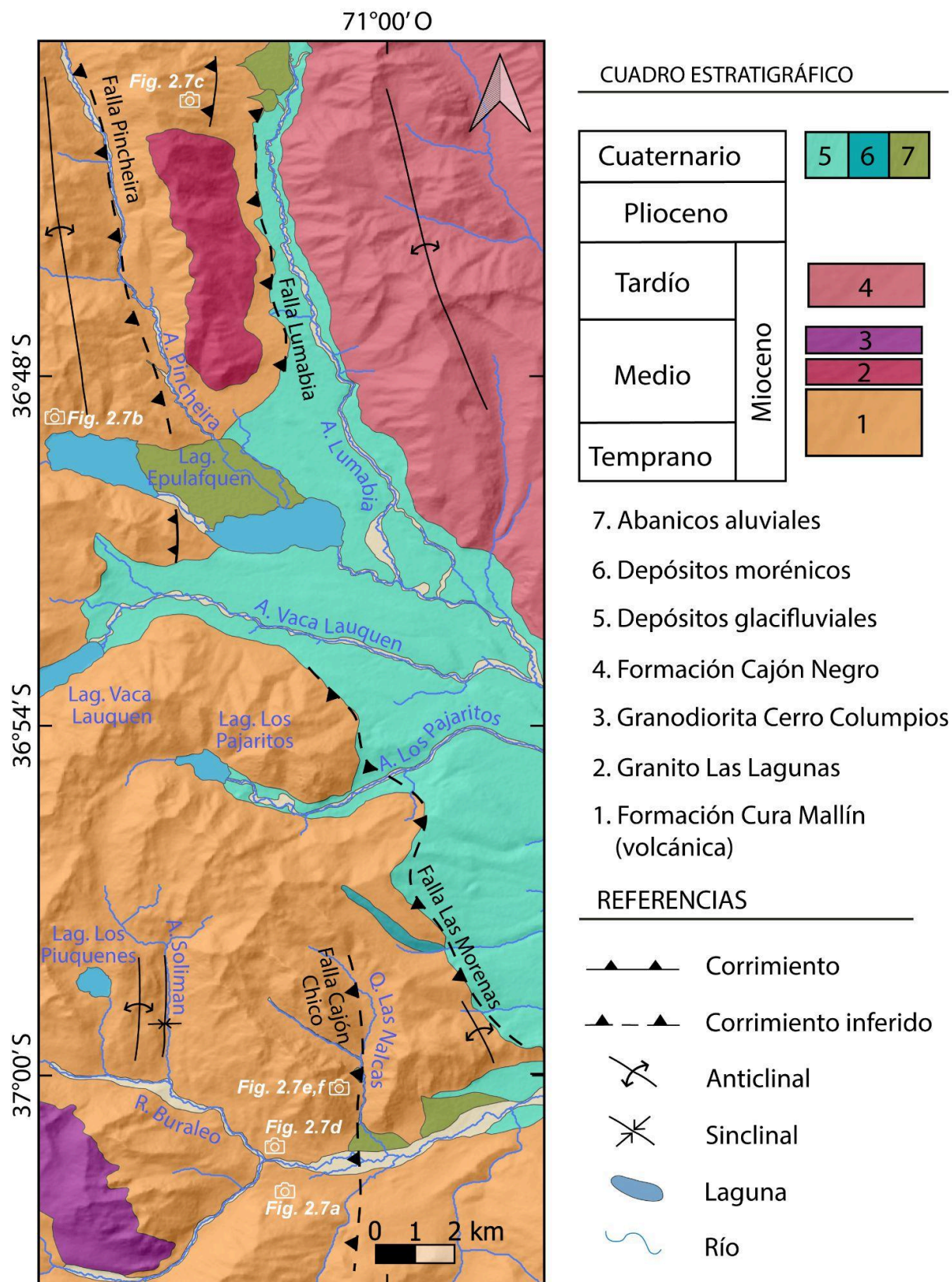


Figura 2.6: Mapa geológico de la zona norte de la FPC de Guañacos, en la ladera oriental de los Andes, abarcando el área de las Lagunas de Epulafquen y el río Buraleo.

Se indican las ubicaciones de las fotografías de la Figura 2.7. Ver Figura 1.3 para ubicación.

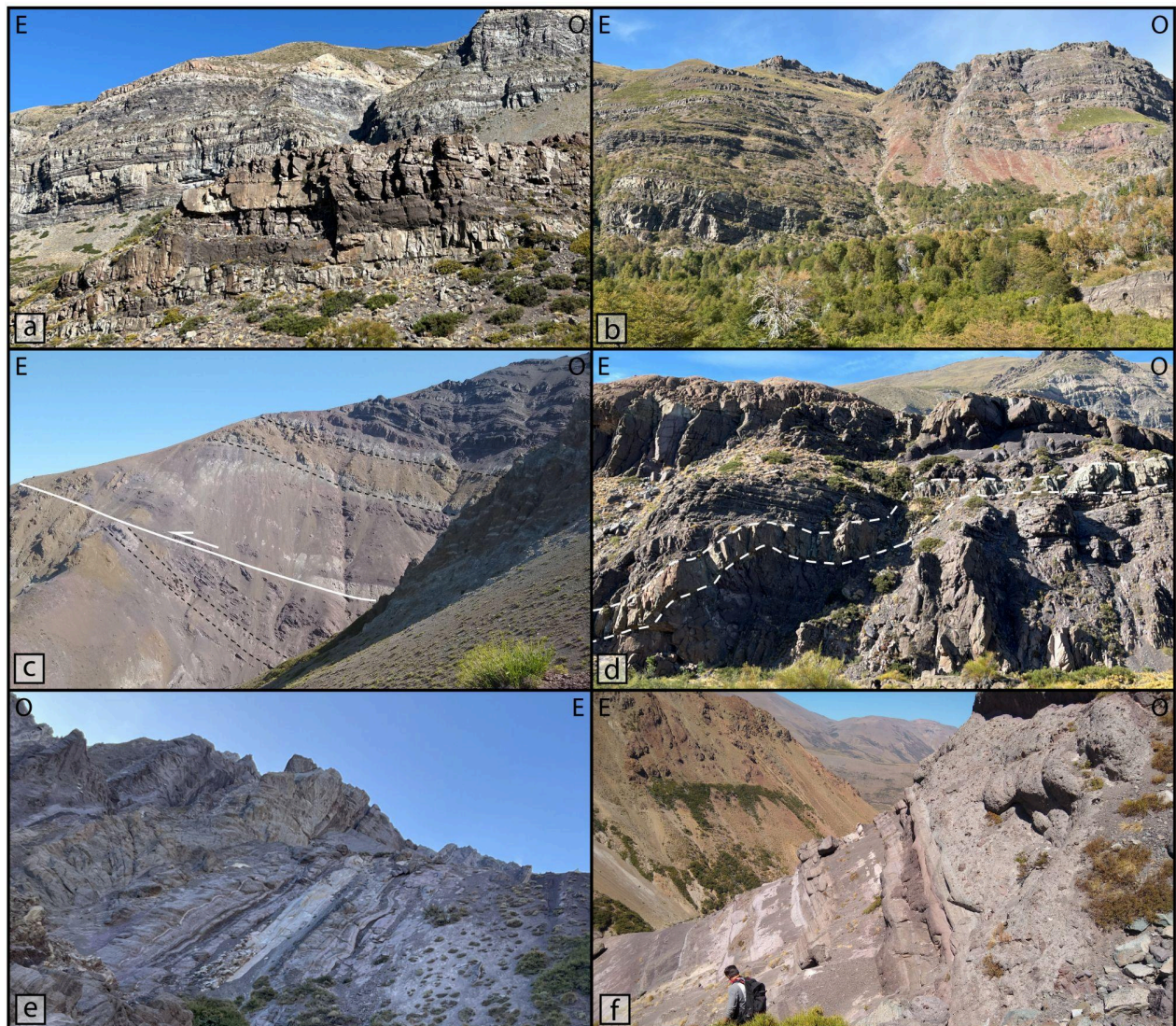


Figura 2.7: Fotografías de afloramientos representativos de las secuencias volcanoclásticas basales de la Formación Cura Mallín en el sector norte del área de estudio. a) Ladera sur del valle del río Buraleo, se observan bancos de andesitas, basaltos e ignimbritas. b) Ladera sur de las Lagunas de Epulafquen, secuencia dominada por brechas volcánicas, con intercalaciones sedimentarias y lavas. c) Ladera oeste del valle del arroyo Lumabia, observar el corrimiento fuera de secuencia repitiendo secuencias compuestas por brechas volcánicas e ignimbritas. d) Valle del río Buraleo, observar el dique plegado cortando la secuencia compuesta por andesitas y brechas volcánicas, que luego hacia arriba pasa a filón capa. e) y f) Ladera oeste del valle del Arroyo Las Nalcas, secuencia compuesta por intercalaciones de andesitas y niveles

arenosos y conglomerádicos monomícticos, con clastos de andesita. Ver ubicaciones en la Figura 2.6.

Miembro sedimentario superior:

Equivalencias: Miembro Malla Malla, Miembro Río Pedregoso, Facies Volcanoclásticas Distales, Formación Lileo.

En los Andes chilenos, este miembro presenta una distribución areal limitada y un espesor reducido, interpretándose como una cuña sedimentaria intercalada entre el miembro volcánico basal y las unidades del Mioceno Superior (Niemeyer y Muñoz, 1983). En contraste, en la vertiente argentina, particularmente en el valle del río Lileo, este miembro aflora de manera continua y con muy buena exposición, alcanzando espesores de hasta 2800 m (Gutiérrez Pleimling y Minitti, 1985; Leanza et al., 2002; Radic et al., 2002).

Tanto en territorio chileno como argentino, la secuencia se compone principalmente por areniscas, conglomerados y lutitas, con menor participación de tobas, brechas, calizas y niveles carbonosos (Figuras 2.3 y 2.8) (Niemeyer y Muñoz, 1983; Muñoz y Niemeyer, 1984; Gutiérrez Pleimling y Minitti, 1985; Suárez y Emparán, 1997; Leanza et al., 2002; Burns et al., 2006). El ambiente sedimentario fue interpretado como sistemas fluviales y deltaicos, con depósitos de areniscas y conglomerados derivados de la erosión de rocas volcánicas e intrusivas. Las pelitas, calizas y niveles carbonosos fueron acumulados en cuerpos de agua dulce someros, intercalados con material piroclástico, epiclástico y terrígeno proveniente de la actividad volcánica y la erosión de rocas preexistentes (Niemeyer y Muñoz, 1983; Burns et al., 2006).

En la zona sur de estudio, Leanza et al. (2002) le adjudicó una edad Oligoceno Superior-Mioceno Inferior sobre la base de presencia de fósiles microflorísticos. Recientemente, Encinas et al. (2024) delimitaron la edad de este miembro entre los $16,2 \pm 0,2$ y $12,5 \pm 0,3$ Ma mediante análisis U-Pb, mientras que en territorio chileno edades radiométricas Ar-Ar, K-Ar y U-Pb posicionan este miembro en un rango entre los $20,0 \pm 0,3$ y los $8,8 \pm 0,2$ Ma (Suárez y Emparán, 1995, 1997; Herriot, 2006; Flynn et al., 2008; Pedroza et al., 2017; Encinas et al., 2024).

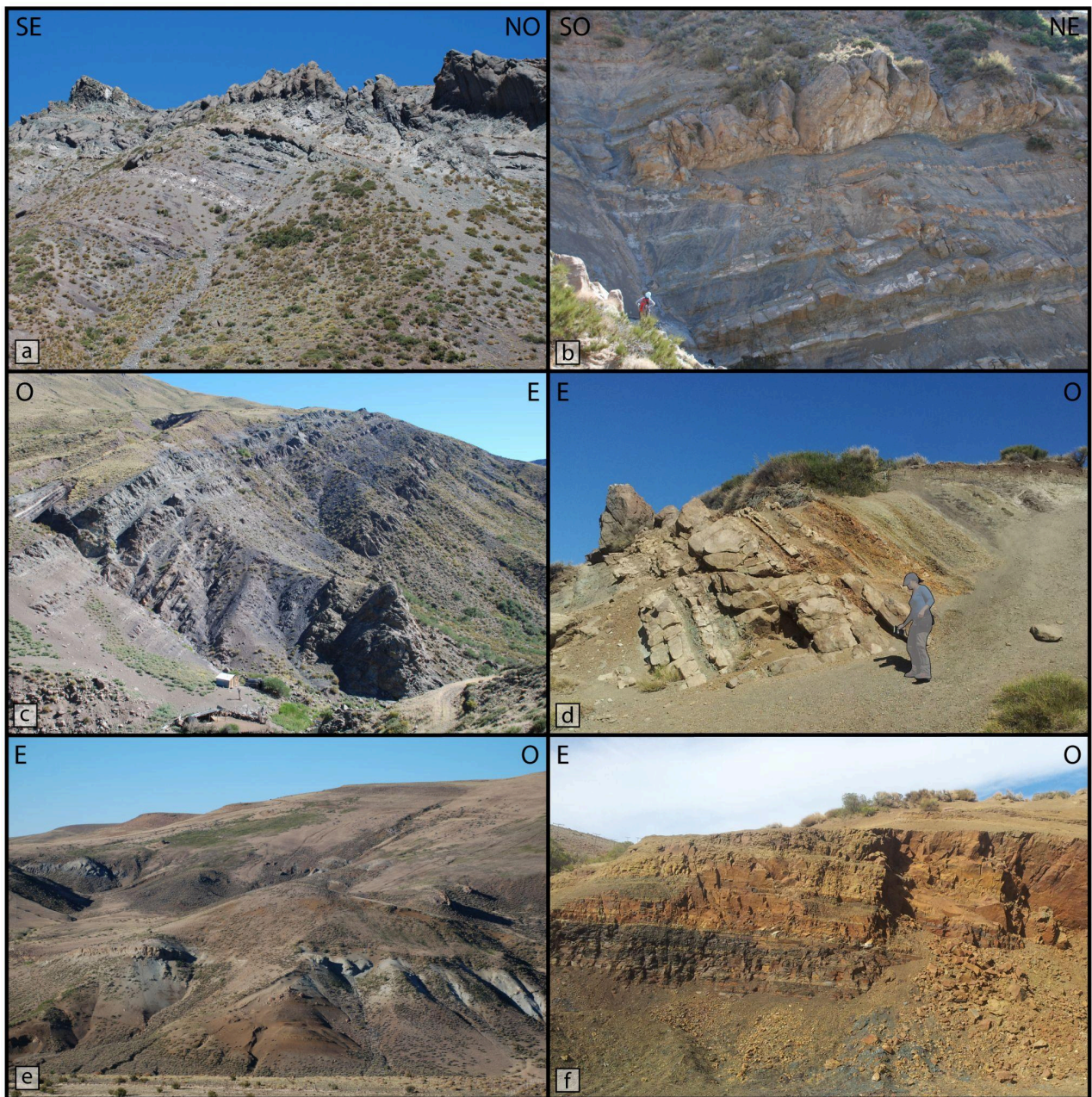


Figura 2.8: Fotografías de afloramientos representativos de las secuencias sedimentarias superiores de la Formación Cura Mallín en el sector sur del área de estudio. a) y b) Ladera sur del sector medio del valle del río Lileo, las secuencias se componen principalmente de pelitas de colores oscuros con intercalaciones de bancos de areniscas y calizas de colores claros. c) Ladera norte del valle del río Guañacos, pelitas finamente estratificadas con intercalaciones conglomerádicas. d) Ladera sur del río Guañacos, bancos de areniscas y calizas en la base, y niveles más finos en el sector superior. e) y f) Ladera sur del sector inferior del valle del río Lileo, secuencias dominadas por pelitas de colores pardos oscuros, con algunas intercalaciones de brechas sedimentarias de colores claros. Ver ubicaciones en la Figura 2.3.

2.3.3. Granito Las Lagunas

El Granito Las Lagunas fue descrito por Pesce (1981), quien lo denominó Granito Cerro Blanco y le asignó una edad aproximada de 15 Ma. Esta edad se basa en similitudes petrográficas observadas con el cuerpo granítico Vaca Lauquen, ubicado a unos 10 km al SO del Granito Las Lagunas, en el límite entre Argentina y Chile. La edad de Vaca Lauquen también fue determinada por Pesce (1981) mediante el método K-Ar. Posteriormente, Zanettini et al. (2001) lo nombraron formalmente como Granito Las Lagunas. Estos autores lo incluyeron dentro del Grupo Domuyo, estableciendo correlaciones con otros cuerpos intrusivos presentes en la Hoja Geológica Las Ovejas y en territorio chileno.

El Granito Las Lagunas aflora en la zona norte de estudio, en la sierra comprendida entre los arroyos Pincheira y Lumabia, al norte de las Lagunas Epulafquen (Figura 2.6). Presenta una distribución elongada longitudinalmente, con unos 8 km de largo en sentido N-S, y 2 km de ancho en sentido E-O, y se encuentra intruyendo a la sección inferior de la Formación Cura Mallín (Figura 2.6). El granito presenta estructura granosa mediana, color blanco grisáceo, compuesto por cuarzo, feldespato potásico y una menor proporción de plagioclasa, biotita y minerales opacos (Zanettini et al., 2001).

La edad asignada a estos cuerpos, Mioceno Medio a Superior, se basa en dataciones radiométricas K-Ar realizadas por Pesce (1981) y Muñoz y Niemeyer (1984). Burns et al. (2006) realizaron estudios de trazas de fisión en circones y apatitos del Granito Las Lagunas. Estos análisis arrojaron edades de $26,3 \pm 1,5$ Ma para los circones y $8,2 \pm 4,0$ Ma para los apatitos. La primera edad fue interpretada por los autores como la de emplazamiento del granito, mientras que la segunda se asoció a un evento de rejuvenecimiento termal. Sin embargo, estas edades han sido puestas en duda en el trabajo de Utgé (2006). Burns et al. (2006) no proporcionaron los datos brutos ni los modelos utilizados en sus análisis, lo que dificulta la evaluación de la robustez de sus resultados. En consecuencia, se considera necesario revisar y recalcular ambas edades, tomando en cuenta las nuevas dataciones disponibles para la Formación Cura Mallín en Argentina, que han demostrado ser más jóvenes de lo que se creía anteriormente.

2.3.4. Granodiorita Cerro Columpios

La Granodiorita Cerro Columpios fue definida por Pesce (1981), como cuerpos plutónicos que intruyen unidades continentales, volcanoclásticas y volcánicas miocenas, y que se encuentran cubiertos en discordancia por volcanitas pliocenas (Rovere, 1998; Rovere y Rosello, 2001). Méndez et al. (1995) incluyeron esta unidad dentro del Grupo Domuyo, al igual que el Granito Las Lagunas.

La Granodiorita Cerro Columpios se encuentra en la zona norte del área de estudio, cerca de la frontera con Chile. Aflora en las nacientes del río Buraleo, en la ladera sur del valle (Figura 2.6). El batolito intruye a la sección inferior de la Formación Cura Mallín, y se compone de granodioritas, dioritas, dioritas cuarcíferas y tonalitas (Rovere et al., 2004). Suelen presentar textura hipidiomorfa granular de grano grueso, y en menor medida, de grano más fino (Rovere et al., 2004). Los análisis K-Ar sobre roca total y cristales de biotita arrojaron edades de $12,3 \pm 0,6$ a $10,8 \pm 0,1$ Ma (Rovere, 1993; Rovere y Castro, 1995), lo que permite interpretar que el emplazamiento de este cuerpo intrusivo ocurrió durante el Mioceno Superior (Rovere et al., 2004).

2.3.5. Formación Cajón Negro

La Formación Cajón Negro, definida por Pesce (1981), aflora en la porción noreste de la zona norte de estudio (Figura 2.6) y representa el relleno superior de la cuenca de Cura Mallín en el sector norte de los Andes del Norte Neuquino (Radic et al., 2002).

Esta formación está compuesta principalmente por aglomerados volcánicos andesíticos de color oscuro, con intercalaciones de coladas lávicas andesíticas. En el sector oeste, predominan flujos andesíticos a dacíticos y conglomerados volcánicos, mientras que hacia el este abundan las rocas piroclásticas como tobas e ignimbritas (Zanettini et al., 2001; Espinach, 2009).

Esta formación, de acuerdo con Burns (2002) y Kay et al. (2006), representa un episodio de magmatismo calcoalcalino de arco continental. Dataciones radiométricas Ar/Ar en biotita y hornblenda realizadas por Burns (2002) sitúan la edad de formación en el Mioceno Medio, con valores de $11,7 \pm 0,3$ Ma y $10,8 \pm 1,6$ Ma, respectivamente. Las características litológicas y la edad de esta unidad sugieren una correlación con las formaciones Trapa Trapa y Mitrauquén (Burns et al., 2006; Encinas et al., 2024).

2.3.6. Formación Mitrauquén

La Formación Mitrauquén fue definida por Suárez y Emparán (1997) en la zona de Lonquimay en Chile (38° - 39° S), como una secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias continentales, que se encuentra en leve discordancia angular sobre la Formación Cura Mallín. Estos autores reconocieron dos miembros, uno sedimentario y otro volcánico, alcanzando en total unos 400 m de espesor. El miembro sedimentario se compone de conglomerados con intercalaciones de ignimbritas y lavas andesíticas, mientras que el miembro volcánico se compone de lavas andesíticas y andesítico-basálticas con intercalaciones de tobas e ignimbritas. El miembro sedimentario fue interpretado como depósitos de ríos gravosos y abanicos aluviales. Las dataciones radimétricas K/Ar en las andesitas, andesitas-basálticas e ignimbritas dieron como resultado edades cercanas a los 8 Ma, interpretadas como edades de erupción y permitiendo asignarle a esta unidad una edad miocena superior (Suárez y Emparán, 1997).

En territorio argentino, se identificaron afloramientos de esta formación en el área de Pino Hachado ($38^{\circ}40'S$), cercanos a los descritos en Chile en el área de Lonquimay. En esta zona, Zanettini et al. (2010) describieron una secuencia compuesta por tufitas, tobas, areniscas tobáceas, conglomerados e ignimbritas. En el área sur de estudio, por otro lado, afloramientos de la Formación Mitrauquén fueron identificados por Folguera et al. (2004), Penna et al. (2011) y Colavitto (2019). Estos afloramientos son escasos y de extensión acotada, limitados a los valles de los ríos Lileo y Reñileuvú (Figura 2.3), y se componen principalmente de intercalaciones arenosas y conglomerádicas (Figura 2.9). El contacto entre esta unidad y la Formación Cura Mallín no es observable en el campo.

En la ladera norte del río Lileo, cerca de la Falla Chacayco, esta unidad se encuentra intensamente deformada formando un anticlinal apretado (Colavitto, 2019). Asimismo, en la ladera sur del río Reñileuvú, cerca de la Falla Guañacos (Figura 2.3), conglomerados de la Formación Mitrauquén se disponen formando un anticlinal apretado con limbos casi verticales (Figura 2.9). Encinas et al. (2024) dataron estos conglomerados en $6,4 \pm 0,3$ Ma (U-Pb), aunque los asignan a la Formación Trapa Trapa. Aguas abajo de este punto, en cambio, la formación muestra una orientación subhorizontal, concordante con la Formación Cola de Zorro que se encuentra por arriba (Figura 2.9) (Colavitto, 2019). Sobre la base de estas observaciones, Folguera et al. (2004) propusieron que la Formación

Mitrauquén representa el límite de la deformación compresiva del Mioceno Superior, mostrando sus niveles inferiores deformados y los superiores sin deformar. En contraste, Melnick et al. (2006) y Penna et al. (2011) interpretaron a los conglomerados de esta unidad como depósitos sinorogénicos asociados al pulso de deformación mioceno.

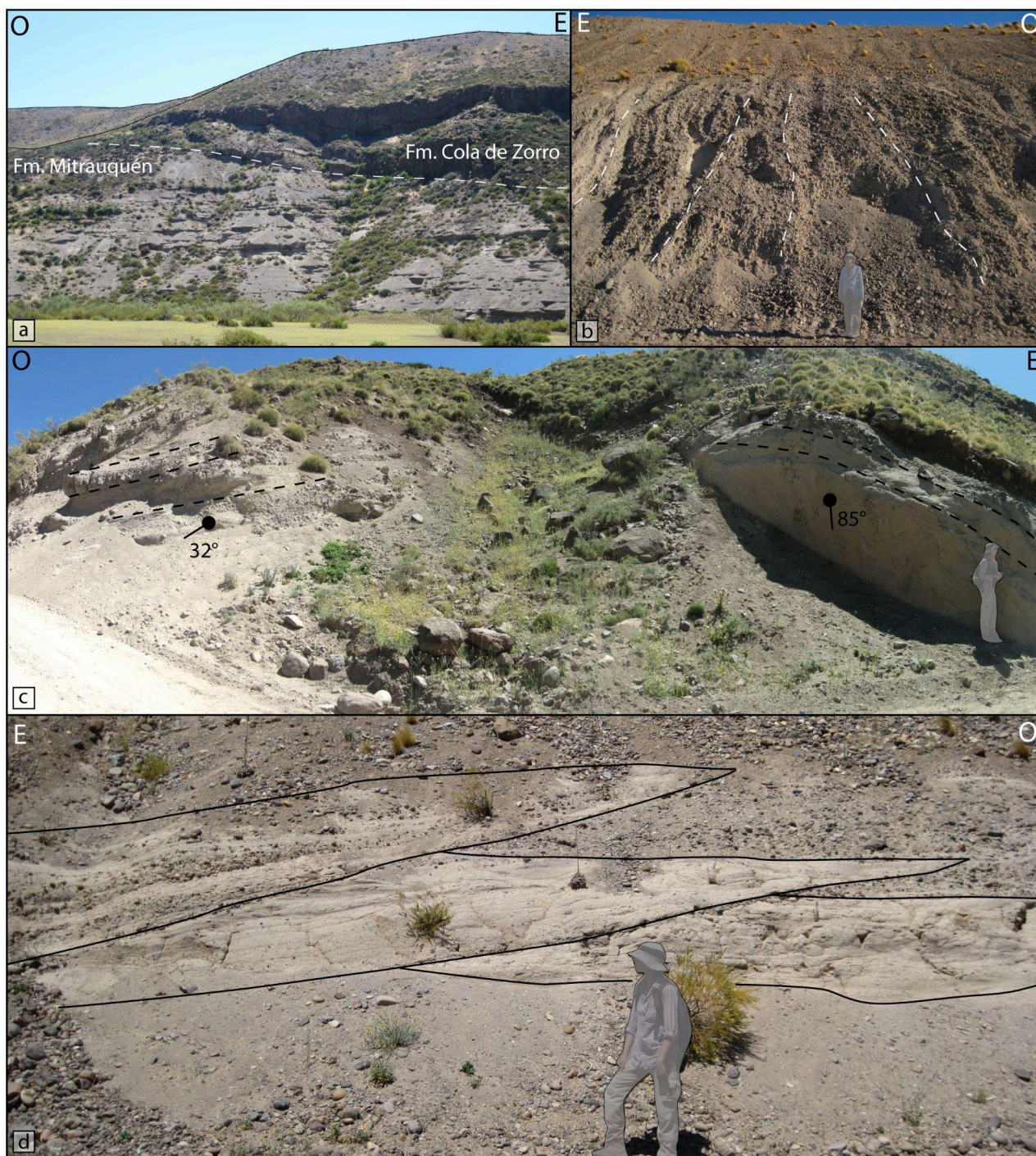


Figura 2.9: Fotografías de campo de los afloramientos de la Formación Mitrauquén en el valle del río Reñileuvú. a) Contacto concordante entre una secuencia clástica de la

Formación Mitrauquén, dominada por areniscas y conglomerados, y los flujos lávicos de la Formación Cola de Zorro. b) Intensa deformación de los niveles conglomerádicos, evidenciada por pliegues con un flanco casi vertical. c) Pliegue anticlinal con un limbo frontal que inclina 85° al este, y un limbo dorsal que inclina 32° al oeste. d) Canales erosivos rellenos de arena, desarrollados dentro de una secuencia conglomerádica. Ver ubicaciones en la Figura 2.3.

2.3.7. Formación Cola de Zorro

La Formación Cola de Zorro fue definida en Chile por González y Vergara (1962). Representa una unidad volcánica de gran extensión superficial, aflorando a lo largo de la Cordillera de los Andes entre los 36° y 39° S, tanto en territorio chileno como argentino (Vergara y Muñoz, 1982). Esta formación está compuesta principalmente por lavas basálticas y andesíticas, brechas volcánicas, ignimbritas y depósitos continentales de abanicos aluviales (González y Vergara 1962, Niemeyer y Muñoz 1983, Linares et al. 1999, Rovere et al. 2004). Su edad, estimada entre 5,7 y 1,7 Ma a partir de dataciones radimétricas K-Ar, la sitúa en el Plio-Pleistoceno (Vergara y Muñoz, 1982; Niemeyer y Muñoz, 1983; Rovere, 1993; Suárez y Emparán, 1997; Folguera et al., 2004). Suele presentar dos miembros, uno basal compuesto por tobas, brechas, aglomerados volcánicos, areniscas y conglomerados continentales, y otro superior en el que predominan las coladas de lavas con niveles clásticos subordinados (Vergara y Muñoz, 1982). El espesor total de la formación puede alcanzar los 1200 m, aunque presenta una gran variabilidad lateral (Niemeyer y Muñoz, 1983).

Dentro del área de estudio, estas secuencias volcánicas yacen discordantemente sobre los depósitos deformados de la Formación Cura Mallín (Figuras 2.3 y 2.10), conformando una extensa planicie volcánica que caracteriza el paisaje del dominio externo de la FPC de Guañacos (Figura 2.3). La morfología del plateau volcánico, caracterizada por extensas coladas lávicas y un escaso desarrollo de edificios volcánicos, indica que su formación estuvo dominada por erupciones predominantemente efusivas, con emisión de grandes volúmenes de lava de baja viscosidad que se extendieron lateralmente formando amplios mantos. Los mayores espesores de la Formación Cola de Zorro en el oeste sugieren que la principal fuente de los flujos lávicos que conformaron el plateau se encontraban hacia el occidente (Rovere et al., 2004; Colavitto, 2019). En la zona sur de estudio, Jagoe (2017) describió una secuencia volcánica de aproximadamente 60 m de

espesor, caracterizada por una variada asociación de rocas piroclásticas, como brechas volcánicas y tobas de caída, y rocas volcánicas, como ignimbritas y coladas andesíticas (Figura 2.10).

Las secuencias volcánicas que conforman esta unidad se encuentran mayormente en posición sub-horizontal, aunque en los sectores medios de los valles en la zona sur de la FPC de Guañacos se encuentran afectadas por pliegues monoclinales y corrimientos (Figuras 2.3 y 2.10).

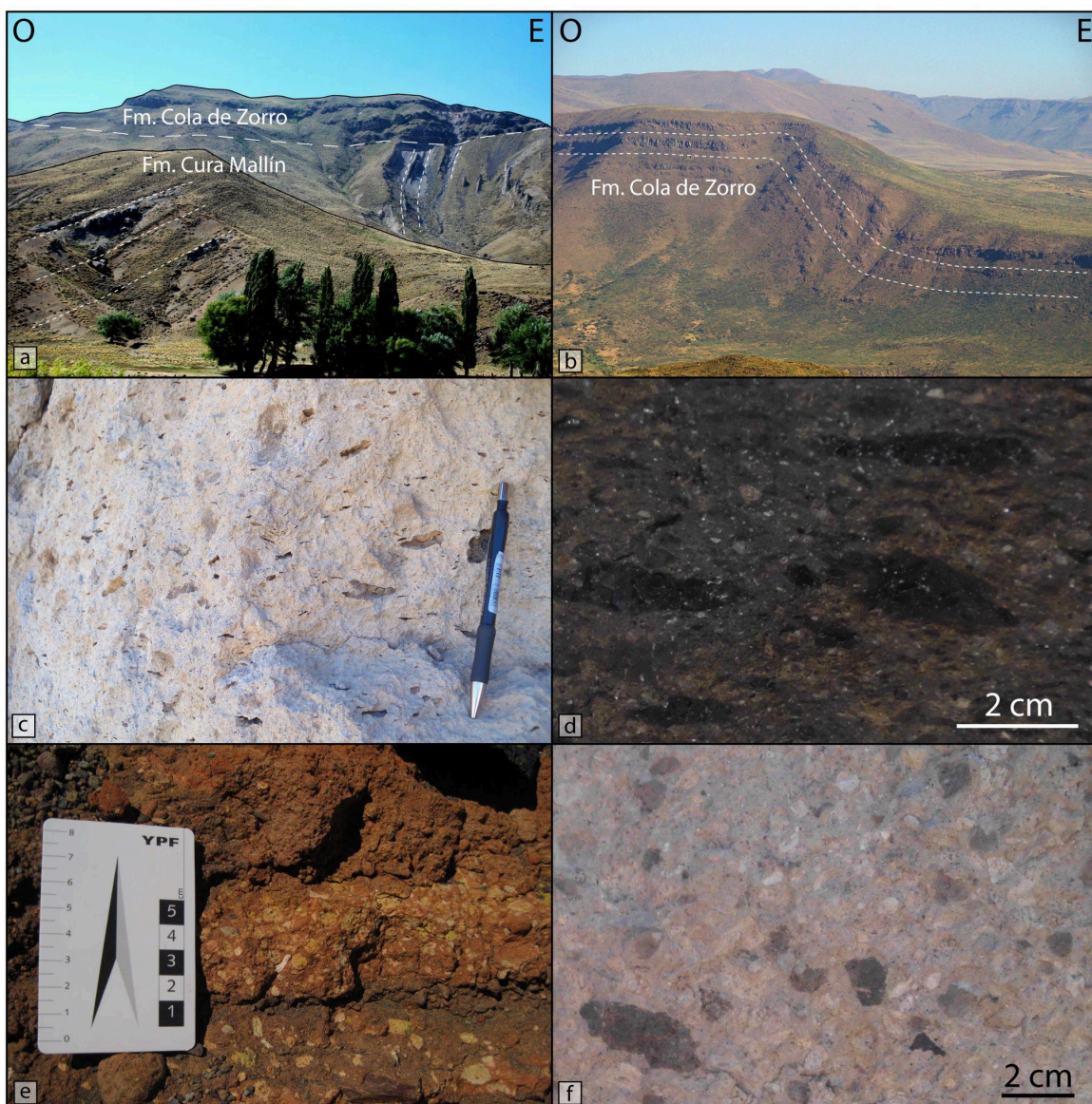


Figura 2.10: Fotografías de campo de los afloramientos de la Formación Cola de Zorro en los valles del río Reñileuvú y el arroyo Butalón. a) Relación de discordancia angular entre la secuencia clástica deformada de la Formación Cura Mallín y los flujos lávicos horizontales de la Formación Cola de Zorro, ladera norte del río Reñileuvú. Ver ubicación

en Figura 2.3. b) Pliegue monoclinal Chacayco afectando a la Formación Cola de Zorro en la ladera norte del río Reñileuvú. Ver ubicación en Figura 2.3. c) y d) Detalle textural de las ignimbritas fenocristales, líticos y fiammes de hasta 4 cm de longitud, valle del arroyo Butalón. e) y f) Detalle textural de las brechas volcánicas, compuestas por una matriz fina y clastos angulosos de hasta 4 cm de diámetro, valle del arroyo Butalón.

3.3.8. Formación Guañacos

La Formación Guañacos engloba una variedad de cuerpos volcánicos, tanto monogenéticos como poligenéticos, de composición predominantemente basáltica-andesítica, entre los que destaca el volcán Guañacos, situado entre los ríos Lileo y Guañacos (Rovere et al., 2004) (Figura 2.3). Estas unidades volcánicas se disponen en paraconcordancia sobre las rocas de la Formación Cola de Zorro (Figura 2.11).

El volcán Guañacos, un centro volcánico poligenético, se edificó a través de sucesivas erupciones de lavas basálticas (Figura 2.11). Estas lavas, de color gris a pardo oscuro y textura lobulada, muestran evidencias de múltiples pulsos de enfriamiento (Rovere et al., 2004). En la pared oriental del volcán se observan brechas basálticas. Estudios petrográficos detallados, basados en análisis de microsonda de olivinos, sugieren que el magma parental se originó en la corteza inferior o manto superior, con una mínima contaminación cortical (Rovere et al., 2004).

Rovere (1993) estableció una cronología para el volcán Guañacos y un centro emisor adyacente mediante dataciones radiométricas K-Ar de muestras de lavas y rocas de la pared del volcán. Las edades obtenidas, comprendidas entre $0,9 \pm 0,1$ Ma y $1,4 \pm 0,1$ Ma, sitúan la actividad volcánica en el Pleistoceno Medio a Superior.

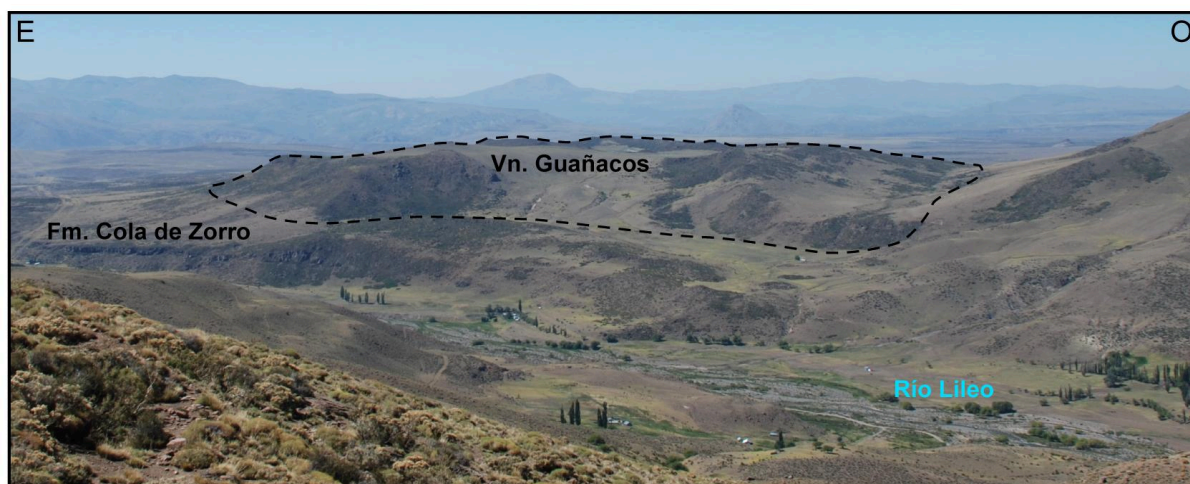


Figura 2.11: Fotografía de campo del volcán Guañacos, emplazado sobre niveles horizontales de la Formación Cola de Zorro, ladera sur del río Lileo. Ver ubicación en Figura 2.3.

2.4. Geomorfología

Dentro de la FPC de Guañacos es posible distinguir dos sectores principales sobre la base de los rasgos geomorfológicos. Estos sectores, además reflejan los diferentes estilos estructurales observados en la región (Colavitto et al., 2020). En el dominio interno u occidental, los valles fueron labrados por glaciares, creando paisajes dominados por altas pendientes y generando grandes exposiciones de las unidades oligo-miocenas (Figura 2.3) (Colavitto et al., 2020; Jagoe et al., 2021). Por otro lado, en el dominio externo u oriental el principal rasgo geomórfico está representado por la planicie volcánica formada por las secuencias extrusivas plio-pleistocenas que se encuentran fuertemente incididas por los ríos (Figura 2.3). En comparación con el sector interno, aquí los valles son menos profundos y las unidades oligo-miocenas están menos expuestas (Colavitto et al., 2020; Jagoe et al., 2021). El sector externo de la FPC de Guañacos se caracteriza por la presencia de estructuras con actividad neotectónica que modelan el relieve, generando expresiones morfológicas como escarpas de importantes magnitudes, entre las que destaca la relacionada a la Falla Chacayco (Figura 2.3), con 60 km de largo y 60 m de altura (Penna, 2010; Colavitto et al., 2020). Estas estructuras han sido objeto de estudio por diversos autores. Folguera et al. (2004) asoció estas estructuras a un régimen de rumbo, mientras que Colavitto (2020) llevó a cabo un análisis detallado de estas fallas, caracterizando su actividad y geometría, relacionándolas a un régimen contraccional.

Luego de que la extendida actividad volcánica fuera el agente protagónico durante la evolución plio-pleistocena de la región, la erosión glacial se convirtió en uno de los procesos geomorfológicos de mayor importancia en el área. Durante el Último Máximo Glacial (UMG) el sector interno de la FPC de Guañacos estuvo parcialmente ocupado por glaciares alpinos (González Díaz, 2003; Penna et al., 2011). El desarrollo de estos glaciares se vio favorecido por el alzamiento de la Cordillera Principal y los cambios climáticos acontecidos en el Pleistoceno (González Díaz, 2003). Como consecuencia de este proceso, la incisión fluvial fue reemplazada por la erosión glacial como agente geomórfico principal en las cabeceras y porciones altas de los valles, dejando morfologías típicas como circos y valles con forma de U (Figura 2.12). En algunos valles es posible

distinguir morrenas frontales y laterales, aunque son escasas y su preservación suele ser pobre debido a la dinámica fluvial posterior (Figura 2.3), mientras que en la zona norte de la FPC de Guañacos, el fondo de los valles se encuentra cubierto por depósitos glacifluviales (Figura 2.6). Diversos estudios coinciden en la hipótesis de un único evento glacial principal, posterior a los 27 ka, seguido de un retroceso continuo y acelerado (González Díaz, 2003; Penna et al., 2011). Esto se basa en la ausencia de morrenas frontales en altitudes mayores, que representarían una nueva posición estacionaria de los glaciares. Asociado al retroceso glacial, un rasgo característico de los sectores medios y bajos de los valles principales es la presencia de terrazas aluviales. Estas geoformas se originan por un rejuvenecimiento estático de los ríos, consecuencia directa de la disminución de la carga luego del retiro de los hielos. Este proceso de rejuvenecimiento provoca una incisión vertical del cauce, generando las típicas terrazas fluviales escalonadas (Figura 2.12) (Burbank y Anderson, 2011).

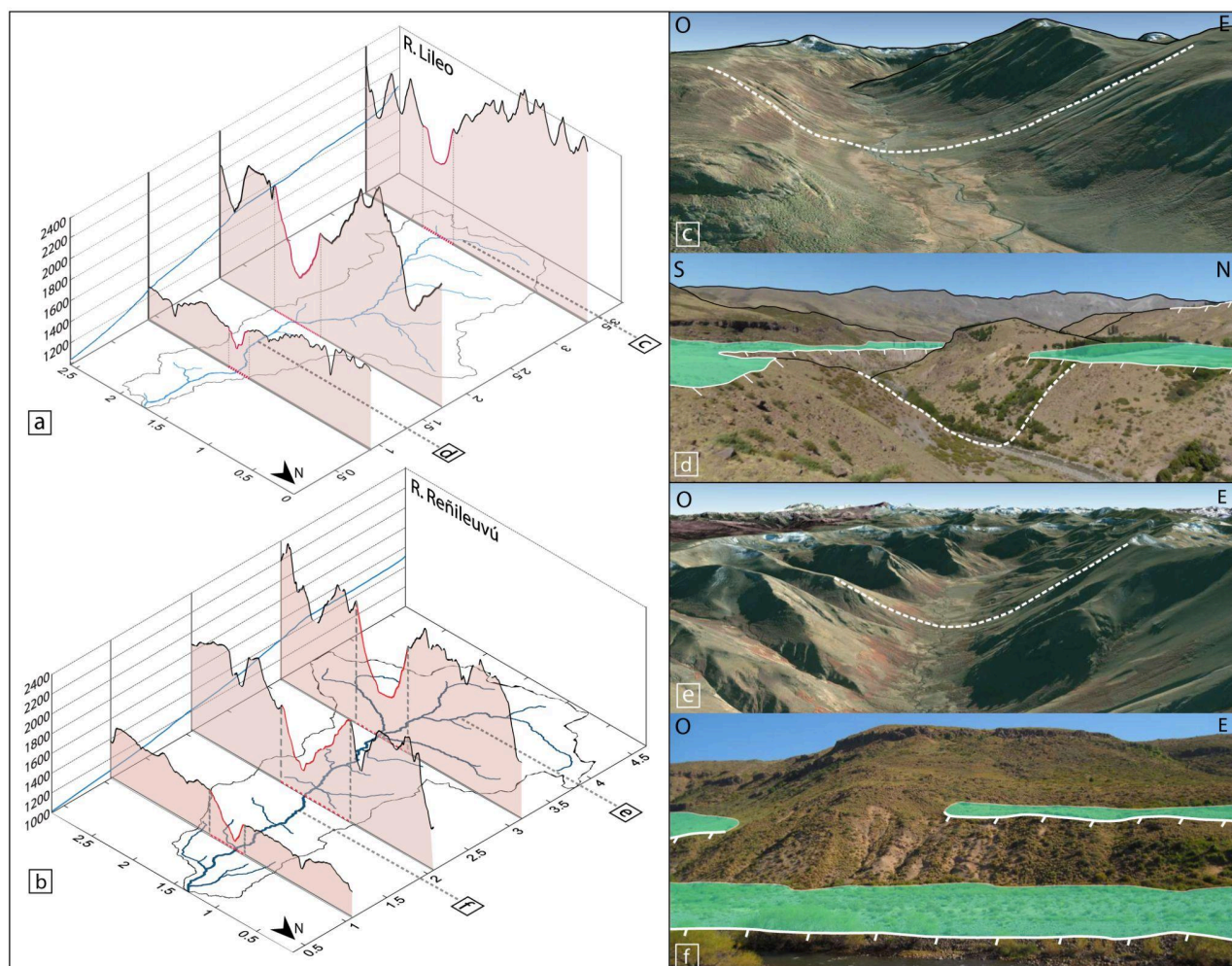


Figura 2.12: a) y b) Secciones transversales a los ríos Lileo y Reñileuvú extraídas del MDE SRTM de 30 m. Las curvas azules representan los cursos fluviales en planta y los perfiles longitudinales de los ríos. Los perfiles topográficos rojos muestran la geometría de los valles. Nótese los amplios valles glaciales en forma de U aguas arriba y los valles fluviales en forma de V aguas abajo. c) y e) Imágenes de Google Earth mostrando los valles glaciales en forma de “U”. d) y f) Fotografías de campo de terrazas aluviales (verde claro). Notar el valle en forma de “V” en d) evidenciando erosión fluvial. Ver ubicaciones de las imágenes satelitales y fotografías en los paneles a) y b).

Durante el Cuaternario, la evolución de la FPC de Guañacos estuvo caracterizada por la ocurrencia de numerosas avalanchas de roca de gran escala y diversos procesos de remoción en masa, como movimientos complejos, deslizamientos, flujos y movimientos gravitacionales profundos (Figura 2.3) (González Díaz et al., 2005, 2006; González Díaz y Folguera, 2005; Penna et al., 2011). Las avalanchas tienen su origen en el plateau basáltico plio-pleistoceno y la mayoría se encuentra cerca de estructuras que registran actividad neotectónica, por lo que diversos autores han relacionado estos procesos de remoción en masa a la actividad neotectónica de la región (Folguera et al., 2004; Penna et al., 2011; Colavitto et al., 2020). Gonzalez Díaz et al. (2005, 2006) y Penna et al. (2011) propusieron que el pre-fracturamiento de las rocas por la deformación tectónica sería el factor primario condicionante de los movimientos, sumado a la condición de altos relieves debido a la glaciación andina y la incisión fluvial. La mayoría de los depósitos de avalanchas de roca tienen volúmenes mayores a 10^9 m^3 (Penna et al., 2011). Penna et al. (2011) dataron algunos de estos depósitos utilizando nucleidos cosmogénicos ^3He y ^{21}Ne , obteniendo edades de exposición de entre 5,9 y 29,8 ka. Los depósitos restantes fueron datados empleando indicadores geomórficos y las relaciones estratigráficas con los depósitos glaciales. Las avalanchas de rocas abarcan un amplio rango de edades, entre mayores a 27 ka (UMG) y menores a 15-10 ka (Penna et al., 2011). Otro proceso que se repite en el área relacionado a la remoción en masa es el endicamiento de los valles y la generación de lagos aguas arriba de los depósitos, como es el ejemplo del lago Lauquén Mallín en la cabecera del arroyo Ñireco, formado luego de que un deslizamiento acontecido en el valle actuara como represa natural impidiendo la normal escorrentía del curso fluvial (Figura 2.13).

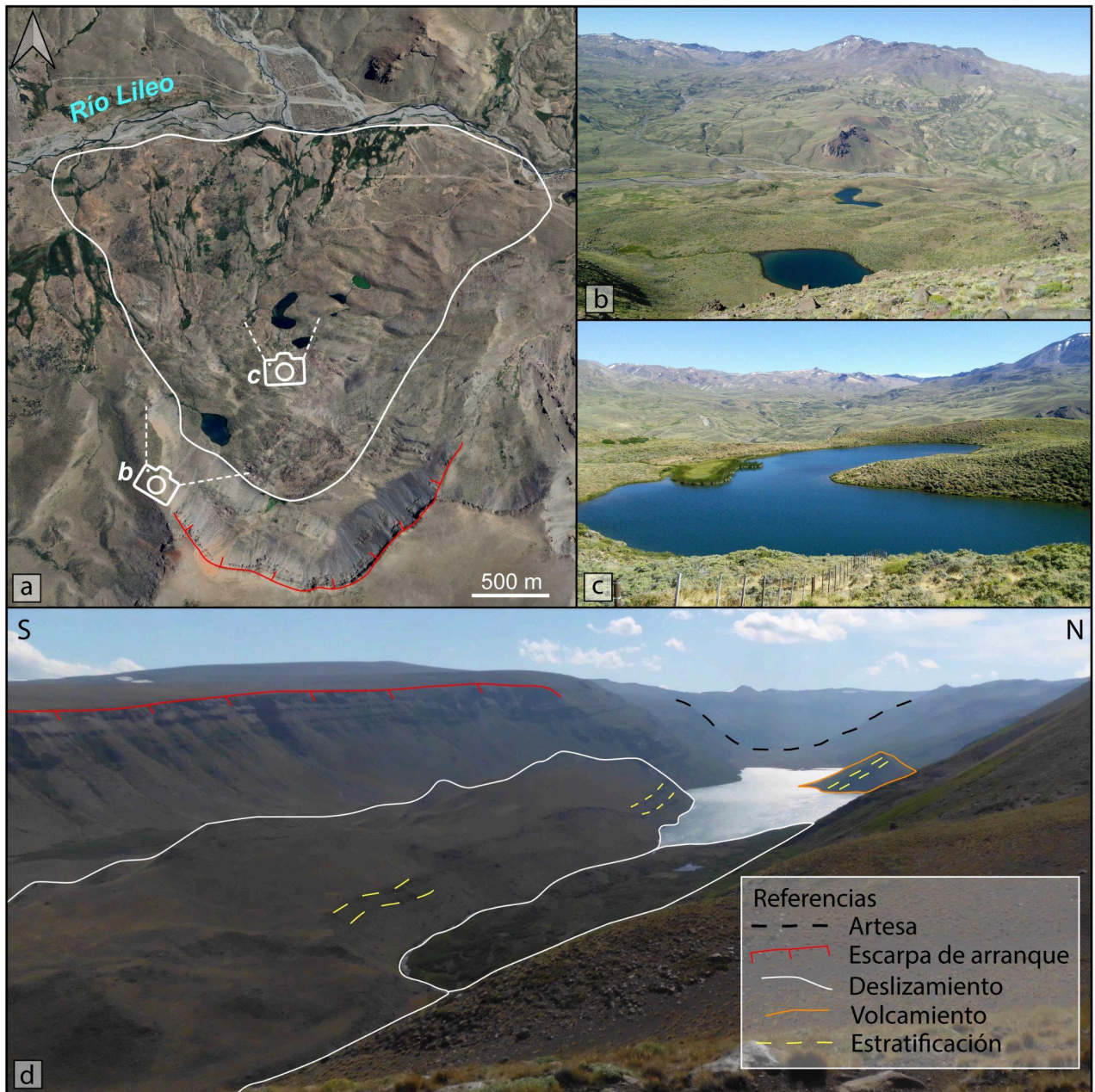


Figura 2.13: Fotografías de campo interpretadas de depósitos de remoción en masa en la zona sur del área de estudio. a,b,c) Avalancha de rocas de gran escala en la margen sur del río Lileo. Ver ubicación en la figura 2.3. d) Deslizamiento en el sector superior del arroyo Ñireco, inmediatamente al sur del río Reñileuvú. El deslizamiento provocó el endicamiento del cauce y la generación de la Laguna Lauquén Mallín aguas arriba.

Capítulo 3

FUNDAMENTOS TEÓRICOS Y MÉTODOS

Con el propósito de llevar a cabo los objetivos planteados para esta tesis, centrada en el análisis integral de la estructuración neógena a cuaternaria de la FPC de Guañacos, se emplearon diferentes metodologías que apuntan a dilucidar los procesos dominantes en cada etapa de la evolución. A lo largo de este capítulo se presentan de manera detallada las técnicas y procedimientos utilizados para realizar cada análisis. Además, se desarrollan los principios científicos y teorías que respaldan el uso de estas metodologías. Para estudiar la evolución tectónica de los Andes desde el Mioceno, se empleó un enfoque estructural que combinó la cartografía geológica detallada, la construcción de secciones balanceadas y el análisis cinemático de estructuras de mesoescala. Este abordaje permitió determinar los campos de deformación principales contemporáneos y posteriores a la depositación de las rocas analizadas en la región. Por otro lado, a través de análisis morfométricos y de geomorfología tectónica, se buscó caracterizar la evolución del paisaje y los procesos neotectónicos durante el Plioceno-Holoceno. Estos estudios permitieron identificar y cuantificar las formas del relieve y el drenaje, así como evaluar la influencia relativa de los procesos tectónicos y climáticos en la configuración del paisaje actual.

3.1. Mapeo geológico y geomorfológico

Para la confección de los mapas geológico y geomorfológico se llevó a cabo, en primer lugar, una recopilación de datos publicados en trabajos previos como los de Zanettini et al. (2001), Rovere et al. (2004), Burns (2006), Utgé (2006), Espinach (2009), Penna (2010) y Colavitto (2019). Luego, en las 4 campañas realizadas, se realizó el reconocimiento y caracterización de cada una de las unidades aflorantes en las áreas de estudio, describiendo las dimensiones y localización de los afloramientos, las litologías principales, los espesores, las relaciones de contacto entre diferentes unidades, así como la identificación de las principales estructuras y la actitud de los bancos. Todos estos datos fueron luego integrados utilizando imágenes satelitales en Google Earth. Los mapas fueron realizados utilizando el software QGIS, en donde se compilaron todas las fuentes de datos relevantes y un modelo de elevación digital (DEM) Copernicus con una resolución espacial de 30 m para lograr una mejor visualización. La red de drenaje se obtuvo a través del software TopoToolbox, un conjunto de funciones de análisis topográfico implementado en Matlab. Para este estudio se utilizó un DEM ALOS PALSAR de 12,5 m de resolución. Los mapas resultantes fueron generados a una escala 1:100.000, lo que permite una detallada representación de las características geológicas del área de estudio.

3.2. Análisis geocronológicos

Durante el trabajo de campo se obtuvieron dos muestras de la Formación Cura Mallín: una muestra de arenisca volcánica (RB2) perteneciente a la secuencia volcanoclástica basal, aflorante en la margen sur del río Buraleo, y una muestra de arenisca calcárea (RL2) ubicada en la base de la secuencia sedimentaria superior expuesta en el valle del río Lileo.

Ambas muestras fueron datadas geocronológicamente implementando el método de análisis de U-Pb LA-ICP-MS en circones en los laboratorios de LA.TE.ANDES ubicados en Salta, Argentina, siguiendo los procedimientos delineados por Gehrels et al. (2008). Los circones de la fracción <300 µm fueron aislados mediante técnicas tradicionales (molienda, tamizado, separación mecánica, magnética, con líquidos densos y por *picking* manual), montados en epoxy y pulidos para el análisis de abrasión por láser. Los diagramas de U-Pb y edades fueron calculadas utilizando Isoplot 4.15 (Ludwing, 2003) e

IsoplotR (Vermeesch 2018). Las edades finales incluyen errores sistemáticos y analítico de alrededor del 2% (2s). La edad de máxima depositación fue determinada empleando el método de promedio ponderado, específicamente utilizando el conjunto de edades más jóvenes de la muestra (Dickinson y Gehrels, 2009). En el caso de la muestra RB1, se seleccionaron las 7 edades más jóvenes de los 80 circones datados, mientras que para la muestra RL2 se aplicó un filtro seleccionando 16 edades cuyos errores se solapan y que se encuentran dentro de una distancia a la concordancia de entre -2 y 7 (Vermeesch, 2021).

3.3. Modelo estructural

El objetivo principal del análisis estructural es la caracterización de la deformación que afectó a la Formación Cura Mallín dentro de la FPC de Guañacos, por lo que el trabajo se enfocó en la descripción de las estructuras que se reconocieron en esta unidad, así como la evaluación de sus relaciones geométricas con las unidades supra e infrayacentes.

Dentro de la FPC de Guañacos se trabajó en dos áreas de estudio con problemáticas geológicas particulares (Figura 1.3), por lo que se emplearon metodologías específicas para cada sector. En ambas zonas se realizó un relevamiento sistemático de la actitud de los bancos durante el trabajo de campo. En la zona norte se recopilaron datos en 68 sitios georreferenciados, mientras que en la zona sur se registraron datos en 150 sitios. A partir de este trabajo se logró identificar y documentar la distribución espacial y geometría de las principales estructuras presentes en el área de estudio.

En la zona norte afloran las secuencias volcanoclásticas basales de la Formación Cura Mallín. El trabajo principal en esta área se centró en un análisis cinemático de fallas de mesoescala, con el objetivo de identificar los distintos campos de deformación que afectaron estas secuencias. Asimismo, las observaciones realizadas durante el trabajo de campo permitieron elaborar un perfil estructural esquemático.

En el sector sur, se elaboraron secciones estructurales balanceadas con orientación este-oeste a lo largo de los valles de los ríos Lileo y Guañacos, con el objetivo de reconstruir la geometría de las secuencias sedimentarias superiores de la Formación Cura Mallín y cuantificar el acortamiento tectónico. Complementariamente, se realizó un análisis detallado de las fracturas asociadas a los pliegues para determinar el campo de esfuerzos principal y los mecanismos de deformación.

3.3.1. Esfuerzo y Deformación

A partir de las estructuras geológicas observables, es posible inferir las fuerzas que las originaron. Este apartado introduce los conceptos básicos de esfuerzo, deformación y su aplicación en la geología estructural, tomando nociones básicas de la bibliografía clásica (Twiss y Moores, 2007; Fossen, 2010).

El esfuerzo es una medida de la intensidad y orientación del promedio de las fuerzas que actúan sobre una unidad de superficie de un cuerpo. Mientras que la fuerza aplicada sobre un cuerpo es independiente del área, los esfuerzos dependen del área en la que estos actúan. El esfuerzo puede ser definido mediante la fórmula:

$$(1) \quad \sigma = \frac{F}{A} (\cos \theta)$$

Es decir, un esfuerzo (σ) es igual a una fuerza (F) aplicada sobre una superficie (A), cuya normal forma un ángulo con la fuerza (F) (Figura 3.1). Un esfuerzo aplicado sobre un plano determinado se descompone en función del ángulo en un esfuerzo normal σ_n y un esfuerzo de cizalla σ_s (Figura 3.1), de este modo la ecuación (1) se resuelve como:

$$(2) \quad \sigma_n = \frac{F}{A} (\cos \theta) \quad \text{y} \quad (3) \quad \sigma_s = \frac{F}{A} (\sin \theta)$$

Se puede concluir que el esfuerzo normal σ_n es máximo con un ángulo $=0$ y mínimo con un ángulo $=90^\circ$, mientras que el esfuerzo de cizalla σ_s es máximo con $=45^\circ$.

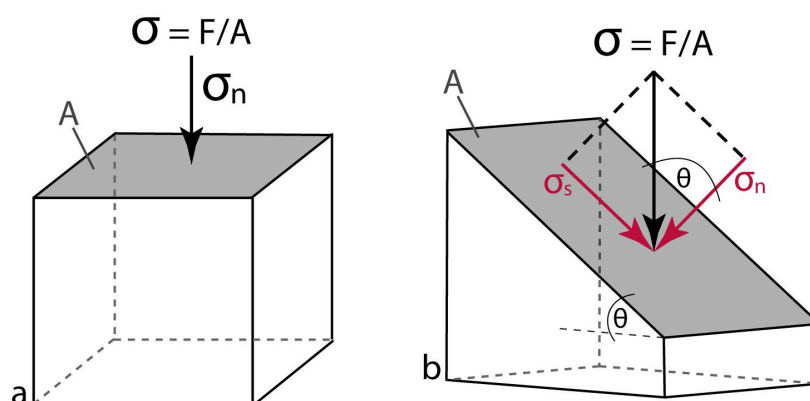


Figura 3.1: Determinación de los componentes del esfuerzo en superficies con diferentes orientaciones. La magnitud del esfuerzo σ sobre un plano de área A es igual

a la fuerza (**F**) dividida por el área (**A**). a) La fuerza y el esfuerzo son perpendiculares a la superficie, por lo que no hay esfuerzo de cizalla. b) En un plano inclinado con ángulo, el esfuerzo se descompone en una componente normal (σ_n), y una componente tangencial (σ_s). Modificado de Twiss y Moores (2007).

Cuando se quiere aplicar esta teoría a la geología estructural es necesario considerar a las rocas analizadas como un bloque. Dentro de este bloque, es posible definir infinitos planos, por lo que se debe considerar el estado de esfuerzo en un punto común a todos ellos para describir los esfuerzos que actúan sobre todos los planos de un cuerpo. De esta manera, se describe el campo de esfuerzos actuante a través de los esfuerzos principales ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$) que son perpendiculares a los tres planos que no contienen esfuerzos de cizalla (planos principales), y que, a su vez, son ortogonales entre sí. El elipsoide de esfuerzos es una representación geométrica en tres dimensiones de este estado de esfuerzos en un punto, donde el eje mayor representa la dirección del esfuerzo máximo (σ_1), el eje menor representa el esfuerzo mínimo (σ_3) y el eje intermedio (σ_2) se encuentra entre ambos (Fossen, 2010).

La diferencia entre el máximo y mínimo esfuerzo principal ($\sigma_1 - \sigma_3$), conocido como esfuerzo diferencial, es el parámetro clave que controla el tipo de fractura que se desarrolla en una roca (Fossen, 2010). Valores elevados de esfuerzo diferencial favorecen la formación de fracturas de cizalla, mientras que valores bajos promueven la generación de fracturas tensionales. La mayoría de los regímenes de esfuerzos en la litosfera se caracterizan por valores positivos de los esfuerzos principales, lo que indica un estado de compresión predominante, independientemente del ambiente tectónico (Fossen, 2010).

Retomando la premisa inicial de este apartado, de vincular las estructuras geológicas con el campo de esfuerzos bajo el cual se formaron, la teoría de Anderson (1951) predice la posible orientación de las fallas sobre la superficie terrestre, suponiendo que una de las direcciones de esfuerzos es vertical y las otras dos actúan en la horizontal. Esta teoría se basa en que la superficie terrestre es una superficie libre en la que no pueden existir esfuerzos de cizalla, por lo que uno de los tres esfuerzos principales tiene que ser vertical y los otros dos están contenidos en el plano de la superficie terrestre. Así, clasifica a las fallas en fallas normales cuando el σ_1 se ubica en la vertical, fallas inversas si el σ_3 se

encuentra en la vertical, y fallas de rumbo cuando el que se ubica en la vertical es el σ_2 (Figura 3.2).

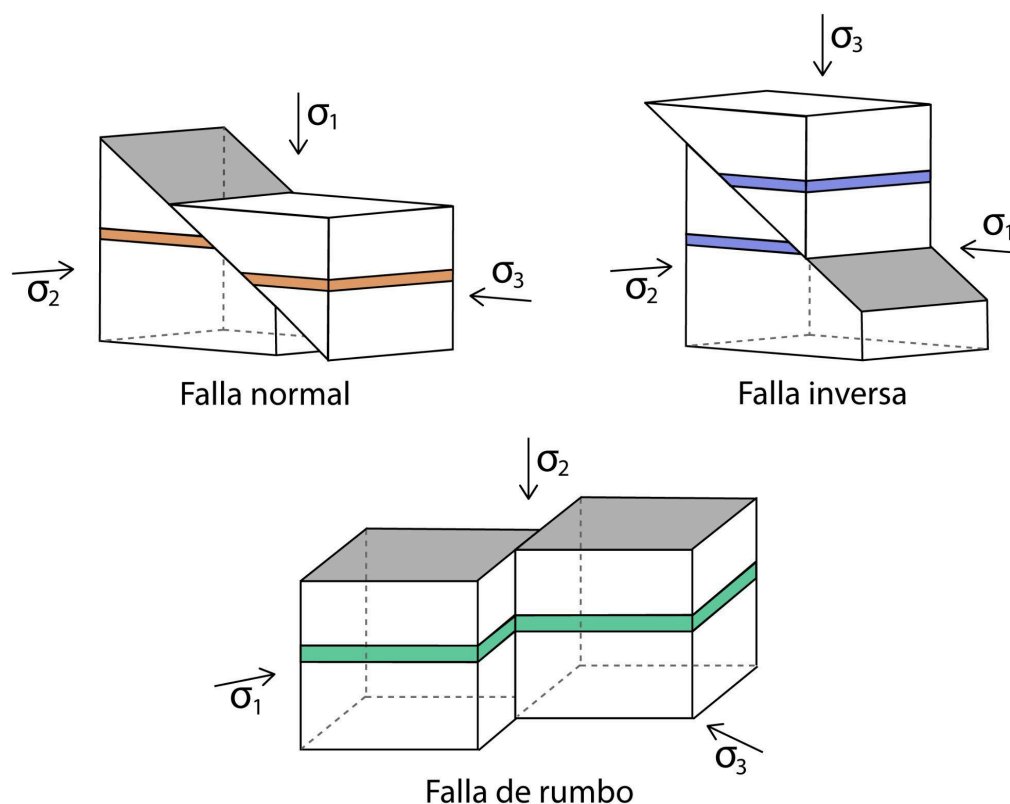


Figura 3.2: Relaciones entre la orientación de los esfuerzos principales (regímenes de esfuerzo) y regímenes tectónicos de acuerdo a Anderson (1951).

3.3.1.1 Análisis cinemático

El análisis estadístico de la deformación frágil mediante estudios microtectónicos permite caracterizar los patrones regionales de deformación (es decir, estimar la orientación de los ejes principales de deformación y la forma del elipsoide de deformación; véase p. ej., Sperner y Zweigel, 2010). Principalmente, en cercanía a zonas de fallas, suelen desarrollarse de manera asociada fracturas de cizalla de segundo orden que son indicativas del modo de deformación de la estructura principal. Con el propósito de caracterizar el modo de deformación local y los patrones de deformación a una escala regional, en esta tesis se realizó un relevamiento sistemático de fallas y estrías a escala de afloramiento.

Existen numerosos métodos para lidiar con el tratamiento de pares de datos de falla y su estría asociada (p. ej., Marret y Almendinger, 1990; Yamaji, 2000; Delvaux y Sperner, 2003; Sperner y Zweigel, 2010). En este sentido, existe una profunda discusión en cuanto al significado del análisis, ya sea si esto representa caracterizaciones de esfuerzo o deformación (véase discusión en Twiss y Unruh 1998). Para esta tesis se utiliza el método de los ejes P y T, el cual es un método geométrico-cinemático, que presenta como ventaja principal la posibilidad de relacionar de una forma simple y directa el dato original con la solución obtenida (Almendinger, 1989). Este método se encuentra implementado en el programa FaultKin (Marret y Almendinger, 1990), un software libre para el análisis cinemático.

El método de los ejes P y T consiste en la proyección estereográfica de planos de falla y lineaciones de deslizamiento para determinar la cinemática de la deformación. A partir de la orientación de estos elementos, se calculan los ejes P y T, que representan respectivamente las direcciones principales de acortamiento y extensión. Los ejes P y T son perpendiculares entre sí y forman un ángulo de 45° con el plano de falla (Figura 3.3). Debe notarse que se asume una condición de deformación plana, por tanto, no existe deslizamiento en la dirección del eje intermedio (eje B). La dirección de estos ejes está directamente relacionada con el sentido de movimiento a lo largo de la falla (normal, inverso, dextral o sinistral). En fallas normales, el eje P se encuentra cerca de la vertical, en fallas inversas el eje T es casi vertical, mientras que en fallas de rumbo ambos son horizontales.

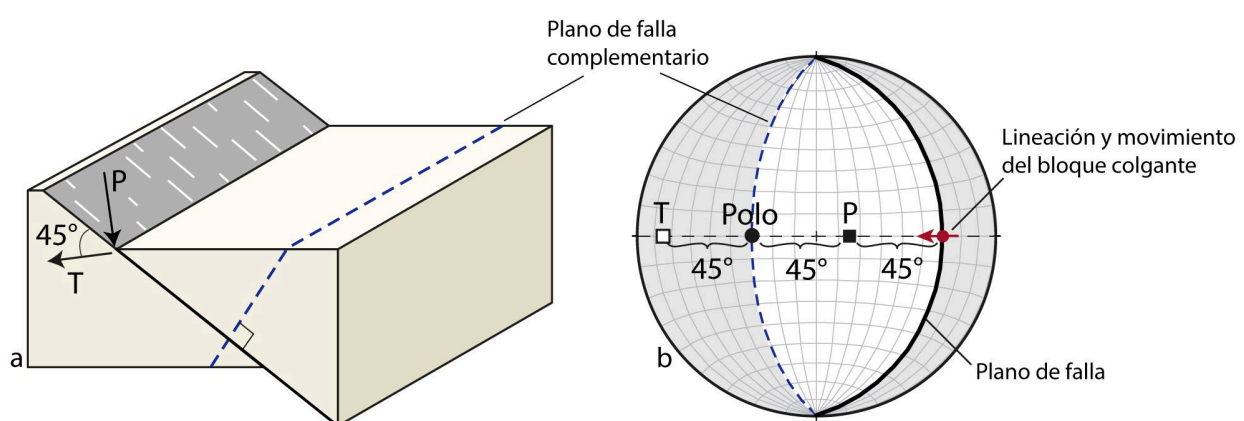


Figura 3.3: Análisis cinemático de fallas. a) Block diagrama en donde se representa una falla normal y su plano de falla conjugado. b) Stereonet donde se representa el plano de falla, la lineación y el sentido del movimiento. Se muestra el plano de cizalla

complementario orientado a 90° respecto al plano de falla. Los ejes T y P bisectan estos dos planos. Modificado de Fossen (2010).

El análisis cinemático requiere de una toma de datos sistemática a escala de afloramiento de varios parámetros relacionados a cada una de las fallas: (i) actitud del plano de falla, (ii) actitud de la estría e (iii) indicadores cinemáticos (Sperner y Zweigel, 2010). Adicionalmente, la actitud local de los bancos puede ser registrada para realizar *test de unfolding*.

Comúnmente, los planos de falla (*slikensides*), son superficies lisas y pulidas que se forman en respuesta a cizallamiento y que típicamente contienen lineaciones (*slikenlines*) o estrías orientadas paralelamente a la dirección de deslizamiento (Figura 3.4). Asociados a estas lineaciones pueden aparecer indicadores cinemáticos que dan información acerca del sentido del movimiento sobre el plano de falla. Entre estos, los más confiables suelen ser las fibras minerales, pero también se pueden encontrar marcas de herramientas y distintos tipos de fracturas (Figura 3.4) (Petit, 1987). Cabe destacar que los marcadores pasivos (p. ej., desplazamiento de estratos) también suelen ser indicadores cinemáticos confiables.

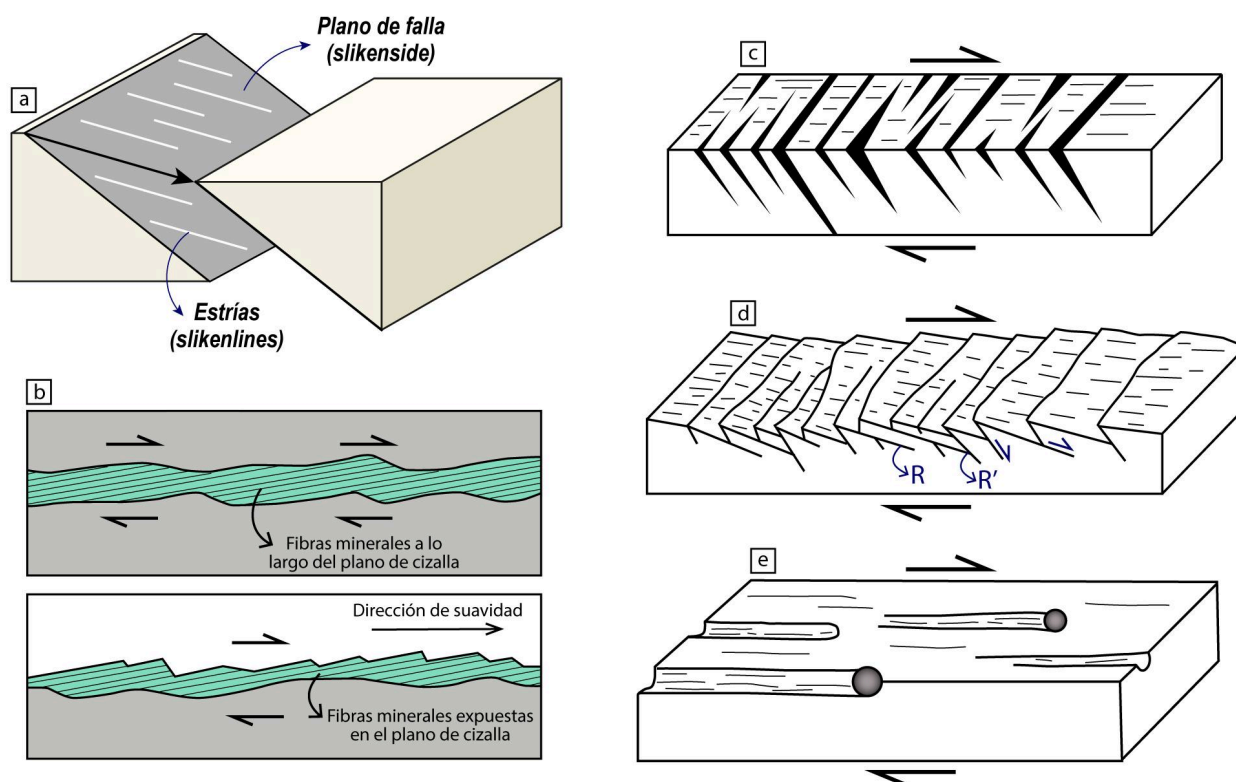


Figura 3.4: a) Detalle de un plano de falla (*slikenside*) donde se observan estrías (*slikenlines*) indicando la dirección del movimiento. b) a e) Ejemplos de indicadores cinemáticos sobre el plano de falla que indican el sentido del movimiento: b) crecimiento de fibras minerales, c) fracturas tensionales, d) fracturas de Riedel, e) marcas de herramientas. Modificado de Petit (1987).

Las estructuras medidas en afloramiento es posible que hayan registrado más de un episodio de deformación, reflejando así, una historia de deformación compleja. Por ello, es necesario clasificar los datos en subconjuntos que sean cinemáticamente homogéneos. De esta manera, se asume que todas las fallas analizadas dentro de cada subconjunto diferenciado fueron formadas bajo un mismo evento de deformación, reflejando un campo de deformación local (Marret y Allmendinger, 1990).

En esta tesis se realizó un análisis cinemático en el miembro volcanoclástico inferior de la Formación Cura Mallín, en la zona norte de estudio. Se recolectaron datos en 18 estaciones (Figura 3.5), con un rango de 3 a 22 mediciones por estación. En cada medición, se registró el rumbo e inclinación de planos de fallas de mesoescala, así como el buzamiento y dirección de buzamiento de las estrías. El sentido de deslizamiento (normal, inverso, dextral o sinistral) se determinó a partir de la observación de indicadores cinemáticos. A partir de estos datos se identificaron familias dentro de cada población de fallas y se realizó el cálculo de los ejes P y T para cada familia de fallas. Las direcciones de los ejes cinemáticos se representan sobre el mapa geológico del área de estudio para facilitar la visualización de su distribución regional. También se realizaron diagramas de rosa ilustrando las direcciones preferenciales de los ejes P y T para cada uno de los mecanismos de falla identificados.

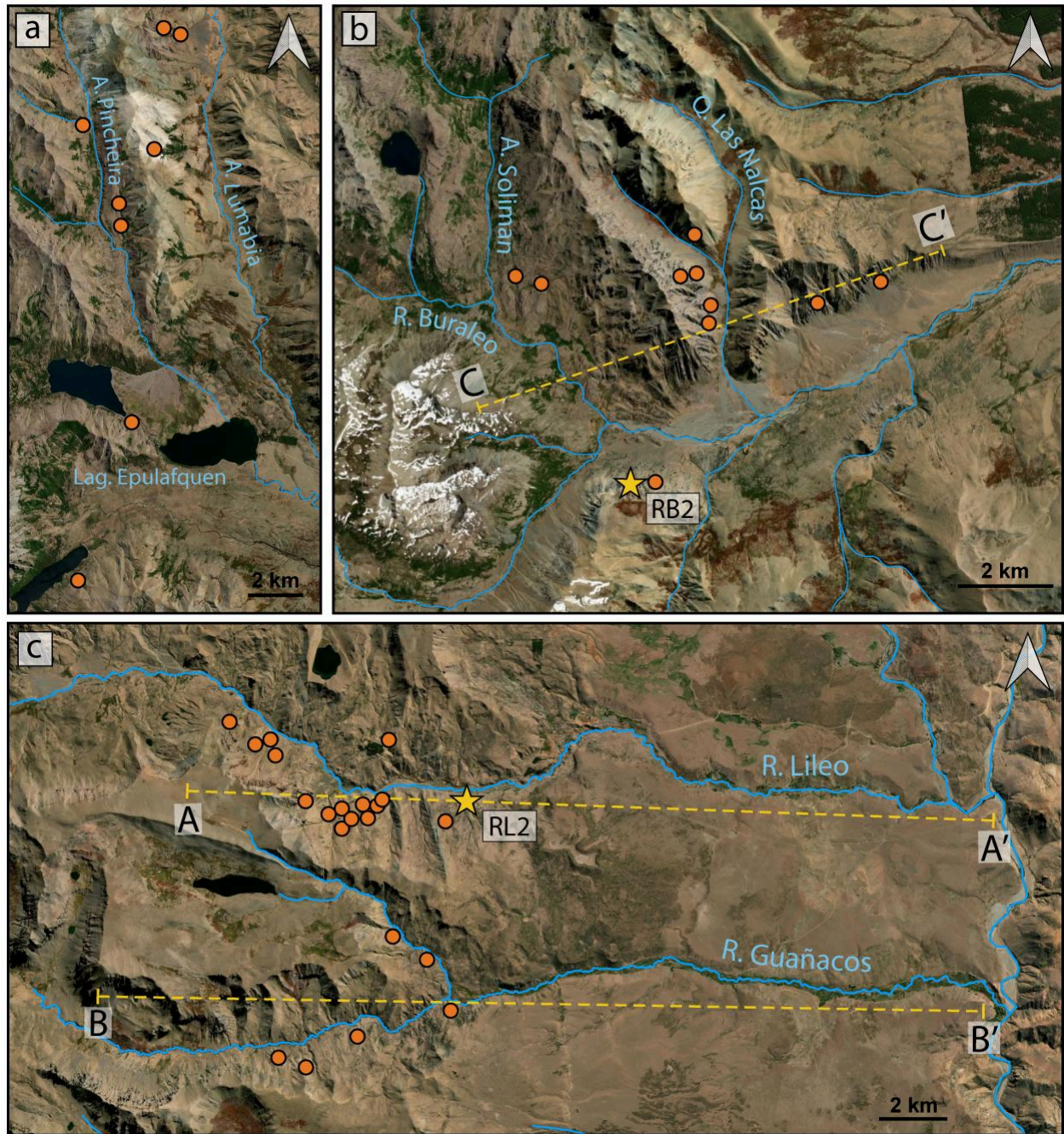


Figura 3.5: Imágenes satelitales de las zonas de las Lagunas Epulafquen (a), Río Buraleo (b), y ríos Lileo y Guañacos (c). Los círculos naranjas indican la ubicación de las estaciones cinemáticas, las estrellas amarillas las muestras para dataciones U-Pb, y las líneas amarillas las secciones estructurales. Ver ubicaciones en Figura 1.3.

Otra forma efectiva de visualizar los mecanismos de fallamiento dominantes en un área de estudio es mediante diagramas ternarios, los cuales permiten clasificar y distinguir entre mecanismos normales, compresivos o de rumbo (Figura 3.6). Frohlich y Apperson (1992) proponen una fórmula simple para calcular la posición en este diagrama de un

mecanismo focal o solución de falla. Esta posición depende únicamente de los valores de inclinación de los ejes T (δ_T), P (δ_P), y el eje intermedio B (δ_B), cumpliéndose para estos ejes perpendiculares entre sí que:

$$(4) \quad \text{sen}^2\delta_T + \text{sen}^2\delta_B + \text{sen}^2\delta_P = 1$$

Cuando δ_T es 90, se trata de un mecanismo contraccional; cuando δ_B es 90, se trata de un mecanismo de rumbo; y cuando δ_P es 90, se trata de un mecanismo normal. Adicionalmente, la ecuación (4) proporciona un medio cuantitativo para determinar las proporciones fraccionarias de las fallas de contracción ($DT = \text{sen}^2\delta_T$), rumbo ($DB = \text{sen}^2\delta_B$) y extensión ($DP = \text{sen}^2\delta_P$) para un grupo de mecanismos. Estas proporciones son fácilmente graficables en un diagrama ternario cuyos lados son respectivamente DT, DB y DP.

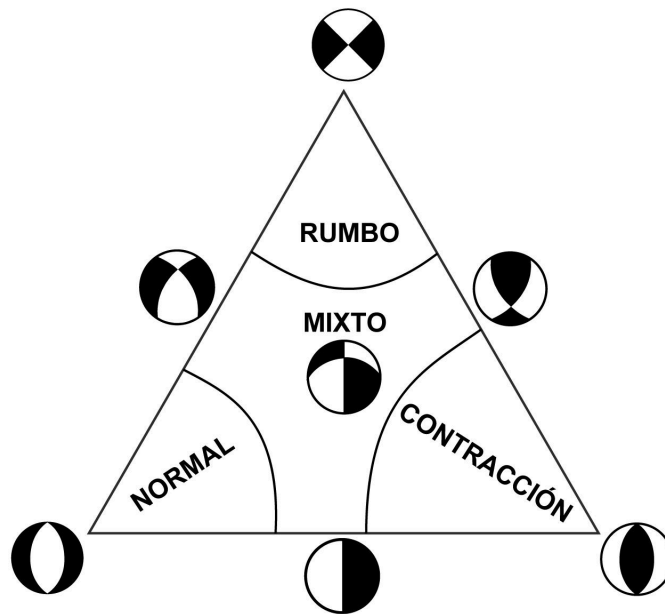


Figura 3.6: Diagrama ternario para la clasificación de mecanismos de falla entre normal, contraccional, de rumbo o mixto, según Frohlich y Apperson (1992).

3.3.1.2. Análisis de fracturas asociadas al plegamiento

El estudio de las fracturas de mesoescala en cinturones montañosos proporciona valiosa información sobre los regímenes de esfuerzos que controlan la deformación a gran escala. Estas fracturas, íntimamente relacionadas con estructuras como pliegues y fallas,

permiten inferir el campo de esfuerzos actuante y la evolución tectónica de estas regiones (Price y Cosgrove, 1990; Cosgrove y Ameen, 1999).

La formación de pliegues suele estar acompañada del desarrollo de sistemas de fracturas con orientaciones particulares. Estas familias de fracturas suelen ser referenciadas a un sistema de coordenadas ortogonales entre sí (a, b, c) relacionadas con la geometría del pliegue y la estratificación. El eje b es paralelo al eje del pliegue, el eje c es siempre perpendicular al banco, y el eje a se dispone sobre el plano de estratificación, perpendicular al eje del pliegue (b) y al eje c (Figura 3.7) (Twiss y Moores, 2007). De este modo, es posible diferenciar las familias de fracturas ac y bc , típicamente extensionales, de las *fracturas oblicuas*, relacionadas con mecanismos de cizalla (Figura 3.7).

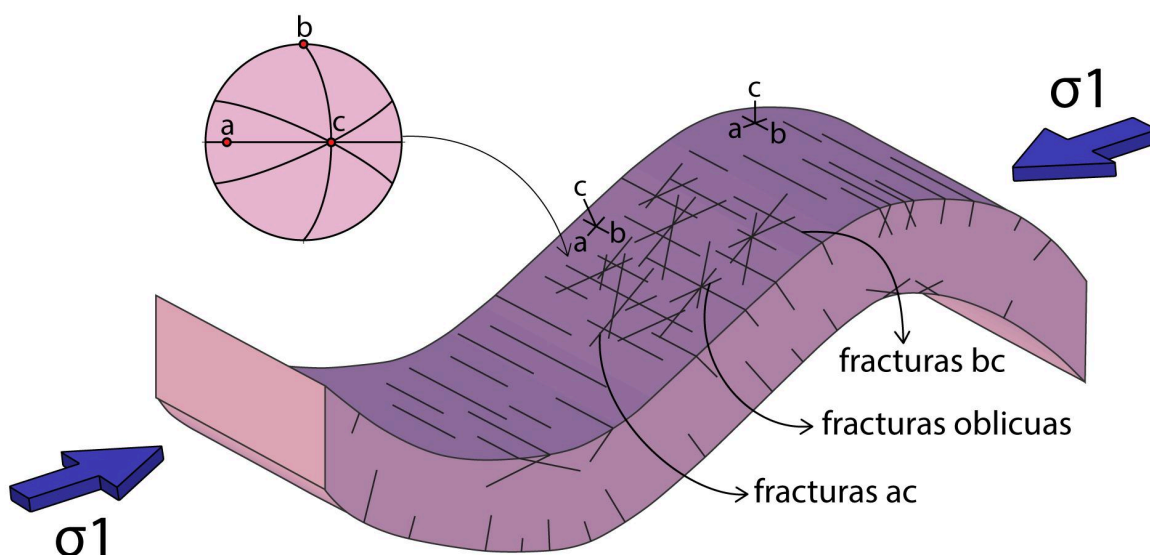


Figura 3.7: Conjuntos teóricos de fracturas formados en una capa plegada. Modificado de Twiss y Moores (2007).

En la zona de estudio sur, se realizó un levantamiento sistemático de fracturas de mesoescala asociadas a pliegues, con el objetivo de caracterizar el campo de paleo-esfuerzos y la relación entre estas fracturas y las estructuras principales. Se examinaron 370 fracturas medidas en 21 sitios diferentes (Figura 3.5c), registrando entre 9 y 38 fracturas por estación, que fueron categorizadas en base a su orientación relativa al eje de los pliegues. El conjunto de fracturas medidas fueron luego ploteadas y analizadas utilizando el software libre Stereonet (Allmendinger et al., 2013; Cardozo y Allmendinger, 2013). A partir de este análisis se clasificaron las fracturas en familias y se

estimó la orientación del esfuerzo principal (σ_1) durante su formación. Para determinar la orientación de los ejes de los pliegues y su relación con las familias de fracturas, se utilizó nuevamente el software Stereonet. Se proyectaron los datos de inclinación de los flancos de los pliegues en diagramas estereográficos de igual área y se empleó la herramienta "*Axial Plane Finder*" para calcular la posición de los planos axiales y ejes de los pliegues. Este análisis permitió establecer relaciones entre el plegamiento y la fracturación.

3.3.2. Secciones balanceadas

Las fajas plegadas y corridas (FPC) pueden formarse en diversos ambientes tectónicos caracterizados por esfuerzos compresivos, como márgenes convergentes, colisiones continentales o zonas de inversión de cuencas extensionales. La Cordillera de los Andes representa un ejemplo emblemático de este tipo de estructuras en un contexto de subducción. Las FPC se caracterizan por una geometría en cuña, con un despegue basal que se inclina hacia el interior de la cordillera (Fossen, 2010). La deformación interna, dominada por la compresión horizontal, genera acortamiento en la corteza y el levantamiento de las rocas, resultando en la formación de pliegues y corrimientos con vergencia dominante hacia el antepaís (Fossen, 2010). Las FPC pueden clasificarse según su estilo estructural en FPC de piel gruesa, cuando la deformación involucra al basamento, o de piel fina, cuando la deformación se restringe a la cobertura sedimentaria, sin involucrar al basamento (Fossen, 2010).

Las secciones estructurales balanceadas son interpretaciones geométricas de la geología, que representan un modelo estructural simplificado de la realidad. Su ventaja radica en que no sólo explican el estado actual de deformación, sino que permiten su restitución al estado no deformado, aumentando la validez y realismo del modelo estructural, y el cálculo del acortamiento tectónico. Las secciones balanceadas deben presentar geometrías de estructuras admisibles, y la restitución debe respetar los principios de conservación del largo de líneas o áreas (Dahlstrom, 1969).

En este trabajo, las secciones balanceadas fueron confeccionadas de acuerdo a los conceptos clásicos de los modelos geométricos de pliegues relacionados a fallas (Suppe, 1983; Suppe y Medwedeff, 1990; Mitra, 1990). Estos modelos se basan en los supuestos de conservación del espesor de las capas, ausencia de deformación en zonas donde las capas son horizontales y conservación de la longitud de bancos, asumiendo que toda la

deformación se produjo por deslizamiento paralelo a las capas (Suppe, 1983). La restauración se realizó siguiendo el método de conservación del largo de líneas delineado por Dahlstrom (1969), que presupone la conservación del volumen de roca.

Se realizaron dos perfiles balanceados en el sector sur de estudio, uno a lo largo del valle del río Lileo y otro en el valle del río Guañacos (Figura 3.5). Para ello, se analizó una columna sedimentaria de la Formación Cura Mallín, de aproximadamente 3000 m de espesor, dónde se cartografiaron tres niveles guía, caracterizados por una litología distintiva y por afloramientos de buena exposición. Estos niveles, compuestos principalmente por brechas volcánicas, conglomerados y rocas volcánicas, sirvieron como horizontes de referencia para la construcción del modelo estructural y para establecer correlaciones entre las diferentes estructuras dentro de las secciones, aunque no representan subdivisiones formales de la unidad.

Las transectas delineadas atraviesan la región sur de estudio desde el sector superior de los valles de los ríos Lileo y Guañacos hasta el río Neuquén, al oeste de la Cordillera del Viento, abarcando aproximadamente 24 y 26 km respectivamente (A-A' y B-B' en Figura 3.5). Se confeccionaron perfiles E-O, perpendiculares a las estructuras mapeadas. Los datos de inclinación medidos fueron proyectados perpendicularmente a los perfiles topográficos (Figura 3.8). Sobre la base de los cambios de inclinaciones observados a lo largo de la secuencia, se definieron dominios de buzamiento delimitados por planos axiales y se calculó una inclinación promedio para cada dominio (Figura 3.8). Estos dominios fueron utilizados para reconstruir la geometría de las estructuras y los niveles de despegue en profundidad. Para realizar las restauraciones se midieron los techos de las capas identificadas dentro de la Formación Cura Mallín. Al realizar las restauraciones se asegura su viabilidad geométrica y se calculan los acortamientos tectónicos relacionados a esta deformación. La reconstrucción estructural y su restauración se realizaron empleando el software Adobe Illustrator, un editor de ilustraciones digitales y gráficos vectoriales.

La ausencia de una estratigrafía detallada en la sección basal de la Formación Cura Mallín en la zona norte impidió la construcción de secciones balanceadas. Por lo tanto, se optó por elaborar un perfil estructural esquemático que representa de manera simplificada la geometría de las estructuras principales, sin cuantificar el acortamiento tectónico. En este sector la transecta se trazó en la margen norte del valle del río Buraleo, de un largo

de 12 km, desde el sector medio del valle hasta el frente, donde se encuentran los últimos afloramientos de la Formación Cura Mallín (C-C' en Figura 3.5b).

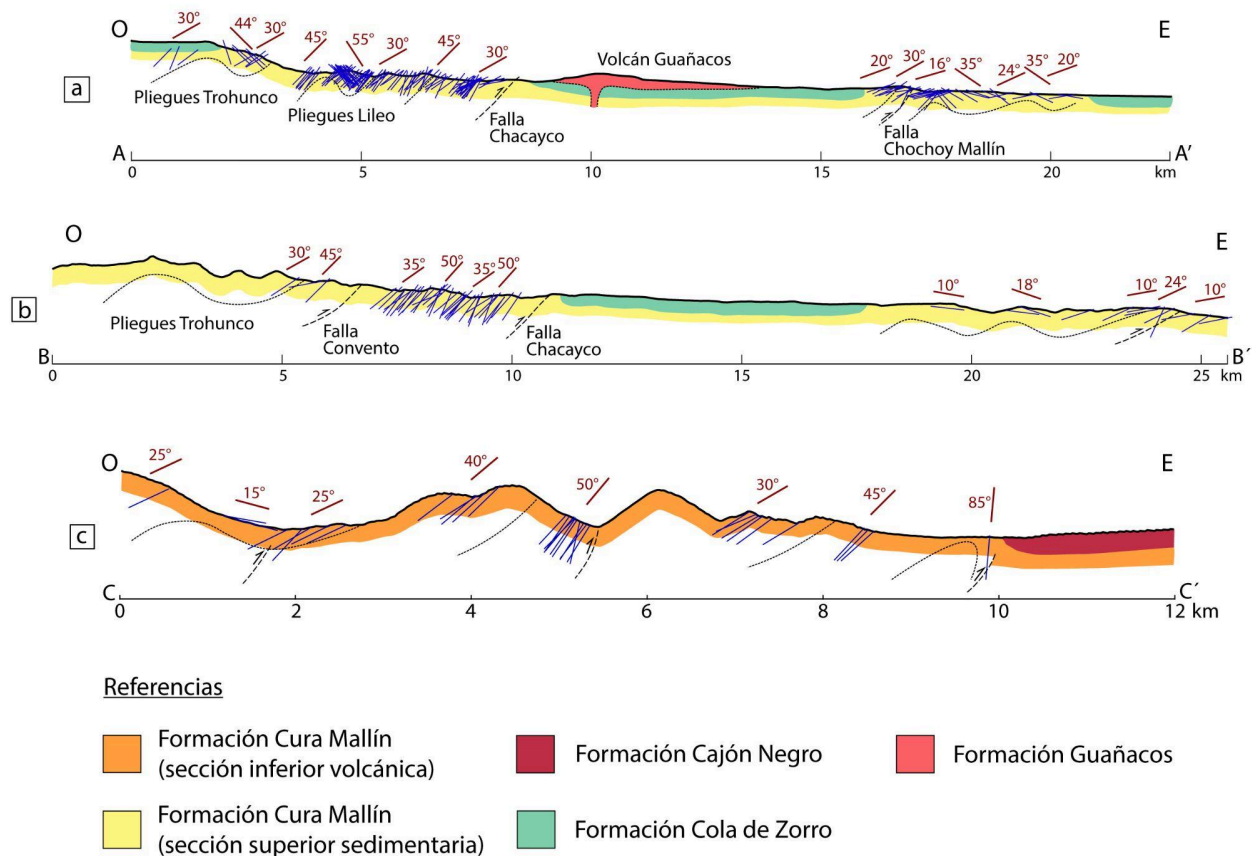


Figura 3.8: Perfiles topográficos extraídos de un modelo digital de elevación SRTM de 30 m de resolución, a lo largo de los ríos Lileo (A-A'), Guañacos (B-B') y Buraleo (C-C') (ver ubicación de los perfiles en la figura 3.5). Las líneas azules representan los datos de inclinación medidos en campo. A partir de estos datos, se han delimitado dominios estructurales, representados por las líneas rojas oscuras sobre los perfiles junto a su valor de inclinación, que han servido de base para la interpretación geológica y la reconstrucción estructural. La geología y la estructura subyacentes se interpretan esquemáticamente.

3.4. Análisis morfométrico

La morfometría es una disciplina que aplica métodos cuantitativos para analizar las formas del relieve terrestre. A través del procesamiento de modelos digitales de elevación

(MDE), se pueden extraer parámetros morfométricos que permiten caracterizar en detalle las geoformas y comprender los procesos que las originaron.

En esta tesis, se emplearon diferentes técnicas analíticas morfométricas para estudiar la zona sur de la FPC de Guañacos. Cabe destacar que la región de estudio se caracteriza por una neotectónica con bajas tasas de deslizamiento (Colavitto et al., 2020) y una importante contribución de procesos exógenos (Penna et al., 2011; González Díaz et al., 2005). El objetivo de esta investigación es elucidar cuáles de los procesos exógenos y endógenos tiene mayor influencia en la evolución del paisaje, al mismo tiempo que se examina la utilidad de diferentes índices morfométricos en estudios que contemplen la coexistencia de diferentes procesos.

El desarrollo de nuevas técnicas de análisis de MDE ha abierto nuevas perspectivas en el estudio de la evolución de los paisajes, permitiendo una interpretación más detallada y precisa de los procesos geomorfológicos (Schwanghart y Scherler, 2014; Willett et al., 2014; Forte y Whipple, 2019). Estos avances metodológicos fueron acompañados de una mayor accesibilidad a datos topográficos digitales y de teledetección. Para el análisis de los MDE, recurrimos a TopoToolbox, un software de código abierto en MATLAB que ofrece una amplia gama de herramientas para la caracterización del relieve (Schwanghart y Scherler, 2014).

En primer lugar, para caracterizar el relieve de la región, se elaboró un perfil topográfico *SWATH* transversal a todas las cuencas hidrográficas (Figura 3.9) y se llevó a cabo un análisis hipsométrico de cada cuenca individual. Se seleccionaron 6 cuencas principales para realizar el estudio, de norte a sur; Lileo, Guañacos, Reñileuvú, Ñireco, Butalón y Picunleo (Figura 3.9). A continuación, se analizaron los perfiles longitudinales de los seis ríos principales que drenan el área, para determinar su estado de equilibrio e identificar cualquier anomalía o perturbación en el perfil. Finalmente, se caracterizó la red fluvial mediante el cálculo de índices morfométricos como el índice de empinamiento normalizado (ksn) y el chi (χ). El ksn proporciona una medida cuantitativa de la desviación del perfil longitudinal real del río respecto a un perfil de equilibrio teórico, lo que permite evaluar la estabilidad y dinámica del sistema fluvial (Burbank y Anderson, 2011). El χ refleja el estado dinámico de la cuenca, actuando como un indicador de la elevación del cauce en estado estacionario, basándose en la geometría actual de la red fluvial (Willett et al., 2014).

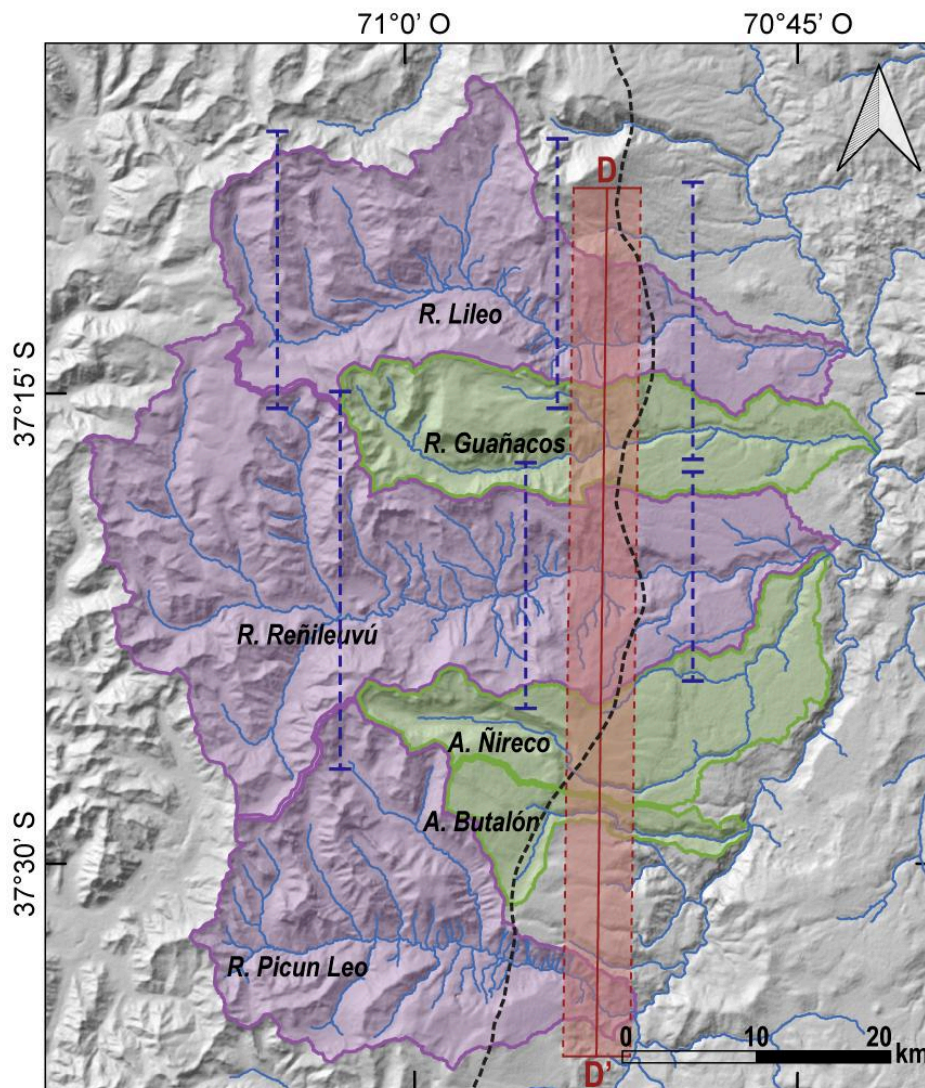


Figura 3.9: Cuencas analizadas mediante análisis morfométricos en la zona sur de estudio. En color violeta se observan las tres cuencas principales, de mayor área de drenaje, y en color verde claro las tres cuencas de menor extensión areal. La línea roja oscura señala la traza del perfil topográfico swath (D-D'), con un ancho de 5 km indicado con el polígono rojo sombreado. Las líneas punteadas azules indican las trazas de los perfiles topográficos perpendiculares a los valles de los ríos Lileo y Reñileuvú, mientras que la línea punteada negra indica el avance máximo de los glaciares.

3.4.1. Perfiles topográficos *swath*

El perfil *swath* es un perfil topográfico que representa una franja del terreno, integrando los valores de elevación máxima, mínima y media. Los datos altimétricos se toman perpendicularmente al eje del perfil a intervalos regulares, generalmente equivalentes al

tamaño del píxel del MDE (Burbank y Anderson, 2011). Proporciona una representación realista de la morfología del terreno, permitiendo una mejor visualización de las variaciones topográficas y el relieve. En un perfil *swath* típico, la elevación media suele ser más cercana a los valores mínimos que a los máximos. Si la elevación media se aproxima al valor máximo, esta desviación ascendente probablemente indica un estado transitorio de ajuste, asociado a una alta tasa de alzamiento tectónico. En esta situación, las tasas de erosión no logran igualar la velocidad de alzamiento (Burbank y Anderson, 2011).

Para analizar el relieve de la zona sur de estudio y estimar la influencia de las tasas de alzamiento relacionadas a la neotectónica, se confeccionó un perfil topográfico *swath* con un ancho regular de 5 km y orientación N-S, atravesando toda el área de estudio para lograr una visualización de todos los valles que drenan la zona (Figura 3.9). El perfil se construyó a partir de un MDE ALOS PALSAR de 12,5 m de resolución, un MDE de descarga gratuita disponible en <https://asf.alaska.edu>. Se empleó la función *SWATHobj* del TopoToolbox, que permite crear interactivamente un perfil *swath*, donde el usuario define una línea con una cantidad arbitraria de nodos. De manera similar, también es posible graficar perfiles de elevación *swath* a lo largo de canales, para visualizar el relieve del valle a lo largo del río analizado. Esto fue realizado para los 6 ríos principales de las cuencas estudiadas, empleando la función *map/ateral* de TopoToolbox.

También, se realizaron perfiles topográficos comunes transversales en distintos sectores de los valles de los ríos Lileo y Reñileuvú, para caracterizar la geometría de la sección transversal y analizar su evolución a lo largo del perfil longitudinal del río (Figura 3.9).

3.4.2. Hipsometría

Con el fin de analizar la distribución altitudinal y la forma del relieve, se calcularon curvas hipsométricas en 6 cuencas de la zona de estudio (Figura 3.9). La hipsometría es la frecuencia de distribución de la elevación en un área (Strahler, 1952). Se ve influenciada por factores como la geometría de la red de drenaje, el área de la cuenca, la litología y la erosión (Brocklehurst y Whipple, 2004). La curva hipsométrica es una representación gráfica que muestra la distribución altitudinal del área de una cuenca. Indica el porcentaje de la superficie de la cuenca que se encuentra por encima de cada cota determinada (Strahler, 1952), resultando en una curva acumulativa. La integral hipsométrica (HI) es el

área debajo de la curva normalizada y puede tomar valores entre 0 y 1, típicamente variando entre 0,3 y 0,6 en paisajes fluviales (Brocklehurst and Whipple, 2004). Puede ser calculada mediante la fórmula:

$$(5) \quad HI = (H_{med} - H_{min}) / (H_{máx} - H_{min})$$

Donde $H_{máx}$, H_{min} y H_{med} son las elevaciones máximas, mínimas y medias de la cuenca. La curva hipsométrica y su integral se han empleado tradicionalmente para clasificar los paisajes fluviales en distintas etapas de evolución (joven, maduro, viejo), siguiendo la propuesta de Strahler (1952). Por otro lado, Brocklehurst y Whipple (2004) propusieron el uso de histogramas de frecuencia como una herramienta eficaz para analizar la distribución altitudinal exclusivamente de los paisajes glaciales. Estos autores demostraron que la forma de estos histogramas está estrechamente relacionada con el grado de glaciación y puede utilizarse para comparar cuencas con condiciones tectónicas y climáticas similares. En cuencas no englasadas, la distribución altitudinal muestra una mayor concentración en las elevaciones menores. A medida que aumenta la influencia glacial, este máximo se desplaza hacia altitudes mayores (Figura 3.10). Esto refleja el desarrollo de circos glaciales extensos y la creación de superficies planas en las zonas de altas de los valles (Brocklehurst y Whipple, 2004).

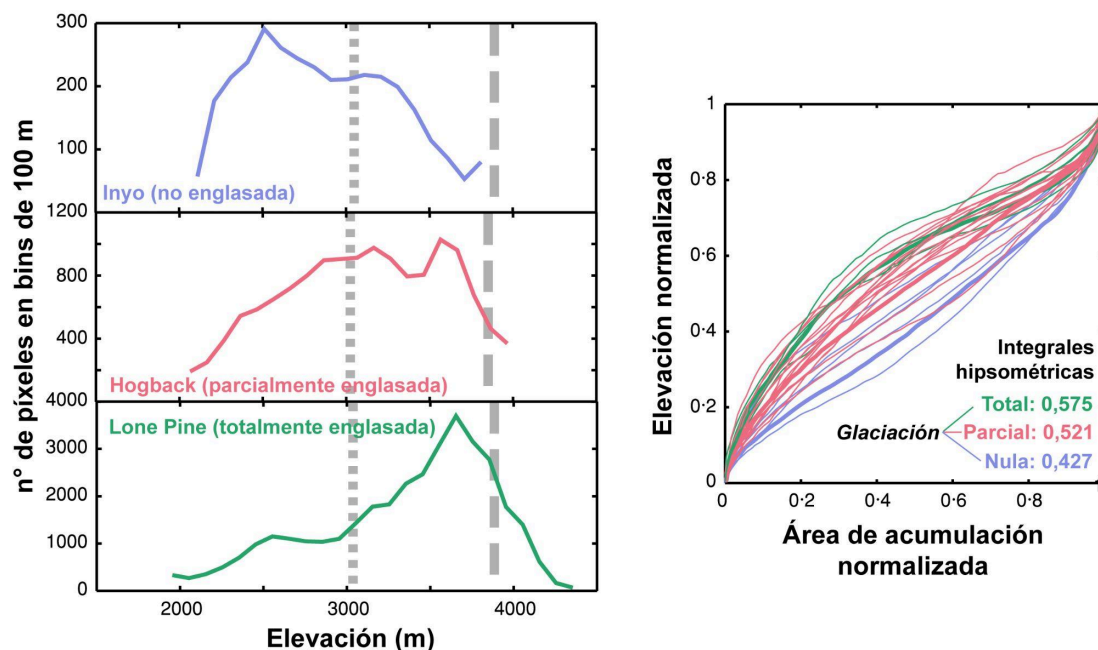


Figura 3.10: Ejemplos representativos de histogramas de elevación y curvas hipsométricas de cuencas con diferentes grados de glaciación. Las líneas punteadas

indican las altitudes de la línea de equilibrio regional moderna (discontinua) y del Último Máximo Glacial (punteada) para la cordillera de Sierra Nevada (Burbank, 1991). Observar cómo el aumento del grado de glaciación provoca un desplazamiento de la distribución de frecuencias a mayores elevaciones, lo que se corresponde con un aumento de la integral hipsométrica. Modificado de Brocklehurst y Whipple (2004).

A partir de un MDE de 30 m de resolución, se delimitaron las cuencas hidrográficas y se construyeron histogramas de frecuencia de elevación con un intervalo de clase de 100 m. Para este análisis, se empleó el software TopoToolbox y funciones personalizadas en MATLAB.

3.4.3. Perfiles longitudinales de ríos e identificación de knickpoints

Con el objetivo de realizar un análisis del drenaje en la FPC de Guañacos, se graficaron los perfiles longitudinales de los seis ríos principales que drenan la zona de estudio sur y se identificaron los *knickpoints* en cada uno. Para esto, es necesario preparar el MDE, por lo que se removieron los agujeros o errores y se calculó la dirección y acumulación de flujo (*flow direction* y *flow accumulation*). Una vez realizados estos pasos se procede a generar la red de drenaje. En este caso se utilizó un MDE ALOS PALSAR de 12,5 m de resolución. La comparación de los resultados con la cartografía existente y con las imágenes de Google Earth permitió evaluar la calidad de la red generada y seleccionar la densidad de drenaje óptima para el análisis posterior. Se mapearon los cursos fluviales cuyas cuencas cumplieron con un área mínima establecida de 2,5 km².

Los perfiles longitudinales de ríos de lecho rocoso suelen exhibir una concavidad ascendente, lo cual refleja un equilibrio dinámico entre los procesos de erosión y agradación. Además, estos perfiles se describen con una *power law*, estableciendo una relación entre la pendiente del cauce y el área de drenaje (Whipple, 2001; Wobus et al., 2006):

$$(6) \quad S = k_s A^{-\theta}$$

donde S es la pendiente del canal, A es el área de aporte, θ es el índice de concavidad, y k_s es el índice de empinamiento. La ecuación (6) presenta la relación entre la concavidad y

el índice de empinamiento. La concavidad (θ) es igual a m/n , dos constantes empíricas, mientras que el índice de empinamiento (k_s) es igual a $(U/K)^{1/n}$, donde U es el alzamiento y K la erodabilidad del lecho rocoso. Cuando la concavidad es baja, el perfil longitudinal del río se acerca a un gradiente lineal (Figura 3.11). A medida que la concavidad aumenta, el canal tendrá cabeceras empinadas y pendientes suaves aguas abajo (Figura 3.11) (Burbank y Anderson, 2011). El índice de concavidad es sensible a variaciones en las tasas de levantamiento tectónico, cambios en las propiedades litológicas del sustrato, fluctuaciones en el caudal y la presencia de depósitos aluviales en el lecho del río (Kirby y Whipple, 2012). Cambios abruptos en los factores enumerados pueden generar perfiles segmentados, donde cada segmento tendrá diferentes valores de concavidad (θ) y pendiente (k_s), los cuales seguirán la relación definida por la ecuación (5) (Wobus et al., 2006; Kirby y Whipple, 2012).

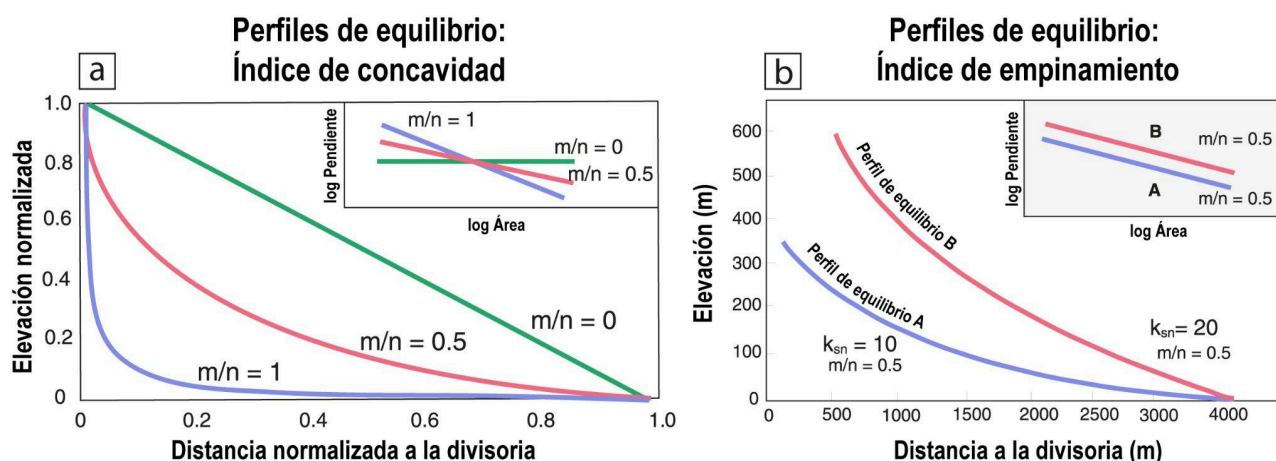


Figura 3.11: Concavidad e índice de empinamiento en canales fluviales. a) Canales con diferentes índices de concavidad ($\theta=m/n$). Observar en el recuadro los cambios en la pendiente del canal en función del área de drenaje para diferentes concavidades. b) A pesar de tener los mismos valores de concavidad (ver recuadro), estos canales presentan diferentes pendientes, como lo reflejan los valores de k_s . Modificado de Burbank y Anderson (2011).

En la práctica, el valor del índice de empinamiento (k_s) es estimado a partir de un gráfico log-log de pendiente (S) vs. área de drenaje (A). Un perfil idealizado posee concavidad (θ) constante, por lo que el gráfico log-log definirá una línea recta con pendiente θ . El canal fluvial comienza cuando se alcanza un valor de área de drenaje crítica A_c (Figura 3.11a) (Burbank y Anderson, 2011). En regiones de transición geomorfológica, los perfiles

longitudinales de los ríos pueden presentar desviaciones significativas respecto al perfil de equilibrio teórico en el que la pendiente del cauce va disminuyendo río abajo en función del aumento en la descarga (Whipple, 2004; Burbank y Anderson, 2011). Estos perfiles pueden presentar perturbaciones, conocidas como *knickpoints* o *knickzones*, que separan segmentos con diferentes pendientes y concavidades (Figura 3.12). Los *knickpoints* pueden originarse por diferentes procesos, tales como cambios en el nivel base, alzamiento tectónico diferencial, aumento del área de drenaje y variaciones en la resistencia de las rocas, entre otros (Wobus et al., 2006; Burbank y Anderson, 2011). Cuando el cauce pierde el equilibrio, el río comenzará a ajustar su perfil longitudinal. Debido a que los *knickpoints* son sectores del cauce con mayor pendiente, en estos puntos aumentará el poder de la corriente, aumentando por lo tanto la erosión y provocando la migración del *knickpoint* aguas arriba (Figura 3.12b) (Burbank y Anderson, 2011). En estos casos, en el gráfico log-log, el *knickpoint* se presenta como una anomalía de alta pendiente separando dos porciones con índices de empinamiento (k_s) y concavidades (θ) similares (Figura 3.12b). Esta signatura se diferencia de la que produce un *knickpoint* relacionado a diferencias en la tasa de alzamiento a lo largo del cauce. Cuando un cauce experimenta alzamiento diferencial, el gráfico log-log mostrará una zona de transición con alta pendiente separando dos segmentos contiguos con diferentes valores de empinamiento (k_s) (Figura 3.12c) (Burbank y Anderson, 2011).

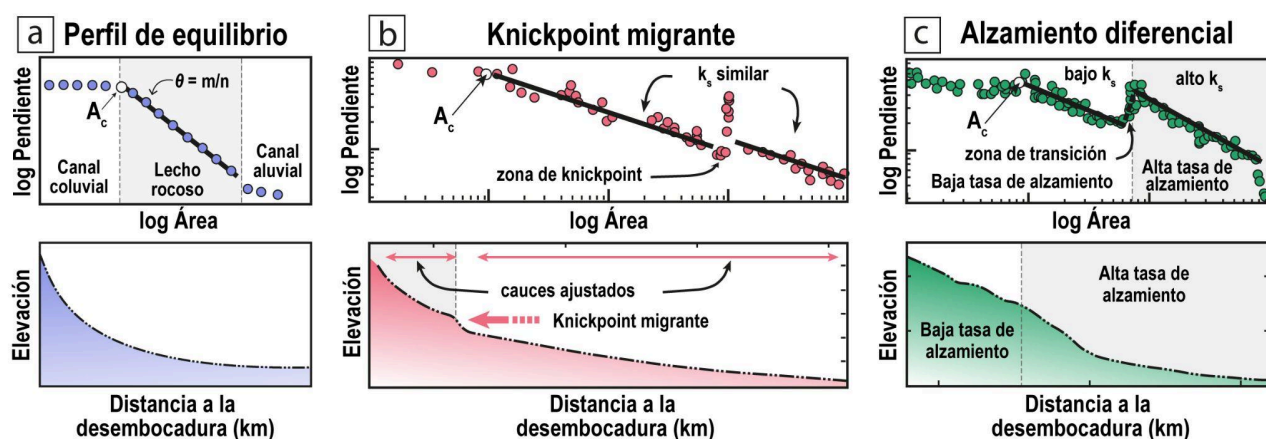


Figura 3.12: Caracterización de *knickpoints* en perfiles longitudinales fluviales y su representación gráfica mediante diagramas log-log de pendiente (S) versus área (A). A_c : A_c área crítica de la cuenca, definida como la zona que se extiende por encima de la cabecera del canal fluvial. Modificado de Burbank y Anderson (2011).

Con el objetivo de analizar los cauces de los ríos y arroyos del área de estudio y su estado de equilibrio, se extrajeron los perfiles longitudinales de los ríos principales para las seis cuencas analizadas, con su correspondiente perfil *SWATH* con un ancho de 2 km. Para esto, se utilizaron los softwares TopoToolbox y Topographic Analysis Kit (TAK), ambos desarrollados como herramientas de MatLab y disponibles en <http://geomorphtools.geology.isu.edu> y <https://topotoolbox.wordpress.com/download/> (Schwanghart y Scherler, 2014, Forte y Whipple, 2019).

La diferenciación en segmentos de los perfiles y el cálculo de los índices k_s y θ se realizó mediante una regresión lineal log-log del gradiente frente al área de drenaje, utilizando los softwares mencionados. La pendiente de la regresión es igual a la concavidad, y la ordenada al origen es igual al índice de empinamiento. Cada interrupción en el perfil longitudinal fue identificada y clasificada como un *knickpoint*. A continuación, se realizó un análisis de la relación espacial entre los *knickpoints* identificados y las estructuras geológicas, geoformas y litologías presentes en el área, con el objetivo de inferir las posibles causas de su formación. De esta manera, los *knickpoint* identificados fueron clasificados en estructurales, geomorfológicos o litológicos, según su proximidad a estructuras neotectónicas, depósitos de remoción en masa o afloramientos rocosos. Las estructuras consideradas como posibles causantes de perturbaciones son fallas inversas y pliegues con actividad neotectónica, que podrían generar un levantamiento diferencial del lecho del río aguas arriba con respecto a aguas abajo, y fallas normales que pueden generar un escalón en el lecho del río (Burbank y Anderson, 2011). Con respecto a los factores geomorfológicos que pueden promover el desarrollo de *knickpoints*, los más destacados son depósitos de remoción en masa que afectan los cauces de los ríos, o la llegada de tributarios al cauce principal. La acumulación de sedimentos en el cauce puede actuar como una barrera a la erosión fluvial, incrementando la carga sedimentaria y, en algunos casos, generando represamientos naturales que indican el valle temporalmente, generando acumulación aguas arriba con una consecuente disminución de la pendiente (Ouimet et al., 2007). Otro factor que puede generar tramos de fuerte pendiente es la erosión diferencial de las rocas. Las rocas más resistentes, al ser erosionadas a menor velocidad, pueden dar lugar a tramos con mayor pendiente en comparación con aquellos donde afloran rocas más débiles (Burbank y Anderson, 2011).

3.4.4. Índice de empinamiento normalizado (k_{sn})

Como se mencionó previamente, el índice de empinamiento (k_s) puede ser estimado a partir del gráfico log-log de pendiente (S) vs. área de drenaje (A), donde representa la ordenada al origen. Sin embargo, esta aproximación al k_s lleva a incertezas, ya que pequeñas variaciones en el índice de concavidad generan grandes variaciones en el índice de empinamiento (Kirby y Whipple, 2012). Por lo tanto, para permitir la comparación entre diferentes ríos, el índice de empinamiento puede ser normalizado (k_{sn}) usando la misma concavidad de referencia (θ_{ref}) en todos los canales (Burbank y Anderson, 2011):

$$(7) \quad k_{sn} = k_s A_c^{-(\theta_{ref} - \theta)}$$

donde A_c corresponde al área de la cuenca de drenaje que contribuye al flujo en el punto medio del tramo analizado en el MDE (Wobus et al., 2006). Este método asume que la concavidad en los ríos en estado de equilibrio varía en un rango de 0,4 a 0,7 (Whipple, 2004). En este estudio, se adoptó un valor de 0,45 para el índice de concavidad de referencia (θ_{ref}), un valor comúnmente utilizado en la literatura en variados ambientes.

El índice de empinamiento normalizado (k_{sn}) cuantifica la desviación del perfil longitudinal real del río respecto a un perfil de equilibrio idealizado, proporcionando una medida de la distancia del sistema fluvial a un estado de equilibrio dinámico. Estudios previos han demostrado una correlación significativa entre el índice k_{sn} y parámetros geodinámicos como la tasa de levantamiento tectónico, las tasas de erosión y los cambios en el nivel de base, lo que sugiere que este índice puede ser utilizado como un proxy para inferir procesos activos en una cuenca (Whittaker, 2012). En regiones con altas tasas de levantamiento tectónico, los ríos desarrollan perfiles longitudinales más empinados, lo que se traduce en valores más elevados del índice k_{sn} . Por el contrario, en áreas con bajas tasas de levantamiento, los valores de k_{sn} suelen ser menores, indicando perfiles más suaves (Wobus et al., 2006).

Se calculó el k_{sn} para cada tributario de las cuencas estudiadas y se generó una representación espacial de los valores de k_{sn} sobre el MDE empleando las herramientas de visualización de TopoToolbox. Se realizó un análisis espacial de la distribución del índice k_{sn} sobre la red de drenaje, buscando posibles correlaciones entre los valores de

k_{sn} y la presencia de rasgos geológicos que pudieran explicar las variaciones en la pendiente de los canales.

3.4.5. Chi (χ)

La aplicación del método de pendiente-área en ríos de lecho rocoso presenta diversas limitaciones, lo que restringe su capacidad para explicar la complejidad de los procesos geomorfológicos que actúan en estos ambientes. La calidad de los datos topográficos es fundamental para la aplicación del método pendiente-área. La presencia de ruido y errores en los datos introduce una considerable dispersión en los diagramas de pendiente-área, dificultando la determinación precisa de los parámetros de la *power law* y la identificación de tendencias claras (Perron y Royden, 2013). Para evitar estos problemas, Perron y Royden (2013) propusieron una nueva aproximación al análisis de perfiles longitudinales, utilizando la elevación como variable dependiente en lugar de la pendiente, y una integral espacial del área de drenaje como variable independiente. Integrando la ecuación (6) aguas arriba desde un nivel de base (x_b) hasta un punto de observación x , y considerando condiciones de levantamiento y erosión espacialmente uniformes, la elevación del perfil se puede expresar como:

$$(8a) \quad z(x) = z(x_b) + (U/KA_0^m)^{1/n} \chi,$$

con

$$(8b) \quad \chi = \int_{x_b}^x (A_0/A(x))^{m/n} dx$$

donde A_0 es un área de drenaje de referencia. El valor de chi (χ) actúa como un indicador de la elevación relativa del canal respecto a un perfil de equilibrio teórico. Willett et al. (2014) propusieron un análisis para evaluar la estabilidad de las divisorias utilizando mapas de χ (Figura 3.13). Los mapas de redes de drenaje representadas mediante un código de color de valores de χ otorgan una imagen del estado dinámico de las cuencas y pueden revelar anomalías a través de las divisorias. Cuando dos cuencas adyacentes exhiben valores de χ significativamente diferentes, la divisoria de aguas se encuentra en un estado inestable. En estas condiciones, el canal con el valor de χ más bajo actuará como agente agresor, mientras que el canal con el valor de χ más alto se verá afectado

por la erosión, actuando como víctima (Figura 3.13). El sistema alcanzará un nuevo equilibrio mediante el desplazamiento de la divisoria hacia la región con mayor valor de χ , o a través de la captura del río con menor valor de χ por parte del río con mayor valor de χ (Willett et al., 2014).

La interpretación de anomalías en los valores de χ generalmente asume condiciones uniformes de levantamiento, erodabilidad de las rocas y clima. Sin embargo, aun desconociendo las variaciones espaciales de estos factores (siempre que estas sean menores o varíen sistemáticamente a lo largo de las cuencas fluviales analizadas), es posible identificar patrones de reorganización en dichas cuencas (Willett et al., 2014).

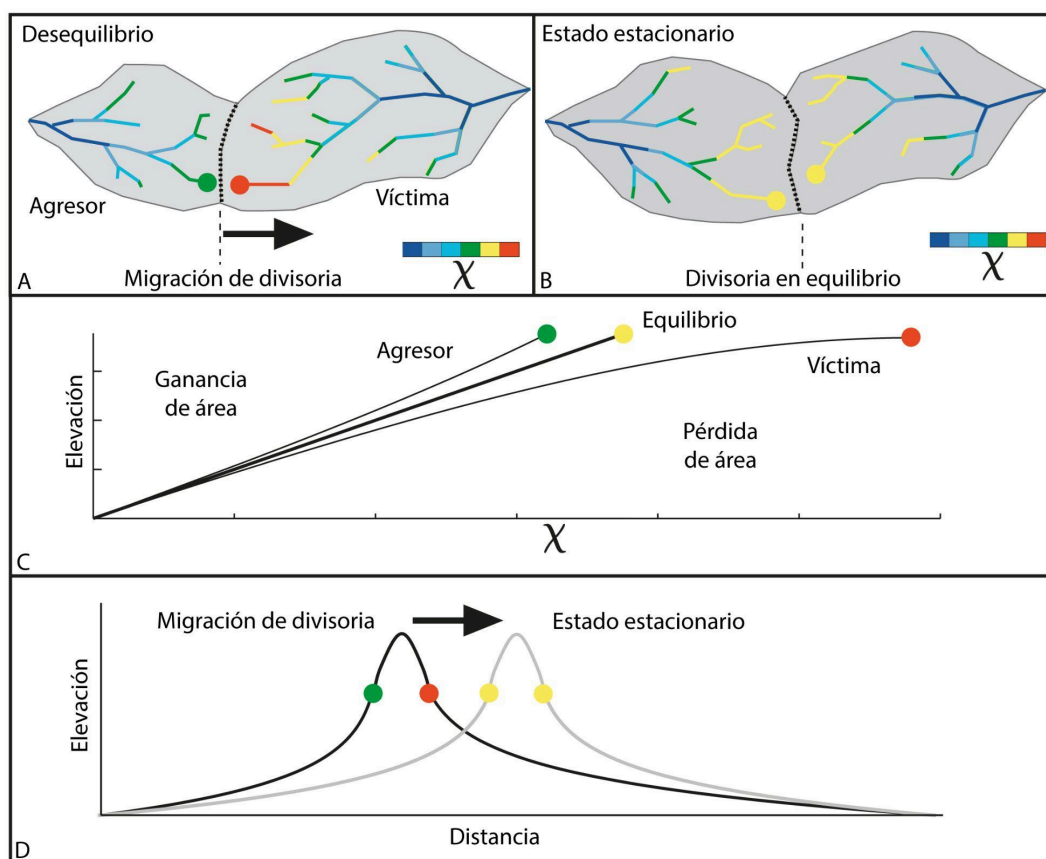


Figura 3.13: Cuencas y perfiles fluviales en equilibrio y disequilibrio. A) y B) Cambio de tamaño y forma de dos cuencas de drenaje que comparten una divisoria común a medida que evolucionan desde (A) en estado de disequilibrio a (B), en estado estacionario. C) y D) Evolución de la elevación de dos canales que comparten divisoria, en C) con respecto a χ , y en D) en relación a la distancia. Modificado de Willett et al. (2014).

Se elaboró un mapa de distribución espacial del índice χ en toda la red de drenaje del sector sur de la FPC de Guañacos empleando la función *chitransform* de TopoToolbox y un MDE de 30 m de resolución. Este mapa permitió realizar un análisis comparativo de los valores de χ entre cuencas vecinas, evaluar la estabilidad de las divisorias de aguas y predecir posibles reajustes en la red de drenaje debido a la migración de las divisorias. Para garantizar la comparabilidad entre las diferentes cuencas, se estableció una cota de base común de 1100 m. A continuación, se empleó la función *mnoptim* de TopoToolbox, basada en un algoritmo de optimización bayesiana con validación cruzada, para determinar el valor óptimo del parámetro m/n que mejor se ajusta a los datos de todas las cuencas analizadas (Schwanghart, 2017). Dado que no se observaron diferencias significativas en el patrón espacial de χ al variar el valor de m/n , se optó por utilizar el mismo valor empleado en el cálculo de k_{sn} ($m/n=0,45$).

Capítulo 4

ANÁLISIS ESTRUCTURAL Y CINEMÁTICO DE LA FORMACIÓN CURA MALLÍN

Como se mencionó previamente, el análisis estructural fue realizado en dos sectores dentro de la FPC de Guañacos; en la zona norte de estudio, en el área de las Lagunas de Epulafquen y el Río Buraleo, y en la zona sur de estudio, en los Ríos Lileo, Guañacos y Reñileuvú (Figura 1.3).

En el sector norte de estudio aflora el miembro volcaniclástico inferior de la Formación Cura Mallín. Allí se relevaron datos estructurales, midiendo el rumbo e inclinación de bancos e identificando las estructuras principales y sus estilos de deformación. También se realizó un relevamiento sistemático de datos cinemáticos, a partir de los cuales se determinaron los campos de deformación actuantes a lo largo del tiempo.

Por otro lado, el sector sur expone el miembro sedimentario superior de la Formación Cura Mallín. En este sector se realizó un mapeo estructural de detalle y se confeccionaron dos secciones balanceadas a lo largo de los valles de los ríos Lileo y Guañacos, a partir de las cuales se calcularon los acortamientos absorbidos por la FPC de Guañacos durante la contracción Neógena. También se analizaron familias de fracturas relacionadas al plegamiento para estimar la dirección del esfuerzo principal (σ_1) durante la contracción.

4.1. Sector Norte: Sección volcánica inferior de la Formación Cura Mallín

Si bien en Chile los afloramientos basales de la Formación Cura Mallín presentan una amplia distribución longitudinal, en Argentina estos se restringen principalmente a la región de las lagunas Epulafquen y el río Buraleo (Figura 1.1). La ausencia de estudios detallados en esta zona impide conocer con precisión la estratigrafía y los espesores de estas secuencias, a diferencia de lo que ocurre en territorio chileno. Por este motivo, con

el objetivo de caracterizar el área, se describen las litologías más representativas observadas en el campo, presentando una nueva edad geocronológica U-Pb para la sección basal de la Formación Cura Mallín (RB2). Además, se realiza la caracterización estructural de la zona, describiendo las principales estructuras y sus estilos de deformación. Finalmente, se realiza un análisis cinemático para inferir los campos de deformación responsables de la generación de las estructuras observadas.

4.1.1. Caracterización litológica de los afloramientos

Durante el trabajo de campo, se realizaron observaciones litológicas de los afloramientos del miembro volcániclastico inferior de la Formación Cura Mallín expuestos en el valle del río Buraleo y las lagunas Epulafquen (Figura 4.1). Las secuencias están compuestas principalmente por una alternancia de tobas, flujos lávicos andesíticos, ignimbritas, brechas volcánicas, diques y filones capa, con intercalaciones subordinadas de conglomerados, areniscas y brechas sedimentarias (Figura 4.2).

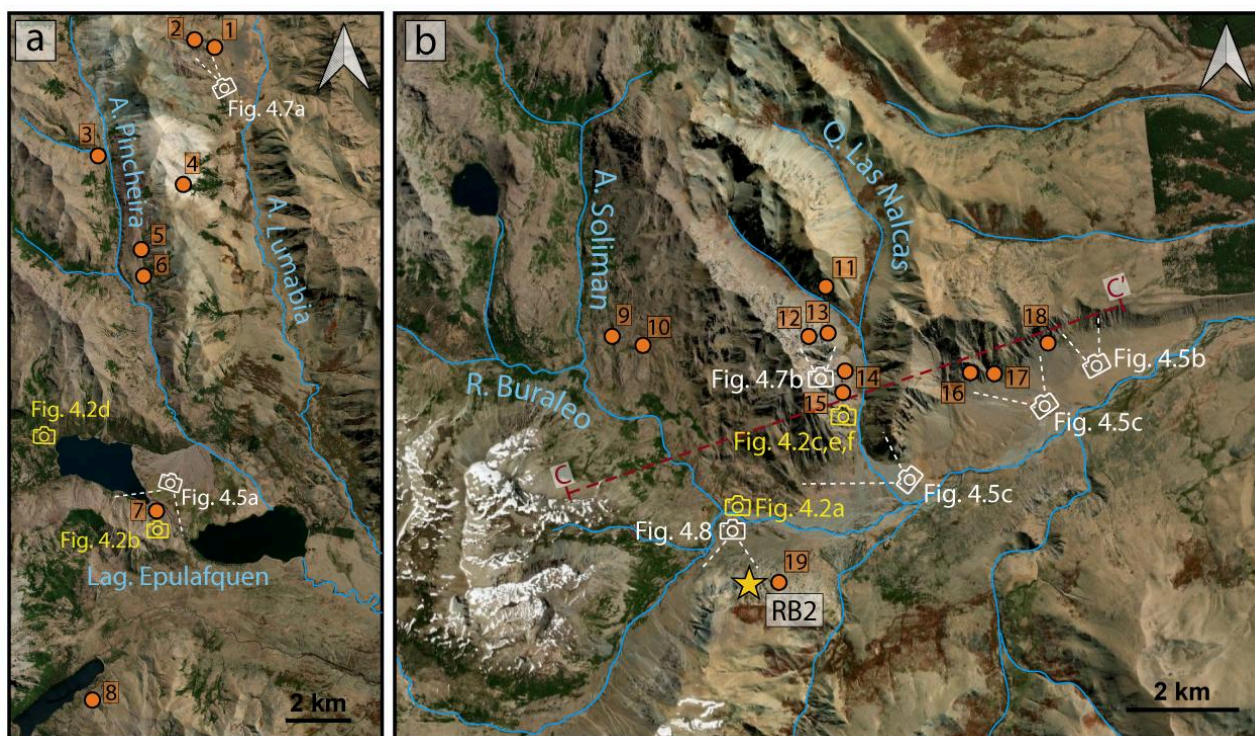


Figura 4.1: Imágenes satelitales de las lagunas Epulafquen (a) y el valle del Buraleo (b) mostrando la ubicación de la muestra RB2 (estrella amarilla), las fotografías de campo interpretadas en este capítulo (fotos de detalle de litologías en amarillo, fotos de

estructuras en blanco), el perfil estructural esquemático en el valle del río Buraleo (C-C'), y las estaciones cinemáticas (círculos naranjas). Ver ubicaciones en la Figura 1.3.

Las observaciones de campo sugieren que las secuencias volcanoclásticas aflorantes representan tanto niveles contemporáneos a la actividad volcánica, como depósitos de retrabajo de volcanitas, indicando una proximidad a centros volcánicos activos, consistente con los modelos propuestos por Burns et al. (2006).

A diferencia de lo propuesto por estudios previos (Utgé, 2006; Espinach, 2009), que reconocen la sección basal volcanoclástica y la superior sedimentaria de la Formación Cura Mallín en la zona norte, observaciones en el marco de esta tesis sugieren una reinterpretación, asignando las secuencias aflorantes únicamente a la sección basal de carácter volcánico. Los niveles sedimentarios son subordinados en espesor y se encuentran intercalados dentro de secuencias volcanoclásticas continuas, sin mostrar evidencias de una clara separación entre miembros, ya sea por contacto o por fallas, como fuera propuesto por Utgé (2006) y Espinach (2009). Por otro lado, la composición monomítica de los sedimentos, con clastos andesíticos derivados de los niveles volcánicos subyacentes, indica un transporte limitado y un origen local, relacionado al retrabajo de la secuencia volcánica. Finalmente, los componentes clásticos de la columna difieren marcadamente de los observados en la zona sur de estudio, donde las secuencias muestran una alta participación de niveles pelíticos y carbonáticos interpretados como depósitos lacustres (Gutiérrez Pleimling y Minitti, 1985; Radic et al., 2002; Leanza et al., 2002). La secuencia aquí descrita, caracterizada por la predominancia de niveles lávicos y piroclásticos con intercalaciones sedimentarias subordinadas, presenta similitudes con el miembro basal de la Formación Cura Mallín en sectores de Chile como Laguna del Maule, Laguna del Laja y Lonquimay (Figura 1.1). En estas localidades chilenas, se han descrito asociaciones volcánicas compuestas principalmente por material piroclástico, con intercalaciones de lavas y rocas sedimentarias de origen continental. (Niemeyer y Muñoz, Niemeyer y Muñoz, 1983; Muñoz y Niemeyer, 1984; Suárez y Emparán, 1997).

A partir de las observaciones realizadas en toda la zona de estudio, incluyendo afloramientos ubicados en la ladera sur de las lagunas Epulafquen, en la vertiente sur del río Buraleo y en la ladera occidental de la quebrada Las Nalcas, se describen a continuación las litologías más representadas en el área, en orden de abundancia. Se

reconocieron numerosas rocas piroclásticas, que consisten principalmente en tobas y lapillitas de coloración violácea y verdosa, con una textura masiva donde se reconocen fiammes, líticos verdosos y fenocristales blancos. Los niveles andesíticos, de hasta 15 m de espesor, presentan textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa y minerales máficos (Figura 4.2a). En ocasiones, muestran alteraciones que les confieren un color anaranjado. Las ignimbritas, de tonos verdosos y rojizos, presentan una gran cantidad de fiammes de pocos centímetros, a menudo alterados a carbonatos y alineados, y contienen cristales y líticos (Figura 4.2b). Las brechas y conglomerados son predominantemente monomícticos, con clastos andesíticos. Los conglomerados muestran texturas clasto- y matriz-sostén, con clastos redondeados de hasta 10 cm. Las brechas, en cambio, son mayormente matriz-sostén, con clastos muy angulosos de hasta 40 cm (Figura 4.3c). Las areniscas, de 1 a 3 m de espesor, son masivas y de color rojizo a violáceo, con clastos predominantemente andesíticos (Figura 4.2e).

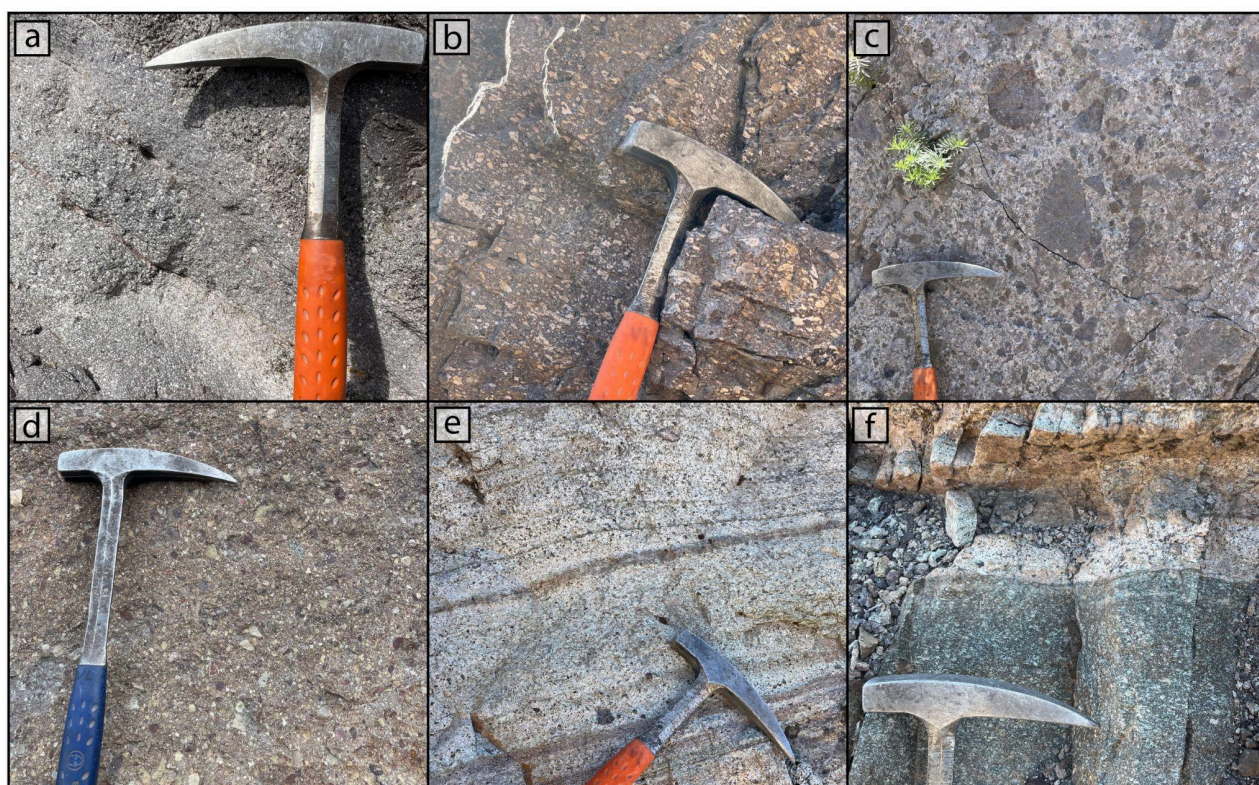


Figura 4.2: Ejemplos de las litologías más representadas en los afloramientos de la sección inferior de la Formación Cura Mallín en la zona norte de estudio. a) Andesita porfírica con cristales de plagioclasa. b) Ignimbrita masiva, con fiammes alineados de 2-3 cm, de color blanquecino, reemplazados por carbonatos. c) Brecha volcánica matriz sostén, monomíctica, con clastos andesíticos muy angulosos de hasta 40 cm. d) Brecha

volcánica polimíctica con clastos angulosos de 2-3 cm, se observaron líticos y cristales de plagioclasa. e) Banco clástico laminado, con intercalaciones de tamaños de arena y conglomerado fino, matriz sostén, con clastos de andesita en una matriz blanquecina. f) Contacto entre una roca volcánica de color verdoso y el blanco clástico de color claro expuesto en e). Ver ubicaciones en la Figura 4.1.

4.1.2. Edad geocronológica

Con el objetivo de establecer una edad absoluta para la sección volcánica inferior de la Formación Cura Mallín en el sector estudiado, se realizó un análisis geocronológico U-Pb en una muestra de toba recristalizada (RB2) proveniente de secuencia estratigráfica aflorante en el margen sur del río Buraleo (Figura 4.1). Los resultados de este análisis proporcionan la primera edad radiométrica U-Pb de esta unidad en la zona. A pesar de las limitaciones impuestas por la falta de una estratigrafía detallada, la edad de la muestra RB2 proporciona un dato cronológico relevante para estimar la edad de la sección volcánica inferior de la Formación Cura Mallín y establecer correlaciones con las secuencias equivalentes en Chile.

En el concentrado de minerales pesados de la muestra RB2 no se observó la presencia de apatitas, y la abundancia de circones es escasa. Los cristales de circon presentan tamaño predominante menor a 200 μm y algunos hasta 250 μm (ver fotografías en el Anexo I). Son de forma subhedral a anhedral, prismáticos, de bordes subredondeados a angulosos; de color naranja; transparentes con superficie craquelada a lisa. Se observan abundantes cristales con fracturas e inclusiones.

Para determinar la edad de deposición, se realizó un análisis geocronológico U-Pb en 80 circones separados de la muestra (ver tabla con datos crudos en el material anexo 4). Siguiendo el protocolo propuesto por Dickinson y Gehrels (2009), se seleccionaron las 7 edades más jóvenes, obteniendo un valor promedio de $18,62 \pm 0,49$ Ma, el cual se considera representativo de la edad de deposición del banco de toba (Figura 4.3).

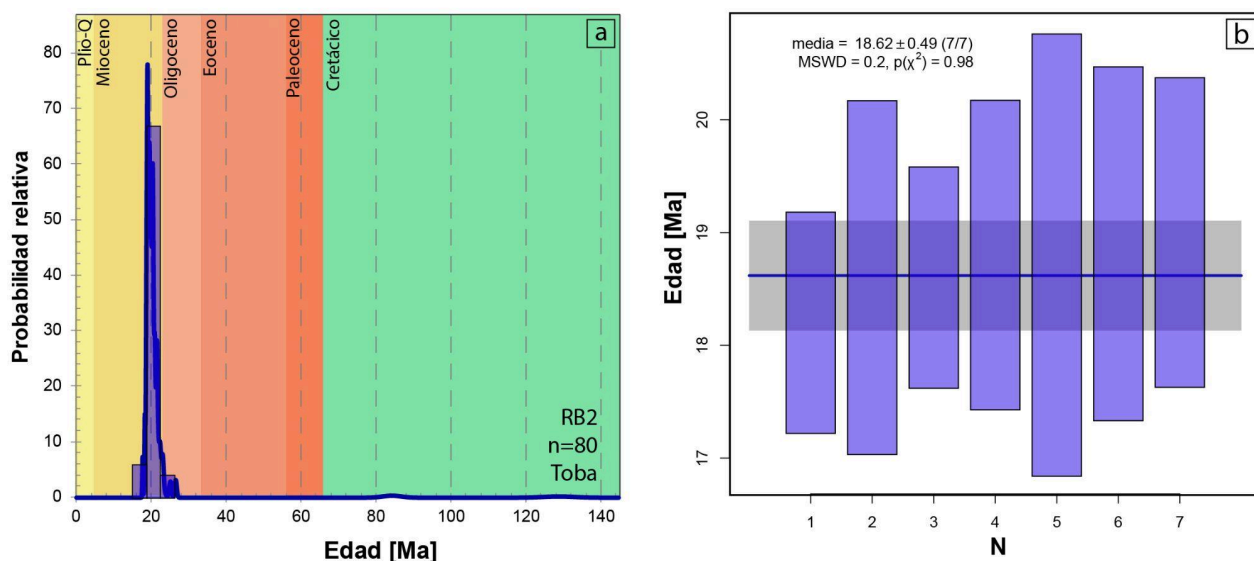


Figura 4.3: Datos geocronológicos. a) Histograma de frecuencias y diagrama de densidad de probabilidad relativa para las edades U-Pb de la muestra RB2, mostrando un claro pico centrado alrededor de ~19 Ma, con edades que oscilan entre 12 y 20 Ma. b) Edad U-Pb calculada utilizando el método TuffZirc (Ludwig y Mundil, 2002). Ver ubicación de la muestra en la figura 4.1.

Esta datación no solo representa la primera edad U-Pb obtenida para el miembro volcanoclástico inferior de la Formación Cura Mallín, sino que también revela que esta unidad es significativamente más joven de lo que se creía. Hasta ahora, la única edad disponible para esta formación en Argentina era la datación Ar-Ar de $24,6 \pm 1,8$ Ma obtenida por Burns et al. (2006) al sur de las lagunas de Epulafquen (Figura 1.1). No obstante, como se indicó anteriormente, esta datación carece de fiabilidad debido a errores metodológicos identificados durante los análisis (Rosselot et al., 2020). La edad obtenida en este estudio concuerda con el rango de edades K-Ar previamente establecidas por Suárez y Emparán (1995, 1997) para el miembro volcánico inferior de la Formación Cura Mallín en la región de Lonquimay, Chile.

4.1.3. Análisis estructural

En la zona norte del área de estudio, la Formación Cura Mallín constituye la unidad litoestratigráfica predominante, conformando los relieves más prominentes y extendiéndose longitudinalmente a lo largo del sector occidental. En el noreste, se

observan afloramientos de niveles volcánicos pertenecientes a la Formación Cajón Negro, mientras que los sectores más bajos de los valles están ocupados por depósitos glacifluviales de origen cuaternario (Figura 4.4).

La Formación Cura Mallín ha experimentado una intensa deformación tectónica, evidenciada por la presencia de numerosos corrimientos y pliegues de gran amplitud. Estas estructuras están asociadas a fallas de orientación N-S y vergencia oriental, que han dado lugar al levantamiento de grandes espesores de la secuencia volcanoclástica. El análisis de los cambios en la inclinación de las capas, en conjunto con la información proporcionada por trabajos previos (Burns et al., 2006; Utgé, 2006; Espinach, 2009), permite inferir que las estructuras de falla más importantes se localizan a lo largo de los valles principales (Figura 4.4).

Las fallas Lumabia y Las Morenas (Utgé, 2006; Espinach, 2009) son las responsables del levantamiento y exhumación de la Formación Cura Mallín en el sector occidental (Figura 4.4). Este proceso tectónico generó un relieve montañoso, con las mayores elevaciones concentradas en el norte, donde se alcanzan alturas de hasta 2600 m s.n.m.. Al norte de las lagunas Epulafquen, a lo largo del curso del arroyo Pincheira se infiere la existencia de la falla homónima (Figura 4.4). Esta estructura genera la repetición de secuencias estratigráficas dentro de la sección inferior de la Formación Cura Mallín, y está asociada a un pliegue anticlinal desarrollado al oeste. Un análisis detallado de la geometría de las capas al sur de las lagunas permitió identificar un corrimiento menor caracterizado por un incremento abrupto en la inclinación de los estratos. Las capas presentan una inclinación de 15° a 20° al oeste en el bloque yaciente, y aumentan su ángulo de inclinación hasta alcanzar los 44° al oeste en el bloque colgante (Figuras 4.4 y 4.5a). Este corrimiento se encuentra en el rumbo de la Falla Pincheira, por lo que podría tratarse de la misma estructura (Figura 4.4).

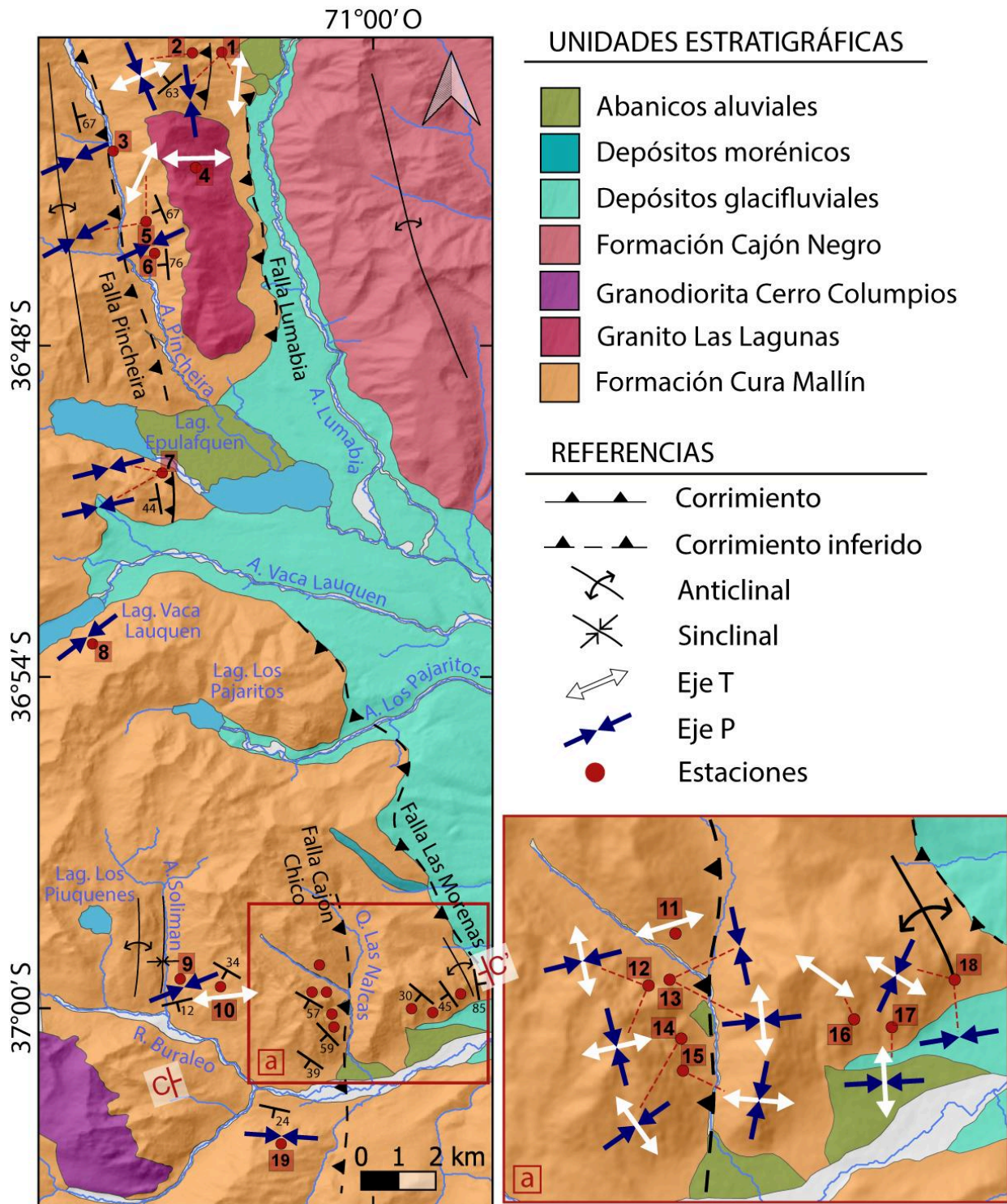


Figura 4.4: Mapa geológico de la zona norte de estudio. Se muestran los datos de actitudes de bancos medidos en campo, la muestra RB2, el perfil estructural esquemático (C-C') y los ejes principales de acortamiento (flechas azules) y extensión (flechas blancas) para cada una de las estaciones analizadas. En las estaciones contraccionales se graficó el eje principal de acortamiento, en las extensionales el de extensión, y en las de rumbo y mixtas ambos ejes.

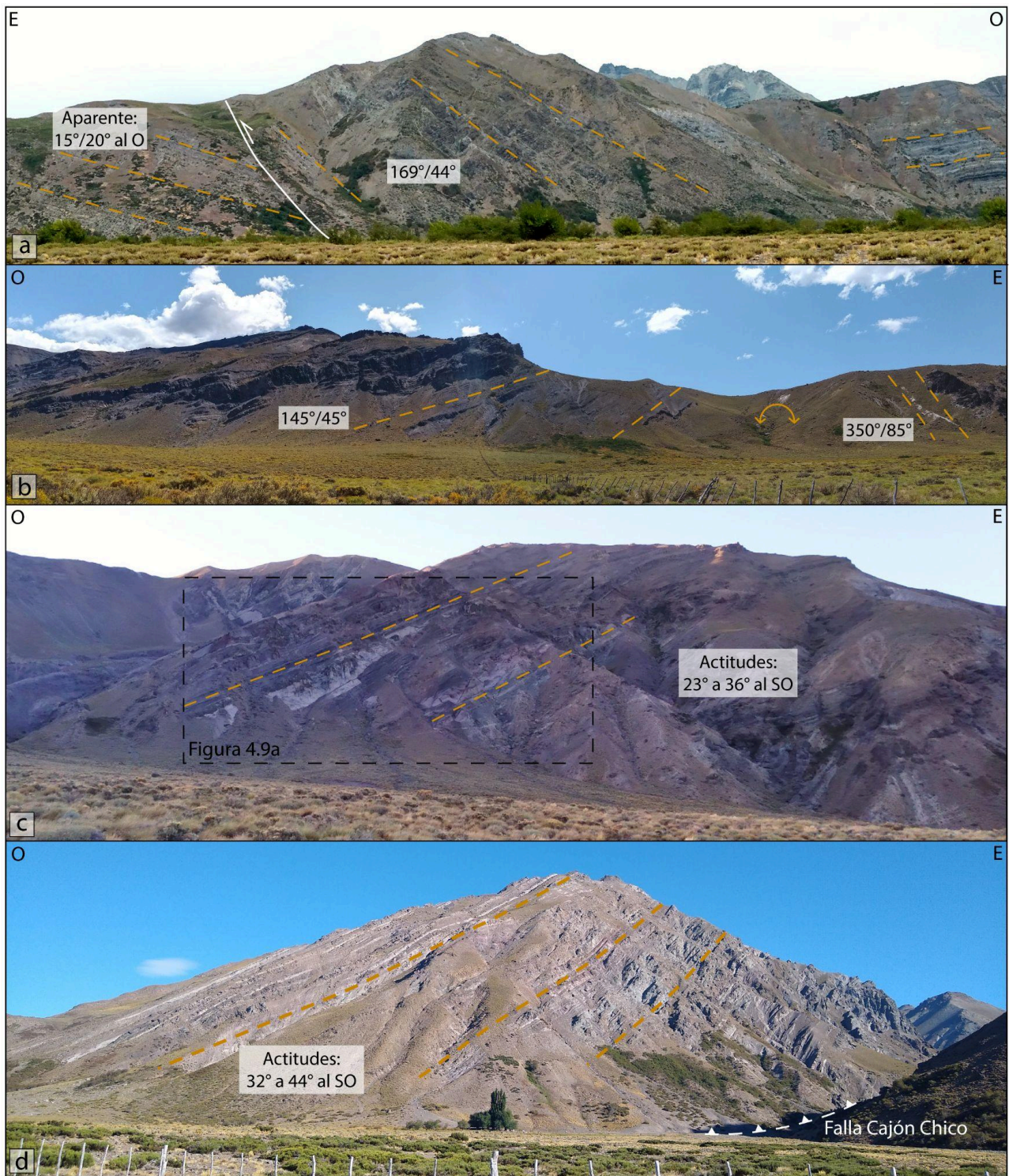


Figura 4.5: Fotografías de campo interpretadas mostrando secuencias deformadas pertenecientes a la sección volcánica inferior de la Formación Cura Mallín. a) Vista al sur desde las lagunas Epulafquen. Se observa un corrimiento que levanta capas que inclinan 44° sobre otras que inclinan $15^\circ/20^\circ$ al oeste. b) Vista al norte desde el valle del Buraleo, sector frontal. Se observa un pliegue anticlinal apretado. c) Vista al norte desde el valle

del Buraleo, se observa una secuencia homoclinal con inclinaciones de entre 23° y 36° al SO. d) Vista al norte desde el valle del Buraleo, desembocadura de la quebrada Las Nalcas. Se interpreta la falla Cajón Chico a lo largo de la quebrada, levantando una secuencia de unos 800 m de espesor. Ver ubicaciones en Figura 4.1.

Sobre la margen norte del río Buraleo, iniciando desde el este, el primer rasgo estructural de importancia es un anticlinal apretado afectando a la Formación Cura Mallín. El limbo frontal de este pliegue presenta una inclinación muy elevada de 85° hacia el este, mientras que el limbo dorsal inclina 45° hacia el oeste (Figuras 4.4 y 4.5b). Hacia el oeste, se observa una disminución en la inclinación del limbo dorsal del anticlinal, pasando a inclinar entre 23° y 36° al suroeste, conformando una secuencia continua con un espesor estimado en 1800 m (Figura 4.5c). En la quebrada Las Nalcas, tributaria al río Buraleo, se interpreta una falla inversa con inclinación al oeste, la Falla Cajón Chico, que recorre el valle y levanta una secuencia de aproximadamente 800 m de espesor (Figuras 4.4 y 4.5d). Esta secuencia comienza con inclinaciones muy pronunciadas de 59° hacia el suroeste en sus niveles inferiores, cercanos al corrimiento. A medida que se asciende en la secuencia, se observa una disminución progresiva en los ángulos de buzamiento, alcanzando valores de 24° hacia el suroeste en los niveles superiores (Figura 4.4). Estos cambios en la inclinación de los bancos se atribuyen a la presencia de distintos dominios de inclinación generados a partir de cambios en la inclinación de la Falla Cajón Chico en profundidad (Figura 4.6). En el sector occidental del valle del Buraleo se interpretan pliegues suaves con flancos de baja inclinación, específicamente un sinclinal y un anticlinal. El eje del sinclinal coincide con la traza del arroyo Soliman, mientras que el anticlinal se encuentra al oeste del mismo (Figuras 4.4 y 4.6). Con el fin de visualizar de manera integrada las relaciones geométricas entre las diferentes estructuras identificadas, se construyó un perfil estructural esquemático orientado ENE a lo largo de la margen norte del río Buraleo, el cual permitió sintetizar la información estructural recopilada en el área (Figura 4.6).

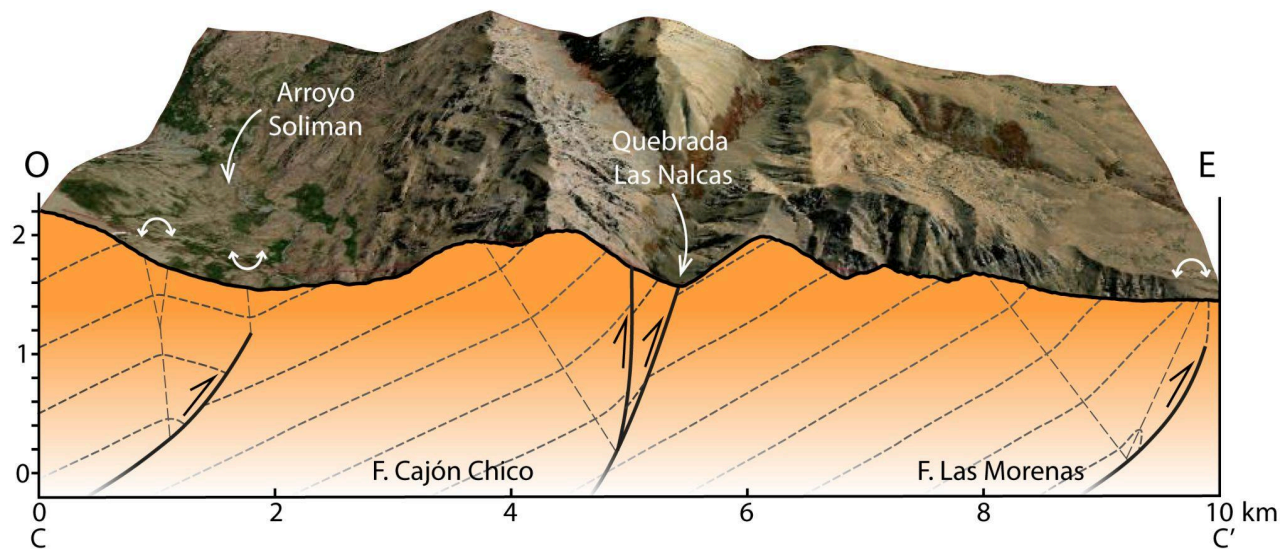


Figura 4.6: Perfil estructural esquemático en la ladera norte del río Buraleo. Se muestran las principales estructuras afectando a la sección basal de la Formación Cura Mallín. Ver ubicación en las Figuras 4.1 y 4.4.

Las secuencias estratigráficas levantadas por las fallas principales muestran una deformación interna significativa, evidenciada por la presencia de numerosos corrimientos menores que afloran en las laderas de los valles y contribuyen al acortamiento total de la secuencia. En la ladera occidental del arroyo Lumabia se identificó una falla inversa que desplaza una secuencia bien estratificada, compuesta principalmente por brechas volcánicas y niveles sedimentarios, con una inclinación de 63° hacia el oeste, sobre otras capas con una inclinación de 43° en la misma dirección (Figuras 4.4 y 4.7a). Otro ejemplo de estas estructuras menores lo representan dos corrimientos expuestos en la ladera occidental de la quebrada Las Nalcas, en el bloque colgante de la Falla Cajón Chico, los cuales afectan a una secuencia estratigráfica compuesta principalmente por brechas volcánicas y lavas (Figura 4.7b). Estos corrimientos se interpretan como fallas menores que se unen a la falla principal Cajón Chico en profundidad (Figura 4.6). Dividen la secuencia aflorante en tres dominios estructurales caracterizados por diferentes inclinaciones. Desde la base hacia el techo, el primer corrimiento levanta un dominio con inclinaciones suaves, que varían entre 10° y 15° hacia el oeste, sobre un dominio con inclinaciones más pronunciadas, de 45° a 55° en la misma dirección. La diferencia en la inclinación de los bloques, con un menor buzamiento en el bloque colgante en comparación con el bloque yacente, sugiere que se trata de un corrimiento fuera de

secuencia. El segundo corrimiento levanta un tercer dominio, caracterizado por buzamientos de 40° a 45° también hacia el oeste.

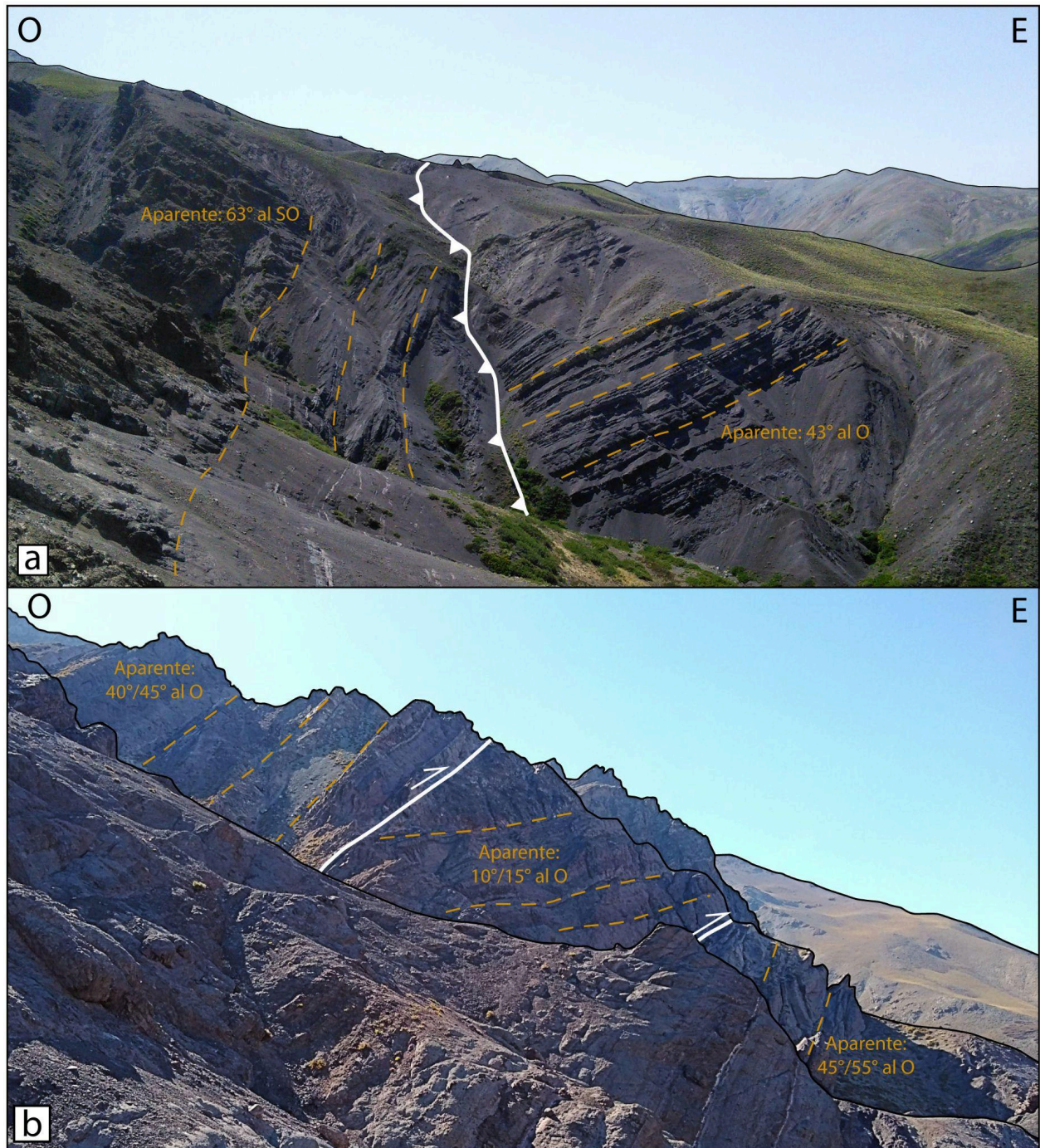


Figura 4.7: Fotografías de campo interpretadas mostrando estructuras de mesoescala afectando a las secuencias de la sección basal de la Formación Cura Mallín. a) Corrimiento en la ladera occidental del arroyo Lumabia. b) Corrimientos en la ladera occidental de la quebrada Las Nalcas. Ver ubicaciones en Figura 4.1.

Si bien la deformación principal que afecta a estas secuencias es de carácter contraccional, se han identificado estructuras que evidencian la ocurrencia de eventos extensionales, lo que sugiere una evolución tectónica polifásica. El análisis de la zona reveló la presencia de fallas normales caracterizadas por desplazamientos de unos pocos metros. En la ladera sur del valle del Buraleo se ha reconocido un sistema de tres fallas normales de alto ángulo, que muestran una disminución de su inclinación hacia la base del afloramiento (Figura 4.8). Aunque este afloramiento no se encuentra directamente en la traza del perfil estructural esquemático, su ubicación, determinada mediante la correlación de bancos, revela que se encuentra dentro de la porción inferior a media de la secuencia levantada por la Falla Cajón Chico (Figura 4.4). El afloramiento afectado por las fallas normales está compuesto por una alternancia de andesitas, brechas volcánicas e ignimbritas. Es importante señalar que la posición estratigráfica de este afloramiento es inferior a la de la muestra RB2, cuya edad fue determinada en esta tesis en $18,62 \pm 0,49$ Ma utilizando el método U-Pb.

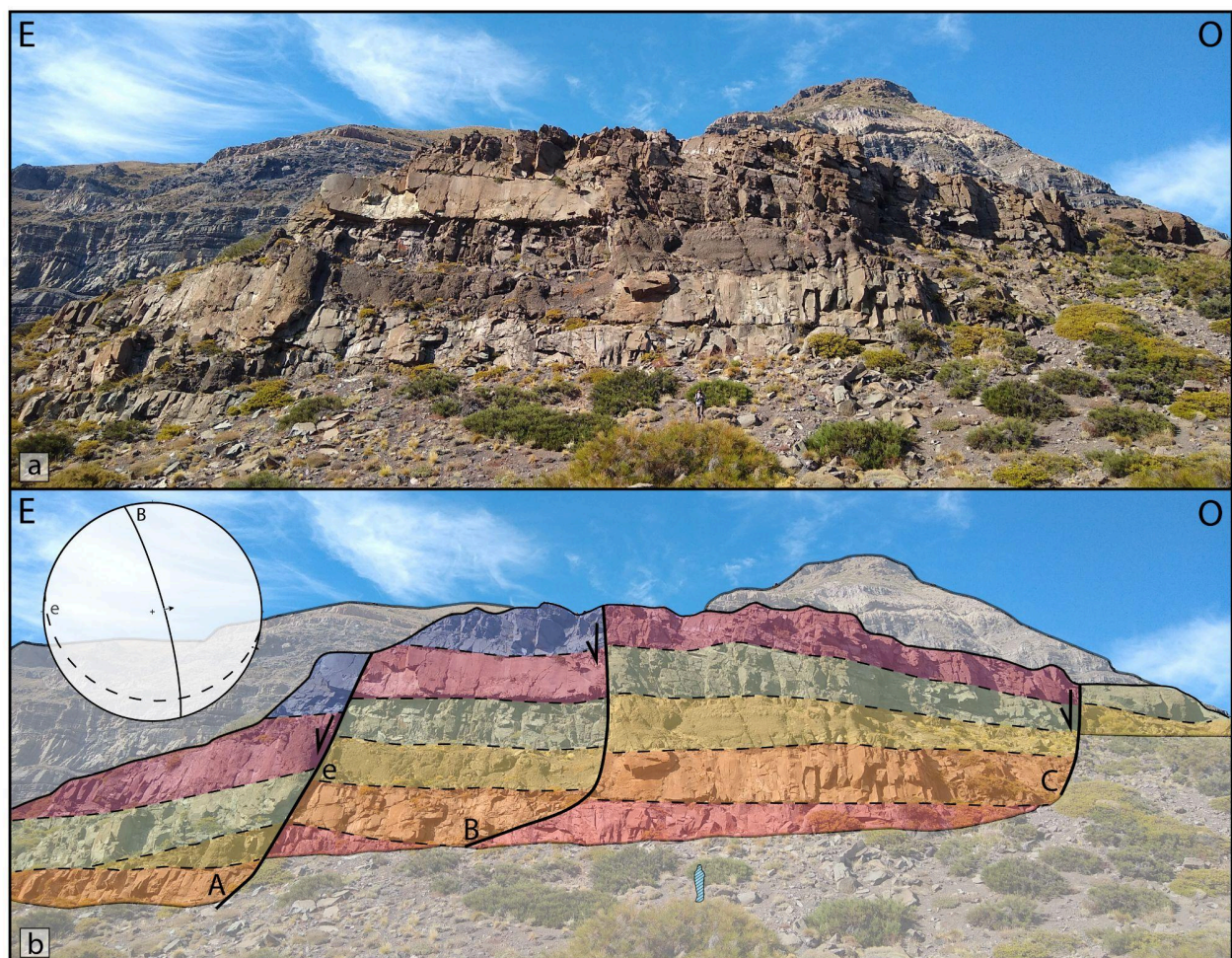


Figura 4.8: Fallas normales en la Formación Cura Mallín. Ver ubicación en Figura 4.1. a) Fotografía de campo de un afloramiento de la sección basal de la Formación Cura Mallín en el margen sur del río Buraleo. b) Interpretación de la fotografía de campo en (a). La red estereográfica ubicada en la parte superior izquierda de la fotografía muestra la actitud de la falla *B* y el banco *e*.

En la margen norte del valle del río Buraleo se identificaron una serie de fallas normales de poca extensión, caracterizadas por desplazamientos verticales de aproximadamente 3 m. Estas fallas son prácticamente perpendiculares a la estratificación, y afectan a una secuencia homoclinal compuesta por capas sedimentarias bien estratificadas de color violáceo oscuro y un nivel de brechas de color blanco (Figura 4.9a). Estas capas se encuentran en la porción media de la secuencia levantada por la Falla Las Morenas. El espesor del nivel de brechas es fuertemente variable y parece estar controlado por la actividad de las fallas. En la Figura 4.9a se puede observar que este banco se acuña hacia el NE, lo que sugiere un control de su depositación por una falla normal ubicada al SO del afloramiento y con inclinación hacia el NE. Esta falla principal, que no se observa en afloramiento, habría generado un espacio disponible para la acumulación de las brechas. Además, en el recuadro *b*, se destaca una de las fallas normales de mesoescala identificadas, la cual controla la depositación de un banco de brechas que incrementa su espesor hacia la falla y no se continúa en el bloque yacente. Es importante destacar que los bancos que se encuentran por encima de este nivel de brechas se muestran continuos y no están afectados por la falla, lo que sugiere que la actividad de la misma fue anterior a la depositación de estos bancos superiores (Figura 4.9a). En las proximidades de esta falla, se midieron indicadores cinemáticos en múltiples planos de falla de menor escala. Estos planos presentan una orientación NE, y una inclinación promedio de 67° al SE. En base a las observaciones detalladas previamente (alto ángulo de corte de las fallas y control en la depositación de los estratos), se asume que las fallas son previas al basculamiento de los bancos. Con el fin de restituir las actitudes y sentidos de movimiento originales de las fallas, se aplicó una corrección de horizontalización a todos los planos de falla, tomando en cuenta la actitud de los estratos en los que se encuentran. Este análisis revela que las fallas originales presentan una inclinación cercana a la vertical y están asociadas a un régimen tectónico extensional con dirección de extensión NO (Figura 4.9b).

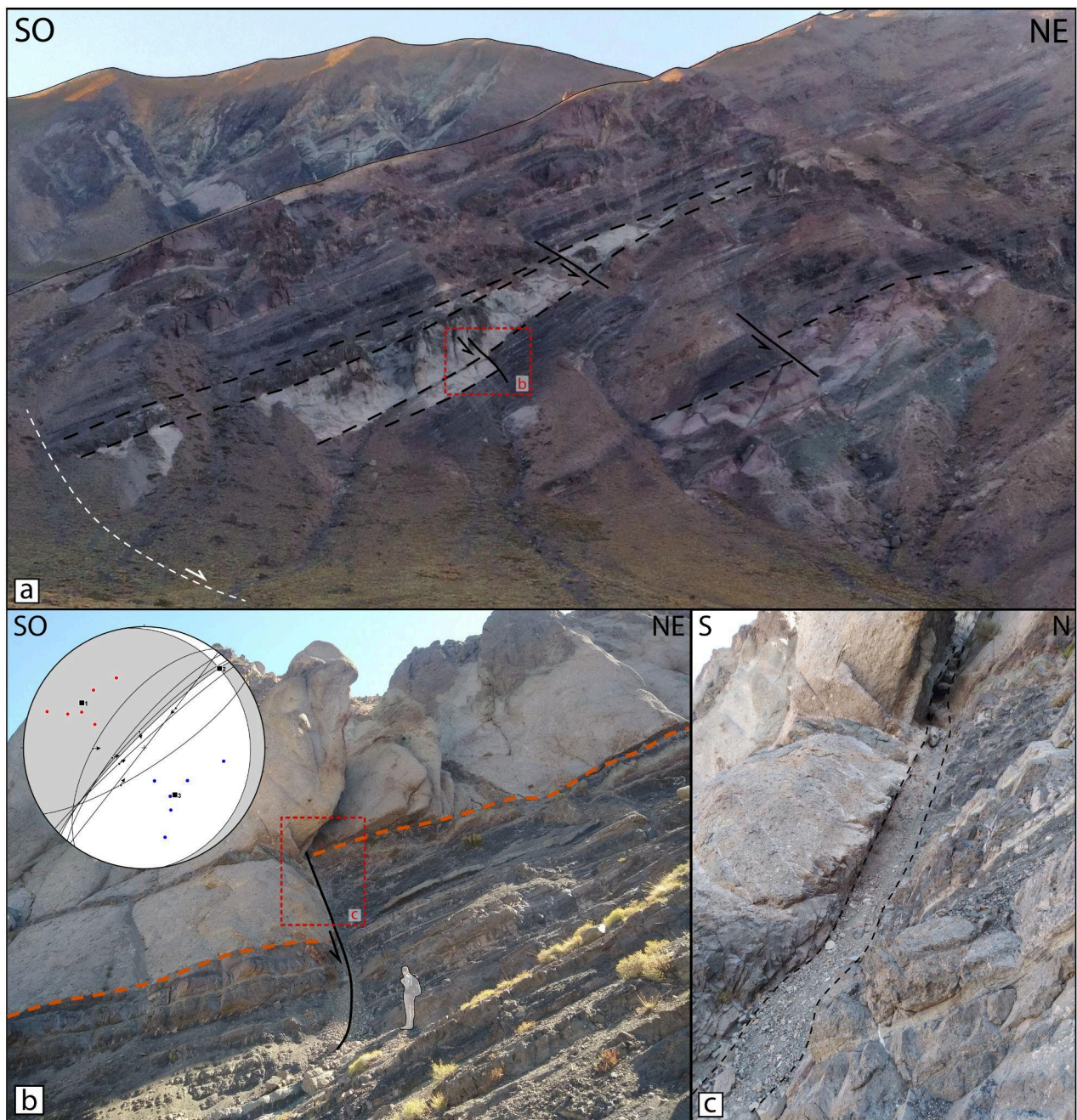


Figura 4.9: Fallas normales en secuencia homoclinal de la sección basal de la Formación Cura Mallín en la margen norte del río Buraleo. a) Fotografía de campo interpretada mostrando los contactos estratigráficos desplazados por fallas de bajo rechazo. En línea punteada blanca se indica la falla normal que controlaría los cambios de espesor del banco de brechas. Ver ubicación en Figura 4.5. b) Foto de campo de detalle de una de las fallas normales rotadas. El estereograma muestra las fallas menores y su cinemática restituidas a su posición pre-basculamiento de los bancos, indicando una componente de extensión. c) Foto del plano de falla con la zona de daño.

4.1.4. Sistema de deformación: Análisis cinemático

Se llevó a cabo un análisis cinemático para identificar la relevancia y representación de los diferentes tipos de fallamiento y los campos de esfuerzos responsables de la misma, con el fin de comprender la evolución tectónica de la cuenca de Cura Mallín.

Se relevaron datos de fallas de mesoescala en 19 estaciones distribuidas en la zona norte (Figura 4.1), recolectando datos sobre la orientación de los planos de falla, la dirección de las lineaciones y el sentido de movimiento. Los indicadores cinemáticos más frecuentes fueron los crecimientos de fibras minerales y los escalones, utilizados para inferir el sentido de movimiento (Figura 4.10).

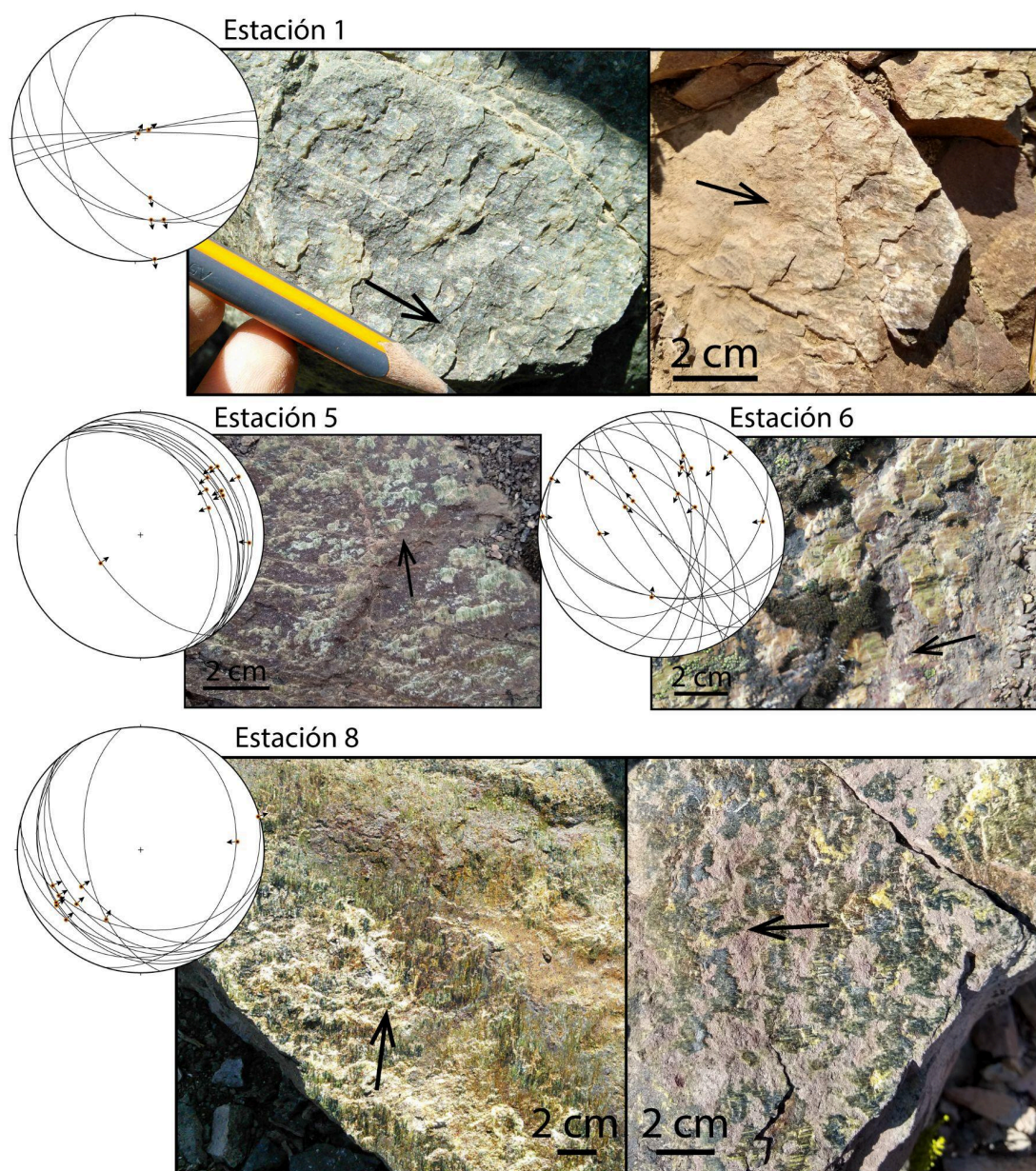


Figura 4.10: Ejemplos de indicadores cinemáticos en planos de diferentes estaciones. Los estereogramas muestran la representación gráfica de los datos estructurales obtenidos en cada estación, incluyendo la orientación de los planos de falla y la dirección de las lineaciones. Las fotos corresponden a crecimientos de fibras minerales y los escalones. Las flechas negras indican la dirección de movimiento del bloque faltante.

En cada una de las 19 estaciones se registraron entre 3 y 22 datos estructurales. Los datos obtenidos fueron procesados mediante el software FaultKin (Marrett y Allmendinger, 1990), generando estereogramas que permitieron visualizar la orientación espacial de las estructuras y cuantificar los parámetros cinemáticos de las fallas. Este programa, de acceso libre, cuenta con una interfaz de usuario amigable que facilita el análisis cinemático. Al ingresar los datos de orientación de los planos de falla y las lineaciones, el programa calcula automáticamente los ejes principales de extensión y acortamiento (T y P) para cada falla, permitiendo así identificar subconjuntos de fallas cinemáticamente homogéneas, es decir, se asume que comparten un mismo campo de esfuerzos, lo que es fundamental para reconstruir la historia tectónica de una región (Figura 4.11). En un conjunto de fallas con un mismo régimen de deformación, los ejes T y P tienden a agruparse en posiciones similares. Por el contrario, cuando las distribuciones de los ejes T y P revelan dos agrupamientos distintos, representan dos eventos de deformación diferentes, aunque también pueden existir casos de reactivación de anisotropías previas. En 6 de las 19 estaciones estudiadas (estaciones 1, 5, 7, 12, 13 y 18), se identificaron dos familias de datos según como se agrupaban los ejes T y P, lo que dio un resultado de 25 subconjuntos con características cinemáticas distintas (Figura 4.11). En cada estación cinemática, se descartaron algunos datos medidos en campo debido a que mostraban cinemáticas muy disímiles en comparación con el resto de los planos analizados.

Este análisis permitió clasificar los subconjuntos en cuatro categorías principales: extensional, contraccional, de rumbo y mixto, estos últimos mostraban tanto componente de rumbo como de extensión (Figura 4.11). En un primer análisis se encontró que de los 25 subconjuntos, 10 son contraccionales, 10 extensionales, 3 de rumbo, y 2 mixtos (Figura 4.11). Con el objetivo de visualizar de manera más clara las proporciones de las cinemáticas obtenidas, se elaboraron diagramas ternarios tipo Frohlich (Frohlich y Apperson, 1992). Al analizar este diagrama ploteando los datos medidos en el campo, se revela una preponderancia de los regímenes extensionales y contraccionales. Los

mecanismos de rumbo, aunque presentes, representan una proporción menor del total de los datos (Figura 4.12a).

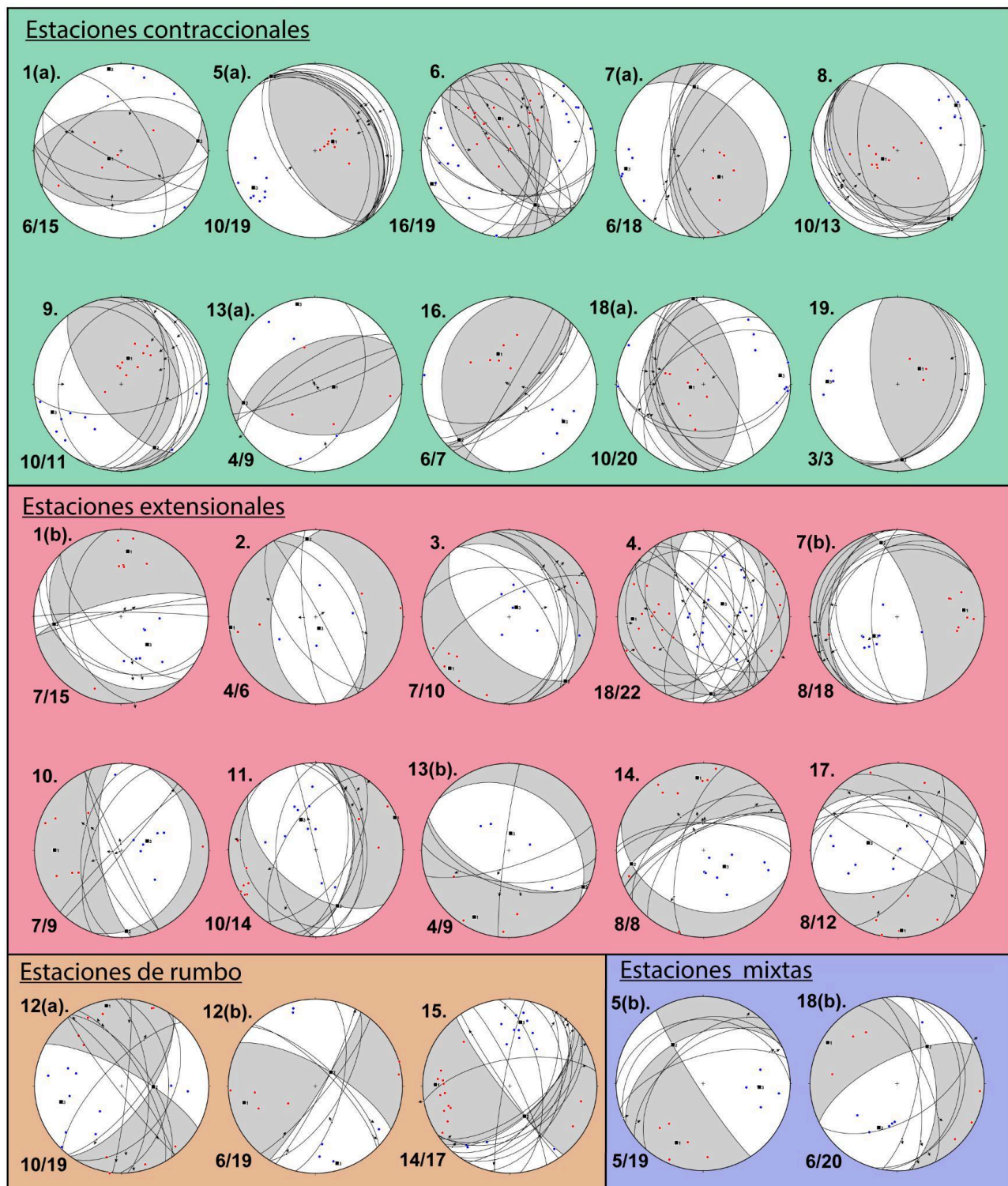


Figura 4.11: Diagramas estereográficos mostrando las soluciones de los mecanismos de falla para cada uno de los 25 subconjuntos identificados a partir de los datos medidos en

campo, separados en categorías según si representan un mecanismo de contracción, extensión, rumbo o mixto. Los diagramas se realizaron empleando el software libre FaultKin (Marret y Almendinger, 1990). Los principales ejes P (puntos azules) y T (puntos rojos) están indicados. El número superior izquierdo identifica la estación, y las letras (a-b) las familias dentro de cada estación. El número inferior izquierdo indica la cantidad de datos por subconjunto del total de datos tomados en la estación. Ver la tabla de datos en el material anexo 6 y 7.

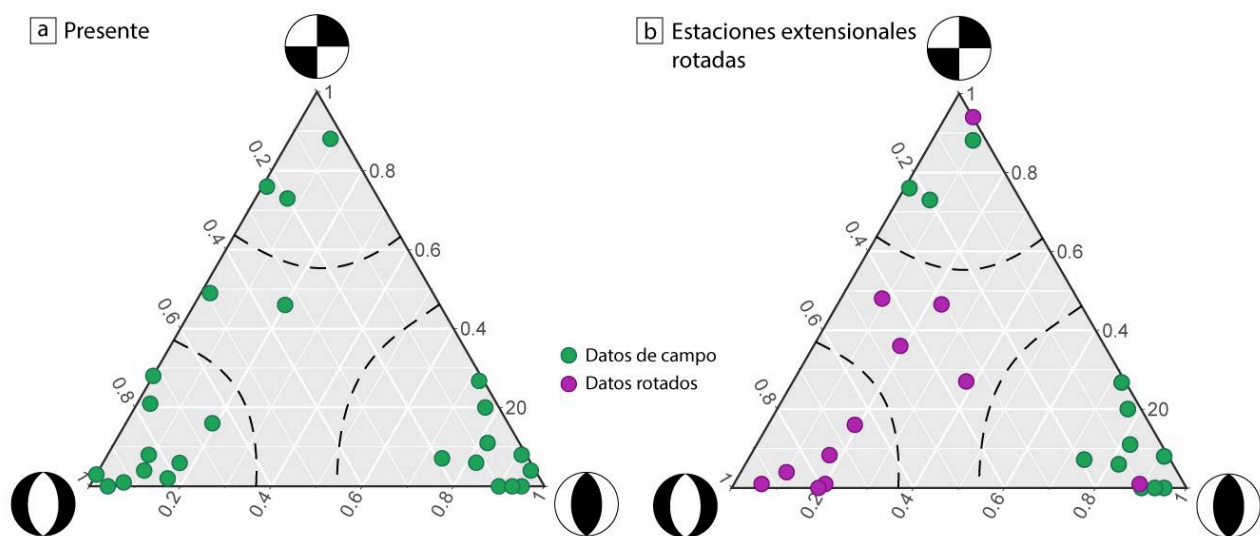


Figura 4.12: Diagramas ternarios tipo Frohlich (Frohlich y Apperson, 1992) para visualizar la distribución de los mecanismos de falla en cada subconjunto. Cada vértice del triángulo representa un tipo de mecanismo (rumbo, extensión, compresión) y la posición de cada punto dentro del triángulo indica la proporción relativa de cada tipo de mecanismo en cada subconjunto. a) Mecanismos de falla iniciales en 25 subconjuntos (datos de campo). b) Mecanismos de falla finales en 25 subconjuntos tras la horizontalización de la estratificación en estaciones extensionales y mixtas.

Considerando las evidencias de campo (fallas normales rotadas) que sugieren la superposición de un régimen contraccional sobre uno extensional, y en concordancia con estudios previos (e.g., Jordan et al., 2001; Burns et al., 2006; Folguera et al., 2010; Encinas et al., 2024) que proponen un episodio extensional temprano en la Cuenca de Cura Mallín seguido por una fase contraccional, se aplicó una corrección de horizontalización a los datos de aquellas estaciones que registraron mecanismos extensionales o mixtos, buscando restituir la orientación original de dichas estructuras

previas al basculamiento producido por los corrimientos. Al aplicar este procedimiento, se observó un incremento en la proporción de mecanismos de rumbo y mixtos en comparación con los extensionales. Adicionalmente, dos mecanismos extensionales fueron reclasificados como contraccionales, mientras que uno contraccional (fallas normales rotadas en estación 16, Figura 4.9) pasó a ser extensional. La distribución final de mecanismos fue la siguiente: 11 contraccionales, 6 extensionales, 4 de rumbo y 4 mixtos (Figura 4.13). El diagrama ternario elaborado con los datos rotados refleja esta nueva proporción (Figura 4.12b).

Una vez obtenidos los resultados del análisis cinemático para cada subconjunto, y luego de la rotación de las estaciones extensionales, se calcularon los valores promedio de los ejes principales P y T. Estos valores fueron posteriormente representados mediante flechas en el mapa geológico del área de estudio, lo que permitió visualizar la distribución espacial de los campos de deformación e identificar variaciones en los patrones de deformación (Figura 4.4). Para cada subconjunto, se representó gráficamente el eje principal de extensión (T) en el caso de mecanismos extensionales, el eje principal de acortamiento (P) en el caso de mecanismos contraccionales y ambos ejes en el caso de mecanismos de rumbo o mixtos. Los mecanismos de contracción se interpretan relacionados al régimen de deformación contraccional responsable de la formación de las principales estructuras que afectan a la Formación Cura Mallín, tales como corrimientos y pliegues asociados (Figura 4.4). En las inmediaciones de la quebrada Las Nalcas, se observa una importante concentración de estaciones con componente de rumbo, principalmente en la ladera occidental, aunque también se extienden hacia el este (Figura 4.4). Las estaciones con mecanismos de extensión, aunque poseen una menor representación, se distribuyen a lo largo de toda el área de estudio y son importantes, ya que reflejan un régimen de deformación extensional afectando a la sección volcanoclástica inferior de la Formación Cura Mallín (Figura 4.4). En algunas estaciones, los datos estructurales revelan la superposición de regímenes de deformación extensional y contraccional, lo que sugiere una compleja historia tectónica con múltiples eventos y una transición entre diferentes estados de esfuerzo a lo largo del tiempo.

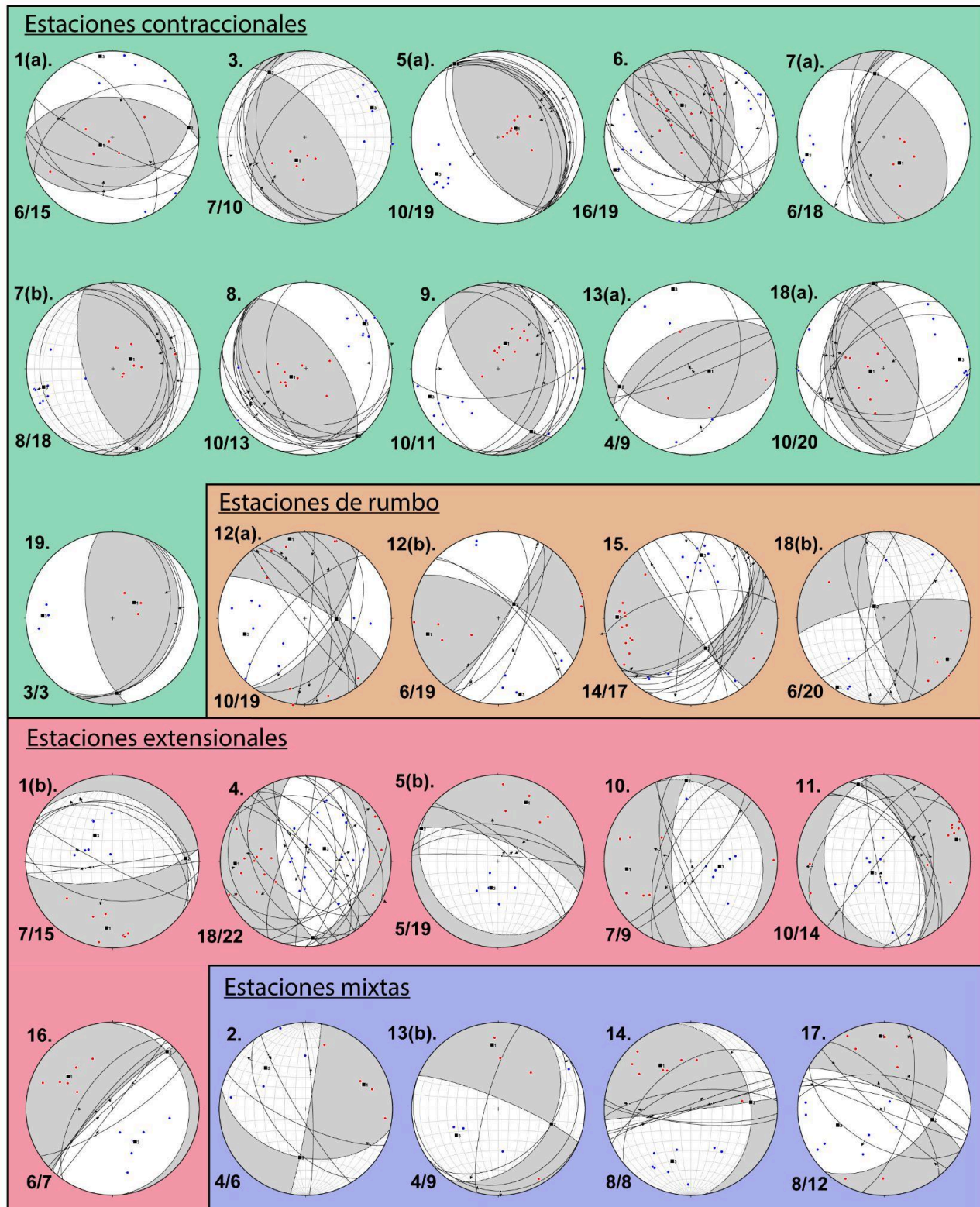


Figura 4.13: Diagramas estereográficos mostrando las soluciones de los mecanismos de falla para cada uno de los 25 subconjuntos luego de realizar la horizontalización de las estaciones extensionales y mixtas. Los mecanismos se separan en categorías según si representan un mecanismo de contracción, rumbo, extensión, o mixto. Los diagramas se

realizaron empleando el software libre FaultKin (Marret y Almendinger, 1990). Los principales ejes P (puntos azules) y T (puntos rojos) están indicados. El número superior izquierdo indica el número de estaciones, y las letras (a-b) las familias dentro de cada estación. El número inferior izquierdo indica la cantidad de datos por subconjunto del total de datos tomados en la estación. Ver la tabla de datos en el material anexo 6 y 7.

Con el fin de visualizar de manera más clara las orientaciones preferenciales de los ejes principales de extensión y acortamiento (T y P), se construyeron diagramas de rosas para cada tipo de mecanismo de falla (extensional, compresional o de rumbo), luego de la rotación de los mecanismos extensionales y mixtos (Figura 4.14). El análisis de los diagramas de rosa proporciona información valiosa sobre las direcciones de los ejes principales de deformación. Los mecanismos de contracción se caracterizan por una dirección de acortamiento principal orientada ENE, lo que sugiere una deformación compresiva en esa dirección. Este resultado es compatible a su vez con la disposición NNO de los pliegues y corrimientos del área (Fig. 4.4). Los mecanismos extensionales, por su parte, muestran una dirección de extensión principal aproximadamente este-oeste, aunque con una mayor dispersión en comparación con los mecanismos de contracción. Esta variación en la orientación del eje principal de extensión puede estar relacionada a controles locales, como podría ser el emplazamiento del granito Las Lagunas, alrededor del cual se agrupan una serie de mecanismos extensionales, o la presencia de discontinuidades previas. En cuanto a los mecanismos de rumbo, se observa una orientación preferencial para la dirección de acortamiento (~N-S) (Figura 4.14). Los mecanismos de rumbo cuya dirección del eje P es OSO son compatibles con las estructuras netamente contraccionales, y podrían haberse formado en el mismo evento tectónico.

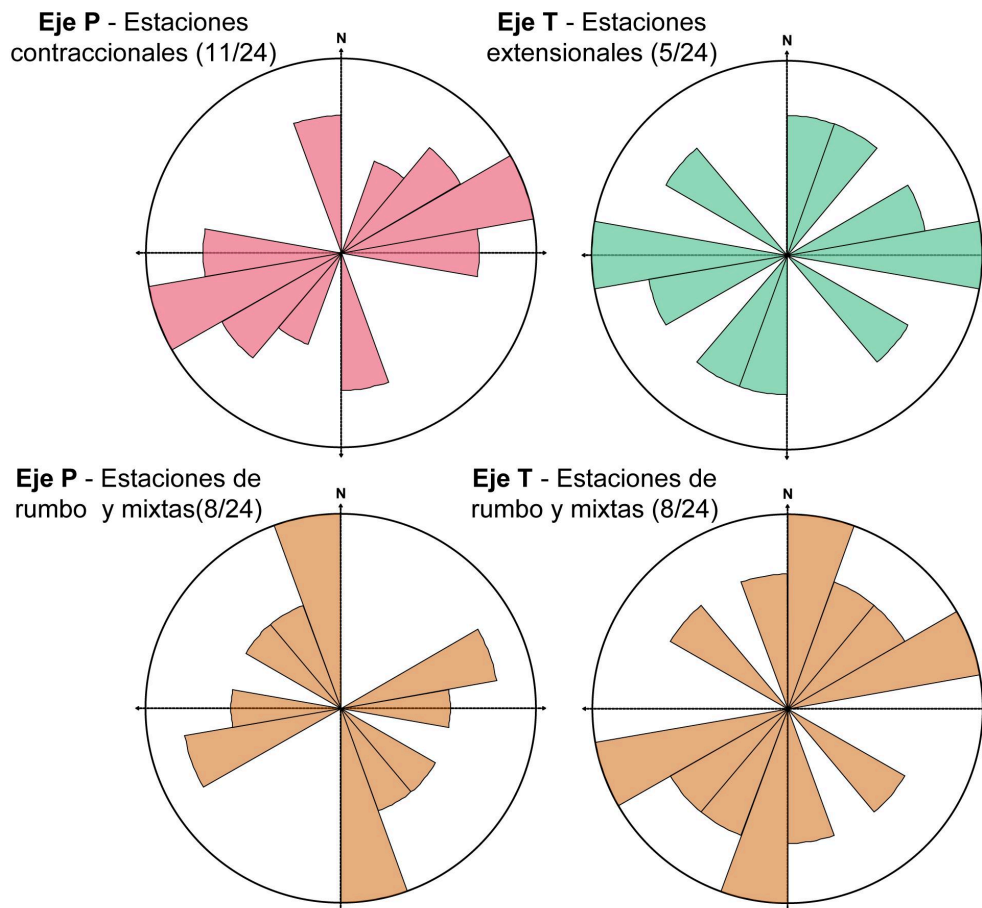


Figura 4.14: Diagramas de rosa (bins de 20°) que ilustran las direcciones preferenciales de los ejes principales de tensión (T) y compresión (P) para cada uno de los mecanismos de falla identificados (contracción, extensión, rumbo y mixtas).

4.2. Sector Sur: Sección sedimentaria superior de la Formación Cura Mallín

El análisis estructural centrado en el sector sur de la FPC de Guañacos, se realizó desde las cabeceras de los ríos Lileo, Guañacos y Reñileuvú, hasta alcanzar la Cordillera del Viento al este (Figura 1.3). En este sector aflora la sección superior sedimentaria de la Formación Cura Mallín. A través de un detallado trabajo de campo, en el que se describieron las litologías y estructuras aflorantes y se tomaron datos de manera sistemática de la actitud de los bancos, se construyó un mapa geológico de detalle y dos secciones estructurales balanceadas. La restauración de estas secciones permitió calcular el porcentaje de acortamiento sufrido por estas secuencias. Además, se obtuvo una nueva edad U-Pb para la sección basal de la secuencia sedimentaria. Todos estos

datos junto a un estudio de la fracturación asociada al plegamiento, permiten proponer un modelo estructural actualizado para esta región y establecer la cronología de los eventos de deformación ocurridos en la FPC de Guañacos a estas latitudes.

4.2.1. Caracterización litológica de los afloramientos

Durante el trabajo de campo, se realizaron observaciones litológicas de los afloramientos del miembro sedimentario superior de la Formación Cura Mallín expuestos en los valles de los ríos Lileo y Guañacos (Figura 4.15). Las secuencias están compuestas principalmente por una alternancia de pelitas, areniscas, conglomerados, brechas sedimentarias y calizas, con intercalaciones subordinadas de tobas, ignimbritas y volcanitas (Figura 4.16).

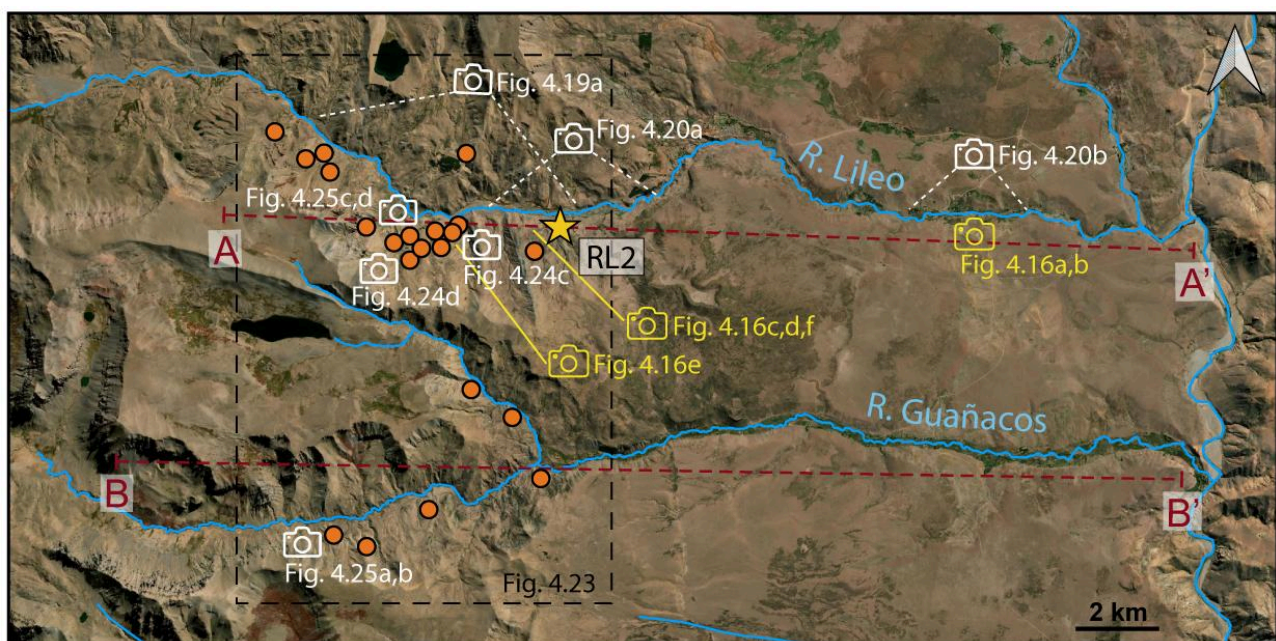


Figura 4.15: Imagen satelital de los ríos Lileo, Guañacos y Reñileuvú mostrando la ubicación de la muestra RL2 (estrella amarilla), las fotografías de campo interpretadas en este capítulo (fotos de detalle de litologías en amarillo, fotos de estructuras en blanco), las secciones balanceadas a lo largo de cada uno de los valles (A-A' y B-B'), y las estaciones de medición de fracturas (círculos naranjas). Ver ubicación regional en la Figura 1.3.

En la sección inferior de los valles de los ríos Lileo y Guañacos, los afloramientos de la Formación Cura Mallín están compuestos principalmente por pelitas, tobas, volcanitas y

brechas. Las pelitas, de color grisáceo con color de meteorización amarillento a marrón oscuro, presentan una laminación bien definida (Figura 4.16a). Se interpretan como la base de la secuencia sedimentaria, ya que unos pocos metros hacia el este, sobre el lecho del río Neuquén, se hallan expuestas rocas volcánicas de la Formación Cayanta. Las tobas, de colores claros, contienen restos carbonosos, mientras que las volcanitas varían entre grisáceo y rojizo, a menudo con laminación fina. La matriz de las volcanitas es de grano fino y contienen cristales euhedrales de feldespato potásico y plagioclasa. Las brechas volcanoclásticas, de carácter masivo, contienen cristales y clastos de volcanitas (Figura 4.16b).

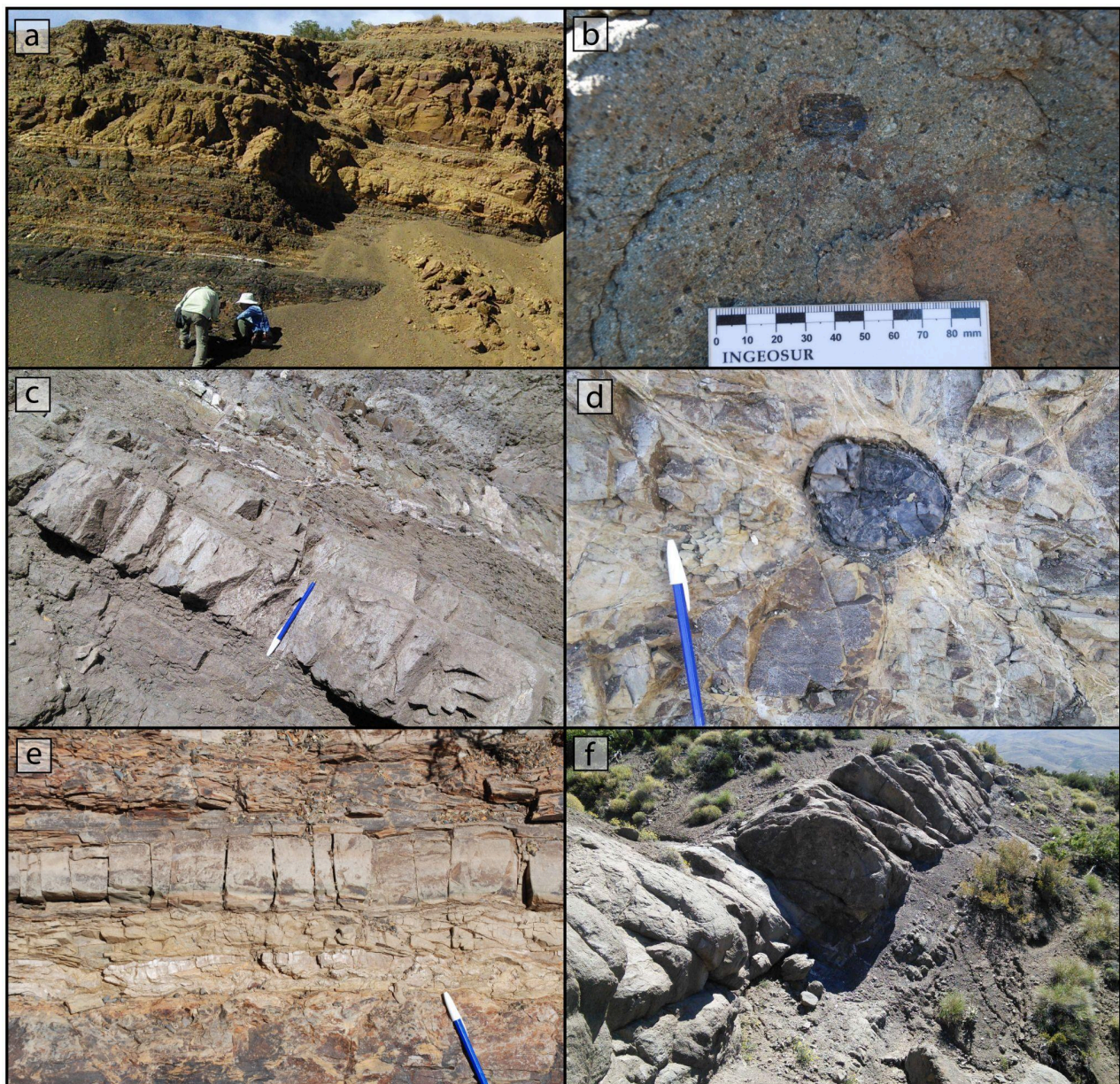


Figura 4.16: Ejemplos de las litologías más representadas en los afloramientos de la sección superior de la Formación Cura Mallín en la zona sur de estudio. a) Pelitas laminadas de colores pardo amarillento a negro, de aproximadamente 10 m de espesor. b) Brecha volcaniclastica color gris verdoso con cristales y clastos de volcanitas de hasta 2 cm de largo. c) Intercalaciones de pelitas laminadas y areniscas de grano fino. d) Arenisca de grano fino con tronco fósil. e) Pelitas laminadas de colores pardos con intercalaciones finas de calizas. f) Banco conglomerádico sobre pelitas laminadas de color oscuro. Ver ubicaciones en la Figura 4.15.

En las porciones media y superior de los valles, se observan principalmente intercalaciones de pelitas laminadas y areniscas de grano medio (Figura 4.16c). Las areniscas, muy abundantes en estos sectores, varían de grano fino a grueso, adoptan formas lenticulares y presentan estratificación entrecruzada. Se midieron paleocorrientes con dirección sureste y sur. También es común la estratificación granocreciente, con transición a conglomerados finos hacia el techo de los bancos. Estas areniscas suelen presentar cemento carbonático, bases erosivas y espesores de hasta 3 m. En bancos de areniscas finas, se han identificado fósiles de troncos (Figura 4.16d). Las pelitas, por su parte, varían de colores oscuros a gris verdosos y pueden contener intercalaciones de pequeños niveles de calizas y restos carbonosos de plantas o improntas de bivalvos (Figura 4.16e). Además, son frecuentes los bancos conglomerádicos clasto sostenidos, con granos de tamaño fino a grueso. Al igual que las areniscas, estos conglomerados suelen presentar estratificación entrecruzada (Figura 4.16f).

4.2.2. Edad geocronológica

Se realizó una datación de U-Pb en circones detríticos en una muestra de arenisca calcárea (RL2) de la porción basal de la secuencia sedimentaria aflorante en el valle del río Lileo (Figura 4.17). La muestra se encuentra en el bloque colgante de la Falla Chacayco (Figura 4.18). El banco del que se tomó la muestra se encuentra a ~300 m de la Falla Chacayco. La muestra es una arenisca masiva, mal seleccionada, de color gris claro y con un tamaño de grano predominantemente muy fino. Se observan clastos negros de minerales máficos, de unos 2 mm de diámetro, y clastos blancos de cuarzo, de hasta 3 mm de diámetro. En la sección delgada, se reconoce una arenisca de grano fino con textura mal seleccionada y clastos cuyo tamaño oscila entre 0,1 y 1 mm de diámetro. Los clastos predominantes son fragmentos alterados a carbonatos, aunque también

pueden identificarse clastos angulares de plagioclasa, cuarzo y feldespato dentro de un cemento micrítico. Algunos clastos presentan una morfología similar a la de las trizas volcánicas que han sufrido alteración carbonática.

La muestra RL2 contiene una población de granos de circón detrítico incoloros y transparentes que oscilan entre 100 y 350 μm de longitud y presentan formas idiomorfas a subidiomorfas. La mayoría de los cristales tienen un hábito prismático, con una relación de elongación (longitud/ancho) de entre 2,0 y 3,0. Unos pocos cristales muestran fracturas casi perpendiculares al eje c (ver fotografías en el Anexo I). Para determinar la edad máxima de sedimentación, se analizaron 77 circones separados de la muestra, y se seleccionaron 16 edades que se solapan, arrojando como resultado una edad de máxima deposición de $15,47 \pm 0,28$ Ma (Figura 4.17).

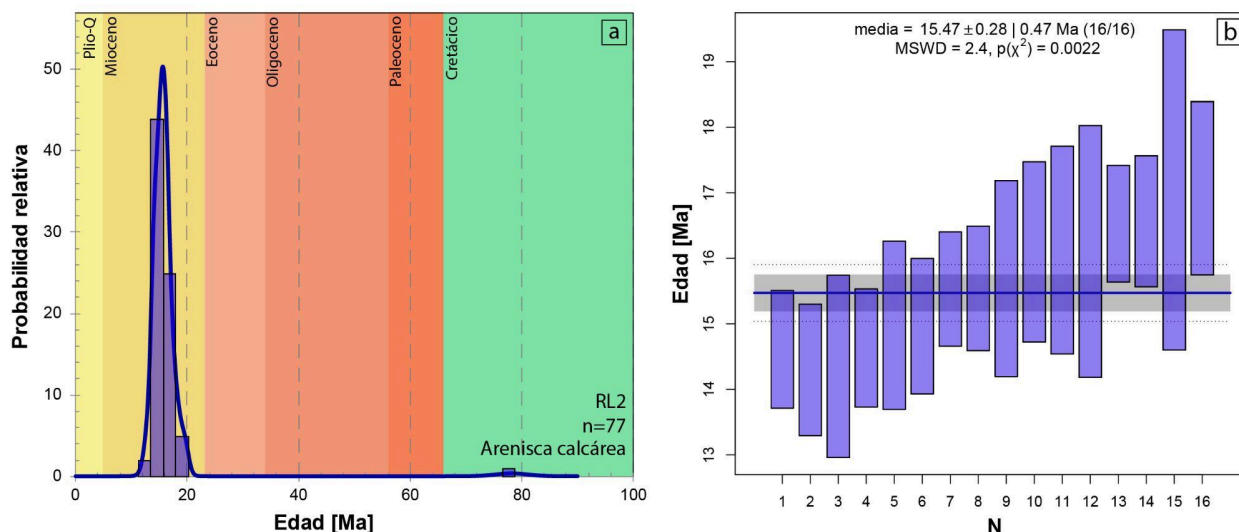


Figura 4.17: Datos de U-Pb en circones detríticos. a) Histograma de frecuencia y diagrama de densidad de probabilidad relativa para las edades U-Pb de la muestra RL2, mostrando un pico centrado alrededor de los 15 Ma, con edades comprendidas entre los 12 y los 19 Ma. b) Edad U-Pb calculada utilizando el método TuffZirc (Ludwig y Mundil, 2002) para la muestra RL2, resultando una edad media de $15,47 \pm 0,28$ Ma.

4.2.3. Análisis estructural

Dentro de esta zona, se observa un marcado contraste en los estilos de deformación entre los sectores occidental y oriental (Figura 4.18). El dominio interno, al oeste, concentra la deformación más intensa, exponiendo las principales estructuras que

levantan toda la secuencia superior sedimentaria de la Formación Cura Mallín, mientras que en el dominio externo la deformación se caracteriza por estructuras menores que afectan solo la porción basal de la columna sedimentaria. Hacia el este, los afloramientos son de menor extensión y predominan las unidades más jóvenes discordantes. Los principales pliegues y corrimientos de la zona de estudio presentan un rumbo predominante N-S, y una vergencia hacia el este, evidenciada por la mayor inclinación de los limbos que inclinan al este en comparación con los limbos con inclinación hacia el oeste.

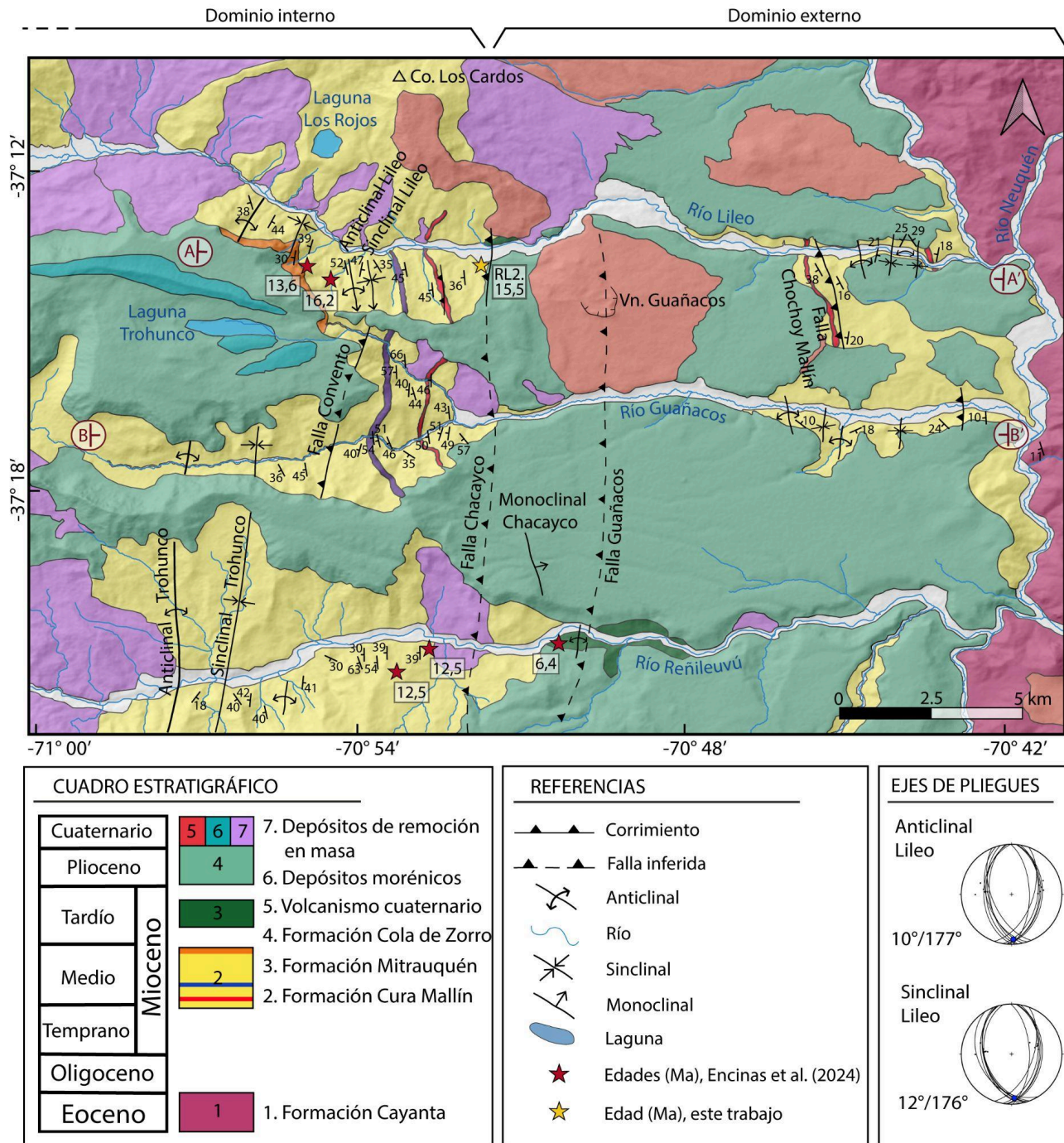


Figura 4.18: Mapa geológico de la zona sur de estudio. Se muestran los datos de actitudes de bancos medidos en campo, las edades U-Pb obtenidas por Encinas et al. (2024), la muestra RL2, y la ubicación de las secciones balanceadas (A-A' y B-B'). En el recuadro inferior-derecho se muestran los ejes del anticlinal y sinclinal Lileo calculados. Ver ubicación en Figura 1.3.

El margen sur del valle del Lileo ofrece una excelente exposición de las estructuras del dominio interno (Figura 4.19a). La estructura más occidental es el Anticlinal Trohunco, un pliegue con una longitud de onda (λ) de aproximadamente 4 km, un limbo dorsal extenso que inclina entre 30° y 40°O , y un limbo frontal más corto que buza entre 40° y 50°E (Figura 4.19b). Estas características indican que se trata de un pliegue asimétrico con vergencia hacia el este. En discordancia sobre estos niveles plegados de la Formación Cura Mallín se dispone horizontalmente la Formación Cola de Zorro (Figura 4.19c). El relieve estructural generado por este anticlinal, equivalente al doble de la amplitud del pliegue ($2A$), es de aproximadamente 0,5 km, midiendo la diferencia de altura de la misma capa entre el núcleo del anticlinal y el núcleo de los sinclinales adyacentes. La relación de aspecto del anticlinal de Trohunco, es decir, la relación entre el doble de la amplitud y la longitud de onda del pliegue ($2A/\lambda$), es de 0,125 ($0,5 \text{ km}/4 \text{ km}$), por lo que puede ser descrito como un pliegue “amplio” (Twiss y Moores, 2007, tabla 10.2). Por otro lado, el ángulo interlimbo es de alrededor de 100° ($180^\circ-35^\circ-45^\circ$), clasificándose como un pliegue “abierto” (Twiss y Moores, 2007, tabla 11.3). Adicionalmente, este anticlinal se caracteriza por una extensa charnela plana.

Hacia el este, se encuentra el Sinclinal Trohunco, con una longitud de onda de aproximadamente 3 km (Figura 4.19c), formado entre el Anticlinal Trohunco y el Anticlinal Lileo. Cabe destacar que un espeso filón capa andesítico, que intruye la sección superior de la Formación Cura Mallín, ha sido deformado y plegado conjuntamente con las rocas sedimentarias en el anticlinal-sinclinal Trohunco (Figura 4.19c). Continuando hacia el este, el Anticlinal Lileo tiene una longitud de onda de aproximadamente 1,8 km, con un limbo dorsal relativamente extenso que inclina entre 30° y $45^\circ-50^\circ\text{O}$, y un limbo frontal más corto que buza de 45° a 60°E , lo que define un anticlinal asimétrico con ligera vergencia hacia el este (Figura 4.19d). El núcleo de este anticlinal está formado por pelitas grises de la Formación Cura Mallín deformadas en pliegues y corrimientos de menor escala (Figura 4.19e). El relieve estructural de este anticlinal ($2A$) alcanza alrededor de 0,45 km. En consecuencia, la relación de aspecto ($2A/\lambda$), es de aproximadamente 0,25 y se clasifica en el límite entre un anticlinal “amplio” y “ancho” (*wide* y *broad* en Twiss y Moores, 2007). El ángulo interlimbo mide entre 90° y 70° , definiendo un pliegue “abierto”. Además, este anticlinal tiene una charnela subangular. Hacia el este, el Sinclinal Lileo tiene una longitud de onda similar al Anticlinal Lileo, compartiendo el limbo con inclinación al Este, mientras

que el limbo que inclina al Oeste muestra dos dominios de buzamiento con ángulos de $\sim 35^\circ$ y $\sim 45^\circ$ (Figura 4.19d).

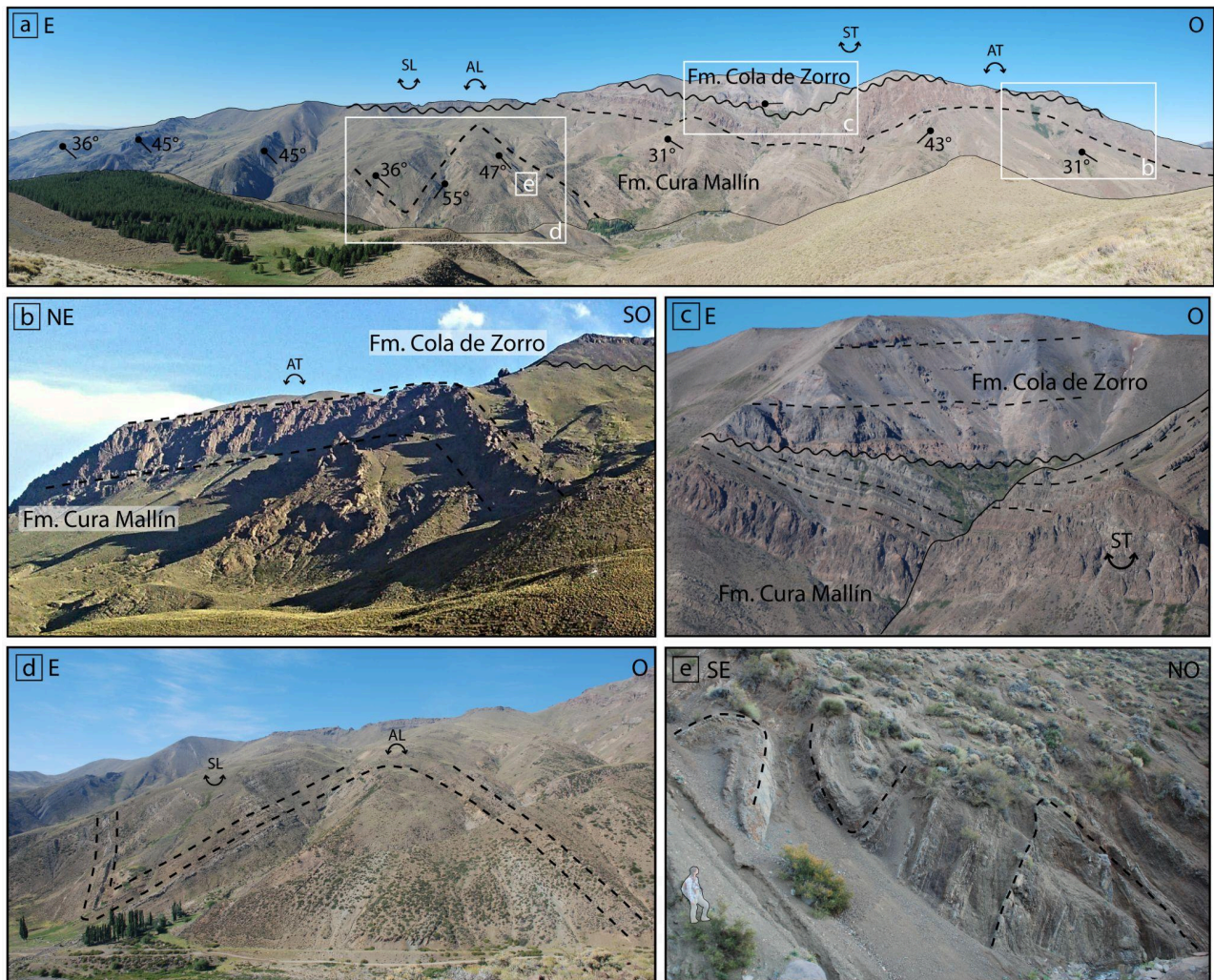


Figura 4.19: Sector occidental de la transecta del Río Lileo. a) Foto de campo mirando hacia el sur, con la interpretación estratigráfica de la Formación Cura Mallín afectada por anticlinales y sinclinales, y la Formación Cola de Zorro yaciendo en discordancia. Ver Figura 4.15 para ubicación. Se indican las actitudes de los bancos. Las abreviaturas son AT: Anticinal Trohunco; ST: Sinclinal Trohunco; AL: Anticinal Lileo; SL: Sinclinal Lileo. b) Foto de campo del limbo dorsal del Anticinal Trohunco afectando la Formación Cura Mallín, cubierta en discordancia por la Formación Cola del Zorro. c) Discordancia angular entre las Formaciones Cola del Zorro y Cura Mallín. d) Foto de campo del Anticinal y el Sinclinal Lileo. e) Pliegues de meso-escala desarrollados en pelitas en el núcleo del Anticinal Lileo.

Se calcularon las orientaciones de los ejes de los pliegues a partir de todos los datos medidos en los flancos del anticlinal-sinclinal Lileo. El azimut y hundimiento resultantes de los ejes de los pliegues son $177^{\circ}/10^{\circ}$ y $176^{\circ}/12^{\circ}$ respectivamente (Figura 4.18). Dado que el Anticlinal y el Sinclinal Lileo se clasifican como pliegues de suave hundimiento hacia el sur, no se encuentran presentes en el valle del río Guañacos. Allí, a lo largo del rumbo de estos pliegues, se infiere la presencia de un corrimiento con inclinación al oeste (Falla Convento) (Figura 4.18), evidenciado por el aumento del buzamiento de las capas del bloque de techo respecto al bloque de piso, todas con inclinación hacia el oeste.

Todas estas estructuras están delimitadas por la Falla Chacayco, un importante corrimiento que, aunque su plano no es directamente observable por estar cubierto, ejerce un control estructural fundamental en la zona. Su influencia se manifiesta en el levantamiento de toda la secuencia sedimentaria de la Formación Cura Mallín, generando el prominente relieve montañoso observado al oeste (Figuras 4.18 y 4.20a).

Dentro del dominio externo, la Falla Guañacos presenta una excelente exposición en el valle del río Guañacos, donde se observa cortando los niveles estratigráficos de la Formación Cola de Zorro y unidades más jóvenes (Figura 4.18). La Falla Chochoy Mallín, por otro lado, se encuentra expuesta en el sector inferior del valle del Lileo, donde resulta en el levantamiento de bancos de pelitas dentro de la Formación Cura Mallín (Figura 4.20b). Se correlacionaron estos bancos de pelitas con los levantados por la Falla Chacayco al oeste, sobre la base de su litología similar y en su posición estratigráfica dentro de la Formación Cura Mallín. Finalmente, el Pliegue Chacayco es un monoclinal menor situado al norte del valle del río Guañacos, que afecta a los estratos de la Formación Cola de Zorro (Figura 4.18).

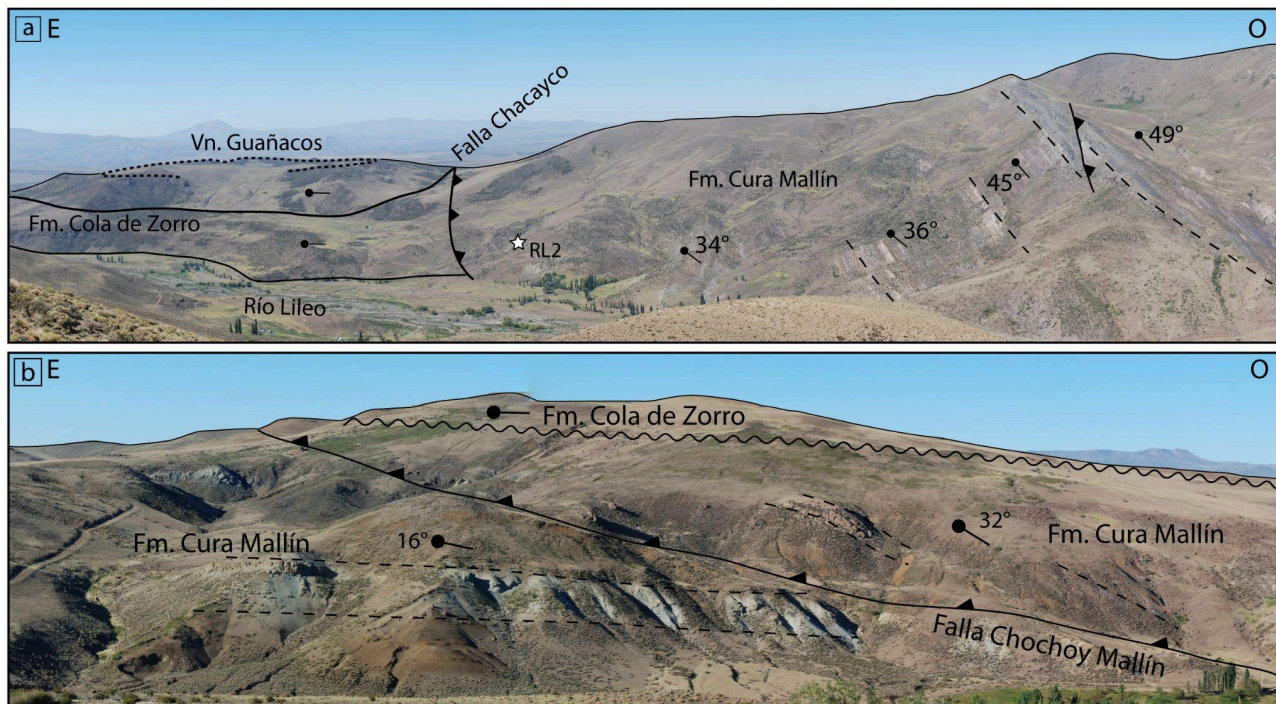


Figura 4.20: Sectores central y oriental de la transecta del Río Lileo. a) Foto de campo mirando hacia el sur, con la interpretación estratigráfica de las Formaciones Cura Mallín, Cola de Zorro y el Volcán Guañacos, afectados por la Falla Chacayco. Se indican las actitudes de los bancos. La estrella blanca indica la ubicación de la muestra RL2. b) Foto de campo mirando hacia el sur con la interpretación estratigráfica de la Formación Cura Mallín, afectada por la Falla Chochoy Mallín, y la Formación Cola de Zorro, en discordancia angular sobre la primera. Se indican las actitudes de los bancos. Ver Figura 4.15 para ubicaciones.

4.2.4. Secciones estructurales balanceadas

Se construyeron dos secciones estructurales balanceadas a partir de los datos de campo (Figura 4.18), una a lo largo del valle del río Lileo, de aproximadamente 24 km de largo (Figura 4.21), y otra a lo largo del valle del río Guañacos, de aproximadamente 26 km de largo (Figura 4.22). Ambas secciones tienen orientación E–O, perpendiculares al rumbo principal de las estructuras, para representar la inclinación verdadera de las fallas, pliegues y estratos medidos en el campo.

Para caracterizar la deformación dentro de la sección superior sedimentaria de la Formación Cura Mallín en los valles de los ríos Lileo y Guañacos, se mapearon tres bancos guía dentro de la secuencia de 3.200 m de espesor. Si bien Encinas et al. (2024),

entre otros, proponen una geometría en cuña a escala regional para la Formación Cura Mallín, las observaciones de campo a escala local sugieren una geometría tabular para la sección sedimentaria de esta unidad. La exposición más extensa de la secuencia sedimentaria se localiza en la porción occidental del perfil del río Lileo, donde muestra una gran uniformidad en su espesor, sin variaciones laterales apreciables. Por otro lado, la ausencia de datos sobre el espesor total de la unidad sedimentaria al este y al oeste de la zona de estudio impide evaluar variaciones laterales y reconstruir la geometría de la cuenca de manera precisa.

El estilo estructural, caracterizado por pliegues con longitudes de onda relativamente cortas, ángulos interlimbos entre 70° y 100° , y una secuencia plegada de más de 3.000 m de espesor, sugiere un estilo de deformación de piel fina. El nivel de despegue se colocó en la base de la secuencia sedimentaria de la Formación Cura Mallín, ya que no se observaron exposiciones de rocas más antiguas en las estructuras analizadas. La sección inferior volcániclastica de la Formación Cura Mallín no aflora en esta zona. En cambio, se encuentra más al norte, específicamente en la zona de las Lagunas de Epulafquen y el río Buraleo. Por otro lado, la Formación Cayanta está restringida a la porción oriental del área de estudio, a lo largo del río Neuquén. Allí, muestra evidencias de deformación asociadas al anticlinal de la Cordillera del Viento. Hacia el oeste, no se registraron afloramientos de esta unidad o de las más antiguas. Además, la base de la secuencia sedimentaria que aflora en dos sectores de las secciones transversales (en el extremo oriental y en el bloque colgante de la falla Chacayco, Figuras 4.16a, 4.20a,b) está constituida principalmente por pelitas, que constituyen un nivel de despegue favorable. Más aún, las longitudes de onda de los pliegues Trohunco y Lileo, presentes en el sector occidental, son insuficientes para contener la totalidad del espesor de la Formación Cayanta y las unidades subyacentes en sus núcleos, por lo que solo se interpretan afectando a la Formación Cura Mallín.

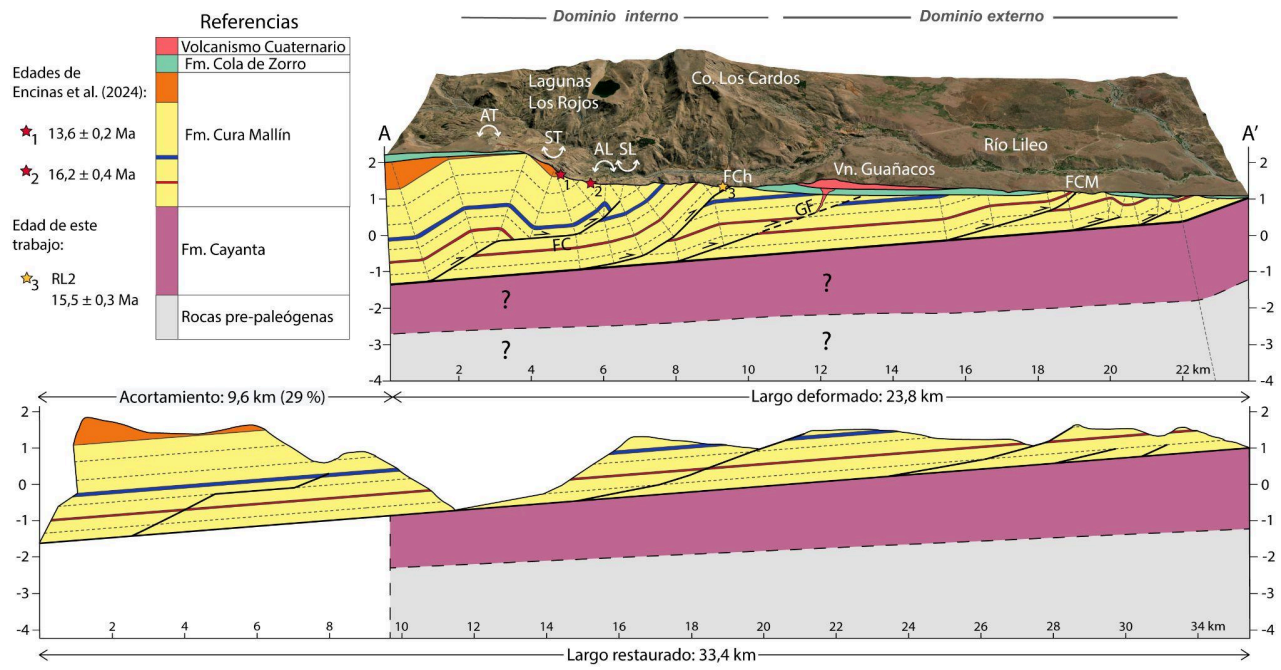


Figura 4.21: Arriba: Sección estructural sobre el valle del río Lileo (ver Figura 4.15 para ubicación). Las abreviaciones son: AT: Anticlinal Trohunco; ST: Sinclinal Trohunco; FC: Falla Convento; FCh: Falla Chacayco; FG: Falla Guañacos; FCM: Falla Chochoy Mallín. Las estrellas rojas y amarillas representan las ubicaciones aproximadas de las edades de Encinas et al. (2024) y la muestra RL2 de este trabajo, respectivamente. Abajo: Sección restaurada mostrando un acortamiento horizontal mínimo de 9,6 km (29%).

En la FPC de Guañacos, no se ha observado directamente el contacto entre las secciones inferior (volcánica) y superior (sedimentaria) de la Formación Cura Mallín. Por otro lado, en las porciones inferiores de los valles de los ríos Lileo y Guañacos, a pesar de que el contacto se encuentra cubierto, las exposiciones de la sección superior sedimentaria de la Formación Cura Mallín y la Formación Cayanta se encuentran muy próximas y muestran actitudes similares. Sobre la base de estas observaciones, se sitúa a la Formación Cayanta directamente bajo la unidad sedimentaria de la Formación Cura Mallín en las secciones balanceadas. Sin embargo, no se puede excluir la posibilidad de que hacia el oeste, la sección inferior volcánica de la Formación Cura Mallín esté presente debajo de la superficie, subyacente a la sección superior sedimentaria, tal como se ha observado en la Cordillera Principal occidental, 30 km al oeste de la zona de estudio (Encinas et al., 2024). Sobre la base de las descripciones de Rovere et al. (2004), se estimó un espesor aproximado de 2.000 m para la Formación Cayanta en el área de

estudio. Lamentablemente, los afloramientos poco claros impiden determinar si existe una discordancia angular entre las formaciones Cura Mallín y Cayanta. Como se ha mencionado anteriormente, la Formación Cayanta sólo está expuesta en la parte oriental de la zona de estudio. Por lo tanto, la naturaleza del basamento que subyace a la cuenca de Cura Mallín en las regiones más occidentales sigue siendo incierta. Sin embargo, sobre la base de las observaciones regionales, se postula la presencia de unidades mesozoicas debajo de la Formación Cayanta, en línea con las observaciones realizadas en el flanco occidental de la Cordillera del Viento (Sagripanti et al., 2014; Sánchez et al. 2015, 2018; Turienzo et al. 2018). Se estimó un buzamiento regional de aproximadamente 4° hacia el oeste para el nivel de despegue y la Formación Cayanta subyacente, teniendo en cuenta modelos estructurales previos para la zona de la Cordillera del Viento (Sánchez et al., 2018), y con el fin de acomodar el espesor total de la secuencia sedimentaria en el extremo occidental de las secciones transversales y permitir una correlación coherente entre los dos sectores en que aflora la sección basal de la secuencia sedimentaria (Falla Chacayco y Falla Chochoy Mallín).

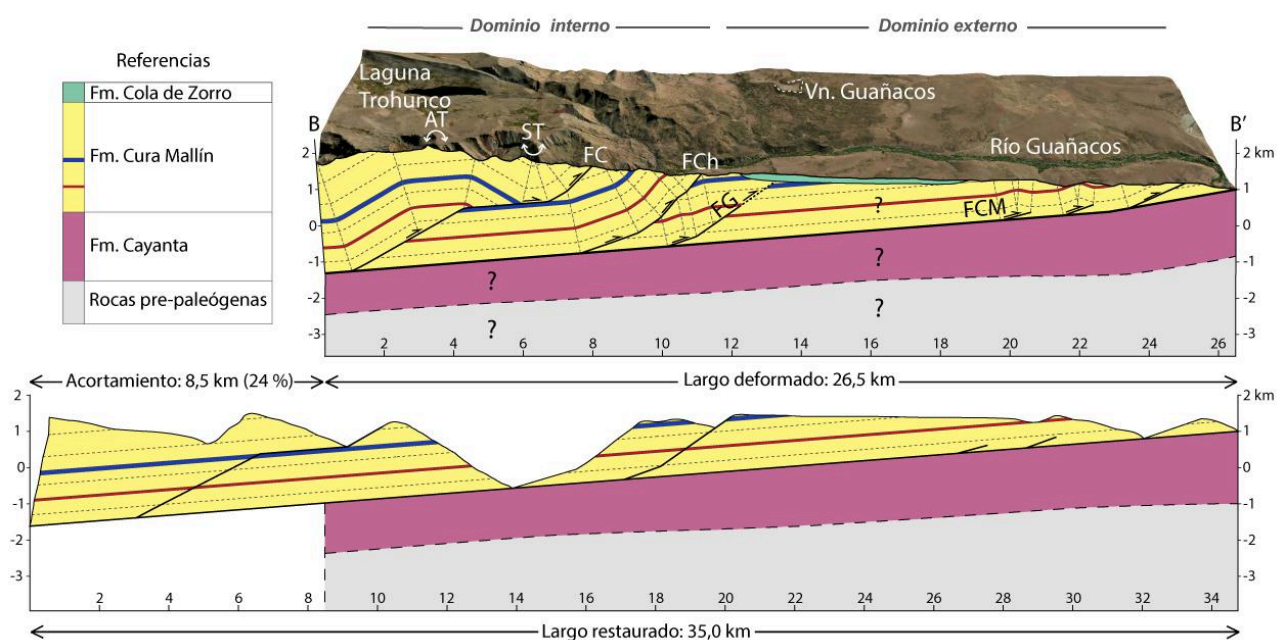


Figura 4.22: Arriba: Sección estructural sobre el valle del río Guañaco (ver Figura 4.15 para ubicación). Las abreviaturas son AT: Anticlinal Trohunc; ST: Sinclinal Trohunc; FC: Falla Convento; FCh: Falla Chacayco; FG: Falla Guañacos. Abajo: Sección estructural restaurada mostrando un acortamiento horizontal mínimo de 8,5 km (24%).

Teniendo en cuenta todos los elementos geométricos descritos en la sección anterior, se interpreta al Anticlinal Trohunco como un pliegue de flexión de falla que involucra toda la secuencia sedimentaria de la Formación Cura Mallín (Figuras 4.21 y 4.22). Por otro lado, en base a las características y al estilo de plegamiento descrito, el Anticlinal Lileo se interpreta como un pliegue de propagación de falla (Figura 4.21). En esta reconstrucción, el desplazamiento necesario para producir este anticlinal de propagación de falla proviene del desplazamiento transmitido por el anticlinal de flexión de falla occidental, a lo largo de un despegue somero sobre las rocas de grano fino reconocidas en el núcleo del anticlinal Lileo (figura 4.19e). En la sección transversal de Guañacos, en lugar de dicho pliegue de propagación de falla se interpreta un corrimiento (falla Convento, FC en la Fig. 4.22).

El corrimiento más importante dentro de las secciones transversales es la Falla Chacayco, que eleva toda la secuencia sedimentaria de la Formación Cura Mallín (Figuras 4.21 y 4.22). Debido a la erosión del bloque colgante, no es posible cuantificar con precisión el desplazamiento total sobre el plano de falla. Sin embargo, se estima un desplazamiento mínimo de aproximadamente 3,7 km. En el bloque yacente de la Falla Chacayco, se interpreta la Falla Guañacos como un corrimiento ciego, cubierto por las capas horizontales de la Formación Cola de Zorro y el volcanismo cuaternario (Figuras 4.21 y 4.22). Esta falla pudo haber facilitado el ascenso del magma que formó el Volcán Guañacos, situado entre los ríos Lileo y Guañacos (Figura 4.18). De acuerdo a esta interpretación, el desplazamiento sobre la Falla Guañacos generó un aumento en el ángulo (hasta aproximadamente 45°) de la Falla Chacayco y los estratos suprayacentes, como ocurre en un sistema normal de corrimientos imbricados (Fossen, 2010).

En el sector oriental de ambas transectas se desarrolla una serie de anticlinales y sinclinales de baja amplitud asociados a corrimientos menores en la base de la secuencia sedimentaria de la Formación Cura Mallín (Figuras 4.21 y 4.22). Entre estas estructuras, en la transecta del río Lileo, la Falla Chochoy Mallín aflora en superficie, repitiendo capas de pelitas y brechas volcánicas de la Formación Cura Mallín (Figuras 4.20b y 4.21). En cambio, en la transecta del río Guañacos, la Falla Chochoy Mallín actúa como un corrimiento ciego que produce un suave plegamiento (Figura 4.22). Por último, en esta misma transecta, la falla más oriental está aflorando, inferida por un aumento local en los buzamientos de la estratificación (10°O a 24°O), a diferencia de la transecta del río Lileo, donde esta falla se resuelve por un anticlinal.

Para estimar el acortamiento en ambas secciones transversales, se reconstruyó al estado no deformado empleando el método de conservación de longitud de líneas (Dahlstrom, 1969), resultando en un acortamiento mínimo de 9,6 km (29%) en la transecta del río Lileo (Figura 4.21) y de 8,5 km (24%) en la transecta del río Guañacos (Figura 4.22).

4.2.5. Sistema de esfuerzos: Análisis de fracturas asociadas al plegamiento

En ambientes orogénicos, es común observar el desarrollo de sistemas de fracturas a mesoescala estrechamente vinculados a estructuras geológicas de mayor escala. El análisis detallado de estas fracturas proporciona información crucial sobre los regímenes de esfuerzos y los procesos de deformación que han actuado en estas regiones (Price y Cosgrove, 1990; Cosgrove y Ameen, 1999). Durante el trabajo de campo, se realizó un relevamiento sistemático de fracturas a escala de afloramiento dentro del sector interno de las transectas de los ríos Lileo y Guañacos. Se midieron un total de 370 fracturas en 21 estaciones diferentes, registrando su orientación, la actitud del plano de estratificación y, si estaban disponibles, los indicadores cinemáticos. Dentro de la sección superior de la Formación Cura Mallín, estas fracturas se encontraron en bancos de areniscas y conglomerados en los limbos de los pliegues.

Mediante el análisis de los conjuntos de fracturas se buscó comprender su relación con las estructuras geológicas principales y determinar la orientación del campo de esfuerzos local. Los datos de orientación de las fracturas se plotearon en estereogramas de igual área (Schmidt) utilizando el software Stereonet (Allmendinger et al., 2013; Cardozo y Allmendinger, 2013). En la Figura 4.23 se representa la ubicación de las estaciones analizadas junto con los datos obtenidos, se presentan las orientaciones originales (presente) y restituidas de las fracturas (rotadas), obtenidas mediante una rotación a lo largo del rumbo de los planos de estratificación. El procedimiento de horizontalización de los planos evidenció una mejora significativa en la consistencia de las familias de fracturas. La mayoría de los planos de fractura resultaron ser subverticales y, por lo tanto, subperpendiculares a la estratificación, sugiriendo una formación contemporánea o anterior al plegamiento. Esto permitió comparar familias de fracturas que se encuentran en estratos con diferentes actitudes. Las orientaciones de las familias de fracturas también exhiben ligeras variaciones en cada estación de medición, atribuibles a variaciones locales en las actitudes de los bancos que las contienen. Si bien la tendencia

general en el rumbo de los bancos es aproximadamente N-S, existen desviaciones locales desde NNE a NNO dentro de los pliegues individuales. Para lograr un análisis más robusto, y así poder estimar la orientación de los esfuerzos regionales responsables de la deformación, se analizaron todas las fracturas en conjunto.

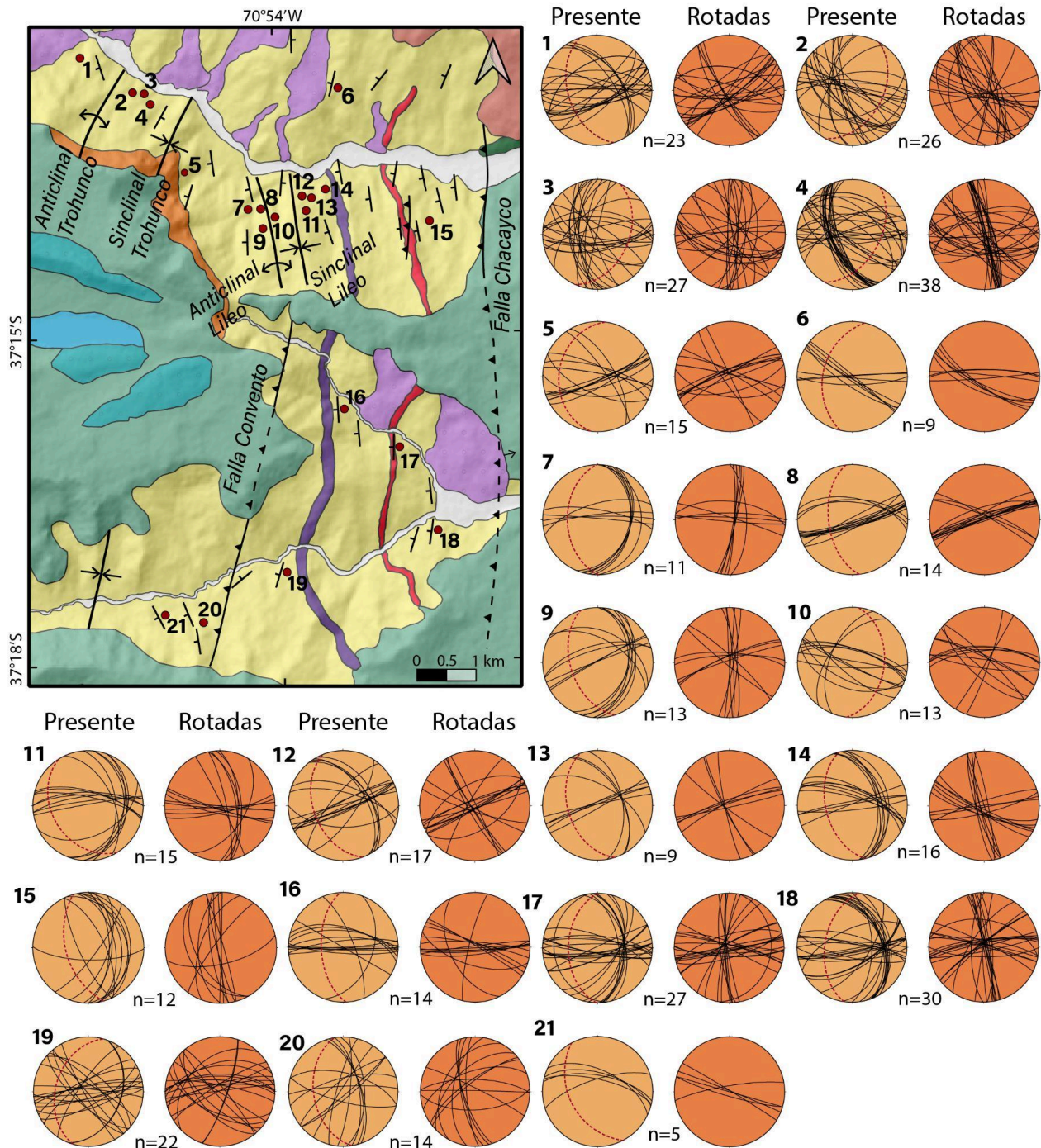


Figura 4.23: Ubicación de las estaciones de medición de fracturas en la Formación Cura Mallín. Ver ubicación en Figura 4.15. En cada estación, los datos de fracturas se

restituyeron a su posición inicial mediante rotación sobre el rumbo de los planos de estratificación, representados con una línea roja en los gráficos presentes.

Posteriormente se unificaron todos los datos y se graficaron en un diagrama de rosas para ver la distribución de todas las fracturas horizontalizadas (Figura 4.24a). Se identificaron cuatro familias de fracturas y se calcularon las orientaciones medias de cada una. Las familias de fracturas fueron referenciadas a un sistema de coordenadas ortogonales entre sí (a,b,c), relacionado con la geometría de los pliegues y la estratificación (Figura 4.24b) (Twiss y Moores, 2007). El conjunto de fracturas más representado es sub-vertical y presenta un azimuth de aproximadamente 170° , mostrando una orientación subparalela a las estructuras regionales. Estas fracturas fueron interpretadas como fracturas *bc*, que son fracturas de extensión que se forman comúnmente en los sectores convexos de los pliegues (Figura 4.24c,d) (Hancock, 1985; Twiss y Moores, 2007). En muchas de estas fracturas se observa relleno de calcita, lo que indica que son fracturas de apertura. Otra de las familias identificadas contiene fracturas con rumbos que varían entre $\sim 250^\circ$ y 270° , ortogonal al conjunto anterior y a los pliegues. La presencia de estructuras plumosas en algunas superficies de esta familia sustenta su origen como fracturas extensionales. Se interpreta este conjunto como fracturas de extensión *ac* generadas paralelamente a la dirección del esfuerzo de compresión máximo (σ_1) (Figura 4.24a).

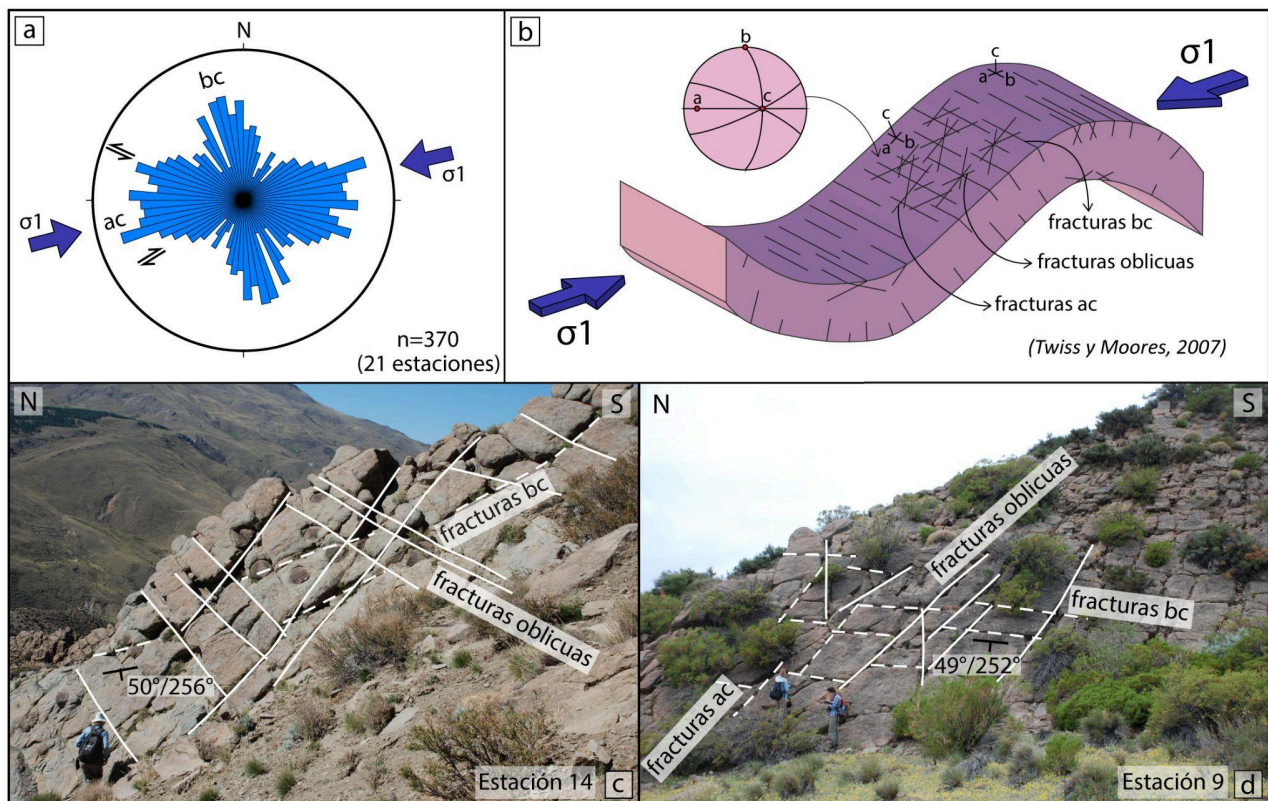


Figura 4.24: Interpretación y ejemplos de conjuntos de fracturas. a) Diagrama de rosas mostrando la orientación de todas las fracturas medidas. Se indican la orientación de cada conjunto de fracturas y la dirección estimada del esfuerzo compresivo máximo (σ_1). b) Principales familias de fracturas teóricas formadas en una capa plegada (modificado de Twiss y Moores, 2007). c) y d) Fotografías de estaciones de fracturas con los conjuntos de fracturas interpretados. Ver ubicaciones en Figura 4.15.

Los conjuntos de fracturas con rumbos entre $\sim 270^\circ$ y 290° muestran superficies estriadas con crecimientos minerales y escalones, indicando que se trata de fracturas de cizalla con cinemática sinistral (Figura 4.25a,b). La presencia de fracturas pinnadas asociadas a algunas de las fracturas de esta familia en la estación 8 también indica un movimiento sinistral (Figura 4.25c). Por el contrario, en las fracturas con orientación NE, los indicadores cinemáticos son significativamente menos frecuentes, aunque se encontraron algunos ejemplos indicando su cinemática dextral. Interpretamos estos conjuntos de fracturas que contienen indicadores cinemáticos (NE y ESE) como fracturas de cizalla conjugadas, cuyo ángulo agudo está bisectado por las fracturas de extensión ac (Figura 4.25d). Todas las familias de fracturas estudiadas son consistentes con un esfuerzo de

compresión máximo (σ_1) en una dirección aproximada O-E, con un azimut de $\sim 260^\circ$ (Figura 4.24a).

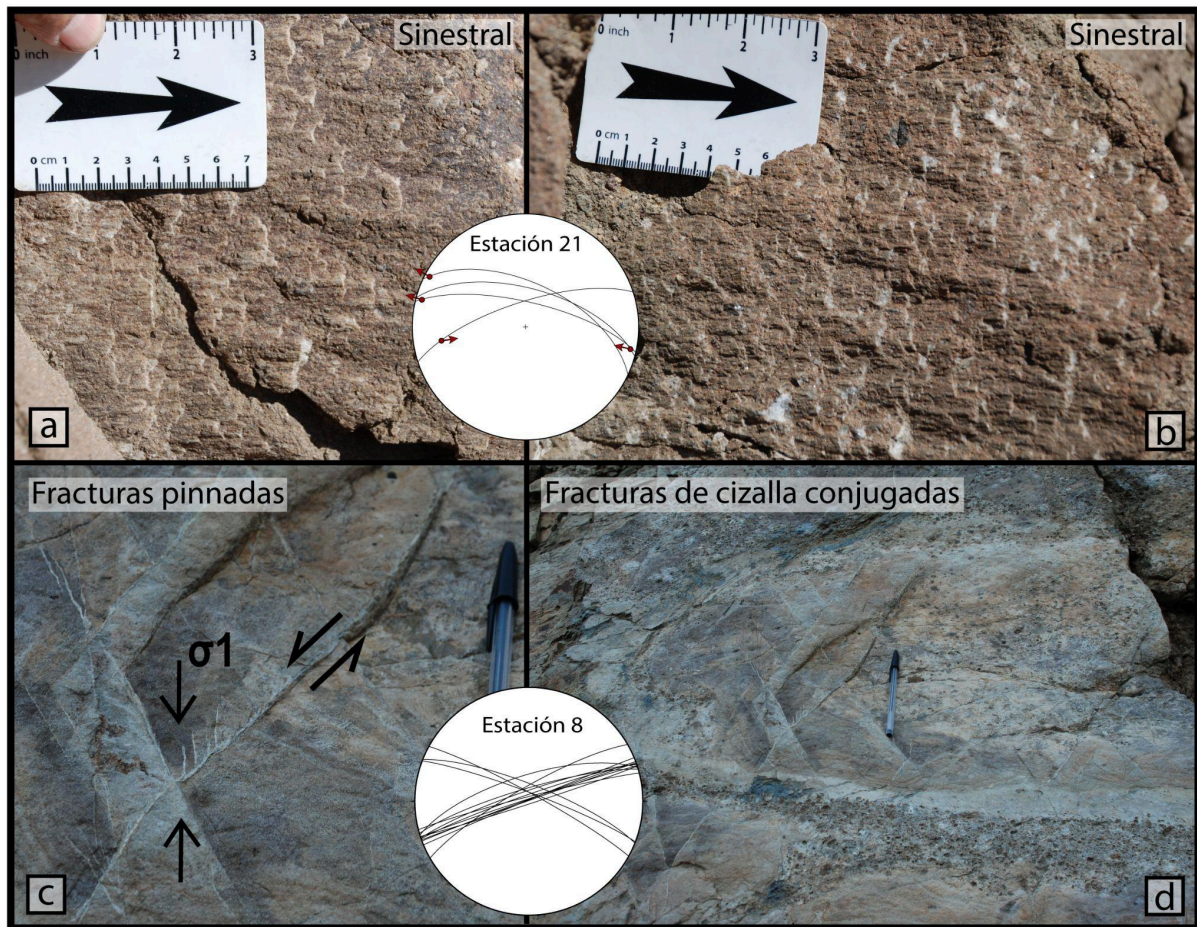


Figura 4.25: Ejemplos de indicadores cinemáticos en familias de fracturas interpretadas como conjuntos de cizalla conjugada. a) y b) Superficies que muestran estrías y crecimientos minerales que revelan movimientos de cizalla sinistral, c) fracturas de cizalla conjugada, d) zoom a la foto en c) que muestra fracturas pinnadas asociadas a una fractura de cizalla sinistral. Las estereonets muestran las mediciones estructurales en las respectivas estaciones de fractura. Ver ubicaciones en Figura 4.15.

Capítulo 5

ANÁLISIS MORFOMÉTRICO: NEOTECTÓNICA Y EVOLUCIÓN CUATERNARIA DEL PAISAJE

Este capítulo presenta un análisis exhaustivo de la morfometría y morfotectónica del sector sur del área de estudio, comprendido entre los ríos Lileo y Picunleo. En el contexto de los objetivos generales de esta tesis doctoral, centrados en la evolución tectónica y geomorfológica de la FPC de Guañacos durante el Cenozoico, este sector reviste un interés particular. De los dos sectores analizados en esta tesis, es la zona que muestra claras evidencias de actividad neotectónica, cuya impronta en el paisaje ha sido objeto de estudio y debate por diversos investigadores. Si bien se destacan las extensas escarpas de falla, la región se caracteriza por bajas tasas de acortamiento (0,04 – 0,06 mm/a, Colavitto, 2019), donde la actividad tectónica compite con procesos exógenos de acumulación y erosión, como se detalló en el capítulo de marco geológico. Con el fin de caracterizar las últimas etapas de evolución de la FPC de Guañacos, en el sector sur, este análisis se enfoca en el estudio del relieve y el drenaje, buscando elucidar el estado de equilibrio de los cauces y laderas, y su relación con los procesos que dominan la evolución del paisaje en esta zona.

5.1. Relieve y geomorfología de valles

En la zona sur de la FPC de Guañacos, se distinguen dos dominios principales: un sector interno, donde predominan los altos relieves y valles amplios, con una morfología marcada por la erosión glacial; y un sector externo, que se distingue por una planicie estructural labrada por la acción fluvial de ríos con dirección O-E (Figura 5.1a). La planicie estructural está conformada por los depósitos volcánicos plio-pleistocenos de la Formación Cola de Zorro, los cuales conforman un *plateau* subhorizontal, con una ligera inclinación hacia el este. Esta unidad está compuesta por productos lávicos, volcaniclásticos y piroclásticos, sobre los que se asientan conos y coladas de lava cuaternarios (Figura 5.1a). En contraste con el dominio externo, donde los depósitos volcánicos son los más comunes, en el sector interno dominan los afloramientos de la Formación Cura Mallín, y se distingue por la presencia de numerosos depósitos de remoción en masa, cuya relevancia radica tanto en su cantidad como en su tamaño. Todos los movimientos involucran las secuencias volcánicas subhorizontales de la Formación Cola de Zorro, y se observa una amplia variedad de morfologías gravitacionales y mecanismos de ruptura, incluyendo avalanchas de rocas, deslizamientos, flujos y movimientos gravitacionales profundos (Figura 5.1a).

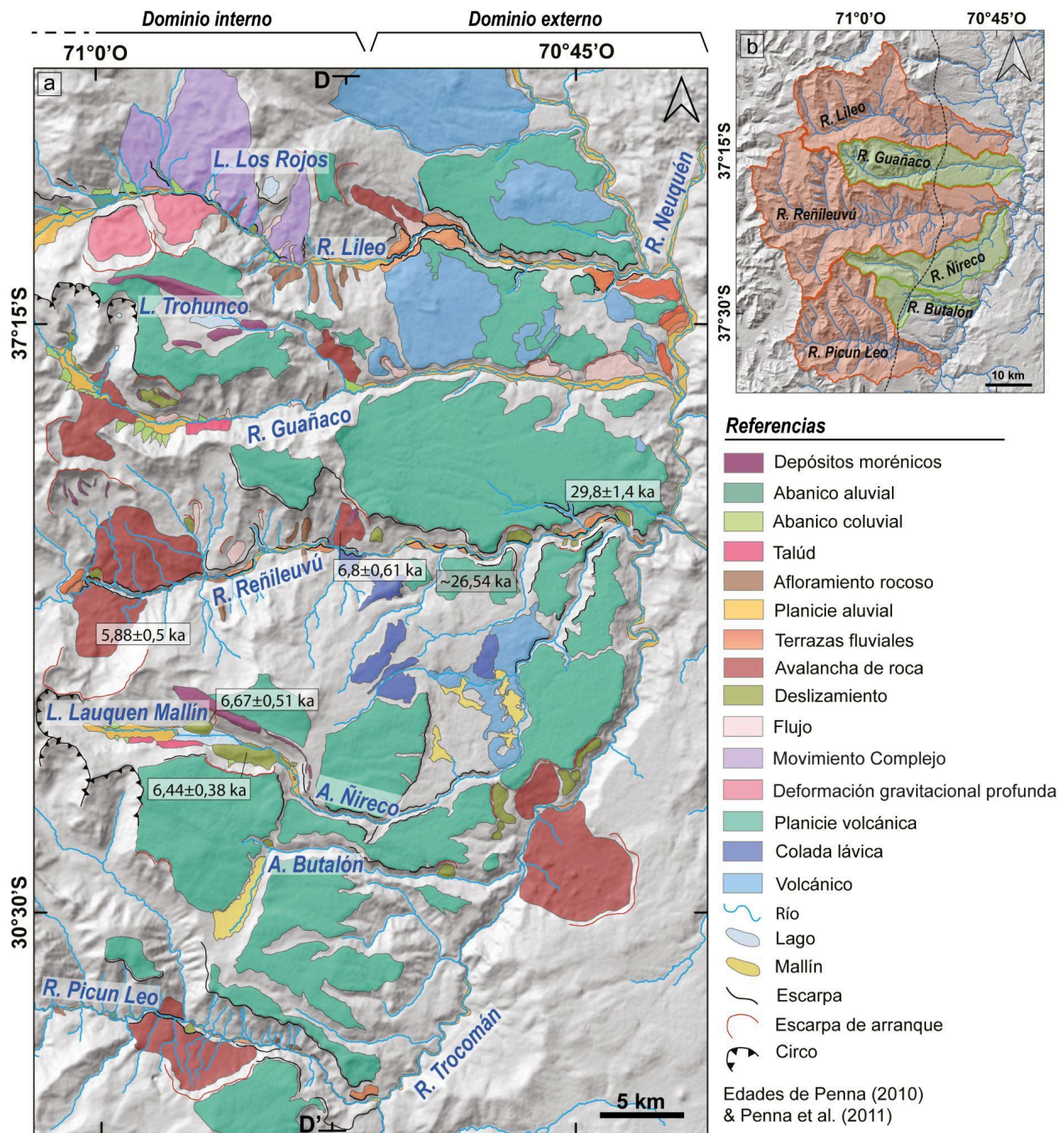


Figura 5.1: a) Mapa geomorfológico de la zona sur de estudio en la FPC de Guañacos, entre los ríos Lileo y Picun Leo. Modificado de Penna et al. (2011), Colavitto (2019) y Jagoe et al., (2021). Ver ubicación en la figura 1.3. b) Cuencas principales dentro del área sur de estudio. Las cuencas de mayor extensión se muestran en naranja, mientras que las más pequeñas se representan en verde claro. La línea punteada negra indica el avance máximo de los glaciares.

El área de estudio está drenada de oeste a este por seis cuencas fluviales principales: Lileo, Guañacos, Reñileuvú, Ñireco, Butalón y Picunleo (Figura 5.1b). Todas las cuencas presentan un patrón de drenaje dendrítico y sus ríos principales confluyen en los ríos Trocomán y Neuquén. Dos grupos principales se diferencian en función de sus dimensiones y morfologías. Las cuencas de mayor extensión, Lileo, Reñileuvú y Picunleo, abarcan áreas de 354 km², 580 km² y 294 km², respectivamente (cuencas en color naranja en la figura 5.1b). La morfología de estas cuencas se caracteriza por una forma redondeada en las zonas de cabecera, que evoluciona hacia una configuración más elongada en el sector exterior. Durante el último máximo glacial, los glaciares ocuparon el 80% de su superficie, excavando valles con perfil en "U" en la región occidental. Estos valles gradualmente adoptan una forma de "V" hacia el este, donde la erosión fluvial ha sido el agente modelador dominante. Adicionalmente, se observa asimetría en la distribución de los tributarios con respecto al cauce principal de estas cuencas, siendo particularmente evidente en las cuencas de los ríos Lileo y Picunleo (Figura 5.1b). En estas últimas, los tributarios más importantes se localizan en el lado norte, lo que sugiere una relación con la menor insolación en esta vertiente. La menor radiación solar habría permitido el desarrollo de glaciares de mayores dimensiones, que a su vez esculpieron valles más profundos y marcados. Por otro lado, las cabeceras de estas cuencas albergan a los depósitos de remoción en masa más voluminosos, gracias a que la erosión glacial creó pendientes empinadas y elevaciones considerables (Figura 5.1a). En las partes media e inferior de estos valles es posible reconocer hasta cuatro niveles de terrazas glacifluviales, que varían en morfología de un valle a otro (Figura 5.1a). El río Lileo presenta terrazas fluviales erosivas, que fueron labradas sobre depósitos de avalanchas de rocas. Estos depósitos actuaron como un dique natural, represando el río y dando origen a la acumulación de sedimentos lacustres aguas arriba (Figura 5.2). La superficie de estas terrazas se eleva hasta 30 m por encima del cauce actual, y su extensión superficial alcanza los 1,5 km². En contraste, en los ríos Reñileuvú y Picun Leo, las terrazas son de menores dimensiones, alcanzando alturas de 10 m y superficies que varían entre 50 y 600 m². Estas terrazas se han formado a partir de la erosión de depósitos aluviales. Los diferentes niveles de terrazas reflejan los episodios de corte y relleno experimentados por los ríos. Sin embargo, debido a la falta de datación de estas terrazas, no es posible estimar tasas de erosión ni relacionar cada nivel con un avance o retroceso glacial específico (Figura 5.1a).

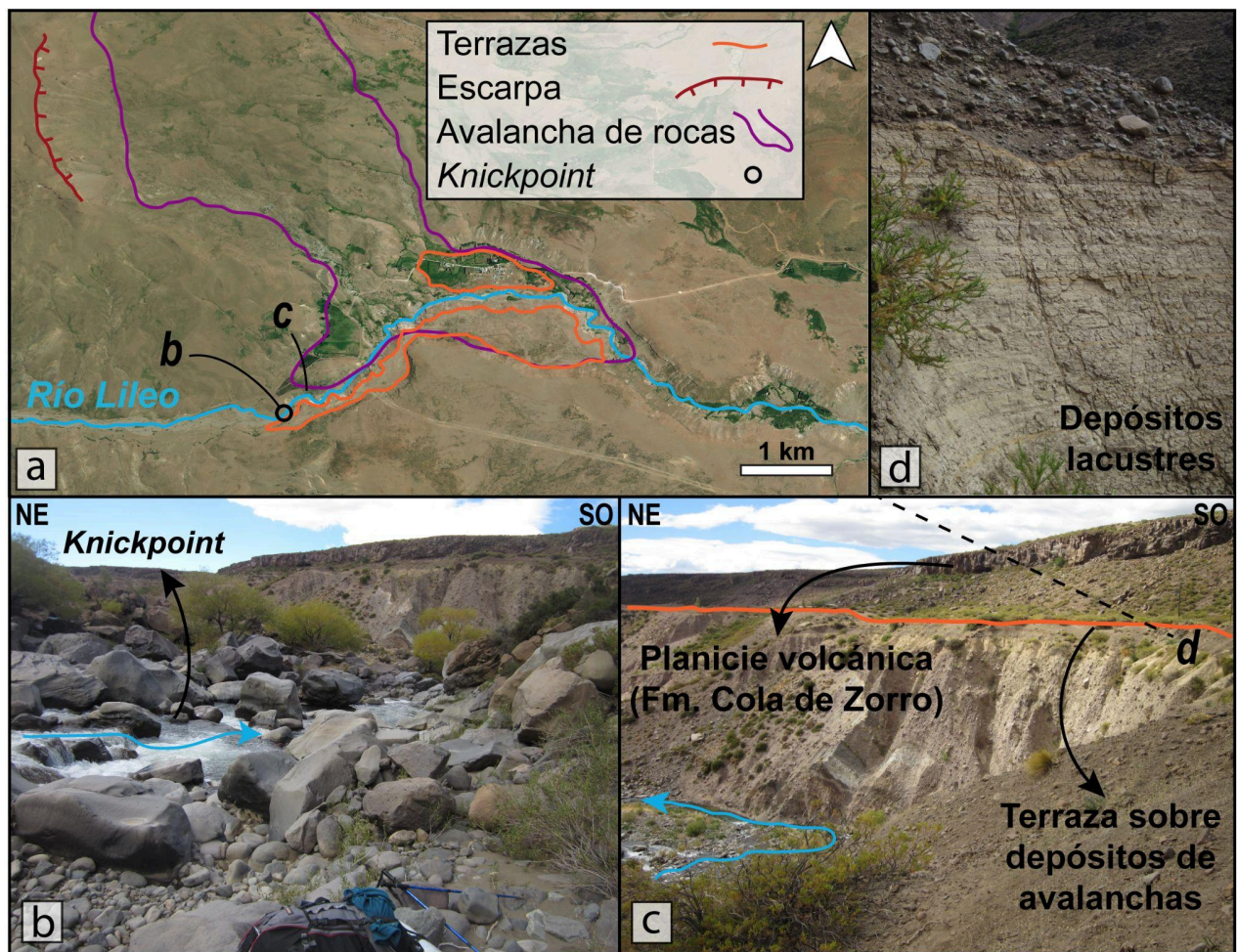


Figura 5.2: Depósito de remoción de masa relacionado con endicamientos de ríos y desarrollo de *knickpoints*. a) Avalancha de rocas en el Río Lileo, b) *knickpoint* asociado a la avalancha de rocas, c) depósito de avalancha de rocas y terraza sobre él, d) depósito lacustre encima de la avalancha de rocas.

Por otro lado, las cuencas de menor extensión corresponden al río Guañacos, y a los arroyos Ñireco y Butalón, las cuales tienen áreas de 164 km², 189 km² y 53 km² respectivamente (cuencas en color verde claro en la figura 5.1b). Los valles del río Guañacos y del arroyo Ñireco conservan evidencias de que fueron parcialmente cubiertos por glaciares, aunque en menos del 50% de su extensión. Esta glaciación se manifiesta en la presencia de circos en las cabeceras y morenas laterales en las zonas altas de los valles (Figura 5.1a). Por otro lado, la cuenca del Butalón no muestra indicios de haber sido ocupada por glaciares, ya que no exhibe las geoformas características de la erosión/acumulación glacial. Además, en estas cuencas se observa una menor actividad

de remoción en masa, y los depósitos presentes son de dimensiones más reducidas en comparación con los que se encuentran en las cuencas de mayor tamaño.

Con el fin de caracterizar el relieve de los valles, se elaboró un perfil *swath* con orientación N-S que intersecta la totalidad de las cuencas presentes en el área de estudio (Figura 5.3). Los resultados obtenidos indican que las tres cuencas de menor tamaño exhiben un relieve menos pronunciado (entre 100 y 400 m) en comparación con las tres cuencas de mayor extensión, donde el relieve alcanza valores entre 600 y 900 m. El análisis del perfil topográfico *swath* muestra que la elevación media es significativamente menor que las elevaciones máximas (Figura 5.3). Esto sugiere que la evolución del relieve está controlada principalmente por la erosión, y no por el alzamiento tectónico (Burbank y Anderson (2011), ver capítulo 3 para más detalles).

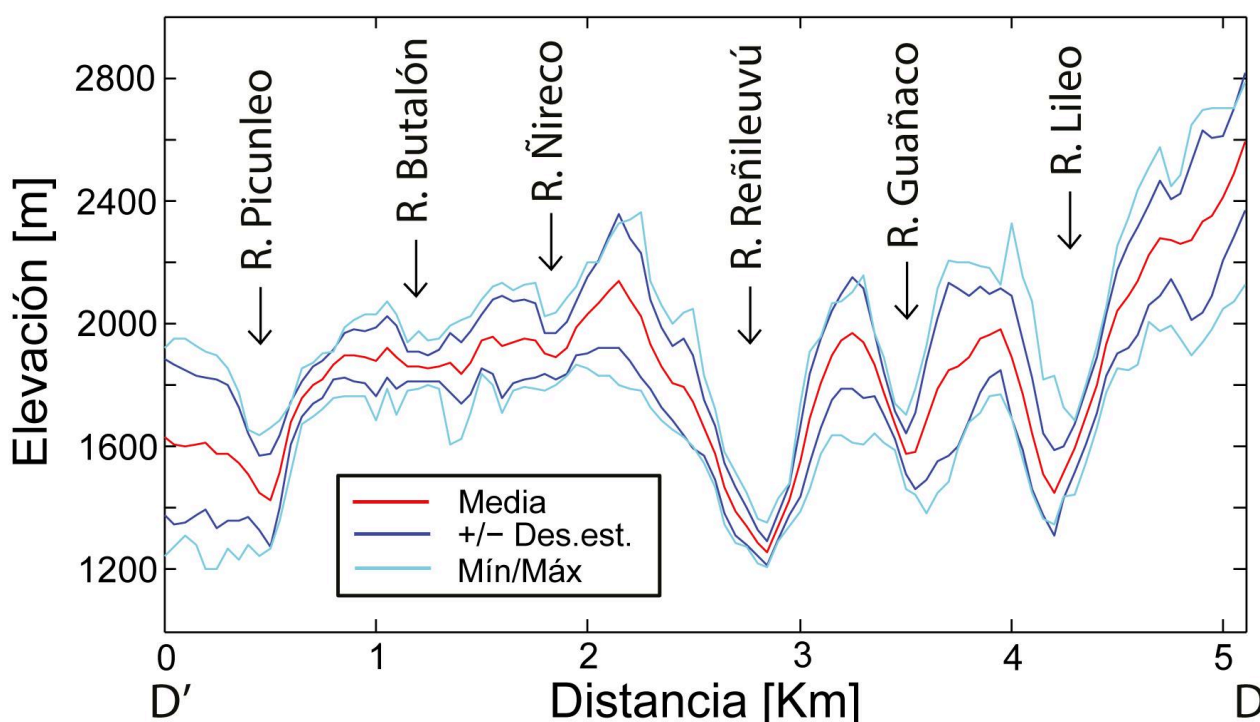


Figura 5.3: Perfil topográfico *swath* (D-D'), atravesando todas las cuencas con orientación N-S. Ver Figura 5.1 para ubicación.

5.2. Análisis hipsométrico

Con el objetivo de obtener una caracterización más detallada del relieve del área de estudio, se llevó a cabo un análisis hipsométrico de las seis cuencas principales. Este

análisis consistió en la elaboración de distribuciones de frecuencia de las elevaciones y el cálculo de las curvas e integrales hipsométricas (IH) correspondientes a cada una de las cuencas (Figuras 5.1 y 5.4). Este tipo de análisis permite hacer una caracterización de la erosión predominante en el paisaje, teniendo en consideración a la erosión glacial como uno de los agente principales, según los aspectos detallados en el capítulo 3. En el gráfico de distribución de frecuencia de elevaciones (Figura 5.4a), se observa que las cuencas de mayor tamaño (Lileo, Reñileuvú y Picunleo), caracterizadas por una mayor erosión glacial, presentan picos en zonas de mayor altitud. Por otro lado, las cuencas con menor grado de modificación glacial y mayor influencia de la erosión fluvial, como Guañacos y Ñireco, muestran una tendencia hacia elevaciones más bajas en sus distribuciones de frecuencia. La cuenca del Butalón representa una excepción a esta tendencia general, ya que, a pesar de no mostrar evidencias de glaciación, su distribución de frecuencias de elevación también presenta un pico en las zonas de mayor altitud (Figura 5.4a).

El análisis de las curvas e integrales hipsométricas (IH) revela que la cuenca del Lileo se caracteriza por una curva hipsométrica convexa y un valor de IH de 0,46. Las cuencas del Reñileuvú y Picunleo muestran un comportamiento similar, con curvas en forma de "S" y valores de IH de 0,45 y 0,47, respectivamente. Las cuencas del río Guañacos y el arroyo Ñireco exhiben curvas cóncavas y valores de IH de 0,46 y 0,47, respectivamente. Finalmente, la cuenca de Butalón también presenta una curva hipsométrica en forma de "S", aunque su integral hipsométrica alcanza un valor superior, con IH igual a 0,58 (Figura 5.4b).

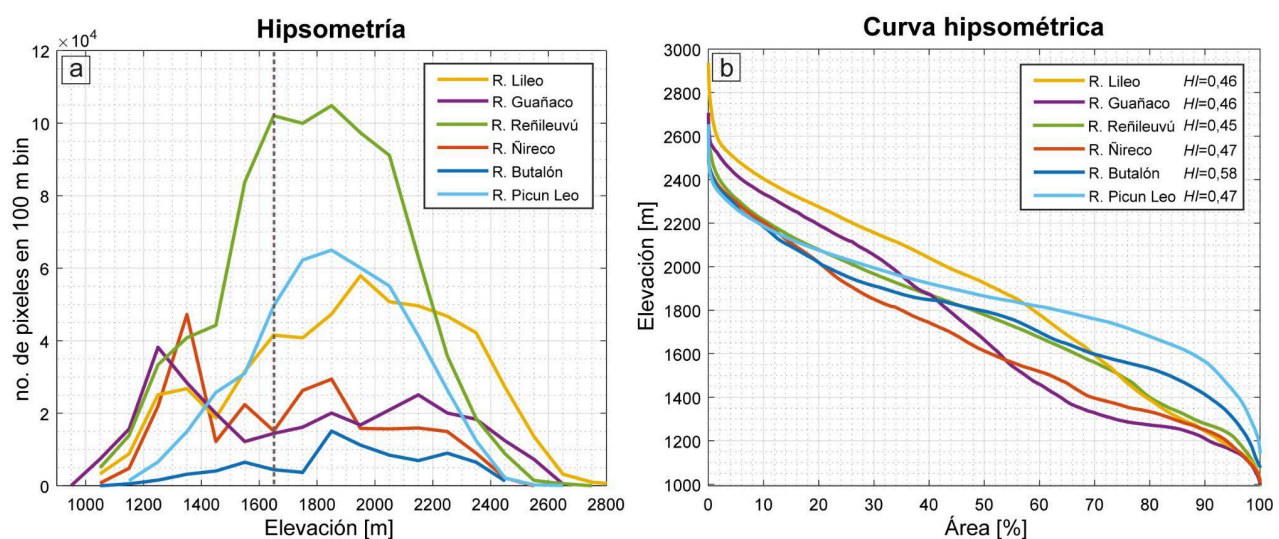


Figura 5.4: a) Distribuciones de frecuencia de las elevaciones de las seis cuencas analizadas. La línea punteada representa la elevación media del límite del máximo avance glacial en la FPC de Guañacos. a). B) Curvas e integrales hipsométricas (*HI*) de cada cuenca.

5.3. Perfiles longitudinales de ríos y clasificación de *knickpoints*

Con el objetivo de analizar el estado de equilibrio del drenaje e identificar la presencia de anomalías, como *knickpoints* o desviaciones del perfil de equilibrio de los ríos, se llevó a cabo un estudio de los perfiles longitudinales de los ríos y se elaboraron gráficos log-log de pendiente (*S*) vs. área de drenaje (*A*) para los cauces principales de cada cuenca (Figura 5.5). A través de este análisis, se identificaron 16 *knickpoints* en los seis ríos principales (Figura 5.5). En función de la proximidad espacial de los *knickpoints* a rasgos geológicos presentes en el área de estudio, incluyendo elementos estructurales con actividad neotectónica, geomorfológicos y litológicos, cada *knickpoint* fue clasificado dentro de una de las siguientes categorías: estructural, geomorfológico o litológico, pudiendo corresponder a dos categorías en algunos casos (Tabla 1, Figura 5.6).

El perfil longitudinal del río Lileo revela la presencia de tres *knickpoints* que dividen el curso fluvial en cuatro segmentos distintos, cada uno caracterizado por una pendiente y una concavidad particulares (Figura 5.5). Se observa una tendencia general de aumento en el índice k_{sn} a lo largo del perfil, desde un valor de $k_{sn}=31$ en el segmento de aguas arriba hasta $k_{sn}=130$ en el de aguas abajo. La concavidad de los segmentos varía entre $\theta=1,4 \pm 1,3$ y $\theta=6,1 \pm 1,7$ (Figura 5.5). El primer *knickpoint*, ubicado a 1638 m de altitud, se relaciona con un cambio litológico, por lo que es clasificado como litológico. El segundo *knickpoint*, a 1539 m, está asociado a la presencia de diferentes tipos de depósitos de remoción en masa y a cambios litológicos en el lecho del río, clasificando como geomorfológico y litológico (Figura 5.6). El último *knickpoint*, situado a 1272 m, coincide con una avalancha de rocas y se encuentra próximo a la falla neotectónica de Guañacos, por lo tanto, se lo clasifica como geomorfológico y estructural (Tabla 1, Figuras 5.2 y 5.6).

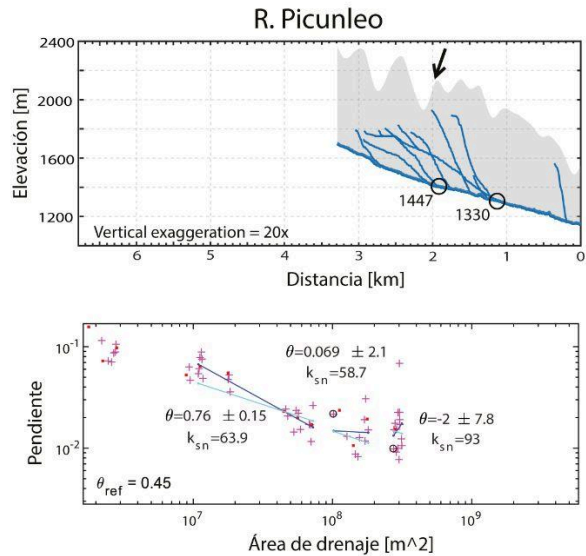
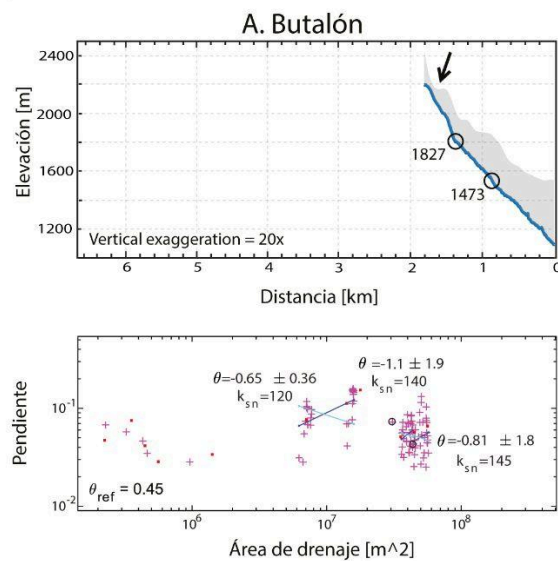
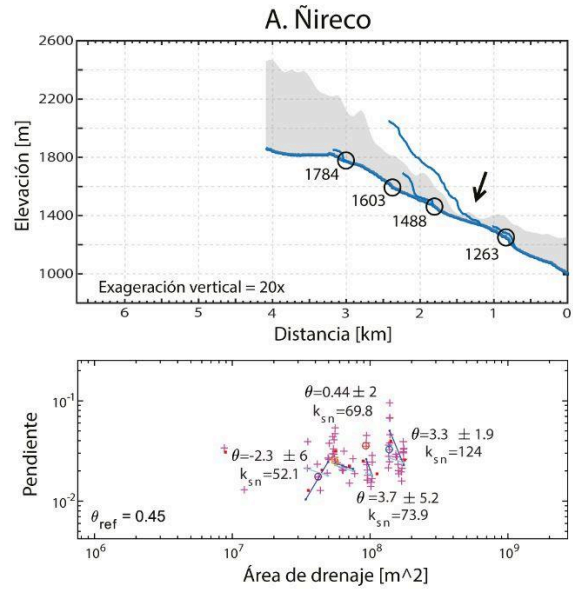
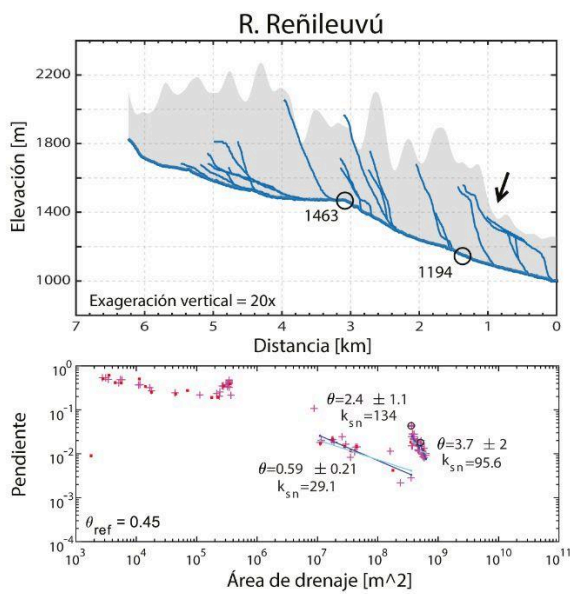
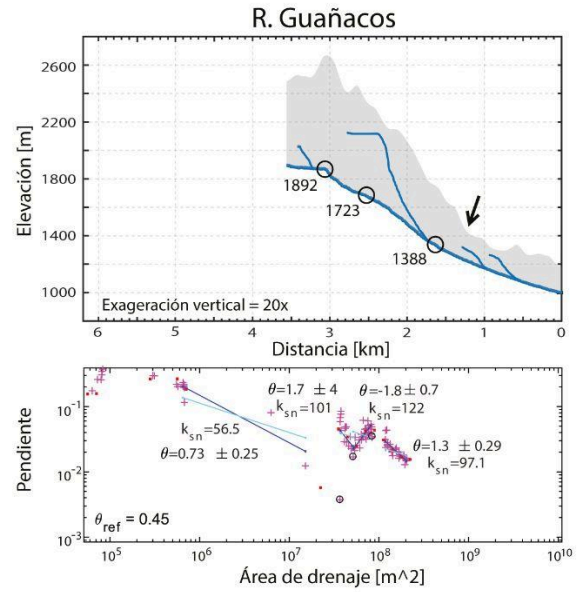
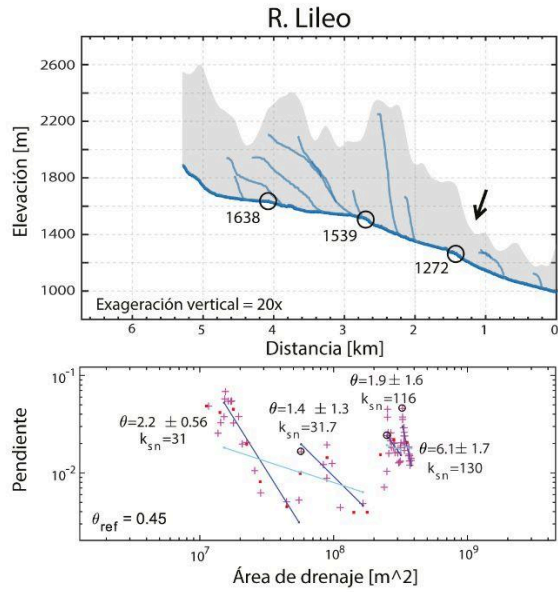


Figura 5.5: Perfiles longitudinales de los ríos principales y tributarios de las seis cuencas analizadas (en azul), con su correspondiente perfil *swath* (en gris). Los círculos negros representan las posiciones de los *knickpoints* con su correspondiente altitud. Las flechas negras apuntan al sector donde los ríos comienzan a erosionar la meseta volcánica. Debajo de cada perfil se muestra el gráfico log-log de pendiente vs. área de drenaje, con las regresiones lineales en azul y los parámetros de concavidad (θ) y empinamiento (k_{sn}) correspondientes a cada segmento.

El perfil longitudinal del río Guañacos revela la presencia de cuatro segmentos distintos. El tercer segmento se caracteriza por el valor más alto del índice k_{sn} ($k_{sn}=122$) y la menor concavidad ($\theta=-1,8$). En contraste, el primer segmento muestra el valor más bajo de k_{sn} ($k_{sn}=56,5$), mientras que el segundo segmento exhibe la mayor concavidad ($\theta=1,7$) (Figura 5.4). De esta forma se identificaron tres *knickpoints* ubicados a 1892 m, 1723 m y 1388 m de altitud (Fig. 5.5). El primer *knickpoint* (1892m), comenzando desde la cabecera del río, está asociado a una avalancha de rocas de gran magnitud, lo que permite clasificarlo dentro del grupo de geomorfológicos (Figura 5.6). El segundo *knickpoint* se relaciona con un deslizamiento y una falla inversa. El tercer *knickpoint* coincide con un cambio litológico y la falla neotectónica de Chacayco en su porción contraccional (Tabla 1, Figura 5.6). Estos dos últimos se clasificaron como geomorfológico/estructural y litológico/estructural, respectivamente.

El río Reñileuvú, que drena la cuenca de mayor extensión en el área de estudio, exhibe únicamente dos *knickpoints* (Figura 5.5). El gráfico log-log de pendiente vs. área revela la presencia de tres segmentos a lo largo del perfil longitudinal, caracterizados por un aumento progresivo de la concavidad desde el primer segmento ($\theta=0,59 \pm 0,21$) hasta el último ($\theta=3,7 \pm 2$). El índice k_{sn} muestra una variación que abarca desde $k_{sn}=29,1$ hasta $k_{sn}=134$ (Figura 5.5). El primer *knickpoint*, ubicado a 1463 m de altitud, se relaciona con la avalancha de rocas Chacayco en la vertiente norte y la avalancha de rocas Cerro Moncol en la vertiente sur del valle, clasificando como geomorfológico (Figura 5.6). El segundo *knickpoint* coincide espacialmente con un depósito de remoción en masa y la traza de la falla de Chacayco en su porción contraccional (Tabla 1, Fig. 5.6), por lo que fue asignado a las categorías geomorfológico y estructural.

En la cuenca del Ñireco, una de las más pequeñas del área de estudio, se identificaron cuatro *knickpoints* a lo largo del cauce principal (Fig. 5.5). Se observa un aumento general

tanto en el índice de empinamiento como en la concavidad desde el primer segmento hasta el último. El índice k_{sn} varía entre $k_{sn}=31$ y $k_{sn}=130$, mientras que la concavidad alcanza su valor mínimo en el segundo segmento ($\theta=1,4 \pm 1,3$) y su valor máximo en el último segmento ($\theta=6,1 \pm 1,7$) (Figura 5.5). El primer *knickpoint*, ubicado a 1784 m de altitud, está relacionado con la falla Chacayco en su sector con comportamiento normal (Colavitto, 2019) y un deslizamiento rotacional, por lo que se clasifica como estructural y geomorfológico (Figura 5.6). Los dos *knickpoints* siguientes se asocian con estructuras neotectónicas: la falla inversa Guañacos (1603 m) y un anticlinal (1488 m), ambas afectando a la Formación Cola de Zorro. Estos dos *knickpoints* se clasifican como estructurales (Figura 5.6). El tramo del perfil comprendido entre el primer y el segundo *knickpoint* podría considerarse una *knickzone*, dado que se trata de un sector elevado relacionado con estructuras tectónicas. El último *knickpoint* (1263 m) se caracteriza por un escalón vertical pronunciado y está asociado a un cambio litológico entre la Formación Cola de Zorro y la Formación Cura Mallín, por lo tanto, se clasifica como litológico (Tabla 1; Figura 5.6).

Cuenca	Elevación	Rasgos geológicos
Lileo	1638	Litológico (afloramiento de roca)
	1539	Geomorfológico (deslizamiento complejo), Litológico (Dacita Moncol)
	1272	Estructural (Falla Guañacos), Geomorfológico (Avalancha de rocas)
Guañacos	1892	Geomorfológico (Avalancha de rocas)
	1723	Estructural (falla inversa), Geomorfológico (deslizamiento)
	1388	Estructural (Falla Chacayco), Litológico (Fm. Cura Mallín)
Reñileuvú	1463	Geomorfológico (Avalancha de rocas)
	1194	Estructural (Falla Chacayco), Geomorfológico (Avalancha de rocas)
Ñireco	1784	Estructural (Falla Chacayco), Geomorfológico (deslizamiento rotacional)
	1603	Estructural (Falla Guañacos)
	1488	Estructural (anticlinal)
	1263	Litológico (Fm. Cola de Zorro - Fm Cura Mallín)
Butalón	1827	Estructural (Falla Chacayco)
	1473	Estructural (Falla Guañacos)
Picunleo	1447	Estructural (falla inversa), Litológico (Depósitos lacustres - Fm. Cura Mallín)
	1330	Estructural (Falla Chacayco), Geomorfológico (Avalancha de rocas)

Tabla 1: *Knickpoints* identificados en cada cuenca, con su correspondiente altura y los rasgos geológicos asociados, clasificados en geomorfológicos, estructurales o litológicos.

El río principal de la cuenca del Butalón exhibe dos *knickpoints* ubicados a 1827 m y 1473 m de altitud (Fig. 5.5), que definen tres segmentos a lo largo de su perfil longitudinal. Se observa un aumento en el empinamiento a lo largo de los segmentos, con valores de k_{sn} que van desde $k_{sn}=120$ en el primer segmento hasta $k_{sn}=145$ en el tercero. La concavidad presenta valores de $\theta=-0,65 \pm 0,36$ en el primer segmento, $\theta=-1,1 \pm 1,9$ en el segundo y $\theta=-0,81 \pm 1,8$ en el último (Figura 5.5). Ambos *knickpoints* tienen su origen en estructuras neotectónicas. El primero coincide con la falla normal Chacayco, mientras que el segundo se relaciona con la falla inversa Guañacos. En consecuencia, ambos se clasifican como estructurales (Tabla 1, Figura 5.6).

El perfil longitudinal del río Picunleo revela la presencia de dos *knickpoints* ubicados a 1447 m y 1330 m de altitud (Figura 5.5). Se observa una disminución general en la concavidad desde la cabecera del río, con $\theta=0,76 \pm 0,15$ en el primer segmento, hasta la desembocadura, con $\theta=-2 \pm 7,8$ en el último. El índice k_{sn} , por otro lado, presenta una variación a lo largo de los tres segmentos identificados, con $k_{sn}=63,9$ en el primer segmento, $k_{sn}=58,7$ en el segundo y $k_{sn}=93$ en el tercero (Figura 5.5). El primer *knickpoint* se correlaciona tanto con una falla inversa neotectónica como con un cambio litológico en el lecho rocoso del río, por lo que entra dentro de las categorías estructural y litológico (Figura 5.6). El segundo *knickpoint* coincide con una avalancha de rocas de gran escala en la ladera sur del valle y con la traza de la falla de Chacayco en su porción sur, donde exhibe un comportamiento normal. De esta manera, se clasifica como geomorfológico y estructural (Tabla 1; Figura 5.6).

Este análisis reveló que la mayoría de los *knickpoints* se relacionan a depósitos de remoción en masa, a estructuras neotectónicas o a ambos. Es importante destacar que todas las estructuras neotectónicas identificadas presentan *knickpoints* asociados en los diferentes valles que atraviesan, ya sean fallas normales, inversas o pliegues anticlinales. Sin embargo, sólo cuatro *knickpoints* se clasifican únicamente como estructurales, asociados a fallas o a pliegues neotectónicos y se encuentran en los arroyos Ñireco y Butalón (Figura 5.6). Debido a su reducida extensión y la mínima acción glaciaria, estas cuencas se caracterizan por cauces con menor poder de corriente. De manera similar, todos los depósitos de avalanchas de rocas de gran escala presentan un *knickpoint* asociado, como las avalanchas de Cerro Moncol y Chacayco en el río Reñileuvú, datadas por Penna mediante nucleidos cosmogénicos ^3He y ^{21}Ne en $5,88 \pm 0,5$ ka y $6,80 \pm 0,61$ ka respectivamente. Sin embargo, algunos depósitos de remoción en masa de menor

tamaño también generan perturbaciones en el perfil del río, como los deslizamientos en las porciones inferiores de los ríos Guañacos y Reñileuvú (Figura 5.6).

5.4. Índice de empinamiento normalizado (k_{sn})

Se llevó a cabo un análisis del índice de empinamiento normalizado (k_{sn}) en la totalidad de la red de drenaje que abarca el área de estudio (Figura 5.6). Este análisis tuvo como objetivo principal comparar los valores de k_{sn} obtenidos en cada una de las cuencas. Además, este análisis permitió verificar la ubicación de los *knickpoints* a lo largo de los diferentes cauces, los cuales se caracterizan por presentar valores elevados de k_{sn} . La representación espacial de este índice revela que los valores más elevados (entre 150 y 200) coinciden con la ubicación de los depósitos de remoción en masa de mayor magnitud, tales como el deslizamiento complejo identificado en la margen norte del río Lileo y la avalancha de rocas Cerro Moncol en el río Reñileuvú (Figura 5.6). Las estructuras neotectónicas con orientación ~N-S, que intersectan la totalidad de las cuencas en los sectores centrales de los valles, también exhiben una correlación espacial con valores elevados del índice de empinamiento normalizado (k_{sn}), los cuales se encuentran en el rango de 100 a 150.

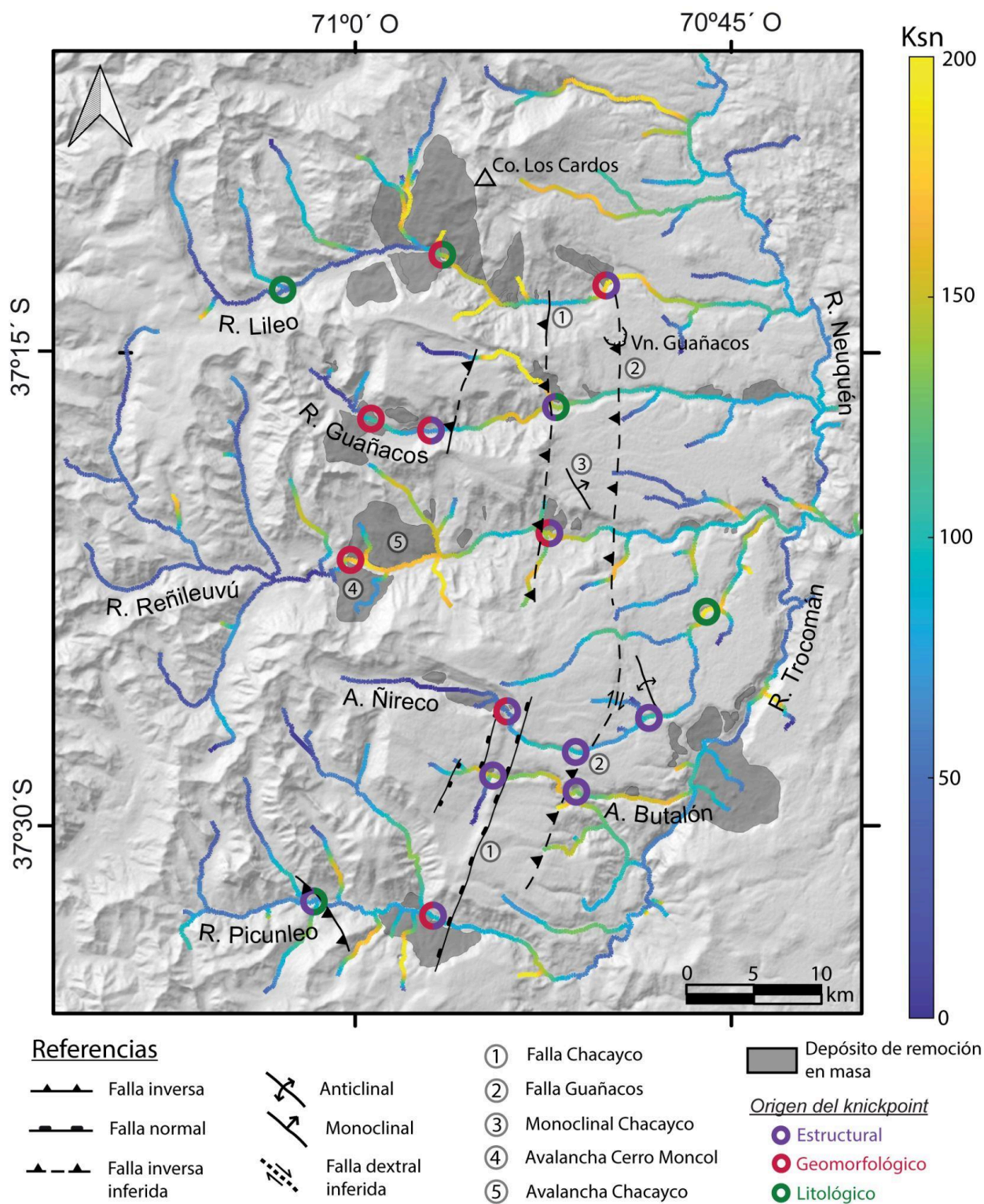


Figura 5.6: Índice de empinamiento normalizado (k_{sn}) de la red de drenaje en el sector sur de la FPC de Guañacos, plotado sobre un mapa de sombras. En negro se muestran las principales estructuras neotectónicas, modificadas de Colavitto et al. (2020). Los círculos de colores representan la posición de los *knickpoints*, y cada color corresponde al origen asignado al *knickpoint* (ver Tabla 1 para detalles).

En el caso del río Lileo, se observa que los valores más altos del índice k_{sn} se concentran en las inmediaciones de depósitos de remoción en masa de gran magnitud, lo que sugiere una estrecha relación entre ambos. Las estructuras neotectónicas, por otro lado, no producen modificaciones significativas en los valores de k_{sn} (Figura 5.6). En contraste, el río Guañacos exhibe los valores más altos de k_{sn} en el sector correspondiente al frente montañoso, donde se encuentran las principales estructuras neotectónicas de la región, específicamente las fallas de Chacayco y Guañacos (Figura 5.6). La cuenca del arroyo Butalón presenta un comportamiento similar, con un incremento en los valores del índice k_{sn} en las zonas cercanas a las fallas neotectónicas que atraviesan el valle (Figura 5.5). En lo que respecta a la cuenca del río Reñileuvú, se observa que los valores elevados del índice k_{sn} se correlacionan espacialmente con la presencia de avalanchas de rocas de gran magnitud y la ubicación de las estructuras frontales. Sin embargo, los valores más altos de k_{sn} se encuentran asociados a los depósitos de remoción en masa (Figura 5.6). El análisis del índice k_{sn} en el arroyo Ñireco revela un comportamiento distintivo a lo largo de su recorrido. Los valores de k_{sn} se mantienen relativamente estables mientras el río fluye sobre el *plateau* volcánico correspondiente a la Formación Cola de Zorro. Sin embargo, se observa un incremento significativo en estos valores a medida que el río se profundiza y comienza a erosionar las secuencias correspondientes a la Formación Cura Mallín (Figura 5.6). Finalmente, el río Picunleo se caracteriza por la ausencia de variaciones significativas en el índice k_{sn} a lo largo de su recorrido (Figura 5.6).

5.5. Mapa de Chi (χ)

Para finalizar el análisis del estado de equilibrio del drenaje en la FPC de Guañacos, se estudió la estabilidad de las divisorias de agua que separan las cuencas principales analizadas. Con este fin, se elaboró un mapa de χ que abarca las seis cuencas de drenaje principales, así como también dos cuencas adyacentes ubicadas al norte y al sur, correspondientes a los ríos Nahueve y valle de Las Damas, respectivamente (Figura 5.7). El objetivo principal de este análisis fue evaluar la estabilidad de la totalidad de las divisorias de agua presentes en el área sur de estudio, donde se asume que factores tales como el tipo de roca, las precipitaciones y las tasas de alzamiento presentan una

distribución relativamente uniforme. Si bien los valles atraviesan diferentes litologías y estructuras tectónicas activas que podrían implicar tasas de alzamiento diferenciales, estas variaciones se producen principalmente en dirección O-E, paralela al curso de los ríos. En virtud de esta circunstancia, el análisis se focaliza en las divisorias laterales de los ríos que drenan hacia el este.

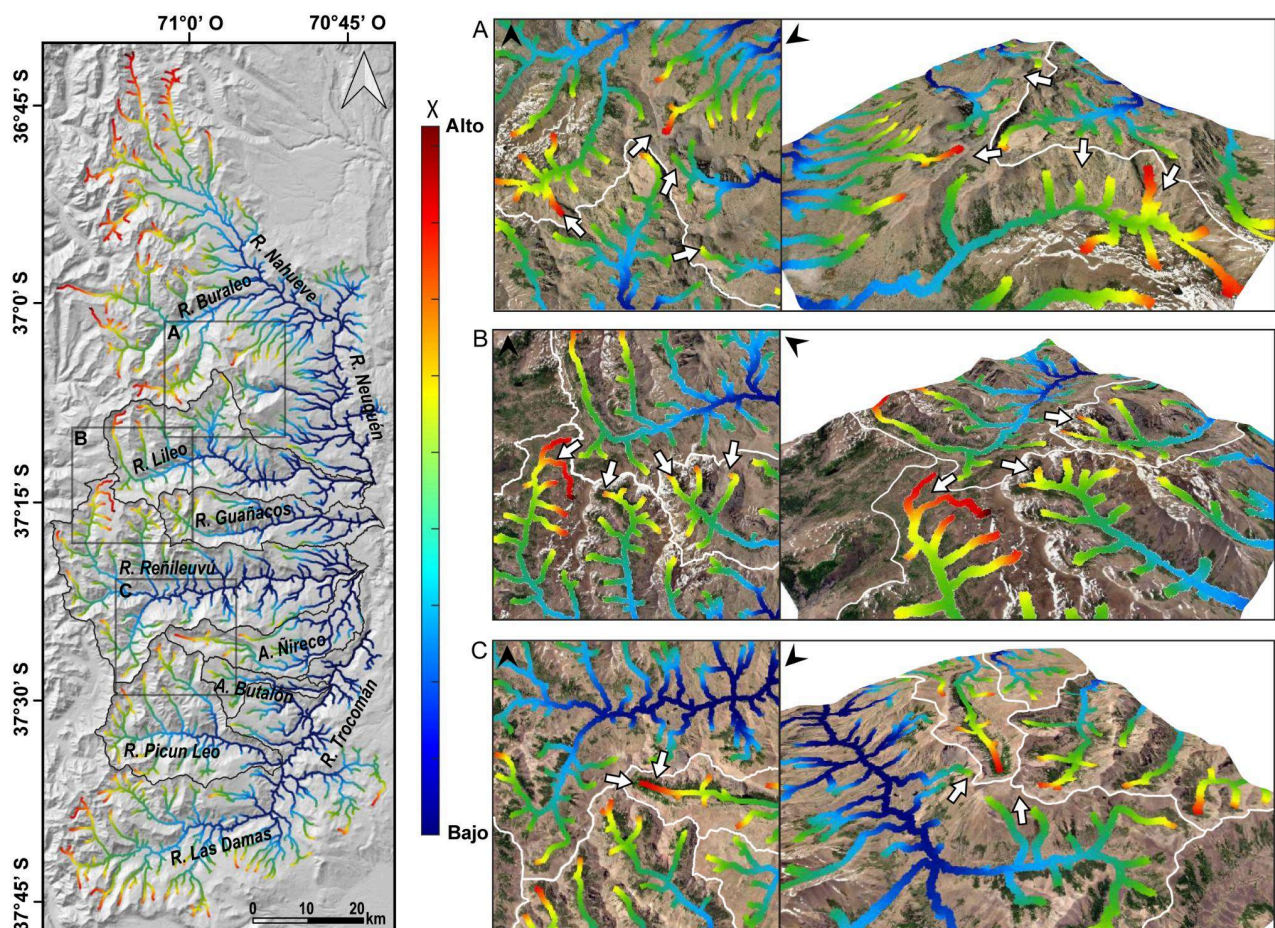


Figura 5.7: Mapa de χ calculado en la red de drenaje del sector sur de la FPC de Guañacos (Izquierda), ver ubicación en la Figura 1.3. a), b) y c): detalle de las zonas de interés delimitadas en el mapa de χ . Vista de planta (izquierda) y perspectiva (derecha). Las líneas blancas corresponden a los límites de las cuencas, y las flechas blancas indican la dirección de migración esperada de la divisoria.

El análisis de las divisorias reveló la presencia de tres sectores que exhiben un contraste significativo en los valores de χ , lo que sugiere que estas divisorias no se encuentran en un estado de equilibrio (Figura 5.7). Uno de estos sectores se localiza en la parte central de la divisoria que separa los ríos Lileo y Nahueve, donde se observan valores más bajos

de χ hacia el sur. Esta distribución espacial de los valores de χ indicaría una posible migración de la divisoria en dirección norte, lo que a su vez implicaría un aumento en el área de drenaje correspondiente al río Lileo (Figura 5.7a). La zona de cabecera del río Reñileuvú también presenta un contraste notable con la del río Lileo. En esta región, la divisoria mostraría una tendencia a migrar hacia el SO, en dirección al río Reñileuvú, lo que nuevamente implicaría un aumento en el área de drenaje de la cuenca del río Lileo. Cabe destacar que esta porción de la divisoria se caracteriza por tener una elevación relativamente baja, lo que facilitaría su migración (Figura 5.7b). Adicionalmente, se observa un contraste en los valores de χ entre los tributarios ubicados en la margen sur del río Lileo y la región de cabecera del río Guañacos, lo que sugiere una migración de la divisoria en dirección sur (Figura 5.7b). Finalmente, la región de cabecera del arroyo Ñireco exhibe valores de χ superiores a los observados en el río Reñileuvú. Esta asimetría sugiere una posible migración de la divisoria en dirección SE, lo que podría resultar en una disminución del área de drenaje correspondiente al arroyo Ñireco (Figura 5.7c).

5.6. Integración de los resultados

La caracterización de las cuencas según sus rasgos geomorfológicos, extensión, forma y relieve diferencial, permitió distinguir dos grupos principales. En primer lugar, las cuencas del Lileo, Reñileuvú y Picun Leo, caracterizadas por mayores áreas, una red de tributarios más densa y, en consecuencia, un mayor poder de corriente y capacidad erosiva. Esto se evidencia en sus relieves más pronunciados (Figura 5.3) y la presencia de numerosas terrazas fluviales en los tramos medio e inferior de los valles (Figuras 5.1 y 5.2). En contraste, las cuencas del río Guañacos y los arroyos Ñireco y Butalón se caracterizan por su reducida extensión areal y menor densidad de tributarios. Estas cuencas erosionan el lecho a mayores elevaciones, generando valles con menor relieve, tal como se observa en el perfil swath N-S. (Figura 5.3). Una diferencia fundamental entre estos dos grupos de cuencas reside en la extensión de los glaciares que ocuparon sus valles durante el Último Máximo Glacial (UMG) y, por ende, en el grado de modificación glacial que presentan. Adicionalmente, en el primer grupo, la erosión glacial favoreció la formación de extensos depósitos de remoción en masa, al generar laderas escarpadas y relieves prominentes, características menos frecuentes en los valles fluviales, donde los depósitos de remoción

en masa son significativamente menores (Penna et al., 2011). La avalancha de rocas del Cerro Moncol, en el río Reñileuvú, constituye un ejemplo paradigmático, con volúmenes que alcanzan los $4000 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Figura 5.1) (Penna et al., 2011).

Los dos dominios definidos, externo e interno, reflejan la influencia de diferentes agentes modeladores del paisaje. El dominio interno se distingue por su intensa deformación y mayor relieve, mientras que el dominio externo presenta una menor exposición de la Formación Cura Mallín y rocas levemente deformadas. Las diferencias en el estilo estructural de la Formación Cura Mallín evidencian la existencia de una estructura principal que, sumada a los factores antes citados, contribuye significativamente a la evolución del paisaje. Resulta notable cómo la falla de Chacayco no sólo representa el frente neotectónico, delimitando los dominios interno y externo (Colavitto, 2019), sino que también refleja: 1) la extensión máxima del avance glacial, 2) el cambio litológico entre el plateau volcánico y los afloramientos de Cura Mallín, y 3) la variación en el estilo de deformación de dicha formación. Siguiendo la hipótesis propuesta por Brocklehurst y Whipple (2004), la caracterización hipsométrica de las cuencas permitió distinguir entre aquellas casi totalmente englasadas (Lileo, Reñileuvú y Picun Leo) y aquellas con glaciares restringidos a sus cabeceras (Guañacos y Ñireco). No obstante, resulta imprescindible analizar las variaciones litológicas dentro de las cuencas (Moglen y Bras, 1995). En la zona sur de estudio, todas las cuencas erosionan el *plateau* de Cola de Zorro en sus tramos inferiores (Figura 5.1). El río Picunleo y el arroyo Butalón inciden mayormente sobre el *plateau* volcánico (Figura 5.5), esto se refleja en las formas convexas de las curvas hipsométricas correspondientes a estas cuencas (Figura 5.4b); diferente a la forma convexa-cóncava del resto de las cuencas (Figura 5.4b), donde las diferencias de relieve entre los dominios interno y externo son más marcadas (Figura 5.5). El análisis morfométrico muestra claras condiciones de desequilibrio en el drenaje de la FPC de Guañacos. Los resultados obtenidos sugieren que todos los cauces principales están siendo modificados por la migración aguas arriba de numerosos *knickpoints*, evidenciados por cambios en los índices de empinamiento y concavidad en los perfiles longitudinales de los ríos. Los *knickpoints* se encuentran mayormente asociados a avalanchas de roca de gran magnitud, localizadas en las porciones superiores de las cuencas de mayor extensión (Figura 5.6). El desarrollo de lagos aguas arriba de depósitos de remoción en masa es un proceso común en el área de estudio (Penna et al., 2011). Adicionalmente, estos depósitos pueden evolucionar hacia *knickpoints* debido al

marcado cambio de pendiente entre los rellenos de baja pendiente aguas arriba y las altas pendientes sobre el depósito (p. ej., Ouimet et al., 2007; Wang et al., 2012). Un ejemplo paradigmático de este proceso en el área de estudio es el *knickpoint* del río Lileo, ubicado a 1272 m de altitud, asociado a una avalancha de rocas (Figuras 5.2, 5.5 y 5.6; Tabla 1). Esta avalancha, originada en la ladera norte, represó el valle, dando lugar a un lago transitorio, como lo evidencian los depósitos lacustres aguas arriba de la avalancha (Figura 5.2). Posteriormente, un período de erosión lateral ensanchó el valle, seguido por la incisión del río a través del depósito de la avalancha, resultando en la formación de extensas terrazas fluviales (Figura 5.2). Asimismo, el lago Lauquén Mallín, situado en la cabecera del arroyo Ñireco, debe su origen a un deslizamiento, también vinculado a un *knickpoint* en el perfil longitudinal del río (Figura 5.6). En contraste con el Lileo, este deslizamiento se localiza en la porción superior de una cuenca de menor tamaño, lo que ha impedido la incisión del río a través del depósito, manteniendo la estabilidad del lago. La glaciación parece ser el principal agente modelador del paisaje. Los índices morfométricos muestran diferencias significativas entre las cuencas englasadas y las no englasadas. La erosión glacial generó las condiciones para el desarrollo de grandes depósitos de remoción en masa, que luego influenciaron la respuesta del drenaje al índice de empinamiento normalizado (k_{sn}) y la formación de *knickpoints*, enmascarando los efectos de la neotectónica sobre la red de drenaje. La representación en planta del k_{sn} en la red de drenaje reveló que los valores máximos se concentran en las zonas del valle afectadas por depósitos de remoción en masa, principalmente avalanchas de rocas, y no en los sectores asociados a estructuras neotectónicas (Figura 5.6). Sin embargo, al comparar depósitos de tamaño similar, se observó que el valor del índice varía significativamente con la edad del depósito. El k_{sn} presenta valores entre ~150 y 200 en las proximidades del deslizamiento complejo del río Lileo y la avalancha de rocas Cerro Moncol en el río Reñileuvú (Figura 5.6), datada en $5,88 \pm 0,5$ ka por Penna et al. (2011) (Figura 5.1). En contraste, el k_{sn} oscila entre ~75 y ~125 en los tramos de los ríos Picun Leo y Trocomán afectados por avalanchas de rocas de gran escala (Figura 5.6). A pesar de la ausencia de dataciones precisas, se les atribuye una edad relativa mayor a estos depósitos, en comparación con los dos primeros, considerando la presencia de vegetación y el desarrollo de una red de drenaje integrada en su superficie. Estas diferencias en los valores del k_{sn} sugieren que, en los depósitos más antiguos, el río ha

logrado remover el material, mientras que en los más recientes, la topografía del depósito aún se refleja, resultando en índices de empinamiento más elevados.

Adicionalmente, las estructuras tectónicas activas del frente montañoso exhiben, por lo general, valores de k_{sn} inferiores, sin generar discontinuidades significativas en los perfiles fluviales. La traza de la falla de Chacayco coincide con 5 knickpoints: dos en el sector contraccional, en los ríos Reñileuvú y Guañacos, y tres en el sector extensional, en los arroyos Ñireco, Butalón y el río Picun Leo (Figura 5.6). En relación con el k_{sn} , el sector norte (contraccional) presenta valores más altos, entre ~100 y ~175, mientras que el sector sur (extensional) se asocia a valores que oscilan entre ~75 y ~125 (Figura 5.6). Estas diferencias podrían responder al comportamiento neotectónico diferencial en la falla de Chacayco (Colavitto, 2019). Por otro lado, la falla de Guañacos no se asocia a ninguna anomalía de k_{sn} . Los *knickpoints* asociados a esta estructura se encuentran sólo en el sector sur (en los arroyos Butalón y Ñireco) (Figura 5.6). Dado que estas dos cuencas no fueron afectadas por glaciación o remoción en masa de gran escala, y al estar formadas principalmente sobre el resistente *plateau* volcánico, los *knickpoints* actúan como indicadores confiables de perturbaciones de drenaje recientes, provocadas por la reactivación neotectónica de la falla de Guañacos. De este análisis se deduce que, con tasas de levantamiento bajas (0,04 - 0,06 mm/a), los índices morfométricos sólo evidencian el fallamiento activo cuando este ocurre en rocas de alta resistencia (ver otros ejemplos en Pedrera et al., 2009).

La confluencia de tributarios representa otro factor que puede contribuir a la formación de *knickpoints* (Burbank y Anderson, 2011). Este podría ser el caso de ciertos *knickpoints* en los ríos Lileo, Reñileuvú y Picun Leo, donde el aumento del caudal podría incrementar el poder erosivo, modificando localmente la pendiente del río.

Finalmente, mediante el análisis de los valores de χ en la red de drenaje, se lograron identificar sectores que están siendo modificados por la migración de divisorias. Las cabeceras de las cuencas más grandes actúan como agresoras, expandiendo su área de drenaje a expensas de las cuencas menores, que pierden área debido a la migración de las divisorias hacia ellas. Este desequilibrio conducirá, en el futuro, a la captura de las cuencas menores como tributarias de las mayores. Los grandes deslizamientos contribuyen significativamente a este proceso al alterar la geometría de los valles de los ríos (Ouimet et al., 2007). En las cuencas de mayor tamaño, las avalanchas de rocas de gran escala contribuyen a ensanchar los fondos de los valles y a reducir la altura de las

laderas, lo que puede inducir erosión lateral y la reconfiguración de las divisorias de agua (Ouimet et al., 2007). Un ejemplo de esto es el contraste en los valores de χ entre el río Reñileuvú y el arroyo Ñireco (Figura 5.7c), donde la cabecera del primero actúa como agresora, induciendo la migración de la divisoria hacia el valle del Ñireco. De este modo, el río Reñileuvú incrementa su área de drenaje, mientras que el arroyo Ñireco experimenta una disminución. Un escenario similar se observa en la divisoria entre los ríos Lileo y Guañacos. Nuevamente, la cuenca de mayor tamaño, el Lileo, presenta valores de χ menores que su contraparte, lo que induce la migración de la divisoria hacia la cuenca de menor tamaño del río Guañacos (Figura 5.7b).

Capítulo 6

DISCUSIONES

En esta tesis doctoral, se llevó a cabo un estudio estructural y morfotectónico detallado de la FPC de Guañacos, con el objetivo de caracterizar la evolución tectónica y geomorfológica de este sector de los Andes durante el Cenozoico. Para ello, se realizaron análisis geocronológicos, estructurales y cinemáticos en la Formación Cura Mallín, que permitieron determinar la edad y caracterizar la deformación de esta unidad geológica. Además, se utilizaron índices morfométricos en la zona sur de la FPC de Guañacos, a partir de los cuales se analizó la evolución del paisaje.

Los resultados obtenidos, que serán discutidos a continuación, contribuyen significativamente al conocimiento de la Formación Cura Mallín y la FPC de Guañacos. En primer lugar, se determina con mayor exactitud la edad de la Formación Cura Mallín en la vertiente argentina de los Andes y se establece su correlación con los afloramientos equivalentes en Chile. En segundo lugar, se caracteriza la estructura de la Cuenca de Cura Mallín, lo que permitió comprender mejor su origen y evolución. Finalmente, se propone un nuevo modelo de evolución tectónica y geomorfológica para la FPC de Guañacos desde el Mioceno hasta la actualidad, integrando los datos obtenidos en esta investigación con el conocimiento previo existente sobre la región.

6.1. Edad de la Formación Cura Mallín

Históricamente, han existido discrepancias significativas entre las edades de la Formación Cura Mallín registradas en Argentina y las documentadas en Chile. Las edades reportadas en Chile ubican a la unidad entre aproximadamente 22 y 11 Ma (Drake, 1976; Suárez y Emparán, 1995, 1997; Herriott, 2006; Flynn et al., 2008; Pedroza et al., 2017). En contraste, en Argentina, los limitados análisis de Ar/Ar y de trazas de fisión de circones y apatitas sugieren una edad de depositación de la Formación Cura Mallín entre aproximadamente 28 y 21 Ma (Jordan et al., 2001; Burns et al., 2006). Recientemente, nuevos datos U/Pb LA-ICPMS obtenidos por Encinas et al. (2024) en la Cordillera Principal, incluyendo afloramientos en Chile y Argentina, sitúan a la sección superior de la Formación Cura Mallín en el Mioceno medio, resultando más joven de lo que anteriormente se creía. En particular, dentro del área de estudio de esta tesis, en los valles de los ríos Lileo y Reñileuvú, Encinas et al. (2024) han reportado edades que varían entre 16,2 y 12,5 Ma, alineándose con el período de depositación propuesto para el territorio chileno (Figura 6.1).

En esta tesis se obtuvieron dos nuevas edades geocronológicas U-Pb para la Formación Cura Mallín. En primer lugar, se presenta la primera edad U-Pb de la sección volcánica inferior de la Formación Cura Mallín, tanto en territorio chileno como argentino. Esta muestra se extrajo del valle del río Buraleo, dando una edad de $18,6 \pm 0,5$ Ma. En segundo lugar, se obtuvo otra edad correspondiente a la porción basal de la sección sedimentaria, que aflora a lo largo del río Lileo, indicando una edad máxima de depositación de $15,5 \pm 0,3$ Ma (Figura 6.1), en concordancia con las nuevas edades presentadas recientemente por Encinas et al. (2024).

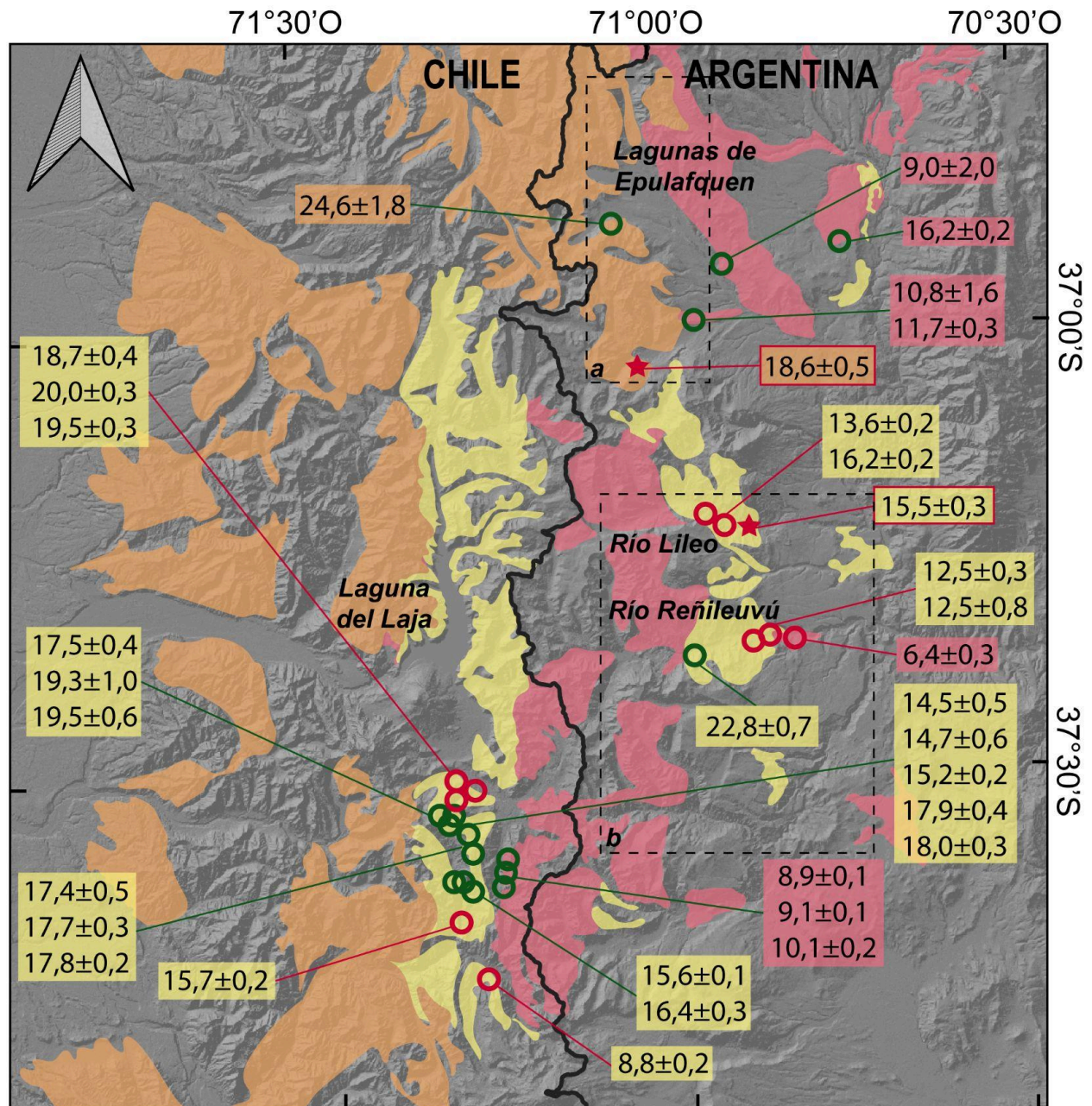


Figura 6.1: Afloramientos de las secciones basal (volcánica) y superior (sedimentaria) de la Formación Cura Mallín, y de las Formaciones Trapa Trapa, Mitrauquén y Cajón Negro en la zona de Laguna del Laja en Chile y Lileo en Argentina. Se muestran las dataciones obtenidas por Jordan et al. (2001), Burns et al. (2006), Herriot (2006), Flynn et al. (2008),

Encinas et al. (2024) y esta tesis (estrellas rojas). Los recuadros indican las zonas de estudio de esta tesis, a) zona norte, b) zona sur.

Previamente a la datación de $18,6 \pm 0,5$ Ma obtenida en esta tesis para la sección volcánica inferior de la Formación Cura Mallín, la única referencia temporal disponible para estos afloramientos en el área de estudio era una edad Ar-Ar de $24,6 \pm 1,8$ Ma. Esta edad fue reportada por Jordan et al. (2001) para la secuencia expuesta en las lagunas de Epulafquen (Figura 6.1). No obstante, como señalan Rosselot et al. (2020), esta última datación debe considerarse poco confiable debido a los elevados errores observados en los análisis, posiblemente relacionados con alteraciones de la muestra.

En la vertiente chilena de los Andes, la sección volcánica inferior de la Formación Cura Mallín carece de dataciones a estas latitudes. Sin embargo, más al sur, en la región de Lonquimay (38° - 39° S), se dispone de una sólida base de datos geocronológicos K-Ar, que sitúan esta sección entre los ~ 22 y ~ 11 Ma (Suárez y Emparán, 1995, 1997) (Figura 1.1). No obstante, Suárez y Emparán (1995, 1997) reconocen la posibilidad de que las edades más jóvenes asignadas al miembro volcánico correspondan a otras unidades geológicas. Por lo tanto, resulta imperativo obtener nuevas dataciones del miembro volcánico inferior de la Formación Cura Mallín en la zona de Laguna del Laja y una mejor definición del rango de edades propuesto para la zona de Lonquimay, para determinar si la evolución de la cuenca en estas dos regiones es comparable o si presenta diferencias.

Por otro lado, previo al trabajo de Encinas et al. (2024), en territorio argentino sólo se contaba con una datación Ar-Ar de $22,8 \pm 0,7$ Ma para la sección superior de la Formación Cura Mallín, presentada por Jordan et al. (2001) (Figura 6.1). Sin embargo, esta edad también ha sido cuestionada por otros trabajos (Encinas et al., 2024; Rosselot, et al., 2020) debido al bajo contenido de hornblenda en la muestra y a que la muestra no fue calentada gradualmente, sino que se analizó mediante fusión total a 1550°C .

El resultado de $15,5 \pm 0,3$ Ma obtenido en esta tesis para la sección basal de la columna sedimentaria es consistente con las edades reportadas por Encinas et al. (2024) para la misma secuencia en la FPC de Guañacos (Figura 6.1). Estos autores tomaron dos muestras de la parte superior de esta secuencia en el río Lileo, reportando una edad de máxima depositación de $16,2 \pm 0,2$ Ma para una arenisca tufácea, y una edad de $13,6 \pm 0,2$ Ma para una toba (Figura 6.1). La edad presentada en esta tesis de la sección basal de la secuencia (15,5 Ma) es más joven que la edad reportada por Encinas et al. (2024) de una muestra en la parte superior de la sección. Sin embargo, dado que se trata de

edades de máxima depositación, es posible que los circones más jóvenes no estén representados en la muestra de Encinas et al. (2024). Cabe destacar que, según las observaciones estratigráficas y estructurales de los afloramientos a lo largo del valle del río Lileo, la muestra aquí presentada es la única existente de la porción basal de la secuencia sedimentaria de la Formación Cura Mallín. Los valores de espesor obtenidos en la reconstrucción estructural en esta tesis se asemejan a los reportados en estudios previos de Gutiérrez Pleimling y Minniti (1985) y Radic (2010). Si bien la base de la secuencia sedimentaria se encuentra parcialmente cubierta, la interpretación estructural indica que los niveles estratigráficos analizados (muestra RL2) se ubican dentro de la porción inferior de la secuencia sedimentaria de la Formación Cura Mallín aflorante en el valle del río Lileo.

Además de las edades reportadas en el valle del Lileo, Encinas et al. (2024) presentan tres nuevos datos geocronológicos de muestras tomadas en el valle del río Reñileuvú (Figura 6.1). De estos datos, una edad de $12,5 \pm 0,3$ Ma es asignada a la Formación Cura Mallín, mientras que las otras dos edades fueron atribuidas a la Formación Trapa Trapa. En esta tesis, los afloramientos atribuidos a la Formación Trapa Trapa según Encinas et al. (2024), fueron reclasificados como parte de las Formaciones Cura Mallín y Mitrauquén. En cuanto a las muestras que se tomaron en estos afloramientos, un banco de arenisca localizado al oeste de la Falla Chacayco en el valle del río Reñileuvú arrojó una edad U-Pb de $12,5 \pm 0,8$ Ma (Figura 4.18) (Encinas et al., 2024). En concordancia con el mapeo y la litología observada, esta muestra se asigna, en esta tesis, a la Formación Cura Mallín. La otra muestra fue tomada de conglomerados verticales expuestos a lo largo de la margen sur del río Reñileuvú, datada en $6,5 \pm 0,3$ Ma (Figura 6.1) (Encinas et al., 2024). En base al análisis de la estratigrafía y a estudios previos de Penna et al. (2011) y Colavitto (2019), estos conglomerados se atribuyen a la Formación Mitrauquén (Figura 4.18).

Es importante destacar que la Formación Trapa Trapa está compuesta principalmente por andesitas basálticas y brechas andesíticas (Rovere et al., 2004). Dada esta composición litológica, es poco probable que las muestras seleccionadas por Encinas et al. (2024) pertenezcan a esta formación, ya que provienen de una sucesión de conglomerados fluviales y areniscas, que son litologías características de las Formaciones Cura Mallín y Mitrauquén en el área de estudio. En base a las observaciones de campo, se concluye que la Formación Trapa Trapa no está expuesta dentro de los límites de las áreas de

estudio. En cambio, se encuentra más al oeste y al sur, como se ha documentado en estudios previos (Jordan et al., 2001; Rovere et al., 2004; Burns et al., 2006).

El valle del río Lileo ofrece la exposición más completa y continua de la secuencia sedimentaria superior de la Formación Cura Mallín. La muestra aquí datada de la porción basal en ~15,5 Ma, en conjunto con la edad reportada por Encinas et al. (2024) para una toba de la sección superior de ~13,6 Ma, proporciona un rango de edad preciso para esta secuencia (Figuras 6.1 y 6.2). Esta datación de ~15,5 Ma, interpretada como representativa de la porción basal de la secuencia sedimentaria analizada, contribuye significativamente a una mejor delimitación de la edad depositacional de la secuencia superior de la Formación Cura Mallín en los Andes argentinos. Considerando las edades presentadas por Encinas et al. (2024) del río Reñileuvú, se sugiere que la depositación de la Formación Cura Mallín podría haberse extendido hasta al menos 12,5 Ma (Figuras 6.1 y 6.2). No obstante, la ausencia de un análisis estructural y estratigráfico detallado, así como la falta de coordenadas precisas de las muestras de Encinas et al. (2024) en el río Reñileuvú, dificulta una correlación directa y robusta con la secuencia del río Lileo.

Las nuevas dataciones presentadas en esta tesis redefinen la cronología de la Formación Cura Mallín en la porción oriental de la cordillera, estableciendo que es más joven de lo que se estimaba previamente (Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano) (Burns et al., 2006; Jordan et al., 2001; Leanza et al., 2002). Estos resultados permiten ahora discriminar con mayor precisión dos episodios de depositación: la secuencia inferior de la Formación Cura Mallín, expuesta en la zona de las Lagunas Epulafquen, se depositó durante el Mioceno Temprano, mientras que la secuencia superior, expuesta en la zona del río Lileo, se depositó durante el Mioceno Medio (Figura 6.2).

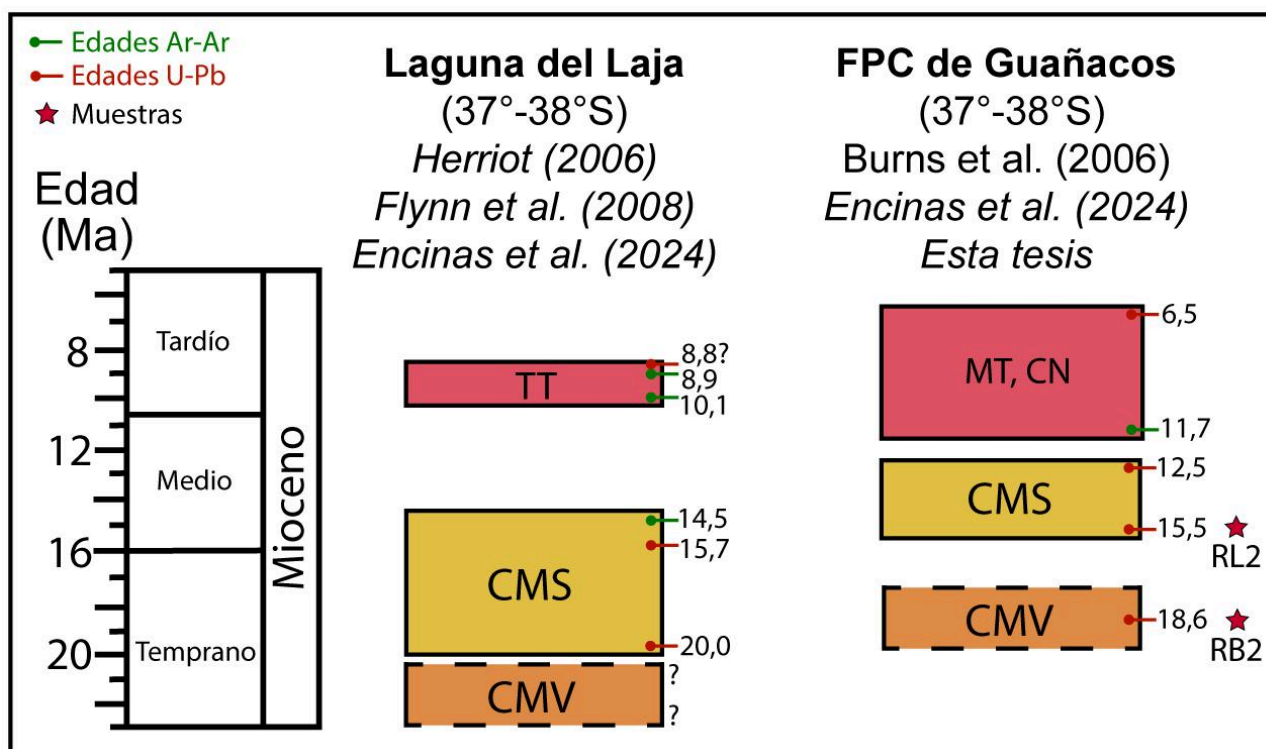


Figura 6.2: Cuadro estratigráfico comparativo entre la zona de Laguna del Laja en Chile, y la FPC de Guañacos en Argentina, ambas a las mismas latitudes. Se muestran las columnas estratigráficas representando el relleno de la Cuenca de Cura Mallín en base a las edades presentadas por diferentes autores (Burns et al., 2006; Herriot, 2006; Flynn et al., 2008; Encinas et al., 2024). CMV: sección volcánica de la Formación Cura Mallín, CMS: sección sedimentaria de la Formación Cura Mallín, TT: Formación Trapa Trapa, MT: Formación Mitrauquén, CN: Formación Cajón Negro. RL2 y RB2 indican las edades U-Pb de las muestras presentadas en esta tesis.

Al comparar las edades obtenidas en la FPC de Guañacos con las de su contraparte chilena, se observa que las unidades en la vertiente occidental de los Andes tienden a ser más antiguas (Figura 6.2). A pesar de la falta de dataciones en la sección volcánica a la latitud del área de estudio (Laguna del Laja), la extrapolación de las edades obtenidas en la zona de Lonquimay (38°-39°S) sugiere que la base de la secuencia se ubica alrededor de los 22 Ma (Suárez y Emparán 1995, 1997) (Figura 6.2). Esta extrapolación, aunque útil, subraya la necesidad de obtener dataciones locales para confirmar la edad de la sección inferior de la Formación Cura Mallín en las latitudes del área de estudio.

En contraste con la sección volcánica, la edad de la sección superior sedimentaria en la zona de Laguna del Laja se conoce con precisión gracias a una sólida base de datos geocronológicos. Las dataciones U-Pb de Encinas et al. (2024) y las dataciones Ar-Ar de Herriot (2006) y Flynn et al. (2008) convergen en un intervalo de edad entre $20,0 \pm 0,3$ y $14,5 \pm 0,5$ Ma (Figuras 6.1 y 6.2). No obstante, la edad U-Pb de $8,8 \pm 0,2$ Ma presentada por Encinas et al. (2024), y atribuida a la Formación Cura Mallín, requiere una reevaluación crítica a la luz de la información estratigráfica disponible. La muestra fue extraída de un banco de areniscas ubicado en el contacto con la Formación Trapa Trapa suprayacente, con la que presenta una relación de concordancia. Esta formación se caracteriza por una base compuesta por conglomerados y andesitas. La discrepancia significativa entre esta edad y el rango establecido para la Formación Cura Mallín, junto con su similitud con las dataciones de la Formación Trapa Trapa, sugiere un error en la asignación litoestratigráfica, planteando la hipótesis de que la muestra pertenece, en realidad, a la Formación Trapa Trapa (Figura 6.2).

Al igual que la Formación Cura Mallín, las unidades que representan el relleno superior de la Cuenca de Cura Mallín muestran edades menores en la vertiente argentina de los Andes en comparación con su contraparte chilena (Figura 6.2). En Chile, las dataciones Ar-Ar de Herriot (2006) y Flynn et al. (2008) sitúan a la Formación Trapa Trapa entre los ~ 10 y ~ 9 Ma, mientras que en Argentina el rango de edades obtenido para las Formaciones Mitrauquén y Cajón Negro se encuentra entre los ~ 11 y $\sim 6,5$ Ma (Burns et al., 2006; Encinas et al., 2024) (Figura 6.2). Aunque Jordan et al. (2001) presentaron una edad Ar-Ar de 16,2 Ma, este dato puede ser excluido debido a errores metodológicos conocidos que requieren revisión.

En conclusión, existe consenso en considerar que la formación Cura Mallín es miocena Temprana a Media. Los resultados aquí presentados junto con estudios recientes permitieron definir el rango de edades de la parte superior de la cuenca. Sin embargo, la comparación de la información geocronológica disponible en Chile y Argentina para las unidades de la Cuenca de Cura Mallín revela una clara necesidad de obtener dataciones adicionales. Resulta indispensable enfocar esfuerzos en la sección volcánica inferior de la Formación Cura Mallín y de las unidades del Mioceno Superior. Estas nuevas dataciones permitirán no solo clarificar la estratigrafía de la cuenca, sino también establecer una correlación precisa de la columna a ambos lados de la cordillera, contribuyendo así a una comprensión más completa y detallada de su evolución.

6.2. Evolución estructural de la Cuenca de Cura Mallín

Los análisis cinemáticos y estructurales presentados en esta tesis aportan una nueva perspectiva al debate en curso en torno a la evolución tectónica de la Cuenca de Cura Mallín. Estos resultados revisan interpretaciones anteriores sobre el momento y el estilo de la deformación experimentada por la Formación Cura Mallín. A pesar de numerosas investigaciones anteriores sobre esta unidad, hasta el presente, el área carecía de estudios estructurales detallados. Esta tesis representa el primer análisis exhaustivo de la estructura y cinemática de estas secuencias, construyendo secciones estructurales balanceadas en la FPC de Guañacos, proporcionando así una nueva información para una comprensión integral de la evolución geológica de la cuenca.

Las dos hipótesis principales propuestas para explicar el origen y la evolución tectónica de la Cuenca de Cura Mallín presentan perspectivas opuestas. La primera propone que la cuenca se desarrolló íntegramente bajo un régimen extensional (Jordan et al., 2001), mientras que la segunda propone un contexto compresivo desde el inicio de la depositación de las secuencias (Cobbald y Rosello, 2003; Cobbald et al., 2008). No obstante, se considera necesario realizar una revisión crítica de algunas de las evidencias que sustentan sus conclusiones.

La interpretación de un contexto extensional propuesta por Jordan et al. (2001) se sustenta principalmente en datos sísmicos. Estos autores analizan una línea sísmica de muy baja resolución perteneciente a la empresa YPF, ubicada unos 20 km al norte del Río Lileo, con orientación SO (Figura 6.3a). A partir de la interpretación de esta línea, se sugiere la presencia de fallas normales invertidas que afectan a toda la Formación Cura Mallín. En esta interpretación, se define una falla principal de borde de cuenca con inclinación al oeste en el margen oriental de la FPC de Guañacos. La baja resolución de los datos sísmicos, sumada a la ausencia de pozos perforados en la zona, impide el control estratigráfico directo y la determinación de la edad de las secuencias subsuperficiales. Por otro lado, Radic et al. (2002) mencionan una variación significativa en el espesor de la columna sedimentaria de la Formación Cura Mallín (2.800 m en el río Lileo, al este, frente a 400 m en territorio chileno, al oeste) como otra evidencia de extensión. Siguiendo el modelo extensional, Radic et al. (2002), Folguera et al. (2006) y Rojas Vera et al. (2014) construyeron secciones estructurales esquemáticas en los valles de los ríos Lileo y Guañacos. En estas secciones, proponen la presencia de múltiples fallas invertidas, casi verticales, con inclinaciones al este y oeste, que afectan a unidades

miocenas y al basamento, resultando en modelos estructurales de piel gruesa. Posteriormente, Espinach (2009) llevó a cabo una nueva interpretación de la línea sísmica de YPF (Figura 6.3b), identificando dos corrimientos con vergencia al este en el sector oriental, en contraste con la interpretación de Jordan et al. (2001). Finalmente, el reprocesamiento de la línea sísmica permitió a Folguera et al. (2010) identificar depocentros en cuña con engrosamiento hacia el oeste, vinculados a fallas normales con buzamiento al este (Figura 6.3c). Estos autores atribuyeron el relleno de los depocentros a secuencias de sinrift del Oligoceno tardío-Mioceno temprano, lo que representa un posible escenario para la acumulación de la sección volcánica inferior de la Formación Cura Mallín. Sin embargo, estos datos no son concluyentes para establecer definitivamente un entorno extensional para la secuencia sedimentaria (sección superior de la Formación Cura Mallín) expuesta en la zona sur de la FPC de Guañacos.

En contraste, el modelo contraccional presentado por Cobbold y Rosello (2003) y Cobbold et al. (2008) postula que las secuencias sedimentarias de la Formación Cura Mallín se depositaron en un ambiente compresivo, asociado a acortamiento horizontal y construcción de relieve. Esta hipótesis se sustenta en la interpretación de estratos de crecimiento en los flancos del anticlinal del río Lileo, inferidos a partir de variaciones aparentes en el buzamiento y espesor de las capas observadas en una fotografía (Figura 6.4). Sin embargo, si bien se observa un cambio en los ángulos de buzamiento a lo largo del limbo dorsal del anticlinal Lileo (Figura 6.4), esta variación puede atribuirse a la presencia de distintos dominios de inclinación, asociados al pliegue por propagación de falla y a la Falla Chacayco subyacente (Figura 4.21). Los bancos sedimentarios mantienen una geometría tabular y continua, sin acuñamientos significativos, y en lugar de una disminución progresiva del buzamiento, en esta tesis se identificaron dos grupos de inclinación diferentes de $\sim 45^\circ$ y $\sim 30^\circ$.

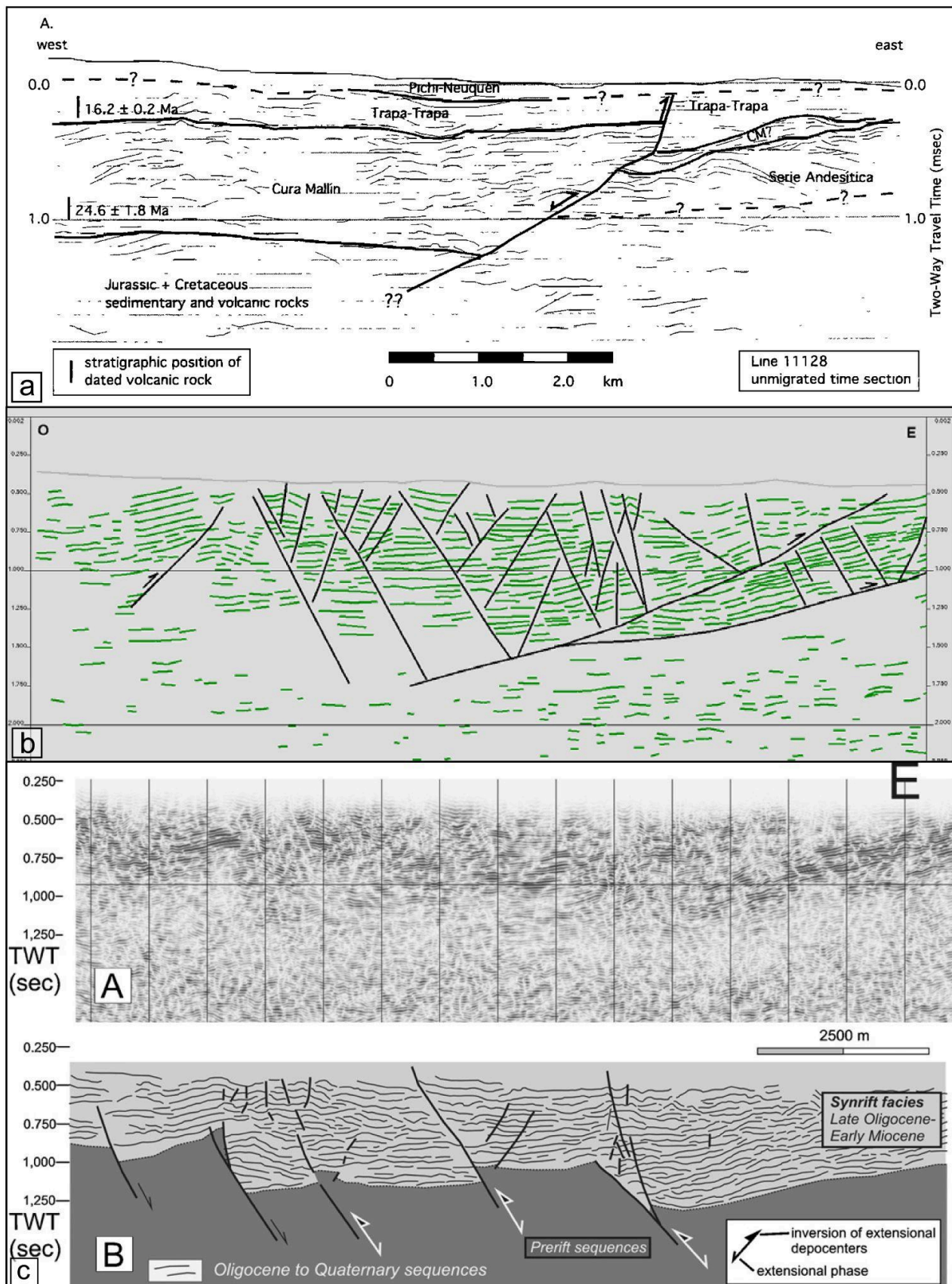


Figura 6.3: Interpretaciones de la línea sísmica perteneciente a la empresa YPF, ubicada 20 km al norte del río Lileo. a) Jordan et al. (2001). b) Espinach et al. (2009). c) Folguera et al. (2010).

Recientemente, Encinas et al. (2024) propusieron un nuevo modelo evolutivo de la Cuenca de Cura Mallín, basado en estudios geocronológicos, estratigráficos y estructurales centrados en la sección sedimentaria superior de la Formación Cura Mallín en las zonas de la Laguna del Laja en Chile y el río Lileo en Argentina. Estos autores sugieren que la sección sedimentaria de la Formación Cura Mallín experimentó una transición de extensión a contracción durante su depositación. Según su modelo, la base de la sección sedimentaria se depositó en un contexto extensional, evidenciado por una cuña extensional invertida en Laguna del Laja, donde obtuvieron dos edades de $20,0 \pm 0,3$ y $19,5 \pm 0,3$ Ma (Figura 6.1). Posteriormente, el inicio de la deformación compresiva ($\sim 18,7$ Ma) se manifiesta en la depositación de estratos sincontraccionales sobre la cuña extensional (Figura 6.1). Postulan que la contracción continuó al menos hasta $\sim 15,7$ Ma, evidenciada en niveles sedimentarios sincontraccionales al sur de Laguna del Laja.

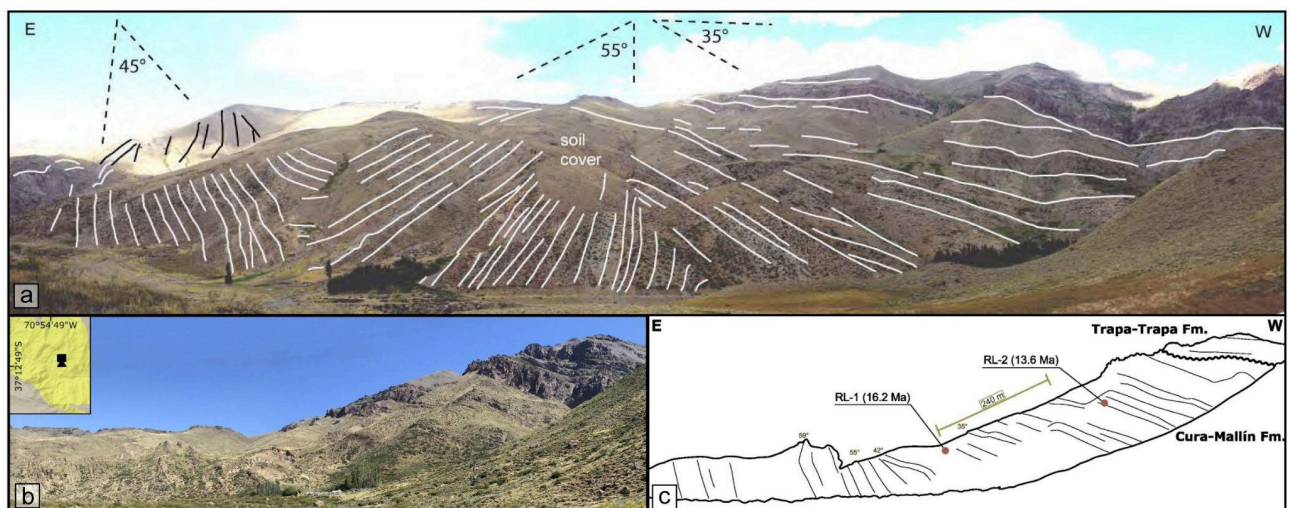


Figura 6.4: Interpretación de estratos de crecimiento compresivos en los pliegues del valle del río Lileo. a) Cobbold et al. (2008). b,c) Encinas et al. (2024).

El análisis estructural y cinemático realizado en esta tesis, indica que la sección volcánica inferior, datada en 18,6 Ma, se depositó en un ambiente de extensión moderada. Se documentó fallamiento extensional sincrónico a la depositación de estos niveles, caracterizado por la presencia de bancos en forma de cuña que se engrosan hacia las

fallas normales (Figura 4.9). Estas fallas muestran pocos metros de desplazamiento, tratándose de estructuras de mesoescala. Si bien no se encontraron evidencias estructurales de gran escala indicativas de extensión, el análisis cinemático en múltiples estaciones a lo largo de la secuencia confirmó la presencia de mecanismos extensionales (Figura 4.13). A partir de estos datos se determinó que el eje de extensión principal presenta una dirección predominante E-O, aunque también se registra una orientación NE-SO (Figura 4.14). Es posible que las estructuras principales relacionadas con la extensión inicial de la Cuenca de Cura Mallín se encuentren registradas en niveles estratigráficos más antiguos, no expuestos en superficie en la FPC de Guañacos, como propone Folguera et al. (2010) en su interpretación de la línea sísmica. Alternativamente, la extensión inicial podría haber tenido una menor magnitud en el lado argentino de la cuenca en comparación con el lado chileno, donde se han identificado evidencias de estructuras extensionales de gran escala (ver Figura 8 en Encinas et al., 2024). En la FPC de Guañacos, no se han registrado fallas normales invertidas como las propuestas en modelos estructurales previos (Radic et al., 2002; Folguera et al., 2006; Rojas Vera et al., 2014). En cambio, la deformación principal observada parece estar relacionada con un sistema de piel fina, caracterizado por corrimientos y pliegues asociados a fallas que exponen la sección superior de la Formación Cura Mallín en superficie (Figura 4.6). La recopilación sistemática de datos estructurales permitió la reconstrucción geométrica de las estructuras que involucran a la sección sedimentaria superior de la Formación Cura Mallín en el sector sur de la FPC de Guañacos (Figuras 4.21 y 4.22). A partir de las secciones balanceadas de esta tesis, el estilo de deformación se define como un sistema de deformación de piel fina, con un despegue principal en la base de la secuencia sedimentaria (Jagoe et al., 2025), en contraposición a los modelos estructurales previos que proponían la presencia de fallas normales invertidas involucrando al basamento. Además, se infiere que la deformación es posterior a su depositación, ya que no se observaron evidencias de deformación sin-extensional o sin-contraccional. La edad más joven registrada para la sección superior de la Formación Cura Mallín en el área de estudio (~12,5 Ma) permite interpretar que el principal evento de deformación que afectó a estas secuencias sedimentarias se inició luego de esa fecha, unos ~6 Ma más tarde que en Chile (Encinas et al., 2024).

Considerando el modelo de Encinas et al. (2024), que sitúa el fin de la extensión en Chile alrededor de los ~20 Ma, se observa que en Argentina la extensión persistió un poco más

en el tiempo, hasta después de los 18,6 Ma. Por otro lado, según estos autores, la compresión comenzó en Chile alrededor de los ~18,7 Ma. Esto sugiere una coexistencia entre el inicio de la compresión en el sector occidental de la cuenca y las últimas etapas de extensión en el sector oriental, en Argentina. Los resultados de esta tesis complementan y refinan el modelo de Encinas et al. (2024), proporcionando un análisis detallado de la transición extensional-compresiva en el sector argentino de la cuenca.

6.3. Modelo estructural de Faja Plegada y Corrida de Guañacos

Las secciones balanceadas de la FPC de Guañacos fueron integradas con datos preexistentes para generar una sección a escala regional, abarcando la Cordillera Principal y extendiéndose hacia el este hasta la FPC de Chos Malal (Figura 6.5). Para llevar a cabo este análisis, se utilizaron secciones estructurales publicadas por Sánchez et al. (2018) y Turienzo et al. (2018). El modelo de deformación de piel fina para la FPC de Guañacos, obtenido en esta tesis, se caracteriza por un acortamiento significativo concentrado en una zona de extensión limitada, de apenas unos pocos kilómetros. En contraste, la FPC de Chos Malal, situada al este del área de estudio, exhibe una deformación de piel gruesa (Kozlowski et al., 1996; Folguera et al., 2007; Rojas Vera et al., 2015; Sánchez et al., 2015, 2018).

En la FPC de Chos Malal, el sistema de deformación de piel gruesa se distingue por un despegue basal inferido a una profundidad de aproximadamente 14 km, desde el cual la deformación se transmite a la cubierta sedimentaria suprayacente, resultando en deformación de piel fina en los 5 km más superficiales (Figura 6.5). Por el contrario, en la FPC de Guañacos, se interpreta que el despegue de los principales corrimientos se localiza en la base de la Formación Cura Mallín, alcanzando una profundidad máxima de -1,5 km en el sector occidental y disminuyendo hacia el este. La Cordillera del Viento actúa como límite entre estos dos estilos estructurales diferentes (Figura 6.5). Sánchez et al. (2018) construyeron una sección balanceada en la FPC de Chos Malal, ubicada a la misma latitud que la transecta del Lileo presentada en esta tesis. Su restauración revela un acortamiento de 23,9 km (18,2%), tanto en el basamento como en la cobertura, lo que sugiere una estrecha relación entre la deformación de piel gruesa y la de piel fina. Las secciones balanceadas construidas en esta tesis muestran acortamientos de piel fina de 9,6 km (29%) y 8,5 km (24%) en los valles del Lileo y Guañacos, respectivamente. Se

postula que la FPC de Guañacos presenta un mecanismo de deformación análogo al de la FPC de Chos Malal y otros cinturones orogénicos, donde las estructuras de primer orden que involucran el basamento generan deformación de segundo orden en la cobertura sedimentaria. Se infiere que este tipo de estructura de primer orden se encuentra al oeste de las transectas analizadas (Figura 6.5), fuera del área de estudio, similar a la estructura de basamento descrita por Encinas et al. (2024) al sur de Laguna del Laja.

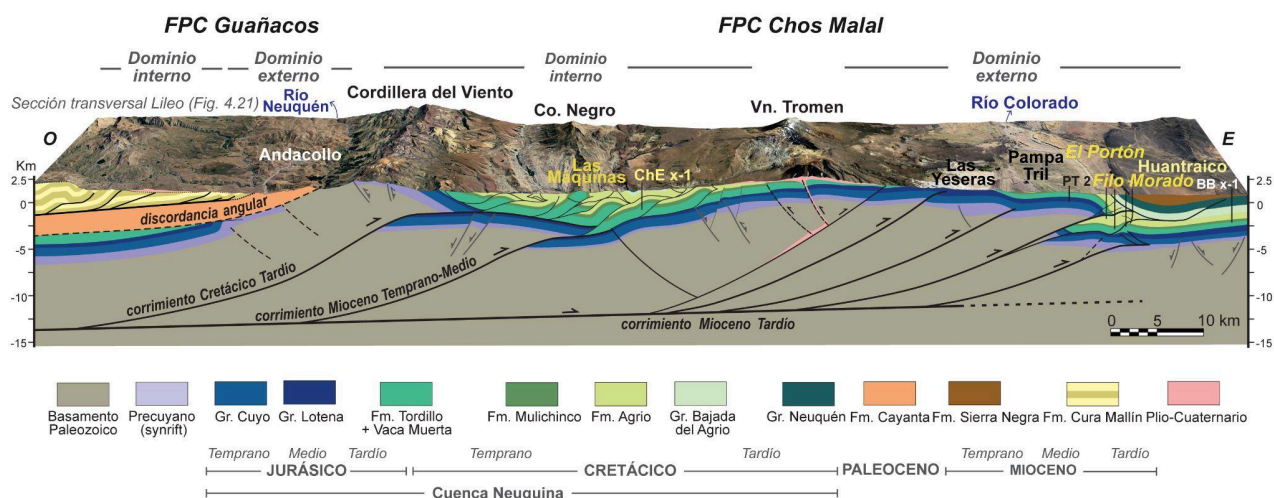


Figura 6.5: Sección estructural regional de los Andes Centrales del Sur, desde la Faja Plegada y Corrida de Guañacos en la ladera andina oriental, hasta la zona triangular del Filo Morado en el antepaís.

El análisis estructural de la FPC de Guañacos indica que la deformación principal se inició después de los ~12,5 Ma (edad mínima de la Formación Cura Mallín) y continuó hasta los ~6,5 Ma (edad de la Formación Mitrauquén). Estos resultados difieren de la interpretación presentada por Encinas et al. (2024), quienes definen el pulso principal posterior a los ~6,5 Ma (Figura 14 en Encinas et al., 2024). Aunque no se observó directamente el contacto entre las formaciones Cura Mallín y Mitrauquén, se infiere una discordancia debido a los estilos de deformación contrastantes. La Formación Mitrauquén exhibe pliegues y fallas decamétricas, lo que sugiere una contracción de menor intensidad en comparación con la Formación Cura Mallín, intensamente plegada y fallada a escala kilométrica. En algunos afloramientos, la Formación Mitrauquén se presenta incluso subhorizontal, lo cual indica una disminución gradual en la intensidad de la deformación.

El análisis de los conjuntos de fracturas realizado en las secuencias miocenas de la FPC de Guañacos revela que el esfuerzo compresivo máximo (σ_1) estaba orientado en dirección E-O (azimut $\sim 260^\circ$). La mayoría de las fracturas son casi perpendiculares a la estratificación, sugiriendo que se desarrollaron en un ambiente pre o sin-deformacional (Hancock, 1985). De manera similar, en la FPC de Chos Malal, los datos estructurales y geocronológicos también revelan una dirección de acortamiento E-O durante la intrusión de diques y filones capa, con edades U-Pb de alrededor de 11,5 Ma, en la charnela del anticlinal Cerro Negro (N-S) (Gürer et al., 2015). En el sector interno de la FPC de Chos Malal, las edades de trazas de fisión de apatita en anticlinales de piel fina oscilan entre 14,4 Ma hasta 9,6 Ma (Sánchez et al., 2018), documentando una exhumación ocurrida a mediados-finales del Mioceno durante la contracción E-O. Asimismo, el análisis a meso-escala del patrón de fracturas en otro pliegue N-S en esta área, el anticlinal Chos Malal, también concuerda con un esfuerzo compresivo máximo (σ_1) en dirección E-O (Frías Saba et al., 2021).

6.4. Evolución tectónica de la Faja Plegada y Corrida de Guañacos

La deformación compresiva en la región se inició durante el Cretácico Tardío-Paleoceno, marcada por un evento de contracción y levantamiento en la Cordillera del Viento (Figuras 6.6 y 6.7a). Como evidencia de este pulso orogénico, se observa la acumulación sinorogénica de niveles pertenecientes al Grupo Neuquén (de edad Cretácica Tardía) y un cambio en la proveniencia registrado en este grupo, pasando de una fuente oriental a una occidental (Cobbold y Rossello, 2003; Tunik et al., 2010; Ramos y Folguera, 2005; Di Giulio et al., 2017; Gómez et al., 2019; Fennel et al., 2020). Adicionalmente, datos termocronológicos de baja temperatura, incluyendo análisis de (U-Th)/He en circones y trazas de fisión en circones y apatitas (Sánchez et al., 2018; Galetto et al., 2021; Orts et al., 2024), revelan un evento de exhumación en la Cordillera del Viento durante este período (Figura 6.6). Asimismo, la discordancia angular entre la Formación Cayanta (Eoceno temprano) y el basamento paleozoico, observada en la vertiente occidental de la Cordillera del Viento (Figuras 6.5 y 6.7a), implicó un levantamiento y denudación de más de ~ 5 km durante esta etapa (Kozlowski et al., 1996; Sánchez et al., 2018).

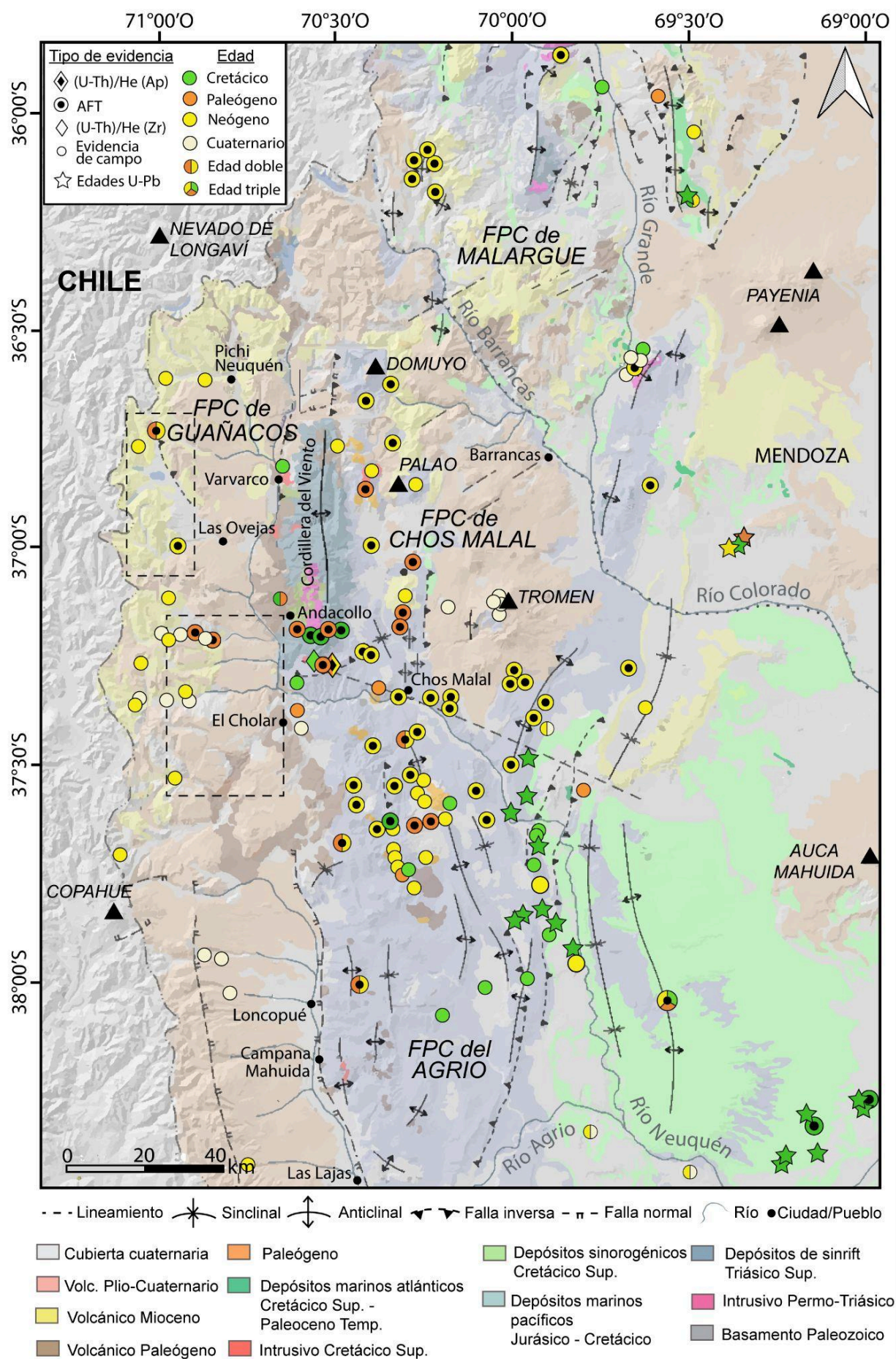


Figura 6.6: Recopilación de edades de enfriamiento en los Andes Centrales del Sur de Argentina, entre 35°45'S y 38°30'S, junto con las principales unidades litológicas. Los autores infieren que estas edades son evidencias de deformación compresiva (Muñoz, 1996; Jordan et al., 2001; Burns, 2002; Burns et al., 2006; Zamora Valcarce et al., 2009; Thomson et al., 2010; Folguera et al., 2015; Rojas Vera et al., 2015; Di Giulio et al., 2017; Sánchez et al., 2018, 2020, 2024; Orts et al., 2024). Modificado de Galetto et al. (2021). Los recuadros indican las zonas de estudio de esta tesis.

Posteriormente, durante el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano, los niveles volcánicos inferiores de la Formación Cura Mallín se depositaron en un ambiente extensional (Figura 6.7b), según la interpretación de Encinas et al. (2024). No obstante, tal como se expuso en la sección 6.2, la culminación de la fase extensional se produjo primero en territorio chileno, mientras que en Argentina continuó hasta los ~18,6 Ma. Consecuentemente, la depositación de la unidad sedimentaria superior de la Formación Cura Mallín comenzó en el Mioceno Temprano en Chile (área de Laguna del Laja; Encinas et al., 2024) y durante el Mioceno Medio en Argentina (área de Lileo, Figura 6.7c). Es importante destacar que la deformación de estos sedimentos también habría mostrado una disparidad temporal. En Chile, se ha propuesto que la deformación comenzó alrededor de 18 Ma, mientras que en Argentina la deformación comenzó después de 12,5 Ma (Figura 6.7d).

Diversos modelos térmicos basados en datos de termocronología de baja temperatura han identificado un evento de enfriamiento en el Mioceno Medio-Tardío, aproximadamente entre 20 y 7 Ma, lo cual se atribuye a la exhumación tectónica que ocurrió tanto en las zonas interna como externa de la FPC de Chos Malal (Folguera et al., 2015, Sánchez et al., 2018, Orts et al., 2024) y la FPC del Agrio (Rojas Vera et al., 2015, Sánchez et al., 2024) (Figura 6.6). Este episodio contraccional se superpone a la edad de acumulación de la secuencia sedimentaria de la Formación Cura Mallín en la FPC de Guañacos (15,4 a 12,5 Ma), lo que implica que la depositación de esta unidad está enmarcada regionalmente en un contexto tectónico compresivo (Figura 6.7c). Las observaciones en el río Lileo indican que las estructuras expuestas allí se formaron después de la depositación de la Formación Cura Mallín. Por consiguiente, se sugiere que la tectónica compresiva contemporánea tendría lugar más al este, en las FPCs de Chos Malal y Agrio, y más al oeste en el área de Laguna del Laja. Paralelamente, estudios termocronológicos indican que la Cordillera del Viento experimentó un rápido enfriamiento entre ~20 y 10 Ma (Sánchez et al., 2018; Orts et al., 2024). En consecuencia, resulta plausible especular que

al menos la sección sedimentaria superior de la Formación Cura Mallín se depositó en una cuenca de *piggyback* (p. ej., Ori y Friend 1984, Coogan 1992) durante este período de levantamiento (Figura 6.7c).

Los resultados de esta tesis, en conjunto con los de Sánchez et al. (2018), quienes documentaron deformación en toda la FPC de Chos Malal entre 15 y 7 Ma, se desvían del patrón convencional de evolución de la cuña orogénica, donde la deformación y el fallamiento migran hacia el frente (p. ej., Davis et al., 1983; Buttler 1987). Por el contrario, los resultados combinados sugieren una deformación sincrónica en todo el orógeno con diferentes grados de intensidad. En consecuencia, se infiere que todos los sectores entre la Cordillera Principal y la zona externa de la FPC de Chos Malal experimentaron contracción durante el Mioceno Tardío, con variaciones en la magnitud de la deformación (Figura 6.7d).

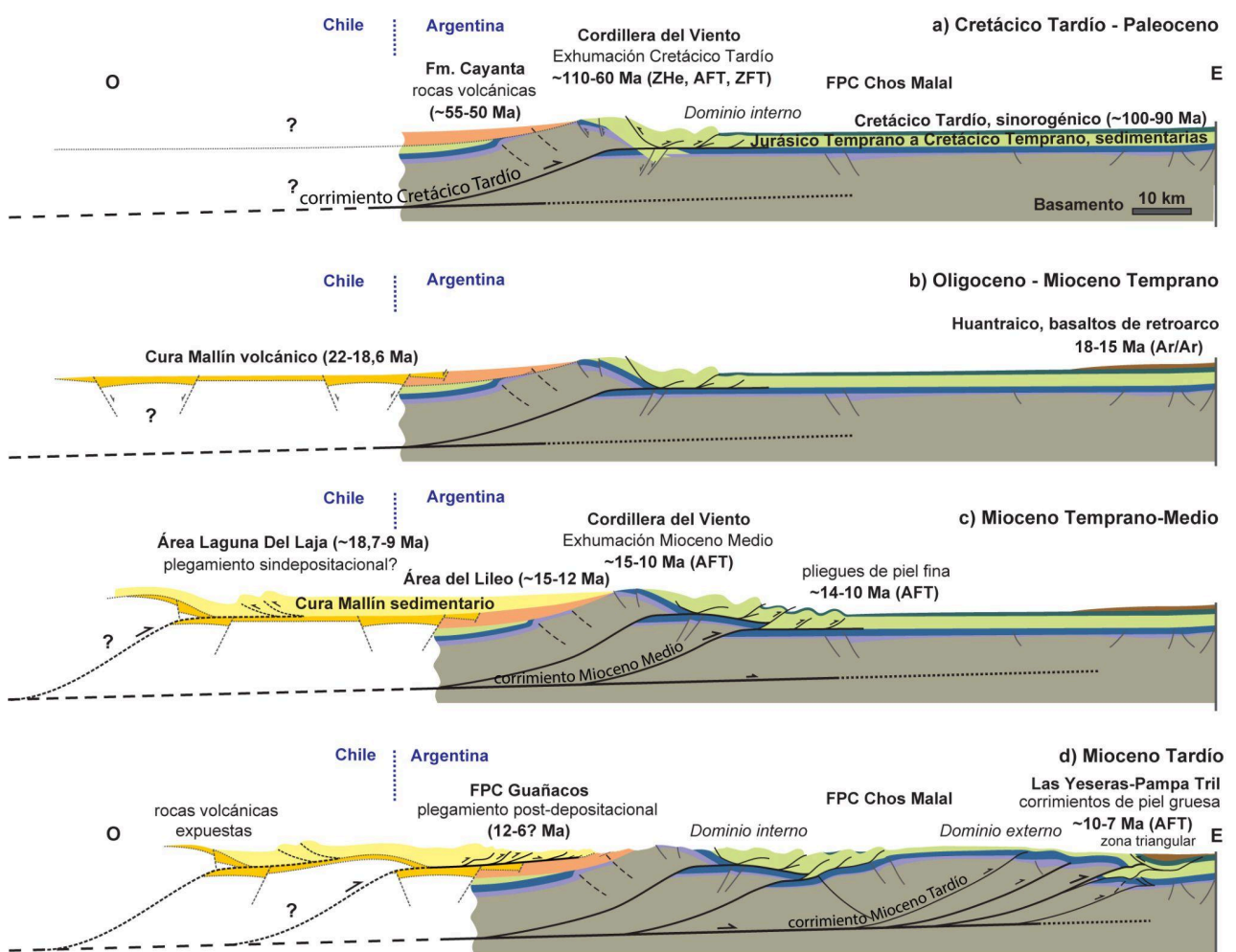


Figura 6.7: Secciones transversales esquemáticas, desde el área de Laguna del Laja hasta la Faja Plegada y Corrida de Chos Malal, ilustrando la evolución tectono-sedimentaria durante el Cenozoico (Jagoe et al., 2025).

Finalmente, desde el Plioceno hasta la actualidad la deformación en este sector se concentra en algunas estructuras que han sufrido reactivaciones. Tanto la FPC de Guañacos como la de Chos Malal presentan numerosas estructuras que evidencian actividad neotectónica, muchas de las cuales corresponden a reactivaciones de fallas miocenas. Dentro de la FPC de Guañacos, estudios de Penna et al. (2011) y Colavitto et al. (2020) documentan deformación en la Formación Cola de Zorro (1,7 Ma) y en depósitos más recientes, asociada a las fallas Guañacos y Chacayco, particularmente en los valles de los ríos Guañacos y Reñileuvú (Figura 2.3). Colavitto et al. (2020) caracterizaron la neotectónica en la FPC de Guañacos como puramente contraccional, descartando la componente de rumbo propuesta por Folguera et al. (2004). Sin embargo, un reciente estudio de Pérez et al. (2024) postula la influencia de la tectónica de rumbo durante el Pleistoceno, basándose en datos paleomagnéticos que sugieren rotaciones horarias de bloques en la misma área. Estos autores atribuyen esta tectónica de rumbo al sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui en Chile, siguiendo la propuesta de Folguera et al. (2004) que sugiere una conexión entre este sistema de fallas y las estructuras de la FPC de Guañacos. No obstante, los resultados presentados por Pérez et al. (2024) exhiben elevados errores, y las evidencias estructurales de tectónica transcurrente en el campo son limitadas. A pesar de ello, es importante señalar que esta tectónica transcurrente podría ofrecer una explicación para la presencia de mecanismos de rumbo dextrales observados en la zona norte de estudio (Figura 4.4), aunque también podrían estar relacionados a la presencia de estructuras de transferencia formadas dentro de un régimen compresivo.

Los análisis morfométricos realizados en esta tesis indican que la evolución reciente de la FPC de Guañacos está predominantemente influenciada por procesos geomorfológicos, tales como glaciaciones y remoción en masa, más que por la neotectónica. Si bien la neotectónica se manifiesta, no constituye un factor determinante en la configuración del relieve actual. Las estructuras neotectónicas afectan los cursos fluviales en cuencas pequeñas que fluyen sobre las rocas resistentes del plateau volcánico, donde las tasas de erosión no superan el levantamiento. En contraste, en valles extensos dominados por procesos glaciares y de remoción en masa, estas estructuras no alteran

significativamente los cauces. La FPC de Guañacos ofrece un entorno excepcional para estudiar la influencia de la erosión glacial y los movimientos de remoción en masa en la evolución del paisaje. La región permite comparar cuencas adyacentes que comparten condiciones tectónicas y climáticas similares, pero que presentan distintos grados de modificación glacial y participación de movimientos en masa, lo que resulta en respuestas morfométricas notablemente contrastantes. Es importante destacar que, a pesar de la menor intensidad de la actividad neotectónica en comparación con otros procesos geomorfológicos, como el retroceso glacial, la incisión post-glacial y los procesos superficiales, la deformación neotectónica sigue dejando una impronta notable en la topografía. La presencia de escarpas de falla de considerable altura (~60 m), a pesar de tasas de acortamiento de solo 0,04-0,06 mm/año (Colavitto, 2019), se explica por la resistencia de las rocas que conforman el *plateau* volcánico de la Formación Cola de Zorro y por las condiciones climáticas áridas.

Por otro lado, en la FPC de Chos Malal, se han descrito estructuras miocenas reactivadas durante el Plio-Cuaternario en las laderas occidentales de la meseta volcánica del Tromen (Sagripanti et al., 2015; 2018). En este sentido, se considera fundamental la caracterización de los estilos de deformación pasados para identificar zonas y estructuras susceptibles a la reactivación bajo las condiciones de esfuerzos actuales. Actualmente, la dirección predominante del esfuerzo máximo (σ_1) en la región de retroarco se orienta en dirección E-O (Guzmán et al., 2007; 2011), lo cual es consistente con la dirección del Mioceno Tardío, sugiriendo una estabilidad en la orientación desde entonces. La aparente estabilidad de la orientación del régimen de esfuerzos desde el Mioceno, permitiría explicar por qué se han reactivado las estructuras preexistentes perpendiculares al esfuerzo horizontal principal.

Capítulo 7

CONCLUSIONES

En la presente tesis se realizó un análisis de la estructura y la evolución tectónica cenozoica de la FPC de Guañacos, donde se exponen secuencias pertenecientes a la cuenca de Cura Mallín. Para ello, se seleccionaron estratégicamente dos sectores: en la zona norte de estudio, aflora la secuencia inferior volcánica de la Formación Cura Mallín, mientras que en la zona sur, aflora la secuencia superior sedimentaria. En cada uno de estos sectores se realizaron observaciones estructurales y un mapeo detallado de las unidades aflorantes, junto con dataciones en las secciones inferior y superior de la Formación Cura Mallín, para contribuir al entendimiento de la cronología de depositación y deformación de esta unidad. Además, se realizaron estudios cinemáticos y secciones balanceadas, para entender los mecanismos de deformación dentro de la faja. Por último, se analizó el paisaje actual en la zona sur de la FPC de Guañacos, teniendo en cuenta que presenta evidencias de deformación neotectónica junto con importantes procesos geomorfológicos, como glaciaciones y procesos de remoción en masa, que han contribuido a la configuración del relieve actual.

A continuación se enumeran los principales resultados y conclusiones a las que se ha arribado en este trabajo:

- Se presentan dos nuevas dataciones U-Pb para la Formación Cura Mallín en la vertiente argentina de los Andes, lo que permite revisar las edades propuestas anteriormente. Se determinó una edad de $18,6 \pm 0,5$ Ma para la sección volcánica inferior y de $15,5 \pm 0,3$ Ma para la sección basal de la secuencia sedimentaria. Estos resultados establecen una edad del Mioceno Temprano para la sección volcánica basal y del Mioceno Medio para la sección sedimentaria superior, proporcionando la primera datación U-Pb para la sección volcánica inferior tanto en Argentina como Chile, y la única datación para la sección basal de la secuencia sedimentaria de la Formación Cura Mallín en la FPC de Guañacos.
- La Formación Cura Mallín exhibe una diferencia cronológica entre sus afloramientos en Chile y Argentina, siendo más antigua en el lado chileno. Esta disparidad se evidencia claramente en la sección sedimentaria superior, donde las edades varían entre $\sim 20,0$ y $\sim 14,5$ Ma en la zona de Laguna del Laja (Chile), mientras que en la FPC de Guañacos (Argentina) oscilan entre $\sim 15,5$ y $\sim 12,5$ Ma.
- La cuenca de Cura Mallín experimentó una evolución tectónica diacrónica a ambos lados de los Andes. La fase de extensión inicial culminó primero en Chile que en Argentina. Mientras que en la zona de Laguna del Laja se han identificado evidencias de extensión que perduran hasta aproximadamente los 19,5 Ma, en Argentina esta etapa se prolongó más allá de los 18,6 Ma. De manera similar, la fase de contracción se inició antes en Chile, alrededor de los 18,7 Ma. En contraste, en Argentina, el período de contracción se desarrolló entre los 12,5 y 6,5 Ma, mostrando una disminución progresiva en su intensidad a lo largo del tiempo.
- El análisis cinemático realizado en la zona norte de estudio indica que el eje de extensión principal asociado a la extensión inicial de la Cuenca de Cura Mallín presenta una dirección predominante E-O, aunque también se registra una orientación NE.
- Por otro lado, el análisis de los conjuntos de fracturas asociadas a plegamientos realizado en las secuencias sedimentarias de la zona sur revela que el esfuerzo compresivo máximo (σ_1) estaba orientado en dirección E-O (azimut $\sim 260^\circ$).
- El análisis estructural de la zona sur de la FPC de Guañacos revela un sistema de deformación de piel fina con despegues en la base de la sección sedimentaria de la Formación Cura Mallín. Aunque no se identificaron secuencias de crecimiento en la sección superior de la Formación Cura Mallín, las evidencias recogidas y la

evolución cronológica de la deformación sugiere que la cuenca de Cura Mallín evolucionó a una cuenca de *piggyback* durante el Mioceno Tardío.

- La integración de datos estructurales y geocronológicos de la FPC de Guañacos y la FPC de Chos Malal revela una deformación contraccional sincrónica durante el Mioceno Tardío en todo el orógeno en la vertiente argentina de los Andes, desde la Cordillera Principal hasta el frente tectónico en el extremo oriental. En este contexto, el sistema de la FPC de Guañacos, que absorbió entre 9,6 km (29%) y 8,5 km (24%) de acortamiento en una transecta de 25 km, representa una contribución significativa al acortamiento total de la faja plegada y corrida en estas latitudes.
- Las estructuras principales dentro de la FPC de Guañacos, localizadas en el frente orogénico, experimentaron una reactivación durante el Pleistoceno. Esta reactivación se evidencia a través de fallas y plegamientos que afectan a la Formación Cola de Zorro y a las unidades suprayacentes más jóvenes. La persistencia de un campo de esfuerzos con dirección de contracción principal ~E-O desde el Mioceno Tardío podría explicar esta reactivación.
- Los análisis morfométricos realizados en esta tesis revelan que la evolución reciente de la FPC de Guañacos está predominantemente influenciada por procesos geomorfológicos, como las glaciaciones y la remoción en masa, más que por la actividad neotectónica. Aunque es posible observar los efectos de la neotectónica, su influencia es secundaria en comparación con los procesos geomorfológicos en la configuración del relieve actual. Las estructuras neotectónicas afectan los cursos fluviales en cuencas pequeñas que discurren sobre las rocas resistentes del *plateau* volcánico, donde las tasas de erosión no superan el levantamiento. En contraste, en los valles extensos dominados por procesos glaciares y de remoción en masa, estas estructuras no alteran significativamente los cauces fluviales.
- La aplicación de índices morfométricos para el análisis de la evolución del relieve en un área compleja como la FPC de Guañacos, donde interactúan numerosos procesos tectónicos y geomorfológicos, permite concluir que en una región con bajas tasas de movimiento en estructuras neotectónicas y con una fuerte influencia de procesos exógenos, la interpretación de análisis morfométricos puede resultar

compleja y ambigua. Por lo tanto, este último punto es crucial para la planificación de futuros estudios sobre la evolución del paisaje.

BIBLIOGRAFÍA

- Allmendinger, R.W., 1989, Notes on fault slip analysis: Geological Society of America, Short Course on “Quantitative Interpretation of Joints and Faults”, p. 1–56.
- Allmendinger, R.W., Cardozo, N.C., Fisher, D., 2013. Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors. Cambridge University Press, 289 p., Cambridge.
- Anderson, E.M., 1951. The Dynamics of Faulting. Oliver and Boyd, Edinburgh.
- Boyce, D., Charrier, R., Farías, M., 2020. The first Andean compressive tectonic phase: Sedimentologic and structural analysis of mid-Cretaceous deposits in the Coastal Cordillera, Central Chile (32° 50' S). *Tectonics*, 39(2), e2019TC005825.
- Brocklehurst, S.H., Whipple, K.X., 2004. Hypsometry of glaciated landscapes. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 29(7), 907–926.
- Burbank DW., 1991. Late Quaternary snowline reconstructions for the southern and central Sierra Nevada, California, and a Reassessment of the ‘Recess Peak Glaciation’. *Quaternary Research* 36: 294–306.
- Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2011. Tectonic geomorphology. John Wiley and Sons.
- Burd, A.I., Booker, J.R., Mackie, R., Favetto, A., Pomposiello, M.C., 2014. Three-dimensional electrical conductivity in the mantle beneath the Payún Matrú Volcanic Field in the Andean back-arc of Argentina near 36,5° S: Decapitation of a mantle plume by resurgent upper mantle shear during slab steepening. *Geophysical Journal International*, 198 (2): 812-827.

- Burns, W.M., 2002. Tectonics of the Southern Andes from stratigraphic, thermochronologic, and geochemical perspectives. Tesis doctoral, Universidad de Cornell (inérita), Ithaca, NY.
- Burns, W.M., Jordan, T.E., Copeland, P., Kelley, S.A., 2006. The case for extensional tectonics in the Oligocene-Miocene Southern Andes as recorded in the Cura Mallín basin (36°–38°S). En: Kay, S.M., 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, 163-184.
- Butler, R., 1987. Thrust sequences. Journal of the Geological Society, London, Vol. 144, pp. 619-634, 26 figs. Printed in Northern Ireland.
- Cardozo, N., Allmendinger, R.W., 2013. Spherical projections with OSXStereonet. Computers & Geosciences, 51: 193–205.
- Carpinelli, A., 2000. Análisis estratigráfico, paleoambiental, estructural y modelo tectono-estratigráfico de la Cuenca Cura-Mallín VIII y IX Región, Chile. Provincia del Neuquén, Argentina, Memoria de Título, Santiago, Archivo Técnico Sipetrol, 158 p.
- Cembrano, J., Lavenue, A., Reynolds, P., Arancibia, G., López, G., Sanhueza, A., 2002. Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca–South America–Antarctica triple junction. Tectonophysics 354, 289–314.
- Charrier, R., Ramos, V. A., Tapia, F., Sagripanti, L. 2015. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37 S (Chile and Western Argentina). Geological Society, London, Special Publications, 399(1), 13-61.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En: Moreno, T., Gibbons, W. (eds.), Geología de Chile. The Geological Society: 21–114. London.
- Cobbold, P., Rossello, E., 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. Marine and Petroleum Geology, 20(5), 429-443.
- Cobbold, P.R., Rossello, E.A., Marques, F.O., 2008. Where is the evidence for Oligocene rifting in the Andes? Is it in the Loncopué Basin of Argentina?. 7th International Symposium on Andean Geodynamics, 148-151. Niza, Francia.

- Colavitto, B., 2019. Neotectónica del retroarco interno (norte de Neuquén) y externo (sur de Mendoza) de los Andes Centrales entre los 36° y 38° S. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 202p., Buenos Aires.
- Colavitto, B., Sagripanti, L., Jagoe, L., Costa, C.H., Folguera, A., 2020. Quaternary tectonics in the southern central andes (37°-38°S): Retroarc compression inferred from morphotectonics and numerical models. *Journal of South American Earth Sciences*, 102, 102697.
- Coogan, J.C., 1992. Structural evolution of piggyback basins in the Wyoming-Idaho-Utah thrust belt. *Geological Society of America Memoirs*, 179, 55-82.
- Cosgrove, J.W., Ameen, M.S., 1999. A comparison of the geometry, spatial organization and fracture patterns associated with forced folds and buckle folds. *Geological Society, London, Special Publications*, 169(1), 7-21.
- 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., 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.
- Dahlstrom, C.D.A., 1969. Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6(4), 743–757.
- Davis, D., Suppe, J., Dahlen, F. A., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B2), 1153-1172.
- De la Cruz, R., Suarez, M. 1997. El Jurásico de la cuenca de Neuquén en Lonquimay, Chile: formación nacientes del biobío (38-39 S). *Andean Geology*, 24(1), 3-24.
- Delvaux, D., Sperner, B., 2003. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. *Geological Society, London, Special Publications*, 212(1): 75–100.
- Dickinson, W.R., Gehrels, G.E., 2009. Use of U–Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: a test against a Colorado Plateau Mesozoic database. *Earth and Planetary Science Letters*, 288(1-2), 115-125.

- Di Giulio, A., Ronchi, A., Sanfilippo, A., Balgord, E.A., Carrapa, B., Ramos, V.A., 2017. Cretaceous evolution of the Andean margin between 36° S and 40° S latitude through a multi-proxy provenance analysis of Neuquén Basin strata (Argentina). *Basin Research*, 29(3), 284–304.
- Drake, R.E., 1976. Chronology of cenozoic igneous and tectonic events in the central Chilean Andes — latitudes 35° 30' to 36°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1(3), 265–284.
- Dyhr, C.T., Holm, P.M., Llambias, E.J., Scherstén, A., 2013. Subduction controls on Miocene back-arc lavas from Sierra de Huantraico and La Matancilla and new 40 Ar/39Ar dating from the Mendoza Region, Argentina. *Lithos*, 179: 67-83.
- Encinas, A., Rosselot, E., Sagripanti, L., Folguera, A., Horton, B.K., Orts, D., Valencia, V.A., Arriagada, G., Butikofera, P., Solórzano, A., 2024. Cenozoic basin evolution during alternating extension and shortening in the Southern Central Andes along the Chile-Argentina border, 37-38°S. *American Journal of Science*, 324, 5
- Espinach Ros, S., 2009. Geología de la zona de Altos de Buraleo (37°S, 71°O), Provincia de Neuquén. Trabajo Final de Licenciatura. Universidad de Buenos Aires. 92 p.
- Fennell, L., Borghi, P., Martos, F., Rosselot, E. A., Naipauer, M., 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., Folguera, A. (eds.), *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*, Springer Earth System Sciences, 303–322.
- Flynn, J.J., Charrier, R., Croft, D.A., Gans, P.B., Herriott, T.M., Wertheim, J.A., Wyss, A.R., 2008. Chronologic implications of new Miocene mammals from the Cura-Mallín and Trapa Trapa formations, Laguna del Laja area, south central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 26(4), 412–423.
- Folguera, A., Ramos, A.V., Zapata, T., Spagnuolo, M., Miranda, F., 2005. Pliocene to Quaternary retro-arc extension in the Andes at 35° - 37°30'S. 6th International Symposium on Andean Geodynamics, Barcelona, Extended Abstracts: 277-280.
- Folguera, A., Ramos, V.A., 2011. Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: a revision to the long-term pattern of Andean uplift and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4), 531-546.

- Folguera, A., Ramos, V.A., Hermanns, R.L., Naranjo, J., 2004. Neotectonics in the foothills of the southernmost central andes (37°-38°S): Evidence of strike-slip displacement along the Antifuerz-Copahue fault zone. *Tectonics*, 23(5).
- Folguera, A., Ramos, V., González Díaz, E., Hermanns, R., 2006. Miocene to Quaternary deformation of the Guañacos fold and thrust belt in the Neuquén Andes between 37° and 37° 30'S. *Geological Society of America, Special Papers*, 407, 247-266.
- Folguera, A., Ramos, V.A., Zapata, T., Spagnuolo, M.G., 2007. Andean evolution at the Guañacos and Chos Malal fold and thrust belts (36 30'–37 S). *Journal of Geodynamics*, 44(3-5), 129-148.
- Folguera, A., Vera, E.R., Bottesi, G., Valcarce, G.Z., Ramos, V.A., 2010. The Loncopué Trough: A Cenozoic basin produced by extension in the southern Central Andes. *Journal of Geodynamics*, 49(5), 287-295.
- Folguera, A., Gianni, G., Sagripanti, L., Vera, E.R., Novara, I., Colavitto, B., Alvarez, O., Orts, D., Tobal, J., Giménez, M., Introcaso, A., Ruiz, F., Martínez, P., Ramos, V.A., 2015. A review about the mechanisms associated with active deformation, regional uplift and subsidence in southern South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 511-529.
- Forte, A.M., Whipple, K.X., 2019. Short communication: The Topographic Analysis Kit (TAK) for TopoToolbox. *Earth Surf. Dynam.*, 7, 87–95.
- Fossen, H., 2010. *Structural Geology*. Cambridge University Press, 463 p., New York.
- Frías Saba, R.D.C., Sánchez, N.P., Turienzo, M.M., 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.
- Frohlich, C., Apperson, K. D., 1992. Earthquake focal mechanisms, moment tensors, and the consistency of seismic activity near plate boundaries. *Tectonics*, 11(2), 279-296.
- Galland, O., Hallot, E., Cobbold, P.R., Ruffet, G., Bremond D'Ars, J. 2007. Volcanism in a compressional Andean setting: A structural and geochronological study of Tromen volcano (Neuquén province, Argentina). *Tectonics*, 26.
- Galetto, A., García, V., Caselli, A., 2018. Structural controls of the Domuyo geothermal field, Southern Andes (36 38' S), Argentina. *Journal of Structural Geology*, 114, 76-94.

- Galetto, A., Georgieva, V., García, V.H., Zattin, M., Sobel, E.R., Glodny, J., Bordese, S., Arzadún, G., Bechis, F., Caselli, A.T., Becchio, R., 2021. Cretaceous and Eocene rapid cooling phases in the Southern Andes (36°–37°S): Insights from low-temperature thermochronology, U-Pb geochronology, and inverse thermal modeling from Domuyo area, Argentina. *Tectonics*, 40(6), e2020TC006415.
- Gansser, A., 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society of London*, 129(2): 93–131.
- Gehrels G.E., Valencia V.A., Ruiz J., 2008. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation–multicollector–inductively coupled plasma–mass spectrometry. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9, 3.
- Glodny, J., Gräfe, K., Echtler, H., Rosenau, M., 2008. Mesozoic to Quaternary continental margin dynamics in South-Central Chile (36–42 S): the apatite and zircon fission track perspective. *International Journal of Earth Sciences*, 97, 1271–1291.
- Gómez, R., Lothari, L., Tunik, M., Casadio, S., 2019. Onset of foreland basin deposition in the Neuquén Basin (34°–35° S): New data from sedimentary petrology and U–Pb dating of detrital zircons from the Upper Cretaceous non-marine deposits. *Journal of South American Earth Sciences*, 95, 102257.
- González, O., Vergara, M., 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38°S. *Anales De La Facultad De Ciencias Físicas Y Matemáticas*, 19, 19–121.
- González Díaz, E., 2003. El englazamiento en la región de la caldera de Caviahue-Copahue (provincia del Neuquén): Su reinterpretación. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58(3), 356– 366.
- Gonzalez Diaz, E.F., Folguera Telichevsky, A., Costa, C.H., Wright, E., Ellisondo, M., 2006. Los grandes deslizamientos de la región septentrional neuquina entre los 36°–38°S: Una propuesta de inducción sísmica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61(2): 197–217.
- González Díaz, E.F., Folguera, A., 2005. El reconocimiento de avalanchas de rocas y deslizamientos de bloques rocosos prehistóricos en el área andina de Neuquén (37°15' - 37°30'S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60, 446–460.

- González Díaz, E.F., Folguera, A., Costa, C.H., Wright, E., Elisondo, M., 2006. Los grandes deslizamientos de la región septentrional neuquina entre los 36° y los 38°S: una propuesta de su inducción por un mecanismo sísmico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61, 197–217.
- Gürer, D., Galland, O., Corfu, F., Leanza, H.A., Sassier, C., 2016. Structure and evolution of volcanic plumbing systems in fold-and-thrust belts: A case study of the Cerro Negro de Tricao Malal, Neuquén Province, Argentina. *Bulletin*, 128(1-2), 315-331.
- Gutiérrez Pleimling, A. Minitti, S., 1985. Reconocimiento geológico de las nacientes del río Lileo, (Departamento Minas), provincia del Neuquén. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (Informe inédito)
- Guzmán, C., Cristallini, E., Bottesi, G., 2007. Contemporary stress orientations in the Andean retroarc between 34°S and 39°S from borehole breakout analysis. *Tectonics*, 26(3).
- Guzmán, C.G., Cristallini, E.O., García, V.H., Bechis, F., 2011. Evolución del campo de esfuerzos horizontal desde el eoceno a la actualidad en la cuenca neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 68(4), 542-554.
- Hancock, P., 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology* 7: 437-457.
- Herriott, T.M., 2006. Stratigraphy, structure, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the southeastern Laguna del Laja area: Implications for the mid-late Cenozoic evolution of the Andes near 37.5°S, Chile. Tesis de maestría, Universidad de California (inédita), 89 p., Santa Barbara, CA.
- Instituto Geográfico Nacional 2025. <https://www.ign.gob.ar>
- Jagoe, L., 2017. Análisis de la faja plegada y corrida de Guañacos y su control en el relieve. Tesis de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédita), p. 81, Buenos Aires.
- Jagoe, L., Sagripanti, L., Colavitto, B., Folguera, A., 2021. Landscape evolution in the Guañacos fold and thrust belt (37° S): Insights from geomorphological and morphometric analysis. *Journal of South American Earth Sciences*, 111, 103484.

- Jagoe, L., Turienzo, M., Sagripanti, L., Sánchez, N., Folguera, A., 2025. Structural style of the Guañacos Fold and Thrust Belt (southern Central Andes): A tectonic setting for the Cura Mallín Basin revisited. *Tectonophysics*, 897, 230611.
- Jordan, T. E., Burns, W. M., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S., Mpodozis, C., 2001. Extension and basin formation in the southern andes caused by increased convergence rate: A mid-cenozoic trigger for the andes. *Tectonics*, 20(3), 308–324.
- Jordan, T., Isacks, B., Ramos, V.A., Allmendinger, R.W., 1983. Mountain building model: the Central Andes. *Episodes* 1983 (3), 20–26.
- Kay, S.M., Burns, W.M., Copeland, P., Mancilla, O., 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient miocene shallowing of the andean subduction zone under the northern Neuquén basin. En: Kay, S.M., 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: 19–60.
- Kay, S.M., Copeland, P. 2006. Early to middle Miocene backarc magmas of the Neuquén Basin: Geochemical consequences of slab shallowing and the westward drift of South America. En: Kay, S.M., 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 Papers, 407: 185-213.
- Kirby, E., Whipple, K.X., 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, 44, 54–75.
- Kley, J., Monaldi, C.R., Salfity, J.A., 1999, Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences, *Tectonophysics*, v. 301, pp. 75-94.
- Kozłowski, E., Cruz, C., Sylwan, C., 1996. Geología estructural de la zona de Chos Malal, Cuenca Neuquina, Argentina. In 13° Congreso Geológico Argentino and 3° Congreso Argentino de Exploración de Hidrocarburos. Buenos Aires, Actas Vol. 1, pp. 15–26.
- Leanza, H.A., Volkheimer, W., Hugo, C.A., Melendi, D.L., Rovere, E.I., 2002. Lutitas negras lacustres cercanas al límite Paleógeno-Neógeno en la región noroccidental de la provincia del Neuquén: Evidencias palinológicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57 (3): 280-288. Buenos Aires.

- Linares, E., Ostera, H.A., Mas, L., 1999. Cronología Potasio-Argón del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54(3): 240-247.
- Ludwig, K.R., Mundil, R., 2002. Extracting reliable U-Pb ages and errors from complex populations of zircons from Phanerozoic tuffs. In *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 66, No. 15 A, pp. A463-A463.
- Ludwig K.R., 2003. User's Manual Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Geochronology Center Special Publication 4. Berkeley.
- Marret, R., Allmendinger, R.W., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 12, 8, 973-986.
- Melnick, D., Rosenau, M., Folguera, A., Echtler, H.P., 2006. Neogene tectonic evolution of the Neuquen Andes western flank (37°-39°S). *Geological Society of America, Special Papers*, v. 407, p. 73-95.
- Méndez, V., Zanettini, J.C.M., Zappettini, E.O., 1995. Geología y metalogénesis del Orógeno Andino Central, República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico, *Anales* 23: 1-190. Buenos Aires.
- Messenger, G., Nivière, B., Martinod, J., Lacan, P., Xavier, J.-P., 2010. Geomorphic evidence for Plio- Quaternary compression in the Andean foothills of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Tectonics*, 29.
- Mitra, S., 1990. Fault-propagation folds: Geometry kinematic evolution, hydrocarbon traps. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* V, 74, 921–945.
- Moglen, G.E., Bras, R.L., 1995. The effect of spatial heterogeneities on geomorphic expression in a model of basin evolution. *Water Resources Research*, 31(10), 2613–2623.
- Mpodozis, C., Ramos, V.A., 1989. The Andes of Chile and Argentina. En: Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T., Reinemud, J.A. (eds.), *Geology of the Andes and Its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources: Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources*, Earth Sciences Series 11, p. 59–90.
- Muñoz, N., 1996. The thermal evolution of Jurassic and Cretaceous source rocks in the Malargüe thrust belt, Argentina: Implications for hydrocarbon exploration. Unpublished MSc course in basin evolution and dynamics. Department of Geology. Royal Holloway University of London, 98

- Muñoz, J., Niemeyer, H., 1984. Hoja Laguna del Maule, Regiones del Maule y del Bío Bío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, 64. Santiago, Chile.
- Niemeyer, H., Muñoz, J., 1983. Hoja Laguna de La Laja: región de Bio Bio. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 57. Santiago, Chile.
- Ori, G.G., Friend, P.F., 1984. Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology*, 12(8), 475-478.
- Orts, D.L., Cáceres, C.D.A., Pernich, S., Zaffarana, C., Gallastegui, G., Assis, S., 2024. Structural evolution and exhumation events recorded in the Huíngancó Granodiorite, Cordillera del Viento, Southern Central Andes, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 148, 105166.
- Ouimet, W.B., Whipple, K.X., Royden, L.H., Sun, Z., Chen, Z., 2007. The influence of large landslides on river incision in a transient landscape: Eastern margin of the Tibetan Plateau (Sichuan, China). *Geological Society of America Bulletin*, 119(11-12), 1462-1476.
- Pesce, A., 1981. Estratigrafía de las nacientes del río Nahueve y Neuquén, provincia de Neuquén. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 139-155. San Luis.
- Pedroza, V., Le Roux, J.P., Gutiérrez, N.M., Vicencio, V.E., 2017. Stratigraphy, sedimentology, and geothermal reservoir potential of the volcanoclastic Cura-Mallín succession at Lonquimay, Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 77, 1–20.
- Penna, I., 2010. Procesos de remoción en masa en el retroarco norneuquino (37°-38°S): Factores condicionantes y sus implicancias en el modelado del paisaje. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), p. 217, Buenos Aires.
- Penna, I. M., Hermanns, R. L., Niedermann, S., Folguera, A., 2011. Multiple slope failures associated with neotectonic activity in the southern Central Andes (37°-37° 30'S), Patagonia, Argentina. *Bulletin*, 123(9-10), 1880–1895.
- Perez, M.L., Milanese, F.N., Geuna, S.E., Franceschinis, P.R., Puigdomenech, C., Folguera, A., Rapalini, A.E., 2025. Paleomagnetic data from volcanic rocks in the southern Central Andes of Argentina and their implications for tectonics and geomagnetic field behavior. *Quaternary Research*, 1-18.
- Perron, J.T., Royden, L., 2013. An integral approach to bedrock river profile analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(6), 570–576.

- Petit, J.P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9, 597-608.
- Price N.J., Cosgrove, J.W., 1990. *Analysis of Geological Structures*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Radic, J.P., 2010. Las cuencas cenozoicas y su control en el volcanismo de los Complejos Nevados de Chillán y Copahue-Callaqui (Andes del Sur, 36-39 S). *Andean geology*, 37(1), 220-246.
- Radic, J.P., Rojas, L., Carpinelli, A., Zurita, E., 2002. Evolución tectónica de la Cuenca de Cura-Mallín, región cordillerana chileno Argentina (36°30'S-39°00'S). *Actas XV Congreso Geológico Argentino*, 233-237, El Calafate.
- Ramos, V.A., 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, 22(3): 183–190.
- 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., 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., 2010. The Grenville-age basement of the Andes. *J. S. Am. Earth Sci.* 29, 77–91.
- Ramos, V.A., 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., 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., Kay, S.M., 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°-39°S latitude). *Geological Society of America, Special Paper*, 407, 1–18.
- Ramos, V.A., Folguera, A., García Morabito, E., 2011. Las provincias geológicas del Neuquén. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino*, Neuquén, p. 317-326.
- Rapela, C.W., Llambías, E. J., 1985. Evolución magmática y relaciones regionales de los complejos eruptivos de La Esperanza, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40(1-2), 4-25.

- Rojas Vera, E., Mescua, J., Folguera, A., Becker, T. P., Sagripanti, L., Fennell, L., Orts, D., 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.
- Rojas Vera, E.A., Folguera, A., Valcarce, G.Z., Bottesi, G., Ramos, V.A., 2014. Structure and development of the Andean system between 36° and 39°S. *Journal of Geodynamics*, 73, 34-52.
- Rosselot, E.A., Hurley, M., Sagripanti, L., Fennell, L., Iannelli, S.B., Orts, D., Encinas, A., Litvak V.D., Folguera, A. 2020. Tectonics Associated with the Late Oligocene to Early Miocene Units of the High Andes (Cura-Mallín Formation). A Review of the Geochronological, Thermochronological, and Geochemical Data. En: Kietzmann, D., Folguera, A. (eds.), *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*: 431-448. Springer Earth System Sciences. Cham, Switzerland: Springer.
- Rovere, E.I., 1993. K-Ar ages of magmatic rocks and geochemical variations of volcanics from South Andes (37° to 37°15'S-71°W). *The Volcanological Society of Japan, Expanded Abstracts*, 2: p. 107. Tokio.
- Rovere, E. 1998. Volcanismo jurásico, paleógeno y neógeno en el noroeste del Neuquén, Argentina. *Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1: 144-149. Buenos Aires.*
- Rovere, E.I., Castro, L., 1995. Estudio preliminar de la Granodiorita Cerro Columpios. 5° Congreso de Geología Económica, Actas 1: 357-360, San Juan.
- Rovere, E., Leanza, H., Hugo, C., Caselli, A., Tourn, S., Folguera, A., 2004. Hoja Geológica 3772-IV, Andacollo, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires.
- Rovere, E., Rossello, E., 2001. Evolución geológica durante el Mioceno en la región del Cerro Columpios, al sur de los 37° Lat. Sur, Andes Neuquinos, Argentina. 11° Congreso Latinoamericano de Geología, Resúmenes Expandidos CD ROM nº 262, 6 págs. Montevideo.
- Sagripanti, L., Rojas Vera, E.A., Gianni, G.M., Folguera, A., Harvey, J.E., Farías, M., Ramos, V.A., 2015. Neotectonic reactivation of the western section of the Malargüe

- fold and thrust belt (Tromen volcanic plateau, Southern Central Andes). *Geomorphology*, 232, 164-181.
- Sagripani, L., Colavitto, B., Jagoe, L., Andrés, F., Costa, C., 2018. A review about the quaternary upper-plate deformation in the southern central Andes (36-38°S): A plausible interaction between mantle dynamics and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*, 87, 221– 231.
- Sánchez, N., Turienzo, M., Lebinson, F., Araujo, V., Coutand, I., Dimieri, L., 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.
- Sánchez, N.P., Coutand, I., Turienzo, M., Lebinson, F., Araujo, V., 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., Coutand, I., Lebinson, F., Araujo, V., Dimieri, L., 2020. Structural and thermochronological constraints on the exhumation of the Chos Malal fold and thrust belt (~ 37° S). En: Kietzmann, D., Folguera, A. (eds.), *Opening and closure of the Neuquén Basin in the southern Andes*, 323-340. Springer Earth System Sciences. Cham, Switzerland. Springer.
- Sánchez, N.P., Coutand, I., Turienzo, M.M., Lebinson, F.O., Araujo, V.S., Bordese, S., Arzadún, G., Dimieri, L.V., 2024. Structural evolution of the Northern Agrio fold and thrust belt (~37°30'S), Neuquén Basin, Argentina, derived from low-temperature multi-thermochronometry. *Tectonics*, 43(5), e2023TC007868.
- Schwanghart, W., 2017. Bayesian Optimization of the mn-ratio. 24th october. Available at: <https://topotoolbox.wordpress.com/>
- Schwanghart, W., Scherler, D., 2014. Topotoolbox 2—matlab-based software for topographic analysis and modeling in earth surface sciences. *Earth Surface Dynamics*, 2(1), 1–7.
- Sitio Oficial de las Áreas Naturales Protegidas, Ministerio de Seguridad, Trabajo y Ambiente, Gobierno de la Provincia de Neuquén. <https://www.anp.gob.ar/>

- Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallon) - South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South America Earth Science* 11(3): 211-215.
- Somoza, R., Zaffarana, C.B., 2008. Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean cordillera. *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1): 267-277.
- Spagnuolo, M.G., Litvak, V.D., Folguera, A., Bottesi, G., Ramos, V.A., 2012. Neogene magmatic expansion and mountain building processes in the southern Central Andes, 36°-37°S, Argentina. *Journal of Geodynamics*, 53: 81–94.
- Sperner, B., Zweigel, P., 2010. A plea for more caution in fault-slip analysis. *Tectonophysics*, 482, 29-41.
- Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63(11), 1117–1142.
- Suárez, M., Emparan, C., 1988. Geocronología y Asociación de Facies Volcánicas y Sedimentarias del Mioceno de Lonquimay, Chile (lat. 38o-39oS). *Actas V Congreso Geológico Chileno*, A365-A383. Santiago, Chile.
- Suárez, M., Emparan, C., 1995. The stratigraphy, geochronology and paleophysiography of a Miocene fresh-water interarc basin, southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(1), 17–31.
- Suárez, M., Emparán, C., 1997. Hoja Curacautin: Regiones de la Araucanía y del Biobío. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile* 71. Santiago, Chile.
- Suppe, J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, 283(7), 684–721.
- Suppe, J., Medwedeff, D., 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 83, 409–454.
- Thomson, S.N., Brandon, M.T., Tomkin, J.H., Reiners, P.W., Vásquez, C., Wilson, N.J., 2010. Glaciation as a destructive and constructive control on mountain building. *Nature*, 467(7313), 313–317.

- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimente, M., 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: 258-273.
- Turienzo, M., Sánchez, N., Lebinson, F., Dimieri, L., 2018. The structure of the Southern Central Andes (Chos Malal fold and thrust belt). *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes*, 411-441.
- Twiss, R., Moores, E., 2007. *Structural Geology*. W.H. Freeman and Company: 736 p. USA.
- Twiss, R.J., Unruh, J.R., 1998. Analysis of fault slip inversions: do they constrain stress or strain rate? *Journal of Geophysical Research*, 103, B6, 12205–12222.
- Utgé, S., Folguera, A., Litvak, V., Ramos, V.A., 2009. Geología del sector norte de la Cuenca de Cura Mallín en las Lagunas de Epulauquen, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64(2), 231-248.
- Vergara, M., Muñoz, J., 1982. La formación Cola de Zorro en la alta cordillera andina chilena (36°-39° lat. S), sus características petrográficas y petrológicas: Una revisión. *Revista Geológica de Chile*, 17(1), 31–46.
- Vermeesch, P., 2018, Isoplot R: a free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, v.9, p. 1479-1793.
- Vermeesch, P., 2021. Maximum depositional age estimation revisited. *Geoscience Frontiers*, 12(2), 843-850.
- Wang, Z., Cui, P., Yu, G. A., Zhang, K., 2012. Stability of landslide dams and development of knickpoints. *Environmental Earth Sciences*, 65(4), 1067-1080.
- Whipple, K.X., 2001. Fluvial landscape response time: How plausible is steady-state denudation?. *American Journal of Science*, 301(4-5), 313–325.
- Whipple, K.X., 2004. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 32, 151–185.
- Whittaker, A.C., 2012. How do landscapes record tectonics and climate?. *Lithosphere*, 4(2), 160-164.
- Willett, S.D., McCoy, S.W., Perron, J.T., Goren, L., Chen, C.Y., 2014. Dynamic reorganization of river basins. *Science*, 343(6175).

- Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., Sheehan, D., 2006. Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. *Special papers geological society of america*, 398, 55.
- Yamaji, A., 2000. The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 22, 4, 441–452.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., del Pino, D., Ansa, A., 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt. En: Kay, S.M., 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
- Zanettini, J.C.M., Santamaría, G.R., Leanza, H.A., 2001. Hoja geológica 3772-II: Las Ovejas, Provincia de Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Boletín 263, 67p. Buenos Aires

Material suplementario

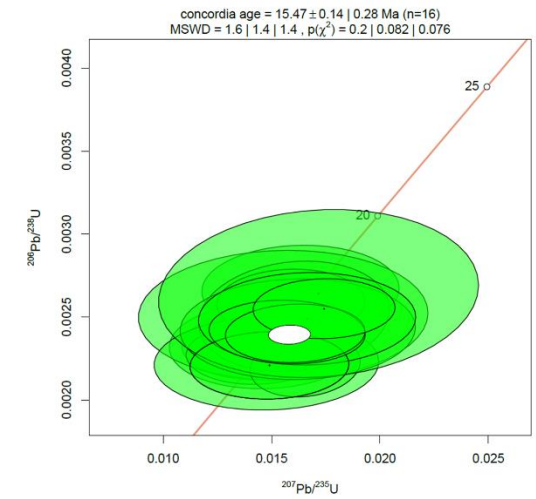
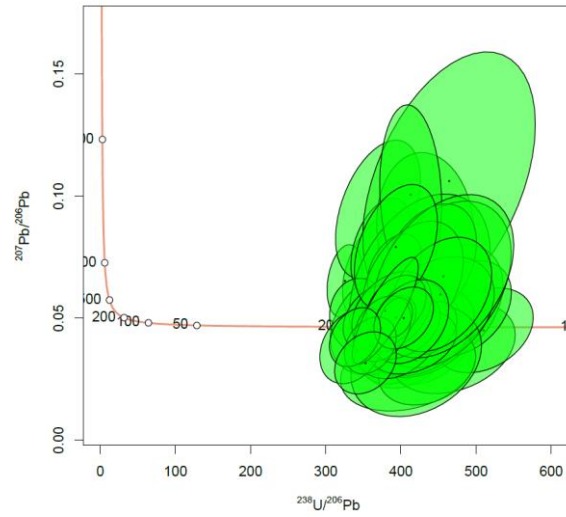
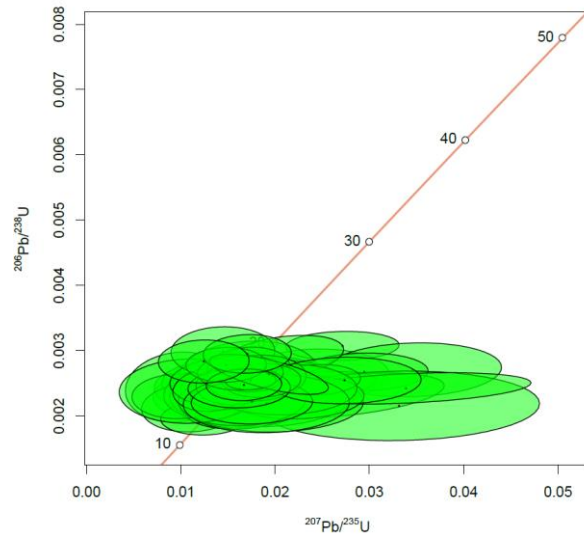
1. Tabla de datos geocronológicos U-Pb de la muestra RL-02

	Contenidos químicos			Relaciones radiogénicas								Edad Isotópica (Ma)						Edad Recomendada				
Muestra-punto	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U (másc a)	207Pb/ 235U	1e	206Pb/ 238U	1e	207Pb/ 206Pb	1e	Rho XY	Rho YZ	206Pb / 238U	1e	207Pb / 235U	1e	207Pb / 206Pb	1e	Edad Preferi da	1e		Disc. % (206/238)/(207/235)	Concordia distance
C677 - 39	118.39	219.89	0.54	0.01245629	0.001871731	0.00196067	0.000103525	0.045015186	0.007102216	0.055309905	0.014576474	12.6	0.7	12.6	1.9	0.0	0.0	12.6	0.7	5%	100%	-2.8
C677 - 41	81.94	193.79	0.42	0.01585474	0.002207706	0.00206832	0.000111482	0.054034015	0.007968531	0.050496856	0.013990309	13.3	0.7	16.0	2.2	371.5	54.8	13.3	0.7	5%	83%	15
C677 - 35	63.50	141.31	0.45	0.01114147	0.00216085	0.00212915	0.000153195	0.037775012	0.007634331	0.070895805	0.020066621	13.7	1.0	11.3	2.2	0.0	0.0	13.7	1.0	7%	122%	-21
C677 - 38	398.76	488.06	0.82	0.01525953	0.001372318	0.00212968	8.00861E-05	0.051722373	0.004914329	0.058358253	0.016296449	13.7	0.5	15.4	1.4	272.1	25.9	13.7	0.5	4%	89%	11
C677 - 32	1058.71	846.93	1.25	0.01467784	0.001019373	0.00215206	5.56382E-05	0.049878559	0.003682317	0.054580797	0.015109556	13.9	0.4	14.8	1.0	188.3	13.9	13.9	0.4	3%	94%	7.4
C677 - 29	55.64	84.12	0.66	0.03314141	0.006093802	0.00215487	0.000218428	0.105999461	0.021662995	0.035844249	0.01008299	13.9	1.4	33.1	6.1	1730.8	353.7	13.9	1.4	10%	42%	83
C677 - 37	66.90	123.15	0.54	0.0163206	0.002798312	0.00217128	0.000145325	0.055468488	0.01008633	0.051933266	0.014408161	14.0	0.9	16.4	2.8	430.2	78.2	14.0	0.9	7%	85%	18
C677 - 33	186.60	296.47	0.63	0.01690107	0.001866844	0.0021753	0.000105181	0.057042029	0.006694848	0.05634158	0.015710728	14.0	0.7	17.0	1.9	492.2	57.8	14.0	0.7	5%	82%	21
C677 - 45	485.15	531.08	0.91	0.01285573	0.001194823	0.00218	7.04739E-05	0.043001095	0.004188081	0.058982711	0.016827257	14.0	0.5	13.0	1.2	0.0	0.0	14.0	0.5	3%	108%	-7.5
C677 - 66	49.65	93.86	0.53	0.01907843	0.003601477	0.00219086	0.000183731	0.067164483	0.01366297	0.051015342	0.013447338	14.1	1.2	19.2	3.6	841.9	171.3	14.1	1.2	8%	74%	37
C677 - 43	39.96	79.37	0.50	0.01982657	0.003906469	0.00219931	0.000182413	0.064613968	0.013619575	0.046695202	0.013393469	14.2	1.2	19.9	3.9	760.9	160.4	14.2	1.2	8%	71%	33
C677 - 11	1640.82	1742.06	0.94	0.01654566	0.001038586	0.00220576	7.6782E-05	0.047764506	0.003220942	0.073929356	0.023838364	14.2	0.5	16.7	1.0	86.6	5.8	14.2	0.5	3%	85%	3.9
C677 - 27	319.25	408.59	0.78	0.01489862	0.001498016	0.00220817	8.3075E-05	0.049101856	0.005206661	0.055456676	0.015955517	14.2	0.5	15.0	1.5	151.7	16.1	14.2	0.5	4%	95%	5.8
C677 - 68	92.72	165.03	0.56	0.01755237	0.002631202	0.00221124	0.000137382	0.059714827	0.009569282	0.052212758	0.014356597	14.2	0.9	17.7	2.6	592.3	94.9	14.2	0.9	6%	81%	25
C677 - 36	115.66	203.20	0.57	0.01476216	0.002117906	0.00222004	0.000115449	0.047333155	0.007140869	0.054511091	0.016167411	14.3	0.7	14.9	2.1	65.0	9.8	14.3	0.7	5%	96%	2.2
C677 - 54	65.81	140.90	0.47	0.01652899	0.002766694	0.00224514	0.000162084	0.052430237	0.009293442	0.05858415	0.01744073	14.5	1.0	16.6	2.8	303.2	53.7	14.5	1.0	7%	87%	12
C677 - 23	142.07	318.30	0.45	0.01277823	0.00153899	0.00225604	0.000118148	0.043056813	0.005438292	0.07676986	0.021725211	14.5	0.8	12.9	1.6	0.0	0.0	14.5	0.8	5%	113%	-7.6
C677 - 42	197.99	323.03	0.61	0.0156875	0.001691661	0.00226959	9.11553E-05	0.050040149	0.005689436	0.053885074	0.016021852	14.6	0.6	15.8	1.7	195.8	22.3	14.6	0.6	4%	92%	7.7
C677 - 58	508.90	579.97	0.88	0.01425808	0.001308474	0.00227733	7.48605E-05	0.04594795	0.004437086	0.057212097	0.016871551	14.7	0.5	14.4	1.3	0.0	0.0	14.7	0.5	3%	102%	-0.89

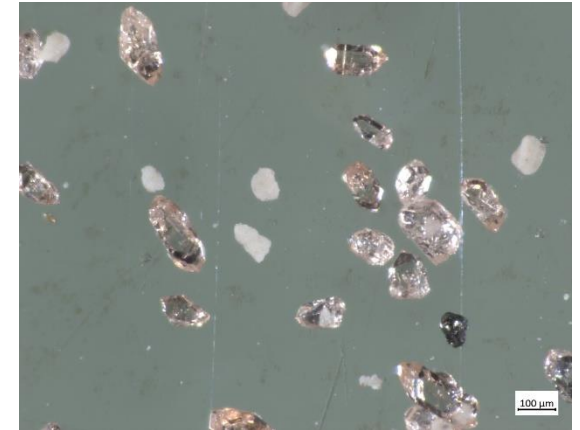
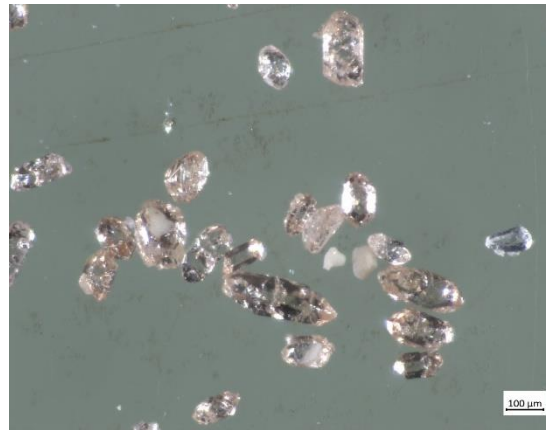
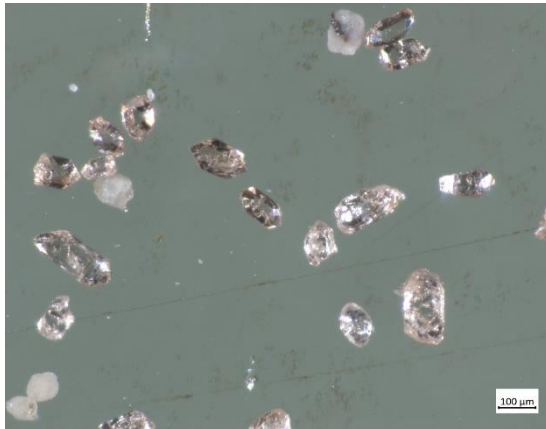
C677 - 13	395.83	505.07	0.78	0.01573125	0.001399991	0.00228043	7.8075E-05	0.052277844	0.004926085	0.055768191	0.015849291	14.7	0.5	15.8	1.4	296.6	27.9	14.7	0.5	3%	93%	12
C677 - 50	55.26	155.24	0.36	0.02220681	0.002957839	0.00229198	0.000137564	0.071617287	0.010287082	0.046508408	0.013372536	14.8	0.9	22.3	3.0	974.2	139.9	14.8	0.9	6%	66%	44
C677 - 53	73.54	152.60	0.48	0.0097916	0.00203005	0.00229981	0.000140025	0.030374892	0.006515537	0.068975993	0.021490896	14.8	0.9	9.9	2.1	0.0	0.0	14.8	0.9	6%	150%	-43
C677 - 31	97.36	214.02	0.45	0.01877665	0.002326327	0.00230375	0.000129662	0.057632577	0.007584589	0.055736617	0.017095403	14.8	0.8	18.9	2.3	514.8	67.8	14.8	0.8	6%	79%	22
C677 - 3	69.96	145.36	0.48	0.01288903	0.002393847	0.00230421	0.000147721	0.043583442	0.008493199	0.061708827	0.017392911	14.8	1.0	13.0	2.4	0.0	0.0	14.8	1.0	6%	114%	-6.4
C677 - 28	125.13	261.50	0.48	0.02703487	0.004458717	0.00231094	0.000142243	0.086358922	0.012848292	0.031902225	0.011070965	14.9	0.9	27.1	4.5	###	200.2	14.9	0.9	6%	55%	62
C677 - 47	210.10	273.40	0.77	0.0147153	0.001814085	0.00232945	0.000106883	0.045874038	0.005941463	0.05891837	0.017989331	15.0	0.7	14.8	1.8	0.0	0.0	15.0	0.7	5%	101%	-1
C677 - 30	254.81	394.64	0.65	0.01451993	0.001496621	0.00233009	8.59373E-05	0.045423838	0.00491557	0.057420889	0.017482676	15.0	0.6	14.6	1.5	0.0	0.0	15.0	0.6	4%	102%	-2
C677 - 40	59.09	164.58	0.36	0.0145727	0.00233558	0.00233867	0.000163511	0.043640517	0.00732045	0.070008654	0.02233617	15.1	1.1	14.7	2.4	0.0	0.0	15.1	1.1	7%	103%	-6
C677 - 48	103.84	163.73	0.63	0.01344421	0.002142718	0.00234889	0.000161404	0.044691226	0.007479918	0.075326837	0.021578333	15.1	1.0	13.6	2.2	0.0	0.0	15.1	1.0	7%	112%	-4
C677 - 34	37.09	64.02	0.58	0.01867796	0.004049126	0.00235262	0.000212149	0.06433549	0.014926675	0.052393826	0.014212756	15.1	1.4	18.8	4.1	751.7	174.4	15.1	1.4	9%	81%	33
C677 - 9	449.33	507.82	0.88	0.01357112	0.001433748	0.0023678	9.22222E-05	0.042932524	0.005240929	0.064322466	0.017596542	15.2	0.6	13.7	1.4	0.0	0.0	15.2	0.6	4%	111%	-7.9
C677 - 55	33.79	77.95	0.43	0.01078987	0.002986542	0.00237912	0.00020083	0.032582948	0.009353261	0.067245112	0.021471696	15.3	1.3	10.9	3.0	0.0	0.0	15.3	1.3	8%	141%	-36
C677 - 16	259.56	417.14	0.62	0.01826852	0.001672354	0.00239218	8.87969E-05	0.058164968	0.005669175	0.053096959	0.015663106	15.4	0.6	18.4	1.7	535.0	52.1	15.4	0.6	4%	84%	23
C677 - 24	258.31	351.66	0.73	0.02024985	0.001871436	0.00239373	9.50514E-05	0.063734703	0.006300814	0.050790613	0.015085573	15.4	0.6	20.4	1.9	731.9	72.4	15.4	0.6	4%	76%	32
C677 - 21	526.13	603.88	0.87	0.01608655	0.001316453	0.00240108	7.21598E-05	0.04921795	0.004193763	0.054813836	0.017206463	15.5	0.5	16.2	1.3	157.2	13.4	15.5	0.5	3%	95%	6
C677 - 60	185.78	311.50	0.60	0.013257	0.001667916	0.00240332	0.000135959	0.040017016	0.005266023	0.08151403	0.02581807	15.5	0.9	13.4	1.7	0.0	0.0	15.5	0.9	6%	116%	-15
C677 - 56	66.46	134.79	0.49	0.02094007	0.00316522	0.00240498	0.000159454	0.064240821	0.010403986	0.050376748	0.015326193	15.5	1.0	21.0	3.2	748.6	121.2	15.5	1.0	7%	74%	33
C677 - 22	372.34	553.51	0.67	0.01571805	0.001473139	0.00240875	7.84177E-05	0.049170244	0.004984295	0.053231715	0.015732956	15.5	0.5	15.8	1.5	154.9	15.7	15.5	0.5	3%	98%	5.9
C677 - 1	238.59	393.64	0.61	0.01832551	0.001767259	0.00241362	0.000109149	0.056351312	0.005769979	0.061761522	0.01891664	15.5	0.7	18.4	1.8	465.2	47.6	15.5	0.7	5%	84%	20
C677 - 46	187.34	371.61	0.50	0.03389214	0.005416609	0.00242149	9.85692E-05	0.100433282	0.015091635	0.018197577	0.006531377	15.6	0.6	33.8	5.4	1631.3	245.1	15.6	0.6	4%	46%	77
C677 - 51	418.05	722.24	0.58	0.01263998	0.001072453	0.00242524	8.44151E-05	0.03989299	0.003590451	0.078712172	0.023511014	15.6	0.5	12.8	1.1	0.0	0.0	15.6	0.5	3%	122%	-15
C677 - 73	88.01	225.82	0.39	0.01620384	0.002217604	0.00242585	0.000123661	0.04858883	0.007017472	0.055763248	0.017621841	15.6	0.8	16.3	2.2	127.0	18.3	15.6	0.8	5%	96%	4.7
C677 - 26	295.49	381.92	0.77	0.02305899	0.003135733	0.00243128	0.000101878	0.070975975	0.008699989	0.032489362	0.011710127	15.7	0.7	23.1	3.1	955.8	117.2	15.7	0.7	4%	68%	43
C677 - 5	67.20	142.28	0.47	0.01323133	0.002464812	0.00243868	0.000153934	0.040778133	0.007941873	0.062452809	0.019382638	15.7	1.0	13.3	2.5	0.0	0.0	15.7	1.0	6%	118%	-13
C677 - 15	57.87	122.66	0.47	0.00970022	0.00227334	0.00244166	0.000218789	0.029377436	0.007113703	0.096241054	0.030755947	15.7	1.4	9.8	2.3	0.0	0.0	15.7	1.4	9%	160%	-47
C677 - 14	514.94	567.53	0.91	0.01828104	0.0014581	0.00244452	8.70551E-05	0.055146993	0.004665979	0.059704434	0.018657404	15.7	0.6	18.4	1.5	417.2	35.3	15.7	0.6	4%	86%	17
C677 - 10	521.47	590.27	0.88	0.01707194	0.001608264	0.00245846	8.85321E-05	0.051941699	0.005198731	0.055048249	0.017029559	15.8	0.6	17.2	1.6	281.8	28.2	15.8	0.6	4%	92%	11
C677 - 78	323.71	423.16	0.76	0.01670737	0.001635394	0.00247673	9.91311E-05	0.050058217	0.005177968	0.060616056	0.019144791	15.9	0.6	16.8	1.6	196.7	20.3	15.9	0.6	4%	95%	7.7
C677 - 65	626.88	641.41	0.98	0.0173346	0.001339488	0.00247859	7.45534E-05	0.052524038	0.004301901	0.055658125	0.017330332	16.0	0.5	17.5	1.3	307.3	25.2	16.0	0.5	3%	91%	12

C677 - 19	206.09	304.43	0.68	0.01663847	0.002047681	0.00248859	0.000114303	0.048836995	0.00633514	0.05582046	0.018042621	16.0	0.7	16.8	2.1	139.0	18.0	16.0	0.7	5%	96%	5.2
C677 - 61	195.22	325.61	0.60	0.01603208	0.001799637	0.00250375	0.000136295	0.046653411	0.005515649	0.075734827	0.024710637	16.1	0.9	16.1	1.8	30.5	3.6	16.1	0.9	5%	100%	0.6
C677 - 12	73.99	145.87	0.51	0.01409269	0.0024901	0.00250431	0.000152276	0.042007157	0.007769158	0.061152397	0.019600015	16.1	1.0	14.2	2.5	0.0	0.0	16.1	1.0	6%	113%	-10
C677 - 57	62.68	134.71	0.47	0.01553515	0.002730096	0.0025097	0.000159828	0.045995354	0.008501906	0.058543012	0.018799082	16.2	1.0	15.7	2.8	0.0	0.0	16.2	1.0	6%	103%	-0.9
C677 - 8	214.88	383.53	0.56	0.02138641	0.001924405	0.00252408	9.58871E-05	0.063337164	0.006091205	0.049826849	0.015741885	16.3	0.6	21.5	1.9	718.6	69.1	16.3	0.6	4%	76%	31
C677 - 70	322.89	432.15	0.75	0.0186187	0.001679784	0.00253998	0.000104507	0.054722244	0.005242085	0.062214729	0.019936203	16.4	0.7	18.7	1.7	399.9	38.3	16.4	0.7	4%	87%	17
C677 - 75	1207.93	1094.59	1.10	0.01741702	0.001098627	0.00254047	5.77033E-05	0.050230395	0.003287479	0.052523093	0.017552439	16.4	0.4	17.5	1.1	204.6	13.4	16.4	0.4	2%	93%	8
C677 - 69	90.37	170.01	0.53	0.02735866	0.003328978	0.00254171	0.000146115	0.07913141	0.010467358	0.043891965	0.013959147	16.4	0.9	27.4	3.3	1174.5	155.4	16.4	0.9	6%	60%	54
C677 - 71	785.59	660.96	1.19	0.01742051	0.001337594	0.00254984	7.38344E-05	0.049362116	0.004000808	0.055199419	0.018454871	16.4	0.5	17.5	1.3	164.0	13.3	16.4	0.5	3%	94%	6.3
C677 - 52	330.76	497.89	0.66	0.02453087	0.001854082	0.00255421	9.577E-05	0.070415058	0.005725361	0.051653582	0.01672733	16.4	0.6	24.6	1.9	939.6	76.4	16.4	0.6	4%	67%	42
C677 - 4	256.55	388.86	0.66	0.01855662	0.001854918	0.00256749	0.000126928	0.055665189	0.005902976	0.068427975	0.021502428	16.5	0.8	18.7	1.9	438.0	46.5	16.5	0.8	5%	89%	18
C677 - 67	118.68	251.00	0.47	0.01800445	0.00216141	0.00257855	0.000144099	0.05272789	0.006707765	0.066668999	0.021482423	16.6	0.9	18.1	2.2	316.1	40.2	16.6	0.9	6%	92%	13
C677 - 64	479.44	522.75	0.92	0.01588806	0.001394766	0.00258432	8.3433E-05	0.046814928	0.004316352	0.059818642	0.019329514	16.6	0.5	16.0	1.4	38.7	3.6	16.6	0.5	3%	104%	1
C677 - 2	69.92	153.42	0.46	0.02417085	0.003226956	0.00261536	0.000167539	0.070422379	0.010110879	0.051918708	0.01657021	16.8	1.1	24.3	3.2	939.8	134.9	16.8	1.1	6%	69%	42
C677 - 6	156.15	289.82	0.54	0.02235354	0.002494052	0.00263556	0.000121818	0.065570594	0.009473125	0.048843407	0.012859328	17.0	0.8	22.4	2.5	791.8	114.4	17.0	0.8	5%	76%	35
C677 - 77	131.81	239.47	0.55	0.01935268	0.002572396	0.00263673	0.000125131	0.053016261	0.008936644	0.048643812	0.014002028	17.0	0.8	19.5	2.6	328.5	55.4	17.0	0.8	5%	87%	14
C677 - 20	57.89	121.63	0.48	0.01716577	0.003015998	0.00264097	0.000207445	0.048840381	0.009042241	0.0687814	0.022941723	17.0	1.3	17.3	3.0	139.1	25.8	17.0	1.3	8%	98%	5.1
C677 - 74	226.07	314.13	0.72	0.01633087	0.001861196	0.00266328	0.000110499	0.045698744	0.005476025	0.059369923	0.020178698	17.1	0.7	16.4	1.9	0.0	0.0	17.1	0.7	4%	104%	-1.6
C677 - 25	129.23	247.47	0.52	0.02944031	0.002775821	0.00267527	0.000118015	0.079265387	0.008089244	0.042515525	0.014589183	17.2	0.8	29.5	2.8	1177.9	120.2	17.2	0.8	4%	58%	54
C677 - 18	86.22	168.77	0.51	0.0345726	0.00386222	0.00270641	0.000168813	0.094485929	0.011596756	0.043708722	0.01455689	17.4	1.1	34.5	3.9	1517.0	186.2	17.4	1.1	6%	50%	71
C677 - 63	249.37	334.35	0.75	0.01717549	0.001787669	0.00273505	0.000129756	0.050308528	0.005535771	0.072583796	0.023439519	17.6	0.8	17.3	1.8	208.2	22.9	17.6	0.8	5%	102%	8.1
C677 - 76	171.92	332.73	0.52	0.01482155	0.001740738	0.00278325	0.000108586	0.03884035	0.004759412	0.062379408	0.022815047	17.9	0.7	14.9	1.8	0.0	0.0	17.9	0.7	4%	120%	-18
C677 - 80	116.17	219.49	0.53	0.01244404	0.001967705	0.00283371	0.000135235	0.031682317	0.005186687	0.068727092	0.02607342	18.2	0.9	12.6	2.0	0.0	0.0	18.2	0.9	5%	145%	-38
C677 - 49	117.49	229.87	0.51	0.02072618	0.002676924	0.00290196	0.000136094	0.051143915	0.006193872	0.050839722	0.021972375	18.7	0.9	20.8	2.7	246.3	29.8	18.7	0.9	5%	90%	9.7
C677 - 79	205.26	323.25	0.63	0.01706295	0.001911355	0.00295041	0.00012061	0.042213953	0.004947571	0.063101876	0.02437763	19.0	0.8	17.2	1.9	0.0	0.0	19.0	0.8	4%	111%	-9.6
C677 - 62	99.64	174.61	0.57	0.01447199	0.002249271	0.00298548	0.000155549	0.03845517	0.006235991	0.069155077	0.024943674	19.2	1.0	14.6	2.3	0.0	0.0	19.2	1.0	5%	132%	-19
C677 - 17	334.93	499.73	0.67	0.02714647	0.002456746	0.00307188	9.13505E-05	0.065199199	0.006079581	0.037183539	0.015025788	19.8	0.6	27.2	2.5	779.8	72.7	19.8	0.6	3%	73%	34
C677 - 44	62.07	81.85	0.76	0.07111378	0.007298134	0.01219962	0.000455368	0.043556076	0.004512225	0.062395146	0.10091877	78.2	2.9	69.8	7.2	0.0	0.0	78.2	2.9	4%	112%	-8.9

2. Gráficos de concordancia de la muestra RL-02



3. Fotografías de los circones separados de la muestra RL-02



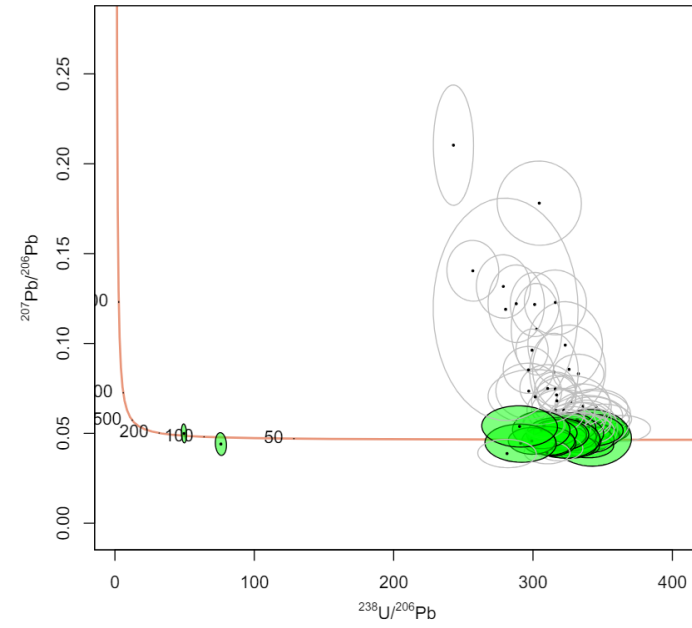
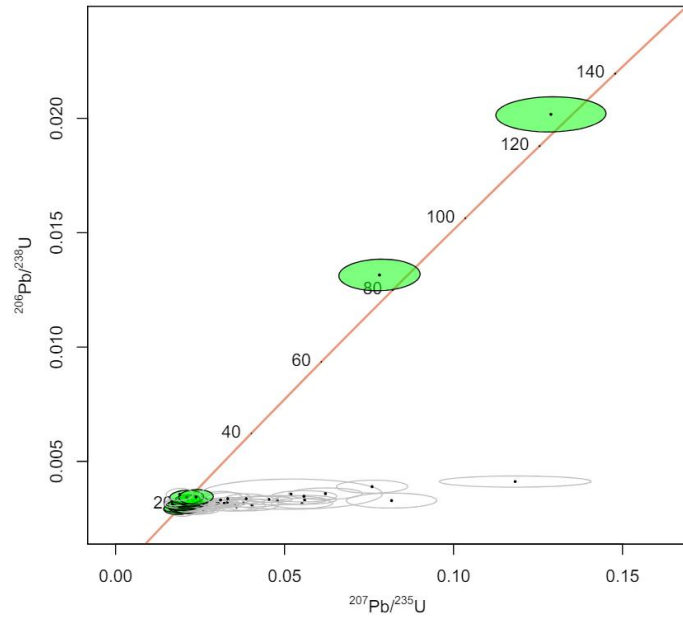
4. Tabla de datos geocronológicos U-Pb de la muestra RB-02

	Contenidos químicos			Relaciones radiogénicas								Edad Isotópica (Ma)						Edad Recomendada			
Muestra	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U (máscica)	207Pb/235U	1s	206Pb/238U	1s	207Pb/206Pb	1s	Rho XY	Rho YZ	206Pb/238U		207Pb/235U	1s	207Pb/206Pb	1s	Edad Preferida	1s	Error Relativo	Disc. % (206/238)/(207/235)
C921 - 68	640.30	1096.95	0.58	0.019937888	0.002037411	0.002743922	0.00009881	0.052722634	0.004745814	0.048496302	0.0208198	17.7	0.6	20.0	2.0	315.9	28.4	17.7	0.6	4%	88%
C921 - 70	1180.92	1909.59	0.62	0.019726405	0.001610186	0.002828785	0.00008078	0.050894023	0.003472644	0.050168179	0.023261843	18.2	0.5	19.8	1.6	235.0	16.0	18.2	0.5	3%	92%
C921 - 14	391.52	715.03	0.55	0.023513655	0.002359325	0.002844934	0.000103195	0.058201618	0.005309232	0.043739205	0.019436898	18.3	0.7	23.6	2.4	536.4	48.9	18.3	0.7	4%	78%
C921 - 75	303.44	611.27	0.50	0.020262541	0.00232066	0.002887369	0.000117074	0.05188163	0.005651684	0.050448579	0.020714888	18.6	0.8	20.4	2.3	279.2	30.4	18.6	0.8	4%	91%
C921 - 57	1435.81	2110.18	0.68	0.019085441	0.001477653	0.002889854	0.00008068	0.049225175	0.003186232	0.054597392	0.02532019	18.6	0.5	19.2	1.5	157.5	10.2	18.6	0.5	3%	97%
C921 - 11	233.96	474.59	0.49	0.025993978	0.003184507	0.00289405	0.00012487	0.064422773	0.006728916	0.039211721	0.018557224	18.6	0.8	26.1	3.2	754.6	78.8	18.6	0.8	4%	71%
C921 - 10	343.54	669.32	0.51	0.024621868	0.00248076	0.002918349	0.000121651	0.060227074	0.006656353	0.049037795	0.018275924	18.8	0.8	24.7	2.5	610.8	67.5	18.8	0.8	4%	76%
C921 - 63	1284.37	1219.36	1.05	0.01896198	0.00174996	0.002918405	0.000112523	0.049268654	0.00397763	0.064300327	0.028288956	18.8	0.7	19.1	1.8	159.6	12.9	18.8	0.7	4%	98%
C921 - 29	239.19	444.33	0.54	0.02464954	0.003345856	0.002919961	0.000154489	0.061147919	0.008327171	0.046173236	0.018552399	18.8	1.0	24.7	3.4	643.5	87.6	18.8	1.0	5%	76%
C921 - 54	854.07	873.42	0.98	0.021116535	0.002323156	0.002920361	0.000106777	0.054024955	0.005242214	0.045962045	0.020368684	18.8	0.7	21.2	2.3	371.1	36.0	18.8	0.7	4%	89%
C921 - 45	1551.43	1485.52	1.04	0.018675934	0.002919558	0.002924092	0.000161817	0.047452181	0.010401269	0.055425171	0.015557429	18.8	1.0	18.8	2.9	71.0	15.6	18.8	1.0	6%	100%
C921 - 58	292.60	704.50	0.42	0.021566833	0.002220424	0.002926816	0.00010429	0.055818808	0.005413275	0.046969408	0.019265971	18.8	0.7	21.7	2.2	444.2	43.1	18.8	0.7	4%	87%
C921 - 47	838.97	1281.54	0.65	0.018751885	0.002032436	0.002930301	0.000116633	0.04826347	0.004963869	0.057385817	0.02349639	18.9	0.8	18.9	2.0	111.2	11.4	18.9	0.8	4%	100%
C921 - 27	447.27	796.81	0.56	0.017118602	0.001866528	0.002944398	0.000104419	0.043147069	0.004467187	0.055942906	0.023374665	19.0	0.7	17.2	1.9	0.0	0.0	19.0	0.7	4%	110%
C921 - 52	889.83	1426.95	0.62	0.020353276	0.001761421	0.00294457	0.00008996	0.050549459	0.004296282	0.051072572	0.020939105	19.0	0.6	20.5	1.8	219.3	18.6	19.0	0.6	3%	93%
C921 - 5	228.25	527.18	0.43	0.022592154	0.003192657	0.002945979	0.000170535	0.056503662	0.009613336	0.053414758	0.017739419	19.0	1.1	22.7	3.2	471.2	80.2	19.0	1.1	6%	84%
C921 - 74	323.88	579.03	0.56	0.021575728	0.003972659	0.002950187	0.000125124	0.053486206	0.009870248	0.031496285	0.012676885	19.0	0.8	21.7	4.0	348.5	64.3	19.0	0.8	4%	88%
C921 - 78	942.73	1536.82	0.61	0.021760257	0.001777139	0.002952802	0.00009821	0.054861122	0.004090198	0.055262757	0.024010965	19.0	0.6	21.9	1.8	405.6	30.2	19.0	0.6	3%	87%
C921 - 17	262.32	560.25	0.47	0.019266607	0.002208935	0.002955354	0.000114603	0.04661249	0.005009942	0.051881563	0.022875115	19.0	0.7	19.4	2.2	28.3	3.0	19.0	0.7	4%	98%
C921 - 41	185.21	476.61	0.39	0.021068786	0.002546283	0.002959987	0.000155543	0.051778361	0.006088868	0.061086297	0.025545471	19.1	1.0	21.2	2.6	274.6	32.3	19.1	1.0	5%	90%
C921 - 40	560.13	1000.60	0.56	0.022305327	0.002055026	0.002963612	0.000103978	0.054293217	0.004502376	0.050596927	0.023094029	19.1	0.7	22.4	2.1	382.2	31.7	19.1	0.7	4%	85%
C921 - 64	537.82	859.81	0.63	0.022748357	0.002285225	0.002970725	0.000114112	0.057849453	0.006159848	0.049934689	0.018525132	19.1	0.7	22.8	2.3	523.1	55.7	19.1	0.7	4%	84%

C921 - 53	434.97	787.90	0.55	0.025182408	0.003380432	0.002976625	0.000118377	0.065023264	0.008206817	0.035018305	0.014424228	19.2	0.8	25.3	3.4	774.2	97.7	19.2	0.8	4%	76%
C921 - 42	360.33	576.71	0.62	0.021579419	0.002397832	0.00298141	0.000134026	0.051984042	0.00552665	0.055894658	0.024250857	19.2	0.9	21.7	2.4	283.7	30.2	19.2	0.9	4%	89%
C921 - 7	283.72	648.27	0.44	0.035801472	0.003423133	0.003007286	0.000109437	0.083138823	0.007188072	0.031969836	0.015224806	19.4	0.7	35.7	3.4	1271.6	109.9	19.4	0.7	4%	54%
C921 - 25	312.49	805.90	0.39	0.019195269	0.001936686	0.00301059	0.00009993	0.045785275	0.004312767	0.051596284	0.023169765	19.4	0.6	19.3	1.9	0.0	0.0	19.4	0.6	3%	100%
C921 - 1	368.13	612.30	0.60	0.020943325	0.002655727	0.003012555	0.000112435	0.050060494	0.0057122	0.042336806	0.019683309	19.4	0.7	21.0	2.7	196.8	22.5	19.4	0.7	4%	92%
C921 - 44	204.01	507.19	0.40	0.023047476	0.00258877	0.003013629	0.000122157	0.057800299	0.006260412	0.047187274	0.019512614	19.4	0.8	23.1	2.6	521.2	56.5	19.4	0.8	4%	84%
C921 - 76	353.04	830.89	0.42	0.022698085	0.002239811	0.003013668	0.000114333	0.054357707	0.004898166	0.051045825	0.023342002	19.4	0.7	22.8	2.2	384.9	34.7	19.4	0.7	4%	85%
C921 - 16	547.43	895.74	0.61	0.018387354	0.001817001	0.003021454	0.000100619	0.042791059	0.003764407	0.055376414	0.026729044	19.4	0.6	18.5	1.8	0.0	0.0	19.4	0.6	3%	105%
C921 - 49	869.87	1728.71	0.50	0.022346089	0.001758479	0.003023725	0.00007752	0.053322489	0.003551066	0.044083381	0.02182998	19.5	0.5	22.4	1.8	341.5	22.7	19.5	0.5	3%	87%
C921 - 48	837.22	876.14	0.96	0.022644181	0.00246438	0.003037256	0.00009702	0.055388904	0.006227858	0.039368036	0.015578037	19.5	0.6	22.7	2.5	427.0	48.0	19.5	0.6	3%	86%
C921 - 73	481.00	742.14	0.65	0.020584982	0.002169205	0.003042705	0.000106962	0.049842911	0.004876576	0.049309309	0.021933832	19.6	0.7	20.7	2.2	186.6	18.3	19.6	0.7	4%	95%
C921 - 51	851.28	877.71	0.97	0.021487076	0.002268312	0.003057107	0.000110907	0.05333819	0.005216117	0.048894067	0.021262368	19.7	0.7	21.6	2.3	342.2	33.5	19.7	0.7	4%	91%
C921 - 13	701.68	1216.15	0.58	0.020864696	0.002256036	0.00305791	0.000113857	0.04808816	0.005105592	0.050467723	0.02230045	19.7	0.7	21.0	2.3	102.6	10.9	19.7	0.7	4%	94%
C921 - 59	131.41	250.63	0.52	0.025986898	0.003665911	0.00305846	0.000172646	0.06755721	0.009619777	0.047094979	0.017946986	19.7	1.1	26.0	3.7	854.1	121.6	19.7	1.1	6%	76%
C921 - 69	859.26	966.15	0.89	0.035316134	0.005996154	0.003068662	0.00016288	0.085574009	0.016316583	0.027163745	0.00998236	19.8	1.0	35.2	6.0	1327.7	253.2	19.8	1.0	5%	56%
C921 - 36	411.04	663.16	0.62	0.018008936	0.001991752	0.003075655	0.000127158	0.042914837	0.004514375	0.063842286	0.028167354	19.8	0.8	18.1	2.0	0.0	0.0	19.8	0.8	4%	109%
C921 - 65	445.27	760.07	0.59	0.02216106	0.002226621	0.003078529	0.000104491	0.053054634	0.004888807	0.046928058	0.021373517	19.8	0.7	22.3	2.2	330.1	30.4	19.8	0.7	3%	89%
C921 - 71	243.38	438.59	0.55	0.040349727	0.005290636	0.003094655	0.00016949	0.099100848	0.01593953	0.032035279	0.010633124	19.9	1.1	40.2	5.3	1606.4	258.4	19.9	1.1	5%	50%
C921 - 39	141.68	278.83	0.51	0.02014048	0.003059486	0.003102219	0.000163286	0.047004821	0.007149345	0.053370403	0.022839295	20.0	1.1	20.2	3.1	48.4	7.4	20.0	1.1	5%	99%
C921 - 32	460.23	833.64	0.55	0.023928411	0.002222871	0.0031026	0.00010061	0.056319528	0.004804381	0.045261286	0.020941303	20.0	0.6	24.0	2.2	464.0	39.6	20.0	0.6	3%	83%
C921 - 50	320.15	784.32	0.41	0.019664557	0.002003053	0.003104197	0.0001027	0.047855004	0.004546906	0.051271734	0.022586788	20.0	0.7	19.8	2.0	91.0	8.7	20.0	0.7	3%	101%
C921 - 8	213.88	352.95	0.61	0.026998494	0.003259857	0.003108176	0.000144831	0.063261574	0.007358729	0.044428636	0.019681524	20.0	0.9	27.1	3.3	716.1	83.3	20.0	0.9	5%	74%
C921 - 9	201.20	543.33	0.37	0.022340319	0.002484656	0.00312535	0.00011926	0.049642673	0.005139356	0.047998596	0.023205242	20.1	0.8	22.4	2.5	177.3	18.4	20.1	0.8	4%	90%
C921 - 66	497.29	870.96	0.57	0.017549007	0.00198875	0.003139541	0.000112393	0.04174331	0.004664822	0.056514393	0.024093738	20.2	0.7	17.7	2.0	0.0	0.0	20.2	0.7	4%	114%
C921 - 28	147.57	405.52	0.36	0.021902967	0.002749543	0.003147433	0.000145884	0.049507843	0.006089287	0.053057544	0.023957485	20.3	0.9	22.0	2.8	170.9	21.0	20.3	0.9	5%	92%
C921 - 2	745.16	1200.83	0.62	0.030451013	0.002585818	0.003152809	0.0000885	0.068052943	0.004599582	0.034208285	0.0192314	20.3	0.6	30.5	2.6	869.2	58.8	20.3	0.6	3%	67%
C921 - 72	1866.38	1764.26	1.06	0.029867364	0.003381003	0.003155485	0.00009264	0.071352898	0.007183297	0.027399562	0.012896307	20.3	0.6	29.9	3.4	966.6	97.3	20.3	0.6	3%	68%
C921 - 15	292.23	447.78	0.65	0.027154814	0.004146655	0.003159902	0.000137114	0.062619178	0.008284682	0.03306617	0.016550303	20.3	0.9	27.2	4.2	694.4	91.9	20.3	0.9	4%	75%
C921 - 31	354.67	495.73	0.72	0.055169303	0.005996635	0.003163818	0.000147291	0.122823347	0.011920883	0.024562275	0.012355712	20.4	0.9	54.5	5.9	1996.8	193.8	20.4	0.9	5%	37%
C921 - 46	1027.56	1653.82	0.62	0.032144254	0.003007682	0.003164716	0.00009831	0.074656231	0.006254075	0.032685969	0.015719191	20.4	0.6	32.1	3.0	1058.4	88.7	20.4	0.6	3%	63%

C921 - 43	787.98	970.84	0.81	0.021769632	0.002259191	0.003164789	0.00010365	0.050302828	0.00472487	0.045879255	0.021937111	20.4	0.7	21.9	2.3	208.0	19.5	20.4	0.7	3%	93%
C921 - 30	473.29	746.07	0.63	0.037941812	0.007552644	0.003173989	0.000115968	0.083985577	0.014312693	0.015354623	0.008102458	20.4	0.7	37.8	7.5	1291.4	220.1	20.4	0.7	4%	54%
C921 - 22	400.87	651.18	0.62	0.019838532	0.00212212	0.003183709	0.000112113	0.044633847	0.004517079	0.05283066	0.024819801	20.5	0.7	19.9	2.1	0.0	0.0	20.5	0.7	4%	103%
C921 - 19	1063.43	1564.27	0.68	0.019050077	0.001580441	0.003189434	0.0000804	0.04154174	0.002804378	0.050842012	0.028652628	20.5	0.5	19.2	1.6	0.0	0.0	20.5	0.5	3%	107%
C921 - 3	273.30	484.04	0.56	0.020632264	0.00248458	0.003215149	0.000129119	0.04578298	0.005215251	0.051968139	0.024757965	20.7	0.8	20.7	2.5	0.0	0.0	20.7	0.8	4%	100%
C921 - 79	325.85	491.17	0.66	0.03310461	0.003859259	0.003220574	0.000136519	0.074976717	0.008716764	0.035374407	0.015661661	20.7	0.9	33.1	3.9	1067.0	124.0	20.7	0.9	4%	63%
C921 - 21	317.38	637.63	0.50	0.017909649	0.001994458	0.003224721	0.000112967	0.039292911	0.004155493	0.056640451	0.027184981	20.8	0.7	18.0	2.0	0.0	0.0	20.8	0.7	4%	115%
C921 - 55	791.24	1356.30	0.58	0.02377508	0.002062116	0.003245386	0.00010466	0.054818027	0.004653739	0.050753692	0.022489443	20.9	0.7	23.9	2.1	403.8	34.3	20.9	0.7	3%	88%
C921 - 6	832.34	1289.40	0.65	0.02504634	0.002725278	0.003252597	0.000103458	0.054947311	0.005199137	0.037962366	0.019899072	20.9	0.7	25.1	2.7	409.1	38.7	20.9	0.7	3%	83%
C921 - 26	191.53	381.16	0.50	0.022846903	0.002890057	0.00326913	0.000145521	0.05183657	0.006832727	0.050352294	0.021297646	21.0	0.9	22.9	2.9	277.2	36.5	21.0	0.9	4%	92%
C921 - 37	230.11	455.99	0.50	0.081672664	0.008852096	0.003284215	0.000215222	0.178068997	0.015473427	0.024313112	0.013909136	21.1	1.4	79.7	8.6	2634.2	228.9	21.1	1.4	7%	27%
C921 - 62	704.59	1258.81	0.56	0.047945016	0.009598294	0.003304823	0.000131477	0.107942354	0.016838731	0.013697955	0.007808011	21.3	0.8	47.6	9.5	1764.2	275.2	21.3	0.8	4%	45%
C921 - 80	121.28	217.41	0.56	0.03107722	0.004450773	0.003315701	0.000245784	0.070233697	0.010114691	0.055222767	0.024299704	21.3	1.6	31.1	4.5	934.3	134.5	21.3	1.6	7%	69%
C921 - 4	233.49	536.94	0.43	0.055955875	0.006200028	0.00332	0.000127736	0.121672227	0.011784744	0.020602488	0.010839098	21.4	0.8	55.3	6.1	1980.1	191.8	21.4	0.8	4%	39%
C921 - 34	5148.39	2712.04	1.90	0.045370668	0.004597238	0.003340837	0.00008530	0.096227106	0.007778525	0.018554576	0.010966064	21.5	0.5	45.1	4.6	1551.4	125.4	21.5	0.5	3%	48%
C921 - 24	340.21	538.74	0.63	0.021372924	0.002391647	0.003342341	0.000125142	0.045738047	0.004892118	0.052324611	0.025580331	21.5	0.8	21.5	2.4	0.0	0.0	21.5	0.8	4%	100%
C921 - 77	174.99	345.22	0.51	0.033198228	0.004640054	0.003367668	0.000176568	0.073476087	0.010274134	0.038053005	0.017185682	21.7	1.1	33.2	4.6	1026.2	143.5	21.7	1.1	5%	65%
C921 - 67	450.59	737.83	0.61	0.038640908	0.004241327	0.003369958	0.00013595	0.085273173	0.00861627	0.032053647	0.015778289	21.7	0.9	38.5	4.2	1320.9	133.5	21.7	0.9	4%	56%
C921 - 33	105.65	243.64	0.43	0.021070716	0.003318144	0.003435008	0.000199456	0.044464572	0.007014792	0.060110712	0.02843363	22.1	1.3	21.2	3.3	0.0	0.0	22.1	1.3	6%	104%
C921 - 38	136.92	259.55	0.53	0.023825771	0.003360905	0.00344365	0.000212804	0.053826031	0.007585098	0.06331747	0.028055537	22.2	1.4	23.9	3.4	362.8	51.1	22.2	1.4	6%	93%
C921 - 61	336.15	409.89	0.82	0.055743624	0.006422867	0.003472433	0.000161076	0.122101296	0.01425349	0.02507852	0.011300811	22.3	1.0	55.1	6.3	1986.4	231.9	22.3	1.0	5%	41%
C921 - 20	194.38	351.49	0.55	0.018982144	0.002637738	0.003553969	0.000175289	0.038739485	0.005204146	0.066454288	0.033682568	22.9	1.1	19.1	2.7	0.0	0.0	22.9	1.1	5%	120%
C921 - 35	178.84	346.97	0.52	0.051895214	0.017869642	0.003566946	0.000436892	0.118997958	0.04087882	0.024448839	0.01068749	23.0	2.8	51.4	17.7	1940.4	666.6	23.0	2.8	12%	45%
C921 - 60	375.15	598.70	0.63	0.062110176	0.007223244	0.003587818	0.000164667	0.131727626	0.011647936	0.022796821	0.014137011	23.1	1.1	61.2	7.1	2120.3	187.5	23.1	1.1	5%	38%
C921 - 18	235.01	443.88	0.53	0.075899131	0.006970923	0.003893728	0.000186424	0.140437586	0.01116371	0.026743087	0.016699108	25.1	1.2	74.3	6.8	2231.8	177.4	25.1	1.2	5%	34%
C921 - 12	273.73	419.76	0.65	0.118241334	0.014827777	0.004116738	0.000161375	0.210351355	0.02212381	0.01088329	0.007294178	26.5	1.0	113.5	14.2	2907.5	305.8	26.5	1.0	4%	23%
C921 - 23	161.04	217.60	0.74	0.078088906	0.007939081	0.013152258	0.000455651	0.04402586	0.004185731	0.057393419	0.108858166	84.2	2.9	76.3	7.8	0.0	0.0	84.2	2.9	3%	110%
C921 - 56	118.81	251.04	0.47	0.128818406	0.01076647	0.020176139	0.000508485	0.049919834	0.003481366	0.047228572	0.146059047	128.8	3.2	123.0	10.3	190.2	13.3	128.8	3.2	3%	105%

5. Gráficos de concordancia de la muestra RB-02



6. Tabla de datos cinemáticos medidos en campo (verde: estaciones en la zona de Lagunas Epulafquen, celeste: estaciones en la zona del río Buraleo)

ESTACIONES	EJE T			EJE B			EJE P			N	n	SOLUCIÓN
	AZIMUT	INCLINACIÓN	delta T	AZIMUT	INCLINACIÓN	delta B	AZIMUT	INCLINACIÓN	delta P			
1(a)	237.8	76.6	0.94629291	82.6	12.2	0.04465817	351.4	5.5	0.00918641	15	6	T
1(b)	5.8	25.5	0.1853398	263.8	23.6	0.16027935	136.8	53.9	0.65284765	15	7	N
2	263.2	1.5	0.00068523	353.5	10.6	0.0338381	165.2	79.3	0.96552791	6	4	N
3	229.3	10.9	0.03575709	138.8	2.6	0.0020578	35.7	78.8	0.96227302	10	7	N
4	268.5	18.2	0.0975531	174.7	11.1	0.03706471	54.9	68.4	0.86448431	22	18	N
5(a)	61.9	71.4	0.89826496	329.5	0.8	0.00019494	239.2	18.6	0.10173504	19	10	T
5(b)	204.5	26.5	0.19909249	321.9	42.7	0.45990054	93.5	35.7	0.34052035	19	5	M
6	344	58.5	0.72699525	153.9	31.1	0.26680668	246.6	4.5	0.00615583	19	16	T
7(a)	149.2	61.6	0.77378161	351.8	26.6	0.2004882	257	9.4	0.02667537	18	6	T
7(b)	84	24.2	0.16803689	347.8	13.7	0.05609231	230.9	61.8	0.77669577	18	8	N
8	241.7	74	0.92402405	142.9	2.5	0.00190265	52.2	15.8	0.07413653	13	10	T
9	14.6	64.8	0.81871199	152.4	19.2	0.10815327	248	15.7	0.0732246	11	10	T
10	270.4	23.9	0.16413971	176.8	8.2	0.02034301	69.1	64.5	0.8146602	9	7	N
11	67.6	2.4	0.00175357	159.1	31.9	0.27924707	333.7	58	0.71918557	14	10	N
12(a)	349.1	6.6	0.01321055	90.9	60.4	0.75602143	255.5	28.7	0.23061461	19	10	R
12(b)	257.2	17.1	0.08645971	47.4	70.4	0.88747224	164.4	9.2	0.02556199	19	6	R
13(a)	97	72.5	0.90957602	255.8	16.4	0.0797167	347.5	6	0.0109262	9	4	T
13(b)	207.7	15.1	0.0678626	116.1	5.8	0.01021238	5.5	73.8	0.92216396	9	4	N
14	354.8	17.4	0.0894254	259.4	16.7	0.08257607	128.2	65.5	0.82802951	8	8	N
15	271.3	15.5	0.07141635	154.2	58.7	0.73009989	9.2	26.5	0.19909249	17	14	R
16	339.5	59.4	0.74087684	222.1	15.2	0.06874317	124.5	25.8	0.18942611	7	6	T
17	177.7	9.2	0.02556199	82.8	27.4	0.21178384	284.6	60.9	0.7634779	12	8	N
18(a)	258.2	77.5	0.95315389	353	1.1	0.00036854	83.3	12.5	0.04684611	20	10	T
18(b)	300.7	7.8	0.01841872	38.4	44.3	0.48778391	203	44.6	0.49301891	20	6	M
19	53.7	64.9	0.82005485	176.8	14.3	0.06100851	272.2	20.1	0.11810199	3	3	T

1. Tabla de datos cinemáticos luego de las rotaciones de las estaciones extensionales y mixtas (verde: estaciones en la zona de Lagunas Epulafquen, celeste: estaciones en la zona del río Buraleo)

ESTACIONES	EJE T			EJE B			EJE P			N	n	SOLUCIÓN
	AZIMUT	INCLINACIÓN	delta T	AZIMUT	INCLINACIÓN	delta B	AZIMUT	INCLINACIÓN	delta P			
1(b)	185.2	24.2	0.16803689	87.4	16.9	0.08450777	325.9	59.9	0.74848698	15	7	N
2	66.9	28.4	0.22621839	187.3	43	0.46512176	315.8	33.7	0.30785234	6	4	R
3	186.9	60.9	0.7634779	332.6	24.7	0.17461289	69.4	14.4	0.06184666	10	7	T
4	268.5	18.2	0.0975531	174.7	11.1	0.03706471	54.9	68.4	0.86448431	22	18	N
5(b)	24.9	25.7	0.1880602	293.1	3.7	0.00416442	195.4	63.9	0.80645353	19	5	N
7	59.9	71.3	0.89720731	163.8	4.7	0.00671392	255.4	18.1	0.09651984	18	8	T
10	263.2	26.3	0.19631208	356.6	6.9	0.01443286	100.2	62.7	0.78964059	9	7	N
11	73.2	13.6	0.05529181	341.6	6.8	0.0140195	225.8	74.7	0.93037101	14	10	N
13	354.2	26.1	0.19354647	105,7	36.9	0.36050445	238.1	41.9	0.44600032	9	4	M
14	324.9	38.1	0.38073327	83.4	31.2	0.26835198	199.8	36.2	0.34881505	8	8	M
16	306.2	36.3	0.3504796	43.4	9.7	0.02838867	146	52	0.62096095	7	6	M
17	356.5	16.4	0.0797167	102.5	43.1	0.46686305	250.9	42.4	0.45468371	12	8	M
18	123	14	0.0585262	319.8	75.4	0.93646104	214.1	4	0.00486597	20	6	R