

Geocronología U-Pb en rocas subvolcánicas de la sierra del Mayal: implicancias en el magmatismo Cretácico Tardío – Paleógeno y en la evolución estructural de la zona interna de la faja plegada y corrida de Chos Malal, Neuquén.

Natalia Paola SÁNCHEZ^{1,2}, Martín Miguel TURIENZO^{1,2}, Fernando Oscar LEBINSON^{1,2}, Vanesa Soledad ARAUJO^{1,2}, Luis Vicente DIMIERI^{1,2} y Lorena HERAZO³

¹DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA, Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca, Argentina.

²INSTITUTO GEOLÓGICO DEL SUR (INGEOSUR), Universidad Nacional del Sur (UNS)-CONICET, Bahía Blanca, Argentina.

³LA.TE. ANDES, Salta, Argentina.

Email: natalia.sanchez@uns.edu.ar; nsnatisanchez@gmail.com

Editor: Ricardo A. Astini

Recibido: 15/07/2025

Aceptado: 15/10/2026

RESUMEN

Se presentan dos nuevas edades U-Pb en circones de filones andesíticos aflorantes en la sierra del Mayal, sector interno de la faja plegada y corrida (FPC) de Chos Malal, Neuquén, integradas con datos petrográficos, geoquímicos y estructurales. Estos cuerpos, previamente datados por Ar-Ar en roca total en 39.7 ± 0.2 Ma, arrojaron edades U-Pb en circón de 60.8 ± 1.5 Ma y 60.30 ± 0.54 Ma, ubicando su emplazamiento en el Paleoceno medio (Selandiano). Petrográficamente, corresponden a andesitas porfíricas con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita subordinada en matriz microgranular, de afinidad calcoalcalina de arco, con enriquecimiento en elementos incompatibles y anomalías negativas de Nb, Ta y Ti. Los circones registran una población heredada pérmica (~280 Ma), asignable al Grupo Choiyoi, sugiriendo asimilación cortical. El emplazamiento de los cuerpos muestra fuerte control estructural y litológico. El magmatismo paleoceno estuvo controlado por corrimientos de piel gruesa y, en la sierra del Mayal, habría ascendido por fallas normales heredadas del rift. En la cobertura sedimentaria, el emplazamiento ocurrió en sectores de máxima flexura (núcleo del sinclinal) y en unidades de baja competencia mecánica (formaciones Agrio y Huitrín). Estos resultados, junto con datos termocronológicos y geológicos regionales, permiten refinar el modelo evolutivo en la zona occidental de la FPC de Chos Malal, y acotar una etapa inicial de contracción entre el Cretácico Tardío y el Paleoceno.

Palabras clave: deformación paleógena, edades U-Pb, Formación Colipilli, Cinturón Andesítico Naunauco

ABSTRACT

U-Pb geochronology of the sierra del Mayal subvolcanic bodies: Implications for Late Cretaceous–Paleogene magmatism and the structural evolution of the internal sector of the Chos Malal fold-and-thrust Belt, Neuquén, Argentina. We present two new U–Pb zircon ages from andesitic sills exposed in the sierra del Mayal, within the internal sector of the Chos Malal Fold-and-Thrust Belt (FTB), Neuquén Province, Argentina, integrated with petrographic, geochemical, and structural data. These igneous bodies, previously dated at 39.7 ± 0.2 Ma by whole-rock Ar–Ar geochronology, yielded U–Pb zircon ages of 60.8 ± 1.5 Ma and 60.30 ± 0.54 Ma, placing their emplacement in the middle Paleocene (Selandian) and providing a more robust chronological constraint than previous age determinations. Petrographically, the rocks are porphyritic andesites composed of plagioclase phenocrysts, amphibole, and subordinate biotite set in a microgranular groundmass. Their geochemical signature indicates a calc-alkaline arc affinity, characterized by enrichment in

incompatible elements and negative Nb, Ta, and Ti anomalies. The zircon population also records inherited Permian grains (~280 Ma), attributed to the Choiyoi Group, suggesting crustal assimilation during magma evolution. The emplacement of the intrusive bodies was strongly controlled by both structural and lithological factors, being concentrated along the axis of the Mayal Syncline and preferentially intruding mechanically weak units of the Agrio and Huitrín formations. These new results, integrated with regional thermochronological and geological data, refine the evolutionary model for the western sector of the Chos Malal FTB, and constrain an initial stage of contraction between the Late Cretaceous and the Paleocene.

Keywords: paleogene deformation; U-Pb ages; Colipilli Formation; Naunaucó andesitic belt

INTRODUCCIÓN

La evolución tectonomagmática de los Andes neuquinos durante el Cretácico Tardío y el Paleógeno constituye un tema de creciente interés debido a su importancia para comprender las primeras etapas de construcción del orógeno andino. En este contexto, la relación temporal entre la deformación compresiva y el magmatismo desarrollado en las fajas plegadas y corridas (FPC) del norte de Neuquén continúa siendo objeto de debate. Las rocas volcánicas y subvolcánicas formadas durante dicho periodo han sido unificadas dentro del Grupo Naunaucó (Zamora Valcarce 2007) o Cinturón Andesítico Naunaucó (Llambías y Aragón 2011), cuya distribución espacial muestra una estrecha asociación con sinclinales y anticlinales pertenecientes a las FPC del Agrio y Chos Malal. Sin embargo, la cronología precisa de estos eventos y su vinculación con la deformación aún presentan incertidumbres, en parte debido a la dispersión de edades publicadas y a las limitaciones inherentes a las características de las rocas analizadas y algunos métodos geocronológicos previamente utilizados.

Los cuerpos ígneos de la sierra del Mayal constituyen uno de los afloramientos más representativos del sector interno de la FPC de Chos Malal. Corresponden a filones capa, lacolitos y diques emplazados en el núcleo del sinclinal de Mayal, desarrollado en sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina. Estos cuerpos han sido objeto de múltiples estudios geológicos, petrológicos y metalogenéticos (e.g., Llambías y Malvicini 1978, Franchini y Malvicini 1999, Llambías y Aragón 2011, entre otros), y fueron datados mediante Ar-Ar en roca total, obteniéndose una edad Ar-Ar de 39.7 ± 0.2 Ma (Cobbold y Rossello 2003). Esta edad ha sido empleada para restringir la cronología de la deformación contraccional en el área, en función de su interpretación como intrusivos posttectónicos respecto del plegamiento, y constituye una de las principales evidencias para acotar el pulso más antiguo de deformación

en el ámbito de la FPC de Chos Malal (e.g. Cobbold y Rossello 2003, Llambías y Aragón 2011, Sánchez et al. 2018, Leanza et al. 2025).

En este trabajo se presentan dos nuevas edades U-Pb obtenidas en circones provenientes de filones andesíticos de la sierra del Mayal. Asimismo, se integran nuevas observaciones geológicas, petrográficas y geoquímicas con el fin de documentar la inclusión de estos cuerpos dentro del Cinturón Andesítico Naunaucó y analizar sus implicancias para la evolución tectónica y magmática del sector interno de la FPC de Chos Malal.

GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

La FPC de Chos Malal se localiza en el noroeste de la provincia del Neuquén, donde afloran más de 6000 m de secuencias sedimentarias pertenecientes a la Cuenca Neuquina, depositadas durante el Jurásico-Cretácico (Fig. 1). La evolución de esta cuenca se inició como resultado de procesos extensionales asociados a la fragmentación de Gondwana, que dieron lugar al desarrollo de un sistema de *riffs* durante el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano (Vergani et al. 1995, Franzese y Spalletti 2001, D'Elia et al. 2020). Los depocentros iniciales, de carácter aislado, fueron colmatados por sucesiones de *sinrift*, agrupadas bajo la denominación de ciclo Precuyano (e.g., Carbone et al. 2011, D'Elia et al. 2020) y desarrolladas sobre un basamento paleozoico que aflora al oeste del área de estudio, en la cordillera del Viento. Posteriormente, entre el Jurásico y el Cretácico Temprano, se depositaron secuencias marinas y continentales correspondientes a los grupos Cuyo, Lotena, Mendoza y Bajada del Agrio, en el marco de una fase de subsidencia térmica (SAG) en un contexto de retroarco (Fig. 1). En la región de estudio, esta secuencia se puede ver sin interrupciones en orden de edad decreciente entre la cordillera del Viento y la sierra del Mayal. Durante el Cretácico Tardío, la acumulación de sedi-

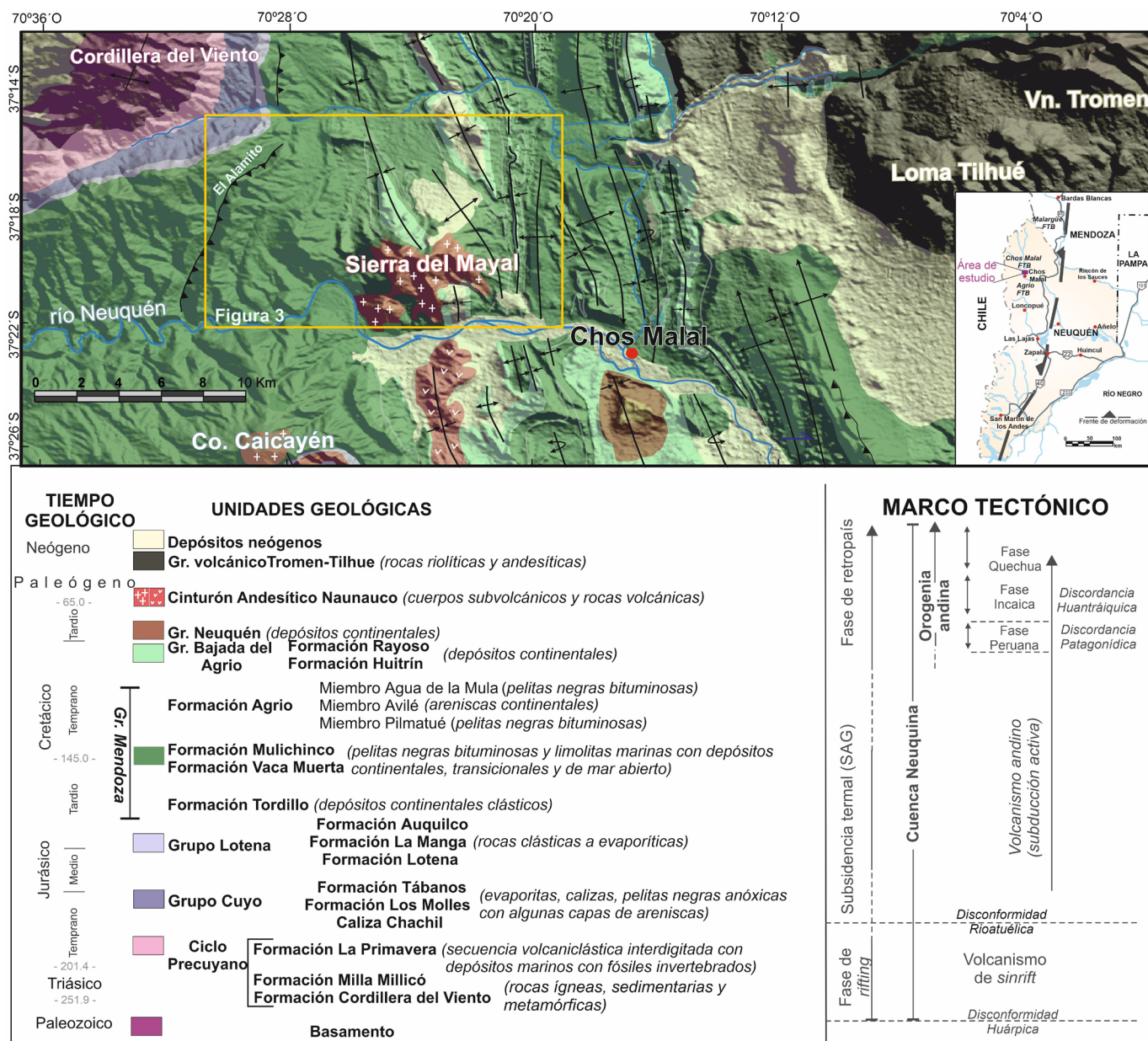


Figura 1. Mapa geológico simplificado de la FPC de Chos Malal (modificado de Sánchez et al. 2015), con las principales unidades geológicas de la Cuenca Neuquina aflorantes.

mentos continentales continuó con el desarrollo del Grupo Neuquén, lo que refleja la transición de la cuenca hacia un estadio de antepaís, asociada al inicio de la tectónica compresiva andina (Ramos y Folguera 2005, Tunik et al. 2010, Fennell et al. 2020, Gómez et al. 2020, Martos et al. 2024) y a la presencia y carga ejercida por el arco volcánico (Fuentes y Horton 2020). La actividad magmática desarrollada entre el Cretácico Tardío y el Eoceno se encuentra registrada en la región por rocas ígneas del Grupo Naunaucó, que incluyen facies tanto intrusivas como extrusivas de composición principalmente andesítica (Zamora Valcarce et al. 2006). Las rocas subvolcánicas que conforman los cerros Mayal y Caicayén,

ubicados al oeste de Chos Malal y al norte y sur del río Neuquén respectivamente (Fig. 1), pertenecen a este grupo. Las unidades pleistocenas-holocenas corresponden a volcanitas, principalmente riolitas y andesitas, incluidas en el agrupamiento volcánico Tromen-Tilhue (Llambías et al. 2011), cuyas rocas afloran en los alrededores del volcán Tromen, al este del área de estudio (Fig. 1).

La FPC de Chos Malal es un cinturón orogénico de piel gruesa, caracterizado por la participación del basamento en la deformación, el cual aflora en el sector interno (occidental) y se encuentra deformado en subsuelo en el sector externo (oriental) (e.g. Kozłowski et al. 1996, Sánchez et al. 2018,



Figura 2. Fotografía panorámica hacia el oeste de la cordillera del Viento, donde las rocas carboníferas del Gr. Andacollo son cubiertas en discordancia por rocas volcánicas paleógenas de la Formación Cayanta.

Turienzo et al. 2018). Para explicar la participación del basamento se han propuesto dos modelos estructurales contrastantes: la inversión tectónica positiva de las fallas normales heredadas (Booth y Coward 1996, Zapata et al. 1999, Zamora Valcarce y Zapata 2005, Rojas Vera et al. 2014, 2015) y el desarrollo de sistemas de corrimientos neoformados durante

la contracción andina (Kozłowski et al. 1996, Nocioni 1996, Sánchez et al. 2014, 2015, Turienzo et al. 2014, 2018, 2020). Si bien actualmente existe un consenso en que ambos mecanismos contribuyen a la configuración estructural de esta faja, es necesario detallar algunos aspectos que reflejan la importancia relativa de cada uno de ellos. En primer lugar, debe tenerse en cuenta que las fallas normales de la etapa de rift tienen en esta región dos rumbos dominantes, NNO y ONO, mientras que las principales estructuras de piel gruesa de la FPC de Chos Malal (e.g. cordillera del Viento y Pampa Tril) tienen un marcado rumbo N-S. En segundo lugar, los valores de acortamiento calculados mediante secciones estructurales balanceadas de detalle son significativos, en el orden de los 14-17 km para la zona interna (Sánchez et al. 2015) y de 22-25 km (16-18%) considerando el ancho de toda la faja (Turienzo et al. 2018), y difícilmente puedan explicarse mediante fallas de ángulos elevados. En tercer lugar, en las líneas sísmicas de la región, que son de muy mala calidad, se han podido reconocer rasgos sutiles de la presencia de estructuras extensionales profundas y sin evidencias notorias

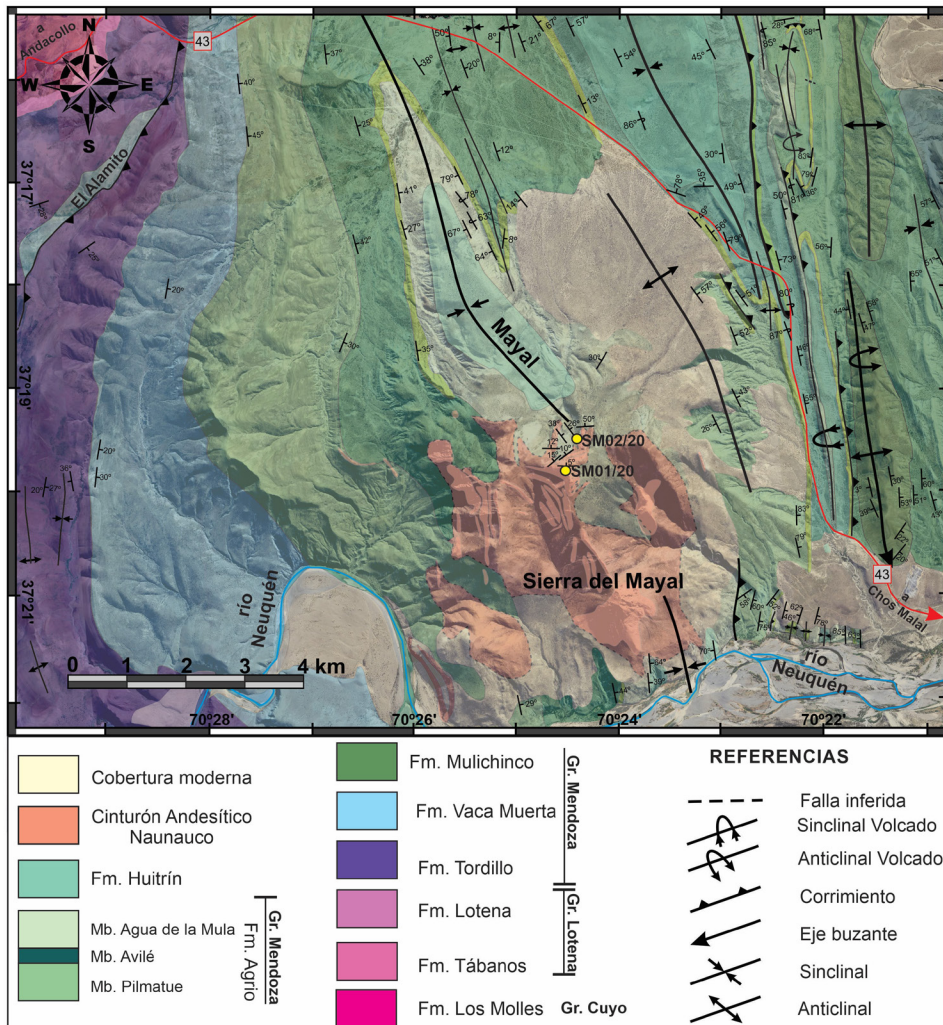


Figura 3. Mapa geológico detallado de la región de la sierra del Mayal, al noroeste de Chos Malal. En círculos amarillos se muestra la ubicación de las dos muestras datadas con U-Pb.

de su inversión positiva (Figs. 11 y 15 en Sánchez et al. 2015). Trabajos más recientes, integrando información de campo y subsuelo en el frente de deformación, interpretan que los sistemas de corrimientos N-S son los principales causantes del acortamiento y elevación de las estructuras de piel gruesa, y que de manera subsidiaria la presencia de fallas normales de rumbo ONO-ESE controla el desarrollo tridimensional de los bloques afectados (Turienzo et al. 2020). Adicionalmente, se ha reconocido que la presencia de fallas normales con rumbo NNO-SSE influye en la localización y orientación de rampas en la cubierta sedimentaria, y en esos casos los pliegues epidérmicos desarrollados adquieren un rumbo similar NNO-SSE (Turienzo et al. 2022). A la luz de los criterios enunciados precedentemente, es posible caracterizar el estilo estructural de la zona interna de la FPC de Chos Malal a través de sistemas de corrimientos N-S que generan grandes pliegues de primer orden, los cuales se insertan en la cubierta sedimentaria causando una intensa deformación de piel fina representada por pliegues y corrimientos de rumbo general N-S, vergencia variable, y longitudes de onda entre 1 y 6 km clasificados como estructuras de segundo y tercer orden (Sánchez et al. 2014, 2015, Turienzo et al. 2014, 2018). La cordillera del Viento es la estructura de primer orden más importante de esta región, ubicada al oeste de la zona de estudio (Fig. 1), y ha sido interpretada como un pliegue por flexión en falla de vergencia oriental que expone en su núcleo rocas paleozoicas (Kozłowski et al. 1996, Sánchez et al. 2015, 2018, Turienzo et al. 2018, Orts et al. 2024). A lo largo del anticlinal de la cordillera del Viento, Sagripanti et al. (2014) documentaron sistemas de fallas extensionales de orientación noroeste y oeste-noroeste, segmentadas por fallas con rumbo NE-SO, formados durante la etapa de sinrift, que muestran algunas evidencias de inversión parcial y son cortados y transportados por las fallas contraccionales N-S. El flanco occidental de este anticlinal se encuentra en gran parte cubierto por rocas volcánicas paleógenas de la Formación Cayanta, que yacen en discordancia sobre unidades paleozoicas y mesozoicas (Fig. 2). Por el contrario, el flanco oriental presenta un buzamiento relativamente homogéneo de aproximadamente 30°- 40° E y expone una secuencia continua que involucra a los Grupos Precuyo, Cuyo, Lotena, Mendoza y Bajada del Agrio, este último alojado en un amplio sinclinal situado en la zona de la sierra del Mayal (Fig. 1). Dentro de esta secuencia buzante al este se encuentra el retrocorrimiento El Alamito (Fig. 3), una falla inversa de vergencia occidental que repite parcialmente a la Formación Tordillo sobre la Formación Vaca Muerta. El reconocimiento de esta estructura es particularmente significativo ya que evidencia un nivel de despegue infrayacente a las unidades involucradas, que en las reconstrucciones es-

Tabla 1. Resultados geoquímicos sierra del Mayal

Muestra	Ubicación 37°49'40.29"S 70°23'35.03"O	
SM02-20	Elementos mayoritarios	%en peso
	SiO ₂	55.93
	Al ₂ O ₃	18.95
	Fe ₂ O ₃	5.11
	MgO	2.52
	CaO	6.61
	Na ₂ O	3.82
	K ₂ O	1.49
	TiO ₂	0.46
	P ₂ O ₅	0.15
	MnO	0.1
	Cr ₂ O ₃	<0.002
	Ni	<20
	Sc	11
	LOI	5.1
	Total	100.28
	Elementos trazas	ppm
	Ba	278
	Be	1
	Co	9.9
	Cs	19.1
	Ga	19
	Hf	2.4
	Nb	3.7
	Rb	60.9
	Sn	<1
	Sr	481
	Ta	0.2
	Th	2.8
	U	1
	V	111
	W	0.6
	Zr	75
	Y	13.5
	La	12.3
	Ce	25
	Pr	3
	Nd	12.4
	Sm	2.56
	Eu	1.04
	Gd	2.37
	Tb	0.38
	Dy	2.27
	Ho	0.45
	Er	1.48
	Tm	0.21
	Yb	1.51
	Lu	0.25
	TOT/C	0.69
	TOT/S	0.16

tructurales ha sido interpretado en las evaporitas de la Formación Auquillo (Sánchez et al. 2014, 2015, Turienzo et al. 2014, 2018, Orts et al. 2024). Hacia el este del sinclinal Mayal comienza una región dominada por pliegues y corrimientos de segundo y tercer orden. Los pliegues de segundo orden poseen longitudes de onda de $\sim 4 - 6$ km, tienen gran continuidad a lo largo del rumbo, amplitudes en el rango de 1 a 3 km, e involucran a todo el Grupo Mendoza. Estas estructuras están representadas por anticlinales asimétricos, con limbos traseros largos y buzamientos bajos a moderados y limbos frontales más cortos y de alto buzamiento, que incluso se encuentran volcados (Sánchez et al. 2015). Algunos de estos pliegues de segundo orden tienen rumbo N-S y otros, como los adyacentes a la sierra del Mayal, tienen rumbo NNO (Figs. 1 y 3). Para estos últimos, es posible interpretar la existencia de fallas normales infrayacentes controlando la localización y orientación de los corrimientos asociados al plegamiento de piel fina. La vergencia de los pliegues es principalmente hacia el este, aunque se observan algunos pliegues con vergencia occidental como el anticlinal Chos Malal (Fig. 3), el cual es cortado y transportado hacia el oeste por un retrocorrimiento (Frías Saba et al. 2021). Los anticlinales de segundo orden han sido interpretados como pliegues por propagación y por flexión de falla, o combinación de ambos mecanismos (e.g.

Sánchez et al. 2014, 2015). El mecanismo de flexión de falla, o bien el transporte de los pliegues de propagación sobre un despegue superior, es necesario en esta región para explicar el desarrollo de las estructuras de tercer orden que involucran a la Formación Agrio y unidades suprayacentes (e.g. Turienzo et al. 2014). Los pliegues de tercer orden, exhiben longitudes de onda de $\sim 1 - 2$ km, amplitudes en el rango de 0.5 a 1 km, y su despegue basal se localiza en las pelitas del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio. En el área de estudio se observan pliegues apretados y retrocorrimientos que repiten al Miembro Avilé, entre el sinclinal Mayal y el anticlinal Chos Malal (Fig. 3).

GEOLOGÍA DEL GRUPO NAUNAUCO

La sierra del Mayal y sus cuerpos asociados integran el cinturón andesítico paleógeno Naunauco, definido por Llamabías y Aragón (2011), el cual se extiende entre las localidades de Andacollo y Las Lajas. Estas rocas fueron inicialmente descritas como “Serie andesítica infraterciaria” por Groeber (1929) o “Andesitas oligocenas” por Zöllner y Amos (1973). Posteriormente, Groeber (1946) las redefinió como “Mollelitense”, denominación que fue adaptada a la nomenclatura

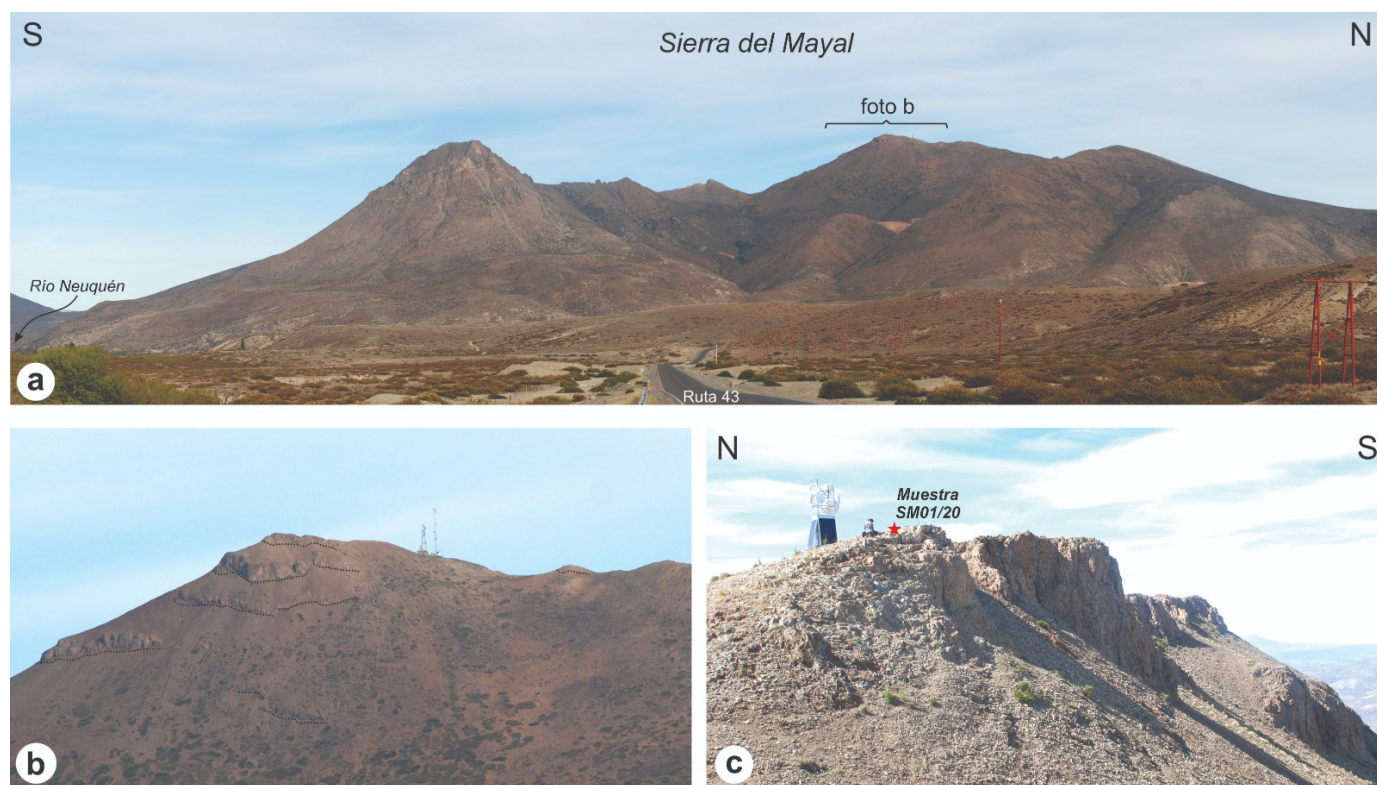


Figura 4. a) Vista hacia el oeste desde la Ruta Provincial 43, en dirección a Andacollo, de los afloramientos del Cinturón Andesítico Naunauco en la sierra del Mayal. En el sector sur, al norte del río Neuquén, se reconoce un cuerpo subvolcánico principal. b) Filones capa intruyendo las rocas de la Formación Agrio del Grupo Mendoza. c) Detalle de uno de los filones datados.

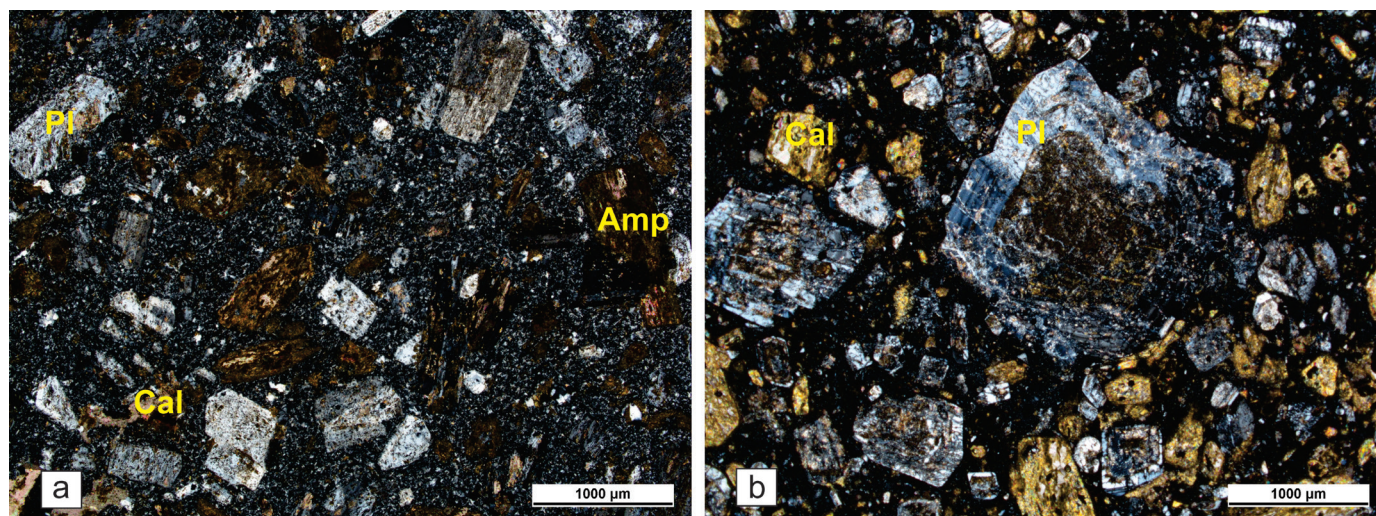


Figura 5. Fotomicrografías tomadas con nicols cruzados. a) Muestra SM01/20. Roca de textura porfírica, constituida por fenocristales y microfeno-cristales de plagioclasa, acompañados por anfíbol y biotita subordinada, inmersos en una matriz microgranular. b) Muestra SM02/20. Roca con características mineralógicas y texturales similares a la muestra SM01/20, aunque de menor tamaño de grano. Se observa un cristal euhedral de plagioclasa con maclado polisintético y zonación oscilatoria. En ambas muestras se reconoce alteración pervasiva y pseudomórfica de calcita. Amp: anfíbol, Pl: Plagioclasa Cal: calcita. Referencias basadas en Warr, 2021.

estratigráfica por Irigoyen (1972) bajo el término Grupo Molle. No obstante, este último cayó en desuso al demostrarse que diversos cuerpos del sur de Mendoza presentan en realidad edades miocenas, reservándose dicha denominación para esas unidades (e.g., Nullo et al. 2002, Silvestro y Atencio 2009). En el norte neuquino, las rocas ígneas de edades comprendidas entre el Cretácico Tardío y el Eoceno fueron definidas por Zamora Valcarce (2007) como Grupo Naunauco, que incluye a la Formación Colipilli (Llambías y Rapela 1989), y a la Formación Cayanta (Rapela y Llambías 1985). La primera de ellas agrupa cuerpos intrusivos, lacolitos, filones capa y facies extrusivas subordinadas, de composición andesítica. La segunda unidad está compuesta por coladas y brechas volcánicas. Los cuerpos subvolcánicos presentan una relación temporal-espacial estrecha con la FPC del Agrio y Chos Malal (e.g. Llambías y Malvicini 1978, Cobbold y Rossello 2003, Salvioli et al. 2018, Sánchez et al. 2018, Lebinson et al. 2024). Las rocas de este Grupo se caracterizan por intruir y/o cubrir en discordancia a las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina.

Particularmente, los cuerpos aflorantes en la sierra del Mayal fueron descriptos por Zöllner y Amos (1973) como un centro intrusivo circundado por una acumulación de diques y filones capa de andesitas hornblendíferas y dacitas. Adicionalmente, Franchini y Malvicini (1999) reconocieron dioritas y dioritas cuarzosas. En base a su geometría, algunos de estos cuerpos subvolcánicos han sido interpretados como lacolitos superpuestos con geometría tipo “árbol de Navidad” (Llambías y Aragón 2011), emplazados en una estructura sinclinal que afecta a las rocas del Grupo Mendoza. Respecto de la

edad de los cuerpos subvolcánicos aflorantes en la sierra del Mayal, los mismos fueron asignados a la Formación Colipilli a partir de dataciones Ar-Ar en roca total; realizadas a un filón capa andesítico cuya edad es de 39.7 ± 0.2 Ma (Cobbold y Rossello 2003).

Numerosos estudios han evaluado las vetas auríferas de la región del cerro Mayal (Zöllner 1949, Zanettini y López 1989, Franchini 1990, 1997, Franchini y Montenegro 1991, Franchini y Malvicini 1999). Las mismas fueron descriptas como el relleno de fallas y fracturas, y de contactos litológicos. Se identificaron dos juegos principales de vetas, uno de orientación E-O, con inclinaciones desde 70° S a subverticales y otro N-S con inclinaciones de 58° E a subverticales; y un tercer juego subordinado de rumbo SO-NE, subvertical (Franchini y Malvicini 1999).

METODOLOGÍAS

Dos muestras de rocas ígneas SM01/20 ($37^\circ 19' 59.33''$ S $70^\circ 23' 42.82''$ O) y SM02/20 ($37^\circ 19' 40.29''$ S $70^\circ 23' 35.03''$ O) fueron datadas en LATE ANDES SA (Salta, Argentina), con una combinación instrumental de LA-ICP-MS (*Laser Ablation - Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*). Los granos datados se seleccionaron evitando, en lo posible, inclusiones o fracturas. En general, las mediciones incluyen un spot por circón analizado. En algunos circones, homogéneos y de gran tamaño, se realizaron dos o más spots con el objetivo de corroborar concordancia en las edades calculadas para un mismo grano. El procesamiento posterior se realizó

con *Isoplot 4.15* (Ludwig 2003) y *IsoplotR* (Vermeesch 2018). Los resultados se encuentran en el material suplementario e información más detallada de la metodología en el Apéndice.

Por otra parte, la muestra SM02/20, que presentaba menor grado de alteración, fue analizada geoquímicamente en el Laboratorio ALS, utilizando espectrometría de masa ICP-ES para la determinación de los elementos mayores y espectrometría de masa en plasma inductivamente acoplado (ICP-MS) para los elementos traza y tierras raras (Tabla 1). Cabe señalar que la caracterización geoquímica se sustenta en el análisis de una única muestra de roca total. Si bien este dato es inédito y aporta información valiosa sobre la litología de la unidad, no resulta representativo para definir la geoquímica completa de la unidad. Por este motivo, las interpretaciones presentadas fueron contrastadas con la información geoquímica publicada por otros autores para el Cinturón Andesítico Naunauco / Formación Colipilli, con el fin de otorgarles un marco comparativo más robusto y confiable.

GEOLOGÍA DE LA SIERRA DEL MAYAL

Regionalmente, los cuerpos subvolcánicos que conforman la sierra del Mayal se destacan en el paisaje por su expresión topográfica (Fig. 4a) y se encuentran emplazados en el sinclinal homónimo. Esta estructura presenta un rumbo NNO-SSE y un eje con buzamiento hacia el sur, involucrando en sus flancos a la Formación Agrio, mientras que en su núcleo aflora la Formación Huitrín (Fig. 3). El limbo occidental exhibe buzamientos entre 30° y 45° hacia el este, mientras que el limbo oriental presenta buzamientos entre 60° y 80° al oeste, aunque también se observan capas en posición invertida asociadas al desarrollo de pliegues de menor escala dentro de la Formación Agrio. La traza del plano axial del sinclinal muestra una marcada inflexión en el sector de la sierra del Mayal, justo en la zona donde afloran los cuerpos ígneos, y continúa hacia el sur, pero desplazada hacia el este (Fig. 3).

En cuanto a las características de los cuerpos intrusivos, se destaca la presencia de un cuerpo globoso de morfología

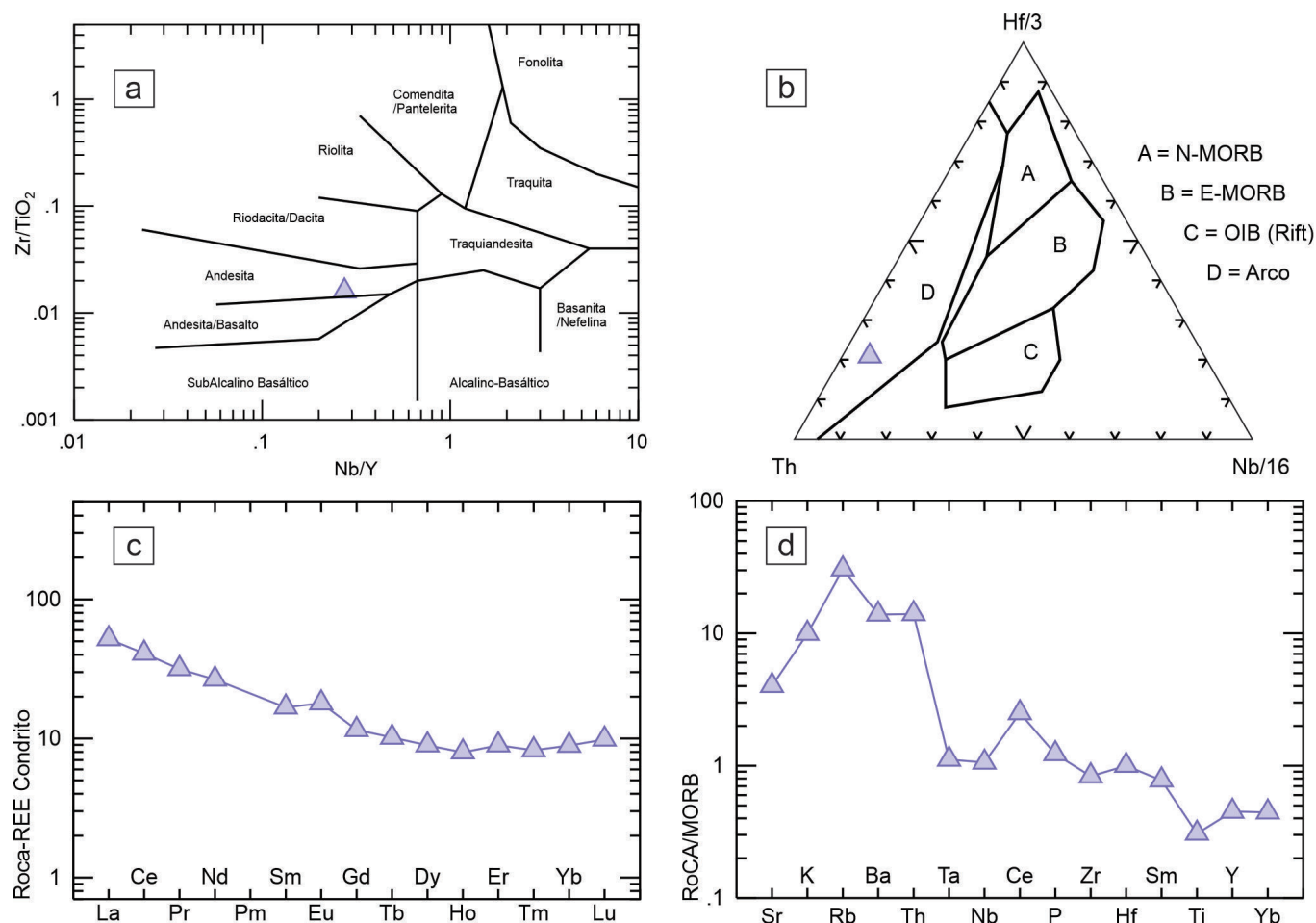


Figura 6. a) Diagrama clasificador de roca Nb/Y-Zr/TiO₂ de Winchester y Floyd (1977) b) Diagrama discriminador tectónico Th-Hf/3-Nb/16 de Wood (1980). c) Diagrama de tierras raras (REE) normalizado a condrito (Sun y McDonough 1989). d) Diagrama multielemental normalizado a Basalto de Dorsal Centro Oceánica (MORB: *Mid-ocean Ridge Basalt*) según el orden y los factores de normalización de Pearce (1983).

irregular que aflora en el sector sudeste, sobre las márgenes del río Neuquén (Fig. 4a). Asimismo, se reconocen numerosos diques, y filones capa, siendo estos últimos particularmente abundantes y con espesores variables entre 2.5 y 20 m (Figs. 3 y 4b y c). En todos los casos, los cuerpos intruyen unidades del Grupo Mendoza, principalmente las pelitas de la Formación Agrio.

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DEL CUERPO INTRUSIVO

Se recolectaron dos muestras representativas del área de estudio, SM01/20 y SM02/20 (Fig. 3), con el objetivo de analizar las características petrográficas y geoquímicas de los filones capa, ambos emplazados en forma concordante con las pelitas negras de la Formación Agrio (Fig. 4c). Estos cuerpos

Muestra SM01/20

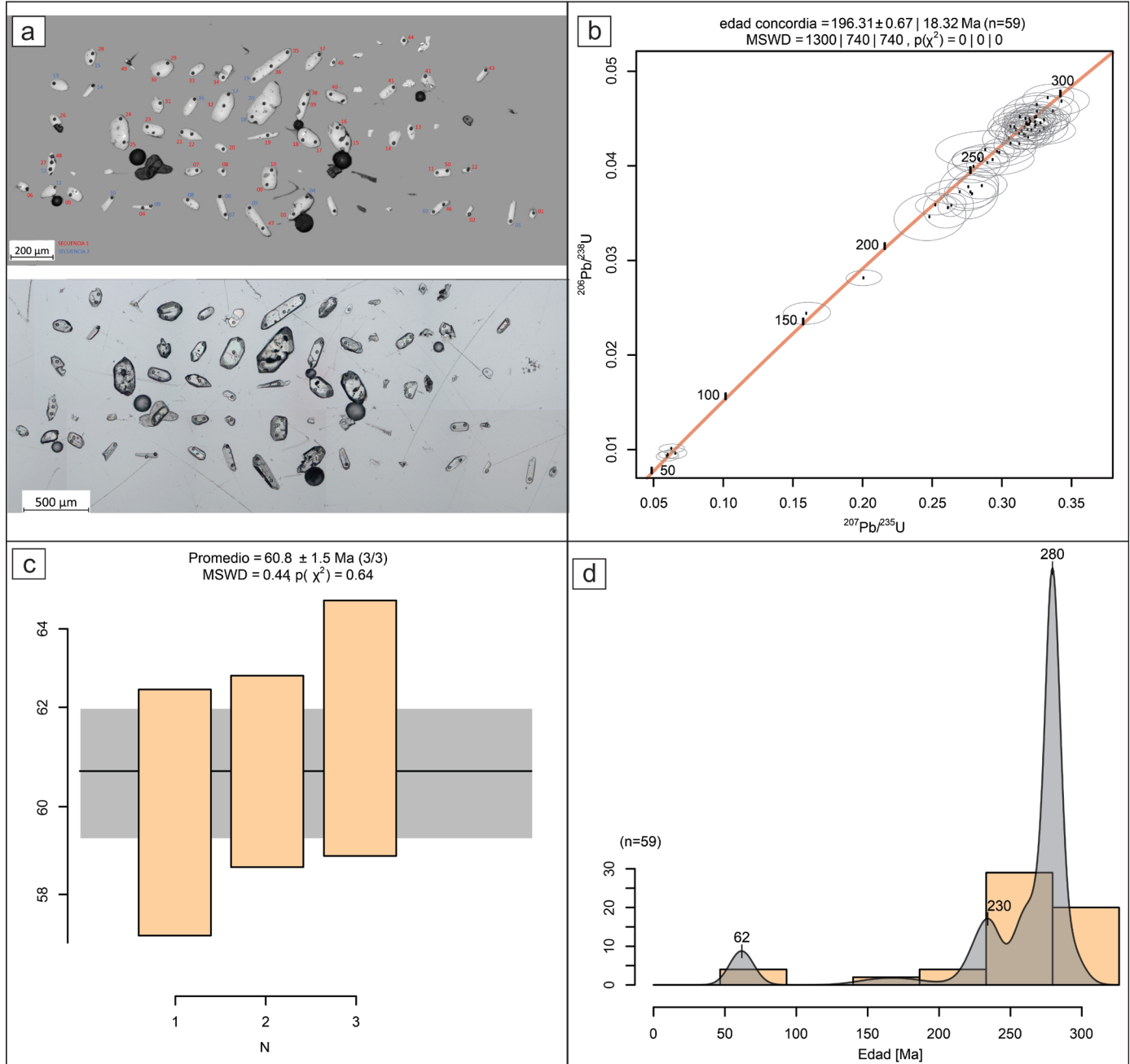


Figura 7. a) Fotografía de la secuencia de la ablación y de los circones medidos con luz transmitida de la Muestra SM01/20. b) Diagrama de Concordia Wetherill ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) de todas las edades concordantes $\pm 10\%$. c) Gráfico de probabilidad acumulada de los granos más jóvenes. d) Diagrama KDE de las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de todos los puntos medidos con las edades concordantes $\pm 10\%$.

tabulares presentan espesores de aproximadamente 20 m y 5 m, respectivamente, observándose un mayor tamaño de grano en la muestra SM01/20. Desde el punto de vista litológico, ambos filones capa corresponden a rocas de composición andesítica de textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa y anfíbol inmersos en una matriz afanítica.

A escala microscópica, ambas muestras presentan características mineralógicas y texturas similares, diferenciándose principalmente por el mayor tamaño de grano observado en la muestra SM01/20. En sección delgada, la roca presenta tex-

tura porfírica, constituida por fenocristales y microfenocristales principalmente de plagioclasa, seguida de anfíbol y biotita subordinada inmersos en una matriz microgranular (Fig. 5a). La plagioclasa constituye la fase mineral predominante y se presenta en cristales euhedrales a subhedrales, con maclado polisintético y zonación oscilatoria. Los cristales alcanzan tamaños entre 50 y 2200 μm y, en numerosos casos, se encuentran intensamente fracturados y afectados por alteración pervasiva a sericita, muscovita y calcita (Fig. 5b). El anfíbol ocurre como cristales prismáticos euhedrales a subhedrales

Muestra SM02/20

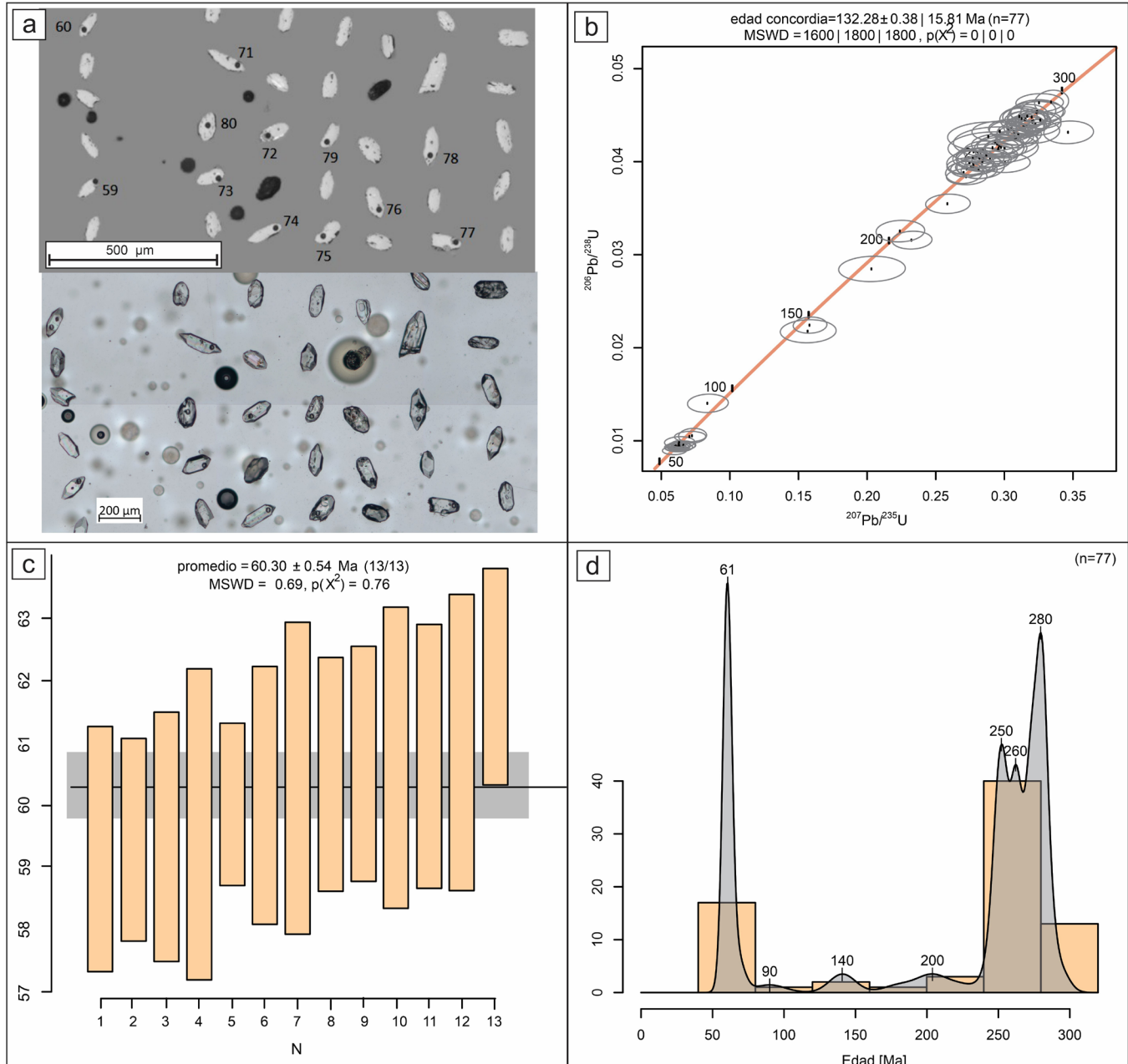
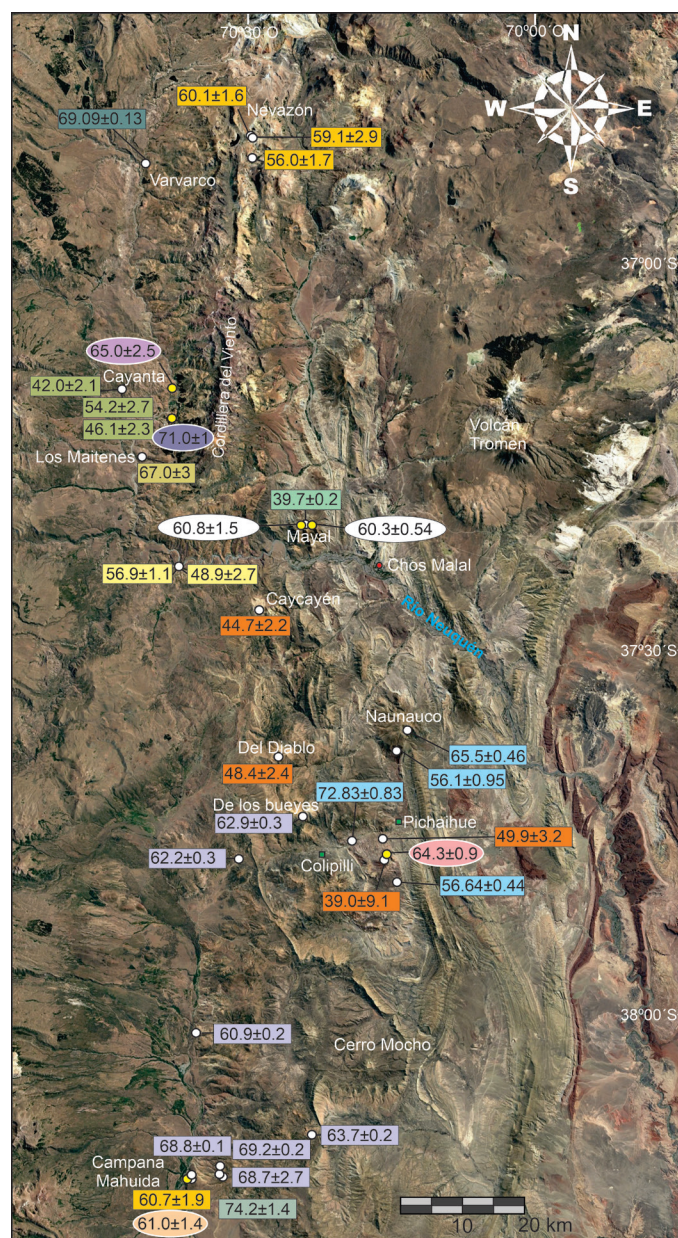


Figura 8. a) Fotografía de la secuencia de la ablación y de los circones medidos con luz transmitida de la Muestra SM02/20. b) Diagrama de Concordia Wetherill ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) de todas las edades concordantes $\pm 10\%$. c) Gráfico de probabilidad acumulada de los granos más jóvenes. d) Diagrama KDE de las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de todos los puntos medidos con las edades concordantes $\pm 10\%$.



Referencias

U-Pb Este trabajo	Ar-Ar Kay et al. (2006)
U-Pb D'annunzio et al. (2023)	K-Ar/Ar-Ar Franchini et al (2003)
U-Pb Pons et al. (2023)	Ar-Ar Cobbold y Rosello (2003)
U-Pb Aguirre Urreta et al. (2011)	Ar-Ar Jordan et al. (2001)
Ar-Ar Rodrigues et al. (2009)	Ar-Ar Rovere (1998)
U-Pb Franchini et al (2007)	K-Ar Llambías y Rapela (1989)
K-Ar Zamora Valcarce et al. (2006)	K-Ar Domínguez et al. (1984)
	K-Ar Sillitoe (1977)

Figura 9. Edades del magmatismo del Cretácico Tardío–Eoceno publicadas para las fajas plegadas y corridas de Chos Malal y Agrio. Los puntos de color amarillo corresponden a edades U-Pb (óvalos en las referencias) y los puntos de color blanco corresponden a edades Ar-Ar o K-Ar (rectángulos en las referencias).

de tonalidades verdes a pardas y tamaños comprendidos entre 50 y 3200 μm , cuyos bordes suelen encontrarse corroídos y parcialmente reemplazados de manera pseudomórfica por calcita y clorita (Fig. 5b).

La biotita, identificada únicamente en la muestra SM02/20, ocurre como cristales euhedrales de color pardo a marrón y tamaños comprendidos entre 50 y 250 μm .

Los microfenocristales presentan una composición mineralógica similar a la de los fenocristales. Como minerales accesorios se identifican apatito y minerales opacos.

La matriz presenta textura microgranular y está constituida principalmente por abundantes microlitos de plagioclasa, minerales máficos alterados y minerales opacos. En la muestra SM01/20, la matriz se encuentra afectada por alteración hidrotermal y, se observa el desarrollo de cuarzo y feldespato potásico secundarios.

La muestra SM02/20 tiene un contenido de SiO_2 del 56%. Debido a que presenta un LOI de 5, se utilizó para su clasificación el diagrama de Winchester y Floyd (1977), basado en elementos inmóviles. De acuerdo a este diagrama, la muestra presenta una composición andesítica, en concordancia con la interpretación petrográfica realizada (Fig. 6a). Al representar los datos en el diagrama discriminante tectónico de Wood (1980), la muestra se ubica dentro del campo correspondiente a basaltos de arco (Fig. 6b).

Por su parte, el diagrama de tierras raras (REE) normalizado a condrito según Sun y McDonough (1989) (Fig. 6c) exhibe un patrón con pendiente moderada, caracterizado por un enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE), un trazado subhorizontal en las tierras raras pesadas (HREE) y una leve concavidad hacia abajo en las tierras raras medias (MREE), coincidiendo con lo esperado en rocas calco-alcalinas de arco. Asimismo, no se observa una anomalía significativa de Eu.

Los patrones de elementos traza normalizados a Basalto de Dorsal Centro-Oceánica (*Mid-Ocean Ridge Basalt, MORB*), utilizando los valores de normalización propuestos por Pearce (1983), muestran un marcado enriquecimiento en los elementos más incompatibles, tales como Sr, K, Rb, Ba y Th, acompañado por anomalías negativas en Nb, Ta y Ti (Fig. 6d).

GEOCRONOLOGÍA U-PB

Los cristales de circón de las muestras analizadas presentan, en su mayoría, morfologías externas euhedrales y estructuras zonadas, características típicas de circones ígneos (Figs. 7a y 8a). En la muestra SM01/20 se analizaron 63 granos, mientras que en la muestra SM02/20 se midieron 82. Para el cálculo e interpretación de las edades se aplicó el filtro de la discordancia basado en el porcentaje de diferencia de la edad (e.g. Spencer et al. 2016) el cual considera únicamente

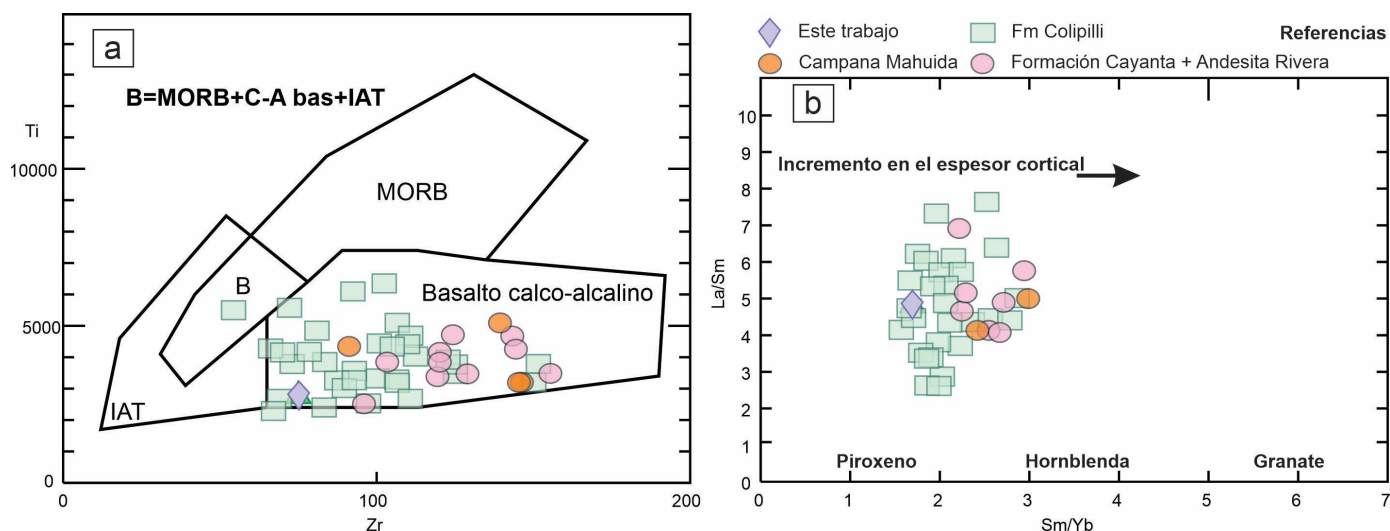


Figura 10. a) Diagrama Ti - Zr de Pearce y Cann (1973) donde se comparan todas las rocas de distintas composiciones y edades a lo largo de la faja corrida y plegada del Agrio. b) Diagrama La/ Sm - Sm/Yb de Hildreth y Moor bath (1988). Ambas figuras son modificadas de Lebinson et al. (2024). Los datos de los análisis geoquímicos fueron tomados de Franchini et al. (2003), Zamora Valcarce et al. (2006), Mateo Fernández Caso et al. (2011), Salvioli et al. (2018) y D'annunzio et al. (2023).

los análisis concordantes ($100 \pm 10 \%$), correspondientes a 59 y 77 datos, respectivamente.

Ambas muestras exhiben distribuciones de edades similares. A partir del análisis de los diagramas de concordia de Wetherill ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$), y de las curvas de KDE ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) construidas con todas las edades concordantes $\pm 10 \%$, se identificó la población más joven (Fig. 7 b y c; Fig. 8 b y c). Utilizando los granos correspondientes a dicha población, se calculó la edad más joven mediante promedio ponderado, obteniéndose edades de 60.8 ± 1.5 Ma ($n = 3$) para la muestra SM01/20 y de 60.30 ± 0.54 Ma ($n = 13$) para la muestra SM02/20 (Figs. 7 c y 8 c). Asimismo, ambas muestras presentan poblaciones de edades más antiguas, destacándose un pico principal correspondiente al Pérmico (ca. 280) (Figs. 7 d y 8 d).

DISCUSIÓN

Implicancias en el magmatismo

El estudio de las rocas ígneas aflorantes en la sierra del Mayal resulta fundamental para comprender la evolución tectono-magmática del orógeno andino en la provincia del Neuquén. El magmatismo de edad Cretácico Tardío–Paleógena se distribuye ampliamente a lo largo de la FPC de Chos Malal y del Agrio (Fig. 9), donde tanto cuerpos subvolcánicos como manifestaciones extrusivas han sido datados mediante diversos métodos geocronológicos durante los últimos 50 años. En conjunto, las edades publicadas abarcan un intervalo entre

74.2 ± 1.4 Ma y 39.7 ± 0.2 Ma (Llambías y Aragón 2011, Iannelli et al. 2018 y referencias allí citadas).

Las rocas intrusivas de la sierra del Mayal fueron inicialmente consideradas como oligocenas por Groeber (1946), sobre la base de criterios geomorfológicos. Posteriormente, Zöllner y Amos (1973), a partir de correlaciones petrológicas con los filones del arroyo Michicó, propusieron una edad eocena. Estos autores señalaron además que la principal dificultad para establecer la edad de las andesitas radicaba en la ausencia de depósitos sedimentarios más jóvenes que el Cretácico Inferior, los cuales permitirían acotar temporalmente su emplazamiento. Décadas más tarde, Cobbold y Rossello (2003) obtuvieron una edad Ar-Ar en roca total de 39.7 ± 0.2 Ma (Eoceno tardío) para un filón capa. Sin embargo, Llambías y Aragón (2011) advirtieron que numerosas edades obtenidas mediante este método podrían requerir revisión debido al grado de alteración que presentan muchas de las muestras y minerales analizados. En este contexto, las nuevas edades U-Pb obtenidas para dos filones andesíticos de la sierra del Mayal aportan información más robusta sobre la cronología del magmatismo. Las edades de 60.8 ± 1.5 Ma y 60.3 ± 0.54 Ma ubican el emplazamiento de estos cuerpos durante el Paleoceno medio (Selandiano). Estas edades son consistentes con el rango temporal reconocido para el Cinturón Andesítico Naunaucó, cuya actividad magmática se habría extendido desde el Cretácico Tardío hasta el Eoceno, si bien la mayoría de ellas se encuentran en el Paleógeno (Llambías y Aragón 2011). Asimismo, las características petrográficas y geoquímicas de los cuerpos permiten asignarlos a la Formación Colipilli (Leanza et al. 2001). Cabe señalar que, entre las

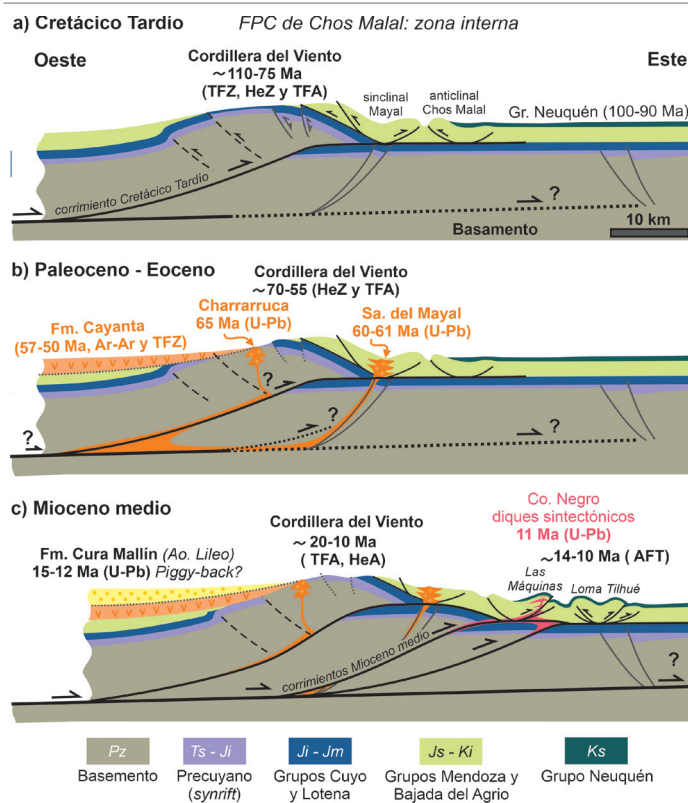


Figura 11. Evolución estructural esquemática interpretada para el sector interno de la FPC de Chos Malal. a) Generación del pliegue por flexión en falla de la cordillera del Viento. Modelos termales utilizando edades de U-Th/He en circones (HeZ) y trazas de fisión en apatitos y circones (TFA y TFZ) muestran una importante exhumación entre los 110 y los 75 Ma (Galletto et al. 2021, Orts et al. 2024). b) Datos de HeZ y TFA (Sánchez et al. 2018) muestran que la cordillera del Viento continuó exhumándose entre los 70-55 Ma. En el Paleoceno se intruyeron los cuerpos subvolcánicos de la sierra del Mayal y Charrarruca. Se interpreta que este magmatismo estuvo controlado por corrimientos en el basamento y su intersección con fallas normales preexistentes. c) Nuevos corrimientos en el basamento generaron estructuras de piel fina en el Mioceno medio evidenciado por datos geo y termocronológicos (Gürer et al. 2016, Sánchez et al. 2018, Jagoe et al. 2025).

edades compiladas en la Figura 9, únicamente las reportadas por Franchini et al. (2007), Aguirre Urreta et al. (2011), Pons et al. (2023), D'Annunzio et al. (2023) y las obtenidas en este trabajo corresponden a dataciones U-Pb. Las edades más jóvenes registradas (principalmente eocenas) fueron obtenidas mediante K-Ar y Ar-Ar, deberían reevaluarse mediante el análisis en minerales menos propensos a procesos de alteración y variaciones transitorias de temperatura (Llambías y Aragón 2011). En conjunto, los nuevos datos U-Pb sugieren que la principal actividad magmática del Cinturón Andesítico Nanduyco se concentró entre el Cretácico Tardío y el Paleoceno, y plantea recaudos respecto a la extensión de este magmatismo durante el Eoceno.

Las edades heredadas identificadas en los circones analizados de los filones de la sierra del Mayal presentan un rango comprendido entre los ~250 y 300 Ma, con un pico marca-

do en ambas muestras a los 280 Ma, asignables en edad al Grupo Choiyoi (Llambías y Sato 2011). En la provincia del Neuquén, la actividad magmática de esta provincia ígnea se desarrolló aproximadamente entre 314 y 250 Ma (Llambías y Sato 2011). Rocas de esta unidad afloran al oeste de la zona de estudio, en la cordillera del Viento, donde se han reportado edades U-Pb cercanas a 282 Ma para ignimbritas (Suárez et al. 2008) y de ~288 Ma para rocas intrusivas en la región del volcán Domuyo (Galletto et al. 2021). Las edades heredadas, junto con las relaciones relativamente elevadas de elementos traza incompatibles (por ejemplo, Ba/Nb), podrían indicar asimilación de corteza continental en la fuente magmática, tal como también fue propuesto para el cuerpo de Charrarruca,

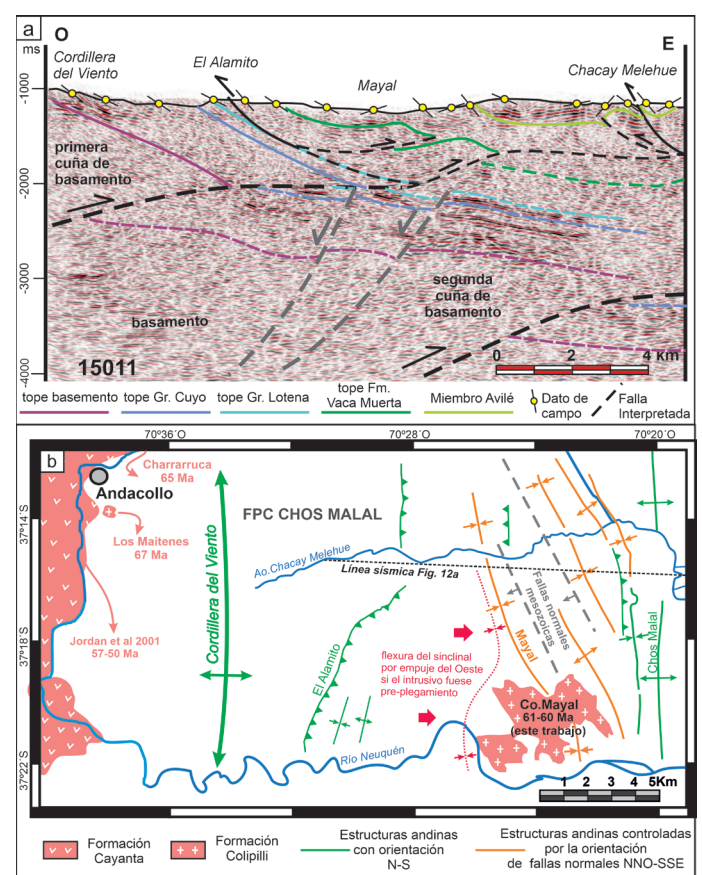


Figura 12. a) Línea sísmica (modificada de Sánchez et al. 2015), donde se observan reflectores con desplazamiento directo, que se interpretan vinculados a dos fallas normales con buzamiento al oeste, sin evidencias de inversión tectónica. b) Esquema tectónico con las principales estructuras reconocidas en la zona interna de la FPC de Chos Malal. Note que los pliegues de rumbo NNO, al norte del Co. Mayal, habrían estado controlados localmente por la presencia de las fallas normales interpretadas en la sísmica. En rosa, traza axial hipotética del sinclinal Mayal en el caso de que las intrusiones hubieran precedido a la contracción: el plegamiento rodeando una zona de mayor rigidez mostraría el segmento norte del pliegue desviado hacia el este, contrario a la situación observada en el mapa. Por lo tanto, de acuerdo a nuestra interpretación, los cuerpos subvolcánicos desplazaron a los pliegues previamente formados.

ubicado al oeste de la cordillera del Viento (D'Annunzio et al. 2023).

Además de la evidencia geocronológica, la composición geoquímica aporta información relevante sobre las condiciones de generación y emplazamiento del magma. El patrón geoquímico observado en la Fig. 6d, de enriquecimiento en los elementos más incompatibles, acompañado por anomalías negativas en Nb, Ta y Ti, es característico de magmas generados en ambientes de arco y refleja la influencia de procesos asociados a zonas de subducción. En conjunto, estas características evidencian una clara afinidad calcoalcalina de arco para las rocas analizadas. Además, las rocas andesíticas de la sierra del Mayal fueron comparadas con los datos compilados por Lebinson et al. (2024), quienes integraron información geoquímica de rocas con edades comprendidas entre el Cretácico Tardío y el Paleógeno (Franchini et al. 2003, Zamora Valcarce et al., 2006, Zamora Valcarce 2007, Mateo Fernández Caso et al. 2011, Salvioli et al. 2018; D'Annunzio et al. 2023). En el diagrama Ti-Zr de Pearce y Cann (1973), las muestras de la sierra del Mayal se ubican dentro del campo de los basaltos calcoalcalinos y presentan bajas relaciones Zr/Ti (Fig. 10a), mostrando afinidades geoquímicas similares a las observadas en las rocas del Grupo Naunaucó. Por su parte, en el diagrama La/Sm versus Sm/Yb de Hildreth y Moorbath (1988), las muestras exhiben valores relativamente bajos para ambas relaciones, lo que sugiere una mayor participación del piroxeno como fase residual durante los procesos de diferenciación o en la fuente magmática (Fig. 10b). Este comportamiento contrasta con el registrado en algunas muestras correspondientes a los cuerpos ígneos de Campana Mahuida y a las Formaciones Colipilli y Cayanta, donde las relaciones geoquímicas indican que el anfíbol habría constituido la principal fase residual en equilibrio con el fundido, acompañado por una participación subordinada del piroxeno. En este sentido, D'Annunzio et al. (2023) reconocen una señal geoquímica similar para las rocas del cuerpo subvolcánico Charrarruca. Estos autores interpretan que la presencia de piroxeno como fase residual sugiere que los magmas se equilibraron bajo condiciones de presión relativamente bajas, compatibles con reservorios emplazados a profundidades someras. Franchini y Malvicini (1999), Mateo Fernández Caso et al. (2011) y Salvioli et al. (2018) en base a características geoquímicas y petrológicas también señalan un ambiente de emplazamiento y cristalización relativamente superficial para rocas pertenecientes a la Formación Colipilli y rocas de la andesita Rivera.

El emplazamiento de los cuerpos magmáticos estuvo fuertemente condicionado por la estructura regional (Llambías y Malvicini 1978, Cobbold y Rossello 2003, Llambías y Aragón

2011, Sánchez et al. 2014, 2018, Lebinson et al. 2024). En el área de Colipilli, los lacolitos se emplazan preferentemente en flancos de sinclinales y núcleos de anticlinales de segundo orden, controlados tanto por la geometría de los pliegues como por contrastes reológicos entre las unidades hospedantes (Llambías y Malvicini 1978). En la sierra del Mayal, en cambio, las intrusiones más importantes se concentran a lo largo del eje del sinclinal y desde allí se extienden como filones hacia los flancos (principalmente hacia el oeste). Desde el punto de vista litológico, estos autores señalaron que la Formación Mulichinco es poco receptiva para la intrusión de las andesitas, y que la mayor parte de los filones capa se aloja en la Formación Agrio, mientras que los lacolitos se emplazan preferentemente en la Formación Huitrín, ocupando los espacios dejados por el yeso al movilizarse durante el plegamiento. De manera similar, y al igual que la mayoría de los cuerpos magmáticos asignados al Grupo Naunaucó que afloran en el sector interno de la FPC, los cuerpos de la sierra del Mayal se emplazan principalmente en las Formaciones Agrio y Huitrín, caracterizadas por un predominio de rocas de baja competencia (pelitas y evaporitas). En el sector suroccidental, además, se observan algunos filones capa que intruyen a la Formación Mulichinco, probablemente porque en este sector de la cuenca contiene facies más distales y finas que en la región austral.

De acuerdo con Llambías y Aragón (2011), la actividad magmática habría sido posterior a la deformación o, alternativamente, sincrónica con sus etapas finales. La preservación de facies extrusivas al este de Colipilli, alojadas en los núcleos de sinclinales y apoyadas en discordancia angular sobre las Formaciones Agrio, Huitrín y Rayoso (Llambías y Malvicini 1978; Leanza et al. 2006), sugiere la existencia de un evento tectónico previo a las rocas volcánicas que plegó las unidades mesozoicas más jóvenes de la Cuenca Neuquina. Asimismo, estos autores, plantearon que el inicio de la actividad magmática pudo haber sido contemporáneo con las últimas fases de la deformación compresiva y con el posterior desarrollo de una etapa distensiva asociada al relajamiento tectónico. Las secciones transversales de los lacolitos, con bajas relaciones axiales, según estos autores, apoyan la idea de que los esfuerzos magmáticos se impusieron a los esfuerzos tectónicos.

Implicancias en la evolución tectónica

Sánchez et al. (2014, 2015, 2018) interpretaron que el sinclinal en el que se emplazan las rocas de la sierra del Mayal se formó entre el gran anticlinal de la cordillera del Viento (de piel gruesa) y los anticlinales de menor escala que involucran al Grupo Mendoza hacia el sector oriental. Las intrusiones de

la sierra del Mayal perturban y desplazan lateralmente al sinclinal, y la edad de 39.7 ± 0.2 Ma (Cobbold y Rossello 2003) de dichas rocas sugería que la etapa de contracción inicial podría haberse extendido hasta el Eoceno (Sánchez et al. 2018). Las nuevas edades U-Pb, sumadas a recientes datos termocronológicos en la cordillera del Viento, permiten ajustar el modelo evolutivo para la zona interna (occidental) de la FPC de Chos Malal (Fig. 11). La primera etapa de deformación contraccional en el sector interno de esta faja tuvo lugar entre el Cretácico Tardío y el Paleoceno temprano, asociada a un corrimiento profundo que generó una cuña de basamento siguiendo un mecanismo de pliegue por flexión en falla (Fig. 11a). Esta estructura de primer orden se desplazó hacia el antepaís sobre un despegue en la cubierta sedimentaria (Formación Auquilco), y transmitió el desplazamiento necesario para el desarrollo del retrocorrimiento el Alamito, del sinclinal Mayal con su anticlinal adyacente y del anticlinal Chos Malal, entre otros. Los sedimentos continentales del Grupo Neuquén (~100-90 Ma) se acumularon en una cuenca de antepaís vinculada a esta etapa inicial de construcción orogénica (e.g. Tunik et al. 2010, Fennell et al. 2017, Borghi et al. 2019). Los modelos termales construidos a partir de distintos datos termocronológicos de baja temperatura en la zona de la cordillera del Viento, muestran un importante episodio de enfriamiento aproximadamente entre los 110 Ma y los 75 Ma (Galletto et al. 2021, Orts et al. 2024). Las rocas volcánicas de la Fm Cayanta, cuya edad es de ~57-50 Ma (Ar-Ar en hornblenda, Jordan et al. 2001), se apoyan en discordancia sobre las unidades Paleozoicas en el flanco occidental de la cordillera del Viento (Figs. 2 y 11b). Esta discontinuidad refleja con claridad la magnitud del evento de exhumación que dio lugar a la erosión de toda la secuencia mesozoica (Jurásica – Cretácica Inferior), que interpretamos fue generado por el levantamiento tectónico de la cordillera del Viento (Fig. 11a), con anterioridad a la acumulación de las vulcanitas paleógenas. El emplazamiento de las rocas de la sierra del Mayal podría haber estado asociado al desarrollo de fallas y fracturas en profundidad que actuaron como conductos para el ascenso del magma. Estudios previos han demostrado que el emplazamiento de los magmas someros en regiones contraccionales se encuentra fuertemente ligado al desarrollo de los sistemas de corrimientos y retrocorrimientos (Dimieri 1992, Galland et al. 2007, Ferré et al. 2012; Araujo et al. 2019, Barrionuevo et al. 2019). En una línea sísmica que pasa por el extremo norte del sinclinal Mayal, Sánchez et al. (2015) observaron que algunos reflectores presentan un leve desplazamiento directo e infirieron dos fallas normales con buzamiento al oeste (Fig. 12a). Estas fallas podrían ser estructuras extensionales de la etapa de *sinrift* sin invertir y son las que, de acuerdo con

nuestra interpretación, controlan el rumbo NNO del sinclinal Mayal y el anticlinal al este del mismo (Fig. 3). Bajo este marco estructural, creemos que el magmatismo paleógeno en la región de la cordillera del Viento habría estado controlado por los sistemas de corrimientos profundos, y particularmente en la sierra del Mayal ascendería hacia niveles superiores al encontrarse con las fallas normales heredadas de la etapa de *rift* (Fig. 11 b). La localización de estas intrusiones someras en sectores de máxima flexura (núcleo del sinclinal) sugiere que aprovecharon zonas de alivio tensional dentro de las secuencias mesozoicas plegadas. Adicionalmente, el desplazamiento observado en la traza axial del sinclinal Mayal indica que localmente el emplazamiento de los cuerpos subvolcánicos fue posterior a la formación del pliegue. En una hipótesis contraria, en la que las intrusiones precedan a la contracción, los pliegues y corrimientos causados por el empuje de la cordillera del Viento se encontrarían con una zona de mayor rigidez y la rodearían, pero desviando su tramo norte relativamente hacia el este, al revés de lo observado en la sierra del Mayal (Fig. 12b). Las edades U-Pb registradas para diferentes cuerpos intrusivos (e.g. Mayal, Charrarruca), muestran que en el Paleoceno temprano-medio el magmatismo de arco se localizaba a ambos lados de la cordillera del Viento (Fig. 11b). Las edades de enfriamiento obtenidas mediante U-Th/He en circones (HeZ) y trazas de fisión en apatitos (TFA) en la cordillera del Viento revelan que esta estructura continuó su exhumación entre los ~70 y 55 Ma (Sánchez et al. 2018, Orts et al. 2024). Este solapamiento entre las edades del magmatismo y la exhumación en la cordillera del Viento sugiere que las intrusiones pudieron ocurrir aún bajo un régimen de deformación contraccional posiblemente de menor intensidad que en la etapa precedente (Fig. 11b).

La estructuración en la zona interna de la FPC de Chos Malal continuó durante el Mioceno medio con el desarrollo en profundidad de dos corrimientos que formaron nuevas cuñas de basamento, las cuales afectaron a las estructuras previas y transmitieron la deformación necesaria para la generación de nuevas estructuras de piel fina como los anticlinales Las Máquinas y Loma Tilhué (Fig. 11c). Este evento de deformación contraccional se encuentra acotado por relaciones de campo, así como por evidencias geocronológicas y termocronológicas. En la estructura de la cordillera del Viento, las edades de enfriamiento obtenidas mediante trazas de fisión y U-Th/He en apatitos muestran edades entre los 20 y los 10 Ma (Sánchez et al. 2018). Las rocas volcánicas de la Formación Cura Mallín en la región del río Lileo se habrían acumulado aproximadamente entre los 15 y 12 Ma (Jagoe et al. 2025), contemporáneamente a la actividad de los corrimientos de la cordillera del Viento, y habrían sido trasladadas como una po-

sible cuenca tipo *piggy-back* (Fig. 11c). Por otro lado, edades U-Pb de ~11 Ma fueron obtenidas para diques interpretados como sintectónicos aflorantes en el Cerro Negro (Gürer et al. 2016). En conjunto, estos datos sugieren que la deformación en la zona interna de la FPC de Chos Malal fue significativa durante el Mioceno medio. Finalmente, durante el Mioceno tardío, la contracción se ubicó al este de nuestra zona de estudio, mediante un sistema de corrimientos en el basamento que exhumó los anticlinales Las Yeseras y Pampa Tril aproximadamente entre los 10 y 7 Ma (Sánchez et al. 2018, 2020).

CONCLUSIONES

1-Los cuerpos subvolcánicos de la sierra del Mayal corresponden a rocas andesíticas de textura porfírica, caracterizadas por fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita subordinada, inmersos en una matriz microgranular. Su geoquímica evidencia una afinidad calcoalcalina de arco, con enriquecimiento en elementos incompatibles y anomalías negativas de Nb, Ta y Ti, compatibles con magmas generados en un contexto de subducción.

2-Las nuevas dataciones U-Pb en circones obtenidas para dos filones andesíticos arrojaron edades de 60.8 ± 1.5 Ma y 60.3 ± 0.54 Ma, ubicando el emplazamiento de estos cuerpos en el Paleoceno medio. Estas edades constituyen un control temporal más robusto que las dataciones K-Ar y Ar-Ar previamente disponibles y sugieren que gran parte del magmatismo del Cinturón Andesítico Naunauco se concentró entre el Cretácico Tardío y el Paleoceno para el sector estudiado.

3-La distribución de los cuerpos subvolcánicos muestra un fuerte control estructural y litológico. El magmatismo paleógeno en la región de la cordillera del Viento habría estado controlado por corrimientos de piel gruesa, y en la sierra del Mayal ascendería hacia niveles superiores a través de fallas normales heredadas de la etapa de *rift*. Estas fallas heredadas también controlarían el rumbo NNO que muestra el sinclinal-anticlinal Mayal, no mediante su inversión sino induciendo la localización y orientación de las rampas que forman los pliegues de piel fina. En la cobertura sedimentaria, el emplazamiento de los cuerpos subvolcánicos tuvo lugar en sectores de máxima flexura (núcleo del sinclinal) y en unidades de baja competencia mecánica, principalmente las Formaciones Agrio y Huitrín.

4-La integración de los nuevos datos U-Pb con información termocronológica y estructural permite refinar el modelo evolutivo para la zona interna (occidental) de la FPC de Chos Malal, reconociendo al menos dos etapas principales de deformación contraccional. En la primera, entre el Cretácico Tar-

dío y el Paleoceno, se generó la estructura de la cordillera del Viento y pliegues de segundo orden vinculados a la misma. Durante el final de este periodo de deformación, se habrían emplazado los cuerpos subvolcánicos de la sierra del Mayal (Paleoceno medio). La segunda etapa de contracción en este sector habría tenido lugar durante el Mioceno medio, con la generación de nuevos corrimientos en el basamento y estructuras de piel fina asociadas. El desarrollo de estos últimos corrimientos de piel gruesa contribuyó al alzamiento y desplazamiento hacia el antepaís de las estructuras formadas con anterioridad, como la cordillera del Viento, el sinclinal Mayal y los cuerpos subvolcánicos allí alojados.

5-En conjunto, los resultados obtenidos refuerzan la estrecha relación entre magmatismo y deformación en el sector interno de la FPC de Chos Malal, y aportan nuevas restricciones temporales para comprender la evolución tectonomagmática del orógeno andino en el noroeste neuquino.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo de investigación fue posible gracias al apoyo del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur y al INGEOSUR-CONICET. Las tareas realizadas fueron financiadas con fondos de proyectos PIP-CONICET, PGI SECYT-UNS, Fundación Williams y PICT de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica. Las dataciones U-Pb fueron realizadas en el marco de un convenio entre CONICET-LATE ANDES SA. Se agradecen las correcciones, comentarios y sugerencias realizadas por el Dr. Daniel Yagupsky y por un revisor anónimo, que contribuyeron a mejorar y clarificar las ideas vertidas en nuestro trabajo. Agradecemos también el asesoramiento recibido por parte del Editor Dr. Maximiliano Naipauer.

REFERENCIAS

- Aguirre-Urreta, M. B., Tunik, M., Naipauer, M., Pazos, P. J., Ottone, E. G., Fanning, M., y Ramos, V. A. 2011. First U-Pb SHRIMP age of the Hauterivian stage, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(1), 25-33.
- Araujo, V., Frisicale, M.C., Sánchez, N., Turienzo, M., Lebinson, F. y Di-mieri, L. 2019. The relationship between Cenozoic shallow igneous bodies and thrust systems of the mountain front of the Cordillera Principal, Mendoza Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 92.
- Barriónuevo, M., Giambiagi, L., Mescua, J. F., Suriano, J., de la Cal, H., Soto, J. L., y Lossada, A. C. 2019. Miocene deformation in the orogenic front of the Malargüe fold-and-thrust belt (35°30'-36°S): Controls

- on the migration of magmatic and hydrocarbon fluids. *Tectonophysics*, 766, 480-499.
- Booth, J. L. M., y Coward, M. P. 1996. Basement faulting and inversion of the NW Neuquén basin, Argentina. En 3^o International Symposium on Andean Geodynamics. pp. 295-298. Saint Malo, Francia.
- Borghi, P., Fennell, L., Gómez Omil, R., Naipauer, M., Acevedo, E. y Folguera, A. 2019. The Neuquén group: the reconstruction of a Late Cretaceous foreland basin in the southern Central Andes (35–37°S). *Tectonophysics*, 177-228.
- Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D. y Martínez, R. 2011. El Ciclo Precuyano (Triásico Tardío–Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Cuenca Neuquina. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino*, Neuquén, 63-76, Neuquén.
- Cobbold, P.R. y Rossello, E.A. 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 20: 429-443.
- D'Annunzio, M.C., Strazzere, L., Rubinstein, N.A., Cócola, M.A., Pavón Pivetta, C.M. y Gerales, M.C. 2023. The Charrarruca porphyry-type alteration zone: new evidence of mineralizing Late Cretaceous-Eocene magmatism in the Southern Central Andes of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*.
- D'Elia L., Bilmes A., Naipauer M., Vergani G., Muravchik M. y Franzese J. 2020. The Syn-Rift of the Neuquén Basin (Precuyano and Lower Cuyano Cycle): Review of Structure, Volcanism, Tectono-Stratigraphy and Depositional Scenarios. En: Kietzmann D. y Folguera A. (eds.), *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*. Springer Earth System Sciences
- Dimieri, L. 1992. Emplazamiento lacolítico a través de retrocorrimientos, cerro Palao Mahuida, Bardas Blancas, Mendoza. *Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Monografías* 8: 163-166.
- Domínguez, E., Aliotta, G., Garrido, M., Danieli, J.C., Ronconi, N., Casé, A.M., Palacios, M., 1984. Los Maitenes- El Salvaje. Un sistema hidrotermal de tipo porfírico. In: 9 Congreso Geológico Argentino. San Carlos de Bariloche, pp. 443–458.
- Fennell, L. M., Folguera, A., Naipauer, M., Gianni, G., Rojas Vera, E. A., Bottesi, G., y Ramos, V. A. 2017. Cretaceous deformation of the southern central Andes: Synorogenic growth strata in the Neuquén Group (35° 30'-37° S). *Basin Research*, 29, 51-72.
- Fennell, L. M., Borghi, P., Martos, F. E., Rossello, E. A., Naipauer, M., y Folguera, A. 2020. The Late Cretaceous Orogenic System: Early Inversion of the Neuquén Basin and Associated Synorogenic Deposits (35°–38° S). En D. Kietzmann & A. Folguera (Eds.), *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes* (pp. 303–322). Springer.
- Ferré, E. C., Galland, O., Montanari, D., & Kalakay, T. J. (2012). Granite magma migration and emplacement along thrusts. *International Journal of Earth Sciences*, 101(7), 1673-1688.
- Franchini, M. 1990. Metalogénesis y petrografía de algunas manifestaciones del Grupo Molle en la provincia de Neuquén. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 271 p., Córdoba.
- Franchini, M. 1997. Empleo del diagrama de alcalinidad versus Fe₂O₃/FeO para discriminar sistemas magmáticos ricos en oro en la prospección regional de Neuquén. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 966-971, Antofagasta.
- Franchini, M. y Montenegro, T. 1991. Las vetas auríferas del Cerro Mayal, Neuquén, Argentina. Parte I: Geología, estructura y mineralogía de las vetas. 6° Congreso Geológico Chileno, Actas: 339-342, Viña del Mar.
- Franchini, M. y Malvicini, L. 1999. Las alteraciones y mineralizaciones de Campana Mahuida y Caicayén, Neuquén: nuevos datos para la exploración de la asociación skarns de Cu-pórfidos cupríferos en la Cordillera Principal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53: 401-415.
- Franchini, M., López-Escobar, L., Schalamuk, I.B.A. y Meinert, L. 2003. Magmatic characteristics of the Paleocene Cerro Nevazón region and other Late Cretaceous to Early Tertiary calcalkaline subvolcanic to plutonic units in the Neuquén Andes, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 399-421.
- Franchini, M., Impicini, A., Meinert, L., Grathoff, G. y Schalamuk, I.B.A. 2007. Clay mineralogy and zonation in the Campana Mahuida porphyry Cu deposit, Neuquén, Argentina: implications for porphyry Cu exploration. *Economic Geology* 102: 27-54.
- Franzese, J. y Spalletti, L. 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14:257-270
- Frías Saba, R., Sánchez, N., Turienzo, M. y Lebinson, F. 2021. Análisis geométrico y cinemático del anticlinal Chos Malal, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 78.
- Fuentes, F. y Horton, B.K. 2020. The Andean foreland evolution of the Neuquén Basin: a discussion. En: Kietzmann, D. y Folguera, A. (eds.), *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*. Springer: capítulo 14.
- Galetto, A., Georgieva, V., García, V.H., Zattin, M., Sobel, E.R., Glodny, J., Bordese, S., Arzadún, G., Bechis, F., Caselli, A.T. y 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. <https://doi.org/10.1029/2020TC006415>
- Galland, O., Hallot, E., Cobbold, P., Ruffet, G., y de Bremond d'Ars, J. 2007. Volcanism in a compressional Andean setting: A structural and geochronological study of Tromen volcano (Neuquén province, Argentina). *Tectonics*, 26, TC4010. <https://doi.org/10.1029/2006TC002011>
- Gómez, R. E., Tunik, M. A., Casadio, S. A. 2020. Fluvial deposits of the Diamante Formation as a record of the Late Cretaceous tectonic acti-

- vity in the Southern Central Andes, Mendoza, Argentina. *Andean Geology*, 47(2), 256-274.
- Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la geología de Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Publicación 58: 1-110, Buenos Aires.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. I. Hoja Chos Malal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 1: 177-208.
- Gürer, D., Galland, O., Corfu, F., Leanza, H. y 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. *Geological Society of America Bulletin* 128.
- Hildreth, W. y Moorbath, S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98: 455-489.
- Iannelli, S.B., Fennell, L.M., Litvak, V.D., Lucía, F.P., Alfonso, E. y Andrés, F. 2018. Geochemical and tectonic evolution of Late Cretaceous to early Paleocene magmatism along the Southern Central Andes (35°–36°S). *Journal of South American Earth Sciences* 87: 139-156.
- Irigoyen, M.F. 1972. Cordillera Principal. En: Leanza, A.F. (ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 345-364, Córdoba.
- Jordan, T.E., Burns, W.M., Veiga, R., Pangaro, F., Copeland, P., y Mpodzis, C. 2001. Mid-Cenozoic intra-arc basins in the southern Andes: *Tectonics*, v. 20, p. 308–324, doi: 10.1029/1999TC001181.
- Kay, S.M., Burns, W.M., Copeland, P. y Mancilla, O. 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. *Geological Society of America Special Paper* 407: 19-60.
- Kozlowski, E.E., Cruz, C.E. y Sylwan, C.A. 1996. Geología estructural de la zona de Chos Malal, Cuenca Neuquina, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas, Buenos Aires.
- Jagoe, L., Turienzo, M., Sagripanti, L., Sánchez, N. y 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.
- Leanza, H.A., Hugo, C.A., Repol, D., González, R., Danieli, J.C. y Lizuaín, A. 2001. Hoja Geológica 3969-I Zapala, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 275, 133 p., Buenos Aires.
- Leanza, H.A., Repol, D., Sruoga, P., Hugo, C.A., Fauqué, L.A. y Zanettini, J.C. 2006. Hoja geológica 3769-31 Chorriaca, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 354, 93 p., Buenos Aires.
- Leanza, H., Giacosa, R., Hernández, M., Hernando, I., Turienzo, M., Rosas, M., Sánchez, N., Lebinson, F., Danieli, J., Barrionuevo, M., Garrido, A., Rodríguez, M.F. y Asato, G. 2025. Hoja geológica 3769-III Chos Malal, provincias del Neuquén y Mendoza. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín.
- Lebinson, F., Turienzo, M., Araujo, V., Sánchez, N. y Dimieri, L. 2024. Geocronología del cuerpo subvolcánico cerro La Grasa: nuevas evidencias del magmatismo mioceno en la faja plegada y corrida del Agrio, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 81 2: 346-356.
- Llambías, E.J. y Malvicini, L. 1978. Geología, petrología y metalogénesis del área de Colipilli, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 33: 257-276.
- Llambías, E.J. y Rapela, C.W. 1989. Las vulcanitas de Colipilli, Neuquén, y su relación con otras unidades paleógenas de la Cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44: 224-236.
- Llambías, E.J. y Aragón, E. 2011. Volcanismo Paleógeno. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 265-274, Neuquén.
- Llambías, E.J. y Sato, A.M. 2011. Ciclo Gondwánico: la provincia magmática Choiyoi en Neuquén. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 53-68, Neuquén.
- Llambías, E., Leanza, H. y Galland, O. 2011. Agrupamiento volcánico Tromen-Tilhue. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 627-636, Neuquén.
- Ludwig, K.R. 2003. User's Manual Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication 4, Berkeley.
- Mateo Fernández Caso, M.P., Montero, D., Leal, P.R. y Ramos, V.A. 2011. Petrografía y geoquímica del magmatismo cretácico superior-eoceno en el área de Pichaihue, provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68: 173-184.
- Martos, F. E., Fennell, L. M., Naipauer, M., Valencia, V., y Folguera, A. 2024. The Ancient Configuration of the Southern Central Andes and Paleogeographic Reconstruction of the Late Cretaceous Foreland Basin at 34°40'S. *Tectonics*, 43(5), e2023TC008119.
- Nocioni, A. D. 1996. Estudio estructural de la Faja Plegada y Corrida de la Cuenca Neuquina-Surmendocina. En 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas, 2, 431-447. Buenos Aires.
- Nulló, F.E., Stephens, G.C., Otamendi, J. y Baldauf, P.E. 2002. El volcanismo del Terciario superior del sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57: 119-132.
- Orts, D.L., Aguilar Cáceres, C.D., Pernich, S., Zaffarana, C., Gallastegui, G. y Assis, S. 2024. Structural evolution and exhumation events recorded in the Huigancó Granodiorite, Cordillera del Viento, Southern Central Andes, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 148: 105166.

- Pearce, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En: Hawkesworth, C.J. y Norry, M.J. (eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publishing: 230-250, Cheshire.
- Pearce, J.A. y Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19: 290-300.
- Pons, M.J., Mendiberri, J., Arce, M., Greco, G.A., Musso, T.B., Fernández, M.L., Hauser, N., Aparicio González, P. 2023. Geología, alteración hidrotermal y mineralogía del sistema de vetas Sofía-Julia-Valencia, distrito minero Andacollo, Neuquén, Argentina. *Andean Geology* 50 (1), 93-126.
- Ramos, V.A. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.), *The Neuquén Basin: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society Special Publication 252: 15-35.
- Rapela, C.W. y 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: 4-25.
- Rodrigues, N., Cobbold, P., Loseth, H. y Ruffet, G.R. 2009. Widespread bedding-parallel veins of fibrous calcite ('beef') in a mature source rock (Vaca Muerta Fm, Neuquén Basin, Argentina): evidence for overpressure and horizontal compression. *Journal of the Geological Society*, 166 (4): 695
- Rojas Vera, E. A., Folguera, A., Zamora Valcarce, G., Bottesi, G., y Ramos, V. A. 2014. Structure and development of the Andean system between 36° and 39°S. *Journal of Geodynamics*, 73, 34-52.
- Rojas Vera, E. A., Mescua, J., Folguera, A., Becker, T. P., Sagripanti, L., Fennell, L., Orts, D., y Ramos, V. A. 2015. Evolution of the Chos Malal and Agrio fold and thrust belts, Andes of Neuquén: Insights from structural analysis and apatite fission track dating. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 418-433.
- Rovere, E.I. 1998. Volcanismo jurásico, paleógeno y neógeno en el noroeste del Neuquén, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas, 1: 144-149, Buenos Aires.
- Sagripanti, L., Folguera, A., Giménez, M., Rojas Vera, E. A., Fabiano, J. J., Molnar, N., Fennell, L., y Ramos, V. A. 2014. Geometry of Middle to Late Triassic extensional deformation pattern in the Cordillera del Viento (Southern Central Andes): A combined field and geophysical study. *Journal of Iberian Geology*, 40(2), 349-366.
- Salvioli, M.A., Lanfranchini, M.E. y Recio, C. 2018. El magmatismo cretácico-terciario y su relación con sistemas hidrotermales polimetálicos en la región de Colipilli-Naunaucó, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75: 46-63.
- Sánchez, N., Turienzo, M., Dimieri, L., Araujo, V. y Lebinson, F. 2014. Evolución de las estructuras andinas en la faja corrida y plegada de Chos Malal: interacción entre el basamento y la cubierta sedimentaria de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71: 233-246.
- Sánchez, N., Turienzo, M., Lebinson, F., Araujo, V., Coutand, I. y 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., Coutand, I., Turienzo, M., Lebinson, F., Araujo, V. y Dimieri, L. 2018. Tectonic evolution of the Chos Malal fold-and-thrust belt (Neuquén Basin, Argentina) from (U-Th)/He and fission-track thermochronometry. *Tectonics* 37 <https://doi.org/10.1029/2018TC004981>.
- Sánchez, N., Turienzo, M., Coutand, I., Lebinson, F., Araujo, V. y Dimieri, L. 2020. Structural and thermochronological constraints on the exhumation of the Chos Malal fold and thrust belt (~37° S). En: Diego Kietzmann and Andrés Folguera. (Eds.) *Opening and closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*, Springer, 294-311.
- Sillitoe, R.H. 1977. Permo-Carboniferous, Upper Cretaceous, and Miocene porphyry copper-type mineralization in the Argentinian Andes. *Economic Geology*, 72(1): 99-103.
- Silvestro, J. y Atencio, M. 2009. La cuenca cenozoica del río Grande y Palauco: edad, evolución y control estructural, faja plegada de Malargüe. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 154-160.
- Spencer, C.J., Kirkland, C.L. y Taylor, R.J. 2016. Strategies towards statistically robust interpretations of in situ U-Pb zircon geochronology. *Geoscience Frontiers* 7(4): 581-589.
- Suárez, M., de la Cruz, R., Fanning, M., Etchart, H. 2008. Carboniferous, Permian and Toarcian magmatism in Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina: first U-Pb SHRIP Dates and Tectonic Implications. In: 17 Congreso Geológico Argentino. Jujuy, pp. 906-907.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D. y Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society Special Publication 42: 313-345, Londres.
- Tunik, M.A., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M. y Ramos, V.A. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489(1-4): 258-273.
- Turienzo, M., Sánchez, N., Dimieri, L., Lebinson, F. y Araujo, V. 2014. Tectonic repetitions of the Early Cretaceous Agrio Formation in the Chos Malal fold-and-thrust belt, Neuquén Basin, Argentina: geometry, kinematics and structural implications for Andean building. *Journal of South American Earth Sciences* 53: 1-19.
- Turienzo, M., Sánchez, N., Lebinson, F. y Dimieri, L. 2018. The structure of the Southern Central Andes (Chos Malal fold and thrust belt). En: Folguera, A., Contreras-Reyes, E., Heredia, N., Encinas, A., Iannelli, S.B., Oliveros, V., Dávila, F.M., Collo, G., Giambiagi, L., Maksymowicz, A., Iglesia Llanos, M.P., Turienzo, M., Naipauer, M., Orts, D., Litvak, V.D., Alvarez, O. y Arriagada, C. (eds.), *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes*. Springer, Cham, 411-441.

- Turienzo, M., Sánchez, N., Lebinson, F., Peralta, F., Araujo, V., Irastorza, A., y Dimieri, L. (2020). Basement-cover interaction in the mountain front of the northern Neuquén fold and thrust belt (37°10'–37°40'S), Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102560>
- Turienzo, M., Sánchez, N., Lebinson, F., Starck, D., Araujo, V., Irastorza, A., Peralta, F., y Dimieri, L. 2022. Análisis estructural del frente de deformación en el segmento norte de la faja plegada y corrida del Agrio (37°40'S - 70°O), Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 79(2), 349-380.
- Vergani, G., Tankard, A., Belotti, H. y Weisink, H. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En: Tankard, A., Suarez Soruco, R. y Welsink, H. (eds.), *Petroleum Basins of South America*. AAPG Memoir 62: 383-402, Tulsa.
- Vermeesch, P. 2018. IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers* 9: 1479-1793.
- Warr, L. N. 2021. IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine*. 85(3): 291–320. doi:10.1180/mgm.2021.43
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters* 50: 11-30.
- Zamora Valcarce, G. 2007. Estructura y cinemática de la faja plegada del Agrio. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 304 p., Buenos Aires.
- Zamora Valcarce, G., y Zapata, T. R. 2005. Estilo estructural del frente de la faja plegada neuquina a los 37°S. En *VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, Actas electrónicas. Mar del Plata, Argentina.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Delpino, D. y Ansa, A. 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt. *Geological Society of America Special Paper* 407: 125-145.
- Zanettini, J.C.M. y López, H. 1989. Prospección geológico-minera del cateo Cerro Mayal, provincia del Neuquén. Corporación Minera del Neuquén, informe inédito, 9 p., Zapala.
- Zapata, T. R., Brissón, I., y Dzelalija, F. 1999. La estructura de la faja plegada y corrida andina en relación con el control del basamento de la cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Tercera Época, 16(60), 112-121
- Zöllner, W. 1949. Informe sobre una Veta Aurífera del Cerro Mayal, Cerca de Chos Malal. Territorio de Neuquén. 7p. Buenos Aires, Dirección General de Industria Minera. Dirección de Geología
- Zöllner, W. y Amos, A. 1973. Descripción geológica de la Hoja 32b Chos Malal, provincia del Neuquén. Servicio Nacional de Minería y Geología, Boletín 143: 1-91, Buenos Aires.